

# promet

# 1 '92

meteorologische fortbildung

## ALPEX – Das Alpine Experiment II



**Herausgeber**

Deutscher Wetterdienst

**Hauptschriftleiter**

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

**Redaktionsausschuß**

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt a. M.)

Prof. Dr. H. Graßl (Hamburg)

Prof. Dr. G. Groß

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dipl.-Met. H. Kruse (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Langen/Hess.)

**Zum Titelbild:**

Mitte: ALPEX-Emblem

o.l.: Forschungsflugzeug Electra von NCAR in Genf

u.l.: Forschungsflugzeug Falcon-20 der DLR in Genf

o.r.: Abfließen der bodennahen wolkenreichen Kaltluft in das Rhônetal als sichtbarer Teil der westlichen Alpenumströmung

u.r.: Koexistenz von Cumulus-Konvektion und Leewellen mit Lenticulariswolken über dem Alpenhauptkamm

(Aufnahmen: Th. Hafner, DWD)

**promet** erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Zentralamt – Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,  
8720 Schweinfurt,  
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

**Meteorologische Fortbildung**

22. Jahrgang, Heft 1, 1992

Thema des Heftes:

**ALPEX - Das Alpine Experiment II**

(Fachliche Redaktion: J. Egger, München)

**Beiträge**

	Seite
6 K.-P. HOINKA Gebirgsüberströmung, Leewellen und Impulsfluß	1
7 Th. A. HAFNER Strömungswiderstand der Alpen	16
8 C. FREYTAG MERKUR - Ein Experiment zur Untersuchung der Gebirgsgrenzschicht	31

**Institute stellen sich vor**

Deutsches Klimarechenzentrum GmbH in Hamburg (H. LUTHARDT)	38
---	----

<b>Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1990 (2. Teil)</b>	42
---	----

<b>Buchbesprechungen - Neuerscheinungen</b>	43
---	----

<b>Vorausschau Tagungen</b>	44
-----------------------------	----

# 6 K.-P. HOINKA Gebirgsüberströmung, Leewellen und Impulsfluß

## 1 Einleitung

Bei der Überströmung eines Gebirges werden im Lee böige Gebirgswinde, wie *Föhn* und *Bora*, angeregt. Ist die Luftmasse dabei stabil geschichtet, so treten Leewellen mit Wellenlängen zwischen  $10^0$  und  $10^2$  km auf. Die Auslenkung der Luftpartikel erfolgt dabei in der Vertikalen. Diese Leewellen können zum Impulsaustausch zwischen Erde und Atmosphäre beitragen, dessen genaue Kenntnis für die allgemeine atmosphärische Zirkulation von großer Bedeutung ist.

Zur Untersuchung der Gebirgswinde und zur Abschätzung der Größe des durch Leewellen erzeugten Impulsflusses sind in den letzten zwanzig Jahren eine Reihe von Messungen an den Rocky Mountains durchgeführt worden (u.a. LILLY et al. 1982), die gezeigt haben, daß die vom Gebirge angeregten Wellen Impuls in beträchtlicher Größe der Strömung entziehen. An den Alpen gab es vor ALPEX (KUETTNER 1982) keine vergleichbar intensive Untersuchung zum Föhn oder zum Impulsfluß.

Die Struktur und Ausdehnung beider Gebirgsmassive – der Alpen und der Rocky Mountains – sind unterschiedlich. Die Struktur der Orographie im Bereich des Alpenhauptkamms – z.B. Brenner, Wipptal, Inntal und Karwendel – ist weniger einheitlich als jene der Rocky Mountains östlich der kontinentalen Wasserscheide. Dies führt zu komplizierteren Strömungsmustern als jene, wie sie durch die Rocky Mountains hervorgerufen werden. Die Alpen haben ihre Hauptstreckung in Ost-West-Richtung mit dem charakteristischen Bogen nach Süden an ihrem Westrand. Das heißt, sie bieten der anströmenden Luft je nach Strömungsrichtung ein verschiedenes Profil, das sowohl über- als auch umströmt werden kann. Deswegen kommen für Überströmungssituationen nicht nur reine Zonalströmungen, wie bei den Rocky Mountains, sondern auch meridionale Regime in Frage.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß wegen der Unterschiedlichkeit beider Gebirgsmassive die Ergebnisse, die für die Rocky Mountains errechnet wurden, für die Alpen nur beschränkt gültig sind. Deshalb gehörte zu den Aufgaben von ALPEX auch die Untersuchung von Föhn und Bora sowie die Behandlung der von den Alpen angeregten Leewellen und des durch sie ausgelösten vertikalen Flusses von horizontalem Impuls.

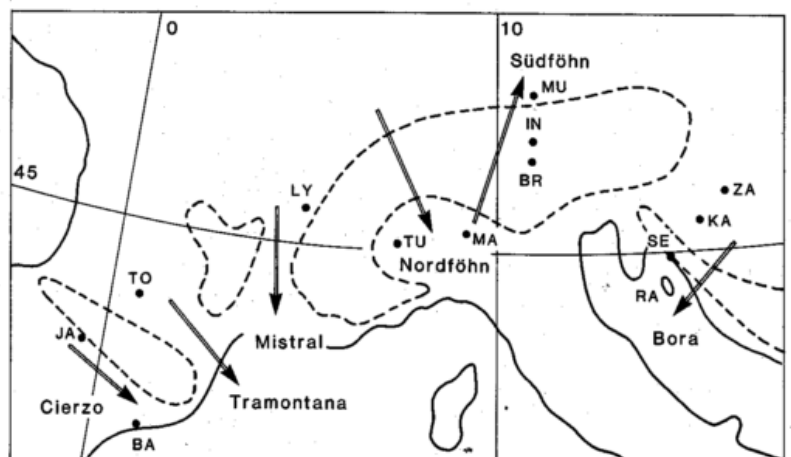
## 2 Die Wechselbeziehung zwischen den Gebirgswinden und den Leewellen

Die Phänomene Leewellen und Föhn können nebeneinander auftreten. Auch werden Föhn ohne Leewellen und Leewellen ohne Föhn beobachtet. Zur Definition der Gebirgswinde und zur Beschreibung ihrer Wechselwirkung mit den Leewellen und des durch sie ausgelösten Impulsflusses dient dieses Kapitel.

### 2.1 Die Gebirgswinde

Im Lee von Gebirgen werden starke böige Winde beobachtet, die in Abhängigkeit von ihrem geographischen Auftreten Föhn oder Bora genannt werden (Bild 1). An den Alpen heißen sie Föhn, wobei Südföhn und Nordföhn definiert sind als Föhn bei einer Alpenüberströmung von Süden bzw. von Norden. Föhn wird auch bei der Überströmung der Pyrenäen an der entsprechenden Lee-seite beobachtet, wobei zusätzlich in Gebirgsnähe lokale Windsysteme auftreten. Bei Nordströmung weht auf der Leeseite in einer flachen bodennahen Schicht der *Cierzo* das Ebrotal abwärts. Auf der Luvseite gibt es gleichzeitig den *Tramontana*, dessen Ausläufer bis in die Gegend von Korsika zu spüren sind, wobei er nur im Gebiet der französischen Cevennen föhnähnlichen Charakter besitzt. Bei

Bild 1: Regionale Windsysteme in Mittel- und Südeuropa. Die Abkürzungen bedeuten: BA (Barcelona), BR (Brenner), IN (Innsbruck), JA (Jaca), KA (Karlovac), LY (Lyon), MA (Mailand), MU (München), RA (Insel Rab), SE (Senj), TO (Toulouse), TU (Turin), ZA (Zagreb).



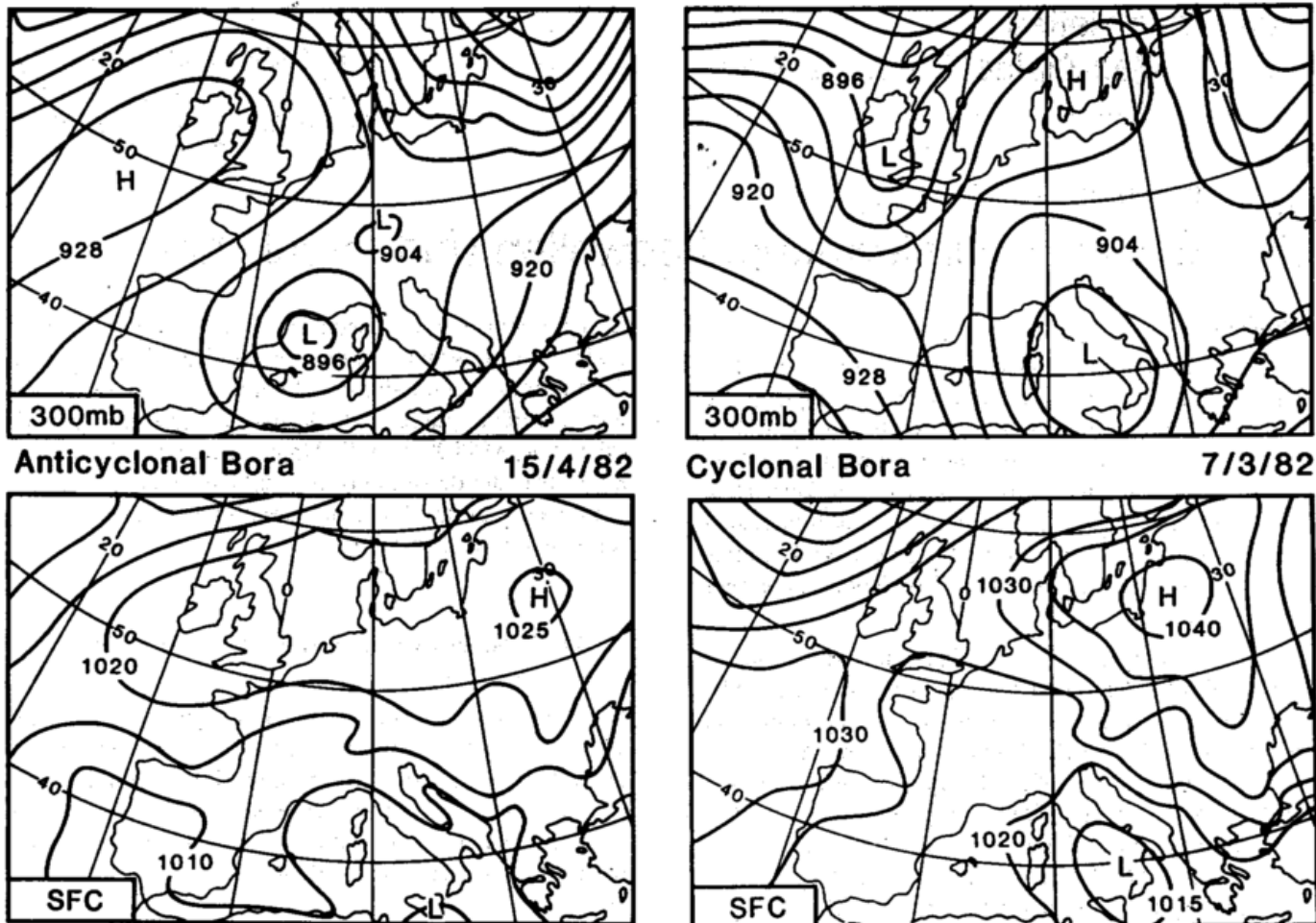


Bild 2: Bodenwetterkarte (links) und 300-hPa-Karte für zwei ALPES Bora-fälle: ein zyklonaler Bora-fall mit dem typischen Tief über Mittelitalien (rechts) und die synoptische Situation während einer antizyklonalen Bora (HOINKA 1985b).

südlicher Überströmung der Pyrenäen werden im Ebro-Tal gemessen, die von SE nach NW das Tal entlang wehen. Nördlich der Pyrenäen gibt es den *Autan*, der parallel zum Gebirge aus SE bläst.

Bei Südföhn im nordalpinen Raum können nach PICHLER (1982) zwei Fälle unterschieden werden: der hochreichende (klassische) Föhn und der flache Föhn. Der erstere zeichnet sich durch eine hochreichende Südwestströmung über den Alpen, verbunden mit der typischen Bodendruckverteilung mit einem mesoskaligen Hoch über Norditalien und einem Tief über Süddeutschland, aus. Die dabei südlich des Alpenhauptkamms sich ausbeulenden Bodenisobaren zeigen die sogenannte *Föhn-nase*. Weiterhin kommt es zu den bekannten typischen Föhnerscheinungen wie Leewellen und hohen Windgeschwindigkeiten im niedertroposphärischen Lee. Es gibt Fälle, bei denen es in Innsbruck zu starkem Föhn kommt, obgleich in der Höhe, etwa ab dem Alpenhauptkamm, keine Südwinde, sondern westliche Winde vorherrschen. Diese Ereignisse werden als flacher oder seichter Föhn bezeichnet.

Die Böigkeit des Föhns nimmt mit zunehmender Entfernung vom Alpenrand deutlich ab, so daß in München in den meisten Föhnsituationen schwacher Wind, der nicht

notwendig aus Süden kommt, weht. Das bedeutet, nach strenger Definition des Föhns als böigem Wind, daß es in München sehr selten Föhn gibt. Dennoch wird das für Föhngebiete typische Wetter registriert: Anstieg der Temperatur und Abnahme der Feuchte, bei gleichzeitiger Aufheiterung. Es herrscht „föhniges“ Wetter. Jene Wetterlagen, bei denen am Alpenrand Föhn, in München aber nur föhniges Wetter herrscht, werden mit dem Begriff „föhnige Aufheiterung“ genauer beschrieben (HOINKA 1985a).

Im südwestlichen Lee des dalmatinischen Küstengebirge in Jugoslawien, den Dinarischen Alpen, weht die Bora. In Abhängigkeit vom Vorhandensein eines Tiefs über Italien werden zwei synoptisch-skalig definierte Typen von Bora unterschieden: eine zyklonale, sofern über die gesamte Troposphäre eine Zyklone vorhanden ist und eine antizyklonale Bora (Bild 2). Im zyklonalen Fall weht wegen des südlich der Alpen gelegenen Tiefs der Wind über den Dinarischen Alpen aus SE. Im antizyklonalen Fall befindet sich in 500 hPa ein Trog mit seiner Trogachse bei 10° E, was zu einem SE-Wind über dem jugoslawischen Küstengebirge führt. Über dem Balkan befindet sich eine kräftige Inversion zwischen den bodennahen Winden aus NE und den niedertroposphärischen SE-Winden (zyklonale Bora) bzw. SW-Winden (antizyklonale Bora).

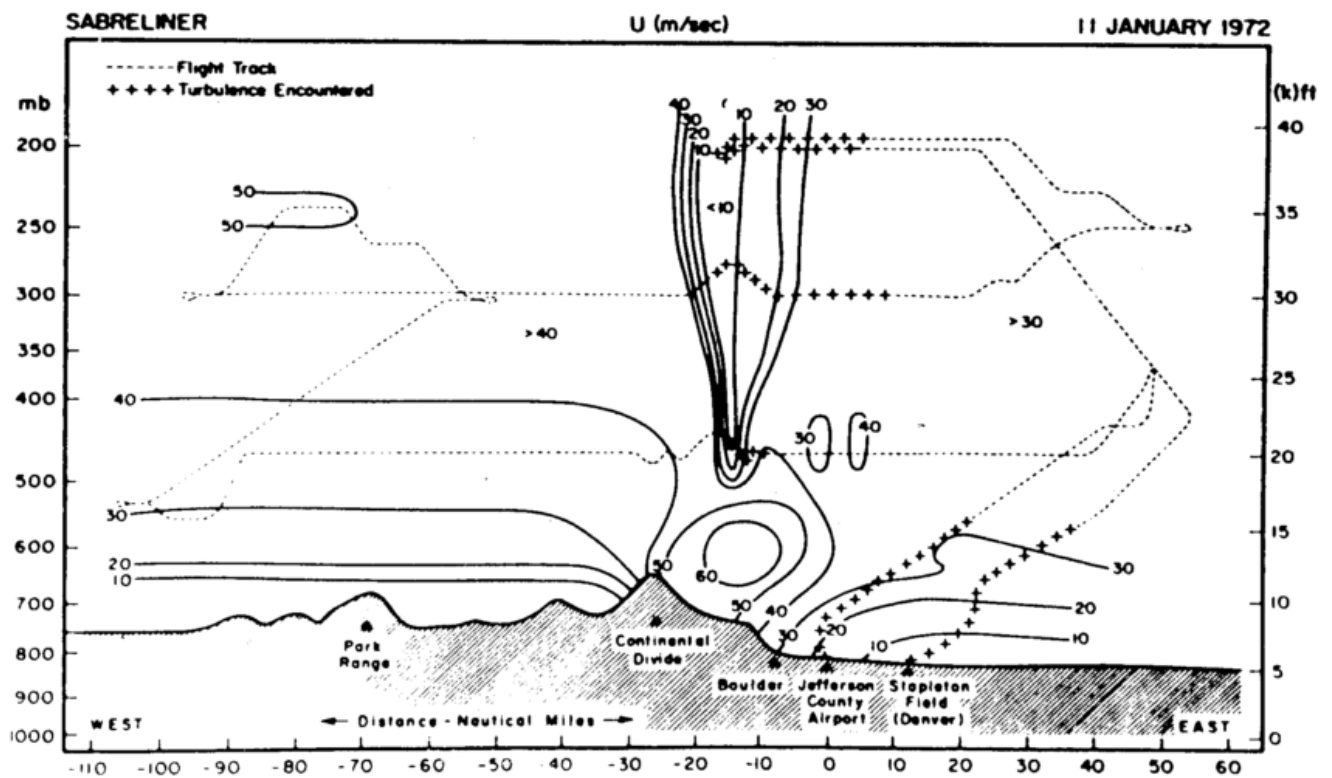
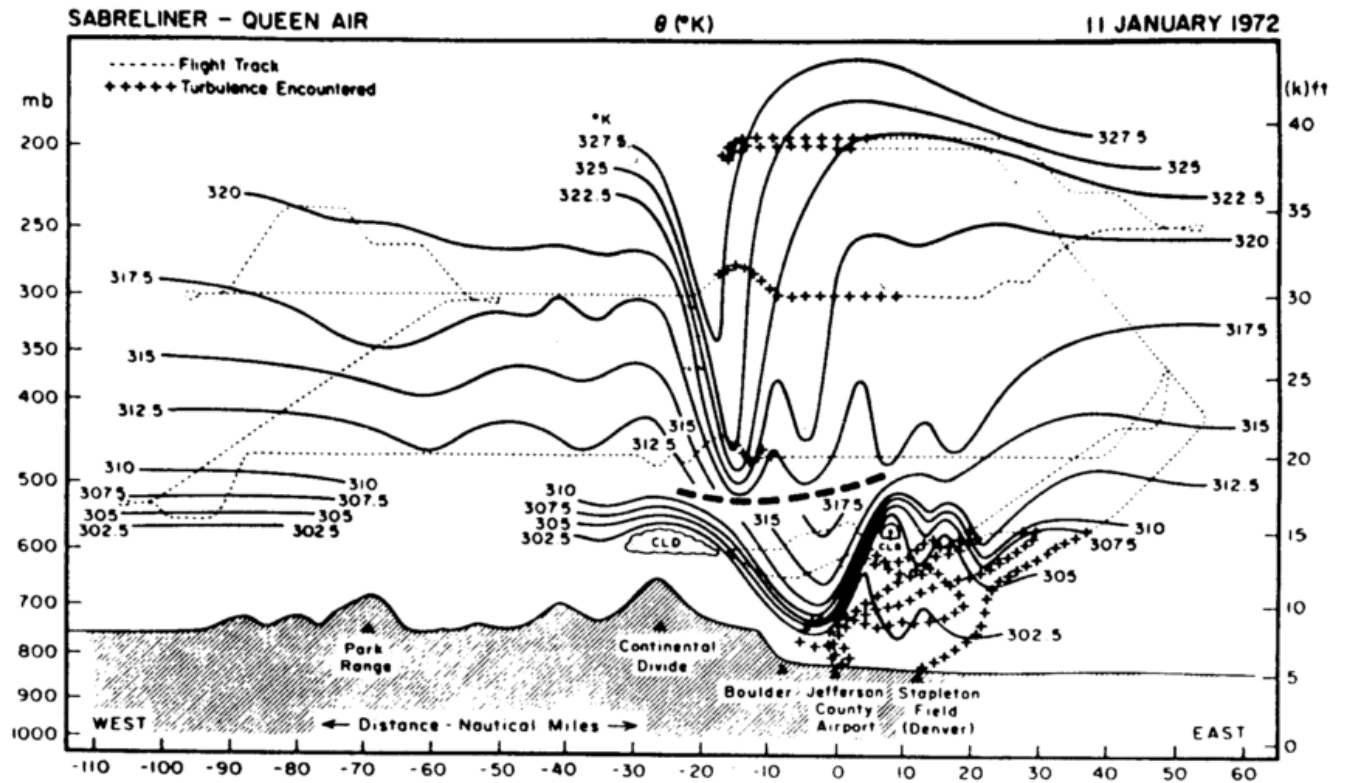
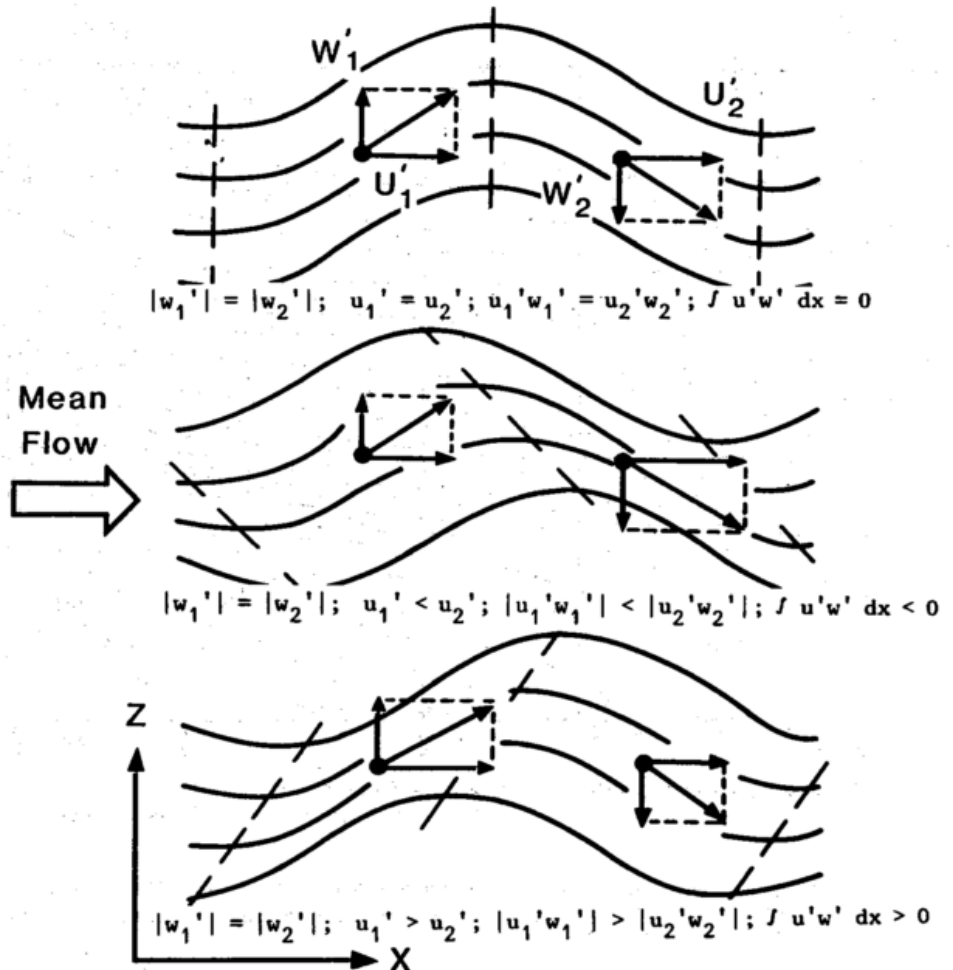


Bild 3: Isentropen (oben) und Isotachen des Westwindes (unten) gemessen am 11. 1. 72 über den Rocky Mountains. Die Kreuze zeigen Gebiete mit Turbulenz an (KLEMP und LILLY 1975).

Bild 4: Vertikaler Transport von horizontalem Impuls durch Wellen: (oben) symmetrische Welle; (Mitte) Phasenlinie der Welle rückwärts geneigt; (unten) Phasenlinie der Welle vorwärts geneigt.



### 2.3 Der Impulsfluß

Beim Impulsaustausch am Gebirge wird der Strömung Impuls entzogen und an der Grenzfläche zwischen Erde und Atmosphäre an die Erde abgegeben. Der Druckwiderstand (mountain drag) und der Reibungswiderstand (frictional drag) bilden den Gesamtwiderstand. Der Druckwiderstand setzt sich zusammen aus den Impulsflüssen aufgrund von Schwerewellen (wave drag) und Turbulenz (turbulent drag). In einer nichtturbulenten, nichtrotierenden Strömung wird der vertikale Fluß von horizontalem Impuls durch eine beliebige horizontale Fläche  $\Delta = L_x \cdot L_y$  in der Höhe  $z$  beschrieben durch die zonale Komponente ( $M_x$ ) und die meridionale Komponente ( $M_y$ )

$$\begin{aligned}
 M_x(z) &= \rho(z) \int_{\Delta} u'w' dx dy \\
 M_y(z) &= \rho(z) \int_{\Delta} v'w' dx dy
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

wobei  $u$  die Zonal-,  $v$  die Meridional- und  $w$  die Vertikalgeschwindigkeit ist. Die gestrichelten Größen geben die Abweichungen vom Flächenmittelwert an. Die Einheit von  $M$  ist  $N$ . Wird der Gesamtfluß  $M$  auf die Fläche  $\Delta$  bezogen, so erhält man den Fluß von Impuls pro Einheitsfläche für eine beliebige Höhe  $z$  in der Einheit  $N m^{-2}$  ( $1 N m^{-2} = 1 Pa = 10 \text{ dyn cm}^{-2}$ ). Das Gebiet  $\Delta$  muß so groß gewählt werden, daß es den Gesamtbereich, in dem die Impulsübertragung stattfindet, überdeckt.

Um den Zusammenhang zwischen Wellenmuster und vertikalem Impulsfluß kurz darzustellen, betrachten wir

der Einfachheit halber den Impuls ( $\rho u$ ) pro Einheitsmasse, der durch die reine Geschwindigkeit  $u$  dargestellt wird. Dieser Impuls wird mit Hilfe der transportierenden Geschwindigkeit  $w$  vertikal ausgetauscht. In Bild 4 (oben) wird links vom Wellenberg genausoviel Impuls nach oben transportiert wie rechts davon nach unten; bei vertikal senkrechten Phasenlinien gibt es somit keinen vertikalen Impulsfluß. Bei einer Gebirgsüberströmung sind die Phasenlinien der auftretenden Schwerewellen meist rückwärts geneigt. Dabei wird links von der Kammlinie, also stromaufwärts, weniger Impuls nach oben transportiert als rechts davon, also stromabwärts, hinunter. Ein Nettotransport von Impuls nach unten findet statt, wenn das Integral kleiner als null ist (Bild 4 Mitte). Dementsprechend wird bei vorwärts geneigten Phasenlinien nach oben transportiert (Bild 4 unten).

### 3 Die Ergebnisse von ALPEX

Im folgenden werden die Analysen von Vermessungen zum Südföhn, Nordföhn, Bora, Cierzo und zur Überströmung der Pyrenäen zusammengefaßt. Die Meßtage und die veröffentlichte Literatur sind in Tabelle 1 aufgelistet. Während ALPEX gab es einige schwache Südföhnergebnisse, von denen jedoch nur einer vermessen wurde. Kurz nach Beendigung der ALPEX-SOP, am 5. Mai, ereignete sich der langerwartete kräftige Föhn. Leider waren nur noch Teile des ALPEX-Meßsystems verfügbar, mit denen eine Vermessung durchgeführt wurde. Wegen des Ausbleibens von kräftigen Föhnergebnissen wurden als Zusatz-

## 2.2 Die Leewellen

Um den Zusammenhang zwischen den böigen Gebirgswinden und den Leewellen kurz zu umreißen, wird das während eines kräftigen Chinook an den Rocky Mountains gemessene Wind- und Temperaturfeld diskutiert (Bild 3). Bei Anwendung von Isentropen zur Beschreibung der Strömung benutzt man die Tatsache, daß bei zweidimensionaler, stationärer, reibungsfreier und adiabatischer Strömung die Isentropen mit den Stromlinien übereinstimmen. Drei Dinge sind in Bild 3 hervorzuheben:

- kräftiger Chinook von mehr als  $60 \text{ ms}^{-1}$  im bodennahen Lee,
- eine ausgeprägte leeseitige Welle ( $\lambda \approx 30 - 40 \text{ km}$ ) mit einer Amplitude von ca. 7000 m, an deren Aufwindast stromabwärts starke Turbulenz auftritt und
- kleinskalige Leewellen ( $\lambda \leq 15 \text{ km}$ ) in der unteren Troposphäre.

Wellen mit Wellenlängen größer als ungefähr 20 km werden oft als *hydrostatische* Wellen bezeichnet, weil für sie das Störungsdruckfeld und das Dichtefeld ungefähr im Gleichgewicht stehen. Reine hydrostatische Wellen können nur mit Modellen, die die hydrostatische Annahme berücksichtigen, erzeugt werden. Im Bereich der an den Gebirgen auftretenden hydrostatischen Wellen treten

auch die bodennahen starken böigen Winde auf. Unter bestimmten Bedingungen kann die hydrostatische Welle in einen Strömungszustand übergehen, der vergleichbar dem hydraulischen Sprung ist.

Unter einem hydraulischen Sprung (hydraulic jump) versteht man eine Strömungssituation, bei der eine laminare Strömung in einer Flachwasserschicht mit hoher Strömungsgeschwindigkeit in eine turbulente Strömung mit geringer Strömungsgeschwindigkeit übergeht. Die Strömung erreicht in der flachen Schicht eine überkritische Geschwindigkeit, und unter Vergrößerung der Stromtiefe schlägt sie von laminar in turbulent um. In Bild 3 ist der laminare Bereich an den dicht gedrängten Isentropen im bodennahen Lee zu erkennen. Der Aufwindast der hydrostatischen Welle ist gleichzusetzen mit einer Vergrößerung der Stromtiefe, die verbunden ist mit dem Auftreten von kräftiger Turbulenz.

Neben der hydrostatischen Welle treten Leewellen mit geringeren Wellenlängen mehrfach stromabwärts bis zu 100 km vom Hindernis auf, ohne erkennbar gedämpft zu werden. Bei der hydrostatischen Welle mit und ohne hydraulischem Sprung erscheint dagegen nur eine einzige Welle direkt am Hindernis. Beide Leewellenarten treten selten in reiner Form auf, besonders dann nicht, wenn die Strömung dreidimensional ist.

Tabelle 1: Veröffentlichungen zu Messungen von Überströmungssituationen an den Alpen, den Pyrenäen und den Dinarischen Alpen während ALPEX.

Windregime	Meßtag	Literatur
Um- und Überströmung der Alpen:		
Südföhn	16. 3. 82	Seibert (1982, 1985)
Südföhn	5. 5. 82	Hoinka (1982); Vergeiner et al. (1982)
Nordföhn	9. 4. 82	Stankov et al. (1982)
Nordföhn	29. 4. 82	Hafner (1987); Stankov et al. (1982)
Mistral	5. 3. 82	Blondin und Bret (1986); Bret (1982)
Mistral	12. 3. 82	Blondin und Bret (1986)
Mistral	13./15. 4. 82	Jansa und Garcia Moya (1982)
Überströmung der Pyrenäen:		
	23. 3. 82	Blumen and Hartsough (1985, 1986); Cox (1986); Cox und Blumen (1984, 1986); Hafner (1982, 1987); Hoinka (1984)
Cierzo	23./30. 4. 82	Riosalido et al. (1986)
Überströmungen der Dinarischen Alpen:		
Bora	6./7. 3. 82	Pettre (1984, 1986, 1988); Smith (1982, 1987) Trombetti und Tampieri (1986)
Bora	13./15. 3. 82	Trombetti und Tampieri (1986)
Bora	22. 3. 82	Pettre (1984, 1986, 1988); Smith (1982, 1987); Trombetti und Tampieri (1986)
Bora	25. 3. 82	Pettre (1984); Smith (1982, 1987); Trombetti und Tampieri (1986)
Bora	15. 4. 82	Klemp und Durran (1987); Pettre (1984); Smith (1987); Trombetti und Tampieri (1986)
Bora	27./30. 4. 82	Trombetti und Tampieri (1986)

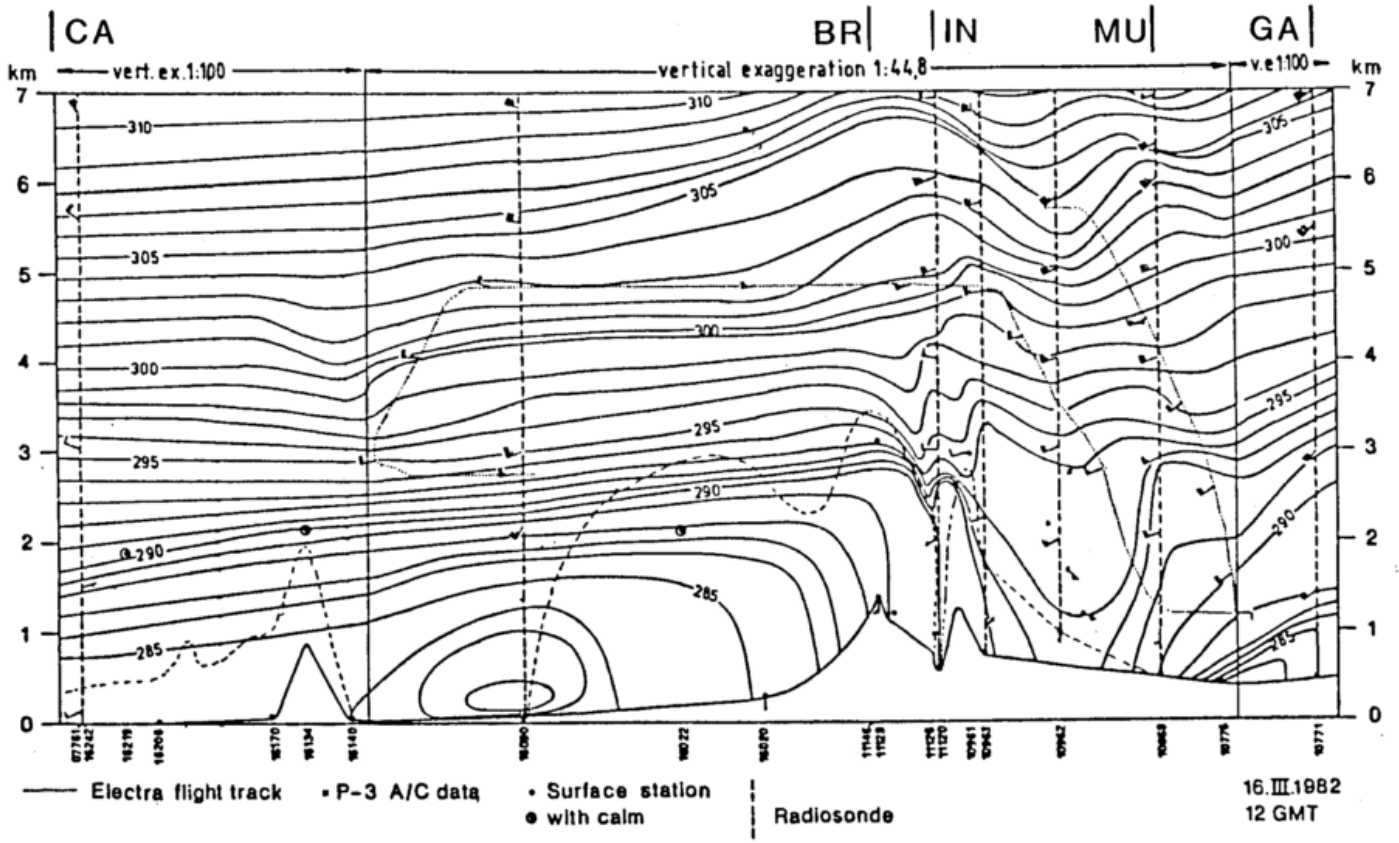


Bild 5: Querschnittsanalyse der potentiellen Temperatur bei Föhn von Cagliari (CA) über Innsbruck (IN) bis Gärnersdorf (GA) vom 16. 3. 82 (SEIBERT 1982). Die Lage von München und vom Brennerpaß ist durch MU und BR angedeutet.

