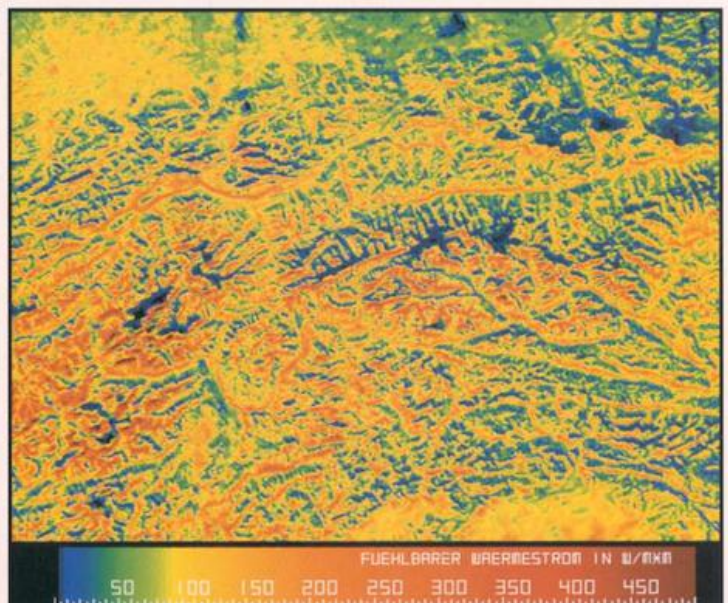
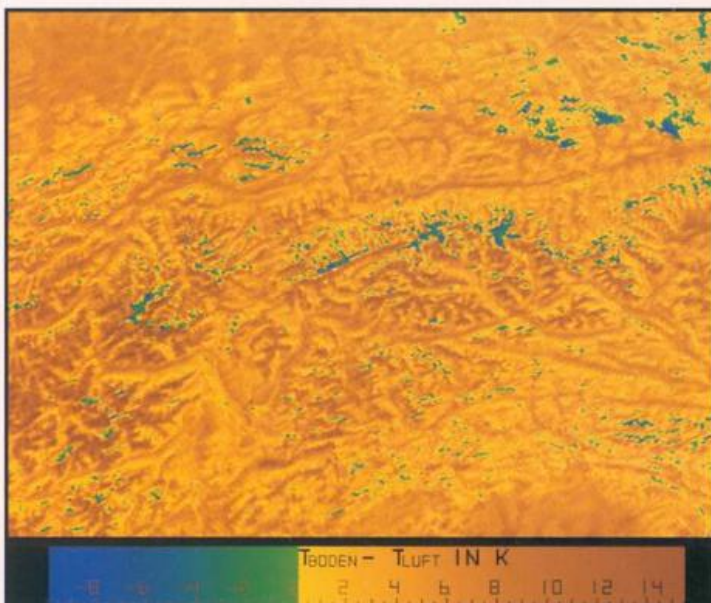
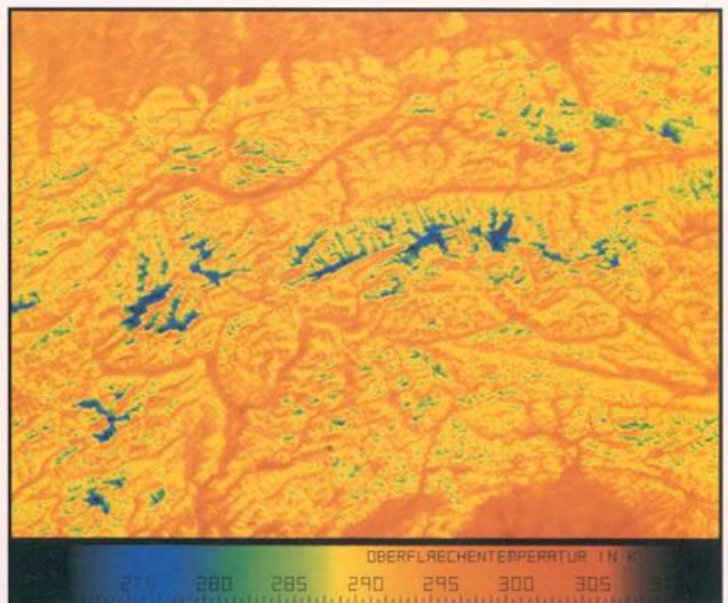
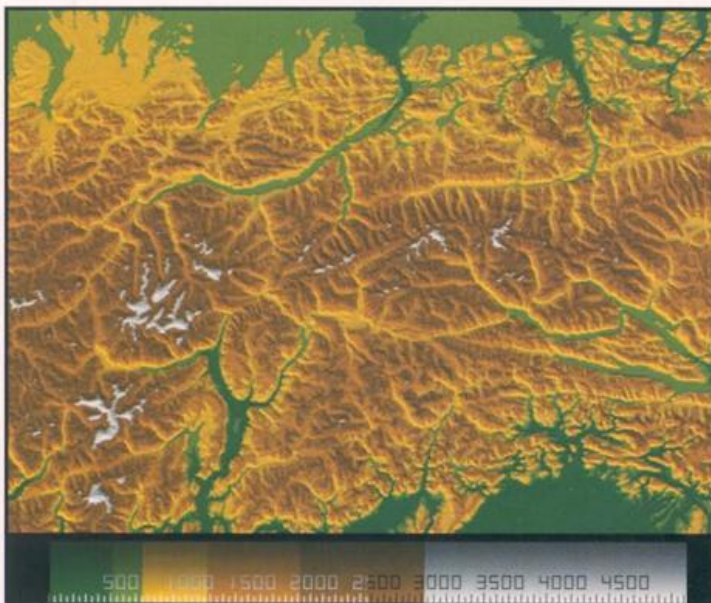


