



Forschungszentrum Karlsruhe
Technik und Umwelt

Wissenschaftliche Berichte
FZKA 5897

**Vermischungsvorgänge
in der unteren Troposphäre
über orographisch
strukturiertem Gelände**

**Ein Beitrag zum EUROTRAC-
Teilprojekt TRACT**

**M. Koßmann, R. Vögtlin, H.-J. Binder,
F. Fiedler, U. Corsmeier, N. Kalthoff**
Institut für Meteorologie und Klimaforschung

März 1997

Das EUROTRAC-Teilprojekt TRACT wurde mit Mitteln der Europäischen Union und des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (Förderzeichen 07 EU 734 4) gefördert.

Zusammenfassung

Meteorologische und luftchemische Messungen, die während der TRACT Feldmeßkampagne im September 1992 in Südwestdeutschland, Ostfrankreich und der Nordschweiz durchgeführt wurden, zeigen einen starken Einfluß der Orographie auf die vertikale Durchmischung und den Horizontaltransport von Luftmassen in der unteren Troposphäre während Schönwetterlagen.

Detaillierte Untersuchungen der konvektiven Grenzschichtentwicklung werden sowohl anhand von Meßdaten als auch mittels einfacher Modellrechnungen durchgeführt. Es werden verschiedene Parametrisierungen der Grenzschichtentwicklung diskutiert, die orographisch bedingte Advektionseffekte berücksichtigen und somit zu einer besseren Beschreibung der Grenzschichthöhe über unebenem Gelände beitragen.

Über hügeligem Gelände wird der Austausch zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der freien Troposphäre (Handover) durch Stufen in der Grenzschichthöhe und Durchbrüche in der Grenzschichtinversion verstärkt.

Regionale Windsysteme entlang der großen Täler zwischen den Gebirgen bewirken einen Transport von Luftverunreinigungen zwischen verschiedenen städtischen Ballungszentren. Diesen regionalen Luftströmungen sind thermisch induzierte Zirkulationssysteme an den Berghängen und in den Seitentälern der Gebirge überlagert, die zu einem Luftmassenaustausch zwischen den dicht besiedelten Tälern mit hohen Emissionen und den ländlichen Bergregionen führen. Es wird gezeigt, daß hierbei die nächtlichen Bergwinde zu sekundären Ozonmaxima an Talstationen führen können.

Geländebeeinflusste Nebelverteilungen bewirken starke räumliche Unterschiede in den Spurengasverteilungen und in der Grenzschichthöhe und begünstigen somit das Handover an Grenzschichtstufen.

Mixing Processes in the Lower Troposphere over Orographically Structured Terrain

Summary

Meteorological and chemical measurements carried out during the TRACT campaign in September 1992 in southwest Germany, eastern France and northern Switzerland show a strong influence of the orography on the vertical mixing and horizontal transport of air masses in the lower troposphere during fair weather conditions.

Measurements as well as calculations with growth-rate models are used for a detailed analysis of the convective boundary-layer development. Valuations of parameterizations of the boundary-layer development including orographically induced advective effects are addressed, which can lead to a better description of the boundary-layer height over non flat terrain.

The exchange between the atmospheric boundary layer and the free troposphere (handover) over hilly terrain is enhanced by steps in the boundary-layer height and by gaps in the boundary-layer inversion.

Transport of air pollutants between different urban agglomeration areas is generated by regional scale wind systems along the valleys between the major mountain ranges. Superposed to these regional scale air flows, thermal induced circulation systems at slopes and in side valleys of mountains lead to an air-mass exchange between the dense populated valleys with high emissions and the rural mountainous regions. It is shown that secondary maxima in the ozone concentrations at valley stations can be caused by nocturnal mountain winds.

Terrain influenced fog events are leading to strong spatial differences in the distribution of air pollutants and in the boundary-layer height, which favoure the handover at inversion steps.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Summary	ii
Akronyme	v
Abbildungsverzeichnis	vi
Tabellenverzeichnis	viii
1 Einführung	1
1.1 Ausgangssituation	1
1.2 Ziele des Projekts	4
2 Kenntnisstand	6
2.1 Konvektive Grenzschichtentwicklung	6
2.1.1 Homogenes Gelände	6
2.1.2 Ebenes, inhomogenes Gelände	7
2.1.3 Orographisch strukturiertes Gelände	7
2.2 Windfelder über komplexem Gelände und ihr Einfluß auf die Spurengas- verteilung	9
2.2.1 Dynamisch induzierte Windfelder	9
2.2.2 Thermisch induzierte Windfelder	11
2.3 Austauschprozesse zwischen Grenzschicht und freier Troposphäre	13
3 Experimentbeschreibung	15
3.1 Meßgebiet	15
3.1.1 Gesamtgebiet	15
3.1.2 Teilgebiet	16
3.2 Intensivmeßphasen	16
3.3 Meßausrüstung	16
3.3.1 Bodengestützte Vertikalsondierungssysteme	22
3.3.2 Bodenstationen	22
3.3.3 Flugzeugmessungen im Gesamtgebiet	23
3.3.4 Flugzeugmessungen im Teilgebiet	26
3.4 Qualitätssicherung und Datenkontrolle	27
3.4.1 Bodengestützte Vertikalsondierungssysteme	27
3.4.2 Bodenstationen	27
3.4.3 Flugzeugmessungen	29
3.5 Synoptik	32
3.5.1 1. Intensivmeßphase: 11.-12.09.92	32
3.5.2 2. Intensivmeßphase: 16.-17.09.92	32
3.5.3 3. Intensivmeßphase: 21.-22.09.92	33

4	Tageszeitliche Entwicklung der konvektiven Grenzschicht	37
4.1	Nebelverteilung und Grenzschichtentwicklung	38
4.2	Advektion und Grenzschichtentwicklung	43
4.2.1	Advektion durch die Grundströmung	43
4.2.2	Advektion durch Hangaufwinde	50
4.2.3	Konzept des effektiven turbulenten Wärmestroms	57
5	Windfelder und Spurengasverteilungen im Gesamtgebiet	58
5.1	Statistische Betrachtung der Windfelder und Spurengaskonzentrationen .	58
5.2	Analyse aus der Kombination von Boden- und Flugzeugdaten	68
5.3	Vertikale Verteilung der Spurengase	73
5.4	Nebeleinfluß auf die Spurengasverteilung	76
6	Spurengastransport unter Einfluß thermischer Windsysteme	80
6.1	Berg- und Talwinde	80
6.2	Land- und Seewinde	83
7	Orographisch induziertes Handover	85
7.1	Spurengastransport an Grenzschichtstufen	86
7.2	Spurengastransport durch konvektive Zellen	86
8	Schlußfolgerungen	89
9	Zusammenarbeit mit anderen Stellen	93
9.1	Zusammenarbeit innerhalb von TRACT	93
9.2	Zusammenarbeit innerhalb von EUROTRAC	94
10	Berichte und Publikationen	95
	Literaturverzeichnis	101

Akronyme

ASPA	Association pour la Surveillance et l'Étude de la Pollution Atmosphérique en Alsace, Strasbourg
BIATEX	Teilprojekt von EUROTRAC: Biosphere/Atmosphere Exchange of Pollutants
DLR	Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen
DWD	Deutscher Wetterdienst, Offenbach
ENEL	Ente Nazionale Energia Electrica
EUMAC	Teilprojekt von EUROTRAC: European Modelling of Atmospheric Constituents
EUROTRAC	European Experiment on Transport and Transformation of Environmentally Relevant Trace Constituents in the Troposphere over Europe
GENEMIS	Teilprojekt von EUROTRAC: Generation of European Emission Data
GEO	Fa. Geosens, Rotterdam
IAP	Institute for Atmospheric Physics, Budapest
IC	Imperial College of Science, Technology & Medicine, Ascot
IFU	Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen
IMK	Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe
JRC	Joint Research Centre, Ispra
LfU	Landesanstalt für Umweltschutz
MIM	Meteorologisches Institut, Universität München, München
MPI	Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
POLLUMET	Pollution and Meteorology in Switzerland
REKLIP	Regio-Klima-Projekt
RISØ	Risø National Laboratory, Roskilde
SMA	Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich
TESLAS	Teilprojekt von EUROTRAC: Tropospheric Environmental Studies by Laser Sounding
TOR	Teilprojekt von EUROTRAC: Tropospheric Ozone Research
TRACT	Teilprojekt von EUROTRAC: Transport of Air Pollutants over Complex Terrain
UCL	Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve
UD	Fa. Umwelt-Data, Frankfurt
UMEG	Gesellschaft für Umweltmessungen und Umwelterhebungen mbH, Karlsruhe

Abbildungsverzeichnis

1	Flugmuster und Standorte der Vertikalsondierungssysteme im TRACT-Gebiet	17
2	Operationelle und temporäre Bodenstationen im TRACT-Gebiet	19
3	TRACT-Teilgebiet mit Meßstationen	20
4	Skizze der Flugformation im Gesamtgebiet	25
5	Ozonkonzentrationen während des Vergleichsflugs der 5 im Gesamtgebiet operierenden Flugzeuge	31
6	Relative Luftfeuchtigkeit an den Bodenstationen im TRACT-Gebiet am 17.09.92 um 10:00 MESZ	35
7	Relative Luftfeuchtigkeit an den Bodenstationen im TRACT-Gebiet am 21.09.92 um 10:00 MESZ	36
8	Vertikalprofile der potentiellen Temperatur an den Stationen Oberbronn, Offenburg und Musbach am 16.09.92	39
9	Vertikalprofile der potentiellen Temperatur an den Stationen Oberbronn, Offenburg und Musbach am 21.09.92	40
10	Profile der potentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und des horizontalen Windvektors aus Messungen der Vertikalsondierungssysteme entlang des Nord-Süd-Querschnitts von Wertheim nach Payerne am 16.09.92 um 13:00 MESZ	41
11	Profile der potentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und des horizontalen Windvektors aus Messungen der Vertikalsondierungssysteme entlang des Nord-Süd-Querschnitts von Wertheim nach Payerne am 21.09.92 um 13:00 MESZ	42
12	X-Z-Schnitte der potentiellen Temperatur und des horizontalen Windvektors entlang eines Querschnitts vom Rheintal zum Nordschwarzwald am 16.09.92	45
13	Flugmuster und Vertikalkomponente w der Windvektors der Do-128 Flugzeugmessungen entlang des Querschnitts vom Rheintal zum Nordschwarzwald am 16.09.92	46
14	Meßsysteme entlang des Querschnitts vom Rheintal zum Nordschwarzwald und beobachtete Grenzschichthöhen während dreier Perioden am 16.09.92	47
15	Bodengebundene Messungen, Vertikalsondierungen und berechnete Grenzschichtdicken am 16.09.92 an der Station Sasbach in 137 m ü. NN	48
16	Bodengebundene Messungen, Vertikalsondierungen und berechnete Grenzschichtdicken am 16.09.92 an der Station Hornisgrinde in 1135 m ü. NN	48
17	Einfluß thermisch induzierter Sekundärzirkulationen auf die konvektive Grenzschichtentwicklung (schematisch)	51
18	Fesselballonmessungen der Horizontalwinds an der Station Brandmatt am 16. und 17.09.92	52
19	Fesselballonmessungen der potentiellen Temperatur an der Station Brandmatt am 16.09.92	55
20	Fesselballonmessungen der potentiellen Temperatur an der Station Brandmatt am 17.09.92	56

21	Windrichtungshäufigkeiten an den Stationen Hornisgrinde, Colmar-Meyenheim und Freiburg-Ebnet während des TRACT-Experiments . . .	60
22	Windrichtungshäufigkeiten an den Stationen Biel, Ehingen, und Sinsheim während des TRACT-Experiments	61
23	Windrichtungshäufigkeitsverteilungen während der Nachtstunden des TRACT-Experiments	62
24	Windrichtungshäufigkeitsverteilungen während der Tagstunden des TRACT-Experiments	63
25	Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von NO_2 während der Nachtstunden des TRACT-Experiments	64
26	Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von NO_2 während der Tagstunden des TRACT-Experiments	65
27	Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von O_3 während der Nachtstunden des TRACT-Experiments	66
28	Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von O_3 während der Tagstunden des TRACT-Experiments	67
29	O_3 -Konzentrationen und bodennahes Windfeld am 11.09.92 im Gesamtgebiet	70
30	O_3 -Konzentrationen und bodennahes Windfeld am 16.09.92 im Gesamtgebiet	71
31	O_3 -Konzentrationen und bodennahes Windfeld am 21.09.92 im Gesamtgebiet	72
32	Grenzschichtverlauf und interpolierte Felder der spezifischen Feuchte q , von NO_2 und O_3 am Nachmittag des 16.09.92 im südlichen Teil des Meßgebiets	74
33	Grenzschichtverlauf und interpolierte Felder der spezifischen Feuchte q , von NO_2 und O_3 am Nachmittag des 21.09.92 im südlichen Teil des Meßgebiets	75
34	Windfeld am 17.09.92 aus Boden- und Flugzeugmessungen im Gesamtgebiet	77
35	O_3 -Zeitreihen zweier Rheintalstationen vom 16. und 17.09.92	78
36	Differenzenfeld der O_3 -Konzentrationen am 17.09.92 um 14:00 MESZ im Vergleich zum gleichen Zeitpunkt des Vortags	79
37	Windmessungen sowie O_3 - und NO -Konzentrationen an der Station Offenburg im Zeitraum vom 15.-18. September 1992	82
38	Windmessungen sowie O_3 - und NO -Konzentrationen an den Stationen Freiburg Mitte und Freiburg Nord im Zeitraum vom 15.-18. September 1992	82
39	Windmessungen sowie O_3 - und NO -Konzentrationen an der Station Rorschach im Zeitraum vom 15.-18. September 1992	84
40	Windmessungen sowie O_3 - und NO -Konzentrationen an der Station Konstanz im Zeitraum vom 15.-18. September 1992	84
41	Handoverprozesse über orographisch strukturiertem Gelände (schematisch)	85
42	X-Z-Schnitte der potentiellen Temperatur θ , der spezifischen Feuchte q und des horizontalen Windvektors entlang eines Querschnitts vom Rheintal zum Nordschwarzwald am Nachmittag des 17.09.92	87
43	X-Z-Schnitte der potentiellen Temperatur θ , der spezifischen Feuchte q und des Feuchteflusses w/q' entlang eines Querschnitts vom Rheintal zum Nordschwarzwald am Nachmittag des 21.09.92	88

Tabellenverzeichnis

1	Vertikalsondierungssysteme der TRACT-Meßkampagne	18
2	Stationen im TRACT-Teilgebiet	20
3	Einsatz der Meßsysteme im zeitlichen Ablauf während TRACT	21
4	Betreiber, Flugzeugtyp, verfügbare Meßgrößen und Mittelungszeiträume für die Meßdaten der im Gesamtgebiet operierenden Meßflugzeuge	25
5	Qualitätsanforderungen an die Meßgrößen der TRACT-Flugzeugmessungen	30
6	Datenbanken für die TRACT Meßkampagne	93

1 Einführung

1.1 Ausgangssituation

Die Orographie beeinflusst die meteorologischen Zustandsgrößen der Atmosphäre und somit die Transportbedingungen für Luftverunreinigungen in allen räumlichen und zeitlichen Skalenbereichen. So können sich zum Beispiel in klaren Nächten schon in kleinen Geländemulden, durch die Akkumulation abfließender Kaltluft, erheblich niedrigere Temperaturen einstellen als in der Umgebung (Geiger, 1927; Schnelle, 1963), was aufgrund der geringen Durchmischung in den stabil geschichteten Luftmassen zu erhöhten Konzentrationen von Luftverunreinigungen aus lokalen Quellen führen kann. Die Skala des Orographieeinflusses reicht bis zu planetarischen Wellen, die bei Überströmung großer Gebirge entstehen (Smith, 1979) und im Lee über tausende km hinweg die Luftdruckverteilung stark beeinflussen. Diese orographisch induzierte, großräumige Luftdruckverteilung führt im allgemeinen vertikal zu guter Durchmischung und zur Auswaschung von Luftverunreinigungen durch Niederschlag in den Tiefdruckgebieten, beziehungsweise zu Akkumulation und photochemische Umwandlungen der Luftverunreinigungen in den meist windschwachen und wolkenarmen Hochdruckgebieten.

Die thermische Schichtung der Atmosphäre entscheidet darüber, inwieweit Gebirge um- oder überströmt werden (Sheppard, 1956; Snyder et al., 1985) und somit auch darüber, welchen Transportweg luvseitig emittierte Luftverunreinigungen nehmen. Die mit der Um- und Überströmung verbundenen Konvergenzen und Divergenzen der Stromlinien bewirken Strömungsbeschleunigung bzw. -abbremmung (Steinhauser, 1950; Salmon et al., 1988). Die Überströmung von Gebirgen kann bei stabiler Schichtung zur Ausbildung von Schwerewellen und Lee-Rotoren mit horizontaler Drehachse führen (Küttner, 1939; Queney et al., 1960). Wird ein Gebirge dagegen eher umströmt, so können seitlich an den Gebirgsflanken Ablösewirbel mit vertikaler Drehachse (Adrian, 1992) oder gar Wirbelstraßen (Etling, 1989) ausgelöst werden. Solche Strömungswirbel können mit einer verstärkten Vermischung von Luftverunreinigungen verbunden sein. Falls die Luft im Wirbel jedoch nicht mit der Umgebungsluft im Austausch steht, kann auch eine Anreicherung emittierter Luftverunreinigungen im Wirbel erfolgen.

Neben der mittleren Strömung ist für die Ausbreitung von Luftverunreinigungen besonders die Struktur und Intensität der turbulenten Durchmischung von Bedeutung. Geländeerhebungen modifizieren die bereits in der Anströmung vorhandene Turbulenz bei der Überströmung aufgrund der Stromlinienkrümmung, die in Tälern die Turbulenz verstärkt und über Bergrücken abschwächt (Zeman und Jensen, 1987) oder aufgrund der

Verzerrung der Turbulenzelemente im Strömungsfeld (Batchelor und Proudman, 1954), die eine Umlagerung der turbulenten kinetischen Energie zwischen den einzelnen Windkomponenten bewirkt (Bradley, 1980; Mason und King, 1985). Die Orographie initiiert aber auch Turbulenz durch dynamische Effekte wie Strömungsablösung (Davidson, 1963; Karacostas und Marwitz, 1980) oder durch thermische Effekte, z.B. aufgrund erhöhter Einstrahlung auf zur Sonne orientierten Hängen (Hahn, 1980; Vögtlin, 1992).

Der Führungseffekt der Orographie führt in den Tälern zur Kanalisierung (Fiedler, 1983; Egger, 1983). Die über ebenem Gelände mögliche Vielzahl an Ausbreitungsrichtungen von Luftverunreinigungen wird daher in Tälern oft auf nur zwei mögliche Richtungen beschränkt. Die im Tagesverlauf in orographisch strukturiertem Gelände im Vergleich zum Umland unterschiedliche Erwärmung und Abkühlung der Hänge und Täler führt zur Ausbildung von Hang-, Berg- und Talwinden (Defant, 1951; Flohn, 1969), die auch während der im allgemeinen windschwachen Hochdruckwetterlagen einen Transport von Luftverunreinigungen bewirken können.

Thermische und dynamische Strömungseffekte und die räumlich und zeitlich stark variierende Energiezufuhr bewirken, daß über unebenem Gelände die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht völlig anders verlaufen kann als über ebenem Gelände (Lenschow et al., 1979; Banta, 1984). Anstatt eines Abbaus der nächtlichen Bodeninversion vom Boden her, wurde zum Beispiel in engen Tälern auch eine Auflösung der Inversion durch Absinkvorgänge in der Talmitte beobachtet. Dieses Absinken entsteht aufgrund der Kompensation der durch die Hangaufwinde an den seitlichen Talhängen aus dem Tal transportierten Luftmassen (Brehm und Freytag, 1982; Whiteman, 1982). Da die Dicke der konvektiven Grenzschicht ein Maß für das Luftvolumen ist, in welches bodennah emittierte Luftverunreinigungen durch die Turbulenz verteilt werden, kann dies für die Konzentrationen der Luftverunreinigungen völlig andere Tagesgänge zur Folge haben, als über ebenem Gelände (Whiteman und McKee, 1978).

Die vom Menschen verursachten Emissionen aus dem Straßenverkehr, der Industrie und den Heizungsanlagen der Wohnhäuser finden vor allem in den dichter besiedelten Tallagen statt, während das ländliche Bergland als eher emissionsarm zu bezeichnen ist (Obermeier et al., 1995). Obwohl auch Wälder und Ackerland in ländlichen Regionen durch biogene Emissionen, wie zum Beispiel Kohlenwasserstoffe, zur Luftbelastung beitragen können (Vogel et al., 1995), sind es dennoch vor allem die anthropogenen Emissionen in den Tälern, die durch die beschriebenen Strömungsprozesse auch bis in die ländlichen, emissionsarmen Bergregionen transportiert werden und dort die Immissionen erhöhen. Wenn dann nachfolgend die orographisch induzierten Strömungsprozesse über dem Bergland eine Ausmischung von Luft aus der atmosphärischen Grenzschicht in die freie Troposphäre zur Folge haben, können die mitgeführten Luftverunreinigungen mit der großräumigen Strömung über weite Entfernungen hinweg transportiert werden (Bultjes, 1989).

Die angedeutete Vielfalt an orographischen Effekten auf die thermische und dynamische Struktur der Gebirgsatmosphäre, ihre Überlagerung und gegenseitige Beeinflussung

und ihr Zusammenwirken mit den chemischen Umwandlungsprozessen bewirkten, daß der Transport von Luftverunreinigungen über unebenem Gelände immer noch unzureichend verstanden wird. So besteht sowohl noch starker Bedarf daran, weitere Effekte der Orographie durch Messungen zu entdecken, als auch daran, bereits bekannte Effekte zu quantifizieren und auf die entscheidenden Einflußparameter hin zu untersuchen, so daß eine realistische, modellhafte Beschreibung der Transportvorgänge und Konzentrationsverteilungen von Luftverunreinigungen möglich wird.

1.2 Ziele des Projekts

Um das Verständnis der Transportprozesse über orographisch strukturiertem Gelände zu verbessern, wurde innerhalb des Programms EUROTRAC (**EURO**pean Experiment on **TR**ansport and Transformation of Environmentally Relevant Trace **C**onstituents in the Troposphere over Europe) das Projekt TRACT (**TR**ansport of **A**ir Pollutants over **C**omplex **T**errain) durchgeführt. Hierbei standen folgende Ziele im Mittelpunkt:

- Analyse der in einem Gebiet von ca. 300 km x 300 km dem horizontalen und vertikalen Transport von Luftverunreinigungen zugrunde liegenden Prozesse unter dem Einfluß von komplexer Topographie und variierenden meteorologischen Bedingungen.
- Bestimmung des Stofftransports zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der freien Troposphäre bei konvektiven Wetterlagen (Handover).
- Ermittlung der Massenbilanz von Luftverunreinigungen im Untersuchungsgebiet unter Berücksichtigung von Emission, Advektion, chemischer Umwandlung und Deposition.
- Verifizierung von mesoskaligen numerischen Ausbreitungsmodellen in orographisch strukturiertem Gelände durch Messungen in einem Testgebiet.

Hierzu wurde im Zeitraum 7.-23. September 1992 im Gebiet Südwestdeutschlands, Ostfrankreichs und der Nordschweiz die Meßkampagne TRACT durchgeführt. Während dreier 1-2 tägiger Intensivmeßphasen wurden bei Schönwetterlagen unter Beteiligung deutscher und europäischer Wissenschaftlergruppen meteorologische und luftchemische Parameter mittels Bodenstationen, Vertikalsondierungssystemen und Forschungsflugzeugen gemessen. Aus der Fülle der beschriebenen Probleme bei der Bestimmung des Transportes von Luftverunreinigungen über orographisch strukturiertem Gelände sollten innerhalb des vorliegenden Beitrags zu TRACT, durch Auswertung der während der Meßkampagne gewonnenen Daten, insbesondere folgende Fragestellungen bearbeitet werden:

- Wie entwickelt sich die konvektive Mischungsschicht über unebenem Gelände im Tagesverlauf?
- Welchen Einfluß hat die Geländestruktur auf die Verteilung von Spurenstoffen in der Atmosphäre?
- Welche bevorzugten Transportpfade gibt es in orographisch strukturiertem Gelände?
- Wie beeinflußt die Orographie die Konzentrationen bestimmter Spurengase im Tagesverlauf?
- Welchen Einfluß hat die Orographie auf den Austausch von Spurengasen zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der freien Troposphäre?

Eine Zusammenfassung des bisherigen Kenntnisstands zu diesem Themenkomplex wird in Kapitel 2 gegeben. Eine Beschreibung der TRACT-Meßkampagne erfolgt in Kapitel 3. Die während des TRACT-Projekts innerhalb dieses Beitrags erarbeiteten Ergebnisse werden in den Kapiteln 4 bis 7 dargestellt und diskutiert. Kapitel 8 beinhaltet die aus den Ergebnissen zu ziehenden Schlußfolgerungen. Ergänzend wird in Kapitel 9 die Zusammenarbeit mit anderen Stellen während des Projekts beschrieben und in Kapitel 10 eine Zusammenstellung der veröffentlichten Berichte und Publikationen gegeben.

2 Kenntnisstand

2.1 Konvektive Grenzschichtentwicklung

Die turbulente Diffusion ist in der atmosphärischen Grenzschicht der effektivste Mischungsprozeß. Die Grenzschichtobergrenze stellt daher einen wesentlichen Parameter für die Mischungsverhältnisse von Spurengasen in der Atmosphäre dar. Unter konvektiven Bedingungen ist die Grenzschichtobergrenze in der Regel durch die Basishöhe der untersten Inversion bestimmt. Um im weiteren Verlauf dieses Berichts Uneindeutigkeiten zu vermeiden, werden im folgenden zwei verschiedene Größen zur Beschreibung der Grenzschichtobergrenze eingeführt:

- Die Höhe der Grenzschichtobergrenze über Grund wird als Grenzschichtdicke z_i bezeichnet und immer in m über Grund angegeben.
- Die Höhe der Grenzschichtobergrenze über dem Meeresspiegel wird als Grenzschichthöhe h bezeichnet und immer in m über NN angegeben.

Die Differenz zwischen h und z_i ist die Geländehöhe $z_s = h - z_i$, die ebenfalls in m über NN angegeben wird. Zur Veranschaulichung sind h , z_i und z_s in Abbildung 14 eingezeichnet.

2.1.1 Homogenes Gelände

Über homogenem Gelände kann die Wachstumsrate der Grenzschichtdicke näherungsweise durch

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \theta_m}{\partial t} + w_{z_i} = w_e + w_{z_i} \quad (1)$$

beschrieben werden. Hierbei ist γ der Vertikalgradient der potentiellen Temperatur oberhalb z_i , θ_m die potentielle Temperatur in der Mischungsschicht und w_{z_i} die mittlere Vertikalgeschwindigkeit in der Höhe z_i , die durch großräumige Absink- oder Hebungsprozesse verursacht wird. w_e ist die Entrainmentgeschwindigkeit, die das Wachstum von z_i durch Heruntermischen von Luft aus dem Bereich oberhalb z_i in die atmosphärische Grenzschicht durch Eindringen von thermisch induzierten Aufwinden in die Inversion oberhalb der Grenzschicht beschreibt. Zur Parametrisierung von w_e wurden in der Vergangenheit verschiedene Methoden angewendet. Deardorff (1974) entwickelte eine Formel für w_e durch Anpassung der Ergebnisse von Tankversuchen im Labor an Beobachtungsergebnisse des WANGARA-Experiments:

$$w_e = \frac{1.8(w_*^3 + 1.1u_*^3 - 3.3u_*^2 f z_i)}{\frac{g}{\theta_0} z_i^2 \gamma + 9w_*^2 + 7.2u_*^2}. \quad (2)$$

Hierbei sind u_* die Schubspannungsgeschwindigkeit, f der Coriolisparameter, g die Gravitationsbeschleunigung, θ_0 die potentielle Temperatur in Erdbodennähe, $w_* = (\frac{g}{\theta_0} z_i \overline{w\theta})^{1/3}$ die konvektive vertikale Skalierungsgeschwindigkeit und $\overline{w\theta}$ der kinematische turbulente fühlbare Wärmestrom in der Prandtlschicht. Einen Überblick und Diskussion dieser und anderer Parametrisierungen von w_e findet man z.B. in Driedonks (1982) oder Beyrich (1994).

2.1.2 Ebenes, inhomogenes Gelände

Über inhomogenem Gelände führen Unterschiede in den Bodeneigenschaften oder der Landnutzung zu räumlichen Unterschieden im turbulenten fühlbaren Wärmestrom in der Prandtlschicht. Diese Unterschiede wirken sich nach Gleichung 2 direkt auf das Grenzschichtwachstum aus. Allerdings hat nicht jeder kleinräumige Unterschied in $\overline{w\theta}_0$ auch einen entsprechenden Unterschied in z_i zur Folge. Bedingt durch die turbulente Durchmischung in der Grenzschicht, können solche kleinräumigen Unterschiede in den Wärmeströmen, wie sie zum Beispiel im TRACT-Gebiet oft zu finden sind, nur bis zu einer bestimmten Höhe über Grund existieren. Es spielt also die flächenhafte Mittelung des turbulenten Wärmestroms (Kalthoff et al., 1993) eine wichtige Rolle für das Grenzschichtwachstum über inhomogenem Gelände. Shuttleworth (1988) schätzte ab, daß sich bei individuellen Flächen mit einheitlicher Landnutzung kleiner als 10 x 10 km eine einheitliche nachmittägliche Grenzschichtdicke ausbildet, während im Falle größerer Flächen mit einheitlicher Landnutzung räumliche Unterschiede in z_i zu erwarten sind. Beispiele für den letzteren Fall stellen Küstenlinien oder größere Städte in einer ländlichen Umgebung dar. Wie u.a. Venkatram (1977) und Gryning und Batchvaraova (1990) für Küstenlinien und Leahey und Friend (1971) und Godowich et al. (1987) für Städte zeigten, können in solchen Fällen einfache, vertikal integrierte Grenzschichtmodelle, die die Advektion beinhalten, die Höhe der thermischen internen Grenzschicht und somit also auch die Grenzschichtdicke beschreiben. Darüber hinaus verursachen Inhomogenitäten im turbulenten Wärmestrom oder in der aerodynamischen Rauigkeit auch Konvergenzen oder Divergenzen im Horizontalwindfeld, die wiederum einen mesoskaligen Beitrag zu w_{z_i} (Gl. 1) zur Folge haben können (Lenschow, 1973; Shreffler, 1979).

2.1.3 Orographisch strukturiertes Gelände

Für die Energiezufuhr in die atmosphärische Grenzschicht und somit auch für die konvektive Grenzschichtentwicklung (s. Gl. 2) spielen über unebenem Gelände sowohl die Steilheit und Orientierung der Hänge, als auch Abschattungseffekte durch benachbarte Geländeerhebungen eine entscheidende Rolle. Durch die daher räumlich stark unterschiedliche Erwärmung der bodennahen Luftschichten wird oft die Ausbildung von Hang- und Talwindssystemen verursacht (vgl. Abschnitt 2.2.2), die ihrerseits wiederum Wärme transportieren und daher ebenfalls stark die konvektive Grenzschichtentwicklung beeinflussen.

Die nächtlichen Kaltluftabflüsse begünstigen in Tälern die Ausbildung von Kaltluftseen (Hauf und Witte, 1985; Kondo und Okusa, 1990), während sie über den Bergrücken, durch den Abtransport der ausstrahlungsbedingten bodennahen Kaltluft in die Täler, die Ausbildung einer starken Bodeninversion verhindern. Zusätzlich verursachen über den Bergrücken die in diesen Höhen generell höheren Windgeschwindigkeiten oft eine Abschwächung der nächtlichen Bodeninversion durch scherungsbedingte Turbulenz. Die genannten Prozesse führen dazu, daß, wenn sich vormittags eine konvektive Grenzschicht zu entwickeln beginnt, über unebenem Gelände starke räumliche Unterschiede im Stabilitätsparameter γ (Gl. 1 und 2) vorliegen.

Tagsüber führen die Hangaufwinde zu Konvergenzgebieten des Horizontalwinds (Raymond und Wilkening, 1981; McCutchan und Fox, 1986) und somit zu Hebungsprozessen über den Bergrücken, während in den Tälern das kompensierende Absinken (Brehm und Freytag, 1982; Whiteman, 1982) einen negativen Beitrag zu w_{z_i} (Gl. 1 und 2) liefert (Whiteman und McKee, 1982). Diesen Prozessen wirkt jedoch der Volumeneffekt auf die Erwärmungsrate der Mischungsschicht $\partial\theta_m/\partial t$ (Gl. 1) entgegen. So ist zum Beispiel das Volumen der zu erwärmenden Luft in Tälern kleiner und somit die Erwärmungsrate größer als über ebenem Gelände (Wagner, 1938; Steinacker 1984).

An den Berghängen ist das Grenzschichtwachstum durch das Zusammenwirken der Konvektion über dem erwärmten Untergrund mit der Advektion von Luft mit niedrigerer potentieller Temperatur durch den Hangaufwind gekennzeichnet. Über dieses Zusammenwirken liegen bisher nur wenige experimentell gewonnene Daten vor (z.B. Banta und Cotton, 1981), und das bisherige Verständnis der ablaufenden Prozesse ist daher noch ungenügend. So können einerseits bei genügend Einstrahlung oder bei rauhem Untergrund sicherlich Thermikelemente die normalerweise oberhalb der Hangwindsschicht befindliche Inversion durchstoßen (Haiden, 1996). Andererseits kann aber ein Hangaufwind sich eigentlich am besten unterhalb einer Inversion ausbilden, da dann die thermischen Aufwinde leichter in eine hangparallele Strömungsrichtung abgelenkt werden (Smith, 1979; Sturman, 1987).

Neben den Einflüssen sekundärer Zirkulationssysteme muß bei der Entwicklung der konvektiven Grenzschicht über unebenem Gelände auch der Einfluß der Grundströmung, welche zu Umströmung und Überströmung der Geländeerhebungen führt (Smith, 1979; Etling 1989; Adrian, 1992), berücksichtigt werden. So ist zum einen damit zu rechnen, daß der Horizontalwind bei Überströmung eines Berges luvseitig die Grenzschichtobergrenze gegen den Berg drückt und somit dem Grenzschichtwachstum entgegenwirkt, während auf der Leeseite das umgekehrte Phänomen zu erwarten ist. Zum anderen ist die Überströmung auch mit auf- und abwärts gerichteten mittleren Vertikalwinden verbunden, die Werte bis zu einigen m s^{-1} erreichen können und daher ebenfalls w_{z_i} beeinflussen. Hierzu lagen jedoch bisher keine Feldmessungen vor, so daß bisherige Ansätze zur Beschreibung dieser Phänomene (z.B. Deardorff, 1972) nicht überprüfbar waren.

Ähnlich wie bei Geländeinhomogenitäten aufgrund von Unterschieden in der Landnutzung oder den Bodeneigenschaften, ist auch bei unebenem Gelände die Skala der Geländestrukturen für die Grenzschichtentwicklung von entscheidender Bedeutung. Bei kleinräumigen Variationen in der Geländehöhe verhindert die turbulente Durchmischung die Ausbildung entsprechend kleinräumiger Variationen in der Höhe der Grenzschichtobergrenze (Vögtlin, 1992). Sind also Turbulenzelemente in der atmosphärischen Grenzschicht vorhanden die wesentlich größer sind als die Skala der Geländeerhebungen, so werden die Geländeerhebungen keine individuellen Auswirkungen in h zur Folge haben. Da die Größenskala der Turbulenzelemente in der konvektiven Grenzschicht $1.5z_i$ erreicht (Caughey und Palmer, 1979), bedeutet dies daß Auswirkungen von Geländestrukturen deren Skala klein ist im Vergleich zu z_i aufgrund der Turbulenz räumlich gemittelt werden.

2.2 Windfelder über komplexem Gelände und ihr Einfluß auf die Spurengasverteilung

2.2.1 Dynamisch induzierte Windfelder

Außerhalb der atmosphärischen Grenzschicht ergibt sich die atmosphärische Strömung im allgemeinen aus dem quasigeostrophischen Gleichgewicht zwischen Druckgradientkraft und Corioliskraft. Innerhalb der Grenzschicht bewirkt die zusätzlich vorhandene Reibungskraft eine Drehung der Windes mit der Höhe nach rechts. Sobald der Untergrund durch Höhenzüge und Täler gegliedert ist, kommt es zur Ausbildung von Stördruckfeldern, die von der Anströmrichtung und Anströmgeschwindigkeit und von der thermischen Schichtung der Atmosphäre abhängig sind. Dadurch kommt es zu Strömungskonvergenzen und -divergenzen im Windfeld, die zu Kanalisierungs- und Stauwirkungen führen.

Auf Kanalisierungseffekte im Oberrheintal wurde bereits von Höndorf (1928) verwiesen und im Rahmen des MESOKLIP-Experiments (Fiedler und Prenosil, 1980; Vogel et al., 1987) wurden diese Effekte weitergehend untersucht. Davon ausgehend wurden Theorien über die Kanalisierung in breiten Tälern entwickelt (Egger, 1983; Fiedler, 1983; Wippermann, 1984). Die Kanalisierung ergibt sich demzufolge aus der Strömungsdivergenz beim seitlichen Einströmen in ein Tal, die eine Abbremsung der Strömung bewirkt. Dies führt zu einer ageostrophischen Beschleunigung und einer Strömungsablenkung zum tieferen Druck gegen den Druckgradienten im Tal. Für die Rheintalströmung ergibt sich daher eine scharfe Bündelung der Häufigkeiten der Windrichtung in Nord-Süd-Richtung im nördlichen Bereich um Mannheim (Dammann, 1960; Wippermann und Gross, 1981) bzw. Nordost-Südwest-Richtung in südlicheren Bereichen (Pepler, 1930; Diem, 1971; Fiedler, 1995). Der Ablenkungswinkel zwischen der Höhenströmung und der Strömung im Tal nimmt beim Übergang von labiler zu stabiler Schichtung deutlich zu und mit höheren Windgeschwindigkeiten ab (Kalthoff und Vogel, 1992). Durch die starke Kanalisierung kann in weit stärkerem Maße eine Überlagerung der an den verschiedenen Stellen entlang der Rheintalachse freigesetzten Luftverunreinigungen erfolgen, als in anderen Gebieten mit geringerem Geländeeinfluß auf die Atmosphäre (Fiedler, 1995).

Einen Spezialfall der Kanalisierung stellt der sogenannte Gegenstrom dar, der in breiten Tälern, z.B. im Oberrheintal (Wippermann, 1984; Kalthoff und Vogel, 1992), ebenfalls beobachtet wird. Hierbei ist die talparallele Komponente der Luftströmung innerhalb des Tals derjenigen außerhalb des Tals entgegengesetzt. Dadurch ergeben sich in den vom Gegenstrom erfaßten Luftschichten ganz unterschiedliche Transportrichtungen für Spurengase als in der Grundströmung. Für die Spurengasverteilung in orographisch gegliedertem Gelände ist auch ganz entscheidend, ob ein Hindernis umströmt oder überströmt wird. Sheppard (1956) untersuchte, unter welchen Bedingungen die anströmende Luft einen Berg überströmt. Reicht die kinetische Energie der Luft in der Anströmung, die bei dem Hebungsprozeß in potentielle Energie umgewandelt wird, zur Überströmung des Berggipfels nicht aus, so strömt die Luft um den Berg. Bei langgestreckten Bergrücken, die als zweidimensionales Hindernis angesehen werden können, kann keine Umströmung erfolgen; in diesem Fall bildet sich ein luvseitiges Staugebiet aus. Diese Betrachtung vernachlässigt sowohl die Reibung als auch die Tatsache, daß während der Überströmung die Luft beschleunigt wird, d.h. Druckenergie in kinetische Energie umgewandelt wird.

Durch die Energiebetrachtung von Sheppard kann also die Strömung bei thermisch genügend stabiler Schichtung in zwei Bereiche eingeteilt werden: die Luft der unteren Schicht besitzt zu wenig kinetische Energie und umströmt deshalb das Hindernis, die obere Schicht besitzt genug kinetische Energie und überströmt das Hindernis. Die vereinfachte Gleichung für die Höhe H_s der Stromlinie über Grund (in der Anströmung), die die Strömung in die zwei genannten Bereiche einteilt, ergibt sich nach Hunt et al. (1979) und Snyder et al. (1985) zu:

$$H_s = H(1 - F), \quad (3)$$

mit der Hindernishöhe H und der Froude-Zahl F . Die Froude-Zahl berechnet sich aus:

$$F = \frac{u_0}{N H}. \quad (4)$$

u_0 steht für die Anströmgeschwindigkeit und N für die Brunt-Väisälä-Frequenz:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}. \quad (5)$$

Die Gleichung für die kritische Stromlinie H_s ist für Froude-Zahlen $0 < F < 1$ gültig, für $F \geq 1$ besitzt die anströmende Luft in allen Höhen genügend kinetische Energie, um das Hindernis zu überströmen. Vergleiche der berechneten Höhe H_s mit Messungen in Schlepptanks (Snyder et al., 1985) und bei Feldexperimenten (u.a. Rowe et al., 1981; Ryan et al., 1984; Trombetti und Tampieri, 1987) ergaben eine recht gute Übereinstimmung. Auf den Transport und die Verteilung von Spurengasen hat die Existenz einer die Strömungsbereiche teilenden Stromlinie einen starken Einfluß. Emittiert ein sich im Anströmgebiet befindender Schornstein Luftverunreinigungen unterhalb der kritischen Höhe H_s , so stoßen die Stoffe luvseitig auf den Berg. Während dreidimensionale Hindernisse anschließend umströmt werden, erfolgt bei der Anströmung langgestreckter Hindernisse, durch Ausbildung des Staubeiets, eine Anreicherung der Luftverunreinigungen. Bei Emissionen oberhalb von H_s werden die Luftverunreinigungen über das Hindernis hinweg transportiert (Ryan et al., 1984; Busch et al., 1987).

Bei der Untersuchung von durch Berge induzierten Wirbelstraßen ist die Einteilung in Über- und Umströmung ebenfalls von Bedeutung (Etling, 1989). Nur, wenn ein Berg hauptsächlich umströmt und kaum überströmt wird, können Wirbelstraßen entstehen. Ein solcher horizontaler Nachlaufwirbel im Lee des Schwarzwalds, der den größten Teil des südlichen Oberrheingrabens ausfüllte, konnte von Adrian (1992) aufgezeigt werden. Die zusätzlichen Verwirbelungen der Strömung beim Um- und Überströmen von Hindernissen erhöhen die Turbulenz (Panofsky et al., 1978; Hanna, 1980) und können somit zu einer weiteren und intensiveren Vermischung von Spurengasen führen. Ein jet-artiges Erscheinungsbild der Strömung im Rheintal zwischen dem Schwarzwald und dem Schweizer Jura wurde von Dütsch (1985) untersucht und von Adrian (1995) simuliert. Dieses Strömungsmuster führt zu einer deutlich geringeren Nebelhäufigkeit im Baseler Raum im Vergleich zu dem Umland (Dütsch, 1985). Adrian und Fiedler (1991) simulierten Strömungsfelder während einer TULLA-Episode (Fiedler, 1986) in dem Gebiet von Baden-Württemberg, wo Umströmungs-, Stau- und Kanalisierungseffekte deutlich zu Tage traten, die sich aber mit der Datendichte des damals vorhandenen Meßnetzes nur teilweise verifizieren ließen.

2.2.2 Thermisch induzierte Windfelder

Über komplexem Gelände werden verschiedene Arten thermischer Windsysteme beobachtet. Sie treten am häufigsten bei hoher Sonneneinstrahlung und schwacher großräumiger Anströmung auf. Die bekanntesten unter ihnen sind die Hangwinde, Berg- und Talwinde, Gebirgswinde, Flurwinde und die Land- und Seewinde. Die Skala der orographisch induzierten Zirkulationssysteme nimmt dabei von den kleinräumigen Hangwinden über die Talwindssysteme zu den Gebirgswindsystemen zu.

Hangwinde werden durch horizontale Druckgradienten angetrieben, die durch die Differenz zwischen der Lufttemperatur in Hangnähe und der Lufttemperatur im Tal in gleicher Höhe über NN entstehen (Prandtl, 1942). Im Gegensatz hierzu werden die für die Berg- und Talwinde verantwortlichen horizontalen Druckgradienten durch den Volumeneffekt des Geländes auf die tageszeitliche Abkühlung bzw. Erwärmung verursacht (Wagner, 1938; Steinacker, 1984).

Da die Umsetzung der durch die Sonneneinstrahlung zugeführten Energie in einer Erwärmung der Luft an der Erdoberfläche erfolgt, und somit im Bergland im Mittel in größeren Höhen stattfindet, bildet sich über größeren Gebirgen mittags ein Hitzetief aus (Hafner et al., 1987; Kurita et al., 1990). Dies führt, in Zusammenarbeit mit den Hang- und Talwinden, zu einer in Bodennähe ins Bergland und in der Höhe vom Bergland weg gerichteten Luftströmung (Burger und Ekhart, 1937; Kurita et al., 1990), die Gebirgswindsystem genannt wird. In analoger Weise kann nachts über Gebirgen ein Kältehoch entstehen, das zu einer Umkehrung des Gebirgswindsystems führt.

Land- und Seewinde entstehen durch unterschiedliche turbulente fühlbare Wärmeströme über den Wasser- und Landoberflächen, die ebenfalls zu horizontalen Temperatur- und Druckgradienten führen (Segal und Arritt, 1992). Flurwinde werden, wie die Land- und Seewinde, durch räumliche Unterschiede in der Landnutzung oder in den Bodeneigenschaften initiiert. Als Beispiel sei hierfür die Zirkulation zwischen einer Stadt und ihrem ländlichen Umland genannt (Shreffler, 1979). Thermische Windsysteme treten in der Natur oft in gegenseitiger Überlagerung und unter Modifikation durch die großräumige Luftströmung auf (Defant, 1951; Simpson, 1994).

Im TRACT-Gebiet wurden in der Vergangenheit schon einige Täler und Hänge bezüglich thermischer Windsysteme untersucht. Barschall (1919) analysierte z.B. die Strömungsverhältnisse im La Brouche- und im Liepvrettetal in den Vogesen. Messungen im Schwarzwald liegen z.B. aus dem Pfingsttal (Heldt und Höschele, 1989), dem Albtal (Layer, 1962), dem Beierbachtal (Hauf und Witte, 1985), dem Murgtal (Sawatzky, 1982; Wagner, 1994), dem Kinzigtal (Wagner, 1994), dem Dreisamtal (Harlfinger, 1976) und dem Münstertal (Parlow, 1983; Wagner, 1994) vor. Auch aus den anderen Gebirgen im TRACT-Gebiet gibt es bereits einige Untersuchungen. So berichten z.B. Fezer und Seitz (1977) über lokale Windsysteme im Neckartal des Odenwalds, Hennemuth und Semmler (1982) über ein Hangwindsystem im Pfälzer Wald, Filliger und Wanner (1986) über die thermischen Winde im Schüsstal des Jura und Broder und Gygax (1985) über Hangwinde im Reusstal in den Schweizer Voralpen.

Umfangreiche Studien des Land- und Seewinds am Bodensee veröffentlichten Kopfmüller (1926) und Huss und Stranz (1970). Die Ergebnisse zeigen, daß insbesondere im September das Land-/Seewindsystem am Bodensee meist sehr gut ausgebildet ist. Es ist also zu erwarten, daß der Meßzeitraum des TRACT-Experiments günstig gewählt war, um den Einfluß dieses Windsystems auf den Transport von Luftverunreinigungen zu untersuchen.

Während warmer Schönwetterperioden folgt der Ozonverlauf in besiedeltem, ebenem Gelände während der Tagstunden dem strahlungsbedingten Tagesgang der Lufttemperatur und der damit verbundenen vertikalen Durchmischung und den photochemischen Ozonbildungsreaktionen. Durch den Abbau der nächtlichen Bodeninversion am Vormittag wird hierbei aus der Residuumschicht Ozon, das in der Mischungsschicht des Vortags gebildet wurde, zum Boden heruntertransportiert (Galbally, 1968; Vogel, 1991). Neu et al. (1994) schätzten aus Messungen ab, daß 50 – 70 % der maximalen Ozonkonzentration auf turbulenten vertikalen Transport aus dem nächtlichen Reservoir der Residuumschicht zurückzuführen sind. Am Abend nehmen dann die Ozonkonzentrationen in Bodennähe schnell bis auf wenige ppb ab. Der Ozonabbau erfolgt aufgrund der nachlassenden vertikalen Durchmischung und photochemischen Produktion sowie durch chemische Abbaureaktionen mit den sich unter der nächtlichen Bodeninversion anreichernden Stickoxiden und durch die Deposition am Boden. Erst mit Beginn der Sonneneinstrahlung am nächsten Tag nimmt normalerweise die Ozonkonzentration wieder zu.

Über orographisch strukturiertem Gelände ergeben sich jedoch meist hiervon abweichende Tagesgänge der Ozonkonzentration. An Bergstationen werden im Tagesmittel höhere Konzentrationen als in den Tallagen und ein nur schwach ausgebildeter Tagesgang gemessen (Wolff et al., 1987; Wunderli und Gehrig, 1990; Wege und Vandersee, 1991). In den meist emissionsarmen Bergregionen ist dies vor allem auf die geringen nächtlichen Ozonabbaureaktionen und die nur schwache Ausbildung einer nächtlichen Bodeninversion zurückzuführen. Die geringere thermische Stabilität und die meist höhere Windscherung führen zu einer besseren Vermischung der bodennahen Luft mit Luft aus höheren Schichten. Messungen an Bergstationen während der Nacht geben daher oft die Konzentrationen in der Residuumschicht wieder. Teilweise wurden an Bergstationen sogar Tagesgänge mit einem Maximum am frühen Morgen und einem Minimum am frühen Nachmittag gemessen (Berry, 1964; Worth et al., 1967; Lovill, 1970). Dieses Verhalten kann durch die Auswirkungen thermischer Windsysteme begründet werden. Durch die Hangaufwinde werden emissionsbelastete Luftmassen aus den Talregionen, in denen das Ozon abgebaut wurde, ins Bergland transportiert und können dort ein Ozonminimum verursachen. Umgekehrt können nachts thermische Hangabwinde ozonreiche Luft aus höheren Regionen herantransportieren und zu den beobachteten Ozonmaxima führen (Oltmans, 1981; Broder, 1981; Wunderli und Gehrig, 1990).