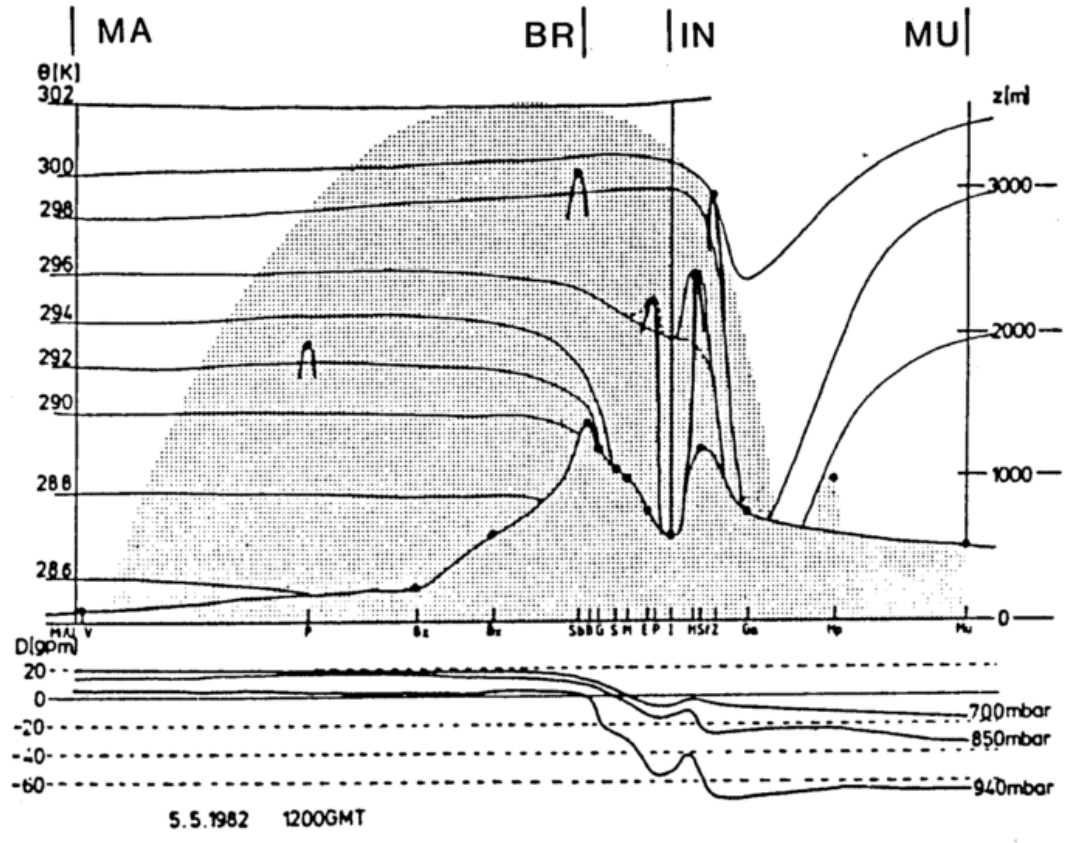


Bild 6: Querschnittsanalyse der potentiellen Temperatur zwischen Mailand (MA) und München (MU) vom 5. 5. 82. Im unteren Teil ist der Höhenverlauf der 700-, 850- und 940-hPa-Fläche angezeigt (VERGEINER et al. 1982).

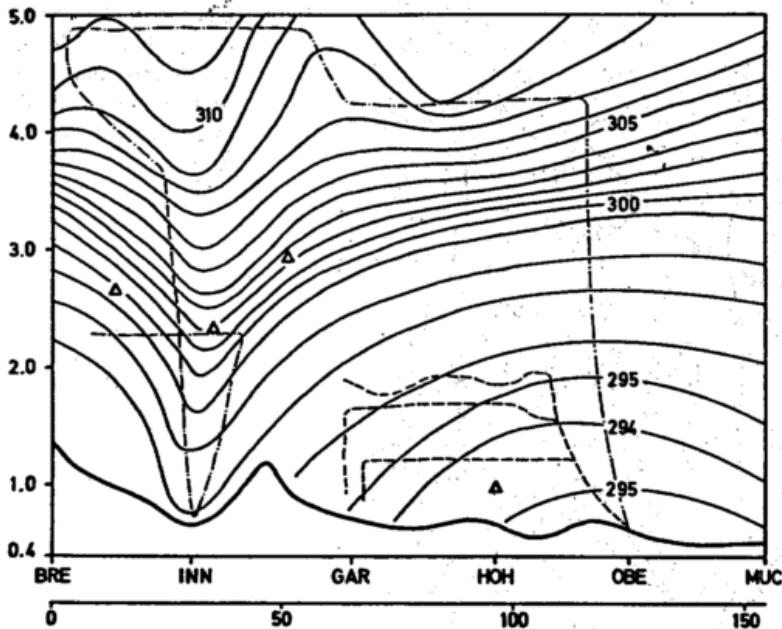


Bild 7: Querschnittsanalyse der potentiellen Temperatur (K) zwischen Brenner und München vom 5. 5. 82. Die gestrichelten Linien geben die Flugwege der Flugzeuge an (HOINKA 1982). Die Abkürzungen bedeuten: BRE (Brenner), INN (Innsbruck), GAR (Garmisch), HOH (Hohenpeißenberg), OBE (Oberpfaffenhofen) und MUC (München).

programm über den Pyrenäen Messungen in Gebirgswellen am 22./23. März durchgeführt, die sich bei einer Nordströmung an diesem Gebirge gebildet hatten. Besonders kooperativ war die Atmosphäre in der Bereitstellung von Boraereignissen, von denen insgesamt fünf Fälle vermessen wurden.

Während der ALPEX-Periode gab es nur zwei Flüge zu Nordföhnereignissen, wobei zwischen Lyon im Nordwesten und Turin im Südosten geflogen wurde. In einem Fall ergaben sich schwache Wellen im Lee der Alpen über Turin mit Amplituden um 700 m bei Wellenlängen um 20 km (STANKOV et al. 1982). Leider sind bis heute keine weitergehenden Auswertungen dieser Fälle veröffentlicht, so daß zu vermuten ist, daß die vermessenen Ereignisse als unbedeutend zu betrachten sind. Bei Mistral wurden weder Leewellen beobachtet noch Impulsflüsse gemessen, deshalb werden Ergebnisse der Untersuchung dieses Windsystems hier nicht behandelt.

### 3.1 Die Alpenüberströmung mit Südföhn

Am 16. März 1982 wurde in Innsbruck schwacher Föhn vermeldet. Für diesen Tag ist in Bild 5 eine Querschnittsanalyse gegeben, wobei Radiosonden, Boden- und Flugzeugdaten berücksichtigt wurden. Alle typischen Eigenschaften eines Föhns sind vorhanden: sehr schwaches Ansteigen der Isentropen auf der Südseite, ein signifikantes Absinken über dem Inntal und großräumiges Absinken über dem Voralpenland. Fast bis München ist dieses Absinken auszumachen, welches charakteristisch für die föhnlige Aufheiterung ist. Nördlich von diesem Bereich lagert in Bodennähe Kaltluft. Südlich der Alpen ist ein Kaltluftsee über der Poebene zu erkennen, der bei südwestlicher Überströmung der Alpen häufig auftritt.

Wenige Tage nach Ende der SOP, am 4./5. Mai, gab es dann einen relativ starken, hochreichenden Föhn. Bild 6 zeigt eine Isentropenanalyse der potentiellen Temperatur, die mit Hilfe von Radiosonden- und Bodenbeobachtungen erstellt wurde. Auch hier ist luvseitiger bodennaher Stau und leeseitiges niedertroposphärisches Absinken

auszumachen. Die mesoskalige Analyse von Flugzeugmessungen zwischen Alpenhauptkamm und München zeigt leeseitiges Absinken der Isentropen über dem Inntal (Bild 7). In diesem Gebiet besitzt die analysierte Welle eine Amplitude von 1 bis 2 km. Oberhalb von 3000 m wurde eine Welle mit einer Wellenlänge von ungefähr 50 km analysiert; kleinskalige Leewellen sind nicht vorhanden.

Bemerkenswert ist, daß am 16. 3. 82 die 293-K-Isentrope (Bild 5) um ungefähr 2000 m von der Luv- zur Leeseite absinkt; entsprechend senkt sich die 296-K-Isentrope am 5. Mai um 1500 m (Bild 6). Dies bestätigt, daß ein Teil der leeseitigen Erwärmung der Luft auf den Herabtransport von potentiell wärmeren Luftpaketen aus mittleren Höhen zurückzuführen ist. SEIBERT (1985) zeigt für einen anderen Föhnfall, daß der Temperaturgradient zwischen dem Brennerpaß und Matrei im Wipptal überadiabatisch ist. Dies ist ein weiterer Hinweis dafür, daß die Luft, die das bodennahe Lee erreicht, aus höheren Schichten stammt. Die Föhnluft in Innsbruck rührt demnach nicht von der Poebene her, sondern von 2000 m darüber. Deshalb spielt die freiwerdende Kondensationswärme bei Stauniederschlägen am Alpenhauptkamm bei der leeseitigen Erwärmung nur eine untergeordnete Rolle.

Das kleinskalige Druckfeld im Wipp- und Inntal wurde während ALPEX erstmalig mit Hilfe von Meßfahrten erfaßt. Die Höhe der 940-hPa-Fläche (Bild 8) zeigt einen kräftigen Druckabfall vom Brenner bis zum Ausgang des Wipptales. Über dem Stadtgebiet von Innsbruck hebt sich die Fläche an, es gibt dort ein ausgeprägtes Druckpolster. Im Inntal folgt nach Osten ein langsamer Druckabfall, unterbrochen von einem kleinen Stauhoch an der Mündung des Zillertales. Die in Bodennähe gemessenen Winde entsprechen weitgehend dem Druckgradienten: Beschleunigung entlang des Wipptales, Abbremsung und Divergenz nach Osten und Westen im Raum von Innsbruck und Talauswind im Unterinntal.

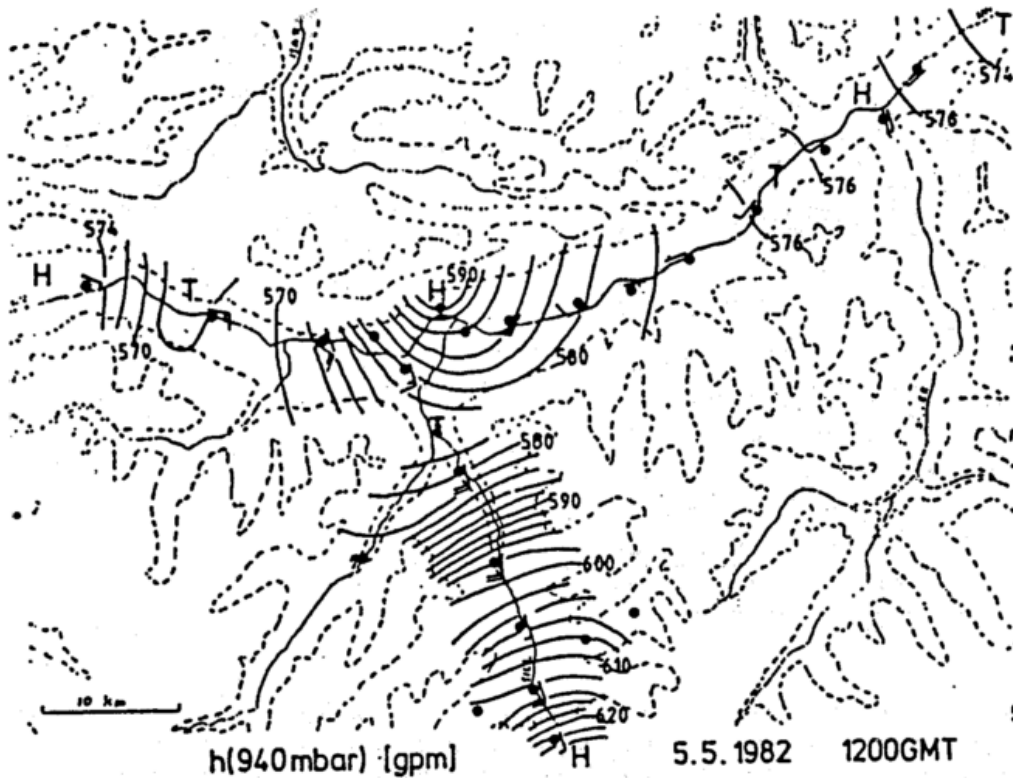


Bild 8: Geopotentielle Höhe der 940-hPa-Fläche im Wipp- und Inntal nach Meßfahrten am 5. 5. 82 (VERGEINER et al. 1972).

Im folgenden sind die Ergebnisse der Föhnuntersuchungen zu ALPEX zusammengefaßt.

- Die Messungen zeigen, daß die Poebene bei Föhn meistens von einer stagnierenden flachen Kaltluftschicht bedeckt ist.
- Die leeseitige Erwärmung der Luft ist auf den Herabtransport von potentiell wärmeren Luftpaketen aus mittleren Höhen zurückzuführen. Die freiwerdende Kondensationswärme bei Stauniederschlägen am Alpenhauptkamm spielt dabei nur eine untergeordnete Rolle.
- Ausgeprägte Wellenereignisse wie über den Rocky Mountains (Bild 3) sind über den Alpen selbst bei extremem Föhn nicht zu erwarten. Die Ursache dafür scheint in der besonderen Orographiestruktur der Alpen zu liegen, die die hydrostatischen Wellen nicht so anzuregen vermag, daß deren Amplituden sich signifikant verstärken.
- Die Teilung der Föhnströmung im Innsbrucker Raum in einen östlichen und westlichen Ast infolge der Stauwirkung der Karwendelkette führt zu einem Aufbau eines kleinräumigen Hochdruckgebietes über dem Stadtbereich von Innsbruck.

### 3.2 Die Gebirgsüberströmung der Pyrenäen

Da bis zur Mitte der SOP kein starker Föhn mit Leewellen an den Alpen eintrat, wurde am 22./23. 3. 82 eine Überströmungssituation an den Pyrenäen vermessen, bei der ausgeprägte Leewellen auftraten. Am Morgen des 23. April herrschten im südlichen Lee der Pyrenäen bei Jaca noch südwestliche Winde vor. Gegen Mittag setzte der Cierzo mit Spitzenböen um  $15 \text{ m s}^{-1}$  ein. RIOSALIDO et al. (1986) haben gezeigt, daß die Geschwindigkeit des Cierzo bis in eine Höhe von 1000 m um 50% des Boden-

wertes zunimmt; dabei dreht der Wind von  $\approx 300^\circ$  in Bodennähe auf  $\approx 360^\circ$  in 1000 m Höhe. Richtung und Stärke des bodennahen Cierzo werden durch die mesoskalige leeseitige Bodendruckverteilung gesteuert, wobei sich Windverstärkung bei Druckabfall einstellt; entsprechend schwächt sich der Wind ab, sobald der Druck steigt.

Mit den Flugzeugen wurde entlang von zwei Querschnitten im zonalen Abstand von  $1^\circ$  gemessen. Die Analysen zeigen Leewellen zwischen 20 und 30 km Wellenlängen (Bild 9). Über den Pyrenäen und im Lee treten zwei bis drei Wellenzüge auf, die sich vertikal bis in die Stratosphäre ausbreiten und stromab stark gedämpft sind. Obwohl der zonale Abstand beider Querschnitte ungefähr 100 km beträgt und die Gesamtdauer der Flugzeugmessungen fast 6 h war, weisen die markanten Erscheinungen der Überströmung in beiden Querschnitten ähnliche Eigenschaften auf. Dies deutet darauf hin, daß die Strömung über den Pyrenäen zweidimensional und über die Meßperiode annähernd stationär war. Die beobachtete Turbulenz ist im allgemeinen schwach und tritt bis auf wenige Ausnahmen nur in unmittelbarer Nähe der Wellen auf. Rückwärtsneigung der Phasenlinien mit der Höhe deutet auf einen durch diese Wellen angeregten Impulsfluß zum Boden hin an.

Der Blick auf einen Ausschnitt zwischen  $43^\circ$  und  $42^\circ \text{ N}$  für eine Schicht von 4000 m Mächtigkeit im Tropopausenniveau zeigt, daß das Temperatur- und Geschwindigkeitsfeld sehr gut miteinander korreliert sind (Bild 10). Die Strukturen von Vertikalgeschwindigkeit und potentieller Temperatur zeigen, das  $w > 0$  mit  $d\theta/dx < 0$  einhergeht und umgekehrt. Das rechtfertigt die Annahme einer quasi-stationären und trockenadiabatischen Strömungsform, für die die Isentropen wie Stromlinien interpretiert werden können.

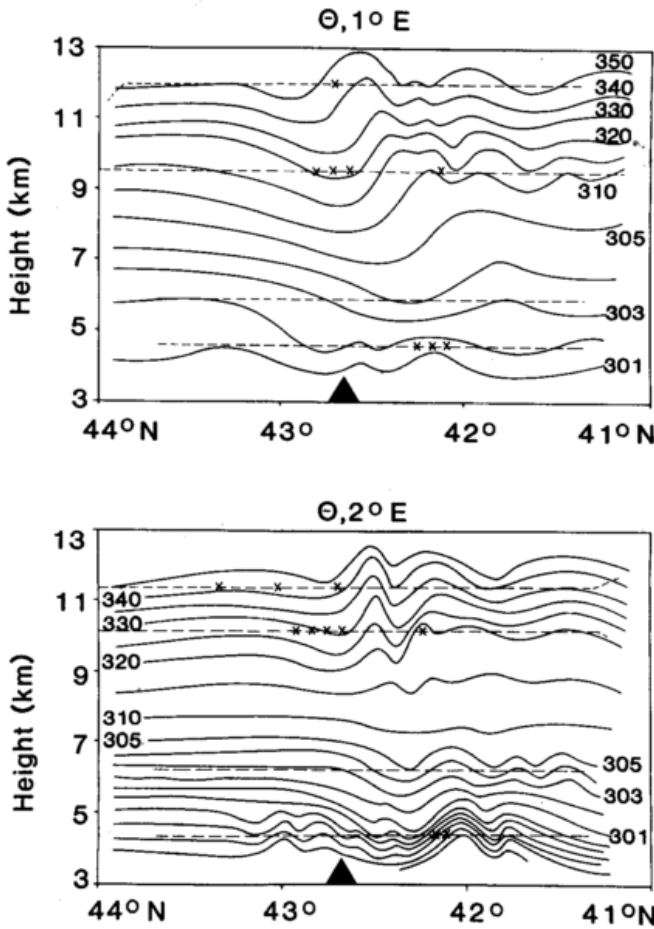


Bild 9: Querschnitt der potentiellen Temperatur (K) vom 23. 3. 82 zwischen 41° N und 44° N entlang einer meridional orientierten Basislinie bei 1° E (oben) und 2° E (unten). Die gestrichelten Linien deuten die Flugzeugtraversen an. Die Kreuze zeigen Gebiete, wo mäßige Turbulenz beobachtet wurde. Das Dreieck deutet die Lage des Hauptrückens der Pyrenäen an (HOINKA 1984).

Um die Eigenschaften der Leewellen zu untersuchen, wird zur Vereinfachung angenommen, daß die Strömung zweidimensional und stationär ist. Die hydrodynamischen Größen werden in einen Mittelwert und eine Abweichung vom Mittelwert unterteilt:  $a(x,z) = \bar{a}(z) + a'(x,z)$ . Nach Umformungen der linearisierten Bewegungsgleichung, der Kontinuitätsgleichung und des 1. Hauptsatzes erhält man eine Differentialgleichung, die die Ausgangsgleichung zur Behandlung von Leewellen darstellt. Sie wird deshalb auch *Leewellengleichung* genannt.

$$\hat{w}_{xx} + \hat{w}_{zz} + l^2 \hat{w} = 0, \quad (2)$$

mit  $\hat{w} = \sqrt{\bar{\rho}/\rho(0)} w'$  und  $l^2 = (\bar{N}/\bar{U})^2 - \bar{U}_{zz}/\bar{U}$ . Die Größe  $l^2$  wird Scorer-Parameter genannt. Die Brunt-Väisälä-Frequenz  $N$  ist gegeben durch  $N^2 = g \bar{\theta}_z / \bar{\theta}$ . Wird nun  $\hat{w}$  in Fourierkomponenten zerlegt

$$\hat{w}(x,z) = \text{Re} \int_0^\infty \bar{w}(k,z) e^{ikx} dk, \quad (3)$$

so ergibt sich

$$\bar{w}_{zz}(k,z) + \{l^2(z) - k^2\} \bar{w}(k,z) = 0. \quad (4)$$

Diese Differentialgleichung beschreibt die vertikale Wellenausbreitung in Abhängigkeit von der Vertikalstruktur des Windes  $\bar{U}(z)$  und der potentiellen Temperatur  $\bar{\theta}(z)$  des ungestörten Grundzustandes, der durch den Scorer-

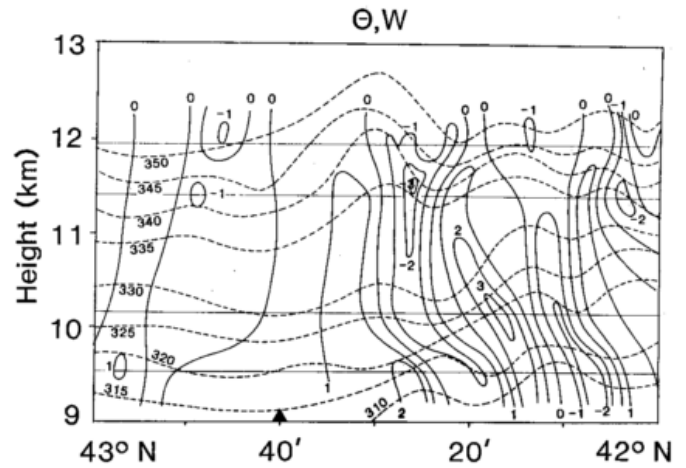


Bild 10: Querschnitt der Vertikalgeschwindigkeit (ausgezogene Linien;  $\text{m s}^{-1}$ ) und potentieller Temperatur (gestrichelt; K) für vier Flugniveaus oberhalb der Pyrenäen am 23. 3. 82 (HOINKA 1984).

Parameter  $l^2$  repräsentiert wird. In Abhängigkeit vom Scorer-Parameter und von der horizontalen Wellenzahl  $k$  gibt es eine harmonische Lösung ( $k^2 < l^2$ ) und eine exponentielle Lösung ( $k^2 > l^2$ ). Im ersten Fall erfolgt eine ungedämpfte Wellenausbreitung sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen (untrapped waves). Im letzteren Fall können die Wellen sich bei rasch abnehmender Amplitude mit der Höhe nur in der Horizontalen ausbreiten (trapped waves oder evanescent waves). Werden Wellen z.B. in Bodennähe an einem Gebirge angeregt, so breiten sich diese nach oben aus, sofern in der unteren Troposphäre  $k^2 < l^2$  ist. Nimmt nun  $l^2$  mit der Höhe ab, so werden dort, wo  $k^2$  größer als  $l^2$  wird, die Wellen exponentiell gedämpft. Theoretische Überlegungen zeigen, daß in Höhen, wo  $k^2 = l^2$  ist, Reflexion passieren kann. In diesem Fall werden Wellen, die sich nach oben ausbreiten, nach unten reflektiert.

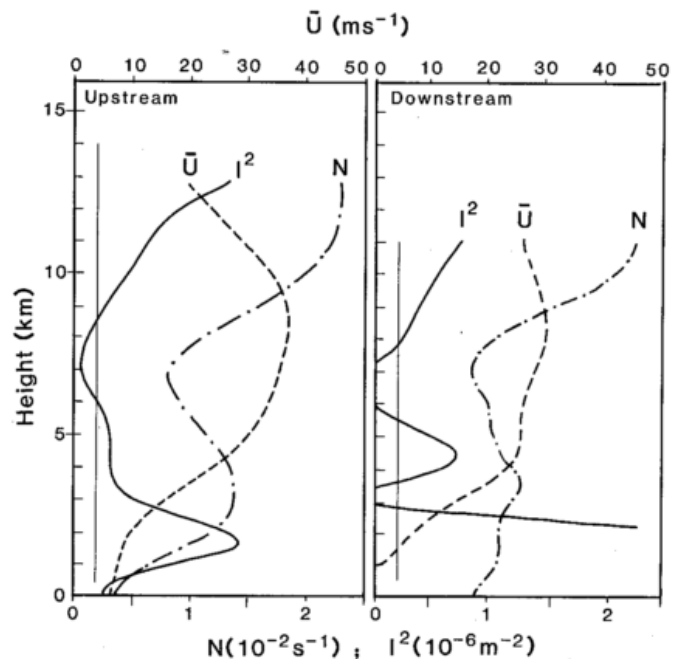


Bild 11: Vertikalprofil von  $\bar{U}$ ,  $\bar{\theta}$  und  $l^2$  vom 23. 3. 82 über Toulouse 1200 UTC (links) und über Barcelona gegen 1600 UTC (rechts). Die vertikalen Linien entsprechen einer horizontalen Wellenlänge von 15 km. Entnommen COX (1986).

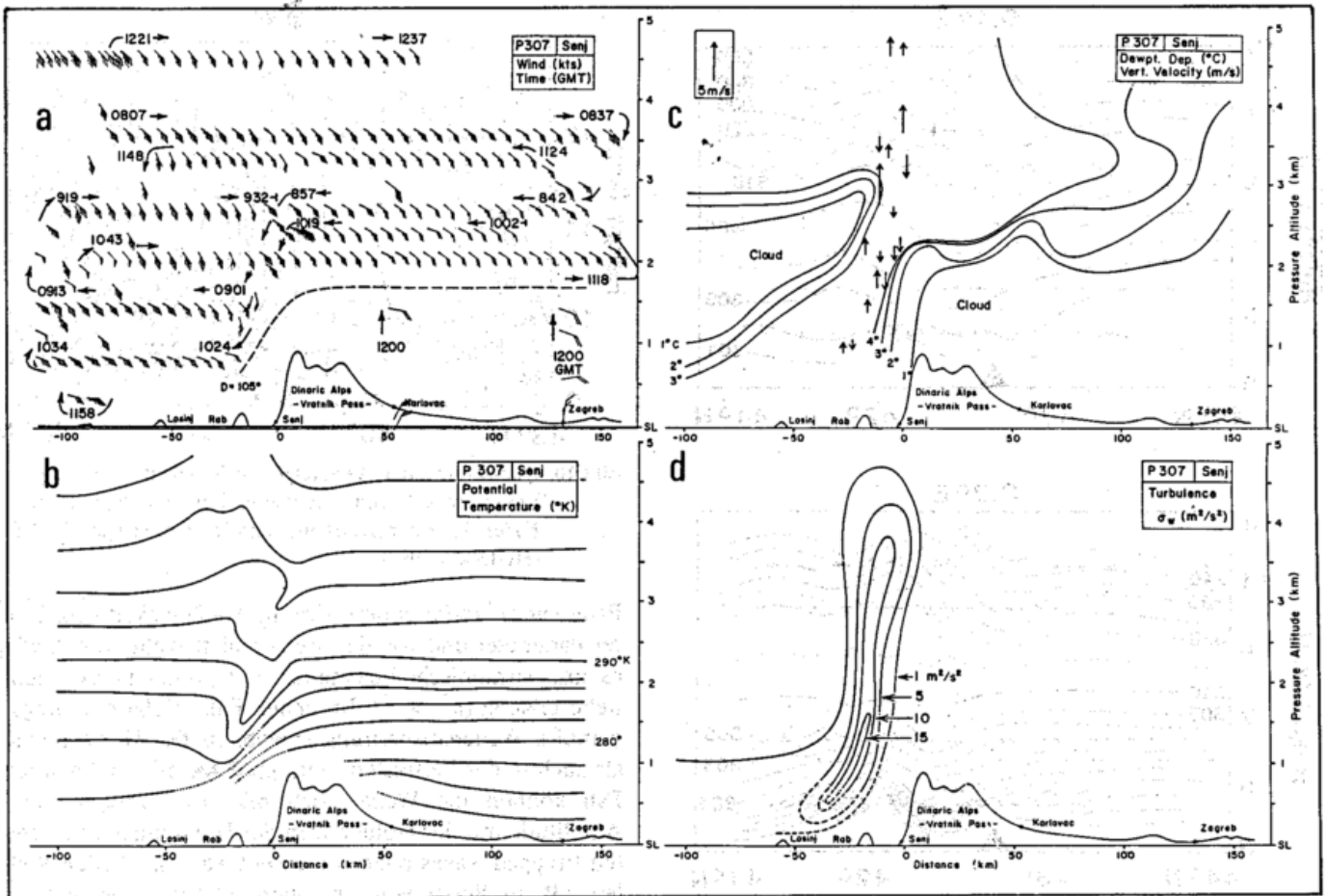


Bild 12: Bora vom 7. 3. 82, Windpfeile (a), Isentropen (b), Taupunktsabweichung in K und Vertikalbewegung (c), Turbulenz (d). Entnommen SMITH (1987).

Bild 11 zeigt Vertikalprofile von der Luvseite über Toulouse und von der Leeseite bei Barcelona vom 23. 3. 82. Oberhalb von 5500 m ist die Brunt-Väisälä-Frequenz  $N$  auf beiden Seiten gleich; zwischen 1500 und 5500 m ist sie im Lee etwas geringer als im Luv. Beide Seiten haben ein relatives Maximum in der Nähe von 3500 m. Unterhalb von 1500 m ist die Stabilität auf der Luvseite geringer als im Lee.

Im Profil des Scorer-Parameters wird deutlich, daß  $l^2$  bis in den Bereich der Kammlinie der Pyrenäen bei 3000 m nach oben kräftig abnimmt. Oberhalb von 7000 m nimmt  $l^2$  in beiden Profilen wieder deutlich zu. Schwerewellen, die oberhalb dieser Höhe auftreten, breiten sich vertikal und horizontal ungedämpft aus. Deshalb handelt es sich bei den, in den oberen beiden Flugniveaus auftretenden Wellen (Bild 9) und bei den in Bild 10 dargestellten Wellen vermutlich um ungedämpfte Wellen (untrapped), deren Energie teilweise aus dem Bereich von unterhalb 7000 m stammt.

Auf der Luvseite sind Wellen (evanescent) mit einer Wellenlänge von 15 km in der Schicht von 6000 bis 8000 m vorhanden. Zwischen 3000 m und 7000 m wird  $l^2$  sehr klein, d.h. es können Wellen auftreten, die in der Vertikalen stark gedämpft sind (trapped). Dies bestätigen wellenähnliche Oszillationen, die in den Vertikalbewegungen bis zu 120 km stromabwärts von den Pyrenäen gemessen wurden; entsprechende Wellen finden sich in den Flugniveaus zwischen 6000 und 7000 m weit stromabwärts (Bild 10).

Die Überströmung der Pyrenäen am 23. 3. 82 hatte zusammenfassend folgende Eigenschaften:

- Die Strömung quer zu den Pyrenäen besaß geringe zonale Variation.
- Die Daten zeigen, daß sich eine relativ schwache bodennahe Umströmung der Pyrenäen einstellte.
- Über dem Gebirge war eine vertikal sich ausbreitende Gebirgswelle vorhanden, während schwach gedämpfte Wellen (weakly trapped) weit stromabwärts (bis zu 120 km) vom Hindernis gemessen wurden.
- In fast allen Höhen herrschte eine gute Übereinstimmung zwischen der Vertikalbewegung und dem Gradienten der potentiellen Temperatur, was die Anwendung der stationären, linearen Theorie erlaubt.

### 3.3 Die Überströmung der Dinarischen Alpen mit Bora

Im Rahmen von ALPEX wurde erstmalig die Bora mit Hilfe von Flugzeugen vermessen, wobei auch die dreidimensionale Struktur des böigen Fallwindes untersucht werden konnte. Im folgenden werden die Analysen der Messungen an einer zyklonalen Bora (7. 3. 82) und antizyklonalen Bora (15. 4. 82) beschrieben. Wichtige Kenngrößen zu diesen Borafällen sind in Tabelle 2 aufgelistet. Bild 12 zeigt die Analysen der Bora vom 7. 3. 82. Die Radiosonden von Karlovac und Zagreb zeigen Nordströmung in einer flachen stabilen Schicht ( $\approx 1500$  m), die

nach oben von einer Inversion begrenzt wird (Bild 12b). Oberhalb dieser Inversion herrscht eine SE-Strömung vor (Bild 12a), wie es für eine zyklonale Bora zu erwarten ist. Über der Insel Rab beträgt das leeseitige Absinken der Isentropen ungefähr 1000 m (Bild 12b). Knapp oberhalb des Gebirges, dort wo die vertikale Schichtung instabil wird ( $d\theta/dz < 0$ ), findet starke vertikale Durchmischung statt. In Bild 12c werden zwei Hauptgebiete mit Vertikalbewegung deutlich: ein Absinken ( $w \approx -2 \text{ ms}^{-1}$ ) unterhalb von 3000 m über Senj und südwestlich von Senj ein Steigen ( $w \approx 3 \text{ ms}^{-1}$ ), das mit der Höhe stromaufwärts geneigt ist. Im Wolkenbild (Bild 13) ist ein breiter wolkenfreier Streifen parallel zum Küstengebirge zu sehen, was sich als ein Bereich mit Taupunktdifferenzen von größer als 3 K andeutet (Bild 12c). Die Turbulenz bleibt auf die wolkenfreien Gebiete im nahen Lee des Gebirges beschränkt (Bild 12d). Die Maximalwerte der Turbulenz,  $\sigma_w^2 \approx 15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ , sind in den unteren Schichten zu finden. Die Turbulenzgröße  $\sigma_w$  ist gegeben durch 
$$\sigma_w = n^{-1} \cdot \sum_{i=1}^n (w_i - \bar{w})^2$$
,  $n$  ist dabei der Umfang der Stichprobe.

Am 15. 4. 82 wurde ein weiteres Boraereignis vermessen (Bild 14). Die Winde in der stabilen Schicht (Dicke  $\approx 1500 \text{ m}$  über Zagreb) kommen aus NE, während die Strömung oberhalb der Inversion aus S bis SE kommt, wie dies für eine antizyklonale Bora typisch ist. Oberhalb von Zagreb liegt die Inversion zwischen 1500 und 2500 m.

Über Senj sinkt der untere Teil der Inversionsschicht deutlich bis auf 1000 m ab, während der obere Ast im Lee seine Höhe beibehält. Zu diesem Boraereignis wurden keine überadiabatischen Gradienten im Zwischenbereich beider leeseitigen Inversionsäste festgestellt.

Ausgehend von den Beobachtungen läßt sich folgendes feststellen: oberhalb der Inversion weht der Wind entweder senkrecht zur Bora (zyklonale Bora) oder entgegengesetzt (antizyklonale Bora); durch die Inversion findet eine Entkoppelung zwischen der bodennahen Boraströmung und der niedertroposphärischen Strömung statt; diese ist störungsfrei, so daß von ihr kein Druckgradient der unteren Boraschicht aufgeprägt wird. Es stellt sich damit die Frage nach der physikalischen Ursache der bodennahen starken Leewinde. Zwei mögliche physikalische Prozesse werden diskutiert. Zum einen wird das Umschlagen von Wellen unterhalb der mit der Bora auftretenden Inversion als Ursache in Betracht gezogen. Zum anderen wird die hydraulische Theorie zur Erklärung der heftigen Winde herangezogen, für die diese Inversion eine notwendige Bedingung darstellt.

