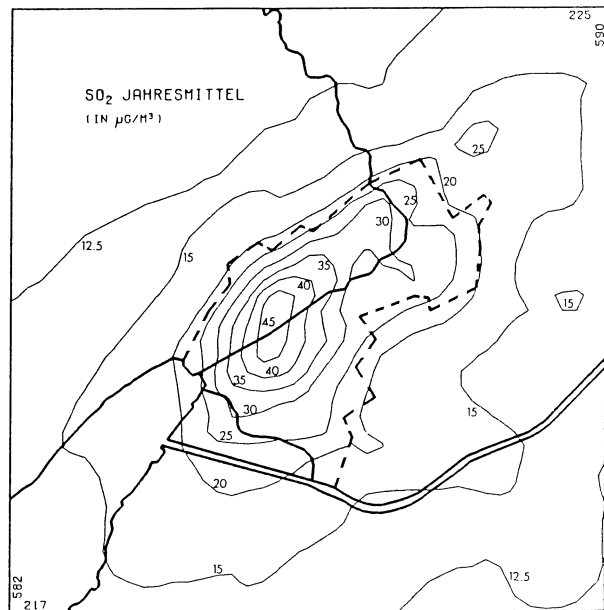
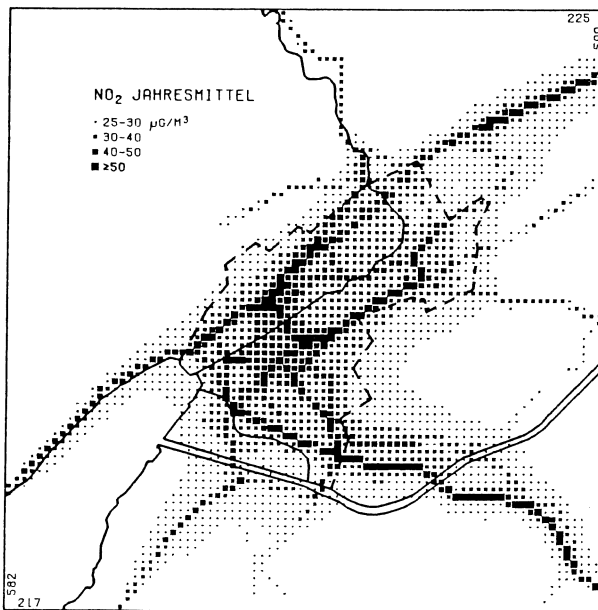


Paul Filliger

# Die Ausbreitung von Luftschadstoffen – Modelle und ihre Anwendung in der Region Biel



# G E O G R A P H I C A   B E R N E N S I A

Reihe	A	African Studies
Reihe	B	Berichte über Exkursionen, Studienlager und Seminarveranstaltungen
Reihe	G	Grundlagenforschung
Reihe	P	Geographie in der Praxis
Reihe	S	Geographie in der Schule
Reihe	U	Skripten für den Universitätsunterricht

**B A N D**                                  **G 14**  
Autor des Heftes:              Paul Filliger

Herausgeber                      Dozenten des Geographischen Instituts  
der Universität Bern  
K. Aerni, G. Grosjean, Ch. Leibundgut,  
B. Messerli, P. Messerli, H. Wanner,  
M. Winiger

Verlag                              Arbeitsgemeinschaft GEOGRAPHICA BERNENSIA  
in Zusammenarbeit mit der  
Geographischen Gesellschaft von Bern  
Hallerstr. 12, CH-3012 Bern

Redaktion                         Prof. Dr. B. Messerli, PD Dr. H. Wanner

Druck                                Copy Print, Ostermundigen

Copyright                         Geographisches Institut der Universität Bern

ISBN 3-906290-25-5

---

Umschlagbild: Berechnete Jahresmittel der Schwefeldioxid-  
und der Stickstoffdioxid-Bodenkonzentration  
über dem Untersuchungsgebiet (Biel - See-  
land).



Creative Commons Licences

Paul Filliger

**Die Ausbreitung von Luftschadstoffen –  
Modelle und ihre Anwendung  
in der Region Biel**



Die vorliegende Arbeit entstand mit Unterstützung des  
Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung  
der wissenschaftlichen Forschung

Der Druck der Arbeit wurde durch folgende  
Institutionen unterstützt:

Stiftung Marchese Francesco Medici del Vascello  
Arbeitsgemeinschaft Geographica Bernensia

## VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Projektes "Klima und Lufthygiene der Region Biel". Das Gesamtprojekt, das 1979 gestartet wurde, hat zum Ziel, die klimatologisch - lufthygienischen Verhältnisse in der Region Biel zu untersuchen, um bessere Grundlagen für anstehende Planungsentscheidungen zu erhalten.

Die Mitarbeit in diesem interdisziplinären Projekt hat mir viele Anregungen und wertvolle Hinweise gebracht, sei es im Kontakt mit den übrigen Forschern oder in der Zusammenarbeit mit der anwendungsorientierten raumplanerischen Seite. Obwohl die vorliegende Arbeit nur einen Baustein zum Gesamtprojekt beiträgt, ist auch sie geprägt durch den interdisziplinären Charakter des Gesamtprojekts. Sie bewegt sich im Übergangsbereich zwischen Geographie, Klimatologie, Atmosphärenphysik und Luftchemie. Diese Zwischenstellung ist einerseits interessant und anregend, birgt andererseits die Gefahr in sich, die einzelnen Teilbereiche nur oberflächlich zu behandeln und deren Grundlagen zu stark zu generalisieren.

Die Arbeit setzt sich zum Ziel, wenn immer möglich räumlich dreidimensionale Aussagen zu machen. Dieser Anspruch zwingt zu einer weiteren starken Generalisierung der Zusammenhänge. Er hat aber gegenüber einer detaillierten Analyse der Prozesse an einem Punkt im Raum den Vorteil, anwendungsseitig direkt umsetzbare Resultate zu liefern.

Das Bemühen um räumlich hochaufgelöste Aussagen kann als spezifisch geographisch bezeichnet werden. Die Analyse räumlicher Strukturen und Prozesse als Hauptziel der (neueren) Geographie wird hier zwar nur indirekt angegangen, indem nicht von der räumlichen Ausprägung eines Phänomens (der Immissionskonzentration von Luftschadstoffen) ausgegangen wird, sondern die räumlichen Verteilungen zuerst berechnet werden müssen. Die dazu verwendeten Modelle kreieren jedoch nicht nur die Form des Verteilungsmusters, sie geben gleichzeitig eine Erklärung dafür. Dieser zweite Aspekt ist es auch, der den Einsatz von Modellen aus erklärungstheoretischer Sicht besonders wertvoll macht.

Die Arbeit entstand unter der Leitung von Prof. Dr. B. Messerli und PD Dr. H. Wanner, denen ich ganz herzlich danken möchte, Prof. Messerli für das inspirierende und stimulierende Forschungsumfeld in seiner Abteilung und PD H. Wanner für die vielen anregenden Diskussionen. PD H. Wanner sei hier auch im Rahmen des Gesamtprojektes ein grosser Dank ausgesprochen. Ohne seine stetigen und zeitaufwendigen Bemühungen um eine Koordination hätte es nicht das momentane fortgeschrittene Stadium erreicht.

Danken möchte ich auch allen Mitarbeitern des Gesamtprojektes, von denen ich in irgendeiner Form profitiert habe. Mit P. Berlincourt, B. Rickli und R. Rickli vom Geogr. Inst. fand ein intensiver Gedanken- und Datenaustausch statt. In

den Diskussionen mit der Gruppe um Dr. K. Ammann (R. Herzig, L. Liebendörfer, M. Urech vom Syst.-geobot. Institut der Universität Bern) wurde mir die Bedeutung der Flechte als integraler Anzeiger der Luftqualität bewusst, was interessante Quervergleiche zu meiner Arbeit erlaubte, die die Einzelkomponenten in den Vordergrund stellt. Von Dr. J. Hertig und P. Liska (IENER, EPF-Lausanne) habe ich methodisch und bei der Analyse der Windfelder profitiert. Gedacht sei an dieser Stelle auch des leider viel zu früh verstorbenen Martin Coendet, der als Sekretär des Regionalplanungsverbandes Biel-Seeland und mit einer Ausbildung in Klimatologie/Lufthygiene das ideale Verbindungsglied zwischen der Forschung und der raumplanerischen Umsetzung bildete. Sein Optimismus hat über viele Verständigungsschwierigkeiten hinweggeholfen.

Danken möchte ich auch dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, insbesondere Frau Dr. U. Schmid. Die Mitarbeit in der Programmleitung der Nationalen Forschungsprogramme 14 und 14+ hat mir über das engere Fachgebiet hinaus sehr viele Anregungen gebracht.

Schliesslich geht ein spezieller Dank an alle meine Kollegen am Institut für die fachlichen Anregungen und das angenehme Arbeitsklima, insbesondere an X. Troxler für die Reinzeichnung verschiedener Figuren, wie auch an meine Familie, von der ich stets tatkräftige Unterstützung erfahren habe.

## INHALTSVERZEICHNIS

VORWORT . . . . .	III
INHALTSVERZEICHNIS . . . . .	V
VERZEICHNIS DER FIGUREN . . . . .	VII
VERZEICHNIS DER TABELLEN . . . . .	VIII
ZUSAMMEMFASSUNG . . . . .	IX
SUMMARY . . . . .	XI
RESUME . . . . .	XIII
1.0 EINLEITUNG . . . . .	1
1.1 Problemstellung . . . . .	1
1.2 Zielsetzung . . . . .	2
2.0 UEBERBLICK . . . . .	4
2.1 Geschichtlicher Rueckblick . . . . .	4
2.2 Scale - Analyse . . . . .	6
2.3 Modelltypen . . . . .	9
2.4 Einsatz von Ausbreitungsmodellen in der Luftrein- haltepraxis . . . . .	11
3.0 THEORETISCHE GRUNDLAGEN . . . . .	15
3.1 Grundlagen der Physik der Planetaren Grenzschicht . . . . .	15
3.1.1 Wärmefluss und Fluss von Bewegungsgrösse . . . . .	15
3.1.2 Richardson-Zahl $Ri$ und Monin-Obukhov-Länge $L$ . . . . .	18
3.1.3 Die Mächtigkeit der Planetaren Grenzschicht . . . . .	20
3.1.4 Windprofil . . . . .	22
3.2 Diffusionstheorien . . . . .	25
3.2.1 K - Theorie . . . . .	25
3.2.2 Statistische Theorie . . . . .	28
4.0 DIE BERECHNUNG VON IMMISSIONSSTATISTIKEN MIT HILFE DES GAUSSMODELLS . . . . .	33
4.1 Grundlagen des Gaussmodells . . . . .	33
4.1.1 PLUME - Ansatz . . . . .	33
4.1.2 PUFF - Ansatz . . . . .	41
4.2 Emissionscharakteristika . . . . .	42
4.3 Ausbreitungsklima . . . . .	45
4.3.1 Windstatistik . . . . .	46
4.3.2 Ausbreitungsklassen . . . . .	47
4.3.3 Inversionshöhen . . . . .	51
4.4 Bestimmung der effektiven Quellhoehe . . . . .	54
4.5 Die Ausbreitungsparameter $\sigma_y$ und $\sigma_z$ . . . . .	55
4.5.1 PLUME - Ansatz . . . . .	55
4.5.2 PUFF - Ansatz . . . . .	59
4.6 Die Modellierung von Flaechenquellen als Punkt- quellen . . . . .	60
4.7 Die Berechnung von Langzeitmittelwerten . . . . .	62
5.0 RESULTATE DES GAUSSMODELLS . . . . .	64

5.1	Die Sensitivitaet des Modells . . . . .	64
5.2	Der Einfluss der Meteorologie auf die Ausbreitung	68
5.2.1	Windgeschwindigkeit . . . . .	68
5.2.2	Turbulenz . . . . .	70
5.2.3	Inversionshöhe . . . . .	71
5.3	Vergleich Modell - Realitaet . . . . .	73
5.4	Resultate fuer den Schadstoff SO <sub>2</sub> . . . . .	76
5.5	Resultate fuer die Schadstoffe NO <sub>x</sub> und NO <sub>2</sub> . . . . .	81
5.5.1	NO <sub>x</sub> -Konzentrationen abseits der Strassen . . . . .	82
5.5.2	Strassennahe NO <sub>x</sub> - und NO <sub>2</sub> -Konzentrationen . . . . .	85
6.0	DIE MODELLIERUNG VON KURZZEITSPITZEN DER SCHAD- STOFFBELASTUNG (PARTIKEL-TRAJEKTORIEN-MODELL) . . . . .	92
6.1	Die theoretischen Grundlagen des Modells . . . . .	92
6.2	Die Turbulenzparameter $\sigma_u$ , $\sigma_v$ , $\sigma_w$ und die Lagrangesche Time Scale $T_{1u}$ , $T_{1v}$ , $T_{1w}$ . . . . .	94
6.2.1	Neutrale Atmosphäre . . . . .	95
6.2.2	Labil geschichtete Atmosphäre . . . . .	95
6.2.3	Stabil geschichtete Atmosphäre . . . . .	97
6.3	Aufbau des Modells . . . . .	97
6.4	Windfeldgenerierung . . . . .	99
7.0	RESULTATE DES PARTIKELTRAJEKTORIEN - MODELLS . . . . .	102
7.1	Fallstudie 10. Dez. 1980 . . . . .	102
7.1.1	Ausgangslage . . . . .	102
7.1.2	Windfelder . . . . .	103
7.1.3	Konzentrationsverteilungen . . . . .	105
7.2	Modellierung von Schwachwindlagen . . . . .	111
8.0	DER PHOTOCHEMISCHE SMOG . . . . .	114
8.1	Grundlagen . . . . .	114
8.2	Ein einfacher chemischer Reaktionsmechanismus . . . . .	117
8.3	Modellierung von Photosmog - Systemen . . . . .	124
8.3.1	Ozonmodell - Typen . . . . .	124
8.3.2	Die Lösung des photochemischen Gleichungssy- stems . . . . .	125
8.3.3	Die Struktur des Partikeltrajektorienmodells mit eingebauter Photochemie . . . . .	126
9.0	RESULATE DES OZONMODELLS . . . . .	128
9.1	Die bestimmenden Faktoren der Ozonbildung . . . . .	128
9.2	Die sommerliche Ozonbildung im Lee der Stadt . . . . .	130
9.3	Einfluss einiger meteorologischer Faktoren auf die Ozonbildung . . . . .	134
9.4	Einfluss von Emissionsreduktionen auf die Ozonbildung . . . . .	137
10.0	SCHLUSSBEMERKUNGEN UND AUSBLICK . . . . .	141
	LITERATURVERZEICHNIS . . . . .	143
	ANHANG A. VERWENDETE SYMBOLE . . . . .	153



## VERZEICHNIS DER FIGUREN

Figur 1.	Elemente eines Ausbreitungsmodells . . . . .	2
Figur 2.	Scale - Analyse . . . . .	7
Figur 3.	Stickoxid- und Ozonkonzentrationen in Strassen- nähe . . . . .	8
Figur 4.	Wärmeflussbestimmung mit Fluktuationmessungen	16
Figur 5.	Vertikale und horizontale Schadstoffflüsse .	26
Figur 6.	Partikeldiffusion im Raum . . . . .	29
Figur 7.	Korrelationsfunktion und Turbulenzspektrum .	31
Figur 8.	Das Gauss'sche Plume-Modell . . . . .	34
Figur 9.	SO <sub>2</sub> - Jahresemission . . . . .	43
Figur 10.	NO <sub>x</sub> - Jahresemission . . . . .	43
Figur 11.	HC - Jahresemission . . . . .	44
Figur 12.	Mittlere maximale Mischungsschichthöhen . .	52
Figur 13.	Flächenquelle und Punktquelle . . . . .	60
Figur 14.	$\sigma_y$ und $\sigma_z$ -Korrekturfaktoren . . . . .	61
Figur 15.	Sensitivitätstest Emissionskataster (100,200 m)	65
Figur 16.	Sensitivitätstest Emissionskataster (400,500 m)	65
Figur 17.	Sensitivitätstest Emissionskataster (1000 m)	66
Figur 18.	Immissionskonzentration und Windgeschwindigkeit (Einzelquelle) . . . . .	69
Figur 19.	Immissionskonzentration und Windgeschwindigkeit (Hausbrand) . . . . .	69
Figur 20.	Immissionskonzentration und Ausbreitungsklasse (Einzelquelle) . . . . .	70
Figur 21.	Immissionskonzentration und Ausbreitungsklasse (Hausbrand) . . . . .	71
Figur 22.	Immissionskonzentration und Inversionshöhe (Einzelquelle) . . . . .	72
Figur 23.	Immissionskonzentration und Inversionshöhe (Hausbrand) . . . . .	72
Figur 24.	Vergleich gemessener und berechneter SO <sub>2</sub> -Kon- zentrationen, 1. Modellversion . . . . .	74
Figur 25.	Vergleich gemessener und berechneter SO <sub>2</sub> -Kon- zentrationen, 2. Modellversion . . . . .	75
Figur 26.	Windrosen und SO <sub>2</sub> -Jahresmittel (Meteodaten Vo- gelsang) . . . . .	77
Figur 27.	SO <sub>2</sub> -Jahresmittel (Meteodaten: Taubenloch resp. Stadtgärtnerei) . . . . .	77
Figur 28.	Jahresmittel der SO <sub>2</sub> -Bodenkonzentration . .	79
Figur 29.	Kurzzeitwert der SO <sub>2</sub> -Bodenkonzentration . .	80
Figur 30.	SO <sub>2</sub> -Jahresmittel nach Quellengruppen . . . .	81
Figur 31.	Jahresmittel der NO <sub>x</sub> -Bodenkonzentration . .	83
Figur 32.	Kurzzeitwert der NO <sub>x</sub> -Bodenkonzentration . .	84
Figur 33.	NO <sub>x</sub> -Jahresmittel nach Quellengruppen . . . .	85
Figur 34.	Normierte NO <sub>x</sub> - und NO <sub>2</sub> -Konzentrationen an Strasse . . . . .	87
Figur 35.	Jahresmittel der NO <sub>x</sub> -Bodenkonzentration . .	89
Figur 36.	Jahresmittel der NO <sub>2</sub> -Bodenkonzentration . .	90
Figur 37.	Gebiet mit NO <sub>2</sub> -Konzentrationen > 40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ .	91
Figur 38.	Jahresmittel der NO <sub>2</sub> -Bodenkonzentration (nur Verkehr) . . . . .	91
Figur 39.	$\sigma_w$ -Vertikalprofil in der PBL, labile Atmosphäre	96
Figur 40.	Beispiel einer Partikelverteilung . . . . .	98
Figur 41.	Windfeldgenerierung . . . . .	100

Figur 42.	Verlauf der gemessenen SO <sub>2</sub> -Konzentrationen am 10. 12. 1980 . . . . .	102
Figur 43.	Abfolge der Windfelder am 10. 12. 1980 . . . . .	104
Figur 44.	SO <sub>2</sub> -Konzentrationen am 10. 12. 1980, Schicht 0-25 m ü.Grund . . . . .	106
Figur 45.	SO <sub>2</sub> -Konzentrationen am 10. 12. 1980, Schicht 50-100 m ü.Grund . . . . .	107
Figur 46.	SO <sub>2</sub> -Konzentrationen am 10. 12. 1980, Schicht 150-250 m ü. Grund . . . . .	108
Figur 47.	Vertikalprofile der SO <sub>2</sub> -Konzentrationen am 10. 12. 1980 . . . . .	110
Figur 48.	Vergleich Modell - Realität, 10. 12. 1980 . . . . .	111
Figur 49.	SO <sub>2</sub> -Konzentrationen bei Schwachwindlage (u = 0.5 m/s) . . . . .	112
Figur 50.	SO <sub>2</sub> -Konzentrationen bei Schwachwindlage (u = 0.25 m/s) . . . . .	112
Figur 51.	Smogkammerexperiment . . . . .	118
Figur 52.	Ozonkonzentrationen in ppb, Schicht 0-100 m ü.Grund . . . . .	130
Figur 53.	Ozonkonzentrationen in ppb, Schicht 200-400 m ü.Grund . . . . .	131
Figur 54.	Ozonkonzentrationen in ppb, Schicht 600-800 m ü.Grund . . . . .	132
Figur 55.	O <sub>3</sub> - und NO <sub>2</sub> -Vertikalprofile . . . . .	133
Figur 56.	Meteorologische Faktoren und Ozonbildung . . . . .	136
Figur 57.	Emissionsreduktion und Ozonbildung . . . . .	139

VERZEICHNIS DER TABELLEN

Tabelle 1.	Modelltypen . . . . .	10
Tabelle 2.	Grenzwerte für die Schadstoffe SO <sub>2</sub> , NO <sub>2</sub> und O <sub>3</sub> . . . . .	14
Tabelle 3.	Tagesschwankung des Verkehrsaufkommens . . . . .	45
Tabelle 4.	Häufigkeit schwacher Winde . . . . .	47
Tabelle 5.	Statistische Masszahlen zur Dauer von Schwachwindlagen . . . . .	48
Tabelle 6.	Ansätze zur Bestimmung der Ausbreitungsklassen . . . . .	48
Tabelle 7.	Bestimmung der Ausbreitungsklassen . . . . .	50
Tabelle 8.	Windrichtung und Ausbreitungsklasse . . . . .	50
Tabelle 9.	Bestimmung der Inversionshöhenklassen . . . . .	52
Tabelle 10.	Inversionshöhen und Ausbreitungsklassen . . . . .	53
Tabelle 11.	Definition von Emissionsklassen . . . . .	54
Tabelle 12.	Gleichungen zur Bestimmung von $\sigma_y$ und $\sigma_z$ . . . . .	58
Tabelle 13.	Koeffizienten der Ausbreitungsparameter des Puff-Ansatzes . . . . .	59
Tabelle 14.	Immissionskonzentration und Rasterweite des Emissionskatasters . . . . .	66
Tabelle 15.	Sensitivität des Gaussmodells . . . . .	67
Tabelle 16.	Vergleich Modell - Realität . . . . .	76
Tabelle 17.	Stündliche Gewichtungsfaktoren der Emission und Windfeldtypen . . . . .	105
Tabelle 18.	Vergleich verschiedener Photosmog - Modelle . . . . .	122
Tabelle 19.	Mittlerer NO <sub>x</sub> - und HC-Ausstoss des schweizerischen Personenwagenparks . . . . .	129

## ZUSAMMENFASSUNG

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Anwendung von Ausbreitungsmodellen zur Bestimmung der Immissionskonzentrationen von Luftschadstoffen. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Modellierung der Prozesse im lokalen bis regionalen Massstab mit Ausbreitungsdistanzen bis 10 km.

Modelle dieser räumlichen Grössenordnung müssen sowohl die Diffusions- als auch die Transportprozesse korrekt wiedergeben können. Als Basis für die Modellierung der Diffusionsprozesse stehen heute zwei ausgebaute Theorien, die K-Theorie und die statistische Theorie der Diffusion zur Verfügung. Sie werden im ersten Teil der Arbeit diskutiert. Für die Bestimmung der Transportwege wird in dieser Arbeit auf die ausgedehnten Windmessungen im Untersuchungsgebiet zurückgegriffen und Modellansätze nur für die räumliche Interpolation der punktuellen Messungen angewendet. Die Diskussion der theoretischen Grundlagen schliesst mit einigen Ueberlegungen zur Bedeutung der Ausbreitungsmodelle in der Lufthygienepraxis.

Die mathematischen Ausbreitungsmodelle lassen sich in zwei Hauptgruppen unterteilen: die steady-state und die dynamischen Ansätze. Erstere gehen von analytischen Lösungen der Grundgleichungen aus, letztere lösen sie numerisch.

Der wichtigste steady-state Ansatz ist das Gaussmodell. Der zweite Teil der Arbeit ist diesem Modelltyp gewidmet. Seine Randbedingungen werden ausführlich diskutiert und einige methodische Aspekte behandelt, die bisher kaum bearbeitet wurden. Es ist dies einerseits die Frage des Einflusses der Rastergrösse des Emissionskatasters auf das Modellresultat und andererseits die Frage der optimalen Behandlung von Flächenquellen mit Hilfe eines Punktquellenansatzes.

Als Resultate des Gaussmodells liegen Karten der Schwefeldioxid- und der Stickstoffdioxidbelastung vor, die direkt mit den Lang- und Kurzzeitgrenzwerten der Luftreinhalteverordnung vergleichbar sind. Die NO<sub>2</sub>-Belastung wird als Summe einer strassenfernen Grundbelastung und einer strassen nahen Zusatzbelastung modelliert. Da dieses Vorgehen neu ist, werden die Grundannahmen für die Schätzung der Zusatzbelastung detailliert behandelt.

Der Vergleich Modell-Realität zeigt, dass das Gaussmodell im Mittel über eine Vielzahl von meteorologischen Ausbreitungsbedingungen auch in komplexer Topographie gute bis sehr gute Resultate liefert. Die Anforderungen an den Modellinput sind jedoch hoch (gute Auflösung des Emissionskatasters, mehrere Windmessstandorte).

Für die Modellierung von Einzelfällen mit zeitlich und räumlich variierendem Turbulenz- und Windfeld sind die dynamischen Ansätze wesentlich erfolgreicher als das Gaussmodell, da sie die Struktur der Planetaren Grenzschicht wirklichkeitsnäher wiederzugeben vermögen. Der im dritten Teil

der Arbeit entwickelte dynamische Ansatz geht von der statistischen Theorie der Diffusion aus und hat zum Ziel, Trajektorien einer Vielzahl von Schadstoffpartikeln in der Atmosphäre zu simulieren.

Im Sinne einer Fallstudie werden die räumlichen Verteilungsmuster der SO<sub>2</sub>-Konzentration während eines ausgewählten Tages in Zeitschritten von 1 Stunde berechnet. Das Modell kann zeigen, dass Belastungsspitzen am Jurahang, die wesentlich höher sein können als diejenigen im Stadtzentrum, bereits durch schwache Hangaufwinde verursacht werden können und einen beträchtlichen Teil des Hanges betreffen.

Der Vergleich zwischen den modellierten und gemessenen Werten ist auch hier vielversprechend. Die gute Übereinstimmung zeigt, dass der gewählte Ansatz auch für die Simulation einer Vielzahl von Quellen und für Transportdistanzen von mehreren Kilometern eingesetzt werden kann. In den bisherigen Anwendungen beschränkte man sich meist auf den quellen-nächsten Bereich.

Der letzte Teil der Arbeit ist der Ozonproblematik gewidmet. Die Modellierung der Ozonentwicklung erfordert den Einbau einer chemischen Reaktionskinetik in das dynamische Ausbreitungsmodell. Dazu wird ein einfaches chemisches Gleichungssystem aus der Literatur übernommen und dessen Struktur und Sensitivität diskutiert. Daneben illustriert ein Ueberblick über die Möglichkeit des Ferntransports von Ozon und über das Verhältnis des natürlichen Backgrounds zur anthropogenen Produktion die Problematik der Ozonmodellierung.

Die Arbeit beschränkt sich in diesem Teil auf die Modellierung der Ozonentwicklung im Lee der Stadt Biel während einer sommerlichen Hochdruckwetterlage mit sehr schwachem Wind und einer konvektiven Planetaren Grenzschicht. Besonderer Wert wird dabei auf die Bestimmung der vertikalen Differenzierung der Ozonbildung gelegt.

Eine weitere Anwendung des Modells widmet sich der Frage nach der Wirksamkeit verschiedener Emissionsminderungsstrategien der Primärschadstoffe HC und NO<sub>x</sub>. Als Resultat ergibt sich, dass die häufig geforderte alleinige HC-Minderung nur dann eine optimale Strategie für die Ozonreduktion ist, wenn man sich auf die Betrachtung der Ozonbildung in Quellennähe mit Bildungszeiten von einigen Stunden beschränkt.

Die Arbeit kann zeigen, dass auch in komplexer Topographie einfache Modellansätze, die für den Praktiker besonders interessant sind, gute bis sehr gute Resultate liefern können. Daneben tragen die dynamischen Modellansätze Wesentliches zum Verständnis der Ausbreitungs- und Umwandlungsprozesse von Schadstoffen in der Atmosphäre bei. Den räumlich dreidimensionalen Aussagen kommt dabei ein besonders grosser Wert zu.

## SUMMARY

The aim of the submitted thesis is the application of dispersion models to the determination of the concentration of air pollutants. The main interest lies on the modeling of the processes in local to regional scale with distances of transport up to 10 kilometers.

The models of this scale should reproduce correctly the processes as of dispersion as of transport. Today, three theories are at our disposal for modeling the processes of diffusion: the gradient transfer approach, the statistical theory of dispersion and the similarity theory. The first two are discussed at the beginning of the thesis.

Models are also applied to spatial interpolation of point-measurements. But the paths of transport are determined empirically, referring to extensive wind measurements in the research area. The discussion of the theoretical foundations ends with reflections on the importance of dispersion models for air pollution control.

The mathematical dispersion models are split in two main groups: The steady-state and the dynamic models. The first derive from analytical solutions of the basic equations and the latter resolve them numerically. The most important steady-state approach is the Gaussian plume model. Its basic assumptions and some methodical aspects up to now rarely treated are discussed in detail; for instance the question of the influence of the grid-square size of the emission inventory on the model output.

As results of the Gaussian plume model, there exist maps of sulfur dioxide and nitrogen dioxide concentration comparable directly to long term air quality standards. The NO<sub>2</sub> concentration is modeled as the sum of a background concentration far from the roads and an additional concentration near the roads. The assumptions for the evaluation of the additional concentration are treated in detail.

The comparison between calculated and measured values shows, that the Gaussian plume model usually delivers good to excellent results, even in complex terrain, but only for long-term purposes. The model input requirements are pretentious however (high-resolution emission inventory, several wind measuring stations).

In cases with varying turbulence and wind field, the dynamic approaches are essentially more successful than the Gaussian plume model, because they render more realistically the structure of the planetary boundary layer. The dynamic approach, developed in the third part of the thesis, proceeds from the statistical theory of diffusion. Its a particle trajectory model with a Monte Carlo simulation of the diffusion.

As a case study, the spatial distribution of the SO<sub>2</sub> concentration is calculated during a selected day in time steps of one hour. The model shows that concentration peaks at the slope of the Jura mountains can be produced already by slight upslope winds. These peak concentrations are often essentially higher than those in the city center where the highest emission density is.

The comparison between modeled and measured values is also very promising for this approach. The good agreement indicates, that the chosen model may be used to simulate the dispersion and transport of air pollutants for distances up to several kilometers, too. Hitherto the most applications were restricted to the near source area.

The last part of the thesis considers the problem of ozone modeling. It requires the inclusion of a chemical reaction mechanism in the dynamic dispersion model. For this purpose, a simple chemical system of equations is taken over from the literature. Its structure and sensitivity is discussed.

A survey on the possibilities of long range transport of ozone and on the relationship between natural background and anthropogenic production illustrates the problem of ozone modeling.

The model is applied to the ozone production in the lee of a small town during summery high pressure conditions with very slight winds and a convective planetary boundary layer. The determination of the vertical ozone profile is considered especially.

An other application deals with the sensitivity of ozone to changes in precursor emission rates of primary pollutants HC and NO<sub>x</sub>. The results indicate that the often claimed sole HC reduction is an optimal O<sub>3</sub> reduction only in the near source area. For areas far from the sources a combined HC and NO<sub>x</sub> reduction strategy may be more successful.

The research shows that even in complex terrain, simple models, especially interesting for the air pollution engineer, can deliver good results. Besides, the more sophisticated dynamic models contribute to a fundamental understanding of the transport, dispersion and transformation processes in the atmosphere.

(Translation: Z. Stutz)

## RESUME

Le présent ouvrage est consacré à l'utilisation de modèles de dispersion en vue de déterminer la concentration des immissions de polluants atmosphériques. Le travail est essentiellement orienté vers la modélisation aux échelles locales et régionales, les distances de dispersions considérées allant jusqu'à 10 km. Les modèles adaptés à cette échelle spatiale doivent reproduire correctement les processus de diffusion et les processus de transport. Il existe actuellement deux théories largement développées pour la modélisation des processus de diffusion: la théorie K et la théorie statistique de la diffusion. Elles sont discutées dans la première partie du travail.

Les mesures anémométriques étendues réalisées dans la région étudiée permettent de déterminer les parcours de transport et ce n'est que pour l'extrapolation des mesures ponctuelles que l'on a recours aux méthodes de modélisation. Quelques réflexions quant à l'importance des modèles de dispersion dans la pratique de l'hygiène de l'air complètent cette discussion théorique.

Les modèles mathématiques de dispersion peuvent être regroupés en deux types: les modèles stationnaires et les modèles dynamiques. Les équations de base sont résolues par la voie analytique dans le premier cas et par la voie numérique dans le second. Le modèle gaussien est le plus important des modèles stationnaires. La seconde partie du travail lui est vouée. La discussion envisage les conditions limites de ce modèle de manière approfondie et soulève quelques aspects méthodiques encore rarement abordés jusqu'à présent. Il s'agit d'une part de l'influence de la résolution spatiale du cadastre d'émission (taille de la maille élémentaire) sur le résultat du modèle et, d'autre part, des problèmes à résoudre lorsqu'on utilise une méthode conçue pour les sources ponctuelles pour traiter des sources de surfaces.

Les résultats du modèle gaussien sont présentés sous forme de cartes de la charge d'anhydride sulfureux et de dioxyde d'azote. On peut les comparer directement aux valeurs limites d'immission à long et à court terme de l'Ordonnance fédérale sur la protection de l'air. La charge de dioxyde d'azote est modélisée comme la somme d'une charge de base à l'écart des axes routiers et d'une charge supplémentaire sur les routes et à leurs abords immédiats. Comme cette démarche est nouvelle, les hypothèses quant à l'estimation de la charge supplémentaire sont traitées de manière détaillée.

En comparant les modèles avec la réalité, on constate que le modèle gaussien fournit de bons résultats même en terrain complexe lorsqu'on l'utilise en moyenne sur plusieurs types de conditions météorologiques de dispersion. Pour obtenir cette qualité de résultats, les données introduites dans le modèle doivent répondre à des critères très élevés (bonne résolution spatiale du cadastre d'émission, mesures anémométriques en plusieurs points).

Pour simuler des cas particuliers au cours desquels aussi bien le champs des turbulences que celui des vents varient dans l'espace et dans le temps, les modèles dynamiques sont clairement mieux appropriés que les modèles gaussiens, car ils permettent de simuler la structure de la couche limite planétaire de manière plus conforme à la réalité. Le modèle dynamique développé dans la troisième partie du travail repose sur la théorie statistique de diffusion. Son objectif est de simuler les trajectoires d'un grand nombre de particules polluantes dans l'atmosphère. Ce modèle est appliqué à une étude de cas: la répartition spatiale de la concentration de dioxyde de soufre pour un jour choisi est calculée à raison d'intervalles d'une heure. Le modèle corrobore et explique les mesures faites sur le terrain: des brises de versant ascendantes très faibles suffisent déjà à engendrer des pointes de charges nettement plus élevées dans les pentes du Jura qu'au centre-ville. Une part considérable du versant est atteinte par ce phénomène. La correspondance entre les résultats du modèle et les valeurs de mesure est également prometteuse: la méthode adoptée peut être utilisée pour un grand nombre de sources et des distances de transport de plusieurs kilomètres.

La dernière partie du travail est dédiée au problème de l'ozone. Pour simuler la formation de l'ozone, il est nécessaire d'introduire une chaîne de réactions chimiques dans le modèle dynamique de dispersion. La structure et la sensibilité du système simple d'équations chimiques repris de la littérature à cet effet sont discutées de manière approfondie. Enfin, un aperçu des possibilités du transport de l'ozone à longue distance et quelques réflexions sur le rapport entre la concentration naturelle de base et la production anthropogène d'ozone illustrent les problèmes soulevés par la modélisation de ce polluant. Cette partie de l'ouvrage se limite à la simulation de la formation d'ozone "sous le vent" de la ville de Bienne durant une situation de haute pression estivale caractérisée par des vents très faibles et une couche limite planétaire de type convectif. L'analyse se concentre particulièrement sur le profil vertical de la formation de l'ozone.

L'efficacité des différentes stratégies visant à réduire l'émission des polluants primaires HC et NO<sub>x</sub> peut également être analysée à l'aide de ce modèle. Il ressort que la stratégie souvent recommandée qui consiste à ne réduire que l'émission de HC n'est valable que si l'on considère uniquement la formation d'ozone à proximité de la source et durant une période de quelques heures.

En définitive, des modèles simples particulièrement intéressants pour le praticien peuvent livrer de bons, voire d'excellents résultats même en terrain complexe. Par ailleurs, les modèles dynamiques peuvent fournir une contribution essentielle à la compréhension des processus de dispersion et de transformation des polluants dans l'atmosphère. La possibilité d'étudier les phénomènes dans leurs trois dimensions spatiales prend une valeur particulière dans ce contexte.

(Traduction: P. Berlincourt)



## 1.0 EINLEITUNG

### 1.1 PROBLEMSTELLUNG

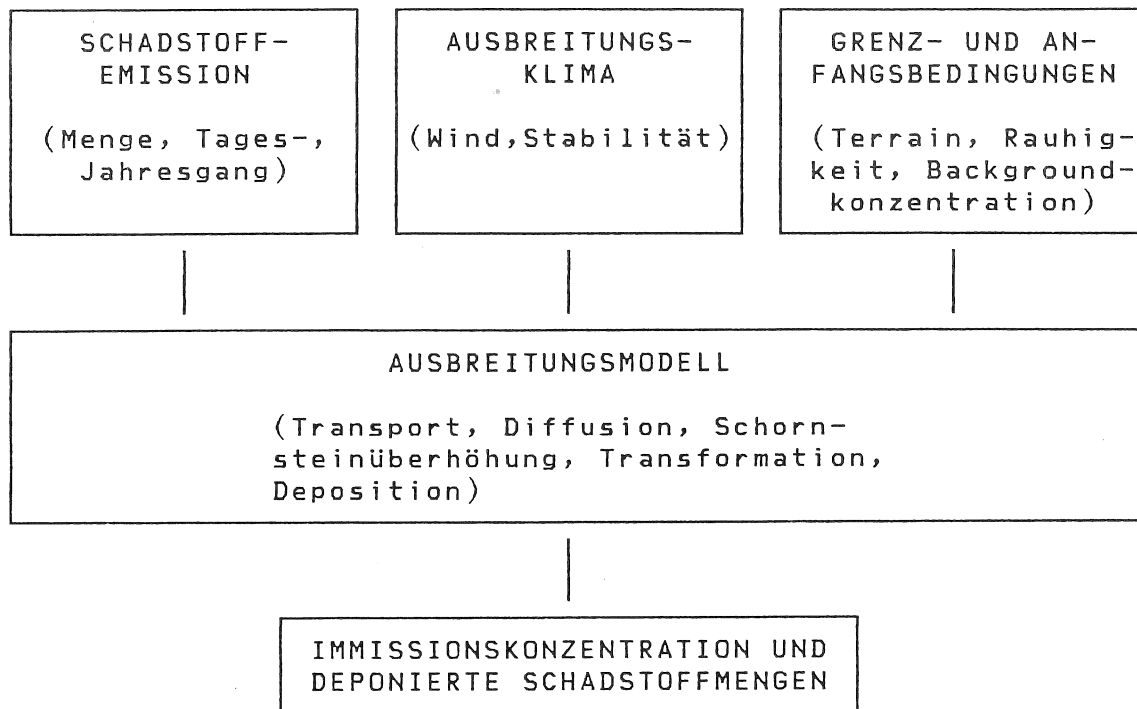
In der lufthygienischen Wirkungskette, die mit der Abgabe von Schadstoffen in die Atmosphäre beginnt und zu schädlichen Wirkungen an Mensch, Tier, Pflanze und toter Materie führen kann, stellt die Ausbreitung das Verbindungsstück zwischen der Emission einerseits und der für die Umwelt relevanten Immission und Deposition von Schadstoffen andererseits dar.

Die Erforschung des gesamten Wirkungsgefüges, wie es sich das Projekt 'Klima und Lufthygiene der Region Biel' zum Ziele setzt (WANNER et al. 1982), erfordert die Zusammenarbeit von Forschern aus verschiedenen Wissenschaftsdisziplinen. Im Gesamtprojekt sind Medizin, Biologie, Physik und Geographie vertreten. Die vorliegende Studie trägt nur einen einzelnen Baustein zum Gesamtprojekt bei. Sie basiert auf den Arbeiten zum Emissionskataster (BERLINCOURT 1984) und zum Ausbreitungsklima (RICKLI 1982) und liefert ihrerseits Grundlagendaten zur Immissionssituation in der Region Biel. Die Resultate erlauben damit fundierte Aussagen zur räumlichen Repräsentativität punktueller Konzentrationsmessungen von Luftschadstoffen und stellen ein Ausgangsmaterial für die Studien im Bereich der Folgewirkungen zur Verfügung.

Die Erforschung der Ausbreitung von Luftschadstoffen kann grundsätzlich auf 3 Wegen geschehen. Die beste, aber auch aufwendigste Methode, ist das Tracerexperiment in der Natur. Seine verallgemeinerten Resultate bilden die Grundlage jeder Ausbreitungsrechnung. Solche Versuche im Massstab 1 : 1 sind jedoch mit grossem Aufwand verbunden. Dieser Weg kann deshalb nur selten beschrritten werden. Als alternative Möglichkeit bietet sich der Einsatz eines physikalischen Modells im Windkanal, respektive eines mathematischen Modells mit Simulation im Computer an. Tracerexperimente wurden bisher in Biel keine durchgeführt, und es sind auch keine vorgesehen. Das Studium von Windfeld und Ausbreitung über der Region Biel im Windkanal wird in Lausanne durchgeführt (LISKA et al. 1984, WANNER & HERTIG 1984). Ebenfalls in Lausanne ist die Entwicklung eines dynamischen Grenzschichtmodells in Arbeit (BENISTON 1986). Der Einsatz mathematischer Ausbreitungsmodelle ist das Thema dieser Arbeit.

Die Elemente eines Ausbreitungsmodells, die bei der Modellierung zum mindesten teilweise berücksichtigt werden müssen, sind in Figur 1 zusammengestellt.

Nicht jedes Modell muss notwendigerweise alle Elemente in demselben Detaillierungsgrad bearbeiten. Je nach betrachtetem Schadstoff und räumlicher Grössenordnung sind mehr oder weniger weitgehende Vereinfachungen möglich. Ein Ausbreitungsmodell im regionalen Massstab, das verschiedenste Prozesse zu berücksichtigen hat, kann die einzelnen Elemente nur in generalisierter Form bearbeiten. Wie weit diese Genera-



Figur 1. Elemente eines Ausbreitungsmodells (nach TURNER 1979: 505)

lisierung gehen darf, ist vor allem bei der Turbulenzparametrisierung, der Berücksichtigung der Deposition und der photochemischen Reaktionsmechanismen ein nicht leicht zu lösendes Problem.

## 1.2 ZIELSETZUNG

Die heutigen Arbeiten zum Thema Ausbreitungsmodelle bewegen sich zwischen zwei Polen. Auf der einen Seite steht die spezialisierte Grundlagenforschung, die sich mit den in Figur 1 wiedergegebenen Elementen beschäftigt und immer bessere Lösungen für deren Modellierung sucht. Dem steht die anwendungsorientierte Seite gegenüber, die anstehende lufthygienische Fragen z.B. mit Hilfe eines Modells zu lösen versucht. Eine Verständigung zwischen den Vertretern der beiden Pole ist heute wegen der stark spezialisierten Grundlagenforschung nur mehr bedingt möglich. Gerade deshalb soll die vorliegende Arbeit versuchen, beide Pole zu vereinigen, wobei der Schwerpunkt eindeutig bei der Anwendung der Modelle liegt und nicht bei der Modellentwicklung.

Damit können zwei Ziele genannt werden:

- Bereitstellung von Grundlagendaten für die rationale Entscheidungsfindung bei anstehenden lufthygienischen Fragen (anwendungsorientierter Teil).

- Verständnis der die Ausbreitung bestimmenden meteorologischen Parameter Transport und turbulente Diffusion, mit dem Ziel einer Beurteilung der verschiedenen Modelltypen bezüglich ihres Einsatzes in Gebieten mit komplexer Topographie (theorieorientierter Teil).

Betrachtet werden die heute in der Schweiz wichtigsten Schadstoffe Schwefeldioxid ( $\text{SO}_2$ ), Stickstoffmonoxid ( $\text{NO}$ ), Stickstoffdioxid ( $\text{NO}_2$ ), Ozon ( $\text{O}_3$ ) und die Kohlenwasserstoffe (HC). Letztere werden nur als Vorläufersubstanzen für die Ozonbildung untersucht.

Zwei Modelltypen kommen zum Einsatz. Das sogenannte Gaussmodell soll erlauben, das erste Ziel zu erreichen, nämlich die Bereitstellung der räumlichen Verteilungsmuster der Schadstoffe  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NO}_x$  (Stickoxide insgesamt) und  $\text{NO}_2$  in Form von Karten, die direkt mit den Kurz- und Langzeitgrenzwerten vergleichbar sind. Der zweite Modelltyp, ein Partikeltrajektorienansatz, soll die Simulation ausgewählter Situationen mit räumlich stark wechselnden Transport- und Turbulenzverhältnissen erlauben und die Möglichkeit bieten, mit Hilfe eines photochemischen Submodells die Ozonbildung im Lee der Stadt nachzuvollziehen.

Um die Randbedingungen der eingesetzten Modelle verstehen zu können, werden in einem ersten Teil einige Grundlagen der Physik der Planetaren Grenzschicht sowie die verschiedenen Diffusionstheorien zusammengefasst. Ganz zuerst soll jedoch in einem kurzen Ueberblick die geschichtliche Entwicklung und der heutige Einsatz der Ausbreitungsmodelle in der Lufthygienepraxis referiert und die verschiedenen räumlichen und zeitlichen Grössenordnungen der anstehenden lufthygienischen Probleme behandelt werden.

## 2.0 UEBERBLICK

### 2.1 GESCHICHTLICHER RUECKBLICK

Obwohl bereits im letzten Jahrhundert erste einfache rechnerische Schätzungen der Immissionskonzentration durchgeführt wurden (SMITH 1859, zit. nach STERN 1980: 3) und die Entwicklung der Grundlagen der Diffusionstheorien ebenfalls zum Teil bis ins letzte Jahrhundert zurückreichen, kann man erst ab den 20er Jahren dieses Jahrhunderts von einer Entwicklung von Ausbreitungsmodellen sprechen. Das Gauss'sche Plume Modell, das als erstes entwickelt wurde, geht zurück auf Arbeiten von ROBERTS (1923) und vor allem von SUTTON (1932), dessen Werk bis zu Beginn der 60er Jahre massgebend blieb (SUTTON 1953).

Die zweite Phase in der Entwicklung der Ausbreitungsrechnung begann Ende der 50er Jahre, als die Forschung intensiviert und an verschiedenen Orten aufwendige Tracerexperimente in der Natur durchgeführt wurden (Zusammenstellung in IRWIN 1983). Basierend auf den Resultaten dieser Feldmessungen schlug PASQUILL (1961, 1962) erstmals vor, über die Bestimmung von Stabilitätsklassen die Ausbreitungsparameter  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  des Gaussmodells zu schätzen, ein Verfahren, das in leicht modifizierter Form (TURNER 1964) bis heute breiteste Anwendung gefunden hat.

Anfang der 60er Jahre wurden ebenfalls die ersten städtischen Vielquellen - Diffusionsmodelle entwickelt (POOLER 1961). Obwohl die grossen Smogkatastrophen zum Teil wesentlich früher waren (Maastal Belgien 1931, Donora USA 1949, London 1952), konnte an den Einsatz von Stadtmodellen auf der Basis des Gaussmodells erst nach der Entwicklung leistungsfähiger Computer gedacht werden. Zudem wurden die ersten Ausbreitungsexperimente durchwegs in ruralem Gebiet mit geringer Rauigkeit durchgeführt. Eine Uebertragung der daraus gewonnenen Ausbreitungsparameter  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  auf städtische Verhältnisse führte zu einer beträchtlichen Unterschätzung der vertikalen Ausbreitung und damit zu einer Ueberschätzung der Konzentrationen. Erst mit der ausgedehnten Tracerstudie über St. Louis, deren Resultate Ende der 60er Jahre (McELROY 1969) publiziert wurden, war auch die experimentelle Basis zum erfolgreichen Aufbau von Vielquellenmodellen über rauhen Oberflächen gegeben.

Die zweite Phase, geprägt durch den Auf- und Ausbau des Gaussmodells, konnte Ende der 60er Jahre als abgeschlossen angesehen werden. Im Werk von SLADE (1968) waren die Grundlagen zusammengestellt und mit dem Handbuch von TURNER (1969) wurde das Gaussmodell einem breiten nichtspezialisierten Anwenderkreis geöffnet. Schliesslich fand 1970 ein erstes Symposium über städtische Vielquellenmodelle statt (STERN 1970), in dem verschiedene Ansätze vorgestellt und verglichen wurden.

Die dritte Phase ab 1970 brachte eine eigentliche Modellexplosion mit Schwerpunkt bei der Entwicklung numerischer Modelle, vorwiegend auf der Basis der K-Theorie der Diffusion. Gleichzeitig erfuhr die Physik der Planetaren Grenzschicht einen gewaltigen Ausbau, verbunden mit einer ausgeprägten Mathematisierung, was zu einer immer grösser werdenden Kluft zwischen Modellentwicklung und Anwendung führte.

Zu Beginn der 70er Jahre wurden ebenfalls die ersten umfangreicheren Gleichungssysteme zur Berechnung von photochemischen Reaktionen von verschiedenen Autoren fast gleichzeitig publiziert. Eine Zusammenstellung einiger früher Ansätze findet sich in GOULD (1972). Das Problem des photochemischen Smogs war in Los Angeles seit Mitte der 40er Jahre bekannt. Die luftchemischen Kenntnisse und die Rechenkapazität der Computer erlaubten aber erst ab 1970 eine Modellentwicklung in diese Richtung. Heute werden auf diesem Gebiet sehr komplexe Modelle mit über 200 Reaktionsgleichungen eingesetzt. Die Genauigkeit lässt aber noch immer zu wünschen übrig.

Die dritte Phase war auch durch eine zunehmende Anzahl von Arbeiten in komplexer Topographie gekennzeichnet, wobei einerseits das Windfeld und andererseits der Einfluss der Topographie auf die Turbulenzeigenschaften der Atmosphäre interessierte. Eine ausgezeichnete Zusammenstellung der Resultate und Modellentwicklungen zu diesem Thema ist in EGAN (1975 und 1984) gegeben.

Schliesslich wurden ab Mitte der 70er Jahre vermehrt Modelle auf der Basis der statistischen Theorie der Diffusion entwickelt. Sie simulieren den Weg einer Vielzahl von Partikeln, wobei die Diffusion mit Hilfe eines Markovprozesses modelliert wird. Der im letzten Teil dieser Arbeit eingesetzte Modelltyp gehört in diese Klasse.

Die heutige Situation ist gekennzeichnet durch ein Vielzahl meist komplizierter Ansätze auf der Seite der Grundlagenforschung und eine fast ausschliessliche Beschränkung auf das Gaussmodell seitens der Anwender<sup>1</sup>. Die Popularität des Gaussmodells beim Praktiker ist im wesentlichen dadurch begründet, dass es trotz seiner relativen Einfachheit recht genaue Resultate liefert. Der Einsatz eines komplizierten Modells drängt sich aus der Sicht des Anwenders nur in 2 Fällen auf, nämlich

- beim Vorhandensein sehr komplexer Topographie und
- bei der Simulierung der Ozonentwicklung, da es grundsätzlich nicht möglich ist, eine chemische Reaktionskinetik ins Gaussmodell einzubauen.

---

<sup>1</sup> Alle 11 Modelle des Programmpakets UNAMAP der U.S. Environmental Protection Agency (EPA), das auch von der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) erworben wurde, sind vom Gausstypus.

Im deutschsprachigen Raum ist die Entwicklung von Ausbreitungsmodellen eng mit dem Namen FORTAK verbunden. Das Stadtmodell von Bremen entwickelte er bereits in den 60er Jahren (FORTAK 1970). Die nächste grosse Studie betraf die lufthygienisch-meteorologische Untersuchung der Region Untermain (REG. PLANUNGSGEM. UNTERMAIN 1977). Diese umfassende Untersuchung ist zum Teil Vorbild für die Arbeiten in Biel.

In der Schweiz liegt die Ausbreitungsrechnung im Aufgabenbereich der 'Section de la protection de l'air' (SPA) der SMA in Payerne. In ihrem Auftrag wurde zu Beginn der 70er Jahre ein Gaussmodell erstellt (SCHOLBERG 1975), das Grundlage für diverse Gutachten bildete und im Kanton Zürich als Vielquellenmodell Anwendung fand.

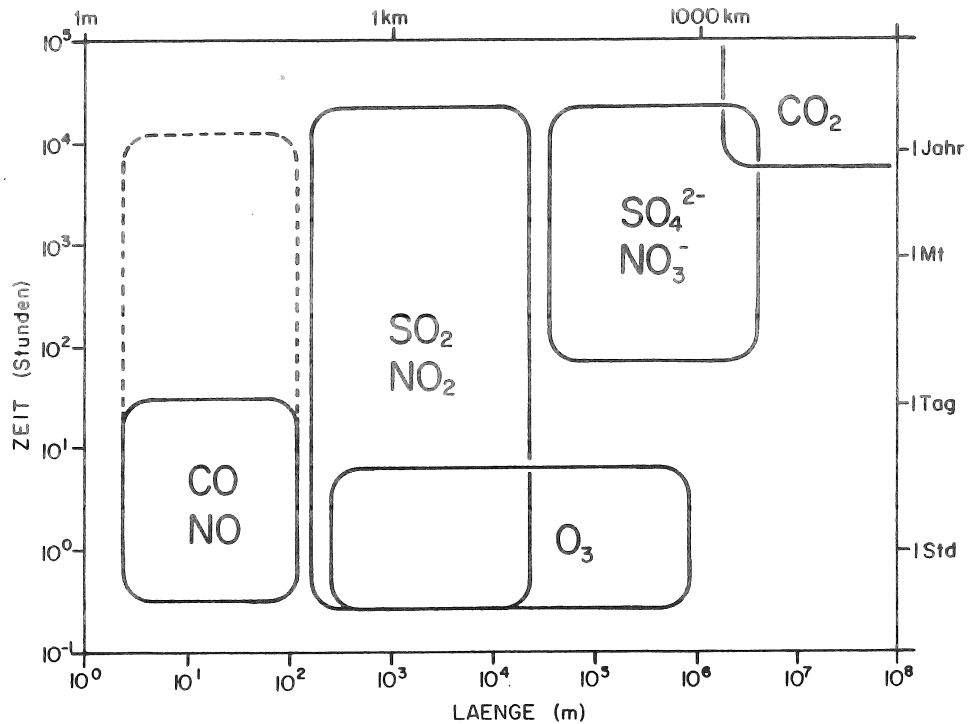
## 2.2 SCALE - ANALYSE

In der bisherigen Diskussion wurde implizit eine räumliche Grössenordnung für Ausbreitungsmodelle von 0.1 bis 50 km angenommen. Dies entspricht dem mikro- $\alpha$  bis meso- $\beta$  Scale nach ORLANSKY (1975). Lufthygienische Probleme stellen sich aber auch in wesentlich grösserem wie auch in kleinerem Massstab. Dabei kann jedem Schadstoff eine bestimmte räumliche und zeitliche Grössenordnung zugewiesen werden. Figur 2 zeigt diese Beziehungen.

Die Schadstoffe Kohlenmonoxid (CO) und Stickstoffmonoxid (NO) erreichen normalerweise nur in unmittelbarer Quellennähe schädliche Konzentrationen. Da sie vorwiegend aus dem Verkehr stammen, betrifft dies vor allem Strassenschluchten mit grossem Verkehrsaufkommen oder Kreuzungen mit teilweise ruhendem Verkehr. Weiter sind vor allem die Kurzzeitspitzen zu beachten. Die Bedeutung der Langzeitbelastung tritt stark zurück. In der Schweiz sind die Grenzwerte dieser Schadstoffe nur in Extremfällen überschritten.

Die nächste Schadstoffgruppe betrifft das Schwefeldioxid (SO<sub>2</sub>) und das Stickstoffdioxid (NO<sub>2</sub>). Das SO<sub>2</sub> wird zu über 95 % von Kaminen in die Atmosphäre abgegeben. Es erreicht deshalb den Lebensbereich des Menschen bereits in stark verdünnter und räumlich gut verteilter Form. Nur grosse Einzelemittenten können in ihrer Umgebung, variierend mit den Ausbreitungsverhältnissen, lokal begrenzte Konzentrationspitzen erzeugen. Im allgemeinen jedoch sind räumlich recht homogene Konzentrationen festzustellen (1/10 km<sup>2</sup> bis km<sup>2</sup> - Bereich). Diese Aussage gilt insbesondere für Immissionen, die durch Hausbrandquellen verursacht sind.

Das NO<sub>2</sub> ist im wesentlichen ein sekundärer Schadstoff, der nur in geringen Mengen primär emittiert wird. NO<sub>2</sub> entsteht aus dem primär emittierten NO, das zu 75 % aus dem Verkehr stammt. Der Ozon - Background spielt bei der Umwandlung eine entscheidende Rolle. Obwohl bei ausreichendem Ozonangebot



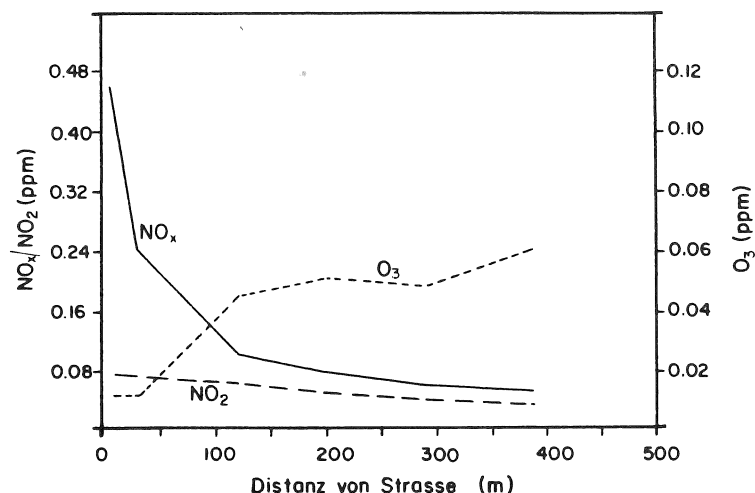
Figur 2. Scale - Analyse. Die Längendimension bezieht sich auf eine horizontale Ausdehnung, die zeitliche auf die wirkungsseitige Relevanz.

die Umwandlung in sehr kurzer Zeit erfolgt (Sekunden bis Minuten), reicht diese Zeit doch aus, um die Schadstoffe derart zu verteilen, dass in Quellennähe nicht sehr viel höhere Konzentrationen zu beobachten sind als in einigen 10 m Entfernung davon. Das primär emittierte NO zeigt demgegenüber eine sehr starke Abnahme der Konzentration mit zunehmender Entfernung von der Quelle. Figur 3 veranschaulicht dies mit Messungen an einer stark befahrenen Strasse.

Die NO<sub>2</sub>-Konzentrationen setzen sich zusammen aus einer strassenfernen Grund- und einer strassennahen Zusatzbelastung. Letztere kann an stark befahrenen und schlecht durchlüfteten Strassen das Doppelte der quartiertypischen Grundbelastung erreichen (BACHMANN et al. 1983: 39f).

Für das SO<sub>2</sub> wie auch für das NO<sub>2</sub> sind sowohl Kurzzeitspitzen wie auch Langzeitmittelwerte von Bedeutung. In der Schweiz sind in den Städten die Grenzwerte nach der Luftreinhalteverordnung (LRV 1986) knapp bis deutlich überschritten.

Die nächste Stoffgruppe, die säurebildenden Oxydationsprodukte von SO<sub>2</sub> und NO<sub>2</sub>, Sulfat (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) und Nitrat (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>), führen zu den Problemen des grossräumigen Transports. Sie bilden sich in Stunden bis Tagen aus den Primärsubstanzen über zum Teil komplizierte Reaktionsketten (GEORGII 1981, FUHRER 1985) und werden deshalb erst fernab der Quellen von Bedeutung. Die räumlichen Verteilungen dieser Substanzen sind ausserordentlich homogen und zeigen erst im kontinen-



Figur 3. Stickoxid- und Ozonkonzentrationen in Strassennähe (aus RODES & HOLLAND 1981: 246f).

talen Massstab beträchtliche Schwankungen. Karten der deponierten Sulfat- und Nitratmengen sind z.B. in FUHRER (1985: 293) zu finden.

Der Säureeintrag in das Ökosystem, der vor allem durch diese Substanzen verursacht wird, ist eine typische Langzeitbelastung, und der saure Regen stellt eines der brennendsten ökologischen Probleme unserer Zeit dar. Kurzzeitspitzen, z.B. der Sulfataerosol - Konzentration treten zwar auf, sie sind aber von untergeordneter Bedeutung.

Der Schadstoff Ozon (O<sub>3</sub>) nimmt eine gewisse Sonderstellung ein. Er ist das wichtigste Produkt des photochemischen Smogs. O<sub>3</sub> kann sich im Lee von Städten unter günstigen meteorologischen Bedingungen innerhalb von wenigen Stunden bilden. Das Ozon ist deshalb bereits im regionalen Massstab relevant. Es zeigt in Bodennähe einen ausgeprägten Tagesgang mit Aufbau am Tag und Abbau in der Nacht (BRODER 1984: 65). Dieser Abbau betrifft jedoch vorwiegend die untersten Schichten der Atmosphäre. Oberhalb einer nächtlichen Bodeninversion kann das Ozon fast unverändert bestehen bleiben und über weite Distanzen (mehrere 100 km) in hohen Konzentrationen transportiert werden (OTT & LYONS 1977, ISAKSEN et al. 1978).

Ozon kommt als natürlicher Bestandteil der Troposphäre in recht beträchtlichen Mengen vor. Man konzentriert sich in der Forschung deshalb auf das Auftreten anthropogen bedingter Kurzzeitspitzen. Im Zusammenhang mit dem Waldsterben wird zur Zeit vor allem die Phytotoxizität des Ozons diskutiert. Es werden dafür Grenzwerte genannt, die nahe beim natürlichen Background liegen (RAT VON SACHVERSTAENDIGEN 1983: 88). Ueber die Ozonkonzentrationen in städtischen und ländlichen Gebieten der Schweiz wissen wir noch recht wenig. Spitzenwerte von 250 µg/m<sup>3</sup> wurden von MOSER (1985) in der Umgebung von Zürich nachgewiesen. Längere schweizerische Ozonmess-



reihen sind vor allem aus dem Kanton Genf bekannt (LANDRY & CUPELIN 1981).

Schliesslich ist in Figur 2 das Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ) aufgeführt. Es gilt nicht als eigentlicher Luftschadstoff, da es ein natürlicher Bestandteil der Atmosphäre ist und erst in sehr hohen Konzentrationen für den Menschen gefährlich werden kann. Durch die Verbrennung fossiler Energieträger werden beträchtliche Mengen an  $\text{CO}_2$  freigesetzt, so dass ein anthropogen verursachter Anstieg des globalen  $\text{CO}_2$ -Pegels zu beobachten ist. Mögliche Effekte dieses Anstiegs auf das Klima werden intensiv diskutiert (BACH 1982). Diese Effekte können für das globale Ökosystem weitreichendere Folgen haben als alle übrigen Schadstoffe zusammen. Das  $\text{CO}_2$  steht somit stellvertretend für jene Prozesse, die in einem globalen Rahmen und in Zeiträumen von Jahrzehnten ablaufen<sup>2</sup>.

Den in Figur 2 ausgeschiedenen Schadstoffgruppen entsprechen ebenfalls typische vertikale Grössenordnungen. Interessieren beim NO und beim CO normalerweise nur die bodennächsten Teile der Planetaren Grenzschicht, so sind es beim  $\text{SO}_2$  und beim  $\text{NO}_2$  grössere Teile der Planetaren Grenzschicht oder bereits ihre gesamte Mächtigkeit. Die Modelle des grossräumigen Schadstofftransports betrachten grundsätzlich immer die gesamte PBL und vor allem auch den Tagesgang ihrer Mächtigkeit. Das  $\text{CO}_2$ -Problem betrifft schliesslich die gesamte Troposphäre.

### 2.3 MODELLTYPEN

Alle 5 in Figur 2 ausgeschiedenen Schadstoffgruppen haben zu eigenen Modellansätzen geführt, die meist nicht in einen anderen Massstab übertragbar sind.

Mathematische Modelle im Bereich Strassenschlucht existieren nur wenige. Sie haben einen stark empirischen Charakter und versuchen Beziehungen zwischen den Schadstoffkonzentrationen auf Strassenniveau und der Windgeschwindigkeit auf Dachniveau herzuleiten (HANNA et al. 1982: 61, NICHOLSON 1975). In diesem Massstabsbereich sind die Windkanalmodelle wesentlich erfolgreicher als die mathematischen Ansätze, da sie die komplizierten Turbulenzverhältnisse besser wiederzugeben vermögen.

Die verschiedenen amerikanischen 'Highway - Modelle' (RAO & KEENAN 1980) sind durchwegs vom Gausstypus und leiten über zur nächsten Modellgruppe, die den Bereich 100 m bis 50 km abdeckt. Dabei geht es entweder um die Bearbeitung einer grossen Einzelquelle oder um die Modellierung einer ganzen

---

<sup>2</sup> Neben dem  $\text{CO}_2$  können verschiedene weitere Substanzen ( $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CFCl}_2$  etc.) einen Treibhauseffekt verursachen.

Agglomeration. Transport und turbulente Diffusion sind in diesem Massstabsbereich etwa gleichbedeutend. Es existiert eine Vielzahl verschiedener Ansätze. Die vorliegende Arbeit bewegt sich in diesem regionalen Massstab und stellt zwei unterschiedliche Modelle und ihre Anwendung vor. Ein Ueberblick zum Thema städtische Ausbreitungsmodelle ist in BENARIE (1980) gegeben.

Soll die räumliche Verteilung des Ozons modelliert werden, so ist im meteorologischen Modell eine photochemische Subroutine einzubauen. Bei den Ozonmodellen liegt der Schwerpunkt eindeutig auf der Bearbeitung der Luftchemie und nicht bei der Meteorologie, die zum Teil nur rudimentär behandelt wird. Am Schluss dieser Arbeit wird auf die Problematik der Ozonmodellierung näher eingegangen.

Modelle des grossräumigen Transports in einem kontinentalen Massstab unterscheiden sich grundlegend von den oben genannten Ansätzen. Eine korrekte Wiedergabe der turbulenten Diffusionsprozesse tritt in den Hintergrund. Im Vordergrund steht die Bestimmung von Luftmassentrajektorien. In der Vertikalen wird meist eine homogene Verteilung der Schadstoffe innerhalb der Planetaren Grenzschicht angenommen. Ein Beispiel für die Modellierung des grossräumigen Transports über Teilen der USA ist bei HENMI & REITER (1978) zu finden, ein Beispiel für Europa bei ELIASSEN & SALTBONES (1983).

Beim CO<sub>2</sub>-Problem stehen schlussendlich weder Transport- noch Verdünnungsprozesse im Vordergrund. Es wird vielmehr eine Bilanzierung der CO<sub>2</sub>-austauschenden Reservoirs Atmosphäre, Biosphäre, Ozean und Sedimente, sowie eine Bestimmung der natürlichen und anthropogenen Schwankungen des Kohlenstoff-Systems angestrebt (OESCHGER & HEIMANN 1981).

In Ergänzung zur Klassierung der Modelle nach ihrem räumlichen und zeitlichen Scale ist in Tabelle 1 eine Einteilung nach der verwendeten Methode zu finden.

Tabelle 1. Modelltypen (nach SEINFELD 1975: 32f)

I. PHYSIKALISCHE MODELLE
a) Windkanalmodelle
b) Wassermodelle
c) Smogkammerexperimente
II. Mathematische Modelle
a) statistisch-empirisch
b) steady-state Modelle
c) dynamische Modelle

Neben den klassischen physikalischen Modellen mit den Medien Luft und Wasser wurden auch die Smogkammerexperimente aufgeführt, da sie für die Kalibrierung der mathematischen Photosmogmodelle von grundlegender Wichtigkeit sind. Im übrigen liegt der Schwerpunkt der physikalischen Modelle im Mikroscale und beim Medium Luft.

Die statistisch - empirischen Ansätze benutzen als Datenbasis Schadstoffmessungen. Mit Hilfe von statistischen Methoden wird versucht, Kenngrößen der Konzentrationsverteilungen und Beziehungen zu meteorologischen Faktoren herzuleiten. Solche statistischen Beziehungen sind sehr wertvoll und oft auch hypothesenbildend. Sie sagen jedoch nichts aus über die kausalen Zusammenhänge und können meist nicht über den Messort hinaus verallgemeinert werden.

Die steady-state und dynamischen Modelle basieren demgegenüber auf den Grundgleichungen der atmosphärischen Diffusion und des Transportes, die in Form von Differentialgleichungen geschrieben werden können. Die steady-state Ansätze versuchen diese Gleichungen analytisch zu lösen, was unter meist restriktiven Randbedingungen möglich ist. Die einfachste Form dieses Typs ist das Boxmodell, das die Gleichgewichtskonzentration in einem definierten Luftvolumen in Funktion des Schadstoffin- und -outputs und unter Annahme einer homogenen Verteilung berechnet (WANNER 1983: 18). Der wichtigste Ansatz dieses Typs ist jedoch das Gauss'sche Plume Modell, das Transport und Diffusion im Lee einer Einzelquelle in Form einer Rauchfahne (Plume) in generalisierter Form wiedergibt.