Auch Land- und Seewindzirkulationen bewirken einen effektiven Transport von Luftverunreinigungen. Sie können während synoptischer Schwachwindlagen, ähnlich wie die Hang- und Bergwinde, zu einer besseren Durchlüftung führen. Die nächtlichen Landwinde transportieren die in den oft dicht besiedelten Küsten- und Uferregionen emittierten Luftverunreinigungen hinaus auf das Meer oder den See, und verhindern somit die Anreicherung der Emissionen über den Quellgebieten. Die Luftverunreinigungen werden jedoch während des Tages nach Einsetzen des Seewinds oft wieder zum Land zurückverfrachtet und können dort zu einem starken Anstieg in den Ozonkonzentrationen führen, wenn die emittierten Luftverunreinigungen, wie Stickoxide und Kohlenwasserstoffe, während ihres Aufenthalts über der Wasserfläche starke Ozonbildung in Gang gesetzt haben (Güsten et al., 1988; Dye et al., 1995). Beim Überqueren der Emissionsquellen an der Küste bzw. am Ufer werden die mit dem Seewind landeinwärts verfrachteten Luftmassen nochmals mit Vorläufersubstanzen des Ozons angereichert. Dies führt dazu, daß auch landeinwärts in ländlichen, von der Seewindzirkulation erreichten, emissionsarmen Regionen hohe Konzentrationen von Ozon, Stickoxiden und anderen Luftverunreinigungen auftreten können (Edinger et al., 1972; Blumenthal et al., 1978). Da in der Natur Wasserflächen oft von Bergland umgeben sind, kann durch die Überlagerung der Seewindzirkulation mit den Hang- und Talwinden die Reichweite der belasteten Luftmassen beträchtlich erhöht werden. So konnten zum Beispiel Kurita et al. (1990) am Beispiel von Messungen bei Tokyo in Japan zeigen, wie tagsüber durch das Zusammenwirken des Seewinds, der Hangwinde und der Gebirgswindzirkulation ein Ferntransport von küstennah emittierten Luftverunreinigungen über die Randgebirge hinweg bis ins zentrale Bergland ermöglicht wurde. Tritt in der Höhe eine Rückströmung in der Seewindzirkulation auf, so kann diese die Luftverunreinigungen wieder auf die Wasserfläche hinaus transportieren (McElroy und Smith, 1991) und so über dem Meer bzw. dem See zu einer Zunahme der Spurengaskonzentrationen oberhalb der Grenzschicht führen (s. Kap. 2.3).

2.3 Austauschprozesse zwischen Grenzschicht und freier Troposphäre

Die Kenntnis der Grenzschichtobergrenze ist nicht nur für die Vermischung von Spurengasen innerhalb der Grenzschicht von fundamentaler Bedeutung, sondern auch für die Untersuchung des Austauschs von Spurengasen zwischen der Grenzschicht und der freien Troposphäre, der mit Handover (Priestley, 1967) bezeichnet wird. So repräsentiert die Grenzschichtinversion die obere Berandung für Haushaltsbetrachtungen von Luftschadstoffen in der Grenzschicht und gleichzeitig die untere Berandung für Haushaltsbetrachtungen in der freien Troposphäre. Da die meisten emittierten Spurengase zunächst in der Grenzschicht freigesetzt werden, bestimmen Handover-Prozesse auch den Anteil an Spurengasen, die dem Ferntransport unterworfen werden und tragen so zu den Hintergrundkonzentrationen bei, auf denen z.B. photochemische Ozonepisoden aufbauen (Bultjes, 1989).

Einen der wichtigsten Handover-Prozesse stellt die Übergabe von Luftmassen dar, die mit der tageszeitlichen Variation der Grenzschichtdicke z_i einhergeht (Wakimoto und McElroy, 1986; Zilitinkevich, 1990). Tracer-Experimente von Goodman und Miller (1977) zeig-

ten, daß hierbei auch turbulentes Entrainment und Detrainment an der Grenzschichtinversion eine bedeutende Rolle spielt. Desweiteren können auch Vertikalbewegungen in Grenzschichtwolken (Stull, 1985; Ching et al., 1988) oder Frontdurchgänge (z.B. Davies und Schuepbach, 1994) einen effektiven Austausch zwischen atmosphärischer Grenzschicht und freier Troposphäre bewirken. Räumlich inhomogene Landnutzung oder Bodeneigenschaften können eine räumlich inhomogene Grenzschichtdicke zur Folge haben (vgl. Abschnitt 2.1.2) und auf diese Weise zu einem Handover durch den Horizontalwind oder durch thermisch induzierte Sekundärzirkulationen führen (Lyons und Cole, 1973; Trainer et al., 1995).

Auch zu orographisch bedingten Handover-Prozessen während Schönwettersituationen, deren Analyse als Ziel von TRACT definiert wurde, liegen bereits einige Untersuchungen vor. So beobachteten z.B. Edinger et al. (1972), Reid (1979) und Neiningen und Liechti (1984) orographisch induzierte Konvergenzzonen im Horizontalwindfeld, die zu Hebungsvorgängen durch die Grenzschichtinversion hindurch, und somit zur Ausmischung von Spurengasen aus der Grenzschicht in die freie Troposphäre führten. Gyax (1985) erklärte die beobachtete Erwärmung in einem Tal oberhalb der Grenzschicht durch aus der Grenzschicht eines benachbarten Bergrückens aus gleicher Höhe mit dem Horizontalwind herantransportierter Luft. Der gleiche Effekt wird z.B. auch von Arritt et al. (1992) als Erklärung für die Ausbildung von Mischungsschichten oberhalb der Grenzschicht im Lee von Gebirgen angeführt. Dies bedeutet, daß neben den Spurengaskonzentrationen auch das Temperaturverhalten als Indikator für Handover-Prozesse genutzt werden kann. Trotz der genannten Untersuchungen ist das Verständnis über den Ablauf orographisch induzierter Handover-Prozesse noch sehr unbefriedigend und es besteht noch großer Bedarf, sowohl an der phänomenologischen Beschreibung, als auch an der Quantifizierung der beteiligten Prozesse.

3 Experimentbeschreibung

Die Meßkampagne TRACT fand vom 7.-23. September 1992 im orographisch stark strukturierten Gebiet Südwestdeutschlands, Ostfrankreichs und der Nordschweiz statt. Die Orographie in diesem Gebiet kann für Europa als eine typische Mittelgebirgslandschaft angesehen werden.

Mehr als 40 Wissenschaftlergruppen aus Deutschland und dem europäischen Ausland nahmen an der Meßkampagne teil. Die Gruppen umfaßten auch Teilnehmer aus anderen EUROTRAC-Teilprojekten (BIATEX, TOR, TESLAS), aus dem schweizerischen Projekt POLLUMET und aus dem REKLIP-Projekt. Innerhalb des REKLIP-Projekts (Region-Klima-Projekt) fanden zeitgleich zu TRACT ebenfalls Intensivmeßphasen statt, deren Daten mit in TRACT einfließen.

3.1 Meßgebiet

Um Transportprozesse und Grenzschichtstrukturen in verschiedenen Skalenbereichen zu untersuchen, wurde das TRACT-Gebiet in ein groß- und ein kleinräumiges Untersuchungsareal geteilt (vgl. Fiedler, 1992a), die in dieser Arbeit als Gesamtgebiet oder TRACT-Gebiet und als Teilgebiet bezeichnet werden. Im TRACT-Gebiet kann auf ein dichtes operationell arbeitendes Meßnetz zurückgegriffen werden. Desweiteren beinhaltet es Regionen, die bereits in anderen Feldexperimenten Gegenstand von Untersuchungen waren (z.B. Fiedler, 1983; Vogel et al., 1987; Mahlberg, 1986; Fiedler et al., 1991). Daraus gewonnene Erkenntnisse konnten in die Meßkonzeption und den Meßaufbau mit einfließen.

3.1.1 Gesamtgebiet

Das Gesamtgebiet deckt in etwa eine Fläche von ca. 270 km x 325 km ab (Abb. 1) und entspricht somit in etwa einer Ausdehnung, welche von einem Luftpartikel innerhalb eines Tages durchströmt werden kann. Es erstreckt sich von den Vogesen im Westen bis ins Allgäu im Osten und vom Schweizer Mittelland im Süden bis zum Odenwald im Norden. Die Orographie reicht vom breiten, flachen Rheintal über leicht hügeliges Gelände, wie dem Pfälzer- oder Odenwald, zu Hochebenen, wie dem Voralpenland um Memmingen im Allgäu, bis hin zu gebirgigen Regionen, wie den Vogesen, dem Südschwarzwald, den Schweizer Voralpen und dem Schweizer Jura. Die orographischen Extremwerte reichen von 100 m ü. NN im nördlichen Rheintal bis über 1400 m ü. NN im südlichen Schwarzwald. Während im Rheintal eine stark heterogene Landnutzung vorherrscht - es liegt eine Mischung aus versiegelten Flächen (Siedlungen, Industrieregionen), Äckern, Wiesen, Büschen und Mischwald vor - dominieren in nicht industrialisierten Regionen, wie dem Odenwald, der Schwäbischen Alb oder dem Schwarzwald große zusammenhängende Waldgebiete, Wiesen und Felder. Im Schwarzwald befinden sich Siedlungen wie Dörfer und kleinere Städte vorwiegend in den großen Tälern.

3.1.2 Teilgebiet

Um die Grenzschichtstruktur und Transportprozesse aus der Grenzschicht in die freie Atmosphäre in einem kleinskaligeren Bereich zu verfolgen, wurden zusätzlich Messungen auf ein kleinräumiges Gebiet (dem sog. Teilgebiet) zwischen Oberbronn im Elsaß und Musbach im Nordschwarzwald konzentriert (Abb. 3). Dieses Gebiet zeichnet sich durch einen recht steilen Übergang vom Rheintal in den Schwarzwald aus, wobei auf einer horizontalen Entfernung von ca. 6 km eine Höhendifferenz von ca. 1 km auftritt. Die Komplexität des Strömungsfelds in diesem Gebiet wurde bereits in früheren Feldexperimenten aufgezeigt (z.B. Fiedler, 1983; Corsmeier und Walk, 1993). Dabei wurden große Unterschiede in der Grenzschichtentwicklung zwischen dem Rheintal und dem Schwarzwald festgestellt (Vögtlin, 1992; Corsmeier und Walk, 1993).

3.2 Intensivmeßphasen

Im Zeitraum vom 7.-23. September 1992 erfolgten 3 Intensivmeßphasen (IMPs):

- **1. IMP:** Fr. 11. September, 07:00 MESZ - Sa. 12. September, 08:00 MESZ; Dauer: 25 Stunden
- **2. IMP:** Mi. 16. September, 07:00 MESZ - Do. 17. September, 20:00 MESZ; Dauer: 37 Stunden
- **3. IMP:** Mo. 21. September, 07:00 MESZ - Di. 22. September, 14:00 MESZ; Dauer: 31 Stunden

MESZ bedeutet mitteleuropäische Sommerzeit. Die IMPs wurden dann durchgeführt, wenn die Wetterverhältnisse den Vorgaben entsprachen. In diesen Zeiträumen waren sämtliche Meßsysteme im Einsatz (Tab. 3).

3.3 Meßausrüstung

Die unterschiedlichen Skalen der zu untersuchenden Prozesse machten einen umfangreichen Meßapparat erforderlich, um eine ausreichend gute räumliche Auflösung der Prozesse zu gewährleisten. Folgende Meßsysteme waren während der IMPs im Einsatz:

10 Flugzeuge
18 Radiosondensysteme
7 Fesselballonsysteme
6 Sodars
2 Rass
1 Lidar
1 freifliegender Schwebeball
25 speziell für TRACT installierte meteorologische und chemische Bodenmeßstationen

Zusätzlich stehen Daten von mehr als 350 operationell arbeitenden Meßstationen mit meteorologischen und/oder chemischen Messungen aus Meßnetzen von unterschiedlichen Betreibern zur Verfügung.

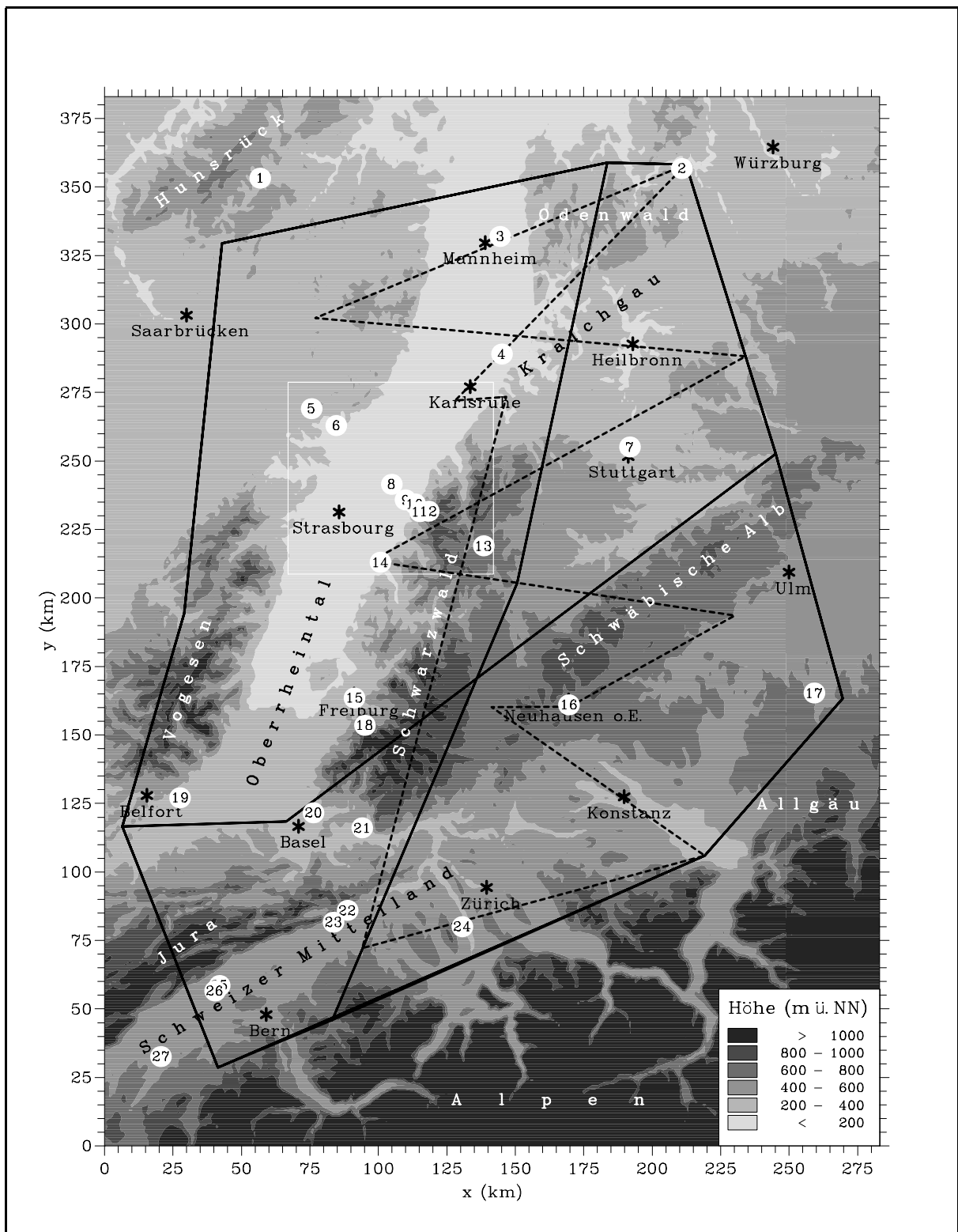


Abbildung 1: Flugmuster und Standorte der Vertikalsondierungssysteme (1-27) im TRACT-Gebiet. Der weiß umrandete Bereich zeigt das kleinere Untersuchungsteilgebiet (vgl. Abb. 3).

Nr.	Station	Höhe (m ü. NN)	Kategorie	Meßsystem
1	Idar-Oberstein	376	Tal	Radiosonde
2	Wertheim	342	Tal	Radiosonde
3	Mannheim	96	Tal	Radiosonde
4	Bruchsal	110	Tal	Radiosonde
5	Oberbronn	274	Hang	Radiosonde
6	Hegeney	180	Tal	Fesselballon
7	Stuttgart	315	Hang	Radiosonde
8	Erlenhof	127	Tal	Pilotballon, Sodar
9	Sasbach	137	Tal	Fesselballon
10	Hornenberg	370	Hang	Fesselballon
11	Brandmatt	650	Hang	Fesselballon
12	Hornisgrinde	1135	Berg	Sodar
13	Musbach	695	Berg	Radiosonde, Rass, Lidar
14	Offenburg-Ortenberg	150	Tal	Radiosonde, Fesselballon, Sodar
15	Freiburg	300	Tal	Radiosonde
16	Neuhausen ob Eck	802	Hochebene	Radiosonde
17	Memmingen	580	Hochebene	Radiosonde, Sodar
18	Schauinsland	1284	Berg	Radiosonde
19	Belfort	369	Tal	Radiosonde
20	Lörrach	290	Tal	Radiosonde
21	Wallbach	350	Tal	Sodar
22	Härkingen	430	Tal	Fesselballon
23	Schwarzhäusern-Battenweid	430	Tal	Fesselballon
24	Merenschwand	385	Tal	Radiosonde
25	Walperswil	441	Tal	Sodar
26	Siselen	442	Tal	Radiosonde
27	Payerne	491	Tal	Radiosonde

Tabelle 1: Vertikalsondierungssysteme der TRACT-Meßkampagne

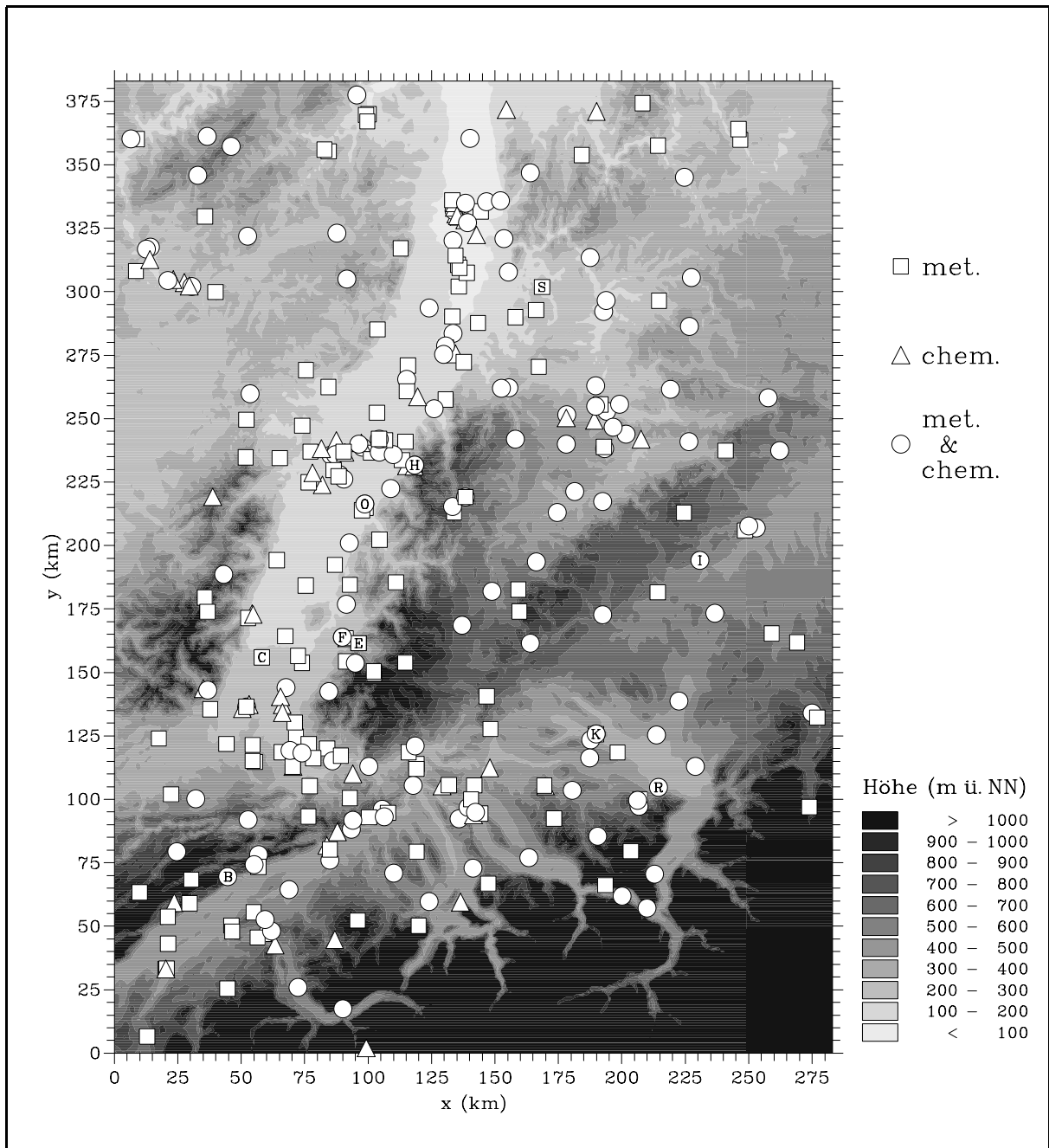


Abbildung 2: Operationelle und temporäre Bodenstationen im TRACT-Gebiet. Die verwendeten Symbole unterscheiden zwischen Stationen an denen nur meteorologische, nur luftchemische oder meteorologische und luftchemische Parameter gemessen wurden. Zusätzlich sind einige Stationen deren Meßwerte im folgenden eingehender diskutiert werden durch Buchstaben gekennzeichnet: B=Biel, C=Colmar-Meyenheim, E=Freiburg-Ebnet, F=Freiburg Mitte, H=Hornisgrinde, I=Ehingen, K=Konstanz, O=Offenburg, R=Rorschach und S=Sinsheim.

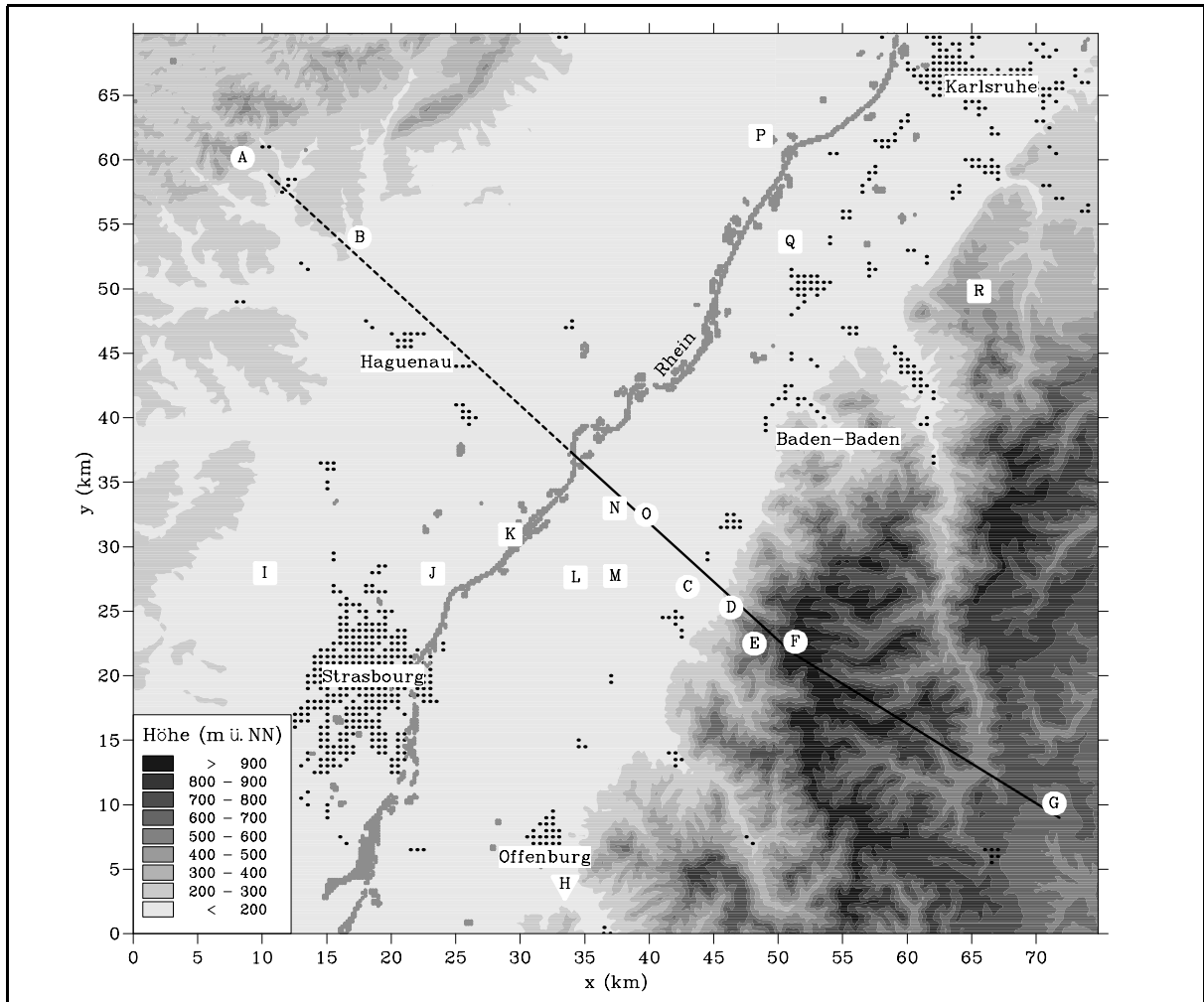
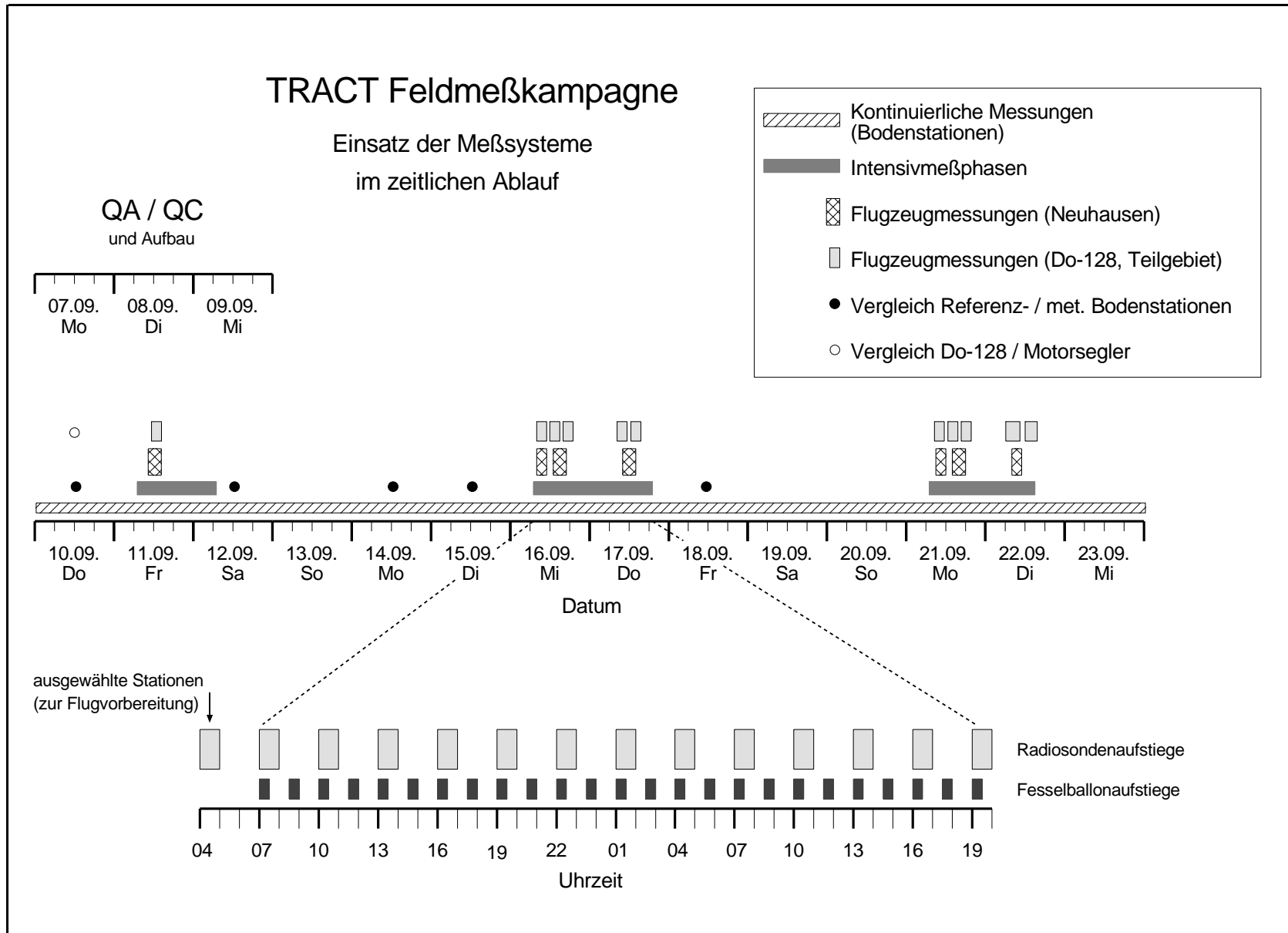


Abbildung 3: Topographische Karte des TRACT-Teilgebiets mit temporären Meßstationen und Stationen des REKLIP-Meßnetzes sowie der Flugstrecke der Do-128. Die durchgezogene Linie zeigt die kurze Flugtraverse vom Rhein nach Musbach. Die gestrichelte Linie gibt das längere Flugmuster von Oberbronn nach Musbach wieder. Mit Kreisen unterlegte Bodenstationen verweisen auf zusätzlich vorhandene Vertikalsondierungssysteme (vgl. Abb. 1 und Tab. 1), Quadrate zeigen reine Bodenstationen und ein Dreieck nur Vertikalsondierungssysteme.

Nr.	Station	Höhe (m ü. NN)	Nr.	Station	Höhe (m ü. NN)
A	Oberbronn	274	J	La Wantzenau*	128
B	Hegney*	180	K	Gambsheim	128
C	Sasbach*	137	L	Freistett*	131
D	Hornenberg*	370	M	Gamshurst	131
E	Brandmatt	650	N	Scherzheim	128
F	Hornisgrinde	1135	O	Erlenhof	127
G	Musbach	695	P	Lauterbourg*	110
H	Offenburg-Ortenberg	150	Q	Plittersdorf*	113
I	Pfettisheim*	155	R	Freiolsheim*	487

Tabelle 2: Temporäre Meßstationen und REKLIP-Stationen* im TRACT-Teilgebiet

Tabelle 3: Einsatz der Meßsysteme im zeitlichen Ablauf während TRACT



3.3.1 Bodengestützte Vertikalsondierungssysteme

Zu den bodengestützten Vertikalsondierungssystemen zählen Radiosonden-, Fesselballon-, Sodar- und Lidarsysteme. Eine Zusammenstellung aller bodengestützten Vertikalsondierungssysteme liefert Tabelle 1, ihre jeweilige Position im TRACT-Gebiet ist in Abbildung 1 durch nummerierte Kreise markiert.

Radiosondenaufstiege wurden an 18 Stationen durchgeführt. Die Anzahl der Aufstiege variierte innerhalb der IMPs zwischen einem Aufstieg pro Tag (Mannheim) und einem Aufstieg pro Station je eineinhalb Stunden (Bruchsal). In der Regel fand während einer IMP jedoch alle drei Stunden ein Aufstieg statt. Die Radiosondenstationen wurden so positioniert, daß zum einen der Rand des TRACT-Gebiets abgedeckt war und es zum anderen möglich war, das komplexe Strömungsfeld im Rheintal zu untersuchen. In der Regel wurden folgende Parameter gemessen: Höhe über Grund (mittels Radar gemessen oder aus Luftdruck berechnet), Windrichtung α und Windgeschwindigkeit $|\vec{v}|$, Temperatur T , rel. Feuchte Rf , Luftdruck p und die Zeit ab Start.

Die Fesselballonaufstiege erfolgten nahezu alle eineinhalb Stunden und lieferten meteorologische (T , Rf , α , $|\vec{v}|$, p) und zum Teil auch chemische (O_3 , NO_2) Parameter. Zu unterscheiden ist zwischen kontinuierlichen und stufenweisen Messungen. Letzteres Meßverfahren wurde bei den Stationen Sasbach, Hornenberg und Brandmatt angewendet. Dabei wird in jeder Meßhöhe pro Meßgröße ein Mittel aus 12 Werten bestimmt. Über die Hälfte der eingesetzten Fesselballonsysteme befand sich im Teilgebiet auf der Linie Oberbronn/Musbach, um an diesem Rheintalquerschnitt die Strömungsverhältnisse und insbesondere deren Auswirkungen auf die Grenzschichthöhe und -entwicklung mit einer hohen räumlichen Auflösung zu studieren. Die vertikale Auflösung betrug in der Regel auf den untersten 100 m 25 m, über 100 m wurden gewöhnlich alle 50 m Daten aufgenommen.

Die Sodarsysteme lieferten während der Meßkampagne kontinuierliche Informationen über horizontale und vertikale Windkomponenten, deren Standardabweichungen sowie Luftdichtefluktuationen. Der Mittelungszeitraum der Datenaufnahme war üblicherweise 30 Minuten, zum Teil auch nur 10 Minuten (Offenburg-Ortenberg, Hornisgrinde). Die vertikale Reichweite dieser Systeme ist auf einige hundert Meter (400 m bis maximal 900 m) über Grund begrenzt. Meßwerte liegen hierbei in regelmäßigen Höhenintervallen, meistens erfolgte eine Abstufung in 25 m Höhenschritten, vor.

3.3.2 Bodenstationen

Abbildung 2 zeigt die Verteilung der Bodenstationen im TRACT-Gebiet. Grundsätzlich kann zwischen temporären und operationellen Bodenstationen unterschieden werden. Stationen des ersten Typs wurden nur in dem Zeitraum der Meßkampagne betrieben und befanden sich vor allem im Tract-Teilgebiet im Oberrheingraben. Der Großteil der temporären Bodenmeßstationen war sowohl mit meteorologischen als auch chemischem Meßinstrumenten bestückt. Gemessen wurden Parameter wie Luftdruck, Strahlungsbilanz, Bodenwärmestrom, fühlbarer und latenter Wärmestrom, Globalstrahlung sowie Lufttemperatur, Windrichtung und -geschwindigkeit und Luftfeuchte als auch in verschiedenen

Höhen die Konzentrationen von NO_2 und O_3 . Eine Übersicht, speziell über die temporären Stationen und die an ihnen gemessenen Parameter, ist in Barthelmie und Jensen (1995) zusammengestellt.

Zur Untersuchung von vertikalen und horizontalen Transportvorgängen in komplexem Gelände wurde bei der zweiten IMP im Tract-Teilgebiet ein Tracer-Experiment durchgeführt. Der Freisetzung des Tracers Perfluordimethylcyclohexan (C_8F_{16}) erfolgte bei Sasbach am Fuße des Schwarzwalds (Abb. 3). An 20 automatisch betriebenen Bodenmeßstationen wurden im Teilgebiet entlang einer West-Ost-Linie vom Rheintal zum Schwarzwald sowie entlang einer Linie parallel zur Rheintalachse 30-minütige Luftproben gesammelt. Die Auswertung der Luftproben erfolgte durch das JRC Forschungsinstitut in Ispra, Italien. Eine ausführlicher Beschreibung des Tracer-Experiments, die Lage der Bodensammelstellen, sowie der Analyse der Luftproben der Bodenmeßstationen findet sich in Zimmermann (1995).

Ein Überblick über die operationellen Bodenstationen kann ebenfalls bei Zimmermann (1995) entnommen werden. Auch an diesen Stationen stehen Tagesgänge einer Vielzahl meteorologischer Parameter wie relativer Feuchte, Temperatur, Druck und Taupunkt und der Konzentrationen wichtiger Spurengase, welche an den Stationen der unterschiedlichen Betreibern (LfU, UMEG, SMA, Meteo-France, Badenwerk, etc.) gemessen wurden, zur Verfügung. Aus dem Projekt REKLIP (Fiedler 1992b), einem regionalen Meßprogramm, das 1991 gestartet wurde, liegen die Daten von 36 Energiebilanzstationen aus dem Rheintal, den Vogesen und dem Schwarzwald vor.

3.3.3 Flugzeugmessungen im Gesamtgebiet

Die Flugzeugmessungen im Gesamtgebiet dienten zur Erfassung sowohl meteorologischer als auch chemischer Parameter bis in eine Höhe von ca. $1.3 z_i$. Ihr Einsatz beschränkte sich auf die Tagstunden der IMPs. Die Planung und Zusammenstellung der Flugrouten im Gesamtgebiet erfolgte durch die TRACT-Planungsgruppe für Flugzeugmessungen unter der Leitung von Dr. P. Lightman. Eine ausführliche Beschreibung der Flugrouten findet sich im Operationsplan für die Flugzeugmessungen (Wachs et al., 1992).

Die 5 bei der TRACT-Meßkampagne im Gesamtgebiet eingesetzten Meßflugzeuge wurden von folgenden Organisationen betrieben:

- Fraunhofer Institut für Atmosphärische Umweltforschung (IFU), Garmisch Partenkirchen, Deutschland.
Wissenschaftlicher Leiter: Prof. E. Schaller
- Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DLR), Oberpfaffenhofen, Deutschland.
Wissenschaftliche Leiterin: Dr. A. Jochum
- Fa. Umwelt-Data (UD), Frankfurt a.M., Deutschland.
Wissenschaftliche Leiter: Dr. J. Herrmann, Dr. N. Beltz

- Fa. Geosens (GEO), Rotterdam, Niederlande.
Wissenschaftlicher Leiter: M. von Königslöw
- Imperial College of Science, Technology & Medicine (IC), Ascot, England.
Wissenschaftliche Leiter: Dr. P. Lightman, Dr. T. Marsh

Informationen über den Flugzeugtyp und die vorliegenden Meßgrößen, die nach einer eingehenden Datenkontrolle zur Verfügung stehen (vgl. Abschnitt 3.4.3), werden in Tabelle 4 gegeben.

Das TRACT-Gesamtgebiet wurde in 4 Boxen aufgeteilt (durchgezogene schwarze Linien in Abb. 1). In Abhängigkeit von der am Meßtag vorherrschenden geostrophischen Windrichtung wurden zwei dieser Boxen jeweils mit 2 Flugzeugen abgeflogen. Bei nördlicher bzw. südlicher Anströmung wurde die Nord/Süd Box, bei östlicher bzw. westlicher Anströmung die Ost/West Box geflogen. Ausgangsbasis war jeweils der Flughafen in Neuhausen ob Eck, von wo die Boxen im Urzeigersinn durchflogen wurden. Die Flugformation in einer solchen Box ist in Abbildung 4 skizziert. Ein Flugzeug absolvierte aufeinanderfolgende Auf- und Abstiege in Höhen zwischen 150 m und $1.3 z_i$ über Grund. Während eines Auf- oder Abstiegs, was einer Höhendifferenz von ca. 1 km bis 1.5 km entsprach, wurde eine horizontale Strecke zwischen 10 km und 30 km zurückgelegt. Dieses Flugmuster wird als Delphin-Flugmuster bezeichnet. Ein Begleitflugzeug absolvierte jeweils ein möglichst geländefolgendes Flugmuster in einer Höhe von ca. $0.5 z_i$. Der Delphin-Flug erfolgte 5 Minuten zeitversetzt gegenüber dem geländefolgenden Flug, um zu gewährleisten, daß bei den Auf- und Abstiegen nicht die Abluftfahne des vorausfliegenden Flugzeugs erfaßt wurde. Die Flugdauer in einer Box betrug 3 bis 4 Stunden. Am 16.09. und am 21.09. wurden die entsprechenden Boxen jeweils zweimal durchflogen - morgens und nachmittags. An den anderen Tagen der IMPs erfolgte ein einmaliges Abfliegen der Boxen am späten Vormittag.

Das 5. Flugzeug absolvierte das sogenannte Deckel-Flugmuster (in Abb. 1 strichliert) in Höhen oberhalb der planetarischen Grenzschicht, um über dem TRACT-Gebiet Messungen meteorologischer und chemischer Parameter oberhalb der Grenzschicht zu erhalten. Dieses Flugmuster wurde pro Intensivmeßtag einmal abgeflogen.

Eine ausführlichere Zusammenstellung der zeitlichen Abfolge der Flüge, der gemessenen Parameter und deren zugrundeliegenden Meßprinzipien sowie der real absolvierten Flugstrecken wird in Corsmeier und Zimmermann (1993) und Zimmermann (1995) gegeben.

Betreiber	Meßflugzeug	verfügbare Parameter	Mittelungszeit
IFU	DO 228	$T, Rf, p, \alpha, \vec{v} ,$ $O_3, NO, NO_2, NO_y, SO_2, CO$	1 s
DLR	DO 228	$T, Rf, p, \alpha, \vec{v} ,$ $O_3, NO, NO_2, NO_x, SO_2, H_2O_2$	5 s
UD	Piper PA 31	$T, Rf, p,$ O_3, NO_y, SO_2	1 s
GEO	Piper PA 31	$T, Rf, p,$ O_3, NO, NO_y, SO_2	1 s
IC	HP 137	$T, p,$ $O_3, NO, NO_2, NO_x, NO_y, SO_2$	1 s

Tabelle 4: Betreiber, Flugzeugtyp, verfügbare Meßgrößen und Mittelungszeiträume für die Meßdaten der im Gesamtgebiet operierenden Meßflugzeuge

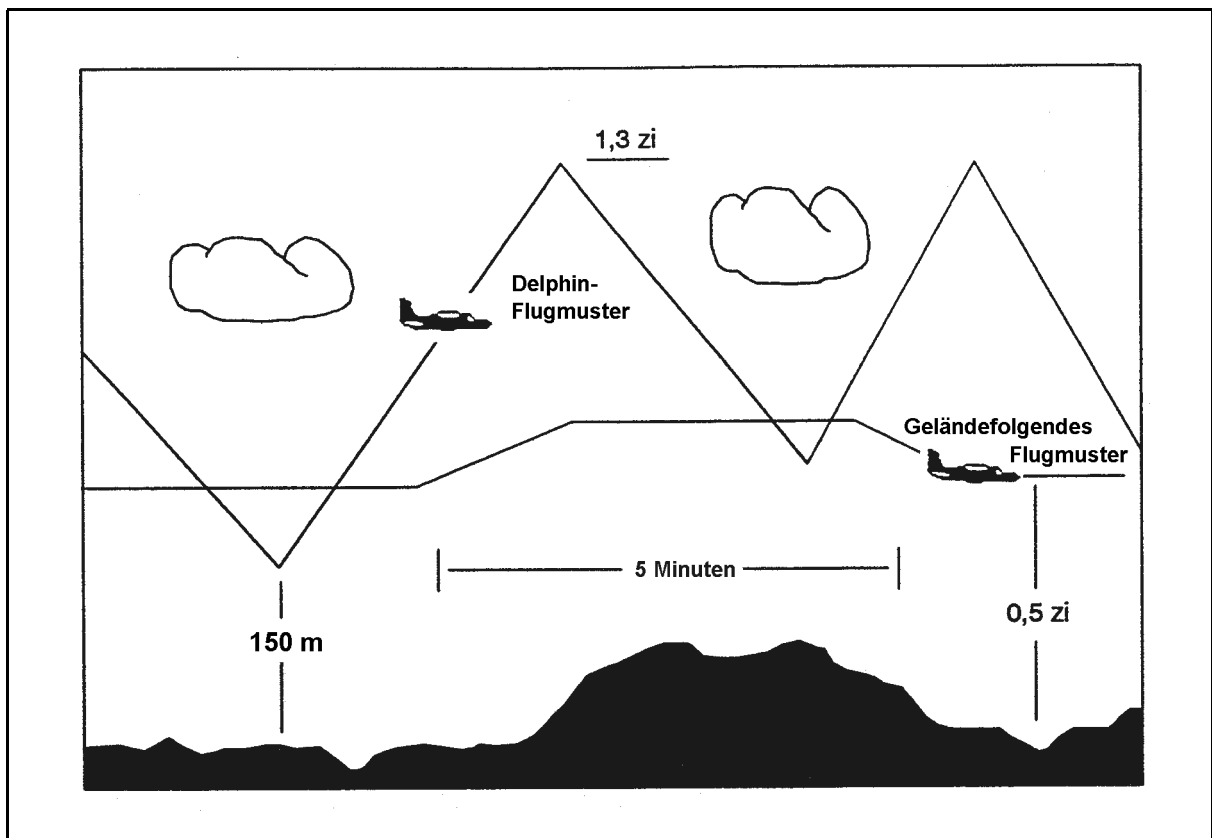


Abbildung 4: Skizze der Flugformation im Gesamtgebiet: Delphin- und geländefolgendes Flugmuster.

3.3.4 Flugzeugmessungen im Teilgebiet

Im Teilgebiet waren ebenfalls 5 Flugzeuge im Einsatz, um Grenzschicht- und Transportprozesse auf einer kleineren Skala zu untersuchen. Drei Betreiber bzw. Gruppen waren für den Einsatz dieser 5 Flugzeuge verantwortlich:

- die DLR, Oberpfaffenhofen, war mit 3 Motorseglern des Typs ASK-16 beteiligt.
Wissenschaftliche Leiterin: Dr. A. Jochum
- das IMK, Karlsruhe, betrieb in Zusammenarbeit mit der Technischen Universität Braunschweig Messungen mit einer Do-128.
Wissenschaftlicher Leiter: Dr. U. Corsmeier
- die schweizer Firma MetAir führte Messungen mit einem Stemme S10 Motorsegler durch.
Wissenschaftlicher Leiter: Dr. B. Neininger

Eine detaillierte Beschreibung des Flugmusters, der Meßsysteme und der Einsatzzeiten der Flugzeuge findet sich in Corsmeier (1993) und Zimmermann (1995). Die Auswertungen in diesem Bericht beziehen sich auf die Meßergebnisse der Do-128, deren Flugprogramm im nachfolgenden etwas eingehender erläutert wird.

Die Do-128 operierte im Übergangsbereich des Rheintals zum Nordschwarzwald (Abb. 3). In Abhängigkeit von der Genehmigung durch die französische Flugüberwachung erfolgten die Messungen entweder entlang einer Linie Oberbronn - Musbach (langes Flugmuster) oder zwischen dem Rhein und Musbach (kurzes Flugmuster). Entlang dieser Flugtraverse wurden in der X-Z-Ebene pro Flug bis zu 10 horizontale Flugabschnitte in Höhen von 150 m über Grund bis $1.3 z_i$ in wechselnder Richtung abgeflogen. Die Grenzschichthöhe wurde anhand der Radiosondenaufstiege in Offenburg-Ortenberg, bzw. der Fesselballonaufstiege in Sasbach und Brandmatt bestimmt. Abbildung 13 in Abschnitt 4.2.1 zeigt das Flugmuster in der X-Z-Ebene beispielhaft anhand des Flugs 2-2 am Nachmittag des 16.09.92. Die Dauer eines Flugs betrug ca. 1.5 Stunden. Es wurden pro Intensivmeßtag maximal 3 Flüge durchgeführt: ein Vormittagsflug, ein Mittagsflug und ein Nachmittagsflug. Bei jedem Flug erfolgte zusätzlich eine Vertikalsondierung im Rheintal und über dem Schwarzwald bis zu einer Höhe von 2500 m ü. NN.

Die Instrumentierung der Do-128 enthält Meßsysteme zur Erfassung der Größen Temperatur, Druck, Feuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit sowie dem Spurengas O_3 mit einer Meßfrequenz von 25 Hz. Bei einer Fluggeschwindigkeit von ca. 60 ms^{-1} entspricht dies einer räumlichen Auflösung der Meßgrößen von ca. 2.4 m. Eine Beschreibung der meteorologischen Datenerfassungssysteme und deren Meßgenauigkeit findet sich bei Mohnen et al (1992), die Beschreibung für den Ozonsensor bei Güsten et al. (1992).

Während des Tracer-Experiments bei der zweiten IMP am 16.-17.09.92 wurden bei 4 Meßflügen der Do-128 insgesamt 700 Außenluftproben in Plastiktüten mit Füllzeiten von 30 Sekunden bis 1 Minute gesammelt. Die Durchführung der Sammlungen und die Auswertung der Proben erfolgte durch das JRC in Ispra.

3.4 Qualitätssicherung und Datenkontrolle

Um eine Vergleichbarkeit der Messungen bei dem TRACT-Experiment zu gewährleisten, wurde ein umfangreiches Qualitätssicherungsprogramm (QA/QC) sowohl für die bodengebundenen als auch für die luftgestützten Messungen erarbeitet. Im folgenden wird eine kurze Erläuterung der Qualitätssicherungsmaßnahmen für einzelne Meßsysteme gegeben und die Ergebnisse der Datenkontrolle werden zusammengefaßt. Auf die Berichte mit einer ausführlichen Darstellung der Analysen wird zu Ende des jeweiligen Abschnitts verwiesen.