Numerische Simulationen haben gezeigt, daß umschlagende Wellen die Ursache für die starken Beschleunigungen des Windes sein können (KLEMP und DURRAN 1987). Dieses Umschlagen erzeugt eine sehr schnelle Strömung über dem leeseitigen Hang und gleicht damit weitgehend der hydraulischen Strömung. Die Simulationen

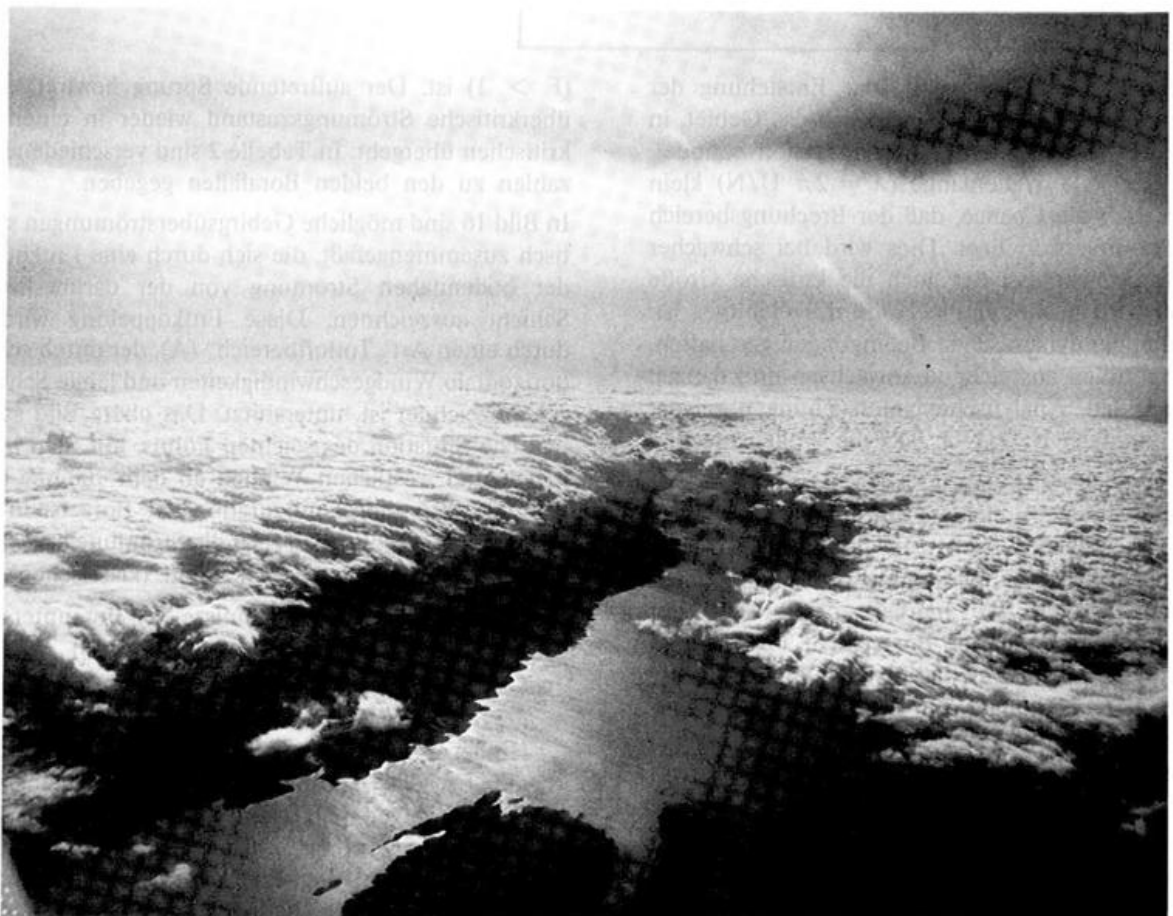


Bild 13: Blick aus der Falcon gegen 0800 UTC in Richtung SE. Unten ist der südöstliche Teil der Insel Rab zu erkennen. Links unter den Wolken befinden sich die Dinarischen Alpen (Photo H. FIMPEL).

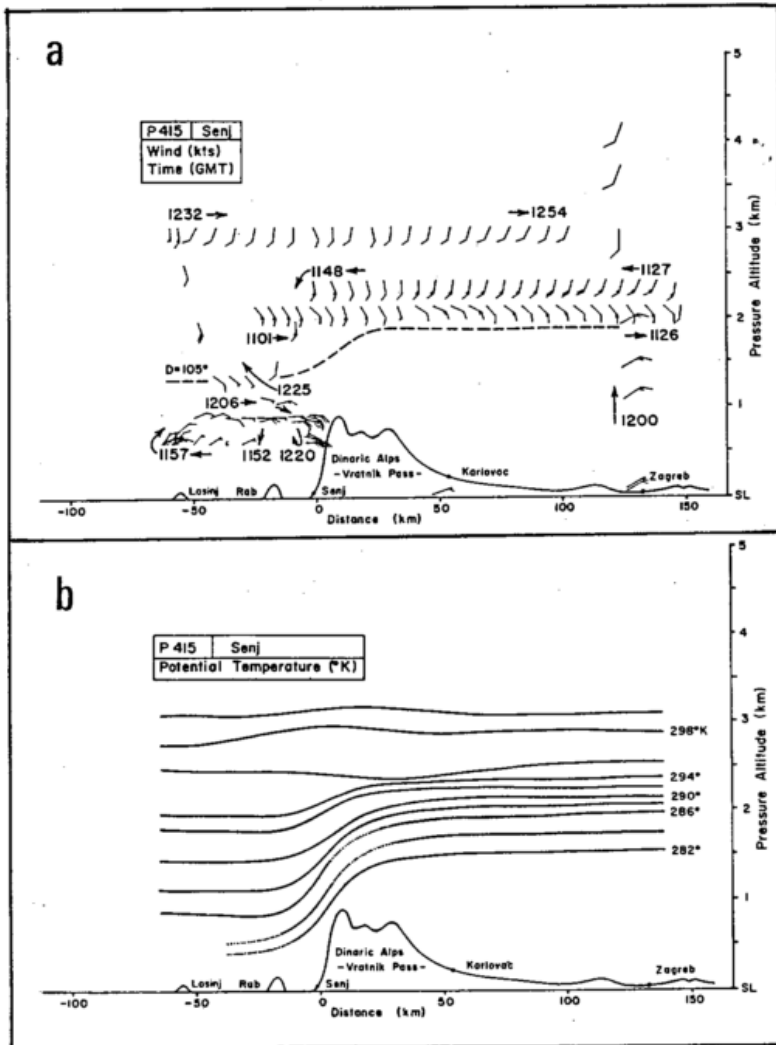


Bild 14: Bora vom 15. 4. 82: Windpfeile (a) und Isentropen (b). Entnommen SMITH (1987).

deuten an, daß die Inversion bei der Entstehung der Winde dann keine Rolle spielt, wenn sich das Gebiet, in dem die Welle bricht, unterhalb der Inversion befindet. Sobald die vertikale Wellenlänge ( $\lambda = 2\pi U/N$ ) klein wird, erhöht sich die Chance, daß der Brechungsbereich unterhalb der Inversion liegt. Dies wird bei schwacher Anströmung erreicht, bei der auch die kritische Größe  $NH/U$  groß wird, wobei  $H$  die Höhe des Gebirges ist. Damit werden die dynamischen Bedingungen geschaffen, um die Amplituden ausreichend anwachsen und danach brechen zu lassen. Analytische Untersuchungen zeigen, daß bei Strömungen  $NH/U > 0.85$  die Wellen brechen können.

Es gibt aber auch viele Ereignisse mit heftiger Bora, ohne daß brechende Wellen auftreten. In diesen Fällen ist die Inversion die notwendige Bedingung für das Auftreten von heftigen Winden, die hierbei entsprechend der hydraulischen Theorie in der Boraschicht beschleunigt werden. Hydraulische Theorie heißt, daß eine nichtlineare hydrostatische Betrachtungsweise für die Strömung herangezogen wird. PETTRE (1984) und SMITH (1982, 1987) untersuchten, ob die Theorie des hydraulischen Sprunges zur Beschreibung der Dynamik der Bora ausreicht.

In Abhängigkeit von der Froudezahl  $F$  (Bild 15) ist nach der hydraulischen Theorie im Lee vom Gebirge ein hydraulischer Sprung dann zu erwarten, wenn die Froudezahl  $F$  stromaufwärts unterkritisch ( $F < 1$ ), über dem Gebirge kritisch ( $F \approx 1$ ) und im Lee davon überkritisch

( $F > 1$ ) ist. Der auftretende Sprung bewirkt, daß der überkritische Strömungszustand wieder in einen unterkritischen übergeht. In Tabelle 2 sind verschiedene Kennzahlen zu den beiden Borafällen gegeben.

In Bild 16 sind mögliche Gebirgsüberströmungen schematisch zusammengefaßt, die sich durch eine Entkopplung der bodennahen Strömung von der darüberliegenden Schicht auszeichnen. Diese Entkopplung wird noch durch einen Art „Totluftbereich“ (A), der durch schwache horizontale Windgeschwindigkeiten und labile Schichtung gekennzeichnet ist, unterstützt. Das obere Bild stellt die typische Situation des seichten Föhns, mit Stau in Oberitalien und westlichen Winden ab dem 700-hPa-Niveau, dar. Die Strömungskonfiguration der Bora ist in (b) zu sehen. Bild (c) schließlich zeigt die Strömung bei kräftigem Chinook oder bei hochreichendem (klassischen) Föhn.

Im folgenden sind die Ergebnisse der Borauntersuchungen zu ALPEX zusammengefaßt (Bild 15).

- Die ursprüngliche Fallwindtheorie der Bora besagt, daß die Beschleunigung der Strömung am Hauptkamm des Hindernisses beginnt, wenn die potentiell kältere Luft die Leeseite herunterströmt. Die Ergebnisse von ALPEX zeigen, daß bereits vor dem Gebirge, dort wo der luvseitige Gebirgsanstieg beginnt (bei Karlovac), eine Beschleunigung stattfindet. Diese Beschleunigung wirkt aufgrund eines hydrostatisch erzeugten Druckgradienten, der wegen des luvseitigen Absinkens der Isentropen eintritt.

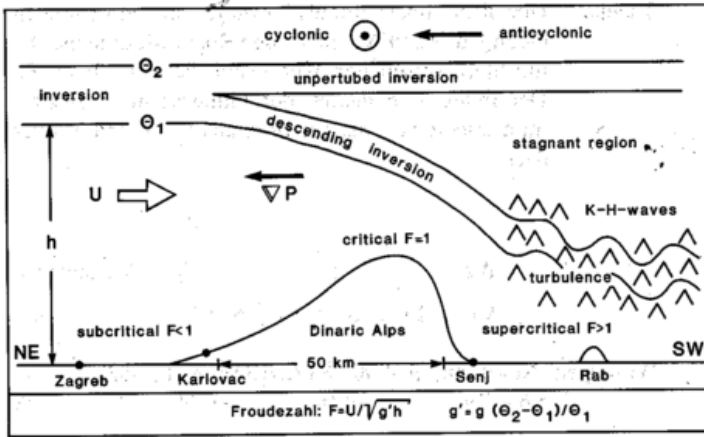


Bild 15: Schematische Darstellung der Borastruktur.

- b) In vielen Fällen spaltet sich die luvseitig vorhandene Inversion über dem Gebirge in zwei Äste auf. Der obere Teil der Inversion behält dabei seine ursprüngliche Höhe bei, während der untere Teil zum bodennahen Lee absinkt. Zwischen beiden Ästen besteht eine Art „Totluftbereich“ mit geringen horizontalen Windgeschwindigkeiten und niedriger Stabilität. Unter der abgesunkenen Inversion wird die kalte Luft der Bora beschleunigt, wodurch an der abgesunkenen Inversion starke Windscherungen auftreten. Diese erzeugen Kelvin-Helmholtz-Wellen, die in starke Turbulenz übergehen. Unter Vertiefung der Boraschicht schwächt sich die Turbulenz stromabwärts ab.
- c) In allen Fällen ergibt sich eine schmale Zone mit kräftiger Turbulenz auf der Leeseite des Gebirges. Die Turbulenz ist räumlich inhomogen; außerdem gilt, daß

Tabelle 2: Kennzahlen zu zwei Boraereignissen gemessen während ALPEX. Die mit Stern gekennzeichneten Größen sind Mittelwerte von 00 und 12 GMT.  $\Delta\theta$  sind die Differenzen der potentiellen Temperatur quer zur Inversion. Die Froudezahl ist in Bild 15 definiert. Entnommen aus PETTRE (1984) und SMITH (1987).

Größe	7. 3. 82	15. 4. 82
Boratyp	Zyklonal	Antizyklonal
Windrichtung oberhalb	SE	SW
Windrichtung Bora (grd)	60	60
$\Delta p$ Zagreb-Senj (hPa)	5-6	5-6
Luvseite:		
Zagreb		
Schichttiefe* (m)	2060	2270
Froudezahl*	0.69	0.23
$(\Delta\theta)^*$ (K)	3.3	9.6
Wind ( $m s^{-1}$ )	12	7
Leeseite:		
Pula		
Schichttiefe* (m)	470	730
Froudezahl*	1.53	1.61
$(\Delta\theta)^*$ (K)	3.6	2.2
Senj		
Wind ( $m s^{-1}$ )	19-23	17-18

$\sigma_u^2 \approx \sigma_v^2 \approx R\sigma_w^2$ , mit  $R=3 \pm 1$ . Weil in der Turbulenzzone der Wärmefluß abwärts gerichtet ist, ist anzunehmen, daß es sich um eine durch Scherung angetriebene Turbulenz handelt.

- d) Die Ergebnisse zeigen, daß dreidimensionale Strukturen in Turbulenz, Windgeschwindigkeit und Strömung vorhanden sind. Es wird vermutet, daß dies vor allem auf die Zunahme der Gebirgsbreite in südöstlicher Richtung zurückzuführen ist.
- e) Einiges deutet daraufhin, daß die Dynamik der Bora in einigen Punkten vergleichbar der Dynamik anderer böiger Gebirgswinde, wie Chinook und Föhn, ist (Bild 16). Die Bora scheint vor allem viele Ähnlichkeiten mit dem seichten Föhn zu besitzen.
- f) Die hydraulische Theorie beschreibt einige dynamische Aspekte der Bora; dazu gehören die Beschleunigung der Strömung beim Übergang von einem unterkritischen Zustand im Luv des Gebirges zu einem überkritischen im Lee; Voraussetzung hierfür ist das Vorhandensein einer Inversion.
- g) Bei schwacher Anströmung werden die heftigen Winde durch umschlagende Wellen erzeugt; die Inversion hat hierbei keine dynamische Bedeutung.

Die Untersuchungen zeigen, daß die bodennahe schießende Strömung, die erzeugt wird durch brechende Wellen, grundsätzlich ähnlich der Strömung ist, die entsprechend der hydraulischen Theorie zu erwarten ist. Trotzdem müssen beide Mechanismen vor allem dann

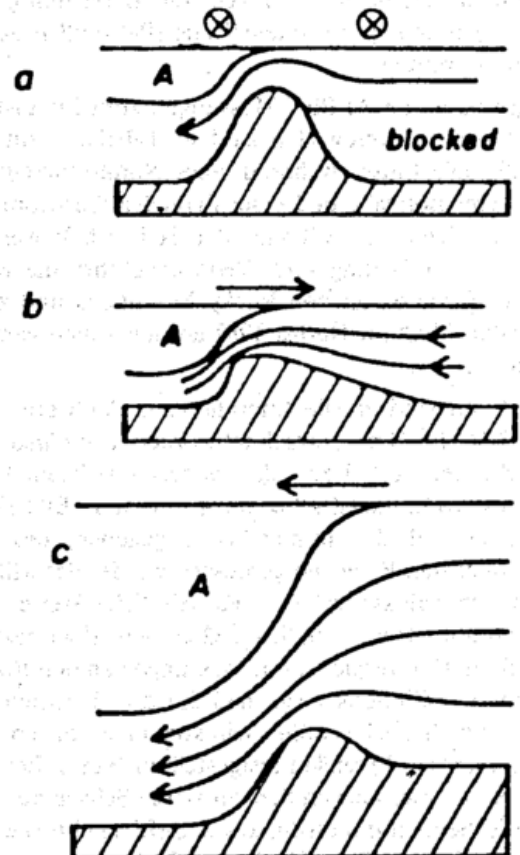


Bild 16: Schematische Darstellung von Gebirgsüberströmungen (SMITH 1986).

unterschieden werden, wenn es um eine Vorhersage der Bora geht, da für beide Prozesse unterschiedliche Größen maßgeblich sind.

### 3.4 Der Impulsfluß

Der Impulsfluß aufgrund von Wellen konnte im Rahmen von ALPEX mit Hilfe von Flugzeugmessungen bestimmt werden. Da Messungen in der Atmosphäre derzeit jedoch nur entlang eines Querschnittes über die Barriere durchgeführt werden können, ist eine direkte Bestimmung des Gesamtflusses von Impuls  $M$  (Gl. 1) nicht möglich. Der Vektor des Wellenwiderstandes, den man entlang einer beliebigen z.B. Nord-Süd orientierten Strecke  $L_y$  in der Fläche  $\Delta$  bestimmt, ist durch seine zonale und meridionale Komponente

$$F_x(z) = \rho(z) \int_{L_y} u^* w^* dy$$

$$F_y(z) = \rho(z) \int_{L_y} v^* w^* dy$$
(4)

gegeben. Die mit dem Stern gekennzeichneten Größen geben die Abweichungen vom Mittelwert über die Strecke  $L_y$  an. Die Größe  $F$  ist der Nettobetrag der Kraft pro Einheitslänge  $l$  quer zur Richtung von  $L_y$  in  $N m^{-1}$  ( $M/l$ ). Um den entlang einer Linie integrierten Fluß  $F$  umzurechnen auf den Gesamtfluß  $M$ , ist es notwendig,  $F$  mit einer charakteristischen Länge  $L_x$  zu multiplizieren. Die Größe  $L_x$  ist dabei als Länge in  $x$ -Richtung definiert. Besitzt ein zonal orientiertes Gebirge in Richtung parallel zum Hauptkamm nur geringe Variationen in seiner Struktur, kann  $L_x$  annähernd angegeben werden. Für Gebirge wie die Alpen ist dies nicht so einfach. Zur Berechnung des Flusses von Impuls pro Einheitsfläche ( $Pa$ ) muß  $F$  durch  $L_y$  dividiert werden.

Die Ergebnisse von ALPEX-Messungen zum Impulsfluß aufgrund von Schwerewellen sind in Tabelle 3 zusammengefaßt. Die Flüsse während eines Nordföhnereignisses, mehrerer Borafälle und einer Pyrenäenüberströmung sind die einzigen, die während der SOP erfaßt werden konnten. Als Ergänzung sind Werte angeführt, die während eines Chinook an den Rocky Mountains und zum „Jahrhundertföhn“ im Herbst 1982 an den Alpen gemessen wurden.

Bei Nordföhn sind zonale (meridionale) Flußwerte von  $-0.16 (+0.14) 10^5 N m^{-1}$  errechnet worden. Die Länge der Meßstrecke betrug 140 km; daraus ergibt sich ein Fluß von Impuls pro Einheitsfläche von  $\pm 0.1 Pa$ . In Bild 17 ist das Vertikalprofil des Impulsflusses gegeben, das am 23. 3. 82 über den Pyrenäen gemessen wurde; der Mittelwert des Impulsflusses ist  $-0.2 Pa$ . Ähnliche Werte sind zum „Jahrhundertföhn“ am 8. 11. 82 an den Alpen festgestellt worden. Der Vergleich mit Messungen an den Rocky Mountains bei Chinook zeigt, daß die dort berechneten Werte um ein Vielfaches höher sein können als die an den Alpen und an den Pyrenäen festgestellten Werte. Bei der Bora treten in einer flachen Schicht starke Schwankungen der entsprechenden Impulsflüsse auf. SMITH (1987) weist jedoch darauf hin, daß die Vertikalprofile keine systematische Struktur zeigen und deshalb nicht zu interpretieren sind.

Tabelle 3: Übersicht über Impulsflußwerte an europäischen Gebirgen (ALPEX) und an den Rocky Mountains. Die mit Stern versehenen Werte sind:  $F_x \Rightarrow F_s$ ,  $F_y \Rightarrow F_t$ . Der Index 's' bedeutet, der Flußwert in Hauptströmungsrichtung - bei der Bora aus  $60^\circ$  - und 't' quer dazu.

$\Delta z$ km	$F_x$ $10^5 N m^{-1}$	$F_y$ $10^5 N m^{-1}$	Wellenlänge km
Westalpen: Nordföhn, 9. 4. 82 (STANKOV et al. 1982)			
5.6 - 7.9	-0.16	+0.14	18
Pyrenäen: Überströmung, 23.3.82 (COX 1986; HAFNER 1987; HOINKA 1984)			
4.4 - 11.9	-0.09	-0.62	16 - 33
3.6 - 11.9	-0.06	-0.50	16 - 33
Dinarische Alpen: Bora, 6. 3. 82 (PETTRE 1988)			
2.4 - 4.5	-2.0/+11.0*	-3.8/+3.2*	
Zentralalpen: Südföhn, 8. 11. 82 (HOINKA 1985c)			
5.8 - 8.9	-0.21	-0.50	10 - 50
Rocky Mountains: Chinook, 11. 2. 72 (KLEMP und LILLY 1975)			
6.7 - 10.0	-9.40		

## 4 Zusammenfassung

Die erfolgreichsten Flugmeßprogramme während ALPEX wurden bei der Untersuchung der Bora durchgeführt. Schon seit einer langen Reihe von Jahren werden Messungen mit bodengestützten Systemen an der Bora gemacht. Dennoch sind die ALPEX-Flüge die ersten Höhenmessungen, mit denen das Temperatur-, Feuchte- und Strömungsfeld der Bora erfaßt wurde. Neben der Analyse der Meßdaten wurden Laboruntersuchungen, numerische Simulationen und Arbeiten mit einfachen analytischen Modellansätzen gemacht. Alle diese Arbeiten zusammen haben dazu beigetragen, daß heutzutage die Bora recht gut verstanden ist.

Troposphärische Messungen mit Flugzeugen zum Alpenföhn konnten nicht im erwünschten Ausmaß gemacht werden, da entsprechende Föhnereignisse während der SOP ausblieben. Die Erfahrung in Planung, Organisation und Durchführung der Vermessung alpiner Gebirgsüberströmungen erlaubte dann jedoch die Erfassung eines kräftigen Föhns kurz nach Ende der SOP und eines außergewöhnlichen, hochreichenden Föhns, des „Jahrhundertföhns“ vom 8. 11. 82 (HOINKA 1985c). Zweifellos wären wir ohne ALPEX nicht in der Lage gewesen vor allem letzteres Ereignis zu erfassen. In den Folgejahren wurden noch eine Reihe von Föhntagen vermessen (HOINKA et al. 1984; SEIBERT 1985). Der Erfolg, der sich in den verschiedenen Veröffentlichungen zu diesen post-ALPEX-Ereignissen zeigt, ist ebenfalls als ein Erfolg des Alpinen Experiments zu bewerten. Als weiteres Ergebnis von ALPEX kann das wachsende Interesse am flachen Föhn angesehen werden.

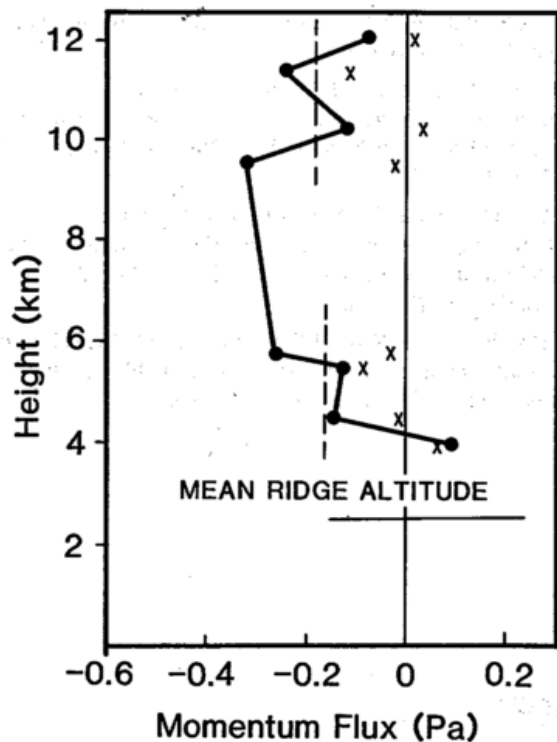


Bild 17: Vertikalprofil des Impulsflusses über den Pyrenäen vom 23. 3. 82. Die Punkte (Kreuze) geben den meridionalen (zonalen) Fluß an (HOINKA 1984).

Messungen zum Impulsfluß über den Alpen konnten während ALPEX nicht systematisch durchgeführt werden. Erst zum „Jahrhundertföhn“ wurden ähnliche Werte wie an den Pyrenäen errechnet. Als Ergebnis muß festgestellt werden, daß die Impulsflüsse in der Troposphäre aufgrund von Schwerewellen deutlich geringer sind als die Werte des Druckwiderstandes am Boden. Für den Föhn vom 8. 11. 82 ergab sich, daß nur  $\approx 15\%$  des Druckwiderstandes am Boden auf einen Widerstand aufgrund von Schwerewellen zurückzuführen ist; die Ergebnisse von numerischer Modellierung zeigen jedoch, daß im Modell der Wellenwiderstand um  $\approx 50\%$  zum Druckwiderstand am Boden beiträgt (HOINKA und CLARK 1991). Diese offensichtliche Diskrepanz zwischen gemessenem und simuliertem Wert ist ein ungelöstes Problem.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die experimentellen und theoretischen Arbeiten, die durch ALPEX ange regert wurden, die Möglichkeiten für die Parameterisierung der subskaligen Effekte der Orographie verbessert haben.

#### Literatur

BLONDIN Ch. und B. BRET, 1986: Numerical study of the mistral with a meso-scale model. Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX). GARP Publ. Series No. 27, S. 549-563.

BLUMEN W. und K. W. COX, 1984: Lee-waves over the Pyrenees; data, analyses and chronicle; 21-33 March 1982. Report Department of Astrophysical, Planetary and Atmospheric Sciences, University of Colorado, Boulder USA.

BLUMEN W. und C. S. HARTSOUGH, 1985: Reflection of hydrostatic gravity waves in a stratified shear flow. Part II: Application to downslope surface windstorms. J. Atmos. Sci. 42, S. 2319-2331.

BLUMEN W. und C. S. HARTSOUGH, 1986: An analysis of downslope winds in the lee of the Pyrenees on 23 March 1982. Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX). GARP Publ. Series No. 27, S. 541-548.

BRET B., 1982: Evidence of a north-south discontinuity in the mistral regime. ALPEX Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7, S. 169-173.

COX K. W., 1986: Analysis of the Pyrenees lee wave event of 23 March 1982. Mon. Wea. Rev., 114, S. 1146-1166.

COX K. W. und W. BLUMEN, 1986: Dynamics and evolution of the Pyrenees lee wave event during 21-23 March 1982. Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX). GARP Publ. Series No. 27, S. 519-530.

HAFNER Th., 1982: Lee waves over the Pyrenees. ALPEX Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7, S. 218-226.

HAFNER Th., 1987: Experimentelle Untersuchungen zum Druckwiderstand der Alpen. Dissertation Universität Karlsruhe.

HOINKA K. P., 1982: A post-ALPEX south-foehn case. ALPEX Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7, S. 132-142.

HOINKA K. P., 1984: Observation of a mountain-wave event over the Pyrenees. Tellus, 36 A, S. 369-384. Corrigendum (1986, Tellus, 38 A, S. 93-94).

HOINKA K. P., 1985a: What is a foehnic clearance? Bull. Amer. Meteor. Soc., 66, S. 1123-1132.

HOINKA K. P., 1985b: A comparison of numerical simulations of hydrostatic flow over mountains with observations. Mon. Wea. Rev., 113, S. 719-735.

HOINKA K. P., 1985c: Observation of the airflow over the Alps during a foehn event. Quart. J. Roy. Met. Soc. 111, 199-224.

HOINKA K.P. und T.L. CLARK, 1991: Pressure drag and momentum fluxes due to the Alps. I: Comparison between numerical simulations and observations. Quart. J. Roy. Met. Soc., 117, S. 495-525.

HOINKA K.P., FIMPEL H. P., PETERS H. und H. WILLECKE, 1984: Data catalog for the DFVLR observational foehn experiment. DFVLR-Forschungsbericht FB-84-33. 146 S.

JANSA A. und J. A. GARCIA MOYA, 1982: Non-conventional mistral-bora events. ALPEX Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7, S. 174-183.

KLEMP J. B. und D. R. DURRAN, 1987: Numerical modelling of bora winds. Meteorol. Atmos. Phys., 36, S. 215-227.

KLEMP J. B. und D. K. LILLY, 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds. J. Atmos. Sci., 32, S. 320-339.

KUETTNER J., 1982: ALPEX, Experiment Design. GARP-ALPEX No. 1.

LILLY D. K., NICHOLLS J. M., CHERVIN R. M., KENNEDY P. J. und J. B. KLEMP, 1982: Aircraft measurements of wave momentum flux over the Colorado Rocky Mountains. Quart. J. R. Met. Soc., 108, S. 625-642.

PETTRE P., 1984: Contribution to the hydraulic theory of bora wind using ALPEX data. Beitr. Phys. Atmos., 57, S. 536-545.

PETTRE P., 1986: A contribution to bora studies using ALPEX aircraft data. Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX). GARP Publ. Series No. 27, S. 531-540.

PETTRE P., 1988: Descriptive experimental analysis of two bora cases using ALPEX aircraft data. Beitr. Phys. Atmos., 61, S. 142-150.

PICHLER H., 1982: Mesoscale processes in the Alpine region. ALPEX-Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7, S. 121-131.

RIOSALIDO, R., L. VAZQUEZ, A. GORDO und A. JANSA, 1986: 'Cierzo': Northwesterly wind along the Ebro valley as a

meso-scale effect induced on the lee of the Pyrenees mountain range; a case study during ALPEX SOP. Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX). GARP Publ. Series No. 27, S. 565-575.

SEIBERT P., 1982: The south foehn cases at Innsbruck during the ALPEX special observation period (SOP). ALPEX-Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7., S. 155-166.

SEIBERT P., 1985: Fallstudien und statistische Untersuchungen zum Südföhn im Raum Tirol. Dissertation an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Innsbruck.

SMITH R. B., 1982: Aerial observations of the Yugoslavian bora: preliminary results. ALPEX-Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7., S. 187-201.

SMITH R. B., 1986 Mesoscale mountain meteorology in the Alps. Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX). GARP Publ. Series No. 27, S. 407-423.

SMITH R. B., 1987: Aerial observations of the Yugoslavian bora. J. Atmos. Sci., 44, S. 269-297.

STANKOV B. B., DURRAN D. R. und J. B. KLEMP, 1982: A preliminary analysis of lee waves over the Alps as observed by aircraft during ALPEX. ALPEX-Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7., S. 205-217.

TROMBETTI F. und F. TAMPIERI, 1986: Analysis of stably stratified atmospheric flow over the Dinaric Alps during ALPEX. Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX). GARP Publ. Series No. 27, S. 509-518.

VERGEINER I., STEINACKER R. und E. DREISEITL, 1982: The south foehn case 4/5 May 1982. ALPEX-Preliminary Results. GARP-ALPEX No. 7., S. 143-154.

# 7 Th. A. HAFNER Strömungswiderstand der Alpen

## 1 Einleitung

Gebirge vom Ausmaß der europäischen Alpen stellen für die atmosphärische Strömung ein wesentliches Hindernis dar, das um- oder überströmt werden muß. Der Strömungswiderstand ist eine geeignete physikalische Größe, um die Wechselwirkungen zwischen den komplexen orographischen Strukturen des Gebirges und den atmosphärischen Strömungsvorgängen im ganzen Spektrum ihrer Skalenvielfalt summarisch zu beschreiben. Da der Strömungswiderstand eine wesentliche Komponente in der Impulsbilanz der Atmosphäre darstellt, kommt ihm eine zentrale Bedeutung in der dynamischen Meteorologie zu. Seit dem Alpenexperiment findet das Problem deshalb auch zunehmend Eingang in die numerischen Vorhersagemodelle, wobei die Parametrisierungsansätze des Strömungswiderstandes z. Z. noch überwiegend auf der sogenannten linearen Wellentheorie beruhen.

Strömungswiderstand bedeutet, daß an der Grenzfläche zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre ein Impulsaustausch stattfindet, wobei die Impulstransporte in der Atmosphäre von den Vergenzen der Impulsflüsse abhängen. Der Impulsaustausch erfolgt an der gemeinsamen Grenzfläche durch das Einwirken von Oberflächenkräften in Form von Reibungs- und Druckwiderstandskräften. Formal kann man deshalb den Strömungswiderstand in die Komponenten Reibungs- und Druckwiderstand aufteilen, um die experimentelle Untersuchung zu vereinfachen, obwohl diese Komponenten nicht unabhängig voneinander sind.

Wegen der komplexen interskaligen Wechselwirkungen zwischen den vielfältigen Widerstandsmechanismen entzieht sich der Strömungswiderstand bislang einer umfassenden theoretischen Beschreibung. Er gehört somit zu den am wenigsten untersuchten und verstandenen Vorgängen in der Dynamik der Atmosphäre. Eines der Hauptziele von ALPEX war daher die Bestimmung des Strömungswiderstandes der Alpen aus dem gemessenen

Druckfeld und die gleichzeitige Messung der vertikalen Impulstransporte in der Atmosphäre, um zunächst die einfachsten empirischen Gesetzmäßigkeiten des Strömungswiderstandes zu erfassen.

## 2 Komponenten des Strömungswiderstandes

### 2.1 Gesamtwiderstand

Aus praktischen Gründen läßt sich der Gesamtwiderstand formal in verschieden definierte Komponenten aufteilen (s. Bild 1). Bei den meteorologischen Anwendungen geht man vorwiegend von einer körpergebundenen Betrachtungsweise aus. Dabei wird der Spannungsvektor  $\vec{\sigma}$  in die Tangentialkomponente  $\vec{\sigma}_T$ , die als Wandschubspannung  $\vec{\tau}_W$  die Reibung dargestellt, und in die Normalkomponente  $\vec{\sigma}_N$ , die den Druck  $p$  auf das geneigte Flächenelement  $dS$  beschreibt, aufgeteilt

$$\vec{\sigma} = \vec{\sigma}_T + \vec{\sigma}_N \quad (1)$$

(s. Bild 2). Unter Berücksichtigung des Neigungswinkels  $\alpha$ , den das jeweilige Flächenelement  $dS$  gegenüber der Horizontalen aufweist, erhält man den Widerstand  $D$

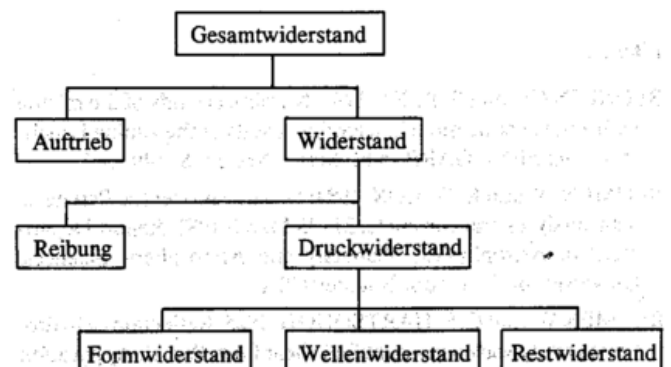


Bild 1: Komponenten des Strömungswiderstandes.

(engl.: drag) als Summe aus dem Reibungswiderstand  $D_R$  (frictional drag) und dem Druckwiderstand  $D_p$  (pressure drag)

$$D = D_R + D_p = \iint_S \tau_w \cos \alpha \, dS + \iint_S p \sin \alpha \, dS. \quad (2)$$

Die formale Unterscheidung von Reibungs- und Druckwiderstand erfolgt dabei willkürlich und hängt im wesentlichen von der räumlichen Auflösung der Oberflächenelemente  $dS$  ab. Entscheidend ist somit, welche Oberflächenunregelmäßigkeiten als „Rauigkeit“ und welche als „Orographie“ betrachtet werden. Über ebenen, homogenen Oberflächen ( $\alpha = 0$ ) trägt daher bei makroskopischer Betrachtung nur der Reibungsterm zum Gesamtwiderstand bei. Über Meeresflächen erzeugt die Wandschubspannung den Seegang und bewirkt den Antrieb der Meeresströmungen. Für neutrale Schichtung und einen mittleren Wind von 10 m/s ergeben sich für  $\tau_w$  typische Werte um 0,2 Pa (HASSE 1968). Nach KUNG (1968) erhält man über den homogenen Landoberflächen der Kontinente sehr ähnliche Werte, weil die höheren Widerstandsbeiträge durch die geringeren Windgeschwindigkeiten i.a. kompensiert werden. Beim Überströmen von orographisch gegliedertem Gelände ( $\alpha \neq 0$ ) überlagert sich dem Reibungswiderstand ein mit der Oberflächenneigung rasch anwachsender Druckwiderstand. Über die Natur des Reibungswiderstands und seiner Wechselbeziehung zum Druckwiderstand ist in Grenzschichtströmungen über realer Orographie nur sehr wenig bekannt, weil in Abhängigkeit von der thermischen Schichtung sowie der Form und Längenskala der Orographieelemente eine Reihe verschiedenartiger Grenzschichtphänomene auftreten, die ihrerseits auf die Grenzschicht zurückwirken und ihre Eigenschaften in komplexer Weise modifizieren. Aufgrund dieser prinzipiellen Schwierigkeiten wurden im Rahmen von ALPEX keine Untersuchungen über den orographisch bedingten Reibungswiderstand durchgeführt.