Alle dynamischen Ansätze lösen die Grundgleichungen numerisch, was eine wesentlich korrektere Beschreibung der Struktur der Planetaren Grenzschicht ermöglicht, aber mit einem sehr viel grösseren Rechenaufwand verbunden ist. Zudem stellen sich hier ernsthafte numerische Probleme, die nichts mehr mit der Physik der Atmosphäre zu tun haben, sondern nurmehr mit der Genauigkeit der gewählten numerischen Algorithmen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass sich die vorliegende Arbeit auf eine Stadtregion mit einer Vielzahl von kleinen Quellen konzentriert und je ein steady-state (Gauss'sches Plume Modell) und ein dynamischer Ansatz (Partikeltrajektorienmodell) betrachtet wird.

#### 2.4 EINSATZ VON AUSBREITUNGSMODELLEN IN DER LUFTREINHALTEPRAXIS

Die Anwendung und zum Teil auch die Entwicklung von Ausbreitungsmodellen wird durch die Lufthygienegesetzgebung stark beeinflusst. Die Wahl des Modelltyps wird wesentlich durch die Definition der Grenzwerte bestimmt. In der Schweiz und in der BRD werden 2 Arten von Grenzwerten unterschieden. Der

Langzeitgrenzwert ist definiert als das arithmetische Mittel und der Kurzzeitgrenzwert als der 95 % Wert der Summenhäufigkeitsverteilung aller 1/2 h Werte eines Jahres<sup>3</sup>. Beide Grenzwerte basieren damit auf einem Jahreskollektiv von 1/2 h Werten. Will ein Modell diese Grenzwerte reproduzieren, so muss es die Vielzahl der meteorologischen Situationen eines Jahres einigermaßen abdecken können. Dies bedeutet weiter, dass die Resultate einer Einzelfallanalyse nicht direkt mit den Grenzwerten vergleichbar sind.

In den USA hat man bei der Definition der Kurzzeitgrenzwerte einen anderen Weg eingeschlagen. Dort werden 24 h, 1 h und zum Teil auch 3 h Maximalwerte definiert, die im Maximum einmal pro Jahr überschritten werden dürfen. Sie definieren damit eine Obergrenze der Belastung. Ein Ueberschreiten dieser Maximalwerte ist vor allem in der Umgebung von Gross-emittenten zu erwarten. Dies hat zu einer grossen Anzahl von 'worst case studies' geführt, die versuchen, die maximal zu erwartenden Konzentrationen zu bestimmen, ein Unterfangen, das sich als ausserordentlich schwierig erwiesen hat. Vor allem die rechnerische Bestimmung des jährlichen 1 h Maximalwertes ist mit sehr grossen Fehlern behaftet. Die Definition des Kurzzeitgrenzwertes als statistische Masszahl (95 % Quantil) ist bezüglich der Reproduzierbarkeit mit Modellen wesentlich günstiger. Da dies jedoch die Simulierung einer Vielzahl von Fällen voraussetzt, darf das Modell nicht allzu aufwendig sein. Deshalb hat sich das Gaussmodell in der Praxis wohl durchgesetzt.

In Tabelle 2 auf S. 14 sind für einige Schadstoffe die Grenzwerte der Schweiz, BRD, USA und Japan zusammengestellt. Die Werte variieren sehr stark. Es ist grundsätzlich festzustellen, dass in den letzten Jahren die Grenzwerte immer tiefer angesetzt wurden, vor allem, um die synergistischen Effekte zu berücksichtigen. Auf die Problematik der Grenzwertfindung soll hier jedoch nicht eingegangen werden.

Weiter sind in den Luftreinhaltegesetzen die Aufgaben formuliert, die von Ausbreitungsmodellen zu lösen sind. In der Luftreinhalte-Verordnung (LRV 1986) beziehen sich mehrere Artikel explizit oder implizit auf die Ausbreitungsrechnung. Es sind dies im Kapitel Immissionen:

— Art. 27: Ermittlung der Immissionen

"Die Kantone ermitteln das Ausmass der Immissionen. Sie führen dazu Erhebungen, Messungen und Ausbreitungsrechnungen durch."

---

<sup>3</sup> In der endgültigen Fassung der Luftreinhalte-Verordnung (LRV 1986) werden für SO<sub>2</sub> und NO<sub>2</sub> zusätzlich 24 h Werte definiert, die im Maximum einmal pro Jahr überschritten werden dürfen. Beim O<sub>3</sub> gilt neu auch ein 1 h Maximalwert.

— Art. 28: Immissionsprognose

"Bevor eine stationäre Anlage oder eine Verkehrsanlage, aus der erhebliche Emissionen zu erwarten sind, errichtet oder saniert wird, kann die Behörde vom Inhaber eine Immissionsprognose verlangen. Die Prognose muss angeben, welche Immissionen in welchen Gebieten, in welchem Umfang und mit welcher Häufigkeit zu erwarten sind." Diese Aufgabe kann nur mit Hilfe von Ausbreitungsmodellen gelöst werden.

— Art. 31: Massnahmenplan

Im Massnahmenplan sind "die Quellen von Emissionen, die für die Entstehung der übermässigen Immissionen verantwortlich sind, und ihre Bedeutung für die Gesamtbelastung" anzugeben. Da in der Schweiz meist mehrere Quellengruppen zur Gesamtbelastung beitragen, erfordert auch diese Aufgabe in den meisten Fällen den Einsatz von Ausbreitungsmodellen.

— Art. 32: Massnahmen bei stationären Anlagen

"Reichen die vorsorglichen Emissionsbegrenzungen nicht aus, um die ... übermässigen Immissionen zu verhindern", so kann die Behörde bei stationären Anlagen, "die mehr als 10 Prozent der Gesamtbelastung verursachen", verschärfte Emissionsbegrenzungen anordnen. Auch dieser Entscheid dürfte erst nach umfangreichen Rechnungen schlüssig zu fällen sein.

In der LRV (1986) wird der Modelltyp zur Lösung der oben aufgeführten Aufgaben nicht explizit festgelegt. Demgegenüber schreibt die Technische Anleitung Luft der BRD (TA LUFT 1983: 99) die Wahl des Modelltyps (Gauss'sches Plume Modell) und die Ausbreitungsparameter genau vor. Diese Standardisierung wurde wohl aus Gründen der Vergleichbarkeit angestrebt. Sie verleitet jedoch den nicht spezialisierten Anwender zu einer schematischen Anwendung in Gebieten, wo die Annahmen des Modells nur bedingt erfüllt sind, was zu gefährlichen Fehlschlüssen führen kann.

Tabelle 2. Grenzwerte für die Schadstoffe SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub> und O<sub>3</sub>. Zusammenstellung der Werte in µg/m<sup>3</sup> für die Schweiz, BRD, USA und Japan.

SO <sub>2</sub>	Jahresmittel	CH <sub>alt</sub>	60
		CH <sub>neu</sub>	30
		BRD	140/60 <sup>1</sup>
		USA	80
	95 % Wert aller 1/2 h Werte eines Jahres (BRD: 98 % Wert)	CH <sub>alt</sub>	300
		CH <sub>neu</sub>	100
	BRD	400	
	24 h Maximum	CH <sub>neu</sub>	100
		USA	365
		Japan	105
	3 h Maximum	USA	1300
	1 h Maximum	Calif.	1300 <sup>2</sup>
NO <sub>2</sub>	Jahresmittel	CH <sub>alt</sub>	50
		CH <sub>neu</sub>	30
		BRD	80
		USA	100
	95 % Wert aller 1/2 h Werte eines Jahres (BRD: 98 % Wert)	CH <sub>alt</sub>	300
		CH <sub>neu</sub>	100
	BRD	300	
	24 h Maximum	CH <sub>neu</sub>	80
		Japan	80-120
	1 h Maximum	Calif.	500 <sup>2</sup>
O <sub>3</sub>	98 % Wert aller 1/2 h Werte eines Monats	CH <sub>neu</sub>	100
	1 h Maximum	CH <sub>neu</sub>	120
		USA	235 <sup>3</sup>
		Japan	120

Quellen: CH<sub>alt</sub>: Empfehlungen des BUS (1979/1980)  
 CH<sub>neu</sub>: LRV (1986)  
 USA: Zusammenstellung in STERN et al. (1984:357)  
 BRD: TA LUFT (1974/83)  
 Japan: Zusammenstellung in KAGAWA (1984)

<sup>1</sup> Für Gebiete in denen der aktuelle SO<sub>2</sub>-Pegel unter 60 µg/m<sup>3</sup> liegt, gilt der tiefere Wert.

<sup>2</sup> State of California Standard (nach SEINFELD 1975: 28).

<sup>3</sup> Wert von 157 µg/m<sup>3</sup> wurde 1978 auf 235 µg/m<sup>3</sup> angehoben.

### 3.0 THEORETISCHE GRUNDLAGEN

#### 3.1 GRUNDLAGEN DER PHYSIK DER PLANETAREN GRENZSCHICHT

Die Oberfläche der Erde übt einen grossen Einfluss auf die untersten Teile der darüberliegenden Lufthülle aus. Die Schicht, in der dieser Einfluss spürbar ist, wird als Planetary Grenzschicht (PBL) bezeichnet. Sie ist gekennzeichnet durch eine gute Durchmischung. In ihr laufen die wesentlichen lufthygienischen Prozesse ab. Ausbreitungsmodelle im regionalen Massstab können sich vollständig auf diese Schicht beschränken. Erst die Modelle des kontinentalen Transportes haben die darüberliegenden Teile der Atmosphäre zum Teil miteinzubeziehen.

Im folgenden sollen einige Grundgrössen der Physik der PBL im Hinblick auf ihre Anwendung in Ausbreitungsmodellen diskutiert werden. Die Ausführungen konzentrieren sich dabei auf die Beschreibung und Parametrisierung der Turbulenzeigenschaften dieser Schicht. Vollständige Abhandlungen zum Thema sind in den Werken von SEINFELD (1975: Kap.5) oder DOBBINS (1979: Kap.6) zu finden.

##### 3.1.1 Wärmefluss und Fluss von Bewegungsgrösse

Die Erdoberfläche übt auf zwei Wegen einen Einfluss auf die darüberliegende Lufthülle aus. Zum einen wird die Bewegung der Luft durch die Reibungskraft an der Erdoberfläche gebremst und zum andern ist die Erdoberfläche Quelle oder Senke von Wärme. Beide Mechanismen produzieren Turbulenz, der eine dynamisch, der andere thermisch. Ist die Erde eine Senke von Wärme, so wird eine vorhandene dynamisch induzierte Turbulenz gedämpft oder im Extremfall vollständig unterdrückt.

Um das komplexe Phänomen der Turbulenz beschreiben zu können, wird der Windvektor aufgeteilt in eine mittlere und eine fluktuierende Komponente. Die mittlere Strömung ergibt sich, wenn die unregelmässigen Windfluktuationen ausgeschaltet werden. Die momentane Windgeschwindigkeit  $u$  ergibt sich somit aus einem mittleren Wind  $\bar{u}$  und der momentanen Windfluktuation  $u'$ . Für die 3 Komponenten des Windes gilt damit:

$$1) \quad u = \bar{u} + u' \quad (\text{in der } x - \text{Richtung})$$

$$2) \quad v = \bar{v} + v' \quad (\text{in der } y - \text{Richtung})$$

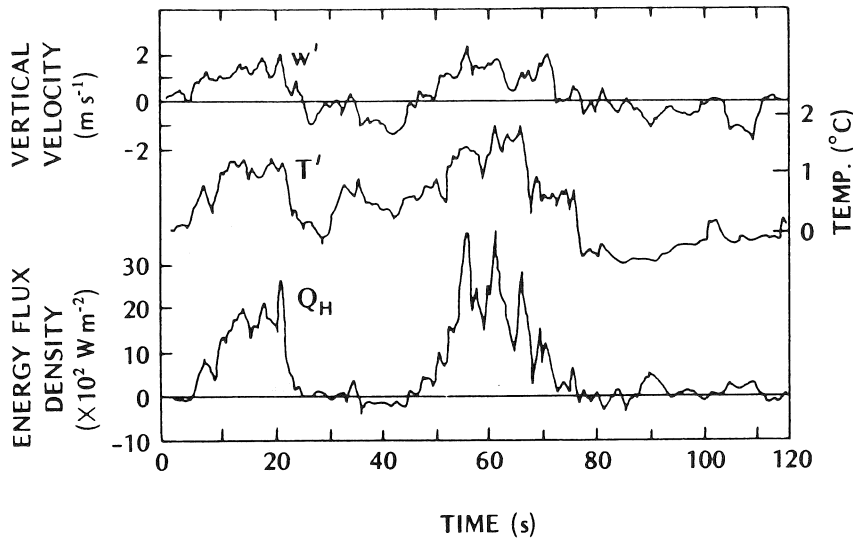
$$3) \quad w = \bar{w} + w' \quad (\text{in der } z - \text{Richtung}).$$

Die  $u$ -Komponente wird normalerweise längs der momentan dominierenden Windrichtung gewählt.

Desgleichen kann für die Temperatur definiert werden:

$$4) \quad T = \bar{T} + T'$$

Mit diesem Konzept der Wind- und Temperaturfluktuationen kann der Wärmefluss  $Q_h$  relativ einfach veranschaulicht werden. Ein vertikaler Fluss sensibler Wärme nach oben erfolgt dann, wenn einer positiven  $w$ -Komponente des Windes ( $+w'$ ) eine positive Temperaturabweichung gegenübersteht ( $+T'$ ) resp. ein negatives  $w'$  einem negativem  $T'$ . Ein Fluss nach unten ist dann zu beobachten, wenn einem positiven  $w'$  ein negatives  $T'$  gegenübersteht (und umgekehrt). Diese Beziehungen sind in Figur 4 dargestellt.



Figur 4. Wärmeflussbestimmung mit Fluktuationsmessungen (aus OKE 1978: 51). Resultate von Messungen mit trägheitsarmen Wind- und Temperaturfühlern.

Man sieht darin sehr deutlich, dass  $w'$  und  $T'$  positiv korreliert sind, so dass im Mittel über die ganze dargestellte Zeitdauer von 2 Minuten ein positiver Wärmefluss resultiert. Um den Wärmefluss in den Einheiten  $W/m^2$  angeben zu können, muss das Produkt aus  $w'T'$  [ $m^\circ C/s$ ] mit der Luftdichte  $\rho$  [ $1.293 \text{ kg}/m^3$ ] und der spezifischen Wärme  $c_p$  [ $1010 \text{ J}/\text{kg}^\circ C$ ] multipliziert werden. Es ergibt sich:

$$5) \quad Q_h = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w' \cdot T'} \quad [W/m^2]$$

Der Querstrich über  $w'T'$  gibt an, dass ein Mittel über Produkte aus gleichzeitigen Werten von  $w'$  und  $T'$  zu bilden ist.

Dieses Konzept der Flussbestimmung in der Grenzschicht ist grundsätzlich auf alle Eigenschaften der Luft anwendbar, insbesondere auch auf den Fluss von Bewegungsgrösse (momentum flux). Die Bewegungsgrösse (Impuls) als Produkt aus Masse mal Geschwindigkeit, resp. im Falle der Luft, aus Dichte eines Einheitsvolumens mal Geschwindigkeit ( $\rho \cdot u$ ), ist am



Erboden Null und wächst proportional mit der Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe. Dieser Zunahme des Absolutwerts der Bewegungsgrösse steht ein Fluss von oben nach unten gegenüber. Ein Luftpaket, das wegen der turbulenten Durchmischung von einem höheren in ein tieferes Niveau wechselt, besitzt an seinem neuen Ort eine gegenüber seiner Umgebung erhöhte Geschwindigkeit und transportiert somit Bewegungsgrösse von oben nach unten. Dasselbe gilt für ein Luftpaket, das in eine höhere Schicht gelangt. Es ist langsamer als seine Umgebung, bremst diese und transportiert gewissermassen negative Bewegungsgrösse nach oben. Aufgrund dieser Ueberlegungen kann der Fluss von Bewegungsgrösse, in Analogie zur Wärmeflussbestimmung, wie folgt definiert werden:

$$6) \quad \tau = -\rho \cdot \overline{u' \cdot w'} \quad [\text{N/m}^2]$$

$\tau$  besitzt am Boden den maximalen Wert und nimmt mit der Höhe ab. In den untersten Teilen der PBL, der Bodenschicht (surface layer), variiert  $\tau$  nur wenig und kann als konstant angesehen werden. Der Fluss von Bewegungsgrösse in der 'surface layer' ist damit gleich der Reibungskraft, die die Erdoberfläche auf die Luft ausübt. Diese wird als Kraft pro Flächeneinheit angegeben und als Schubspannung bezeichnet. Das negative Vorzeichen in Gl. 6) garantiert, dass ein Fluss nach oben als positiv erscheint, wie dies definitionsgemäss bei der Wärme ebenfalls gilt.

Als grundlegende Grösse in der PBL-Physik wird häufig nicht die Schubspannung  $\tau$  verwendet, sondern die eng damit zusammenhängende Reibungsgeschwindigkeit  $u^*$  (friction velocity). Es gilt:

$$7) \quad u^{*2} = \overline{-u' \cdot w'} = \tau / \rho \quad [(\text{m/s})^2]$$

Die Beziehungen 5) und 6) können als Grundlage für eine exakte Bestimmung der Flüsse  $Q_h$  und  $\tau$  verwendet werden. Allerdings bedingt dies einen enormen Messaufwand, müssen doch speziell trägheitsarme Geräte verwendet und moderne Datenerfassungsanlagen eingesetzt werden, da pro Sekunde mehrere Messwertgeber mindestens einmal abzufragen sind.

Deshalb wird sehr häufig ein anderer, allerdings nicht exakter Weg zur Bestimmung der Grundgrössen eingeschlagen. Dazu muss nur das mittlere Temperatur- und Windprofil bekannt sein. Ausgangspunkt ist das Newtonsche Gesetz für eine laminare Strömung, das besagt, dass die Schubspannung  $\tau$  proportional zur vertikalen Geschwindigkeitsänderung ist:

$$8) \quad \tau = \mu \cdot \frac{du}{dz}$$

Die Proportionalitätskonstante  $\mu$  ist die dynamische Viskosität, eine Materialkonstante. In Analogie dazu wird ein turbulenter Austauschkoefizient  $K_m$  (eddy viscosity) definiert, so dass in einer turbulenten Strömung gilt:

$$9) \quad \tau = \rho \cdot K_m \cdot \frac{du}{dz}$$

Für den Fluss sensibler Wärme wird gleichermaßen definiert:

$$10) \quad Q_h = -\rho \cdot c_p \cdot K_h \cdot \frac{d\theta}{dz}$$

$K_h$  ist der turbulente Austauschkoeffizient für Wärme (eddy conductivity) und  $\theta$  die potentielle Temperatur. Das negative Vorzeichen ergibt sich aus der Tatsache, dass am Tag bei positivem Wärmefluss der Gradient der potentiellen Temperatur negativ ist.

Die Bestimmung von  $\tau$  und  $Q_h$  mit Hilfe der Fluss - Gradient - Methode bietet messtechnisch grosse Vorteile. Ihr Problem ist jedoch, dass die Koeffizienten  $K_h$  und  $K_m$  keine Konstanten sind, sondern in Raum und Zeit variieren, insbesondere besteht eine nicht zu vernachlässigende Abhängigkeit von der Höhe  $z$ .

### 3.1.2 Richardson-Zahl $Ri$ und Monin-Obukhov-Länge $L$

Aus den obigen Betrachtungen geht hervor, dass die Turbulenz einerseits bestimmt wird durch die vertikale Windscherung und andererseits durch den vertikalen Temperaturgradienten. RICHARDSON schlug bereits 1920 vor, eine Verhältniszahl zu bilden, die die Rate der Turbulenzdämpfung durch eine stabile Schichtung in Beziehung setzt zur Turbulenzproduktion durch die Scherungskräfte. Das Verhältnis  $Ri$  (gradient Richardson number) ergibt sich zu:

$$11) \quad Ri = -\frac{g}{T} \frac{d\theta/dz}{(du/dz)^2} \quad [\text{dimensionslos}],$$

wobei  $g$  die Erdbeschleunigung und  $T$  die Absoluttemperatur ist. Im neutralen Fall liefern die Auftriebskräfte keinen Beitrag,  $Ri$  wird null. Bei labiler Schichtung ist  $Ri$  negativ und bei stabiler Schichtung positiv. Steigt die Richardsonzahl über einen kritischen Wert  $Ri_{crit}$ , dann vermag die Temperaturschichtung die Produktion von dynamischer Turbulenz vollständig zu unterbinden und die Strömung wird laminar. Als kritischer  $Ri$ -Wert wird heute allgemein 0.25 angenommen (PANOFSKY & DUTTON 1983: 93). Neben der in 11) definierten Gradient-Richardsonzahl sind noch zwei weitere Richardsonzahlen in Gebrauch:

$$12) \quad Ri_f = \frac{g}{T} \frac{\overline{w'T'}}{\overline{u'w'} \cdot du/dz} = Ri \cdot \frac{K_h}{K_m}$$

$$13) \quad Ri_b = \frac{g z_m^2 \Delta\theta / \Delta z}{T \cdot u^2}$$

$Ri_f$  (flux Richardson number) setzt direkt die turbulenten Flüsse in Beziehung. Sie ist jedoch nur von theoretischem Interesse, da sie nur mit grossem Aufwand zu bestimmen ist. Demgegenüber ist  $Ri_b$  (bulk Richardson number) leicht bestimmbar, da nur ein Temperaturgradient und eine Windgeschwindigkeitsmessung bekannt sein müssen. Sind  $z_1$  und  $z_2$  die beiden Niveaus für die Temperaturmessung, so sollte  $u$  in der Höhe  $z_2$  gemessen werden. Als  $z_m$  wird die Verwendung des geometrischen Mittels  $z_m = \sqrt{z_1 \cdot z_2}$  vorgeschlagen (SEDEFIAN & BENNETT 1980: 743).  $T$  ist die Absoluttemperatur auf der Höhe  $z_m$ . Die Verwendung von  $Ri_b$  anstelle von  $Ri$  wird heute wegen der problematischen Bestimmung von  $du/dz$  empfohlen (PANOFSKY & DUTTON 1983: 141, IRWIN & BINKOWSKY 1981: 1091).

Obwohl die  $Ri$ -Zahlen weite Verwendung gefunden haben, setzten sie sich in der Theorie der Planetaren Grenzschicht nicht durch. Dies vor allem deshalb, weil  $Ri$  auch in der 'surface layer' eine Funktion der Höhe  $z$  ist. Der Absolutwert von  $Ri$  hängt damit ganz wesentlich davon ab, in welcher Höhe die Temperatur- und Windgeschwindigkeitsgradienten gemessen werden.

Zur Beschreibung der 'surface layer' ist die Monin - Obukhov - Theorie heute allgemein akzeptiert. Ihre Grundgrösse ist die Monin-Obukhov-Länge  $L$

$$14) \quad L = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot T \cdot u_*^3}{k \cdot g \cdot Q_h} = \frac{u_*}{k} \cdot \frac{1}{Ri_f \cdot du/dz} \quad [m]$$

$k$  ist die von Karmansche Konstante ( $k=0.4$ ).  $L$  setzt, wie  $Ri_f$ , die beiden Grundgrössen  $\tau$  (resp.  $u_*$ ) und  $Q_h$  miteinander in Beziehung. Da  $u_*$  und  $Q_h$  in der 'surface layer' als konstant angesehen werden können, ist auch  $L$  eine Konstante. Dies ist der Grund, weshalb sie von den Theoretikern der Richardsonzahl vorgezogen wird. Die Monin-Obukhov-Länge ist positiv bei stabilen und negativ bei labilen Verhältnissen. Im neutralen Fall strebt sie gegen unendlich. Der Absolutwert von  $L$  kann als diejenige Höhe interpretiert werden, unterhalb der die Turbulenzproduktion aufgrund der Windscherung dominiert. Im stabilen Fall gibt sie damit die Höhe an, in der die dynamische Turbulenzproduktion gleich ist dem Verbrauch an Turbulenzenergie aufgrund der stabilen Temperaturschichtung.

Die exakte Bestimmung von  $L$  wird selten angegangen, da sie Fluktuationsmessungen erfordert. Meist wird  $L$  aus einer der Richardsonzahlen abgeleitet. Die Gleichungen 12) und 14) erlauben im Prinzip die Herleitung einer Beziehung zwischen der Gradient-Richardsonzahl  $Ri$  und der Monin-Obukhov-Länge  $L$ . Allerdings enthält diese Beziehung das Verhältnis  $K_h/K_m$ , das nicht exakt bekannt und eine Funktion der Höhe  $z$  ist.

Aus diesem Grunde verwendet man die folgenden einfachen empirischen Beziehungen:

$$15) \quad \frac{z}{L} = Ri \quad (Ri \leq 0)$$

$$16) \quad \frac{z}{L} = \frac{Ri}{1-5Ri} \quad (Ri > 0).$$

Neuestens wird vorgeschlagen, von der einfach zu bestimmenden  $Ri_b$ -Zahl auszugehen, daraus  $Ri$  und mit den Gl. 15) und 16)  $L$  zu berechnen. Dies kann entweder mit Hilfe von Nomogrammen geschehen (PANOFSKY & DUTTON 1983: 142) oder mit iterativ zu lösenden Algorithmen unter Verwendung der  $\Phi_m$ -Funktionen (siehe "Windprofil" auf S. 22, DRAXLER 1979, IRWIN & BINKOWSKY 1981). Beide Verfahren gehen zurück auf eine grundlegende Arbeit von GOLDER (1972) über die Beziehung zwischen den verschiedenen Stabilitätsmassen.

### 3.1.3 Die Mächtigkeit der Planetaren Grenzschicht

Die PBL als derjenige Teil der Atmosphäre, der vom Erdboden dominant beeinflusst wird und in dem ausgeprägte vertikale Flüsse von Bewegungsgrösse, sensibler Wärme und Feuchte zu beobachten sind, zeigt einen deutlichen Tages- und Jahresgang in ihrer Mächtigkeit. In der Nacht beträgt sie einige 10 bis wenige 100 m, und am Tag kann sie Mächtigkeiten von 1000 bis 2000 m erreichen.

Die Planetare Grenzschicht als Ganzes wird häufig unterteilt in Subschichten. Grundlegend wichtig ist die Ausscheidung einer 'surface layer', die zirka die untersten 10 % der PBL umfasst und in der die vertikalen Flüsse, insbesondere  $\tau$  und  $Q_h$  und damit auch  $L$ , als konstant angesehen werden können. Alle wichtigen Grössen werden meistens zuerst für diese Schicht hergeleitet und, falls möglich, auf die ganze PBL verallgemeinert. Eine weitere Unterteilung der PBL wird in dieser Arbeit nicht vorgenommen, es sei jedoch darauf hingewiesen, dass die konvektive Grenzschicht meist weiter unterteilt wird (CAUGHEY 1982: 112f) und auch die spezielle Ausbildung der städtischen PBL zu einer eigenen Klassierung geführt hat (OKE 1984: 21).

Im folgenden wird die Mächtigkeit der PBL gleichgesetzt mit der Mächtigkeit der Zone mit hoher Turbulenzintensität und damit guter vertikaler Durchmischung. Am Tag ist diese Schicht häufig durch eine Temperaturinversion in der Höhe  $z_i$  gut definiert. Die Mächtigkeit der PBL kann damit aus dem Temperaturprofil abgeleitet werden. In der Nacht hingegen, wenn sich eine Bodeninversion ausbildet, wird die PBL-Höhe nicht mehr nur durch das Temperaturprofil, sondern ganz wesentlich durch die Schubspannung bestimmt. Im folgenden

werden die Verhältnisse für den neutralen, labilen und stabilen Fall kurz dargelegt. Eine ausführliche Beschreibung ist in PANOFSKY & DUTTON (1983: 107f) zu finden.

Im neutralen Fall ist definitionsgemäss der Wärmefluss  $Q_h = 0$ . Turbulenz wird nur durch die Windscherung und in geringem Mass durch die Corioliskraft produziert. Letztere ist deshalb von Bedeutung, weil sie eine langsame Winddrehung mit der Höhe und damit ebenfalls eine Windscherung verursacht. Die Mächtigkeit  $h$  ergibt sich zu:

$$17) \quad h \sim c \cdot \frac{u^*}{f}$$

$c$  ist eine empirisch gewonnene Konstante mit einem Wert von 0.15 bis 0.25.  $f$  ist der Coriolisparameter. Er beträgt für  $47^\circ$  nördl. Breite  $1.066 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Nimmt man eine Windgeschwindigkeit von 4 m/s auf 10 m Höhe bei einer Bodenrauigkeit von 5 cm an, dann beträgt  $u^* = 0.302 \text{ m/s}$  (siehe Kap. "Windprofil" auf S. 22) und  $h \sim 600 \text{ m}$ .

Neutrale Bedingungen sind in der PBL ziemlich selten. Sie treten am ehesten bei starkem Wind und bedecktem Himmel auf. Oft wird eine neutrale Schicht in einigen 100 m Höhe von einer Temperaturinversion begrenzt. Ist dies der Fall, dann ist die Untergrenze der Inversion die relevante Höhe zur Bestimmung der PBL-Mächtigkeit.

Im labilen Fall, mit definitionsgemäss positivem Wärmefluss, ist die Turbulenz sowohl dynamisch als auch thermisch bedingt. Da der dynamisch induzierte Anteil mit zunehmender Höhe rasch abnimmt, ist die Mächtigkeit der Planetaren Grenzschicht praktisch ausschliesslich durch die konvektiven Prozesse bestimmt. Die Höhe der PBL nimmt im Laufe des Tages systematisch zu, von einem minimalen Wert bei Sonnenaufgang zu einer maximalen Mächtigkeit am Nachmittag. Der Aufbau der konvektiven Schicht wird durch den Wärmefluss  $Q_h$  bestimmt. Es existiert eine Vielzahl von Arbeiten, die den Aufbau zu modellieren versuchen. Für einen einfachen Ansatz siehe PANOFSKY & DUTTON (1983: 110). Ein aufwendigeres Modell wurde z.B. von STEYN (1980: 44f) entwickelt. Typische Werte für die morgendliche Zunahme der PBL-Mächtigkeit sind 40 m/h im Winter und 170 m/h im Sommer (GIEBEL 1983: 10).

Da die PBL - Höhe im labilen Fall nur durch konvektive Prozesse bestimmt ist, kann sie sehr genau durch die Höhe  $z_i$  der untersten Temperaturinversion approximiert werden. Dass auch an Sommermittagen solche Inversionen existieren, zeigt die Auswertung der Temperatursondierungen von Payerne durch TRUEB (1980). In den Sommermonaten Juni bis August sind in der 12 Uhr GMT Sondierung an fast 50 % aller Tage Inversionen im Bereich 0 - 2200 m über Grund zu beobachten. Diese Inversionen stellen eine natürliche Grenze der bodennahen turbulenten Zone dar. In der Natur sind sie oft sehr deutlich als Dunstobergrenzen zu identifizieren.

Das mittägliche Maximum der PBL-Höhe kann auch nach dem Verfahren von HOLZWORTH (1967) empirisch bestimmt werden. Diese Höhe ist besser bekannt unter dem Namen maximale Mischungsschichthöhe. Sie wird bestimmt, indem der Schnittpunkt zwischen der nächtlichen Temperatursondierung und der Trockenadiabate durch die Maximaltemperatur des folgenden Nachmittags gesucht wird.

Ein sehr instruktives Nomogramm zur Bestimmung der PBL-Höhe, das sowohl den neutralen wie auch den labilen Fall abdeckt, ist in PASQUILL & SMITH (1983: 319) zu finden. Dieses Nomogramm, das die Tages- und Jahreszeit, den Bedeckungsgrad und die Windgeschwindigkeit als Inputwerte benötigt, erlaubt auch die Bestimmung des morgendlichen Anstiegs.

Im stabilen Fall, mit einem zum Boden gerichteten Fluss sensibler Wärme, existiert eine Wechselwirkung zwischen der Turbulenzproduktion durch die Schubspannung und der Turbulenzdämpfung durch die stabile Temperaturschichtung. Es verbleibt eine meist wenig mächtige, bodenaufliegende Schicht, in der turbulente Durchmischung erfolgt. In ihr ist die Gradient-Richardsonzahl kleiner als 0.25. Darüber wird die Turbulenzproduktion vollständig unterdrückt. Eine Schätzung für die mittlere Höhe der turbulenten Zone ergibt sich aus:

$$18) \quad h \sim a \cdot (L \cdot u^* / f)^{1/2}$$

Für die Konstante  $a$  wurden Werte im Bereich zwischen 0.2 und 0.7 vorgeschlagen. Bei einer windschwachen ( $u^* = 0.05$  m/s) und extrem stabilen Lage ( $L = 10$  m) wird damit  $h \sim 30$  m. Es hat sich jedoch gezeigt, dass Gl. 18) nur schlecht mit gemessenen Werten von  $h$  übereinstimmt. Die direkte Messung von  $h$  mit akustischem Radar (SODAR) ist der einzige Weg, die Mächtigkeit der turbulenten Zone bei stabiler Schichtung einigermaßen genau zu bestimmen.

Die Bestimmung einer minimalen Mischungsschichthöhe nach dem Vorschlag von HOLZWORTH (1967), wie sie häufig durchgeführt wird, mag eine grobe Schätzung für die Verhältnisse über einer Stadt sein. Da das Verfahren jedoch nur von der Temperaturschichtung ausgeht und die in diesem Fall wichtigere Grösse der Schubspannung vernachlässigt, ist seine Anwendung nicht zu empfehlen.

#### 3.1.4 Windprofil

Die 'surface layer' als unterster Teil der PBL, ist nicht nur gekennzeichnet durch die Konstanz der in den letzten Kapiteln behandelten Flüsse, sondern auch durch die Ausbildung charakteristischer Temperatur- und Windprofile. Beiden kommt in der Lufthygiene eine grosse Bedeutung zu.

Mit Hilfe der K-Theorie (PANOFSKY & DUTTON 1983: 120), der Mischungswegtheorie (LILJEQUIST & CEHAK 1979: 333) oder auch aufgrund einer einfachen Dimensionsanalyse (GIFFORD 1968: 72) kann gezeigt werden, dass in der neutralen 'surface layer' die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe z proportional zur Reibungsgeschwindigkeit  $u^*$  und umgekehrt proportional zur Höhe z ist:

$$19) \quad \frac{du}{dz} = \frac{1}{k} \frac{u^*}{z}$$

Der Proportionalitätsfaktor k ist die von Karmansche Konstante  $k=0.4$ . Integriert man Gl. 19) und berücksichtigt, dass auf der Höhe  $z_0$  die Geschwindigkeit u Null wird, so ergibt sich das logarithmische Windprofil:

$$20) \quad u = \frac{u^*}{k} \cdot \ln \frac{z}{z_0}$$

Bei grossen Rauigkeitselementen ist zudem die Nullebenen - Verschiebung d (zero plane displacement) zu berücksichtigen. Anstelle von z wird  $(z-d)$  in Gl. 20) eingesetzt. d beträgt zirka 2/3 bis 3/4 der Höhe der Rauigkeitselemente.

Die Rauigkeitslänge  $z_0$  ist ein weiterer wichtiger Parameter der Planetaren Grenzschicht. Sie hängt im wesentlichen von der Oberflächenbedeckung ab. Typische Werte sind z.B. in PANOFSKY & DUTTON (1983: 123) zu finden.  $z_0$  kann approximativ aus der Silhouetten- und der Grundfläche der Hindernisse bestimmt werden (LETTAU 1970: 16). Genauere Bestimmungen erfordern Windprofilmessungen.

Solche Messungen haben gezeigt, dass die Rauigkeitslänge eines Standorts keine Konstante ist. Räumliche Inhomogenitäten der Bodenbedeckung können zu einer ausgeprägten Richtungsabhängigkeit von  $z_0$  führen, so dass eigentliche Rauigkeitsrosen, in Analogie zu den Windrosen, gezeichnet werden können (HANNA 1980: 402). Wichtig für die Fragen der Ausbreitung ist weiter der Umstand, dass nur in unmittelbarer Bodennähe  $z_0$  von den umliegenden Rauigkeitselementen bestimmt wird. Für höhere Schichten werden immer weiter entfernte Rauigkeitselemente von Bedeutung. Als grobe Faustregel kann dafür eine Distanz, berechnet aus der 10-fachen Höhe der interessierenden Schicht, angenommen werden. Messungen von  $z_0$  können deshalb eine ausgeprägte Höhenabhängigkeit zeigen (KORRELL et al. 1982, MING et al. 1983). Für die höheren Schichten werden vermehrt auch Reliefelemente von Bedeutung. Sehr hügeliges oder gebirgisches Terrain besitzt eine ähnliche Rauigkeit ( $z_0 = 1-3$  m) wie ein Stadtzentrum mit hohen Gebäuden, auch wenn die Bodenbedeckung wenig rau ist. Man kann von einer lokalen Rauigkeit, bestimmt durch die Oberflächenbedeckung eines Standortes, und einer regionalen Rauigkeit, bestimmt durch die Terrainform, sprechen. Nur in einer Ebene mit homogener Bodenbedeckung sind beide

gleich. Diese Tatsache hat eine grosse Bedeutung für die Bestimmung der Durchmischungskapazität der Atmosphäre.

Die Verallgemeinerung des logarithmischen Windprofils für den stabilen und labilen Fall kann über die Monin - Obukhov - Theorie erfolgen<sup>4</sup>. Ausgehend von Gleichung 19) wird definiert:

$$21) \quad \frac{kz}{u^*} \frac{du}{dz} = \Phi_m \quad \Phi_m = f\left(\frac{z}{L}\right)$$

$\Phi_m$  ist dabei eine universelle Funktion, die nur von der Höhe  $z$  und der Monin-Obukhov-Länge  $L$  abhängt. Im neutralen Fall wird  $\Phi_m = 1$ . Die Form von  $\Phi_m$  muss empirisch bestimmt werden. Weit verbreitet sind die sogenannten BUSINGER - DYER - Formeln (BUSINGER et al. 1971). Sie lauten:

$$22a) \quad \Phi_m = \left[1 - 15 \frac{z}{L}\right]^{-1/4} \quad \left(\frac{z}{L} < 0, \text{ labil}\right)$$

$$22b) \quad \Phi_m = 1 + 5 \frac{z}{L} \quad \left(\frac{z}{L} > 0, \text{ stabil}\right).$$

Dies ergibt nach der Integration von Gl. 21) für den labilen Fall:

$$23) \quad u = \frac{u^*}{k} \left[ \ln \frac{z}{z_0} - 2 \ln \left( \frac{1+x}{2} \right) - \ln \left( \frac{1+x^2}{2} \right) + 2 \arctan(x) - \frac{\pi}{2} \right]$$

$$\text{mit } x = (1 - 15z/L)^{1/4}$$

und für den stabilen Fall:

$$24) \quad u = \frac{u^*}{k} \left( \ln \frac{z}{z_0} + 5 \frac{z}{L} \right)$$

Damit ist das Windprofil in der 'surface layer' für alle Schichtungstypen definiert.

In der Ausbreitungsrechnung wird das Windprofil häufig auch mit dem empirisch hergeleiteten Potenzansatz angenähert:

$$25) \quad u = u_{10} \left[ \frac{z}{10} \right]^p$$

---

<sup>4</sup> Es sei hier nochmals betont, dass die folgenden Herleitungen nur für die 'surface layer' gelten.



$u_{10}$  ist die beobachtete Windgeschwindigkeit auf 10 m über Grund. Der Exponent  $p$  ist von der Stabilität und der Bodenrauigkeit abhängig. Werte von  $p$  sind z.B. in HANNA et al. (1982: 32) zu finden.

Einige weitere wichtige, die Turbulenz betreffende Grundgrößen, werden in den folgenden Kapiteln im Zusammenhang mit den beiden wichtigsten Diffusionstheorien eingeführt.

### 3.2 DIFFUSIONSTHEORIEN

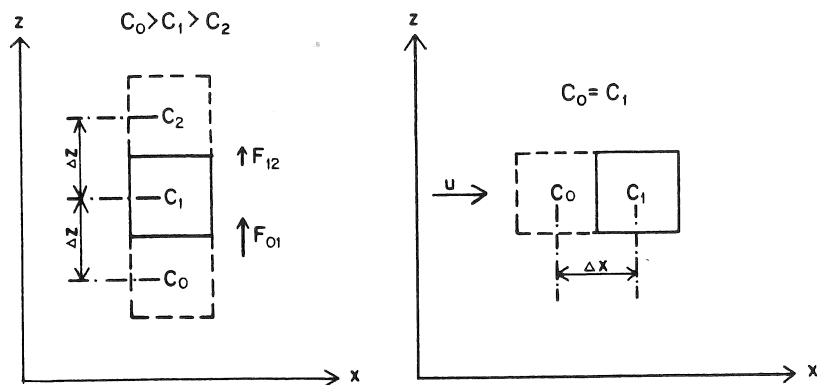
Die korrekte Wiedergabe der Verdünnungsprozesse ist grundlegend für die Bestimmung der Immissionskonzentrationen im lokalen bis regionalen Massstab. Diffusionsgleichungen unterschiedlicher Komplexität wurden dafür entwickelt und werden auch angewendet. Sie resultieren aus den 3 Theorien der Diffusion: der K-Theorie, der statistischen Theorie und der Ähnlichkeitstheorie. Letztere hat bis heute noch nicht zur Formulierung eigentlicher Diffusionsgleichungen geführt. Einen kurzen kompakten Ueberblick über die verschiedenen Theorien ist in HANNA et al. (1982) und eine ausführliche Behandlung bei PASQUILL & SMITH (1983) zu finden.

Die Annahme einer einfachen Gaussverteilung der Schadstoffkonzentrationen im Lee einer Punktquelle ist in der praktischen Anwendung der bei weitem häufigste Ansatz. Das Gaussmodell ist jedoch ein abgeleitetes Modell (analytische Lösung), das sich sowohl aus der statistischen Theorie wie auch aus der K-Theorie entwickeln lässt. Im folgenden sollen diese beiden Theorien kurz behandelt werden.

#### 3.2.1 K - Theorie

Bereits 1855 formulierte A. FICK, ein deutscher Physiologe, in seiner Arbeit 'Ueber Diffusion' die Grundlagen der K-Theorie. In Analogie zur molekularen Diffusion, wie auch in Analogie zur Wärmeleitung wird angenommen, dass ein Transport von Luftfremdstoffen entgegengesetzt zum Gradienten erfolgt und proportional ist zur Grösse des Gradienten. Dies soll kurz an Figur 5 (links) erläutert werden.

Es werden 3 vertikal übereinanderliegende Luftpakete mit unterschiedlichen Schadstoffkonzentrationen  $C$  betrachtet.  $C$  nimmt von unten nach oben ab. Die turbulente Durchmischung der Atmosphäre führt zu einem Ausgleich der Konzentrationsunterschiede. Es resultiert ein mit der Höhe abnehmender Schadstofffluss  $F$  von unten nach oben. Dieser Fluss wird proportional zum Gradienten von  $C$  angenommen.



Figur 5. Vertikale und horizontale Schadstoffflüsse. Bestimmung mit Hilfe der K-Theorie.

$$26) \quad F_{01} = K_z \cdot \frac{C_0 - C_1}{\Delta z} = K_z \cdot \frac{\Delta C}{\Delta z} \quad (= -\overline{w'c'})$$

$K_z$  ist der turbulente Austauschkoefizient für Luftfremdstoffe. Der Fluss kann natürlich ebenfalls aus Fluktuationmessungen bestimmt werden, deshalb ist in Gl. 26) der entsprechende Fluktuationsterm angeführt. Aehnliche Definitionen, basierend auf derselben Analogie, wurden in den Gl. 9) und 10) für den Fluss von Bewegungsgröße und sensibler Wärme verwendet. Als Zielgröße interessiert in diesem Fall jedoch nicht der Fluss, sondern die Änderung der Konzentration  $C$  mit der Zeit  $t$ . Aus Figur 5 ist ersichtlich, dass diese Änderung proportional zur Änderung des Flusses  $F$  ist. Für das Raumelement 1 gilt für die Diffusion in  $z$ -Richtung:

$$27) \quad \frac{\Delta C}{\Delta t} = \frac{F_{01} - F_{12}}{\Delta z} = \frac{\Delta F}{\Delta z} = \frac{\Delta}{\Delta z} \left( K_z \cdot \frac{\Delta C}{\Delta z} \right)$$

Geht man von der Differenzenschreibweise in die Differentialform über, so schreibt sich Gl. 27) zu:

$$28) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) = K_z \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial z^2}$$

Aequivalente Ueberlegungen können für die  $x$ - und  $y$ -Richtung angestellt werden. Zusätzlich ist zu berücksichtigen, dass die Konzentrationsänderung in einem Luftpaket ebenfalls durch den advektiven Zu- und Wegtransport von Luftfremdstoffen bestimmt wird. Für die  $x$ -Richtung kann aus einfachen Ueberlegungen gefolgert werden (Figur 5, rechts):

$$29) \quad \frac{\Delta C}{\Delta t} = -u \cdot \frac{\Delta C}{\Delta x}$$

Damit lautet die vollständige Advektions - Diffusionsgleichung, formuliert für alle Raumkomponenten und mit dem Quellterm Q:

$$30) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = Q - u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} - w \frac{\partial C}{\partial z} + K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2}$$

Eine analytische Lösung der Gl. 30) ist mit beliebigen Funktionen der Diffusionskoeffizienten  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$  und der Windgeschwindigkeitskomponenten  $u$ ,  $v$ ,  $w$  nicht möglich. Unter bestimmten restriktiven Randbedingungen kann jedoch eine Lösung gefunden werden. Besonders in der älteren Literatur nehmen diese analytischen Lösungen einen breiten Raum ein (z.B. PASQUILL 1962: 69f).

Im folgenden soll die Lösung für den Fall einer kontinuierlichen Punktquelle am Boden skizziert werden. Gesucht wird die Lösung für den stationären Fall  $\partial C/\partial t = 0$ . Es wird angenommen, dass sich die Quelle im Koordinatenursprung befindet und die x-Achse parallel zur Windrichtung liegt ( $v = w = 0$ ). Die Diffusion in x-Richtung ist gegenüber dem Transport mit dem Wind vernachlässigbar klein. Mit diesen Annahmen vereinfacht sich Gl. 30) zu:

$$31) \quad 0 = Q - u \frac{\partial C}{\partial x} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2}$$

Weiter gelten folgende Grenzbedingungen:

$$32a) \quad C \rightarrow 0 \quad \text{für } x, y, z \rightarrow \infty$$

$$32b) \quad C \rightarrow \infty \quad \text{für } x, y, z \rightarrow 0$$

$$32c) \quad K_z \frac{\partial C}{\partial z} \rightarrow 0 \quad \text{für } z \rightarrow 0 \text{ und } x, y > 0$$

$$32d) \quad \int_{0-\infty}^{\infty} \int_{0-\infty}^{\infty} u \cdot C \, dy \, dz = Q \quad \text{für } z > 0$$

Die dritte Grenzbedingung (Gl. 32c) besagt, dass der Vertikalfluss der Schadstoffe am Boden Null wird, der Erdboden damit eine natürliche Grenze für die Ausbreitung darstellt. Die vierte Bedingung bezieht sich auf die Gleichheit der emittierten mit der in der Atmosphäre total vorhandenen Schadstoffmenge. Es werden somit keine Senken berücksichtigt. Die Lösung von Gl. 31) nach C unter den Randbedingungen 32) lautet:

$$33) \quad C = \frac{Q}{4\pi \cdot \sqrt{K_y K_z} \cdot x} \cdot \exp\left(-\frac{y^2}{4K_y \cdot x/u}\right) \cdot \exp\left(-\frac{z^2}{4K_z \cdot x/u}\right)$$

Es ist zu betonen, dass in Gl. 33) sowohl  $u$ , als auch die Diffusionskoeffizienten  $K_y$ ,  $K_z$  Konstanten sind. Es wird insbesondere keine Zunahme mit der Höhe berücksichtigt, was den Verhältnissen in der Realität nicht entspricht<sup>5</sup>. Eine analytische Lösung von Gl. 31) für den Fall, dass  $u$  und  $K$  mit Potenzprofilen angenähert werden, ist in HANNA et al. (1982: 52) gegeben.

Heute, im Zeitalter der Computer, wird Gl. 31) meist numerisch gelöst. Sie wird dabei in Differenzenschreibweise formuliert und in kleinen Zeitschritten integriert<sup>6</sup>. Beliebige Funktionen für  $u$  und  $K$  sind dabei verwendbar. Ein Vergleich von Resultaten mit unterschiedlichen  $u$ - und  $K_z$ -Profilen ist in MAHONEY & EGAN (1971) durchgeführt. Dort wird auch das Problem der Pseudodiffusion diskutiert. Sie prognostiziert in den Resultaten eine Diffusion, die nichts mit den physikalischen Prozessen in der Atmosphäre zu tun hat, sondern nur von den Ungenauigkeiten in den Differenzenschemata herrührt<sup>7</sup>.

Die Form des stabilitätsabhängigen  $K_z$ -Profils, das grundlegend ist für die Anwendung der Gleichung 31), kann den Arbeiten von DRAXLER (1976, 1979) entnommen werden. Diese  $K_z$ -Profile sind jedoch, sowohl theoretisch wie empirisch, wesentlich schwächer abgestützt als das Windprofil.

Die Anwendung der  $K$ -Theorie für Fragen der Ausbreitung von Luftschadstoffen ist heute sehr weit verbreitet, obwohl noch immer über die Korrektheit der Grundannahmen diskutiert wird. Gleichung 30) ist grundsätzlich eine attraktive Basis für die Modellbildung. Die numerischen Probleme sind jedoch nicht zu unterschätzen und erfordern besondere Vorsicht bei der Anwendung.

### 3.2.2 Statistische Theorie

Die statistische Theorie der Diffusion geht von folgendem Gedankenexperiment aus. An einem fixen Punkt im Raum werden markierte Partikel in die Atmosphäre gegeben und deren Weg verfolgt. Die Partikel sind dabei so klein, dass sie alle turbulenten Bewegungen exakt mitmachen. Figur 6 zeigt den

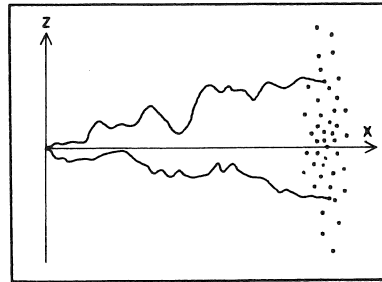
---

<sup>5</sup> Diffusion unter der Annahme konstanter  $K$ -Werte wird als FICKSche Diffusion bezeichnet.

<sup>6</sup> Ein gängiges Differenzenschema für Gl. 31) ist z.B. im sehr instruktiven Artikel von RAGLAND & DENNIS (1975: 177) zu finden.

<sup>7</sup> Die Problematik der numerischen Instabilitäten und der Pseudodiffusion ist in HANNA et al. (1982: 53f) oder auch in RUNCA (1982) behandelt.

Weg zweier Partikel und die Endpositionen der übrigen nach einer festen Zeit t.



Figur 6. Partikeldiffusion im Raum als Grundlage der statistischen Theorie.

Der Weg dieser Partikel setzt sich zusammen aus einem mittleren Transportvektor und den Windgeschwindigkeitsfluktuationen in den 3 Raumrichtungen. Nur letztere liefern dabei einen Beitrag zur Diffusion der Partikel. Die Fluktuation der w-Komponente des Windes wurde bereits in Figur 4 auf S. 16 dargestellt. Es ergibt sich damit die Möglichkeit, mit Hilfe einer statistischen Analyse der Fluktuationen  $u'$ ,  $v'$ , und  $w'$  eine Aussage über die Diffusion der Partikel zu machen. Diese Idee, wie auch die Ableitung der Grundgrößen geht auf TAYLOR (1921) zurück.

Fürs erste sei ein homogenes und stationäres Turbulenzfeld angenommen. Die Streuung der Partikel in der z-Richtung der Figur 6 ist in diesem Fall nur abhängig von der Standardabweichung  $\sigma_w$  und der Autokorrelationsfunktion  $R_w(t')$  der vertikalen Windgeschwindigkeitsfluktuation  $w'$ . Diese Größen können gemäss konventionellen Regeln der mathematischen Statistik aus Daten, wie sie z.B. der Figur 4 auf S. 16 zugrunde liegen, bestimmt werden. Da die Schreibweise in der PBL-Physik wesentlich anders ist als in der mathematischen Statistik, seien im folgenden beide Versionen aufgeführt. Die Berechnung der Summe und die anschliessende Mittelbildung werden in der PBL-Physik mit einem einfachen Querstrich bezeichnet. Die beiden Größen  $\sigma_w$  und  $R_w(t')$  berechnen sich wie folgt:

$$34) \quad \sigma_w^2 = \overline{(w')^2} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (w'_i)^2 \quad (w'_i = w - \bar{w})$$

$$35) \quad R_w(t') = \frac{\overline{w'(t) \cdot w'(t+t')}}{\overline{w'^2}} = \frac{1/n \cdot \sum [w'(t) \cdot w'(t+t')]}{1/n \cdot \sum w'^2}$$

Gleiche Beziehungen gelten für die u- und v-Komponenten des Windes. TAYLOR (1921) hat nun gezeigt, dass die Standardab-

weichung  $\sigma_z$  der Partikel<sup>8</sup> nach der Ausbreitungszeit  $t'$  im Lee einer Quelle bestimmt werden kann aus  $\sigma_w$  und  $R_w$ :

$$36) \quad \sigma_z^2(t') = 2 \cdot \sigma_w^2 \int_0^t \int_0^{t'} R_w(t') dt' dt$$

Gleichung 36) wird als Taylor - Theorem bezeichnet<sup>9</sup>.

Die Korrelationsfunktion  $R_w(t')$  zeigt das für trendfreie Zeitreihen typische Verhalten einer Abnahme vom Wert 1 bei  $t' = 0$  zum Wert 0 bei  $t' \rightarrow \infty$  (siehe Figur 7). Sie wird normalerweise mit der Lagrangeschen 'time-scale'  $T_{1w}$  charakterisiert:

$$37) \quad T_{1w} = \int_0^{\infty} R_w(t') dt'$$

In diesem Zusammenhang muss kurz auf den Unterschied zwischen einer Lagrangeschen und einer Eulerschen Messung eingegangen werden. Verfolgt man ein Partikel in der Atmosphäre, das der allgemeinen Strömung exakt folgt, und bestimmt man aus den Geschwindigkeitsfluktuationen dieses Partikels die Korrelationsfunktion  $R_w$ , dann ist dies eine Lagrangesche Messung. Solche Messungen können z.B. an einem 'constant-level' Ballon geringer Trägheit durchgeführt werden. Misst man demgegenüber die Fluktuation der Windgeschwindigkeit mit Hilfe eines fixen Anemometers, was normalerweise der Fall ist, so ist dies eine Eulersche Messung. Die Diffusion ist grundsätzlich ein Lagrangescher Prozess, die meteorologischen Messungen sind jedoch grossmehrheitlich Eulerscher Natur. Aus diesem Gegensatz resultiert eines der Hauptprobleme der statistischen Theorie. Aus der Eulerschen Bestimmung der Korrelationsfunktion muss die Lagrangesche abgeleitet werden. Die Beziehung der beiden Funktionen ist in Figur 7 dargestellt. Die beiden Funktionen sind ähnlich in der Form.  $R_1$  ist jedoch um einen konstanten Faktor  $\beta$  auf der Zeitskala nach rechts gerückt (HAY & PASQUILL 1959: 351).

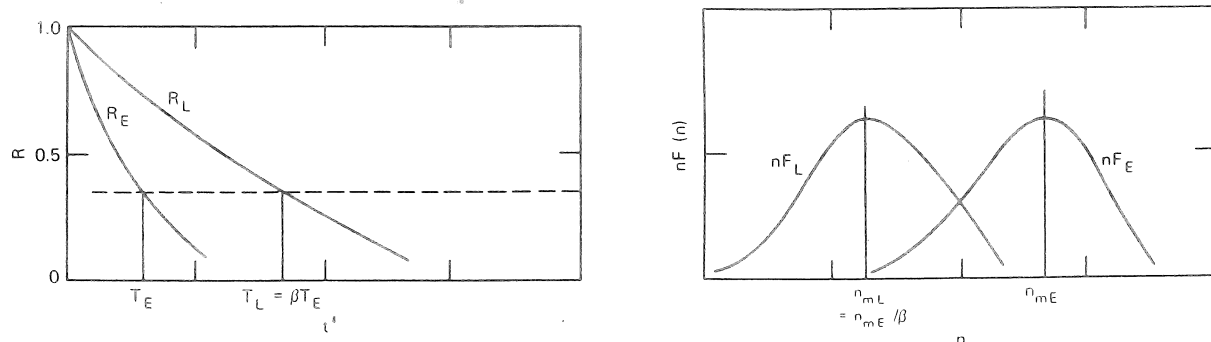
Ausgedrückt mit den beiden 'time-scale'  $T_1$  und  $T_e$  gilt:

$$38) \quad T_1 = \beta \cdot T_e \quad (\text{gilt für alle Komponenten } u, v, w).$$

---

<sup>8</sup>  $\sigma_z$  ist nicht zu verwechseln mit  $\sigma_w$ . Ersteres bezieht sich auf die Partikelpositionen oder, was gleichbedeutend ist, auf die Standardabweichung der vertikalen Konzentrationsverteilung.  $\sigma_w$  bezieht sich auf die Fluktuationen der Windgeschwindigkeit, gemessen an irgendeinem Punkt des Ausbreitungsraumes.

<sup>9</sup> Eine genaue Herleitung ist in DOBBINS (1979: 209f) zu finden.



Figur 7. Korrelationsfunktion und Turbulenzspektrum. Vergleich zwischen Eulerscher (E) und Lagrangerischer (L) Messung (aus HANNA et al. 1982: 39).

Im rechten Teil der Figur 7 ist ebenfalls schematisch die Wirkung der beiden Betrachtungsweisen auf das Turbulenzspektrum dargestellt. Auch hier bleibt die Form erhalten, das Spektrum wird aber bei Lagrangerischer Messung gegen niedrigere Frequenzen verschoben. Die Darstellungen der Turbulenzeigenschaften der Atmosphäre in Form einer Korrelationsfunktion oder in Form des Turbulenzspektrums sind äquivalent. Die eine kann mit Hilfe einer Fourier-Transformation exakt in die andere überführt werden. Die Darstellung in der Form eines Turbulenzspektrums ist jedoch weiter verbreitet und hat gewisse Vorteile (siehe PANOFSKY & DUTTON 1983: 174f).

Eine wichtige, das Turbulenzspektrum charakterisierende Grösse, ist die Frequenz  $n_{m1}$  mit maximaler Energie, resp. die dazugehörige Wellenlänge  $\lambda_{m1} = u/n_{m1}$ . Zwischen  $T_1$  und  $\lambda_{m1}$  besteht eine enge Beziehung. Unter der Annahme, dass  $\beta = 0.5u/\sigma_w$  ist, kann damit eine Beziehung zwischen der Lagrangerischen 'time-scale'  $T_{1w}$  und einer Eulerschen Messung von  $\lambda_{me}$  hergeleitet werden:

$$39) \quad T_{1w} = \frac{0.2 \cdot \lambda_{m1}}{u} = \frac{0.2 \cdot \beta \cdot \lambda_{me}}{u} = \frac{0.1 \cdot \lambda_{me}}{\sigma_w}$$

Zurückkehrend zu Gl. 35) soll kurz auf die Form der Korrelationsfunktion  $R_w$  eingegangen werden, die grundsätzlich empirisch zu bestimmen ist. Am häufigsten wird, wie bereits von TAYLOR vorgeschlagen wurde, eine exponentielle Form angenommen:

$$40) \quad R_w(t') = \exp(-t'/T_{1w})$$

Weitere vorgeschlagene Formen finden sich in MOORE et al. (1985: 360)<sup>10</sup>. Die Untersuchungen haben jedoch gezeigt, dass die genaue Form der Korrelationsfunktion weniger bedeutend ist als die genaue Bestimmung von  $T_1$ .

Setzt man Gl. 40) in Gl. 36) ein, so erhält man nach zweimaligem integrieren:

$$41) \quad \sigma_z^2(t') = 2 \cdot \sigma_w^2 T_{1w}^2 \left[ \frac{t'}{T_{1w}} - 1 + \exp\left(-\frac{t'}{T_{1w}}\right) \right]$$

Damit ist eine direkte Beziehung zwischen den Turbulenzgrössen  $\sigma_w$  und  $T_{1w}$  und der Standardabweichung der Konzentrationsverteilung  $\sigma_z$  im Lee einer Quelle hergestellt.  $t'$  bezieht sich dabei auf die Ausbreitungszeit.

Um die Anwendung von Gl. 41) zu zeigen, sei ein Beispiel durchgerechnet. Ausgehend von einer neutralen Atmosphäre mit kräftigem Wind (4 m/s auf 10 m ü.Gr. bei einem  $z_0$  von 5 cm), ergibt sich ein  $u^*$  von 0.302 m/s. Mit den Beziehungen 63) und 64) des Kap. 6.2.1 errechnet sich für  $z=100$  m ein  $\sigma_w$  von 0.366 m/s und ein  $T_{1w}$  von 103.6 s. Nach einer Ausbreitungszeit von 250 s hat nach Gl. 41)  $\sigma_z$  einen Wert von 65.7 m erreicht. Die Schadstoffe sind damit in 1000 m Distanz von der Quelle auf einen Höhenbereich von  $\sim 260$  m ( $\pm 2\sigma_z$ ) verteilt.

Der Gleichung 41) liegen homogene und stationäre Turbulenzbedingungen zugrunde. Ihre Anwendbarkeit ist aus diesem Grund beschränkt. In den letzten 10 Jahren hat sich deshalb eine Modellgruppe entwickelt, die nicht vom Taylor-Theorem ausgeht, sondern basierend auf den Grundgrössen  $\sigma_w$  und  $T_1$  den Weg von Einzelpartikeln wie in Figur 6 auf S. 29 simuliert und so inhomogene und instationäre Turbulenzfelder berücksichtigen kann. Ein solcher Ansatz mit den dazu nötigen Parametrisierungen der Grundgrössen wird im Kap. 6 vorgestellt.

Die statistische Theorie erlangt damit wieder vermehrt an Bedeutung. Verglichen mit der K-Theorie beschreibt sie die turbulenten Prozesse wirklichkeitsnäher, weshalb sie von verschiedenen Theoretikern bevorzugt wird. Ein Vergleich der Vor- und Nachteile der beiden Theorien ist z.B. in RUNCHAL (1980) zu finden.

---

<sup>10</sup> In diesem Artikel wird auch eine Typisierung von gemessenen Korrelationsfunktionen vorgenommen, wie auch eine Schätzung von  $\beta$  und der Eulerschen 'time-scale'  $T_1$  für verschiedene Stabilitätsklassen gegeben. Schliesslich ist darin auch eine empirische Beziehung zur Bestimmung von  $T_1$  aus Turmmessungen zu finden.



#### 4.0 DIE BERECHNUNG VON IMMISSIONSSTATISTIKEN MIT HILFE DES GAUSSMODELLS

Die Ermittlung von Immissionsstatistiken über einen längeren Zeitraum, z.B. über 1 Jahr, ist bereits mit recht einfachen Mitteln möglich. Berechnungen mit Hilfe von Boxmodellen unter Verwendung der Jahresmittel von Emission, Windgeschwindigkeit und Mischungsschichthöhe können erste wertvolle Anhaltspunkte geben. Je detaillierter die räumliche Auflösung der Aussage gewünscht wird, desto höhere Ansprüche werden an das Modell und vor allem auch an den Modellinput gestellt. Eine genaue Kenntnis der wichtigsten Inputgrößen, der Emission und des Ausbreitungsklimas, ist dabei für die Bestimmung von Langzeitwerten wichtiger als der Einsatz aufwendiger Modelle. In diesem Kapitel soll deshalb auch der Modellinput kurz behandelt werden, obwohl zwei separate Studien dazu in Bearbeitung sind.

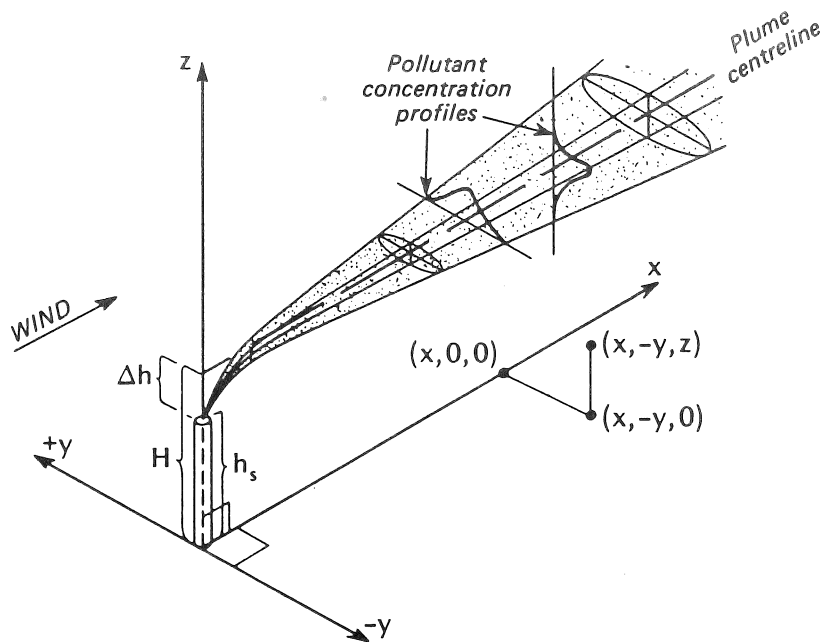
In einer Stadt kommen alle Quellentypen vor. Grundlegend ist jedoch die Behandlung der Punktquelle. Flächenquellen und bei genügender Auflösung auch Linienquellen, können mit Hilfe von Punktquellen approximiert werden, ein Verfahren, das im deutschsprachigen Raum im Anschluss an das Bremer Modell von FORTAK (1970) häufig angewendet wurde. In Amerika werden die Flächenquellen nach dem sogenannten GIFFORD - HANNA - Ansatz (1971) behandelt, der wesentlich stärker generalisiert, dafür weniger rechenaufwendig ist.

Die Frage nach dem Grad der Generalisierung ist von grundsätzlicher Bedeutung, da kein Modell den gesamten Informationszustand der Immission aus den Bereichen Emission und Meteorologie generieren kann. Es sind im besten Fall Aussagen stochastischer Natur mit einer mehr oder weniger grossen Fehlermarge zu erwarten. Die Fehler entstehen einerseits durch die im Modell selbst liegenden Idealisierungen und andererseits durch die Unsicherheiten im Modellinput. Bei der Berechnung von Jahresmitteln über Städten mit vorwiegend Flächenquellen kann recht stark generalisiert werden. Die Verwendung des FORTAKschen Ansatzes lohnt sich nur bei detailliert bekanntem Modellinput (hochaufgelöster Emissionskataster, Stundendaten zum Ausbreitungsklima).

#### 4.1 GRUNDLAGEN DES GAUSSMODELLS

##### 4.1.1 PLUME - Ansatz

Der erste Typ, der sogenannte Plume-Ansatz geht vom idealisierten Bild einer Schadstofffahne aus, wie es in Figur 8 dargestellt ist.



Figur 8. Das Gauss'sche Plume-Modell. Ausbreitung der Schadstoffe im Lee einer Punktquelle (aus OKE 1978: 286).

Der Nullpunkt des Koordinatensystems ist am Standort der Quelle mit der x-Achse in Richtung des Windes zu wählen. Das Plume - Modell geht von der Annahme einer biaxialen Normalverteilung der Schadstoffkonzentration in der Ebene senkrecht zur Transportrichtung aus. Damit errechnet sich die Bodenkonzentration ( $z=0$ ) im Lee einer kontinuierlich emittierenden Punktquelle nach folgender Formel:

$$42) \quad C = \frac{Q}{\pi \sigma_y \sigma_z u} \cdot \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right)$$

Es bedeuten:

- C Bodeneimmissionskonzentration am Punkt  $(x, y, 0)$  in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ .
- Q Emissionsstärke in  $\mu\text{g}/\text{s}$ .
- $\sigma_y$  Standardabweichung der Konzentrationsverteilung quer zur Windrichtung in m. Sie ist eine Funktion der Distanz von der Quelle und der Stabilität der Atmosphäre [ $\sigma_y = f(x, \text{Stabilität})$ ].
- $\sigma_z$  Standardabweichung senkrecht zur Windrichtung in m [ $\sigma_z = f(x, \text{Stabilität})$ ].
- H Effektive Schornsteinhöhe in m.
- u Mittlere Windgeschwindigkeit in m/s. Vertikales Mittel über die doppelte effektive Quellhöhe H.

Die Wahl einer biaxialen Normalverteilung für die Beschreibung der Konzentrationsverteilungen lässt sich gut begründen. Im Kap. "K - Theorie" auf S. 25 wurde gezeigt, dass die Lösung der Advektions-Diffusionsgleichung (Gl. 31) Gauss'sche Form hat. Tatsächlich lässt sich unter der Annahme, dass

$$43) \quad \begin{aligned} \sigma_y &= \sqrt{2K_y t}, & \sigma_z &= \sqrt{2K_z t}, \\ t &= x/u, \\ z &= H, \end{aligned}$$

Gleichung 42) direkt aus Gleichung 33) ableiten. Ein weiteres Argument für die Wahl einer Normalverteilung ergibt sich aus folgender Ueberlegung: Wegen der zufälligen Natur des Diffusionsprozesses kann in Analogie zum Zentralen Grenzwertsatz der Statistik geschlossen werden, dass die Konzentrationsverteilungen als Resultat dieses Vorgangs normalverteilt sein müssen.