3.4.1 Bodengestützte Vertikalsondierungssysteme

Während der TRACT-Feldmeßkampagne waren an 5 Meßstationen Radiosondensysteme des Typs

- A.I.R. Intellisonde IS-4A-1680HS
- und
- Graw Sonde, TDF8770

in Betrieb. Das Graw Sondensystem wurde in Musbach, Wertheim und Bruchsal verwendet, das A.I.R. Sondensystem in Oberbronn und Memmingen. Innerhalb der TRACT-Feldmeßkampagne erfolgte ein Vergleich dieser zwei Radiosondentypen. Zusätzlich konnten die Ergebnisse des Radiosondenvergleichs zwischen der A.I.R. Sonde mit der RS-80 Sonde von VÄISÄLÄ (Ivanov et al., 1991), die an 4 anderen TRACT-Stationen eingesetzt wurde, hinzugezogen werden.

Der Vergleich der beiden Radiosondensysteme Graw und A.I.R. erfolgte am 24.09.92 an der Station Wertheim. Beide Sonden wurden an einem Ballon befestigt. Anschließend wurde ein Aufstieg bis in eine Höhe von ca. 4500 m durchgeführt. Die Graw Sonde wurde mit einem Plessey Radar, die A.I.R. Sonde mit einem Radiotheodolit geortet. Der Vergleich ergab eine gute Übereinstimmung bei den Temperatursensoren mit einer durchschnittlichen Abweichung von ca. 0.3° C. Die Feuchtesensoren zeigten eine nahezu konstante Abweichung von ca. 4%, die allerdings im Rahmen der Genauigkeit des Kalibrierverfahrens lag. Windgeschwindigkeit und -richtung, die unabhängig vom Sondentyp eine Funktion des jeweiligen Meßsystems sind, zeigten eine befriedigende Übereinstimmung. Eine ausführliche Analyse der Ergebnisse ist in Kolle und Kalthoff (1993) zu finden.

3.4.2 Bodenstationen

Vergleich der Bodenstationen zur Messung meteorologischer Größen

Da es nicht realisierbar war, die unterschiedlichen Meßsysteme der einzelnen Betreiber zu Vergleichszwecken an einem Ort zusammenzubringen, erfolgte ein Vergleich der Systeme vor Ort mit einer mobilen Meßstation. Als Referenzgerät wurde ein Meßfahrzeug des IMK benutzt, das für die Messung von Temperatur, Strahlungstemperatur, Feuchte, Luftdruck, Windrichtung und -geschwindigkeit sowie verschiedener Strahlungsgrößen ausgerüstet ist. In die Vergleichsstudie waren folgende Stationen einbezogen:

- Memmingen, Betreiber: ENEL, Mailand
- Scherzheim, Betreiber: Nationallaboratorium Risø, Roskilde
- Scherzheim, Betreiber: Meteorologischer Wetterdienst Ungarn, Budapest
- Erlenhof, Betreiber: Meteorologisches Institut, Universität München
- Hornisgrinde, Betreiber: Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe
- Sasbach, Betreiber: Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe

Die Vergleichsmessungen fanden, mit Ausnahme der Station Sasbach, an der die Messungen bereits am 28.08. durchgeführt wurden, in der Untersuchungsperiode des TRACT-Experiments statt. Für jede Vergleichsmessung wurde ein Zeitraum von ca. 3 Stunden gewählt. Eine vollständige Darstellung der Ergebnisse der Vergleichsmessungen für jede einzelne Station findet sich in Kalthoff und Kollé (1992), einen Überblick geben Kalthoff und Kollé (1993) und Zimmermann (1995).

Vergleich der Bodenstationen zur Messung chemischer Größen

Das IMK und die Gesellschaft zur Überwachung und Untersuchung der Luftverschmutzung im Elsaß (ASPA), Strasbourg übernahmen zusammen das Programm zur Qualitätssicherung und Datenkontrolle der im Teilgebiet verwendeten chemischen Meßsensoren. Zu diesem Zweck wurde von ASPA ein mobiles Laboratorium eingerichtet, welches für die Kalibrierung von O_3 , CO , SO_2 , und NO_x ($NO + NO_2$) ausgerüstet war. Die verwendeten Geräte wurden zu Beginn der Kampagne gegen ein Referenzgerät im Laboratorium in Strasbourg kalibriert und als 'Standard' definiert. Der Vergleich mit den bei dem Experiment eingesetzten Meßsensoren fand in Erlenhof jeweils zu Beginn (2.-5. September) und zum Ende (23.-25. September) der Meßkampagne statt. Für die Fehlerrechnung wurde ein lineares Modell für mögliche Zustandsänderungen der Meßgeräte während der Meßkampagne angenommen.

Teilnehmergruppen an dem Qualitätssicherungsprogramm waren

- Gesellschaft zur Überwachung und Untersuchung der Luftverschmutzung im Elsaß (ASPA), Strasbourg, Frankreich
- Institut für Atmosphärische Physik (IAP), Budapest, Ungarn
- Nationallaboratorium Risø, Abteilung für Meteorologie und Windenergie (RISØ), Roskilde, Dänemark
- Meteorologisches Institut, Universität München (MIM), München, Deutschland
- Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe (IMK), Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, Karlsruhe, Deutschland

Kalibriert wurden insgesamt 10 Ozonmeßgeräte, 5 SO_2 -Meßgeräte, 5 CO -Meßgeräte, 5 NO_2 -Meßgeräte und 4 NO_x -Meßgeräte. Mit Ausnahme der NO_x -Meßgeräte und eines CO -Meßgeräts erfüllten sämtliche Instrumente die gesetzten Toleranzgrenzen von $\pm 5\%$ Abweichung. Eine genaue Beschreibung des Kalibrierverfahrens für die Spurengasmeßgeräte, die im Teilgebiet zum Einsatz kamen, und ein Bericht über die Ergebnisse ist in Heinrich et al. (1993) erschienen.

3.4.3 Flugzeugmessungen

Große Probleme bereitete bei umfangreichen Meßprogrammen in der Vergangenheit die Vergleichbarkeit der von instrumentierten Flugzeugen, im ppb- bzw. ppt-Bereich gemessenen Spurengaskonzentrationen. Daher wurden bei den Flugzeugmessungen strenge Maßnahmen, insbesondere zur Qualitätssicherung der chemischen Messungen, ergriffen. Mit der Erstellung eines Qualitätssicherungsplans sowie der Durchführung der entsprechenden Maßnahmen wurde das IFU in Garmisch-Partenkirchen beauftragt. In Zusammenarbeit mit dem Projektkoordinator Prof. Fiedler und den an den TRACT-Flügen beteiligten Wissenschaftlern wurde im Vorfeld ein Qualitätssicherungsplan für die Flugzeugmessungen im Gesamtgebiet erarbeitet (Mohnen et al., 1992), in dem die Ziele der Qualitätssicherung bezüglich der Wiederholbarkeit, Richtigkeit, und Vergleichbarkeit der Daten sowie der Repräsentativität der Probenahme festgelegt wurden. Kernpunkte der Qualitätssicherungsmaßnahmen waren:

- vergleichende Immissionsmessungen aller Flugzeuggruppen am Boden mit einem Vergleichsstandard für alle chemischen Meßgrößen
- Vergleich der Prüfgase mit einem Vergleichsstandard
- Durchführung und Auswertung eines Vergleichsflugs von fünf Flugzeugen
- Durchführung und Auswertung der Vergleichsflüge von je zwei Flugzeugen am Ende ihres gemeinsamen Meßflugs
- keine Starterlaubnis für Flugzeuge, die die Qualitätsanforderungen (Tab. 5) nicht erfüllten

Für die Durchführung der Maßnahmen zur Sicherung der Datenqualität wurde ein mobiles Kalibrationslabor aufgebaut, dessen Instrumente, Prüfgase und Prüfgasgeneratoren vor und nach der Meßkampagne gegen Primärstandards im IFU-Kalibrationslabor in Garmisch-Partenkirchen kalibriert wurden. Das mobile Labor war zusätzlich mit Null- und Prüfgasgeneratoren ausgestattet, um einzelne Meßgeräte überprüfen und die von den einzelnen Gruppen verwendeten Eichgase einmessen zu können. Um die systematischen Unterschiede der Messungen, die durch die Verwendung von unterschiedlichen Prüfgasen entstehen, zu vermindern, wurden die Prüfgase aller teilnehmenden Gruppen mit dem IFU-Standard verglichen und mittels eines Korrekturfaktors harmonisiert.

Meßgröße	geforderte Genauigkeit	Meßgröße	geforderte Genauigkeit
Temperatur	± 0.5 K	NO_2	± 20 %
Taupunkt	± 1.0 K	NO_x/NO_y	± 30 %
O_3	± 20 %	H_2O_2	± 35 %
SO_2	± 30 %	CO	± 30 %

Tabelle 5: *Qualitätsanforderungen an die Meßgrößen der TRACT-Flugzeugmessungen im Gesamtgebiet. Die geforderte Genauigkeit wurde als Differenz zum IFU-Standard definiert.*

Die Auswertungen der Vergleichsimmissionsmessungen am Boden, als auch des Vergleichsflugs aller 5 Flugzeuge am Anfang der Meßkampagne und die Vergleichsflüge von je 2 Flugzeugen am Ende eines jeden Meßflugs ergaben, daß die Meßwerte aller chemischen Größen innerhalb der Qualitätsziele (Tab. 5) lagen (Kanter et al., 1996). Abbildung 5 zeigt das Resultat des Vergleichsflugs der 5 im Gesamtgebiet eingesetzten Flugzeuge hinsichtlich O_3 . Die Übereinstimmung unter den Meßsystemen ist mit weniger als 2 % Abweichung außerordentlich gut. Die Abweichungen in den NO_y - (NO_x)-Messungen waren mit bis zu 15 % um einiges größer, aber noch innerhalb der zulässigen Toleranzbereiche von 30 %. Die NO - und SO_2 -Werte erzielten bei den Vergleichsmessungen mit dem mobilen Kalibrationslabor eine gute Übereinstimmung. Bei den Vergleichsflügen lagen die Werte meist unterhalb der Nachweisgrenze der Meßgeräte, weshalb hier keine generelle Aussage über die Datenqualität getroffen werden konnte. Die H_2O_2 -Vergleichsmessungen am Boden erfüllten die Qualitätsanforderung. Bei den Vergleichsflügen lagen die Werte des einen der beiden Flugzeuge, die für H_2O_2 -Messungen ausgerüstet waren, an der Nachweisgrenze und zeigten kaum Strukturen, so daß sie bei der weiteren Datenanalyse nicht berücksichtigt wurden. Über die Qualität der H_2O_2 -Messungen unter Flugbedingungen kann somit keine eindeutige Aussage getroffen werden.

Bei den meteorologischen Größen Temperatur und Feuchte traten systematische Fehler auf, die zum Teil größer waren als die durch die Qualitätsziele festgelegten Abweichungen (Kanter et al., 1996).

Für die im Teilgebiet operierenden Flugzeuge wurde ebenfalls ein Qualitätssicherungsprogramm durchgeführt. Dies beinhaltete im wesentlichen die Kalibrierung der verschiedenen Ozonanalysatoren mit einem Ozonreferenzgerät, das zu Beginn und Ende der Kampagne mit dem Ozonmeßstandard in Neuhausen ob Eck verglichen wurde sowie einen Vergleichsflug der 5 eingesetzten Flugzeuge. Die zu hohe Minimalgeschwindigkeit der Do-128 erlaubte es dabei nicht mit den Motorseglern in einer Formation zu fliegen. Stattdessen wurden 4 Vorbeiflüge in einer horizontalen Entfernung von ca. 200 m absolviert. Eine Übersicht über die Ergebnisse dieses Vergleichsflugs ist in Koßmann et al. (1994) gegeben. Bei einzelnen Größen gab es bei bestimmten Flugzeugen markante Abweichungen im Vergleich zum, jeweils aus den Messungen der übrigen 4 Flugzeuge, berechneten Mittelwert: beim Druck (Stemme: maximale Differenz 4 hPa), bei der Temperatur (Do-128: maximale Differenz -0.8 °C), bei der spezifischen Feuchte (Do-128: maximale Differenz -0.5 g kg⁻¹) und beim Ozon (DLR-Motorsegler: maximale Differenz -6 ppb).

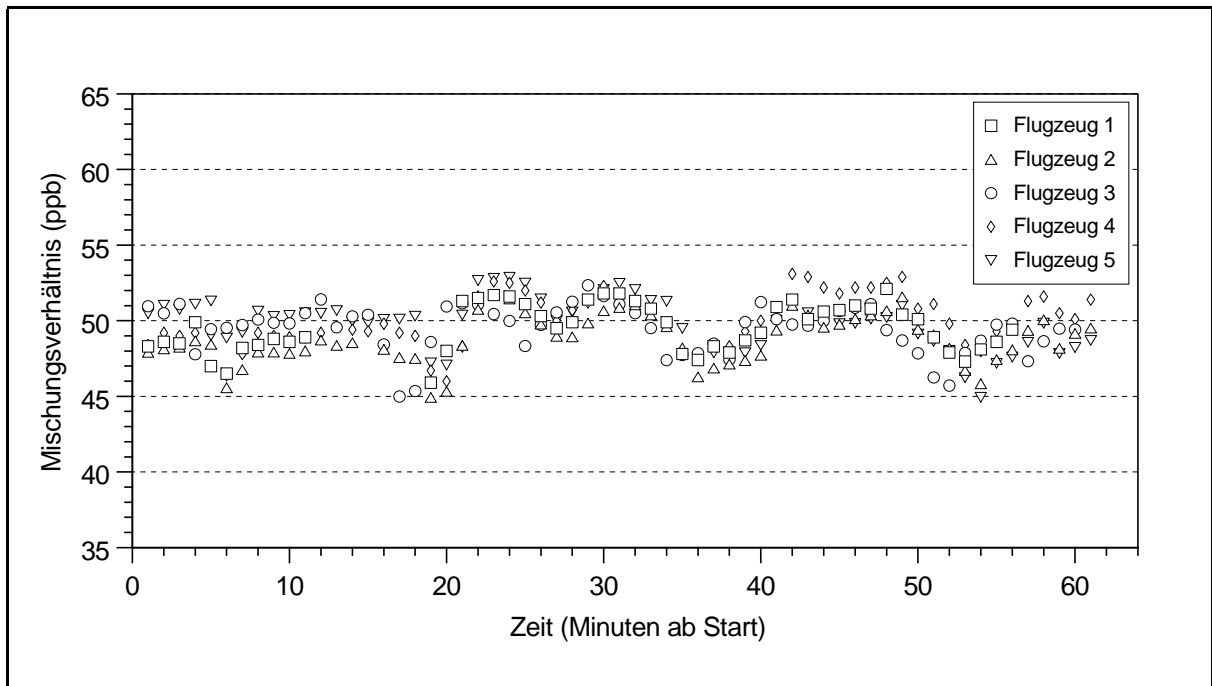


Abbildung 5: Ozonkonzentrationen während des Vergleichsflugs der 5 im Gesamtgebiet operierenden Flugzeuge.

Insgesamt hat das Qualitätssicherungsverfahren der Flugzeugmessungen dazu beigetragen, die Vergleichbarkeit der bei TRACT gewonnen Datensätze der luftgestützten Messungen zu gewährleisten. Damit wurde ein umfangreicher zusammenhängender Datensatz bekannter Güte geschaffen. Die Ergebnisse haben die Notwendigkeit und den Nutzen eines strengen Qualitätssicherungsverfahrens bestätigt.

3.5 Synoptik

Gemäß der Zielsetzung des TRACT-Experiments, Transport- und Austauschprozesse unter rein konvektiven Bedingungen zu untersuchen, konzentrierten sich die Messungen auf Schönwetterlagen mit möglichst ungehinderter Einstrahlung. Die Intensivmeßphasen wurden in Perioden von antizyklonal bestimmtem Wetter durchgeführt, die jedoch häufig mit Nebelbildung in den Morgenstunden verbunden waren. Im folgenden werden die für alle drei IMPs charakteristischen Großwetterlagen mit den lokalen Besonderheiten beschrieben.

3.5.1 1. Intensivmeßphase: 11.-12.09.92

Freitag, 11.09.1992

Die Wetterlage im Meßgebiet wurde durch das Einströmen warmer und labil geschichteter Luftmassen aus südwestlicher Richtung zwischen einem Hochdruckgebiet über Osteuropa und einem Tiefdruckgebiet über den Britischen Inseln bestimmt. Zwischen einem ostatlantischen Höhentrog und einem sich von Westdeutschland in nordöstliche Richtung bewegenden Randtrog setzte sich kurzzeitig antizyklonaler Einfluß durch, bevor es im Laufe des Abends, bedingt durch die herannahende Kaltfront aus Westen, zum Aufzug hoher Bewölkung und schließlich zu einsetzendem Regen kam. Die Station Brandmatt im Nordschwarzwald meldete Regen ab 20:30 MESZ. In den Morgenstunden bildeten sich in den Niederungen einzelne Nebelfelder, die sich teilweise erst am späten Vormittag auflösten (z. B. in Oberbronn nördlich von Strasbourg erst nach 11:00 MESZ). Im weiteren Tagesverlauf blieb es nur leicht bewölkt, mit Ausnahme des Schwarzwalds, wo die konvektive Bewölkung stärker war.

Unter dem Einfluß der trogvorderseitigen Warmluftadvektion wurden am Nachmittag Temperaturen bis zu $28^{\circ}C$ im südlichen Oberrheingraben gemessen. Es herrschten generell südwestliche Winde vor, deren Geschwindigkeiten innerhalb der Grenzschicht ca. 5 m s^{-1} , in der freien Atmosphäre bis zu 15 m s^{-1} betragen.

3.5.2 2. Intensivmeßphase: 16.-17.09.92

Mittwoch, 16.09.1992

An diesem Tag erstreckte sich mittags ein Hochdruckrücken von Tunesien bis Großbritannien, welcher sich im Tagesverlauf langsam Richtung Osten verlagerte. In Folge eines unter Auffüllung von Island nach Skandinavien ziehenden Tiefs wanderte eine zonal über Mitteleuropa verlaufende, nur wenig wetterwirksame Kaltfront südwärts. Sie schwächte sich unter dem Einfluß des Hochdruckrückens während ihrer Verlagerung ab und erreichte am späten Vormittag den äußersten Norden des Gesamtgebiets. Sie machte sich über der Radiosondenstation Wertheim in Form von 4/8 bis 7/8 Stratus- und Stratocumulus-Bewölkung bemerkbar, während sich sonst nur 1/8 bis 2/8 Cumuluswolken bildeten. Die Kaltfront hatte jedoch außer im Norden des TRACT-Gebiets keinen markanten Einfluß auf die Grenzschichtentwicklung an diesem Tag.

Da nur geringe Druckgradienten bestanden, wehte innerhalb der Grenzschicht ein schwacher Wind aus vorwiegend nordwestlichen Richtungen mit bis zu ca. 5 m/s, während oberhalb der Grenzschicht 10 ms⁻¹ und mehr bei gleicher Windrichtung erreicht wurden. Die Maximaltemperatur wurde mit 25° C im Rheintal gemessen.

Donnerstag, 17.09.1992

Die Hochdruckzone über Westeuropa hatte sich in den vergangenen 24h weiter nach Osten verlagert und erstreckte sich nun vom östlichen Mittelmeer bis nach Dänemark. Dadurch drehte der Wind innerhalb der Grenzschicht auf östliche Richtungen. Da immer noch eine flache Druckverteilung bestand, bewegten sich die Windgeschwindigkeiten innerhalb der Grenzschicht wie am Vortag um ca. 5 ms⁻¹. Von Westen näherte sich eine gewittrige Störung, die jedoch das Meßgebiet während des Tages nicht mehr erreichte.

Die durch das Gesamtgebiet von Nord nach Süd ziehende maskierte Kaltfront war am Boden nicht nachweisbar. In den Morgenstunden bildeten sich im Rheintal, den Randzonen der Schwäbischen Alb und im dem Schweizer Mittelland ausgedehnte Nebelfelder. Eine Abschätzung der Nebelverteilung um 10:00 MESZ ist in Abbildung 6 dargestellt, in der Stationen mit einer relativen Luftfeuchtigkeit größer als 95 % und größer 97.5 % als Stationen mit hoher bzw. sehr hoher Nebelwahrscheinlichkeit gekennzeichnet sind. Besonders im Teilgebiet um Strasbourg konnte sich der Nebel noch bis in die Mittagsstunden hinein halten. Nach Auflösung der Nebelfelder kam es durch den Einfluß des Hochs zu einem sonnigen Tag mit Höchsttemperaturen von 25° C im Rheintal. Nur vereinzelt bildeten sich Cumulus- und Cirruswolken.

3.5.3 3. Intensivmeßphase: 21.-22.09.92

Montag, 21.09.1992

Die großräumige Wetterlage wurde durch einen Hochdruckrücken bestimmt, dessen Achse von Italien nach Skandinavien verlief. Ein sich über dem Atlantik südwestlich von Irland befindendes Tiefdruckgebiet bewegte sich langsam nach Osten und führte im Gesamtgebiet durch südwestliche Winde zur Advektion warmer und feuchter Luftmassen. In den frühen Morgenstunden entstanden wiederum vorwiegend im Rheintal und im Schweizer Mittelland weitläufige Nebelgebiete, die sich im Rheintal bis ca. 12:30 MESZ hielten. Analog zum 17.09. ist auch für diesen Tag eine Abschätzung der Nebelverteilung um 10:00 MESZ in Abbildung 7 dargestellt. Im Laufe des Tages kam es nur vereinzelt zur Entwicklung von 1/8 Cumulus, jedoch auch zum Durchzug hoher Cirrus-Bewölkung. Im Bereich des Oberrheingrabens kamen die Winde innerhalb der Grenzschicht vorwiegend aus südöstlicher Richtung mit bis zu 5 ms⁻¹ und drehten in der freien Atmosphäre auf südwestliche Richtung. Die Windgeschwindigkeit dort betrug bis zu 10 ms⁻¹. Als Tageshöchsttemperatur wurden erneut 25° C im Rheintal gemessen.

Dienstag, 22.09.1992

Das am Vortag über dem Atlantik befindliche Tief verlagerte sich bis zur Mittagszeit über den Ärmelkanal, während sich der Hochdruckrücken leicht nach Osten bewegte. Auf der Vorderseite des Tiefs näherte sich ein Kaltlufttropfen dessen Kern sich am Mittag über Nordwestfrankreich befand, infolgedessen es zu einer weiteren Labilisierung der Luftmassen kam. Westlich der Vogesen konnten sich somit bereits am Vormittag einzelne Gewitter entwickeln, das Gesamtgebiet selbst wurde zu diesem Zeitpunkt jedoch nur von hohen Wolkenfeldern überzogen. Am Nachmittag setzte von Westen Bewölkungsverdichtung ein und im Laufe des Abends kam es im gesamten Meßgebiet zu Gewittern. Der Wind wehte innerhalb der Grenzschicht zunächst schwach aus südlichen bis östlichen Richtungen. Im nördlichen Oberrheingraben, oberhalb der Grenzschicht, herrschten südöstliche Winde mit ca. 10 m s^{-1} vor. Im Laufe des Tages drehte die Strömung auf Südwest.

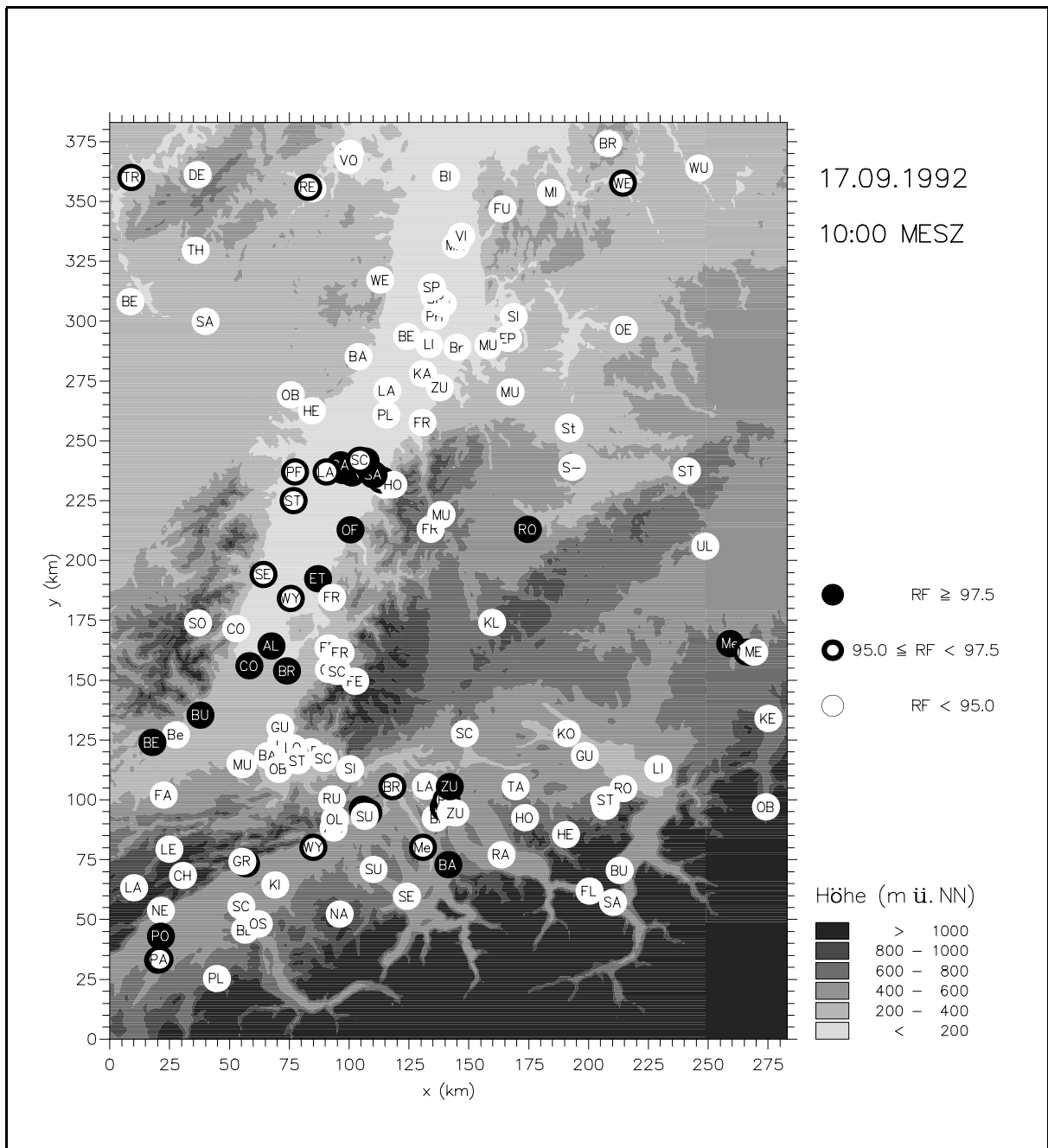


Abbildung 6: Relative Luftfeuchtigkeit an den Bodenstationen im TRACT-Gebiet am 17.09.92 um 10:00 MESZ. Stationen mit einer relativen Luftfeuchtigkeit größer als 95 % und größer 97.5 % sind als Stationen mit hoher bzw. sehr hoher Nebelwahrscheinlichkeit gekennzeichnet.

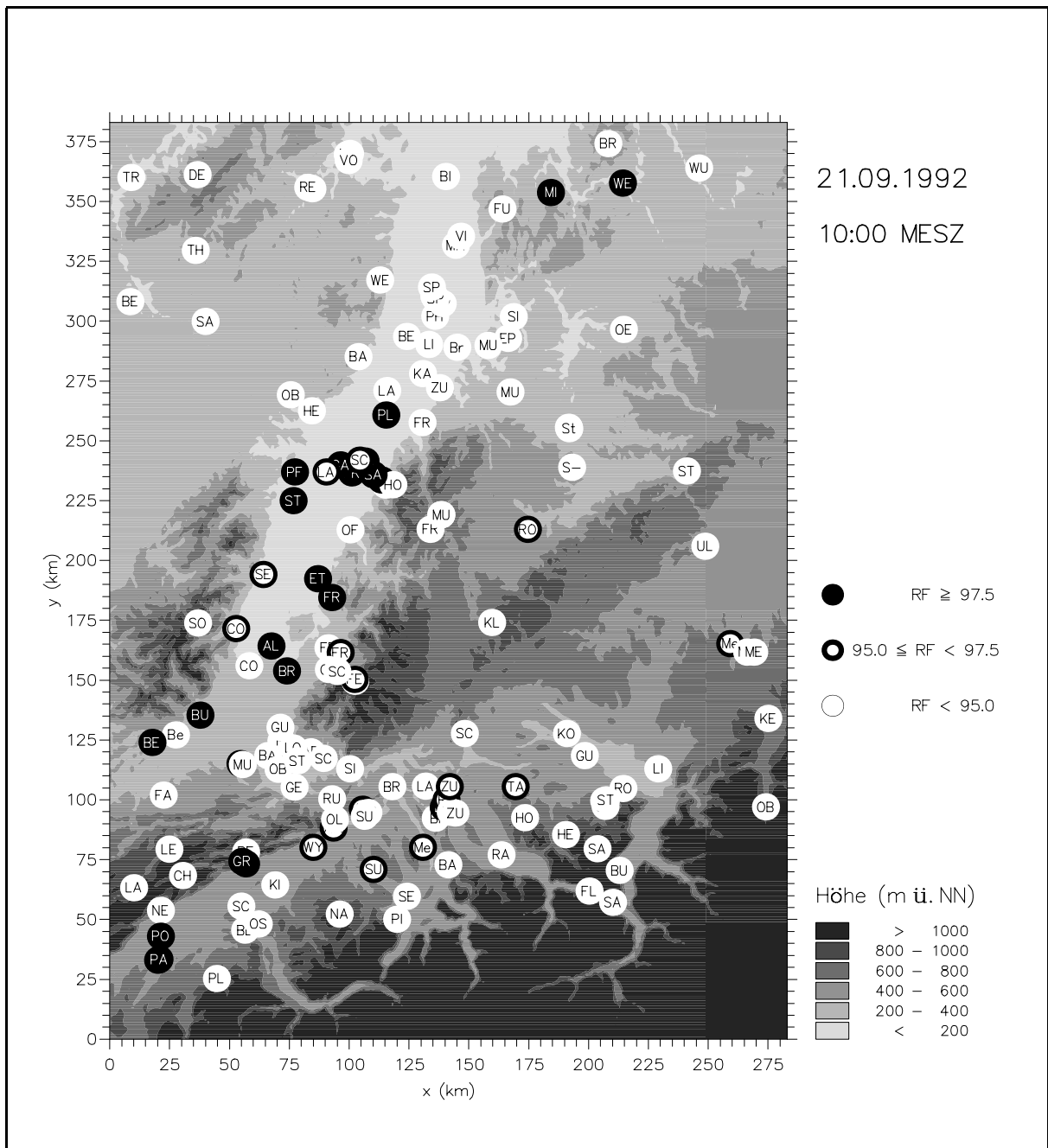


Abbildung 7: Relative Luftfeuchtigkeit an den Bodenstationen im TRACT-Gebiet am 21.09.92 um 10:00 MESZ. Stationen mit einer relativen Luftfeuchtigkeit größer als 95 % und größer 97.5 % sind als Stationen mit hoher bzw. sehr hoher Nebelwahrscheinlichkeit gekennzeichnet.

4 Tageszeitliche Entwicklung der konvektiven Grenzschicht

Eines der markantesten Phänomene während der TRACT-Intensivmeßphasen war die Bildung von ausgedehnten Nebelfeldern (s. Abschnitt 3.5). Diese lösten sich insbesondere am 17. und 21.09.92 in Teilen des Oberrheingrabens erst in den Mittagsstunden auf, und beeinflussten daher die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht entscheidend. Im folgenden soll daher zunächst die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht im TRACT-Gebiet am vom Nebel nahezu ungestörten 16.09.92 beschrieben und Topographieeinflüsse diskutiert werden. Anschließend wird dann zum Vergleich in Abschnitt 4.1 die Grenzschichtentwicklung unter Nebel einfluß am 21.09.92 behandelt und Unterschiede zum 16.09.92 erörtert.

Abbildung 8 zeigt in einem Schnitt entlang der im TRACT-Teilgebiet gelegenen Radiosondenstationen Oberbronn, Offenburg und Musbach (vgl. Abb. 1 und 3). Die Vertikalprofile der potentiellen Temperatur θ am Morgen um ca. 7:00 MESZ und am Mittag um ca. 13:00 MESZ sind dargestellt. Um 7:00 MESZ lag die Obergrenze der Residuumschicht in Oberbronn in ca. 800 m ü. Grund und in Offenburg und Musbach in ca. 1000 m ü. Grund. Die Obergrenze der nächtlichen Bodeninversion zeigte hingegen mit ca. 200 m ü. Grund in Oberbronn, ca. 400 m ü. Grund in Offenburg und ca. 600 m ü. Grund in Musbach etwas stärkere räumliche Unterschiede als die Obergrenze der Residuumschicht. Durch die turbulente Erwärmung vom durch die Sonneneinstrahlung aufgeheizten Erdboden, bildete sich dann bis 13:00 MESZ an allen drei Stationen eine konvektive Grenzschicht mit $z_i = 850 - 950$ m ü. Grund aus. Ähnliche Grenzschichtdicken zeigen auch die in Abbildung 10 dargestellten Radiosondenmessungen um 13:00 MESZ im TRACT-Gesamtgebiet und die Analysen der Flugzeugmessungen entlang des Delphin-Flugmusters am Nachmittag (Abb. 32). Dies legt die Existenz einer nahezu der Orographie folgenden Grenzschichtobergrenze nahe.

Betrachtet man die Grenzschichtdicken in Abbildung 32 jedoch genauer, so sind einige lokalspezifische Unterschiede zu erkennen. Geringe turbulente Wärmeflüsse über der Wasseroberfläche des Bodensees und kompensierende Absinkbewegungen, hervorgerufen durch die Divergenz des Horizontalwindfelds (Abb. 30) infolge des kombinierten Auftretens von See- und Hangwinden, führten zu einer Grenzschichtdicke von nur 300 m über der Wasseroberfläche. Über einigen Bergkämmen, wie z.B. dem Schwarzwald, war die Grenzschicht wesentlich dünner als in deren Umgebung, während über anderen Berggipfeln dieses Phänomen nicht beobachtet wurde. Auswirkungen von Unterschieden in der Geländehöhe auf die Grenzschichtdicke, die im Vergleich zu z_i klein sind, wurden durch die Turbulenz ausgeglichen, so daß sich dort nur eine der großskaligen Orographie folgende Grenzschichtobergrenze einstellte. Dies ist besonders deutlich über den Schweizer Voralpen zu erkennen. Östlich des Schwarzwalds, beim Übergang zur Schwäbischen Alb, wurden die höchsten Grenzschichthöhen von ca. 1400 m ü. Grund gemessen. Für dieses Gebiet, das vorwiegend mit Gras bewachsen ist, zeigten Satellitenmessungen nachmittags im Vergleich zur Umgebung sehr hohe Bodenoberflächentemperaturen, die auf entsprechend hohe fühlbare Wärmeflüsse schließen lassen (Wenzel et al., 1994) und somit wohl

zu den großen Werten von z_i führten. Über dem Jura war der horizontale Windvektor mit Windgeschwindigkeiten von $3-4 \text{ m s}^{-1}$ senkrecht zum Bergkamm gerichtet, wodurch eine Versetzung der Grenzschicht zur Leeseite zu beobachten war (in der Abbildung nach links). Diese Beobachtungen zeigen, daß sich also selbst unter den relativ ungestörten Wetterbedingungen des 16.09.92 weder ein streng der Orographie folgender, noch ein streng horizontaler Verlauf der Grenzschichtobergrenze am Nachmittag einstellte. Eine genauere Analyse der erwähnten Advektionseinflüsse auf das Grenzschichtwachstum wird anhand der räumlich und zeitlich höher aufgelösten Meßdaten im TRACT-Teilgebiet in den Abschnitten 4.2.1 und 4.2.2 präsentiert.

4.1 Nebelverteilung und Grenzschichtentwicklung

Während der Intensivmeßphasen traten vor allem am 17. und 21.09.1992 in den Morgenstunden ausgedehnte Nebelfelder auf, die sich insbesondere westlich des Nordschwarzwalds erst in den Mittagstunden auflösten (Abb. 6 und 7). An beiden Tagen lag, aufgrund der östlichen Anströmung, das Gebiet westlich des Nordschwarzwalds im Lee der Berge, so daß dort durch den Windschatteneffekt nur niedrige Windgeschwindigkeiten auftraten, was die nur zögerliche Nebelauflösung begünstigte (Abb. 34 und 31). Da sich beide Tage somit bezüglich der Nebelverteilung und der Nebelauflösung ähnlich waren, werden hier die Auswirkungen auf die konvektive Grenzschichtentwicklung nur beispielhaft für den 21.09.92 diskutiert.

Betrachtet man wieder den Schnitt entlang der Linie Oberbronn, Offenburg und Musbach (Abb. 9), so zeigt sich, daß am 21.09.92 schon am Morgen im Rheintal wesentlich geringere Höhen der Residuumschichtobergrenze vorlagen als am 16.09.1992. Die durch den Nebel verringerte Einstrahlung führte nach Sonnenaufgang im Rheintal zu wesentlich geringeren turbulenten sensiblen Wärmeströmen als über dem Schwarzwald (Kalthoff et al., 1996). Dies hatte zur Folge, daß die Obergrenze der konvektiven Grenzschicht im Rheintal mit maximal 400 m ü. Grund wesentlich niedriger blieb, während über dem Schwarzwald mit ca. 1200 m ü. Grund sogar höhere Werte erreicht wurden als am 16.09.1992. Das gleiche Verhalten ist auch den Radiosondenmessungen im TRACT-Gesamtgebiet zu entnehmen (Abb. 11). An Stationen wie Wertheim oder Payerne, an denen morgens auch Nebel auftrat, wurde um 13:00 MESZ eine dünnere konvektive Grenzschicht beobachtet, als an nebefreien Stationen wie Bruchsal (vgl. Abb. 7).

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß die orographisch beeinflusste Nebelverteilung (z.B. lange anhaltender Nebel im Lee von Gebirgen) zu entsprechenden räumlichen Unterschieden in der Dicke der konvektiven Grenzschicht z_i führt.

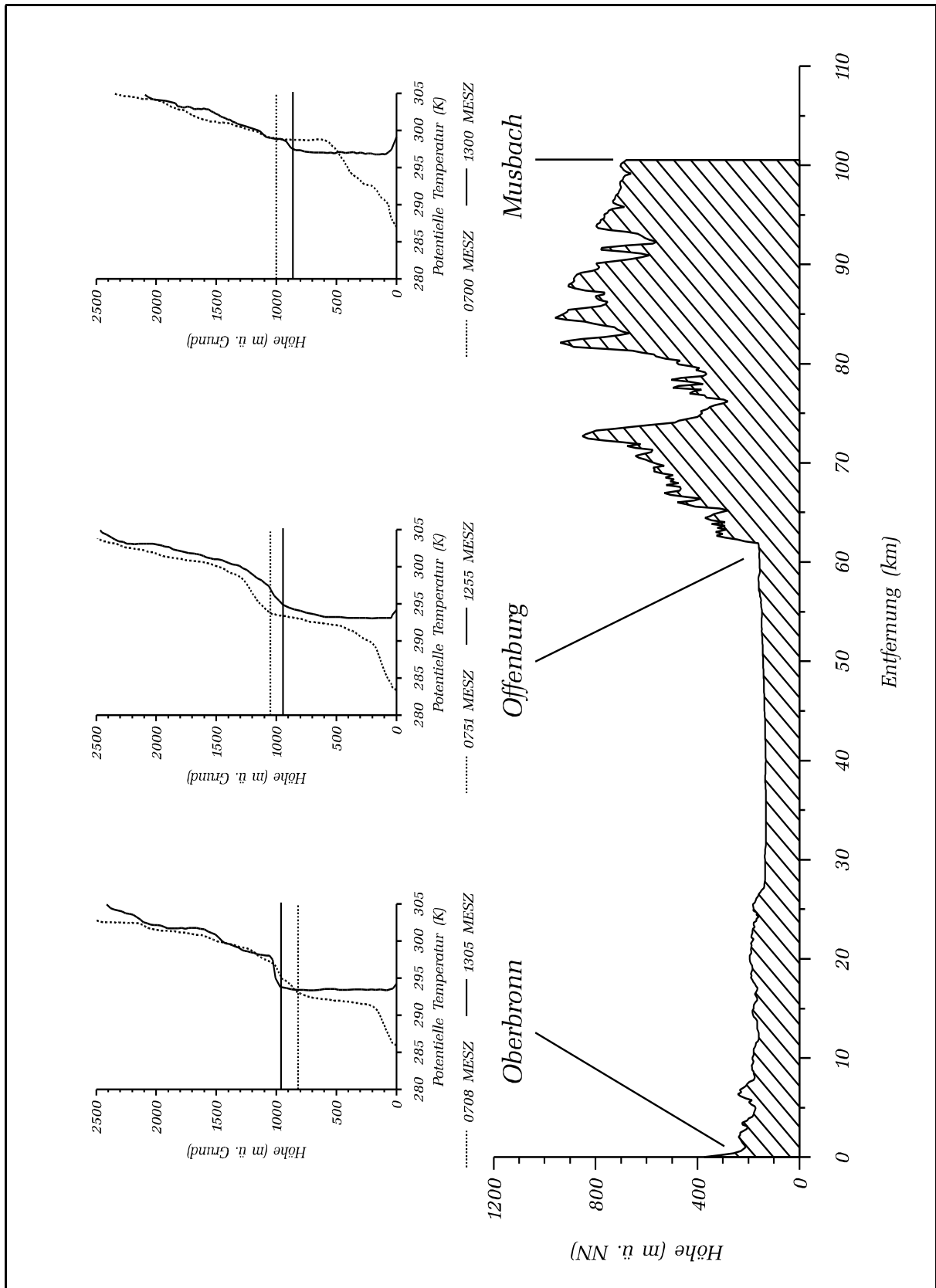


Abbildung 8: Vertikalprofile der potentiellen Temperatur an den Stationen Oberbronn, Offenburg und Musbach am 16.09.92. Die eingezeichneten horizontalen Linien geben morgens die Obergrenze der Residuumschicht und mittags die Dicke der konvektiven Grenzschicht z_i wieder.

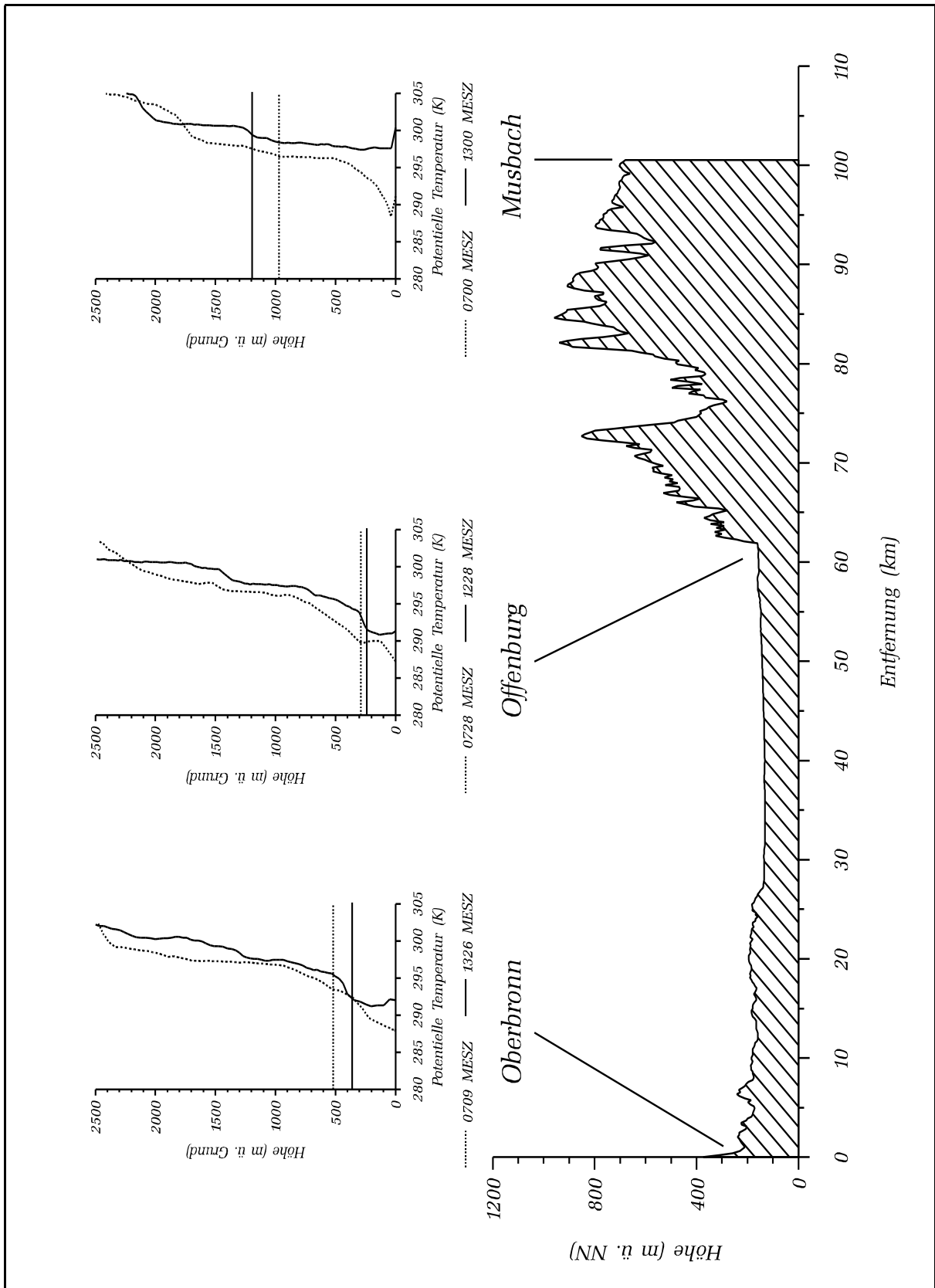


Abbildung 9: Vertikalprofile der potentiellen Temperatur an den Stationen Oberbronn, Offenburg und Musbach am 21.09.92. Die eingezeichneten horizontalen Linien geben morgens die Obergrenze der Residuumschicht und mittags die Dicke der konvektiven Grenzschicht z_i wieder.

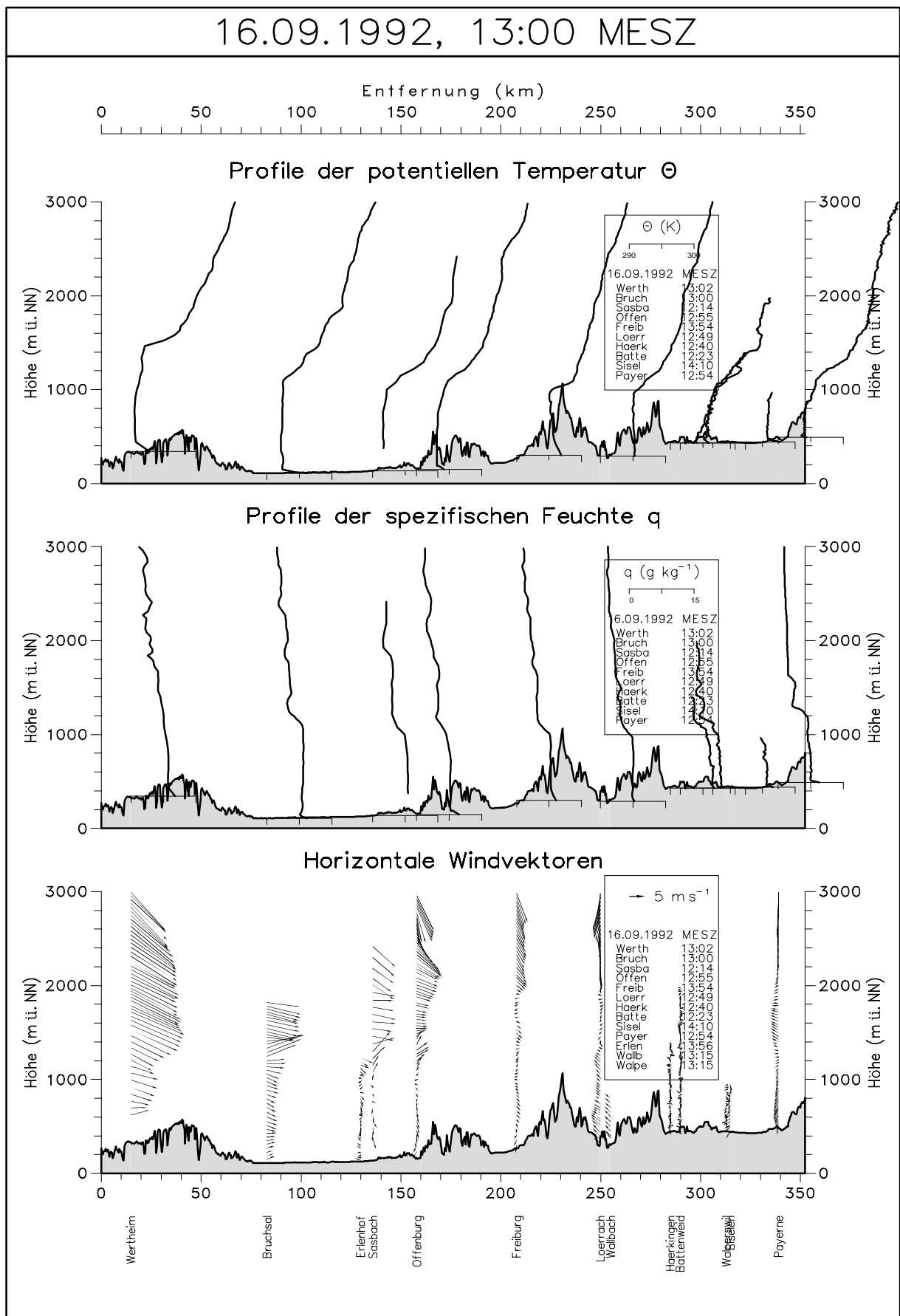


Abbildung 10: Profile der potentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und des horizontalen Windvektors aus Messungen der Vertikalsondierungssysteme entlang des Nord-Süd-Querschnitts von Wertheim nach Payerne am 16.09.92 um 13:00 MESZ.