## 2.2 Druckwiderstand

Im Gegensatz zur technischen Strömungslehre, wo der Gesamtwiderstand eines Körpers direkt im Windkanal gemessen wird, kann man in der Meteorologie den Druckwiderstand komplexer Geländestrukturen nur durch indirekte Methoden bestimmen. Unter der Annahme, daß die Drucksignale aller widerstandserzeugender Mechanismen

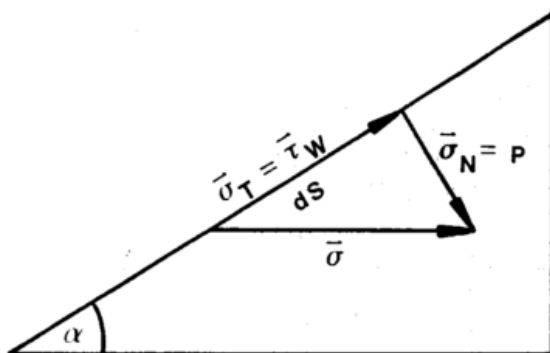


Bild 2: Schematische Zerlegung des Spannungsvektors  $\vec{\sigma}$  in die hangparallele Reibungskomponente (Wandschubspannung  $\vec{\tau}_w$ ) und die hangsenkrechte Druckkomponente  $p$ .

dem Bodendruckfeld aufgeprägt werden, erhält man aus dem Bodendruckfeld ein Maß für die Richtung und Stärke des gesamten Druckwiderstands. Der Nachteil besteht darin, daß sowohl das Bodendruckfeld als auch die Orographie möglichst hoch aufzulösen sind, um auch die Beiträge der kleinskaligen Geländestrukturen zu erfassen. Als Vorteil erweist sich dagegen die Möglichkeit, den Druckwiderstand unabhängig vom Reibungswiderstand untersuchen zu können, weil der parallel zur Unterlage wirkende Reibungswiderstand keine Druckgegensätze erzeugt. Als weitere Schwierigkeit kommt hinzu, daß die Atmosphäre normalerweise geschichtet ist. In ungeschichteten Medien sind nämlich der Druckwiderstand und der Formwiderstand gleichbedeutend, weil das Stördruckfeld nur durch den dynamischen Druck beeinflusst wird (HOERNER 1965). In der geschichteten Atmosphäre treten dagegen noch Wellen und andere hydrostatische Effekte auf, die zusammen mit dem synoptischen Hintergrund das Druckfeld um ein Gebirge und damit den Druckwiderstand mitbestimmen. Für meteorologische Fragestellungen bietet sich daher eine zwanglose Aufteilung des Druckwiderstands in die Komponenten Formwiderstand, Wellenwiderstand und Restwiderstand an.

### 2.2.1 Formwiderstand

Der Begriff des Formwiderstands kann definitionsgemäß aus der technischen Strömungsmechanik übernommen werden und z.B. auf eine Hügelüberströmung bei neutral geschichteter Atmosphäre angewendet werden, in der keine Auftriebskräfte wirken. Nach Bernoulli entsteht dabei im Luv ein Überdruck aufgrund der Stauverzögerung und ein Unterdruck am Gipfelpunkt, der sich in der abgelösten Strömung im Lee fortsetzt. Der aus dieser Druckdifferenz resultierende Formwiderstand (form drag)

$$D_F = c_{DF} \frac{1}{2} \rho U^2 A \quad (3)$$

greift direkt an der Oberfläche des Hindernisses an und ist proportional zur projizierten Stirnfläche  $A$  und zum Staudruck  $\frac{1}{2} \rho U^2$ , wobei  $U$  eine charakteristische Geschwindigkeit der Anströmung ist. Der Formwiderstandsbeiwert  $c_{DF}$  ist als Proportionalitätsfaktor eine Funktion der Re-Zahl und hängt von der geometrischen Form des Hindernisses ab, die zusammen mit dem Turbulenzgrad in der Anströmung das Ablöseverhalten im Lee und damit den Verlauf der effektiven Bodenstromlinie bestimmt. Da der Formwiderstand eines Gebirges nicht direkt meßbar ist, sind Abschätzungen nur mit empirisch ermittelten Beiwerten möglich.

### 2.2.2 Wellenwiderstand

Der Wellenwiderstand unterscheidet sich grundlegend vom Formwiderstand. Die physikalischen Mechanismen, die den Wellenwiderstand erzeugen, beruhen auf der prinzipiellen Eigenschaft der Wellen, Energie und Impuls über große horizontale und vertikale Entfernungen zu transportieren. Im Gegensatz zum Formwiderstand wird dadurch die Fernwirkung des Wellenwiderstands offensichtlich. Der Wellenwiderstand hängt auch nicht in so hohem Maße von der Form und Größe des Strömungshindernisses ab wie der Formwiderstand. Entscheidend ist

vielmehr, ob der Zustand der Atmosphäre die Ausbildung von Wellen zuläßt und die Wellenausbreitung einer Störung fördert. Die notwendigen Voraussetzungen dazu sind ein Grundzustand mit einem stabilen Gleichgewicht der beteiligten Kräfte und die Wirkung einer Rückstellkraft nach erfolgter Auslenkung aus dem Gleichgewichtszustand. Welche Rückstellkräfte in der Atmosphäre in Betracht kommen, hängt ganz wesentlich von der Zeitskala der betrachteten Gleichgewichtsstörung, bzw. von der Längenskala des Strömungshindernisses ab. Der Wellenwiderstand setzt sich somit aus unterschiedlichen Wellenarten zusammen, die in verschiedenen Längenskalenbereichen auftreten. In der planetarischen und synoptischen Skala sind es die langen Rossby-Wellen, im mesoskaligen Bereich die internen Schwerewellen und in der Mikroskala die kleinräumigen turbulenten Bewegungsformen, die den zur Erdoberfläche gerichteten Impulstransport bewirken.

Im planetarischen Längenskalenbereich bei Rossby-Zahlen  $Ro \leq 1$  ( $Ro = U/(2\Omega L)$  mit  $\Omega$  als Winkelgeschwindigkeit der Erde) wirkt die Corioliskraft als Rückstellkraft für lange Rossby-Wellen, die im Lee der großen Gebirgszüge (Rocky Mountains, Himalaya) die bekannten Leertöge bilden. Auch kleinere, regionalskalige Gebirge, wie z.B. die europäischen Alpen, können bei schwacher bis mäßiger Anströmung Rossby-Wellen anregen, die bisher jedoch nur im Zusammenhang mit den möglichen Mechanismen der Leezyklogese untersucht wurden (SMITH 1984).

Im mesoskaligen Längenbereich treten bei vertikalen Auslenkungen in einer thermisch stabil geschichteten Atmosphäre interne Schwerewellen durch die rückstellende Schwerkraft auf. Setzt man bei den Vertikalbewegungen adiabatische Temperaturänderungen voraus, so erhält man bei stabiler Schichtung horizontale Dichtegradienten, die unter Einwirkung der Schwerkraft die sogenannten Auftriebskräfte (buoyancy force) als Rückstellkraft erzeugen. Der Wellenwiderstand der internen Schwerewellen ist somit im Gegensatz zum Formwiderstand eine Funktion der Froude-Zahl, die das Verhältnis zwischen Auftriebs- und Trägheitskräften beschreibt. Bei den internen Schwerewellen im Lee der Gebirge unterscheidet man zwei Wellenarten, die in Abhängigkeit von den Randbedingungen der Anströmung auftreten können und dabei unterschiedliche Eigenschaften auch in Bezug auf den Wellenwiderstand aufweisen: vertikale Ausbreitungswellen und resonante Leewellen. Die atmosphärischen Randbedingungen, unter denen sich Ausbreitungswellen oder Leewellen ausbilden, können aus dem Vertikalprofil des sogenannten Scorer-Parameters

$$I^2(z) = N^2/U^2 - U_{zz}/U \quad (4)$$

abgeleitet werden.

Der Wellenwiderstand der Ausbreitungswellen wird durch die Richtung und Stärke der vertikalen Impulsflüsse bestimmt und wirkt durch Druckkräfte unmittelbar auf die Erdoberfläche. Er weist daher eine starke Abhängigkeit von den Symmetrieeigenschaften der Schwerewellen auf. Die einfachen Lösungen des Einschichtenmodells der linearen Wellentheorie (s. hierzu z.B. SMITH 1979) zei-

gen bereits, daß die Linien gleicher Phase bei den Ausbreitungswellen gegen die Anströmrichtung geneigt sind (s. Bild 3). Daraus ergibt sich eine asymmetrische Wellenströmung mit einem Geschwindigkeitsüberschuß ( $u' > 0$ ) in den absteigenden Wellenästen ( $w' < 0$ ) und ein Geschwindigkeitsdefizit ( $u' < 0$ ) in den aufsteigenden Wellenästen ( $w' > 0$ ). Die Korrelationsprodukte  $u'w'$  sind daher im gesamten Bereich der Ausbreitungswelle negativ, so daß auch der vertikale Impulsfluß

$$\rho(z) \int_{-\infty}^{+\infty} u'w' dx \quad (5)$$

negativ und damit definitionsgemäß nach unten zum Strömungshindernis hin gerichtet ist. Gleichzeitig erhält man als Folge der leeseitig erhöhten und luvseitig verminderten Windgeschwindigkeiten nach der Bernoulli-Gleichung auf den Luvseiten der Topographie einen erhöhten und auf den Leeseiten einen verminderten Luftdruck. Diese Druckdifferenz übt an den Grenzflächen zur Topographie die auf die Einheitslänge  $l_1$  bezogene horizontale Druckkraft

$$D_{PW}/l_1 = \int_{-\infty}^{+\infty} p'(x, z=0) \frac{dh}{dx} dx \quad (6)$$

auf die Unterlage aus. Dieser Druckwiderstand entspricht als Wellenwiderstand genau dem höhenkonstanten vertikalen Impulsfluß in der Wellenströmung

$$D_W/l_1 = \rho(z) \int_{-\infty}^{+\infty} u'w' dx. \quad (7)$$

Der Wellenwiderstand beruht somit auf einer Impulsenahme in einer hochgelegenen turbulenten Schicht und führt dort zu einer Verzögerung der mittleren Strömung. In den Ausbreitungswellen wird dieser Strömungsimpuls dann verlustfrei bis zur überströmten Unterlage vertikal nach unten transportiert, wo er schließlich in Form von Druckkräften auf die Unterlage übertragen und als Wellenwiderstand mit den Wellen eigenen Fernwirkung wirksam wird. Nichtlineare Effekte, die insbesondere bei Schwerewellen mit großer Amplitude auftreten, sind einer analytischen Lösung nicht zugänglich und müssen daher mit numerischen Simulationsmodellen fallweise untersucht werden (s. z.B. PELTIER und CLARKE 1979).

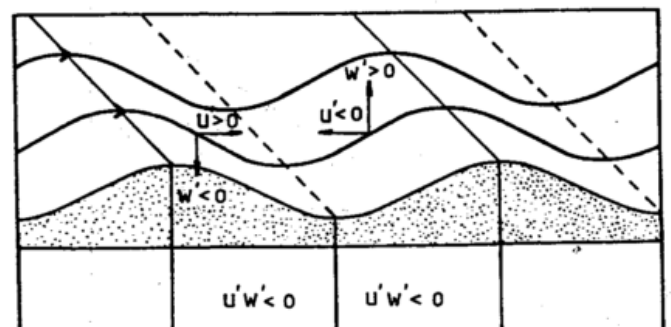


Bild 3: Qualitative Abschätzung der vertikalen Impulsflüsse von Ausbreitungswellen mit stromauf geneigten Phasenlinien über einer sinusförmigen Topographie.

Im Gegensatz zu den Ausbreitungswellen weisen die resonanten Leewellen eine horizontale Spiegelsymmetrie mit senkrecht stehenden Phasenlinien auf. Diese Eigenschaft bedeutet vordergründig eine gegenseitige Aufhebung der vertikalen Impulsflüsse innerhalb einer vollständigen Leewelle, so daß mit dem über eine Wellenlänge gemittelten vertikalen Impulsfluß auch der Wellenwiderstand scheinbar verschwindet. Diese Interpretation widerspricht jedoch dem Eliassen-Palm-Theorem, wonach dem nach oben gerichteten Energiefluß bis in das Niveau der maximalen Wellenenergie auch ein nach unten gerichteter Impulsfluß entsprechen muß, solange die horizontale Ausbreitung der Resonanzwellen nicht ins Unendliche reicht. Umgekehrt belegt die Symmetrieeigenschaft aber auch, daß der Wellenwiderstand der Resonanzwellen im Vergleich zum Wellenwiderstand der Ausbreitungswellen nur eine untergeordnete Rolle im Impulshaushalt spielt.

Der Wellenwiderstand durch turbulente Bewegungsvorgänge umfaßt die vertikalen Impulsflüsse, die außerhalb der planetarischen Grenzschicht als Folge von vertikalen Umlagerungen in konvektiver und dynamischer Turbulenz auftreten. Obwohl bislang noch keine theoretischen Erkenntnisse für eine Abschätzung der Turbulenzanteile am Wellenwiderstand vorliegen, deuten die wenigen Arbeiten darauf hin, daß die turbulenten Schichten nur dann einen entsprechenden Wellenwiderstand bewirken, wenn der vertikale Impulstransport bis zur Erdoberfläche hin gewährleistet ist. Diese Anbindung kann bei niedertroposphärischer Turbulenz über eine flache Konvektion oder direkt über die planetarische Grenzschicht, bei hochtroposphärischer Turbulenz (CAT) im allgemeinen jedoch nur im Zusammenspiel mit hochreichender Konvektion oder internen Schwerewellen erfolgen. Da die internen Schwerewellen vorzugsweise im Lee der Gebirge auftreten, ist hier auch ein Maximum des turbulenten Wellenwiderstands zu erwarten.

### 2.2.3 Restwiderstand

Subtrahiert man vom gesamten Druckwiderstand, der durch das Bodendruckfeld repräsentiert wird, die Komponenten des Form- und Wellenwiderstands, so verbleibt als Residuum der sogenannte Restwiderstand, der die Wirkung der übrigen Druckwiderstandsmechanismen zusammenfaßt. Über den Restwiderstand werden in der Literatur nur qualitative Angaben gemacht. Die bekannten Komponenten resultieren hauptsächlich aus hydrostatischen Effekten und, in Abhängigkeit von der Größe des Gebirges, aus den großräumig überlagerten Druckgradienten der synoptischen Hintergrundfelder.

Die hydrostatischen Anteile beruhen auf dem Barriereneffekt der Gebirge und auf den horizontalen Unterschieden bei der Aufheizung und Abkühlung der Gebirgsoberflächen, die zusammen mit dem Volumeneffekt eine erhöhte Wärmequelle für die alpine Atmosphäre darstellen (HAFNER u. a. 1987). In ihrer blockierenden Eigenschaft haben die Gebirge landläufig die Wirkung von Wetterscheiden und sind so in der Lage, verschieden temperierte Luftmassen räumlich voneinander zu trennen. Auf diese Weise können selbst bei fehlender Anströmung beträchtliche hydrostatisch bedingte Druckdifferenzen quer zum Gebirge entstehen.

### 3 Rückblick

Die ersten Untersuchungen beruhen auf dem theoretischen Konzept der globalen Drehimpulserhaltung von STARR (1948). Danach ändert sich der zonale Drehimpuls der Atmosphäre nur durch die Übertragung der Drehmomente aufgrund der Oberflächenreibung und der Druckgegensätze zwischen den West- und Ostseiten der Gebirge. WHITE (1949), WIDGER (1949) und NEWTON (1971) berechneten zonale Druck- und Reibungsmomente aus Klimadaten und fanden eine weitgehende Übereinstimmung in Richtung und Größenordnung der beiden Momente. Newton führte die Druckunterschiede zwischen den Luv- und Leeseiten der Gebirge auf die charakteristische Ausbildung von Leetrögen und die hydrostatisch bedingte Druckverteilung aufgrund unterschiedlich temperierter Luftmassen beiderseits der Gebirge zurück. Die Ergebnisse wurden von WAHR und OORT (1984) anhand von Modellrechnungen mit einem allgemeinen Zirkulationsmodell bestätigt.

Der Strömungswiderstand individueller Gebirgszüge wird jedoch bei den o.g. Untersuchungen wegen der groben räumlichen und zeitlichen Auflösung durch die Verwendung von Klimadaten nicht erfaßt. HUTCHINGS und THOMPSON (1962) berechneten aus räumlich höher aufgelösten synoptischen Druckfeldern Monats- und Jahresmittel der zonalen Druckmomente für die Alpen der Südinsel Neuseelands, die sich wegen der ungestörten An- und Abströmbedingungen über freier See für Widerstandsuntersuchungen besonders gut eignet. Neben einem ausgeprägten Jahresgang stellten sie fest, daß das jährliche Druckmoment der Atmosphäre mehr als zehnmal so viel an ostwärts gerichtetem Drehimpuls entzieht wie die Oberflächenreibung einer gleichgroßen Ozeanoberfläche. Für die kleinskaligere Mittelgebirgslandschaft der Blue Ridge Mountains in den Appalachen der USA führte SMITH (1978) Messungen des Druckwiderstands mit einer quer zu den welligen Hügeln installierten Mikrobarographenkette durch und verglich diesen Druckwiderstand mit den Temperatur- und Windfeldern, um die Bedeutung der folgenden Widerstandsursachen abzuschätzen:

- Formwiderstand durch Grenzschichtablösung
- Wellenwiderstand durch vertikale Ausbreitungswellen vom Typ der hydrostatischen Schwerewellen
- Wellenwiderstand durch resonante Schwerewellen
- luvseitiges Blockieren bodennaher Kaltluft und
- lokale Ausbildung von Kaltluftseen in Tälern.

Mit dieser bemerkenswerten Studie fand Smith heraus, daß selbst bei dieser kleinskaligen Gebirgslandschaft dem Druckwiderstand die gleiche Bedeutung zukommt, wie dem Reibungswiderstand. Die Anteile der einzelnen Widerstandsmechanismen am gesamten Druckwiderstand konnten jedoch nur quantitativ angegeben werden. Das luvseitige Blockieren der bodennahen Kaltluft und die Leewellen werden als die wahrscheinlichen Hauptursachen genannt. Damit wurde experimentell bestätigt, daß der Druckwiderstand am Boden und die vertikalen Impulsflüsse in der Atmosphäre über die Schwerewellen im Lee der Gebirge eng miteinander verknüpft sind.

Die Untersuchungen der Stördruckfelder um die Gebirge liefern somit wichtige Informationen über die Gesamtwirkung des Druckwiderstands. Sie lassen jedoch keine Aussagen darüber zu, in welchen Höhenschichten der Atmosphäre Strömungsimpuls entzogen wird, und wie der Impulstransport zur Erdoberfläche hin erfolgt. Die in Frage kommenden Prozesse sind der turbulente Impulstransport durch anisotrope Turbulenz in Scherwindbereichen und die Eigenschaft der atmosphärischen Wellen, Energie und Impuls über große horizontale und vertikale Entfernungen zu transportieren. In orographisch gegliedertem Gelände kommen dafür in erster Linie die internen Schwerewellen im Lee der Gebirge mit Wellenlängen im mesoskaligen Bereich in Betracht. Die vertikalen Impulsflüsse durch Wellen und Turbulenz üben durch das bodennahe Druckfeld eine horizontale Kraft auf die überströmte Orographie aus und wirken umgekehrt auf die mittlere Strömung als Wellenwiderstand. Die Frage, wie sich der Wellenwiderstand aus den Anteilen der Impulsflüsse von Schwerewellen und Turbulenz zusammensetzt, wurde bislang nicht untersucht. Nach den theoretischen Untersuchungen von BRETHERTON (1969) ist ein wirkungsvoller vertikaler Impulsfluß jedoch nur durch das Zusammenwirken von Turbulenz und Schwerewellen möglich. Er zeigt, daß der Wellenwiderstand die mittlere Strömung nur in den Schichten verändert, wo die Energie der Schwerewellen durch die Wirkung der Turbulenz dissipiert wird. Diese turbulenten Schichten werden als Quellen für den Impuls angesehen, den die internen Schwerewellen zur Impulssenke an der Erdoberfläche transportieren.

Die theoretischen Erkenntnisse über die internen Schwerewellen und die vertikalen Impulsflüsse der Schwerewellen beruhen auf der sogenannten „linearen Wellentheorie“, die LYRA (1943) für die Ausbreitungswellen und SCORER (1949) für die Resonanz- oder Leewellen entwickelten. Die lineare Wellentheorie gilt allerdings nur für stationäre Schwerewellen mit kleinen Amplituden. Die Ausbreitungswellen sind nahezu hydrostatische Schwerewellen mit Wellenlängen zwischen 15 und 100 km, deren Wellenenergie sich vertikal nach oben hin frei ausbreiten kann. Stromab sind die Ausbreitungswellen daher stark gedämpft und weisen eine charakteristische Asymmetrie auf, wobei die Linien gleicher Phase zur Anströmung hin geneigt sind. Resonanzwellen sind dagegen nichthydrostatische Schwerewellen mit kürzeren Wellenlängen etwa zwischen 5 und 20 km. Die vertikale Ausbreitung ihrer Wellenenergie wird durch Totalreflexion an bestimmten, niedertroposphärischen Schichten unterbunden. Unter günstigen Resonanzbedingungen können sie sich jedoch über große horizontale Entfernungen erstrecken, die manchmal in Satellitenbildern als spektakuläre Leewellensysteme mit mehr als 20 Wellenzügen zu sehen sind.

ELIASSEN und PALM (1960) zeigen in ihrer Arbeit zur Reflexion und Transmission der internen Schwerewellen, daß die vertikalen Komponenten der Energie- und Impulsflüsse entgegengesetzte Richtungen aufweisen. Da nach der sogenannten Strahlungsbedingung die primäre Wellenenergie von der Energiequelle weg nach oben transportiert wird, ist der vertikale Impulsfluß somit nach unten gerichtet. Unter den o.g. Voraussetzungen der

linearen Wellentheorie erhält man nach dem Eliassen-Palm-Theorem ein höhenkonstantes Impulsflußprofil für Ausbreitungswellen, solange die Grundströmung mit der Höhe nicht verschwindet. Die Resonanzwellen sind wegen der Reflexionseigenschaften dagegen nur in sehr geringem Umfang am vertikalen Impulsfluß beteiligt.

SAWYER (1959) berechnete als erster den Wellenwiderstand von Ausbreitungswellen in einer zweidimensionalen Strömung über ein seitlich unendlich ausgedehntes Hindernis mit glockenförmigem Profil unter den einfachsten Bedingungen einer einschichtigen Atmosphäre. Er ermittelte für einen 300 m hohen Bergrücken bei einer Anströmgeschwindigkeit von 20 m/s einen Wellenwiderstand von 0,76 Pa. Dieser Wert entspricht ungefähr dem Reibungswiderstand einer äquivalent großen Fläche bei gleicher Anströmung. Sawyer begründete diesen Wellenwiderstand mit der Asymmetrie der Wellenströmung, die in Bild 3 über einer sinusförmigen Topographie mit einer qualitativen Abschätzung der vertikalen Impulsflüsse dargestellt ist. BLUMEN (1965) erweiterte die lineare Theorie auf dreidimensionale, zufallsverteilte Orographieelemente und berücksichtigte die thermische Stabilität sowie die vertikale Windscherung durch eine zweischichtige Darstellung. Mit einem ähnlichen Modell berechnete BRETHERTON (1969) den Wellenwiderstand über dem nördlichen Bergland von Wales und erhielt für eine Anströmgeschwindigkeit von 19 m/s einen Wellenwiderstand von 0,4 Pa, wobei 0,3 Pa erst in einer turbulenten Dissipationsschicht in über 20 km Höhe direkt auf die Atmosphäre einwirkten.

Die Verifikation dieser einfachen analytischen Modellrechnungen erfolgte hauptsächlich in Feldexperimenten mit Flugzeugmessungen über den „Front Ranges“ der Rocky Mountains in Colorado (USA). In horizontalen Flugtraversen wurden die vertikalen Impulsflüsse in Schwerewellensystemen quer zu den Gebirgskämmen erfaßt. VERGEINER (1971) ermittelte als Durchschnitts- und Maximalwert für den Wellenwiderstand 0,14 Pa und 0,74 Pa. Systematische Messungen beim „Wave Momentum Flux Experiment“ (WAMFLEX), das im Rahmen von GARP im Winter 1973 in Colorado durchgeführt wurde, ergaben einen mittleren Wellenwiderstand von 0,05 - 0,1 Pa bei Einzelwerten von bis zu 0,4 Pa (LILLY u.a. 1982). Den bisher größten Wellenwiderstand ermittelte LILLY (1978) mit 4,7 Pa für ein herausragendes Chinook-Ereignis, das nach LILLY und ZIPSER (1972) mit Bodenwinden über 50 m/s große Zerstörungen im Leebereich der Front Ranges anrichtete. Über den Wellenwiderstand der regional- und kleinskaligen Gebirge, etwa vom Ausmaß der europäischen Alpen, lagen bis zum Alpenexperiment noch keine experimentellen Erkenntnisse vor.

Auch die Wirkungsweise der Turbulenz und ihr Anteil am vertikalen Impulstransport waren bis auf wenige Laboruntersuchungen (z.B. von THORPE 1981) und qualitative Aussagen (z.B. in LILLY 1978) weitgehend unbekannt. BRETHERTON (1971) wies auf die Bedeutung der Clear Air Turbulence (CAT) für die allgemeine Zirkulation im Bereich der Strahlströme und im Zusammenhang mit den Schwerewellen bei der Gebirgsüberströmung hin. Dabei spielen u.a. folgende Prozesse eine wichtige Rolle:

- Rotoren und hydraulische Sprünge im niedertroposphärischen Leebereich der Gebirge (s. LESTER und FINGERHUT 1974)
- Absorption der Wellenenergie durch Turbulenz in einer kritischen Schicht, in der sich die Anströmrichtung mit der Höhe umkehrt (s. BREEDING 1971)
- Brechen von Schwerewellen, wenn die Wellenamplituden aufgrund von nichtlinearen Effekten (z.B. steil abfallenden Bergflanken) einen kritischen Wert überschreiten (s. SMITH 1977).

In den numerischen Simulationsmodellen hängt die Berücksichtigung des Druckwiderstandes in erster Linie von der internen Längenskala, d.h. von der Maschen- oder Gitterpunktweite ab. Die großskaligen, globalen Modelle verlangen aufgrund der großen Gitterpunktstände eine besonders gute Parametrisierung der vielfältigen, subskaligen Widerstandsprozesse. LILLY (1972) erkannte, daß die globalen Zirkulationsmodelle die mittlere Strahlströmungsgeschwindigkeit gegenüber den Beobachtungen um ca. 5 m/s zu hoch vorhersagen. Die Diskrepanz erklärte er mit der nicht berücksichtigten Impulsenahme durch den Wellenwiderstand und belegte diese Hypothese durch einfache numerische Experimente mit einem fest vorgegebenen, höhenkonstanten Wellenwiderstand von 0,7 Pa für die Fläche der Rocky Mountains.

Nach dem Alpenexperiment wurde damit begonnen, den Wellenwiderstand in den globalen Modellen vom Canadian Climate Center (CCC) und vom EZMW durch einfache Parametrisierungsansätze zu berücksichtigen (BOER u.a. 1984, bzw. PALMER u.a. 1986). Sie beruhen auf einem höhenkonstanten Wellenwiderstand entsprechend der linearen Theorie für stationäre Ausbreitungswellen, wobei der Wellenwiderstand in einer instabilen Schicht durch Wellenbrechen wirksam wird. Die Modellläufe zeigten damit eine deutlich bessere Übereinstimmung mit den Klimabeobachtungen bei einem Wellenwiderstand zwischen 0,1 und 0,2 Pa für die orographisch gegliederten Gebiete. Die synopskaligen Modelle, die von den Wetterdiensten zur operationellen Wettervorhersage eingesetzt wurden (z.B. BKF, BKN, 7LPE), enthalten im allgemeinen keine Parametrisierung für den Druckwiderstand. Diese Modelle sind daher auch nur für Kurzfrist- und nahe Mittelfristvorhersagen nutzbar. Die kleinskaligen Modelle besitzen dagegen eine zunehmend bessere Längenauflösung der Orographie und der zugehörigen Stördruckfelder und erfassen somit auch einen größeren Teil des Druckwiderstands.

Die meso- $\alpha$ -skaligen Modelle der Dienste, z.B. das Europa-Modell des DWD und das Grenzschichtmodell (BLM) des GeophysBDBw, können mit effektiven Gitterpunktständen um 50 km die Orographie und das Druckfeld bereits relativ gut auflösen und damit einen Teil des hydrostatischen Restwiderstands simulieren. Der Wellenwiderstand von vertikalen Ausbreitungswellen mit Wellenlängen zwischen 20 und 60 km kann jedoch von diesen Modellen nicht erfaßt werden, zumal sie auch keine Parametrisierung des Wellenwiderstands aufweisen. Die meso- $\beta$ - und meso- $\gamma$ -skaligen Modelle dienen in erster Linie der Simulation der subsynoptischen Prozesse. Sie ermöglichen das Studium der Schwerewellen und des Wellenwiderstands unter realistischeren atmosphärischen Bedin-

gungen als die einfachen analytischen Modelle. Die Qualität der Ergebnisse hängt dabei in starkem Maße von der Maschenweite und von der Einstufung in der Modellhierarchie ab. Einige der o.g. Messungen des Wellenwiderstands in den Rocky Mountains wurden mit Mesoscale-Modellen z.B. von

- VERGEINER (1971), (hydrostatisch, linear, 2-dimensional)
- KLEMP und LILLY (1980), (hydrostatisch, nichtlinear, 2-dimensional)
- PELTIER und CLARKE (1979), (nichthydrostatisch, nichtlinear, 2-dimensional)

simuliert. Der Wellenwiderstand wird von diesen Modellen im allgemeinen etwas zu niedrig berechnet, in Einzelfällen wurde jedoch auch eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen erzielt. Weitere Eigenschaften und Ergebnisse, die u.a. auch das transiente Verhalten der Schwerewellen unter Berücksichtigung von diabatischen Einflüssen beschreiben, sind bei DURRAN (1981) und DORWARTH (1985) zusammengestellt.

#### 4 Experiment Design

Die wissenschaftlichen Hauptaufgaben des Alpenexperiments waren u.a.

- den Strömungswiderstand der Alpen auf die Atmosphäre,
- den vertikalen Transport von Horizontalimpuls als Funktion der Höhe im Umfeld des Gebirges und
- die Dissipationsrate der Energie von internen Schwerewellen über und im Lee der Alpen zu bestimmen.

Zur Gewinnung der erforderlichen Datensätze wurden insbesondere während der Intensivmeßphase vom 1. März bis 30. April 1982

- die Bodenmessungen und die aerologischen Aufstiege in und um die Alpen räumlich und zeitlich verdichtet
- zwei Mikrobarographenketten quer zum Alpenhauptkamm und eine quer zu den Dinarischen Alpen eingerichtet und
- drei besonders ausgerüstete Meßflugzeuge (P-3 der NOAA, Electra von NCAR und die Falcon-20 der DLR) für die Impulsflußmessungen eingesetzt.

#### 5 Ergebnisse

Durch die vorbildliche Kooperation der an ALPEX beteiligten Wissenschaftler und Institutionen wurde ein einzigartiger Datensatz gewonnen. Aus Platzgründen können die Ergebnisse der intensiven und umfangreichen Auswertungen, die auch 10 Jahre nach ALPEX noch nicht vollständig abgeschlossen sind, hier nur auszugsweise und beispielhaft wiedergegeben werden. Eine ausführliche Darstellung der ALPEX-Ergebnisse zum Druckwiderstand sind in HAFNER (1988) enthalten.

##### 5.1 Integraler Druckwiderstand der Alpen

Aus den Luftdruckdaten von ausgewählten synoptischen Stationen läßt sich unter Anwendung einer integralen Methode nach dem Archimedesschen Prinzip der sogenannte „integrale Druckwiderstand“ bestimmen, der den

Gesamtdruckwiderstand in der synoptischen Längenskala repräsentiert. Im Gegensatz zu den früheren Untersuchungen, die nur die zonale oder gebirgsenkrechte Komponente des Druckwiderstands berücksichtigten, wird der Druckwiderstand bei dieser Methode als eine horizontale, zweidimensionale Vektorgröße bestimmt. Dadurch wird die vereinfachende Annahme vermieden, daß der Druckwiderstand nur senkrecht zu einer gedachten Kammlinie des Gebirges wirkt. Zudem wird auch eine wesentlich höhere zeitliche Auflösung von drei Stunden erzielt. Die berechneten Zeitreihen des integralen Druckwiderstands umfassen den Zeitraum der Intensivmeßphasen von ALPEX vom 1. März bis zum 30. April 1982.

Bei der Berechnung des integralen Druckwiderstands wird die Kraft bestimmt, die ein eingetauchter Körper in einem strömenden Medium erfährt. Diese Kraft ist durch das Oberflächenintegral in Gl. (8) mit  $p$  als Druck und  $\vec{n}$  als Einheitsvektor auf das Oberflächenelement  $dS$  gegeben. Dieses Integral kann aber für einen so unregelmäßigen Körper wie die Alpen nicht sinnvoll berechnet werden, weil das Druckfeld nicht in der gleichen räumlichen Auflösung wie die Topographie vorliegt. Mit dem Gaußschen Divergenztheorem kann jedoch das Oberflächenintegral in ein Volumenintegral überführt werden

$$\vec{F} = - \iint_S p \vec{n} dS = - \iiint_V \nabla_{HP} dV. \quad (8)$$

Unter der vereinfachenden Annahme, daß der horizontale Druckgradient  $\nabla_{HP}$  im jeweils betrachteten Volumenelement  $dV$  konstant ist, läßt sich das Volumenintegral einfach lösen und man erhält den horizontalen Druckwiderstandsvektor mit

$$\vec{D} = - \nabla_{HP} V. \quad (9)$$

Diese Bestimmungsgleichung für den integralen Druckwiderstand entspricht im wesentlichen dem Archimedes-Gesetz, nur mit dem Unterschied, daß der vertikale Druckgradient durch einen horizontalen ersetzt ist.

Ohne auf die nichttrivialen Definitionen und Berechnungen der horizontalen Druckgradienten und der Volumenelemente näher einzugehen (s. hierzu HAFNER und SMITH 1985), wird anschließend eine kleine Auswahl der Ergebnisse gezeigt.

In Bild 4 ist eine Zeitreihe der 3-stündigen Druckwiderstandsvektoren für den Bereich der Ostalpen und den Zeitraum März 1982 zusammen mit dem synoptischen Wetterverlauf dargestellt. Die Richtung der Druckwiderstandsvektoren ist nach Gl. (9) so definiert, daß sie bei

Südföhn nach Norden und bei Nordföhn nach Süden zeigen.

Der mit der Höhe rasch abnehmende Druckwiderstand muß als richtungsvariable Vektorgröße betrachtet werden, weil er im Gegensatz zu den Annahmen früherer Arbeiten nicht immer senkrecht zum Hauptkamm der Gebirge steht und somit insbesondere bei schwachen Druckgradienten sehr sensibel auf die orographische Struktur des Gebirges reagiert. Besonders auffällig ist die außerordentlich hohe Korrelation zwischen den Druckwiderstandsvektoren und dem zeitlichen Ablauf der synoptischen Ereignisse, die den Schluß nahelegen, daß der Druckwiderstand maßgeblich von den Randbedingungen der Feldstrukturen im synoptischen Längskalbereich bestimmt wird. Dabei folgen die synoptischen Ereignisse nicht etwa zufällig aufeinander, sondern weisen ein typisches Ablaufschema auf:

Nach Frontpassagen entstehen im Golf von Genua häufig Leezyklonen und verstärken das nord-südliche Druckgefälle über den Alpen, das den Beginn eines Nordföhnerignisses begünstigt. Die Druckwiderstandsvektoren sind dann nach Süden ausgerichtet und erreichen ein sekundäres Maximum im Nordföhn (z. B. am 5. und 6. März). Danach folgen Zwischenhoch- oder Westwindlagen. Unter schwachgradientigen Bedingungen erhält man neben deutlich kleineren Werten eine viel höhere Richtungsvariabilität der Druckwiderstandsvektoren (z. B. 24. - 26. März). Vor dem Herannahen des nächsten Frontensystems dreht die großräumige Strömung i. a. auf Südwest oder Süd und advehiert Warmluft nach Mitteleuropa. Die Alpen wirken dann als Barriere und erzwingen das dynamische Absteigen des Südföhns in die nördlichen Alpen Täler. Während dieser Umstellung, die durchaus 1-3 Tage oder länger andauern kann, drehen die Druckwiderstandsvektoren allmählich über West auf Nord (z. B. 7.-9. und 24.-26. März). Kurz vor dem Eintreffen der Kaltfront erreicht der Südföhn sein Maximum. Die Druckwiderstandsvektoren sind dann senkrecht zum Hauptkamm gerichtet und weisen ebenfalls ein Maximum auf (z. B. am 10. März). Bei Frontdurchgang bricht der Südföhn dann plötzlich zusammen. Mit der kurzfristigen Umstellung der Strömungsverhältnisse kehren auch die Druckwiderstandsvektoren abrupt ihre Richtung um (z. B. am 11. März).