Die dem Gaussmodell zugrundeliegenden Randbedingungen sind folgende:

- a) Der Ausbreitungsprozess muss stationär sein (zeitlich invariant).
- b) Die meteorologischen Parameter müssen homogen sein (räumlich invariant).
- c) Am Erdboden erfolgt eine vollständige Reflexion der Schadstoffe (keine Deposition).
- d) Während der Ausbreitung unterliegen die Schadstoffe keinen chemischen und physikalischen Veränderungen.
- e) Der Wegtransport, nach Erreichen der effektiven Quellhöhe, erfolgt horizontal.
- f) Die Erdoberfläche wird als eben und von konstanter Rauigkeit angesehen.
- g) Die Diffusion in x-Richtung muss gegenüber dem Transport mit dem Wind vernachlässigbar klein sein ( $u > 1$  m/s).
- h) In der Vertikalen ist der Ausbreitungsraum gegen oben unbegrenzt.

Die Vielzahl dieser restriktiven Randbedingungen lässt auf den ersten Blick das Gaussmodell als nicht sehr erfolgversprechend erscheinen. Trotzdem wird es häufig und auch mit grossem Erfolg eingesetzt. Dies findet seine Begründung in der Tatsache, dass einzelne Randbedingungen für bestimmte Anwendungen bedeutungslos sind und andere mit Modellerweiterungen aufgefangen werden können. Da die richtige Gewichtung der einzelnen Restriktionen für den Anwender von grosser Bedeutung ist, sollen sie im folgenden detaillierter diskutiert werden:

zu a)

Die Wirkung der immer vorhandenen zeitlichen Instationaritäten des Wind- und Turbulenzfeldes kann durch eine Folge von klassierten Zuständen angenähert werden. Die Einzelzustände werden dabei als stationär, z.B. über 1 Stunde angenommen. Die Forderung nach Stationarität ist jedoch der Hauptgrund dafür, dass das Gaussmodell wenig geeignet ist, Konzentrationsverläufe mit kurzfristigen grossen Änderungen zu simulieren (z.B. derjenige der Figur 42 auf S. 102). Die Uebereinstimmung Modell - Realität wird erst bei der Berechnung von Masszahlen aus einer Vielzahl von Einzelzuständen gut.

zu b)

Die Forderung nach räumlicher Homogenität der meteorologischen Parameter ist sehr restriktiv. In der Vertikalen ist sie nie erfüllt, da sowohl die Windgeschwindigkeit wie auch die Turbulenzgrössen systematisch ändern. Diese Schwierigkeit kann durch die Wahl von empirisch gewonnenen Standardabweichungen  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  teilweise gelöst werden (siehe dazu "Die Ausbreitungsparameter  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$ " auf S. 55). Die Berücksichtigung einer Windrichtungsänderung in der Horizontalen ist dann nötig, wenn diese systematisch auftritt, was in komplexer Topographie häufig der Fall ist. Die Modellierung von Grossemissionen erfordert in diesem Fall eine Anpassung des Gaussmodells, wie es z.B. bei GIOVANNONI & JUNOD (1977) für eine grössere Quelle am Rhoneknie bei Martigny durchgeführt wurde. Bei einer Dominanz von Flächenquellen, wie es in Biel der Fall ist, dürfte das im Kap. "Resultate fuer den Schadstoff SO<sub>2</sub>" auf S. 76 beschriebene Verfahren genügen. Schliesslich steht die Möglichkeit offen, den Plume-Ansatz mit dem Puff-Ansatz zu vertauschen, der den Einbau beliebiger Trajektorien erlaubt. Dieser Wechsel führt jedoch zu neuen, nicht zu unterschätzenden Schwierigkeiten (siehe "PUFF - Ansatz" auf S. 41).

zu c)

Die Deposition kann mit der sogenannten 'source-depletion' Methode ins Gaussmodell eingebaut werden. Dabei wird mit wachsendem Abstand zur Quelle die Emissionsstärke systematisch reduziert und so der Verlust an Schadstoffen durch die Deposition auf dem Weg zwischen Quelle und Rezeptor simuliert (siehe CORBETT 1981, MURPHY & NELSON 1983 und für eine vereinfachte Version JENSEN 1980). Für die Modellierung der Ausbreitung über wenige km ist die durch die Deposition verursachte Reduktion der Konzentration gering, wenn man die für SO<sub>2</sub> und NO<sub>x</sub> normalerweise verwendeten Depositionsgeschwindigkeiten verwendet. In Biel wurde sie deshalb nicht berücksichtigt.

zu d)

Jeder Schadstoff unterliegt in der Atmosphäre chemisch - physikalischen Umwandlungsprozessen. Da es sich oft um

Abbauprozesse erster Ordnung<sup>11</sup> handelt, können sie leicht mit einem zusätzlichen Exponentialterm ins Gaussmodell eingebaut werden (HANNA et al. 1982: 72). SO<sub>2</sub>-Oxydationsraten liegen in der Grössenordnung von wenigen Prozenten pro Stunde. Gesamtabbauraten (Oxydation + trockene Deposition) können 11 - 14 % pro Stunde erreichen (GEORGII 1981: 46, MOELLER 1982: 87). Die trockene Deposition führt beim SO<sub>2</sub> zu einer stärkeren Reduktion der Konzentration als die Oxydationsprozesse.

Die Verhältnisse beim NO<sub>x</sub> sind komplizierter. Nach der rasch ablaufenden<sup>12</sup> Konversion von NO zu NO<sub>2</sub> mit nur geringem Nettoverlust an NO<sub>x</sub> (NO + NO<sub>2</sub>) wird der Abbau von NO<sub>2</sub> durch die Intensität der photochemischen Smogbildung beeinflusst. Obwohl dieser Abbau kein echter Prozess 1. Ordnung ist, kann er in grober Annäherung damit beschrieben werden. SPICER (1980: 186) hat für Boston bei sonnigem Wetter mit mittlerer Photosmogbildung Gesamtabbauraten von 14 - 24 % pro Stunde gemessen, für Phoenix jedoch Werte kleiner als 5 % pro Stunde. BAZZELL & PETERS (1981: 966) haben gezeigt, dass diese Differenzen mit den HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnissen zusammenhängen. Der Wert von Boston entspricht einem hohen HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnis und der Phoenix - Wert einem tiefen.

Nimmt man nun die oben genannten Abbauraten und berücksichtigt weiter, dass in Biel das Jahresmittel der Windgeschwindigkeit ca. 2 m/s beträgt, so kann leicht berechnet werden, dass erst bei einer Quelldistanz von mehreren km die Reduktion der Immissionskonzentration durch chemisch - physikalischen Abbau Werte von 10 % überschreitet.

zu e)

Horizontale Rauchfahnenachsen, wie in Figur 8 auf S. 34 dargestellt, sind bei Gasen und Partikeln mit einem Durchmesser kleiner 10 µm grundsätzlich zu erwarten. Bei grösseren Partikeln führt das gravitative Sinken zu einer Neigung der Achse. Dies kann im Gaussmodell mittels einer virtuellen Quellhöhe, die mit zunehmender Quelldistanz abnimmt, angenähert werden (siehe FIELDS et al. 1981: 872). Es ist dabei zu beachten, dass starkes gravitatives Sinken einer grossen Depositionsgeschwindigkeit entspricht und die Konzentrationen mit den in Paragraph c) beschriebenen Methoden zu berechnen sind.

Einen Spezialfall stellt die konvektive PBL dar. WILLIS & DEARDORFF (1978) haben in Windkanalversuchen und LAMB (1978) mittels eines numerischen Modells gezeigt, dass die Plumeachse hoher Quellen in der konvektiven PBL wegen der

---

<sup>11</sup> Diese Prozesse sind durch eine konstante Aenderung der logarithmierten Konzentration mit der Zeit t gekennzeichnet:  $d(\ln C)/dt = \text{konstant}$ .

<sup>12</sup> gilt bei genügendem O<sub>3</sub>-Angebot.

grossen bodennahen Windscherung gegen die Erdoberfläche geneigt ist. Dies führt zu einer Erhöhung der maximalen Bodenkonzentrationen, was umso wichtiger ist, als Grossemittenten mit hohen Schornsteinen bei konvektiven Verhältnissen in ihrer Umgebung maximale Konzentrationen verursachen. Für Flächenquellen mit niedrigen Quellhöhen ist dieser Effekt jedoch vernachlässigbar.

zu f)

Die Beschränkung des Gaussmodells auf ebenes Gelände lässt seine Anwendung im hügeligen bis gebirgigen Gebiet der Schweiz als sehr problematisch erscheinen. Doch auch diese Randbedingung ist differenziert zu betrachten. Es existiert dazu eine ausgedehnte Literatur<sup>13</sup>. Als erstes gilt es zu bedenken, dass die Forderung nach ebenem Gelände von der Forderung nach Horizontalität der Rauchfahnenachse bestimmt wird. Ist das Gelände uneben, folgt die Plumeachse aber genau der Geländeform, dann ist das Gaussmodell ohne Probleme einsetzbar. Für kleine und niedrige Quellen (Hausbrand, Verkehr) kann in Quellennähe eine solche Parallelität angenommen werden. Nur bei extrem stabiler Schichtung dürfte diese Annahme zu grösseren Fehlern führen.

Die eigentlichen Probleme stellen sich bei Grossemittenten mit hohen Kaminen und Schadstofffahnen, die sich über viele km verfolgen lassen. Im Zentrum dieser Schadstofffahnen können auch in grösserer Quelldistanz noch Konzentrationen auftreten, die ein Vielfaches der durch Flächenquellen verursachten, maximal möglichen Konzentrationen betragen. Die Grundfrage lautet nun, ob an Geländeerhebungen, die in die Schadstofffahne hineinragen, diese Konzentrationsspitzen auch am Boden beobachtet werden können. Dazu ist die Kenntnis der Strömungslinien notwendig.

Im neutralen Fall kann die Strömung über ein Hindernis mit einem Potentialfluss modelliert werden (siehe HUNT 1980: 108f, ROWE et al. 1981: 652f). Die dabei entstehende Reduktion der Quellhöhe ist von der Hügelform abhängig. Sie kann jedoch relativ einfach in das Gaussmodell eingebaut werden<sup>14</sup>. Der labile Fall ist gleich zu behandeln wie der neutrale.

Im stabilen Fall, der am meisten Schwierigkeiten bietet, wird heute folgendes Vorgehen vorgeschlagen, das jedoch nur für Grossemittenten angebracht ist. Die gesamte Luftschicht, die auf ein Hindernis zuströmt, wird in 2 Teile aufgetrennt. Der

---

<sup>13</sup> Für die wichtigsten Spezialfälle sind gute Lösungsvorschläge vorhanden. Einen zusammenfassenden Ueberblick gibt EGAN (1984).

<sup>14</sup> Das Vorgehen ist ähnlich demjenigen in Paragraph e). Siehe dazu LOTT (1984), der verschiedene Varianten diskutiert.

obere Teil vermag das Hindernis zu überströmen (lift component), der untere Teil muss das Hindernis umströmen oder wird schlimmstenfalls vollständig blockiert (wrap component). Die kritische Höhe  $H_c$  als Grenze zwischen den beiden Schichten berechnet sich zu:

$$44) \quad H_c = h_t(1-Fr).$$

$h_t$  ist die Höhe des Hügels und  $Fr$  die Froudezahl:

$$45) \quad Fr = \frac{u}{h_t} \left[ - \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{g}{\rho} \right]^{-1/2} \sim \frac{u}{h_t} \left[ \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]^{-1/2} = 1/\sqrt{Ri_b}$$

Der Term in der Wurzel ist die Brunt - Väisälä - Frequenz. Die Froudezahl ist das Verhältnis zwischen der kinetischen Energie der anströmenden Luft und der potentiellen Energie, die sie für das Ueberströmen des Hindernisses benötigt. Wird  $Fr > 1$  dann kann das Hindernis vollständig überflossen werden. Die modifizierten Gaussgleichungen für die beiden Schichten können EGAN (1984: 6f) entnommen werden.

Weiter ist in diesem Paragraph zu erwähnen, dass hügeliges Terrain eine Erhöhung der Turbulenz und damit der Ausbreitungsparameter  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  verursacht. Dieser wichtige Punkt wird jedoch später behandelt (siehe "Die Ausbreitungsparameter  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$ " auf S. 55)

Schliesslich ist hier als letzter Punkt aufzuführen, dass das Gelände eine seitliche Begrenzung des Ausbreitungsraumes darstellen kann. Dies ist vor allem in engen Tälern mit steilen Flanken von Bedeutung. Die Anpassung des Gaussmodells an diesen Fall ist in TURNER (1969: 40) gegeben. In Biel ist der Jurahang als eine solche Grenze anzusehen. Wie Versuchsrechnungen gezeigt haben, ist seine Wirkung auf die Konzentrationen in der Stadt jedoch sehr klein (geringe Hangneigung, kleine Quellen). Nur im eigentlichen Hangbereich kann eine tendenzielle Erhöhung der Konzentration bei hangparallelen Winden aufgrund dieses Effektes angenommen werden. Diese Aussage würde erst beim Vorhandensein grosser Einzel-emittenten (> 1000 t Schadstoffe pro Jahr) wesentlich modifiziert.

In Biel wurde das Gaussmodell ohne jegliche Terrainkorrektur verwendet. Die Konzentrationen im Jurahangbereich dürften deshalb mit Fehlern behaftet sein. Der Vergleich mit den gemessenen Werten wird jedoch zeigen, dass selbst dort das unkorrigierte Gaussmodell befriedigende Resultate liefert. Grundsätzlich kann gesagt werden, dass die Forderung des Gaussmodells nach ebenem Gelände in zwei Fällen eine restriktive Randbedingung darstellt, die wesentliche Anpassungen erfordert oder seinen Einsatz gar verunmöglicht. Es sind dies:

- die Modellierung grosser Einzelemittenten in komplexer Topographie (Langzeitpegel und Kurzzeitspitzen) und

- die Bestimmung von Konzentrationsspitzen in terraininduzierten Windsystemen in der Nähe städtischer Flächenquellen.

zu g)

Diese Bedingung spricht das Problem der Schwachwindlagen an. Die Ausbildung einer Schadstofffahne wie sie aus der Figur 8 auf S. 34 zu entnehmen ist, erfordert minimale Windgeschwindigkeiten von 1 - 2 m/s. Bei diesen Geschwindigkeiten ist die Diffusion in x-Richtung gegenüber dem durch den Wind verursachten Transport vernachlässigbar gering. Bei kleineren Windgeschwindigkeiten wird diese Komponente immer bedeutender, zudem verliert die Rauchfahne ihre charakteristische Form und tendiert bei kleinsten Windgeschwindigkeiten zur Ausbildung einer Schadstoffwolke, die sich im Extremfall nach allen Richtungen gleich stark ausdehnt. Dies kann mit einem Wechsel des Modelltyps vom Plume- zum Puff-Ansatz beschrieben werden. Er wird im nächsten Unterkapitel diskutiert. In den allermeisten Anwendungen werden die Schwachwinde jedoch ebenfalls mit dem Plume-Ansatz behandelt, wobei für Windgeschwindigkeiten unter 1 m/s ein konstanter Wert von 1 m/s eingesetzt wird. Diese Behandlung der Schwachwinde wurde zum Teil heftig kritisiert (BENARIE 1980: 18). Sie ist jedoch, wie später zu zeigen sein wird, nicht von vornherein abzulehnen und gibt in Biel sogar bessere Resultate als der Wechsel zum Puff - Ansatz.

zu h)

Wird der Ausbreitungsraum durch eine Sperrschicht (Temperaturinversion) in der Höhe begrenzt, dann muss Gl. 42) modifiziert werden. Dies ist für Konzentrationsberechnungen in grösserer Distanz von der Quelle und beim Vorhandensein tiefliegender Sperrschichten angebracht. Das Gaussmodell kann in diesem Fall derart erweitert werden, dass nicht nur am Boden, sondern auch an der Sperrschicht in der Höhe eine vollständige Reflexion der Schadstoffe erfolgt (KUELSKE 1975: 74). Dies geschieht mit Hilfe einer Serie von virtuellen Quellen, die bewirken, dass die Schadstoffe in der Schicht unterhalb der Inversion 'gefangen' bleiben, was der Beobachtung in der Natur entspricht. Gleichung 42) modifiziert sich dadurch zu:

$$46) C = \frac{Q}{2\pi\sigma_y\sigma_z u} \cdot \exp\left[-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right] \cdot \sum_{n=-\infty}^{n=+\infty} \left\{ \exp\left[-\frac{(2nz_i-H)^2}{2\sigma_z^2}\right] + \exp\left[-\frac{(2nz_i+H)^2}{2\sigma_z^2}\right] \right\}$$

$z_i$  ist die Inversionshöhe. Für  $n=0$  geht Gl 46) in 42) über. Eine Analyse des Summenterms in 46) zeigt, dass er nur relevant ist, wenn  $\sigma_z$  von derselben Grössenordnung ist wie  $z_i$ . Zudem genügt eine Summierung über den Bereich  $n = -3$  bis  $n = +3$  meist vollauf. Bei kleinen  $\sigma_z/z_i$ -Verhältnissen sind die Resultate von 42) und 46) praktisch identisch. Bei einem grossen  $\sigma_z/z_i$ -Verhältnis nähert sich der Summenterm rasch einem Grenzwert, der dann erreicht ist, wenn die Schadstoffe



unterhalb der Inversion homogen verteilt sind. Gleichung 46) vereinfacht sich dann zu:

$$47) \quad C = \frac{Q}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma_y \cdot z_i \cdot u} \cdot \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right)$$

Im Bieler - Modell werden die 3 Gleichungen gemäss folgenden Kriterien angewendet (siehe TURNER 1969: 7):

$$\begin{aligned} \sigma_z/z_i < 0.47 & \Rightarrow \text{Gl. 42)} \\ 0.47 \leq \sigma_z/z_i < 1.50 & \Rightarrow \text{Gl. 46)} \\ 1.50 \leq \sigma_z/z_i & \Rightarrow \text{Gl. 47)} \end{aligned}$$

Damit wird dem häufigen Auftreten tiefliegender Inversionen Rechnung getragen.

Die Diskussion der Randbedingungen hat gezeigt, dass das Gaussmodell recht flexibel ist und verschiedene wichtige Spezialfälle berücksichtigen kann. Generell darf man sagen, dass ein erfahrener Anwender damit die wesentlichen Ausbreitungsfragen im lokalen (bis regionalen) 'Scale' bearbeiten kann.

#### 4.1.2 PUFF - Ansatz

Der Unterschied zwischen Plume- und Puff-Diffusion kann am besten mit der Emissionsart veranschaulicht werden. Betrachtet man eine kontinuierlich emittierende Punktquelle, dann wird sich in deren Lee eine typische Schadstofffahne ausbilden. Emittiert die Quelle dagegen nur kurzzeitig oder erfolgt der Ausstoss gar explosiv, dann bildet sich eine Schadstoffwolke, die sich nach allen Richtungen ausbreitet und als ganzes mit dem Wind wegtransportiert wird. Im Falle der Puff-Diffusion muss die Bewegung der einzelnen Partikel relativ zueinander studiert werden, weshalb man auch von relativer Diffusion spricht.

Die meisten lufthygienisch interessanten Quellen sind vom kontinuierlichen Typ, der Einsatz des Plume-Modells ist also angebracht. Das Puff-Modell wird, neben dem oben erwähnten Spezialfall, häufig auch bei Schwachwindlagen eingesetzt, da in diesem Fall eine wohldefinierte Transportrichtung fehlt und man als grobe Näherung die Ausbreitung in allen Richtungen als gleich annehmen kann. In der Grundgleichung 42) wird anstelle der Windgeschwindigkeit u eine Diffusion in x-Richtung eingeführt. Diese wird ebenfalls durch eine Normalverteilung approximiert. Damit ergibt sich:

$$48) \quad C_t = \frac{2Q}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x \sigma_y \sigma_z} \cdot \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma_x^2} - \frac{y^2}{2\sigma_y^2} - \frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right)$$

$C_t$  bezieht sich auf die Konzentrationsverteilung nach der Zeit  $t$ . Die Ausbreitungsparameter  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  beziehen sich in diesem Fall ebenfalls auf die Ausbreitungszeit  $t$  und nicht auf die Quelldistanz  $x$  wie beim Plume-Modell.

Eine kontinuierliche Quelle kann nun als Folge von kurzzeitigen 'Schadstoff-Puffs' angesehen werden. Die Konzentration in der Umgebung der Quelle ist dann die Summe aller dieser 'Puffs' oder

$$49) \quad C = \int_0^t C_t \, dt$$

$t$  kann im Zusammenhang mit Schwachwindlagen als die Dauer der Kalmenperiode interpretiert werden.

Nimmt man weiter an (OKAMOTO & SHIOZAWA 1978: 2140), dass

$$50) \quad \begin{aligned} \sigma_x &= \sigma_y = \alpha t, \\ \sigma_z &= \gamma t, \\ x^2 + y^2 &= d^2, \end{aligned}$$

dann lässt sich das Integral in Gleichung 49) lösen und die Immissionskonzentration nach der Zeit  $t$  ist:

$$51) \quad C = \frac{2\gamma Q}{(2\pi)^{3/2}(\gamma^2 d^2 + \alpha^2 H^2)} \cdot \exp\left(-\frac{\gamma^2 d^2 + \alpha^2 H^2}{2\alpha^2 \gamma^2 t^2}\right)$$

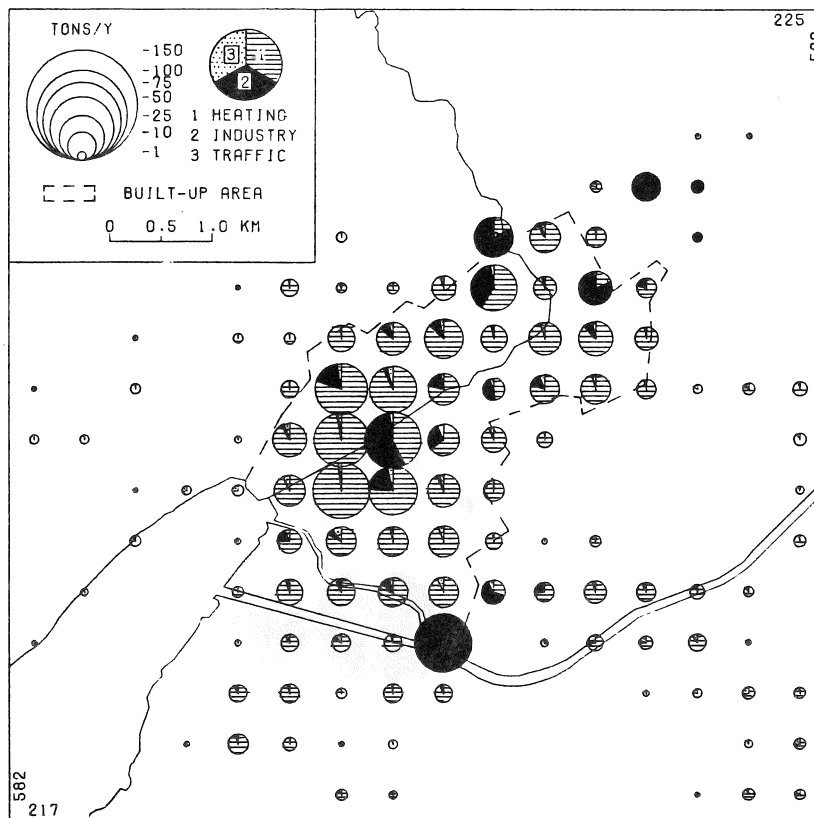
Damit kann mit einem ähnlich geringen Aufwand wie beim Plume-Ansatz die resultierende Konzentration nach einer Kalmenperiode von der Dauer  $t$  berechnet werden.

Das Problem dieses Ansatzes und auch der Grund, weshalb er sich bei der Modellierung von Schwachwindlagen nicht durchgesetzt hat, liegt in der Bestimmung der Koeffizienten  $\alpha$  und  $\gamma$ . Auf die Problematik ihrer Bestimmung wird im Kap. "Die Ausbreitungsparameter  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$ " auf S. 55 näher eingegangen.

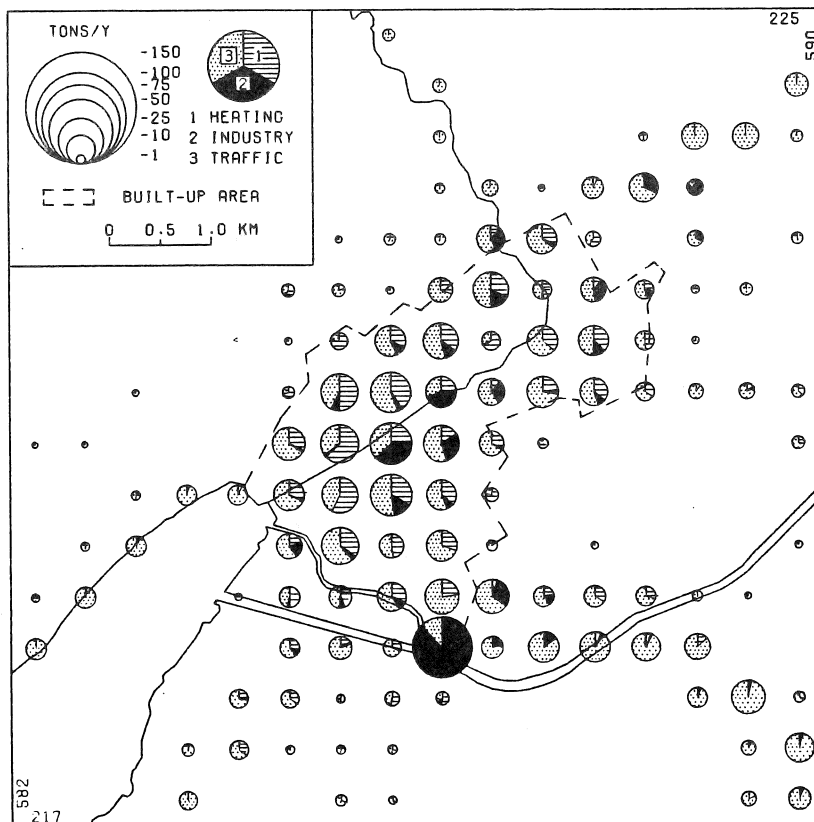
## 4.2 EMISSIONSCHARAKTERISTIKA

Die Genauigkeit der Resultate der Ausbreitungsmodelle wird ganz wesentlich durch die Qualität des Emissionskatasters bestimmt. Trotz der Bedeutung dieser Ausgangsdaten soll im folgenden nur der für das Verständnis der Resultate nötige Modellinput vorgestellt werden. Zum Thema Emissionskataster ist eine eigene Studie in Bearbeitung (BERLINCOURT, in Vorb.).

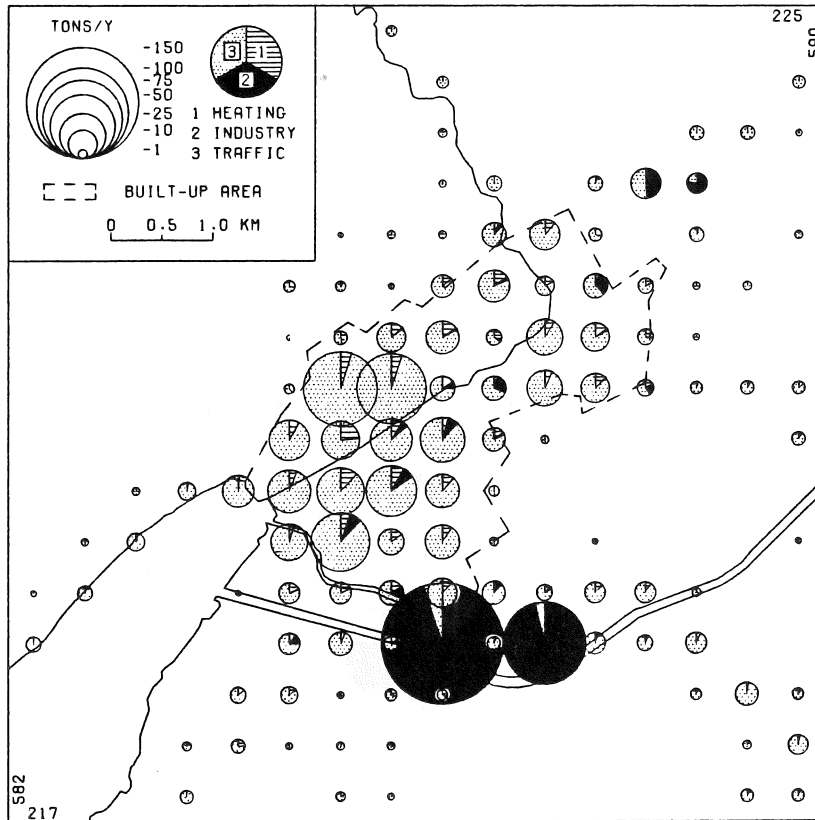
Die ins Ausbreitungsmodell eingehenden Emissionswerte können den Figuren der folgenden Seiten entnommen werden: SO<sub>2</sub> Figur 9, NO<sub>x</sub> Figur 10 und HC Figur 11.



Figur 9. SO<sub>2</sub> - Jahresemission (aggregiert auf 1/4 km<sup>2</sup>).



Figur 10. NO<sub>x</sub> - Jahresemission (aggregiert auf 1/4 km<sup>2</sup>).



Figur 11. HC - Jahresemission (aggregiert auf 1/4 km<sup>2</sup>).

Der Emissionskataster liegt im 100 x 100 m Raster vor. In den Figuren ist er aus Darstellungsgründen auf 1/4 km<sup>2</sup> aggregiert. Der in dieser Arbeit verwendete Emissionskataster stellt eine erste Version dar, die auf folgenden Erhebungen beruht:

- Hausbrand Bestimmung der Gebäudevolumina von RICKLI B. (1984) und eigene Schätzungen.
- Industrie Umfrage bei den Industriebetrieben durch BERLINCOURT (1984).
- Verkehr Verkehrsmodell des Ingenieurbüros Barbe AG mit Schätzungen der Fahrgeschwindigkeit von BERLINCOURT.

Die Kreisflächen in den Figuren entsprechen der Jahresemission  $Q_y$ . Der Jahresgang der Heizungsemission wird proportional zur Heizgradtagzahl angenommen, mit einem über das Jahr konstanten Betrag von 15 % für die Warmwasseraufbereitung. Die Tagesemission  $Q_d$  ergibt sich zu:

$$52) \quad Q_d = 0.15 \cdot Q_y / 365 + 0.85 \cdot Q_y \cdot (20 - T_m) / 3670$$

Die Zahl 3670 stellt die Jahressumme der Heizgradtagzahlen<sup>15</sup> für Biel dar. Bei einer Tagesmitteltemperatur  $T_m \geq 12^\circ\text{C}$  wird nur der erste Summand in Gl. 52) betrachtet.

Der Tagesgang der Heizungsemission ist der Frankfurter Studie entnommen worden (REG. PLAN.GEM. UNTERMAIN 1977: 73). Die Industrieemission wurde gleich behandelt wie der Hausbrand, da sie ebenfalls zur Hauptsache aus der Gebäudeheizung stammt. Die Prozessemission ist in Biel sehr gering (Ausnahme: KVA).

Beim Verkehr wurde nur der Tagesgang ins Modell eingebaut. Aus Verkehrszählungen (BUS 1977: 28) ergibt sich folgende Tagesschwankung, angegeben für jede volle Stunde (siehe Tabelle 3).

Tabelle 3. Tagesschwankung des Verkehrsaufkommens in Biel (Stundenwerte in % des Tagestotals).

Stunde	0-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10	-11	-12
%	1.7	0.7	0.7	0.7	0.7	1.2	7.0	5.3	4.9	4.9	4.9	6.9

Stunde	-13	-14	-15	-16	-17	-18	-19	-20	-21	-22	-23	-24
%	5.5	6.3	6.3	6.3	7.1	8.9	6.6	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7

Erhebungsmethodik, Diskussion der Resultate und die endgültige Version des Emissionskatasters sind der Arbeit von BERLINCOURT (in Vorb.) zu entnehmen.

#### 4.3 AUSBREITUNGSKLIMA

Der meteorologische Modellinput wird als Ausbreitungsklima bezeichnet. Im Minimum muss die kombinierte Häufigkeitsverteilung aus Windgeschwindigkeit, -richtung und Ausbreitungsklasse bekannt sein. Der benötigte Zeitraum hängt von der Fragestellung ab. Normalerweise interessiert den Praktiker der Vergleich mit den Grenzwerten, was beim meteorologischen Dateninput ein Kollektiv von mindestens einem Jahr erfordert. Es kann aber auch mit einer Stichprobe gearbeitet werden. Jede Jahreszeit sollte jedoch vertreten sein. Im Normalfall sind Stundendaten zu verwenden.

---

<sup>15</sup> Als Heizgradtagzahl wird die Differenz zwischen der Tagesmitteltemperatur und  $20^\circ\text{C}$  bezeichnet. Für die Jahressumme werden nur Tage mit  $T_m < 12^\circ\text{C}$  berücksichtigt.

Neben den oben genannten Grundgrössen wird für die Bieler Studie zusätzlich die Inversionshöhe benötigt. Sie ist im schweizerischen Mittelland eine lufthygienisch sehr relevante Grösse und sollte nicht vernachlässigt werden. Ueber das Wind- und Temperaturfeld in der Region Biel liegt bereits eine erste Studie vor (RICKLI 1982) und eine weitere ist in Arbeit (RICKLI, in Vorb.). Deshalb sollen auch hier nur die zum Verständnis der Modelle notwendigen Fakten behandelt werden.

#### 4.3.1 Windstatistik

Da die Windgeschwindigkeit eine Funktion der Höhe ist, muss für den Modelleinsatz abgeklärt werden, in welcher Höhe sie zu bestimmen ist. Diese Wahl hängt von der Quellenart ab. Als Faustregel gilt, dass eine Geschwindigkeit, gemittelt über die doppelte effektive Schornsteinhöhe  $H$ , ins Gausmodell einzugeben ist. Dies entspricht etwa der Geschwindigkeit im Bereich der einfachen effektiven Schornsteinhöhe. Für den Hausbrand sind deshalb Windmessungen über dem Dachniveau relevant, für grosse Industrieemittenten solche in wesentlich grösserer Höhe, für die KVA Biel z.B. solche aus 70 - 100 m über Grund.

Ein besonderes Problem stellen die bodennahen Quellen dar, insbesondere der Verkehr. Sieht man von den eigentlichen Strassenschluchten ab und geht man von der Tatsache aus, dass das fahrende Auto auch bei Windstille durch seine Turbulenzbildung die Schadstoffe auf die untersten 5 - 10 m zu verteilen vermag, dann ist für die Berechnung strassennaher Konzentrationen eine Messung der Windgeschwindigkeit in der Höhe von 2.5 - 5 m massgebend.

Als Referenzperiode wurde das Jahr 1981 gewählt. In diesem Jahr stehen in Biel folgende Windstationen aus dem von R. RICKLI und der SMA betriebenen Messnetz zur Verfügung:

Vogelsang	Hangstation 100 m über der Stadt am Jurahang, Messung 3 m über Dach, Stundendaten.
Taubenloch	Vorstadt, im Kaltluftausfluss aus dem Vallon de St. Imier, Messung 3 m über Dach, Stundendaten.
Bözingenmoos	Stadtumland, Landwirtschaftsgebiet, Messung 3 m über Grund, Stundendaten.
Stadtgärtnerei	Vorstadt, Messung 10 m über Grund. Terminab-lesungen 07, 13, 19 Uhr.

Für das Dachniveau sind die 3 Stationen Vogelsang, Taubenloch und Stadtgärtnerei repräsentativ. Ihre Geschwindigkeits- und Richtungswerte wurden in unveränderter Form für die Modellierung des Hausbrandes und der strassenfernen Grundbelastung

aus der Verkehrsemission verwendet. Die Station Bözingenmoos gibt einen Anhaltspunkt für die bodennahen Windgeschwindigkeiten in offenem Gelände. Sie liefert den Ausgangspunkt für die Berechnung der strassennahen NO<sub>x</sub>-Konzentrationen. Da permanente Messungen in grösserer Höhe fehlen, wurde für die Modellierung der grösseren Einzelemittenten die Windgeschwindigkeit mit dem Potenzansatz für die jeweils massgebende Höhe berechnet (Gl. 25).

Im folgenden soll zum Thema Wind nur noch die Häufigkeit von Schwachwindlagen diskutiert werden. Ihre Definition wird nicht einheitlich gehandhabt. Als Grenze werden Werte von 0.25 m/s bis 2 m/s genannt. Aus der Sicht des Gausmodells ist die Grenze von ca. 1 m/s für die Anwendung des Plume-Ansatzes von Bedeutung. In Tabelle 4 sind Werte für die Stadt Biel und weitere interessante Stationen am Jurasüdfuss zusammengestellt

Tabelle 4. Häufigkeit schwacher Winde ( $u < 1$  m/s), Jahresmittel 1981.

Biel: Bözingenmoos	(3 m über Grund)	51.4 %
Biel: Stadtgärtnerei	(10 m über Grund)	24.2 %
Biel: Taubenloch	(3 m über Dach)	24.1 %
Biel: Vogelsang	(3 m über Dach)	36.8 %
Solothurn <sup>1</sup>	(23 m über Grund)	34.7 %
Attisholz <sup>1</sup>	(55 m über Grund)	18.9 %
Jolimont <sup>2</sup>	(10 m über Wald, 200 m über Ebene)	13.4 %
<sup>1</sup> LIECHTI 1981, Messperiode: Dez.1979 - Mrz.1980		
<sup>2</sup> ISM-SPA 1967, Messperiode: Mrz.1965 - Feb.1966		

Weiter interessiert in diesem Zusammenhang die Andauer der Schwachwindlagen. Der Tabelle 5 sind die Masszahlen für die 3 Stationen, von denen Stundendaten zur Verfügung stehen, zu entnehmen. Die vierte Zeile der Tabelle enthält die Werte für die Kombination aller 3 Stationen (alle 3 Stationen gleichzeitig mit  $u < 1$  m/s).

Wie ersichtlich dominieren kurzzeitige Schwachwindsituationen. Es dürfte sich um typische Uebergangszeiten handeln. Periodenlängen von  $> 12$  Std sind für die Windmesser über Dachniveau recht selten. Für die kombinierte Häufigkeit waren dies im Jahr 1981 19 Perioden mit einer Gesamtdauer von 345 Std. Die längste Periode betrug 29 Stunden.

#### 4.3.2 Ausbreitungsklassen

Der momentane Turbulenzzustand der Atmosphäre wird mit Hilfe von sogenannten Ausbreitungsklassen beschrieben. Es werden in der Regel 6 bis 7 Klassen ausgeschieden, die von extrem

Tabelle 5. Statistische Masszahlen zur Dauer von Schwachwindlagen (Jahr 1981).

Station	Anzahl Period.	Mittl. Dauer	Häufigkeiten verschiedener Periodenlängen (% von Anz.)						
			Std	1h	2h	3h	4-6h	7-12h	13-24h
Bözingenmoos	575	7.3	27	12	6	12	20	20	3
Taubenloch	539	3.7	41	17	11	16	10	4	1
Vogelsang	668	4.8	37	15	10	15	15	5	1
3 Stat. kombin.	384	3.5	41	17	13	15	9	4	1

labil (Klasse A oder 1) über neutral (Klasse D oder 4) bis zu extrem stabil (Klasse F oder 6) reichen. Aus der Sicht der PBL-Theorie sind die Richardsonzahl  $Ri$  oder die Monin-Obukhov-Länge  $L$  die korrekten Masse zur Beschreibung des Turbulenzzustandes der Atmosphäre. In den allermeisten Fällen fehlen jedoch die für ihre Bestimmung notwendigen Daten. Es wurde deshalb eine Vielzahl von Schemata vorgeschlagen, die eine Bestimmung der Ausbreitungsklassen aufgrund routinemässig erhobener Daten erlaubt. Die Vorschläge lassen sich in 3 Gruppen zusammenfassen. In Tabelle 6 sind die verwendeten meteorologischen Faktoren und die Autoren aufgeführt, auf die die einzelnen Schemata zurückgehen, resp. Autoren, die wichtige Ergänzungen angebracht haben.

Tabelle 6. Ansätze zur Bestimmung der Ausbreitungsklassen.

Verwendete meteorologische Grössen	Autoren
Windgeschwindigkeit + Gesamtbedeckung + Sonnenhöhe	PASQUILL 1961 TURNER 1964 KLUG 1969
Vertikaler Temperaturgradient ( $\Delta T$ ) $\Delta T$ + Windgeschwindigkeit	U.S.NRC 1969 POLSTER 1969
Horizontale Windrichtungsfluktuation	SINGER & SMITH 1953 CRAMER 1957 SLADE 1968

Die verschiedenen Schemata ergeben zum Teil sehr unterschiedliche Resultate. Entsprechende Vergleiche sind z.B. in den Arbeiten von MANIER (1975), BARTELS (1980) oder SEDEFIAN & BENNETT (1980) zu finden.

Der erste in Tabelle 6 aufgeführte Ansatz verwendet nur SYNOP-Daten. Er ist deshalb am leichtesten zu bestimmen und auch am weitesten verbreitet. Viele Erweiterungen und Ergänzungen dieses Ansatzes sind vorgeschlagen worden. Diejenige von WAMSER et al. (1980) mit einer besseren Parametri-



sierung der Strahlungsbilanz scheint besonders interessant zu sein<sup>16</sup>. Grundsätzlich hat sich dieser Ansatz als eine erste grobe Schätzung bewährt.

Umstritten ist hingegen die Verwendung des Temperaturgradienten, vor allem dessen alleinige Verwendung, wie es die U.S. Nuclear Regulatory Commission vorschlägt. HANNA et al. (1982: 27) geben zu Recht zu bedenken, dass damit die mechanische Turbulenzproduktion nicht explizit berücksichtigt wird. Dem steht das Argument gegenüber, dass der Temperaturgradient und die Grösse der mechanisch induzierten Turbulenz eng miteinander korreliert sind. Bei starkem Wind wird sich z.B. der Temperaturgradient wegen der durch die Bodenreibung verursachten intensiven Durchmischung immer einer neutralen Schichtung annähern. Im labilen Fall scheint jedoch der Temperaturgradient kein ideales Mass zur Bestimmung des Turbulenzzustandes zu sein.

Der dritte Ansatz, die Bestimmung und Klassierung der Windrichtungsfluktuationen, wird heute als erfolgversprechendste Methode angesehen (HANNA et al. 1977). Die Fluktuationen können noch mit einem vernünftigen Messaufwand ermittelt werden. Sie sind jedoch nicht aus routinemässig erhobenen Daten ableitbar. Da die Windrichtungsfluktuationen ein direktes Abbild der Turbulenzstruktur der Atmosphäre eines bestimmten Standorts sind, ist diese Methode den andern beiden, die nur eine indirekte Schätzung erlauben, klar überlegen. Sollen die Resultate untereinander vergleichbar sein, ist allerdings der Einsatz standardisierter Windfahnen nötig.

In Biel werden die Ausbreitungsklassen nach der Methode von TURNER (1964) bestimmt. In Tabelle 7 ist das Kernstück des Schemas, nämlich die Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Strahlungsindex wiedergegeben.

Der Strahlungsindex bestimmt sich während der Tagesstunden aus der Sonnenhöhe<sup>17</sup> und dem Bedeckungsgrad<sup>18</sup>. In der Nacht wird nur der Bedeckungsgrad zu Hilfe genommen. Als Definition der Nacht hat sich die Zeitspanne zwischen Sonnenuntergang + 1 Std und Sonnenaufgang + 1 Std durchgesetzt. Diese Definition trägt der unterschiedlichen Vorgeschichte der Luft am Abend und am Morgen Rechnung.

---

<sup>16</sup> In der Arbeit von GOLDER (1972) sind die PASQUILL/TURNER Klassen mit der Monin-Obukhov-Länge in Beziehung gesetzt worden, was interessante Querbezüge erlaubt.

<sup>17</sup> Der Algorithmus für ihre Bestimmung wurde KUNZ (1983) entnommen.

<sup>18</sup> Der Bedeckungsgrad wird an der SMA-Station erhoben. Die Terminbeobachtungen wurden für eine Periode von jeweils 8 Stunden als repräsentativ angesehen.

Tabelle 7. Bestimmung der Ausbreitungsklassen als Funktion von Windgeschwindigkeit und Strahlungsindex. (1 = extrem labil, 4 = neutral, 7 = extrem stabil, nach TURNER 1964: 91).

Windstärke, Knoten	Strahlungsindex						
	4	3	2	1	0	-1	-2
0,1	1	1	2	3	4	6	7
2,3	1	2	2	3	4	6	7
4,5	1	2	3	4	4	5	6
6	2	2	3	4	4	5	6
7	2	2	3	4	4	4	5
8,9	2	3	3	4	4	4	5
10	3	3	4	4	4	4	5
11	3	3	4	4	4	4	4
≥12	3	4	4	4	4	4	4

Da über städtischen Oberflächen die tägliche Variation der Diffusionsbedingungen nicht derart ausgeprägt ist wie über rurales Gebiet, beschränkt man sich normalerweise auf 2 labile, 1 neutrale und 1 stabile Klasse (Kl.1 → Kl.2, Kl.6,7 → Kl.5). Als Resultat der Bieler Auswertungen sind in Tabelle 8 die kombinierten Häufigkeiten aus Windrichtung und Ausbreitungsklasse für die 3 Hauptstationen zusammengestellt.

Tabelle 8. Windrichtung und Ausbreitungsklasse, Häufigkeiten für 3 Stationen.

	STATION VOGELSGANG					STATION TAUBENLOCH					STATION STADTGAERTNEREI				
	AUSBREITUNGSKLASSE				TOTAL	AUSBREITUNGSKLASSE				TOTAL	AUSBREITUNGSKLASSE				TOTAL
	2	3	4	5		2	3	4	5		2	3	4	5	
10	1	5	4	10	20	0	1	13	9	23	14	19	49	46	128
20	4	21	39	63	127	6	10	42	33	91	2	18	47	53	120
30	12	36	116	124	288	9	19	55	67	150	5	42	56	113	216
40	6	23	69	85	183	11	24	45	51	131	27	64	100	137	328
50	21	16	74	35	146	35	46	118	62	261	41	48	142	161	392
60	46	56	225	87	414	94	128	262	101	585	22	43	97	134	296
70	72	114	194	29	409	65	83	131	30	309	33	50	103	94	280
80	71	50	55	12	188	40	31	33	11	115	19	47	110	112	288
90	100	42	67	24	233	55	22	71	29	177	22	28	76	58	184
100	43	8	13	5	69	9	5	5	1	20	45	38	47	70	200
110	19	8	9	2	38	6	4	2	0	12	5	48	90	89	232
120	62	40	45	22	169	25	12	38	21	96	31	90	88	135	344
130	20	9	21	8	58	16	7	31	6	60	34	20	59	103	216
140	2	6	7	0	15	14	10	34	8	66	29	44	29	98	200
150	13	11	14	3	41	49	36	57	13	155	73	54	93	188	408
160	2	1	0	1	4	10	11	11	1	33	17	34	79	118	248
170	0	0	1	1	2	12	2	11	0	25	20	34	78	108	240
180	47	25	38	21	131	31	25	59	9	124	20	28	85	75	208
190	3	3	5	2	12	6	4	18	3	31	8	2	65	13	88
200	5	4	5	4	18	10	5	17	0	32	10	13	109	20	152
210	69	52	88	36	245	46	37	77	14	174	25	27	107	41	200
220	93	81	181	43	398	55	43	259	21	378	19	13	136	24	192
230	163	122	429	59	773	91	66	433	40	630	41	23	139	65	248
240	72	83	435	123	713	86	105	376	71	638	38	51	170	37	296
250	9	27	258	59	353	17	25	86	34	162	19	41	259	49	368
260	10	25	196	68	299	3	11	41	18	73	44	29	275	28	376
270	8	35	189	162	394	12	33	115	54	214	72	95	323	86	576
280	3	17	55	40	115	3	9	29	17	58	48	26	158	32	264
290	4	14	42	44	104	0	3	21	10	34	40	12	92	32	176
300	23	61	204	259	547	6	24	91	53	174	16	23	107	46	192
310	12	60	212	372	656	4	9	44	40	97	8	18	40	26	88
320	10	50	183	431	674	6	18	73	48	140	8	5	35	16	64
330	11	28	90	170	299	11	33	221	241	506	17	25	61	33	136
340	3	12	61	71	147	9	49	513	449	1020	23	10	85	26	144
350	0	1	15	17	33	7	32	353	279	671	13	15	102	22	152
360	8	51	107	179	345	23	76	282	275	656	20	35	88	81	224
CALM	2	9	54	33	98	1	4	30	16	51	14	61	68	153	296
TOTAL	1049	1206	3799	2704	8758	878	1062	4097	2135	8172	938	1273	3847	2702	8760

Die Hangstation (Vogelsang) zeigt einen ausgeprägten Wechsel der Häufigkeiten der Ausbreitungsklassen mit der Windrichtung. Bei NW bis NE-Winden ( $290^{\circ}$ - $40^{\circ}$ ) dominiert die stabile Klasse, bei E bis SW-Winden ( $80^{\circ}$ - $210^{\circ}$ ) treten die labilen Klassen am häufigsten auf. Dies ist ein getreues Abbild des Hangauf- und Hangabwindsystems am Jurahang. In den Zwischensektoren aus NE ( $50^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ) und SW ( $220^{\circ}$ - $280^{\circ}$ ) sind die neutralen Fälle am häufigsten.

Ein ähnliches Bild zeigt die Station Taubenloch, wengleich dort die neutrale Klasse wegen der erhöhten Windgeschwindigkeiten stärker dominiert.

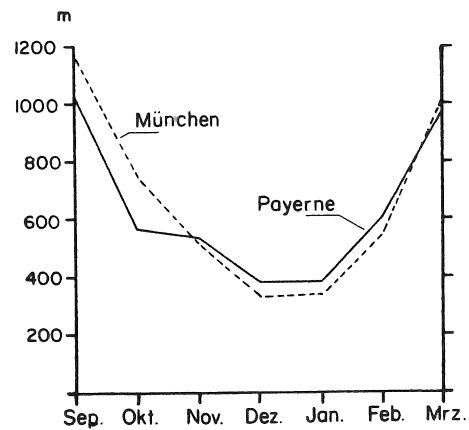
Die SMA-Station (Stadtgärtnerei), im S der Stadt gelegen, zeigt demgegenüber dieses Muster nicht mehr. Es ist eine einfache Zweiteilung festzustellen. Im Ostsektor dominieren die stabilen, im Westsektor die neutralen Fälle, ein deutlicher Hinweis darauf, dass die stabilen Fälle der Hangstation aus dem Sektor Nord häufig mit NE bis E-Winden im Mittelland verbunden sind.

#### 4.3.3 Inversionshöhen

Der Ausbreitungsraum für die Luftschadstoffe ist in der Vertikalen in der Regel begrenzt. Im Idealfall wird eine Schicht homogener Turbulenz durch eine kräftige Temperaturinversion abgeschlossen. Die Obergrenze der turbulenten Schicht kann gleichgesetzt werden mit der PBL-Höhe (siehe "Die Mächtigkeit der Planetaren Grenzschicht" auf S. 20). Sie zeigt einen typischen Tages- und Jahresgang. In einem ersten Ansatz wurde versucht, das Problem mit der Bestimmung der maximalen Mischungsschichthöhe nach HOLZWORTH (1967) anzugehen. Der mit diesem Verfahren bestimmte Wert ist eine gute Schätzung der maximalen täglichen PBL-Höhe, wie sie im Laufe des Nachmittags zu beobachten ist. Figur 12 zeigt die Monatsmittel der maximalen Mischungsschichthöhe der Sondierung Payerne, gemittelt über 5 Winter (1976 - 80). Die Münchner Vergleichswerte (GUTSCHE & LEFEBVRE 1981, Periode 1957 - 73) zeigen eine sehr gute Übereinstimmung, was darauf hinweist, dass die aus der Station Payerne bestimmten Werte im Mittel für das ganze schweizerische Mittelland repräsentativ sein dürften.

Trotz dieses positiven Befundes wurde das obige Konzept für die Bieler Studie fallengelassen. Dies aus zwei Gründen:

- Erste Modellrechnungen zeigten sehr rasch, dass in dem für die Studie massgebenden Perimeter (Ausbreitungsdistanzen von 3-5 km) nur sehr tiefliegende Begrenzungen des Ausbreitungsraumes ( $h < 500$  m ü.Gr.) die Bodenkonzentrationen massgeblich zu erhöhen vermögen. Bodeninversionen treten jedoch vorwiegend während der Nacht und am Morgen auf. Bestimmungen der Mischungsschichthöhen



Figur 12. Mittlere maximale Mischungsschichthöhen für die Sondierungen Payerne (1976-1980) und München (1957-73), Monatsmittel.

während dieser Tageszeiten sind jedoch nach dem Schema von HOLZWORTH sehr fraglich.

- Aus dem Messnetz von RICKLI (1982) stehen Temperaturmessungen auf 3 verschiedenen Höhenniveaus zur Verfügung. Obwohl diese Messungen Werte der hangnahen und nicht der freien Atmosphäre wiedergeben, scheinen sie für eine stündliche Bestimmung der tiefliegenden Inversionen erfolgversprechender zu sein.

Es wurde ein sehr einfaches Vorgehen mit der Ausscheidung von 3 Klassen gewählt (siehe Tabelle 9).

Tabelle 9. Bestimmung der Inversionshöhenklassen.

Klasse	Definition	zugeordnete Inv.höhe im Gaussmodell
A	$[VSANG - (BMOOS + 0.8)] > 0$	100 m
B	$(MAISON - VSANG) > 0$	300 m
C	Übrige Fälle	1000 m

BMOOS	= Temperatur Bözingenmoos	441 m ü. Meer
VSANG	= Temperatur Vogelsang	540 m ü. Meer
MAISON	= Temperatur Maison-Blanche	720 m ü. Meer

Der Korrekturfaktor von 0.8°C bei der Station Bözingenmoos entspricht der mittleren Temperaturdifferenz zwischen dem Stadtzentrum (Station Rittermatte, siehe RICKLI 1982: 25) und dem Stadtumland (Station Bözingenmoos) für die Periode Nov. 1980 - Apr. 1981. Die Station Rittermatte konnte nicht in die Analyse einbezogen werden, da ihre Werte ab Mai 1981 fehlen.

Die Häufigkeiten der Kombination Inversionshöhenklasse - Ausbreitungsklasse sind in der Tabelle 10 für die SMA-Station zusammengestellt.

Tabelle 10. Inversionshöhen und Ausbreitungsklassen; Station Stadtgärtnerei, Jahr 1981, Anzahl Stunden pro Kombination.

Ausbreitungsklasse	Inversionshöhenklasse			Total
	A	B	C	
2	79	17	842	938
3	250	14	1009	1273
4	321	273	3253	3847
5	1360	100	1242	2702
Total	2010	404	6346	8670

Über 28 % aller Stunden eines Jahres zeigen Inversionshöhen  $\leq 300$  m ü. Grund. Die Bodeninversionen (Klasse A) überwiegen erwartungsgemäss bei weitem. Fast 60 % aller Stunden mit Inversion sind mit der Ausbreitungsklasse 5 verbunden. Die Ausbreitungsparameter dieser stabilen Klasse nehmen bereits eine stark reduzierte vertikale Durchmischung an, so dass ein zusätzlicher Einbezug einer Sperrschicht nur bei Inversionshöhen von 100 - 200 m ü.Gr. eine wesentliche Erhöhung der Bodenkonzentration zu verursachen vermag. Das Vorhandensein einer Inversion wird gewissermassen bereits durch die Ausbreitungsparameter berücksichtigt.

Interessant sind hingegen die 594 Fälle (A+B) in der Ausbreitungsklasse 4. Es sind dies vorwiegend Stunden mit tiefliegenden Inversionen, die mit Boden- oder Hochnebel verbunden sind. Da ein Bedeckungsgrad von 8/8 zu einem Strahlungsindex 0 (nach TURNER 1964, Tabelle 7) führt, werden diese Fälle der Ausbreitungsklasse 4 zugeordnet und gleich behandelt wie eine Situation mit bedecktem Himmel, aber ohne tiefliegende Inversion. Mit dem Einbezug der Inversionshöhe ins Modell wird dieser Fehler weitgehend korrigiert.

Wieder anders sind die Fälle in der Ausbreitungsklasse 3 zu interpretieren. Es handelt sich um Stunden erhöhter Einstrahlung, aber noch immer vorhandener (schwacher) Temperaturinversion. Sie kennzeichnen damit typische Uebergangsstunden der Inversionsauflösung. Die in diesen Situationen beträchtliche vertikale Turbulenz führt nicht zu drastischen Konzentrationserhöhungen. Die Fälle der Inversionsklasse A wurden deshalb vollumfänglich der Klasse B zugeordnet, um dieser Tatsache Rechnung zu tragen.

Aehnliches gilt, allerdings in noch akzentuierterer Form, für die wenigen Fälle mit Inversionen  $\leq 300$  m in der Ausbreitungsklasse 2. Sie wurden im Modell nicht speziell berücksichtigt (Kl. A, B  $\rightarrow$  Kl. C).

#### 4.4 BESTIMMUNG DER EFFEKTIVEN QUELLHOEHE

Bei Grossemittenten kommt der Bestimmung der Schornsteinüberhöhung, hervorgerufen durch den Auftrieb der warmen Abgase und ihrer meist beträchtlichen Austrittsgeschwindigkeit, eine grosse Bedeutung zu. Die Literatur darüber ist dementsprechend umfangreich<sup>19</sup>. Die Ueberhöhung bestimmt sich aus dem emittierten Wärmestrom M, der Windgeschwindigkeit  $u_n$  an der Schornsteinmündung und der Ausbreitungsklasse.

In Biel werden 5 verschiedene Quellenklassen ausgeschieden. Die Aufteilung erfolgte nach dem Jahresausstoss an SO<sub>2</sub>, da die Angaben zur Austrittstemperatur und zur Menge der Abgase nur von der Kehrrechtverbrennungsanlage bekannt sind. Die Klassen sind wie folgt definiert (siehe Tabelle 11):

Tabelle 11. Definition von Emissionsklassen zur Berechnung der Schornsteinüberhöhung.

Emiss. klasse	Definition (EMI = SO <sub>2</sub> -Jahresausstoss Einzelemittent)	Wärmestrom in MW (Annahme)	Ueberhöhung in m für Ausbr.klasse 4
1	alle Flächenquellen und EMI < 3.0 t	0.11	15/u <sub>n</sub>
2	3.0 ≤ EMI < 7.5 t	0.23	26/u <sub>n</sub>
3	7.5 ≤ EMI < 12.5 t	0.56	51/u <sub>n</sub>
4	12.5 ≤ EMI < 20.0 t	0.91	73/u <sub>n</sub>
5	20.0 ≤ EMI	3.25	190/u <sub>n</sub>

Die Emissionsklasse 5 umfasst nur die Kehrrechtverbrennungsanlage. Sie ist im betrachteten Perimeter die grösste Einzelquelle. Aus den in der letzten Tabellenkolonne aufgeführten Zahlen errechnet sich bei schwachen Winden ein ganz beträchtlicher Auftrieb der Gase.

Der Wärmestrom M bestimmt sich zu:

$$53) \quad M = 1.36 \cdot 10^{-3} \cdot R \cdot (T - 283)$$

R bedeutet den Volumenstrom in m<sup>3</sup>/s und T die Absoluttemperatur des Abgases in K. Für die Kehrrechtverbrennungsanlage (KVA) lauten die entsprechenden Zahlen:

$$R = 11.1 \text{ m}^3/\text{s} \text{ und } T = 498 \text{ K.}$$

Dies ergibt einen Wärmestrom von 3.25 MW. Die Ueberhöhung  $\Delta h$  für neutrale Schichtung berechnet sich nach:

<sup>19</sup> Grundlegend sind die Arbeiten von BRIGGS (1975 und in HANNA et al. 1982). Für die Bieler Studie wurden die Gleichungen der TA-Luft (1983: 102f) verwendet.

$$54) \quad \Delta h = 78.4 \cdot M^{3/4} / u_h = 190 / u_h$$

Die Gleichungen für die übrigen Ausbreitungsklassen können der TA Luft (1983: 102f) entnommen werden. Im stabilen Fall ist die Ueberhöhung für die KVA ca. 40 % kleiner und im labilen Fall um ebensoviel grösser.

#### 4.5 DIE AUSBREITUNGSPARAMETER $\sigma_y$ UND $\sigma_z$

##### 4.5.1 PLUME - Ansatz

Die Standardabweichungen  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  der horizontalen und vertikalen Konzentrationsverteilungen (siehe Figur 8 auf S. 34) sind die Schlüsselgrössen für die Anwendung des Gaussmodells. Sie können entweder theoretisch oder experimentell bestimmt werden. Als Basis für eine Herleitung aus der statistischen Diffusionstheorie kann die Gl. 36) resp. 41) dienen. Die Anwendung dieser Gleichungen ist jedoch nur bedingt zu empfehlen, da sie auf der Annahme eines homogenen Turbulenzfeldes beruhen. Unter Berücksichtigung realistischer Turbulenzprofile kann man sowohl über die K-Theorie wie auch über die statistische Theorie mit numerischen Verfahren zu sinnvollen  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$ -Werten gelangen. Dieses Vorgehen ist speziell geeignet, um den Effekt unterschiedlicher Rauigkeit und Stabilität zu demonstrieren<sup>20</sup>.

Die experimentelle Bestimmung der Ausbreitungsparameter dominiert jedoch. Bis heute wurden zu diesem Zweck eine beträchtliche Anzahl von aufwendigen Ausbreitungsexperimenten durchgeführt (Zusammenstellung in SLADE 1968: 117f und PASQUILL & SMITH 1983: 179f). Die ersten Experimente resultierten in PASQUILL's Kurven (1961), die in leicht adaptierter Form (GIFFORD 1968) weiteste Verbreitung fanden. Die PASQUILL/GIFFORD - Kurven, die  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  als Funktion der Ausbreitungsklasse und der Distanz x von der Quelle angeben, gelten für ebenes Gelände geringer Rauigkeit.

Besonders wichtig für die Stadtmodelle wurden die Ausbreitungsexperimente über städtischen Oberflächen, die erstmals in St.Louis durchgeführt wurden (McELROY 1969). Sie zeigten sehr deutlich die erhöhte Turbulenzintensität über Städten, was in vergrösserten  $\sigma_z$ -Werten resultierte. Dieser Befund erklärt auch die zum Teil massive Ueberschätzung der Konzentrationen durch Stadtmodelle, die die ursprünglichen PASQUILL/GIFFORD - Kurven verwendeten.

---

<sup>20</sup> Ein Rechenbeispiel auf der Basis der K-Theorie ist in PASQUILL (1975: 19) zu finden, eines auf der Basis der statistischen Theorie in DAVIS (1983: 371).

Die Beziehung zwischen  $\sigma_x$ ,  $\sigma_z$  und der Quelldistanz  $x$  wird häufig über eine Potenzfunktion angenähert.

$$55) \quad \sigma_y = a \cdot x^b \quad \sigma_z = c \cdot x^d$$

Die Koeffizienten  $a$  bis  $d$  sind empirisch zu bestimmen. Bis heute existiert dafür eine Vielzahl von Vorschlägen. TERCIER (1981) listet in seiner umfassenden Zusammenstellung fast 50 verschiedene Vorschläge auf, die sich allerdings zum Teil nur leicht unterscheiden. Diese Vielzahl von Ansätzen und die Unsicherheiten in der Bestimmung der Ausbreitungsklassen veranlasste die American Meteorological Society 1977 zur Einberufung eines Workshops zur Ausarbeitung definitiver Vorschläge. Die Empfehlungen zur Wahl der Ausbreitungsklassen und der Sigmakurven können wie folgt zusammengefasst werden (HANNA et al. 1977):

- Für die  $\sigma_y$ -Bestimmung ist am besten von einer Messung der Windrichtungsfluktuation  $\sigma_f$  auszugehen. Es gilt:

$$56) \quad \sigma_y = f_y \cdot \sigma_f \cdot x$$

Die Funktion  $f_y$  kann z.B. den Arbeiten von DRAXLER (1976) und IRWIN (1983) entnommen werden. Nur diese Methode erlaubt die korrekte Bestimmung von  $\sigma_y$  in komplexem Terrain.

- Stehen  $\sigma_f$ -Messungen nicht zur Verfügung, so ist  $\sigma_y$  über eine Schätzung der Ausbreitungsklasse (z.B. nach TURNER 1964) und die Wahl entsprechender  $\sigma_y$ -Kurven zu bestimmen. Ländliche und städtische Oberflächen sind zu unterscheiden. Diese Methode ist ungenauer als die  $\sigma_f$ -Methode und kann in komplexem Terrain zu Problemen führen.
- Für die Bestimmung von  $\sigma_z$  sind die Empfehlungen unpräziser. Als Stabilitätsmass wird die Verwendung der Monin-Obukhov-Länge empfohlen. Die Wahl der  $\sigma_z$ -Werte soll von der Rauigkeit und der effektiven Quellhöhe abhängig gemacht werden. Für städtische bodennahe Quellen können die St.Louis-Daten (McELROY 1969) und für hohe Quellen die BROOKHAVEN-Kurven (siehe HANNA et al. 1982: 29) verwendet werden. Für kleine Distanzen von der Quelle kann eine zu Gl. 56) äquivalente Beziehung mit der vertikalen Windrichtungsfluktuation benutzt werden (HANNA et al. 1977: 1307). Die zugehörigen Funktionen sind jedoch noch schlecht bekannt.
- Idealerweise sollen damit für die Bestimmung der Ausbreitungsverhältnisse eines Standorts folgende Grössen in ihrem zeitlichen Ablauf bekannt sein: Reibungsgeschwindigkeit  $u^*$ , Rauigkeitslänge  $z_0$ , Wärmefluss  $Q_h$ , Monin-Obukhov-Länge  $L$ , PBL-Höhe  $h$ , Windgeschwindigkeit  $u$  und die horizontale Windrichtungsfluktuation  $\sigma_f$ .

Die Befolgung dieser Empfehlungen führt zu einem beträchtlichen Messaufwand, der sich nur bei Grossprojekten recht-



fertigen lässt. Deshalb werden auch in Zukunft die einfachen Schätzverfahren von Bedeutung bleiben.

Im folgenden sollen noch kurz zwei weitere Aspekte behandelt werden: Der Einfluss von Terrainhindernissen auf die Ausbreitungsparameter und das Verhalten von  $\sigma_y$  bei Schwachwindlagen.

Die Sigma - Werte über nicht ebenem Gelände sind grundsätzlich grösser als über ebenem Gebiet. PANOFSKY et al. (1978) fanden eine Erhöhung von  $\sigma_f$  in hügeligem Gelände um 40 % und im Lee eines Hindernisses gar um 250 %. Zu ähnlichen Resultaten kommt HANNA (1980). Reagiert  $\sigma_y$  sehr sensibel auf Terrainunebenheiten, so ist der Effekt auf  $\sigma_z$  wesentlich geringer. PANOFSKY et al. (1978) fanden keine signifikante Erhöhung von  $\sigma_z$ . Die Begründung dafür ist einleuchtend:  $\sigma_z$  wird durch 'kleine' vertikale Turbulenzelemente bestimmt, die ihre Energie mit zunehmendem Abstand vom Hindernis rasch verlieren. Die  $\sigma_y$ -Erhöhung wird hingegen durch 'grosse' Turbulenzelemente verursacht, die ihre Energie über einen wesentlich längeren Zeitraum aufrecht erhalten können. Im Gegensatz zu diesen Resultaten fand HANNA (1980) jedoch auch eine Erhöhung von  $\sigma_z$ , die etwa die Hälfte der Zunahme in y-Richtung ausmachte. Die Frage bleibt damit offen.

Bei der Beurteilung der  $\sigma_z$ -Werte ist weiter zu beachten, dass hügeliges Gelände eine Oberfläche grosser Rauigkeit repräsentiert (siehe Kap. "Windprofil" auf S. 22). Die Verdünnung der Schadstoffe erfolgt damit wesentlich rascher, ähnlich wie über städtischen Oberflächen. Diese Tatsache wird durch die bisher einzigen Ausbreitungsversuche in der Schweiz in Mühleberg (SCHRIBER 1979: 39) bestätigt<sup>21</sup>. Die  $\sigma_z$ -Werte in der Umgebung von Mühleberg sind von derselben Grössenordnung wie diejenigen von St. Louis, also einer städtischen Oberfläche in ebenem Gebiet. Insbesondere sind die durch Messungen am besten abgesicherten Werte für die neutrale Ausbreitungsklasse fast identisch. Demgegenüber sind die  $\sigma_y$ -Werte von Mühleberg um einen Faktor 2 bis 3 erhöht, was sehr gut mit den oben gemachten Feststellungen übereinstimmt. Dies zeigt deutlich, dass für die Ausbreitungsmodellierung im Schweizerischen Mittelland Ausbreitungsparameter verwendet werden sollen, die über einer sehr rauen Oberfläche bestimmt wurden. Dies gilt auch für nicht-städtische Oberflächen. In sehr hügeligem Gelände ist zusätzlich eine Erhöhung der  $\sigma_y$ -Werte vorzunehmen.