21.09.1992, 13:00 MESZ

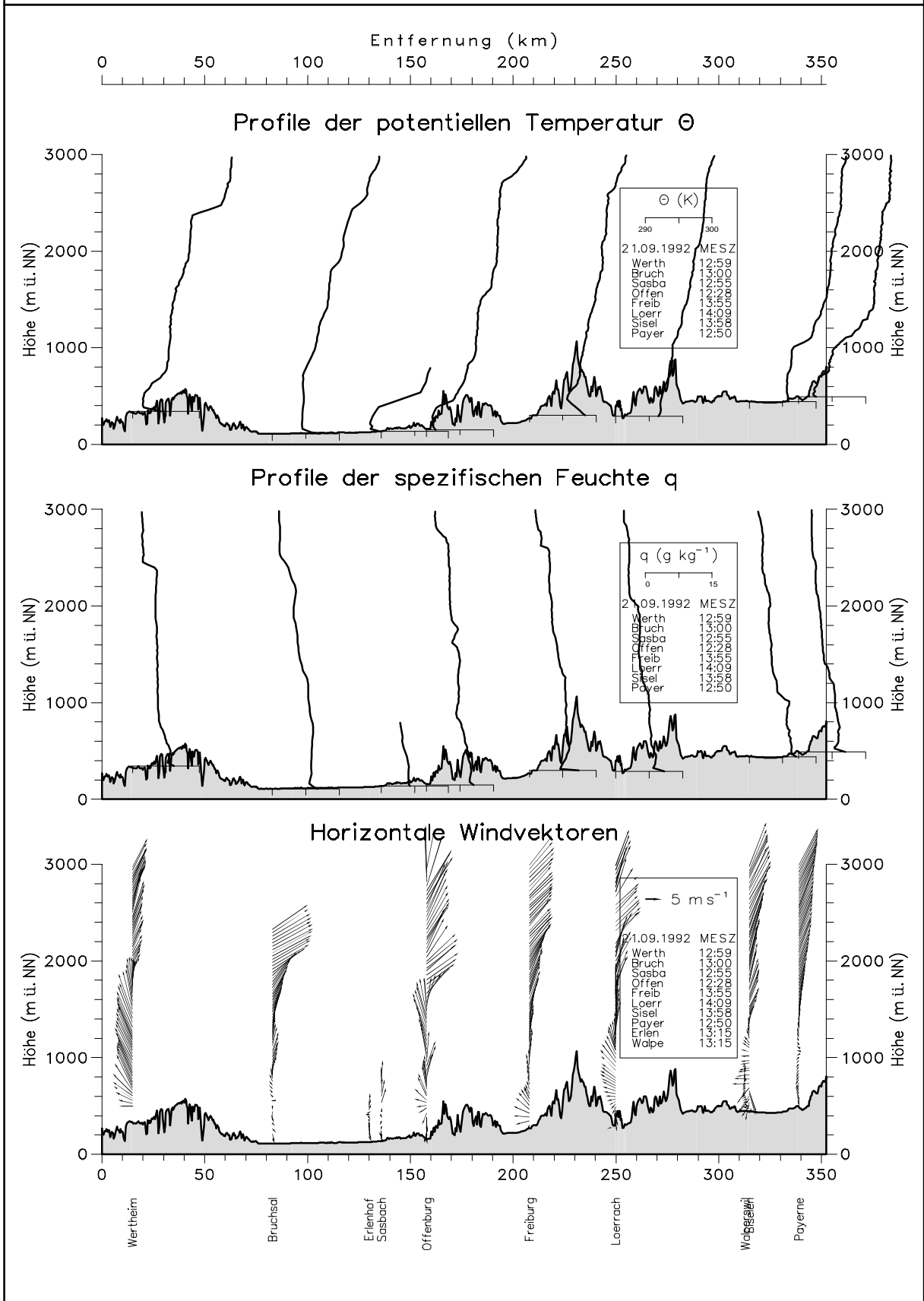


Abbildung 11: Profile der potentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und des horizontalen Windvektors aus Messungen der Vertikalsondierungssysteme entlang des Nord-Süd-Querschnitts von Wertheim nach Payerne am 21.09.92 um 13:00 MESZ.

4.2 Advektion und Grenzschichtentwicklung

4.2.1 Advektion durch die Grundströmung

Wie in Abschnitt 2.1.3 dargelegt, ist die Frage, wie sich die Obergrenze einer konvektiven Grenzschicht über unebenem Gelände unter Einfluß einer Grundströmung verhält, bisher noch weitgehend ungeklärt. Zu Beginn des Abschnitts 4 konnte jedoch bereits anhand der Flugzeugmessungen entlang des Delphin-Flugmusters im TRACT-Gesamtgebiet gezeigt werden, daß dieser Prozeß während TRACT eine wichtige Rolle für das Grenzschichtwachstum spielte. Zur Untersuchung dieser Frage werden daher im folgenden die räumlich und zeitlich hochaufgelösten Daten, die im Teilgebiet am 16.09.92 gemessen wurden, verwendet. An diesem Tag lag aufgrund der großräumigen Wetterlage mit nordwestlichen Winden eine Strömung entlang der Meßlinie von Oberbronn nach Musbach und somit eine nahezu senkrechte Anströmung zum Kamm der Hornisgrinde vor. Da sich auch der Nebel am 16.09.92 schon in den frühen Morgenstunden auflöste, waren gute synoptische Bedingungen zur Untersuchung der Fragestellung gegeben (vgl. Abschnitt 3.5.2).

Zur Illustration der thermischen Schichtung, und damit auch der Grenzschichtobergrenze an diesem Tag, wurden die Daten der potentiellen Temperatur aus den drei Meßflügen vom Rheintal zum Schwarzwald in X-Z-Schnitten interpoliert (Abb. 12). Bei einer Dauer eines Meßflugs von ca. 90 Minuten, sind die dargestellten räumlichen Variationen im Temperaturfeld von gewissen zeitlichen Trends überlagert. Zusätzliche Informationen über das Verhalten der Grenzschichtobergrenze wurden aus den vom Flugzeug gemessenen Turbulenzintensitäten (Abb. 13) und den Daten der Vertikalsondierungssysteme abgeleitet (Abb. 8, 15, 16, und 19).

Die nachfolgende Diskussion der Grenzschichtentwicklung berücksichtigt somit sowohl die Analyse der Flugzeugmessungen der Do-128 als auch die Messungen bodengebundener Vertikalsondierungssysteme im Teilgebiet. Die Ergebnisse aus den verschiedenen Vertikalsondierungssystemen sind in Abbildung 14 zusammengefaßt.

Während des Flugs am Vormittag (8:27-10:01 MESZ) wurde im Rheintal eine bis ca. 450 m über NN reichende Bodeninversion beobachtet. Außerdem befand sich in der Höhe von ca. 1200 m über NN eine abgehobene Inversion, die entlang des Querschnitts vom Rheintal zum Schwarzwald einen nahezu horizontalen Verlauf aufwies. Die unterste Flugtraverse über dem Schwarzwald, die in einer Höhe von ca. 1100 m ü. NN zwischen 9:10 und 9:20 MESZ abgeflogen wurde, wies zu diesem Zeitpunkt bereits Turbulenzstrukturen auf. Auch der Radiosondenaufstieg in Musbach von 10:00 MESZ zeigte die unterste Inversion in ca. 1200 m ü. NN an. Daraus läßt sich folgern, daß die Grenzschichtobergrenze in den Vormittagsstunden um ca. 9:00 MESZ im Rheintal durch die Bodeninversion und über dem Schwarzwald durch die abgehobene Inversion bestimmt war.

Bis zum zweiten Flug um die Mittagszeit (12:30-13:59 MESZ) war die Bodeninversion im Rheintal aufgrund der Sonneneinstrahlung vollständig aufgelöst. Mit Ausnahme des Übergangsbereichs zwischen Rheintal und Schwarzwald wurde eine nahezu dem Gelände folgende Grenzschichtobergrenze beobachtet. Im Übergangsbereich nahm die Grenzschichtdicke z_i von ca. 850 m über Grund im Rheintal auf ca. 200 m über Grund

oberhalb der Hornisgrinde ab. Als Beispiel für die Turbulenzintensitäten während dieses Zeitraumes sind die Ortsreihen der vertikalen Windgeschwindigkeit w aus den Flugzeugmessungen in Abbildung 13 dargestellt. Über dem Bergland konnten in den Traversen 8 und 9 interne Schwerewellen mit einer Wellenlänge von ca. 2 km und mittleren Vertikalgeschwindigkeiten von bis zu ca. $\pm 1 \text{ m s}^{-1}$ beobachtet werden. In die Grenzschichtinversion eindringende Thermikelemente verursachten die in Traverse 8 östlich der Hornisgrinde und in der Nähe von Musbach gemessenen Turbulenzstrukturen.

Während des dritten Flugs am späten Nachmittag (16:31-18:02 MESZ) konnte östlich der Hornisgrinde eine Verringerung der Grenzschichtdicke z_i aufgrund von Absinkbewegungen beobachtet werden. Über der Hornisgrinde selbst und im Rheintal wuchs z_i , verglichen mit dem vorherigen Flug, jedoch noch um 150 m bzw. 200 m an. Räumliche Unterschiede in der Grenzschichthöhe h zwischen Rheintal und Schwarzwald hatten sich also verringert und eine Tendenz zur Ausbildung einer horizontal verlaufenden Grenzschichtobergrenze war feststellbar. Während also individuelle Auswirkungen der kleineren Geländestrukturen östlich der Hornisgrinde auf den Verlauf der Grenzschichtobergrenze bereits am Vormittag durch die turbulente Durchmischung räumlich ausgeglichen wurden, wurde die Auswirkung der größeren Geländestruktur, die vom Oberrheintal und dem Schwarzwald gebildet wird, erst im Verlauf des späten Nachmittags abgeschwächt.

Eine Abschätzung des räumlichen Verlaufs von z_i bzw. h während der drei Meßflüge ist in Abbildung 14 dargestellt. Um auch die vom Flugzeug nicht erfaßbaren Verhältnisse in Bodennähe zu berücksichtigen, wurden in dieser Abbildung zusätzlich die Daten der Vertikalsondierungssysteme (Abb. 8, 15, 16 und 19) integriert. Da jedoch zwischen der Hornisgrinde und Musbach kein Vertikalsondierungssystem zur Verfügung stand, wurde der Verlauf der Grenzschichtobergrenze in diesem Bereich nur aus den interpolierten Feldern der potentiellen Temperatur (Abb. 12) und den Turbulenzintensitäten entlang den horizontalen Flugzeugtraversen (vgl. Abb. 13) abgeleitet. Die in Abbildung 14 dargestellten Verläufe der Grenzschichtobergrenze sind als schematisch zu verstehen. Kurzzeitige lokale Änderungen in z_i bzw. h , wie sie zum Beispiel durch die in die Grenzschichtinversion eindringenden Thermikelemente in Traverse 8 während des zweiten Flugs beobachtet wurden oder durch Hangwindeffekte (s. Abschnitt 4.2.2) entstehen können, sind in Abbildung 14 nicht berücksichtigt.

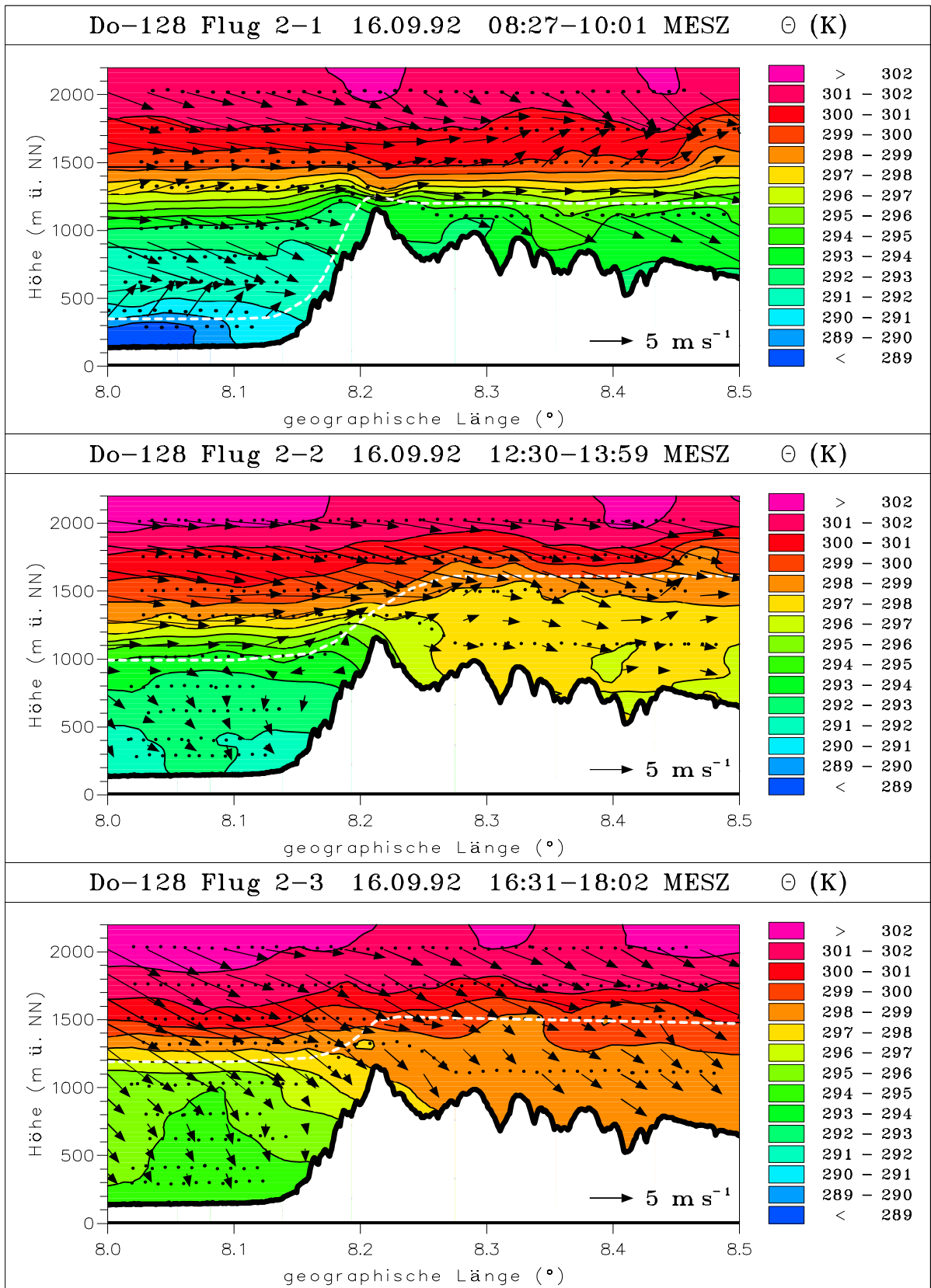


Abbildung 12: X-Z-Schnitte der potentiellen Temperatur und des horizontalen Windvektors entlang eines Querschnitts vom Rheintal bei Strasbourg zum Nordschwarzwald am 16.09.92. Das Flugmuster der zugrunde liegenden Flugzeugmessungen mit der Do-128 der TU Braunschweig ist durch die gepunkteten Linien dargestellt. Die gestrichelte Linie markiert die Grenzschichtobergrenze. Der Gebirgskamm am Westrand des Schwarzwalds ist die Hornisgrinde (1163 m ü. NN). Die x-Achse entspricht einer Strecke von ca. 36 km.

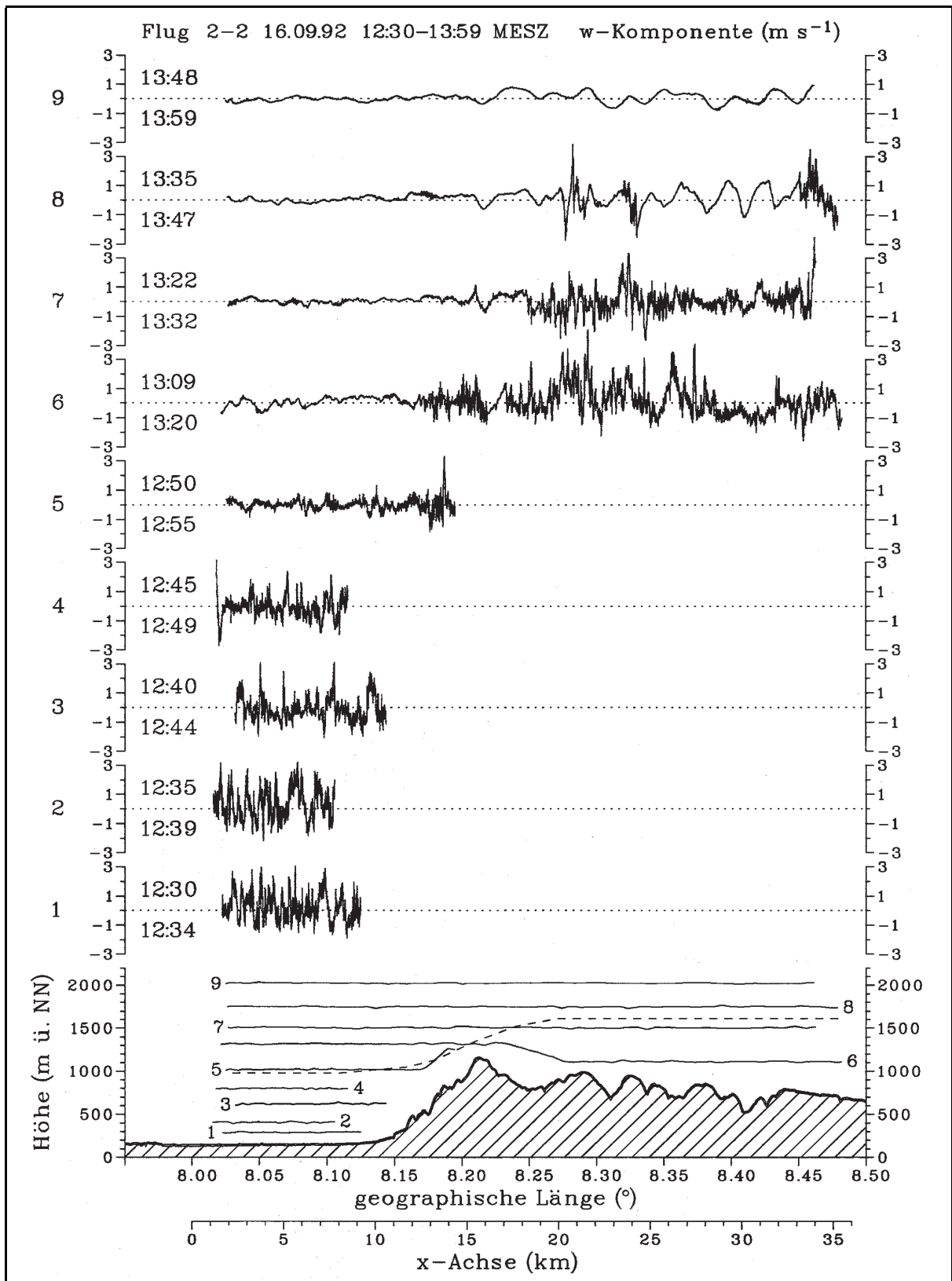


Abbildung 13: Flugmuster und Vertikalkomponente w des Windvektors der Do-128 Flugzeugmessungen entlang des Querschnitts vom Rheintal zum Nordschwarzwald am 16.09.92. Die gestrichelte Linie im untersten Diagramm stellt die aus den Meßdaten des Flugs und der Vertikalsondierungssysteme ermittelte Grenzschichtobergrenze dar (s. Abb. 14).

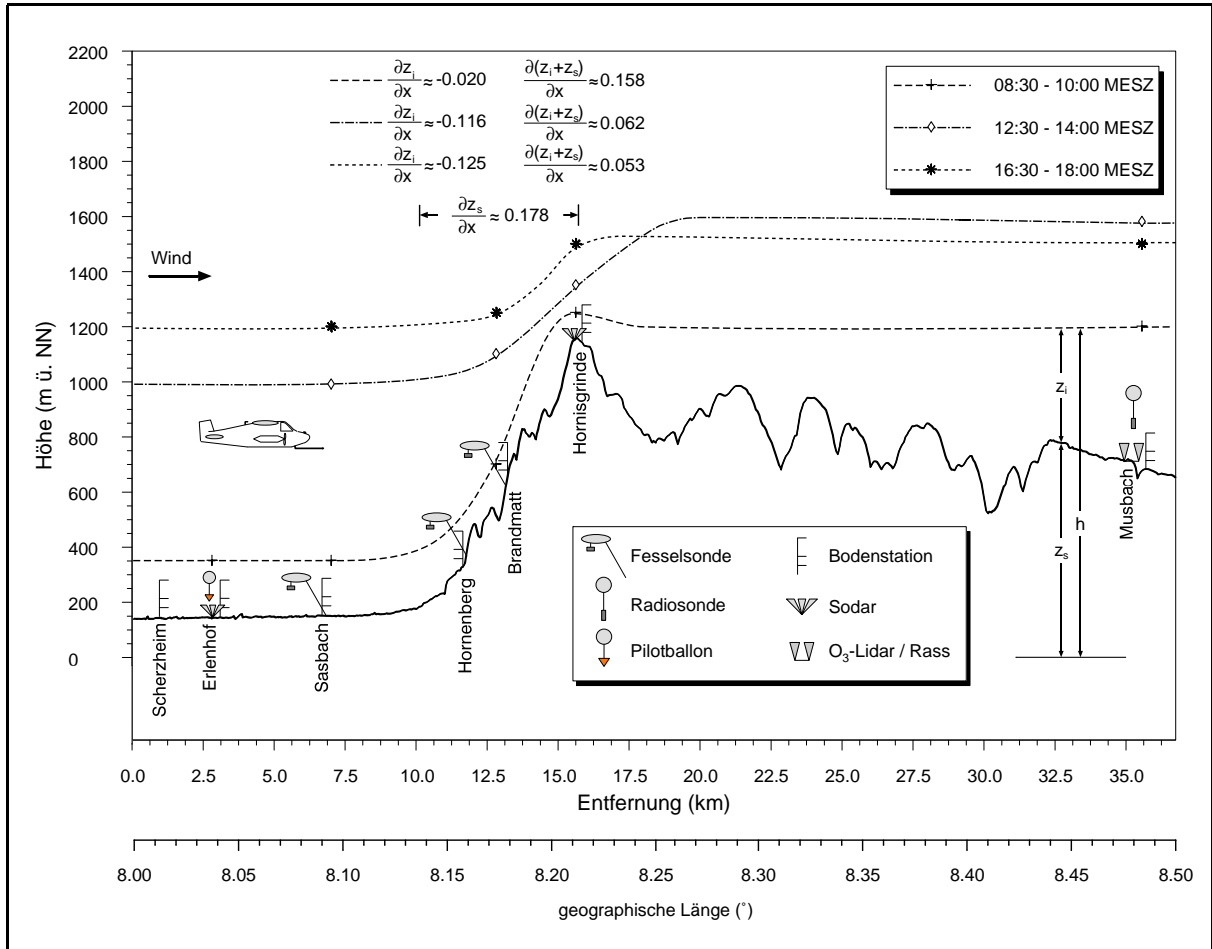


Abbildung 14: Meßsysteme entlang des Querschnitts vom Rheintal zum Nordschwarzwald und beobachtete Grenzschichthöhen während dreier Perioden am 16.09.92. Zusätzlich sind die mittlere Geländeneigung $\partial z_s / \partial x$ und die horizontalen Gradienten der Grenzschichthöhe $\partial(z_i + z_s) / \partial x$ und der Grenzschichtdicke $\partial z_i / \partial x$ zwischen dem Fuß des Nordschwarzwalds und der Hornisgrinde angegeben.

Ein besonders auffälliges Merkmal des in Abbildung 14 dargestellten Verlaufs der Grenzschichtobergrenze ist, daß über der Hornisgrinde die Grenzschichtdicke z_i während des ganzen Tages wesentlich kleiner bleibt als über dem Rheintal oder dem Bergland östlich der Hornisgrinde. Um die Ursachen für dieses Phänomen zu untersuchen, wurden Berechnungen von z_i mit der Formel von Deardorff (1974) für homogenes Gelände (Gl. 2) unter der Annahme $w_{z_i} = 0$ für Sasbach im Rheintal (Abb. 15) und für den Kamm der Hornisgrinde (Abb. 16) durchgeführt. Die Zeitreihen wurden mit einer Energiebilanzstation und die Vertikalprofile während Flugzeugaufstiegen über der Bodenstation gemessen.

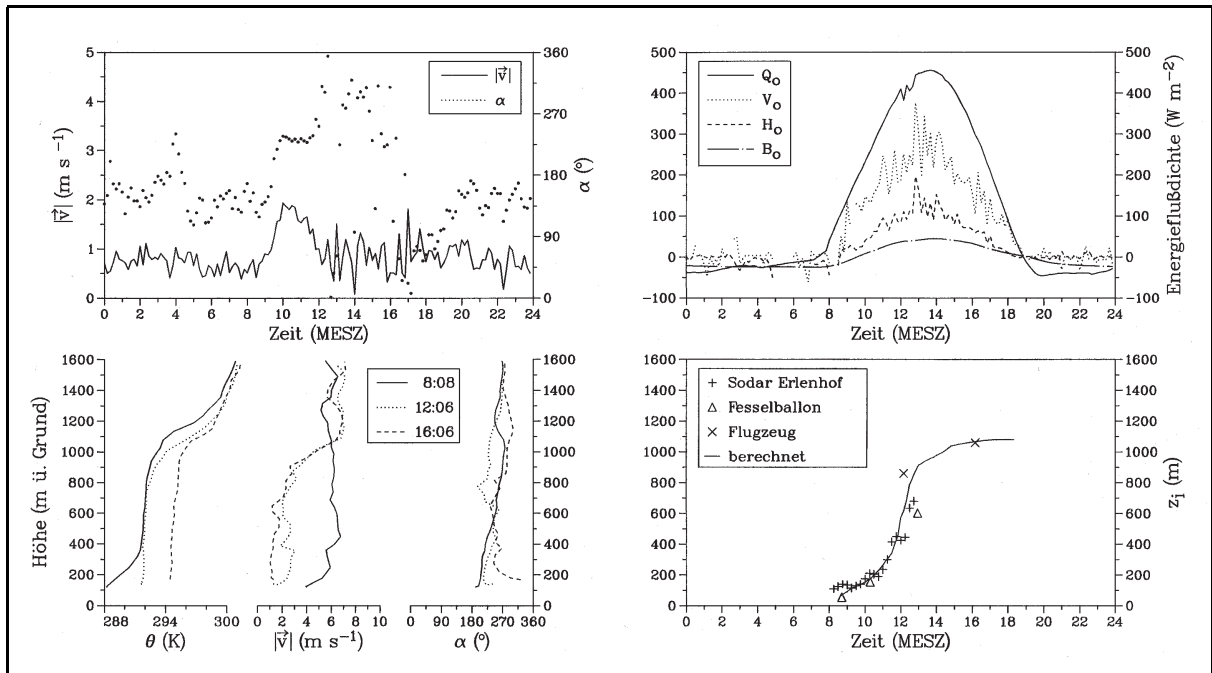


Abbildung 15: Bodengebundene Messungen, Vertikalsondierungen und berechnete Grenzschichtdicken am 16.09.92 an der Station Sasbach in 137 m ü. NN. Q_0 ist die Strahlungsbilanz, V_0 und H_0 sind die vertikalen turbulenten Flüsse latenter und fühlbarer Wärme, B_0 ist der Bodenwärmestrom, $|\vec{v}|$ und α sind Betrag und Richtung des Horizontalwinds, und θ ist die potentielle Temperatur. Die berechneten Werte von z_i wurden mit den Gleichungen 1 und 2 für homogenes Gelände und unter der Annahme $w_{z_i} = 0$ gewonnen.

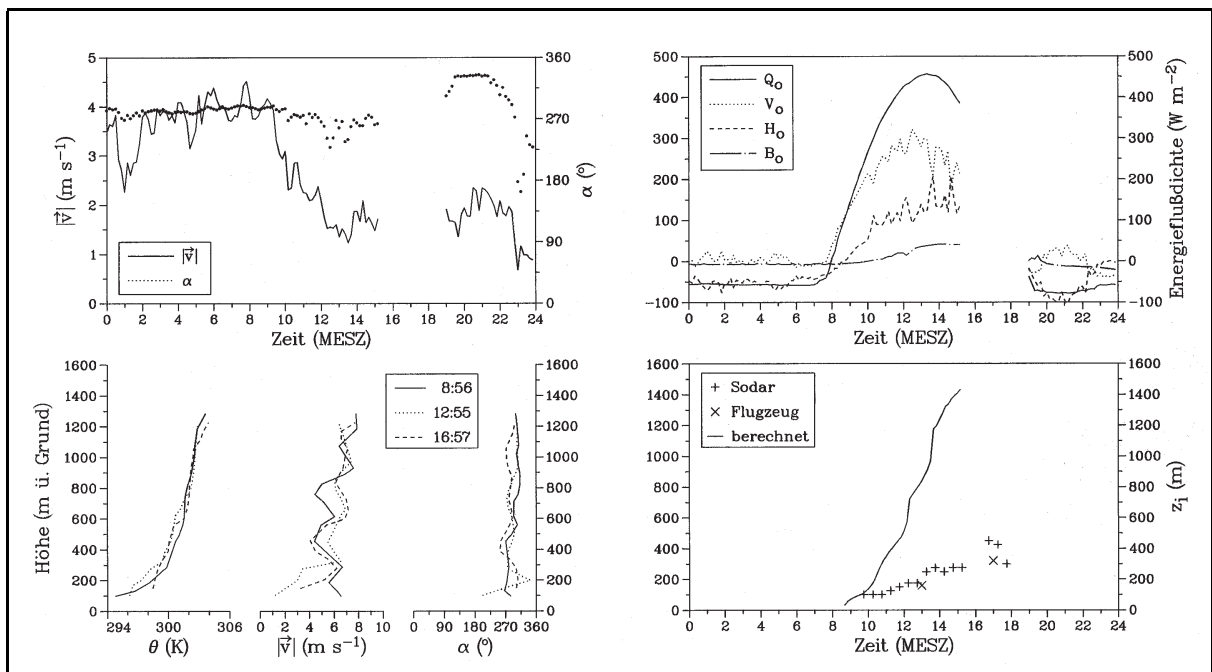


Abbildung 16: Bodengebundene Messungen, Vertikalsondierungen und berechnete Grenzschichtdicken am 16.09.92 an der Station Hornisgrinde in 1135 m ü. NN. Sonst wie Abbildung 15.

Für die Berechnung der Grenzschichtentwicklung wurde jeweils das am Morgen mit dem Forschungsflugzeug Do-128 gemessene Vertikalprofil der potentiellen Temperatur θ und als Startwerte für z_i die zugehörigen Grenzschichtdicken der morgendlichen Sondierung verwendet. Die das Grenzschichtwachstum hauptsächlich antreibenden turbulenten Wärmeströme waren an der Hornisgrinde etwas höher als in Sasbach. Das gleiche gilt auch für die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* (de Wekker, 1995). Dies ist auf die größere Windscherung und größere aerodynamische Rauigkeit durch Gelände und Bewuchs auf der Hornisgrinde zurückzuführen.

Für die Station Sasbach stimmen die berechneten Grenzschichtdicken z_i recht gut mit den gemessenen überein. Dies ist ein Hinweis darauf, daß Advektionsprozesse, die bei Deardorff (1974) nicht berücksichtigt wurden, und Absink- oder Hebungsprozesse, die bei der Berechnung hier zu null angenommen wurden, an diesem Tag nur einen schwachen Einfluß hatten. Dies wird auch durch die Analyseergebnisse des Deutschen Wetterdienstes bestätigt, die für die Region des Teilgebietes in der Höhe 700 hPa um 14:00 MESZ eine mittlere Absinkbewegung von ca. -1 cm s^{-1} ergab (Kalthoff et al., 1996). An der Station Hornisgrinde hingegen überschätzen die Berechnungen von z_i die beobachteten Grenzschichtdicken deutlich. Aufgrund der Stationslage kann davon ausgegangen werden, daß die in den Berechnungen nicht berücksichtigten orographisch bedingten Advektionsprozesse für die Überschätzung von z_i an der Hornisgrinde verantwortlich sind.

Nach Deardorff (1972) können advektive Prozesse bei der Berechnung von z_i wie folgt berücksichtigt werden:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial(z_i + z_s)}{\partial t} = \frac{\partial z_i}{\partial t} = w_e - u_h \frac{\partial h}{\partial x} - v_h \frac{\partial h}{\partial y} + w_h \quad (6)$$

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = w_e - u_h \frac{\partial(z_i + z_s)}{\partial x} - v_h \frac{\partial(z_i + z_s)}{\partial y} + w_h \quad (7)$$

mit $u_h = u_{z_i}$, $v_h = v_{z_i}$ und $w_h = w_{z_i}$ ergibt dies:

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = w_e - u_{z_i} \frac{\partial(z_i + z_s)}{\partial x} - v_{z_i} \frac{\partial(z_i + z_s)}{\partial y} + w_{z_i} \quad (8)$$

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = w_e - u_{z_i} \frac{\partial z_i}{\partial x} - u_{z_i} \frac{\partial z_s}{\partial x} - v_{z_i} \frac{\partial z_i}{\partial y} - v_{z_i} \frac{\partial z_s}{\partial y} + w_{z_i} \quad (9)$$

u_{z_i} , u_h , v_{z_i} , v_h , w_{z_i} und w_h sind hierbei die mittleren Windkomponenten in der Höhe z_i bzw. h . Durch die westliche Anströmung der Hornisgrinde am 16.09.92 (Abb. 12, 15 und 16) kann an diesem Tag der Beitrag der v -Komponente zur Advektion in guter Näherung vernachlässigt werden. Da zwischen dem Fuß des Nordschwarzwalds und der Hornisgrinde während des ganzen Tages $\partial(z_i + z_s)/\partial x$ positiv war (Abb. 14), ist es offensichtlich daß die Horizontaladvektion aufgrund der ganztägig positiven u -Komponente eine Reduzierung der Überschätzung von z_i mit $\partial z_i/\partial t = w_e$ an der Hornisgrinde liefert. Die die Grenzschicht nach oben hin begrenzende Inversion wird also durch den Horizontalwind in Richtung des Westhangs des Schwarzwalds transportiert. Dieser Prozess behindert das Anwachsen der konvektiven Grenzschichtdicke über der Hornisgrinde durch w_e . Zur

Berechnung des Grenzschichtwachstums nach Deardorff (1972) ist neben w_e und der Horizontaladvektion auch die Kenntnis der Vertikaladvektion durch w_{z_i} notwendig. Mit den eingesetzten Meßsystemen über der Hornisgrinde ist jedoch die Messung des mittleren Vertikalwinds w_{z_i} , die oft nur im Bereich weniger Meter pro Sekunde liegt, nicht mit genügender Genauigkeit möglich.

Neben advektiven Prozessen kann auch der in Abschnitt 2.1.3 diskutierte Volumeneffekt teilweise für die Überschätzung der mit den Formeln für homogenes Gelände (Gl. 1 und 2) berechneten Grenzschichtdicken z_i auf der Hornisgrinde (Abb. 16) verantwortlich sein. Überträgt man nämlich die Erkenntnis, daß in Tälern das im Vergleich zu ebenem Gelände geringere zu erwärmende Luftvolumen zu stärkeren Erwärmungsraten und somit zu schnellerem Grenzschichtwachstum führen kann, auf Kamm- oder Gipfeln, so wird klar, daß dort das zu erwärmende Luftvolumen größer ist und somit das Grenzschichtwachstum langsamer sein kann als über ebenem Gelände. Ein Lösungsansatz zur Integration dieses Sachverhalts in eine prognostische Gleichung zur Berechnung der Grenzschichtdicke könnte die Formulierung eines Orographieparameters sein, der die Verwendung der Flächen-Höhen-Verteilung von Tälern nach Steinacker (1984) auf beliebige Geländeformen überträgt.

4.2.2 Advektion durch Hangaufwinde

Unter atmosphärischen Bedingungen mit räumlichen Unterschieden in h oder z_i und einer höhenabhängigen Windrichtung innerhalb der Grenzschicht, wie sie über komplexem Gelände oft bei sekundären Zirkulationssystemen auftreten, sind die in Abschnitt 4.2.1 vorgestellten Ansätze zur Berechnung von h oder z_i , bei denen die Neigungen der Flächen $z_i(x, y)$ oder $h(x, y)$ in Zusammenhang mit dem Wind im Niveau der Grenzschichtobergrenze eingehen, nicht anwendbar. Als Beispiele sind hierfür in Abbildung 17 eine Seewind- und eine Hangaufwindsituation schematisch dargestellt. Bei beiden Windsystemen tritt in Bodennähe Advektion von Luft mit niedrigerer potentieller Temperatur auf, während in größeren Höhen durch die Rezirkulation Advektion von Luft mit höherer potentieller Temperatur erfolgt. Diese höhenabhängige Temperaturadvektion kann zu einer Inversion in niedrigeren Höhen führen als in Fällen, in denen Temperaturänderungen nur durch turbulenten Wärmetransport auftreten. Turbulente Erwärmung vom Boden her wirkt der beschriebenen Ausbildung einer Inversion durch Temperaturadvektion entgegen. So können auch Fälle auftreten, bei denen Kaltluftadvektion nur eine Verzögerung im Wachstum von z_i durch Konvektion, aber keine Verringerung von z_i bewirkt. Eine Reduktion der Grenzschichtobergrenze durch Ausbildung einer Inversion aufgrund von Hangaufwinden und die nachfolgende Auflösung der Inversion durch konvektive Erwärmung wurde während des TRACT-Experiments an der Station Brandmatt mehrfach beobachtet.

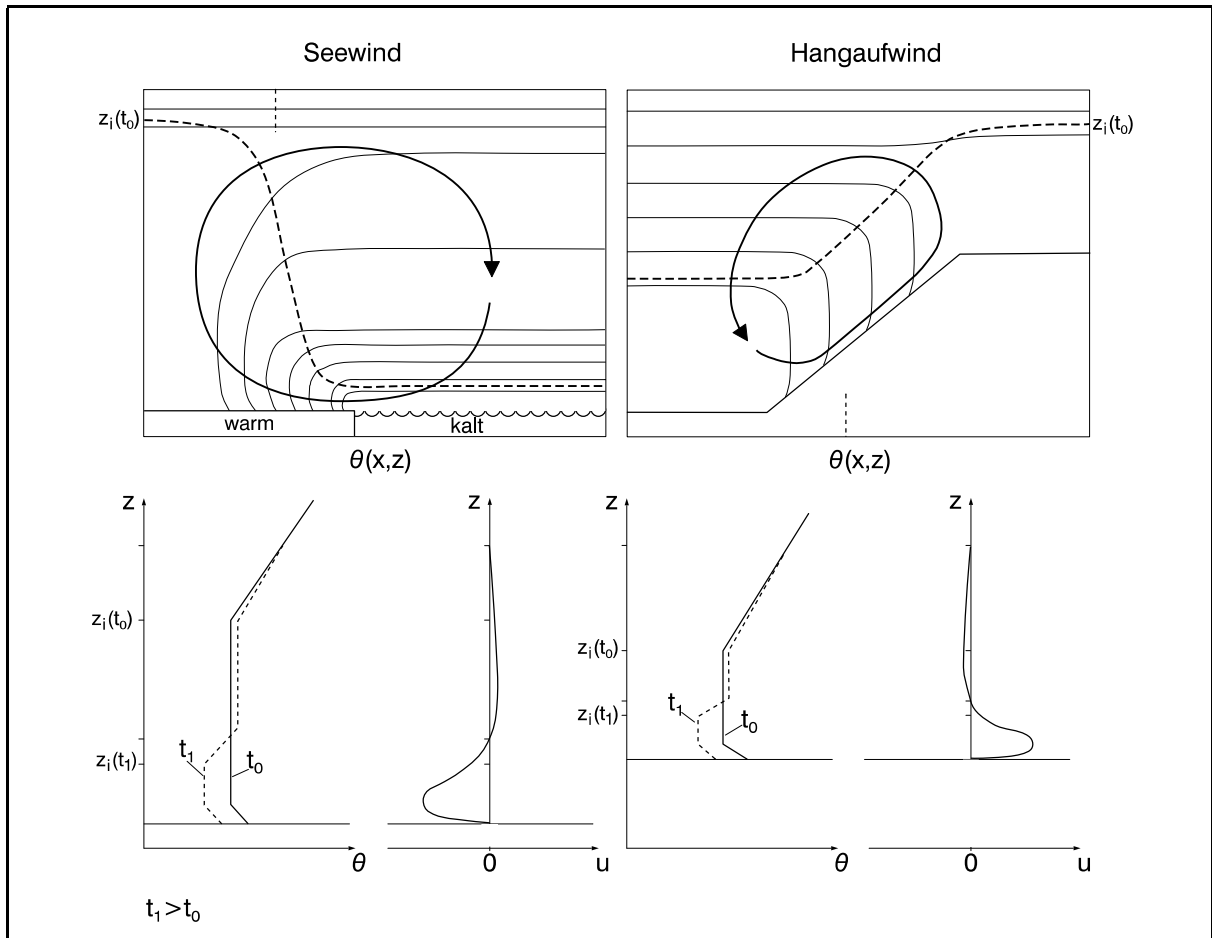


Abbildung 17: Einfluß thermisch induzierter Sekundärzirkulationen auf die konvektive Grenzschichtentwicklung (schematisch). Links: Seewindzirkulation. Rechts: Hangwindzirkulation. Die jeweils untere Abbildung zeigt Vertikalprofile der potentiellen Temperatur und des Horizontalwinds an den in den oberen Abbildungen mit einer vertikal gestrichelten Linie gekennzeichneten Orten. Die Grundströmung wird als ruhend angenommen. Die Ausbildung einer Inversion durch die Advektion von Luft mit niedrigerer potentieller Temperatur in Bodennähe führt zur Reduktion der Grenzschichtdicke z_i .

Brandmatt liegt am Westhang des Schwarzwalds (Abb. 14) am Ende eines kleinen Tals, das von Südost nach Nordwest orientiert ist. Die Abbildungen 18a und 19 zeigen anhand der Fesselballonmessungen die zeitliche Entwicklung des Wind- und Temperaturfelds am 16.09.92 in Brandmatt.

Am Morgen herrschten oberhalb der Bodeninversion westliche Winde mit Geschwindigkeiten von ca. $3-5 \text{ m s}^{-1}$, während in Bodennähe östliche Winde in Form von Kaltluftabflüssen beobachtet wurden. Die nachfolgend zwischen 8:30 und 9:59 MESZ erfolgte Auflösung der Bodeninversion war in den unteren 75 m über Grund mit einer Winddrehung auf nordwestliche Richtung verbunden. Im weiteren Tagesverlauf wuchs die Schichtdicke der Hangaufwinde auf bis zu 200 m über Grund an, wobei die Windgeschwindigkeit im unteren Drittel der Schicht maximal $2-3 \text{ m s}^{-1}$ erreichte. Oberhalb der Hangwind-schicht nahmen die Windgeschwindigkeiten im Vergleich zum Morgen deutlich ab. Zwi-

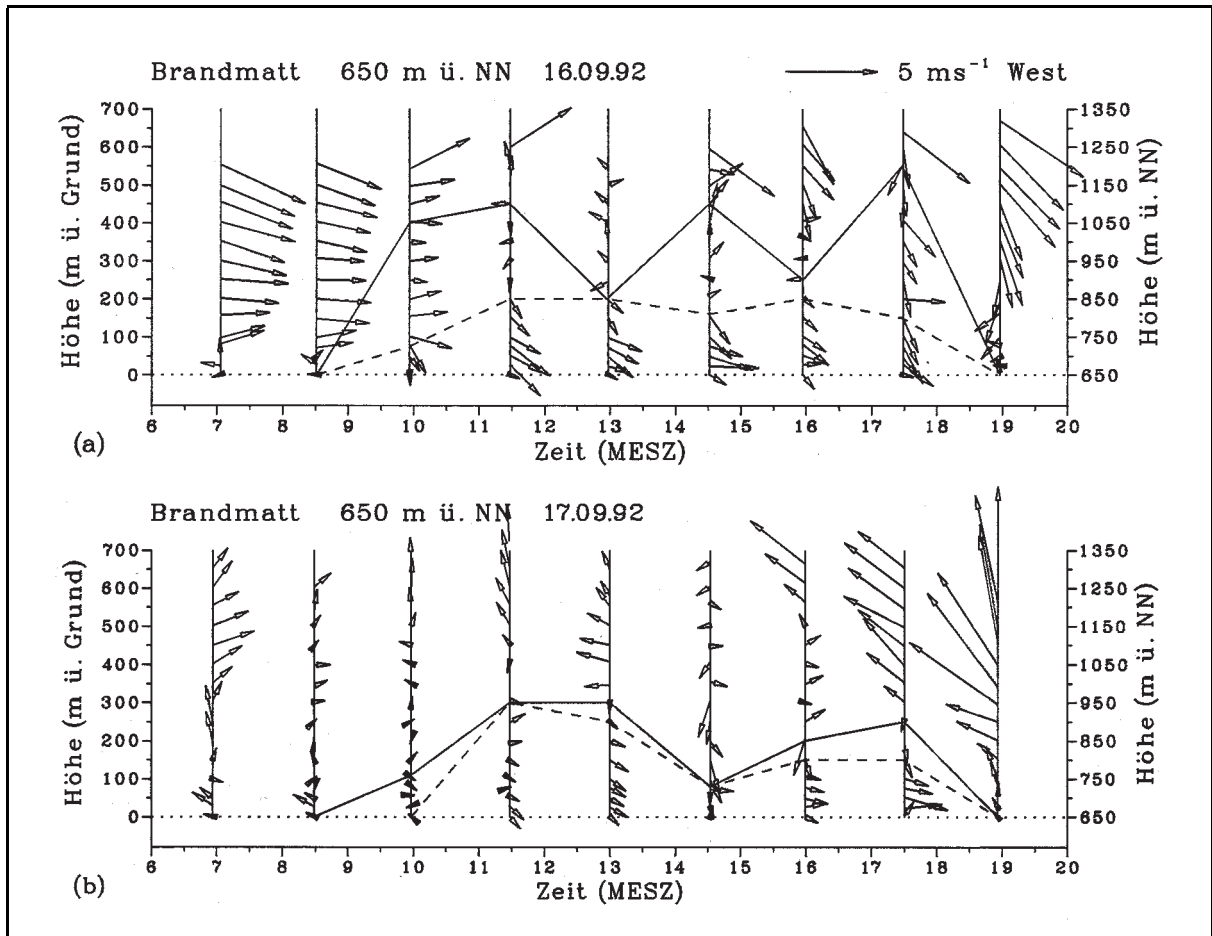


Abbildung 18: Fesselballonmessungen der Horizontalwinds an der Station Brandmatt. (a) 16.09.92, (b) 17.09.92. Die gestrichelten Linien gibt die Obergrenze der Hangaufwindschicht wieder. Die Basis der untersten Inversion ist durch die durchgezogene Linie gegeben.

schen 900 und 1100 m über NN traten hierbei sogar östliche Winde auf, die, innerhalb einer westlichen Grundströmung, auf die Existenz einer Rückströmung der thermischen Hangwindzirkulation (vgl. Abb. 17) hinweisen (Kobmann et al., 1996). Oberhalb der abgehobenen Inversion, die die windschwache Schicht nach oben hin begrenzte, herrschten währenddessen weiterhin westliche Winde mit ca. $4\text{--}5\text{ m s}^{-1}$ (Abb. 12). Aufgrund dieser starken Windscherung an der abgehobenen Inversion und der Beobachtung, daß die Rezirkulationsströmung bei Brandmatt nur unterhalb des Kammniveaus der Hornisgrinde auftrat, kann geschlossen werden, daß nur ein Teil der Hangaufwinde die Hornisgrinde erreichte und daher das Wachstum von z_i auf der Hornisgrinde gering durch die Hangwinde beeinflusst wurde. Die Hangaufwinde dauerten bis zum späten Nachmittag an. Ein Umstellen der Zirkulation auf Hangabwinde konnte dann während des Aufstiegs um 18:57 MESZ festgestellt werden, wobei ähnlich wie am frühen Morgen auch oberhalb der Hangwindschicht wieder stärkere Winde, diesmal aus Nordwest, auftraten.