Die Ergebnisse zeigen ferner, daß der Druckwiderstand nicht nur aus den Gebirgsvolumina resultiert, die sich mehr oder weniger zufällig im Bereich eines synoptischen Druckgradienten befinden. Vielmehr spielt das Gebirge eine aktive Rolle, indem es die Druckgradienten durch

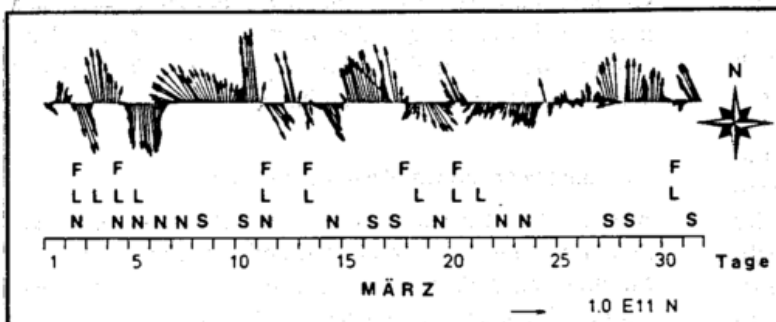


Bild 4: Zeitreihe der Druckwiderstandsvektoren für den Bereich der Ostalpen und die synoptischen Ereignisse (F - Frontdurchgang, L - Leezyklonogenese, N - Nordföhn, S - Südföhn).

den Aufbau seiner Stördruckfelder verschärft. Dies gilt nicht nur für die Fälle der Leezyklogenese, die vom Gebirge ausgelöst werden, sondern auch für die „Föhn-nase“ im Druckfeld bei präfrontalen Südföhnsituationen. Hier werden deutlich höhere Druckgradienten beobachtet als in vergleichbaren präfrontalen Situationen ohne Gebirge. Die Gründe dieser Druckgradientenzunahme sind vermutlich auf den hydrostatisch bedingten Druckfall durch die einseitige Warmluftadvektion und die Erwärmung aufgrund der absteigenden Föhnluft im Lee, sowie auf den Druckanstieg durch das Blockieren im Luv zurückzuführen.

Die höchsten Werte für den integralen Druckwiderstand wurden in den anhaltenden Perioden meridionaler Grundströmungen mit Nordföhn und Leezyklogenese mit 8,5 Pa am 5. März und mit seichtem Südföhn in Verbindung mit präfrontaler Warmluftadvektion mit 9,3 Pa am 10. März gemessen. Da in den zwei Monaten der Intensivmeßphase von ALPEX kein klassischer, hochreichender Südföhn auftrat, wurde zum Vergleich der Druckwiderstand für die Wetterlage des sogenannten „Jahrhundertföhns“ vom 8. 11. 1982 mit der gleichen Methode berechnet. Bei diesem außergewöhnlichen Föhnsturm betrug der Druckwiderstand 13,7 Pa bei einer Druckdifferenz von 25 hPa zwischen der Alpennord- und der Alpensüdseite.

Im vektoriiellen Langzeitmittel über die zwei Monate der Intensivmeßphase von ALPEX kompensieren sich die überwiegend meridionalen Druckwiderstandsvektoren annähernd und erreichen mit 0,3 Pa Werte, die dem Reibungswiderstand über homogenem Gelände entsprechen und die mit den Berechnungen der früheren Untersuchungen aus der Literatur weitgehend übereinstimmen. Die kurzzeitigen Fluktuationen, die der Druckwiderstand

im Gleichlauf mit dem synoptischen Wetterablauf aufweist, übersteigen damit diese Langzeitmittel um mehr als eine Größenordnung bis hin zum Faktor 33.

Um die Wirkung des Druckwiderstands im Vergleich zum Reibungswiderstand zu verdeutlichen, wurde in Bild 5 der Druckwiderstand  $D$  durch die Fläche  $A = D/R$  ausgedrückt, die einer typischen Oberflächenreibung  $R$  von  $0,1 \text{ N/m}^2$  entspricht. Für das vektorielle Mittel des Druckwiderstands erhält man die zugehörige Reibungsfläche  $a$ ), die in etwa mit der Grundfläche der Alpen übereinstimmt. Im Vergleich dazu bedeckt die äquivalente Reibungsfläche  $c$ ) für den mit  $9,3 \text{ Pa}$  gemessenen Maximalwert des Druckwiderstands (vom 10. März 1982) fast ganz Europa, die Nordsee sowie Teile vom Mittelmeer und Ostatlantik. Diese Beobachtungen unterstreichen den Eindruck, daß gerade die synoptikaligen Fluktuationen des integralen Druckwiderstands eine substantielle Bedeutung für den atmosphärischen Impulshaushalt besitzen und damit sowohl die synoptische Wetterentwicklung als auch die globale Zirkulation in stärkerem Maße beeinflussen als bisher angenommen wurde. Die Langzeitmittel sind dagegen von deutlich untergeordneter Bedeutung, weil sich die kurzzeitigen Fluktuationen nicht aufaddieren, sondern im synoptischen Wechselspiel gegenseitig kompensieren.

## 5.2 Differentieller Druckwiderstand entlang einer Alpentravese

Obwohl die Untersuchungen des integralen Druckwiderstands zeigen, daß vor allem die kurzzeitigen Fluktuationen über den atmosphärischen Impulshaushalt das lokale Wettergeschehen und die Strömungseigenschaften in allen Längenskalenbereichen maßgeblich beeinflussen, reicht die räumliche und zeitliche Auflösung dieser Stördruckfelder nicht aus, um die einzelnen Beiträge der unterschiedlichen Druckwiderstandsmechanismen im Hinblick auf die Parametrisierungsmöglichkeiten in numerischen Modellen quantitativ untersuchen zu können. Dazu ist eine differentielle Betrachtungsweise der mesoskaligen Druckwiderstandsanteile mit hochaufgelösten Druck- und Orographiedaten erforderlich. Aus diesem Grund hat man für das Alpenexperiment drei Mikrobarographenkette eingerichtet, wobei die Kette entlang der Gotthard- Traverse (s. Bild 6) aufgrund des relativ einfachen topographischen Profils für die Druckwiderstandsuntersuchungen am besten geeignet erscheint. Die Zeitreihen der kalibrierten Druckdaten weisen eine zeitliche Auflösung von 10 Minuten über die gesamte Dauer des Alpenexperiments (8 Wochen) bei einer relativen Genauigkeit von  $\pm 0,1 \text{ hPa}$  auf. Die räumliche Auflösung der Druckdaten beträgt im Mittel ca.  $15 \text{ km}$ , die der Orographiedaten horizontal  $250 \text{ m}$  und vertikal  $10 \text{ m}$ . Da das Druckfeld und die Orographiedaten eine so unterschiedliche räumliche Auflösung haben, läßt sich das Integral in Gl. (6) auch hier nicht direkt berechnen. Aus diesem Grund wurde für die Berechnung des „differentiellen Druckwiderstands“ die konservative „Feature-Methode“ (HAFNER 1985) angewandt. Dabei wird das hochaufgelöste topographische Profil vereinfacht und dem Druckfeld so angepaßt, daß zwischen zwei Mikrobarographenstatio-

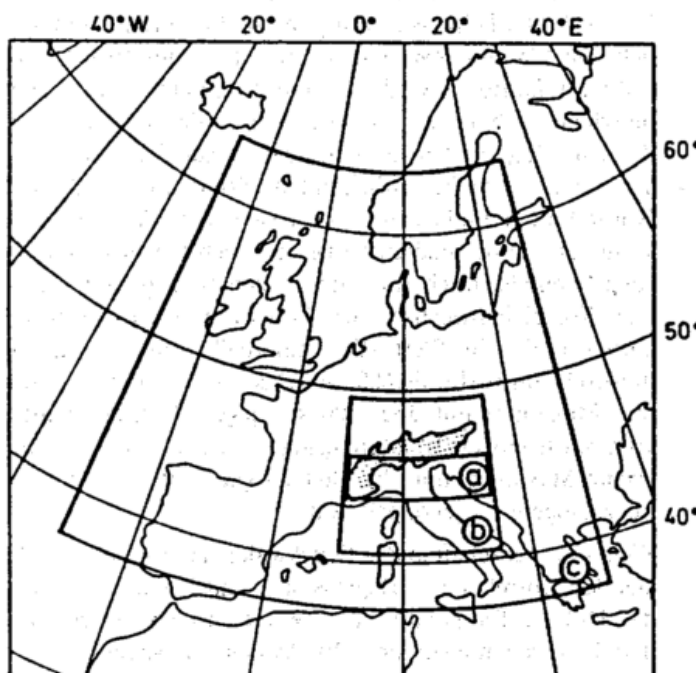


Bild 5: Äquivalente Flächen des Druckwiderstands zum typischen Reibungswiderstand von  $0,1 \text{ N/m}^2$ .

- a) vektorielles Mittel des Druckwiderstands  $2,4 \cdot 10^{10} \text{ N}$  ( $0,3 \text{ Pa}$ )
- b) Referenzwert in Bild 4  $1,0 \cdot 10^{11} \text{ N}$
- c) ALPEX-Maximalwert vom 10. März 1982  $8,4 \cdot 10^{11} \text{ N}$  ( $9,3 \text{ Pa}$ )

nen jeweils ein Orographieelement mit der Höhe  $h$  liegt. Der diskretisierte Druckwiderstand ergibt sich dann aus der Summe der Einzelwiderstände über alle  $n$  Orographieelemente entlang der Alpen traverse

$$D/l = \sum_{n=1}^n \overline{(\Delta p)_i} h_i \quad (10)$$

und bezieht sich auf die laterale Einheitslänge  $l$ .

Die Zeitreihen des differentiellen und integralen Druckwiderstands weisen trotz der unterschiedlichen Meß- und Auswertemethoden eine außerordentlich gute Übereinstimmung mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,96 auf. Der differentielle Druckwiderstand ist dabei im Mittel um ca. 30% größer als der integrale Druckwiderstand, weil er aufgrund der weitaus höheren räumlichen Auflösung auch die subsynoptischen Beiträge enthält. Die Höchstwerte des differentiellen Druckwiderstands erreichen bei Nordföhn bis zu 12,0 Pa und bei seichtem Südfohn 9,6 Pa. Dies verdeutlicht, daß der Druckwiderstand zwar von den synoptischen Entwicklungen gesteuert, in seinem Betrag aber auch wesentlich von den subskaligen Einflüssen mitbestimmt wird. Dabei spielt das Gebirge offensichtlich eine aktive Rolle, indem es die bestehenden synoptischen Druckgegensätze aufgrund seiner Barrierenwirkung noch erheblich verschärft. Im Mittel sind 58% des differentiellen Druckwiderstands direkt am Alpenhauptkamm konzentriert.

Dies belegen insbesondere auch die Hovmöller-Diagramme entlang der Gotthardstraverse: Hovmöller-Diagramme sind Raum-Zeit-Querschnitte mit einer Isolinien-darstellung des untersuchten Parameters, hier des differentiellen Druckwiderstandes in kN (s. Bild 7). Da beim Druckwiderstand naturgemäß beide Vorzeichen auftreten, bedeuten in den Hovmöller-Diagrammen die durchgezogenen Linien einen nach Norden gerichteten Druckwiderstand bei Südfohn und die gestrichelten Isolinien einen nach Süden gerichteten Druckwiderstand. In der Abszisse ist die geographische Breite im Schweizer Koordinatensystem in km, in der Ordinate der zeitliche Verlauf in Stunden aufgetragen.

Das Beispiel in Bild 7 behandelt den Zeitraum vom 10. März 00 UTC bis zum 11. März 24 UTC, in dem sowohl der integrale als auch der differentielle Druckwiderstand ihren Maximalwert bei Südfohn erreichten. Der Wetterablauf in dieser Periode war geradezu typisch für die ALPEX-Meßperiode. Am 10. März verstärkte sich im Tagesverlauf der präfrontale, seichte Südfohn. Der Druckgradient über dem Alpenhauptkamm stieg dabei auf 4 hPa/100 km an und bewirkte eine Windzunahme auf dem Güttsch von 10 auf 16 m/s. In Altdorf brach im Tagesverlauf der Südfohn durch, und der Wind stieg von 2 auf 18 m/s an. Der differentielle Druckwiderstand erreichte dabei gegen 20 UTC ein zeitlich begrenztes Maximum von über 400 kN. Auf der Alpensüdseite herrschten an den Talstationen Lugano und Magadino und auf der Bergstation Cimetta jeweils nur schwache Südwinde von 2-3 m/s und deuteten damit auf eine massive luvseitige Blockierung während der Südfohnperiode hin. Der Zusammenbruch des Südfohns erfolgte

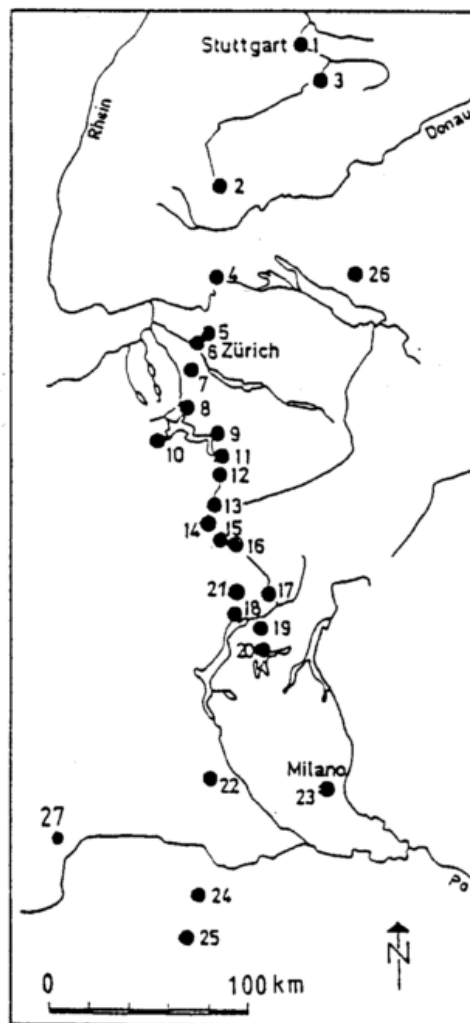


Bild 6: Mikrobarographenstationen entlang der Gotthardlinie.

schlagartig mit dem Frontdurchgang am 11. März gegen 04 UTC. Die Höhenströmung in 500 hPa drehte allmählich von SW auf NW und nahm von 10 auf 40 m/s zu, während die Bodenwinde in Altdorf und auf dem Güttsch plötzlich auf Nord mit 14 bzw. 17 m/s drehten und sich dann im Tagesverlauf abschwächten. Auf der Alpensüdseite stellte sich bei auflebendem Wind um 8 m/s der Nordfohn ein, und es entwickelte sich eine mäßige Leezyklone. Die Druckgradienten kehrten sich bei Frontdurchgang ebenfalls rasch um und erreichten 3 hPa/100 km. Der Vorzeichenwechsel des Druckwiderstands erfolgte abrupt und sein Wert stieg innerhalb von 4 Stunden drastisch um mehr als 600 kN. Das erste und ausgeprägtere Maximum mit über 400 kN gegen 08 UTC wurde vom postfrontalen Trogdurchgang verursacht, während das zweite Maximum mit über 300 kN gegen 15 UTC an die Leezyklonengese gekoppelt war.

Weitere Eigenschaften des Druckwiderstands ergeben sich aus den Korrelations-, Regressions- und Spektralanalysen der Druck-, Temperatur- und Windzeitreihen sowie aus den Untersuchungen der Druckwiderstandsbeiwerte

$$c_D = (D/l) / \left(\frac{\rho}{2} U^2 H\right) \quad (11)$$

Die Korrelations- und Regressionsanalysen sowie die hohe zeitliche Variabilität der Druckwiderstandsbeiwerte

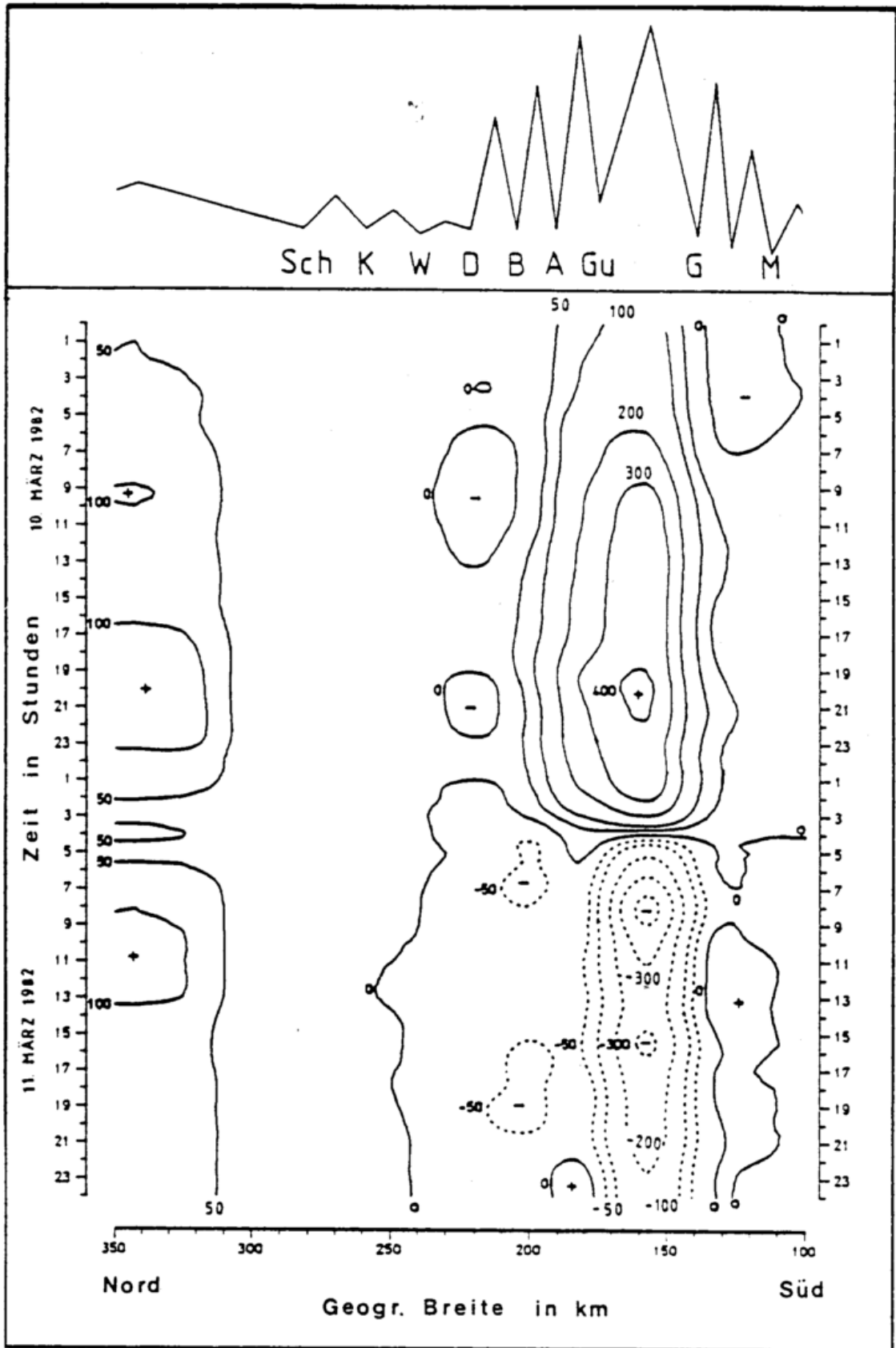


Bild 7: Hovmöller-Diagramm für den differentiellen Druckwiderstand in kN vom 10. März 00 UTC bis zum 11. März 24 UTC.

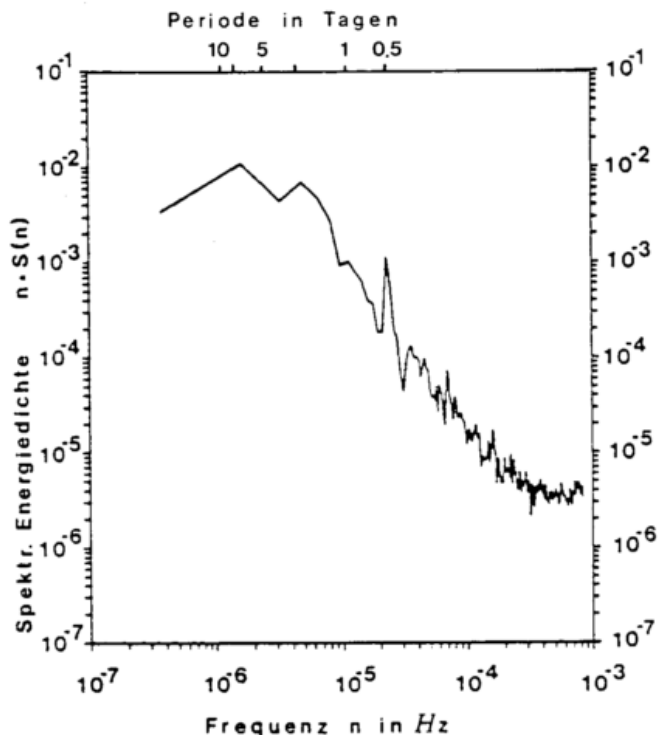


Bild 8: Varianzspektrum der ALPEX-Zeitreihe des Luftdrucks von der Mikrobarographenstation Altdorf.

$c_D$  weisen auf eine nach oben hin zunehmende Entkopplung zwischen dem Druckwiderstand und den im Alpenraum meist instationären Boden- und Höhenwindfeldern hin. Mit den vorliegenden Daten ist es daher nicht möglich, die Beiträge der einzelnen Widerstandsmechanismen quantitativ zu bestimmen. Der ALPEX-Mittelwert von  $c_D$  beträgt 1,6, wobei der hydrostatische Anteil

$$c_{D, \text{hydr.}} = (NH/U)^2, \quad (12)$$

mit  $N$  als Brunt-Väisälä-Frequenz,  $H$  als mittlere Höhe des Alpenhauptkammes (hier 2500 m) und  $U$  als Anströmgeschwindigkeit aufgrund der unterschiedlich

temperierten Luftmassen im Luv und Lee der Alpenbarriere mit einem  $c_{D, \text{hydr.}}$  von 1,0 den weitaus größten Beitrag liefert.

In den Spektralanalysen der Bodendruck- (s. Bild 8) und -temperaturreihen dominieren die Zeitskalen der planetarischen Wellen mit 7 Tagen, der synoptischen Wellen mit 2,5 Tagen, sowie die Tages- und Halbtageswellen, während die hochfrequenten Druckschwankungen der internen Schwerewellen anhand der Mikrobarographendaten nicht identifizierbar sind.

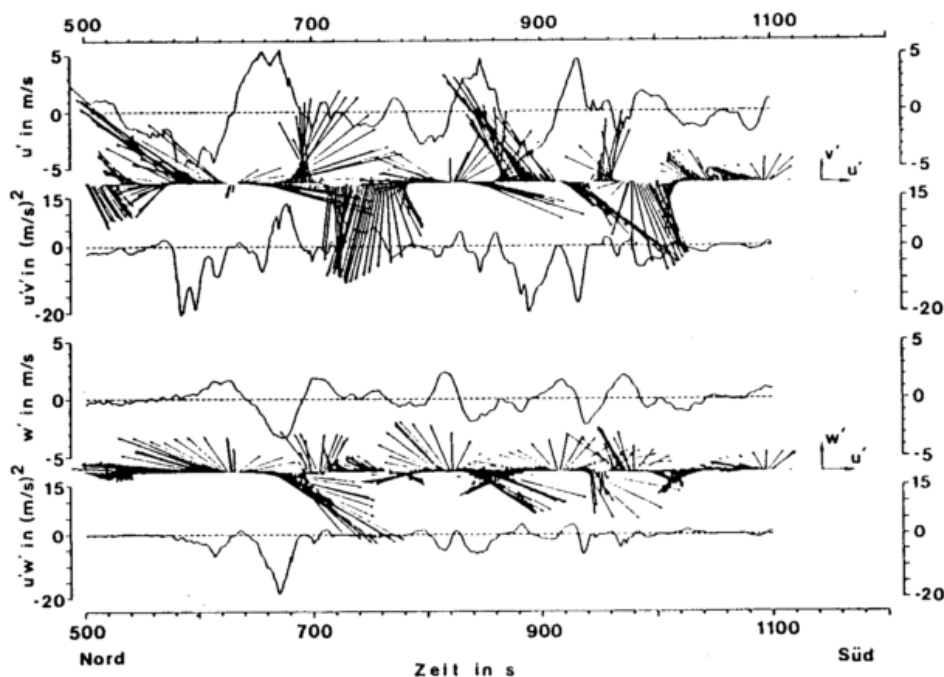
### 5.3 Wellenwiderstand durch Leewellen und Turbulenz

Mit dem integralen und differentiellen Druckwiderstand wird die Gesamtwirkung des Impulsaustausches zwischen der Atmosphäre und der orographisch gegliederten Erdoberfläche direkt an der Übergangsfläche aus dem Bodendruckfeld bestimmt. Dabei bleibt jedoch ungeklärt, welche atmosphärischen Prozesse in welchem Umfang zu den vertikalen Impulstransporten beitragen, um das Impulsdefizit am Boden auszugleichen. Als Mechanismen für den vertikalen Impulstransport kommen neben der dynamischen und konvektiven Turbulenz in einer allerdings unzureichend definierbaren alpinen Grenzschicht insbesondere auch die von der Orographie angeregten internen Schwerewellen und die Turbulenz in der freien Atmosphäre hinzu. Die Untersuchungen dieser meso- bzw. mikroskaligen Prozesse können nur durch aufwendige und gut koordinierte Flugzeugmessungen bei großen Feldversuchen, wie z. B. ALPEX, durchgeführt werden.

Der Wellenwiderstand wird dabei als Integral der vertikalen Impulsflüsse über die Länge  $L$  der Flugtraversen aus den hochaufgelösten Winddaten der Flugzeugmessungen bestimmt

$$D = \frac{\rho(z)}{L} \int_0^L u'w' dx. \quad (13)$$

Bild 9: Zeitreihen der Windfluktuationen  $u'$  und  $w'$ , der Korrelationsprodukte  $u'v'$  und  $u'w'$  und der Vektoren, die aus  $u'$  und  $v'$  in der horizontalen Ebene (oben) und aus  $u'$  und  $w'$  in der vertikalen Ebene (unten) zusammengesetzt sind, von der Falcon-Transverse F323-1 in 11100 m Höhe am 23. März 1982 in Ausbreitungswellen.



Wegen der äquidistanten zeitlichen Auflösung dieser Daten (1 Hz und bei speziellen Turbulenzdaten 20 Hz) und um die räumliche Ausbreitung der Wellen- und Turbulenzerscheinungen mit zu berücksichtigen, wurde ein modifizierter Algorithmus für die Auswertung des Wellenwiderstandes

$$D = \frac{\rho(z)}{T} \left\{ \int_{t_1}^{t_2} u'w' dt + \int_{t_1}^{t_2} v'w' dt \right\} \quad (14)$$

mit  $T = L/C = t_2 - t_1$  ( $C$  - Fluggeschwindigkeit über Grund,  $T$  - Andauer der Zeitreihe mit den Eckzeiten  $t_2$  und  $t_1$ ) verwendet.

Nachfolgend werden drei Ergebnisse von unterschiedlichen, aber charakteristischen Formen der Gebirgsüberströmung diskutiert. Das erste Beispiel behandelt den hochreichenden Föhn mit einem ausgeprägten Wellensystem vertikaler Ausbreitungswellen bei einer senkrechten Überströmung der Pyrenäen (Bild 9). In der zweiten Fallstudie wird ein resonantes Leewellensystem mit kleinen Amplituden und seichtem Nordföhn bei einer quasilaminaren Überströmung der Alpen (Bild 10) untersucht. Das dritte Beispiel beschreibt eine turbulente Nordwindüberströmung der Alpen mit ungeordneten Wellenstrukturen und eingelagerten Gebieten mit mäßiger und starker Turbulenz (Bild 11).

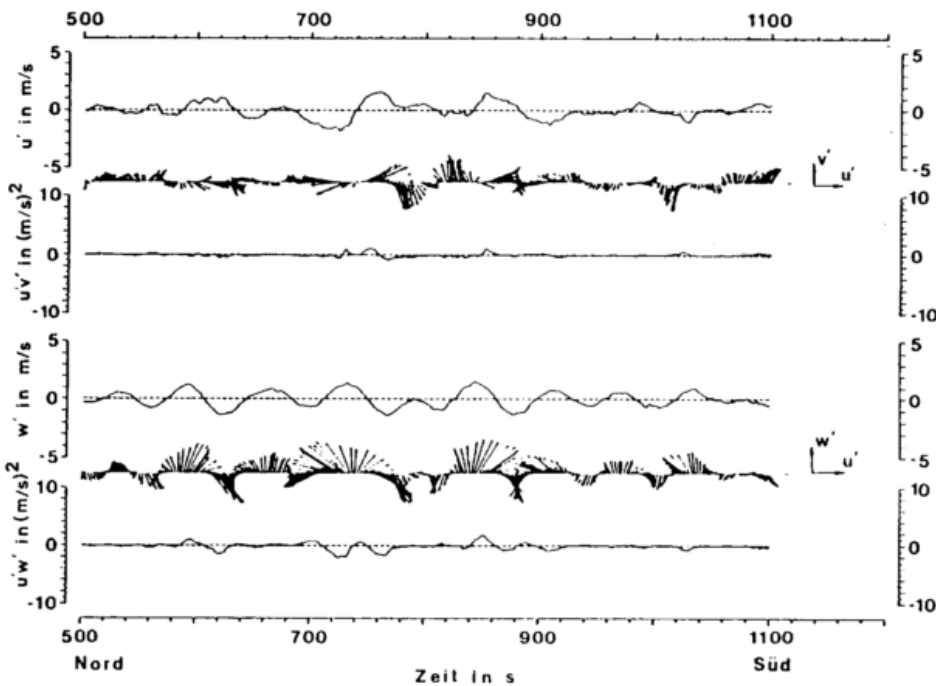


Bild 10: Zeitreihen der Windfluktuationen und Korrelationsprodukte von der Electra-Traverse E429-3 in 6300 m Höhe am 29. April 1982 in Leewellen.

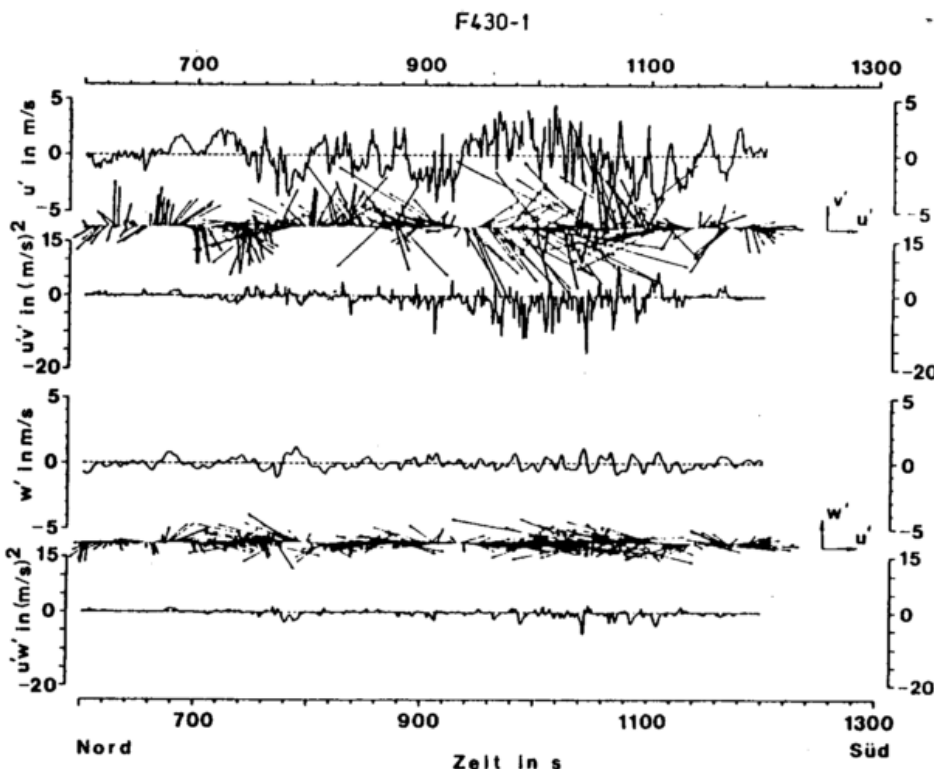


Bild 11: Zeitreihen der Windfluktuationen und Korrelationsprodukte von der Falcon-Traverse F430-1 am 30. April 1982 in einer turbulenten Alpenüberströmung.

Die Höchstwerte der vertikal nach unten gerichteten Impulsflüsse ( $u'w'$ ) befinden sich im Abwindfeld der primären Ausbreitungswelle (s. Bild 9) und betragen um  $-20 \text{ (m/s)}^2$ . Dieser Wert entspricht einem lokalen Maximum des Wellenwiderstands von über 6,5 Pa. Über die Primärwelle gemittelt ergibt sich ein Wellenwiderstand von ca. 1,7 Pa, wobei die dreidimensionalen Strömungsanteile ( $v'w'$ ) als Folge der Erdrotation bei Wellenlängen über 25 km nicht mehr vernachlässigbar sind. Der Wellenwiderstand der Ausbreitungswellen beträgt im vertikalen Mittel 0,1 Pa und entspricht somit dem Reibungswiderstand einer homogenen Oberfläche. Die lineare Wellentheorie liefert dagegen für die Alpen und Pyrenäen mit 4,7 Pa einen viel zu hohen Wert, weil diese Gebirge aufgrund ihrer Höhe die Voraussetzung kleiner Amplituden nicht erfüllen. Aus diesem Grund ist die lineare Wellentheorie für die Parametrisierung des Wellenwiderstands von Ausbreitungswellen im Lee regionalskaliger Gebirge auch nicht geeignet.

Bei den kürzeren Resonanzwellen (s. Bild 10) kompensieren sich die um eine Größenordnung kleineren Impulsflüsse mit positiven und negativen Werten annähernd gegenseitig, so daß der Wellenwiderstand im Mittel mit 0,028 Pa deutlich kleinere Werte annimmt als bei den Ausbreitungswellen. Im Gegensatz zur linearen Wellentheorie sind die vertikalen Impulsflußprofile (s. Bild 12) sowohl bei den Ausbreitungswellen als auch bei den Resonanzwellen nicht ganz höhenkonstant.

Bei der turbulenten Überströmung werden die ungeordneten und z.T. sehr heftigen Bewegungsformen in der Vektordarstellung in Bild 11 besonders deutlich. Obwohl die Phasenbeziehungen zwischen den Fluktuationszeitrei-

hen der  $u'$  - und  $w'$ -Komponente rein zufällig erscheinen, überwiegen insbesondere im Bereich der brechenden Kelvin-Helmholtz-Wellen die negativen Anteile der Korrelationsprodukte und tragen somit zu einem insgesamt nach unten gerichteten Impulsfluß bei. Wesentlich größere Impulsflüsse als im Bereich der hochtroposphärischen Clear Air Turbulenz (CAT) wurden beim Durchflug von niedertroposphärischen Rotoren festgestellt. Dabei wurde ein lokales Maximum des Wellenwiderstands von  $-28 \text{ Pa}$  mit einem nach unten gerichteten Impulsfluß im Aufwindbereich des Rotors gemessen. Der Mittelwert entlang dieser Traverse ist in Bild 12 durch den unteren Wert des mit „x“ gekennzeichneten Profils vom 30. April 1982 widergegeben. Die Impulsflüsse in Rotoren sind in Bild 13 schematisch dargestellt.