Sehr stark erhöhte  $\sigma_y$ -Werte sind ebenfalls bei windschwachen Situationen zu beobachten. Diese sind durch das sogenannte 'Mäandrieren des Windes' verursacht, das vor allem bei sta-

---

<sup>21</sup> Momentan (Herbst 1985) wird im Raum Gösgen vom EIR Würenlingen ein grosses Ausbreitungsexperiment durchgeführt.

bilen Verhältnissen auftritt<sup>22</sup>. Dieser Effekt führt zu einer beträchtlichen Reduktion zeitlich gemittelter Immissionskonzentrationen im Lee von Einzelquellen. Das Mäandrieren des Windes ist mithin der Grund dafür, weshalb die Behandlung der Schwachwindlagen mit dem Plume-Ansatz und einer Windgeschwindigkeit von ca. 1 m/s durchaus plausible Werte liefert.

Ausbreitungsexperimente bei windschwachen Lagen wurden bisher nur wenige durchgeführt. Aus der Zusammenstellung bei VAN DER HOVEN (1976) ist jedoch deutlich ersichtlich, dass die Immissionskonzentrationen bei sehr schwachen Winden nicht extrem hohe Werte erreichen, was mit der obigen Aussage übereinstimmt.

Die in der Bieler Studie verwendeten  $\sigma_y$ - und  $\sigma_z$ -Gleichungen sind in der Tabelle 12 zusammengestellt.

Tabelle 12. Gleichungen zur Bestimmung von  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  für städtische Oberflächen, Plume-Ansatz.

A) Effektive Quellhöhe < 50 m		
Ausbr. klasse	$\sigma_y$ in m	$\sigma_z$ in m
2	$0.32x(1+0.0004x)^{-1/2}$	$0.24x(1+0.001x)^{1/2}$
3	$0.22x(1+0.0004x)^{-1/2}$	$0.20x$
4	$0.16x(1+0.0004x)^{-1/2}$	$0.14x(1+0.0003x)^{-1/2}$
5	$0.11x(1+0.0004x)^{-1/2}$	$0.08x(1+0.00015x)^{-1/2}$
B) Effektive Quellhöhe > 100 m		
2	$0.324x^{1.025}$	$0.070x^{1.151}$
3	$0.466x^{0.866}$	$0.137x^{0.985}$
4	$0.504x^{0.818}$	$0.265x^{0.818}$
5	$0.411x^{0.882}$	$0.487x^{0.652}$
Im Bereich 50 - 100 m wird logarithmisch interpoliert.		

Die Gleichungen für Quellhöhen unter 50 m entsprechen einer modifizierten Version der St.Louis-Daten (HANNA et al. 1982: 30). Diejenigen für Höhen über 100 m entstammen der TA Luft (1983: 108). Diese Gleichungen wurden verwendet, da in der BRD mit Hilfe der Ausbreitungsexperimente in Jülich und Karlsruhe die vertikale Änderung der Sigawerte speziell untersucht wurde (NESTER & THOMAS 1979). Zudem sind Oberflächenbedeckung und Terrainform der beiden Experimentierflächen gut mit schweizerischen Verhältnissen vergleichbar. Auf eine zusätzliche Erhöhung der  $\sigma_y$ -Werte aus den oben genannten Gründen wurde verzichtet, da Stadtmodelle mit vor-

<sup>22</sup> Eine Behandlung des Problems ist in HANNA (1983) zu finden.

wiegend Flächenquellen nicht sensitiv bezüglich dieses Parameters sind (siehe "Die Sensitivitaet des Modells" auf S. 64).

#### 4.5.2 PUFF - Ansatz

Ist die Literatur zu den Sigmawerten des Plume-Ansatzes fast unüberblickbar gross, so sind die Angaben zu den entsprechenden Grössen des Puff-Ansatzes nur sehr spärlich. Als erstes gilt es festzuhalten, dass die  $\sigma_y$ - und  $\sigma_z$ -Werte der beiden Ansätze nicht identisch sind. Erst bei grosser Ausbreitungszeit  $t$  nähern sich die Werte des Puff-Modells denjenigen des Plume-Modells an<sup>23</sup>. Eine Uebersicht über die wenigen bisher durchgeführten Experimente gibt GIFFORD (1977). Daraus und auch aus theoretischen Ueberlegungen folgert er, dass eine Zunahme der Sigmawerte mit  $t^{3/2}$  als korrekt anzusehen ist.

Die Annahmen, die dem in dieser Arbeit verwendeten Puff-Ansatz (Gl. 50) zugrunde liegen, gehen jedoch von einer linearen Zunahme mit  $t$  aus. Dies deshalb, weil nur so Gl. 49) analytisch lösbar ist. Dieser Unterschied mag ein Grund sein, weshalb die Resultate nicht zu befriedigen vermögen (siehe "Vergleich Modell - Realitaet" auf S. 73)

Folgende Koeffizienten  $\alpha$  und  $\gamma$  wurden als Eingabegrössen in Gl. 51) verwendet.

Tabelle 13. Koeffizienten der Ausbreitungsparameter des Puff-Ansatzes ( $\sigma_x = \sigma_y = \alpha t$  und  $\sigma_z = \gamma t$ ).

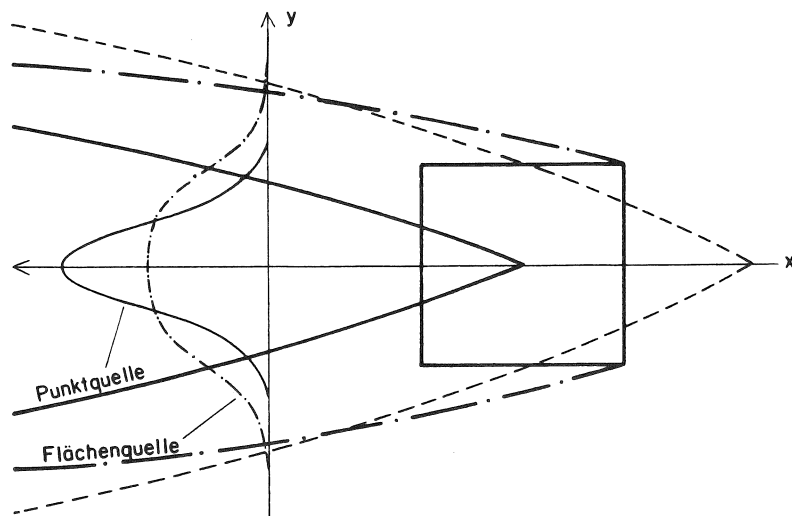
	Ausbreitungs-klasse			
	2	3	4	5
$\alpha$	0.50	0.39	0.24	0.21
$\gamma$	0.40	0.30	0.20	0.15

Diese Werte basieren auf Angaben bei ROBERTS et al. (1970: 31 für  $\sigma_x$ ,  $\sigma_z$ ) und auf Berechnungen nach dem in HANNA et al. (1982: 44) angegebenen Verfahren. Beim Vorhandensein einer begrenzenden Inversion wurde  $\gamma$  wie folgt reduziert: Beim Auftreten der Inversionsklasse B (Inversion auf 300 m ü. Gr.) wird  $\gamma$  unabhängig von der Ausbreitungs-klasse auf den Wert 0.1 gesetzt und für die Inversionsklasse A auf 0.075. Alle diese Koeffizienten sind als sehr grobe Schätzungen anzusehen.

<sup>23</sup> Eine Begründung dafür ist in HANNA et al. (1982: 42f) zu finden.

#### 4.6 DIE MODELLIERUNG VON FLÄCHENQUELLEN ALS PUNKTQUELLEN

Die Vielzahl der Hausbrandquellen muss notwendigerweise zusammengefasst werden. In Biel wird das Gaussmodell auf der Basis eines 200 x 200 m Rasters gerechnet. Im Zentrum jeder Einheitsfläche wird eine Punktquelle angenommen, an der die gesamte Emission der Fläche erfolgt. Das Konzentrationsmuster dieser Einzelquelle ist im emittentennahen Bereich wesentlich verschieden von demjenigen einer Flächenquelle. Anpassungen sind deshalb unumgänglich. Figur 13 veranschaulicht die Problematik in schematischer Form.



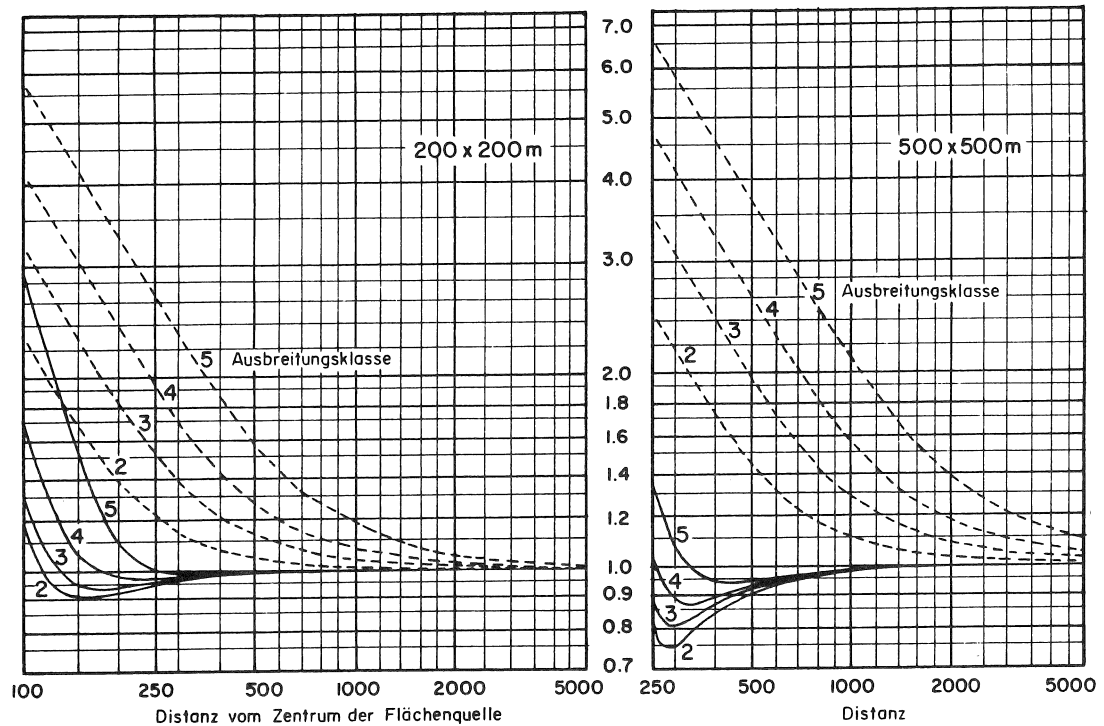
Figur 13. Flächenquelle und Punktquelle, schematische Konzentrationsverteilungen (gestrichelt: Punktquelle mit vergrössertem  $\sigma_y$ ).

Die Konzentrationsverteilung der Flächenquelle ist 'breiter' als diejenige der Punktquelle. Erst in grosser Quellenferne nähern sich beide einander an. In Figur 13 sind ebenfalls die Konzentrationsprofile quer zur x-Achse eingezeichnet. Dasjenige der Flächenquelle weicht von der Form einer Normalverteilung ab. Die Aufgabe besteht nun darin, an diese abgeflachte Verteilung eine Normalverteilung optimal anzupassen. Im einfachsten Fall wird dazu ein konstanter Betrag  $\sigma_{y0}$  zum  $\sigma_y$  der Punktquelle addiert und so die Verbreiterung der Schadstofffahne simuliert (gestrichelte Linie in Figur 13).

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Verfahren entwickelt, das distanzabhängige Korrekturfaktoren für  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  verwendet. Sie wurden folgendermassen ermittelt: In einer 200 x 200 m Einheitsfläche wurden 100 kleine Quellen in einem 20 x 20 m Raster definiert. Ihre effektive Quellhöhe beträgt 15 m und die initiale Sigmaerweiterung ( $\sigma_{y0} = \sigma_{z0}$ ) wird mit 3 m angenommen, was die Emissionsverhältnisse beim Hausbrand recht wirklichkeitsgetreu wiedergeben dürfte. In verschiedenen Distanzen zu dieser Flächenquelle wird nun die quer zur

Windrichtung integrierte Konzentration bestimmt. Dies entspricht der Fläche unter dem strichpunktierten Konzentrationsprofil der Figur 13. Daraus kann der  $\sigma_z$ -Wert bestimmt werden, der einer Einzelquelle, die im Zentrum des Quadrats steht, zuzuordnen ist<sup>24</sup>.

Die  $\sigma_y$ -Bestimmung erfolgt unter der Randbedingung, dass die Konzentration der Flächen- und der Einzelquelle für  $y=0$  übereinstimmt. Die so erhaltenen Korrekturfaktoren sind für 2 Rastergrößen in der Figur 14 dargestellt.



Figur 14.  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$ -Korrekturfaktoren zur optimalen Approximation einer Flächenquelle mit einer Punktquelle für die Ausbreitungsklassen 2 - 5. Gestrichelte Linie:  $\sigma_y$ , ausgezogene Linie:  $\sigma_z$ . Links: Flächenquelle 200x200 m, rechts: 500x500 m

Mit grossem  $x$  nähern sich alle Korrekturfaktoren dem Wert 1 an. Die Flächenquelle wird durch die Punktquelle im Zentrum der Einheitsfläche immer besser approximiert. Aus der Figur 14 ist weiter ersichtlich, dass die  $\sigma_y$ -Werte einer

<sup>24</sup> Durch Integration von Gl. 42) über  $y=-\infty$  bis  $y=+\infty$  ergibt sich:

$$C_{int} = \sqrt{2}Q / (\sqrt{\pi}\sigma_z u) \cdot \exp(-H^2/2\sigma_z^2)$$

Bei bekanntem  $C_{int}$ ,  $Q$  und  $H$  lässt sich daraus  $\sigma_z$  bestimmen.

Einzelquelle, sollen sie eine Flächenquelle korrekt approximieren, beträchtlich erhöht werden müssen. Dies geht auch aus der Figur 13 auf S. 60 hervor.

Demgegenüber sind die  $\sigma_z$ -Werte leicht, bei grossen Rasterweiten sogar beträchtlich zu reduzieren. Der Grund für dieses eher erstaunliche Resultat sei durch folgendes Beispiel veranschaulicht. Wenn 2 Quellen in Abständen von 100 m und 600 m von einem Rezeptor durch eine einzige mit doppelter Stärke ersetzt werden sollen, die dieselbe Konzentration am Rezeptorpunkt verursacht, so muss die neue Quelle nicht in einem mittleren Abstand von 350 m, sondern in einem solchen von zirka 170 m zum Rezeptor stehen. Wird sie trotzdem in einem Abstand von 350 m angenommen, dann muss  $\sigma_z$  notwendigerweise reduziert werden, da sonst eine zu tiefe Konzentration simuliert würde.

Der Anstieg der  $\sigma_z$ -Korrekturfaktoren bei kleinem x ist durch die Wahl einer Quellhöhe von 15 m bedingt. Bei Bodenquellen fällt dieser Anstieg weg und die  $\sigma_z$ -Korrekturfaktoren bleiben immer kleiner als 1.

#### 4.7 DIE BERECHNUNG VON LANGZEITMITTELWERTEN

Ausgehend von den Grundgleichungen des Gaussmodells, die auf alle 643 Einzelemittenten des Emissionskatasters (200 x 200 m) angewendet werden, wird ein Bodenkonzentrationsfeld berechnet, das einer bestimmten meteorologischen Situation entspricht. Aus 4 Ausbreitungs-, 3 Inversionshöhen- und 36 Windrichtungsklassen lassen sich theoretisch 432 räumlich verschiedene Konzentrationsmuster definieren, von denen jedoch zirka 1/3 in der Natur nicht zu beobachten sind. Es verbleiben rund 250 Kombinationen, die in die Berechnung eingehen. Die Konzentrationsfelder werden für eine Windstärke von 1 m/s und eine mittlere stündliche Emission ( $Q_y/8760$ ) definiert.

Die Berechnung dieser Konzentrationsfelder ist der aufwendigste Teil bei der Bestimmung von Langzeitmittelwerten, so dass sich eine Optimierung lohnt. Insbesondere kann man sich die Symmetrieeigenschaften der Windrose zunutze machen. Die Berechnung eines Konzentrationsfeldes mit dem vollständigen Emissionskataster benötigt in der optimierten Version weniger als 2 sec Rechenzeit auf dem Grosscomputer.

In einem nächsten Schritt kann nun für jede Stunde das zugehörige Konzentrationsfeld ausgewählt, mit dem stündlichen Emissionsfaktor (siehe "Emissionscharakteristika" auf S. 42) multipliziert und durch die mittlere Windgeschwindigkeit dividiert werden. Damit ist eine Mittelbildung über beliebige Zeiträume möglich. Dieser Schritt lässt sich durch die Verwendung klassierter Werte ebenfalls wesentlich vereinfachen.

Zum Schluss sei noch erwähnt, dass für die Bearbeitung der Quellen mit grosser Schornsteinüberhöhung wesentlich mehr Konzentrationsfelder definiert werden (über 500), um den Effekt der Abnahme der Ueberhöhung mit zunehmender Windgeschwindigkeit zu simulieren. Da dies jedoch nur wenige Emittenten betrifft, bleibt der Rechenaufwand dafür bescheiden.

Im nächsten Kapitel sollen nun die Resultate vorgestellt werden, die mit dem Gaussmodell erhalten werden können.

## 5.0 RESULTATE DES GAUSSMODELLS

### 5.1 DIE SENSITIVITÄT DES MODELLS

Untersuchungen zum Verhalten der Modelle bei einer Änderung der Inputgrößen dienen dem Erkennen kritischer Modellparameter, die dadurch gekennzeichnet sind, dass eine kleine Änderung des Inputwerts eine grosse Änderung des Modellresultats verursacht. Im folgenden werden dazu zwei Aspekte behandelt.

Der erste bezieht sich auf den grundlegendsten Input der Ausbreitungsmodelle, den Emissionskataster. Es soll untersucht werden, welche Änderung des Modellresultats durch eine Änderung des Aggregationsniveaus des Emissionskatasters zu erwarten ist. Dieser Aspekt wurde bisher in der Literatur kaum behandelt<sup>25</sup>, dies wohl deshalb, weil in den meisten Fällen der Emissionskataster für die Flächenquellen nur in sehr grober Auflösung vorliegt (km<sup>2</sup> oder Quadratmeile). Gerade die bodennahen Flächenquellen tragen jedoch überproportional viel zur Bodenkonzentration bei. Selbst im Ruhrgebiet, wo die SO<sub>2</sub>-Emission des Hausbrandes nur 15 % der Gesamtemission ausmacht, beträgt auf der Immissionsseite der Anteil des Hausbrandes 40 % (MAGS 1982: 201). Der Behandlung der Flächenquellen kommt also eine grosse Bedeutung zu.

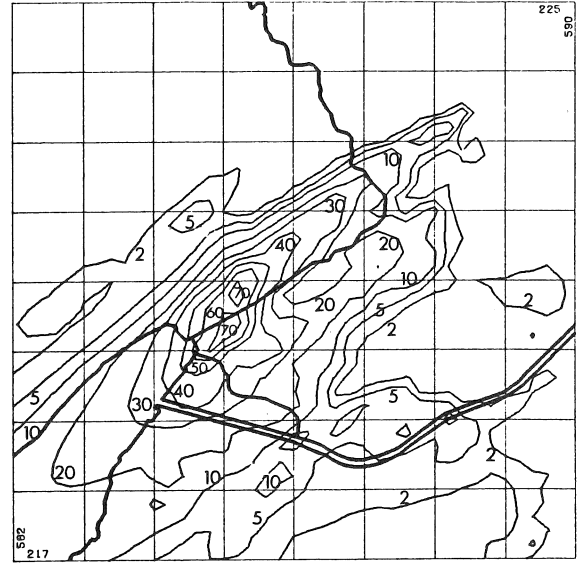
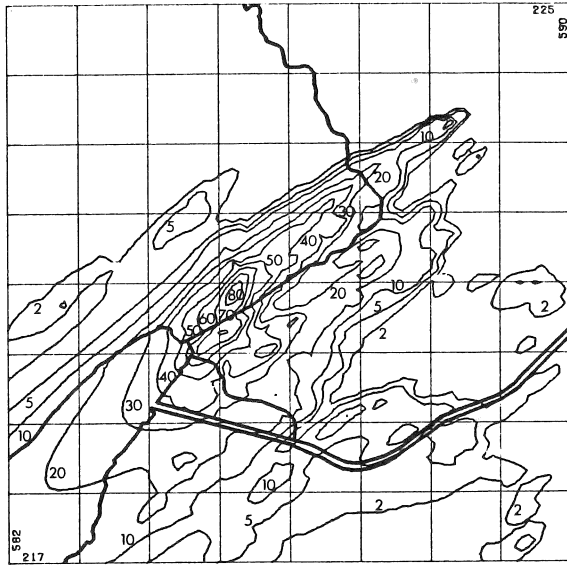
In Biel liegt der Emissionskataster im Hektarraster vor. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, verschiedene Aggregationsgrade miteinander zu vergleichen. Folgende Rasterweiten wurden getestet: 100 m, 200 m (Figur 15), 400 m, 500 m (Figur 16) und 1000 m (Figur 17). Dargestellt ist das SO<sub>2</sub>-Konzentrationsfeld, das sich bei mittlerer Emission, neutraler Schichtung, Windrichtung aus NE und ohne begrenzende Inversion ergibt. Allen Figuren liegt dieselbe Emission zugrunde, variiert wird nur die Rasterweite der Flächenquellen des Emissionskatasters.

Mit zunehmender Rastergrösse ist eine Glättung der Konzentrationsverteilung festzustellen, die vor allem die Höchstwerte im Stadtzentrum reduziert. In Tabelle 14 sind die Konzentrationsspitzen und die über den ganzen Perimeter gemittelten Werte zusammengestellt.

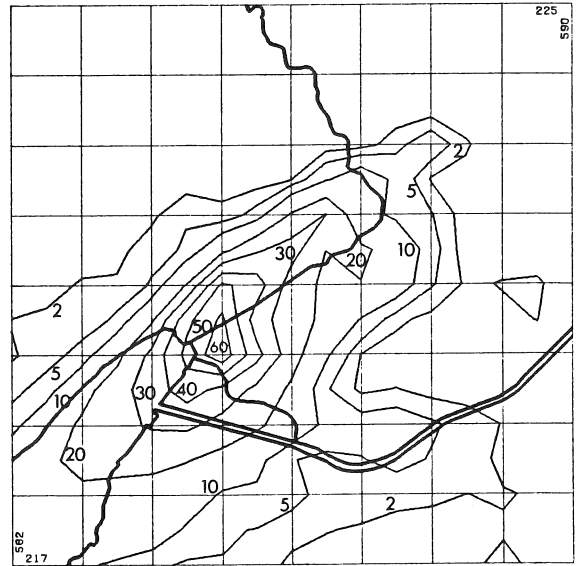
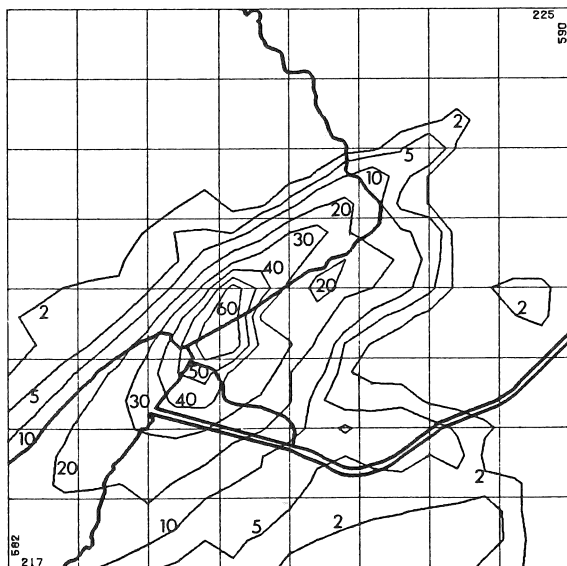
---

<sup>25</sup> IRWIN & BROWN (1985) testeten für St. Louis verschiedene Emissionskataster mit einer Auflösung  $\geq 1$  km. Sie kommen zum Schluss, dass möglichst viele Emittenten als Einzelquellen an ihrem effektivem Standort behandelt werden sollten und möglichst wenige zu Flächenquellen zusammenzufassen sind. Dieses Resultat erstaunt nicht, wenn man die Figuren der folgenden Seiten betrachtet und weiter bedenkt, dass in St. Louis der Emissionskataster im Zentrum in km<sup>2</sup>-Auflösung und in der Umgebung in noch gröberer Form vorliegt.



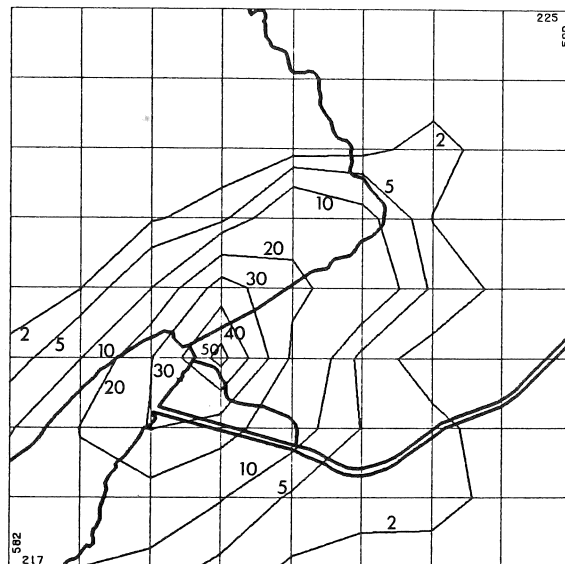


Figur 15. Sensitivitätstest Emissionskataster (100,200 m).  
 Modellierte SO<sub>2</sub>-Verteilungen bei Bisenlage für  
 Rasterweiten des Emissionskatasters von:  
 links 100 m; rechts 200 m.



Figur 16. Sensitivitätstest Emissionskataster (400,500 m).  
 Modellierte SO<sub>2</sub>-Verteilungen bei Bisenlage für  
 Rasterweiten des Emissionskatasters von:  
 links 400 m; rechts 500 m.

Einer nur geringen Abnahme des Gesamtmittels steht eine grosse der maximalen Konzentration gegenüber. Selbst beim 200 m Raster sind die Stadtzentrumskonzentrationen gegenüber dem 100 m Raster bereits reduziert. Ansonsten sind die Differenzen der Varianten mit 100 und 200 m Rasterweite gering.



Figur 17. Sensitivitätstest Emissionskataster (1000 m).  
Modellierte SO<sub>2</sub>-Verteilung bei Bisenlage für eine  
Rasterweite des Emissionskatasters von 1000 m.

Tabelle 14. Immissionskonzentration und Rasterweite des  
Emissionskatasters. Vergleich der berechneten  
mittleren und maximalen Konzentrationen für  
verschiedene Rastergrössen bei konstanter  
Emission.

Raster- weite	Max. Konz. $\mu\text{g}/\text{m}^3$	Mittl. Konz. $\mu\text{g}/\text{m}^3$
100 m	88	7.6
200 m	79	7.5
400 m	68	7.2
500 m	66	7.1
1000 m	54	6.4

Emissionskataster mit Rasterweiten von 400 oder 500 m zeigen zwar einen beträchtlichen Verlust räumlicher Details, das generelle Muster wird aber noch in akzeptabler Form wiedergegeben. Beim km<sup>2</sup> - Raster ist die räumliche Aussagekraft dagegen bereits stark reduziert. Das Konzentrationsmaximum ist nicht nur wesentlich zu tief, sondern auch aus seiner korrekten Lage verschoben. Die Gradienten zwischen Stadtzentrum und Vorstadt sind zu klein. Ein km<sup>2</sup> - Raster mag für grosse Städte noch knapp genügen, eine Kleinstadt wie Biel erfordert jedoch mindestens eine Auflösung des Emissionskatasters von 500 m, ein Optimum dürfte bei 200 - 400 m liegen.

In dieser Arbeit wird für die Anwendung des Gaussmodells mit dem 200 m Raster gerechnet, was einen Kompromiss darstellt zwischen einer hohen räumlichen Auflösung einerseits und einem grossen Rechenaufwand andererseits.

Der zweite Sensitivitätstest betrifft die Ausbreitungsparameter  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$  und die effektive Schornsteinhöhe H. In Tabelle 15 sind die relativen Aenderungen zusammengestellt, die sich aus einer 50 % Zu- oder Abnahme der genannten Grössen ergeben. Die Aussagen beziehen sich nicht auf eine Einzelquelle, sondern auf das vollständige Stadtmodell mit den Flächen- und Einzelquellen (Schadstoff SO<sub>2</sub>). Betrachtet wird die Variation

- der auftretenden Konzentrationsspitze,
- eines Flächenmittels (1 km<sup>2</sup>) im Stadtzentrum und
- eines Flächenmittels (1 km<sup>2</sup>) im Lee der Stadt in 3.5 km Entfernung.

Tabelle 15. Sensitivität des Gaussmodells bezüglich der Parameter  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$  und H. Prozentuale Aenderung des Outputs bei einer Aenderung des Inputs um  $\pm 50$  %.

	$\sigma_y$		$\sigma_z$		H	
	+50 %	-50 %	+50 %	-50 %	+50 %	-50 %
Spitzenwert	-6 %	+10 %	-22 %	+51 %	-15 %	+22 %
Fl.mittel Stadt	-4 %	+7 %	-25 %	+44 %	-16 %	+18 %
" Vorland	-12 %	+8 %	-99 %	+99 %	0 %	0 %

Das Modell reagiert eindeutig am sensitivsten auf Aenderungen des vertikalen Ausbreitungsparameters  $\sigma_z$ , und zwar sowohl in der Stadt wie im Vorland. Der insensitivste Parameter ist  $\sigma_y$ . Dies ist nicht erstaunlich, da sich die horizontalen Unterschiede bei der Addition einer Vielzahl von Quellen ausgleichen. Die effektive Quellhöhe H nimmt eine Mittelstellung ein. In grosser Distanz von der Quelle zeigt ihre Variation zwar keinen Effekt auf die Immissionskonzentration, in Quellennähe ist die Wirkung jedoch bedeutend, vor allem wenn man in Betracht zieht, dass es sich in Biel grossmehrheitlich um Flächenquellen mit niedrigem H handelt. NEUMANN & HALBRITTER (1980: 61) kommen in einer Sensitivitätsstudie für einen 100 m hohen Einzelemittenten gar zum Schluss, dass das Modell sensitiver auf eine Aenderung der effektiven Schornsteinhöhe reagiert als auf eine solche von  $\sigma_z$ .

Aus der Tabelle geht weiter hervor, dass nur beim  $\sigma_z$ , und auch dort nur in Quellenferne, die prozentuale Aenderung des Outputs diejenige des Inputs deutlich übertrifft. Dies weist auf eine beträchtliche Robustheit des Modells bezüglich Aenderungen der betrachteten Parameter hin. Da es zudem die am wenigsten genau bekannten sind, ist die Aussage umso wertvoller.

## 5.2 DER EINFLUSS DER METEOROLOGIE AUF DIE AUSBREITUNG

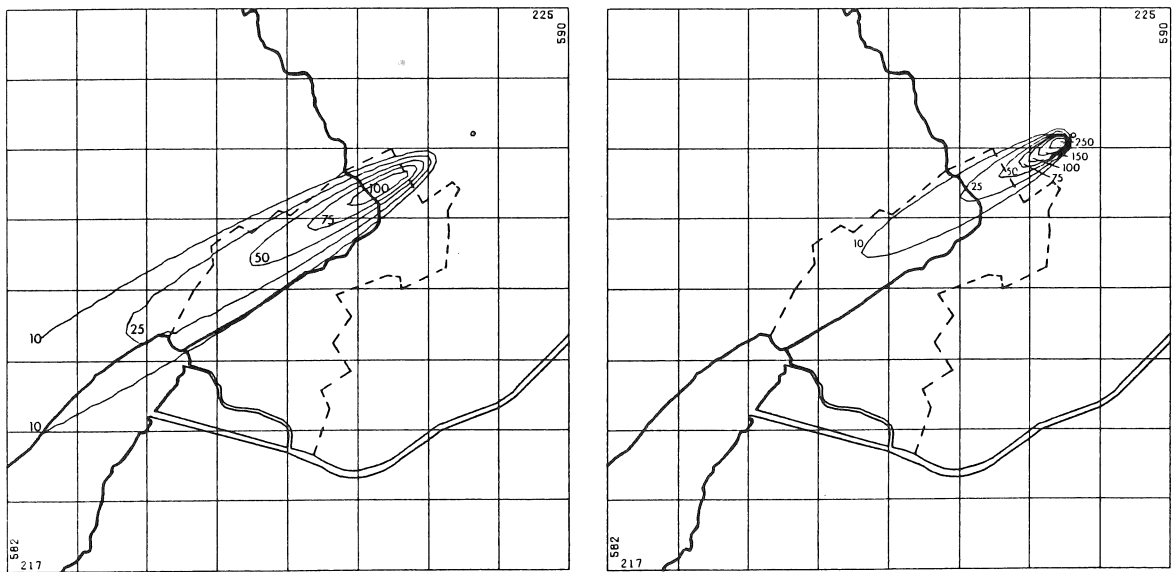
Die meteorologischen Faktoren Windrichtung, -geschwindigkeit, Turbulenz und Inversionshöhe zeigen in ihrem zeitlichen Auftreten grosse Aenderungen. Diese Schwankungen sind, neben den Aenderungen im Emissionsverhalten, im wesentlichen dafür verantwortlich, dass die Schadstoffkonzentrationen ausserordentlich stark variieren, wobei es zu Konzentrationsänderungen von mehreren 100 % innerhalb weniger Stunden kommen kann.

Die Wirkungen der meteorologischen Faktoren sollen im folgenden anhand von 2 Quellentypen demonstriert werden. Es wird unterschieden zwischen einem grossen Einzelemittenten mit mittelhohem Kamin (40 m Bauhöhe und Schornsteinüberhöhung wie für die Klasse 5 in der Tabelle 11 auf S. 54) und einer Vielzahl von kleinen Quellen (Hausbrandemission von Biel und Nidau). Der Ausstoss der im NE der Stadt angenommenen Einzelquelle wurde so festgelegt, dass er dem Ausstoss aller Hausbrandquellen von Biel und Nidau entspricht. Allen 6 folgenden Figuren liegt demnach dieselbe Emissionsmenge zugrunde. Wie im letzten Kapitel, wird ein Wind aus NE angenommen.

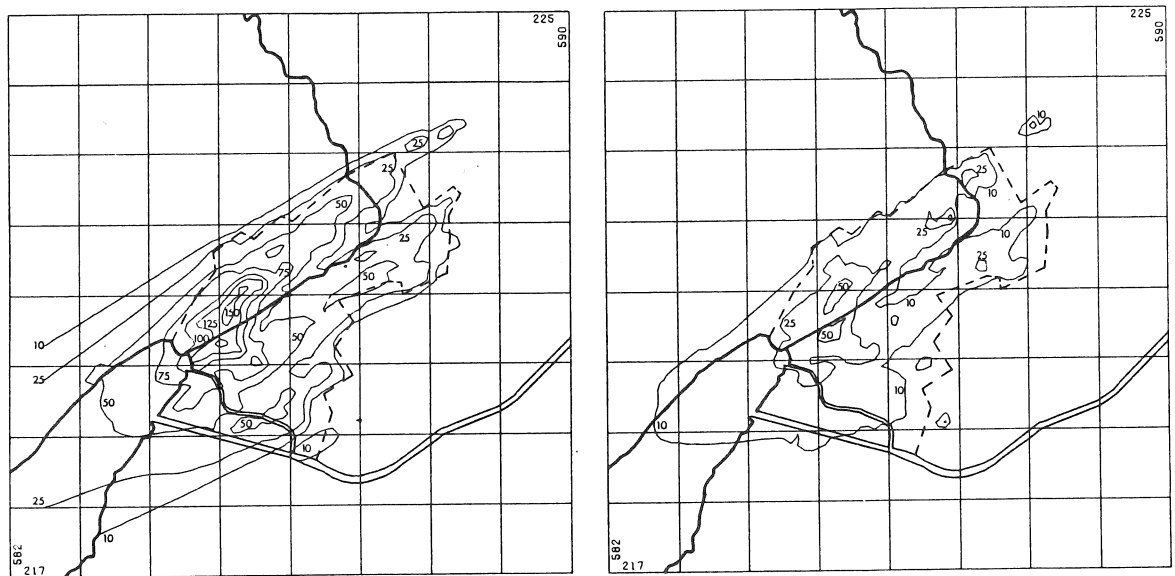
### 5.2.1 Windgeschwindigkeit

Die Figur 18 und die Figur 19 zeigen die Wirkung einer Aenderung der Windgeschwindigkeit von 1 m/s auf 4 m/s.

Der Einfluss dieser Aenderung auf die Konzentration ist erwartungsgemäss sehr gross. Es muss jedoch klar unterschieden werden zwischen dem Grossemittenten und der Vielzahl von kleinen Quellen. Aus der Grundgleichung des Gaussmodells (Gl. 42) lässt sich eine umgekehrte Proportionalität zwischen Windgeschwindigkeit und Immissionskonzentration ableiten. Die Erhöhung um das Vierfache müsste demnach zu einer Reduktion auf einen Viertel führen. Dies ist jedoch nicht der Fall. Bei der Einzelquelle ist sogar eine Erhöhung des Spitzenwerts festzustellen. Verantwortlich dafür ist die Ueberhöhung der Schadstofffahne, hervorgerufen durch den Auftrieb der warmen Abgase. Die Ueberhöhung ist nämlich umgekehrt proportional zur Windgeschwindigkeit und reduziert sich mit deren Zunahme (siehe Tabelle 11 auf S. 54). Dies hat zur Folge, dass die Schadstoffe rascher zum Boden gelangen können und so höhere Konzentrationen verursachen als bei schwachem Wind. Man spricht in diesem Zusammenhang von einer kritischen Windgeschwindigkeit, die bei grossen Quellen 4 - 8 m/s betragen kann. Bis zu dieser Geschwindigkeit nehmen die Konzentrationsspitzen zu, erst nächher beginnen sie zu fallen. Betrachtet man die gesamte betroffene Fläche, so ist bei einer Erhöhung der Windgeschwindigkeit immer eine Abnahme der Flächen mit mittelhoher Belastung zu beobachten.



Figur 18. Immissionskonzentration und Windgeschwindigkeit (Einzelquelle).  
 Links:  $u = 1 \text{ m/s}$ ; rechts:  $u = 4 \text{ m/s}$ .  
 Emission:  $68.5 \text{ kg/Std}$  an Punktquelle mit  $40 \text{ m}$  hohem Kamin (Standort: siehe Kreis).



Figur 19. Immissionskonzentration und Windgeschwindigkeit (Hausbrand).  
 Links:  $u = 1 \text{ m/s}$ ; rechts:  $u = 4 \text{ m/s}$ .  
 Emission:  $68.5 \text{ kg/Std}$  an Vielzahl von kleinen Quellen (Biel und Nidau).

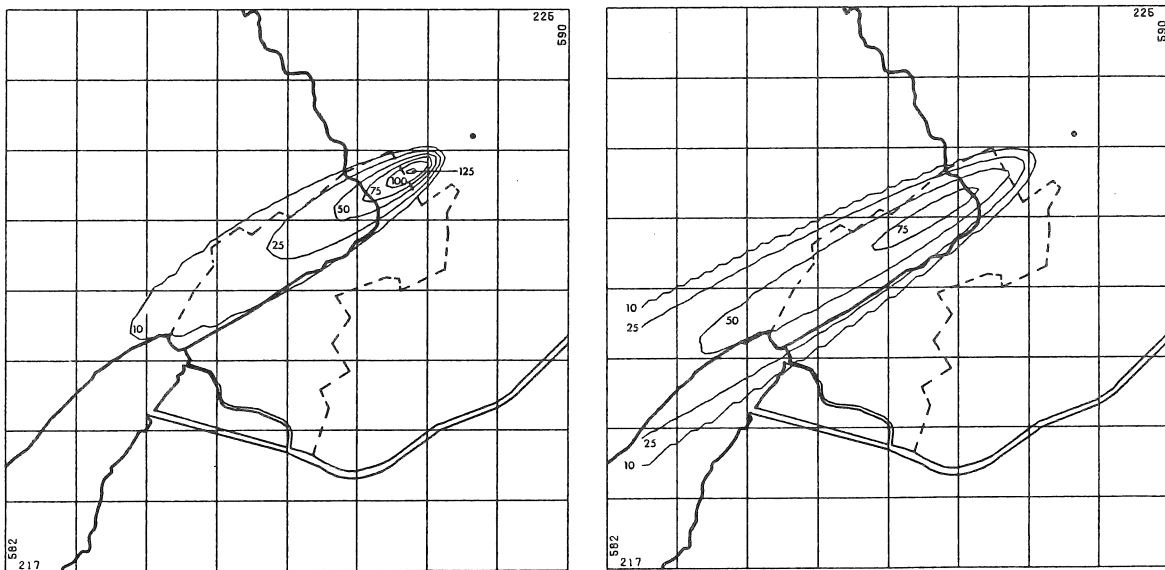
Bei den kleinen Quellen des Hausbrandes (Figur 19) ist ein ähnlicher Effekt, wenn auch in stark abgeschwächter Form zu beobachten. Die Reduktion der Schornsteinüberhöhung hat zur Folge, dass sich die Konzentrationen nur auf ca. einen Drittel reduzieren, anstatt auf einen Viertel.

Grundsätzlich kann festgehalten werden, dass die Windgeschwindigkeit bezüglich Ausbreitungsfragen der wichtigste Faktor ist. Änderungen in seiner Grösse haben immer grosse Änderungen bei den Immissionen zur Folge.

Die Wirkung eines Windrichtungswechsels soll nur kurz beschrieben werden. Am Konzentrationsmuster der Einzelquelle ändert sich nichts, es werden nur andere Gebiete betroffen. Das Konzentrationsmuster über der Stadt mit ihren vielen kleinen Quellen erfährt bei einem Wechsel der Windrichtung auf die Achse NW - SE eine Reduktion, da die Siedlungsfläche in dieser Richtung schmaler ist. Eine Ausdehnung der Stadt in der Hauptwindrichtung ist deshalb als lufthygienisch ungünstiger zu beurteilen als die Ausdehnung quer dazu.

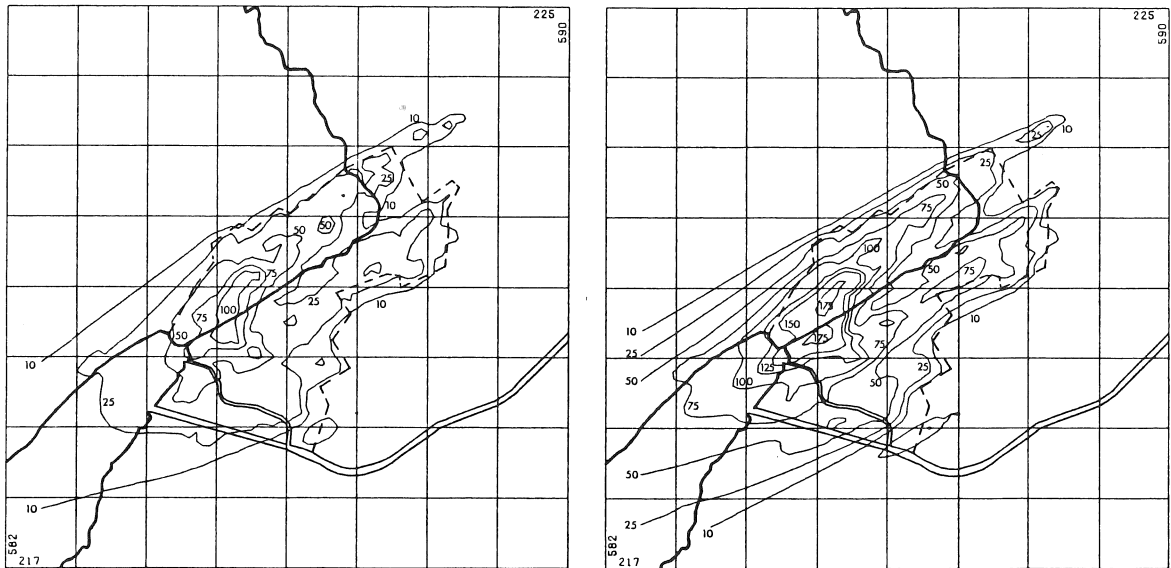
### 5.2.2 Turbulenz

Das Turbulenzverhalten wird in grober Näherung mit Hilfe der Ausbreitungsklassen charakterisiert. Im folgenden wird der Vergleich zwischen der Ausbreitungsklasse 3 (labil) und 5 (stabil) durchgeführt (Einzelquelle: Figur 20; Hausbrandquellen: Figur 21; Emission wie vorne).



Figur 20. Immissionskonzentration und Ausbreitungsklasse (Einzelquelle).  
Links: labil; rechts: stabil.

Auch hier muss nach der Emissionsart unterschieden werden. Die Einzelquelle zeigt im labilen Fall höhere Konzentrationen als im stabilen. Die Maximalwerte liegen zudem wesentlich näher bei der Quelle (Kreis in Figur 20). Die höheren Werte im labilen Fall werden durch die starken vertikalen Turbulenzen verursacht, die in Kaminnähe Schadstoffe direkt nach



Figur 21. Immissionskonzentration und Ausbreitungsklasse (Hausbrand).  
Links: labil; rechts: stabil.

unten transportieren können. Für die Dimensionierung eines Kamins ist deshalb der labile Fall massgebend.

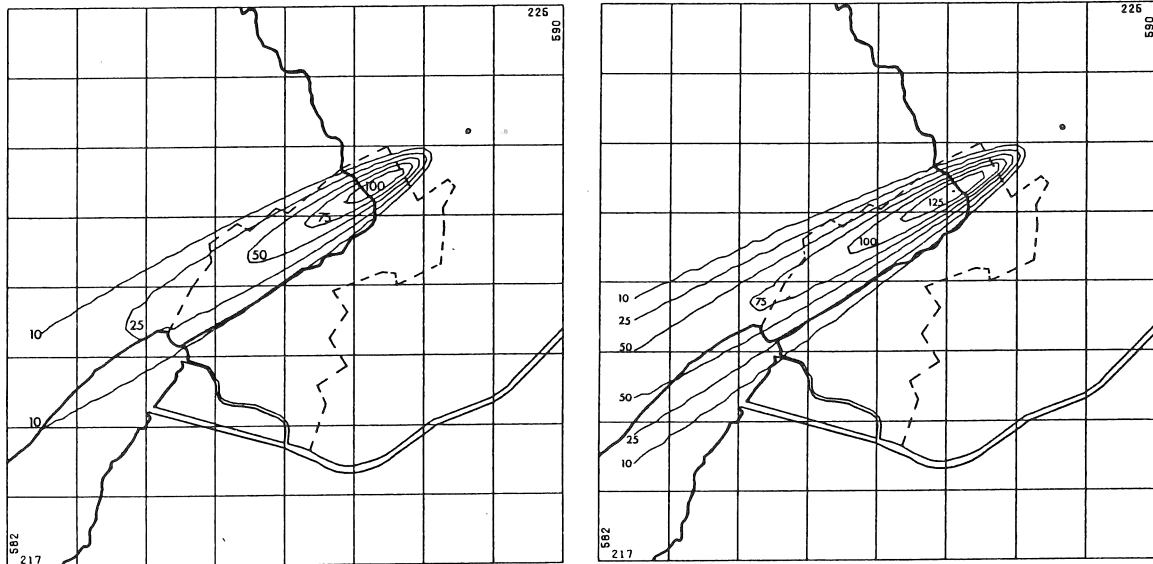
Bei bestimmten Lagen können die Schadstoffe aus hohen Kaminen völlig in stabilen Luftschichten in der Höhe verbleiben und zu keinen nennenswerten Konzentrationen in Bodennähe führen. Beim Abbau der stabilen Schicht können in diesem Fall auch in weiter Entfernung von der Quelle grosse Schadstoffmengen zum Boden gelangen und zu kurzzeitigen Belastungsspitzen führen. Diese Situation wird als 'fumigation' Effekt bezeichnet.

Bei den Hausbrandquellen führt eine Stabilisierung der Atmosphäre, die mit einer reduzierten vertikalen Ausbreitung verbunden ist, immer zu einer Zunahme der Konzentrationen. Wegen der geringen Quellhöhe kann sie ganz beträchtlich ausfallen. Für beide Quellenarten gilt zudem, dass die betroffenen Flächen mit zunehmender Stabilität stark ansteigen.

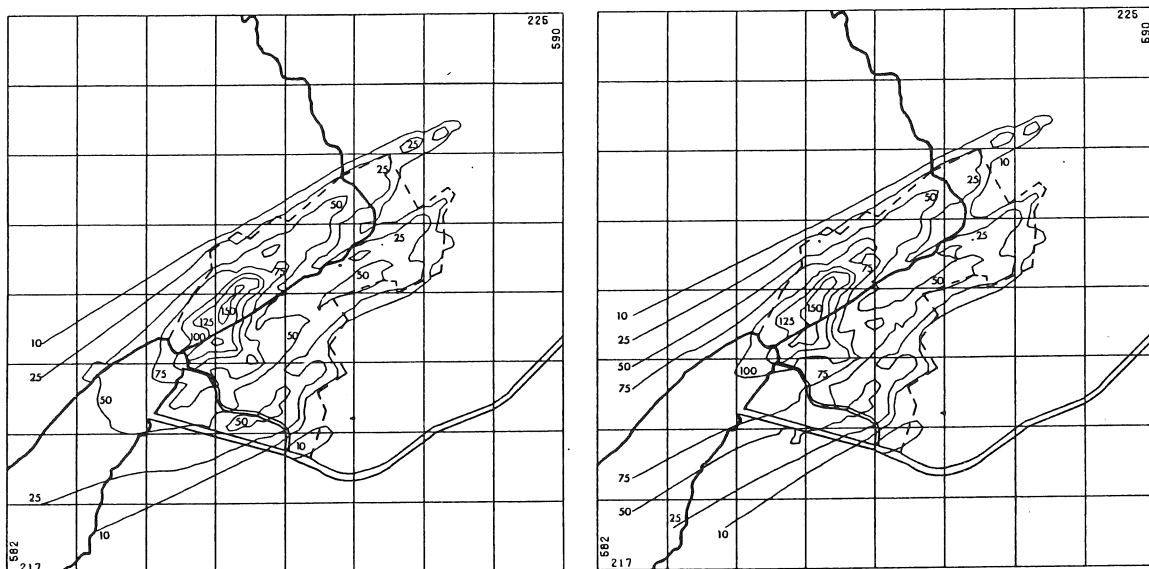
### 5.2.3 Inversionshöhe

Die Figur 22 und die Figur 23 zeigen die Wirkung einer Begrenzung des Ausbreitungsraumes in der Vertikalen.

In den Darstellungen links ist keine Begrenzung angenommen, rechts eine solche auf 200 m über Grund. Die Effekte sind bei beiden Emittentenarten ähnlich. Die maximalen Konzentrationen steigen nur leicht an. Grosse Zunahmen sind erst in Quellenferne zu beobachten. Die von mittelhohen Konzentrationen betroffenen Gebiete wachsen sehr stark. Es kann generell gesagt werden, dass eine tiefliegende Inversion in



Figur 22. Immissionskonzentration und Inversionshöhe (Einzelquelle).  
Links: ohne Begrenzung; rechts: Sperrschicht auf 200 m ü.Grund.



Figur 23. Immissionskonzentration und Inversionshöhe (Hausbrand).  
Links: ohne Begrenzung; rechts: Sperrschicht auf 200 m ü. Grund.

Quellennähe die Konzentrationen nur wenig beeinflusst, dass aber die quellenfernen Gebiete relative Belastungsspitzen erfahren.

Damit lässt sich der Einfluss der meteorologischen Faktoren gesamthaft folgendermassen charakterisieren. Bei einer Dominanz von Hausbrandquellen sind die höchsten Konzentrationen bei niedriger Windgeschwindigkeit und stabiler Schichtung zu erwarten. Mit zunehmender Entfernung von der Flächenquelle



wird die Inversionshöhe immer bedeutender. Demgegenüber sind bei grossen Einzelemittenten mit hohen Kaminen die Konzentrationsspitzen bei mittleren Windgeschwindigkeiten und labiler Schichtung zu erwarten. Im quellenfernen Bereich wird auch hier die Inversionshöhe zur kritischen Grösse.

### 5.3 VERGLEICH MODELL - REALITÄT

Für den Vergleich des Modells mit gemessenen Werten stehen bis jetzt zwei relativ kurze Wintermesskampagnen mit Messstationen im Stadtzentrum (Zentralplatz) und am Jurahang (Vogelsang) zur Verfügung. Obwohl die Kampagnen nur kurz waren, ergeben sie doch für die Station Zentralplatz fast 5000 und für Vogelsang gut 1400 brauchbare 1/2 h Werte der SO<sub>2</sub> - Konzentration. Diese Datenkollektive erlauben bereits einen aussagekräftigen Vergleich. Er soll sich dabei nicht nur auf die Gegenüberstellung von gerechneten und gemessenen Mittelwerten beziehen, sondern die ganze Summenhäufigkeitsverteilung miteinbeziehen. Dazu wird normalerweise ein logarithmisch-normalverteiltes Wahrscheinlichkeitsnetz verwendet, da sich darin die beobachteten Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen am ehesten einer Geraden nähern. Figur 24 zeigt die Verteilungen der gerechneten und gemessenen Werte für die beiden Stationen. Die Darstellung bezieht sich auf eine erste Version des Modells, für die bei Windgeschwindigkeiten über 1 m/s der Plume-Ansatz und bei solchen unter 1 m/s der Puff-Ansatz eingesetzt wurde.

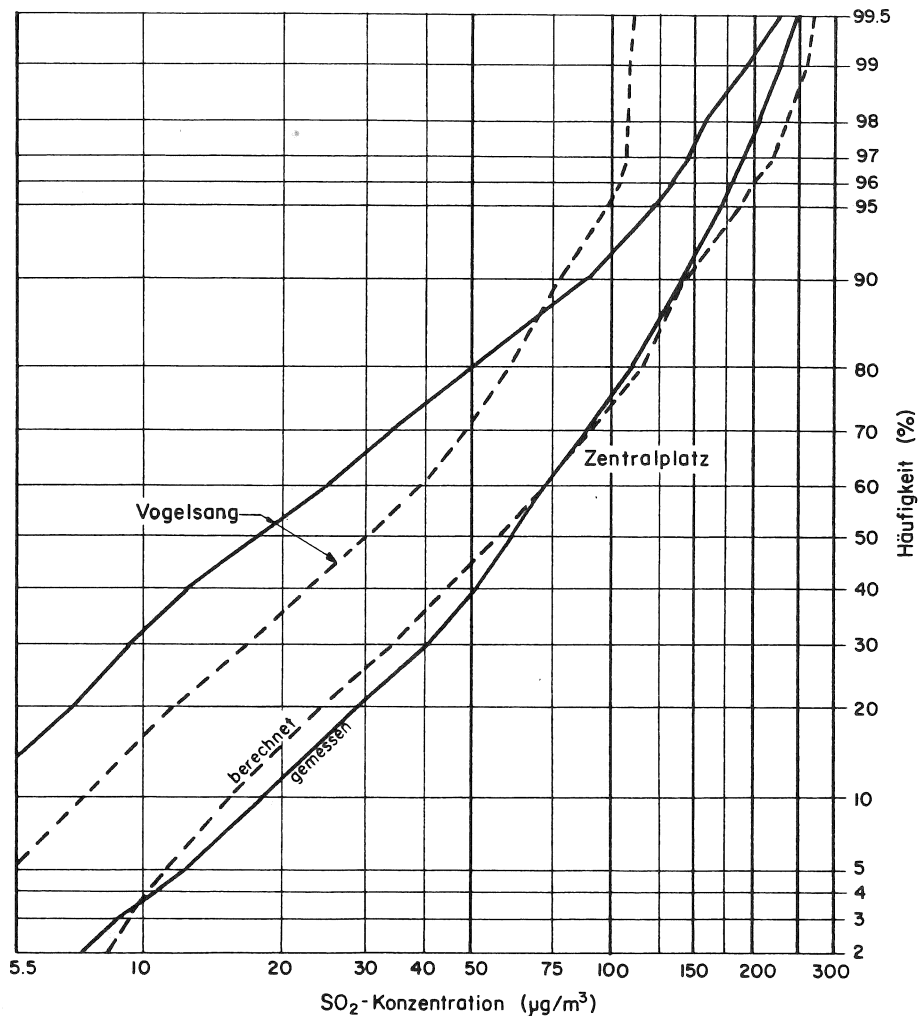
Im Wahrscheinlichkeitsnetz interessiert neben dem gesamten Verlauf vor allem die Übereinstimmung auf dem 95 % Quantil (Kurzzeitgrenzwert) und im Bereich des 60 - 70 % Quantils, in dem der Mittelwert des Gesamtkollektivs liegt<sup>26</sup>. Die Station Zentralplatz zeigt eine recht gute Übereinstimmung zwischen Modell und Realität. Die hohen Konzentrationen werden vom Modell leicht überschätzt und die tiefen unterschätzt<sup>27</sup>. Einen umgekehrten Verlauf kann man bei der Station Vogelsang beobachten. Die Übereinstimmung ist wesentlich schlechter. Das Modell vermag insbesondere die gemessenen Konzentrationsspitzen nicht zu erklären.

Auf der Suche nach der Ursache dieser Abweichung zeigte sich, dass die Behandlung der Fälle mit niedrigen Windgeschwindigkeiten die Schlüsselgrösse darstellt. In einer zweiten Version des Modells wurden diese Fälle versuchsweise ebenfalls mit dem Plume-Ansatz berechnet. Das Resultat des Ver-

---

<sup>26</sup> Wegen der sehr schiefen Verteilung weichen Mittelwert und Median stark voneinander ab.

<sup>27</sup> Abweichungen im tiefen Konzentrationsbereich weisen eher auf falsche Annahmen zur Backgroundkonzentration hin als auf Fehler im Modell selber.



Figur 24. Vergleich gemessener und berechneter  $\text{SO}_2$ -Konzentrationen, 1. Modellversion (Plume- und Puff-Ansatz kombiniert).

Messperioden:

Zentralplatz: 2.12.80-14.12.80; 1.10.81-31.12.81

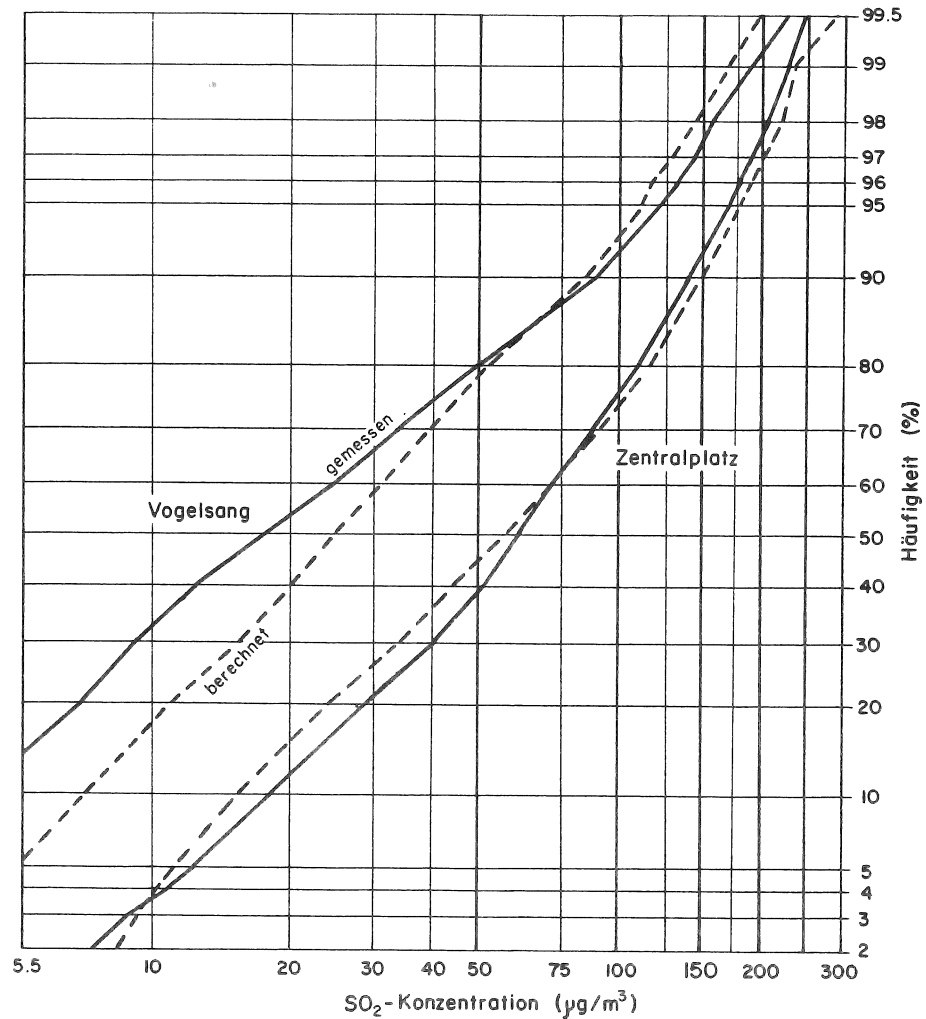
Vogelsang: 3.12.80-14.12.80; 8. 1.81-18. 1.81

2. 2.81- 8.2.81

gleichs der zweiten Modellversion mit den gemessenen Werten ist der Figur 25 zu entnehmen.

Es ist eine wesentliche Verbesserung gegenüber der letzten Figur festzustellen. Die Station Vogelsang zeigt nicht mehr dieselbe krasse Unterschätzung der hohen Werte und am Zentralplatz ist die Ueberschätzung im Bereich der hohen Konzentrationen leicht reduziert. Auch bei den tiefen Konzentrationen ist die Uebereinstimmung bei der Station Vogelsang etwas besser.

Dieses Versagen des Puff-Ansatzes bedarf einer kurzen Begründung. Die Annahme eines Verbleibens der Schadstoffe in Quellennähe mit einer langsamen allseitigen Ausbreitung, scheint selbst bei schwächsten Winden der Realität nicht zu entsprechen. Es darf offenbar immer mit einer definierten



Figur 25. Vergleich gemessener und berechneter SO<sub>2</sub>-Konzentrationen, 2. Modellversion (nur Plume-Ansatz). Messperioden wie in Figur 24.

Wegtransportrichtung gerechnet werden, die am leeseitigen Stadtrand zu maximalen Konzentrationen führt. Bei Südost- bis Südwinden liegt die Station Vogelsang im Lee der Stadt. Auch wenn diese Winde nur sehr schwach sind, so reichen sie aus, um die Schadstoffe gegen den Hang zu transportieren und in Kombination mit dem Terrain Spitzenwerte der Konzentration zu verursachen. Diese Fälle vermag der Puff-Ansatz nicht zu simulieren. Er modelliert die hohen Konzentrationen immer am Ort mit der maximalen Emission, also im Stadtzentrum.

Als untere Windgeschwindigkeitsschwelle wurde in der zweiten Modellversion ein Wert von 0.85 m/s gewählt (falls  $u < 0.85$  m/s, dann  $u = 0.85$  m/s). Er wurde so gewählt, dass der Mittelwert der Station Zentralplatz exakt wiedergegeben wird. Dies ist die einzige Kalibrierung, die am Gaussmodell vorge-

nommen wurde<sup>28</sup>. Die Tabelle 16 zeigt den Vergleich der wichtigsten Masszahlen.

Tabelle 16. Vergleich Modell - Realität, Mittelwert und 95 % Wert, Perioden siehe Figur 24, Werte in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ .

	Zentralplatz		Vogelsang	
	gemessen	berechnet	gemessen	berechnet
Mittelwert	72	72	34	36
95 % Wert	169	181	121	111

Vergleicht man die Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Werten der Tabelle 16 mit ähnlich gelagerten anderen Studien (REG. PLAN.GEM. UNTERMAIN 1977, RUFF 1983, HODANBOSI & BRODKEY 1984, WACKTER & MINOTT 1984), so kann von einer sehr guten Uebereinstimmung selbst für die Hangstation gesprochen werden. Dafür dürften 2 Gründe verantwortlich sein. Zum einen ist die Emissionsstruktur der Stadt Biel relativ einfach (wenige grosse Einzelquellen), und zum andern bilden der hochaufgelöste Emissionskataster und die umfangreichen meteorologischen Messungen eine ausgezeichnete Datenbasis. RUFF (1983) hat an den St.Louis - Daten gezeigt, dass nicht unbedingt Verbesserungen des Ausbreitungsmodells, sondern des Modellinputs (bessere Auflösung des Emissionskatasters) nötig sind, um die Resultate zu verbessern, was durch die Bieler Studie indirekt bestätigt wird.

#### 5.4 RESULTATE FUER DEN SCHADSTOFF SO<sub>2</sub>

Das Gaussmodell verlangt räumlich homogene meteorologische Inputvariablen. Dies bedeutet, dass für das ganze Untersuchungsgebiet dieselbe Windrose angenommen werden muss. In Biel gilt diese Annahme jedoch nicht (RICKLI 1982: 48f). In der Figur 26 (links) sind für die 3 Stationen mit Messungen über Dachniveau die mittleren Windrosen eingezeichnet.

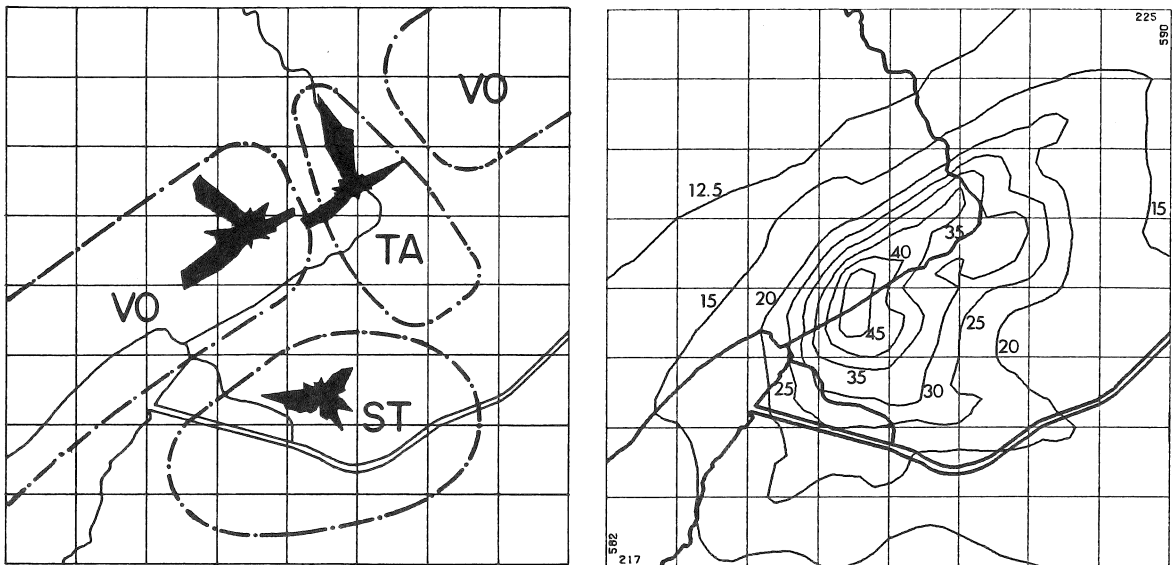
Im folgenden soll kurz gezeigt werden, wie die Winddaten aller 3 Stationen ins Gaussmodell eingebaut werden können. Das Verfahren basiert auf einem statistischen Ansatz, ist also nur auf ein Kollektiv vieler Einzelwerte anwendbar.

In einem ersten Schritt wird angenommen, dass die einzelnen Windrosen jeweils für das ganze Untersuchungsgebiet repräsentativ sind. Die resultierenden 3 Verteilungen der mitt-

---

<sup>28</sup> Bei einer Wahl der Schwelle bei 1 m/s wird der Mittelwert am Zentralplatz um 3  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  unterschätzt.

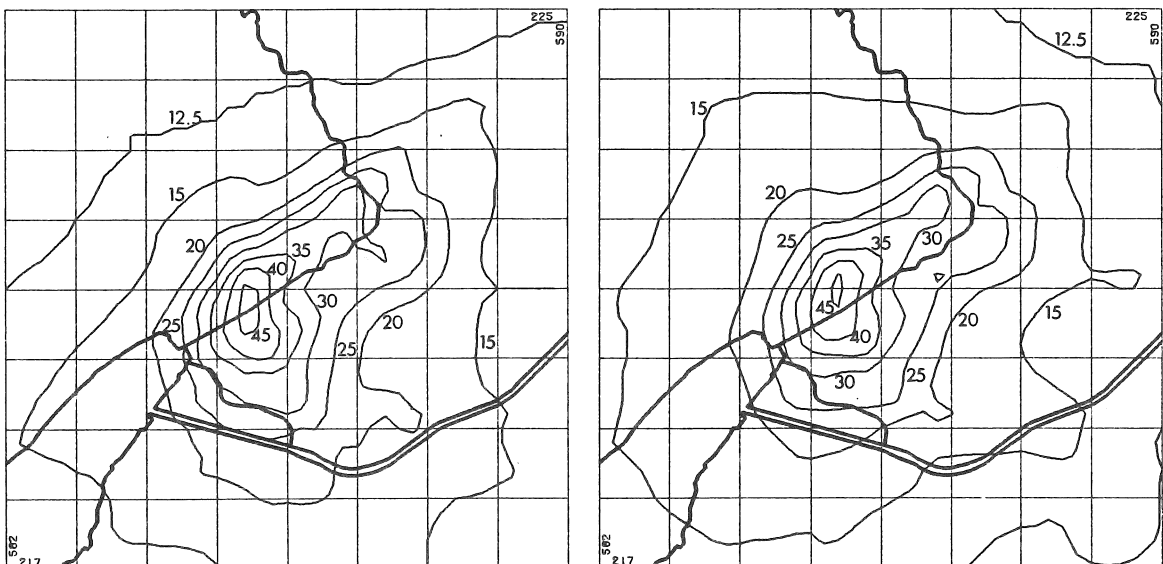
leren  $\text{SO}_2$ -Konzentration sind in der Figur 26 (rechts) und der Figur 27 dargestellt.