Die Auswirkungen der Hangwindzirkulation auf die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht des 16.09.96 dokumentieren die Vertikalprofile der potentiellen Temperatur in Brandmatt (Abb. 19). Nach Auflösung der dünnen Bodeninversion am Morgen, entwickelte sich bis 9:56 MESZ eine konvektive Grenzschicht bis zur Höhe der bereits erwähnten abgehobenen Inversion in ca. 1050 m über NN ($z_i = 400$ m). Anstatt einer daraufhin stetig anwachsenden Grenzschichtdicke z_i , wurde um 12:57 MESZ eine Inversion in ca. 850 m über NN ($z_i = 200$ m) beobachtet. Die Grenzschichtdicke z_i war also 200 m geringer als um 9:56 MESZ und stimmte ziemlich gut mit der Dicke der Hangaufwindsschicht überein (Abb. 18a). Da in der Hangwindsschicht die Advektion von Luft mit niedrigerer potentieller Temperatur durch den Hangaufwind wesentlich größer war als in den Höhen darüber, existierte ein Vertikalgradient in der Temperaturadvektion, der zur Ausbildung der Inversion oberhalb der Hangwindsschicht führte. Die beschriebene Reduzierung der Grenzschichtdicke z_i , führt, unter der Annahme, daß $H(z = z_i) \approx 0$, zu einer Zunahme der vertikalen Wärmeflußdivergenz $\overline{\partial w\theta_1} / \partial z$. Die mit dem Hangaufwind verbundene Kaltluftadvektion über dem erwärmten Erdboden führt zu einer Zunahme des superadiabatischen Gradienten der potentiellen Temperatur in Bodennähe, wie in Abbildung 19 zwischen den Fesselballonaufstiegen von 11:27 und 12:57 MESZ zu erkennen ist. Diese Zunahme kann eine Erhöhung des turbulenten fühlbaren Wärmestroms $\overline{w\theta_0}$ bewirken und somit die vertikale Wärmeflußdivergenz zusätzlich vergrößern. Die um 14:30 MESZ beobachtete starke Abschwächung der Inversion oberhalb der Hangwindsschicht war also durch die Zunahme der vertikalen Wärmeflußdivergenz stark begünstigt und führte dazu, daß nun wieder die abgehobene Inversion in ca. 1100 m über NN ($z_i = 450$ m) die Grenzschichtobergrenze darstellte. Im darauf folgenden Vertikalprofil um 15:56 MESZ wurde wieder eine Inversion oberhalb der Hangwindsschicht in ca. 900 m über NN ($z_i = 250$ m) beobachtet, die bis 17:28 MESZ wieder aufgelöst war. Das heißt, daß sich der Zyklus von Auf- und Abbau einer Inversion oberhalb der Hangwindsschicht nochmals wiederholte.

Eine ähnliche Wechselwirkung zwischen Hangwindzirkulation und konvektiver Grenzschichtentwicklung wie am 16.09. wurde auch am 17.09.92 in Brandmatt beobachtet (Vogel und Kollé, 1993). Durch die Änderungen in den synoptischen Bedingungen (Abschnitt 3.5.2) lag an diesem Tag in den unteren Luftschichten eine östliche Grundströmung vor (Abb. 42). Ein weiterer wichtiger Unterschied zwischen den beiden Tagen war die Ausbildung von Nebelfeldern am 17.09.92, die im Rheintal eine Dicke von ca. 350 m über Grund erreichten und sich erst am Mittag auflösten. Dies verzögerte die Erwärmungsraten in den betroffenen Gebieten stark. Die Station Brandmatt lag jedoch oberhalb der Nebelfelder und erfuhr deshalb eine ungestörte Sonneneinstrahlung.

Auch an diesem Tag bildete sich in Brandmatt durch Hangaufwinde in niedrigen Höhen eine Inversion durch Kaltluftadvektion aus dem Rheintal (Abb. 18b und 20). Die Kaltluftadvektion führte in diesem Fall sogar zu einem Temperaturrückgang an der Station. Zwischen den Aufstiegen um 13:00 und 14:31 MESZ nahm hierbei in den untersten Luftschichten die potentielle Temperatur um mehr als 1 K ab, was gleichzeitig mit einer Erniedrigung der Grenzschichthöhe von 950 m über NN ($z_i = 300$ m) um 13:00 MESZ auf 725 m über NN ($z_i = 75$ m) um 14:31 MESZ verbunden war. Diese Abkühlung, die mit den Messungen von Banta und Cotton (1981) vergleichbar ist, wurde durch den

stärkeren Gradienten in der potentiellen Temperatur zwischen dem Rheintal und Brandmatt ermöglicht, welcher wiederum durch die nebelbedingte Verzögerung der Erwärmung im Rheintal verursacht wurde. Während der nachfolgenden Vertikalsondierung um 15:58 MESZ wuchs die Kaltluftschicht und die Grenzschichtobergrenze bis auf eine Höhe von ca. 850 m über NN ($z_i = 200$ m) an. Bis um 17:30 MESZ erfolgte dann ein weiteres Anwachsen der konvektiven Grenzschicht bis auf ca. 900 m über NN ($z_i = 250$ m). Ein Vergleich der Windfelder zeigt, daß während des nebelfreien 16.09.92 mit westlicher Grundströmung die Hangaufwinde früher einsetzten und höhere Geschwindigkeiten erreichten als am 17.09.92 unter dem Einfluß von Nebel im Rheintal und östlicher Grundströmung. Die maximale Hangwindschichtdicke stimmt hingegen mit jeweils ca. 200 m an beiden Tagen relativ gut überein.

Die Beobachtungen über das Zusammenwirken von Hangaufwinden und konvektiver Grenzschichtentwicklung am 16. und 17.09.92 lassen sich zu folgendem konzeptionellen Modell zusammenfassen: Beide Beiträge zur Erwärmungsrate der Mischungsschicht $\partial\theta_m/\partial t$, Konvektion und Advektion können sich an einem Hang während eines Tags u.U. mehrfach ändern, und zur mehrfachen Ausbildung und Auflösung einer Inversion über der Hangwindschicht führen. Neben der sich im Tagesverlauf verändernden Sonneneinstrahlung wird diese Oszillation durch Instationaritäten im Hangaufwind, der den Advektionsterm in der Wärmehaushaltsgleichung bestimmt, und durch Änderungen in der vertikalen Wärmeflußdivergenz aufgrund von Änderungen der Grenzschichthöhe und des turbulenten Wärmestroms in Bodennähe verursacht.

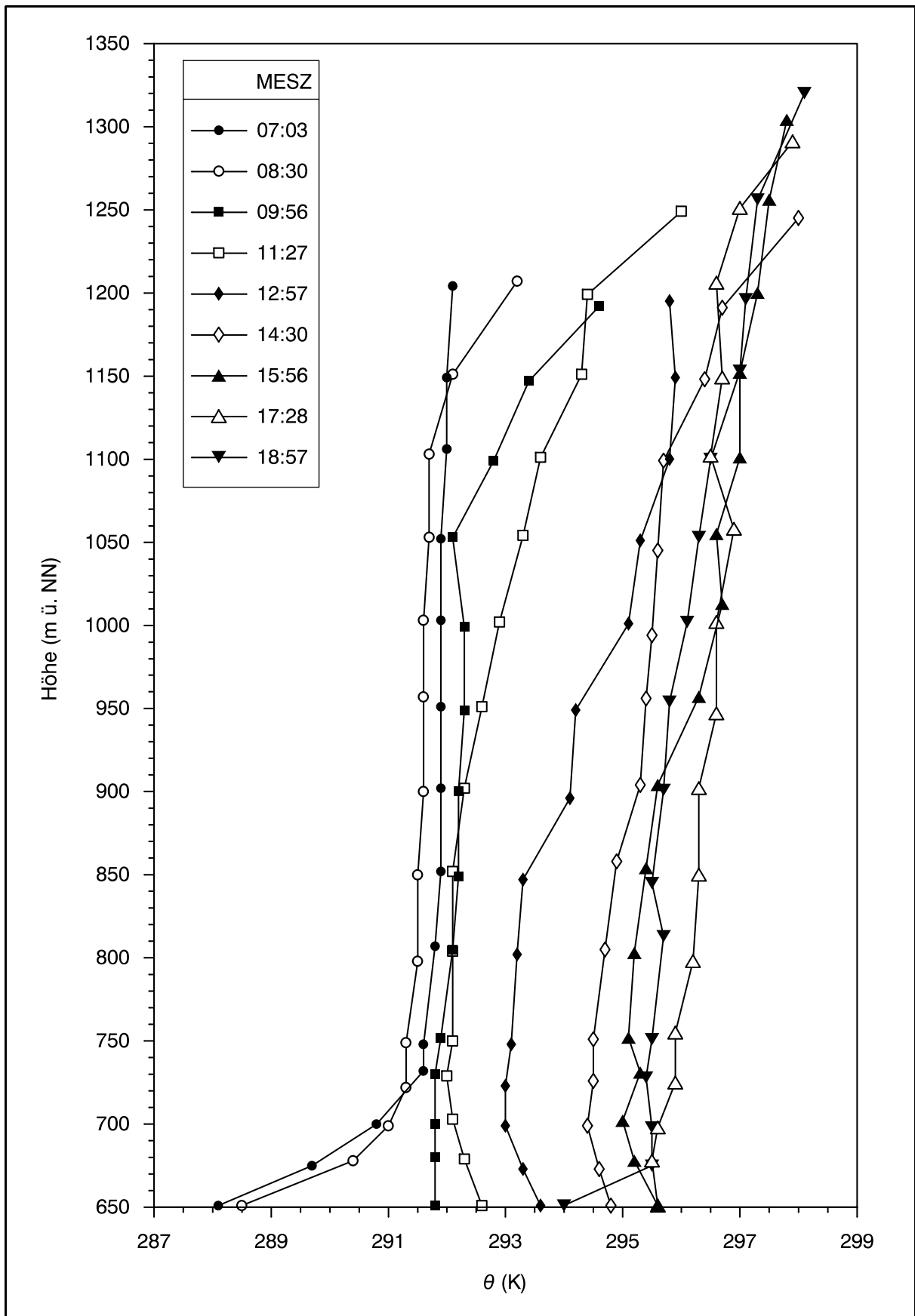


Abbildung 19: Fesselballonmessungen der potentiellen Temperatur an der Station Brandmatt am 16.09.92.

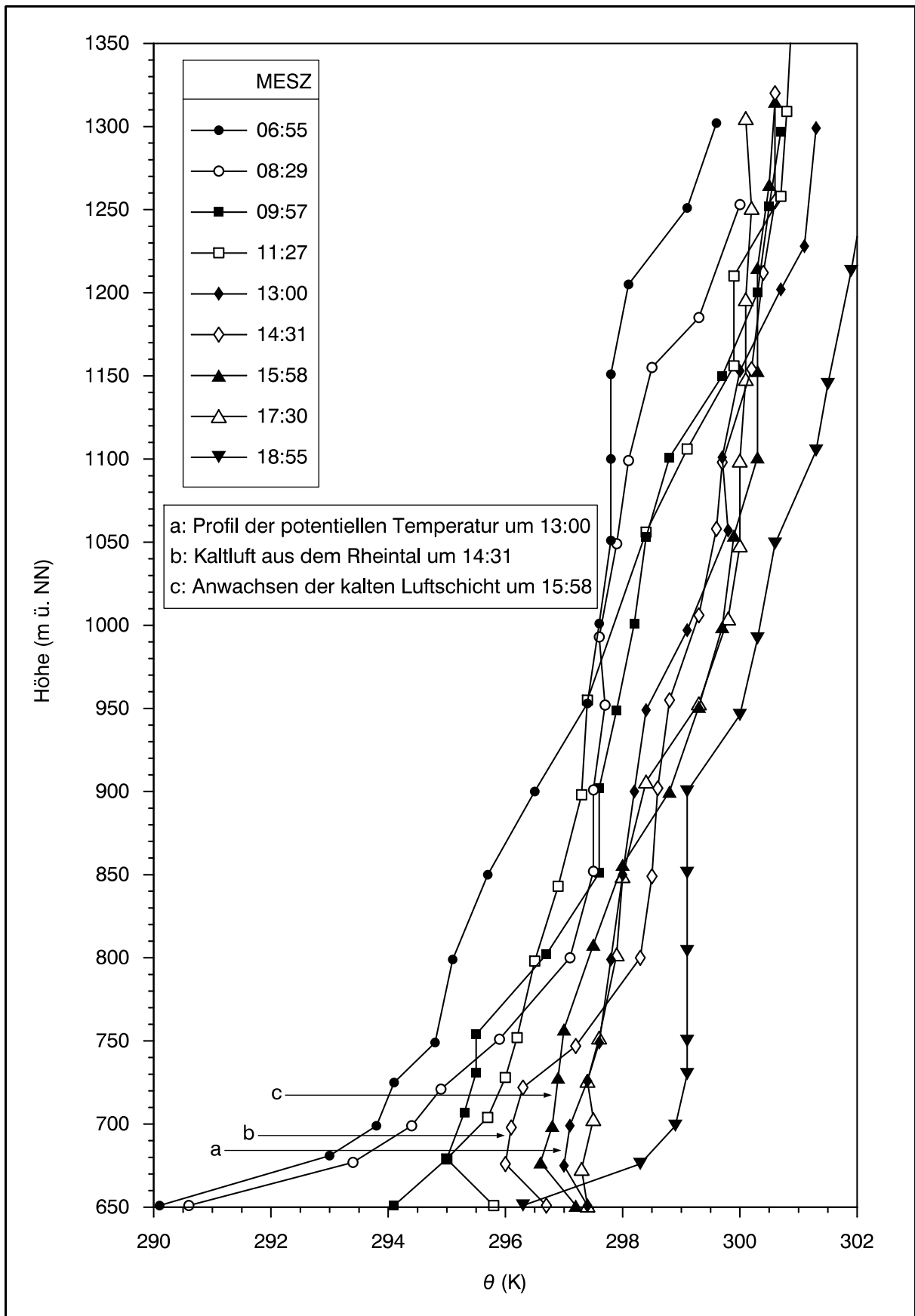


Abbildung 20: Fesselballonmessungen der potentiellen Temperatur an der Station Brandmatt am 17.09.92.

4.2.3 Konzept des effektiven turbulenten Wärmestroms

Da die expliziten Advektionsterme in den Gleichungen für das Grenzschichtwachstum von Deardorff (Gl. 8) nur durch großen experimentellen Einsatz bestimmbar sind, besteht Bedarf an einer einfacheren Parametrisierung des in Abschnitt 4.2.1 beschriebenen Phänomens dünner Grenzschichten über Berggipfeln, die die Advektionsprozesse implizit enthält. Eine solche Beschreibung sollte leichter meßbare Größen und, wegen der Übertragbarkeit auf andere Gebiete, die wichtigsten Orographieparameter wie Berghöhe und -breite und Geländeneigung enthalten. Zu diesem Zwecke wurde in der Arbeit von de Wekker (1995) das Konzept des effektiven Wärmestroms entwickelt. Die Grundidee basiert auf der Tatsache, daß das Gebiet des Bergrückens nur eine kleine Fläche einnimmt und daher unter der Annahme, daß der turbulente Wärmestrom überall vom Boden aus mit der Höhe abnimmt, der Horizontalwind auch einen niedrigeren turbulenten Wärmestrom zum Gipfel transportiert. Dies führt somit dort zu einem effektiven Wärmestrom, der niedriger ist als der auf dem Bergrücken direkt gemessene. Um zu bestimmen, wie stark der gemessene turbulente Wärmestrom reduziert werden müßte, um das beobachtete Wachstum der Grenzschicht richtig vorherzusagen, wurde unter Verwendung von Gleichung 1 mit der vereinfachten Parametrisierung

$$w_e = \frac{\overline{w\theta l_0}}{\gamma z_i} \quad (10)$$

und der Annahme $w_{z_i} = 0$ die Formel für das Grenzschichtwachstum invertiert und somit

$$\overline{w\theta l_{0_eff}} = \gamma z_i \frac{\partial z_i}{\partial t} \quad (11)$$

bestimmt. Für $\partial z_i / \partial t$ wurden hierbei die aus den Sodar-Messungen auf der Hornisgrinde gewonnenen Wachstumsraten von z_i eingesetzt. Für das Verhältnis vom effektiven zum beobachteten turbulenten Wärmestrom

$$R = \frac{\overline{w\theta l_{0_eff}}}{\overline{w\theta l_0}} \quad (12)$$

ergab sich im Mittel der Wert $R = 0.15$. R hängt natürlich von vielen Faktoren, wie z.B. der Tageszeit, der Windgeschwindigkeit und -richtung und der horizontalen und vertikalen Skala des Geländes ab. Da die Werte von R jedoch nur für einen einzigen Berg und nur für eine begrenzte Auswahl an Wettersituationen bestimmbar waren, sind zur Bestimmung der oben genannten Abhängigkeiten weitere Messungen über Bergen mit anderen horizontalen und vertikalen Skalen und unter anderen Wetterbedingungen notwendig.

5 Windfelder und Spurengasverteilungen im Gesamtgebiet

5.1 Statistische Betrachtung der Windfelder und Spurengaskonzentrationen

Um den Einfluß der Orographie auf die Transportpfade von Spurengasen in der bodennahen Luftschicht zu untersuchen, wurden Windrosen aus den Bodenstationsdaten für den TRACT-Meßzeitraum berechnet. Durch die Unterscheidung zwischen dem Windfeld am Tage und in der Nacht wird eine Separierung des Windfelds in Höhenströmung, Kanalisierungsphänomene und thermische Windsysteme ermöglicht. Abbildung 21 zeigt beispielhaft die Windrosen von drei Stationen an denen jeweils eine der drei genannten Strömungscharakteristika dominierte. Windrosen über Bergrücken wie der Hornisgrinde im Nordschwarzwald sind oft stark von der Windrichtung der großräumigen Anströmung geprägt und zeigen daher eine tageszeitunabhängige Windrichtungsverteilung mit dem Häufigkeitsmaximum bei Winden aus westlichen Richtungen. Talstationen an denen das Windfeld hauptsächlich durch Kanalisierung geprägt ist wie z.B. an der Station Colmar-Meyenheim im Oberrheintal zeigen tageszeitunabhängige Winde aus den beiden Richtungen entlang der Talachse. Windrosen von Meßstationen, an denen thermische Windsysteme dominieren wie an der Station Freiburg-Ebnet im Dreisamtal des Südschwarzwalds, zeigen hauptsächlich Winde aus jeweils nur einer, jedoch tags und nachts entgegengesetzten Richtungen.

Anhand der Windrosen vieler Stationen läßt sich auch erkennen, wie das Windfeld während der Nacht durch die lokale Orographie, während des Tages jedoch aufgrund der stärkeren vertikalen Durchmischung von orographischen Strukturen der regionalen Skala, geprägt ist. Als Beispiele hierfür sind in Abbildung 22 die Windrosen der Stationen Biel, Ehingen und Sinsheim abgebildet. An der Station Biel im Schweizer Mittelland dominieren nachts Kaltluftabflüsse vom unmittelbar nord- und nordwestlich der Station gelegenen Jura die Windrichtungshäufigkeitsverteilung, während tagsüber hauptsächlich Winde parallel zum sich von Südwest nach Nordost erstreckenden Schweizer Mittelland gemessen wurden. In analoger Weise zeigen sich an der auf der Südostseite der Schwäbischen Alb gelegenen Station Ehingen nachts Bergwinde aus nördlicher Richtung und tagsüber eine Kanalisierung der Strömung entlang des von Südwest nach Nordost verlaufenden Donautals. An der Station Sinsheim im Kraichgau strömt die Luft nachts von Südost nach Nordwest oder umgekehrt und folgt somit dem Elsenzthal, dessen Talsohle nur ca. 150 m tiefer liegt als die umgebenden Hügelkuppen. Während der Tagstunden hingegen herrschen Winde aus West-Südwest und Ost-Nordost vor. Aufgrund der stärkeren vertikalen Durchmischung folgt also die Strömung tagsüber dem regionalskaligen Geländeeinschnitt, der durch den Kraichgau zwischen Odenwald und Nordschwarzwald gebildet wird.

Die Abbildungen 23 und 24 zeigen die Windrosen der Bodenstationen im Gesamtgebiet getrennt für die Nacht- und Tagstunden. Windrosen die hauptsächlich durch Kanalisierung geprägt sind finden sich z.B. an Stationen in der Burgundischen Pforte zwischen Jura

und Vogesen, im Oberrheingraben oder im Schweizer Mittelland. Meßstationen, an denen thermische Windsysteme dominieren gibt es an den Hängen und in den Seitentälern der meisten Gebirgszüge und an den größeren Binnengewässern wie dem Bodensee. Desweiteren ist zu erkennen, daß das nächtliche Windfeld durch die Kaltluftabflüsse an Hängen stark von der lokalen Orographie geprägt ist. Im Gegensatz hierzu treten während der Tagstunden Windsysteme der regionalen Skala in den Tälern zwischen den Mittelgebirgen in den Vordergrund. Insbesondere der Luftmassenaustausch zwischen dem südlichen Oberrheingraben und der Region Heilbronn/Stuttgart bis hin zur Schwäbischen Alb kommt deutlich zum Ausdruck. Diesen regionalen Luftströmungen sind thermisch induzierte Zirkulationssysteme an den Berghängen und in den Seitentälern der Gebirge überlagert, die zu einem Luftmassenaustausch zwischen den dicht besiedelten Tälern mit hohen Emissionen und den ländlichen Bergregionen führen.

In den Abbildungen 25 - 28 sind die Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von NO_2 und O_3 während der Nacht- und Tagstunden dargestellt. Die äußeren Radien der Konzentrationskreise entsprechen jeweils 100 % und sind in 3 Konzentrationsklassen unterteilt. Die insgesamt nur in geringer Anzahl vorhandenen Reinluftstationen liegen vor allem in den größeren Höhen der Gebirge. Als Beispiele können die Stationen in den Höhenlagen des Hunsrück, der Vogesen oder des Schwarzwalds genannt werden. Die Reinluftstationen sind durch niedrige NO_2 - und hohe O_3 -Konzentrationen sowohl am Tage als auch in der Nacht gekennzeichnet. Hohe NO_2 -Konzentrationen in der Nacht und am Tage verbunden mit niedrigen O_3 -Konzentrationen in der Nacht und hohen O_3 -Konzentrationen am Tage weisen hingegen Stationen in belasteten Gebieten - vorwiegend Talstationen - aus. Dort wird O_3 in der Nacht durch trockene Deposition und Reaktion mit sich anreicherndem NO weitestgehend zerstört, was zu einem NO_2 Anstieg führt, während am Tage photochemische Produktion und die vertikale Durchmischung die höheren O_3 -Werte mitverursacht. Beispiele belasteter Regionen sind die Gebiete um Mannheim, Stuttgart, Strasbourg oder Basel. Die Konzentrationsfelder von NO_2 verdeutlichen, daß durch die aufgezeigten Windverhältnisse am Tage - mit dem Umströmen des Nordschwarzwalds - Regionen mit hohen Emissionen miteinander verbunden werden.

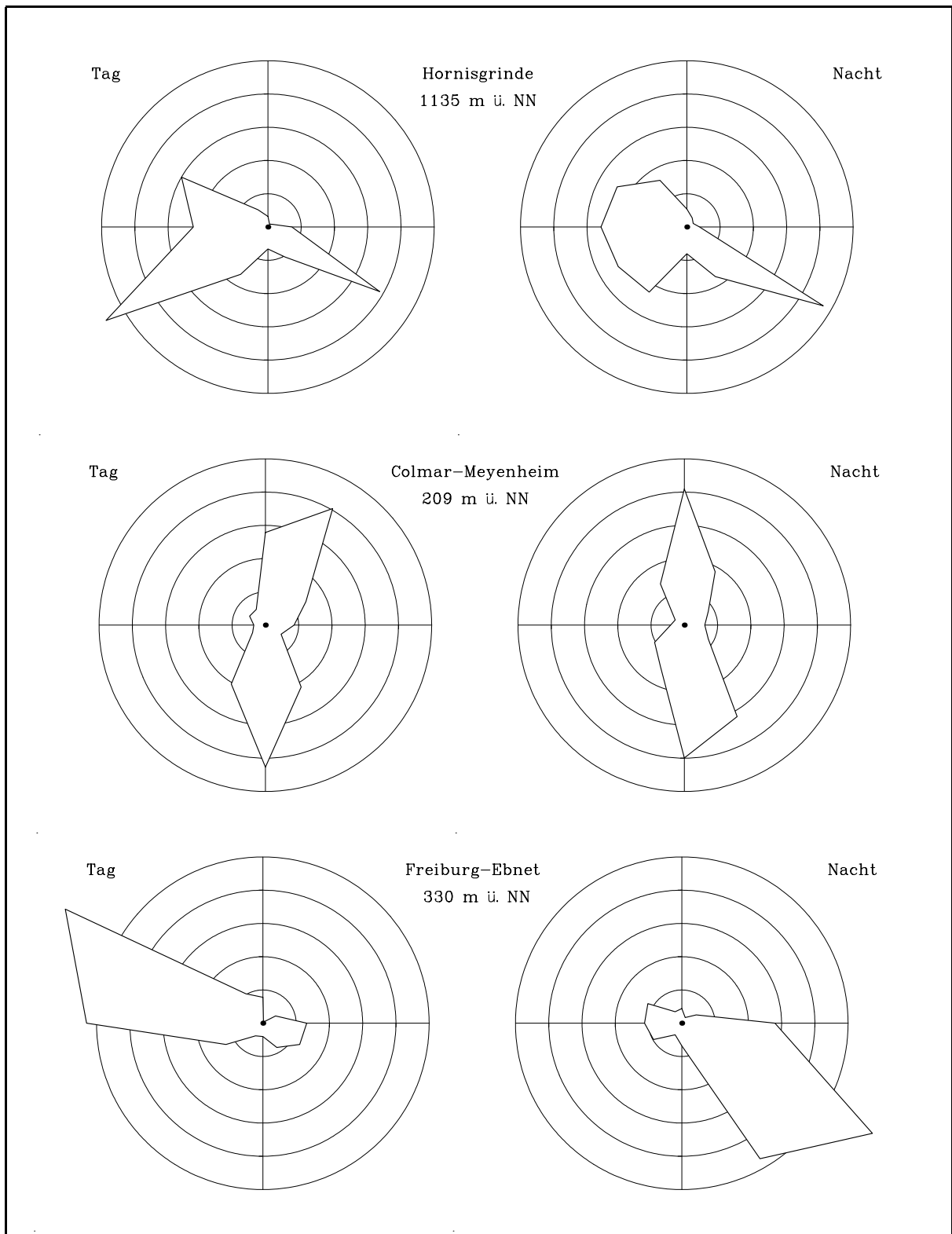


Abbildung 21: Windrichtungshäufigkeiten an den Stationen Hornisgrinde, Colmar-Meyenheim und Freiburg-Ebnet während des TRACT-Experiments vom 7.-23.09.1992. Die Windrosen wurden für 12 Sektoren aus 0.5 bzw. 1 Stundenmittelwerten berechnet. Die Häufigkeitskreise entsprechen von innen nach außen 5, 10, 15, 20 und 25 %. Kalmen sind gleichmäßig auf alle 12 Sektoren verteilt. Die Lage der Stationen im TRACT-Gebiet ist in Abbildung 2 eingezeichnet.

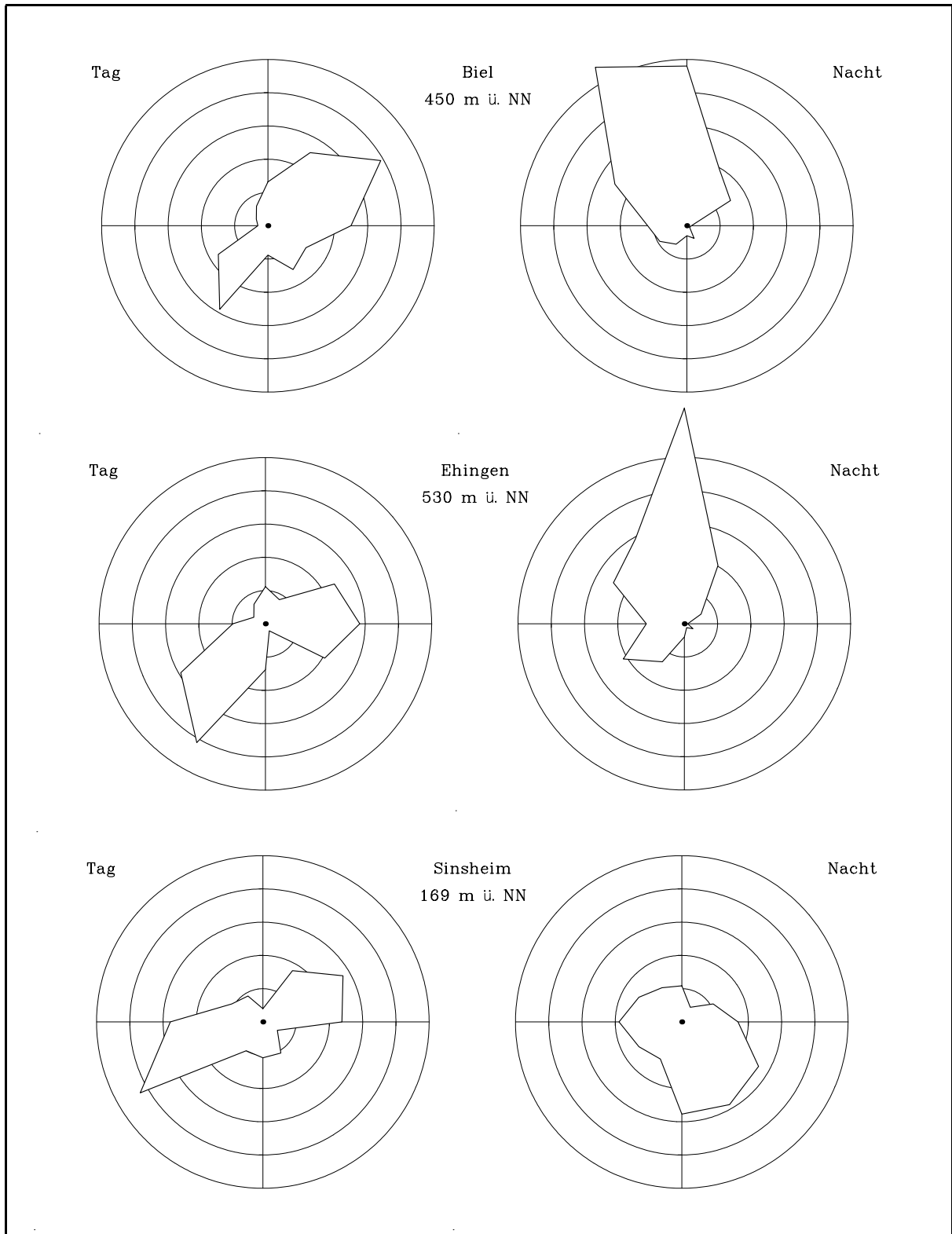


Abbildung 22: Windrichtungshäufigkeiten an den Stationen Biel, Ehingen und Sinsheim während des TRACT-Experiments vom 7.-23.09.1992. Die Lage der Stationen im TRACT-Gebiet ist in Abbildung 2 eingezeichnet. Sonst wie Abbildung 21.

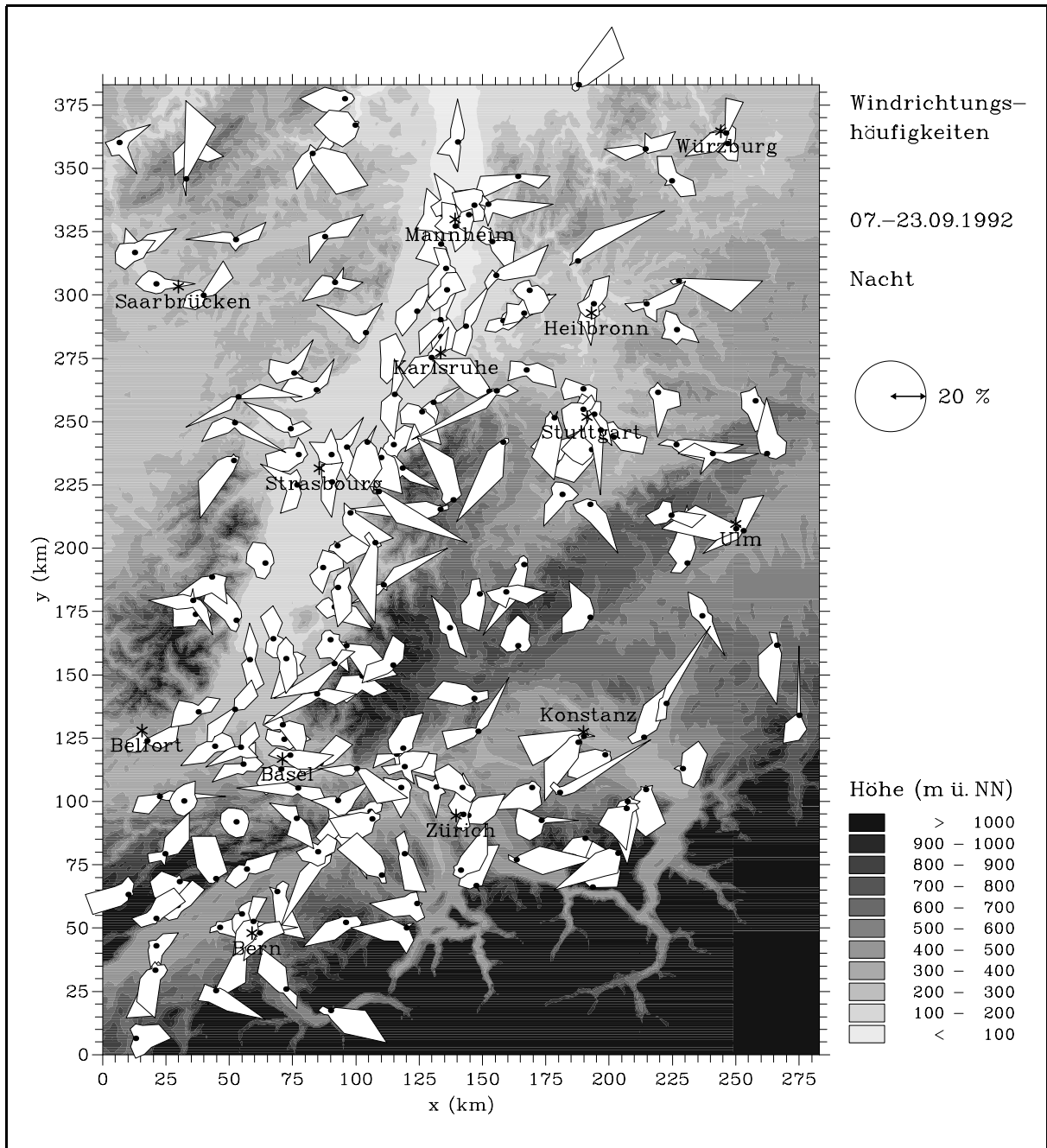


Abbildung 23: Windrichtungshäufigkeitsverteilungen während der Nachtstunden des TRACT-Experiments vom 7.-23.09.1992. Die Windrosen wurden für 12 Sektoren aus 0.5 bzw. 1 Stundenmittelwerten berechnet. Die Häufigkeit je Windrichtungssektor ist jeweils durch den radialen Abstand der Windrosenumrandung vom durch einen schwarzen Punkt gekennzeichneten Stationsort gegeben. Kalmen sind gleichmäßig auf alle 12 Sektoren verteilt.

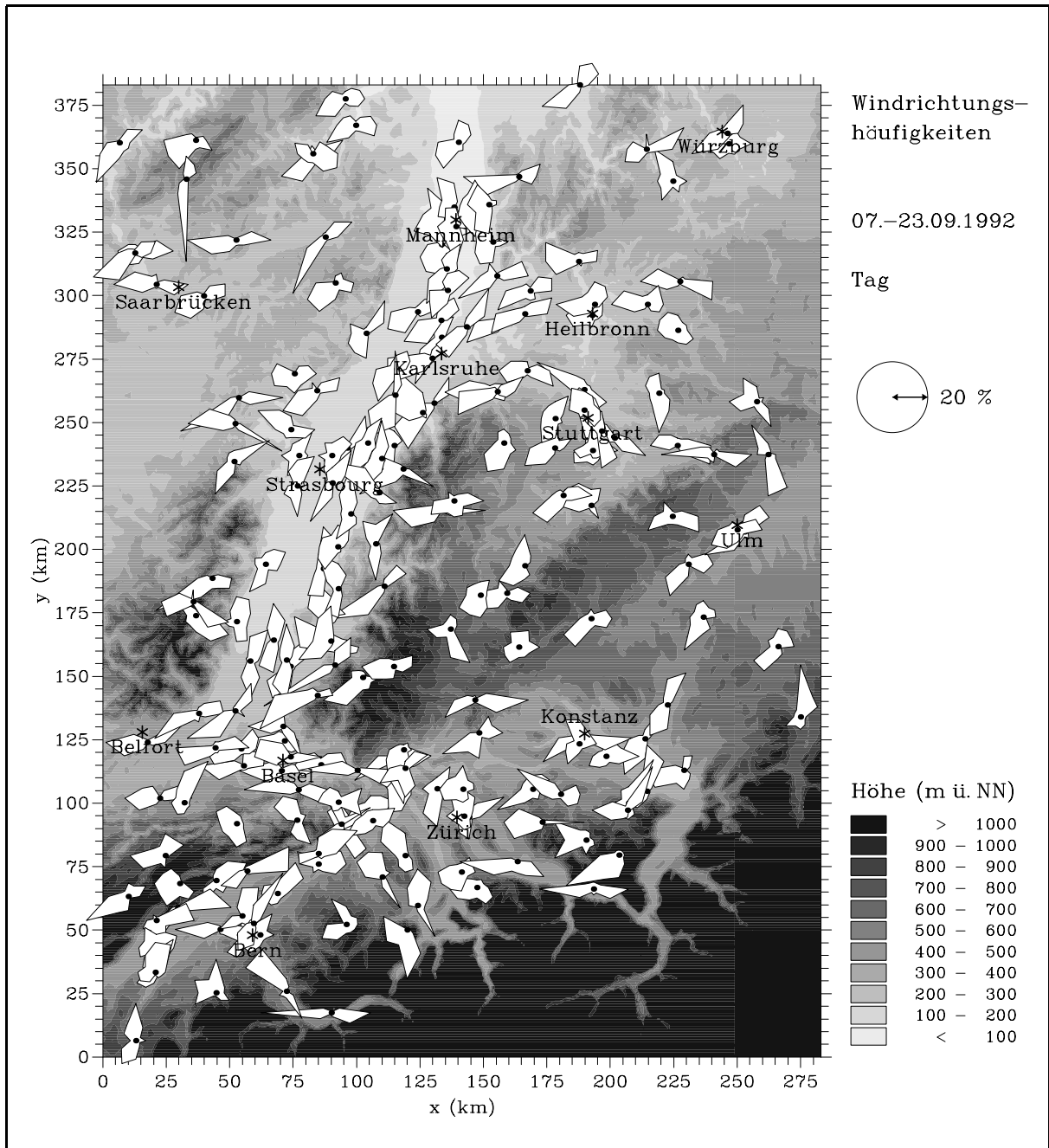


Abbildung 24: Windrichtungshäufigkeitsverteilungen während der Tagstunden des TRACT-Experiments vom 7.-23.09.1992. Sonst wie Abb. 23.

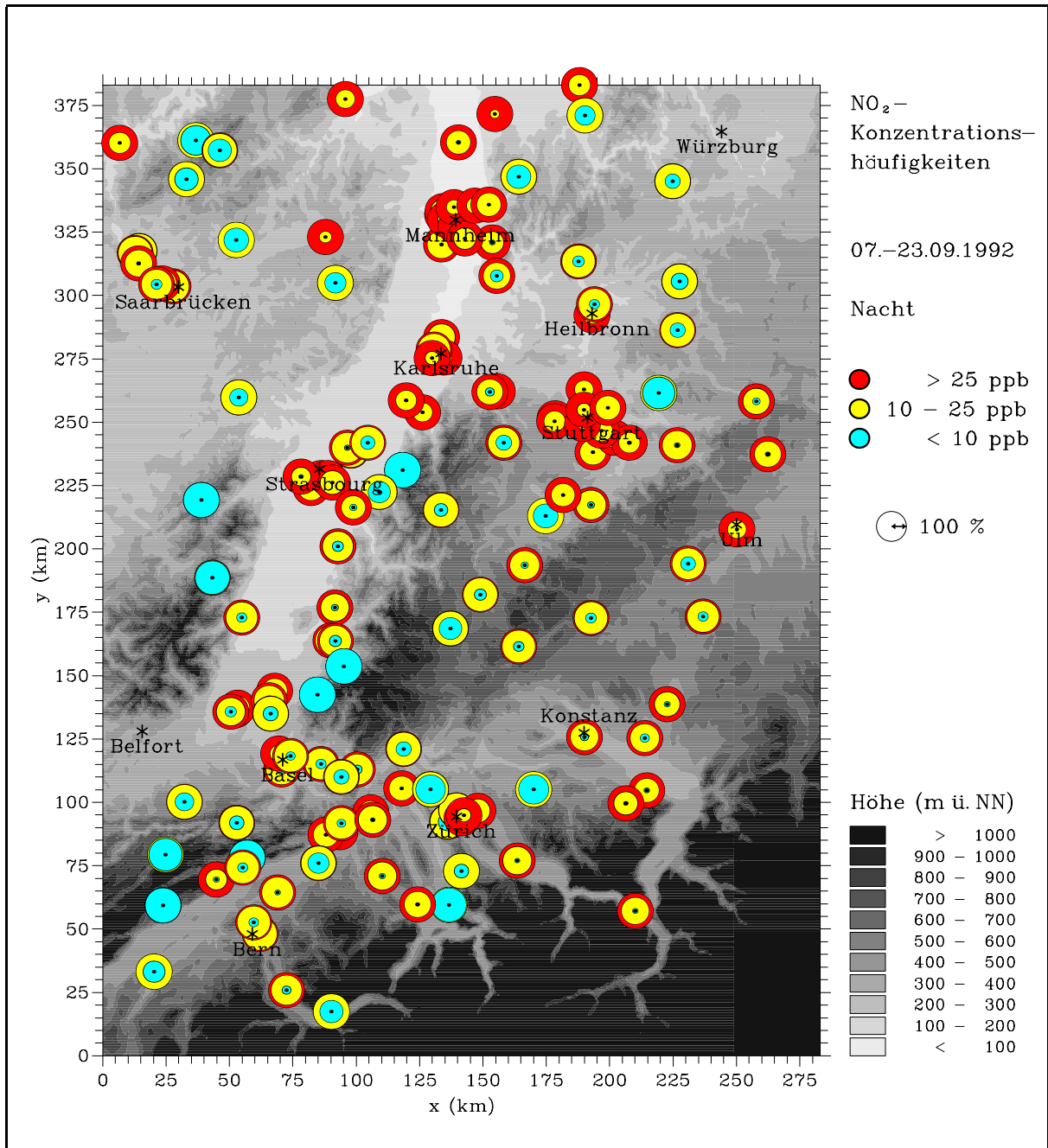


Abbildung 25: Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von NO₂ während der Nachtstunden des TRACT-Experiments vom 7.-23.09.1992. Die äußeren Radien der Konzentrationskreise entsprechen jeweils 100 % und sind in drei Konzentrationsklassen unterteilt. Der Stationsort ist durch einen schwarzen Punkt in der Mitte der Konzentrationskreise gekennzeichnet. Die Verteilungen wurden aus 0.5 bzw. 1 Stundenmittelwerten berechnet.

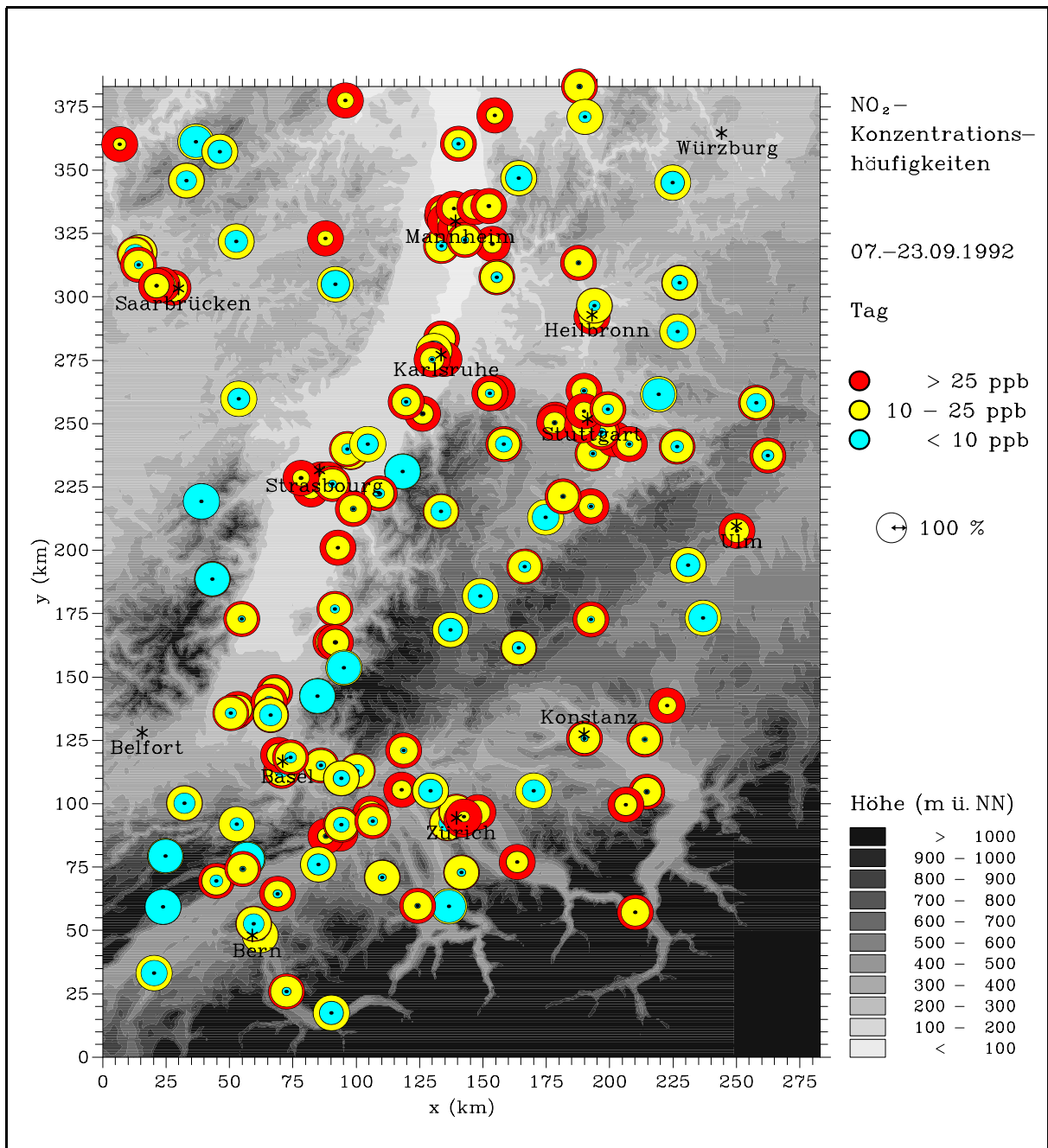


Abbildung 26: Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von NO₂ während der Tagstunden des TRACT-Experiments vom 7.-23.09.1992. Sonst wie Abb. 25.

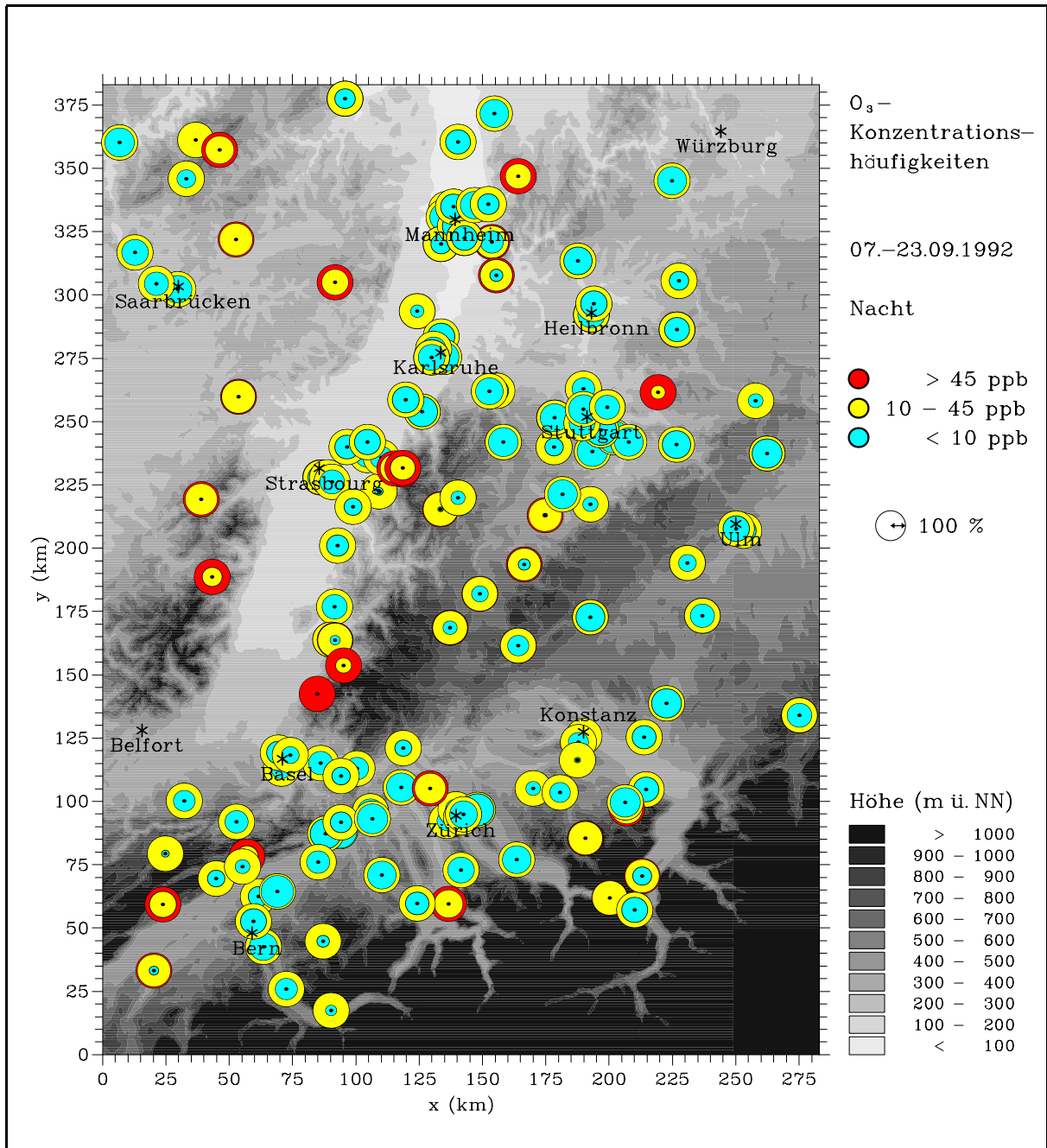


Abbildung 27: Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von O₃ während der Nachtstunden des TRACT-Experiments vom 7.-23.09.1992. Sonst wie Abb. 25.