Die Spektralanalysen weisen bei den drei Fallstudien jeweils auf eine Überlagerung von Schwerewellen und turbulenten Bewegungsformen mit unterschiedlichen Wellenlängen hin, wobei sich die Wellenspektren in Abhängigkeit von den Orographiespektren und den Anströmbedingungen deutlich voneinander unterscheiden. Die Turbulenzanteile am vertikalen Impulsfluß, den die Turbulenzelemente mit einer Längenskala von weniger als 3 km bewirken, wurde mit einer Hochpaßfiltermethode abgeschätzt. Er beträgt im Profilmittel bei den quasi-laminaren Überströmungsformen der Ausbreitungs- und Resonanzwellen 5 bzw. 9%, und bei der turbulenten Überströmungsform 37% vom gesamten Wellenwiderstand. Bei der turbulenten Alpenüberströmung treten die höchsten vertikalen Impulsflüsse in einem niedertroposphärischen Leerrotor auf. In den Scherwindzonen der oberen Troposphäre überwiegen dagegen die nach unten gerichteten und räumlich eng begrenzten Impulsflüsse der CAT, die jedoch über größere Gebiete hinweg in regelmäßigen Abständen entsprechend der Wellenlänge der brechenden Kelvin-Helmholtz-Wellen wirksam werden. Ihr Impulsfluß beträgt im Mittel etwa 1/4 vom Wellenwiderstand der Ausbreitungswellen. Aufgrund der unterschiedlichen Turbulenzerscheinungen erhält man daher im Beispiel der turbulenten Überströmung ein stark höhenabhängiges Impulsflußprofil (vgl. Bild 12).

Der Vergleich zwischen dem Wellenwiderstand und den Ergebnissen der am Boden wirksamen integralen und differentiellen Druckwiderstände zeigt, daß die vertikalen Impulsflüsse der Schwerewellen um mehr als eine Größenordnung kleiner sind, wobei der Turbulenzanteil dem Wellenanteil deutlich untergeordnet ist. Aus diesen Gründen können die Hypothesen von LILLY (1972) und BRETHERTON (1971), wonach der Wellenwiderstand an Gebirgen durch Schwerewellen und CAT einen dominierenden Einfluß auf den Impulshaushalt der globalen Zirkulation ausübt, zumindest für die regionalskaligen Gebirge vom Ausmaß der Alpen nicht aufrecht erhalten werden.

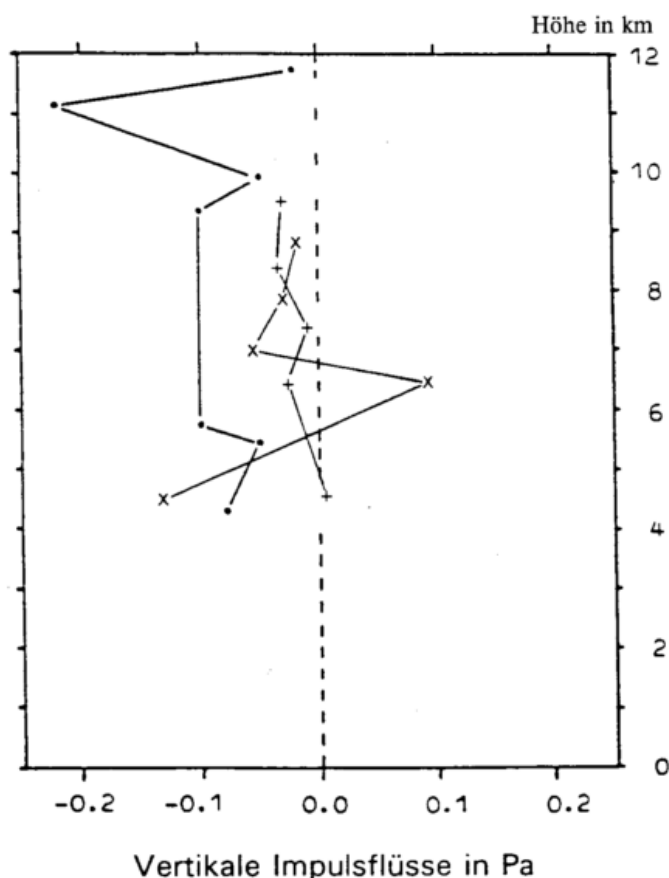
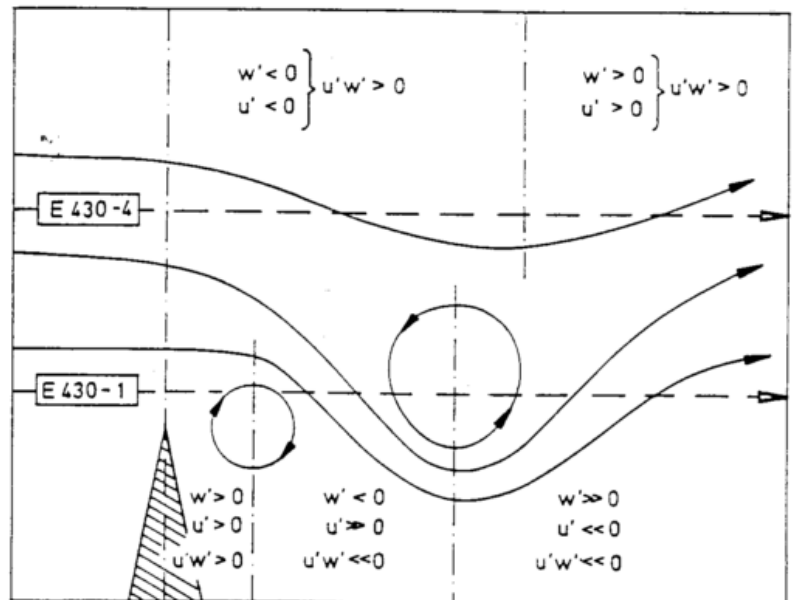


Bild 12: Profile der mittleren vertikalen Impulsflüsse  $u'w'$  bei den Ausbreitungswellen vom 23. März (-), den Leewellen vom 29. April (+) und der turbulenten Alpenüberströmung vom 30. April 1982 (x).

Bild 13: Schematische Darstellung der Stromlinien im Bereich eines Rotors und die daraus abgeleiteten vertikalen Impulstransporte für die beiden Electra-Traversen E430-1 und E430-4 in 4500 m und 6300 m Höhe am 30. April 1982 in einer turbulenten Alpenüberströmung auf der Alpensüdseite.



## 6 Zusammenfassung

Die vielfältigen Ergebnisse zur Untersuchung des Strömungswiderstands regionalskaliger Gebirge im Rahmen von ALPEX haben gezeigt, daß der Druckwiderstand eine geeignete Größe ist, um die Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und der orographisch gegliederten Erdoberfläche quantitativ zu beschreiben. Gleichermäßen hat sich gezeigt, daß der Druckwiderstand als skalenübergreifende Größe ein noch weitgehend ungelöstes Problem der dynamischen Meteorologie darstellt.

Die experimentellen Untersuchungen von ALPEX weisen darauf hin, daß die Fluktuation des Druckwiderstandes in der synoptischen Zeitskala den Hauptanteil am Druckwiderstand dieser Gebirge bewirken. Die Erklärung für die Diskrepanz zwischen den Windfeldern der globalen Zirkulationsmodelle und der realen Atmosphäre ist daher nicht wie von NEWTON (1971), bzw. WAHR und OORT (1984) in der planetarischen Zeitskala, und nicht wie von LILLY (1972) beim Wellenwiderstand zu suchen, sondern im synoptischen und angrenzenden subsynoptischen Zeitskalenbereich. Als wirksamste Mechanismen für die Erzeugung des Druckwiderstands erweisen sich der luvseitige Druckanstieg durch das Blockieren der anströmenden Kaltluft und der leeseitige Druckfall aufgrund von präfrontaler Warmluftadvektion und leezyklogenetischer Entwicklungen.

Die zugehörigen vertikalen Impulstransporte in der freien Atmosphäre sind räumlich nicht auf den unmittelbaren Bereich der Gebirge beschränkt. Die Ergebnisse deuten vielmehr darauf hin, daß die wesentlichen Impulstransporte in den hochbaroklinen Bereichen der Frontalzonen und Fronten durch großräumige konvektive Umlagerungen erfolgen. Dies bestätigen im Ansatz auch die Impulsbilanzbetrachtungen für den gleichen Zeitraum von SHAO und HANTEL (1986). Ein weiterer Impulstransportmechanismus ergibt sich aus der unvollständigen Umströmung der Alpen und dem damit verbundenen regionalskaligen Absinken auf der Leeseite ( $\bar{w} \neq 0$ ). Der resultierende Impulsfluß läßt sich jedoch aus datentechnischen Gründen nicht aus den Flugzeugmessungen bestimmen. Abschätzungen mit dem Europamodell des

DWD ergaben immerhin einen nach unten gerichteten Impulstransport von 0,1 Pa. Neben den hier behandelten Impulsflüssen der CAT und der vom Gebirge angeregten Schwerewellen kommen als weitere Impulstransportmechanismen die unterschiedlichen Konvektionsformen sowie die durch Konvektion und an Wolkenstraßen ausgelösten Schwerewellen in Betracht (vgl. CLARK u. a. 1986 und HAFNER 1987).

Obwohl die ALPEX-Ergebnisse eine skalenumfassende Darstellung vom Druckwiderstand der Alpen vermitteln, bleiben für eine umfassende theoretische Beschreibung des Widerstandsproblems noch eine Reihe von offenen Fragen über die Ursachen, Wirkungsweisen und Größenordnungen der beteiligten Druckwiderstandsmechanismen. Daraus eröffnet sich ein weites Feld für weiterführende experimentelle und theoretische Untersuchungen, um die physikalischen Prozesse, die zum Druckwiderstand und Impulstransport beitragen, im einzelnen zu erfassen und in ihrer Gesamtwirkung auf die atmosphärische Zirkulation in den numerischen Modellen für die Wettervorhersage in angemessener Weise zu parametrisieren.

## Literatur

- BLUMEN, W.: A random model of momentum flux by mountain waves. Geophys. Publ. 26 (1965), S. 1-33.
- BOER, G. J. u. a.: The CCC spectral atmospheric general circulation model. Atmosphere - Ocean 22 (1984), S. 397-429.
- BREEDING, R. J.: A nonlinear investigation of critical levels for internal atmospheric gravity waves. J. Fluid Mech. 50 (1971), S. 545-563.
- BRETHERTON, F. P.: Momentum transport by gravity waves. Quart. J. R. Met. Soc. 95 (1969), S. 213-243.
- BRETHERTON, F. P.: GARP and clear air turbulence. Bull. Amer. Meteor. Soc. 52 (1971), S. 17-21.
- CLARKE, T. L. u. a.: Convectively forced internal gravity waves: Results from two-dimensional numerical experiments. Quart. J. R. Met. Soc. 112 (1986), S. 899-925.

- DORWARTH, G.: Numerische Berechnung des Druckwiderstandes typischer Geländeformen. *Wissensch. Ber. d. Instituts für Meteorologie und Klimaforschung* Nr. 6, Universität Karlsruhe 1986.
- DURRAN, D. R.: The effects of moisture on mountain lee waves. Cooperative Thesis No. 65 NCAR, Boulder, Colorado 1981.
- ELIASSEN, A.; E. PALM: On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophys. Publ.* 22 (1960), S. 1–23.
- HAFNER, T. A.: Pressure drag of the European Alps deduced from independent ALPEX data sets. *Zbornik meteoroloskih i hidroloskih radova* 10 (1985), S. 40–45.
- HAFNER, T. A.: Structure and horizontal distribution of thermal updraughts in a cloudless boundary layer in South Bavaria. *Aero Revue* 5 (1987), S. 26–30.
- HAFNER, T. A.: Experimentelle Untersuchungen zum Druckwiderstand der Alpen. *Wissensch. Ber. d. Instituts für Meteorologie und Klimaforschung* Nr. 9, Universität Karlsruhe 1988.
- HAFNER, T. A.; R. B. SMITH: Pressure drag on the European Alps in relation to synoptic events. *J. Atmos. Sci.* 42 (1985), S. 562–575.
- HAFNER, T. A. u. a.: Boundary layer aspects and elevated heat source effects of the Alps. *Meteorology and Atmospheric Physics* 36 (1987), S. 61–73.
- HASSE, L.: Zur Bestimmung der vertikalen Transporte von Impuls und fühlbarer Wärme in der wassernahen Luftschicht über See. *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften* Nr. 11 (1968).
- HOERNER, S. F.: *Fluid-Dynamic Drag*. Midland Park N. J. 1965.
- HUTCHINGS, J. W.; W. J. THOMPSON: The torque exerted on the atmosphere by the Southern Alps. *New Zealand J. Geol. Geophys.* 5 (1962), S. 18–28.
- KLEMP, J. B.; D. K. LILLY: Mountain and momentum flux WMO/ICSU GARP Publ. Ser. No. 23 (1980), S. 115–142.
- KUNG, E. C.: On the momentum exchange between the atmosphere and earth over the northern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* 96 (1968), S. 337–341.
- LESTER, P. E.; W. A. FINGERHUT: Lower turbulent zones associated with mountain lee waves. *J. Appl. Meteorol.* 13 (1974), S. 54–61.
- LILLY, D. K.: Wave momentum flux - a GARP problem. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 53 (1972), S. 17–23.
- LILLY, D. K.: A severe downslope windstorm and aircraft turbulence event induced by a mountain wave. *J. Atmos. Sci.* 35 (1978), S. 59–77.
- LILLY, D. K.; E. J. ZIPSER: The front range windstorm of 11 January 1972 - A meteorological narrative. *Weatherwise* 25 (1972), S. 56–63.
- LILLY, D. K. u. a.: Aircraft measurements of wave momentum flux over the Colorado Rocky Mountains. *Quart. J. R. Met. Soc.* 108 (1982), S. 625–642.
- LYRA, G.: Theorie der stationären Leewellenströmung in freier Atmosphäre. *Zeitschr. f. Angew. Math. Mech.* 23 (1943), S. 1–28.
- NEWTON, C. W.: Mountain torques in the global angular momentum balance. *J. Atmos. Sci.* 28 (1971), S. 623–628.
- PALMER, T. N. u. a.: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization. *Quart. J. R. Met. Soc.* 112 (1986), S. 1001–1039.
- PELTIER, W. R.; T. L. CLARKE: The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: surface wave drag and severe downslope windstorms. *J. Atmos. Sci.* 36 (1979), S. 1498–1529.
- SAWYER, J. S.: The introduction of the effects of the topography into methods of numerical forecasting. *Quart. J. R. Met. Soc.* 85 (1959), S. 31–43.
- SCORER, R. S.: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. R. Met. Soc.* 75 (1949), S. 41–56.
- SHAO, Y.; M. HANTEL: Subsynoptic vertical momentum flux in the atmosphere over Europe. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, Heft 33, Bonn 1986.
- SMITH, R. B.: The steepening of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.* 34 (1977), S. 1634–1654.
- SMITH, R. B.: A measurement of mounting drag. *J. Atmos. Sci.* 35 (1979), S. 1644–1654.
- SMITH, R. B.: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics* 21 (1979), S. 87–230.
- SMITH, R. B.: A theory of lee cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.* 41 (1984), S. 1159–1168.
- STARR, V. P.: An essay on the general circulation of the earth's atmosphere. *J. Meteor.* 5 (1948), S. 39–43.
- THORPE, S. A.: An experimental study of critical layers. *J. Fluid Mech.* 103 (1981), S. 321–344.
- VERGEINER, I.: An operational linear lee wave model for arbitrary basic flow and two-dimensional topography. *Quart. J. R. Met. Soc.* 97 (1971), S. 30–60.
- WAHR, J. M.; A. H. OORT: Friction- and mountain-torque estimates from global atmospheric data. *J. Atmos. Sci.* 41 (1984), S. 190–204.
- WHITE, R. M.: The role of the mountains in the angular momentum balance of the atmosphere. *J. Meteor.* 6 (1949), S. 353–355.
- WIDGER, W. K. Jr.: A study of the flow of angular momentum in the atmosphere. *J. Meteor.* 6 (1949), S. 291–299.

# MERKUR – Ein Experiment zur Untersuchung der Gebirgsgrenzschicht

## 1 Einleitung

Die Gebirge haben einen wesentlichen Einfluß auf Klima und Wetter der Erde. Gebirge stellen für die Luftströmungen Hindernisse dar, die um- oder überströmt werden müssen, und greifen auf diese Weise in den Impulshaushalt der Atmosphäre ein. Darüber hinaus sind Gebirge hochliegende Austauschflächen für Energie und Wasserdampf und bestimmen so Energie- und Wasserhaushalt der Atmosphäre.

Der Einfluß der Gebirge erstreckt sich über viele Größenordnungen oder „Scales“: vom synoptischen Scale mit charakteristischen Längen von den Ausmaßen des Gebirges selbst – die Position planetarischer Wellen, Leezyklone und Überströmungseffekte wie der Föhn sind hier zu nennen – über mesoskalige Erscheinungen wie den Berg- und Talwinden bis hinab zu kleinräumigen Strukturen wie den Hangwinden. Die Erforschung dieser Phänomene über alle Scales hinweg ist schwerlich mit nur einem Experiment abzudecken, ein Gesamtbild kann vielmehr nur aus einer Vielzahl von Experimenten verschiedener Größenordnungen zusammengesetzt werden, was im übrigen auch für Modellrechnungen gilt.

Die Überlegungen, im Rahmen des DFG-Schwerpunkts *Physikalische Grundlagen des Klimas und Klimamodelle* typische Gebirgsphänomene zu untersuchen, waren durch diese Erkenntnisse bestimmt. Das Ergebnis der Planungen war eine Reihe von Experimenten, über deren letztes und umfangreichstes, MERKUR, hier berichtet werden soll:

- 1978 wurden bei HAWEL (*Hangwindexperiment Innsbruck*) an den Hängen des Inntals die kleinräumigen Hangwinde untersucht,
- 1980 bei DISKUS (*Dischmatal Klimauntersuchungen*) in einem kleinen alpinen Endtal die nächstgrößere Stufe und zuletzt
- 1982 bei MERKUR (*Mesoskaliges Experiment im Raum Kufstein – Rosenheim*) die Verhältnisse in einem großen Alpental und – was sehr wichtig ist – die unterschiedliche Struktur der Gebirgsgrenzschicht im Vergleich zur Grenzschicht über dem angrenzenden Vorland.

Diese Experimente sind natürlich auf dem Hintergrund einer Vielzahl anderer Untersuchungen zu sehen, die im Alpenraum und in anderen Gebirgen der Erde über Jahre vorgenommen wurden (Eine erste wissenschaftliche Veröffentlichung über Gebirgswinde ist aus dem Jahr 1840). In unmittelbarem Zusammenhang mit MERKUR sind hier die zahlreichen Messungen des Instituts für Meteorologie und Geophysik Innsbruck und die Arbeiten am Institut für Atmosphärische Umweltforschung Garmisch-Partenkirchen zu nennen.

Die Einbettung von MERKUR in den DFG-Schwerpunkt, über den die Untersuchungen auch vorwiegend finanziert werden konnten, wurde schon genannt. Dazu kam der

Zusammenhang mit ALPEX. MERKUR fand während der *Special Observation Period* (SOP) von ALPEX statt, und so standen die umfangreichen Zusatzmessungen von ALPEX im gesamten Alpenraum und der weiteren Umgebung als Rahmendaten für die kleinere MERKUR-Skala zur Verfügung.

## 2 Ziele des Experiments

Aus der Vielzahl möglicher Themen, die man mit einem meteorologischen Experiment im Gebirge untersuchen kann, mußte eine Auswahl getroffen werden. Das erste Auswahlkriterium wurde schon in der Einleitung erwähnt: Die Verhältnisse in einem großen Tal und über dem angrenzenden Vorland sollten im Mittelpunkt stehen. Dies ist sinnvoll, weil wichtige Phänomene durch genau diesen Gegensatz Gebirgstal ↔ Vorland bestimmt werden. Die kleinräumigen Prozesse, die mit diesen Phänomenen in Wechselwirkung stehen, waren bei HAWEL und DISKUS und in vielen Experimenten in anderem Zusammenhang untersucht worden und sollten für MERKUR als hinreichend bekannt vorausgesetzt werden.

Ein zweites Kriterium für die Planung des Experiments waren die Möglichkeiten der Meßsystemen, die zur Verfügung standen. Insbesondere die Ausstattung der Flugzeuge und die Tatsache, daß die Sondierungen meist mit optischer Verfolgung arbeiten mußten, schränkten die Möglichkeiten auf Schönwetterphänomene ein. So standen letztlich zwei Themen im Vordergrund:

- das Gebirgswindsystem, insbesondere Berg- und Talwind und
- der Föhn.

## 3 Anlage des Experiments

Die angestrebten Ziele und die vorhandenen Möglichkeiten bestimmten das „Experiment-Design“ oder die „Philosophie“ des Experiments, wie man modisch sagen würde.

Das Gebirgswindsystem, das zunächst Hauptziel des Interesses war, wird durch die Gegensätze zwischen der Talatmosphäre und der Atmosphäre über dem Vorland angetrieben. Die Achse des Tals und ihre Verlängerung ins Vorland waren daher sinnvollerweise die Hauptachse des Experiments. An zwei Stellen, einmal im Innern des Gebirges, ein zweites Mal über dem Vorland, sollte zusätzlich versucht werden, Strukturen quer zu dieser Hauptachse zu bestimmen.

Bild 1 zeigt das Ergebnis dieser Überlegungen: Längs der genannten Achsen waren die verfügbaren Radiosonden- und Pilotballonstationen angeordnet, wobei die Abstände etwa 20 – 30 km betragen, die Reichweite ins Vorland und ins Tal hinein jeweils etwa 70 km – Zahlen, die aus früheren Messungen als sinnvoll abgeschätzt wurden. Längs der Achsen wurden auch die insgesamt 6 Flugzeuge ein-

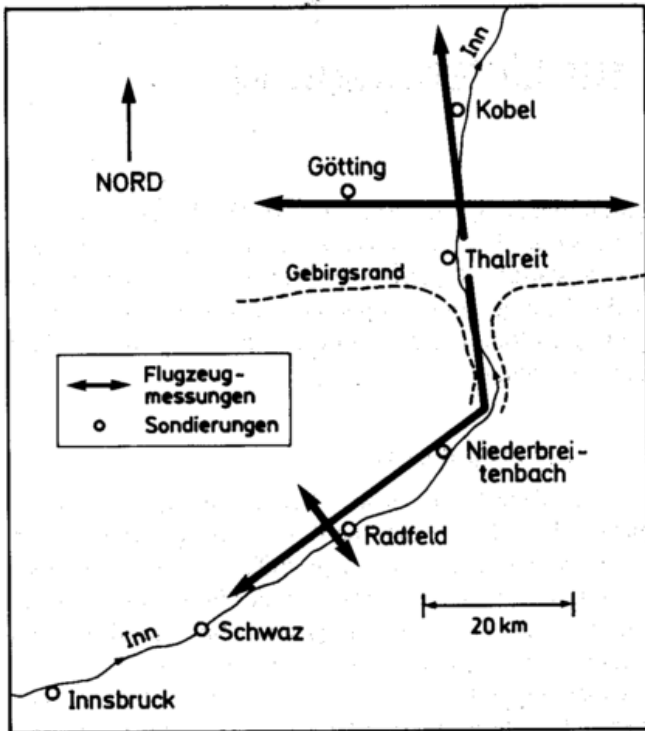


Bild 1: MERKUR-Gebiet mit den Sondierungsstationen und dem Muster der Flugzeugmessungen.

gesetzt. Ergänzt wurden diese beiden Hauptmeßsysteme (Sondierungen und Flugzeugmessungen) durch ein Netz von etwa 40 Klimastationen der unterschiedlichsten Art, wobei über die ohnehin schon vorhandenen Stationen hinaus auch gesondert für MERKUR Stationen eingerichtet wurden, wiederum mit Schwerpunkt längs der Hauptachse. Dabei ist insbesondere eine Kette von Mikrobarographenstationen zu nennen.

Als Experimentiergebiet wurde das untere Inntal und seine Verlängerung ins Rosenheimer Becken gewählt. Das Inntal ist eines der bestuntersuchteten Gebirgstäler der Welt, so konnten viele schon vorliegende Ergebnisse für die Experimentplanung und die Auswertung mit einbezogen werden.

#### 4 Ablauf des Experiments

MERKUR fand vom 25. 3. 1982 bis zum 3. 4. 1982 statt, wie schon bemerkt innerhalb der SOP von ALPEX. Die einschneidendsten Grenzen für ein meteorologisches Experiment setzt der Wetterablauf. Die Wetterentwicklung während MERKUR war so günstig, daß alle Ziele erreicht werden konnten. Insgesamt wurden drei Intensivmeßphasen durchgeführt, während denen konzentrierte Messungen stattfanden (d.h. Sondierungen und Flugzeugmessungen, das übrige Meßnetz wurde während der gesamten Dauer von MERKUR betrieben):

1. 25. - 26. 3. 1982 Thema: Gebirgswindsystem bei Überströmung von Ost,
2. 27. - 28. 3. 1982 Thema: seichter Föhn,
3. 1. - 3. 4. 1982 Thema: Gebirgswindsystem bei Überströmung von West mit Durchzug einer schwachen Kaltfront.

Von der 1. Intensivmeßphase liegen neben vielen anderen Daten (z,t)-Felder, d.h. Profile mit  $\Delta z = 100$  m im zeitlichen Abstand von  $\Delta t = 1$  h, von allen wesentlichen meteorologischen Größen an den 6 Sondierungsstationen vor. Damit stehen erstmals vollständige Datensätze zur Verfügung, die die Entwicklung der Grenzschicht bei Berg- und Talwind in verschiedenen Bereichen eines Gebirgstals und über dem Vorland beschreiben. So besteht einmal die Aussicht, den Antrieb des Gebirgswindsystems durch den Gegensatz Vorland  $\leftrightarrow$  Tal untersuchen zu können, zum anderen ist es auch möglich, die advektiven Prozesse längs des Tals mit einzubeziehen. Dies ist ein Schritt in die Richtung, die Gebirgswinde nicht nur lokal, sondern aus der Struktur des gesamten Einzugsgebiets und des angrenzenden Vorlands zu beschreiben. Die Datensätze umfassen erstmals in diesem Umfang einen vollständigen Tageszyklus und erlauben damit die Untersuchung der Unterschiede zwischen den Verhältnissen tagsüber und nachts. Entsprechende Datensätze wurden auch für die 2. und 3. Intensivmeßphase von MERKUR berechnet und ausgewertet.

Neben den oben angedeuteten Möglichkeiten, aus den experimentellen Ergebnissen auf die physikalischen Prozesse zu schließen, haben die vorliegenden Datensätze auch eine Bedeutung für Modellrechnungen. Zum einen können sie Eingangsdaten und Anfangsfelder für Modelle liefern, zum andern geben die Felder Möglichkeiten zum Vergleich von Modellrechnungen und Meßergebnissen. Auch hier ist es wieder wesentlich, daß die Daten für den gesamten Tageszyklus und für verschiedene Talbereiche vorliegen, so daß auch die Advektion längs des Tals mit einbezogen werden kann. Nicht zuletzt können auch die Felder der Haushaltsterme, die aus den gemessenen Größen berechnet wurden, zu Modellvergleichen herangezogen werden oder als Eingangsgrößen für Modelle dienen. Modellierungsversuche für das Inntal liegen bereits von EGGER (1987), SOMIESKI (1987), ULRICH (1987) und VERGEINER (1987) vor.

Eine ausführliche Beschreibung von Anlage und Ablauf des Experiments MERKUR enthalten FREYTAG u. HENNEMUTH (1983) und FREYTAG (1985). Dort und bei FREYTAG (1988) finden sich auch ausführliche Literaturangaben.

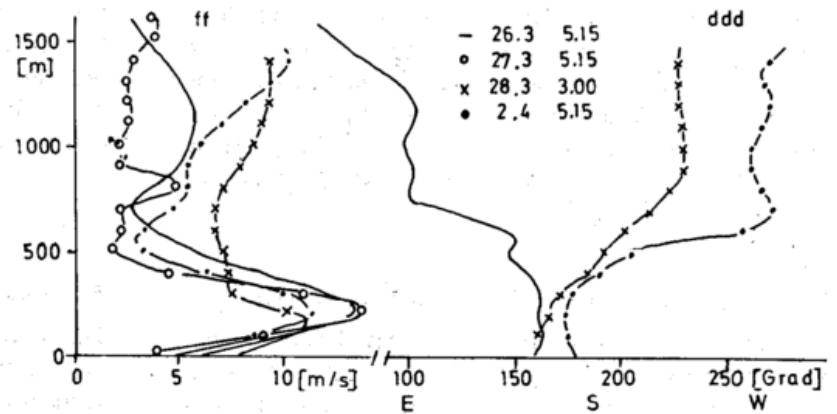
#### 5 Resultate

Im folgenden sollen einige Resultate der Untersuchungen der 1. Intensivmeßphase dargestellt werden, die sich auf die Struktur des Gebirgswindsystems beziehen. Was die beiden anderen Intensivmeßphasen betrifft, verweise ich auf die Arbeiten von AHR (1986, 1987) zu dem Föhnfall vom 28. 3. 1982 und auf FREYTAG (1987) und MÜLLER (1989) zur Struktur der Kaltfront vom 2./3. 4. 1982.

##### 5.1 Gebirgswindsystem in einem großen Alpentale

Ausgangspunkt für alle weiteren Überlegungen war die Untersuchung des Windfeldes. Die grundlegenden Erkenntnisse aus früheren Experimenten, wie sie etwa in dem klassischen Schema von DEEANT (1949) zusam-

Bild 2: Vertikalprofile der Windstärke (ff) und der Windrichtung (ddd) an der Station Thalreit an verschiedenen Tagen während MERKUR um 05.15 GMT (nach PAMPERIN u. STILKE (1985)).



mengefaßt sind, konnten mit phänomenologischen Arbeiten in einigen Punkten vertieft und ergänzt werden:

- REITER et al. (1984) und MÜLLER et al. (1984) behandeln den zeitlichen Ablauf und besonders die Umschlagzeiten Bergwind ↔ Talwind. Aus dem Aufbau des Bergwindes vom Boden her und – im Gegensatz dazu – dem Abbau des Bergwindes in mittleren Höhen der Talatmosphäre kann man die unterschiedlichen Entwicklungen der entsprechenden horizontalen Temperaturgradienten ableiten.
- Die recht inhomogene Struktur des Inntals im Experimentiergebiet stellt ein erhebliches Problem bei der Beurteilung der Ergebnisse dar. Der Einfluß lokaler Effekte führt besonders in den Umschlagzeiten zu Abweichungen. Dies wird für die Station, Radfeld von REITER et al. (1984) dargestellt, während MÜLLER et al. (1984) auf die Unterschiede in der Entwicklung des Windfeldes über den drei Talstationen Niederbreitenbach, Radfeld und Schwaz eingehen. Am Beispiel der Umschlagzeiten wird von FREYTAG (1983) gezeigt, daß kein einheitlicher oder geordneter Umschlag stattfindet (etwa in Form einer Talwind- oder

Bergwindfront, wie sie in anderen Tälern beobachtet wurde). Wesentlich ist aber, daß außerhalb der Umschlagzeiten das Windfeld im Talquerschnitt relativ homogen ist, so daß Messungen in Talmitte als repräsentativ für den gesamten Talquerschnitt gelten können.

- Umfangreiche Messungen auch über dem Vorland erlauben Aussagen über die Reichweite und Ausbildung von Berg- und Talwind vor der Gebirgsschwelle. Diese Aspekte werden von PAMPERIN u. STILKE (1985) untersucht. Sie stellen während mehrerer Nächte (nicht nur während der 1. Intensivmeßphase) die Ausbildung eines Low-Level-Jets (LLJ) über dem Vorland in der Verlängerung des Tals fest (siehe Bild 2), der in einzelnen Fällen noch über dem 25 km vom Alpenrand entfernten Kobel nachweisbar ist.

Charakteristisch ist eine Verdopplung der Maximalgeschwindigkeit gegenüber dem Bergwind im Tal (auf Werte bis zu 16 m/s) und eine Reduzierung der Höhererstreckung auf die Hälfte. Wind- und Temperaturfeld sind dabei eng gekoppelt: Bergwind- und LLJ-Maximum liegen in der Inversion, Inversionsobergrenze und Windminimum stimmen im wesentlichen überein.

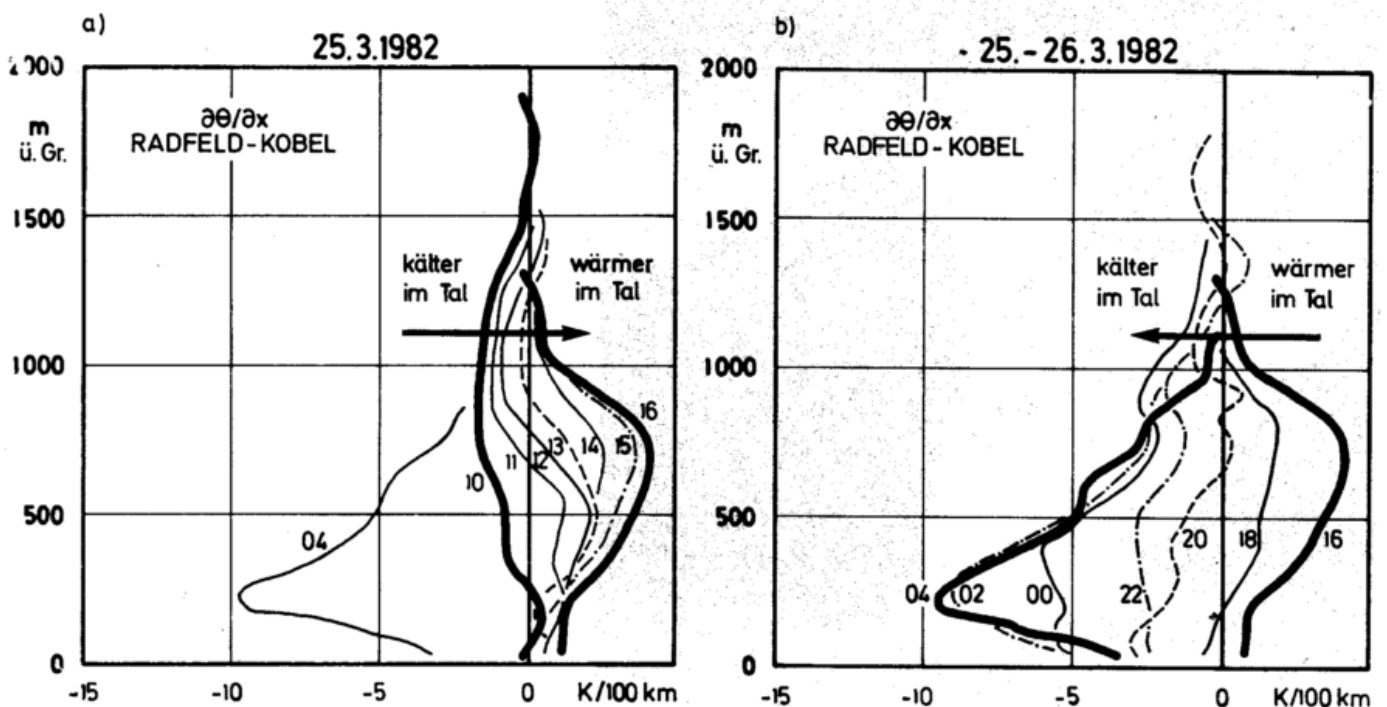


Bild 3: Entwicklung der Temperaturgradienten längs der Talachse während der 1. Intensivmeßphase von MERKUR (25./26.3.1982): Erwärmungsphase (a, 10.00 bis 16.00 GMT) und Abkühlungsphase (b, 16.00 bis 04.00 GMT) (nach FREYTAG 1988).

- Die Windverhältnisse oberhalb der Kämme (großräumige Ausgleichsströmungen und Antiwinde) werden von REITER et al. (1984) behandelt. Sie beschreiben eine großräumige Abschwächung des Windfelds über den Kämmen tagsüber und führen dies auf die generelle Beeinflussung der atmosphärischen Grenzschicht durch das Gebirge zurück.

## 5.2 Temperaturfeld und horizontale Druckgradienten

In einem nächsten Schritt wurde die Energetik des Gebirgswindsystems betrachtet, um so die Ursachen der beobachteten Phänomene näher zu bestimmen. Der Mechanismus der Talerwärmung durch Hangaufwinde und deren Kompensation durch Absinken über der restlichen Talatmosphäre, der schon bei DISKUS ausführlich untersucht wurde, spiegelt sich auch in den Ergebnissen von MERKUR wider.