Figur 26. Windrosen und  $\text{SO}_2$ -Jahresmittel (Meteodaten Vogelsang).

Links: Windrosen der Stationen Vogelsang (VO), Taubenloch (TA) und Stadtgärtnerei (ST), Jahr 1981.

Rechts: Konzentrationsverteilung, berechnet mit den Meteodaten von Vogelsang.



Figur 27.  $\text{SO}_2$ -Jahresmittel (Meteodaten: Taubenloch resp. Stadtgärtnerei).

Links: Meteodaten Taubenloch; rechts: Stadtgärtnerei.

Die Konzentrationsmuster sind sich erstaunlich ähnlich, obwohl die Unterschiede in den Windrosen beträchtlich sind. Vor allem fällt auf, dass die Konzentrationen, berechnet mit Hilfe der Windrose der Stadtgärtnerei (SMA), am tiefsten sind, obwohl die Windgeschwindigkeiten dort kleiner sind als bei der Station Taubenloch. Daraus folgt, dass eine stark streuende Windrose über der Stadtgeometrie von Biel eine leichte Konzentrationsminderung zur Folge hat.

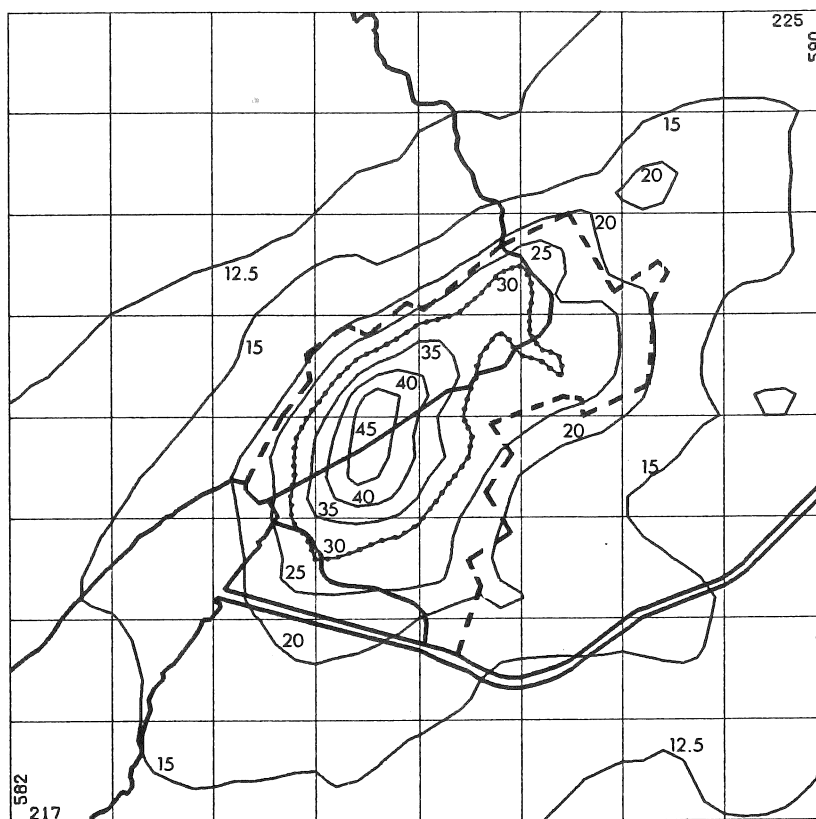
Um die 3 Verteilungen kombinieren zu können, werden in einem nächsten Schritt Gebiete definiert, in denen die einzelnen Windrosen als repräsentativ angesehen werden können. In Figur 26 (links) sind die Gebiete dick umrandet und mit den Anfangsbuchstaben der Stationen gekennzeichnet. Für das Gebiet zwischen Jurahang und den Hügeln des Mittellands, in dem auch der grösste Teil der Stadt liegt, dürfte die Station Vogelsang die Windverhältnisse gut wiedergeben (mit Ausnahme des Taubenlochausgangs). Darauf deutet auch die Auswertung der Daten des alten Standorts der SMA-Station im Stadtzentrum (EGLI & WANNER 1980: 8) hin. Dort ist ebenfalls eine ausgeprägte NE-SW Ausrichtung zu beobachten, die im Gegensatz steht zur diffusen Richtungsverteilung des heutigen Standorts der SMA-Station.

Die Kombination der Konzentrationsverteilungen geschieht nun folgendermassen:

Innerhalb des in der Figur 26 abgegrenzten Gebiets hat die definierende Station das Gewicht 1 und die anderen das Gewicht Null. In den Uebergangsbereichen wird interpoliert, indem jeder Station ein Gewicht kleiner 1 zugeordnet wird. Die Gewichtungsfaktoren werden aus der Distanz  $d$  zu den umrandeten Gebieten in der Form  $1/d^3$  berechnet, wobei die Summe der Gewichtungsfaktoren gleich 1 sein muss. Damit lassen sich die 3 Konzentrationsverteilungen sinnvoll kombinieren. Das nach diesem Verfahren berechnete Konzentrationsfeld, das die Information des meteorologischen Dateninputs optimal nutzt, ist in der Figur 28 wiedergegeben.

Die räumliche Verteilung des Jahresmittelwerts der  $\text{SO}_2$ -Bodenkonzentration kann direkt mit dem Langzeitgrenzwert ( $30 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ) der neuen LRV (1986: 65) verglichen werden. Die entsprechende Isolinie ist speziell gekennzeichnet. Im Kernbereich der Stadt ist dieser Grenzwert durchwegs überschritten.

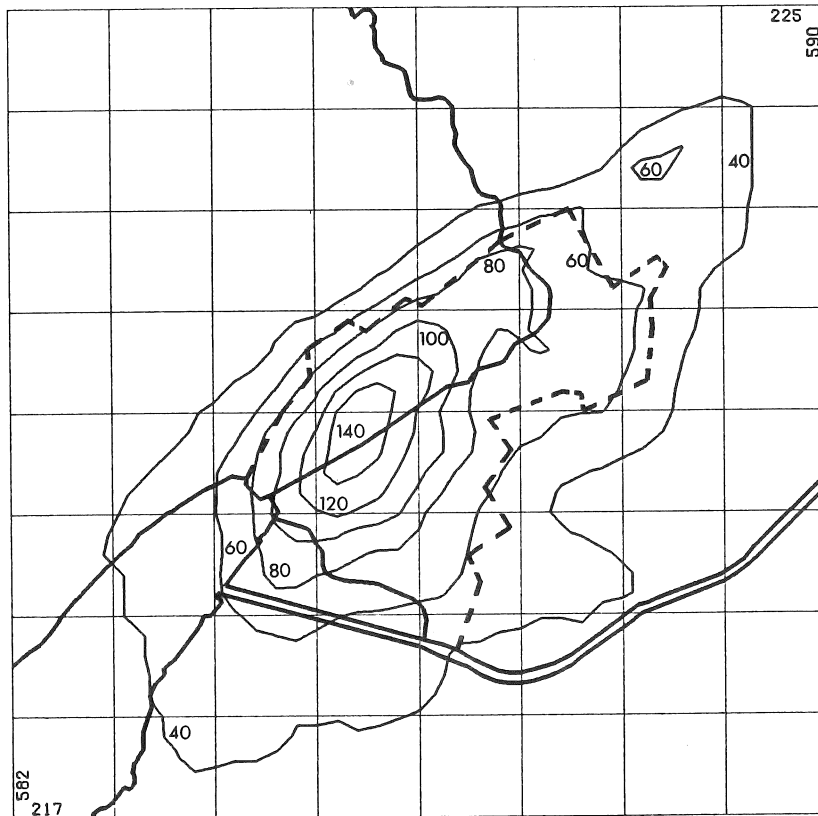
Die Maximalkonzentrationen im Stadtzentrum steigen auf knapp  $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$  an. Die  $\text{SO}_2$  - Werte in Biel sind damit vergleichbar mit jenen anderer, auch grösserer Schweizer Städte (BUS 1984a: 8). Bei einer Dominanz von Flächenquellen scheint die  $\text{SO}_2$ -Konzentration nicht sehr stark von der Stadtgrösse, sondern eher von der Bebauungs- und damit der Emissionsdichte abzuhängen. Weiter ist ein beträchtlicher Konzentrationsgradient zwischen Zentrum und Vorstadt festzustellen.



Figur 28. Jahresmittel der SO<sub>2</sub>-Bodenkonzentration in µg/m<sup>3</sup>. Meteorologischer Input: 3 Stationen kombiniert, inkl. Background von 11 µg/m<sup>3</sup>.

In Figur 29 ist ein zweites Hauptresultat dargestellt, nämlich der 95 % Wert der Summenhäufigkeitsverteilung. Er ist direkt vergleichbar mit dem Kurzzeitgrenzwert von 100 µg/m<sup>3</sup> (LRV 1986: 65). Die räumliche Verteilung ist sehr ähnlich zu jener des Jahresmittels. Das Gebiet mit einer Ueberschreitung des Grenzwerts ist etwas kleiner. Dieses Resultat zeigt, dass der Jahresmittelwert bereits einen Grossteil der Information enthält. Der Kurzzeitwert ist in etwa ein konstantes Vielfaches davon. Diese Aussage gilt jedoch nur dann, wenn die Flächenquellen überwiegen. In der Umgebung eines Grossemittenten ist ein anderes Verhältnis zwischen dem Kurzzeit- und dem Langzeitwert zu erwarten.

Weiter bietet das Modell die Möglichkeit, den Anteil verschiedener Quellengruppen an der Immissionskonzentration anzugeben. Die Gesamtkonzentration setzt sich zusammen aus dem Backgroundwert und den drei klassischen Emittentenarten Hausbrand, Industrie und Verkehr. Der Background gibt die Vorbelastung der ins Untersuchungsgebiet einflussenden Luftmassen wieder. Er lässt sich aus den ländlichen NABEL-Stationen Payerne und Tänikon (BUS 1984a: 8) zu zirka 11 µg/m<sup>3</sup> im Jahresmittel bestimmen. Der Anteil des Verkehrs an der SO<sub>2</sub>-Konzentration ist sehr gering. Die Anteile des Hausbrandes und der Industrie sind der Figur 30 zu entnehmen. Man kann deutlich sehen, dass der Hausbrand absolut dominiert



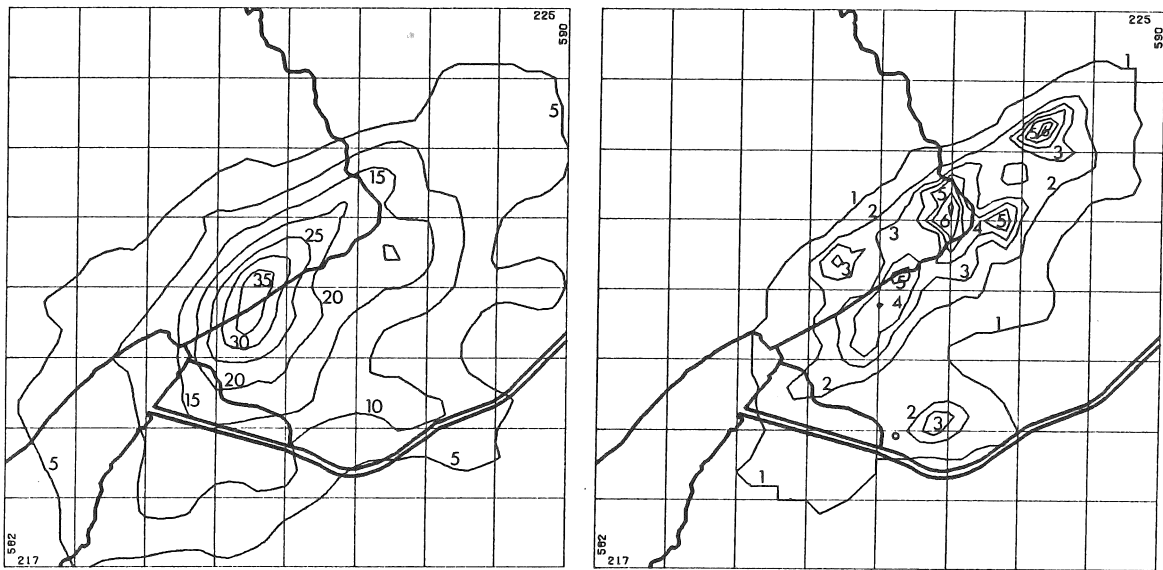
Figur 29. Kurzzeitwert der  $\text{SO}_2$ -Bodenkonzentration in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , 95 % Wert der Summenhäufigkeitsverteilung. Meteorologischer Input: 3 Stationen kombiniert, inkl. Background.

und die Industrie stark zurücktritt. Man beachte die unterschiedlichen Isolinienwerte.

Auf eine interessante Tatsache soll noch speziell hingewiesen werden. Die grösste Quelle des Untersuchungsgebiets, die Kehrichtverbrennungsanlage im Süden der Stadt (siehe Figur 9 auf S. 43) ist im Immissionsfeld der Figur 30 nur schwach zu erkennen. Nur im Osten der Quelle (Kreis) ist die Konzentration leicht erhöht, was auf die im Mittel stärkeren Westwinde zurückzuführen ist, die die Schornsteinüberhöhung reduzieren. Bei schwachen Winden steigen die heissen Abgase derart hoch, dass sie für die Bodenkonzentrationen fast irrelevant werden<sup>29</sup>. Diesem positiven Aspekt in Quellennähe steht jedoch der negative des Ferntransports gegenüber, die eine solche Quelle induziert, da sie sich einen grossen ver-

<sup>29</sup> Diese Aussage bezieht sich auf den Schadstoff  $\text{SO}_2$ . Kehrichtverbrennungsanlagen sind jedoch dadurch charakterisiert, dass sie eine Vielzahl von Schadstoffen emittieren. Das  $\text{SO}_2$  gehört dabei nicht zu den gefährlichsten. Für die giftigsten Substanzen kann selbst die grosse effektive Quellhöhe noch ungenügend sein.





Figur 30. SO<sub>2</sub>-Jahresmittel nach Quellengruppen in µg/m<sup>3</sup>.  
Links: Hausbrand; rechts: Industrie.

tikalen Ausbreitungsraum erschliesst. Zudem werden die Schadstoffe im Herbst und Winter sehr oft direkt in die Hochnebelschicht abgegeben, was durch die Nebelmeerfilme sehr schön belegt ist. Sie bleiben in dieser Schicht gefangen und erfahren wegen der hohen Feuchte intensive chemische Umwandlungen. Kommen sie mit den Hängen in Kontakt, dann können dort hohe Belastungsspitzen auftreten. Diese Aspekte werden heute im Zusammenhang mit dem Problem des Waldsterbens als kritisch angesehen, so dass dem positiven Aspekt der Entlastung im Nahbereich der Quelle eine ganze Anzahl negativer Wirkungen im Fernbereich gegenübersteht. Die Politik der hohen Schornsteine als Alternative zur Emissionsminderung wird deshalb heute scharf kritisiert und ist zu Recht abzulehnen.

### 5.5 RESULTATE FUER DIE SCHADSTOFFE NO<sub>x</sub> UND NO<sub>2</sub>

Als NO<sub>x</sub> wird die Summe aller Stickoxide, im wesentlichen Stickstoffmonoxid NO und Stickstoffdioxid NO<sub>2</sub>, bezeichnet. Im Emissionskataster wird nicht zwischen den beiden Komponenten unterschieden, sondern nur die Summe aller Stickoxide angegeben. Wichtig ist dabei zu wissen, dass das emittierte NO<sub>x</sub> als NO<sub>2</sub>-Massenstrom angegeben wird (AGV 1982: 95), obwohl es an der Quelle zu meist mehr als 95 % als NO vorliegt. Auf der Immissionsseite interessiert demgegenüber vor allem das NO<sub>2</sub>, für das auch Grenzwerte festgelegt werden. Dies bedeutet, dass auch einfache Modelle Annahmen zur NO → NO<sub>2</sub> Umwandlung machen müssen.

Weiter ist wegen der speziellen Emissionssituation des Verkehrs (bodennahe Linienquellen), zwischen den Strassenrand-

konzentrationen und der Belastung abseits der Strassen zu unterscheiden. Das Gaussmodell der Form, wie es im letzten Kapitel auf die SO<sub>2</sub>-Emissionen angewendet wurde, kann nur letztere simulieren und zudem nur die Summe der Stickoxide (NO<sub>x</sub>). Im folgenden werden zuerst diese NO<sub>x</sub>-Resultate vorgestellt. In einem zweiten Schritt soll die Berechnung der strassennahen Konzentrationen ins Modell eingebaut und die Aussage auf das NO<sub>2</sub> erweitert werden.

### 5.5.1 NO<sub>x</sub>-Konzentrationen abseits der Strassen

Als Gebiet abseits von Strassen werden jene Flächen definiert, die mindestens 150 m von einer Hauptverkehrsachse entfernt liegen. Die Figuren dieses Kapitels beziehen sich auf dieses Gebiet. Im strassennahen Bereich geben sie nur einen Teil der Belastung wieder. Es handelt sich damit gewissermassen um eine Grundbelastung, der man ausgesetzt ist, ohne dass man sich in unmittelbarer Quellennähe (d.h. an den Hauptverkehrsachsen) befindet. Dort muss eine Zusatzbelastung addiert werden, die die Grundbelastung wesentlich erhöhen kann (siehe Kap. 5.5.2 auf S. 85).

Der Figur 28 auf S. 79 entsprechend, ist in der Figur 31 der Jahresmittelwert der NO<sub>x</sub>-Konzentration<sup>30</sup> dargestellt. Das Konzentrationsfeld ist wesentlich verschieden von demjenigen des SO<sub>2</sub>, was auf die unterschiedliche Emissionssituation zurückzuführen ist. Die Werte der Figur 31 sind nicht direkt vergleichbar mit dem NO<sub>2</sub>-Grenzwert, da die Summe von NO und NO<sub>2</sub> dargestellt ist. Der Kurzzeitwert (Figur 32) zeigt auch hier ein ähnliches Bild wie das Jahresmittel.

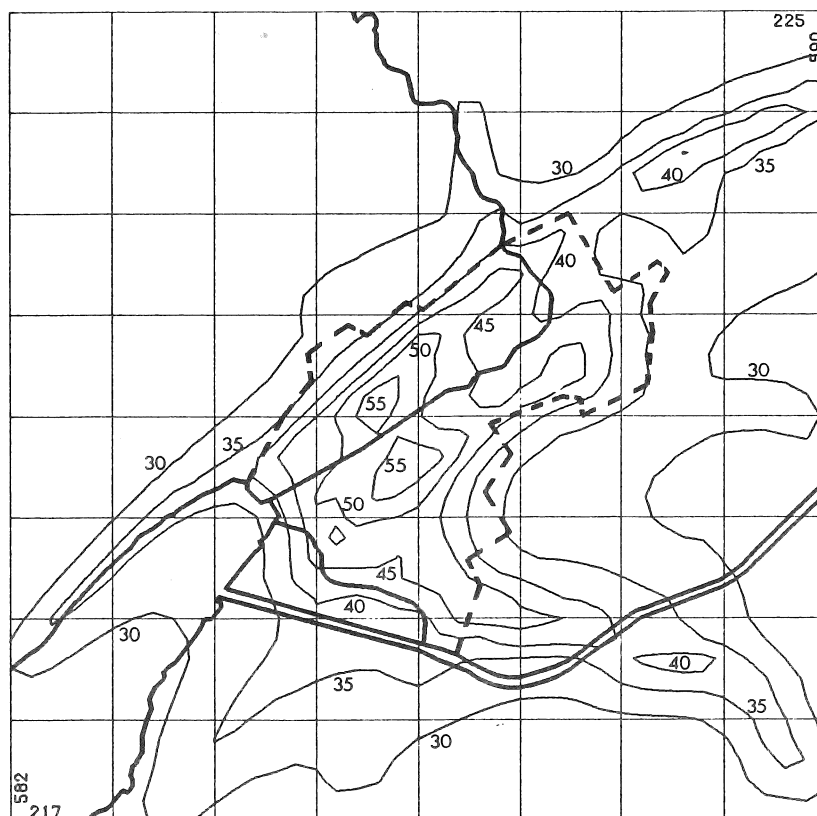
Interessant ist hingegen die Aufteilung der Gesamtkonzentration in die Komponenten Background, Hausbrand, Industrie und Verkehr. Dazu ist folgendes zu bemerken:

- Die Background-Konzentration ist, im Gegensatz zu den Verhältnissen beim Schwefeldioxid, nicht einfach zu bestimmen. An den ländlichen NABEL-Stationen Payerne und Tänikon fehlen Stickoxidmessungen. An der dritten ländlichen Station Sion werden ca. 30 µg/m<sup>3</sup> NO<sub>2</sub> und 16 µg/m<sup>3</sup> NO im Mittel über die Jahre 1981-83 gemessen (BUS 1984a: 12, 14). Das Mittel über denselben Zeitraum der ländlichen Station in Anieres GE beträgt 16 µg/m<sup>3</sup> NO<sub>2</sub> und 24 µg/m<sup>3</sup> NO (INST. d'HYG. 1985: 3). Diese gemessenen Stickoxidwerte dürften zum Teil von lokalen Quellen beeinflusst sein und nicht den Background für das Schweizerische Mittelland wiedergeben<sup>31</sup>. Die Beispiele zeigen,

---

<sup>30</sup> angegeben als NO<sub>2</sub>.

<sup>31</sup> Die NO<sub>2</sub>-Werte der tiefliegenden ländlichen Stationen des deutschen Messnetzes liegen bei 8 - 13 µg/m<sup>3</sup> (UBA 1984:

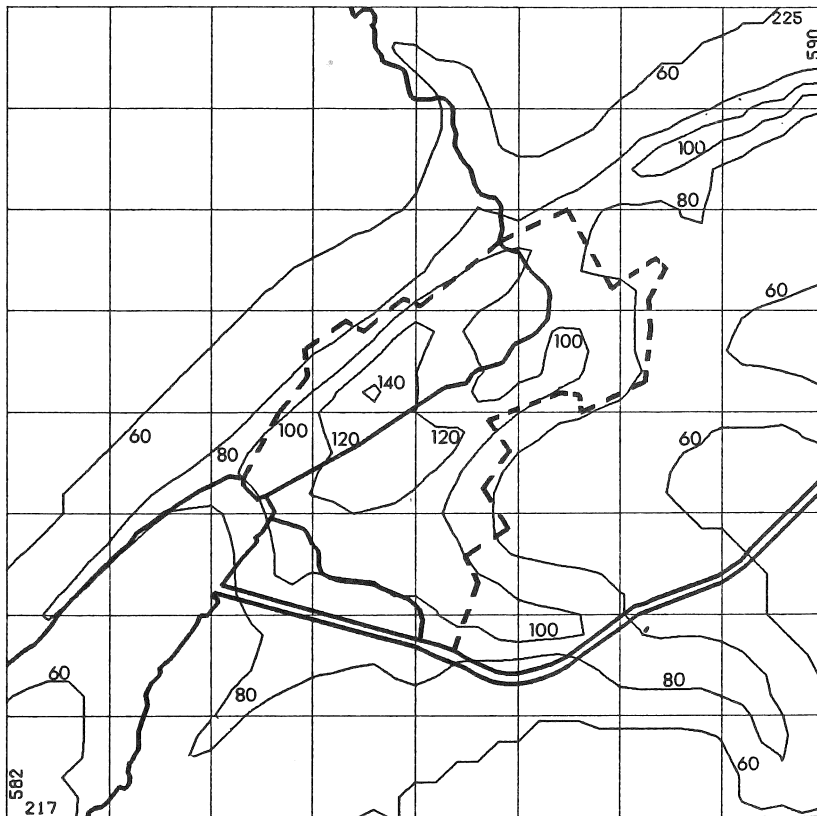


Figur 31. Jahresmittel der  $\text{NO}_x$ -Bodenkonzentration in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , berechnet wie Figur 28, inkl. Background von  $25 \mu\text{g}/\text{m}^3$ .

dass die Werte von Station zu Station stark schwanken. Das EDI (1984: 73) geht von einem Mittelwert für die ländlichen Gebiete des Schweizerischen Mittellandes von  $20 - 30 \mu\text{g}/\text{m}^3 \text{NO}_2$  aus. Dieser gegenüber dem  $\text{SO}_2$  wesentlich erhöhte Background lässt sich durch die andere räumliche Emissionsverteilung erklären. Mehr als die Hälfte der  $\text{NO}_x$ -Emission erfolgt heute ausserhalb der Städte im ländlichen Raum.

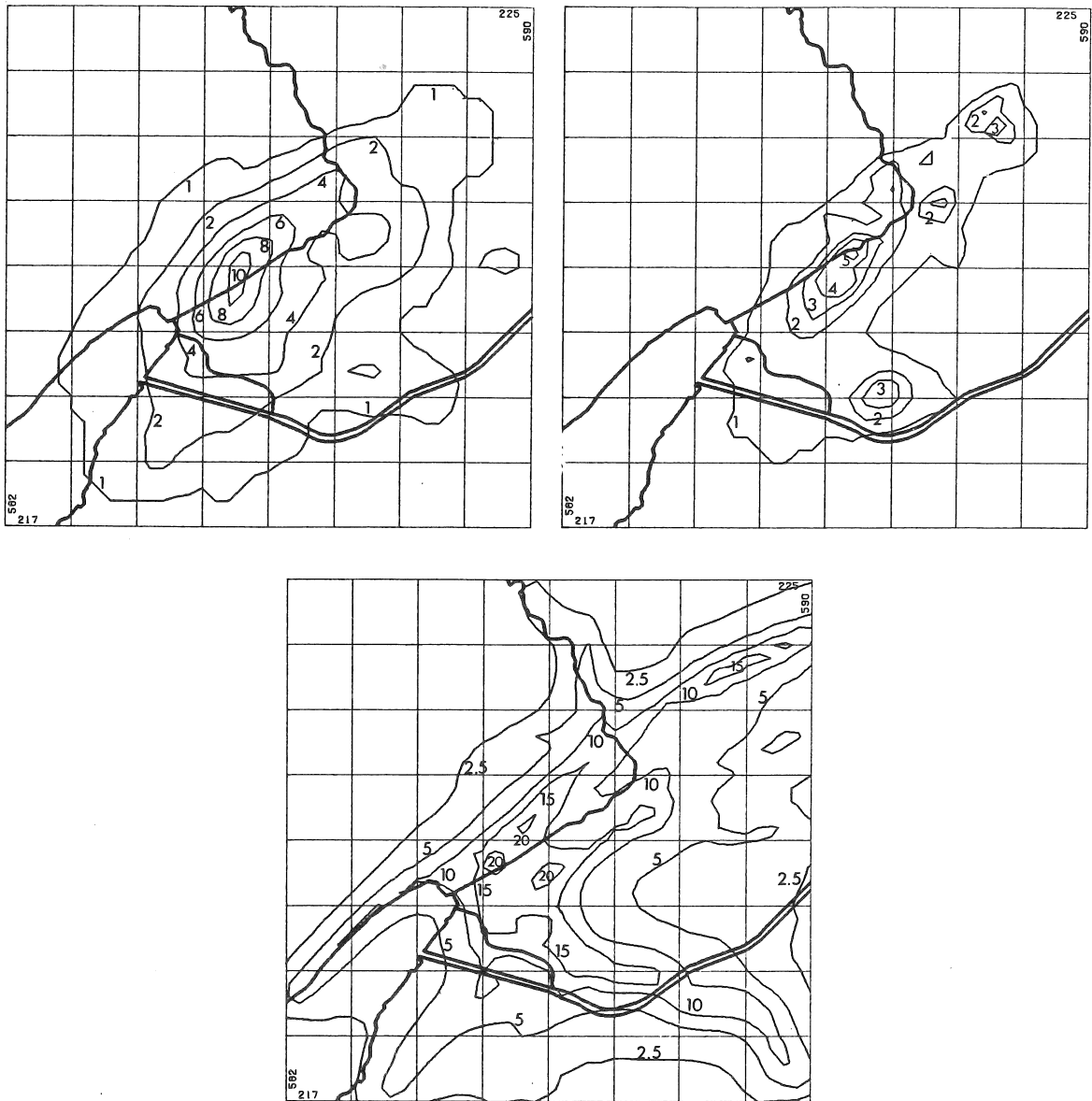
In dieser Arbeit wurde ein Backgroundpegel von  $20 \mu\text{g}/\text{m}^3 \text{NO}_2$  und  $5 \mu\text{g}/\text{m}^3 \text{NO}$  (angegeben als  $\text{NO}_2$ ) angenommen. Der tiefe  $\text{NO}$ -Pegel begründet sich aus der Tatsache, dass die Oxydation des  $\text{NO}$  rasch erfolgt und in Quellenferne die  $\text{NO}$ -Konzentrationen klein sind. Damit gilt, dass die von ausserhalb des Untersuchungsgebiets stammende Stickoxidbelastung einen beträchtlichen Teil der in der Figur 31 dargestellten Konzentrationen ausmacht (dort ist der Backgroundpegel eingeschlossen).

11f). Messungen an einer ländlichen Station in England ergeben folgende Mittelwerte (MARTIN & BARBER 1981, Periode 1978-1979):  $\text{SO}_2$   $30 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ,  $\text{NO}$   $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ,  $\text{NO}_2$   $18 \mu\text{g}/\text{m}^3$ .



Figur 32. Kurzzeitwert der  $\text{NO}_x$ -Bodenkonzentration in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , 95 % Wert der Summenhäufigkeitsverteilung, berechnet wie Figur 29.

- Die Hausbrandimmissionen (Figur 33 links oben) sind ähnlich der  $\text{SO}_2$ -Verteilung, nur um einen Faktor 3 geringer. Im Stadtzentrum ist der Beitrag des Hausbrandes mit  $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$  im Jahresmittel nicht mehr vernachlässigbar gering.
- Die durch die Industrie verursachten Immissionen sind wie beim  $\text{SO}_2$  sehr gering. Man beachte die unterschiedlichen Isolinienwerte der verschiedenen Figuren.
- Wird die  $\text{SO}_2$ -Konzentration im wesentlichen durch die Hausbrandemission bestimmt, so ist es beim  $\text{NO}_x$  der Verkehr (Figur 33 unten). Die Hauptverkehrsachsen bilden sich sehr deutlich ab. Die maximalen Werte sind nicht mehr nur auf das Stadtzentrum beschränkt. Hohe Werte treten ebenfalls an den am stärksten befahrenen Ausfallstrassen auf.



Figur 33.  $\text{NO}_x$ -Jahresmittel nach Quellengruppen in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ .  
 Links oben: Hausbrand; rechts oben: Industrie;  
 unten: Verkehr.

### 5.5.2 Strassennahe $\text{NO}_x$ - und $\text{NO}_2$ -Konzentrationen

Zu dem im letzten Kapitel gezeigten strassenfernen Schadstoffpegel kommt an jeder stärker befahrenen Strasse eine Zusatzbelastung hinzu, die es im folgenden zu bestimmen gilt. Ziel ist die Berechnung des Beitrags einer einzelnen Strasse zum Jahresmittel der  $\text{NO}_x$  und  $\text{NO}_2$ -Konzentration. In diesem Kapitel interessiert nur der quellennahe Bereich ( $x < 150 \text{ m}$ ).

Ausgangspunkt für die Berechnung ist das Gaussmodell für eine Linienquelle. Für Winde quer zur Linienquelle gilt:

$$57) \quad C_{lin} = \frac{\sqrt{2}Q}{\sqrt{\pi}\sigma_z u} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right)$$

Q wird, in Abweichung zur Gleichung 42) für die Einzelquelle, hier in  $\mu\text{g}/\text{ms}$  angegeben. Der wichtigste Parameter in Gl. 57) ist  $\sigma_z$ . Zu seiner Bestimmung können nicht die Angaben aus der Tabelle 12 auf S. 58 benutzt werden, da diese erst für  $x > 100$  m gelten. Es gibt jedoch ausgezeichnete Untersuchungen über das  $\sigma_z$ -Verhalten in Strassennähe (CHOCK 1978, NOLL et al. 1978, RAO & KEENAN 1980, BENSON 1982). Im folgenden werden die  $\sigma_z$ -Werte von RAO & KEENAN (1980: 249) für den neutralen Fall verwendet. Die Werte für die anderen Ausbreitungsklassen sind nur unwesentlich verschieden, dies im Gegensatz zu den in Tabelle 12 angegebenen Werten. Damit lässt sich eine mittlere normierte Konzentration  $C \cdot u / Q$  bestimmen, die die Abnahme der Konzentration mit zunehmender Distanz von der Strasse wiedergibt ( $\text{NO}_x$  in Figur 34).

Als zweites muss eine Annahme über die Oxydationsrate des primär emittierten NO zu  $\text{NO}_2$  getroffen werden. Dabei spielt das Ozonangebot eine entscheidende Rolle (COLE & SUMMERHAYS 1979). Für die Emissionsstärke von Linienquellen darf angenommen werden, dass bereits der natürliche Ozonbackground in den meisten Fällen für die Oxydation ausreicht und sich rasch das photostationäre Gleichgewicht zwischen NO,  $\text{NO}_2$  und  $\text{O}_3$  einstellt. Die  $\text{NO} \rightarrow \text{NO}_2$  Umwandlung weist dabei Halbwertszeiten in der Grössenordnung von 25 s auf (siehe "Ein einfacher chemischer Reaktionsmechanismus" auf S. 117 und KOLAR 1981: 87).

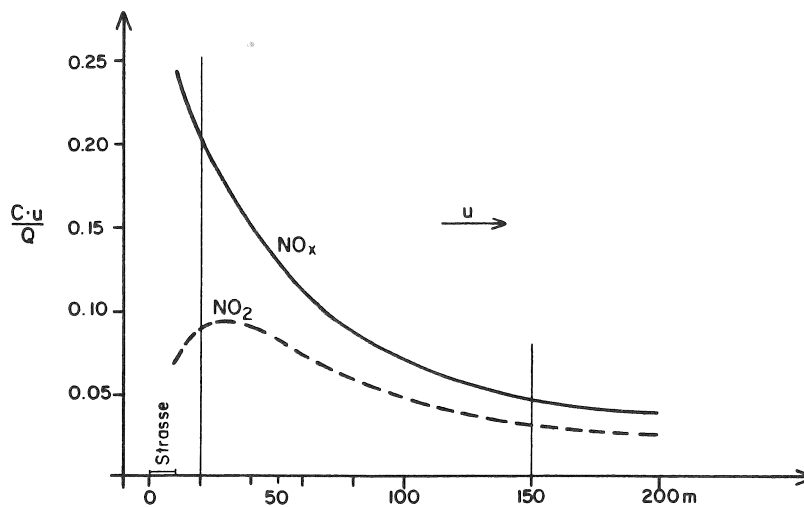
Weiter wird angenommen, dass im Jahresmittel 2/3 der strassenfernen  $\text{NO}_x$ -Belastung (Figur 31) als Stickstoffdioxid vorliegt. Dieses Verhältnis lässt sich aus den NABEL-Daten (BUS 1984a) ableiten. Die  $\text{NO}_x$ -Zusammensetzung am Auspuff eines Autos beträgt 95 % NO und 5 %  $\text{NO}_2$ .

Alle diese Annahmen zusammen führen zu den in Figur 34 gezeichneten Kurven. Die eine gibt die Abnahme der  $\text{NO}_x$ -Werte als Funktion von der Distanz zur Strasse wieder und die andere zeigt das Verhalten des Schadstoffs  $\text{NO}_2$ , der mit tiefen Werten beginnt, ansteigt und wieder abnimmt. Als Zusatzbelastung wird nun die Differenz der Werte zwischen  $x=20$  m und  $x=150$  m definiert. Es ergibt sich:

$$58) \quad \text{für } \text{NO}_x: \frac{C \cdot u}{Q} = 0.156; \quad \text{für } \text{NO}_2: \frac{C \cdot u}{Q} = 0.053$$

Die Zusatzbelastung beim  $\text{NO}_x$  ist damit wesentlich grösser als beim  $\text{NO}_2$ . Man vergleiche dazu die in Figur 3 auf S. 8 wiedergegebenen Messungen.

Um Figur 34 verallgemeinern zu können, müssen noch 3 weitere Punkte diskutiert werden:



Figur 34. Normierte  $\text{NO}_x$ - und  $\text{NO}_2$ -Konzentrationen an Strasse.

- Bei einer Windrichtung parallel zur Strasse versagt Gl. 57). Einen Vorschlag für die Behandlung dieser Situation gibt CHOCK (1978: 826). Aus Messungen von SISTLA et al. (1979: 673) kann abgeleitet werden, dass bei strassenparallelen Winden die Konzentrationen am Strassenrand bis 50 % höher liegen können als bei einer Windrichtung senkrecht zur Strasse.
- Bei Winden quer zur Strasse ist die Belastung auf der Leeseite am grössten. Am luvseitigen Strassenrand ist sie wohl reduziert, jedoch bei weitem nicht Null. Der Transport gegen den Wind kommt durch die intensive bodennahe Turbulenz zustande. Um ein luv- und leeseitiges Mittel zu bestimmen, müssen die Faktoren in Gl. 58) um ca. 20 - 40 % reduziert werden<sup>32</sup>.

Es darf mit gutem Recht angenommen werden, dass sich die beiden oben aufgeführten Effekte im Jahresmittel in etwa aufheben.

- Die Figur 34 gibt die Verhältnisse in unbebautem Gelände wieder. Sie dürften an Strassen mit niedriger bis mittlerer Bebauungsdichte, wo der reduzierten Windgeschwindigkeit eine durch die Hindernisse erhöhte Turbulenz gegenübersteht, nicht wesentlich anders sein. Für eigentliche Strassenschluchten gelten die Grundannahmen jedoch nicht mehr. Dort dürften die Konzentrationen ge-

<sup>32</sup> Wären die luvseitigen Konzentrationen Null, so müssten die Werte der Gl. 58) für die Bestimmung eines Langzeitmittels halbiert werden, da in grober Näherung ein räumlich fixer Rezeptor zu je 50 % der Zeit im Luv resp. im Lee der Linienquelle steht.

genüber den Annahmen in der Figur 34 erhöht sein. Grobe Abschätzungen nach der empirischen Formel von HANNA (1975: 217) deuten jedoch auf keine dramatische Erhöhung hin. Im Gegensatz dazu ist aus den in PELLI (1984) publizierten Graphiken eine massive Zunahme vor allem in engen Strassenschluchten zu erwarten. Wegen der grossen Unsicherheiten in diesen empirischen Ansätzen wurde für die Strassenschluchten ebenfalls der vorne beschriebene Ansatz verwendet, was eine Unterschätzung der Konzentrationen zur Folge haben dürfte.

Damit gilt es nurmehr, in Gl. 58 die Windgeschwindigkeit  $u$  zu kennen. Relevant dafür sind Windmessungen auf einer Höhe von 3 - 5 m über Grund. Als Referenzstation dient der Windmesser im Bözingenmoos. Er misst die Windstärke auf 3 m über Grund in offenem Gelände niedriger Rauhmigkeit. Das Jahresmittel der Geschwindigkeit beträgt dort 1.5 m/s. Die räumliche Interpolation dieses Wertes wurde über eine Schätzung der Rauhmigkeit derart gewählt, dass in Gebieten mit grösster Rauhmigkeit (Stadtzentrum) eine Reduktion auf 1 m/s angenommen wurde. Aus dynamischen Ueberlegungen ist diese Reduktion angebracht, bedenkt man jedoch, dass wegen der erhöhten Rauhmigkeit die Turbulenzintensität wächst und damit  $\sigma_z$  zunimmt, so ist bei Verwendung konstanter  $\sigma_z$ -Werte wahrscheinlich keine derart starke Reduktion von  $u$  angebracht. Wenn sie trotzdem aufrechterhalten blieb, so nur deshalb, weil so die Unterschätzung der Konzentration im Strassenschluchtbereich zum Teil kompensiert werden dürfte.

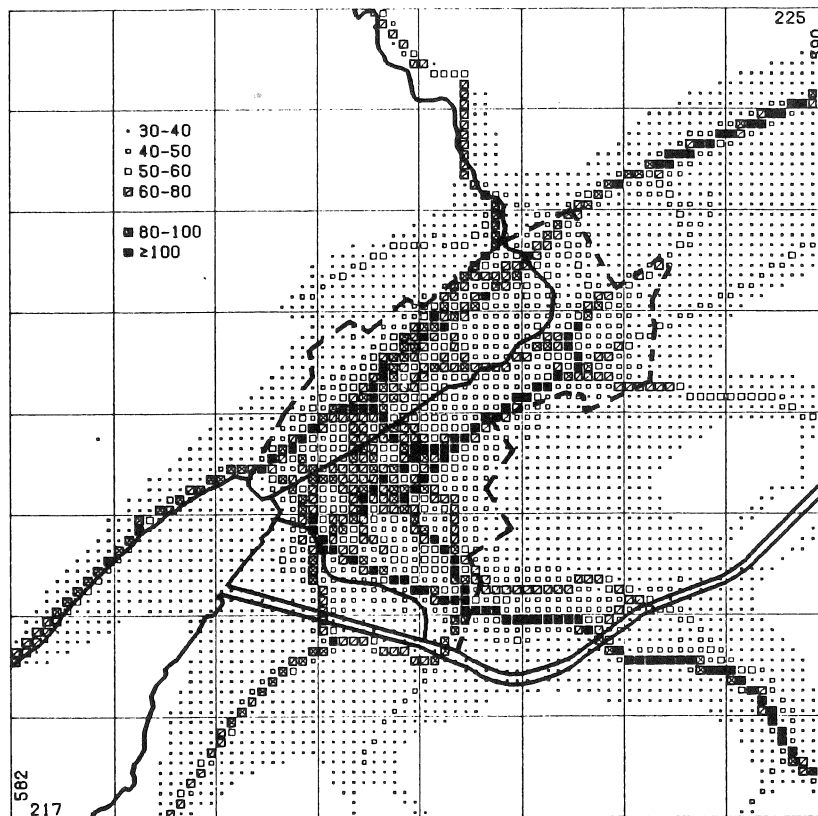
Die Emissionsstärke  $Q$  in Gl. 58) kann aus der Verkehrsemission, die für jede Hektare bekannt ist, leicht berechnet werden.

Die nach dem eben beschriebenen Verfahren gewonnenen Resultate sind in der Figur 35 für die  $\text{NO}_x$ -Gesamtbelastung und in der Figur 36 für die  $\text{NO}_2$ -Gesamtbelastung zu finden. Wegen der dominierenden Linienquellen musste eine neue Darstellungsart gewählt werden. Jede Signatur entspricht dem Mittelwert der Belastung einer Hektare.

Die  $\text{NO}_2$ -Werte sind direkt vergleichbar mit dem Grenzwert von  $30 \mu\text{g}/\text{m}^3$  aus der LRV (1986). Er wird an allen verkehrsreichen Strassen überschritten, im Stadtzentrum auch abseits der Hauptverkehrsachsen. Die Maximalwerte liegen zwischen 70 und  $80 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Die punktierte Fläche in Figur 37 entspricht den Gebieten mit  $\text{NO}_2$ -Werten  $> 40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , wo also eine deutliche Grenzwertüberschreitung zu beobachten ist. Bei der Beurteilung aller dieser Karten ist deutlich darauf hinzuweisen, dass der  $\text{NO}_2$ -Background, der von Emissionen ausserhalb des Untersuchungsgebiets stammt, mit  $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$  bereits mehr als die Hälfte des Grenzwertes ausmacht, was auf die grundsätzlich erhöhte  $\text{NO}_2$ -Belastung im Schweizerischen Mittelland hinweist.

Betrachtet man nur den Anteil des Verkehrs im Untersuchungsgebiet, so ergibt sich das Bild der Figur 38. Es sind noch immer Spitzenwerte über  $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$  zu beobachten. Sie

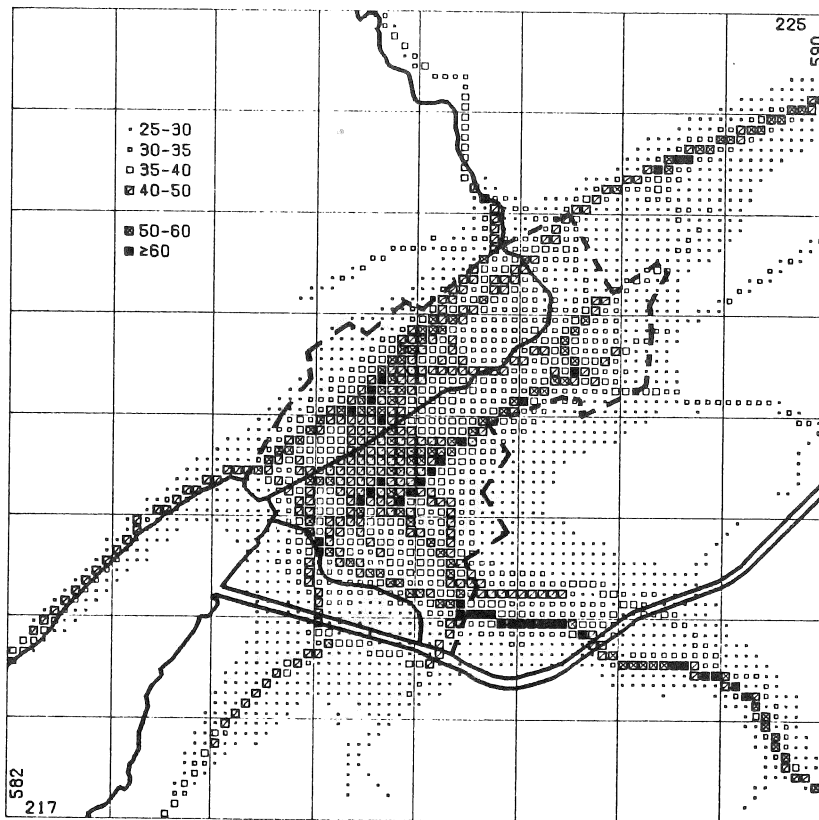




Figur 35. Jahresmittel der  $\text{NO}_x$ -Bodenkonzentration in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , inkl. der strassennahen und der Background-Belastung von  $25 \mu\text{g}/\text{m}^3$ .

treten nicht im Stadtzentrum, sondern an den Ausfallstrassen an der Stadtgrenze auf. Diese Verteilung ist durch den  $\text{NO}_x$ -Ausstoss bedingt, der dort wegen den erhöhten Fahrgeschwindigkeiten und der noch immer hohen Verkehrsfrequenz sein Maximum erreicht.

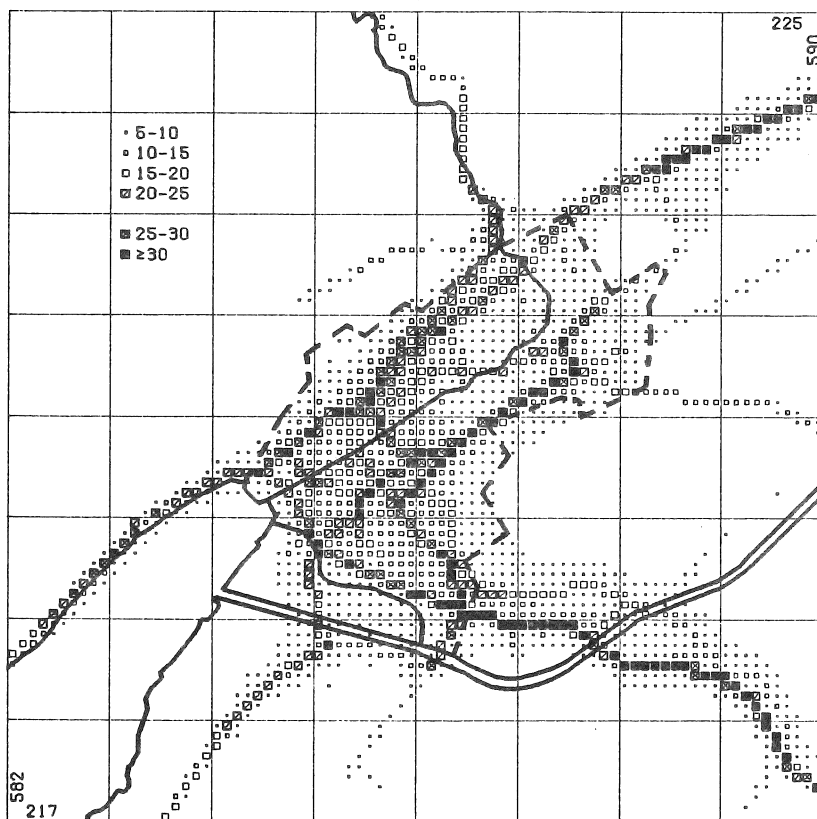
Vergleicht man die  $\text{SO}_2$ - mit den  $\text{NO}_2$ -Resultaten, so muss festgehalten werden, dass der kritischere Schadstoff heute das  $\text{NO}_2$  ist und nicht mehr das  $\text{SO}_2$ . Insbesondere ist die  $\text{NO}_2$ -Belastung entlang der Hauptverkehrsachsen bedenklich hoch.



Figur 36. Jahresmittel der  $\text{NO}_2$ -Bodenkonzentration in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , inkl. der strassennahen und der Background-Belastung von  $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ .



Figur 37. Gebiet mit  $\text{NO}_2$ -Konzentrationen  $> 40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ .



Figur 38. Jahresmittel der  $\text{NO}_2$ -Bodenkonzentration (nur Verkehr), Werte in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , ohne Background.

## 6.0 DIE MODELLIERUNG VON KURZZEITSPITZEN DER SCHADSTOFFBELASTUNG (PARTIKEL-TRAJEKTORIEN-MODELL)

Das Gaussmodell, wie es in den letzten beiden Kapiteln formuliert und angewendet wurde, liefert bei der Modellierung eines grösseren Kollektivs von Einzelwerten gute bis sehr gute Resultate. Es basiert auf der Simulation einer Abfolge wohldefinierter stationärer und homogener Einzelzustände. Uebergangssituationen, wie z.B. der Wechsel von Hangauf- zu Hangabwinden, kann es grundsätzlich nicht wiedergeben. Solche Situationen sind jedoch oft durch das Auftreten von Konzentrationsspitzen gekennzeichnet, deren Simulation wertvoll wäre. Auch terraininduzierte Konzentrationsspitzen können mit dem Gaussmodell nur bedingt simuliert werden. Dasselbe gilt für die Bestimmung der Ozonkonzentrationen. Die Modellierung von Spezialfällen ist damit nur bedingt möglich. Erweiterungen des Grundmodells vom Gauss'schen Typ sind denkbar, sie bleiben jedoch oft Stückwerk und können vom Standpunkt eines vertieften Verständnisses der Ausbreitungsprozesse her nicht befriedigen.

Deshalb wird im folgenden ein Modelltyp vorgestellt, der eine wesentlich wirklichkeitsnähere Wiedergabe von Spezialfällen erlaubt. Er ist jedoch nicht geeignet, ein grösseres Kollektiv von Einzelwerten, z.B. ein Jahresmittel zu bestimmen, da der Rechenaufwand zu gross wäre und dafür die Genauigkeit des einfachen Gaussmodells vollauf genügt.

### 6.1 DIE THEORETISCHEN GRUNDLAGEN DES MODELLS

Die Grundidee des Modells ist sehr einfach und unmittelbar einleuchtend. Eine grosse Zahl von Partikeln, als Repräsentanten für einen Luftschadstoff, werden in die Atmosphäre abgegeben und ihr Weg verfolgt. Nach einer beliebigen Zeitspanne lässt sich aus ihrer Lage die Konzentrationsverteilung bestimmen. Wird den Partikeln eine einheitliche Masse zugeordnet, dann ist die Partikeldichte direkt proportional zur Konzentration. Diese Grundidee ist aus der statistischen Theorie der Diffusion entlehnt, die von TAYLOR (1921) bereits sehr früh entwickelt wurde. Diese Theorie bildet auch den Rahmen für die Formulierung des Modells. TAYLOR interessierte sich aber primär für die Form der Partikelwolke nach einer gewissen Zeitspanne und nicht für den Weg eines Einzelpartikels. Um diesen Weg nachvollziehen zu können, sind weitere, über die TAYLORSche Theorie hinausgehende Annahmen zu treffen, die wohl erstmals von OBUKHOV (1959) formuliert wurden. Er schlug vor, den Weg eines Partikels mit einem Markovprozess zu simulieren. SMITH (1968) nahm diesen Gedanken auf und baute ihn in die Diffusionstheorie ein.

Mit der OBUKHOVschen Annahme lässt sich der Weg eines Partikels in der Atmosphäre vollständig definieren. Grundlegend ist dabei die Aufteilung des Partikelwegs in eine

advektive und eine turbulente Komponente. Der advektive Teil wird durch Windgeschwindigkeit und -richtung vollständig bestimmt. Die Zeitreihe der turbulenten Komponenten  $u'$ ,  $v'$  und  $w'$  (siehe "Wärmefluss und Fluss von Bewegungsgrösse" auf S. 15) lässt sich als Markovprozess definieren. Dazu müssen nur die zu den jeweiligen Fluktuationen gehörenden Standardabweichungen  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$ ,  $\sigma_w$  und die Korrelationsfunktionen  $R_u$ ,  $R_v$ ,  $R_w$  bekannt sein (siehe " Statistische Theorie" auf S. 28).

Im folgenden wird die Herleitung anhand der vertikalen Komponente  $w$  gezeigt. Für die  $u$ - und  $v$ -Komponente gilt dasselbe. Die Annahme eines Markovprozesses bedeutet, dass der Momentanwert der Fluktuation der Windgeschwindigkeit  $w'$  sich aufteilen lässt in eine korrelierte Komponente und eine Zufallskomponente. Das Vorhandensein einer korrelativen Komponente bedeutet, dass  $w'$  zum Zeitpunkt  $t$  linear abhängig ist von  $w'$  zum Zeitpunkt  $t-\Delta t$ .

$$59) \quad w'(t) = w'(t-\Delta t) \cdot R_w(\Delta t) + w''$$

Der Proportionalitätsfaktor  $R_w(\Delta t)$  ist der (Auto)-Korrelationskoeffizient zur Zeitspanne  $\Delta t$ . Die Zufallskomponente  $w''$  wird als normalverteilt angenommen mit der Varianz:

$$60) \quad \sigma_{w''}^2 = \sigma_w^2 \cdot [1 - R_w^2(\Delta t)]$$

Am Startpunkt erhält  $w'$  einen Wert, der zufällig aus einer Normalverteilung  $N[0, \sigma_w]$  ausgewählt wird.

Zur Bestimmung des Proportionalitätsfaktors wird normalerweise eine exponentielle Form der Korrelationsfunktion  $R_w(\Delta t) = \exp(-\Delta t/T_{1w})$  angenommen (Gl. 40,  $T_{1w}$  = Lagrangesche time scale für die  $w$ -Komponente). Der Zeitschritt  $\Delta t$ , für den die Berechnung der Partikelposition erfolgt, muss sehr viel kleiner als  $T_{1w}$  sein, um korrekte Resultate zu liefern.  $T_{1w}$  hat Werte, die im Bereich von 40 - 200 sec liegen. Daraus ergibt sich die Forderung, Zeitschritte  $\Delta t$  von nur wenigen Sekunden zu verwenden, was sehr rechenaufwendig ist. REID (1979: 6) hat für grössere  $\Delta t$  eine Korrekturmöglichkeit vorgeschlagen. Anstelle von  $\sigma_w$  wird ein reduzierter Wert  $\sigma_{wred}$  verwendet, der sich bestimmt zu:

$$61) \quad \sigma_{wred}^2 = 2 \frac{T_{1w}^2}{\Delta t^2} \cdot \sigma_w^2 \cdot \left[ \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_{1w}}\right) + \frac{\Delta t}{T_{1w}} - 1 \right]$$

Die Anwendung des Partikeltrajektorienmodells ist noch sehr jung. Die ersten Arbeiten von HALL (1975), HANNA (1979), REID (1979) und LEY (1982) verglichen die Modellresultate im quellennahen Bereich mit Ausbreitungsexperimenten und kamen zu einer sehr guten Uebereinstimmung. HANNA (1979) hat die Annahme der linearen Beziehung in Gl. 59) direkt mit Hilfe von 'constant-level' - Ballonen getestet und konnte die Annahme vollumfänglich bestätigen. DAVIS (1983) hat den Ansatz auch für hohe Quellen und Distanzen bis zu 10 km mit guten Resultaten angewendet. Eine Weiterentwicklung des Ansatzes

haben LEGG & RAUPPACH (1982) und WILSON et al. (1983) vorgeschlagen. Es betrifft dies die korrekte Behandlung grosser  $\sigma_w$ -Gradienten, wie sie in unmittelbarer Bodennähe auftreten.

Der Partikeltrajektorien - Ansatz mit einer Modellierung der turbulenten Windkomponenten als Markovprozess (im engl. als 'markovian random walk model' oder 'Monte Carlo particle trajectory model' bezeichnet), darf heute als gut abgesichert und für komplexe Verhältnisse als speziell geeignet bezeichnet werden.

## 6.2 DIE TURBULENZPARAMETER $\sigma_u$ , $\sigma_v$ , $\sigma_w$ UND DIE LAGRANGESCHE TIME SCALE $T_{1u}$ , $T_{1v}$ , $T_{1w}$

Eine erfolgreiche Anwendung des im letzten Kapitel vorgestellten Ansatzes hängt wesentlich von der Qualität der Schätzungen der Turbulenzparameter und der 'time scale' ab. Direkte Messungen dieser Grössen liegen nur in den seltensten Fällen vor. Es hat sich deshalb folgendes Vorgehen zu ihrer Bestimmung durchgesetzt, das übrigens grundlegend ist für die heutige Denkweise in der Grenzschichtmeteorologie.

Es wird versucht, die unbekanntene Turbulenzmasse in Beziehung zu setzen zu den Grundgrössen der PBL, wie sie im Kap. "Grundlagen der Physik der Planetaren Grenzschicht" auf S. 15 zusammengestellt wurden. Es sind dies im wesentlichen die

Reibungsgeschwindigkeit  $u^*$ ,  
Monin-Obukhov-Länge  $L$ ,  
Mächtigkeit der PBL  $h$ .

Die Form der Verknüpfung wird einerseits aus theoretischen Überlegungen hergeleitet und andererseits an detaillierten Turbulenzmessungen geeicht. Solche Messungen über städtischen Oberflächen wurden z.B. von STEYN (1980) oder HOEGSTROEM et al. (1982) durchgeführt. Dabei wird die Verknüpfung meistens zuerst für die 'surface layer' gesucht, da in ihr  $u^*$  und  $L$  konstant sind. Anschliessend wird sie auf die ganze PBL verallgemeinert, d.h. es wird das Vertikalprofil der interessierenden Grösse bestimmt. Die Beziehungen werden jeweils getrennt für die labile, neutrale und stabile PBL hergeleitet.

Diese Rückführung auf die Grundgrössen hat den Vorteil, dass an einem neuen Standort nicht mehr aufwendige Turbulenzmessungen durchgeführt werden müssen, sondern nurmehr die Grundgrössen zu bestimmen sind. Die Reibungsgeschwindigkeit  $u^*$  kann dabei aus Windmessungen und einer Schätzung der Bodenrauigkeit unter Verwendung des logarithmischen Windprofils abgeleitet werden (Gl. 20, 23, 24). Für die Mächtigkeit  $h$  der PBL sei auf die Diskussion im Kapitel "Die Mächtigkeit der Planetaren Grenzschicht" auf S. 20 verwiesen. Eine direkte Bestimmung der Monin-Obukhov-Länge  $L$  aus Gl. 14 erfordert die Kenntnis des Wärmeflusses  $Q_h$ . Da  $Q_h$  nur

schwierig zu messen ist, wird  $L$  mit Vorteil über  $Ri_b$  geschätzt. In Biel ist nur eine indirekte Schätzung von  $L$  über das Diagramm von GOLDER (1972) möglich. Dazu sind Angaben zur Ausbreitungsklasse und zur Rauigkeit  $z_0$  nötig.

Eine Zusammenfassung der neuesten Parametrisierungen der wichtigsten PBL-Grössen ist in ARYA (1984) zu finden. Eine ausführliche Diskussion der hier interessierenden Turbulenzmasse ist in PASQUILL & SMITH (1983: 67f) oder HANNA (1982: 282f) gegeben. Die vorgeschlagenen Parametrisierungen sind in ihrer generellen Form heute weitgehend akzeptiert. Die genaue Grösse der empirisch zu bestimmenden Konstanten ist z.T. noch sehr unsicher. Im folgenden werden die in HANNA (1982) publizierten Gleichungen verwendet.

### 6.2.1 Neutrale Atmosphäre

Als entscheidende Skalierungsgrösse im neutralen Fall hat sich  $u^*$  erwiesen. Die Verhältnisse  $\sigma_u/u^*$ ,  $\sigma_v/u^*$  und  $\sigma_w/u^*$  sind in der 'surface layer' konstant. Darüber nehmen sie langsam ab. Die relevante Skalierungsgrösse für die Abnahme ist  $u^*/f$  ( $f$ =Coriolisparameter).

$$62) \quad \sigma_u/u^* = 2.0 \cdot \exp(-3fz/u^*)$$

$$63) \quad \sigma_v/u^* = \sigma_w/u^* = 1.3 \cdot \exp(-2fz/u^*)$$

Die 'time scale'  $T_1$  wird über Gl. 39) aus der Wellenlänge mit der maximalen Energie im Turbulenzspektrum bestimmt<sup>33</sup>. In den bodennahen Schichten ist  $T_1$  ungefähr proportional zur Höhe  $z$ . Es ist also eine starke Zunahme gegen oben zu beobachten. In den höheren Schichten reduziert sich die Zunahme und  $T_1$  ändert sich nurmehr schwach.

$$64) \quad T_{1w} = \frac{0.5z/\sigma_w}{(1+15fz/u^*)}$$

Für  $T_{1u}$  und  $T_{1v}$  gelten identische Beziehungen mit  $\sigma_u$  und  $\sigma_v$ .

### 6.2.2 Labil geschichtete Atmosphäre

In den letzten Jahren konzentrierte sich ein Grossteil der Forschung in der PBL auf diesen Schichtungstyp, da er für die Ausbreitung von Schadstoffen aus Grosse mittlen mit hohen Kaminen von grosser Bedeutung ist. Neben den bekannten Ska-

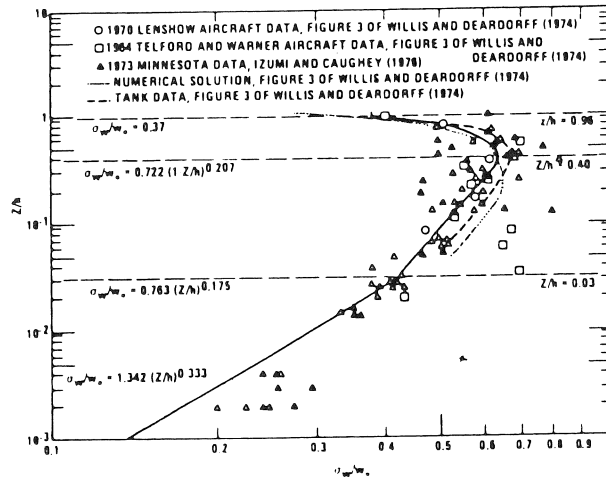
---

<sup>33</sup> Sind alle 3 Komponenten angesprochen, so werden in der Bezeichnung von  $T_1$  die Indizes  $u$ ,  $v$  oder  $w$  weggelassen.

lierungsgrößen  $u^*$ ,  $L$  und  $h$  wurde für die Bestimmung von  $\sigma_w$  eine neue Größe eingeführt. Sie tritt an die Stelle von  $u^*$ , was damit begründet werden kann, dass im labilen Fall nicht mehr die Reibung am Boden für die Turbulenzproduktion in der Vertikalen entscheidend ist, sondern die konvektiven, durch den Wärmefluss  $Q_h$  bestimmten Prozesse. Die konvektive Skalierungsgeschwindigkeit  $w^*$  (convective scaling velocity) ist definiert mit

$$65) \quad w^* = \left( h \cdot \frac{g}{T} \cdot \overline{w'T'} \right)^{1/3} \quad [m/s]$$

Das Vertikalprofil von  $\sigma_w$  ist eine komplizierte Funktion von  $z$ . In Bodennähe zeigt  $\sigma_w$  eine kräftige Zunahme bis etwa  $0.2h$ , darüber ist  $\sigma_w$  in etwa konstant, um gegen die Obergrenze der PBL wieder abzunehmen (siehe Figur 39). Eine vorgeschlagene Parametrisierung kann der Figur entnommen werden.



Figur 39.  $\sigma_w$ -Vertikalprofil in der PBL, labile Atmosphäre,  $\sigma_w/w^*$  in Funktion von  $z/h$  (aus IRWIN 1979: 64, siehe auch McNIDER et al. 1980: 427).

$\sigma_u$  und  $\sigma_v$  sind über die ganze PBL in etwa konstant und betragen:

$$66) \quad \sigma_u/u^* = \sigma_v/u^* = (12 - 0.5h/L)^{1/3}$$

Die 'time-scale' für die vertikale Komponente ist ebenfalls eine komplizierte Funktion der Höhe. Die genauen Gleichungen sind HANNA (1982: 282f) zu entnehmen. Sie wächst mit der Höhe und nähert sich einem konstanten Wert, der demjenigen der  $u$ - und  $v$ -Komponente entspricht:

$$60) \quad T_{1u} = T_{1v} = 0.15 \cdot h/\sigma_u$$



### 6.2.3 Stabil geschichtete Atmosphäre

Auch bei stabiler Schichtung sind  $u^*$ ,  $L$  und die Mächtigkeit der PBL  $h$  die entscheidenden Skalierungsgrößen. Die Verhältnisse  $\sigma_u/u^*$ ,  $\sigma_v/u^*$  und  $\sigma_w/u^*$  haben am Boden dieselben Werte wie bei neutraler Schichtung. An der Obergrenze der stabilen PBL verschwindet die Turbulenz und die Sigmawerte werden Null. Dazwischen wird linear interpoliert.

Die 'time-scale' ist auch hier eine mit der Höhe kräftig zunehmende Funktion. Dies bedeutet, dass in Gl 59) der Zufallsterm  $w''$  mit zunehmender Höhe rasch sehr klein wird und damit stark geglättete Partikelwege entstehen, die kaum mehr um die mittlere Windrichtung fluktuieren.

Da im folgenden der stabile Fall nicht weiter behandelt wird, sei auf die Wiedergabe der Gleichungen verzichtet.

### 6.3 AUFBAU DES MODELLS

Aus den oben dargelegten Beziehungen ergibt sich die Möglichkeit, den Weg eines Partikels gemäss dem momentanen Turbulenzzustand der Atmosphäre zu simulieren. Insbesondere lassen sich damit auch räumliche Aenderungen im Windfeld und in den Turbulenzgrößen berücksichtigen, die z.B. wegen eines Wechsels der Rauigkeit oder wegen den topographischen Gegebenheiten entstehen. Die fließenden Uebergänge dieser Aenderungen müssen jedoch, um das Modell operationell zu machen, diskretisiert werden. Dazu wurde über das Untersuchungsgebiet ein Gitternetz mit einer Maschenweite von 250 m gelegt. In der Vertikalen wurde mit der Ausscheidung von 8 Schichten innerhalb der PBL eine wesentlich feinere Auflösung gewählt als in der Horizontalen. Die Schichtmächtigkeiten für die Fallstudie des 10. Dez. 1980 betragen (von unten nach oben):

25, 25, 50, 50, 100, 100, 50, 50 m.

Die obersten beiden Schichten von 50 m liegen in der Höheninversion, deren Untergrenze an diesem Tag auf etwa 780 m ü. Meer lag.

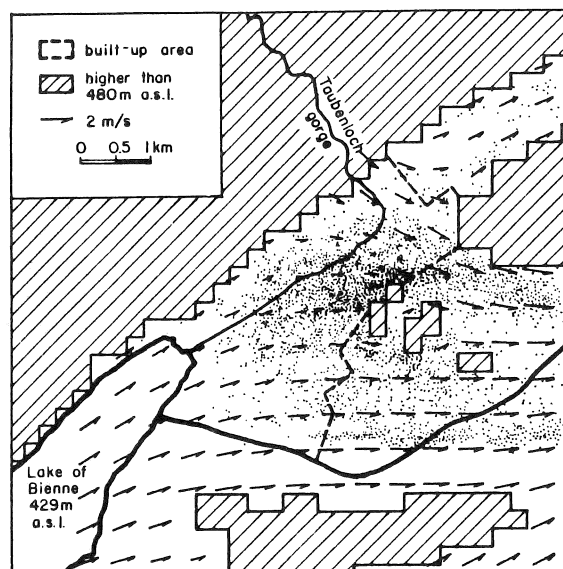
Für jeden Gitterpunkt werden die Windgeschwindigkeit, die Windrichtung sowie die Turbulenzgrößen<sup>34</sup>  $\sigma_v$ ,  $\sigma_w$  und die 'time scale'  $T_{1v}$ ,  $T_{1w}$  berechnet. Die Berechnung geht nach folgendem Schema vor sich: Jedem Gitterpunkt der untersten Schicht wird eine Rauigkeit  $z_0$  zugeordnet. Aus einer Schätzung der Monin-Obukhov-Länge  $L$ , die für das ganze Gebiet

---

<sup>34</sup> Da die Wirkung von  $\sigma_u$  gegenüber dem Transport mit der Geschwindigkeit  $u$  klein ist, wurde  $\sigma_u$  vernachlässigt.

als konstant angenommen wird, und aus dem Bodenwindfeld lässt sich die Reibungsgeschwindigkeit  $u^*$  bestimmen. Daraus können die  $\sigma$ - und  $T_1$ -Profile nach den im letzten Kapitel angegebenen Beziehungen berechnet werden.