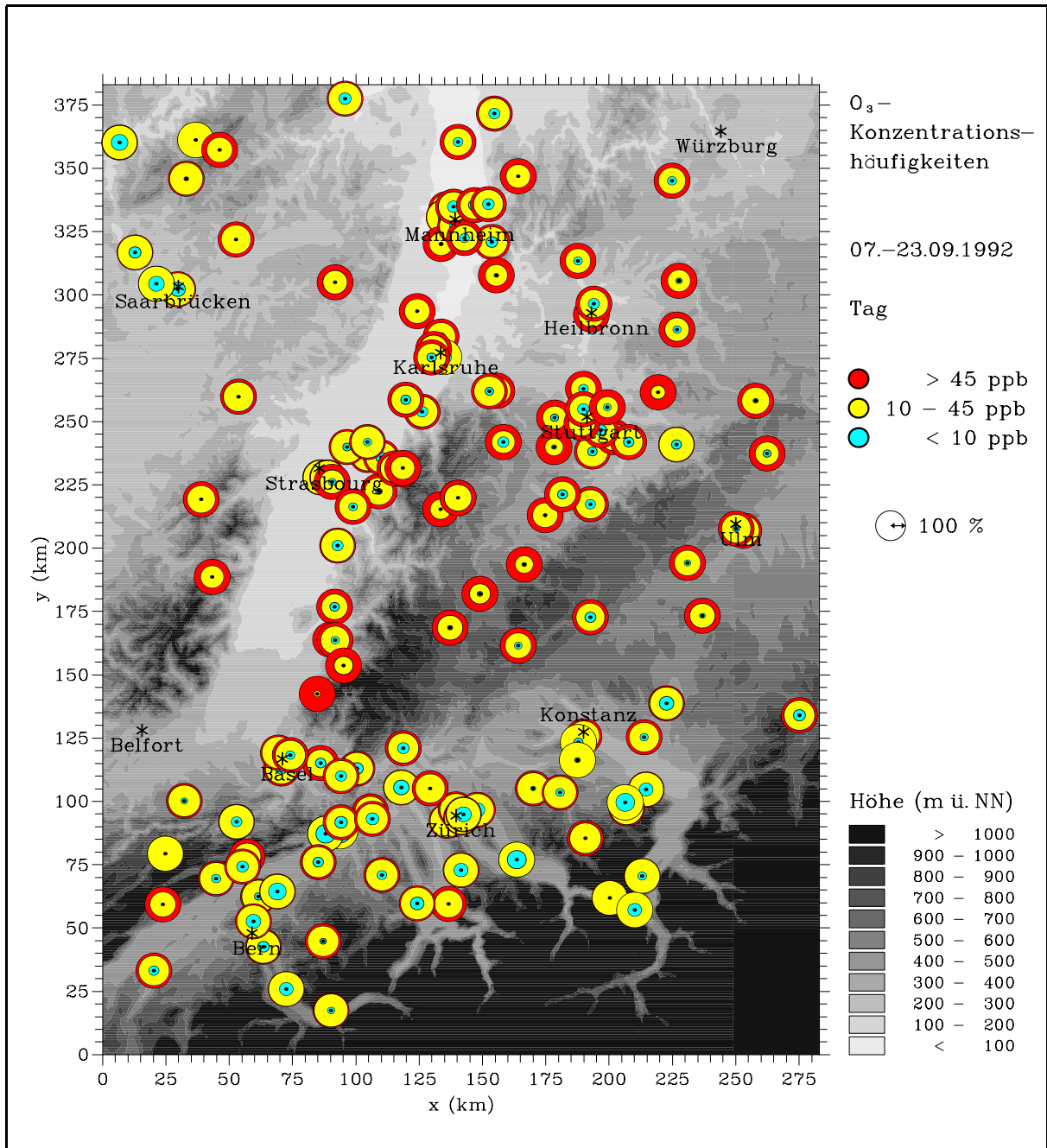


Abbildung 28: Konzentrationshäufigkeitsverteilungen von O₃ während der Tagstunden des TRACT-Experiments vom 7.-23.09.1992. Sonst wie Abb. 25.

5.2 Analyse aus der Kombination von Boden- und Flugzeugdaten

Zur Bestimmung des Transports und der Verteilung von Luftschadstoffen über orographisch gegliedertem Gelände sind kombinierte Informationen aus Bodenmessungen und auch aus luftgestützten Messungen notwendig. Die nachfolgenden Analysen beinhalten Daten sowohl meteorologischer als auch chemischer Bodenmeßdaten kombiniert mit den Flugzeugmessungen, die in konstanter Höhe über Grund erfolgten (vgl. Abschnitt 3.3.3). Es sind Fallstudien zu den im vorherigen Abschnitt anhand der Daten der Bodenstationen aufgezeigten mittleren Strömungsverhältnissen und Konzentrationsverteilungen im Untersuchungszeitraum. Im allgemeinen sind die Bodenmeßdaten sehr stark von lokalen Quellen beeinflusst, während die Flugzeugmessungen für einen größeren Bereich als repräsentativ erachtet werden können.

Das Strömungsmuster in der unteren Atmosphäre ergibt sich aus einer komplexen Überlagerung des synoptischen Windfelds mit orographisch induzierten Windsystemen. Die Abbildungen 29-31 zeigen die bodennahen Windverhältnisse und O_3 -Konzentrationsverteilungen im Untersuchungsgebiet an 3 Intensivmeßtagen bei jeweils unterschiedlicher Anströmung. Topographisch induzierte Strömungskanalisation, Strömungsaufteilung und Strömungskonvergenzen bzw. -divergenzen beeinflussen die Transportpfade der Spurenstoffe und bestimmen die Dispersion der Abluffahnen von Städten und Industrieregionen wie z.B. von Basel und Mannheim. Das dichte Meßnetz belegt Konturen im Strömungsfeld, wie sie von Fiedler et al. (1987) für unterschiedliche Anströmrichtungen simuliert wurden. Die Kanalisation der Strömung in den großen Tälern zwischen den Mittelgebirgen, wie z.B. dem Oberrheintal, der Burgundischen Pforte und dem Schweizer Mittelland kommt dabei deutlich zum Ausdruck. Das bodennahe Windfeld zeigt den bereits bei der statistischen Analyse des Windfelds aufgezeigten Luftmassenaustausch zwischen den stark belasteten Regionen des Oberrheintals und der Region Heilbronn/Stuttgart in Abhängigkeit von den Anströmungsverhältnissen. Bei südwestlicher bzw. nordwestlicher Anströmung, wie sie am 11.09. bzw. 16.09. gegeben war (Abb. 29 und 30), ist ein Eindrehen der bodennahen Strömung vom Oberrheintal in den Kraichgau zu beobachten. Bei einer südöstlichen Anströmung in den unteren Luftschichten am 21.09. verzweigt die Strömung aus dem Kraichgau in das Oberrheintal in nördliche und südliche Richtung (Abb. 31). Eine starke Strömungsbeschleunigung bei östlicher Anströmung ist in der Rheintalverengung zwischen dem Jura und dem Südschwarzwald zu beobachten.

Thermisch induzierte Zirkulationssysteme an Berghängen und in den Seitentälern größerer Gebirgszüge führen zu einem Transport von den im allgemeinen dicht besiedelten Tälern, mit hohen Emissionen, zu den ländlich geprägten Bergregionen. Dies kann auch einen Luftmassenaustausch zwischen den einzelnen Tälern bewirken (Lightman und Marsh, 1994). Auch ein Transport der Spurengase bis in größere Höhen wird dadurch bewerkstelligt (vgl. Abschnitt 5.3). Durch unterschiedliche Landnutzungsarten werden ebenfalls Sekundärzirkulationen ausgelöst. Diese sind am Bodensee zu erkennen, wo am Tage durch den Seewind ein divergentes Strömungsfeld erzeugt wird, was sich maßgeblich auf die Grenzschichtentwicklung in diesem Gebiet auswirkt (vgl. Abschnitt 4.1).

Die Flugzeugmessungen am Nachmittag (Abb. 30 und 31) zeigen, aufgrund einer besseren Durchmischung innerhalb der konvektiven Grenzschicht zu diesem Zeitpunkt, im allgemeinen eine geringere Streuung der O_3 -Konzentrationen als bei dem Flug am Mittag (Abb. 29). Der zu diesem früheren Zeitpunkt noch geringere photochemische Aufbau von O_3 am 11.09. ist ein Grund für die größeren Unterschiede zwischen den Bodenwerten und den Flugzeugmessungen im südlichen Teil des Meßgebiets. Hauptsächlich sind jedoch die Differenzen darin begründet, daß die Flugzeugmessungen in diesem Gebiet mit O_3 Werten von > 60 ppb in einer höheren Schicht (mit höheren O_3 -Konzentrationen) erfolgten, und zu diesem Zeitpunkt noch eine stärkere Entkopplung zwischen Boden- und Höhenwerten bestand. Die niedrigen O_3 -Werte am 16.09. im nördlichen Teil sind auf die reduzierte Einstrahlung, bedingt durch Stratocumulusbewölkung in Zusammenhang mit der bereits angesprochenen schwach ausgeprägten Kaltfront, zurückzuführen. Am 21.09. (Abb. 31), an dem bei niedrigen Windgeschwindigkeiten im Lee des Schwarzwalds sich der in den Frühstunden gebildete Nebel am längsten hielt, weisen die O_3 -Konzentrationen dort noch in den Mittagsstunden geringere Werte auf, als in den benachbarten Regionen (vgl. Abschnitt 5.4).

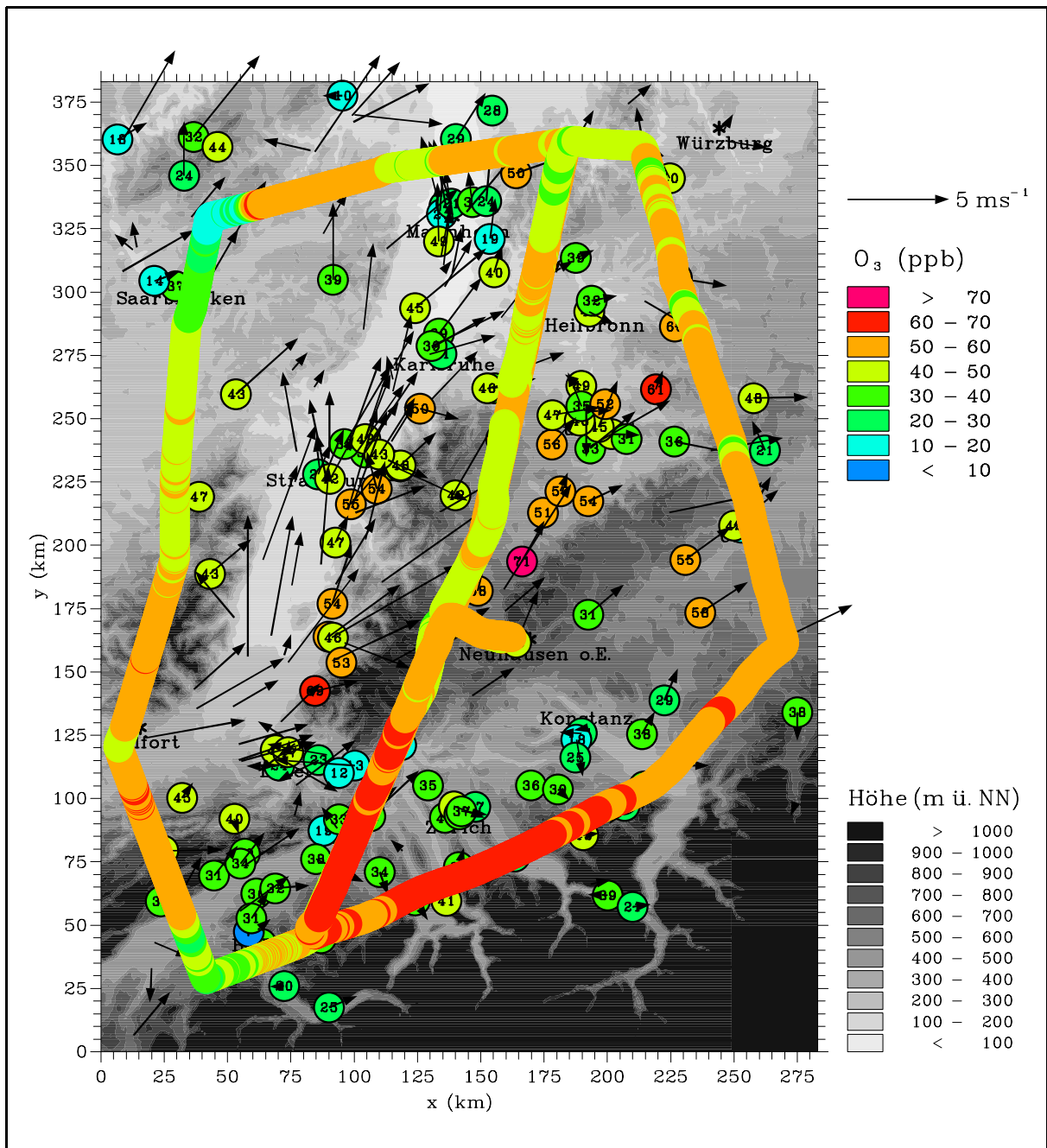


Abbildung 29: O_3 -Konzentrationen aus Boden- und Flugzeugmessungen sowie bodennahe Windfeld bei südwestlichen Strömungsverhältnissen am 11.09.92. Die Windgeschwindigkeiten in der Mischungsschicht lagen bei $5\text{--}8 \text{ m s}^{-1}$. Die Bodenmessungen sind 0.5 bzw. 1 Stundenmittelwerte von 13:00 MESZ. Die Flugzeugmessungen erfolgten im Zeitraum von 10:22–13:25 MESZ und stellen 5 s Mittel dar.

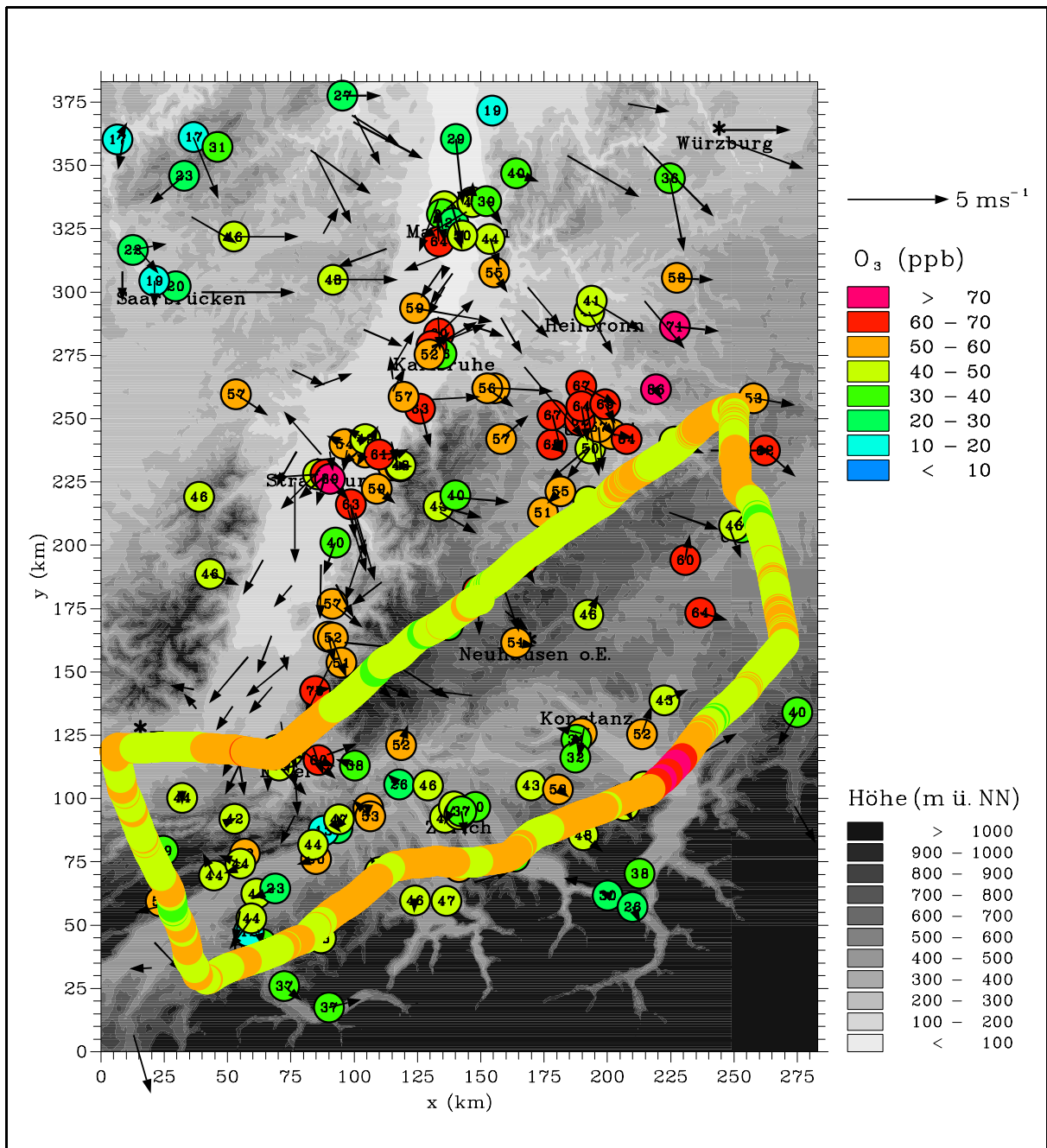


Abbildung 30: O₃-Konzentrationen aus Boden- und Flugzeugmessungen sowie boden-nahes Windfeld bei nordwestlichen Strömungsverhältnissen am 16.09.92. Die Windgeschwindigkeiten in der Mischungsschicht lagen bei 2-5 ms⁻¹. Die Bodenmessungen sind 0.5 bzw. 1 Stundenmittelwerte von 16:00 MESZ. Die Flugzeugmessungen erfolgten im Zeitraum von 13:27-16:08 MESZ und stellen 5 s Mittel dar.

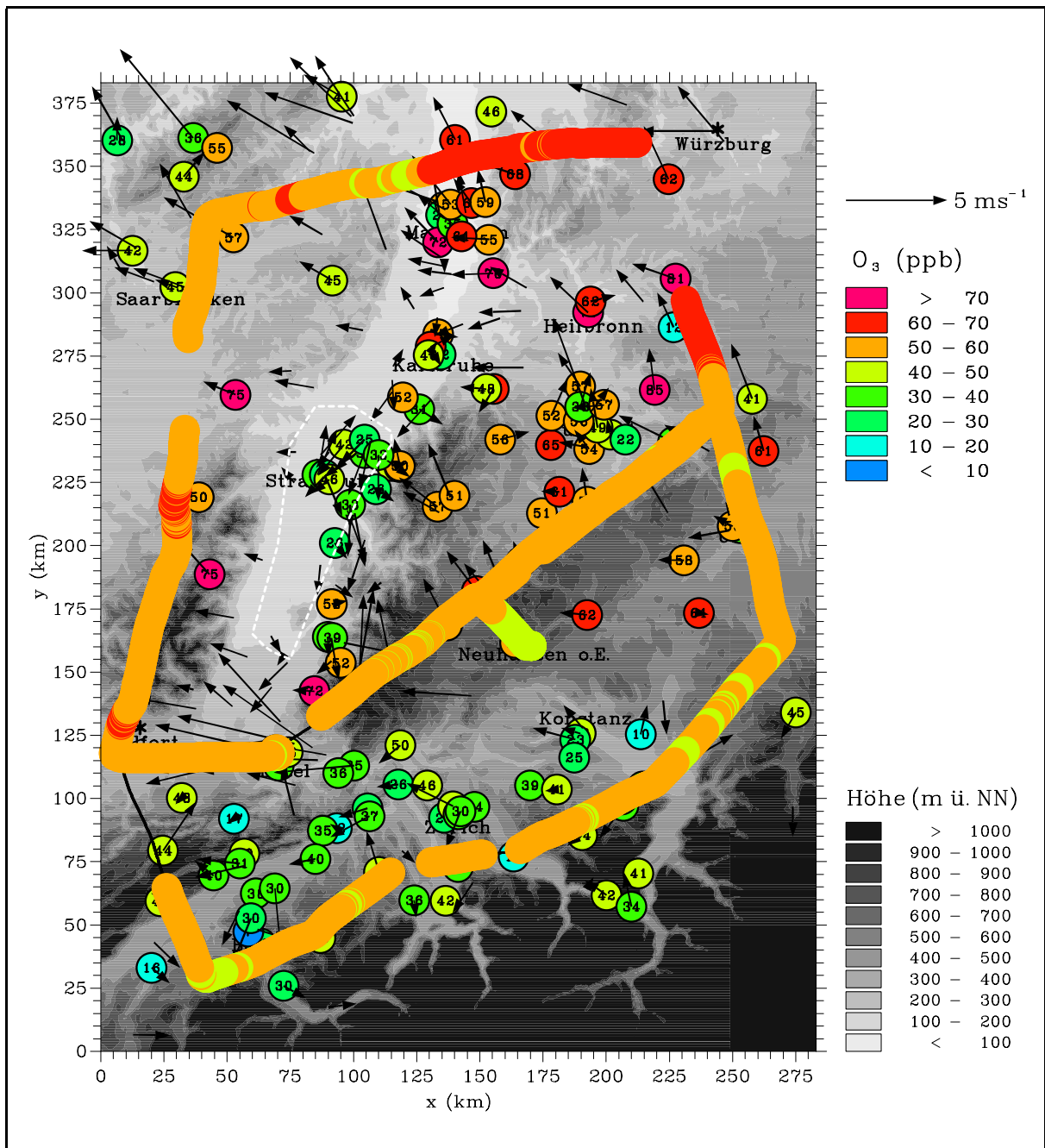


Abbildung 31: O_3 -Konzentrationen aus Boden- und Flugzeugmessungen sowie bodennahe Windfeld bei südöstlichen Strömungsverhältnissen unterhalb ca. 1500 m ü. NN bzw. südwestlichen Winden oberhalb ca. 1500 m ü. NN am 21.09.92. Die Windgeschwindigkeiten in der Mischungsschicht lagen bei $3\text{--}6 \text{ ms}^{-1}$. Die Bodenmessungen sind 0.5 bzw. 1 Stundenmittelwerte von 16:00 MESZ. Die Flugzeugmessungen erfolgten im Zeitraum von 14:04–16:59 MESZ und stellen 5 s Mittel dar. Die gestrichelte Linie zeigt die Nebelverteilung um 11:00 MESZ.

5.3 Vertikale Verteilung der Spurengase

Wie entscheidend die räumliche Variation der Mischungsschichthöhe für den Vertikalaustausch der Spurengase ist, kann den Abbildungen 32 und 33 entnommen werden, die das räumliche Verhalten der spezifischen Feuchte, von NO_2 und von O_3 zeigen.

Am Nachmittag des 16.09.92 war ein nahezu geländefolgender Grenzschichtverlauf zu beobachten (Abb. 32). Bei genauerer Betrachtung sind jedoch lokalspezifische Unterschiede zu erkennen (vgl. Abschnitt 4). Über einigen Bergkämmen, wie z.B. dem Schwarzwald, war die Grenzschicht wesentlich dünner als in deren Umgebung, während über anderen Berggipfeln dieses Phänomen nicht beobachtet wurde. Über dem Jura war durch die senkrechte Anströmung eine Versetzung der Grenzschicht zur Leeseite zu beobachten (in der Abbildung nach links), was sich auch in den Konzentrationsfeldern der spezifischen Feuchte und von NO_2 erkennen läßt. Diese bis in Höhen von 1800 m ü. NN reichenden NO_2 - und O_3 -Fahnen waren über allen größeren Bergrücken vorhanden. Durch die über den Bergkämmen höher reichende Mischungsschicht erfolgte somit, unter Beteiligung thermisch induzierter Hangaufwinde, ein Vertikaltransport von Spurengasen in wesentlich größere Höhen über NN als im Vergleich zu den Tallagen.

Das O_3 -Konzentrationsfeld zeigte am 16.09. höhere Konzentrationen in der Grenzschicht und in Höhen über 1500 m, getrennt durch eine Schicht mit niedrigeren Konzentrationen. Über den größeren Bergkämmen wurden, durch die höher reichende Mischungsschicht, diese beiden Schichten miteinander verbunden.

Der Grenzschichtverlauf am Nachmittag des 21.09.92 zeigte ein ähnliches Bild wie die Messungen vom 16.09. Auch hier war eine große räumliche Variabilität in dem stark strukturierten Gelände zu beobachten. Eng korreliert mit dem Grenzschichtverlauf zeigte sich wiederum die Spurengasverteilung. Über den größeren Bergkämmen war der Vertikaltransport der Spurengase, bedingt durch die höher reichende Grenzschichtinversion, wiederum begünstigt. Im Gegensatz dazu ist eine sehr niedrige Grenzschichtdicke, mit folglich nur geringen Vertikaltransport von Spurengasen wiederum über dem Bodensee zu beobachten. Die höchste Grenzschichtdicke stellte sich erneut östlich des Schwarzwalds ein, was in der Konzentrationsfeldern der spezifischen Feuchte und von NO nachzuvollziehen ist.

Im Gegensatz zum 16.09. lagen allerdings die O_3 -Werte am 21.09. in der Grenzschicht generell niedriger als in der freien Atmosphäre.

Der stark durch die Orographie beeinflusste Grenzschichtverlauf hat also auch einen entscheidenden Einfluß auf die Verteilung der Spurengase. Bei der Ausbildung der nächtlichen Grenzschicht und einem teilweisen Ausmischen der Spurengase in die freie Atmosphäre wird dadurch der Ferntransport der Spurengase begünstigt.

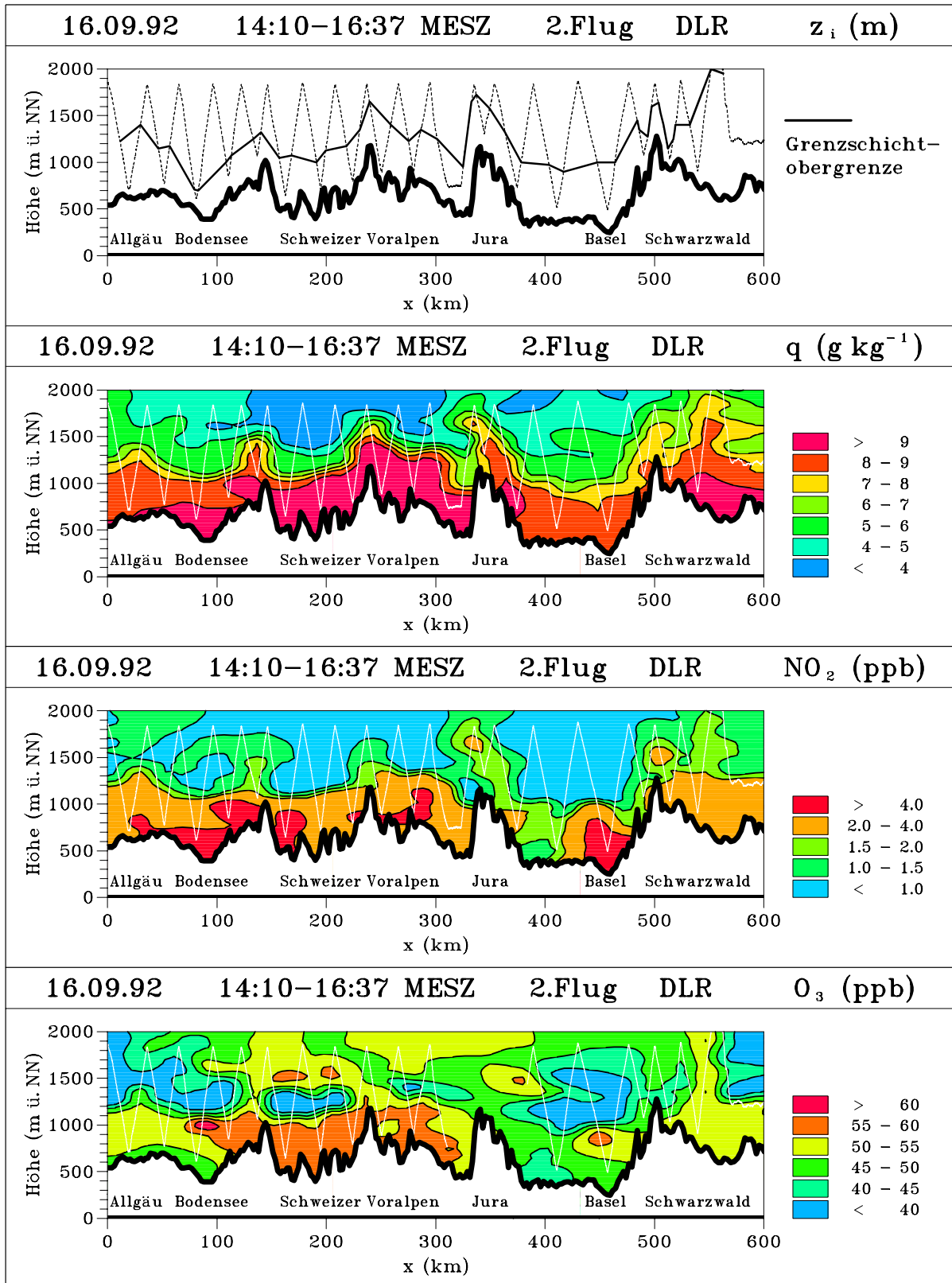


Abbildung 32: Grenzschichtverlauf und interpolierte Felder der spezifischen Feuchte q , von NO_2 und O_3 am Nachmittag des 16.09.92 im südlichen Teil des Meßgebiets. Den X-Z-Schnitten liegen die Messungen des Delphin-Flugmusters (schwarze bzw. weiße Zick-Zack-Linien) in der Südbox zugrunde.

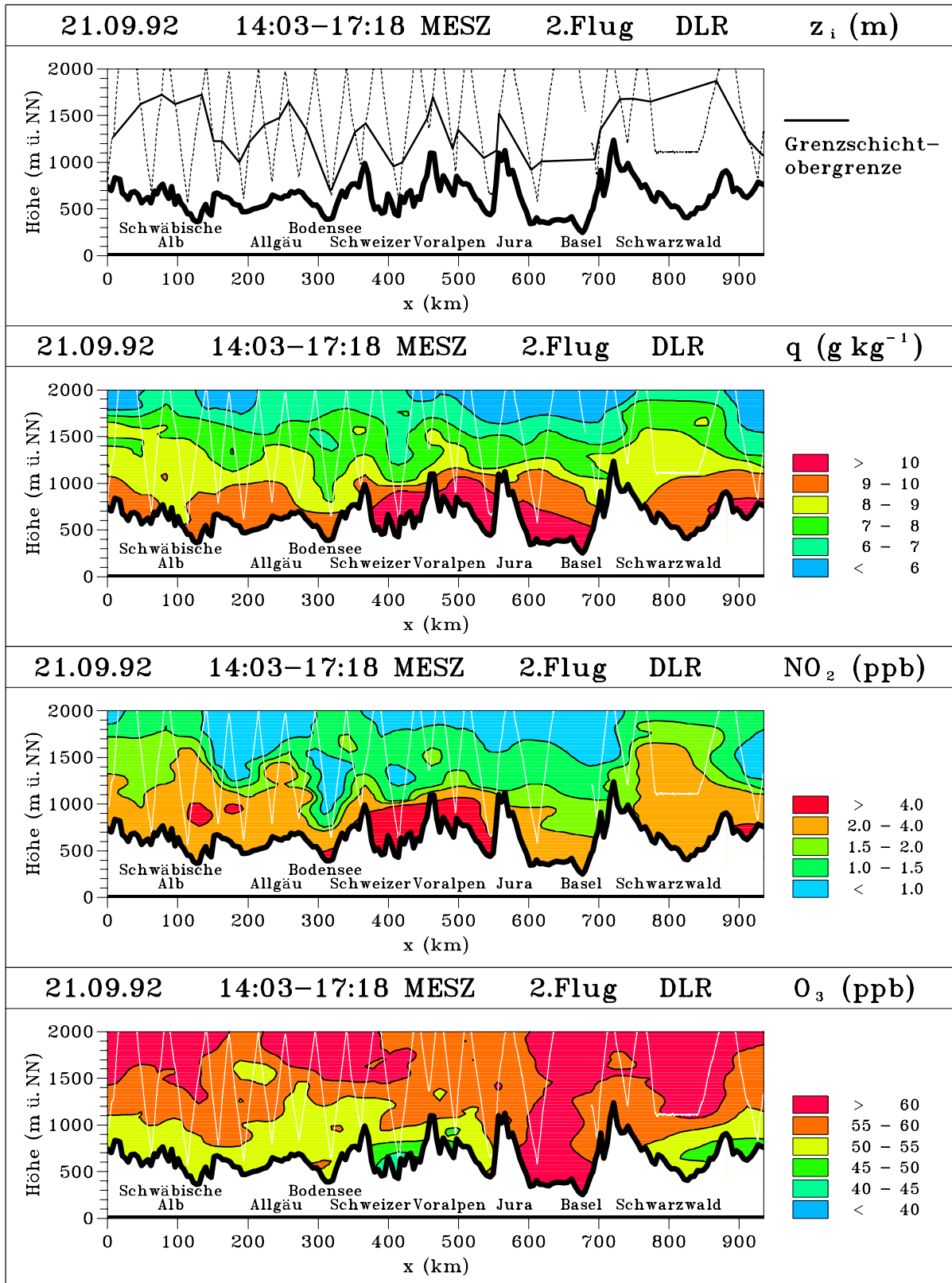


Abbildung 33: Grenzschichtverlauf und interpolierte Felder der spezifischen Feuchte q , von NO_2 und O_3 am Nachmittag des 21.09.92 im südlichen Teil des Meßgebiets. Sonst wie Abb. 32.

5.4 Nebeleinfluß auf die Spurengasverteilung

Die Intensivmeßphasen waren häufig durch das Auftreten ausgedehnter Nebelfelder in den Morgenstunden in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets geprägt. In Abhängigkeit von der Orographie war die Nebelintensität und -dauer regional jedoch sehr unterschiedlich. In den Leelagen der Mittelgebirge hielten sich die Nebelgebiete wesentlich länger.

Der 17. und 21.09. waren die Intensivmeßtage mit der größten Nebelausdehnung im Meßgebiet (vgl. Abschnitt 3.5). Bei einer jeweils östlichen Anströmung in den unteren Schichten der Atmosphäre ergaben sich im südlichen Oberrheintal im Lee des Schwarzwalds dabei deutlich geringere Windgeschwindigkeiten als im nördlichen Teil, wie in Abbildung 34 für den 17.09. dargestellt ist. Dies hatte einen entscheidenden Einfluß auf die Nebelverteilung und demzufolge auf den Tagesgang der O_3 -Konzentrationen in diesen Gebieten.

Nach einer klaren Strahlungsnacht bildete sich in den Morgenstunden des 17.09. in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets Nebel (Abb. 6), der sich im südlichen Oberrheintal im Lee des Schwarzwalds bis in die Mittagstunden hielt. Aufgrund der daraus folgenden verminderten Einstrahlung am Boden und der verminderten vertikalen Durchmischung, ergab sich in diesem Gebiet ein deutlich verzögerter Ozonanstieg mit geringeren O_3 -Konzentrationen als in den nebelfreien Regionen.

Abbildung 35 zeigt für zwei Stationen im Rheintal den Ozonverlauf am 16.09. und 17.09.1992. Während die beiden Stationen am 16.09. nahezu den gleichen Ozontagesgang mit ähnlichen O_3 -Konzentrationen aufwiesen, waren am 17.09. markante Unterschiede zu beobachten. Die Station bei Karlsruhe, an der sich der Nebel am 17.09. bei Windgeschwindigkeiten von $2-3 \text{ m s}^{-1}$ schon in den Morgenstunden auflöste, zeigt einen im Vergleich zum Vortag ähnlichen Tagesgang, mit sogar leicht höheren Ozonwerten am zweiten Tag. Die Station Gamshurst weist jedoch infolge des Nebels einen deutlich verzögerten Ozonanstieg auf und erreicht im weiteren Tagesverlauf nicht die Konzentrationen der nebelfreien Region.

Ein ähnliches Bild ergab sich auch am 21.09. (Abb. 31), an dem die O_3 -Konzentrationen im Nebelgebiet hinter den Werten der benachbarten nebelfreien Regionen zurückblieben. Abbildung 36 zeigt das Differenzenfeld der O_3 -Konzentrationen zwischen dem 17.09 um 14:00 MESZ und dem gleichen Zeitpunkt des Vortags. Die Region, wo sich der Nebel am 17.09. am längsten hielt, tritt im Vergleich zum Vortag mit den größten negativen Werten hervor.

Neben stark unterschiedlichen Ozontagesgängen aufgrund der Stationshöhe (Vögtlin et al., 1994; Löffler-Mang et al., 1996) ergeben sich somit auch bei auf gleicher Höhe liegenden Rheintalstationen, bedingt durch orographisch modifizierte meteorologische Bedingungen, Unterschiede in den Tagesgängen und den Konzentrationen des Ozons. Innerhalb des TRACT-Gebiets gilt dabei das südliche Oberrheintal als besonders nebelgefährdet, wie aus dem REKLIP-Klimaatlas hervorgeht (Fiedler, 1995).

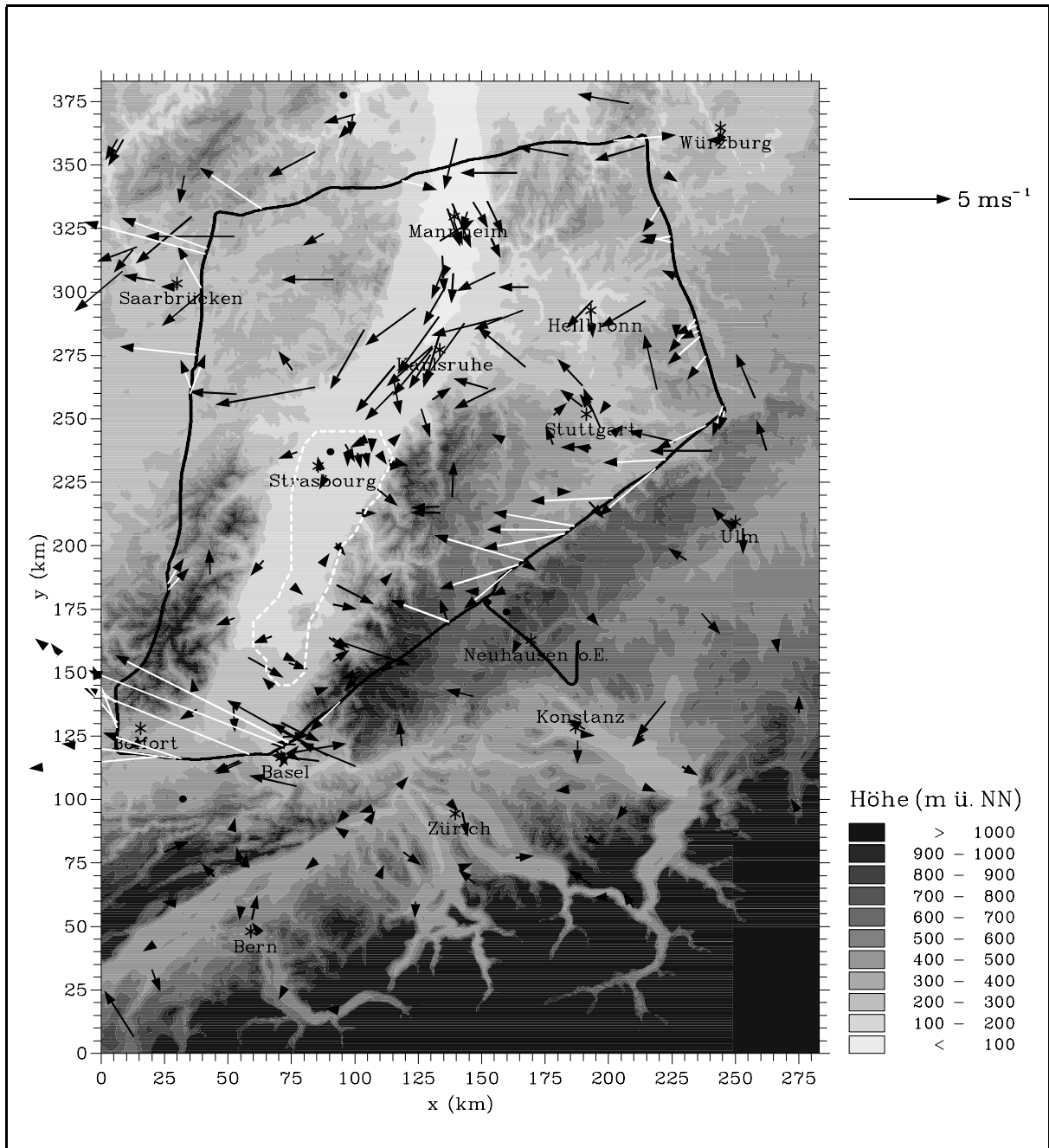


Abbildung 34: Windfeld am 17.09.92 aus Boden- und Flugzeugmessungen. Die Pfeile mit schwarzer Pfeillinie zeigen das bodennahe Windfeld aus 0.5 bzw. 1 Stundenmittelwerten von 11:00 MESZ. Die Pfeile mit weißer Pfeillinie zeigen die Höhenströmung zwischen 800 m - 1000 m ü. NN erhalten aus Flugzeugmessungen des Delphin-Flugs von 10:28 - 13:22 MESZ. Die weiß gestrichelte Linie zeigt das Nebelgebiet um 11:00 MESZ.

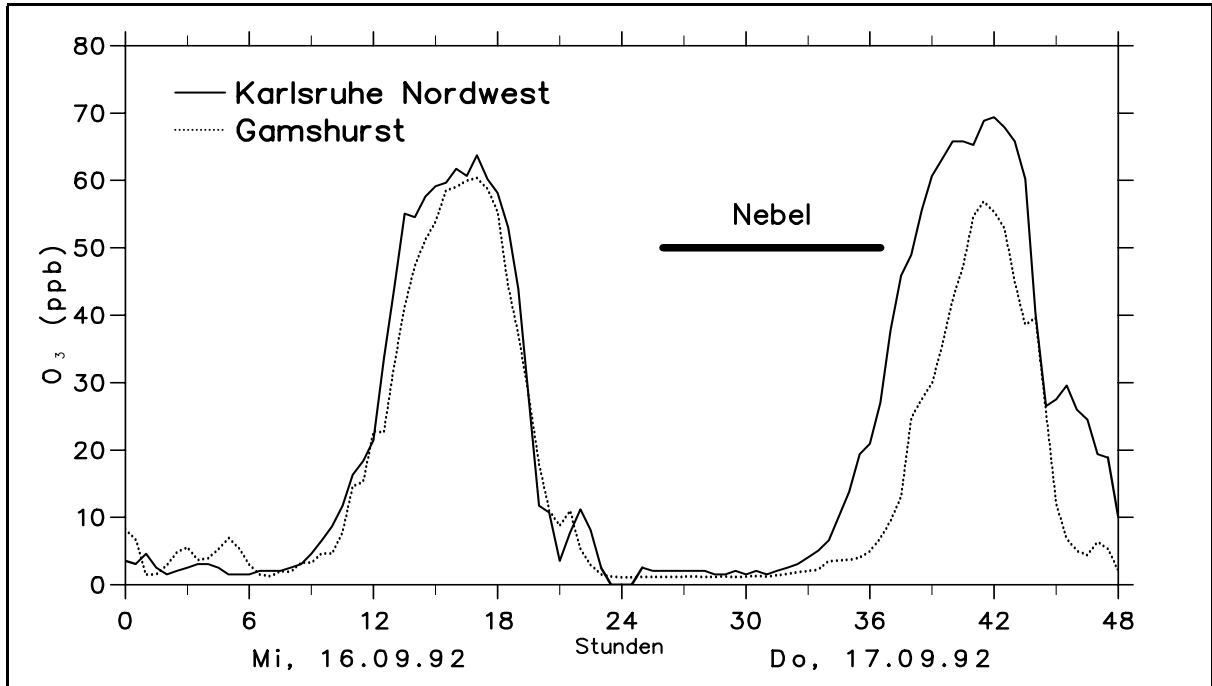


Abbildung 35: O_3 -Zeitreihen zweier Rheintalstationen vom 16. und 17.09.92. Die dicke Linie markiert die Periode während der an der Station Gamshurst Nebel herrschte.

Die orographisch bedingte Nebelverteilung ist auch für die zeitliche Entwicklung und die räumlichen Unterschiede in der Dicke der konvektiven Grenzschicht von großer Bedeutung (vgl. Abschnitt 4.1). Der daraus resultierende nicht horizontale Verlauf der Grenzschichtobergrenze begünstigt wiederum den Austausch von Spurengasen zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der freien Troposphäre (vgl. Abschnitt 7.1). Dieser stellt eine wichtige Quelle bzw. Senke bei Haushaltsbetrachtungen atmosphärischer Spurengase dar und ist mitentscheidend für den Ferntransport von Spurengasen.

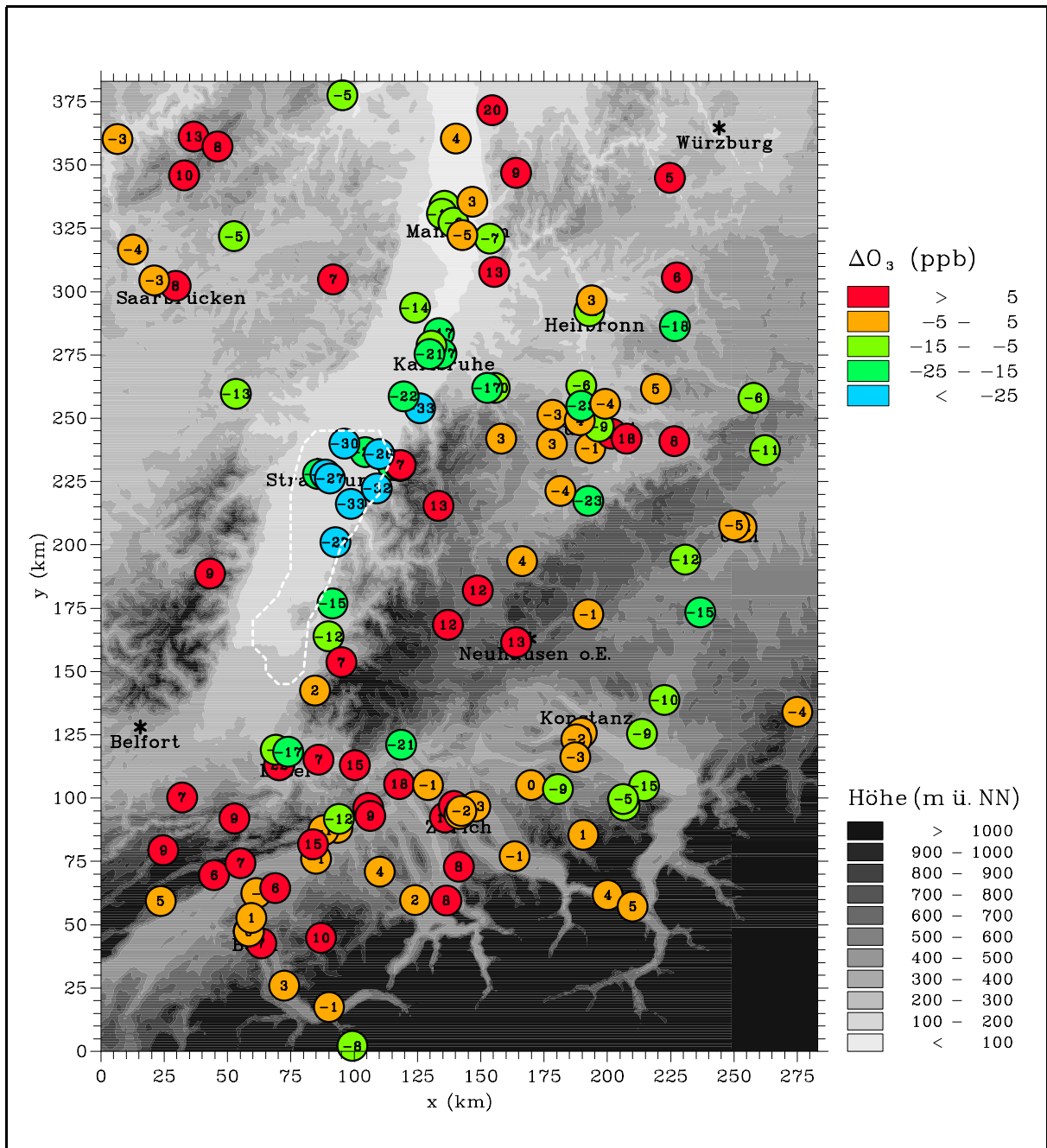


Abbildung 36: Differenzfeld der O₃-Konzentrationen am 17.09.92 um 14:00 MESZ im Vergleich zum gleichen Zeitpunkt des Vortags. Die weiß gestrichelte Linie zeigt das Nebelgebiet um 11:00 MESZ vom 17.09.92.