Die für die Entwicklung von Bergwind und Talwind wesentlichen Temperaturgradienten  $\partial\theta/\partial x$  zwischen Tal und Vorland und innerhalb des Tals werden von FREYTAG (1988) behandelt. Es wird deutlich, daß sich die „Nachtsituation“ (im Tal kälter als über dem Vorland) vom Talboden her durch hangabwärts fließende Kaltluft aufbaut, während der Aufbau der „Tagsituation“ (im Tal wärmer als im Vorland) einige 100 m über dem Talboden beginnt, was das Ergebnis der erwähnten Erwärmung der Talatmosphäre von oben her durch kompensierendes Absinken ist (s. Bild 3).

Diese Ergebnisse zeigen, daß die Tagsituation nicht einfach eine spiegelbildliche Wiederholung der Nachtsituation mit umgekehrten Vorzeichen ist – eine Erkenntnis, um die die bekannten Schemata des Berg- und Talwindes ergänzt werden müssen.

## 5.3 Massenhaushalt und Zirkulationsschema

Die Meßanordnung von MERKUR ermöglichte es, wenn auch unter starken Vereinfachungen und mit zusätzlichen Annahmen, in einem dritten Schritt für bestimmte Talabschnitte Haushalte der Masse, der Energie, des Impulses und der Feuchte aufzustellen. Dies wird von FREYTAG (1988) versucht.

Die Ergebnisse der Untersuchungen des Massenhaushalts zeigen, daß man nachts von einer geschlossenen Zirkulation sprechen kann. Die Hangaufwinde speisen die Bergwinde in den Seitentälern, diese fließen in das Haupttal ab und speisen den Bergwind dort. Über dem Vorland führt der ausfließende Bergwind zu kompensierendem Aufsteigen und zu einem Rückfluß ins Gebirge als Antibergwind geringer Stärke (einige 10 cm/s). Vertikalbewegungen im Tal selbst, etwa ein Aufsteigen, das die Hangaufwinde kompensiert, treten nur in Umschlagzeiten auf. Die energetische Wirkung der Hänge und des Einzugsgebiets wird dem Haupttal über Advektion längs des Tals vermittelt.

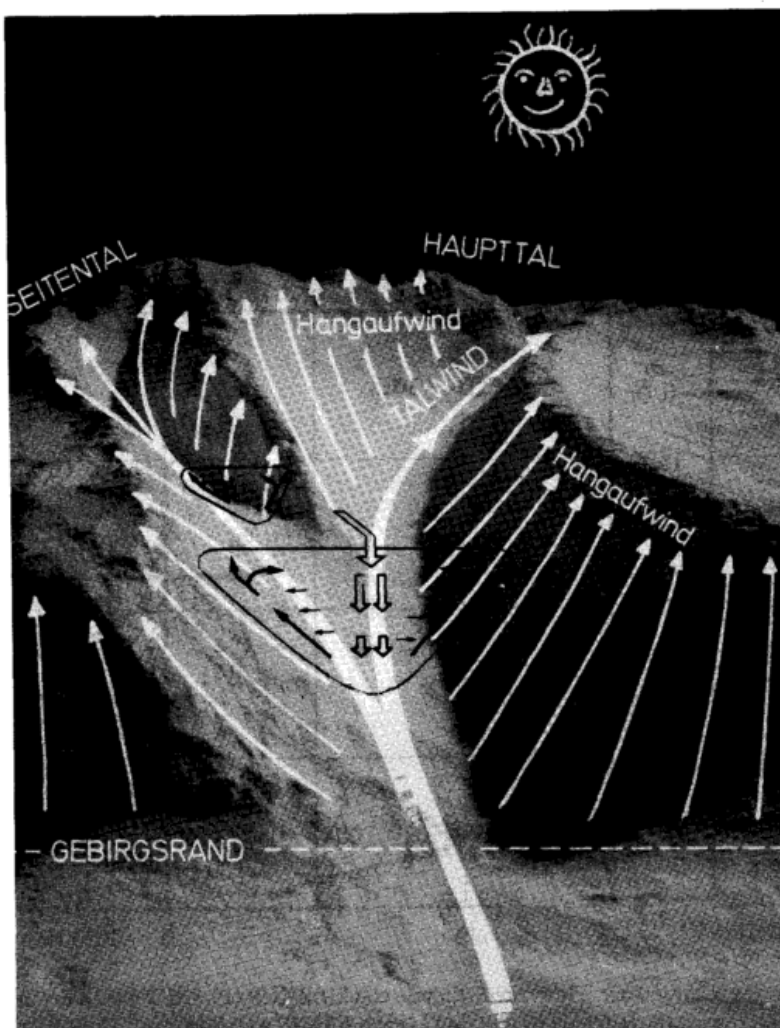
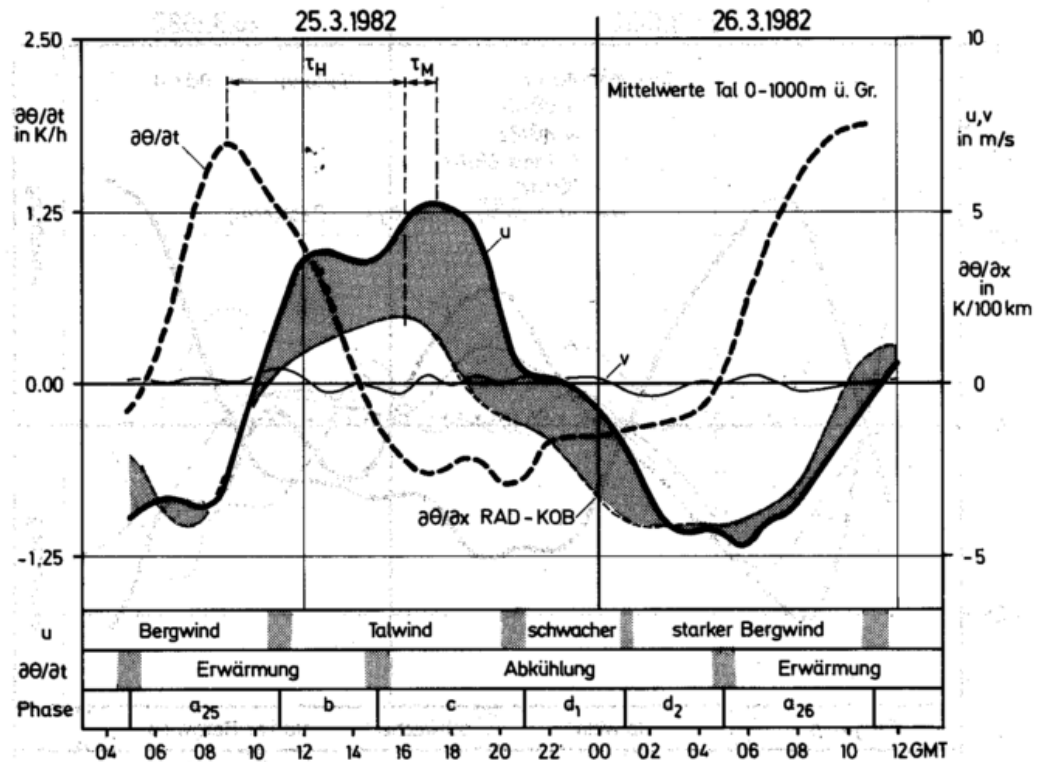


Bild 4: Zirkulationsschema während Phase b (Erwärmung und Talwind, nach FREYTAG (1988)). Foto des Flour Valley: A. GRIPP.

Bild 5: Phaseneinteilung für die 1. Intensivmeßphase von MERKUR (25./26. 3. 1982) anhand der Erwärmungsrate  $\partial\theta/\partial t$  und des Winds  $u$  (nach FREYTAG 1988). Ergänzend sind  $\partial\theta/\partial x$  für Radfeld-Kobel und der mittlere Querwind  $v$  wiedergegeben. Zur thermischen Reaktionszeit  $\tau_H$  und zur dynamischen Reaktionszeit  $\tau_M$  siehe Text.



Tagsüber finden wir demgegenüber drei Zirkulationen von verschiedenem Scale, die miteinander in Wechselwirkung stehen. Die Hangaufwinde werden lokal durch Absinken im Tal kompensiert (Auf diese Weise teilt sich die thermische Wirkung der Hänge der gesamten Talatmosphäre mit). Die Talwinde in die Seitentäler hinein führen zu zusätzlichem kompensierendem Absinken über dem Haupttal (Auf diese Weise teilt sich die thermische Wirkung der Seitentäler dem Haupttal mit – ein Vorgang, der entgegen der Strömungsrichtung der Talwinde erfolgt!). Absinken über dem Vorland und ein schwacher Antitalwind aus dem Gebirge ins Vorland schließen das System (Diese Phase ist als Beispiel in Bild 4 wiedergegeben). Sowohl nachts als auch tagsüber kann man von einer Energiekaskade sprechen: Der Wärmetransport erfolgt von den kleineren zu den größeren Scales.

Die aus dem Massenhaushalt berechneten Vertikalbewegungen gehen als wichtige Größen in Energie-, Impuls- und Feuchtehaushalt ein. Die Ergebnisse untermauern vor allem die Rolle des Einzugsgebiets mit seinen thermisch effektiven Seitentälern und Hochflächen für die Energetik des Haupttals.

#### 5.4 Energiehaushalt

Die Entwicklung von Wind- und Temperaturfeld legt eine Einteilung des Tageszyklus in vier Phasen nahe (s. Bild 5):

- a – Erwärmung und Bergwind,
- b – Erwärmung und Talwind,
- c – Abkühlung und Talwind und
- d – Abkühlung und Bergwind.

Wie die Berechnungen des Energiehaushalts von FREYTAG (1988) zeigen, wechselt die Rolle der energetischen Prozesse, insbesondere der Advektion, während der verschiedenen Phasen. Auf Einzelheiten kann hier nicht ein-

gegangen werden, deshalb nur einige Hinweise: Während die vertikale Advektion  $w$   $\partial\theta/\partial z$  besonders in Phase a und in Phase b als zusätzliche Wärmequelle wichtig ist (kompensierendes Absinken bei stabiler Schichtung), wirkt die Advektion längs des Tals  $u$   $\partial\theta/\partial x$ , die stets Advektion kälterer Luft ist, vorwiegend in den Phasen c und a während der stärksten Ausbildung von Berg- und Talwind (s. Bild 6). Die Ergebnisse zeigen, daß eine nur lokale Beschreibung (unter Vernachlässigung advektiver Prozesse) unzureichend wäre.

Die Erwärmung vom Boden her (Divergenz des Stroms fühlbarer Wärme, in Bild 6 als „Restterm“ bezeichnet) ist für die Herausbildung der Unterschiede Tal  $\leftrightarrow$  Vorland weniger wichtig, da sie sich in beiden Bereichen nur wenig unterscheidet. Der Beitrag der Strahlungsdivergenz ( $\partial R/\partial z$ ) ist von untergeordneter Bedeutung, ebenso der Term  $u \tan \alpha \partial\theta/\partial z$ , der die Wirkung der Talbodenneigung  $\alpha$  widerspiegelt: Berg- und Talwind würden auch in einem flachen Tal auftreten, sofern nur ein Gegensatz Tal  $\leftrightarrow$  Vorland vorhanden ist.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zum Energiehaushalt zeigen, daß Erwärmung und Abkühlung des Haupttals erst einige Stunden nach Beginn von Erwärmung und Abkühlung an den Hängen abgeschlossen sind, sie sind um eine thermische Reaktionszeit  $\tau_H$  verzögert (s. Bild 5).

#### 5.5 Impulshaushalt

Während man vom Energiehaushalt Aussagen über die antreibenden Mechanismen erwarten kann, gibt der Impulshaushalt Auskunft über die Umsetzung dieses Antriebs in Bewegung, also über die Dynamik des Prozesses. Der Temperaturgegensatz zwischen der Talatmosphäre und der Atmosphäre über dem Vorland, dessen

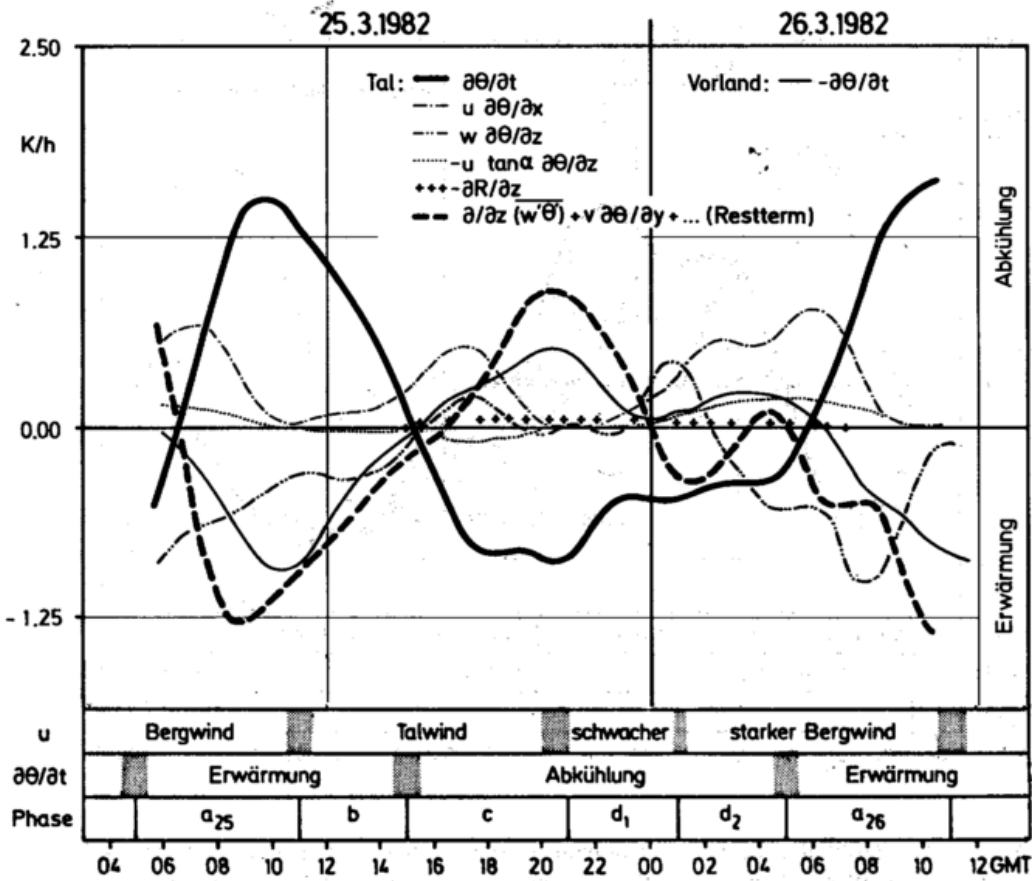


Bild 6: Terme des Energiehaushalts während der 1. Intensivmeßphase von MERKUR (25./26. 3. 1982) für den Talabschnitt Niederbreitenbach - Schwaz (nach FREYTAG 1988).

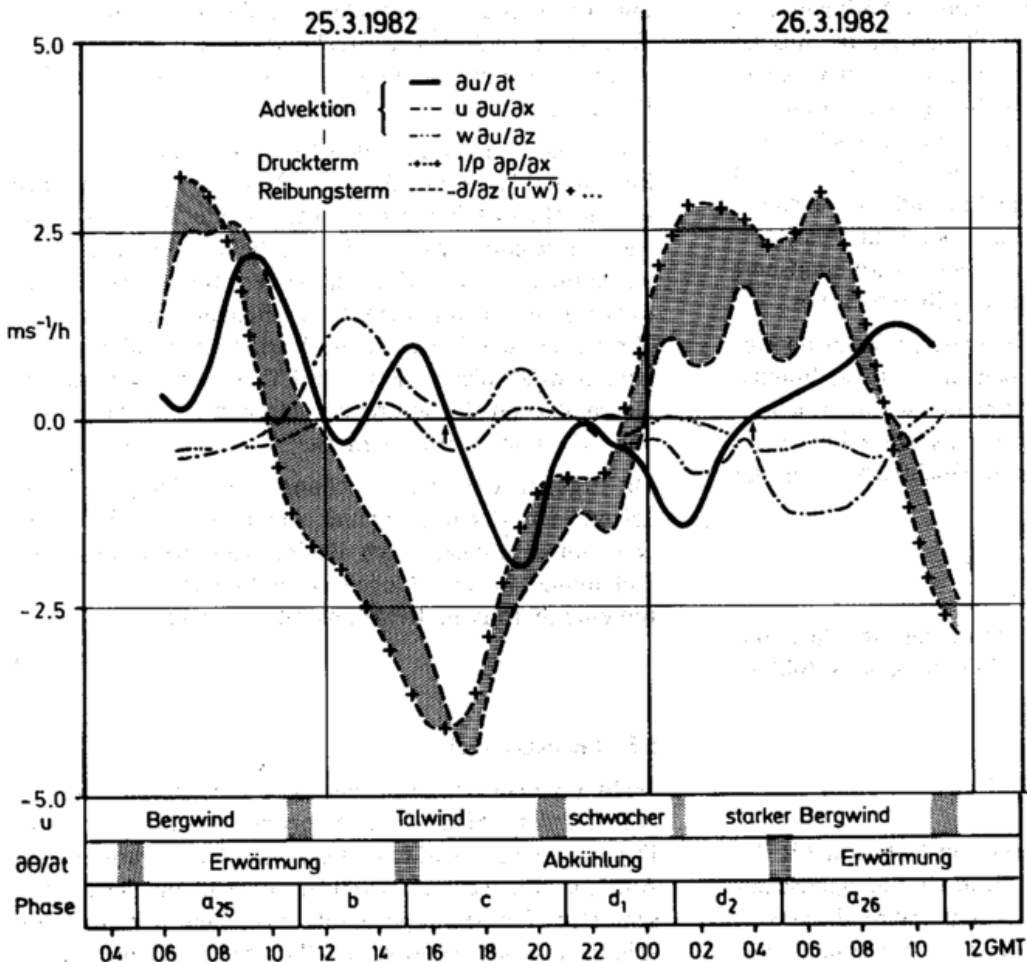


Bild 7: Terme des Impulshaushalts während der 1. Intensivmeßphase von MERKUR (25./26. 3. 1982) für den Talabschnitt Niederbreitenbach - Schwaz (nach FREYTAG 1988). Die gerasterte Fläche verdeutlicht die Zeitverschiebung  $\tau_M$  zwischen Druckterm und Reibungsterm.

Entstehung oben dargestellt ist, führt zu einem Druckgegensatz zwischen Tal und Vorland. Bild 7 zeigt den Tagesverlauf des so entstehenden Druckgradienten  $\partial p / \partial x$ . Das Windfeld ist das Resultat des Zusammenwirkens dieses Druckgradienten mit dem Reibungsterm und den hier weniger wichtigen Advektionstermen. Der Reibungsterm bestimmt die Verzögerung des resultierenden Winds gegenüber dem antreibenden Druckgegensatz, diese dynamische Reaktionszeit des Tals  $\tau_M$  ist im Inntal von der Größenordnung 60–90 Minuten (s. Bild 5).

## 6 Zusammenfassung

Die Ergebnisse von MERKUR machen deutlich, daß das Gebirgswindsystem durch drei Gegensatzpaare bestimmt wird: Tal  $\leftrightarrow$  Vorland, Nacht  $\leftrightarrow$  Tag und Berg-Talwind-scale  $\leftrightarrow$  Hangwind-scale. Die wichtigsten Aussagen über das Gebirgswindsystem, die auf diesen Gegensatzpaaren beruhen, sollen noch einmal zusammenfassend formuliert werden:

- (1) Bergwind und Talwind werden von der unterschiedlichen Temperaturentwicklung im Tal und über dem Vorland bestimmt und entstehen auch bei geringer Neigung des Talbodens.
- (2) Advektive Prozesse spielen eine wesentliche Rolle für die differentielle Erwärmung bzw. Abkühlung.
- (3) Bergwind und Talwind werden durch das gesamte Einzugsgebiet geprägt und können nicht aus den lokalen Verhältnissen allein erklärt werden.
- (4) Bergwind und Talwind (bzw. Nacht- und Tagsituation) weisen grundlegende Unterschiede auf (Unterschiede in der Form des Windprofils, dem Ablauf der Windumstellung und den  $\partial\theta/\partial x$ -Profilen, Anwachsen sowohl des Bergwinds als auch des Talwinds in ihrer jeweiligen Strömungsrichtung).
- (5) Die Wechselwirkung zwischen Vorgängen von verschiedenem Scale führen zu charakteristischen Zeitverschiebungen zwischen der Erwärmung und Abkühlung an den Hängen und der Erwärmung und Abkühlung in der Talatmosphäre (thermische Reaktionszeit  $\tau_H$ ).
- (6) Bergwind und Talwind sind stark reibungsbestimmt (kurze dynamische Reaktionszeit  $\tau_M$  zwischen den Vorzeichenwechseln von Druckgradient und Wind).

Die Ergebnisse von MERKUR haben die wesentliche Rolle des gesamten Einzugsgebiets für das Gebirgswindsystem gezeigt. Hier sollte auch das Schwergewicht für künftige Untersuchungen liegen. Eine Kartierung der Terme der Energiebilanz am Erdboden als Randwerte für den Energiehaushalt der Atmosphäre im Gebirge, wie sie für das Meßgebiet von DISKUS durchgeführt wurde, wäre ein erster Schritt. Untersuchungen über die Strömungs- und Energieverhältnisse in Seitentälern, Becken und über Hochflächen sollten folgen.

## Literatur

- AHR, M., 1986: Überströmung der Alpen und flacher Föhn während MERKUR. Diplomarbeit München, 74 S.
- AHR, M., 1987: Überströmung der Alpen und flacher Föhn während MERKUR. In BEIER (1987), S. 3 – 9.
- BEIER, N. (Herausg.), 1987: Arbeiten aus den Abteilungen des Meteorologischen Instituts der Universität München. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München 56, 225 S.
- DEFANT, F., 1949: Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. Arch. Meteor. Geoph. Biocl. A1, S. 421 – 450.
- EGGER, J., 1987: Simple models of the valley – plain circulation. Part I: Minimum resolution model. Part II: Flow resolving Model. Meteor. Atmos. Phys. 36, S. 231 – 254.
- FREYTAG, C., 1983: Ausbildung thermischer Windsysteme im Inntal während MERKUR. Ann. Meteor. NF 20, S. 11 – 13.
- FREYTAG, C. (Herausg.), 1985: Atmosphärische Grenzschicht in Alpentälern während der Experimente HAWEL, DISKUS und MERKUR. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München 52, 131 S.
- FREYTAG, C., 1987: Ergebnisse des Experiments MERKUR: Strukturänderungen einer schwachen Kaltfront im Einflußbereich der Alpen. In BEIER (1987), S. 30 – 36.
- FREYTAG, C., 1988: Atmosphärische Grenzschicht in einem Gebirgstal bei Berg- und Talwind. Habilitationsschrift, Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München 60, 197 S.
- FREYTAG, C. und HENNEMUTH, B. (Herausg.) 1983: MERKUR. Mesokales Experiment im Raum Kufstein – Rosenheim. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München 48, 132 S.
- MÜLLER, D., 1989: Strukturänderungen einer Kaltfront am Alpenrand und in einem Gebirgstal (MERKUR – Front vom 2. 4. – 3. 4. 1982). Diplomarbeit München.
- MÜLLER, H., REITER, R. u. SLADKOVIC, R., 1984: Die vertikale Windstruktur beim MERKUR – Schwerpunkt „Tagesperiodische Windsysteme“ aufgrund von aerologischen Messungen im Inntal und Rosenheimer Becken. Arch. Meteor. Geoph. Biocl. B 33, S. 359 – 372.
- PAMPERIN, H. u. STILKE, G., 1985: Nächtliche Grenzschicht und LLJ im Alpenvorland nahe dem Inntalausgang. Meteor. Rundsch. 38, S. 145 – 146.
- REITER, R., MÜLLER, H., SLADKOVIC, R. u. MUNZERT, K., 1984: Aerologische Untersuchungen der tagesperiodischen Windsysteme im Inntal während MERKUR. Meteor. Rundsch. 37, S. 176 – 190.
- SOMIESKI, F., 1987: Numerische Simulation der thermisch angeregten Zirkulation zwischen Gebirge und Vorland. DVFLR, Institut f. Phys. d. Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, FB 87 – 30, 186 S.
- ULRICH, W., 1987: Simulation von thermisch induzierten Winden und Überströmungssituationen. Dissertation München, Wiss. Mitt. Meteor. Inst. München 57, 180 + 12 S.
- VERGEINER, I., 1987: An elementary valley wind model. Meteor. Atmos. Phys. 36, S. 255 – 263.

## Danksagungen

Das Experiment MERKUR wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft mit erheblichen Mitteln gefördert, wofür hier im Namen aller beteiligten Gruppen gedankt werden soll.

Für die Anfertigung der Abbildungen danke ich Herrn H. Wendt, für das Schreiben des Texts Herrn D. Müller.

# Deutsches Klimarechenzentrum GmbH in Hamburg

Das Deutsche Klimarechenzentrum (DKRZ) wurde im Jahre 1987 als ein nationales Rechenzentrum für die wachsenden Bedürfnisse der deutschen Klimaforschung gegründet. Die Wahl des Standortes Hamburg lag nahe, weil hier bereits seit einigen Jahren ein großes Rechenzentrum bestand, das vom Max-Planck-Institut für Meteorologie gemeinsam mit der Universität Hamburg betrieben wurde. Im wesentlichen war es für Anwender aus dem Bereich der Geowissenschaften, insbesondere der Meeres- und Klimaforschung ausgelegt und seit 1985 u.a. mit einem Vektorrechner CYBER-205 ausgerüstet. Das Max-Planck-Institut für Meteorologie war zu dieser Zeit schon führend auf dem Gebiet der Modellierung der Klimaentwicklung und bereits dabei, die Kopplung zwischen Ozean- und Atmosphärenmodellen vorzubereiten. Zu dieser Zeit war aus den Anforderungen an die Rechenkapazität, die für eine realistische Modellierung von Klimatrends erforderlich waren, bereits absehbar, daß dies nur von extrem leistungsfähigen Rechnern geleistet werden konnte. Die Größe der für diese Aufgabenstellung erforderlichen Hardware ließ sich sinnvoll nur an einer zentralen Institution installieren.

## 1 Aufgaben

Mit der Gründung des Deutschen Klimarechenzentrums wurden die technischen Voraussetzungen geschaffen, die äußerst komplexe Aufgabe der Erstellung von Modellprognosen für die Klimaentwicklung mit den bestmöglichen Modellen zu realisieren. Neben der Durchführung von Modellrechnungen für Zeiträume bis zu 100 Jahren ist die stetige Weiterentwicklung der Modelle Voraussetzung für die Verbesserung der Modellvoraussagen. Dies macht eine langfristig angelegte, breite Grundlagenforschung auf dem Gebiet der klimarelevanten Prozesse erforderlich, die durch das BMFT im Rahmen des nationalen Klimaforschungsprogramms intensiv gefördert wird. Die so gewonnenen Erkenntnisse erlauben eine effektive Mitarbeit im Weltklimaprogramm.

Weil die für diese Zielsetzung erforderliche technische Ausstattung die modernsten und leistungsfähigsten Systeme erfordert, ist hierzu vom BMFT eine zentrale Institution geschaffen worden, um allen Forschergruppen, die im Rahmen des Klimaprogramms Projekte durchführen, die entsprechende technische Unterstützung zu bieten.

In der Satzung des DKRZ sind dabei folgende vorrangigen Aufgaben festgelegt. Das DKRZ soll:

„als überregionale Service-Einrichtung

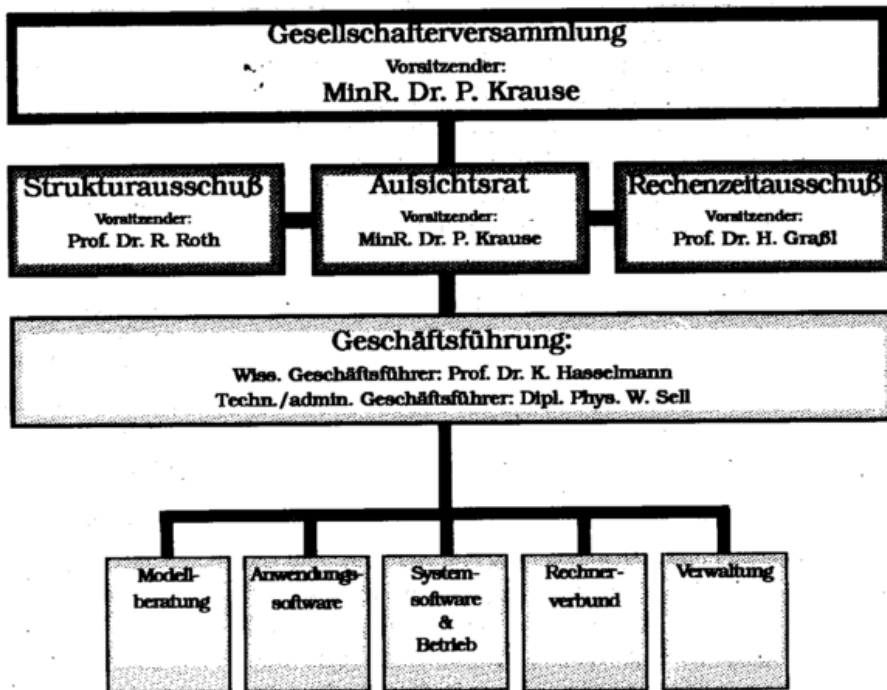


Bild 1: Organisatorischer Aufbau des DKRZ

Rechenzeit und technische Unterstützung für die Durchführung von Simulationsrechnungen mit aufwendigen numerischen Modellen für die Klimaforschung und verwandte Gebiete bereitstellen“.

Weitere Aufgaben des Zentrums sind:

- Alle für die Verarbeitung und Auswertung einschlägiger Daten notwendigen technischen Einrichtungen vorhalten.
- Allgemeine Anwendersoftware pflegen und weiterentwickeln.
- Die Nutzer beraten und unterstützen.
- Technische und logistische Unterstützung für die Durchführung von Seminaren und gemeinsamen Arbeitsprojekten mit ausländischen Gastwissenschaftlern im Rahmen des vom BMFT geförderten Klimaforschungsprogramms bieten.

## 2 Organisatorischer Aufbau des DKRZ

Das DKRZ wurde am 11. November 1987 als GmbH mit Sitz in Hamburg gegründet. Die Gesellschafter zum Zeitpunkt der Gründung waren:

- die Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften e.V.
- die Freie und Hansestadt Hamburg, vertreten durch die Universität Hamburg
- das Forschungszentrum Geesthacht GmbH (GKSS).

Am 1. Januar 1991 ist das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven (AWI) als vierter Gesellschafter hinzugekommen.

Organe der Gesellschaft sind:

- die Gesellschafterversammlung
- der Aufsichtsrat  
Er setzt sich aus sieben Mitgliedern zusammen, die von den Institutionen benannt werden, die das DKRZ finanzieren. Den Vorsitz führt Ministerialrat Dr. Peter Krause aus dem BMFT.
- die Geschäftsführung  
erfolgt durch die gemeinsam vertretungsberechtigten Geschäftsführer Prof. Dr. Klaus Hasselmann und Wolfgang Sell.

### Erforderliche Ressourcen:

#### Ölbrände in Kuwait:

Die Rechnungen zu den Ölbränden in Kuwait wurden mit einem nicht optimierten gekoppelten Modell durchgeführt. Für ein Experiment (d.h. ein Jahr Modellsimulation) wurden ca. 24 CPU-Stunden auf der CRAY-2S benötigt. Die Ergebnisse belegten ca. 35 MByte für jeden Monat der Simulation.

#### Gekoppeltes Klimamodell:

Rechnungen von Szenarien z.B. zum CO<sub>2</sub>-Anstieg mit dem gekoppelten Atmosphäre-Ozean Modell (T21/LSG), die von Wissenschaftlern des MPI f. Meteorologie und des Meteorologischen Institutes der Universität Hamburg durchgeführt wurden, erfordern pro Jahr Simulationszeit ca. 8 CPU-Stunden eines CRAY-2S-Prozessors und erzeugen etwa 330 MByte Ergebnisdaten. Ein Experiment umfaßt die Simulation eines 100-jährigen Zeitraumes.

Als beratende Gremien hat der Aufsichtsrat zwei Ausschüsse eingesetzt, den Struktur- und den Rechenzeitausschuß.

Dem Strukturausschuß obliegt die Aufgabe, die langfristig wirkenden Anforderungen an die Arbeit des DKRZ vorzugeben. Dazu sind vom Aufsichtsrat Personen berufen worden, die führend in der deutschen Klimaforschung tätig sind.

Aufgabe des Rechenzeitausschusses ist die Erarbeitung von Vorschlägen zur Verteilung der zu Verfügung stehenden Rechenzeit. Hierzu hat er sowohl die in der Satzung vorgegebenen Bedingungen als auch die Nutzungskontingente zu berücksichtigen. Seine Mitglieder sind führende Wissenschaftler der entsprechenden Interessengruppen.

Mit einem Personalbestand von zur Zeit 44 Mitarbeitern ist das DKRZ im Vergleich zu anderen Rechenzentren ähnlicher Kapazität personell recht kompakt gehalten. Gegenwärtig ist es in 5 Abteilungen gegliedert (Bild 1), die für den Betrieb der Rechner (Systemsoftware, Rechnerverbund, Operating), die Betreuung der Benutzer (Anwendungssoftware, Modellberatung) und administrative Aufgaben (Verwaltung) zuständig sind.

### 3 Hardware

Nach der im November 1988 erfolgten Ablösung der CYBER-205 durch eine CRAY-2S 4/128 (4 Prozessoren, 1 GByte-SRAM, 2 GFlops-peak), die den 8-fachen Durchsatz gegenüber der CYBER-205 gewährleistete, soll mit der Installation einer CRAY-Y-MP4E/364 (bereits abgeschlossen) und einer CONVEX C3860 den gestiegenen Anforderungen, die insbesondere die gekoppelten Modelle stellen,

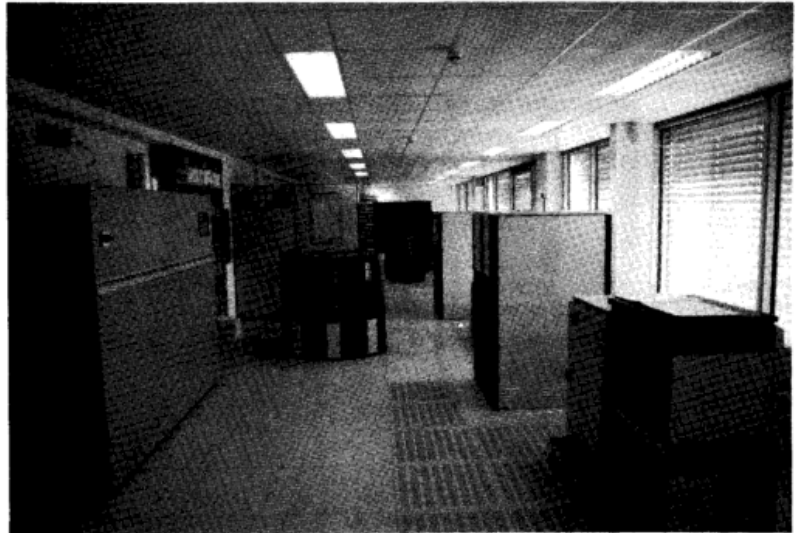


Bild 2: Die CRAY-2S (vorne) und die CRAY-Y-MP4E/364 (hinten) im Maschinenraum des DKRZ

Rechnung getragen werden (Bild 2 und 3). Entsprechend den gewachsenen Anforderungen an die Computer-Leistung ist auch der Bedarf an Speichermedien angewachsen. So benötigen die Ergebnisse der CO<sub>2</sub>-Szenarienrechnungen (100 Jahre Vorhersagezeitraum), die auf der Grundlage des vom ECMWF entwickelten T21-Atmosphärenmodells und eines globalen Zirkulationsmodells des Ozeans durchgeführt werden, bereits einen permanenten Speicherplatz von etwa 100 GByte.