Der lufthygienische Modellinput ist sehr leicht einzugeben. Aus der frei wählbaren Partikelmasse (im Modell 100 g) und der stündlichen Emission pro Hektare, ergibt sich die Partikelzahl pro Einheitsfläche und Stunde, die in die Modellatmosphäre abgegeben wird. Da das Modell in diskreten Zeitschritten arbeitet ( $\Delta t = 15$  s), wird für jeden dieser Zeitschritte ein durch einen Zufallsalgorithmus bestimmter Teil der Partikel in richtiger räumlicher Verteilung und in der korrekten Höhe über Grund in das Modell eingegeben. Für jeden Zeitschritt wird natürlich auch der Weg der sich bereits im Modell befindlichen Partikel generiert. In Figur 40 ist die Lage der Partikel während einer Südwestlage mit Taubenlochwind nach 1 Stunde Simulationszeit dargestellt.



Figur 40. Beispiel einer Partikelverteilung bei SW-Lage und Kaltluftabfluss aus dem Taubenloch, Einschichtmodell (aus FILLIGER et al. 1984: 94).

Die Konzentrationen lassen sich daraus als Masse pro Volumeneinheit, berechnet über das oben beschriebene 250 m Gitternetz, leicht bestimmen. Aus der Figur 40 ist ebenfalls ersichtlich, dass die Topographie berücksichtigt ist. Sie wird im 250 m Gitternetz ins Modell eingegeben. Trifft ein Partikel auf eine seitliche Begrenzung oder auf den Boden, so wird es nach den Gesetzen des elastischen Stosses reflektiert. In den 2 obersten Schichten, die innerhalb der Temperaturinversion liegen, werden die  $\sigma_w$ -Werte um einen Faktor 10 gegenüber ihrem Wert bei neutraler Schichtung reduziert.

#### 6.4 WINDFELDGENERIERUNG

Sensitivitätstests des Modells haben gezeigt, dass der kritische Modellinput nicht das Turbulenzfeld, sondern das Windfeld ist. Deshalb soll dessen Generierung stichwortartig beschrieben werden, obwohl dies nicht zum eigentlichen Thema der Arbeit gehört. Das Vorgehen lehnt sich dabei eng an einen Vorschlag von McRAE et. al (1979) an. Das Verfahren ist vierstufig und basiert auf Bodenmessungen des Windes.

In einem 1. Schritt wird den bestehenden Windmessern<sup>35</sup> ein Gebiet zugeordnet, für das sie als repräsentativ angesehen werden können, ähnlich dem Vorgehen in Figur 26 auf S. 77. Daraus werden von Hand pro km<sup>2</sup> (total ca. 50 Punkte) die Windrichtung und -geschwindigkeit geschätzt. Diese Handinterpretation ist grundlegend. Sie basiert zum Teil auf der reichen Geländeerfahrung von R. RICKLI und den Versuchen im Windkanalmodell (LISKA et al. 1984). Basierend auf den 50 Referenzpunkten werden nun die u- und v-Windkomponenten für jeden Gitterpunkt des 250 m Rasters als gewichtetes Mittel aus den im Umkreis von 2 km liegenden Referenzwerten berechnet. Die Gewichte sind umgekehrt proportional zur quadrierten Distanz zwischen Gitterpunkt und Referenzpunkt. Dies ist ein Verfahren, wie es für die Windinterpolation allgemein üblich ist (GOODIN et al. 1976).

Der 2. Schritt umfasst eine räumliche Glättung, die zum Ziel hat, die Divergenzen im Windfeld zu reduzieren. Die Zahl der Glättungsschritte ist frei wählbar. Je mehr Schritte gewählt werden, desto uniformer wird das Windfeld. Im Fallbeispiel des nächsten Kapitels wird nur schwach geglättet (3 Schritte), weil die räumliche Glättung nur ein sehr grobes Verfahren der Divergenzminimierung ist.

Die eigentliche Divergenzminimierung<sup>36</sup> erfolgt im 3. Schritt. Sie basiert auf der üblichen Annahme einer inkompressiblen Atmosphäre mit Massenerhaltung. Für sie gilt:

$$68) \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Wird Gl. 68) in Differenzenform umgeschrieben, dann lässt sich ein iterativer Algorithmus definieren, der schrittweise die Divergenz im horizontalen Windfeld reduziert (für das Differenzenschema siehe McRAE et al. 1979: 390). Die Iteration wird für jede Schicht separat durchgeführt. Sie

---

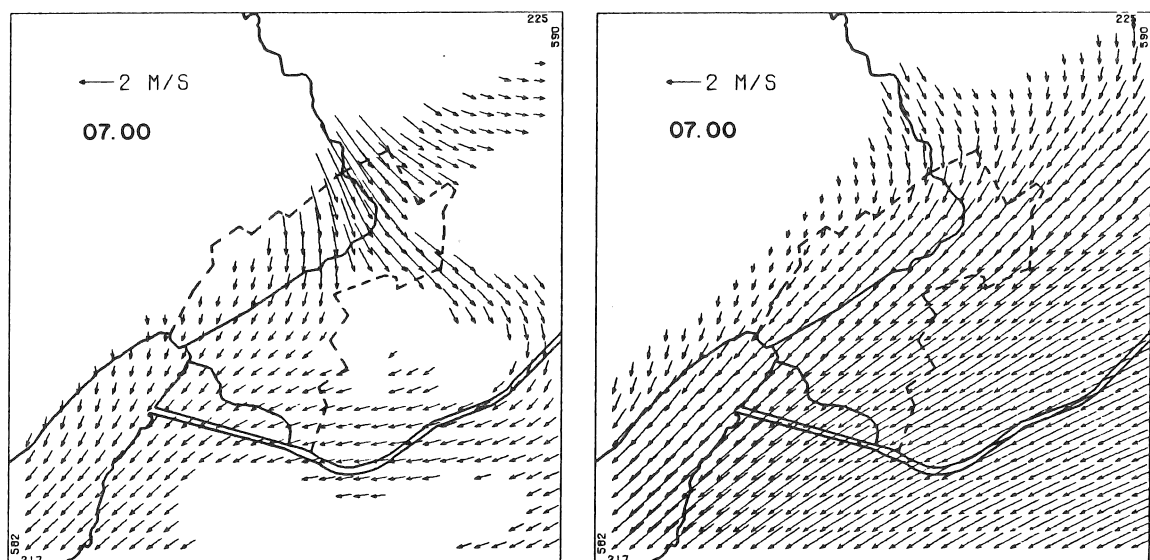
<sup>35</sup> Für die Fallstudie des 10. 12. 1980 stehen 5 Windmessstandorte zur Verfügung.

<sup>36</sup> Die Divergenzminimierung ist immer auch eine Konvergenzminimierung, da Konvergenz als negative Divergenz definiert ist.

wird abgebrochen, wenn die maximale Divergenz (unter der Annahme, dass  $\partial w/\partial z = 0$ ) kleiner  $0.0004 \text{ s}^{-1}$  für die 4 unteren Schichten, resp. kleiner  $0.0002 \text{ s}^{-1}$  für die 4 oberen Schichten ist.

Dieser 3. Schritt hat sich als ausserordentlich wichtig erwiesen, da im Konvergenzbereich einer Strömung bei Nichtberücksichtigung der  $w$ -Komponente unrealistisch hohe Konzentrationen simuliert werden, die das Doppelte der Werte bei divergenzfreier Strömung erreichen können.

Im 4. Schritt wird schliesslich die Topographie miteinbezogen. Die vorhergehenden Schritte wurden jeweils unter Vernachlässigung des Terrains berechnet. Das Umströmen von Terrainhindernissen wurde jedoch durch die Wahl der Richtungen an den Referenzpunkten bereits implizit im 1. Schritt berücksichtigt. Im letzten Schritt werden nun die Gitterpunkte unterhalb der Terrainoberfläche ausgeblendet und an den terrainangrenzenden Gitterpunkten eine  $w$ -Komponente des Windes derart eingeführt, dass die Windvektoren parallel zum Untergrund sind. Nach einer leichten Glättung dieser  $w$ -Komponente entsteht ein Windfeld, das die Massenerhaltung garantiert und dem Terrain einigermaßen angepasst ist. Figur 41 zeigt ein Beispiel für die 1. und 5. Schicht des Modells, wie es für die Fallstudie des 10. 12. 1980 angenommen wurde.



Figur 41. Windfeldgenerierung, Resultatbeispiele 10. 12. 1980, 07 Uhr.  
Links: Schicht 0-25 m ü.Gr.; rechts: 150-250 m ü.Gr.

Da die permanenten Messungen nur die bodennahe Schicht betreffen, mussten zum Verhalten des Windes in den höheren Schichten Annahmen getroffen werden. Die Geschwindigkeitszunahme mit der Höhe kann für die untersten 50 - 100 m aus

Windprofilen abgeschätzt werden. Mehr Probleme bietet die Frage der Richtungsänderungen mit der Höhe. Grundsätzlich gilt, dass mit zunehmender Höhe das Windfeld an Homogenität gewinnt, da sich die synoptische Strömung durchsetzt und die terraininduzierten Effekte an Wirkung verlieren. Selbst der Kaltluftausfluss aus der Taubenlochschlucht, der sehr kräftig sein kann, ist auf die untersten 100 - 200 m beschränkt, wie aus Profilmessungen (RICKLI & WANNER 1983: 39) ersichtlich ist. Darüber setzt sich die synoptische Strömung durch. Aus diesen Annahmen resultiert ein Windfeld, wie es aus dem rechten Teil der Figur 41 entnommen werden kann.

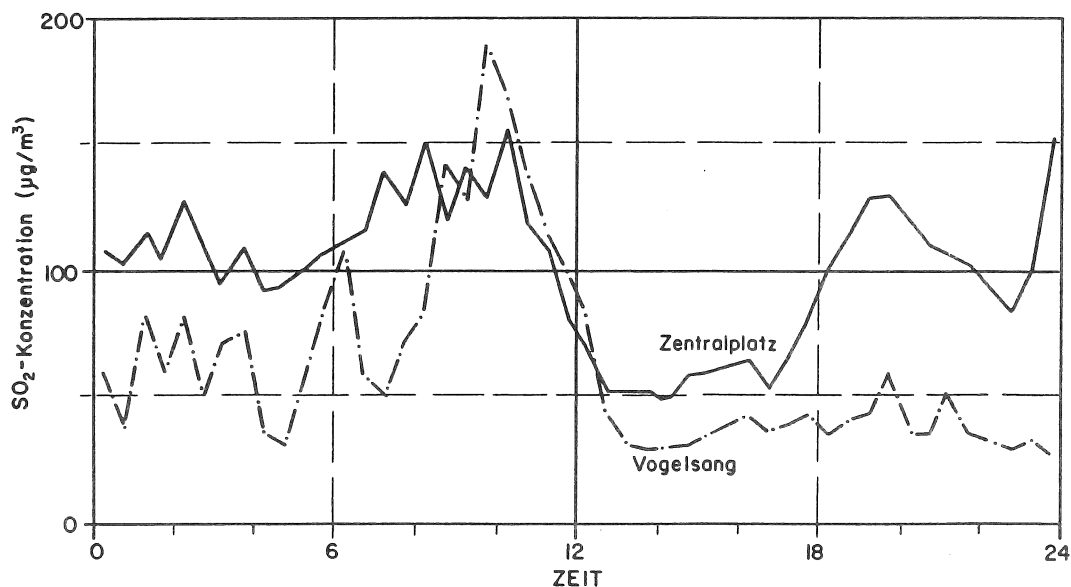
Schliesslich muss im Zusammenhang mit dem Windfeld ein letzter, für die Ausbreitung wichtiger Aspekt besprochen werden. Er betrifft das Mäandrieren des Windes. Das Phänomen tritt vor allem bei Schwachwinden ( $u < 2$  m/s) mit gleichzeitig stabiler Temperaturschichtung auf. Es ist gekennzeichnet durch ein Pendeln der Windrichtung, das Bereiche von  $\pm 90^\circ$  erreichen und sogar überschreiten kann, so dass innerhalb von 1 - 2 Stunden an einem Standort fast alle Windrichtungen vorkommen können. Die Periodenlängen betragen dabei 15 - 120 Minuten. Es ist offensichtlich, dass dieses Mäandrieren einen Einfluss auf die laterale Ausbreitung von Schadstoffen hat. Das Partikeltrajektorienmodell berücksichtigt das Mäandrieren, indem die Windrichtungspfeile, wie sie der Figur 41 zu entnehmen sind, systematisch um den dargestellten Mittelwert pendeln, mit einer Periodenlänge von 1 Stunde. Die Stärke der seitlichen Abweichung berechnet sich aus der mittleren Windgeschwindigkeit. Die Standardabweichung der Richtungsänderung wurde so gewählt, dass sie bei  $u = 0.25$  m/s  $90^\circ$  beträgt und bei 5 m/s verschwindet, im Zwischenbereich wird mit  $u^{-0.8}$  interpoliert (HANNA 1983: 1426). Damit kann das Modell auch die Kalmensituationen wiedergeben, und zwar in einer Form, die wesentlich realistischer sein dürfte als diejenige des Puff-Ansatzes des Gaussmodells.

## 7.0 RESULTATE DES PARTIKELTRAJEKTORIEN - MODELLS

### 7.1 FALLSTUDIE 10. DEZ. 1980

#### 7.1.1 Ausgangslage

Der 10. Dez. 1980 stellt ein Beispiel für eine winterliche Hochdrucklage mit kräftiger, vom Boden abgehobener Temperaturinversion mit einer Hochnebeldecke dar. Für diesen Tag liegen detaillierte Temperatursondierungen und Bodentemperaturmessungen vor (siehe WANNER et al. 1982: 220). Die Tagesmitteltemperatur betrug  $-4^{\circ}\text{C}$ . Neben den meteorologischen Messungen wurden an je einem Standort im Stadtzentrum (Zentralplatz) und am Jurahang (Vogelsang) die  $\text{SO}_2$ -Konzentrationen erfasst. Für das Windgeschehen in Bodennähe liegen die Daten von 5 Windmessern vor.



Figur 42. Verlauf der gemessenen  $\text{SO}_2$ -Konzentrationen am 10. 12. 1980.

Zentralplatz: Stadtzentrum; Vogelsang: Jurahang.

Die  $\text{SO}_2$ -Konzentrationen der beiden Stationen sind in der Figur 42 dargestellt. Sie zeigen einen sehr interessanten Verlauf, zu dem folgendes zu bemerken ist:

- Das herausstechendste Ereignis ist die hohe Konzentrationsspitze der Station Vogelsang zwischen 09 und 11 Uhr. Die Hangstation zeigt in dieser Zeit Werte, die höher liegen als im Stadtzentrum. Dieses Phänomen ist etwa zur gleichen Zeit an anderen Tagen ebenfalls zu beobachten, wobei die Konzentrationen am Hang das Doppelte des Stadtzentrums erreichen können.

- Weiter ist der starke Konzentrationsabfall um 12 Uhr bemerkenswert, mit anschliessend recht tiefen Werten bis gegen 18 Uhr.
- Schliesslich ist am Abend im Stadtzentrum erneut eine Zunahme zu beobachten, die Hangstation verbleibt dagegen bei tiefen Werten. Ein ähnliches Bild zeigt die Periode bis 06 Uhr, wo aber bei der Station Vogelsang kurzzeitige Spitzen auftreten, die z.T. fast das Niveau des Stadtzentrums erreichen.

Die Frage lautet nun, wie die Konzentrationsverläufe der beiden Stationen erklärt werden können und ob das Modell sie korrekt wiederzugeben vermag. Dabei interessiert primär die Zeitspanne zwischen 06 und 14 Uhr.

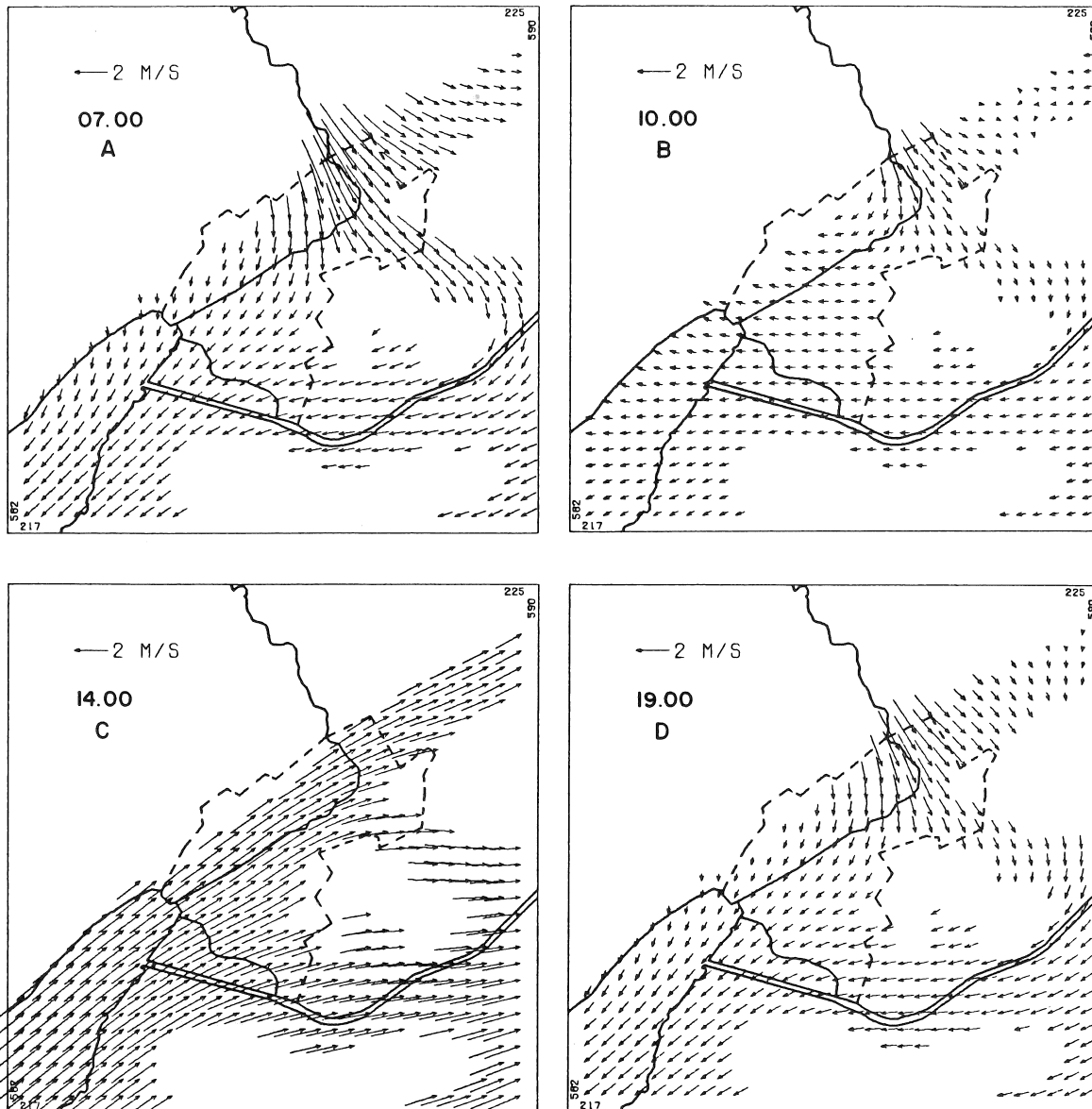
Das Hauptaugenmerk wird auf die meteorologischen Grössen gelegt. Schwankungen in der Emissionsstärke werden ebenfalls berücksichtigt. Die Hausbrandemissionen, die für die SO<sub>2</sub>-Konzentrationen entscheidend sind, schwanken bei Tagesmitteltemperaturen von -4°C jedoch nur im Bereich ±25%. Die Emissionsänderungen allein können den Konzentrationsverlauf nicht erklären.

#### 7.1.2 Windfelder

Der 10. 12. 1980 zeigte eine ausgeprägte thermische Gliederung in der Vertikalen mit einer fast neutralen Schicht bis etwa 350 m Ü.Gr. und einer starken Temperaturinversion darüber. Die Winde unterhalb der Inversion, die wohl vollständig vom synoptischen Wind abgekoppelt waren, zeigten ausgeprägte Richtungswechsel. Eine genaue Analyse der Windstreifen hat gezeigt, dass im Laufe dieses Tages etwa 4 verschiedene Windregime auftraten. Sie sind in Figur 43 dargestellt. Bereits eine qualitative Analyse der Windfelder kann den in Figur 42 wiedergegebenen Konzentrationsverlauf teilweise erklären.

Am Morgen zwischen 06 - 08 Uhr ist ein ausgeprägter Kaltluftausfluss aus dem Vallon de St.Imier mit Windstärken von 5 m/s zu beobachten. Gleichzeitig sind wesentlich schwächere Hangabwinde (< 1 m/s) bei Vogelsang festzustellen. Ueber der Stadt sind die Winde sehr schwach. Im Mittelland herrscht eine Bisenströmung mit Windstärken von 1 - 1.5 m/s.

Zwischen 09 und 11 Uhr ist an der Hangstation ein schwacher, aber deutlich ausgeprägter Hangaufwind aus dem Sektor SE bis E auszumachen. Der Kaltluftausfluss dauert noch immer an. Er ist leicht abgeschwächt. Generell sind die Winde etwas schwächer geworden, es herrscht aber nach wie vor Bise. Die Aenderung der Windrichtung am Hang dürfte der entscheidende Faktor für die Erklärung der Konzentrationsspitze in Figur 42 darstellen. Das Modell wird zeigen, dass diese ge-



Figur 43. Abfolge der Windfelder am 10. 12. 1980,  
Schicht 0 - 25 m ü.Gr., 07, 10, 13 und 19 Uhr.

ringförmige Richtungsänderung ausreicht, um den Anstieg des  $\text{SO}_2$ -Pegels am Hang zu erklären.

Zwischen 12 und 14 Uhr ändert das Windfeld vollständig. Es setzt sich für kurze Zeit eine kräftige SW-Strömung ( $u = 2-3$  m/s auf 10 m ü.Gr.) durch. Sie ist für den raschen Abfall der Konzentrationen verantwortlich. Allerdings ist hier eine Einschränkung zu machen: Die Konzentrationsabnahme beginnt bereits um 10 Uhr am Morgen. Die Windmesser in der Ebene zeigen jedoch alle das Einsetzen des SW-Windes um 12 Uhr, und zwar sehr schlagartig. Nur bei der Station Vogelsang setzt der SW-Wind etwa um 11.30 Uhr ein. Dies deutet darauf hin, dass in der Höhe die SW-Winde bereits vor 12 Uhr auftraten. Daten dazu fehlen jedoch. Im Modell wurde angenommen, dass bereits ab 10 Uhr oberhalb einer bodennahen Schicht von 50 m



Mächtigkeit die Winde bereits auf SW gedreht haben. Die Obergrenze der bodennahen Schicht wurde dabei parallel zum Terrain gewählt. Am Hang treten also nach wie vor Aufwinde von geringer Mächtigkeit auf. Ab 11 Uhr wurde diese Schicht auf 25 m reduziert.

Am Abend ab 17 Uhr stellt sich schliesslich wieder ein ähnliches Windfeld wie am Morgen ein.

### 7.1.3 Konzentrationsverteilungen

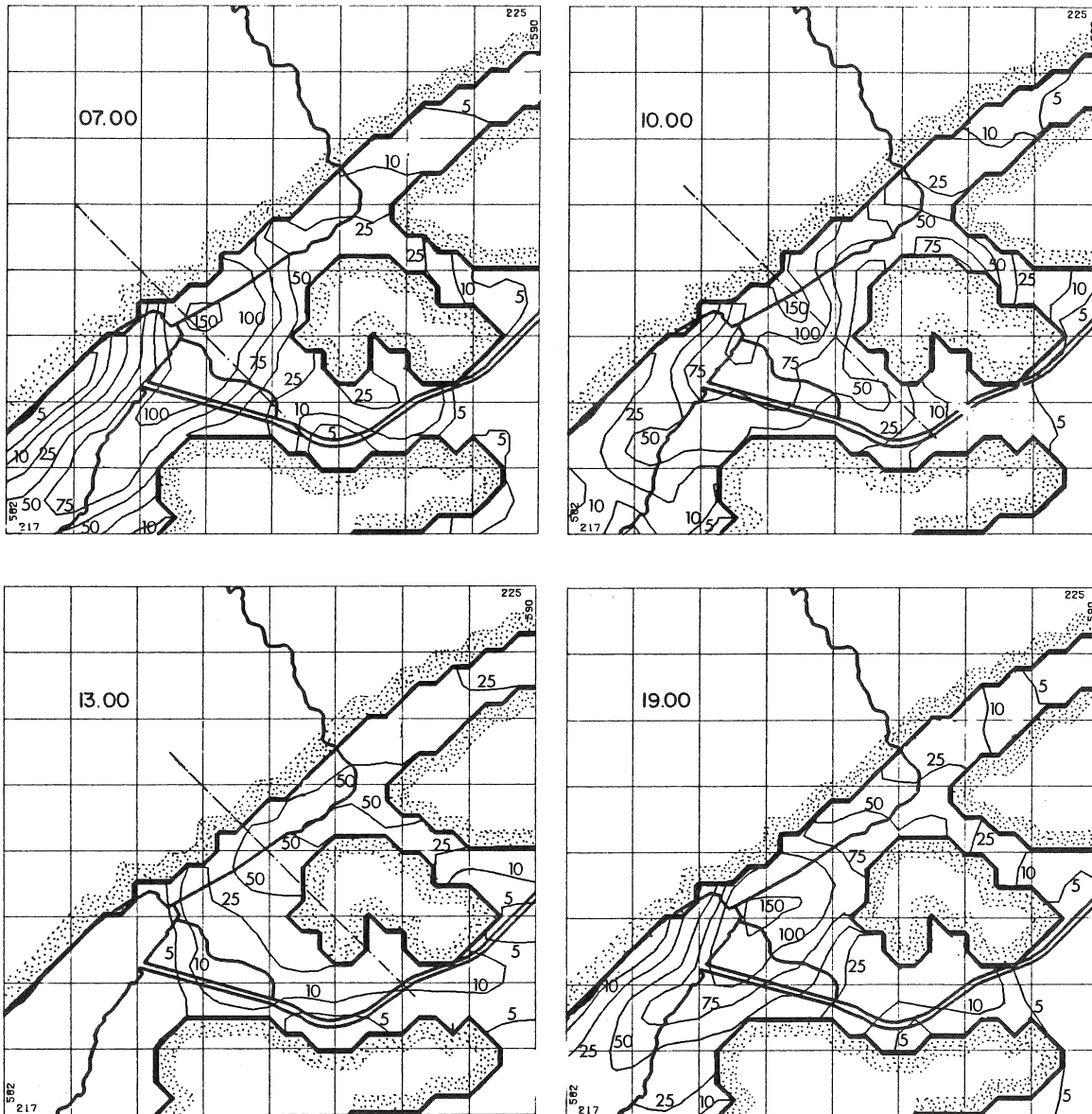
Das Partikeltrajektorienmodell bietet nun die Möglichkeit, für die dargestellten Windfelder die zugehörigen Konzentrationsfelder zu berechnen. Dies wurde in einem ersten Testlauf für jedes Windfeld separat durchgeführt, jeweils bis ein stationärer Zustand erreicht wurde. Das Partikeltrajektorienmodell bietet aber auch die Möglichkeit, eine Abfolge von verschiedenen Zuständen zu simulieren. Es wurden dazu Stundenschritte gewählt, innerhalb denen das Windfeld und die Emissionsstärke konstant sind. Der Modelldurchlauf beschränkt sich auf die Zeit von 05 bis 14 Uhr. Aus Tabelle 17 ist die Emissionsstärke, bezogen auf einen mittleren stündlichen Ausstoss, zu entnehmen. Ebenfalls aufgeführt ist darin die Abfolge der Windfelder (für die Typenbezeichnung siehe Figur 43). Die Bezeichnung B/C bezieht sich auf die Kombination der beiden Windfelder, wie sie im letzten Unterkapitel beschrieben wurde.

Tabelle 17. Stündliche Gewichtungsfaktoren der Emission und Windfeldtypen für die Zeit von 05 bis 14 und 17 bis 19 Uhr des 10. 12. 1980.

Stunde	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10
Emissionsstärke Windfeldtyp	1.90 A	2.25 A	2.76 A	2.87 B	2.65 B
Stunde	10-11	11-12	12-13	13-14	17-19
Emissionsstärke Windfeldtyp	2.52 B/C	2.48 B/C	2.45 C	2.43 C	2.50 D

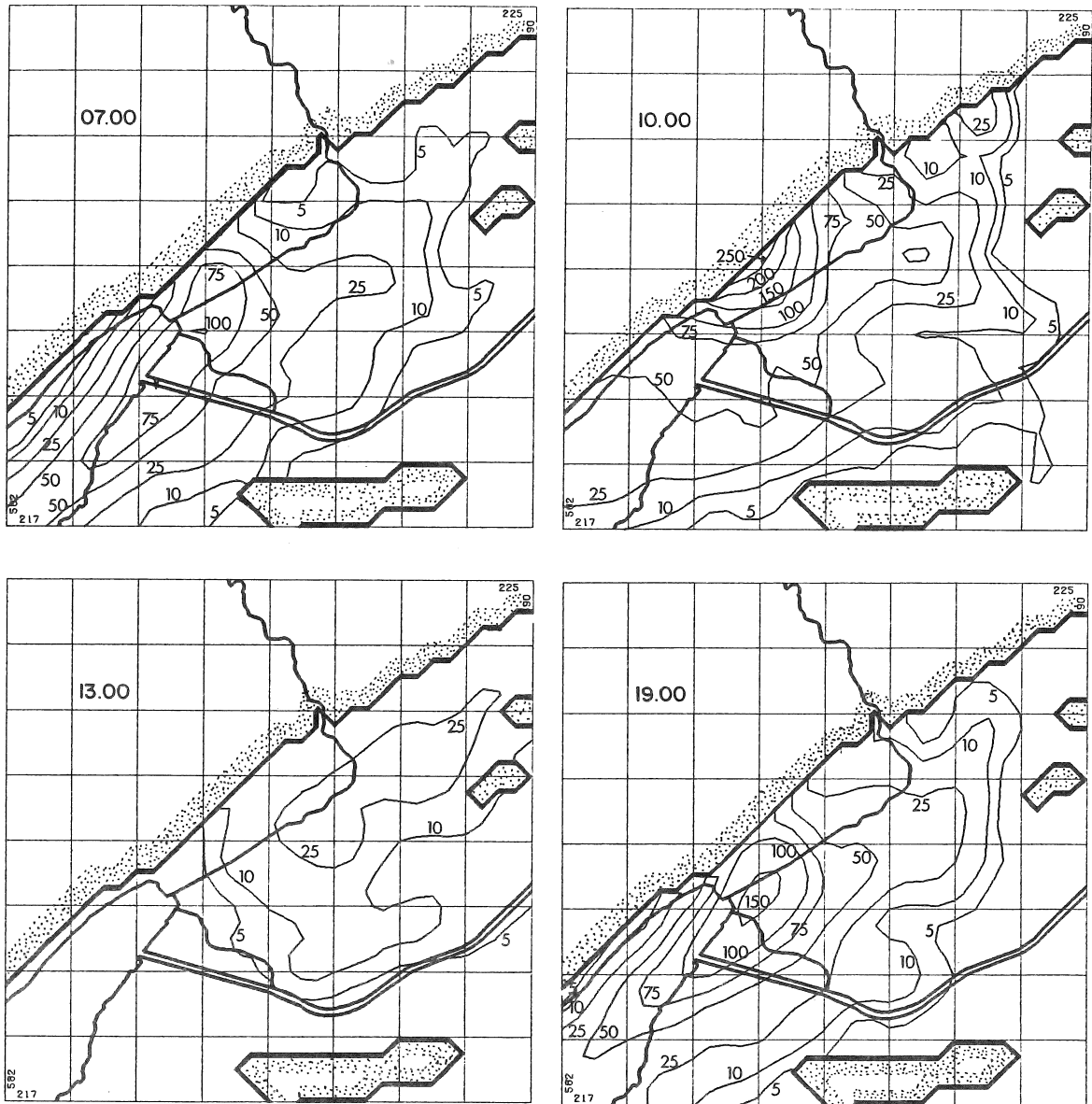
Ueber die ganze Zeitspanne werden nun rund 20'000 Partikel in die Modellatmosphäre abgegeben. Die Berechnung der Konzentrationsfelder erfolgt alle 1/2 Std und für alle 8 Schichten des Modells. Die benötigte Computerzeit für die Simulation der 9 Std von 05 bis 14 Uhr beträgt 12.5 Minuten. Zwischen 14 und 17 Uhr bleiben die Konzentrationsverteilungen in etwa unverändert. Deshalb ist erst wieder die Zeitspanne von 17 - 19 Uhr simuliert worden. Während der ganzen Periode wird unterhalb der Inversion mit Turbulenzparametern für neutrale Atmosphäre (siehe Kap. 6.2.1) gerechnet.

In den 3 folgenden Figuren sind für eine Auswahl von 3 Schichten die Konzentrationsmuster für die Zeitpunkte 07, 10, 13 und 19 Uhr wiedergegeben (Figur 44: Schicht 0-25 m ü.Gr.; Figur 45: Schicht 50-100 m U.Gr.; Figur 46: Schicht 150-250 ü.Gr.).



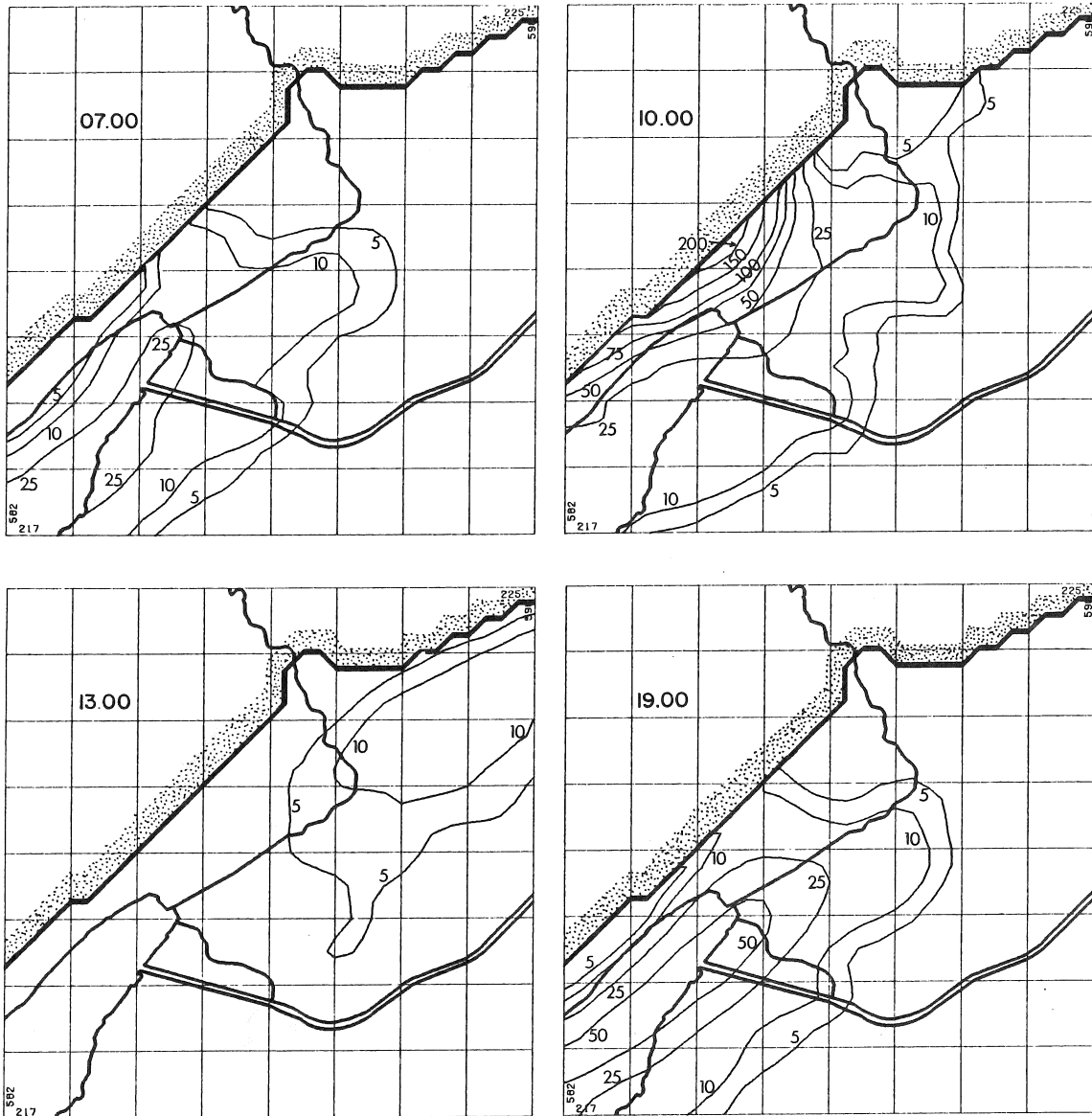
Figur 44. SO<sub>2</sub>-Konzentrationen am 10. 12. 1980, Schicht 0-25 m ü.Grund, 4 Zeitpunkte, Werte in µg/m<sup>3</sup>.

Um 07 Uhr ist im Lee der Stadt eine normale Schadstofffahne zu beobachten, die jedoch deutlich gegen das SE-Ufer des Bielersees abgedrängt ist. Dies ist auf die Hangabwinde zurückzuführen, die vor allem im Lee der Stadt am nordseitigen Bielerseeufer lufthygienisch wirksam sind. Im Bereich der Stadt ist die Wirkung der Hangabwinde jedoch gering. Sie führen zu einer leichten Reduktion der Werte im Hangbereich. Für eine entscheidende Luftqualitätsverbesserung bis in das



Figur 45.  $\text{SO}_2$ -Konzentrationen am 10. 12. 1980, Schicht 50-100 m ü.Grund, 4 Zeitpunkte, Werte in  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ .

Stadtzentrum hinein sind die Hangabwinde jedoch zu schwach. Im Bereich des Taubenlochausgangs reichen demgegenüber die Windgeschwindigkeiten aus, um zu einer deutlichen Reduktion der Belastung zu führen. Man vergleiche in Figur 44 die Lage der 25 und  $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$  Isolinien zu den Zeitpunkten 07 und 10 Uhr. Um 10 Uhr sind, bei einer wesentlich reduzierten Geschwindigkeit des Kaltluftausflusses, die Konzentrationen im Ostteil der Stadt wesentlich höher als um 07 Uhr, im Stadtzentrum hingegen nicht. Diese reinigende Wirkung des Taubenlochwindes basiert natürlich auf der Annahme, dass seine Vorbelastung gering ist. Sein Effekt ist auch in den höheren Schichten (Figur 45 und Figur 46) sehr schön sichtbar.



Figur 46. SO<sub>2</sub>-Konzentrationen am 10. 12. 1980, Schicht 150-250 m ü. Grund 150-250 m ü. Grund, 4 Zeitpunkte, Werte in µg/m<sup>3</sup>.

Um 10 Uhr hat sich das Verteilungsmuster vollständig geändert. In der Bodenschicht (Figur 44) wird die Konzentrationsverteilung diffus. Die Werte im Stadtzentrum sind vergleichbar mit denjenigen um 07 Uhr. Im Ostteil der Stadt sind sie wesentlich höher, im Westen dagegen geringer. Es ist keine gut ausgebildete Leefahne mehr vorhanden. In der Senke der Dietschimatt auf der Längholzseite (Koord. 587.500 / 221.500) treten recht hohe Konzentrationen auf. Der Taubenlochwind drängt die Schadstoffe gegen das Längholz, vermag diese jedoch nicht mehr vollständig wegzuführen.

Der Unterschied zwischen den Situationen um 07 und 10 Uhr wird bei Betrachtung der höheren Schichten (Figur 45 und Figur 46) noch stärker akzentuiert. Am Hang treten nun Kon-

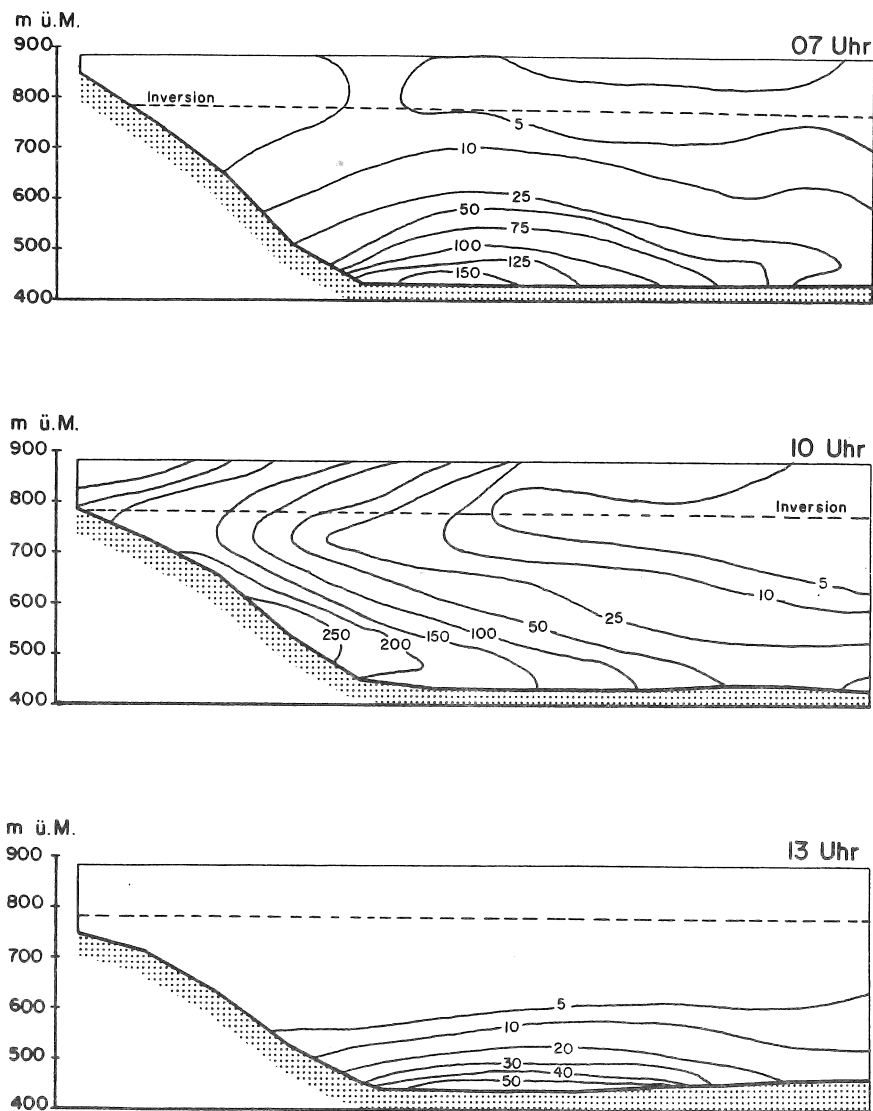
zentrationen auf, die diejenigen des Stadtzentrums deutlich übertreffen. Die hohen Konzentrationen sind bis weit den Hang hinauf zu beobachten. Man kann davon ausgehen, dass im ganzen Hangbereich zwischen dem Taubenlochausgang und der Grenze des Untersuchungsgebiets mit hohen Konzentrationen zu rechnen ist, die ihr Maximum auf 100 bis 300 m über Grund erreichen.

Um 13 Uhr, eine Stunde nach Einsetzen der kräftigen Südwestwinde auch am Boden, ist die Konzentration drastisch gesunken, vor allem auch in den höheren Schichten. Die Zeit zwischen 12 und 17 Uhr stellt eine Periode guter Durchlüftung dar. Sie vermag die Konzentrationen wegen der geringen räumlichen Ausdehnung der Stadt sehr effektiv und rasch zu senken. Auch der Umstand, dass vorher die Schadstoffe mehrheitlich in die entgegengesetzte Richtung transportiert wurden und nun wieder Richtung Stadt fließen, kann an dieser Aussage wenig ändern. Die durch diesen Rücktransport verursachte Erhöhung der Vorbelastung fällt kaum ins Gewicht.

Schliesslich hat sich am Abend um 19 Uhr ein ähnliches Muster wie um 07 Uhr eingestellt. Vergleicht man diese beiden Zeitpunkte, so sind die Konzentrationen um 19 Uhr leicht erhöht. Dies zum einen wegen der etwas erhöhten Emission (Tabelle 17), zum andern jedoch wegen der kleineren Windgeschwindigkeiten um 19 Uhr. Diese führen vor allem in den höheren Schichten zu einer gegenüber 07 Uhr beträchtlich erhöhten Konzentration. Dies ein Hinweis darauf, dass mit abnehmender Windgeschwindigkeit die Schornsteinüberhöhung wächst und die vertikale Komponente gegenüber der horizontalen an Bedeutung gewinnt.

Die Analyse dieses einzelnen Tages zeigt sehr deutlich, dass das Windfeld die Zeitreihe des Konzentrationsverlaufs ganz wesentlich bestimmt. Insbesondere im Hangbereich zeigen bereits geringfügige Richtungsänderungen eine grosse Wirkung. Der Auf- und Abbau der Konzentrationsspitzen im Hangbereich erfolgt in Zeiträumen von weniger als 1 Stunde. Die Spitzen im Konzentrationsverlauf der Station Vogelsang zwischen 00 und 07 Uhr (Figur 42) werden ebenfalls durch kurzzeitige Winde aus den Sektoren E bis S verursacht, die z.T. nur 1/2 Stunde dauern, aber sehr deutlich in den Windaufzeichnungen nachzuweisen sind.

Die Vertikalprofile der Konzentrationen für die 3 interessanten Zeitpunkte 07, 10 und 13 Uhr sind in der Figur 47 zu finden. Die Lage der Profilachsen ist der Figur 44 zu entnehmen. Sehr deutlich ist die Verschiebung und Aufwölbung der Isolinien um 10 Uhr zu erkennen. Die Schadstoffe werden zu diesem Zeitpunkt gewissermassen gegen den Hang gedrückt und müssen gegen oben ausweichen. Das Abbiegen der Isolinien ab 750 m ü.Meer wird durch Windkomponenten verursacht, die vom Hang wegzeigen. Sie müssen aus Kontinuitätsgründen angenommen werden, da nicht anzunehmen ist, dass die Hangaufwinde die kräftige Inversion zu durchstossen vermögen. Dies bedeutet jedoch, dass die Hangaufwinde sehr direkt und



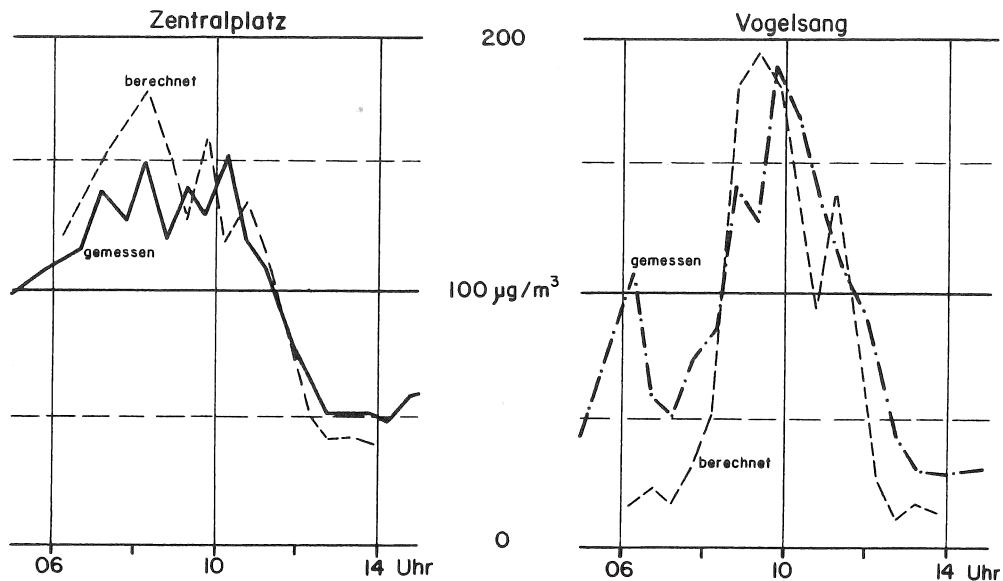
Figur 47. Vertikalprofile der SO<sub>2</sub>-Konzentrationen am 10. 12. 1980, Zeitpunkte 07, 10, 13 Uhr. Für die Lage der Profilachsen siehe Figur 44.

in hohen Konzentrationen Schadstoffe in die Höheninversion transportieren, wo sie wahrscheinlich gefangen bleiben.

Um 13 Uhr ist die starke vertikale Abnahme der Konzentrationen bemerkenswert. Sie wird durch die kräftigen Winde verursacht. Erst in Distanzen von mehreren Kilometern von der Stadt erreichen die Schadstoffe grössere Höhen.

Der Figur 48 ist schliesslich der Vergleich der gemessenen und berechneten Werte für die kritische Zeitspanne von 06 bis 14 Uhr zu entnehmen. Die Übereinstimmung zwischen Modell und Realität ist sehr gut. Zwei Punkte sind dabei zu berücksichtigen:

- Die Vorbelastung der Luft ist im Modell nicht miteinbezogen. Die Modellwerte müssten aus diesem Grund um vielleicht 20  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  angehoben werden. Damit ergäbe sich um 14 Uhr eine in etwa korrekte Wiedergabe der Konzen-



Figur 48. Vergleich Modell - Realität, 10. 12. 1980.  
06 bis 14 Uhr. Gemessene und berechnete  
SO<sub>2</sub>-Konzentrationen.

trationen. Die Spitzenwerte werden vom Modell leicht überschätzt.

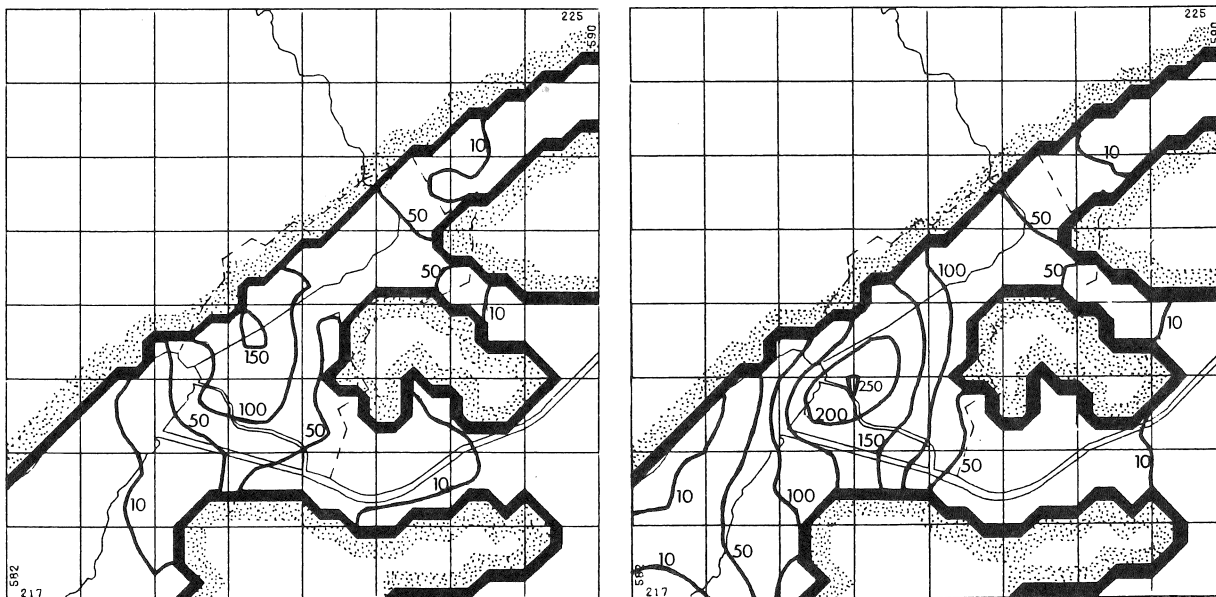
- Der Wert von  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$  um 06 Uhr bei der Station Vogelsang wird deshalb vom Modell nicht reproduziert, weil die kurzzeitige Südkomponente des Windes zwischen 05 und 06 Uhr in der Windfeldabfolge unberücksichtigt blieb.

Der Vergleich mit der Realität zeigt, dass das Partikeltrajektorienmodell auch komplexe Situationen wiederzugeben vermag. Allerdings müssen dabei die Windfelder und ihre Abfolge sehr genau bekannt sein, was eine beträchtliche Vorarbeit erfordert. Auch hier gilt demnach, dass ein guter Modelloutput einen guten Modellinput voraussetzt.

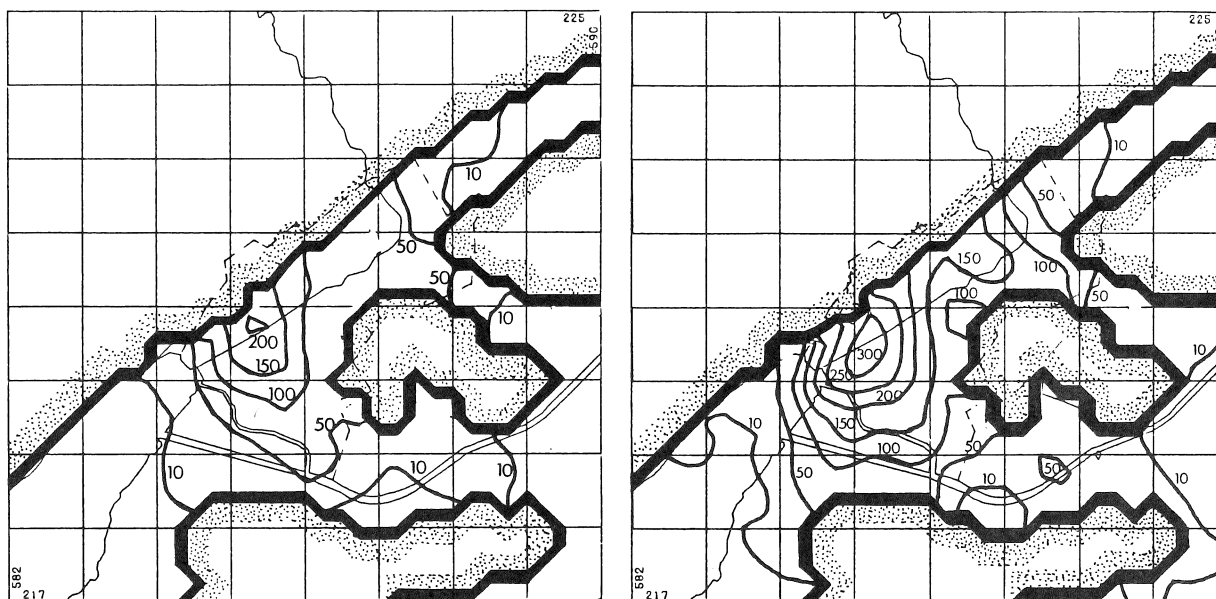
## 7.2 MODELLIERUNG VON SCHWACHWINDLAGEN

Die höchsten Konzentrationswerte in einer Stadt, wo die Hausbrandquellen dominieren, treten bei sehr schwachen Winden (Kalmen) auf. Kalmensituationen sind grundsätzlich nicht einfach zu simulieren, da eine definierte Wegtransportrichtung wegen des Mäandrierens des Windes fehlt. Mit dem Einbau dieses Phänomens in das Partikeltrajektorienmodell ist es möglich, einigermaßen realistische Konzentrationsverteilungen bei Schwachwindlagen zu generieren. In den beiden folgenden Figuren sind zwei Beispiele zu finden.

Ausgangspunkt für beide Fälle ist eine leichte Bisenströmung mit einer Stärke von 0.5 m/s resp. 0.25 m/s auf Dachniveau. Es wird eine neutrale Schichtung mit einer Inversion auf 350 m ü.Gr. angenommen. Gezeigt sind die Resultate für eine



Figur 49. SO<sub>2</sub>-Konzentrationen bei Schwachwindlage ( $u = 0.5$  m/s), Schicht 0-25 m ü. Grund.  
Links: nach 1 Std; rechts: nach 2 Std;



Figur 50. SO<sub>2</sub>-Konzentrationen bei Schwachwindlage ( $u = 0.25$  m/s), Schicht 0-25 m ü. Grund.  
Links: nach 1 Std; rechts: nach 2 Std;

Kalmdauer von 1 resp. 2 Stunden. Die Emissionsstärken entsprechen denjenigen eines sehr kalten Wintertages. Der modellierte Fall in Figur 50 mit einer Dauer von 2 Stunden dürfte einen Extremfall repräsentieren, der in etwa die höchsten zu erwartenden SO<sub>2</sub>-Konzentrationen in Biel wiedergibt. Wesentlich höhere Werte sind zwar möglich, sie würden aber einen massiven Schadstoffinput aus Quellen bedingen, die



ausserhalb des Untersuchungsgebiets liegen. Hohe Konzentrationen können auch bei einem extremen 'fumigation' - Fall mit Akkumulierung von Schadstoffen in einer Inversion knapp über der Stadt und anschliessendem raschen Transport zum Boden entstehen.

Zwei Punkte sind zu den Figuren anzumerken:

- Eine Verdoppelung der Kalmenlänge von 1 auf 2 Stunden führt nicht zu einer Verdoppelung der Konzentration. Die Konzentrationszunahme ist eine abnehmende Funktion der Zeit. Es stellt sich auch bei diesen niedrigen Windgeschwindigkeiten relativ rasch ein Gleichgewicht zwischen emittierter und wegtransportierter Schadstoffmenge ein.
- Bei Halbierung der Windgeschwindigkeit von 0.5 auf 0.25 m/s ist ebenfalls keine Verdoppelung der Konzentration zu beobachten. Hier ist der Auftrieb der Schadgase die massgebende Ursache.

Die Analyse der Schwachwindlagen wie auch die Fallstudie des 10. 12. 1980 zeigen sehr deutlich, dass die Konzentrationen durch das Gleichgewicht zwischen der Emission und dem Wegtransport der Schadstoffe bestimmt sind. Modelle, die eine reine Akkumulation von Schadstoffen in einem bestimmten Luftvolumen annehmen, führen bereits nach kurzer Zeit zu unrealistisch hohen Konzentrationen. Dieses Prinzip des Gleichgewichts gilt übrigens auch in den grösseren Scale-Bereichen. Dort geht es aber um das Verhältnis zwischen dem Schadstoffinput in die Atmosphäre und der Entfernung aus ihr über die Depositionsprozesse.

## 8.0 DER PHOTOCHEMISCHE SMOG

### 8.1 GRUNDLAGEN

In der Lufthygiene werden zwei grundsätzlich verschiedene Smogtypen unterschieden. Der London-Smog ist gekennzeichnet durch hohe Schwefeldioxid- und Staubkonzentrationen. Er tritt praktisch ausschliesslich im Winter bei austauscharmen Wetterlagen mit Bodennebelbildung auf. Demgegenüber ist der Smog vom Los Angeles Typ nur im Sommer bei hohen Temperaturen und grosser Einstrahlung zu beobachten. Das gemeinsame bei der Smogtypen ist das Auftreten während Hochdruckwetterlagen, die meist mit Temperaturinversionen verbunden sind. Im Sommer handelt es sich um Subsidenzinversionen, im Winter dagegen in erster Linie um Strahlungsinversionen. Die Leitkomponente des photochemischen Smogs (Los Angeles Typ) ist das Ozon. Daneben wird noch eine grosse Zahl weiterer Substanzen gebildet, z.B. das pflanzengiftige PAN (Peroxyazetylnitrat), das jedoch in wesentlich geringeren Konzentrationen vorliegt (Messungen in der Schweiz sind bei LANDOLT et al. 1985 publiziert).

Handelt es sich bei den Leitkomponenten des London-Smogs um primäre Luftschadstoffe, so ist das Ozon ein sekundäres Reaktionsprodukt. Es entsteht aus einem Gemisch von Stickoxiden und Kohlenwasserstoffen bei gleichzeitig intensiver Sonnenstrahlung. Die Tatsache, dass die Leitkomponente des photochemischen Smogs ein sekundärer Schadstoff ist, erschwert die Analyse dieser Smogtyps ganz beträchtlich. Dies betrifft nicht nur die Modellbildung, wie später zu diskutieren sein wird, sondern auch die zu ergreifenden Emissionsminderungsstrategien, da Substitutionsmöglichkeiten zwischen den Stickoxiden ( $\text{NO}_x$ ) und den Kohlenwasserstoffen (HC) bestehen.

Die Bildung eines anthropogen verursachten photochemischen Smogs wurde in Los Angeles bereits kurz nach dem 2. Weltkrieg nachgewiesen. Lange Zeit glaubte man, dass er auf diese Stadt beschränkt sei, da dort die Voraussetzungen zur Bildung sehr günstig sind. Los Angeles liegt im Bereich des subtropischen Hochdruckgürtels ( $34^\circ\text{n.Br.}$ ) mit meist kräftig ausgebildeter Subsidenzinversion auf 400 - 600 m über Grund. Zudem ist die Stadt dreiseitig von Bergen umschlossen, was zu einer ausgesprochenen Windarmut führt. Daneben sind die Emissionen in dieser für das Auto konzipierten Stadt enorm. Los Angeles ist damit ganz eindeutig die Typstadt für die Ausbildung des photochemischen Smogs. Heute ist sein Vorkommen jedoch weltweit verbreitet. In Europa wurde er erstmals in den Sommermonaten des Jahres 1965 in Holland nachgewiesen. Seitdem ist er an zahllosen Orten bis hinauf in hohe Breiten festgestellt worden. Tatsächlich ist das Ozonbildungspotential aufgrund des Strahlungsangebots selbst auf  $65^\circ\text{n.Br.}$  bei Sonnenhöchststand gegenüber  $35^\circ\text{n.Br.}$  nur unwesentlich reduziert (NIEBOER et al. 1976: 732). Die Geschwindigkeitskonstante für die Photolyse des  $\text{NO}_2$  beträgt bei

einem Zenitwinkel der Sonne von  $40^\circ$  84 % und bei einem solchen von  $60^\circ$  noch immer 60 % des Wertes der Konstante bei einem Winkel von  $0^\circ$ . Deshalb ist es nicht erstaunlich, dass SCHJOLDAGER et al. (1978: 2466) in Südnorwegen Ozonepisoden mit Konzentrationen bis zu  $240 \mu\text{g}/\text{m}^3$  nachgewiesen haben.

Zwei weitere wichtige Punkte sind im Zusammenhang mit dem Ozonproblem aufzuführen. Es betrifft dies den natürlichen Background und den weiträumigen Transport des Ozons. Beide Aspekte tragen wesentlich zur Komplexität des Ozonproblems bei.

Die meisten Schadstoffe weisen einen sehr geringen natürlichen Background auf. Dies gilt aber nicht für das Ozon. Sein natürlicher Backgroundpegel liegt in der Grössenordnung von 45 ppb (ca.  $90 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ) in  $60^\circ$  N, resp. 25 ppb in den Tropen (FUHRER 1985: 294). Er wird vor allem durch das stratosphärische Ozon (SINGH et al. 1978 und 1980) gespiesen. Der Austausch zwischen stratosphärischer und troposphärischer Luft geschieht am Rande von Tiefdrucksystemen mit gut ausgebildetem Jet-stream (REITER 1975). Auf seiner zyklonalen Seite, wo die maximalen Windstärken zu beobachten sind, kann stratosphärisches Ozon bis weit in die Troposphäre dringen, was zu bodennahen Konzentrationsspitzen führen kann, die in derselben Grössenordnung liegen wie die anthropogen verursachten. So wurde auf der Zugspitze im Januar 1975 während eines solchen Ereignisses ein Wert von 196 ppb erreicht und auf dem Hohenpeissenberg im Feb. 1971 Kurzzeitspitzenwerte bis 250 ppb (SINGH et al. 1980: 1014). Der Nachweis des Auftretens hoher, nicht anthropogen bedingter  $\text{O}_3$ -Konzentrationen hat in den USA zu einer Anhebung des  $\text{O}_3$ -Grenzwerts von 80 auf 120 ppb geführt<sup>37</sup>.

In diesem Zusammenhang dürfte es jedoch sinnvoller sein, den Grenzwert als Häufigkeitsaussage zu definieren<sup>38</sup>. Die Wahl einer Häufigkeitsaussage drängt sich deshalb auf, weil durch die anthropogenen Aktivitäten die Zahl der Ereignisse mit hohen  $\text{O}_3$ -Konzentrationen zugenommen hat. Es ist jedoch höchstwahrscheinlich, dass auch natürliche Prozesse (seltene) Kurzzeitspitzen von über 100 ppb verursachen können (siehe DERWENT et al. 1978 für eine ländliche Station in England). Diese Werte sind dabei an zyklonales Wetter mit

---

<sup>37</sup> Definiert als 1 h Konzentration, die pro Jahr im Maximum einmal überschritten werden darf.

<sup>38</sup> Die neue LRV (1986) definiert sowohl einen 98 % Wert der Summenhäufigkeitsverteilung ( $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , ca. 50 ppb) wie auch ein 1 h Maximum ( $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ), das nur einmal pro Jahr überschritten werden darf. Beide Grenzwerte sind als sehr tief zu bezeichnen, und sie dürften nahe beim natürlichen Background liegen. Untersuchungen über die Backgroundkonzentration des Ozons, vor allem im Bereich 1000 - 2000 m ü.M., wären im schweizerischen Alpenraum dringend nötig.

Frontdurchgang und Jet-stream in der Höhe gebunden und sind damit gut unterscheidbar von den photochemisch verursachten hohen Werten, die antizyklonales Wetter mit hoher Strahlungsintensität erfordern,

Das Ozonreservoir der freien Troposphäre zeigt einen ausgeprägten Jahresgang mit Maximum im Frühling und Minimum im Herbst. Die Mittelwerte schwanken dabei zwischen 20 ppb im Nov. und 50 ppb im April (SINGH et al. 1978: 2194). Ein Tagesgang ist in der freien Troposphäre nicht nachzuweisen. Wegen des intensiven Ozonabbaus am Boden und der Ausbildung von nächtlichen Bodeninversionen, die einen Nachschub von oben weitgehend unterbinden, ist bei Bodenstationen demgegenüber ein deutliches Absinken der Ozonkonzentrationen in der Nacht zu beobachten, woraus Werte resultieren, die deutlich unter dem troposphärischen O<sub>3</sub>-Pegel liegen. Am Tag, bei intensiver vertikaler Durchmischung, steigen die O<sub>3</sub>-Werte am Boden bis gegen den Backgroundpegel der freien Troposphäre an (gilt bei Situationen ohne photochemische O<sub>3</sub>-Bildung). Messungen an emittententfernen Bodenstationen liegen somit im Mittel wesentlich unter dem O<sub>3</sub>-Pegel der freien Troposphäre, was in noch ausgeprägterem Mass für Stationen gilt, die in der Nähe von NO-Quellen liegen.

Abstrahiert man vom natürlichen O<sub>3</sub>-Background und betrachtet nur die photochemisch, durch anthropogene Stickoxid- und Kohlenwasserstoffemissionen verursachten O<sub>3</sub>-Spitzenkonzentrationen, so sind zwei räumliche und zeitliche Scale-Bereiche der Entstehung zu unterscheiden. In städtischen Schadstofffahnen entsteht Ozon innerhalb einiger Stunden und damit in einem Abstand von einigen km bis einigen 10 km von der Quelle. Ueber ländlichen Gebieten mit mittlerer Emissionsstärke ist ebenfalls eine Ozonbildung möglich, wobei sie jedoch mehrere Tage beansprucht (ISAKSEN et al. 1978). Dieser Fall betrifft sehr grosse Gebiete. Er tritt während stationären Hochdrucklagen auf, die über mehrere Tage Strahlungswetter bringen. Im Prinzip kann im ganzen Hochdruckgebiet mit einer Ozonproduktion gerechnet werden, die in Kombination mit dem in städtischen Schadstofffahnen produzierten Ozon zu einem allgemein erhöhten Pegel führt (räumliche Ausdehnung: mehrere 10'000 km<sup>2</sup>). Untersuchungen dazu sind für Europa bei GUICHERIT & VAN DOP (1977) und für Amerika bei WOLFF et al. (1977) zu finden.