6 Spurengastransport unter Einfluß thermischer Windsysteme

Inwieweit orographisch induzierte thermische Windsysteme, die bei sonst schwachen synoptischen Austauschbedingungen dominant werden, sich auf Transportprozesse und Spurengaskonzentrationen auswirken, stellt bei der Betrachtung der Spurengasverteilungen über komplexem Gelände einen wichtigen Aspekt dar. Dieser Abschnitt befaßt sich mit lokalen thermischen Windsystemen und primär ihrem Einfluß auf die lokalen nächtlichen O_3 -Konzentrationen. Während in früheren Studien meist nur ein lokales Windsystem betrachtet wurde, ermöglichte das TRACT-Datenmaterial eine gleichzeitige Untersuchung von lokalen Windsystemen an unterschiedlichen Orten in Verbindung mit dem Spurengasverhalten. Die hier aufgeführten Stationen sind in Abbildung 2 markiert. Der dargestellte Zeitraum vom 15.-18.09.92 umfaßt eine relativ ungestörte Hochdruckwetterlage, die die Ausbildung lokaler Windsysteme ermöglichte.

6.1 Berg- und Talwinde

Beispielhaft für Stationen, deren Spurengaskonzentrationen durch Berg- und Talwinde beeinflußt werden, sind Offenburg und die beiden Stationen Freiburg Mitte und Freiburg Nord (Abb. 37 und 38). Eine ausführlichere Behandlung dieser und weiterer lokaler Windsysteme in Schwarzwaldtälern und deren Einfluß auf die Spurengaskonzentrationen während TRACT findet sich in Löffler-Mang et al. (1997).

Die Station Offenburg liegt im Stadtgebiet von Offenburg ca. 5 km nordwestlich des Ausgangs des Kinzigtals, dem größten Tal des Schwarzwalds (vgl. Abb. 3). Hier erfolgt eine Überlagerung des Berg- und Talwindsystems des Kinzigtals mit der Kanalisierung der Strömung durch das Rheintal. Im Vergleich zu den Messungen in Offenburg-Ortenberg (Löffler-Mang et al., 1997), direkt am Ausgang des Kinzigtals, ist deshalb bei Berg- (170°) bzw. Talwinden (350°) eine stärkere südliche bzw. nördliche Windkomponente vorhanden (Abb. 37).

In dem ausgewählten Zeitraum mit hoher Einstrahlung am Tage wiesen die O_3 -Konzentrationen einen ausgeprägten Tagesgang auf, der typisch ist für eine Talstation. Im Gegensatz jedoch zu einer Station in ebenem Gelände, zeigten die nächtlichen O_3 -Werte bei südlichen Winden ein sekundäres Maximum von ca. 20 ppb. Der Zeitpunkt gegen 20:00 MESZ, zu dem die O_3 -Abnahme zum Erliegen kam und nachfolgend ein Anstieg zu beobachten war, korrelierte jeweils mit dem Einsetzen der südlichen Winde, die sich aus der Überlagerung des Bergwindsystems mit der Strömung im Rheintal ergeben. Dieser nächtliche O_3 -Anstieg wurde auch an der Station Offenburg-Ortenberg beobachtet (Wagner und Ahrens, 1994). Die orographisch kanalisierte, talabwärts gerichtete Strömung führte zur Advektion von Luftmassen aus höher gelegenen, geringer stickoxidbelasteten Bergregionen, welche auch eingemischtes O_3 aus der nächtlichen Residuumschicht, die eine Art Reservoirschicht für das am Tage gebildete O_3 darstellt, enthalten. Dadurch wird dem O_3 -Abbau, der sich im Rheintal bei nächtlicher stabiler Schichtung zu ungefähr gleichen Teilen durch trockene Deposition als auch durch chemische Reaktionen (in erster Linie mit NO) vollzieht (Güsten et al., 1996), entgegengewirkt.

In der Nacht vom 16. zum 17.09., in der das Bergwind des Kinzigtals nicht bis Offenburg reichte, zeigte sich bei nur schwachen Winden aus unterschiedlichen Richtungen kein nächtliches O_3 -Maximum. Stattdessen fand ein Anstieg der NO -Konzentrationen statt. Die sehr hohen Werte, von bis zu 160 ppb in den Nachtstunden, lassen auf eine nahe industrielle Emissionsquelle schließen, da Emissionsmaxima durch den Autoverkehr üblicherweise erst zu einem späteren Zeitpunkt hervorgerufen wurden, wie aus dem NO -Verlauf an den anderen Tagen ersichtlich ist. An diesen Tagen verhinderte die bessere Durchlüftung durch das Bergwindssystem eine Anreicherung von NO an der Station. Der Anstieg der NO -Konzentrationen bis in die Mittagstunden des 17.09. steht auch in Zusammenhang mit den meteorologischen Bedingungen und der nur zögerlichen Nebelauflösung in diesem Gebiet (vgl. Abschnitt 3.5.2). Der Verlauf der O_3 -Zeitreihe mit dem verzögerten Anstieg am 17.09. zeigt, daß dies auch einen entscheidenden Einfluß auf die O_3 -Konzentrationen hatte.

Ein ähnliches Verhalten in den nächtlichen O_3 -Konzentrationen wie in Offenburg fand sich auch bei den Stationen in Freiburg am Ausgang des Dreisamtals, das von Südost in das Rheintal mündet (vgl. Abb. 2). Die ca. 5 km talaufwärts von Freiburg gelegene Station Freiburg-Ebnet weist einen typischen tageszeitlichen Wechsel der Windrichtung infolge des dominierenden Berg-Talwindsystems auf (Abb. 21). Nächtliche Drainagewinde aus dem Dreisamtal sind bekannt für ihre wichtige Rolle bei der Durchlüftung der Stadt Freiburg (Harlfinger, 1976). Hangaufwinde am Tage führen vermutlich zu einem Transport belasteter Luftmassen von dem Gebiet Freiburgs zu dem ca. 10 km südöstlich von Freiburg gelegenen Schauinsland (1284 m ü. NN) (Flocke et al., 1992).

Sowohl die Station Freiburg Mitte als auch die ca. 1.5 km weiter östlich gelegene Station Freiburg Nord können als Stadtstationen angesehen werden (Abb. 38). Sie zeigten annähernd gleiche Konzentrationen der chemischen Größen im Tagesverlauf, mit einem ausgeprägten Maximum der NO -Konzentrationen in den Morgenstunden, infolge des Berufsverkehrs, verbunden mit einem gleichzeitigen O_3 -Minimum. An beiden Stationen war in der aufgezeigten Periode mit relativ klaren Strahlungsnächten ein sekundäres O_3 -Maximum mit bis zu 30 ppb zu beobachten. Der Anstieg in den nächtlichen O_3 -Konzentrationen korrelierte wiederum mit der Ausbildung des nächtlichen Bergwinds. Auch die Windgeschwindigkeit wies infolge des Bergwinds aus dem Dreisamtal ein nächtliches Maximum von bis zu 2 ms^{-1} auf. Windmessungen liegen zwar nur an der Station Freiburg Mitte vor, doch auch die Station Freiburg Nord liegt im Einflußbereich dieses Windsystems (Weischet, 1983), so daß auch an dieser Station die nächtlichen O_3 -Maxima in Zusammenhang mit dem Bergwind gesehen werden können, wodurch geringer verschmutzte aber ozonreichere Luftmassen aus dem Dreisamtal nach Freiburg transportiert wurden. Durch die höheren Windgeschwindigkeiten an den Stationen wird auch der turbulente Vertikaltransport von O_3 aus höheren Schichten begünstigt.

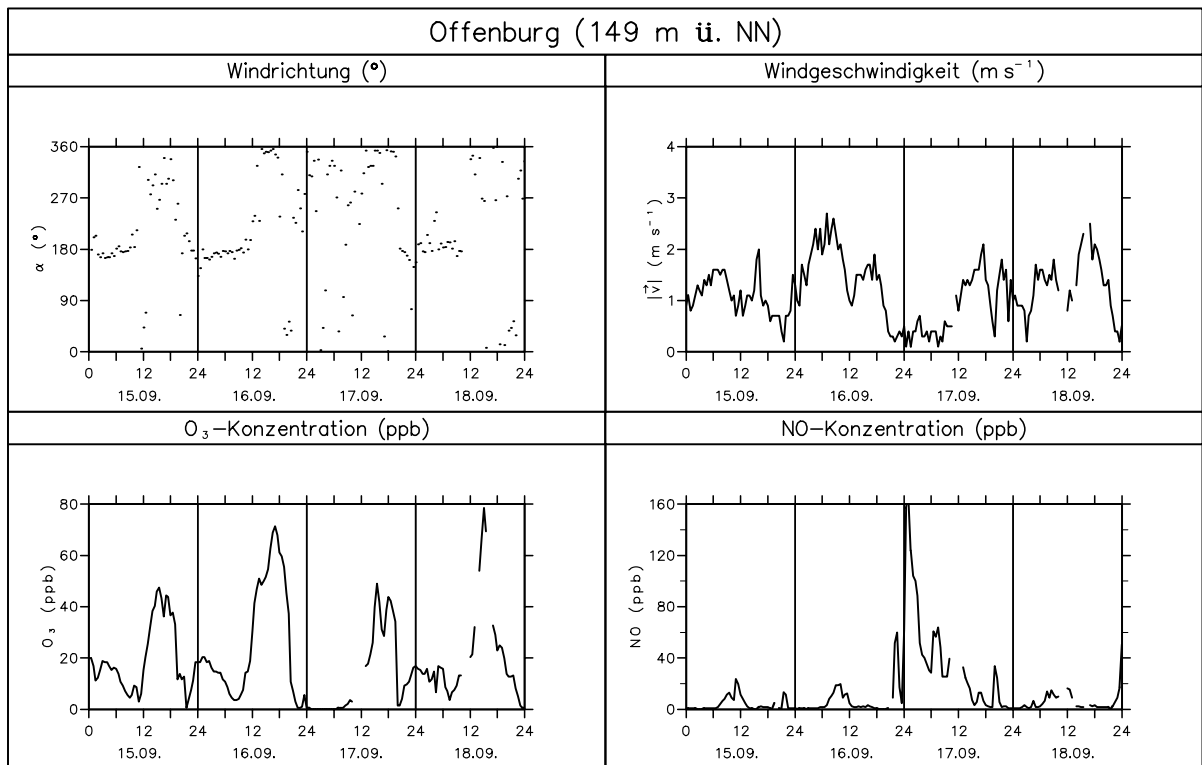


Abbildung 37: Windmessungen sowie Zeitreihen der O₃- und NO-Konzentrationen in Offenburg vom 15.-18. September 1992. Die Werte stellen Halbstundenmittel dar.

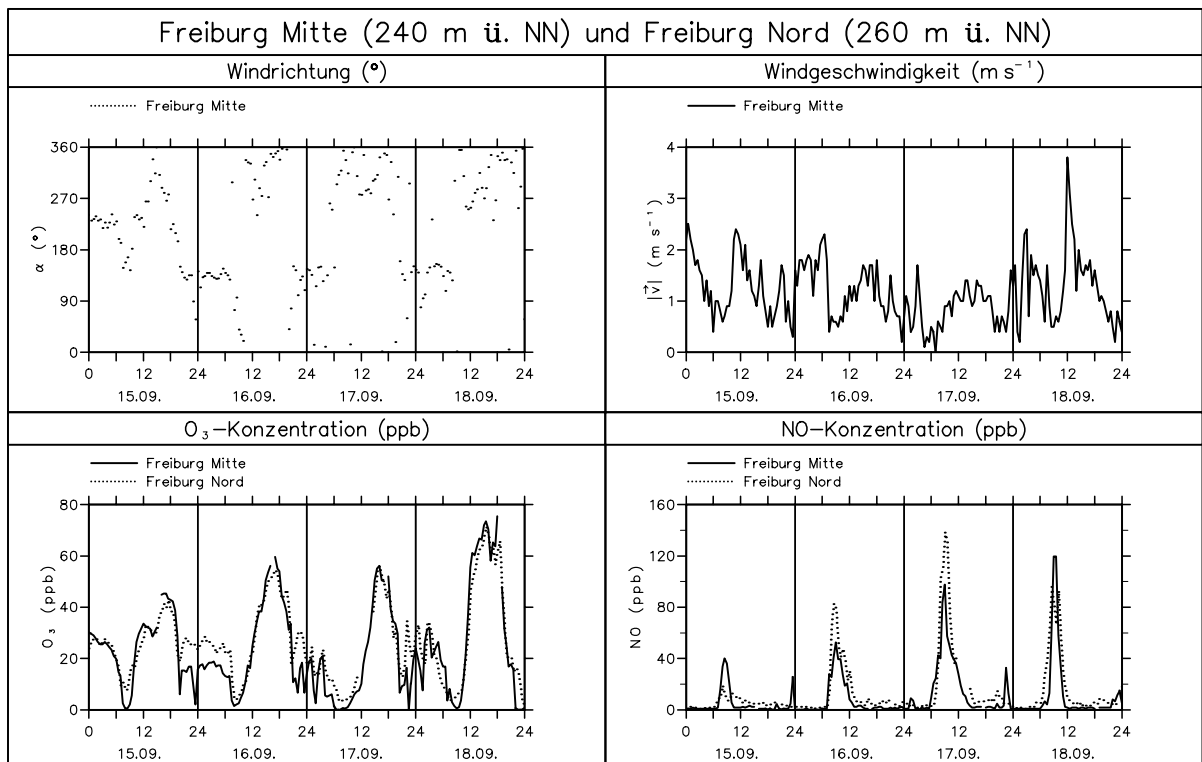


Abbildung 38: Windmessungen an der Station Freiburg Mitte sowie Zeitreihen der O₃- und NO-Konzentrationen in Freiburg Mitte und Freiburg Nord vom 15.-18. September 1992. Die Werte stellen Halbstundenmittel dar.

6.2 Land- und Seewinde

Ein weiteres thermisch induziertes Zirkulationssystem stellen Land- und Seewinde dar. Beispielhaft für deren Auswirkungen auf den Transport und den Konzentrationsverlauf von Spurengasen an städtisch geprägten Stationen im Untersuchungsgebiet stehen die am Bodensee gelegenen Stationen Rorschach und Konstanz (Abb. 39 und 40). Beide Stationen zeigten während der Schönwetterperiode vom 15.-18.09. eine deutliche tageszeitliche Trennung in zwei Hauptwindrichtungen. Die Landwinde (bei Rorschach aus nördlichen Richtungen bzw. bei Konstanz aus westlichen Richtungen) wiesen dabei eine längere Periode als die Seewinde (aus südlichen bzw. östlichen Richtungen) auf. Dies ist in Übereinstimmung mit anderen Untersuchungen für den Zeitraum September (z.B. Huss und Stranz, 1970). An der am südlichen Ufer des Bodensees gelegenen Station Rorschach findet eine Überlagerung des Land- und Seewindsystems mit der Hangwindzirkulation der im Süden anschließenden Berge statt. Die im Bodenseeraum infolge der Seewinde am Tage auftretende Strömungsdivergenz im Bodenwindfeld ist auch in den Abbildungen 29 - 31 zu erkennen. Die Windgeschwindigkeiten lagen am Tage mit $1-1.5 \text{ ms}^{-1}$ höher als in der Nacht mit ca. 0.5 ms^{-1} .

Die Tagesmaxima der O_3 -Konzentrationen an den Stationen zeigten eine kontinuierliche Zunahme von ca. 40 ppb auf ca. 70 ppb im 4-tägigen Zeitraum. An der Station Konstanz war am 17.09. ebenfalls länger andauernder Nebel zu beobachten, was mit den geringeren O_3 -Maxima an diesem Tag in Zusammenhang gebracht werden kann. Der Verlauf der O_3 -Konzentrationen wies an beiden Stationen eine klare Antikorrelation mit den NO -Konzentrationen auf, deren morgendliches und abendliches Maximum im wesentlichen durch den Berufsverkehrs bedingt war. Bei Rorschach zeigten sich diese beiden Maxima besonders ausgeprägt. Der Zeitraum mit den höchsten NO -Konzentrationen fiel in den Zeitraum mit der Umstellung des Windfelds von Land- zu Seewinden bzw. umgekehrt. Die niedrigen Windgeschwindigkeiten während der Umstellungsphasen unterstützten die Akkumulation von NO und den Abbau von O_3 durch NO .

An beiden Stationen ergab sich während des nächtlichen Windsystems ein sekundäres O_3 -Maximum in den frühen Morgenstunden von bis zu 15 ppb bei gleichzeitig sehr geringen NO -Konzentrationen. Auch hier bedingte das nächtliche Windsystem einen Luftmassentransport von geringer verschmutzten Luftmassen mit höheren O_3 -Werten aus der ländlichen Umgebung an die emissionsbelasteten Stadtstationen, wodurch der nächtliche O_3 -Abbau an den Stadtstationen infolge Deposition und chemischer Reaktion mit den dort vorhanden höheren NO -Konzentrationen teilweise kompensiert wurde.

Die thermisch induzierten Windfelder stellen also einen effektiven Transportmechanismus für Spurengase bei fehlendem synoptisch angetriebenen Bodenwind dar und können den Tagesgang u.a. von Ozon markant beeinflussen. Wie auch die talauswärtsgerichtete Strömung des Berg- und Talwindsystems halten auch die Landwinde am Bodensee einen Luftmassentransport von der Umgebung zu den Uferregionen (Talstationen) aufrecht. Liegen diese Stationen in Regionen mit hohen Emissionen kann die Advektion von geringer verschmutzten Luftmassen aus der Umgebung durch das nächtliche lokale Windsystem den nächtlichen Ozonrückgang verringern oder sogar einen Anstieg der Ozonwerte bewirken.

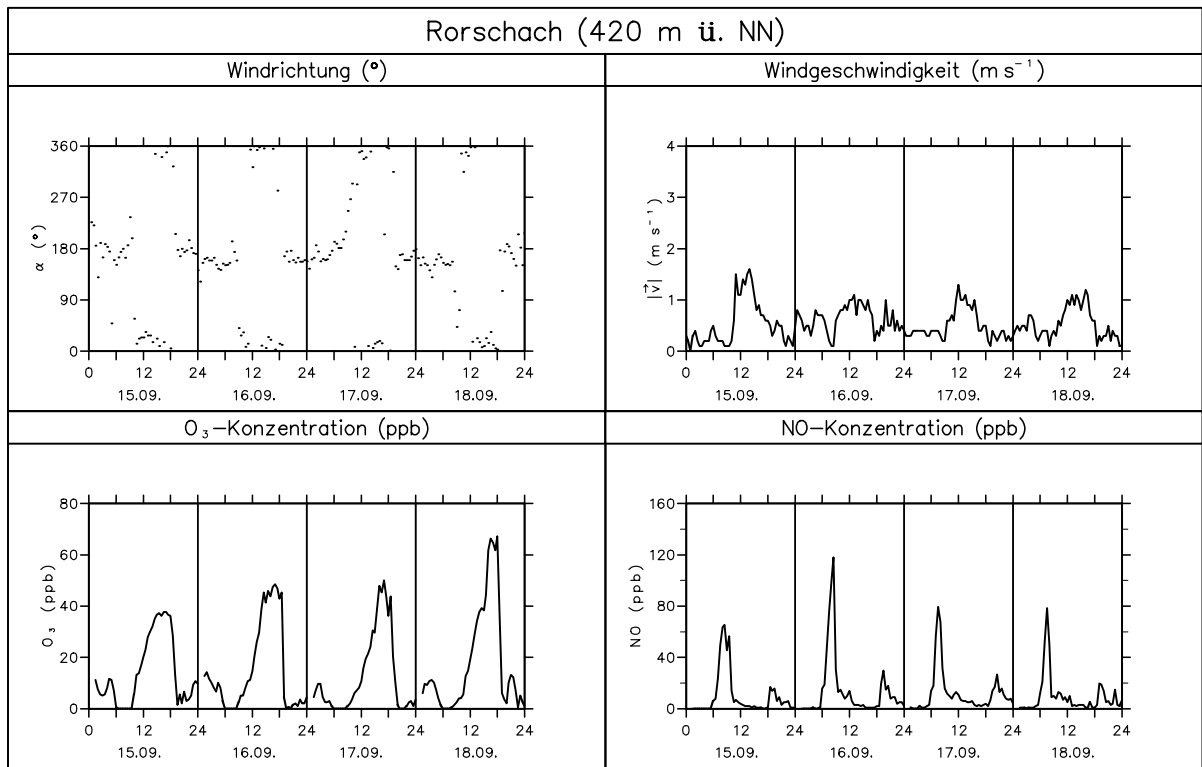


Abbildung 39: Windmessungen sowie Zeitreihen der O₃- und NO-Konzentrationen in Rorschach vom 15.-18. September 1992. Die Werte stellen Halbstundenmittel dar.

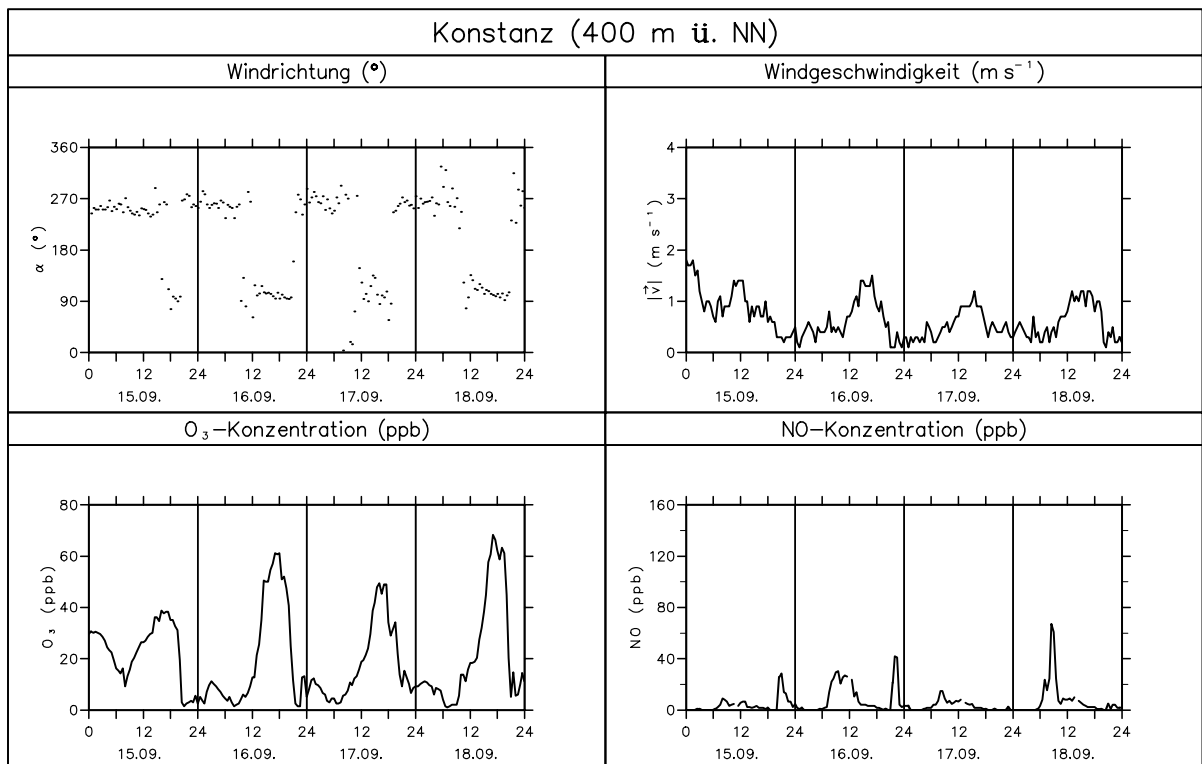


Abbildung 40: Windmessungen sowie Zeitreihen der O₃- und NO-Konzentrationen in Konstanz vom 15.-18. September 1992. Die Werte stellen Halbstundenmittel dar.

7 Orographisch induziertes Handover

Wie in Abbildung 41 schematisch skizziert, kann orographisch bedingter Austausch zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der freien Troposphäre während einer Hochdruckwetterlage mit konvektiver Grenzschicht insbesondere durch zwei Prozesse verursacht werden:

- ist im Falle einer nicht horizontal verlaufenden Grenzschichtobergrenze der dreidimensionale Windvektor nicht parallel zur Tangente an die Grenzschichtobergrenze, so kann durch horizontales Ein- oder Ausströmen ein Luftmassen- und somit auch Spurengasaustausch zwischen Grenzschicht und freier Troposphäre erfolgen (advektive Ventilation). Dieser Transport kann sowohl durch die Grundströmung als auch durch thermisch induzierte Sekundärzirkulationen bewerkstelligt werden.
- besitzen thermisch oder auch dynamisch induzierte Aufwinde einen so starken Impuls, daß sie die Grenzschichtobergrenze durchstoßen können, werden Spurengase aus der Grenzschicht heraus in die freie Troposphäre hinein transportiert (Bergventilation). Dieser Vorgang kann noch durch konvektive Wolken verstärkt werden.

Im folgenden wird zu beiden Prozessen jeweils ein Fallbeispiel anhand von Flugzeugmessungen im Teilgebiet vorgestellt und der mit dem Handover-Prozeß verbundene Massenaustausch abgeschätzt.

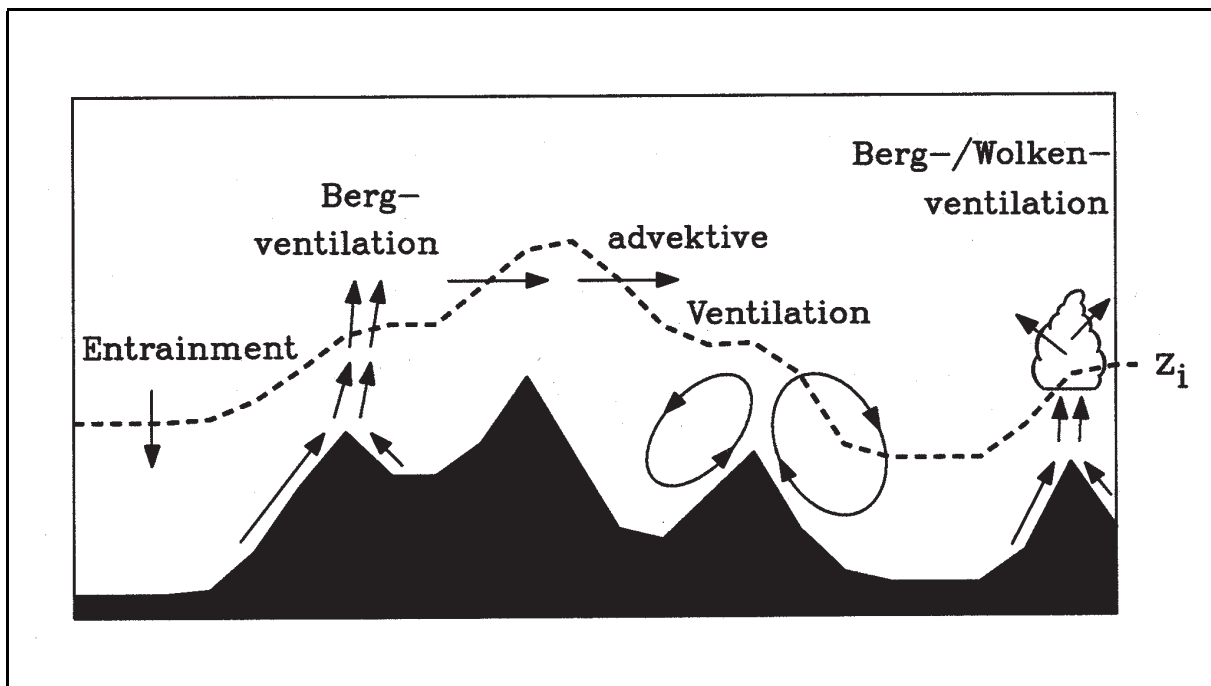


Abbildung 41: Handoverprozesse über orographisch strukturiertem Gelände (schematisch).

7.1 Spurengastransport an Grenzschichtstufen

Abbildung 42 zeigt ein Beispiel für den Spurengastransport aus der Grenzschicht in die freie Troposphäre im Übergangsbereich vom Nordschwarzwald zum Oberrheintal bei östlicher Anströmung am 17.09.92 (Košmann et al., 1996). An diesem Tag bildete sich im Rheintal Nebel, der sich erst gegen Mittag auflöste, während im Schwarzwald kein Nebel auftrat (Abb. 6). Anhand des Feldes der potentiellen Temperatur (Abb. 42) ist zu erkennen, daß am Nachmittag die die Grenzschichthöhe bestimmende Inversionsbasis im Rheintal in ca. 600 m ü. NN, über dem Schwarzwald jedoch in ca. 1800 m ü. NN lag. Im Übergangsbereich zwischen Rheintal und Schwarzwald war daher der Verlauf der Grenzschichtobergrenze durch eine Stufe von ca. 1200 m geprägt. Hierbei wurde in den Höhen zwischen 1200 m und 1600 m ü. NN mit der östlichen Grundströmung feuchte Luft aus der Grenzschicht über dem Schwarzwald in die freie Troposphäre über dem Rheintal transportiert. Setzt man, entsprechend den Beobachtungen, für eine Abschätzung der Effizienz dieses Wasserdampftransports eine Schichtdicke von 400 m, eine Breite der Inversionsstufe von 50 km (von Offenburg bis Baden-Baden), eine mittlere Windgeschwindigkeit von 3 m s^{-1} , eine spezifische Feuchte von 7.5 g kg^{-1} , eine Luftdichte von 1 kg m^{-3} und eine Dauer des Prozesses von 6 Stunden an, so ergibt sich ein Wasserdampftransport von $9.7 \times 10^6 \text{ t}$ pro Tag, was einem normierten Fluß von $8 \times 10^4 \text{ t}$ pro Stunde, bezogen auf 1 km^2 Fläche, entspricht.

7.2 Spurengastransport durch konvektive Zellen

Ein Transport von Wasserdampf aus der Grenzschicht in die freie Troposphäre aufgrund einer konvektiven Zelle wurde am Nachmittag des 21.09.92 beobachtet (Corsmeier et al., 1994). An diesem Tag ergab sich, beginnend vom Westhang des Schwarzwalds, eine ostwärts ansteigende Grenzschichtobergrenze, die am östlichen Ende des Querschnitts eine Höhe von ca. 2000 m über NN erreichte (Abb. 43).

Über dem Bergland zwischen 8.4° und 8.5° geographischer Länge bildete sich eine, die Grenzschichtobergrenze durchstoßende konvektive Zelle von ca. 1 km^2 Grundfläche aus, die eine Lebensdauer von ca. einer Stunde hatte. Dies führte bei einer vertikalen Windgeschwindigkeit von ca. 2 m s^{-1} , einer Luftdichte von ca. 1 kg m^{-3} und einer spezifischen Feuchte von ca. 8 g kg^{-1} in der Zelle zu einem Wasserdampftransport in die freie Troposphäre von ca. $5.8 \times 10^4 \text{ t}$ pro Stunde.

Vergleicht man den Wasserdampftransport aus der Grenzschicht in die freie Troposphäre von einer konvektiven Zelle mit dem Transport durch die Grenzschichtstufe so zeigt sich, daß, bezogen auf eine Einheitsfläche, der durch beide Prozesse stattfindende Massentransport in ungefähr der gleichen Größenordnung liegt. Die advective Ventilation kann jedoch aufgrund der anzunehmenden größeren räumlichen Bereiche in denen der Prozeß stattfindet, bedeutend mehr Spurengase aus der Grenzschicht in die freie Troposphäre transportieren.

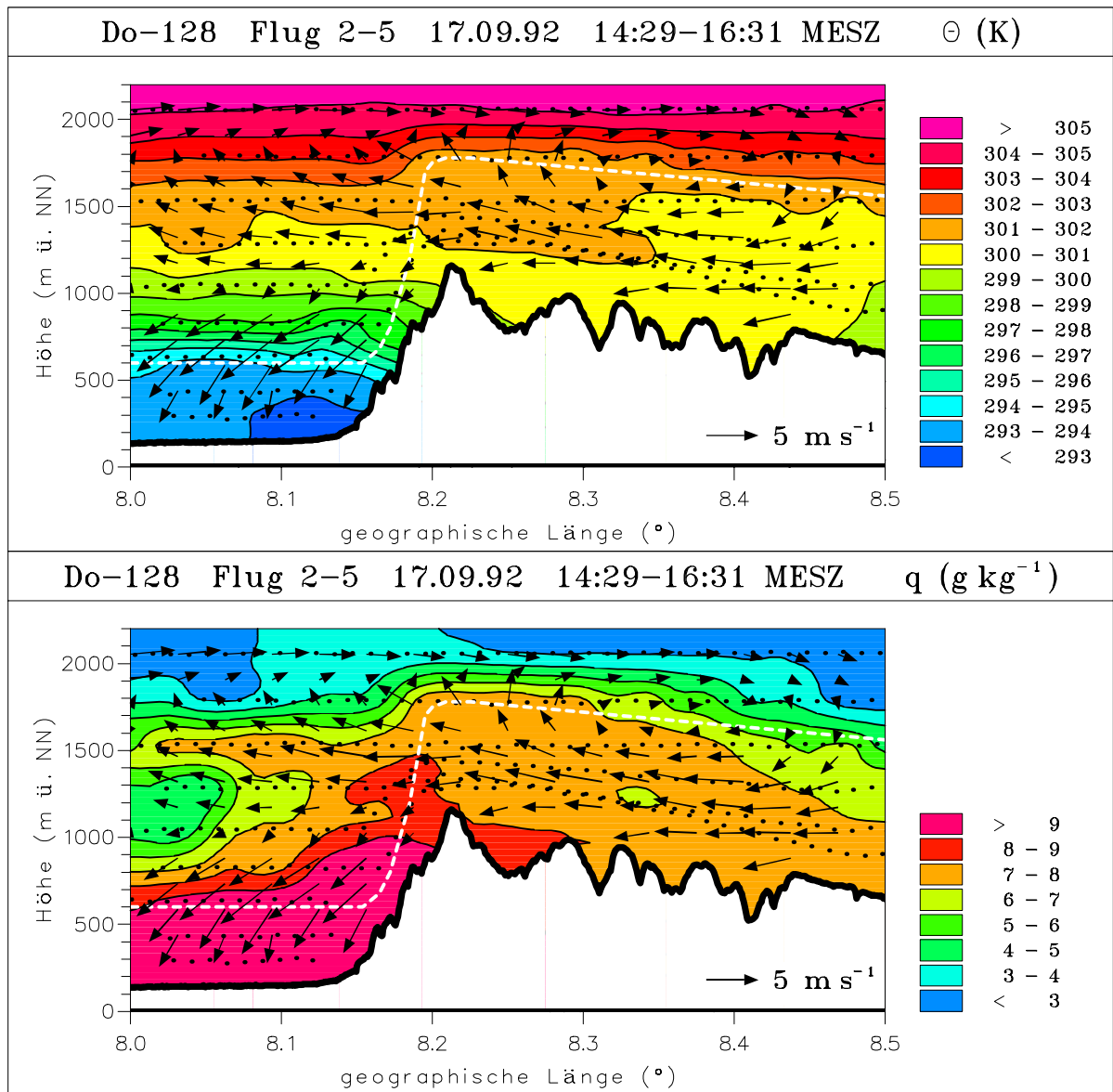


Abbildung 42: X-Z-Schnitte der potentiellen Temperatur θ , der spezifischen Feuchte q und des horizontalen Windvektors entlang eines Querschnitts vom Rheintal bei Strasbourg zum Nordschwarzwald am Nachmittag des 17.09.92. Die gestrichelte Linie markiert die Grenzschichtobergrenze. Sonst wie Abb. 12.

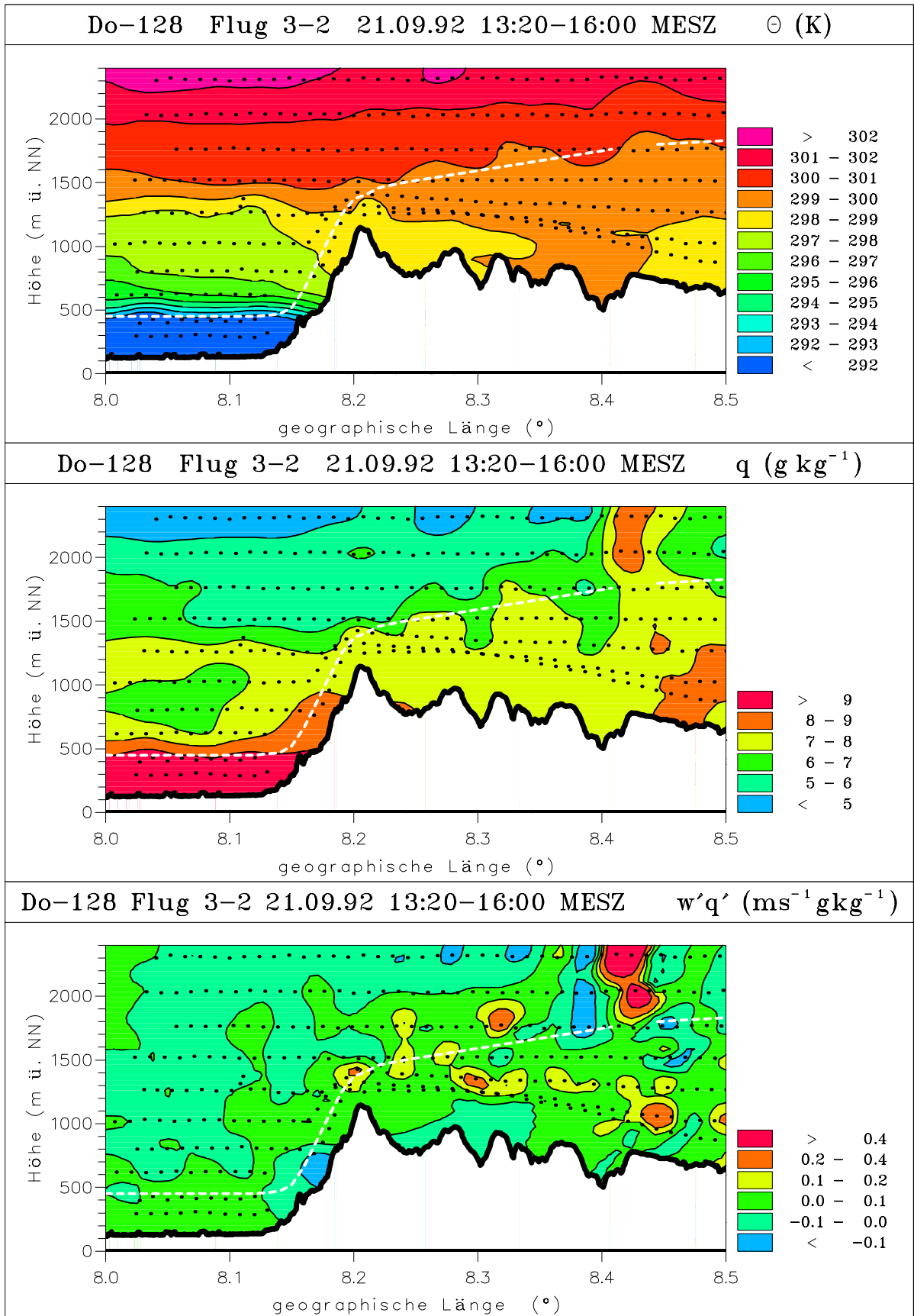


Abbildung 43: X-Z-Schnitte der potentiellen Temperatur θ , der spezifischen Feuchte q und des Feuchteflusses wq' entlang eines Querschnitts vom Rheintal bei Strasbourg zum Nordschwarzwald am Nachmittag des 21.09.92. Die gestrichelte Linie markiert die Grenzschichtobergrenze. Sonst wie Abb. 12.

8 Schlußfolgerungen

Um die Verteilung von Spurengasen in orographisch strukturiertem Gelände zu verstehen und um Transport- und Diffusionsprozesse ausreichend beschreiben und quantifizieren zu können, sind Kenntnisse über die in komplexem Gelände die Grenzschichtstruktur bestimmenden Prozesse und die damit verbundenen chemischen Umwandlungen unerlässlich. Geländeinduzierte Grenzschichtstrukturen und Transportprozesse unter konvektiv geprägten Verhältnissen wurden im Rahmen des Feldexperiment TRACT im September 1992 untersucht. Mit einer in früheren Feldmeßkampagnen bisher noch nicht erreichten Anzahl von Bodenstationen, Vertikal- und Fernerkundungssystemen sowie 10 Meßflugzeugen, die neben den meteorologischen Größen Wind, Temperatur und Feuchte auch die Konzentrationen chemischer Spezies (z.B. Ozon, Stickoxide) erfaßten, wurde der Ablauf atmosphärischer Prozesse von der regionalen bis hin zur lokalen Skala in ausgewählten Episoden untersucht. Ausgehend von dieser Datenbasis konnten Einzelvorgänge, die in ihrer Überlagerung zur tageszeitlichen Veränderung der Spurengaskonzentrationen durch die Orographie führen, analysiert werden. Somit ist eine Beurteilung vieler Fragestellungen über den Einfluß der Geländestruktur auf die Grenzschichtstruktur und auf die Spurengasverteilung möglich.

- **Die Dicke der konvektiven Grenzschicht und die Höhe der Grenzschichtobergrenze unterliegen über unebenem Gelände einer starken räumlichen Variabilität**

Die Untersuchungen zum Einfluß der Orographie auf die voll entwickelte nachmittägliche konvektive Grenzschicht zeigten im TRACT-Gebiet weder einen streng der Orographie folgenden, noch einen streng horizontalen Verlauf der Grenzschichtobergrenze (s.a. Binder, 1997). Die Ursachen dafür liegen im Zusammenwirken mehrerer Faktoren. Da Inhomogenitäten im TRACT-Gebiet nicht nur bezüglich der Orographie, sondern auch in der Landnutzung und in den Bodeneigenschaften vorliegen, stellen sich bodennah räumlich unterschiedliche fühlbare Wärmeströme ein, die unterschiedliche Wachstumsraten der Grenzschicht zur Folge haben. Da sich an manchen Tagen im Lee der Mittelgebirge (Schwarzwald, Vogesen) der Bodennebel bis in die Mittagsstunden hielt und somit dort das Grenzschichtwachstum stark behinderte, entstanden auch hierdurch starke räumliche Variationen in der Grenzschichtdicke z_i . Auswirkungen von Unterschieden in der Geländehöhe auf die Grenzschichtdicke, die im Vergleich zu z_i klein sind, wurden durch die Turbulenz ausgeglichen, so daß sich dort nur eine der großskaligen Orographie folgende Grenzschichtobergrenze einstellte. Desweiteren bewirkten Advektionsprozesse räumliche Unterschiede in z_i . Zum einen konnte festgestellt werden, daß die großräumige Anströmung die Grenzschichtinversion derart gegen Gebirge drücken kann, daß über Bergrücken das Grenzschichtwachstum gebremst wird und sich dort nur eine dünne konvektive Grenzschicht ausbildet. Zum anderen zeigte sich, daß die Advektion von Luft mit niedrigerer potentieller Temperatur durch Hangaufwinde zur Ausbildung einer Inversion über der Hangwindschicht und somit zu einer sprunghaften Verkleinerung von z_i führen kann. Durch die Reduktion der Grenzschichtdicke und durch die Kaltluftadvektion über dem erwärmten Erdboden erhöhte sich die vertikale Di-

vergenz des fühlbaren Wärmestroms, wodurch die Auflösung der Inversion über der Hangwindsschicht wiederum begünstigt wurde.

Die Untersuchung der Anwendbarkeit von in numerischen Modellen gebräuchlichen Parametrisierungen des Grenzschichtwachstums über nicht ebenem Gelände zeigte, daß diese teilweise völlig ungeeignet sind, um die Auswirkungen der in der Natur ablaufenden Advektionsprozesse richtig zu beschreiben. Da die Dicke der konvektiven Grenzschicht z_i oft in die Parametrisierungen der turbulenten Flüsse in Simulationsmodellen eingeht und z_i ein Maß für das Luftvolumen ist, in dem bodennah emittierte Spurengase verteilt werden, ist davon auszugehen, daß bisherige Ausbreitungsrechnungen über unebenem Gelände stark fehlerbehaftet sind. In einem zweiten Schritt wurden daher Möglichkeiten, wie z.B. das Konzept des effektiven turbulenten Wärmestroms, diskutiert, die zukünftig zu einer besseren Beschreibung der konvektiven Grenzschichtentwicklung führen können.

- **Die Geländestruktur fördert die vertikale Spurengasverteilung und den Ferntransport**

Die große räumliche Variation der Mischungsschichthöhe im Untersuchungsgebiet wirkte sich auch entscheidend auf die räumliche Verteilung und die zeitliche Entwicklung der Konzentrationen atmosphärischer Spurengase aus. Vertikale Stofftransporte in der atmosphärischen Grenzschicht werden unter der Wirkung der Durchmischung bei gleichzeitigem Anwachsen der Grenzschicht im Tagesverlauf durch den Einfluß der Orographie auf die thermische Schichtung verstärkt. Die ausgebildete konvektive Grenzschicht erstreckte sich über größeren Gebirgszügen in wesentlich größere Höhen über NN im Vergleich zu den Tallagen, wodurch es unter Beteiligung von thermisch induzierten Hangaufwinden im Tagesverlauf zu einer Zunahme der Spurengaskonzentrationen, wie z.B. der Stickoxide, in diesen Regionen kam, obwohl in diesen Gebieten wesentlich weniger Stickoxidemittenten vorhanden sind als in den Tallagen. Orographisch induzierte Prozesse ermöglichen somit über Berg Rücken einen Spurengastransport in wesentlich größere Höhen als über den Tälern. Dies hat eine große Bedeutung für den Ferntransport von Spurengasen: Durch Neubildung einer bodennahen stabilen Schicht in den Nachstunden wird ein Teil der in die Höhe transportierten Spurengase aus der Grenzschicht entfernt und der freien Atmosphäre zugeführt. Dieser Anteil stellt einen wichtigen Quellterm für den weiträumigen Transport in der Troposphäre dar.

- **Die Geländestruktur gibt Transportpfade für die Spurengasausbreitung vor**

Um den Einfluß der Orographie auf die Transportpfade von Spurengasen in der bodennahen Luftschicht zu untersuchen, wurden Windrosen aus den Bodenstationsdaten während des TRACT-Meßzeitraums berechnet. Die Unterscheidung zwischen dem Windfeld am Tag und in der Nacht ermöglichte es, Kanalisierungsphänomene und thermische Windsysteme voneinander zu separieren. Meßstationen in größeren Tälern, die hauptsächlich durch Kanalisierung geprägt sind, zeigen tageszeitunabhängige, talachsenparallele Winde. Meßstationen dagegen, an denen thermische Windsysteme dominieren, wie z.B. Berg- und Talwinde in Schwarzwaldtälern oder

Land- Seewinde am Bodensee, zeigen vorwiegend Winde aus einer, jedoch tags und nachts entgegengesetzten Richtung.

Das nächtliche Windfeld ist durch die Kaltluftabflüsse an Hängen stark von der lokalen Orographie geprägt. Im Gegensatz dazu treten während der Tagstunden Windsysteme der regionalen Skala in den Vordergrund. Diese regionalen Windsysteme entlang der großen Täler zwischen den Gebirgen bewirken einen Transport von Luftverunreinigungen zwischen städtischen bzw. industriellen Ballungszentren. Insbesondere ein Luftmassenaustausch zwischen dem südlichen Oberrheingraben und den Regionen Heilbronn und Stuttgart bis hin zur Schwäbischen Alb ist erkennbar. Dies ist z.B. für den Transport von Ozon-Vorläufersubstanzen während sommerlicher Hochdruckwetterlagen und damit für die Ozonbildung von Bedeutung. Diesen regionalen Luftströmungen sind thermisch induzierte lokale Zirkulationssysteme an den Berghängen und in den Seitentälern der Gebirge überlagert, die zu einem Luftmassenaustausch zwischen den dicht besiedelten Tälern mit hohen Emissionen und den ländlichen Bergregionen führen.

- **Die Geländestruktur modifiziert den Tagesgang der Ozonkonzentrationen an Talstationen**

Nächtliche sekundäre Ozonmaxima an Talstationen können auf die oben genannten lokalen Windsysteme zurückgeführt werden. Bei Ausbildung des nächtlichen Bergwindsystems zeigten Talstationen einen geringeren Ozonrückgang - oder sogar ein relatives nächtliches Ozonmaximum - als üblicherweise die Stationen in ebenem Gelände. In ebenem Gelände ist bei der Ausbildung der stabilen nächtlichen Grenzschicht zu beobachten, daß die vertikale Durchmischung abnimmt, die photochemische Ozonproduktion gestoppt und Ozon durch Deposition und Reaktion mit sich anreicherndem Stickstoffmonoxid weitgehend abgebaut wird. Durch die nächtlichen Bergwinde wird ein Transport von stickoxidarmer und ozonreicherer Luft von den umliegenden Hängen zu den Talstationen eingeleitet. Diese Hangabwinde beinhalten sowohl Advektion von Ozon aus höher gelegenen, geringer belasteten Bergregionen als auch das Einmischen von Ozon aus der nächtlichen Residuumschicht, die eine Art 'Ozon-Reservoirschicht' darstellt. Die gemessenen nächtlichen Ozonmaxima von bis zu 20 ppb an den Talstationen stellen keine zusätzliche Ozonbelastung dar, führen aber zu einem höheren Monats- und Jahresmittel in den Ozonkonzentrationen (Wagner und Ahrens, 1994). Lufthygienisch betrachtet kommt es im Einflußbereich dieser lokalen nächtlichen Windsysteme zu einer Verbesserung der Luftqualität, da mit dem Bergwind Luftmassen aus Gebieten mit geringeren Emissionen herangeführt werden.