Nach Abschluß der gegenwärtigen Ausbaustufe werden den Benutzern auf den Hochleistungsrechnern ca. 85 GByte schneller Plattenspeicher und ca. 2,4 TByte Bandspeichermedium zur Verfügung stehen (1 Terabyte = 10<sup>12</sup> Byte). Das hierbei installierte Autolader-System STK 4400 von StorageTek gewährleistet einen perma-

nenten Zugriff auf die jeweils etwa 5500 Magnetbandkassetten, die in zwei Silos gelagert sind und auf die über ein Robotersystem rund um die Uhr zugegriffen werden kann (Bild 4 und 5). Durch die Anbindung der Hochleistungsrechner an das UltraNet ist zudem eine sehr schnelle Nutzdatenübertragung zwischen den zentralen Compute-Servern (CRAY-2S, CRAY-Y-MP4E/364), dem File-Server (CONVEX C3860) und den Abteilungsservern (z.Z. 2 Sun 490) verfügbar. Die theoretische Übertragungsrates des Ultra-Net liegt bei einem Gigabit/Sekunde.

Der Zugang der Benutzer erfolgt im wesentlichen über das DKRZ-Ethernet, an das die lokal ansässigen Benutzer direkt, über Terminal-Server oder über Subnetze Zugang erhalten. Auf diesem Netz wird das TCP/IP-Protokoll gefahren.

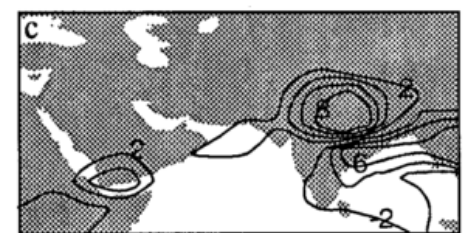
### Ergebnisse einer Modellrechnung aus dem Jahr 1991

Mitte Februar dieses Jahres, wenige Wochen nach dem Ende des Golfkrieges wurde bereits mit den am DKRZ installierten gekoppelten Klimamodell ein Szenario gerechnet, das die Folgen der brennenden Ölquellen in Kuwait auf das lokale und globale Klima untersuchen sollte. Die dazu notwendigen Parameter, z.B. Emissionsraten, Höhe der Rußeintrages, Größe der Rußteilchen etc. wurden plausibel abgeschätzt. Anhand von Messungen in der Golfregion erwiesen sich diese Annahmen im Nachhinein als weitgehend realistisch. Die Integrationszeit betrug ein Jahr.

Aufgrund der geringen vertikalen Ausbreitung der Rußfahnen gelangten die Rußteilchen nicht in die Stratosphäre. Somit konnten sie schnell wieder ausgewaschen werden (bei einer mittleren Aufenthaltsdauer von etwa 20 Tagen), so daß keine signifikanten Auswirkungen auf das globale Klima zu beobachten waren. Das Ergebnis zeigte auch keine Änderungen des Tiefseezirkulation und die Reaktion der oberen Schichten des Ozeans und der planetarischen Eiskappen lagen nicht außerhalb der natürlichen Variabilität. Dagegen stellten sich die Folgen im näheren Umfeld als signifikant dar, sowohl was die Temperaturen als auch den Niederschlag und die Deposition des Rußes angeht (s. a. Abbildungen).



Ergebnisse der Rechnung für die brennenden Ölfelder in Kuwait.  
a) Ablagerung von Ruß (mg/m<sup>2</sup>) während der 1-jährigen Simulation.  
b) Änderung der 2m-Lufttemperaturen im Juli in °C  
c) Änderung der Niederschläge im Juli in mm/Tag



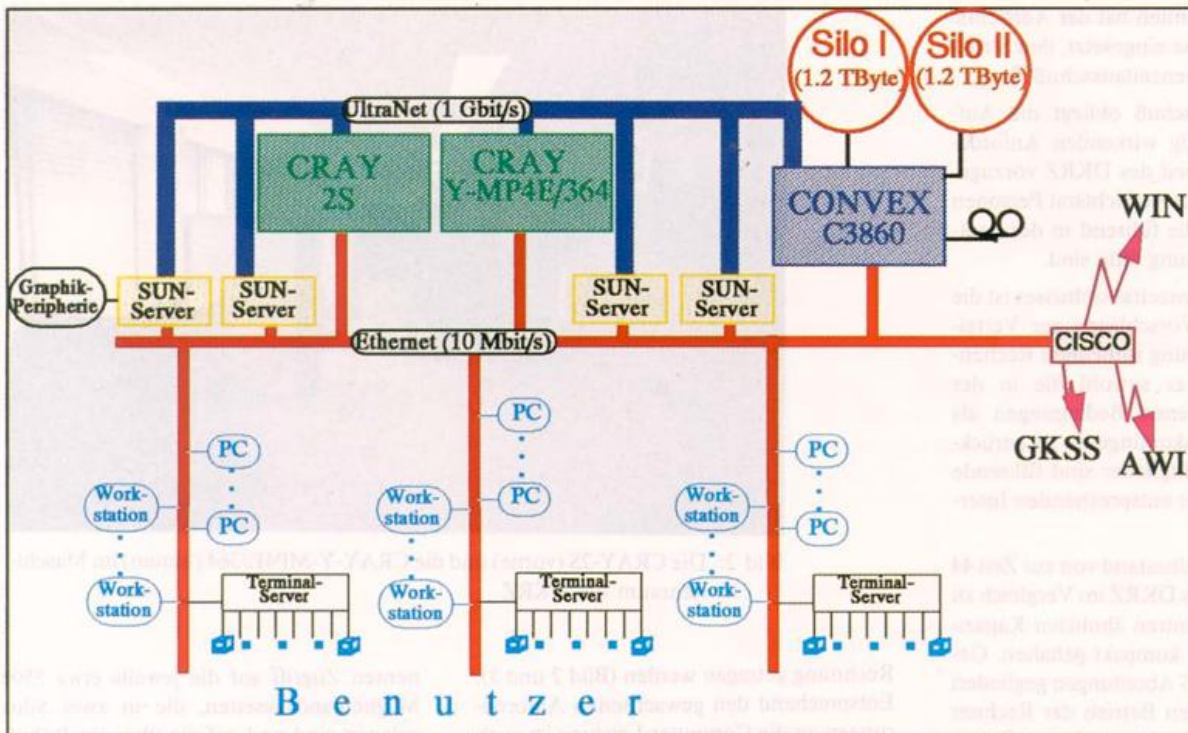


Bild 3: Rechnerkonfiguration am DKRZ (Planung für Ende 1991)

Für die zunehmende Zahl externer Benutzer besteht die Möglichkeit, über DATEX-P oder das Wissenschaftsnetz WIN interaktiven Zugang zu den Rechnern des DKRZ zu erhalten. Das DKRZ besitzt einen 64-Kbps (Kilobit/Sekunde)-Anschluß an das WIN. Die beiden nicht in Hamburg ansässigen Gesellschafter haben über eine 64-Kbps-(GKSS) bzw. eine 2-Mbps-Leitung (AWI) Zugang zu den Rechnern des DKRZ.

#### 4 Modellierung am DKRZ

Zur Vorhersage von Klimaänderungen müssen die verschiedenen Komponenten eines komplexen Systems erfaßt und in einem Modell numerisch umgesetzt werden. Wesentliche Arbeiten zur Grundlagenforschung in den Themenkreisen

- globale Klimamodelle und Klimadiagnostik

- Simulation des mesoskaligen Klimas mit numerischen Modellen
  - Strahlung und Wolken in Klima- und Zirkulationsmodellen
  - Landoberflächenklimatologie
  - Auswirkung der Kryosphäre auf das Klima der Erde
  - terrestrische und maritime Paläoklimatologie
  - atmosphärische und maritime Chemie
- werden seit 1982 im Rahmen des nationalen deutschen Klimaforschungsprogramms vom BMFT gefördert. Die Ergebnisse der Forschungsvorhaben bilden eine der Voraussetzungen für die Entwicklung bzw. Verbesserung von Modellen der Klimasubsysteme Atmosphäre, Ozean, Biosphäre und Kryosphäre.

Zahlreiche Arbeitsgruppen, die auf einem oder mehreren dieser Gebiete arbeiten, nutzen dazu auch die vom DKRZ zur Ver-

fügung gestellten Ressourcen, insbesondere bei der erforderlichen Aufbereitung und Auswertung der in erheblichem Umfang anfallenden Datenmengen.

Dennoch wird der wesentliche Teil der vom DKRZ den Benutzern zur Verfügung gestellten Rechenleistung (aber auch der Speichermedien) von den Klimamodellen in Anspruch genommen.

Mit einem gekoppelten Modell, das eine synchrone Koppelung eines Ozeanmodells mit einem Atmosphärenmodell unter Verwendung einer Flußkorrektur darstellt, wurden neue Erkenntnisse erzielt, z.B. im Hinblick auf die regionale Verteilung der Temperaturänderungen. Aufgrund der Einbeziehung der ozeanischen Strömungen und der Speicherung im tieferen Ozean ergeben sich deutliche Unterschiede zu den Ergebnissen, in denen der Ozean lediglich durch eine Deckschicht modelliert wurde. Das ozeanische Zirkulationsmodell (11 Schichten, 500 km x 500 km horizontale Auflösung) mit einem eingebauten Meer-Eis-Modell wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt. Das Atmosphärenmodell (ECHAM) wurde an der Universität Hamburg aus einem Wettervorhersagemodell des ECMWF entwickelt. Es besitzt die gleiche horizontale Auflösung mit 19 vertikalen Schichten.

Das gekoppelte Modell braucht für eine einjährige Klimasimulation etwa 8 CRAY-2S-Prozessorstunden und erzeugt dabei ca. 400 MByte Ergebnisdaten.

Neben den CO<sub>2</sub>-Szenarienrechnungen sind die am DKRZ installierten Modelle in jüngster Zeit auch zur Beantwortung

#### Technische Daten der Supercomputer des DKRZ

	CRAY-2S	CRAY-Y-MP4E/364	Convex-C3860
Prozessoren	4	3	6
Zykluszeit	4,1 ns	6 ns	16,67 ns
Memory	1 GByte	512 MByte	1 GByte
Peak-Leistung	2 GFlops <sup>1</sup>	1 GFlops	0,74 GFlops
Plattenkapazität	45 GByte	20 GByte	20 GByte
Bandspeicher	→	2,4 TByte	←
Bandlaufwerke	4 (Silo)	2 (Silo)	2 (Silo)
			2 Kassetten (handbedient)
			2 Band (handbedient)
Betriebssystem	UNICOS 6.0	UNICOS 6.0	ConvexOS 9.0

Netzwerke: UltraNet mit 1 GBit/Sekunde (Peakleistung)

<sup>1</sup> 1 GFlops = 1 Milliarde Floatingpointoperationen/Sekunde

aktueller Fragestellungen eingesetzt worden. So wurde z.B. die Frage nach der Klimarelevanz der brennenden Ölfelder von Kuwait in einer Studie untersucht. Schon wenige Wochen nach Beginn der Brände ergaben die Rechnungen, daß eine signifikante Auswirkung auf das globale Klima nicht zu erwarten war.

## 5 Ausblick

Mit der Kopplung von Modellen der ozeanischen und der atmosphärischen Zirkulation ist die Entwicklung der Klimamodelle zwar einen bedeutenden Schritt vorangekommen, jedoch bedarf es ständiger Verbesserungen in der Modellierung der Klimasubsysteme. Des weiteren ist in Ergänzung zu der bereits vorhandenen Hierarchie von globalen Modellen der Klimasubsysteme Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre und Biosphäre ein globales Modell für die atmosphärische Chemie in Vorbereitung.

Im Hinblick auf die Frage nach den regionalen Auswirkungen eines sich ändernden Klimas wird in Zukunft eine verbesserte räumliche Auflösung der globalen Modelle angestrebt. Dies erfordert eine erhebliche Steigerung der Anforderungen an die vom DKRZ zur Verfügung zu stellenden Ressourcen an Computerleistung, Speicherkapazität und Auswertetools.

Mit dem gegenwärtig durchgeführten Ausbau des DKRZ, das etwa zu einer Verdreifachung der Compute-Leistung auf den Hochleistungsrechnern führen wird, sind die ersten Voraussetzungen für die deutsche Klimaforschung dafür geschaffen worden, diese Ziele weiter voran treiben zu können.

In der mittelfristigen Perspektive zeichnet sich eine mögliche Öffnung des DKRZ für europäische Forschergruppen im Rahmen der EG-Forschungsprogramme ab. Damit würden das DKRZ und die deutsche Klimaforschung weiter an Bedeutung gewinnen.

H. LUTHARDT, Hamburg

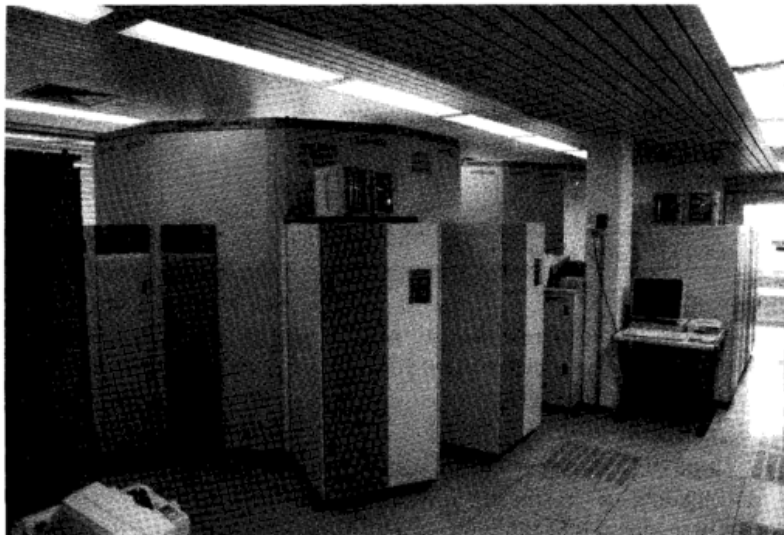


Bild 4: Die beiden Cartridge-Silos von Storage-Tek mit einer Fassungskapazität von jeweils ca. 5500 Magnetbandkassetten (Speicherkapazität z.Z. etwa 250 MB/Cartridge)

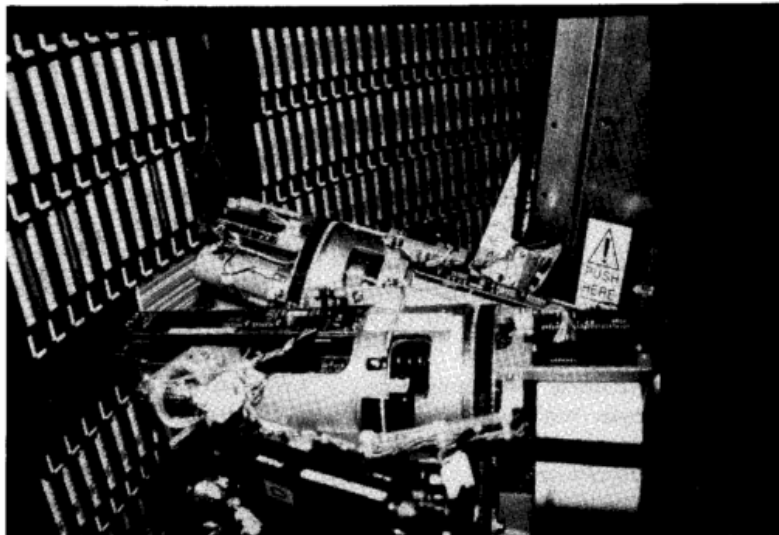


Bild 5: Innenaufnahme eines der beiden Cartridge-Silos des DKRZ. Die jeweils etwa 5500 Cartridges enthaltenden Silos werden über einen Roboterarm bedient, der die jeweils 4 Laufwerke mit den Kassetten versorgt. Beide Silos können dabei die Cartridges auch austauschen.

# Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1990

Teil I im Heft 3/4 '91, S. 118-119

---

## Universität (TH) Karlsruhe

---

### Promotion

HELDT, Klaus: Untersuchungen zur Überströmung eines mikroskaligen Hindernisses in der Atmosphäre.

### Diplom-Hauptprüfungen

ANDERSSON, Tatjana: Numerische Modellierung der thermischen Bedingungen in einem Innenhof.

GEIGER, Matthias: Optimierung eines numerischen Verfahrens zur Berechnung der instationären Wirbelablösung hinter einem Hindernis mit quadratischem Querschnitt.

HERZOG, Jutta: Das Temperaturfeld einer Stadt in Abhängigkeit von Bodenparametern und synoptischen Bedingungen.

KOHLER, Martin: Strömungsbedingungen und Luftverunreinigungen im Bereich Hochrhein-Bodensee.

LUTZ, Christiane: Verbesserte Wolkenerkennung in Satellitenbildern durch Nutzung der zeitlichen Änderung der Bewölkung.

OTTENBACHER, Andreas: Bestimmung von Windvektoren durch Verfolgung von Wasserdampfstrukturen in METEOSAT-Bildsequenzen.

RUBERTS, Wolfgang: Meteorologische Untersuchungen von Episoden hoher Konzentrationen des bodennahen Ozons im Südschwarzwald.

WISS, Caroline: Zusammenhang zwischen Wetterklassen und Befindensstörungen bei Brustkrebspatientinnen und an der Brust operierten apparent gesunden Frauen.

---

## Universität Kiel

---

### Diplom-Hauptprüfungen

ACKERMANN, Jörg: Ein Strahlungs-Konvektionsmodell.

BÖGERSHAUSEN, Anja: Analyse von Bodenfeldern im Bereich der Innertropischen Konvergenzzone über dem Atlantischen Ozean.

BUBELACH, Birgit: Herleitung einer Beziehung zwischen Wolken und der Feuchteverteilung.

CREWELL, Susanne: Fluß latenter Wärme über dem Nordatlantik.

GEMMRICH, Johannes: Oberflächenerneuerung unter natürlichen Bedingungen.

KUCHARSKI, Fred: Eine Anwendung der Datenassimilierung zur Bestimmung von Schubspannungen.

MEIER, Jens: Variabilität der innertropischen Konvergenzzone und des Subtropenhochs über dem Atlantik.

OSBAHR, Kai-Uwe: Zusammenhang zwischen Bodenwind und Druckfeld auf dem Nordatlantik.

SCHMIDT, Anke: Feuchtekorrekturen für GEOSAT-Altimeterdaten.

---

## Universität Köln

---

### Promotionen

ARMBRÜSTER, Peter: Die Steuerung eines flugzeuggetragenen Radiometers: Ein Verfahren zur zweidimensionalen Rekonstruktion von unregelmäßig abgetasteten Radiometerdaten.

BARBULESCU, Michael: Atmosphärische Eigenschwingungen in Modell und Beobachtungen. Ergebnisse einer Wellenzahl-Frequenz-Analyse.

ELBERN, Hendrik: Energieanteil freier Rossbywellen an globalen atmosphärischen Schwingungen.

ERBSHÄUSSER, Bernd: Strömungsverhältnisse im unteren Bereich der atmosphärischen Grenzschicht über Nordrhein-Westfalen - Modellvergleiche.

FANG, Xian-Jin: Surface Albedo and Global Radiation over East-Asia from Data of the Geostationary Satellite GMS.

GRATZKI, Annegret: Bestimmung der vertikalen Verteilung des Eisgehaltes in Cirruswolken aus kombinierten Lidar- und Infrarot-Radiometer-Messungen.

JACOBS, Wilfried: Die Energetik von 60-Tage-Vorhersagen mit dem EZMW-T21-Modell in ihrer mittleren zeitlichen Entwicklung und ihrer Beziehung zur Vorhersagegüte.

LUTZ, Hans-Joachim: Fernerkundung atmosphärischer Temperaturfelder und der langwelligen Strahlungsbilanz in der Antarktis.

SCHEIDGEN, Peter: Numerische Simulation einer Böenlinie (1989).

UDELHOFEN, Petra: Räumliche Stichprobenfehler eines abtastenden Strahlungsbilanzradiometers.

ZHANG, Ying: Numerical Studies of Processes in Stratiform Cirrus.

### Diplom-Hauptprüfungen

HAUK, Carola: Diagnose der Windfelder über Nordrhein-Westfalen mit dem Modell NOABL.

ROLL, Ortrun: Kondensstreifen im Satellitenbild.

---

## Universität Leipzig

---

### Promotion

KÜHNE, Martin: Ein Beitrag zur Überwachung von SO<sub>2</sub>-Immissionen großer Braunkohlekraftwerke unter ungünstigen Ausbreitungsbedingungen.

### Diplom-Hauptprüfungen

LANGE, Dietmar: Zur Bestimmung der Aerosoleinfachstreuungsfunktion aus Messungen der Strahldichte des Himmelslichtes im Almucentar.

LEPPIN, Dirk: Berechnung und Untersuchungen zur spektralen Helligkeitsstreuungsfunktion der Atmosphäre aus Messungen der Strahldichte im Almucentar.

---

## Universität Mainz

---

### Diplom-Hauptprüfungen

BAUMGARTEN, Uwe: Eine Untersuchung über die chemische Zusammensetzung von Wolkentropfen als Funktion der chemischen Zusammensetzung der Kondensationskerne.

BRINKMANN, Jutta: Experimentelle Untersuchungen zum Abtrocknen von Lösungs- und Suspensionstropfen (Drop to Particle Conversion).

RESPONDEK, Petra: Die Parametrisierung des Einflusses der Vegetation für Klimamodelle.

VOHL, Otmar: Die dynamischen Charakteristika des Mainzer vertikalen Windkanals.

WALTROP, Annette: Experimentelle Bestimmung der Aufnahmezeit von SO<sub>2</sub> im ppb-Bereich durch Wassertropfen mittels eines Windkanals.

WEBER, Stephan: Messungen von vertikalen Profilen der Aerosolteilchen-Gesamtkonzentration mit einem Motorsegler im Rhein-Nahe-Gebiet bei ausgesuchten konvektiven Wetterlagen.

WEFERS, Marcus: Numerische Simulation der globalen 3-dimensionalen Verteilung arider Aerosolpartikel ohne Berücksichtigung der nassen Deposition.

---

**Universität München**

---

*Habilitation*

HOINKA, Klaus-Peter: Untersuchung der alpinen Gebirgsüberströmung bei Südföhn.

*Promotion*

GRAF, Jutta: Simulation der Bildung und Verteilung von Ozon in der atmosphärischen Grenzschicht.

*Diplom-Hauptprüfungen*

FÖRSTER, Heidrun: Synoptische Bedingungen bei arktischer Stratusbewölkung im Mai 1988.

KENNDORFF, Klaus: Anwendung des Inversionsprinzips auf barotrope Instabilität bei doppelperiodischen Rändern.

PIPER, Silvia: Die Bestimmung der Rauheitsparameter eines Bestandes.

RUGGABER, Ansgar: Die Berechnung von Photolyseraten mit einem exakten Modell.

WEBER, Harry: The stability of barotropic vortices: implications for tropical cyclone motion.

---

---

**Universität Innsbruck**

---

*Promotionen*

ASCHBACHER, Josef: Land Surface Studies and Atmospheric Effects by Satellite Microwave Radiometry.

LANZINGER, Andreas: Untersuchungen orographisch induzierter Zyklogenese mit Hilfe feinmaschiger numerischer Analysen.

*Diplom-Hauptprüfungen*

GATTRINGER, Hubert: Die Hydrometeorologie der Hochwässer im Einzugsgebiet der Krems.

WEGMAYER, Alexandra: Klimatologische Untersuchungen der Niederschlagsreihe von Innsbruck 1906 - 1988.

---

---

**Universität Wien**

---

*Promotion*

Haiden, Thomas: Analytische Untersuchungen zur konvektiven Grenzschicht im Gebirge.

*Diplom-Hauptprüfungen*

ERBEN, Doris: Einfluß der Klimafaktoren auf den Ertrag von Koriander.

HUHNDORF, Christian: „Daisyworld“, Modell einer Wechselwirkung zwischen Natur und unbelebter Umwelt (nach einem Artikel von Lovelock und Watson).

PASCHER, Christiane: Die Registrierung der Refraktionswelle auf Slalomprofilen.

RETITZKY, Christian: Die Windverhältnisse von Wien in der Periode 1951 - 1980.

SEIDL, Harald: Temperaturprognose in orographisch gegliedertem Gelände nach ECMWF.

TISCHLER, Elisabeth: Frontogenetische Parameter aus Auswertungen des ECMWF-Modells.

WEIHS, Philipp: Wirkung der Atmosphäre auf fernerkundliche Signale.

---

---

**ETH Zürich**

---

*Promotionen*

MÜLLER, Johannes Ch.: Semi-geostrophische Entwicklung von Fronten und Störungen in der unteren Atmosphäre. 1989

SCHÄR, Christoph J.: Dynamische Aspekte der außertropischen Zyklogenese. 1989

SCHUMANN, Thomas: Precipitation scavenging of aerosol particles. 1989

BÖHM, Johannes P.: On the hydrodynamics of cloud and precipitation particles. 1990

---

## Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

---

BAUMBACH, G.: Luftreinhaltung. Entstehung, Ausbreitung und Wirkung von Luftverunreinigungen - Meßtechnik, Emissionsminderung und Vorschriften. Springer-Verlag Berlin u. a., 1990, 431 S., 203 Abb., 50 Tab., DM 78,--.  
ISBN 3-540-52677-3.

Die Stärke dieses Buches ist die Vielfalt der behandelten Themen. Auf rund 400 Seiten wurde die gesamte Palette der Luftreinhaltung von Emissionen über Ausbreitung, Modellrechnungen, chemische Umwandlungen, Immissionen und deren Auswertung, Wirkungen auf Klima, Sachgüter, Vegetation und menschliche Gesundheit, bis hin zur Emissions- und Immissionsmeßtechnik und Verfahren zur Emissionsminderung zusammengetragen. Vorangestellt ist ein geschichtlicher Überblick, den Abschluß bilden Vorschriften zur Luftreinhaltung in Deutschland. Daß alle Themen in diesem Rahmen nicht immer eingehend

behandelt werden können, sondern mitunter nur kurz durchheilt werden, liegt auf der Hand und ist der Preis für die Themenvielfalt. Der Leser bekommt dafür einen sehr guten Überblick über die Breite der Luftreinhaltproblematik. Wer über das eine oder andere mehr wissen möchte, dem ist mit der Fülle von insgesamt über 600 Literaturzitate gedient, die jeweils am Ende der einzelnen Kapitel stehen. Sie beziehen sich fast ausschließlich auf den deutschen Sprachraum.

Das Buch ist aus Vorlesungen für Studenten technischer Fachrichtungen an der Universität Stuttgart und der Fachhochschule für Technik in Esslingen hervorgegangen. Entsprechend liegt der Schwerpunkt der Beispiele, insbesondere bei der Behandlung der Auswertung und Darstellung von Immissionsmessungen, in Baden-Württemberg. Die Autoren - das Buch ist unter Mitarbeit von K. Baumann, F. Drö-

scher, H. Gross und B. Steisslinger entstanden - bringen dabei auch die Ergebnisse eigener Arbeiten ein.

Hervorzuheben ist die reiche Bebilderung: mit über 200 Abbildungen und weiteren 50 Tabellen wird der Stoff dem Leser anschaulich nahegebracht. Mitunter wünscht man sich allerdings etwas aktuellere Daten; so reichen die Emissionswerte meist nur bis 1986, zum Teil sind sie noch älter. Das liegt zwar auch daran, daß aktuelle Emissionsdaten selten verfügbar sind. Trotzdem vermißt man beispielsweise einen Hinweis auf den drastischen Rückgang der Schwefeldioxid-Emission in Westdeutschland in der zweiten Hälfte der achtziger Jahre. Er fehlt sowohl bei der Beschreibung der Emissionstrends, als auch bei der Behandlung der Großfeuerungsanlagenverordnung von 1983, deren Folge er im wesentlichen ist. Für wen ist dieses Buch geschrieben? Zunächst - sicherlich für Studenten der

Fachhochschulen als studienbegleitender Text. Es ist aber auch als Nachschlagewerk für alle interessant, die in der Praxis stehen oder die sich einen allgemeinen Überblick über Luftverunreinigungen und Luftreinhaltung verschaffen wollen. Es enthält eine Fülle von Informationen, die man in dieser Kombination sonst schwerlich findet.

W. Fricke

STROBACH, K.: Unser Planet Erde. Ursprung und Dynamik. Mit 79 Abb. u. 2 Tab. Berlin, Stuttgart: Gebr. Borntraeger 1991, 253 S., DM 56,--.

Der Verfasser versucht, die Entstehung, Entwicklung, Struktur und Dynamik der Erde in einem möglichst widerspruchsfreien Gesamtbild verständlich darzustellen, wobei neben älteren Anschauungen und Theorien besonders die großen Fortschritte auf dem Gebiet der chemisch-physikalischen Eigenschaften und Prozesse des Planeten Erde Berücksichtigung finden. Wegen des großen Stoffumfangs mußte auf eine angemessene Berücksichtigung der Physik der Atmosphäre und des Ozeans verzichtet werden. Für den Meteorologen sind vor allem die Kapitel über die Entstehung des Weltalls und des Planetensystems, über das Schwerfeld der Erde, die Zeitalter des Erdkörpers, Erdrotation und Zeit, Erdmagnetismus, Plattentektonik sowie über wahre Polwanderung lesenswert. Mathematische Formeln werden der Zielsetzung des Buches entsprechend sparsam verwendet; zusammen mit zahlreichen guten Abbildungen tragen sie aber wesentlich zum Verständnis des dargebotenen Stoffes bei.

M. Schlegel

INTERNATIONALER WOLKENATLAS. Offenbach a. M.: Deutscher Wetterdienst 1990, 280 S. ISBN 3-88148-264-4. Lizenzausgabe des 'International Cloud Atlas' der WMO, Genf 1987. DM 138,50.

1978 gab der Deutsche Wetterdienst eine inzwischen vergriffene deutschsprachige Fassung der gekürzten Ausgabe des Internationalen Wolkenatlas der WMO (Abridged Atlas, Genf 1956) heraus. Nun liegt erneut ein Wolkenatlas in deutscher Sprache vor, nämlich eine von der WMO lizenzierte Übersetzung des 'International Cloud Atlas', Vol. II, Genf 1987. Sie enthält die ca. 200 Bildtafeln der WMO-Ausgabe, denen der Textteil der deutschen Ausgabe von 1978 vorangestellt ist. Der Text enthält Definitionen, Beschreibungen und Verschlüsselungsvorschriften der Wolken sowie Erläuterungen zur Wolkenbeobachtung. Orographische Wolken und atmosphärische Erscheinungen wie Niederschläge, optische und elektrische Phänomene und Lithometeore werden im Text behandelt und im Bildteil mit Beispielen dokumentiert. Diesem Wolkenatlas soll ein zweiter Teil mit Stereowolken tafeln folgen.

H.-D. Kirch

D. LORENZ u. M. MILLER: Das 3-D-Wolkenbuch. Einführung in die Wetterkunde mit dreidimensionalen Wolkenbildern. Hückelhoven: R. Wittig Fachbuchverlag, 247 S. ISBN 3-88984-077-9, 58,-- DM. Mit einem Anhang zur 3-D-Bildtechnik. Das Buch kann auch direkt beim Verlag in 5142 Hückelhoven, Chemnitzer Str. 10 erworben werden.

„Einigen Aufschluß über die Erscheinungen, welche sich über uns abspielen, gibt die aufmerksame Beobachtung der Vor-

gänge am Wolkenhimmel, indem diese nicht selten Anzeichen für die kommende Witterung abgeben,“ schrieb van Bebbes am Ende des 19. Jahrhunderts in seinem Lehrbuch über die Wettervorhersage. Der Blick zum Himmel ist noch immer das Nächstliegende, wenn man sich ohne Hilfsmittel eine Vorstellung davon machen will, wie sich das Wetter in den nächsten Stunden verhalten könnte. Jeder stellte schon hin und wieder mit einem Blick zu den Wolken fest, daß das augenblickliche Wolkenbild nicht dem entsprach, was man nach der Vorhersage vom Vortag erwartete.

Hierbei spielt Erfahrung eine Rolle, die in Großstädten lebende Menschen nicht oder nur begrenzt haben können. Sie kann aber durch das Studium von Lehrbüchern, die für Laien und Fachleute gleichermaßen geeignet sind, ersetzt werden. Das vorliegende Buch ist ein solches. Es vermittelt Grundkenntnisse über Wolken, Wetter und Wettervorhersage. Der umfangreichste Teil des Buchs enthält Himmelsansichten, die mit Hilfe einer Spezialbrille dreidimensional gesehen werden können. Die die Fotos begleitenden Texte geben dem Betrachter ergänzend zu den Bildern Informationen über die Vorgänge in der Atmosphäre.

Neben dem meteorologischen Hauptteil des Buchs informiert ein Anhang über die Grundlagen des dreidimensionalen Sehens, Fotografierens sowie der Bildbetrachtung. Dem Leser wird bewußt, daß die hier vorgestellte dreidimensionale Betrachtungsmöglichkeit die natürliche räumliche Sichtweise des Menschen in großen Entfernungen übertrifft. Deshalb erhält man beim Betrachten der Bilder einen Eindruck, den man in der Natur nicht ganz so hat.

H.-D. Kirch

## Vorausschau Tagungen

Global Climate Change: Impacts on Terrestrial Ecosystems. Bad Dürkheim, 14. - 18. Juni 1992. Informationen: Kay Russel, Conference Department, Mayfield House, 256 Banbury Road, Oxford, OX2 7DH, UK.

2nd International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar. Hannover, 7. - 10. Sept. 1992. Informationen: Dr. H.-R. Verworn, Institut f. Wasserwirtschaft, Universität Hannover, Appelstr. 9a, 3000 Hannover 1.

22e Conférence Internationale de Météorologie Alpine. Toulouse, 7. - 11. Sept. 1992. Informationen: Europe Organization, CIMA 92, 40 Boulevard des Recollets, B. P. 4406, 31405 Toulouse, Cedex.

2nd International Conference on Modelling of Global Climate Change and Variability. Hamburg, 7. - 11. Sept. 1992.

Informationen: Dr. L. Dümenil, MPI f. Meteorologie, Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13.

International Workshop on Deposition into and Emission from Forest Ecosystems. Tharandt, 23. - 25. Sept. 1992. Informationen: Dr. H. Lux, Institut f. Pflanzenchemie, Techn. Univ. Dresden, Piener Str. 23, 8223 Tharandt.

Symposium Human-Biometeorologie. 30. 9. - 1. 10. 1992, Freiburg i. B. Informationen: Dr. G. Jendritzky, Deutscher Wetterdienst, Stefan-Meier-Str. 4, 7800 Freiburg i. B.

International Conference of Mountain Environments in Changing Climates. Oct. 11 - 16, 1992, Davos. Informationen: Swiss National Climate Program, PO Box 7613, CH-3001 Bern.

## **Anschriften** (Thema des Heftes)

Dr. Klaus-Peter HOINKA  
DLR  
Institut f. Physik d. Atmosphäre  
8031 Oberpfaffenhofen

Dr. Thomas A. HAFNER  
Deutscher Wetterdienst  
Zentralamt  
Frankfurter Str. 135  
6050 Offenbach a. M.

Dr. Carl FREYTAG  
Institut f. Meteorologie  
Theresienstr. 37  
8000 München 2

### **Korrektur**

H. 3/4 '91, S. 91 li., Überschrift 2.2 Koordinaten statt Koordination

---

## **Redaktionelle Hinweise für Autoren**

### **1 Allgemeines**

Promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum Thema des Heftes sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

### **2 Äußere Form des Manuskriptes**

#### **2.1 Text**

Einseitig auf durchnummerierten DIN-A4-Blättern (links 4 cm, oben 2 cm als freier Rand), Maschinenschrift, 1 ½ zeilig, ca. 60 Anschläge/Zeile und 30 Zeilen/Seite.

#### **2.2 Gliederung**

Numerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 . . ., 2, 2.1, 2.2. usw.).

#### **2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen**

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige

Vorlagen (Fotos mit Hochglanz, Strichzeichnungen mit schwarzer Tusche und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

#### **2.4 Formeln, Gleichungen**

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Numerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

#### **2.5 Tabellen**

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen.

#### **2.6 Literaturzitate**

Literaturhinweise im *Text*: ... MÜLLER (1980) ... oder ... (MÜLLER 1980) ...

#### *Literaturverzeichnis:*

– Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

#### *– Zeitschriftenaufsatz:*

KURZ, M.: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. *Meteorol. Rdsch.* 35 (1982) Nr. 1, S. 21-30.

#### *– Buch:*

SCHÖNWIESE, C.-D.: *Klimaschwankungen*. Berlin: Springer-Verlag 1980.

### **3 Korrekturen**

Autoren, die das Thema des Heftes behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

### **4 Belegexemplare, Fortdrucke**

Autoren des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes, Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

---

**Manuskriptsendungen** werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst  
Hauptschriftleitung Promet  
Frankfurter Str. 135  
6050 Offenbach a. M.  
Tel.: 069/8062272/Telekop. 069/8062484