Beide Ozonentstehungsarten, die natürlich nicht scharf voneinander zu trennen sind, können den Ausgangspunkt für einen weiträumigen Transport von Ozon bilden. Das im Lee der Städte entstandene Ozon baut sich in Bodennähe relativ rasch ab. Wird ein Teil der Ozonwolke, die normalerweise die ganze PBL in ihrer nachmittäglichen Maximalausbildung umfasst, durch eine sich in der Nacht bildende Bodeninversion vom Untergrund getrennt, so ist der O<sub>3</sub>-Abbau nur gering und das Ozon kann in der Höhe die Nacht mehr oder weniger unbeschadet überdauern. Am folgenden Tag resultieren daraus zwei Prozesse. Zum einen werden mit der zunehmenden Labilisierung Teile der Ozonwolke zum Boden geführt, wo kurzfristig hohe Konzentrationen entstehen ('fumigation' - Effekt, OTT & LYONS

1977). Zum andern kann es, ausgehend von den nicht völlig verbrauchten Kohlenwasserstoffen und Stickoxiden, zu einer neuen Ozonbildung kommen, die nun jedoch weitab vom ursprünglichen Emissionsort der Primärsubstanzen erfolgt. Modellmässig erfasst und mit Emissionsdaten von Europa durchgerechnet wurde dieser Fall von einer norwegischen Forschergruppe (ELIASSEN et al. 1982). Sehr anschauliche Flugzeugmessungen zu diesem Phänomen über dem NE der USA sind in CLARKE & CHING (1983) zu finden.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die höchsten Ozonkonzentrationen im Lee der grossen Städte auftreten. Dieses Ozon kann in der Schicht zwischen der nächtlichen Bodeninversion und der abgehobenen Subsidenzinversion über grössere Distanzen transportiert werden und wieder mit dem Boden in Kontakt kommen. Daneben ist eine schwächere, aber grossräumige Ozonbildung über ländlichen Gebieten mit diffus verteilten Quellen im Zeitraum von einigen Tagen möglich, mit der Folge grossräumig erhöhter Ozonwerte. Schliesslich sei hier noch erwähnt, dass im zweiten Fall auch natürlich emittierte Kohlenwasserstoffe zur Ozonbildung beitragen können (DERWENT & HOV 1980).

Im folgenden wird nur der Ozonaufbau im Lee von Städten im Zeitraum von einigen Stunden betrachtet und zu simulieren versucht. Für die Modellierung der grossräumigen Prozesse sei auf die Arbeiten von ISAKSEN et al. (1977) und ELIASSEN et al. (1982) verwiesen.

## 8.2 EIN EINFACHER CHEMISCHER REAKTIONSMECHANISMUS

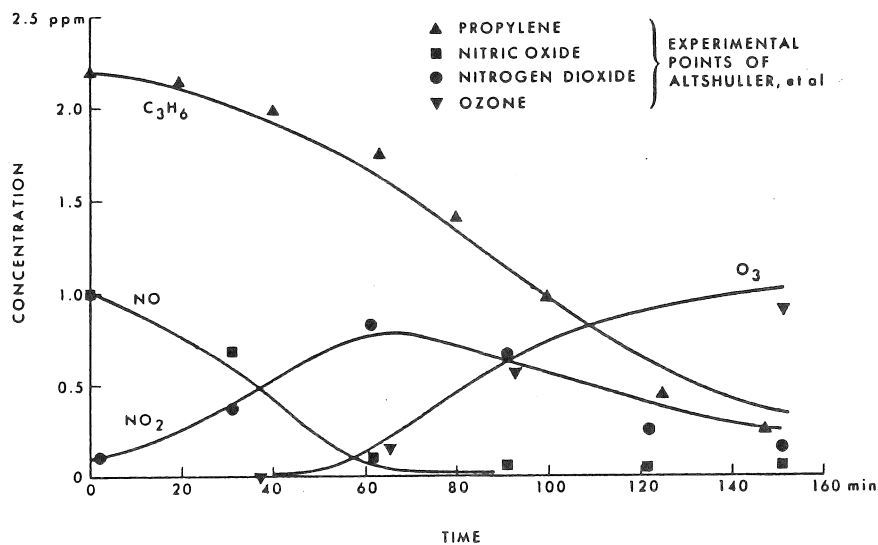
Vor der Behandlung der Reaktionskinetik sollen kurz die Umrechnungsfaktoren von  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  in ppm aufgeführt werden. In den chemischen Reaktionsgleichungen werden die Konzentrationen immer in ppm (parts per million =  $10^{-6}$  Volumenanteile) angegeben, da nicht das Gewicht des Schadstoffs interessiert, sondern die Zahl der Moleküle. Ebenfalls häufig verwendet werden die Grössen ppb (parts per billion =  $10^{-9}$  ppm) und pphm (parts per hundred million =  $10^{-2}$  ppm). Die Umrechnungskonstanten bei  $25^\circ\text{C}$  und 1013 hPa Druck sind:

1 ppb NO	=	1.227 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ NO
1 ppb NO <sub>2</sub>	=	1.881 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ NO <sub>2</sub>
1 ppb O <sub>3</sub>	=	1.963 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ O <sub>3</sub>
1 ppb C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>	=	1.719 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>
1 ppb C <sub>1</sub> H <sub>1.85</sub>	=	0.566 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ C <sub>1</sub> H <sub>1.85</sub>
1 ppb SO <sub>2</sub>	=	2.617 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ SO <sub>2</sub>

Die NO<sub>x</sub>-Emissionen werden normalerweise angegeben, als wären sie NO<sub>2</sub> und die HC-Emissionen werden auf eine Kohlenwasserstoffeinheit umgerechnet, unter der Annahme eines mittleren Kohlenstoff-Wasserstoffverhältnisses von 1:1.85 (C<sub>1</sub>H<sub>1.85</sub>, siehe AGV 1982: 93f). Beziehen sich die Konzentra-

tionsangaben der Kohlenwasserstoffe auf eine Kohlenwasserstoffeinheit, dann wird von ppmC resp.  $\mu\text{gC}/\text{m}^3$  gesprochen. Zusätzlich sei noch erwähnt, dass das Methan ( $\text{CH}_4$ ) als einfachster Kohlenwasserstoff wegen seiner Reaktionsträgheit nicht in die Photosmogmodelle eingeht. Für die Bezeichnung der Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe wird die Abkürzung NMHC verwendet (z.T. auch NMOC: 'non methan oxidant concentrations').

Ausgangspunkt für die Entwicklung photochemischer Modelle waren die Resultate von Smogkammerexperimenten. Figur 51 zeigt ein solches Beispiel.



Figur 51. Smogkammerexperiment eines Stickoxid - Propylen - Systems (aus ESCHENROEDER & MARTINEZ 1972: 118).

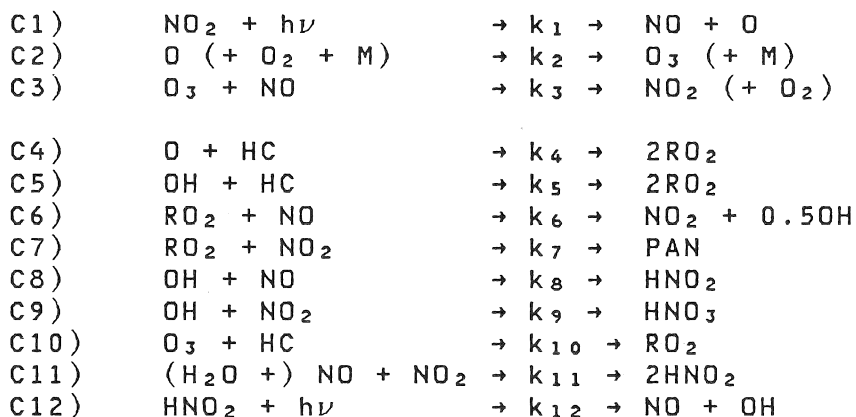
Ein Ausgangsgemisch von  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$  und  $\text{C}_3\text{H}_6$  (oder eines anderen Kohlenwasserstoffs, resp. HC-Gemischs) wird intensivem Sonnenlicht ausgesetzt und der Reaktionsablauf verfolgt. Als erstes wird  $\text{NO}$  relativ rasch zu  $\text{NO}_2$  oxydiert. Das  $\text{NO}_2$  erreicht sein Maximum im Beispiel der Figur 51 nach etwa 1 Stunde. Die Bildung des Ozons setzt nach dem Abbau des  $\text{NO}$  ein, und beim Propylen ist eine konstante Abnahme zu beobachten.

Sollen diese qualitativen Aussagen quantifiziert und eine Erklärung für das Verhalten der einzelnen Schadstoffe gefunden werden, so ist die Entwicklung eines photochemischen Reaktionsmechanismus unerlässlich. Seit Mitte der 60er Jahre wird intensiv daran gearbeitet. Die ersten einfachen Modelle wurden durch immer kompliziertere ersetzt. Hatten die ersten Modelle noch weniger als 10 Reaktionsgleichungen, so ist man

heute bei solchen mit über 200 Gleichungen angelangt (LEONE & SEINFELD 1985)<sup>39</sup>.

Die Zunahme der Komplexität der Modelle ist durch die genauere Berücksichtigung des Kohlenwasserstoffgemischs bedingt. Sind bereits auf der Emissionsseite bei den Autoabgasen mehr als 50 Kohlenwasserstoffe nachzuweisen (NELSON & QUIGLEY 1984), so geht ihre Anzahl in der Atmosphäre wegen der vielfältigen Reaktionen in die Hunderte. Selbst die aufwendigsten Modelle können die Kohlenwasserstoffe nur in zusammengefasster Form berücksichtigen. Es werden dazu verschiedene Reaktionsklassen gebildet und separat behandelt. Im einfachsten Fall wird nur eine HC-Klasse angenommen.

Ein solches einfaches Modell ist dasjenige von ESCHENROEDER & MARTINEZ (1972: 116), das im folgenden kurz beschrieben wird. Die Wahl fiel auf dieses Modell, da es die Basisreaktionen in nur 12 Reaktionsgleichungen enthält. Da das photochemische Modell in dieser Arbeit in Kombination mit einem meteorologischen Ausbreitungsmodell eingesetzt wird, kommt aus Rechenzeitgründen nur ein sehr knappes Reaktionssystem in Frage. Das Reaktionssystem lautet:



$h\nu$  steht für die Energie eines Lichtquants, R ist die Abkürzung für ein Radikal (Teilchen mit einzelnen ungepaarten Elektronen), M steht für einen Stosspartner, der die überschüssige Energie der Reaktion aufnimmt, was durch jedes Luftmolekül möglich ist.

Für eine ausführliche Diskussion des Systems sei auf die Originalarbeit verwiesen. Eine kurze Beschreibung ist in GASSMANN (1983: 115f) zu finden. Im folgenden sei nur das Grundprinzip erklärt.

Der Reaktionsmechanismus enthält als primäre Schadstoffe die Stickoxide NO und NO<sub>2</sub> und die Kohlenwasserstoffe als Ganzes (HC). Als Radikale treten der atomare Sauerstoff O<sub>3</sub>, die Peroxyradikale ROO<sub>2</sub> und das Hydroxylradikal ·OH auf. Die

---

<sup>39</sup> In dieser Arbeit wird auch ein Vergleich von 6 neueren photochemischen Reaktionsmechanismen durchgeführt.

Reaktionskette startet mit der Photodissoziation von  $\text{NO}_2$  in Gl. C1 und endet mit der Bildung von PAN und  $\text{HNO}_3$  (Gl. C7, C9).

Die ersten drei Gleichungen definieren den Grundzyklus der Ozonbildung. Nach der durch Photonen im ultravioletten Spektralbereich (300 - 400 nm) verursachten Aufspaltung von  $\text{NO}_2$  in NO und atomaren Sauerstoff reagiert dieser sehr rasch mit  $\text{O}_2$  und bildet  $\text{O}_3$ . Dieses greift seinerseits das NO an und oxydiert dieses wieder zu  $\text{NO}_2$ . Damit ist die Kette geschlossen. In den 3 ersten Gleichungen werden NO,  $\text{NO}_2$  und  $\text{O}_3$  je an einer Stelle gebildet und verbraucht. Damit wird ein Gleichgewicht zwischen diesen 3 Substanzen definiert, das als photostationäres Gleichgewicht bezeichnet wird und definiert ist als:<sup>40</sup>

$$\text{C13) } [\text{O}_3] = \frac{k_1 [\text{NO}_2]}{k_3 [\text{NO}]}$$

$$\text{oder } \psi = \frac{k_1 [\text{NO}_2]}{k_3 [\text{NO}] \cdot [\text{O}_3]} = 1$$

Abweichungen des  $\psi$ -Wertes von 1 weisen auf eine Abweichung vom chemischen Gleichgewicht hin. Bei der Bestimmung der NO zu  $\text{NO}_2$ -Oxydation in Abgasfahnen grosser Quellen spielt  $\psi$  eine entscheidende Rolle. Ist  $\psi$  kleiner als 1, so sind die Abgase mit der ozonhaltigen Umgebungsluft noch nicht vollständig durchmischt. NO ist in diesem Falle noch immer im Ueberschuss vorhanden, die Oxydation zu  $\text{NO}_2$  demnach noch nicht abgeschlossen. Bei grösseren Quellen ist die Oxydation erst nach Transportdistanzen von mehreren Kilometern beendet (HEGG et al. 1977: 24, ELSHOUT & BEILKE 1983: 18). Bei Linienquellen darf wegen der besser verteilten Emission angenommen werden, dass  $\psi$  nur wenig von 1 abweicht, was eine notwendige Voraussetzung für die der Figur 34 auf S. 87 zugrundeliegenden Annahmen ist.

Aufgrund der Tatsache, dass über 90 % der Stickoxide emissionsseitig als NO vorliegen, kann aus Gl. C13) sofort abgeleitet werden, dass die ersten 3 Gleichungen des Modells keine Erklärung für das Vorkommen hoher  $\text{O}_3$ -Konzentrationen liefern können<sup>41</sup>.

Dies bedeutet, dass in der Atmosphäre Prozesse ablaufen müssen, die NO zu  $\text{NO}_2$  oxydieren, ohne dass dabei  $\text{O}_3$  verbraucht wird. Diese Aufgabe übernehmen die Kohlenwasserstoffe. Sie

---

<sup>40</sup> Die eckigen Klammern [] beziehen sich auf Konzentrationsangaben der betreffenden Substanzen.

<sup>41</sup> Das Verhältnis  $k_1/k_3$  liegt in der Grössenordnung von 0.01 bis 0.02 ppm. Damit muss das Verhältnis  $\text{NO}_2/\text{NO} \gg 1$  werden, damit grosse Ozonmengen entstehen.



werden von  $O\cdot$ ,  $\cdot OH$  und  $O_3$  attackiert (Gl. C4, C5, C10) und bilden Radikale, die ihrerseits  $NO$  zu  $NO_2$  oxydieren (Gl. C6). Damit ist die Reaktion gefunden (Gl. C6), die die  $NO$ -Oxydation übernimmt, ohne dass gleichzeitig ein  $O_3$ -Molekül verbraucht wird.

Die Gleichungen C1 und C6 definieren eine Reaktionskette, die theoretisch unbeschränkt Ozon produzieren kann. Pro Stickoxidmolekül können dabei mehrere Ozonmoleküle entstehen. Eine Begrenzung der  $O_3$ -Bildung wird durch das Angebot an Radikalen bestimmt. Da diese ihrerseits aus den Kohlenwasserstoffen entstehen, sind sie für die Menge des entstehenden Ozons letztlich verantwortlich. Die Kohlenwasserstoffe sind der 'Brennstoff' für die Ozonproduktion, die Stickoxide dagegen wirken wie ein 'Katalysator'.

Eine Hauptschwierigkeit bei der Entwicklung photochemischer Modelle liegt in der Bestimmung der Reaktionskonstanten. In einfachen Modellen müssen sie notwendigerweise an Smogkammerexperimenten kalibriert werden, da viele Gleichungen eine Zusammenfassung ganzer Reaktionsketten darstellen und nur wenige Reaktionsprodukte berücksichtigt sind. ESCHENROEDER & MARTINEZ (im folgenden als E/M abgekürzt) haben ihr Modell am Propylen - Stickoxid - System der Figur 51 kalibriert. Folgende Reaktionskonstanten werden verwendet:

$$\begin{aligned}k_1 &= 0.4 \text{ min}^{-1} \\k_2 &= 2.76 \cdot 10^6 \text{ min}^{-1} \\k_3 &= 40 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_4 &= 6100 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_5 &= 80 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_6 &= 1500 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_7 &= 6 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_8 &= 10 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_9 &= 30 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_{10} &= 0.0125 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_{11} &= 0.01 \text{ ppm}^{-1} \text{ min}^{-1} \\k_{12} &= 0.001 \text{ min}^{-1}\end{aligned}$$

Sie weichen zum Teil bis zu einem Faktor 20 von den nominalen Werten für ein Propylen-System ab, was darauf hinweist, dass der Reaktionsmechanismus die Prozesse in der Smogkammer nur rudimentär wiederzugeben vermag, und die gute Übereinstimmung in Figur 51 nur mit grossen Anpassungen bei den Geschwindigkeitskonstanten erreicht werden konnte. Allerdings reagiert das Modell auf Änderungen der Reaktionskonstanten nicht sehr sensitiv (ZELLNER 1983), was die grossen Abweichungen zum Teil erklärt.

Die Smogkammerexperimente werden meist mit hohen Konzentrationen durchgeführt, um die Wandeffekte (Anlagerung von Molekülen an den Kammerwänden) zu minimieren. Die Konzentrationen der Figur 51 liegen um einen Faktor 20 bis 40 über den Werten, die in der Schweiz in der Natur zu beobachten sind. Damit stellt sich die Frage, ob bei reduzierten Ausgangskonzentrationen das Modell noch immer realistische Werte liefert. Um diese Frage abzuklären, wurde ein Vergleich mit

4 neuen, umfangreichen Modellen durchgeführt, von denen in DUNKER et al. (1984) Isoplethendiagramme der maximalen O<sub>3</sub>-Konzentration in Funktion der NO<sub>x</sub> und NMHC - Ausgangskonzentrationen gegeben sind. In Tabelle 18 sind einige Werte für die 4 Modelle zusammengestellt. Modell I ist das von der U.S. EPA empfohlene, die übrigen 3 wurden in verschiedenen amerikanischen Städten vor allem für die Frage der optimalen Ozonminderungsstrategie eingesetzt. In 2 weiteren Kolonnen sind die Werte des E/M-Originalmodells und einer 2. E/M-Version zu finden.

Tabelle 18. Vergleich verschiedener Photosmog - Modelle. Maximale O<sub>3</sub>-Konzentrationen in Funktion der NO<sub>x</sub>- und HC-Ausgangskonzentrationen.

	Ausgangskonz.		Maximale O <sub>3</sub> -Konzentrationen in ppm					
	NO <sub>x</sub> ppm	HC ppmC	M I	M II	M III	M IV	E/M Orig.	E/M 2.Ver.
A	0.050	0.4	0.18	0.34	0.38	0.54	0.13	0.19
B	0.025	0.4	0.13	0.29	0.29	0.40	0.17	0.12
C	0.050	0.2	0.10	0.19	0.29	0.43	0.03	0.08
D	0.025	0.2	0.11	0.25	0.26	0.38	0.06	0.10
E	0.0125	0.2	0.10	0.20	0.19	0.29	0.09	0.09
F	0.025	0.1	0.09	0.14	0.19	0.30	0.01	0.03
G	0.0125	0.1	0.08	0.18	0.18	0.26	0.02	0.05

Die Werte der Modelle I bis IV sind gegenüber den Angaben bei DUNKER et al. um 20 % reduziert, um sie auf Standardbedingungen umzurechnen (siehe DUNKER et al.: 314f)

Betrachtet man zuerst nur die Modelle I bis IV, so fallen die grossen Unterschiede der berechneten O<sub>3</sub>-Konzentrationen auf. Die Autoren der Studie haben keine schlüssige Erklärung für die beträchtlichen Differenzen. Selbst in den neuen umfangreichen Reaktionsmechanismen scheinen damit grosse Unsicherheiten zu bestehen.

Vergleicht man nun die Werte des E/M-Originalmodells (Kol. 7) mit den 4 Referenzmodellen, so sind zwei Tatsachen festzuhalten:

- Die absoluten Konzentrationen werden deutlich unterschätzt. Sie liegen selbst unter den Werten des Modells I.
- Die Änderung der Ozonkonzentration bei unterschiedlichen HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnissen wird nicht richtig wiedergegeben. So zeigt das E/M-Originalmodell in Zeile B (NO<sub>x</sub> gegenüber A halbiert), eine deutliche Zunahme des O<sub>3</sub>-wertes gegenüber Zeile A. Die Modelle I bis IV zeigen jedoch eine Abnahme.

Der Grund für die zweite Unstimmigkeit liegt in der sehr langsamen Ozonbildung des E/M-Originalmodells bei tiefen HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnissen. Ein Vergleich mit einem Diagramm in NIKI et al. (1972: 44) zeigt sehr klar, dass diese langsame Bildung nicht realistisch ist. Dies erstaunt umso mehr, als das Propylen, an dem das E/M-Modell kalibriert wurde, reaktiver ist als das in verschmutzter Luft zu findende HC-Gemisch, die Prozesse im Modell also rascher ablaufen müssten als in der Natur<sup>42</sup>.

Eine Beschleunigung der O<sub>3</sub>-Bildung lässt sich mit Änderungen an den Reaktionskonstanten erreichen. Die fehlerhafte Modellierung bei änderndem HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnis bleibt jedoch. Diese kann nur korrigiert werden, wenn der NO<sub>x</sub>-Input im Modell künstlich reduziert wird. Dies wurde bereits im Anwendungsteil der Originalarbeit von E/M so gehandhabt. Der NO<sub>x</sub>-Input wurde in der einen Anwendung auf 1/4 und in der zweiten auf 1/2 des tatsächlichen Wertes reduziert und mit einer erhöhten Deposition begründet. Diese Reduktion scheint jedoch vielmehr einen Fehler in der Modellstruktur zu korrigieren. Die Kolonne E/M 2. Version in der Tabelle 18 enthält die Berechnungen unter folgenden Annahmen:

- NO<sub>x</sub>-Input auf 1/3 reduziert,
- Reaktionskonstanten wie im Originalmodell.

Die Verbesserung der O<sub>3</sub>-Schätzung ist offensichtlich. Es werden nicht nur höhere Werte modelliert, sondern auch bei einer Änderung des HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnisses werden die Ozonwerte einigermaßen korrekt wiedergegeben. Im folgenden wurde deshalb nur mit der 2. E/M-Version gearbeitet. Sie ergibt mit dem EPA-Modell (M I) vergleichbare Werte. Die damit modellierten O<sub>3</sub>-Werte dürften eher zu tief als zu hoch liegen.

Die Diskussion des photochemischen Modells kann folgendermaßen zusammengefasst werden:

- Das E/M-Modell gibt wegen seiner einfachen Struktur die Verhältnisse in der Atmosphäre nur sehr grob wieder. Ohne ausgedehnte Kalibrierung ist es nicht einsetzbar.
- Auch kompliziertere photochemische Reaktionsmechanismen zeigen noch beträchtliche Unsicherheiten in der Bestimmung der maximalen Ozonkonzentration.
- Die Fehlermarge der photochemischen Modelle dürfte diejenige der meteorologischen Ausbreitungsmodelle übertreffen.

---

<sup>42</sup> Aufgrund dieses negativen Resultats wurde ein zweites einfaches Modell von HECHT & SEINFELD (1972) getestet. Es zeigte jedoch bei niedrigen Konzentrationen der Ausgangssubstanzen eine noch langsamere Ozonbildung mit noch niedrigeren O<sub>3</sub>-Werten. Deshalb wurde es wieder verworfen.

- Bei einer Kombination Meteorologie - Photochemie, insbesondere bei der Verwendung einfacher Reaktionsmechanismen, sind im besten Fall semiquantitative Resultate zu erwarten. Bei der Interpretation aller folgenden Resultate ist diese Aussage stets im Auge zu behalten.

### 8.3 MODELLIERUNG VON PHOTOSMOG - SYSTEMEN

#### 8.3.1 Ozonmodell - Typen

Die Ozonmodelle können bezüglich ihrer Komplexität im meteorologischen Teil in 4 Typen eingeteilt werden.

Ziel des 1. Typs ist die Bestimmung des nachmittäglichen Ozonmaximums innerhalb oder in der näheren Umgebung einer städtischen Agglomeration. Als Input wird die morgendliche Konzentration der Ausgangssubstanzen und ev. ein Tagesgang der Emission benötigt. Dieser Typ umfasst praktisch reine photochemische Modelle, die aber sehr komplex sind. Die Meteorologie wird nur am Rande, z.B. mit der Bestimmung eines generellen Verdünnungsfaktors während des Tages, berücksichtigt. Eine räumliche Aussage fehlt vollständig. Dieser Typ wird vorwiegend dazu benutzt, um Ozonminderungsstrategien zu diskutieren (siehe DUNKER et al. 1984, KELLY 1985). Dabei muss man sich bewusst sein, dass diese Aussagen für die Städte und deren Umgebung gelten. Eine Verallgemeinerung auf quellenferne Gebiete ist wegen des Fehlens meteorologischer Annahmen nicht angebracht.

Der 2. Typ kann als Boxmodell mit Photochemie bezeichnet werden. Sein Anwendungsbereich liegt vor allem auf dem Gebiet des grossräumigen Transports (ISAKSEN et al. 1978, ELIASSEN et al. 1982). Er wird aber auch im regionalen Massstab eingesetzt (DRIVAS et al. 1977). Grundidee des Ansatzes ist die Verfolgung eines grösseren Luftpakets, das vom Boden bis zur Obergrenze der PBL reicht und in dem eine homogene Durchmischung angenommen wird. Das Luftpaket bewegt sich entlang einer Trajektorie und erfährt einen Emissionsinput. Gleichzeitig werden die Umwandlungsprozesse innerhalb des Volumens berechnet. Bei Modellen des grossräumigen Ozontransports werden die Luftpakete über mehrere Tage verfolgt, wobei in der Nacht die Abbaumechanismen miteinbezogen werden. Der photochemische Teil dieses Typs ist meist noch sehr aufwendig.

Die Modelle des 3. Typs haben bereits eine voll ausgebaute Meteorologie, d.h. die Transport- und Diffusionsprozesse werden nach den im Kap. 3.2 behandelten Beziehungen berechnet. Sie beschränken sich aber auf die Bearbeitung zweier Dimensionen (x,z-Ebene). Ziel ist es, die vertikale Differenzierung herauszuarbeiten (LIU & GOODIN 1976, SCHIAVONE & GRAEDEL 1981, GRAEDEL & SCHIAVONE 1981). Durch die Be-

Schränkung auf zwei Dimensionen wird auf der meteorologischen Seite recht viel Speicherplatz und Computerzeit gespart, so dass noch recht aufwendige photochemische Submodelle eingesetzt werden können.

Der 4. Typ schliesslich ist vollständig dreidimensional. Er erlaubt damit räumliche Aussagen in der Horizontalen wie in der Vertikalen. Ein Beispiel dieses Typs ist das Modell von McRAE et al. (1979) und McRAE & SEINFELD (1983) für das Los Angeles-Becken. Die dreidimensionalen Modelle stellen grosse Optimierungsprobleme. Im photochemischen Teil bedingt dies eine Identifizierung derjenigen Substanzen, die in einem pseudostationären Zustand vorliegen. Unter Ausnützung dieser 'pseudo-steady-state' Approximationen vermag das Modell von McRAE et al. (1979) immerhin einen Reaktionsmechanismus mit 50 Gleichungen zu simulieren.

Das EIR Würenlingen ist daran, in das für die CLIMOD - Studie benutzte hydrodynamische Grenzschichtmodell eine photochemische Subroutine einzubauen (GASSMANN 1983: 116). Da das Grenzschichtmodell bereits sehr viel Rechenzeit benötigt, kommt nur ein einfacher Reaktionsmechanismus in Frage. Die Wahl fiel dabei auf das im letzten Unterkapitel beschriebene E/M-Modell.

Auch die in dieser Arbeit verwendete Erweiterung des Partikeltrajektorienmodells gehört in diesen 4. Typ.

### 8.3.2 Die Lösung des photochemischen Gleichungssystems

In einem ersten Schritt wird aus den Gl. C1 bis C12 ein Differentialgleichungssystem definiert, das für jede Substanz die zeitliche Änderung der Konzentration wiedergibt.

$$d[\text{NO}_2]/dt = -k_1 \cdot [\text{NO}_2] + k_3 \cdot [\text{NO}] \cdot [\text{O}_3] + k_6 [\text{NO}] \cdot [\text{RO}_2] - k_7 \cdot [\text{NO}_2] \cdot [\text{RO}_2] - k_9 \cdot [\text{NO}_2] \cdot [\text{OH}] - k_{11} \cdot [\text{NO}_2] \cdot [\text{NO}]$$

$$d[\text{NO}]/dt = k_1 \cdot [\text{NO}_2] - k_3 [\text{NO}] [\text{O}_3] - k_6 \cdot [\text{NO}] \cdot [\text{RO}_2] - k_8 \cdot [\text{NO}] \cdot [\text{OH}] - k_{11} [\text{NO}_2] \cdot [\text{NO}] + k_{12} \cdot [\text{HNO}_2]$$

$$d[\text{O}_3]/dt = k_2 \cdot [\text{O}] - k_3 \cdot [\text{NO}] \cdot [\text{O}_3] - k_{10} \cdot [\text{O}_3] \cdot [\text{HC}] \quad \text{u.s.w.}$$

Die Gleichungen für die übrigen Substanzen werden nicht speziell aufgeführt. Sie können leicht aus C1 bis C12 abgeleitet werden, indem bei einem Verbrauch der Substanz die negative und bei Entstehung die positive Reaktionsgeschwindigkeit genommen und diese mit den Substanzen des linken Teils der chemischen Reaktionsgleichung multipliziert wird.

Die numerische Integration dieses nichtlinearen Differentialgleichungssystems gestaltet sich sehr aufwendig, da sich die Geschwindigkeiten der einzelnen Reaktionen um mehrere

Größenordnungen unterscheiden. Diese sogenannten 'steifen' Gleichungssysteme erfordern spezielle numerische Methoden<sup>43</sup>.

In dieser Arbeit wurde für die Lösung des Systems eine Subroutine der NAG-Programmbibliothek (NAG: Numerical Algorithms 1983, Programm D02EAF) verwendet, die auf dem Grosscomputer implementiert ist. Die numerische Integration wird darin nach einem von GEAR (siehe HALL & WATT 1976) vorgeschlagenen Verfahren durchgeführt.

### 8.3.3 Die Struktur des Partikeltrajektorienmodells mit eingebauter Photochemie

Grundsätzlich wird derselbe Ansatz wie im Kap. 6 verwendet. Allerdings wird das Untersuchungsgebiet auf eine Fläche von 12 x 12 km<sup>2</sup> erweitert und die horizontale und vertikale Auflösung reduziert. In der Horizontalen arbeitet das Modell mit einem 1x1 km Raster, in der Vertikalen mit 5 Schichten. Diese Reduktion ist notwendig, um die Rechenzeit zu minimieren. Sie lässt sich aber auch vom Schadstoff her begründen, da die Ozonbildung kein kleinräumiges Phänomen ist.

Die Resultate des folgenden Kapitels beziehen sich alle auf eine sommerliche Hochdruckwetterlage mit wolkenlosem Himmel und einer schwachen NE-Strömung. Es herrschen labile Verhältnisse, die einer Ausbreitungsklasse 1 bis 2 (nach TURNER 1964) entsprechen. Die Monin-Obukhov-Länge wird mit -10 m angenommen. Die Reaktionskonstante  $k_1$ , die vom UV-Angebot abhängt, wird konstant gesetzt. Die Mächtigkeit der PBL beträgt 800 m.

Allen Beispielen liegt eine einstündige Verkehrsspitze zugrunde. Danach verfolgt das Modell die Schadstoffe während 6 - 9 Stunden. Während der einstündigen Emissionsphase werden HC- und NO<sub>x</sub>-Partikel (95 % NO, 5 % NO<sub>2</sub>) auf der Basis des 100x100 m Emissionskatasters ins Modell eingegeben. Gleichzeitig werden im Modell Ozonpartikel derart vorgegeben, dass eine Background O<sub>3</sub>-Konzentration von 30 ppb entsteht.

Der Einbau der Photosmog - Subroutine geschieht wie folgt: Die gesamte zu simulierende Zeitdauer wird in Schritte von 10 Minuten aufgeteilt. Nach Ablauf jedes Zeitschritts wird aus den Partikelpositionen im oben beschriebenen Gitternetz die NO, NO<sub>2</sub>, HC und O<sub>3</sub>-Konzentration berechnet. Diese Werte werden, zusammen mit den an jedem Gitterpunkt gespeicherten Konzentrationen der 6 übrigen Substanzen, der photochemischen Subroutine übergeben. Sie integriert mit den gegebenen Anfangsbedingungen über einen Zeitraum von 10 Minuten und gibt

---

<sup>43</sup> Eine allgemeine Diskussion des Problems ist z.B. in GELINAS (1972) zu finden und eine auf das E/M-Modell bezogene bei ZELLNER (1983: 49f).

die Endkonzentrationen der 10 Substanzen ins Hauptprogramm zurück. Die Differenz aus Anfangs- und Endkonzentration wird nun pro Gitterpunkt auf die im Modell vorhandenen NO, NO<sub>2</sub>, HC und O<sub>3</sub>-Partikel verteilt, womit der neue Zeitschritt beginnen kann. Der Zeitschritt für den Aufruf der photochemischen Subroutine muss so gewählt werden, dass die Konzentrationsänderung innerhalb des Zeitschritts nur einen Bruchteil (<10 %) des Absolutwerts der Konzentration ausmacht. Dies gilt vor allem für diejenigen Substanzen, deren Konzentrationen abnehmen.

Für eine Simulation von 9 Std 'Realtime' werden ~7 Minuten Computerzeit benötigt, davon geht 3/4 auf Kosten der Integration des photochemischen Submodells.

Zum Schluss sei noch darauf hingewiesen, dass das Modell die Deposition unberücksichtigt lässt, was beim Ozon zu einer leichten Ueberschätzung der Konzentrationen in der untersten Schicht führen dürfte. Die Ozondeposition über hügeligem Gelände ist nach BRODER (1984: 128f) zumindest in der Nacht bei Hangabwinden sehr effektiv. Dieser damit entstehende Fehler ist jedoch gegenüber den im E/M-Modell liegenden Unsicherheiten wohl vernachlässigbar gering.

## 9.0 RESULTATE DES OZONMODELLS

### 9.1 DIE BESTIMMENDEN FAKTOREN DER OZONBILDUNG

Die Ozonbildung wird im wesentlichen durch 3 Faktoren bestimmt. Es sind dies:

- die Ausgangskonzentrationen der Primärsubstanzen  $\text{NO}_x$  und HC,
- die Geschwindigkeit der Verdünnung der Primärsubstanzen und
- das Verhältnis, in der die beiden Ausgangssubstanzen vorliegen ( $\text{HC}/\text{NO}_x$ ).

Sind die ersten beiden Faktoren für alle Schadstoffe die immissionsbestimmenden Grössen, so kommt bei der Ozonbildung zusätzlich das HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnis dazu. Seine Bedeutung sei kurz erläutert.

Aus dem Reaktionsmechanismus der Gleichungen C1 bis C12 ist ersichtlich, dass die Kohlenwasserstoffe für die Bildung von Radikalen verantwortlich sind, die ihrerseits NO zu  $\text{NO}_2$  oxydieren, was bereits vorne als der Schlüsselprozess für die Bildung hoher Ozonkonzentrationen identifiziert wurde. Liegt nun HC im Ueberschuss vor, so können sich viele Radikale bilden und die  $\text{O}_3$ -Entwicklung wird beträchtlich beschleunigt. Im umgekehrten Fall, bei HC-Mangel, erfolgt die Ozonbildung nur sehr langsam.

Diese aus dem chemischen Reaktionsmechanismus abzuleitende Tatsache muss nun im Zusammenhang mit den meteorologischen Verdünnungsprozessen gesehen werden. Erfolgt die Ozonbildung rasch<sup>44</sup>, so liegen die Primärsubstanzen noch in relativ hohen Konzentrationen vor, da die Verdünnung erst schwach ist. Dies hat zur Folge, dass extreme  $\text{O}_3$ -Spitzenwerte entstehen können, die sich jedoch auf quellennahe Gebiete beschränken. Dies ist die Erklärung, weshalb in den Städten höhere Konzentrationsspitzen beobachtet werden als in der ländlichen Umgebung, wo man höhere Mittelwerte misst. Im umgekehrten Fall, bei langsamer Ozonbildung, sind die Primärsubstanzen zum Zeitpunkt der maximalen Ozonbildungsrate bereits so stark verdünnt, dass keine Spitzenwerte mehr entstehen können. Dafür wird ein wesentlich grösseres Gebiet betroffen, da eine Verdünnung der Primärsubstanzen immer einer grösseren räumlichen Verteilung gleichkommt.

Um die Bedeutung des  $\text{HC}/\text{NO}_x$ -Verhältnisses richtig gewichten zu können, muss auch die Emissionsseite diskutiert werden.

---

<sup>44</sup> Die maximale Rate der Ozonbildung ist nach 0.5 - 1.5 Std erreicht.  $\text{HC}/\text{NO}_x$ -Verhältnis > 10 (in ppmC/ppm).



Der Verkehr spielt dabei eine Hauptrolle, da er für 80 % der NO<sub>x</sub>-Emissionen und gut 50 % der HC-Emissionen (im schweizerischen Mittel) verantwortlich ist. Die Verkehrsemissionen sind extrem abhängig von der Fahrgeschwindigkeit. Die beiden interessierenden Substanzen zeigen dabei ein umgekehrtes Verhalten (siehe Tabelle 19).

Tabelle 19. Mittlerer NO<sub>x</sub>- und HC-Ausstoss des schweizerischen Personenwagenparks in Abhängigkeit von der mittleren Fahrgeschwindigkeit, Werte in g/km (aus BUS 1984b: 28).

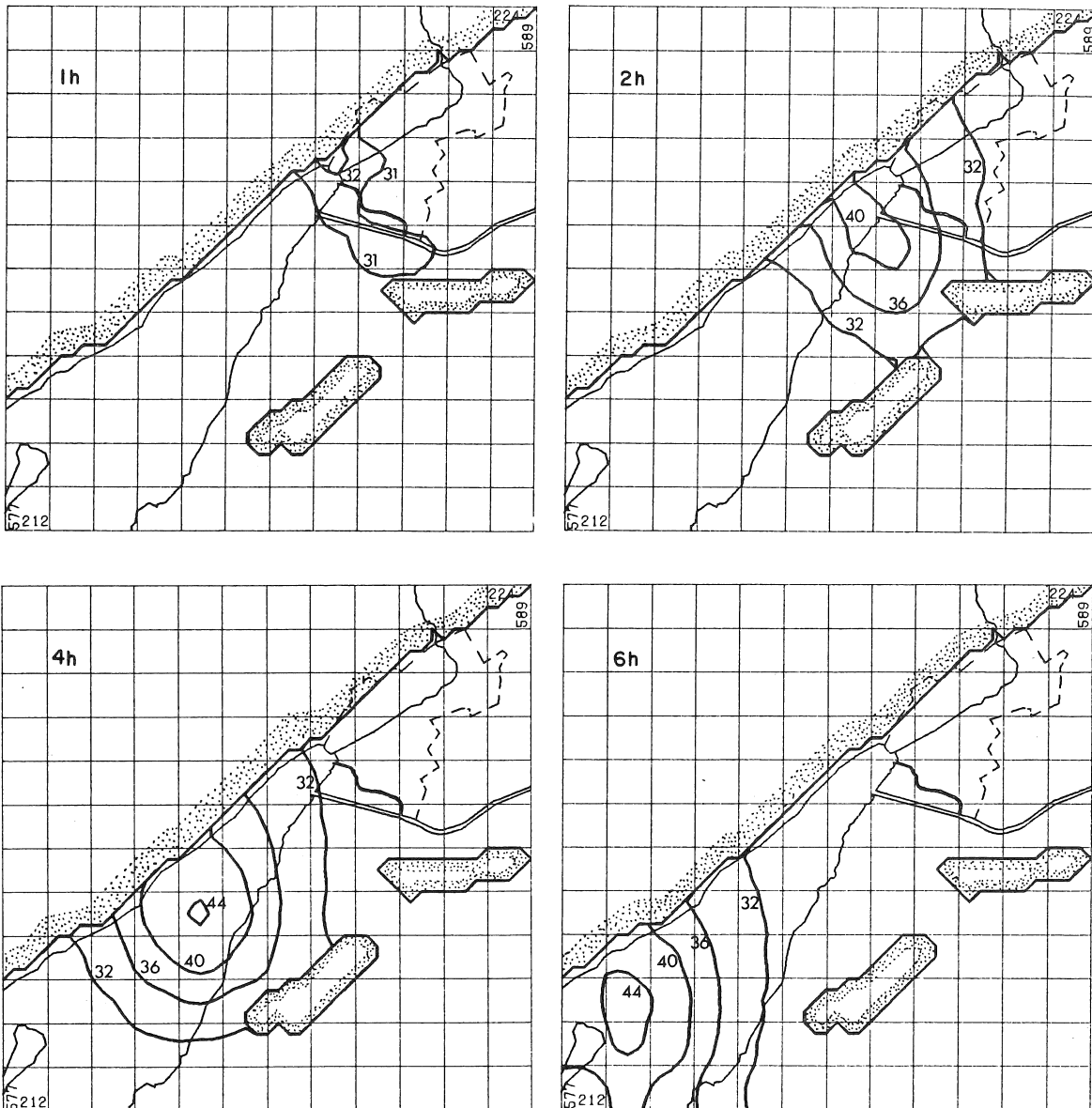
Fahrgeschwindigkeit(km/h)	HC g/km	NO <sub>x</sub> g/km	HC/NO <sub>x</sub>
10	6.0	1.5	4.00
20	3.4	1.7	2.00
30	2.4	1.8	1.33
50	1.3	2.0	0.65
80	0.9	3.0	0.30
100	0.9	3.9	0.23
130	1.2	4.8	0.25

Das in Tabelle 19 angegebene HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnis bezieht sich auf die Gewichtsanteile. Will man daraus das normalerweise verwendete Verhältnis der Volumenanteile bestimmen, so sind diese Zahlen mit dem Faktor 3.32 zu multiplizieren<sup>45</sup>. Hohe HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnisse sind demnach bei niedrigen Fahrgeschwindigkeiten im Stossverkehr, während der täglichen Hauptverkehrszeiten in den Stadtzentren zu erwarten. Diese Verhältnisse bilden die ideale Basis für die Entstehung lokaler, emittentennaher Ozonspitzen. Umgekehrt ist eine Autobahn ein grosser NO<sub>x</sub>-, aber nur ein mittlerer HC-Emittent. Diese Emissionsart führt nach dem obengesagten nicht zu hohen O<sub>3</sub>-Spitzenwerten, sondern zu einer mittleren Belastung über recht grossen Gebieten. Die O<sub>3</sub>-Hauptbelastung kann dabei weit entfernt von der Quelle auftreten. Es sei hier betont, dass diese unterschiedlichen räumlichen Auswirkungen sich bereits aus der Analyse des HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnisses ergeben. Sie werden natürlich durch die typische räumliche Verteilung der Verkehrsemissionen noch unterstützt (hohe HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnisse räumlich konzentriert auf Stadtzentren, niedrige HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnisse der dispers verteilten Strassen im ländlichen Raum).

<sup>45</sup> Unter der Annahme, dass sich beide Substanzen auf ein gleich grosses Volumen verteilen.

## 9.2 DIE SOMMERLICHE OZONBILDUNG IM LEE DER STADT

In diesem Kapitel werden die Resultate des Standarddurchlaufs des Ozonmodells vorgestellt. Der Standarddurchlauf simuliert eine 1-stündige Verkehrspitze mit schwachem Wind (0.5 m/s, gemittelt über die PBL) aus NE bei einer sommerlichen Hochdruckwetterlage mit wolkenlosem Himmel. Es wird ein O<sub>3</sub>-Background von 30 ppb angenommen. In der Figur 52 sind die Ozonkonzentrationen nach 1, 2, 4 und 6 Std dargestellt.



Figur 52. Ozonkonzentrationen in ppb, Schicht 0-100 m ü.Grund, Standarddurchlauf (siehe Text), gestrichelte Linie: Siedlungsfläche mit Hauptemissionen.

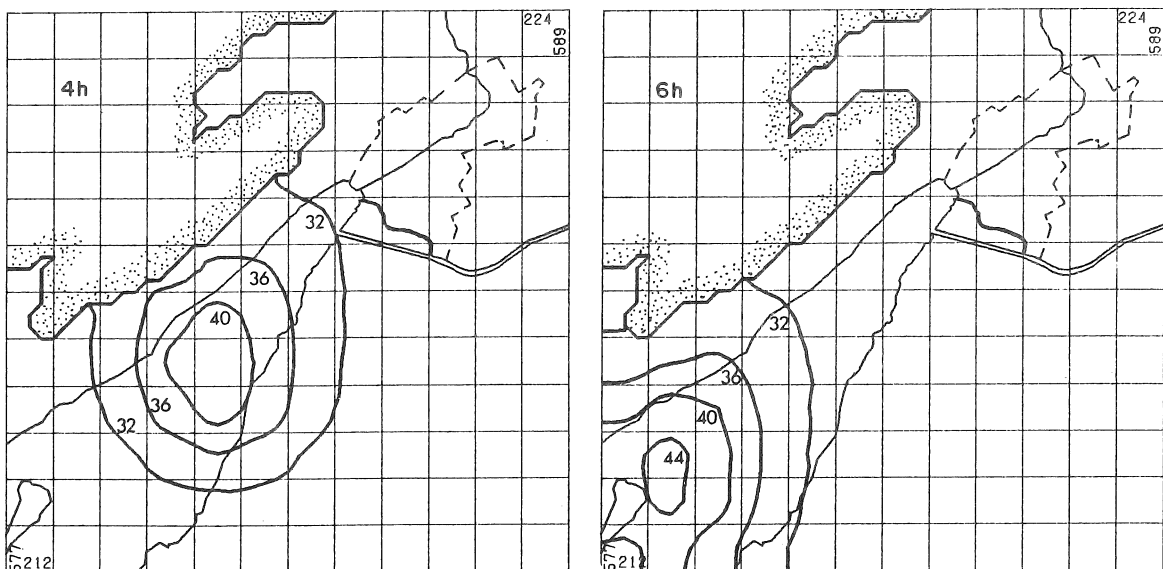
Nach 1 Std, also am Ende der 1-stündigen Emissionsphase, ist erst am leeseitigen Stadtrand eine leichte Ozonbildung festzustellen. Ueber der Stadt selber liegen die Konzentrationen unter dem Backgroundwert von 30 ppb, da die Oxydation des primär emittierten NO einen Teil des zugeführten O<sub>3</sub> verbraucht, bis das photostationäre Gleichgewicht (Gl. C13) erreicht ist.

Nach 2 Std hat sich die Ozonwolke bereits zu einem Grossteil ausgebildet. Die Maximalwerte liegen noch nahe bei der Stadt. Zwischen der ersten und zweiten Stunde ist die Ozonbildungsrate am grössten, was aus dem HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnis, das im Stadtzentrum ca. 8 beträgt, erklärbar ist.

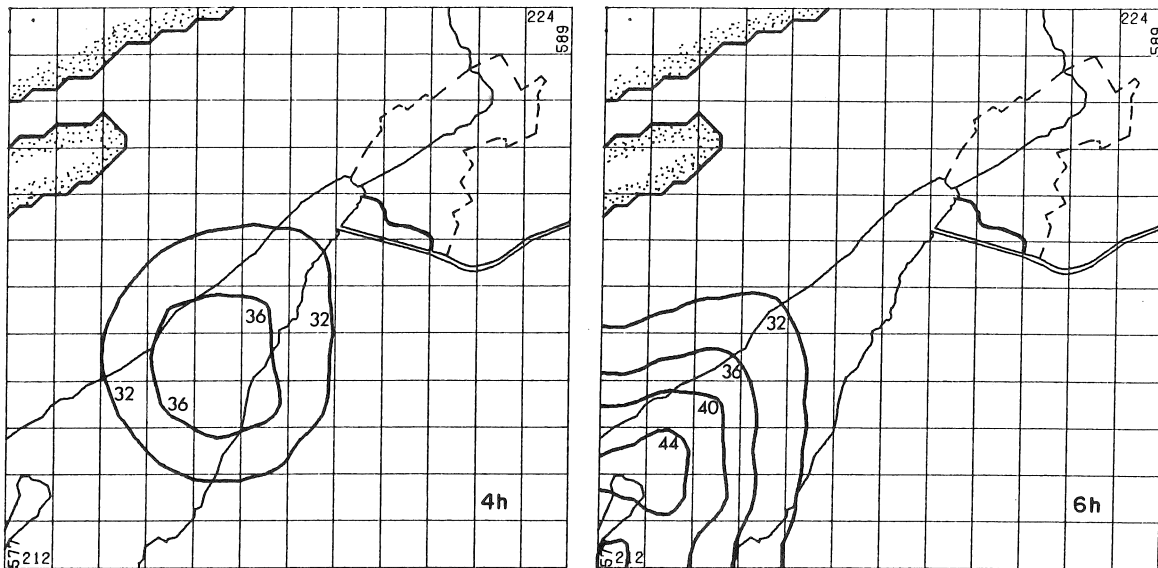
Nach 4 Std ist neben einer Verschiebung der Ozonwolke eine gewisse Vergrösserung festzustellen. Die 36 ppb-Isolinie umfasst zirka dasselbe Gebiet wie die Siedlungsfläche der Stadt. Das Ozonmaximum hat nur noch leicht zugenommen.

Nach 6 Std gilt ähnliches. Obwohl das Ozonmaximum nur noch leicht zunimmt, ist die Ozonbildung keineswegs abgeschlossen. Die Primärsubstanzen HC, NO und NO<sub>2</sub> sind noch immer in beträchtlichen Mengen vorhanden, allerdings ist wegen ihrer Verdünnung die Ozonbildungsrate gering.

Die räumliche Verteilung der Ozonkonzentrationen für die Schicht 200 - 400 m ü.Gr. ist der Figur 53 zu entnehmen. Figur 54 zeigt dasselbe für die Schicht 600 - 800 m ü. Grund. Dargestellt sind nur die Situationen nach 4 resp. 6 Stunden, da nach 1 und 2 Stunden die O<sub>3</sub>-Konzentrationen in diesen Schichten noch gering sind.



Figur 53. Ozonkonzentrationen in ppb, Schicht 200-400 m ü.Grund, Verteilung nach 4 und 6 Std, sonst wie Figur 52.

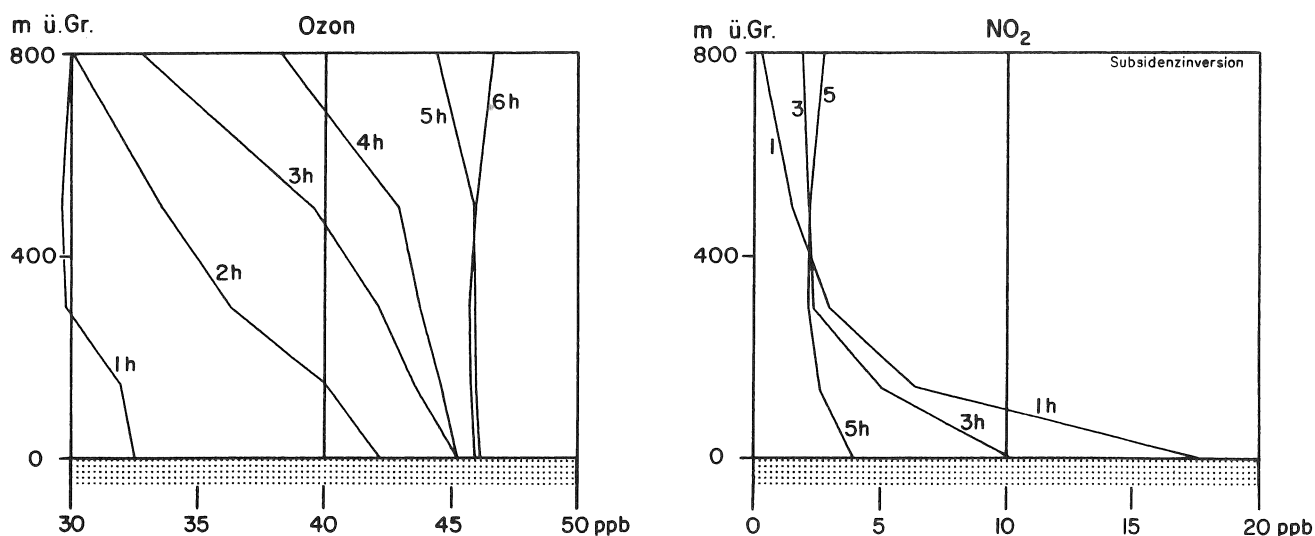


Figur 54. Ozonkonzentrationen in ppb, Schicht 600-800 m ü.Grund, Verteilung nach 4 und 6 Std, sonst wie Figur 52.

Wegen des hohen Strahlungsinputs ist die Atmosphäre labil geschichtet. Das Ozon und natürlich auch die übrigen Substanzen verteilen sich in der Vertikalen rasch. Nach 4 Stunden ist zwar in der obersten Schicht die Konzentration noch geringer als in der mittleren, nach 6 Stunden sind die Werte jedoch bereits in etwa gleich. Dies bedeutet, dass die Ozonwolke nach 6 Stunden die ganze Mächtigkeit der PBL ausfüllt. Das Ozon in der obersten Schicht ist dabei nur zum kleineren Teil in dieser Schicht gebildet worden. Es ist vor allem durch die konvektive Durchmischung aus den unteren Schichten, in denen die Hauptozonbildung erfolgt, zugeführt worden. Dies ist ebenfalls ein Grund, weshalb in der untersten Schicht (Figur 52) die Ozonwerte nach 2 Stunden nicht mehr stark ansteigen.

Die Entwicklung des O<sub>3</sub>-Vertikalprofils im Zentrum der Schadstoffwolke kann der Figur 55 entnommen werden. Darin ist zum Vergleich auch die Entwicklung des NO<sub>2</sub>-Vertikalprofils dargestellt. Es steht stellvertretend für einen primären Schadstoff. Das HC-Profil zeigt ein ähnliches Verhalten wie das NO<sub>2</sub>-Profil. Der Vergleich veranschaulicht sehr schön das grundlegend andere Verhalten des sekundären Schadstoffs Ozon gegenüber einem primären.

Betrachtet man zuerst nur die NO<sub>2</sub>-Profile, so ist nach der 1-stündigen Emissionsphase in Bodennähe eine hohe Konzentration zu beobachten, die mit der Höhe rasch abnimmt. Mit zunehmender Ausbreitungszeit nehmen die Konzentrationen ebenfalls rasch ab. Nach 6 Stunden hat sich eine homogene vertikale Durchmischung auf sehr tiefem Niveau (2-3 ppb) eingestellt.



Figur 55. O<sub>3</sub>- und NO<sub>2</sub>-Vertikalprofile, Standarddurchlauf; räumlich gemittelte (1 km<sup>2</sup>) Profile im Zentrum der Schadstoffwolke zu verschiedenen Zeitpunkten.

Die zeitliche Entwicklung beim Ozon verläuft wesentlich anders. Es ist nicht eine Abnahme der Konzentration, sondern eine stetige Zunahme festzustellen. Nach 6 Stunden hat sich ebenfalls eine homogene vertikale Durchmischung eingestellt, aber auf wesentlich höherem Niveau (15 ppb über dem Background). Dieses unterschiedliche Verhalten ist für die Bewertung der Ozonbelastung grundlegend wichtig. Ein Rezeptorpunkt auf 800 m ü.Gr. ist nämlich nur sehr niedrigen Konzentrationen der Primärsubstanzen ausgesetzt, dafür aber wesentlich höheren Werten der daraus gebildeten Sekundärsubstanz. Dieser Vergleich veranschaulicht die Tatsache, dass in Quellennähe die Primärsubstanzen die Hauptbelastung darstellen, in Quellenferne dagegen die Sekundärsubstanzen.

Eine weitere wichtige Eigenheit der Ozonbildung kann mit der Figur 55 illustriert werden. Da beide Graphiken identisch skaliert sind, können die Flächen links der Profile (resp. unterhalb davon) direkt miteinander verglichen werden. Die Flächen sind zudem in etwa proportional zur Menge der Schadstoffe. Vergleicht man nun diejenige links des NO<sub>2</sub>-Profils nach 1 Stunde mit derjenigen links des O<sub>3</sub>-Profils nach 6 Stunden, so sieht man, dass die resultierende Ozonmenge die Ausgangsmenge an NO<sub>2</sub> wesentlich übertrifft. Dies zeigt sehr deutlich, dass das NO<sub>2</sub> nur 'Katalysatorfunktion' bei der Ozonbildung hat und pro NO<sub>2</sub>-Molekül mehr als 1 O<sub>3</sub>-Molekül entstehen kann.

Der aus der Figur 52 auf S. 130 zu entnehmende Absolutwert der Ozonbildung von 15 ppb im Lee der Stadt Biel ist als recht bescheiden zu bezeichnen. Da in der Umgebung von Biel bisher längere Ozonmessungen fehlen, sind diese Zahlen nicht verifizierbar. Dieser Wert ist allerdings in einem grösseren Kontext zu sehen. Als erstes gilt es zu bemerken, dass den Modelldurchläufen nur eine Emissionsdauer von 1 Std zugrundeliegt. Würde man einen ganzen Tag simulieren, so entstün-

den zwar nur leicht höhere Konzentrationen (+10 ppb), aber das betroffene Gebiet wäre wesentlich grösser. Nimmt man eine mittlere Transportgeschwindigkeit von 0.5 m/s an und rechnet mit einer intensiven Ozonbildung während 10 - 12 Std, so ist am Ende dieser Zeit eine Ozonfahne im Lee der Stadt von 20 km Länge entstanden, in der eine Ozonbildung von 10 - 25 ppb (zusätzlich zum Background) zu beobachten ist. Dabei ist innerhalb der Leefahne mit homogenen Konzentrationen in der Vertikalen bis zur PBL-Obergrenze zu rechnen, so dass ein sehr grosses Luftvolumen von dieser Ozonbildung betroffen ist (100 - 150 km<sup>3</sup> mit O<sub>3</sub>-Bildung > 10 ppb).

Im dicht besiedelten schweizerischen Mittelland dürfte sich damit eine Ueberlagerung der Ozonfahnen verschiedener Städte ergeben. Weiter ist zu bedenken, dass die diffusen Quellen im ländlichen Raum zu einer zusätzlichen Ozonbildung in der zeitlichen Grössenordnung von Tagen führen, die im Modell nicht zum Tragen kommt. Berücksichtigt man schlussendlich die Möglichkeit des grossräumigen Transports<sup>46</sup>, so wird klar, dass sich über dem schweizerischen Mittelland ein 'Ozonsee' mit mehr oder weniger uniformen Konzentrationen ausbildet, wie von MOSER (1985) berichtet wurde. Der Beitrag der einzelnen Städte ist dabei kaum mehr auszumachen. Er geht im allgemeinen Pegel unter. Dies weist sehr deutlich darauf hin, dass das Ozonproblem überregional zu betrachten ist.

### 9.3 EINFLUSS EINIGER METEOROLOGISCHER FAKTOREN AUF DIE OZONBILDUNG

Der bei weitem wichtigste meteorologische Faktor für die Ozonbildung ist die Strahlungsintensität im UV-Bereich<sup>47</sup>. Sie bestimmt die Grösse der Geschwindigkeitskonstante der Photodissoziation des Stickstoffdioxids und damit die Initiierung des Reaktionsmechanismus. Bereits ein Cirrus-schleier reduziert die Geschwindigkeitskonstante und bei bedecktem Himmel wird die Ozonbildung fast vollständig unterdrückt. Untersuchungen dazu sind bei PETERSON & DEMERJIAN (1976: 465) zu finden.

---

<sup>46</sup> Der grossräumige Transport dürfte in einem Hochdruckgebiet mit seinen schwachen Winden jedoch nicht sehr ausgeprägt sein.

<sup>47</sup> Da das Strahlungsangebot gut mit der Temperatur korreliert, findet man ebenfalls eine hohe Korrelation zwischen der Ozonkonzentration und der Temperatur, was zum Teil auch durch die Temperaturabhängigkeit der chemischen Reaktionskonstanten bedingt ist. Sie ist jedoch nicht sehr ausgeprägt und im E/M-Modell wird sie nicht explizit berücksichtigt. Zur Bedeutung der Temperatur siehe BRUCKMANN & LANGENSIEPEN (1981: 83).

Im folgenden soll, ähnlich wie vorne beim  $\text{SO}_2$ , nur die Wirkung einer Änderung der Windgeschwindigkeit, der Stabilität und der PBL-Mächtigkeit diskutiert werden. In Figur 56 ist für die unterste, eine mittlere und die oberste Schicht des Modells die zeitliche Entwicklung der Ozonkonzentration im Zentrum der Schadstoffwolke wiedergegeben. Die ausgezogene Linie bezieht sich dabei auf den Standarddurchlauf, der mit folgenden Randbedingungen rechnet:

- Windgeschwindigkeit  $u = 0.5 \text{ m/s}$ ,
- PBL-Mächtigkeit  $h = 800 \text{ m}$ ,
- Monin-Obukhov-Länge  $L = -10 \text{ m}$  (labil).

Die übrigen Kurven zeigen den Verlauf bei Änderung eines Faktors.

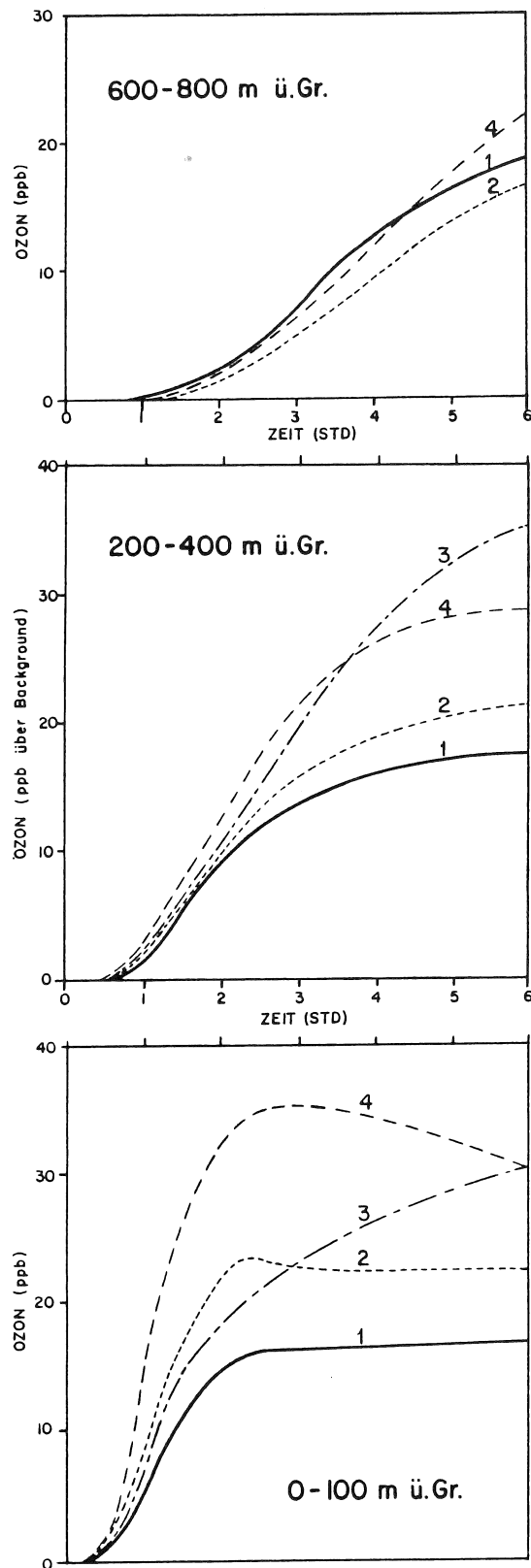
Bei einer Halbierung der Windgeschwindigkeit ist vor allem in der untersten Schicht eine massive Zunahme der  $\text{O}_3$ -Konzentration zu beobachten. Dies ist bedingt durch die reduzierte Verdünnung der Ausgangssubstanzen. Die Konzentrationsspitzen treten dabei, wegen des reduzierten Wegtransports, in der Nähe des Emissionsorts auf. Extrem windschwache Hochdruckwetterlagen dürften jene Situationen darstellen, bei denen in unmittelbarer Umgebung der Stadt maximale  $\text{O}_3$ -Spitzenwerte zu erwarten sind. In der mittleren Schicht ist die Erhöhung nicht mehr derart ausgeprägt und in der obersten Schicht ist sie kaum mehr nachzuweisen. Allerdings würde sich in dieser Schicht ebenfalls eine stärkere Differenzierung bei einer Modellierung von mehr als 6 Stunden ergeben.

Da die Windgeschwindigkeit den Ort bestimmt, wo die maximalen  $\text{O}_3$ -Werte auftreten, ist die hier gezeigte Abhängigkeit nicht auf emittentenferne Gebiete zu verallgemeinern. Ein emittentenferner Rezeptor kann bei extrem windschwacher Lage ausserhalb des Einflussbereichs der hauptsächlichlichen Ozonbildungsgebiete bleiben, resp. der Transport kann so lange dauern, dass bereits ein beträchtlicher  $\text{O}_3$ -Anteil abgebaut wird. Somit ist es durchaus möglich, dass bei zunehmender Windgeschwindigkeit die  $\text{O}_3$ -Konzentrationen in emittentenfernen Gebieten zuerst zunehmen und erst bei höheren Windgeschwindigkeiten, wegen der starken Verdünnung, wieder abnehmen<sup>48</sup>.

Eine Zunahme der Stabilität ( $L = -20 \text{ m}$ ) hat nur einen bescheidenen Einfluss auf die Ozonbildung. Da in diesem Fall die Vertikalbewegungen in der PBL etwas reduziert werden, sind in der untersten Schicht höhere Konzentrationen der Ausgangssubstanzen und deshalb eine etwas erhöhte Ozonbildung festzustellen. Wegen des reduzierten Vertikaltransports zeigt die oberste Schicht einen verlangsamten Anstieg.

---

<sup>48</sup> Für eine 'normale' Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit siehe SHREFFLER & EVANS (1982: 1318), für eine inverse SCHJOLDAGER et al. (1978: 2464).



Figur 56. Meteorologische Faktoren und Ozonbildung. Zeitliche Entwicklung der  $O_3$ -Werte im Zentrum der Ozonwolke, 3 Modellschichten.  
 1 = Standarddurchlauf (siehe Text).  
 2 = Stabilität erhöht ( $L = -20$  m).  
 3 = PBL-Mächtigkeit reduziert ( $h = 500$  m).  
 4 = Windgeschwindigkeit halbiert ( $u = 0.25$  m/s).



Die Reduktion der PBL-Mächtigkeit ( $h=500\text{m}$ ) führt ebenfalls zu einer Erhöhung der Konzentrationen der Primärsubstanzen, da ein kleinerer Ausbreitungsraum zur Verfügung steht. Es ist deshalb auch hier eine verstärkte Ozonbildung zu erwarten. Der Modelldurchlauf bestätigt dies, allerdings ist erst nach 2-3 Stunden eine beträchtliche Abweichung vom Standarddurchlauf festzustellen, was darauf hindeutet, dass die  $\text{O}_3$ -Bildung in etwa mit gleicher Geschwindigkeit beginnt, aber länger mit grösserer Intensität andauert. In Quellennähe ist demnach die PBL-Mächtigkeit kein sensitiver Faktor<sup>49</sup>, in Quellenferne dagegen schon. Dies gilt insbesondere auch für die höheren Schichten. Auf 200 - 400 m ü.Gr. ist in diesem Fall sogar die deutlichste  $\text{O}_3$ -Erhöhung zu beobachten<sup>50</sup>.

Die Kurven des Testdurchlaufs mit einem höheren  $\text{O}_3$ -Backgroundpegel (60 ppb anstelle von 30 ppb) sind nicht wiedergegeben, da sie nur wenig von denjenigen des Standarddurchlaufs abweichen. Eine Änderung des  $\text{O}_3$ -Backgrounds hat keinen wesentlichen Einfluss auf die Ozonbildung im Lee der Stadt.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die meteorologischen Faktoren einen ganz beträchtlichen Einfluss ausüben. Die Modellresultate repräsentieren allerdings Idealfälle. Bei einer Korrelation der meteorologischen Faktoren mit gemessenen Ozonkonzentrationen sind die Zusammenhänge wegen der am Ende des letzten Kapitels aufgeführten Gründe stark verwischt.

#### 9.4 EINFLUSS VON EMISSIONSREDUKTIONEN AUF DIE OZONBILDUNG

Wie bereits weiter vorne erwähnt, ist die Frage der optimalen Ozonreduktionsstrategie nicht einfach zu beantworten, da zwei Gruppen von Ausgangssubstanzen ( $\text{NO}_x$  und HC) die  $\text{O}_3$ -Bildung bestimmen. Seit Mitte der 70er Jahre, als in den USA  $\text{O}_3$ -Grenzwerte (1 h Maximum 80 ppb, 1979 angehoben auf 120 ppb) formuliert wurden, sind dazu verschiedene Studien durchgeführt worden (z.B. DE MANDEL et al. 1980). Als Quintessenz daraus ergibt sich die Empfehlung einer alleinigen HC-Reduktion als optimale Ozonminderungsstrategie.

Diese Studien müssen im Zusammenhang mit ihrem Ziel gesehen werden. Die Ueberschreitung des amerikanischen Grenzwerts von 120 ppb ist vor allem innerhalb und in der unmittelbaren

---

<sup>49</sup> Dies mag der Grund sein, weshalb ARON (1983) keine signifikante Korrelation zwischen den Ozonwerten und der Mischungsschichthöhe im Los Angeles Becken gefunden hat.