- **Die Geländestruktur beeinflusst den regionalen Witterungscharakter und damit die lufthygienischen Verhältnisse**

Dauer und Intensität der nach klaren Strahlungs Nächten in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets entstandenen Nebelfelder waren aufgrund orographisch beeinflusster meteorologischer Bedingungen sehr unterschiedlich. Dies wiederum wirkte sich sehr stark auf die Spurengaskonzentrationen in diesen Gebieten aus. Bei östlichen Anströmungsverhältnissen ergaben sich im südlichen Oberrheintal im Lee

des Schwarzwalds deutlich geringere Windgeschwindigkeiten als im nördlichen Teil. Demzufolge war hier an Nebeltagen das größte zusammenhängende Nebelgebiet zu beobachten, das sich zum Teil bis in die Mittagstunden hielt. Dies ist in Übereinstimmung mit Beobachtungen des REKLIP-Klimaatlas (Fiedler, 1995), der das südliche Oberrheintal als besonders nebelgefährdet ausweist. Aufgrund der daraus folgenden verminderten Einstrahlung am Boden und der verminderten vertikalen Durchmischung, ergab sich in diesem Gebiet ein deutlich verzögerter Ozonanstieg mit auch im Tagesverlauf geringeren Konzentrationsmaxima als in den benachbarten nebefreien Regionen. Neben stark unterschiedlichen Ozontagesgängen aufgrund der Stationshöhe (Wolff et al., 1987; Wunderli und Gehrig, 1990; Löffler-Mang et al., 1996) ergeben sich somit auch zwischen Rheintalstationen auf gleicher Höhe, bedingt durch orographisch modifizierte meteorologische Bedingungen, Unterschiede in den Tagesgängen und den Konzentrationsmaxima des Ozons.

- **Die Geländestruktur fördert den Ferntransport von Spurengasen durch Auslösung von Handover-Prozessen**

Einen Schwerpunkt des Projekts bildete die Untersuchung des Beitrags orographisch ausgelöster Transportvorgänge zum Austausch von Spurengasen zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der freien Troposphäre (Handover). Es zeigte sich, daß über hügeligem Gelände der Austausch durch Stufen in der Grenzschichthöhe und Durchbrüche in der Grenzschichtinversion begünstigt wird. Über größeren Berggrücken konnten thermische Aufwinde beobachtet werden, die die Grenzschichtinversion durchstoßen und somit zu einem verstärkten Vertikaltransport von Spurengasen durch die Inversionslücke in die freie Troposphäre beitragen. Im Gegensatz zu homogenem Gelände kann an orographisch bedingten Grenzschichtstufen Handover auch durch den Horizontalwind (advective Ventilation) bewerkstelligt werden. Diese Grenzschichtstufen können im Leebereich von Gebirgen durch die bereits erwähnte unterschiedliche Nebeldauer noch zusätzlich verstärkt werden. Eine Abschätzung der stattfindenden Massentransporte durch advective Ventilation an beobachteten Grenzschichtstufen bzw. durch konvektive Zellen an Grenzschichtdurchbrüchen zeigte, daß hierdurch wesentliche Beiträge zum Spurengastransport von der Grenzschicht in die freie Atmosphäre geleistet werden können. Bei den meist nicht horizontal verlaufenden Grenzschichtobergrenzen während TRACT kann der Spurengastransport durch die mittlere Grundströmung als ein bedeutender Beitrag für die Austauschprozesse zwischen Grenzschicht und freier Troposphäre angesehen werden. Dieser Austausch stellt eine wichtige Quelle bzw. Senke bei Haushaltsbetrachtungen atmosphärischer Spurengase dar und ist mitentscheidend für den Ferntransport der Gase. Somit ergeben sich in orographisch strukturiertem Gelände ganz andere Austauschbedingungen als über homogenem Gelände, welche in Massenbilanzbetrachtungen mitberücksichtigt werden müssen. Die advective Ventilation, als ein wichtiger topographisch induzierter Austauschprozeß zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der freien Troposphäre, tritt vor allem auch bei der Ausbildung von internen Grenzschichten auf, wie sie an Küstenlinien (Lyons et al., 1973), im Leebereich von Städten (Trainer et al., 1995) oder während der Übergangsperiode vom Berg- zum Talwind vorhanden sind (Tyson, 1969).

9 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

9.1 Zusammenarbeit innerhalb von TRACT

Im Zuge einer raschen Verfügbarkeit wurden die Daten, nachdem sie durch die jeweiligen Betreiber einer Qualitätskontrolle unterzogen wurden, bei verschiedenen, an TRACT beteiligten Institutionen, auf Teildatenbanken installiert. Die Aufteilung in die einzelnen Datenbanken richtete sich nach dem jeweiligen Datentyp:

Nr.	Datentyp	Datenbank-Betreiber
1	aerologische Daten	Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe
2	synoptische Daten	Meteo France, Strasbourg (F)
3	Flugzeugmeßdaten (Gesamtgebiet)	Fraunhofer Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen
4	Daten temporärer Bodenstationen	Risø National Laboratory, Roskilde (DK)
5	Tracerdaten	Joint Research Centre, Ispra (I)
6	Daten operationeller Bodenstationen	Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe
7	Landnutzungs- und Geländehöhendaten	Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe
8	Emissionsdaten	Institut für Energiewirtschaft und Rationelle Energieanwendung, Stuttgart
9	Flugzeugmeßdaten (Teilgebiet)	Institut für Physik der Atmosphäre, Weßling
10	Depositionsdaten	Risø National Laboratory, Roskilde (DK)
11	TRANSALP Daten	Joint Research Centre, Ispra (I)

Tabelle 6: *Datenbanken für die TRACT Meßkampagne.*

Gegenwärtig werden nun in einem nächsten Schritt die Daten der Teildatenbanken zu einer Gesamtdatenbank am Institut für Meteorologie und Klimaforschung in Karlsruhe zusammengefaßt.

Die Zusammenarbeit mit anderen TRACT-Teilnehmern erfolgt in erster Linie im Hinblick auf die zu untersuchenden Prozesse:

- Analyse der Entwicklung der konvektiven Grenzschicht (Kalthoff et al., 1994; Kalthoff et al., 1996; Koßmann et al., 1996)

Kooperationspartner: DLR Weßling, IFU Garmisch-Partenkirchen, IFU Außenstelle Berlin

- Analyse atmosphärischer Turbulenzstruktur

Kooperationspartner: UCL Louvain (B)

- Analyse der Verteilung atmosphärischer Spurengase
(Vögtlin et al., 1994; Vögtlin et al., 1995; Vögtlin et al., 1996)

Kooperationspartner: Risø National Laboratory Roskilde (DK), Meteorologisches Institut Universität München, HMS/IAP Budapest (HU), MPI Hamburg, DLR Weßling, MetAir Illnau (CH), IFU Garmisch-Partenkirchen, Imperial College London (UK)

- Auswertung des Tracer-Experiments
(Kößmann und Corsmeier, 1993; Stingle et al., 1994)

Kooperationspartner: JRC Ispra (I)

- Kontrolle der Datenqualität der Flugzeugmessungen
(Kanter et al., 1996; Kößmann et al., 1994)

Kooperationspartner: IFU Garmisch-Partenkirchen, DLR Weßling, Imperial College London (UK), MetAir Illnau (CH)

9.2 Zusammenarbeit innerhalb von EUROTRAC

Die Auswertung der TRACT-Meßkampagne erfolgt in Kooperation mit anderen in EUROTRAC eingebundenen Teilprojekten (BIATEX, EUMAC, GENEMIS, TOR).

Die während TRACT gewonnenen Daten aus den Teilprojekten BIATEX und TOR wurden in die entsprechenden Teildatenbanken eingespeist und werden bei der Auswertung von TRACT mit einbezogen.

Die Zusammenarbeit mit EUMAC erfolgt auf der Ebene der Modellierung von TRACT-Episoden und wird in dem Bericht über die Modellierungsarbeiten behandelt. In Absprache mit TRACT wurden in GENEMIS Emissionsdaten erstellt (Berner et al., 1996), die sowohl bei der numerischen Simulation, als auch bei der Analyse der gemessenen Spurenstoffverteilungen in TRACT Anwendung finden.

10 Berichte und Publikationen

1992:

Fiedler, F., 1992: *TRACT Operational Plan*, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, 66 S.

Mohnen, V., Corsmeier, U. und Fiedler, F., 1992: *Quality assurance project plan - aircraft measurement systems*, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, 184 S.

Wachs, P., Corsmeier, U. und Fiedler, F., 1992: *TRACT Aircraft Operational Plan*, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, 73 S.

1993:

Corsmeier, U., 1993: *Aircraft measurements in the nested area of TRACT - an overview*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 37- 49.

Corsmeier, U. und Zimmermann, H., 1993: *Aircraft measurements in the TRACT main area - an overview*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 50-63.

Fiedler, F. und Zimmermann, H., 1993: *General Report of TRACT*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 3-34.

Kalthoff, N. und Kolle, O., 1993: *Intercomparison of meteorological surface measurements during the TRACT campaign summer 1992*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 104-119.

Kalthoff, N., Kolle, O. und Walk, O., 1993: *Vertical soundings by radiosondes during the TRACT campaign*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 120-132.

Kanter, H.-J., Mohnen, V., Slemr, F. und Corsmeier, U., 1993: *Qualitätskontrolle der Flugzeugmessungen bei der TRACT-Meßkampagne*, VDI Berichte Nr. 1059, VDI Verlag, 395-405.

Kolle, O. und Kalthoff, N., 1993: *Intercomparison of radiosonde data during the TRACT campaign, summer 1992*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 142-150.

Koßmann, M. und Corsmeier, U., 1993: *Do-128 aircraft measurements in the nested area during the TRACT campaign 1992*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 151-159.

Koßmann, M. und Fiedler, F., 1993: *Untersuchung von Vermischungsvorgängen in der unteren Troposphäre über orographisch strukturiertem Gelände - Vorbereitung, Durchführung und erste Ergebnisse der TRACT Feldmeßkampagne 1992*, Jahresbericht 1992 EUROTRAC Teilprojekt TRACT, Förderkennzeichen 07EU734, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, 8 S.

Vogel, B. und Kolle, O., 1993: *Observed temperature structures at the tethered balloon stations Sasbach and Brandmatt during the second intensive measuring phase of TRACT*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 216-226.

1994:

Binder, H.-J., Kalthoff, N., Fiedler, F., Koßmann, M., Vöglin, R. und Corsmeier, U., 1994: *The boundary layer evolution during TRACT*, Annual Report 1993 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 9-17.

Corsmeier, U., Koßmann, M., Vöglin, R. und Fiedler, F., 1994: *Water vapour transport by stationary convective cells over hilly terrain*, Proceedings EUROTRAC Symposium'94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 761-765.

Kalthoff, N., Binder, H.-J., Fiedler, F., Koßmann, M., Corsmeier, U., Vöglin, R. und Schlager, H., 1994: *The boundary layer evolution during TRACT*, Proceedings EUROTRAC Symposium'94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 748-752.

Koßmann, M. und Vogel, B., 1994: *Comparison between calculated and observed boundary layer heights during the TRACT campaign*, Proceedings EUROTRAC Symposium'94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 753-756.

Koßmann, M. und Vogel, B., 1994: *The influence of advection on the convective boundary layer development in the nested area during the TRACT campaign*, Annual Report 1993 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 24-29.

Koßmann, M., Corsmeier, U., Vögtlin, R., Jochum, A.M., Strodl, C., Willeke, H., Neininger, B., Fuchs, W. und Graber, W., 1994: *Aircraft intercomparison in the nested area during the TRACT campaign*, Annual Report 1993 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 94-102.

Koßmann, M., Binder, H.-J., Corsmeier, U., Fiedler, F., Kalthoff, N., Vögtlin, R. und Zimmermann, H., 1994: *Untersuchung von Vermischungsvorgängen in der unteren Troposphäre über orographisch strukturiertem Gelände*, Jahresbericht 1993 EUROTRAC Teilprojekt TRACT, Förderkennzeichen 07EU734, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, 12 S.

Stingele, A., Corsmeier, U., Nodop, K., Koßmann, M., und Vögtlin, R., 1994: *Tracer experiment in the nested area of the TRACT campaign*. Proceedings EUROTRAC Symposium'94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 747.

Vögtlin, R., Koßmann, M. und Corsmeier, U., 1994: *Aircraft measurements in the main area during TRACT*, Annual Report 1993 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 38-48.

Vögtlin, R., Löffler-Mang, M., Koßmann, M., Corsmeier, U., Fiedler, F., Klemm, O. und Schlager, H., 1994: *Spatial and temporal distributions of air pollutants over complex terrain during TRACT*, Proceedings EUROTRAC Symposium'94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 770-775.

1995:

Kalthoff, N. und Kollé, O., 1995: *Intercomparison of meteorological surface measurements and radiosonde data during the TRACT campaign summer 1992*, KfK Primärbericht 22.01.01P01E, 45 S.

Koßmann, M., Vögtlin, R., Fiedler, F., de Wekker, S.F.J., Kalthoff, N., Binder, H.-J., Schlager, H. und Klemm, O., 1995: *Austausch von Spurengasen zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der freien Troposphäre*, Annalen der Meteorologie N.F. 31, 208-209, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.

Koßmann, M., Vögtlin, R., Binder, H.-J., Fiedler, F., Kalthoff, N. und Corsmeier, U., 1995: *Untersuchung von Vermischungsvorgängen in der unteren Troposphäre über orographisch strukturiertem Gelände*, Jahresbericht 1994 EUROTRAC Teilprojekt TRACT, Förderkennzeichen 07EU734, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, 10 S.

Vögtlin, R., Koßmann, M., Löffler-Mang, M., Fiedler, F., Corsmeier, U., Kalthoff, N., Binder, H.-J., Klemm, O. und Schlager, H., 1995: *Verteilung und Transport atmosphärischer Spurengase über komplexem Gelände während TRACT*, Annalen der Meteorologie N.F. 31, 151-152, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.

de Wekker, S.F.J., 1995: *The behaviour of the convective boundary layer height over orographically complex terrain*, Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe und Department of Meteorology, Wageningen Agricultural University.

Zimmermann, H., 1995: *Field phase report of the TRACT field measurement campaign*, EUROTRAC International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 196 S.

1996:

Bitzer, A., 1996: *Einflüsse von Landnutzung und Orographie auf die Verteilung von Erdoberflächentemperaturen während TRACT*, Seminararbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe, in Vorbereitung.

Kalthoff, N., Binder, H.-J., Koßmann, M., Vögtlin, R., Corsmeier, U., Fiedler, F. und Schlager, H., 1996: *The temporal evolution and spatial variation of the boundary layer over complex terrain*, Atmospheric Environment, im Druck.

Kanter, H.-J., Slemr, F., Mohnen, V. und Corsmeier, U., 1996: *Airborne chemical and meteorological measurements made during the 1992 TRACT experiment: quality control and assessment*, J. Air & Waste Management 46, 710-724.

Koßmann, M., Fiedler, F., Löffler-Mang, M. und Vögtlin, R., 1996: *Surface layer wind fields and associated transport of air pollutants over complex terrain during the TRACT campaign in September 1992*, Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 771-775.

Koßmann, M., Vogel, H., Vogel, B., Vögtlin, R., Corsmeier, U., Fiedler, F., Klemm, O. und Schlager, H., 1996: *The composition and vertical distribution of volatile organic compounds in southwestern Germany, eastern France and northern Switzerland during the TRACT campaign in September 1992*, Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 767-770.

Koßmann, M., de Wekker, S.F.J., Vögtlin, R., Kalthoff, N., Corsmeier, U., Binder, H.-J. und Fiedler, F., 1996: *Advective venting - an effective process for the handover of trace gases between the atmospheric boundary layer and the free troposphere over complex terrain*, Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 693-697.

Koßmann, M., Vögtlin, R., Corsmeier, U., Vogel, B., Fiedler, F., Binder, H.-J., Kalthoff, N. und Beyrich, F., 1996: *Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain*, eingereicht bei Atmospheric Environment.

Kunz M., 1996: *Änderung der Spurengaskonzentrationen bei Frontpassagen*, Seminararbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe, 51 S.

Löffler-Mang, M., Zimmermann, H. und Fiedler, F., 1996: *Analysis of ground based operational network data acquired during the September 1992 TRACT campaign*, Atmospheric Environment, im Druck.

Löffler-Mang, M., Kunz, M. und Koßmann, M., 1996: *Eine nächtliche Kaltfront über orographisch gegliedertem Gelände und die Veränderung der Ozonkonzentration am Boden*, Meteorol. Zeitschr. N.F. 5, 308-317.

Pfeifle, A., 1996: *Ozonverteilung in einer konvektiven Grenzschicht*, Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe, in Vorbereitung.

Vögtlin, R., Koßmann, M., Corsmeier, U., Löffler-Mang M., Fiedler F. und Marsh A.R., 1996: *Topographically influenced distributions of air pollutants in the TRACT area*, Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 783-787.

Vögtlin, R., Koßmann, M., Güsten, H., Heinrich, G., Fiedler, F., Corsmeier, U., und Kalthoff, N., 1996: *Transport of trace gases from the upper Rhine valley to a mountain site in the northern Black Forest*, Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 777-781.

Vögtlin, R., Koßmann, M., Binder, H.-J., Fiedler, F., Kalthoff, N., Corsmeier, U. und Zimmermann, H., 1996: *Investigation of mixing processes in the lower troposphere over orographically structured terrain*, TRACT Final Report, 13 S., geplante Veröffentlichung im Springer Verlag in Kooperation mit dem EUROTRAC International Scientific Secretariat, Garmisch-Partenkirchen.

Vogel, H., Fiedler, F. und Vogel, B., 1996: *NO_y as an indicator species for ozone sensitivity to emission reductions*, Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 757-760.

de Wekker, S.F.J., Koßmann, M. und Fiedler, F., 1996: *The behaviour of the convective boundary layer height over orographically complex terrain*, Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 789-793.

1997:

Binder, H.-J., 1997: *Tageszeitliche und räumliche Entwicklung der konvektiven Grenzschicht über stark gegliedertem Gelände*, Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe.

Löffler-Mang, M., Koßmann, M., Vögtlin, R. und Fiedler, F., 1997: *Valley wind systems and their influence on nocturnal ozone concentrations*, Beitr. Phys. Atmos. 70, 1-14.

Literaturverzeichnis

Adrian, G., 1992: *Wake flows in the upper Rhine valley*, Beitr. Phys. Atmos. 65, 147-156.

Adrian, G., 1995: *On similarity laws in regional climatology*, Meteorol. Atmos. Phys. 55, 223-234.

Adrian, G. und Fiedler, F., 1991: *Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations*, Beitr. Phys. Atmos. 64, 27-48.

Arritt, R.W., Wilczak, J.M. und Young, G.S., 1992: *Observations and numerical modeling of an elevated mixed layer*, Monthly Weather Rev. 120, 2869-2880.

Banta, R.M. und Cotton, W.R., 1981: *An analysis of the structure of local wind systems in a broad mountain basin*, J. Appl. Met. 20, 1255-1266.

Banta, R.M., 1984: *Daytime boundary layer evolution over mountainous terrain. Part 1: Observations of the dry circulations*, Monthly Weather Rev. 112, 340-356.

Barschall, H., 1919: *Über die Gebirgswinde in den mittleren Vogesen*, Meteorol. Z. 36, 137-142.

Barthelmie, R.J. und Jensen, N.O., 1995: *TRACT database #4: surface measurements, station and data description*, Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark, Risø-R-816(EN).

Batchelor, G.K. und Proudman, I., 1954: *The effect of rapid distortion of a fluid in turbulent motion*, Quart. J. Mech. and applied Math. 7, 83-103.

Berner, P, Friedrich, R., John, C., Obermeier, A. und Seier, J., 1996: *Generation of an emission data base for TRACT*. Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 795-799.

Berry, C.R., 1964: *Differences in concentrations of surface oxidant between valley and mountain top conditions in the southern Appalachians*, JAPCA 14, 235-239.

Beyrich, F., 1994: *Bestimmung der Mischungsschichthöhe aus Sodar-Daten unter Verwendung numerischer Modellrechnungen*, IFU Schriftenreihe, Band 28-94, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen.

Binder, H.-J., 1997: *Tageszeitliche und räumliche Entwicklung der konvektiven Grenzschicht über stark gegliedertem Gelände*, Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe.

Blumenthal, D.L., White, W.H. und Smith, T.B., 1978: *Anatomy of a Los Angeles smog episode: Pollutant transport in the daytime sea breeze regime*, Atmos. Environ. 12, 893-907.

Bradley, E.F., 1980: *An experimental study of the profiles of wind speed, shearing stress and turbulence at the crest of a large hill*, Quart. J. R. Met. Soc. 106, 101-124.

Brehm, M. und Freytag, C., 1982: *Erosion of night-time thermal circulation in an Alpine valley*, Arch. Met. Geoph. Biokl. B31, 331-352.

Broder, B., 1981: *Late evening ozone maxima*, PAGEOPH 119, 978-989.

Broder, B. und Gygax, H.A., 1985: *The influence of local induced wind systems on the effectiveness of nocturnal dry deposition of ozone*, Atmos. Environ. 19, 1627-1636.

Builtjes, P.J.H., 1989: *Interaction of planetary boundary layer and free troposphere*, In: T. Schneider et al. (Hgs.), Atmospheric Ozone Research and its Policy Implications, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 605-612.

Burger, A. und Ekhardt, E., 1937: *Über die tägliche Zirkulation der Atmosphäre im Bereich der Alpen*, Gerlands Beiträge zur Geophysik 49, 341-367.

Busch, N.E., Gryning, S.E., Jensen, N.O. und Troen, I., 1987: *Turbulence and diffusion over inhomogeneous terrain*, Boundary-Layer Meteorol. 41, 173-202.

Caughey, S.J. und Palmer S.G., 1979: *Some aspects of turbulence structure through the depth of the convective boundary layer*, Quart. J. R. Met. Soc. 105, 811-827.

Ching, J.K.S., Shipley, S.T. und Browell, E.V., 1988: *Evidence for cloud venting of mixed layer ozone and aerosols*, Atmos. Environ. 22, 225-242.

Corsmeier, U., 1993: *Aircraft measurements in the nested area of TRACT - an overview*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 37-49.

Corsmeier, U. und Walk, O., 1993: *Bericht über die Intensivmeßphase „Winterliche Hochdrucklage“ (Intensivmeßphase in der nördlichen REGIO)*, REKLIP Arbeitsbericht D-002, Institut f. Meteorologie u. Klimaforschung Karlsruhe, 90 S.

Corsmeier, U. und Zimmermann, H., 1993: *Aircraft measurements in the TRACT main area - an overview*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 50-63.

Corsmeier, U., Koßmann, M., Vögtlin, R. und Fiedler, F., 1994: *Water vapour transport by stationary convective cells over hilly terrain*, Proceedings EUROTRAC Symposium'94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 761-765.

Dammann, W., 1960: *Die Windverhältnisse im Rhein-Main-Gebiet: Eine Studie zur dynamischen Klimatologie der Mittelgebirge*, Erdkunde 14, 10-29.

- Davidson, B., 1963:** *Some turbulence and wind variability in the lee of mountain ridges*, J. Appl. Met. 2, 463-472.
- Davies, T.D. und Schuepbach, E., 1994:** *Episodes of high ozone concentrations at the earth's surface resulting from transport down from the upper troposphere / lower stratosphere*, Atmos. Environ. 28, 53-68.
- Deardorff, J.W., 1972:** *Parameterization of the planetary boundary layer for the use in general circulation models*, Monthly Weather Review 100, 93-106.
- Deardorff, J.W., 1974:** *Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer*, Boundary-Layer Meteor. 7, 81-106.
- Diem, M., 1971:** *Windschichtung und Temperaturgradient in den untersten Atmosphärenschichten der Rheinebene*, Meteorol. Rdsch. 24, 11-19.
- Defant, F., 1951:** *Local winds*, in T.M. Malone (Hrsg.): Compendium of Meteorology, Amer. Meteor. Soc., Boston, 655-672.
- Driedonks, A.G.M., 1982:** *Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer*, Boundary-Layer Meteor. 23, 283-306.
- Dütsch, H.U., 1985:** *Large-scale domination of a regional circulation during winter-time anticyclonic conditions*, Meteorol. Rdsch. 38, 65-75.
- Dye, T.S., Roberts, P.T. und Korc, M.E., 1995:** *Observations of transport processes for ozone and ozone precursors during the 1991 Lake Michigan ozone study*, J. Appl. Met. 34, 1877-1889.
- Edinger, J.G., McCutchan, M.H., Miller, P.R., Ryan, B.C., Schroeder M.J. and Behar J.V., 1972:** *Penetration and duration of oxidant air pollution in the south coast air basin of California*, J. Air Poll. Contr. Ass. 22, 882-886.
- Egger, J., 1983:** *Kanalisation des Windes in breiten Tälern*, Ann. Meteorol. (N.F.) 20, 8-10.
- Etling, D., 1989:** *On atmospheric vortex streets in the wake of large islands*, Meteorol. Atmos. Phys. 41, 157-164.
- Fezer, F. und Seitz, R., 1977:** *Klimatologische Untersuchungen im Rhein-Neckar-Raum, Studien für die Regional- und Siedlungsplanung*, Heidelberger geographische Arbeiten, Heft 47.
- Fiedler, F. und Prenosil, T., 1980:** *Das MESOKLIP Experiment, Mesoskaliges Klimaprogramm im Oberrheintal*, Wiss. Bericht Nr. 1, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Fiedler, F., 1983:** *Einige Charakteristika der Strömung im Oberrheingraben*, Wiss. Bericht Meteorol. Institut Univer. Karlsruhe 4, 113-123.

Fiedler, F., 1986: *Ziele und Durchführung des TULLA-Experiments*, in 2. Statuskolloquium 4.-7.3.1986, Projekt Europäisches Forschungszentrum für Maßnahmen zur Luftreinhaltung im Kernforschungszentrum Karlsruhe, KfK-PEF 4, Band 2, 465-480.

Fiedler, F., Adrian, G., Hugelmann, C.P., 1987: *Beobachtete Phänomene während des TULLA-Experimentes*, in 3. Statuskolloquium 10.-12.3.1987, Projekt Europäisches Forschungszentrum für Maßnahmen zur Luftreinhaltung im Kernforschungszentrum Karlsruhe, KfK-PEF 12, Band 2, 347-365.

Fiedler, F., Adrian, G., Bär, M., Franck, J., Hörschele, K., Hübschmann, W., Nester, K., Pfeifer, T., Thomas, P., Vogt, S., Vogel, B., Walk, O., 1991: *Transport und Umwandlung von Luftschadstoffen im Lande Baden-Württemberg und aus Anrainerstaaten (TULLA)*, Forschungsbericht KfK-PEF 88 Förderkennzeichen 83/012/2; 86/011/2.

Fiedler, F., 1992a: *TRACT Operational Plan*, Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe, 66 S.

Fiedler, F., 1992b: *Das Regio-Klima-Projekt: Wie regeln die natürlichen Energieumsetzungen das Klima in einer Region*, KfK-Nachr., Jahrg. 24, 3/92, 125-131.

Fiedler, F., 1995: *Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd*, Hrsg.: Trinationale Arbeitsgemeinschaft Regio-Klima-Projekt (REKLIP), vdf Hochschulverlag AG an der TH Zürich, Institut für Angewandte Geowissenschaften (IFG), Offenbach, Editions Coprur Strasbourg.

Filliger, P. und Wanner, H., 1986: *Transport and diffusion of air pollutants in a slope wind area*, Fifth Conf. on Applications of Air Pollution Meteorology, Chapel Hill, Amer. Meteor. Soc., 269-272.

Flocke, F., Gilge, S., Klemp, D., Mihelcic, D., Pätz, H.W., Schultz, M., Smit, H., Su, Y., 1992: *Lokale und regionale Ozonproduktion: Chemie und Transport*, Abschlußbericht, Volz-Thomas A. und Geiss H. (Hrsg.), Förderkennzeichen 01 EU 723, Institut f. Chemie der belasteten Atmosphäre, Forschungszentrum Jülich GmbH, 173 S.

Flohn, H., 1969: *Local wind systems*, in H. Flohn (Hrsg.): *World survey of climatology*, Band 2, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 139-171.

Galbally, I.E., 1968: *Some measurements of ozone variation and destruction in the atmospheric surface layer*, *Nature* 218, 456-457.

Geiger, R., 1927: *Das Klima der bodennahen Luftschicht*, Vieweg-Verlag, Braunschweig.

Godowich, J.M., Ching, J.K.S. und Clarke, J.F., 1987: *Spatial variation of the evolution and structure of the urban boundary layer*, *Boundary-Layer Meteor.* 38, 249-272.

Goodman, J.K. und Miller, A., 1977: *Mass transport across a temperature inversion*, *J. Geophys. Res.* 82, 3463-3471.

Gryning, S.E. und Batchvarova, E., 1990: *Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow*, Q.J.R.Met.Soc. 116, 187-203.

Güsten, H., Heinrich, G., Cvitas, T., Klasinc, L. Ruscic B., Lalas D.P. und Petrakis M., 1988: *Photochemical formation and transport of ozone in Athens, Greece*, Atmos. Environ. 22, 1855-1861.

Güsten, H., Heinrich, G., Schmidt, R.W.H. und Schurath, U., 1992: *A novel ozone sensor for direct eddy flux measurement*, J. Atmos. Chem. 14, 73-84.

Güsten, H., Heinrich, G. und Sprung, D., 1996: *Nocturnal depletion of ozone in the upper Rhine valley*, Atmos. Environ., im Druck.

Gygax, H.A., 1985: *Das regionale Windfeld über komplexer Topographie und sein Einfluß auf den Tagesgang der Temperatur und einer Auswahl von Spurengase in der planetaren Grenzschicht*, Dissertation, Eidgenössisch Technische Hochschule Zürich, 187 S.

Hafner, T.A., Reinhard, M.E., Weisel, E.L. und Fimpel, H.P., 1987: *Boundary layer aspects and elevated heat source effects of the Alps*, Meteorol. Atmos. Phys. 36, 67-73.

Hahn, D.C., 1980: *Observed characteristics of turbulence in the atmospheric boundary layer over mountainous terrain*, Atmos. Sci. Paper No. 332, Dept. of Atmos. Sci., Colorado State University, Fort Collins, 104 S.

Haiden, T., 1996: *Orographie und Konvektion*, Mitteilungen der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft 1/96, 16-18.

Hanna, S.R., 1980: *Measured σ_y and σ_θ in complex terrain near the TVA Widows Creek, Alabama, Steam Plant*, Atmos. Environ. 14, 401-407.

Harlfinger, O., 1976: *Die bioklimatische Bedeutung des "Höllentäler" für Freiburg*, Meteorol. Rdsch. 29, 15-18.

Hauf, T. und Witte, N., 1985: *Fallstudie eines nächtlichen Windsystems*, Meteorol. Rundschau 38, 33-42.

Heinrich, G., Weppner, J., Güsten, H., Clauss, G., Antz, H. und Target, A., 1994: *Quality assurance for trace gas sensors used in the nested area of TRACT*. Annual Report 1993 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 103-117.

Heldt, K. und Höschele, K., 1989: *Hang- und Bergwinde am Rheintalrand bei Karlsruhe*, Meteorol. Rundschau 41, 104-110.

Hennemuth, B. und Semmler, H., 1982: *Das Windfeld am Haardtrand während ME-SOKLIP - eine Abschätzung der Hangwindzirkulation und Beobachtungsergebnisse*, Meteorol. Rundschau 35, 113-121.

- Höhndorf, F., 1928:** *Die Luftströmung in der oberrheinischen Tiefebene bei westlichen Winden*, Beitr. Phys. fr. Atmosph. 14, 198-213.
- Hunt, J.C.R., Puttock, J.S. und Snyder, W.H., 1979:** *Turbulent diffusion from a point source in stratified and neutral flows around a three-dimensional hill, Part I, Diffusion equation analysis*, Atmos. Environ. 13, 1227-1239.
- Huss, E. und Stranz, D., 1970:** *Die Windverhältnisse am Bodensee*, PAGEOPH 81, 323-356.
- Ivanov, A., Kats, A., Kurnosenko, S., Nash, N. und Zaitseva, N., 1991:** *WMO International Radiosonde Comparison, Phase III*, Final report in instruments and observing methods, Report No. 40, WMO/TD-No. 451.
- Kalthoff, N. und Vogel, B., 1992:** *Counter-current and channeling effect under stable stratification in the area of Karlsruhe*, Theor. Appl. Climat. 45, 113-126.
- Kalthoff, N. und Kolle, O., 1993:** *Intercomparison of meteorological surface measurements during the TRACT campaign summer 1992*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 104-119.
- Kalthoff, N., Schädler, G., Fiedler, F. und Adrian, G., 1993:** *Land surface processes over flat agricultural terrain: A comparison of measurements and simulation using LOTREX-10E/HIBE88 data*, Meteorol. Zeitschrift N.F. 2, 51-69.
- Kalthoff, N., Binder, H.-J., Fiedler, F., Koßmann, M., Corsmeier, U., Vögtlin, R. und Schlager, H., 1994:** *The boundary layer evolution during TRACT*, Proceedings EUROTRAC Symposium '94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 748-752.
- Kalthoff, N., Binder, H.-J., Koßmann, M., Vögtlin, R., Corsmeier, U., Fiedler, F. und Schlager, H., 1996:** *The temporal evolution and spatial variation of the boundary layer over complex terrain*, Atmos. Environ., im Druck.
- Kanter, H.-J., Slemr, F., Mohnen, V. und Corsmeier, U., 1996:** *Airborne chemical and meteorological measurements made during the 1992 TRACT experiment: quality control and assessment*, J. Air & Waste Management 46, 710-724.
- Karacostas, T.S. und Marwitz, J.D., 1980:** *Turbulent kinetic energy budget over mountainous terrain*, J. Appl. Met. 19, 163-174.
- Kolle, O. und Kalthoff, N., 1993:** *Intercomparison of radiosonde data during the TRACT campaign, summer 1992*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 142-150.
- Kondo, J. und Okusa, N., 1990:** *A simple numerical prediction model of nocturnal cooling in a basin with various topographic parameters*, J. Appl. Met. 29, 604-619.

- Kopfmüller, A., 1926:** *Der Land- und Seewind am Bodensee*, Schriften d. Vereins f. Geschichte d. Bodensees u. s. Umgebung 54, 280-333.
- Koßmann, M. und Corsmeier, U., 1993:** *Do-128 aircraft measurements in the nested area during the TRACT campaign 1992*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 151-159.
- Koßmann, M., Corsmeier, U., Vögtlin, R., Jochum, A.M., Strodl, C., Willeke, H., Neininger, B., Fuchs, W. und Graber, W., 1994:** *Aircraft intercomparison in the nested area during the TRACT campaign*, Annual Report 1993 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 94-102.
- Koßmann, M., de Wekker, S.F.J., Vögtlin, R., Kalthoff, N., Corsmeier, U., Binder, H.-J. und Fiedler, F., 1996:** *Advective venting - an effective process for the handover of trace gases between the atmospheric boundary layer and the free troposphere over complex terrain*, Proceedings EUROTRAC Symposium '96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 693-697.
- Koßmann, M., Vögtlin, R., Corsmeier, U., Vogel, B., Fiedler, F., Binder, H.-J., Kalthoff, N. und Beyrich, F., 1996:** *Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain*, eingereicht bei Atmos. Environ.
- Küttner, J., 1939:** *Moazagotl und Föhnwelle*, Beitr. Phys. fr. Atmos. 25, 79-114.
- Kurita, H., Ueda, H. und Mitsumoto, S., 1990:** *Combination of local wind systems under light gradient wind conditions and its contribution to the long-range transport of air pollutants*, J. Appl. Met. 29, 331-348.
- Layer, H.-G., 1962:** *Der Albtalwind*, Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl. 21, 19-31.
- Leahey, D.M. und Friend, J.P., 1971:** *A model for predicting the depth of the mixed layer over an urban heat island, with applications to New York City*, J. Appl. Met. 10, 1162-1173.
- Lenschow, D.H., 1973:** *Two examples of planetary boundary layer modification over the Great Lakes*, J. Atmos. Sci. 30, 568-581.
- Lenschow, D.H., Stankov, B.B. und Mahrt, L., 1979:** *The rapid morning boundary-layer transition*, J. Atmos. Sci. 36, 2108-2124.
- Lightman, P. und Marsh, T., 1994:** *Pollutant concentration profiles over complex terrain: evidence for flow between valleys*, Proceedings EUROTRAC Symposium '94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 776-779.

- Lovill, J.E., 1970:** *A note on the variability of ozone at a high mountain location*, Arch. Met. Geoph. Biokl. A19, 439-442
- Löffler-Mang, M., Zimmermann, H. und Fiedler, F., 1996:** *Analysis of ground based operational network data acquired during the September 1992 TRACT campaign*, Atmos. Environ., im Druck.
- Löffler-Mang, M., Koßmann, M., Vögtlin, R. und Fiedler, F., 1997:** *Valley wind systems and their influence on nocturnal ozone concentrations*, Beitr. Phys. Atmos. 70, 1-14.
- Lyons, W.A. und Cole, H.S., 1973:** *Fumigation and plume trapping on the shores of Lake Michigan during stable onshore flow*, J. Appl. Met. 12, 494-510.
- Mahlberg, H., 1986:** *Die topographischen Auswirkungen des Oberrheingrabens auf die Strömungs-, Temperatur-, Feuchte-, und Luftdruckverhältnisse im Vergleich zum synoptischen Grundzustand während MESOKLIP*, Met. Rdsch. 39, 188-196.
- Mason, P.J. und King, J.C., 1985:** *Measurements and predictions of flow and turbulence over an isolated hill of moderate slope*, Quart. J. R. Met. Soc. 111, 617-640.
- McCutchan, M.H. und Fox, D.G., 1986:** *Effects of elevation and aspect on wind, temperature and humidity*, J. Clim. Appl. Met. 25, 1996-2013.
- McElroy, J.L. und Smith, T.B., 1991:** *Lidar descriptions of mixing-layer thickness characteristics in a complex terrain / coastal environment*, J. Appl. Met. 30, 585-597.
- Mohnen, V., Corsmeier, U., Fiedler, F., 1992:** *Quality assurance project plan - aircraft measurement systems*, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe Forschungszentrum Karlsruhe, 184 S.
- Neininger, B. und Liechti, O., 1984:** *Local winds in the upper Rhone valley*, Geojournal 8, 265-270.
- Neu, U., Künzle, T. und Wanner, H., 1994:** *On the relation between ozone storage in the residual layer and daily variation in near-surface ozone concentrations - a case study*, Boundary-Layer Meteor. 69, 221-247.
- Obermeier, A., Friedrich, R., John, C., Seier, J., Vogel, H., Fiedler, F. und Vogel, B., 1995:** *Photosmog - Möglichkeiten und Strategien zur Verminderung des bodennahen Ozons*, Ecomed, Landsberg, 184 S.
- Oltmans, S.J., 1981:** *Surface ozone measurements in clean air*, J. Geophys. Res. 86, 1174-1180.
- Panofsky, H.A., Egolf, C.A. und Lipschutz, R., 1978:** *On characteristics of wind direction fluctuations in the surface layer*, Boundary-Layer Meteorol. 15, 439-446.

- Parlow, E., 1983:** *Geländeklimatologische Untersuchungen im Bereich der Staufferer Bucht unter besonderer Berücksichtigung lokaler Ausgleichsströmungen*, Freiburger geographische Hefte 20, Inst. f. Physische Geographie, Univ. Freiburg.
- Peppler, A., 1930:** *Luftschiffhäfen und Windverhältnisse in der Rheinebene von Freiburg bis Frankfurt*, Z. Angew. Met. 47, 357-366.
- Prandtl, L., 1942:** *Führer durch die Strömungslehre*, Vieweg-Verlag, Braunschweig, 373-375.
- Priestley, C.H.B., 1967:** *Handover in scale of the fluxes of momentum, heat, etc. in the atmospheric boundary layer*, Phys. Fluids 10, Supplement, S38-S46.
- Queney, P., Corby, G.A., Gerbier, N., Koschmieder, H. und Zierep, J., 1960:** *The airflow over mountains*, WMO, Tech. Note 34, 1-135.
- Raymond, D. und Wilkening, M., 1981:** *Mountain-induced convection under fair weather conditions*, J. Atmos. Sci. 37, 2693-2706.
- Reid, J.D., 1979:** *Studies of pollutant transport and turbulent dispersion over rugged mountainous terrain near Climax, Colorado*, Atmos. Environ. 13, 23-28.
- Rowe, R.D., Benjamin, S.F., Chung, K.P., Havlena, J.J. und Lee, C.Z., 1981:** *Field studies of stable air flow over and around a ridge*, Atmos. Environ. 16, 643-653.
- Ryan, W., Lamb, B. und Robinson, E., 1984:** *An atmospheric tracer investigation of transport and diffusion around a large, isolated hill*, Atmos. Environ. 18, 2003-2021.
- Salmon, J.R., Bowen, A.J., Hoff, A.M., Johnson, R., Mickle, R.E., Taylor P.A., Tetzlaff G. und Walmsley J.L., 1988:** *The Askervein Hill project: Mean wind variations at fixed heights above ground*, Boundary-Layer Meteor. 43, 247-271.
- Sawatzky, K.-H., 1982:** *Pulsierende Kaltluftabflüsse in einem tief eingeschnittenen Tal*, Studienarbeit, Institut f. Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe.
- Schnelle, F., 1963:** *Frostschutz im Pflanzenbau*, Band 1, BLV-Verlagsgesellschaft, München.
- Sheppard, P.A., 1956:** *Airflow over mountains*, Quart. J. R. Met. Soc. 82, 528-529.
- Snyder, W.H., Thompson, R.S., Eskridge, R.E., Lawson, R.E., Castro, I.P., Lee, J.T., Hunt, J.C.R. und Ogawa, Y., 1985:** *The structure of strongly stratified flow over hills: dividing-streamline concept*, J. Fluid. Mech. 152, 249-288.
- Shreffler, J.H., 1979:** *Heat island convergence in St. Louis during calm periods*, J. Appl. Met. 18, 1512-1520.
- Shuttleworth, W.J., 1988:** *Macrohydrology - The new challenge for process hydrology*, J. Hydrology 100, 31-56.

- Simpson, J.R., 1994:** *Seabreeze and local winds*, Cambridge Univ. Press, 234 S.
- Smith, R.B., 1979:** *The influence of mountains on the atmosphere*, *Advances in Geophysics* 21, 87-230.
- Steinacker, R., 1984:** *Area - height distribution of a valley and its relation to the valley wind*, *Beitr. Phys. Atmos.* 57, 64-71.
- Steinhauser, F., 1950:** *Über die Windverstärkung an Gebirgszügen*, *Arch. Met. Geoph. Biokl. B2*, 39-64.
- Stingele, A., Corsmeier, U., Nodop, K., Koßmann, M., und Vögtlin, R., 1994:** *Tracer experiment in the nested area of the TRACT campaign*. Proceedings EUROTRAC Symposium'94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 747.
- Stull, R.B., 1985:** *A fair-weather cumulus cloud classification scheme for mixed-layer studies*, *J. Clim. Appl. Met.* 24, 49-56.
- Sturman, A.P., 1987:** *Thermal influences on airflow in mountainous terrain*, *Prog. Phys. Geogr.* 11, 183-206.
- Trainer, M., Ridley, B.A., Buhr, M.P., Kok, G., Walega, J., Hübner, G., Parrish, D.D. und Fehsenfeld, F.C., 1995:** *Regional ozone and urban plumes in the southeastern United States: Birmingham, a case study*, *J. Geophys. Res.* D100, 18823-18834.
- Trombetti, F. und Tampieri, F., 1987:** *An application of the dividing streamline concept to the stable air flow over mesoscale mountains*, *Mon. Weather Rev.* 115, 1802-1806.
- Tyson, P.D., 1969:** *Air pollution fumigation conditions associated with the dissipation of the mountain wind and onset of the valley wind over Pietermaritzburg*, *South Afr. Geogr. J.* 51, 99-105.
- Venkatram, A., 1977:** *A model for internal boundary-layer development*, *Boundary-Layer Meteor.* 11, 419-437.
- Vögtlin, R., 1992:** *Die tageszeitliche Entwicklung der konvektiven Grenzschicht über hügeligem Gelände*, Diplomarbeit, Institut f. Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe, 113 S.
- Vögtlin, R., Löffler-Mang, M., Koßmann, M., Corsmeier, U., Fiedler, F., Klemm, O. und Schlager, H., 1994:** *Spatial and temporal distributions of air pollutants over complex terrain during TRACT*, Proceedings EUROTRAC Symposium'94, Garmisch-Partenkirchen, 11.-15. April 1994, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, 770-775.

Vögtlin, R., Koßmann, M., Löffler-Mang, M., Fiedler, F., Corsmeier, U., Kalthoff, N., Binder, H.-J., Klemm, O. und Schlager, H., 1995: *Verteilung und Transport atmosphärischer Spurengase über komplexem Gelände während TRACT*, Annalen der Meteorologie N.F. 31, 151-152, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.

Vögtlin, R., Koßmann, M., Corsmeier, U., Löffler-Mang, M., Fiedler, F. und Marsh, A.R., 1996: *Topographically influenced distributions of air pollutants in the TRACT area*, Proceedings EUROTRAC Symposium'96, Garmisch-Partenkirchen, 25.-29. März 1996, P.M. Borrell et al. (Hrsg.), Computational Mechanics Publications, Southampton, Vol. 1, 783-787.

Vogel, B., Adrian, G. und Fiedler, F., 1987: *MESOKLIP - Analysen der meteorologischen Beobachtungen von mesoklinalen Phänomenen im Oberrheingraben*, Wiss. Bericht Institut f. Meteorologie u. Klimaforschung Karlsruhe 7, 369 S.

Vogel, B. und Kolle, O., 1993: *Observed temperature structures at the tethered balloon stations Sasbach and Brandmatt during the second intensive measuring phase of TRACT*, Annual Report 1992 EUROTRAC Subproject TRACT, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 216-226.

Vogel, B., Fiedler, F. und Vogel, H., 1995: *Influence of topography and biogenic volatile organic compounds emissions in the state of Baden-Württemberg on ozone concentrations during episodes of high air temperatures*, J. Geophys. Res. D100, 22907-22928.

Vogel, H., 1991: *Verteilungen reaktiver Luftbeimengungen im Lee einer Stadt - numerische Untersuchungen der relevanten Prozesse*, Wiss. Berichte d. Inst. f. Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe 15, 167 S.

Wachs, P., Corsmeier, U. und Fiedler, F., 1992: *TRACT Aircraft Operational Plan*, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, 73 S.

Wagner, A., 1938: *Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde*, Gerlands Beiträge zur Geophysik 52, 408-449.

Wagner, P. und Ahrens, D., 1994: *Ozon- und Stickstoffoxidbelastungen in der Ortenau und den angrenzenden Schwarzwaldtälern*, Bericht Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg.

Wagner, P., 1994: *Das Bergwindssystem des Kinzigtals (Nordschwarzwald) und seine Darstellung im mesoskaligen Strömungsmodell MEMO*, Freiburger geographische Hefte 45, Inst. f. Physische Geographie, Univ. Freiburg, 128 S.

Wakimoto, R.M. und McElroy, J.L., 1986: *Lidar observations of elevated pollution layers over Los Angeles*, J. Clim. Appl. Met. 25, 1583-1599.

Wege, K. und Vandersee, W., 1991: *Ozonbeobachtungen am Nordrand der Alpen*, Met. Rdsch. 44, 138-146.

Weischet, W., 1983: *Die bedeutung lokaler Windsysteme im Grenzbereich zwischen Rheinebene und Schwarzwald*, Klima am südlichen Oberrhein, Erkenntnisse für die Raumordnung 11, Regionalverband Südlicher Oberrhein, Freiburg, 51-59.

de Wekker, S.F.J., 1995: *The behaviour of the convective boundary layer height over orographically complex terrain*, Diplomarbeit, Institut f. Meteorologie u. Klimaforschung Karlsruhe und Department of Meteorology, Wageningen Agricultural University.

Wenzel, A., Kalthoff, N., Fiedler, F. und Olesen, F., 1994: *The evaporation in the upper Rhine valley*, XIX Assembly of the European Geophysical Society, 25.-29. April 1994, Grenoble, Frankreich.

Whiteman, C.D., 1982: *Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys. Part I: Observations*, J. Appl. Met. 21, 270-289.

Whiteman, C.D. und McKee, T.P., 1978: *Air pollution implications of inversion descent in a mountain valley*, Atmos. Environ. 12, 2151-2158.

Whiteman, C.D. und McKee, T.P., 1982: *Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys. Part II: Thermodynamic model*, J. Appl. Met. 21, 290-302.

Wippermann, F. und Gross, G., 1981: *On the construction of orographically influenced wind roses for given distributions for the large-scale wind*. Beitr. Phys. Atmosph. 54, 492-501.

Wippermann, F., 1984: *Air flow over and in broad valleys: channeling and counter-current*, Beitr. Phys. Atmosph. 57, 92-105.

Wolff, G.T., Liroy, P. und Taylor, R.S., 1987: *The diurnal variations of ozone at different altitudes on a rural mountain in the eastern United States*, JAPCA 37, 45-48.

Worth, J.J.B., Ripperton, L.A. und Berry, C.R., 1967: *Ozone variability in mountainous terrain*, J. Geophys. Res. 72, 2641-2646.

Wunderli, S. und Gehrig, R., 1990: *Surface ozone in rural, urban and alpine regions of Switzerland*, Atmos. Environ. 24A, 2641-2646.

Zeman, O. und Jensen, N.O., 1987: *Modification of turbulence characteristics in flow over hills*, Quart. J. R. Met. Soc. 113, 55-80.

Zilitinkevich, S.S., 1990: *On the parameterization of an admixture exchange between the planetary boundary layer and the free atmosphere*, Bericht SFB 210/T/67, Sonderforschungsbereich 210, Strömungsmechanische Bemessungsgrundlagen für Bauwerke, Universität Karlsruhe, 7 S.

Zimmermann, H., 1995: *Field phase report of the TRACT field measurement campaign*, International Scientific Secretariat, Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, 196 S.