<sup>50</sup> Die Schicht 600 - 800 m ü.Gr. liegt in diesem Fall bereits oberhalb der Subsidenzinversion. Im obersten Teil der Figur fehlt deshalb die Kurve für diesen Fall.

Umgebung der Grossagglomerationen zu erwarten. Die Studien schlagen deshalb eine Reduktionsstrategie für diese räumliche Grössenordnung vor. Die Modelle, die dazu verwendet werden, sind oft reine photochemische Reaktionsmechanismen ohne Berücksichtigung der meteorologischen Ausbreitungsprozesse. Eine Verallgemeinerung ihrer Resultate auf den emittentenfernen Bereich, im Zusammenhang mit den neuen Fragen des Waldsterbens, ist ausserordentlich gefährlich.

Das beschränkte Untersuchungsgebiet und die Nichtberücksichtigung der Deposition des Ozons in der vorliegenden Arbeit erlaubt zwar auch hier keine endgültige Aussage zur Frage der optimalen Ozonminderungsstrategie für emittentenferne Bereiche, doch können die im folgenden präsentierten Resultate erste Anhaltspunkte geben.

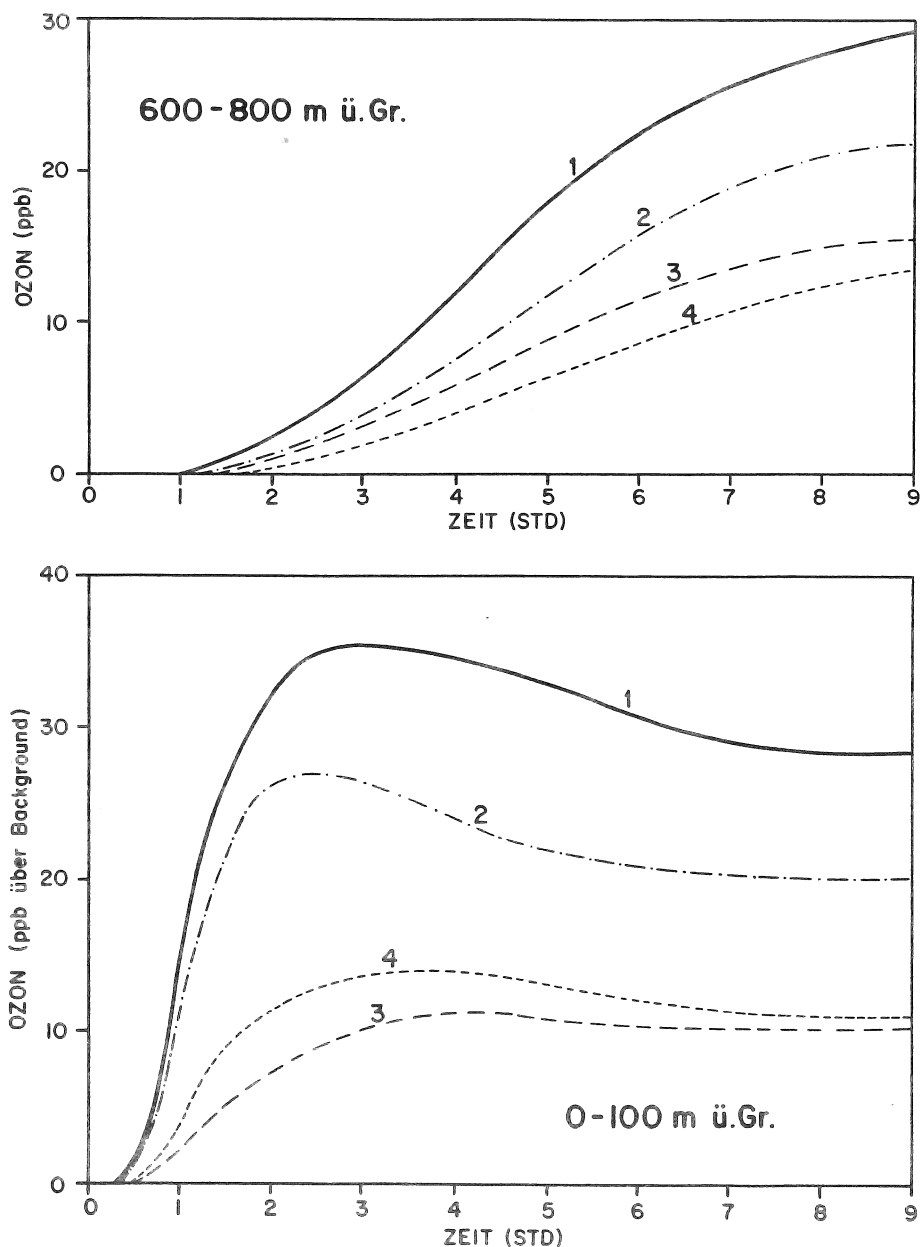
In der Figur 57 ist die Entwicklung der O<sub>3</sub>-Konzentration in der gleichen Form wie im letzten Kapitel, nun aber für verschiedene Varianten der Emissionsreduktion dargestellt. Als Referenzverlauf wird die Variante des letzten Kapitels mit sehr schwachem Wind ( $u = 0.25 \text{ m/s}$ ) genommen. Die Ozonwolke wird über 9 Stunden verfolgt.

Betrachtet man zuerst nur die unterste Schicht (0-100 m ü.Gr.), so erkennt man, dass die alleinige HC-Reduktion zur stärksten und die alleinige NO<sub>x</sub>-Reduktion zur schwächsten Ozonminderung führen. Die gleichzeitige NO<sub>x</sub>- und HC-Emissionshalbierung liegt in ihrer Wirkung dazwischen.

Die Unterschiede der einzelnen Varianten sind vor allem bei kurzer Ausbreitungszeit ( $t < 4 \text{ Std}$ ) und damit in Quellennähe sehr ausgeprägt. Bei der alleinigen HC-Reduktion kommt in diesem Bereich die Verlangsamung der Ozonbildung wegen des veränderten HC/NO<sub>x</sub>-Verhältnisses zum Tragen. Es resultiert daraus in Quellennähe eine drastische Reduktion auf fast 1/4 des Wertes der Variante 1. Die alleinige HC-Reduktion ist damit, in Uebereinstimmung mit den oben angesprochenen Studien, eine sehr effiziente Massnahme, um hohe Ozonspitzen in Quellennähe zu verhindern.

Bei Ausbreitungszeiten  $> 6 \text{ Std}$  verringern sich die Differenzen der verschiedenen Varianten. Der Effekt der Verlangsamung der Ozonbildung bei HC-Reduktion fällt dahin und die Kurven 3 und 4 nähern sich einem gemeinsamen Wert. Noch immer zeigt jedoch die alleinige NO<sub>x</sub>-Reduktion ein bedeutend schlechteres Resultat als die beiden andern Varianten.

In der Schicht 600 - 800 m ü.Gr. zeigt sich ein anderes Bild. Generell ist festzuhalten, dass die Wirkungen der einzelnen Emissionsminderungsstrategien wesentlich reduziert sind. Dies ist umso bemerkenswerter, als das Ozon der höheren Schichten, wegen des grossen Vertikaltransports, zu einem wesentlichen Teil aus den unteren Schichten stammt. Schaltet man den Vertikaltransport aus und betrachtet die Ozonbildung nach Schichten getrennt, so zeigt sich, dass in den oberen Bereichen der Planetaren Grenzschicht die Ozonbildung nur sehr schwach von den Emissionsänderungen abhängig ist.



Figur 57. Emissionsreduktion und Ozonbildung.  
 Zeitliche Entwicklung der Konzentrationen im Zentrum der Ozonwolke, 2 Modellschichten.  
 1:  $\text{NO}_x, \text{HC}=1$ ; 2:  $\text{NO}_x=1/2$ ; 3:  $\text{HC}=1/2$ ; 4:  $\text{NO}_x, \text{HC}=1/2$ .

Interessant ist weiter, dass bei der Variante 3 (alleinige HC-Reduktion) nach 6 Stunden in der obersten Schicht deutlich höhere  $\text{O}_3$ -Konzentrationen auftreten als in der untersten Schicht, ein Phänomen, das eventuell mit den sich ändernden  $\text{NO}/\text{NO}_2$ -Verhältnissen zusammenhängt (unten:  $\text{NO}$ -Überschuss, da in Quellennähe; gegen oben immer mehr  $\text{NO}_2$  wegen der photochemischen Prozesse). In dieser Schicht wird die stärkste  $\text{O}_3$ -Minderung für die Variante mit gemeinsamer  $\text{NO}_x$ - und HC-Reduktion modelliert. Die alleinige  $\text{NO}_x$ -Reduktion ist aber auch in dieser Schicht deutlich die ineffizienteste Variante.

Zum Schluss sei nochmals auf die Unsicherheiten im photochemischen Modell hingewiesen. Sie relativieren die Aussagekraft der Resultate. Trotzdem seien folgende Aussagen gewagt:

- Für die Verhinderung emittentennaher Ozonspitzenwerte ist die alleinige HC-Reduktion am effizientesten.
- In Quellenferne (in der Horizontalen wie in der Vertikalen) ist die gleichzeitige HC- und NO<sub>x</sub>-Emissionsreduktion wahrscheinlich das wirksamste Mittel, um die Ozonwerte zu reduzieren.
- Eine alleinige NO<sub>x</sub>-Reduktion führt nur zu relativ bescheidenen Ozonreduktionen.

Zieht man schlussendlich und unabhängig von der Ozonfrage in Betracht, dass die NO<sub>2</sub>-Werte in unseren Städten (siehe Figur 35 auf S. 89) deutlich über den Grenzwerten liegen, so kommt als vernünftige Ozonminderungsstrategie nur die gleichzeitige HC- und NO<sub>x</sub>-Reduktion in Frage. Dabei müssen in Zukunft vor allem die industriellen HC-Emittenten eine grössere Beachtung finden als bisher.

## 10.0 SCHLUSSBEMERKUNGEN UND AUSBLICK

Zurückkehrend zu den am Anfang formulierten Zielen soll zum Schluss eine kurze Bewertung der eingesetzten Ausbreitungsmodelle vorgenommen werden.

Für die Bereitstellung von Grundlagendaten zur Anwendung in der lufthygienischen Praxis liefern die Ausbreitungsmodelle wertvolle Informationen. Dabei ist die Genauigkeit des Gauss'schen Plumemodells in den allermeisten Fällen genügend. 3 Punkte gilt es für diesen anwendungsorientierten Einsatz zu beachten:

- Die Qualität des Modellresultats wird ganz wesentlich durch die Qualität des Modellinputs (Emissionskataster und Ausbreitungsklima) bestimmt. Die Erhebung eines zeitlich und räumlich hochaufgelösten Modellinputs kann jedoch einen Arbeitsaufwand bedeuten, der denjenigen für die Entwicklung des Ausbreitungsmodells bei weitem übertrifft. Fehlen die hochaufgelösten Grundlagendaten, so wird deswegen der Einsatz eines Ausbreitungsmodells nicht sinnlos. Die Anforderungen an das Modellresultat sind allerdings zurückzuschrauben. Es sei hier jedoch die These formuliert, dass ein erfahrener Anwender mit Inputdaten, die in vernünftiger Zeit für ein grosses Gebiet erhoben werden können, Resultate zu den Immissionskonzentrationen liefern kann, die mehr sind als nur grobe Hinweise auf kritische Gebiete.
- Ausbreitungsmodelle können Immissionsmessungen nicht ersetzen, aber in idealer Weise ergänzen. Die Messung kann für einzelne Punkte im Raum die genauen Immissionswerte liefern. Das Ausbreitungsmodell zielt demgegenüber auf eine räumlich dreidimensionale Aussage mit notwendigerweise reduzierter Genauigkeit. Die Kombination Messung - Modell ist vor allem dort wertvoll, wo die Immissionskonzentrationen räumlich sehr stark variieren, wie dies bei den Stickoxiden der Fall ist. Die Punktmessungen sind in diesem Fall nur für ein sehr kleines Gebiet repräsentativ. Sie gewinnen durch die Kombination mit einem Modell enorm an Aussagekraft.
- Die Modellierung von Spezialfällen erfordert vor allem im Zusammenhang mit Grosse mittigen besondere Sorgfalt. Das Gaussmodell kann aber auch hier eine Basis für Berechnungen bilden. Allerdings muss es meist wesentlich modifiziert werden, was einen erfahrenen Anwender voraussetzt.

Zur zweiten Zielsetzung, die sich vor allem der die Ausbreitungsmodelle entwickelnde Theoretiker setzt, nämlich einen Beitrag zum Verständnis der Ausbreitungsprozesse zu liefern, sei folgendes bemerkt:

- Das Gaussmodell kann zu dieser Zielsetzung nur einen bescheidenen Beitrag liefern. Es deckt gewissermassen die

einfachen, leicht verständlichen Ausbreitungssituationen ab.

- Der Ausbaugrad der Diffusionstheorien und der Physik der Planetaren Grenzschicht erlaubt heute die Entwicklung dynamischer Modelle, die auch komplexe Verhältnisse korrekt wiederzugeben vermögen. Ihr Beitrag zum Verständnis der Ausbreitungsprozesse dürfte in den letzten 15 Jahren ganz gewaltig gewesen sein. Das Wissen ist jedoch auf einen kleinen Kreis von Spezialisten, die meist an wissenschaftlichen Instituten tätig sind, beschränkt. Der Wissenstransfer zum Mann in der Lufthygienepraxis ist, zumindest in der Schweiz, nicht gewährleistet.
- Wurde beim Gaussmodell bereits auf die Qualität der Inputdaten hingewiesen, so gilt dasselbe in noch ausgeprägterem Mass für die dynamischen Modelle. Insbesondere die Kenntnis der Schadstoffkonzentrationen und der Turbulenzparameter in der Vertikalen ist grundlegend für die Verifizierung und z.T. auch Kalibrierung der dynamischen Ansätze. Da deren Messung in der Natur wegen des grossen Aufwandes nur an wenigen Standorten in Frage kommt, sind Parametrisierungen unumgänglich. Daran wird heute intensiv geforscht, so dass über deren Qualität noch keine Aussagen möglich sind.
- Das spezielle Problem der Ozonmodellierung ist noch nicht befriedigend gelöst. Dies ist weiter nicht erstaunlich, kommen hier doch zwei ausserordentlich schwierige Forschungsbereiche zusammen, nämlich die Entwicklung eines photochemischen Reaktionsmechanismus auf der einen Seite und die Modellierung der konvektiven Planetaren Grenzschicht auf der anderen Seite. Bei den Ozonmodellen ist deshalb eine ausgedehnte Kalibrierung an Messdaten noch immer unumgänglich.

Das Ozonproblem leitet schlussendlich über zu den grossräumigeren Scale-Bereichen, die heute im Zusammenhang mit dem Problem des Waldsterbens immer mehr an Bedeutung gewinnen. In der Schweiz ergeben sich dabei aus ausbreitungsklimatologischer Sicht zwei Fragenkomplexe. Sie betreffen:

- die Luftaustauschprozesse zwischen den Alpen und dem Alpenvorland mit ihren lufthygienischen Konsequenzen und
- die vertikale Differenzierung des Schadstofftransports und der Schadstoffumwandlungen mit ihren Konsequenzen auf die Belastung in den mittleren Höhen des Gebirges.

Das Wissen um die Zusammenhänge in diesem Scale-Bereich ist heute noch wesentlich geringer als jenes im lokalen Scale. Lagen die Forschungsschwerpunkte, bedingt durch die Art der anstehenden lufthygienischen Probleme, bisher in den Bereichen Stadt/Umland und beim kontinentalen Transport, so dürften sie sich in Zukunft vermehrt in den oben skizzierten Zwischenbereich verlagern, wo die terrainbeeinflussten Prozesse eine dominante Rolle spielen.

## Literaturverzeichnis

- AGV, 1982: Verordnung über Abgase von Motorwagen mit Benzinmotoren vom 1. März 1982, EDMZ, Bern.
- ARON, R., 1983: Mixing height - an inconsistent indicator of potential air pollution concentrations. *Atmos. Environ.*, 17, 2193-2197.
- ARYA, S.P.S., 1984: Parametric relations for the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 30, 57-73.
- BACH, W., 1982: Gefahr für unser Klima. Müller Verlag, Karlsruhe.
- BACHMANN, R., H.U. WANNER, H.P. MARGULIES und H. SOMMER, 1983: Luftreinhaltung im Kanton Zürich. ATAL, Zürich.
- BARTELS, H., 1980: Klimatologie der Ausbreitungsverhältnisse. *Promet*, 10, 7-12.
- BAZZELL, C.C., und L.K. PETERS, 1981: The transport of photochemical pollutants to the background troposphere. *Atmos. Environ.*, 15, 957-968.
- BENARIE, M.M., 1980: Urban air pollution modelling. MacMillan Press, London.
- BENISTON, M., 1986: The influence of a water surface on mesoscale dynamics as a function of atmospheric stability. To be published in *Bound.-Layer Meteor.*
- BENSON, P.E., 1982: Modifications to the Gaussian vertical dispersion parameter,  $\sigma_z$ , near roadways. *Atmos. Environ.*, 16, 1399-1405.
- BERLINCOURT, P., 1984: Cadastre des émissions industrielles Bienne-See-land. *Geogr. Inst. Univ. Bern.*
- BERLINCOURT, P., (in Vorb.): Les émissions atmosphériques de l'agglomération biennoise; une approche géographique. *Diss. Geogr. Inst. Univ. Bern.*
- BRIGGS, G.A., 1975: Plume rise predictions. In: *Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analyses*, (Hrsg.: D.A. Haugen), AMS, Boston, Mass., 59-111.
- BRODER, B., 1984: Der Einfluss der Kopplung zwischen Transportvorgängen und chemischen Prozessen auf den Tagesgang des Ozons in der Planetaren Grenzschicht über komplexer Topographie. *Laboratorium für Atmosphärenphysik, LAPETH-21, Zürich.*
- BRUCKMANN, P., und E.W. LANGENSIEPEN, 1981: Untersuchungen über Zusammenhänge zwischen Ozonkonzentration und meteorologischen Parametern im Rhein-Ruhr Gebiet. *Staub-Reinhalt. Luft*, 41, 79-85.
- BUS (Hrsg.), 1977: Emissionskataster für Motorfahrzeuge in der Schweiz. Technische Beilage 1, Eidg. Amt f. Umweltschutz, Bern.
- BUS, 1979/80: Empfehlungen zur Messung und Beurteilung von Schwefeldioxid - (SO<sub>2</sub>) - Immissionen, Stickstoffdioxid - (NO<sub>2</sub>) - Immissionen, Stickstoffmonoxid - (NO) - Immissionen. Bundesamt für Umweltschutz, Bern.
- BUS (Hrsg.), 1984a: Luftbelastung 1983, Messresultate des Nationalen Beobachtungsnetzes für Luftfremdstoffe (NABEL). Schriftenreihe Umweltschutz, Nr. 30, Bundesamt für Umweltschutz, Bern.
- BUS (Hrsg.), 1984b: Geschwindigkeitsreduktion und Schadstoffausstoss. Schriftenreihe Umweltschutz, Nr. 22, Bundesamt für Umweltschutz, Bern.
- BUSINGER, J.A., J.C. WYNGAARD, Y. IZUMI und E.F. BRADLEY, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.

- CAUGHEY, S.J., 1982:** Observed characteristics of the atmospheric boundary layer. In: Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling, (Hrsg.: F.T.M. Nieuwstadt und H. van Dop), D. Reidel, Dordrecht, 107-158.
- CHOCK, D.P., 1978:** A simple line-source model for dispersion near roadways. Atmos. Environ., 12, 823-829.
- CLARKE, J.F., und J.K.S. CHING, 1983:** Aircraft observations of regional transport of ozone in the northeastern United States. Atmos. Environ., 17, 1703-1712.
- COLE, H.S., und J.E. SUMMERHAYS, 1979:** A review of techniques available for estimating short-term NO<sub>2</sub> concentrations. JAPCA, 29, 812-817.
- CORBETT, J.O., 1981:** The validity of source-depletion and alternative approximation methods for a Gaussian plume subject to dry deposition. Atmos. Environ., 15, 1207-1213.
- CRAMER, H.E., 1957:** A practical method for estimating the dispersal of atmospheric contaminants. In: Proc. of the First Nat. Conf. on Appl. Meteor., Sect. C, AMS, Hartford, Conn., 33-35.
- DAVIS, P.A., 1983:** Markov chain simulations of vertical dispersion from elevated sources into the neutral planetary boundary layer. Bound.-Layer Meteor., 26, 335-376.
- DE MANDEL, R.E., T.E. PERARDI, L.H. ROBINSON und W.H. DUEWER, 1980:** Future sensitivity of NO<sub>2</sub> to hydrocarbon and NO<sub>x</sub> controls: Results of photochemical diffusion modeling in the San Francisco Bay area. In: Sec. Joint Conf. on Appl. of Air Poll. Meteor., New Orleans, AMS, Boston, Mass., 53-60.
- DERWENT, R.G., A.E.J. EGGLETON, M.L. WILLIAMS und C.A. BELL, 1978:** Elevated ozone levels from natural sources. Atmos. Environ., 12, 2173-2177.
- DERWENT, R.G., und O. HOV, 1980:** The contribution from natural hydrocarbons to photochemical air pollution formation in the United Kingdom. In: Proc. of the First Europ. Symp. on Physico-Chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants, (Hrsg.: B. Versino und H. Ott), Brüssel, 367-382.
- DOBBINS, R.A., 1979:** Atmospheric motion and air pollution. John Wiley & Sons, New York.
- DRAXLER, R.R., 1976:** Determination of atmospheric diffusion parameters. Atmos. Environ., 10, 99-105.
- DRAXLER, R.R., 1979:** Estimating vertical diffusion from routine meteorological tower measurements. Atmos. Environ., 13, 1559-1564.
- DRIVAS, P.J., M. CHAN und L.G. WAYNE, 1977:** Validation of an improved photochemical air quality simulation model. In: Joint Conf. on Appl. of Air Poll. Meteor., Salt Lake City, AMS, Boston, Mass., 255-260.
- DUNKER, A.M., S. KUMAR und P.H. BERZINS, 1984:** A comparison of chemical mechanisms used in atmospheric models. Atmos. Environ., 18, 311-321.
- EDI (Hrsg.), 1984:** Waldsterben und Luftverschmutzung. Eidg. Dep. des Innern, EDMZ, Bern.
- EGAN, B.A., 1975:** Turbulent diffusion in complex terrain. In: Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analyses, (Hrsg.: D.A. Haugen), AMS, Boston, Mass., 112-135.
- EGAN, B.A., 1984:** Transport and diffusion in complex terrain, (Review). Bound.-Layer Meteor., 30, 3-28.
- EGLI, H., und H. WANNER, 1980:** Klima und Wetter von Biel. Jahrbuch der Geogr. Ges. Bern, 53, 1977-79, Bern, 1-25.
- ELIASSEN, A., O. HOV, I. ISAKSEN, J. SALTBONES und F. STORDAL, 1982:** A Lagrangian long-range transport model with atmospheric boundary layer chemistry. J. of Appl. Meteor., 21, 1645-1661.



- ELIASSEN, A., und J. SALTBOONES, 1983: Modelling of long-range transport of sulphur over Europe: A two-year model run and some model experiments. *Atmos. Environ.*, 17, 1457-1473.
- ELSHOUT, A.J., und S. BEILKE, 1983: Die Oxidation von NO zu NO<sub>2</sub> in Abgasfahnen von Kraftwerken. Umweltbundesamt, Monatsbericht 8/83, Berlin, 1-29.
- ESCHENROEDER, A.Q., und J.R. MARTINEZ, 1972: Concepts and applications of photochemical smog models. In: *Photochemical Smog and Ozone Reactions*, (Hrsg.: R.F. Gould), *Adv. in Chemistry Ser.*, 113, 101-168.
- FIELDS, D.E., C.W. MILLER und S.J. COTTER, 1981: Comparison of observed and predicted sector-averaged air concentrations for elevated releases of fluorescein particles. *JAPCA*, 31, 871-876.
- FILLIGER, P., P. BERLINCOURT und R. RICKLI, 1984: Applied study on urban air pollution climatology (Biel-Bienne, Switzerland). In: *Applied Climatology*, 25th Int. Geogr. Congress, Zürich, Zürcher Geogr. Schriften, H. 14, 93-94.
- FORTAK, H.G., 1970: Numerical simulation of temporal and spatial distributions of urban air pollution concentration. In: *Proc. of Symp. on Multiple-Source Urban Diffusion Models*, USEPA, APCO Publ. No. AP-86, Research Triangle Park, NC., 9/1-9/34.
- FUHRER, J., 1985: Formation of secondary air pollutants and their occurrence in Europe. *Experientia*, 41, 286-301.
- GASSMANN, F., 1983: Stadtklima und chemische Verschmutzung. *Jahrbuch SNG*, wissensch. Teil, 112-119.
- GELINAS, R.J., 1972: Stiff systems of kinetic equations - a practitioner's view. *J. of Comput. Physics*, 9, 222-236.
- GEORGII, H.W., 1981: Luftchemische Umsetzungen und Verweildauer von Luftverunreinigungen beim regionalen und globalen Transport. In: *Hohe Schornsteine als Element der Luftreinhaltepolitik in Nordrhein-Westfalen*, MAGS, Düsseldorf, 39-53.
- GIEBEL, J., 1983: Untersuchungen über Zusammenhänge zwischen Sperrschichthöhen und Immissionsbelastung. Landesanstalt f. Immissionsschutz des Landes Nordrhein-Westfalen, Bericht Nr. 29, Essen.
- GIFFORD, F.A., 1968: An outline of theories of diffusion in the lower layers of the atmosphere. In: *Meteorology and Atomic Energy*, (Hrsg.: D.H. Slade), USAEC, Oak Ridge, Tenn., 65-116.
- GIFFORD, F.A., 1977: Tropospheric relative diffusion observation. *J. of Appl. Meteor.*, 16, 311-313.
- GIFFORD, F.A., und S.R. HANNA, 1971: Urban air pollution modelling. In: *Proc. of Sec. Int. Clean Air Congress*, (Hrsg.: H.M. Englund, W.T. Beery), Academic Press, New York, 1146-1151.
- GIOVANNONI, J.M., und A. JUNOD, 1977: Meteorological aspects of local and urban air pollution with special consideration of energy production and consumption. In: *Proc. of the Meet. on Educ. and Training in Meteor. Aspects of Atm. Poll. and Related Environmental Problems*, WMO-No. 493, 157-193.
- GOLDER, D., 1972: Relations among stability parameters in the surface layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 3, 47-58.
- GOODIN, W.R., G.J. MCRAE und J.H. SEINFELD, 1976: Validity and accuracy of atmospheric air quality models. In: *Proc. Third Symp. on Atmosph. Turb., Diffusion and Air Quality*, AMS, Boston, Mass., 366-373.
- GOULD, R.F. (Hrsg.), 1972: Photochemical smog and ozone reactions. *Adv. in Chemistry Ser.*, 113, Am. Chemical Soc., Wash. D.C.
- GRAEDEL, T.E., und J.A. SCHIAVONE, 1981: 2-D studies of kinetic photochemistry of the urban troposphere - II. Normal convective conditions. *Atmos. Environ.*, 15, 353-361.
- GUICHERIT, R., und H. VAN DOP, 1977: Photochemical production of ozone in western Europe (1971-75) and its relation to meteorology. *Atmos. Environ.*, 11, 145-155.

- GUTSCHE, A., und C. LEFEBVRE, 1981: Statistik der "maximalen" Mischungsschichthöhe nach Radiosondenmessungen an den aerologischen Stationen des Deutschen Wetterdienstes im Zeitraum 1957-1973. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr.154, Offenbach am Main.
- HALL, C.D., 1975: The simulation of particle motion in the atmosphere by a numerical random-walk model. Quart. J. R. Met. Soc., 101, 235-244.
- HALL, G. und J.M. WATT (Hrsg.), 1976: Modern numerical methods for ordinary differential equations, Clarendon Press, Oxford.
- HANNA, S.R., 1975: Urban diffusion problems. In: Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analyses, (Hrsg.: D.A. Haugen), AMS, Boston, Mass., 209-227.
- HANNA, S.R., 1979: A statistical diffusion model for use with variable wind fields. In: 4. Symp. on Turb., Diffusion, and Air Pollution, Reno, Nev., AMS, Boston, Mass., 15-18.
- HANNA, S.R., 1980: Measured  $\epsilon_y$  and  $\epsilon_\theta$  in complex terrain near the TVA Widows Creek, Alabama, Steam Plant. Atmos. Environ., 14, 401-407.
- HANNA, S.R., 1982: Applications in air pollution modeling. In: Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling, (Hrsg.: F.T.M. Nieuwstadt und H. Van Dop), D. Reidel, Dordrecht, 275-310.
- HANNA, S.R., 1983: Lateral turbulence intensity and plume meandering during stable conditions. J. of Clim. and Appl. Meteor., 22, 1424-1430.
- HANNA, S.R., G.A. BRIGGS, J. DEARDORFF, B.A. EGAN, F.A. GIFFORD und F. PASQUILL, 1977: AMS workshop on stability classification schemes and sigma curves - summary of recommendations. Bull. Amer. Meteor. Soc., 58, 1305-1309.
- HANNA, S.R., G.A. BRIGGS und R.P. HOSKER, 1982: Handbook on atmospheric diffusion. Technical Information Center, U.S. Dep. of Energy, Springfield, Vir.
- HAY, J.S., und F. PASQUILL, 1959: Diffusion from a continuous source in relation to the spectrum and scale of turbulence. Adv. in Geophys., 6, 345-365.
- HECHT, T.A., und J.H. SEINFELD, 1972: Development and validation of a generalized mechanism for photochemical smog. Environmental Science & Technology, 6, 47-57.
- HEGG D., P.V. HOBBS, L.F. RADKE und H. HARRISON, 1977: Reactions of ozone and nitrogen oxides in power plant plumes. Atmos. Environ., 11, 521-526.
- HENMI, T., und E.R. REITER, 1978: Long-range transport and transformation of SO<sub>2</sub> and sulfate. Environmental Research Papers, No.15, CSU, Fort Collins, Colo.
- HODANBOSI, R.F., und R. BRODKEY, 1984: Evaluation of RAM model for Cleveland, Ohio, Part II. JAPCA, 31, 371-374.
- HOEGSTROEM, U., H. BERGSTROEM und H. ALEXANDERSSON, 1982: Turbulence characteristics in a near neutrally stratified urban atmosphere. Bound.-Layer Meteor., 23, 449-472.
- HOLZWORTH, G.C., 1967: Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States. J. of Appl. Meteor., 6, 1039-1044.
- HUNT, J.C.R., 1980: Wind over hills. In: Workshop on the Planetary Boundary Layer, Boulder, Colo., (Hrsg.: J.C. Wyngaard), AMS, Boston, Mass., 107-146.
- INSTITUT D'HYGIENE, 1985: Mesure de la qualité de l'air 1984. Service cantonal d'ecotoxicologie, Genf.
- IRWIN, J.S., 1979: Estimating plume dispersion - a recommended generalized scheme. In: 4. Symp. on Turb., Diffusion, and Air Pollution, Reno, Nev., AMS, Boston, Mass., 62-69.

- IRWIN, J.S., 1983:** Estimating plume dispersion - a comparison of several sigma schemes. *J. of Clim. and Appl. Meteor.*, 22, 92-114.
- IRWIN, J.S., und F.S. BINKOWSKI, 1981:** Estimation of the Monin-Obukhov scaling length using on-site instrumentation. *Atmos. Environ.*, 15, 1091-1094.
- IRWIN, J.S., und T.M. BROWN, 1985:** A sensitivity analyses of the treatment of area sources by the climatological dispersion model. *JAPCA*, 35, 359-364.
- ISAKSEN, I.S.A., O. HOV und E. HESSTVEDT, 1978:** Ozone generation over rural areas. *Environmental Science & Technology*, 12, 1279-1284.
- ISM-SPA, 1967:** Centrale thermique du Seeland, Propagation des effluents, Rapport final. Inst. Suisse de Météor., Serv. de la Prot. de l'air, Payerne.
- JENSEN, N.O., 1980:** A simplified diffusion-deposition model. *Atmos. Environ.*, 14, 953-956.
- KAGAWA, J., 1984:** Health effects of air pollutants and their management. *Atmos. Environ.*, 18, 613-620.
- KELLY, N.A., 1985:** Ozone/precursor relationships in the Detroit metropolitan area derived from captive-air irradiations and a empirical photochemical model. *JAPCA*, 35, 27-34.
- KLUG, W., 1969:** Ein Verfahren zur Bestimmung der Ausbreitungsbedingungen aus synoptischen Beobachtungen. *Staub-Reinhalt. Luft*, 29, 143-147.
- KOLAR J., 1981:** Anteil der Stickstoffdioxid-Immission an der gesamten Stickstoffoxid-Immission in Städten. *Staub-Reinhalt. Luft*, 41, 85-91.
- KORRELL, A., H.A. PANOFKY und R.J. ROSSI, 1982:** Wind profiles at the Boulder Tower. *Bound.-Layer Meteor.*, 22, 295-312.
- KUELSKE, S., 1975:** Der Stand der Anwendungstechnik von mathematisch-meteorologischen Ausbreitungsmodellen in der Praxis der Luftreinhaltung. *Schriftenreihe LIS Nordrhein-Westfalen*, H. 35, Essen, 69-112.
- KUNZ, S., 1983:** Anwendungsorientierte Kartierung der Besonnung in regionalem Massstab. *Geogr. Bernensia*, G19.
- LAMB, R.G., 1978:** A numerical simulation of dispersion from an elevated point source in the convective planetary boundary layer. *Atmos. Environ.*, 12, 1297-1304.
- LANDOLT, W., F. JOOS und H. MAECHLER, 1985:** Erste Messungen des PAN-Gehaltes der Luft im Raume Birmensdorf (ZH). *Schweiz. Z. Forstwesen*, 136, 421-426.
- LANDRY, J-Cl., und F. CUPELIN, 1981:** The monitoring of ozone immissions in rural and urban areas. *Intern. J. Environ. Anal. Chem.*, 9, 169-187.
- LEGG, B.J., und M.R. RAUPACH, 1982:** Markov-chain simulation of particle dispersion in inhomogeneous flows: the mean drift velocity induced by a gradient in Eulerian velocity variance. *Bound.-Layer Meteor.*, 24, 3-13.
- LEONE, J.A., und J.H. SEINFELD, 1985:** Comparative analysis of chemical reaction mechanisms for photochemical smog. *Atmos. Environ.*, 19, 437-464.
- LETTAU, H.H., 1970:** Physical and meteorological basis for mathematical models of urban diffusion processes. In: *Proc. of Symp. on Multiple-Source Urban Diffusion Models*, USEPA, APCO Publ. No. AP-86, Research Triangle Park, NC. 2/1-2/26.
- LEY, A.J., 1982:** A random walk simulation of two-dimensional turbulent diffusion in the neutral surface layer. *Atmos. Environ.*, 16, 2799-2808.
- LIECHTI, J.M., 1981:** SO<sub>2</sub>-Belastung im Raume Solothurn. *Société d'étude de l'environnement*, Vevey.

- LILJEQUIST, G., und K. CEHAK, 1979: Allgemeine Meteorologie. 2. Aufl., Vieweg & Sohn, Braunschweig.
- LISKA, P., R. RICKLI und J.-A. HERTIG, 1984: Versuche auf dem Modell 1:25'000 zur Durchlüftungssituation in der Region Biel. IENER EPF-Lausanne und Geogr. Inst. Univ. Bern, Lausanne.
- LIU, C.Y., und W.R. GOODIN, 1976: A two-dimensional model for the transport of pollutants in an urban basin. *Atmos. Environ.*, 10, 513-526.
- LOTT, R.A., 1984: Case study of plume dispersion over elevated terrain. *Atmos. Environ.*, 18, 125-134.
- LRV, 1986: Luftreinhalte-Verordnung. Eidg. Dep. des Innern, Bern.
- MAGS (Hrsg.), 1982: Luftreinhalteplan Rheinschiene Mitte 1982-1986. Hrsg: Minister für Arbeit, Gesundheit und Soziales des Landes Nordrhein-Westfalen, Düsseldorf.
- MAHONEY, J.R., und B.A. EGAN, 1971: A mesoscale numerical model of atmospheric transport phenomena in urban areas. In: Proc. of Sec. Int. Clean Air Congress, (Hrsg.: H.M. Englund, W.T. Beery), Academic Press, New York, 1152-1157.
- MANIER, G., 1975: Vergleich zwischen Ausbreitungsklassen und Temperaturgradienten. *Meteor. Rdsch.*, 28, 6-11.
- MARTIN, A., und F.R. BARBER, 1981: Sulphur dioxide, oxides of nitrogen and ozone measured continuously for 2 years at a rural site. *Atmos. Environ.*, 15, 567-578.
- MCCELROY, J.L., 1969: A comparative study of urban and rural dispersion. *J. of Appl. Meteor.*, 8, 19-31.
- MCNIDER, R.T., S.R. HANNA und R.A. PIELKE, 1980: Sub-grid scale plume dispersion in coarse resolution mesoscale models. In: Sec. Joint Conf. on Appl. of Air Poll. Meteor., New Orleans, AMS, Boston, Mass., 424-429.
- MCRAE, G.J., W.R. GOODIN und J.H. SEINFELD, 1979: Development of a second-generation airshed model for photochemical air pollution. In: 4. Symp. on Turb., Diffusion, and Air Pollution, Reno, Nev., AMS, Boston, Mass., 389-396.
- MCRAE, G.J., und J.H. SEINFELD, 1983: Development of a second-generation mathematical model for urban air pollution - II. Evaluation of model performance. *Atmos. Environ.*, 17, 501-522.
- MING, Z., H.A. PANOFSKY und R. BALL, 1983: Wind profiles over complex terrain. *Bound.-Layer Meteor.*, 25, 221-228.
- MOELLER, D., 1982: Zum Einfluss verschiedener Parameter auf die atmosphärische Verweilzeit von Schwefeldioxid. *Z. Meteor.*, 32, 85-89.
- MOORE, G.E., M.K. LIU und L.H. SHI, 1985: Estimates of integral time scales from a 100 m meteorological tower at a plains site. *Bound.-Layer Meteor.*, 31, 349-368.
- MOSER, W., 1985: Aufbau von Photosmog über dem schweizerischen Mittelland, Fallstudie vom 5. - 11. Juli 1984. Vortrag SNG, Biel, 1985.
- MURPHY, B.D., und C.B. NELSON, 1983: The treatment of ground deposition, species decay and growth and source height effects in a Lagrangian trajectory model. *Atmos. Environ.*, 17, 2545-2547.
- NELSON, P.F., und S.M. QUIGLEY, 1984: The hydrocarbon composition of exhaust emitted from gasoline fuelled vehicles. *Atmos. Environ.*, 18, 79-87.
- NESTER, K., und P. THOMAS, 1979: Im Kernforschungszentrum Karlsruhe experimentell ermittelte Ausbreitungsparameter für Emissionshöhen bis 195 m. *Staub-Reinhalt. Luft*, 39, 291-295.
- NEUMANN, G., und G. HALBRITTER, 1980: Sensitivity analysis of the Gaussian plume model. In: Atmospheric Pollution, Proc. of the 14th Int. Colloq., Paris, Stud. in Environ. Science, Vol. 8, (Hrsg.: M.M. Bernarie), 57-62.

- NICHOLSON, S.E., 1975:** A pollution model for street-level air. *Atmos. Environ.*, 9, 19-31.
- NIEBOER, H., W.P.L. CARTER, A.C. LLOYD und J.N. PITTS, 1976:** The effect of latitude on the potential for formation of photochemical smog. *Atmos. Environ.*, 10, 731-734.
- NIKI, H., E.E. DABY und B. WEINSTOCK, 1972:** Mechanisms of smog reactions. In: *Photochemical Smog and Ozone Reactions*, (Hrsg.: R.F. Gould), *Adv. in Chemistry Ser.*, 113, 16-57.
- NOLL, K.E., T.L. MILLER und M. CLAGGETT, 1978:** A comparison of three highway line source dispersion models. *Atmos. Environ.*, 12, 1323-1329.
- OBUKHOV, A.M., 1959:** Description of turbulence in terms of Lagrangian variables. *Adv. in Geophysics*, 6, 113-116.
- OESCHGER, H., und M. HEIMANN, 1981:** Modelle des globalen Kohlenstoff-Systems. In: *Die Auswirkungen von CO<sub>2</sub>-Emissionen auf das Klima, Bd.1, Bericht des Batelle Istituts, Frankfurt*, 205-236.
- OKAMOTO, S., und K. SHIOZAWA, 1978:** Validation of an air pollution model for the Keihin area. *Atmos. Environ.*, 12, 2139-2149.
- OKE, T.R., 1978:** *Boundary layer climates*. Methuen, London.
- OKE, T.R., 1984:** Methods in urban climatology. In: *Applied Climatology, 25th Int. Geogr. Congress, Zürich, Zürcher Geogr. Schriften, H. 14*, 19-29.
- ORLANSKY, J., 1975:** A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.
- OTT, S., und W.A. LYONS, 1977:** Further evidence of long range photochemical oxidant transport inferred from acoustic sounder data. In: *Joint. Conf. on Appl. of Air Poll. Met., Salt Lake City, AMS, Boston, Mass.*, 33-38.
- PANOFSKY, H.A., C.A. EGOLF und R. LIPSCHUTZ, 1978:** On characteristics of wind direction fluctuations in the surface layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 15, 439-446.
- PANOFSKY, H.A., und J.A. DUTTON, 1983:** *Atmospheric turbulence - Models and methods for engineering applications*. Wiley & Sons, New York.
- PASQUILL, F., 1961:** The estimation of the dispersion of windborne material. *The Meteorological Magazine*, 90, 33-49.
- PASQUILL, F., 1962:** *Atmospheric diffusion. The dispersion of windborne material from industrial and other sources*. Van Nostrand, London.
- PASQUILL, F., 1975:** The dispersion of material in the atmospheric boundary layer - the basis for generalization. In: *Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analyses*, (Hrsg.: D. A. Haugen), AMS, Boston, Mass., 1-34.
- PASQUILL, F., und F.B. SMITH, 1983:** *Atmospheric diffusion*. 3rd ed., Wiley & Sons, New York.
- PELLI, T., 1984:** Berechnung von CO-Immissionen in bebauten Strassen. *Schw. Ing. und Arch.*, 42, 805-810.
- PETERSON, J.T., und K.L. DEMERJIAN, 1976:** The sensitivity of computed ozone concentrations to U.V. radiation in the Los Angeles area. *Atmos. Environ.*, 10, 459-468.
- POOLER, F., 1961:** A prediction model of mean urban pollution for use with standard wind roses. *Int. J. Air Water Pollut.*, 4, 199.
- POLSTER, G., 1969:** Erfahrungen mit Strahlungs-, Temperaturgradient- und Windmessungen als Bestimmungsgrößen der Diffusionskategorien. *Meteor. Rdsch.*, 22, 170-175.
- RAGLAND, K.W., und R.L. DENNIS, 1975:** Point source atmospheric diffusion model with variable wind and diffusivity profiles. *Atmos. Environ.*, 9, 175-189.

- RAO, S.T., und M.T. KEENAN, 1980:** Suggestions for improvement of the EPA-HIWAY model. JAPCA, 30, 247-256.
- RAT von SACHVERSTAENDIGEN für UMWELTFRAGEN, 1983:** Waldschäden und Luftverunreinigungen. Sondergutachten, Kohlhammer Verlag, Stuttgart.
- REG. PLAN.GEM. UNTERMÄIN, 1977:** Lufthygienisch-meteorologische Modelluntersuchung in der Region Untermain. Abschlussbericht, Frankfurt am Main.
- REID, J.D., 1979:** Markov chain simulations of vertical dispersion in the neutral surface layer for surface and elevated releases. Bound.-Layer Meteor., 16, 3-22.
- REITER, E.R., 1975:** Stratospheric-tropospheric exchange processes. Rev. Geophys. Space Phys., 13, 459-474.
- RICKLI, B., 1984:** Die Abhängigkeit der städtischen Oberflächen-Energiebilanz von ausgewählten Struktur-Parametern (Stadt Biel). Liz. Geogr. Inst. Univ. Bern.
- RICKLI, R., 1982:** Wind- und Temperaturfeld im Raum Biel während dem Winterhalbjahr 1980/81. Liz. Geogr. Inst. Univ. Bern.
- RICKLI, R., (in Vorb.):** Das Ausbreitungsklima der Region Biel. Diss. Geogr. Inst. Univ. Bern.
- RICKLI, R., und H. WANNER, 1983:** Feldexperimente im Raum Biel - Datenkatalog. Inform. u. Beitr. zur Klimaforschung, Nr. 19, Geogr. Inst. Univ. Bern.
- ROBERTS, J.J., E.S. CROKE und A.S. KENNEDY, 1970:** An urban atmospheric dispersion model. In: Proc. of Symp. on Multiple-Source Urban Diffusion Models, USEPA, APCO Publ. No. AP-86, Research Triangle Park, NC., 6/1-6/72.
- ROBERTS, O.F.T., 1923:** The theoretical scattering of smoke in a turbulent atmosphere. Proc. Roy. Soc., A, 104, 640.
- RODES, C.E., und D.M. HOLLAND, 1981:** Variations of NO, NO<sub>2</sub> and O<sub>3</sub> concentrations downwind of a Los Angeles freeway. Atmos. Environ., 15, 243-250.
- ROWE, R.D., S.F. BENJAMIN, K.P. CHUNG, J.J. HAVLENA und C.Z. LEE, 1981:** Field studies of stable air flow over and around a ridge. Atmos. Environ., 16, 643-653.
- RUFF, R.E., 1983:** Application of statistical methods to diagnose causes of poor air-quality model performance. Atmos. Environ., 17, 291-297.
- RUNCA, E., 1982:** A practical numerical algorithm to compute steady-state ground level concentration by a K-model. Atmos. Environ., 16, 753-759.
- RUNCHAL, A.R., 1980:** A random walk atmospheric dispersion model for complex terrain and meteorological conditions. In: Sec. Joint Conf. on Appl. of Air Poll. Meteor., New Orleans, AMS, Boston, Mass., 430-437.
- SCHIIVONE, J.A., und T.E. GRAEDEL, 1981:** 2-D studies of the kinetic photochemistry of the urban troposphere. I. Air stagnation conditions. Atmos. Environ., 15, 163-176.
- SCHJOLDAGER, J., B. SIVERTSEN und J.E. HANSSSEN, 1978:** On the occurrence of photochemical oxidants at high latitudes. Atmos. Environ., 12, 2461-2467.
- SCHOLBERG, A., 1975:** Le programme POLLUX II. Société d'étude de l'environnement, Vevey.
- SCHRIBER, G., 1979:** Beiträge zur Bestimmung der Strahlenbelastung in der Umgebung von Kernkraftwerken. Diss. Univ. Bern.
- SEDEFIAN, L., und E. BENNETT, 1980:** A comparison of turbulence classification schemes. Atmos. Environ., 14, 741-750.
- SEINFELD, J.H., 1975:** Air pollution. Physical and chemical fundamentals. Mac Graw-Hill Book Company, New York.

- SHREFFLER, J.H., und R.B. EVANS, 1982: The surface ozone record from the regional air pollution study, 1975-1976. Atmos. Environ., 16, 1311-1321.
- SINGER, I.A., und M.E. SMITH, 1953: Relation of gustiness to other meteorological parameters. J. of Meteor., 10, 121-126.
- SINGH, H.B., F.L. LUDWIG und W.B. JOHNSON, 1978: Tropospheric ozone: concentrations and variabilities in clean remote atmospheres. Atmos. Environ., 12, 2185-2196.
- SINGH, H.B., W. VIEZEE, W.B. JOHNSON und F.L. LUDWIG, 1980: The impact of stratospheric ozone on tropospheric air quality. JAPCA, 30, 1009-1017.
- SISTLA, G., P. SAMSON, M. KEENAN und S.T. RAO, 1979: A study of pollutant dispersion near highways. Atmos. Environ., 13, 669-685.
- SLADE, D.H. (Hrsg.), 1968: Meteorology and atomic energy. USAEC, Oak Ridge, Tenn.
- SMITH, F.B., 1968: Conditioned particle motion in a homogeneous turbulent field. Atmos. Environ., 2, 491-508.
- SPICER, C.W., 1980: The rate of  $\text{NO}_x$  reaction in transported urban air. In: Atmospheric Pollution, Proc. of the 14th Int. Colloq., Paris, Stud. in Environ. Science, Vol 8, (Hrsg.: M.M. Benarie), 181-186.
- STERN, A.C. (Hrsg.), 1970: Proceedings of Symposium on Multiple-Source Urban Diffusion Models. USEPA, APCO Publ. No. AP-86, Research Triangle Park, NC.
- STERN, A.C., 1980: Models and modeling. In: Atmospheric Pollution, Proc. of the 14th Int. Colloq., Paris, Stud. in Environ. Science, Vol. 8, (Hrsg.: M.M. Benarie), 3-8.
- STERN, A.C., R.W. BOUBEL, D.B. TURNER und D.L. FOX, 1984: Fundamentals of air pollution. 2nd ed., Academic Press, London.
- STEYN, D.G., 1980: Turbulence, Diffusion and the daytime mixed layer depth over a coastal city. Ph. D. Thesis, Univ. of British Columbia.
- SUTTON, O.G., 1932: A theory of eddy diffusion in the atmosphere. Proc. Roy. Soc., Ser. A, 135, 143-165.
- SUTTON, O.G., 1953: Micrometeorology. Mac Graw-Hill Book Company, New York.
- TA LUFT, 1983: Technische Anleitung zur Reinhaltung der Luft. Heymanns Verlag, Köln.
- TAYLOR, G.I., 1921: Diffusion by continuous movements. Proc. London Math. Soc., Ser. 2, 20, 196-212.
- TERCIER, P., 1981: Revue et analyse des coefficients de dispersion atmosphérique exprimés sous la forme  $ax^b$ . Rapports de travail de l'Institut Suisse de Météorologie, No. 105, Zürich.
- TRUEB, M., 1980: Analyse des inversions de température dans la basse troposphère, mesurées par les sondages aérologiques de Payerne (1975-1979). Liz. Geogr. Inst. Univ. Bern.
- TURNER, D.B., 1964: A diffusion model for an urban area. J. of Appl. Meteor., 3, 83-91.
- TURNER, D.B., 1969: Workbook of atmospheric dispersion estimates. U.S. Department of Health, Education, and Welfare. Public Health Service Publication No. 999-AP-26, Cincinnati, Ohio.
- TURNER, D.B., 1979: Atmospheric dispersion modeling - a critical review. JAPCA, 29, 502-519.
- UBA (Hrsg.), 1984: Monatsberichte aus dem Messnetz, Nr. 8/84, Umweltbundesamt, Berlin.
- U.S.NRC, 1974: On-site meteorological programs. Regulatory Guide 1.23, U.S. Nuclear Regulatory Commission.

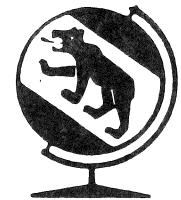
- VAN DER HOVEN, I., 1976: A survey of field measurements of atmospheric diffusion under low-wind-speed inversion conditions. Nuclear Safety, 17, 223-230.
- WACKTER, D.J., und D.H. MINOTT, 1984: Evaluation of six urban air quality simulation models. In: Fourth Joint Conf. on Appl. of Air Poll. Meteor., Portland, AMS, Boston, Mass., 83-86.
- WAMSER, C., J. SCHROETER und K. HINRICHSEN, 1980: Darstellung und Anwendung eines verbesserten, universell gültigen Ausbreitungskriteriums. Staub-Reinhalt. Luft, 40, 253-257.
- WANNER, H., 1983: Das Projekt "Durchlüftungskarte der Schweiz" - Methodik und erste Ergebnisse. Inform. u. Beitr. zur Klimaforschung, Nr. 18, Geogr. Inst. Univ. Bern.
- WANNER, H., P. BERLINCOURT und R. RICKLI, 1982: Klima und Lufthygiene der Region Biel - Gedanken und erste Resultate aus einer interdisziplinären Studie. Geographica Helvetica, 4, 215-224.
- WANNER, H., und J.A. HERTIG, 1984: Urban climatology and climatological properties of small cities in complex terrain (Switzerland). J. of Clim. and Appl. Meteor., 23, 1614-1625.
- WILLIS, G.E., und J.W. DEARDORFF, 1978: A laboratory study of dispersion from an elevated source within a modeled convective planetary boundary layer. Atmos. Environ., 12, 1305-1311.
- WILSON, J.D., B.J. LEGG und D.J. THOMSON, 1983: Calculation of particle trajectories in the presence of a gradient in turbulent velocity variance. Bound.-Layer Meteor., 27, 163-169.
- WOLFF, G.T., P.J. LIOY, G.D. WIGHT, R.E. MEYERS und R.T. CEDERWALL, 1977: An investigation of long-range transport of ozone across the mid-western and eastern United States. Atmos. Environ., 11, 797-802.
- ZELLNER, K., 1983: Mathematische Modellierung photochemischer Reaktionen in der Atmosphäre. Diplomarbeit, Univ. Karlsruhe.



## ANHANG A. VERWENDETE SYMBOLE

C	Konzentration	[ $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ]
$c_p$	spezifische Wärme	[ $\text{J}/\text{kg}^\circ\text{C}$ ]
d	Nullebenen-Verschiebung des Windprofils	[m]
f	Coriolisparameter	[ $\text{s}^{-1}$ ]
$f_y$	Funktion zur $\sigma_y$ -Berechnung aus $\sigma_f$	[dim.los]
Fr	Froudezahl	[dim.los]
g	Erdbeschleunigung	[ $\text{m}/\text{s}^2$ ]
h	Mächtigkeit der PBL	[m]
$\Delta H$	Schornsteinüberhöhung	[m]
$h\nu$	Energie eines Lichtquants	[J]
H	effektive Schornsteinhöhe	[m]
k	von Karmansche Konstante	[dim.los]
K	turbulente Diffusionskoeffizienten, $K_m$ für Bewegungsgröße; $K_h$ für Wärme; $K_x, K_y, K_z$ für Luftfremdstoffe	[ $\text{m}^2/\text{s}$ ]
L	Monin-Obukhov-Länge	[m]
M	Wärmestrom	[MW]
n	Frequenz	[ $\text{s}^{-1}$ ]
Q	Schadstoffemission	[ $\mu\text{g}/\text{s}$ ]
$Q_h$	Wärmefluss	[ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
R	Volumenstrom	[ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
R	Korrelationsfunktion (Indizes u,v,w für die 3 Raumachsen)	[dim.los]
$R_i$	Gradient-Richardsonzahl	[dim.los]
$R_{if}$	Fluss-Richardsonzahl	[ " ]
$R_{ib}$	Bulk-Richardsonzahl	[ " ]
t, t'	Zeit, Zeitdifferenz	[s]
T, T'	Absoluttemperatur, Temperaturfluktuation	[K]
$T_1$	Lagrangesche time-scale (Indizes u,v,w für die 3 Raumachsen)	[s]
$T_e$	Eulersche time-scale	[s]
u, v, w	Komponenten des Windvektors	[m/s]
u', v', w'	Komponenten der Windgeschwindigkeitsfluktuation	[m/s]
$u^*$	Reibungsgeschwindigkeit	[m/s]
$w^*$	Konvektive Skalierungsgeschwindigkeit	[m/s]
x, y, z	Raumachsen	[m]
$z_0$	Rauhigkeitslänge	[m]
$z_i$	Inversionshöhe	[m]
$\beta$	Verhältnis zwischen Lagrangescher und Eulerscher time-scale	[dim.los]
$\Theta$	potentielle Temperatur	[K]
$\lambda$	Wellenlänge (Index m: maximales $\lambda$ )	[m]
$\mu$	dynamische Viskosität	[kg/ms]
$\rho$	Luftdichte	[kg/m <sup>3</sup> ]
$\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$	Standardabweichungen der Windgeschwindigkeitsfluktuationen	[m/s]
$\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$	Standardabweichungen der Konzentrationsverteilungen von Luftfremdstoffen	[m]
$\sigma_f$	Standardabweichung der Windrichtungsfluktuation (y-Richtung)	[grd]
$\tau$	Schubspannung	[N/m <sup>2</sup> ]
$\Phi_m$	Funktion zur Windprofilbestimmung im nichtneutralen Fall	[dim.los]

# GEOGRAPHICA BERNENSIA



Arbeitsgemeinschaft GEOGRAPHICA BERNENSIA  
Hallerstrasse 12  
CH-3012 Bern

GEOGRAPHISCHES INSTITUT  
der Universität Bern

A	<u>AFRICAN STUDIES</u>	sFr.
A 1	WINIGER Matthias (Editor): Mount Kenya Area - Contributions to Ecology and Socio-economy. 1986 ISBN 3-906290-14-X	20.--
A 2	SPECK Heinrich: Soils of the Mount Kenya Area. Their Formation, Ecological and Agricultural Significance (With 2 Soil Maps). 1983 ISBN 3-906290-01-8	<del>28.--</del> 20.--
A 3	LEIBUNDGUT Christian: Hydrogeographical map of Mount Kenya Area. 1 : 50'000. Map and explanatory text. 1986 ISBN 3-906290-22-0	36.--
A 4	KOHLER Thomas: Land use in Eastern Laikipia, Kenya. 1986 ISBN 3-906290-23-9	1986
B	<u>BERICHTE UEBER EXKURSIONEN, STUDIENLAGER UND SEMINARVERANSTALTUNGEN</u>	
B 1	AMREIN Rudolf: Niederlande - Naturräumliche Gliederung, Landwirtschaft Raumplanungskonzept. Amsterdam, Neulandgewinnung, Energie. Feldstudienlager 1976. 1979	red. Preis <del>24.--</del> 5.--
B 3	Sahara. Bericht über die Sahara-Exkursion 12.10. - 4.11.1973. Redaktion: Kienholz H., Leitung: Messerli B. 1981 (2. Auflage)	<del>35.--</del> 28.--
B 5	Kalabrien - Randregion Europas. Bericht über das Feldstudienlager 1982. Leitung/Redaktion: Aerni K., Nägeli R., Rupp M., Turolla F. 1983	24.--
B 6	GROSJEAN Georges (Herausgeber): Bad Ragaz 1983. Bericht über das Feldstudienlager des Geographischen Instituts der Universität Bern. 1984 ISBN 3-906290-18-2	<del>28.--</del> 18.--
G	<u>GRUNDLAGENFORSCHUNG</u>	
G 1	WINIGER Matthias: Bewölkungsuntersuchung über der Sahara mit Wettersatellitenbilder. 1975	<del>16.--</del> 10.--
G 3	JEANNERET François: Klima der Schweiz: Bibliographie 1921 - 1973; mit einem Ergänzungsbericht von H.W. Courvoisier. 1975	<del>15.--</del> 10.--
G 4	KIENHOLZ Hans: Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1 : 10'000 von Grindelwald, mit einem Beitrag von Walter Schwarz. 1977	<del>48.--</del> 36.--
G 6	JEANNERET F., VAUTIER Ph.: Kartierung der Klimaeignung für die Landwirtschaft der Schweiz. 1977 Levé cartographique des aptitudes climatiques pour l'agriculture en Suisse.	Textband 20.-- Kartenband 36.--
G 7	WANNER Heinz: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura - Alpen. 1978	<del>28.--</del> 20.--

		sFr.
G 8	Simen Mountains-Ethiopia, Vol. 1: Cartography and its application for geographical and ecological Problems. Ed. by Messerli B. and Aerni K. 1978	<del>36.--</del> 27.--
G 9	MESSERLI B., BAUMGARTNER R. (Hrsg.): Kamerun. Grundlagen zu Natur und Kulturraum. Probleme der Entwicklungszusammenarbeit. 1978	<del>43.--</del> 35.--
G 10	MESSERLI Paul: Beitrag zur statistischen Analyse klimatologischer Zeitreihen. 1979	<del>24.--</del> 20.--
G 11	HASLER Martin: Der Einfluss des Atlasgebirges auf das Klima Nordwestafrikas. 1980 ISBN 3-260 04857 X	<del>28.--</del> 15.--
G 12	MATHYS H. et al.: Klima und Lufthygiene im Raume Bern. 1980	<del>28.--</del> 15.--
G 13	HURNI H., STAEHLI P.: Hochgebirge von Semien-Aethiopien Vol. II. Klima und Dynamik der Höhenstufung von der letzten Kaltzeit bis zur Gegenwart. 1982	<del>36.--</del> 24.--
G 14	FILLIGER Paul: Die Ausbreitung von Luftschadstoffen, Modelle und ihre Anwendung in der Region Biel. 1986 ISBN 3-906290-25-5	20.--
G 15	VOLZ Richard: Das Geländeklima und seine Bedeutung für den landwirtschaftlichen Anbau. 1984 ISBN 3-906290-10-7	27.--
G 16	AERNI K., HERZIG H. (Hrsg.): Bibliographie IVS 1982 Inventar historischer Verkehrswege der Schweiz. (IVS). 1983	250.--
G 16	id. Einzelne Kantone (1 Ordner + Karte)	je 15.--
G 17	IVS Methodik	in Vorbereitung
G 18	AERNI K., HERZIG H. E. (Hrsg.): Historische und aktuelle Verkehrsgeographie der Schweiz. 1986 ISBN 3-906290-27-1	28.--
G 19	KUNZ Stefan: Anwendungsorientierte Kartierung der Besonnung im regionalen Massstab. 1983 ISBN 3-906290-03-4	16.--
G 20	FLURY Manuel: Krisen und Konflikte - Grundlagen, ein Beitrag zur entwicklungspolitischen Diskussion. 1983 ISBN 3-906290-05-0	<del>48.--</del> 10.--
G 21	WITMER Urs: Eine Methode zur flächendeckenden Kartierung von Schneehöhen unter Berücksichtigung von reliefbedingten Einflüssen. 1984 ISBN 3-906290-11-5	20.--
G 22	BAUMGARTNER Roland: Die visuelle Landschaft - Kartierung der Ressource Landschaft in den Colorado Rocky Mountains (U.S.A.). 1984 ISBN 3-906290-20-4	28.--
G 23	GRUNDER Martin: Ein Beitrag zur Beurteilung von Naturgefahren im Hinblick auf die Erstellung von mittelmasstäbigen Gefahrenhinweiskarten (Mit Beispielen aus dem Berner Oberland und der Landschaft Davos). 1984 ISBN 3-906290-21-2	<del>48.--</del> 36.--
G 24	PITT David: Rethinking population, environment and development. 1986 ISBN 3-906290-26-3	24.--
G 25	WITMER Urs: Erfassung, Bearbeitung und Kartierung von Schneedaten in der Schweiz. 1986 ISBN 3-906290-28-X	21.--
P	<u>GEOGRAPHIE FUER DIE PRAXIS</u>	
P 1	GROSJEAN Georges: Raumtypisierung nach geographischen Gesichtspunkten als Grundlage der Raumplanung auf höherer Stufe. 1982 (3. ergänzte Auflage)	40.--
P 2	UEHLINGER Heiner: Räumliche Aspekte der Schulplanung in ländlichen Siedlungsgebieten. Eine kulturgeographische Untersuchung in sechs Planungsregionen des Kantons Bern. 1975	25.--

sFr.

- P 3 ZAMANI ASTHIANI Farrokh: Province East Azarbayejan - IRAN, Studie zu einem raumplanerischen Leitbild aus geographischer Sicht. Geographical Study for an Environment Development Proposal. 1979 24.--
- P 4 MAEDER Charles: Raumanalyse einer schweizerischen Grossregion. 1980 18.--
- P 5 Klima und Planung 79. 1980 ~~25.--~~ 15.--
- P 7 HESS Pierre: Les migrations pendulaires intra-urbaines à Berne. 1982 ~~45.--~~ 10.--
- P 8 THELIN Gilbert: Freizeitverhalten im Erholungsraum. Freizeit in und ausserhalb der Stadt Bern - unter besonderer Berücksichtigung freiräumlichen Freizeitverhaltens am Wochenende. 1983  
ISBN 3-906290-04-6 ~~48.--~~ 10.--
- P 9 ZAUGG Kurt Daniel: Bogota-Kolumbien. Formale, funktionale und strukturelle Gliederung. Mit 50-seitigem Resumé in spanischer Sprache. 1984  
ISBN 3-906290-04-2 ~~28.--~~ 18.--
- P 10 RUPP Marco: Der bauliche Umwandlungsprozess in der Länggasse (Bern), eine Quartieranalyse. 1983 ISBN 3-906290-09-3 18.--
- P 12 KNEUBUEHL Urs: Die Entwicklungssteuerung in einem Tourismusort. Untersuchung am Beispiel von Davos für den Zeitraum 1930 - 1980.  
ISBN 3-906290-08-5 in Vorbereitung
- P 13 GROSJEAN Georges: Aesthetische Landschaftsbewertung Grindelwald (MAB). 1986 ISBN 3-906290-12-3 1986
- S GEOGRAPHIE FUER DIE SCHULE
- 
- S 2 PFISTER Christian: Autobahnen verändern eine Landschaft.  
Mit einem didaktischen Kommentar von K. Aerni und P. Enzen. 1978 9.--  
1 Klassensatz des Schülerteils (8 Blätter in je 25 Expl.) gratis  
1 Satz Dias (20 Dias, kommentiert im Textband) 25.--
- S 4 AERNI Klaus et al.: Die Schweiz und die Welt im Wandel.  
Teil I: Arbeitshilfen und Lernplanung (Sek.-Stufe I + II). 1979 8.--
- S 5 AERNI Klaus et al.: Die Schweiz und die Welt im Wandel.  
Teil II: Lehrerdokumentation. 1979 28.--  
S 4 und S 5: Bestellung richten an:  
Staatl. Lehrmittelverlag, Güterstr. 13, 3008 Bern
- S 6 AERNI Klaus: Geographische Praktika für die Mittelschule - Zielsetzung und Konzepte in Vorbereitung
- S 7 BINZEGGER R., GRUETTER E.: Die Schweiz aus dem All.  
Einführungspraktikum in das Satellitenbild. 1981 (2. Aufl. 1982) 10.--
- S 8 AERNI K., STAUB B.: Landschaftsökologie im Geographieunterricht.  
Heft 1. 1982 ~~42.--~~ 9.--
- S 9 GRUETTER E., LEHMANN G., ZUEST R., INDERMUEHLE O., ZURBRIGGEN B.,  
ALTMANN H., STAUB B.: Landschaftsökologie im Geographieunterricht.  
Heft 2: Vier geographische Praktikumsaufgaben für Mittelschulen.  
(9. - 13. Schuljahr) - Vier landschaftsökologische Uebungen. 1982 ~~48.--~~ 12.--
- S 10 STUCKI Adrian: Vulkan Dritte Welt. 150 Millionen Indonesier blicken in die Zukunft. Unterrichtseinheit für die Sekundarstufe II. 1984  
ISBN 3-906290-15-8  
Lehrerheft 24.--  
Schülerheft 1.60  
Klassensatz Gruppenarbeiten 12.--  
56 Dias 70.--

U SKRIPTEN FUER DEN UNIVERSITAETSUNTERRICHT

---

U 1	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Der Naturraum in seiner Funktion für Kultur und Wirtschaft. 1985 (3. Auflage)	10.--
U 2	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Landwirtschaft. 1985 (4. Auflage)	16.--
U 3	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Geopolitische Dynamik und Verkehr. 1984 (3. durchgesehene Auflage)	12.--
U 4	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Industrie. 1984 (4. durchgesehene Aufl.)	14.--
U 5	GROSJEAN Georges: Die Schweiz. Städte. 1985 (2. Auflage) ISBN 3-906290-17-5	16.--
U 6	AMREIN Rudolf: Allgemeine Kultur- und Wirtschaftsgeographie. Teil 1: Naturraum-Bevölkerung-Kulturkreise-Nutzpflanzen-Nutztiere. 1984	vergriffen
U 7	AMREIN Rudolf: Allgemeine Kultur- und Wirtschaftsgeographie. Teil 2: Ländliche und städtische Siedlung-Energie-Industrie-Raumplanung-Entwicklungsländer. 1984 (2. Auflage)	20.--
U 8	GROSJEAN Georges: Geschichte der Kartographie. 1984 (2. Auflage) ISBN 3-906290-16-7	32.--
U 9	GROSJEAN Georges: Kartographie für Geographen I. Allgemeine Kartographie. 1984 (3. Auflage)	18.--
U 10	GROSJEAN Georges: Kartographie für Geographen II. Thematische Kartographie. 1981 (Nachdruck)	14.--
U 11	FREI Erwin: Agrarpedologie. Eine kurzgefasste Bodenkunde. Ihre Anwendung in der Landschaft, Ökologie und Geographie. 1983 ISBN 3-906290-13-1	<del>36.--</del> 27.--
U 13	MESSERLI B., WINIGER M.: Probleme der Entwicklungsländer. Seminarbericht. 1977	18.--
U 15	MATTIG Franz: Genese und heutige Dynamik des Kulturräumtes Aletsch, dargestellt am Beispiel der Gemeinde Betten-Bettmeralp. 1978	<del>36.--</del> 27.--
U 16	AERNI K., ADAMINA M., NAEGLI R.: Einführungspraktikum in geographische Arbeitsweisen. 1982	<del>27.--</del> 20.--
U 17	MESSERLI B., BISAZ A., LAUTERBURG A.: Entwicklungsstrategien im Wandel. Ausgewählte Probleme der Dritten Welt. Seminarbericht. 1985	<del>32.--</del> 24.--

BEITRAEGE ZUM KLIMA DER REGION BERN

---

Nr. 1 - 6 und Nr. 9

Sonderaktion per Band

2.--

Nr. 10 siehe G 12