Fernerkundung in der Meteorologie II



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

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

Prof. Dr. H. Graßl (Hamburg)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

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

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Langen/Hess.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild:

Die vier Teilbilder zeigen verwendete Daten, Zwischenergebnisse und das Ergebnis der Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms im Alpenraum aus Meßwerten des Wettersatelliten NOAA-9 vom 11. 9. 1985, 12:06 UTC.

Links oben ist das verwendete digitale Geländemodell des Ostalpenraumes zwischen 10 und 14 Grad östlicher Länge und 46 und 48 Grad nördlicher Breite gezeigt, wobei die Einfärbung entsprechend der Geländehöhe, die Schattierung im Gegensatz zur üblichen Landkartendarstellung entsprechend dem Sonnenstand zur Zeit des Satellitenüberfluges gewählt wurde.

Das Bild rechts oben zeigt die aus dem Kanal 4 (10.3-11.3 µm) des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) abgeleiteten Oberflächentemperaturen. Die Satellitendaten wurden dazu auf die Geländemodelloberfläche projiziert. Außerdem wurden sie bezüglich des von der Geländehöhe abhängigen Atmosphäreinflusses und des Emissionsgrads der Oberfläche korrigiert. Letzterer wurde anhand von Literaturwerten aus einer Klassifikation des Oberflächentyps abgeschätzt.

Links unten ist die Differenz der Oberflächentemperatur zur aus Flugzeugmessungen bestimmten Lufttemperatur in der entsprechenden Höhe gezeigt. Nach der Hangwindtheorie läßt sich aus dieser Temperaturdifferenz unter Berücksichtigung der Neigung und Rauigkeit der Oberfläche und der Stabilität der freien Atmosphäre der aktuelle fühlbare Wärmestrom ableiten, wie er rechts unten dargestellt ist.

Deutlich sichtbar ist hier die Abhängigkeit des fühlbaren Wärmestroms von der Exposition der Hänge zur Sonne. Darüber hinaus zeigen sich im klimatisch trockeneren Zentralalpenraum höhere Werte als in den Randgebieten. Eine genauere Analyse zeigt, daß die höchsten Werte in den Hochlagen zwischen der Baum- und der Schneegrenze erreicht werden. Hier ist die Speicherkapazität der Böden für Wasser gering und die Vegetation gegen zu hohen Wasserverlust geschützt. Somit ist schon nach einer kurzen Trockenperiode die Verdunstung stark reduziert (s. auch Beitrag 10).

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

21. Jahrgang, Heft 1/2, 1991

Thema des Heftes:

Fernerkundung in der Meteorologie II

(Fachliche Redaktion: M. E. Reinhardt, D. Lorenz, Weßling/Obb.)

Beiträge-	Seite
Zur Einführung	1
H. GOSSMANN	
9 Infrarot-Thermometrie der Erdoberfläche	1
H. MANNSTEIN	
10 Fernerkundung thermischer Eigenschaften der Erdoberfläche	11
E. RASCHKE, M. RIELAND, R. STUHLMANN	
11 Fernerkundung der planetaren Strahlungsbilanz	17
A. SCHMITZ-PEIFFER, W. RENGER	
12 Lidarverfahren	24
F. KÖPP	
13 Laser-Doppler-Verfahren	33
K. GRÜNER	
14 Einsatz der Mikrowellenradiometrie zur Bestimmung von meteorologischen Umweltparametern	37
P. MEISCHNER	
15 Neue Entwicklungen der meteorologischen Radartechnik	44
R. RÜSTER, J. KLOSTERMEYER, P. CZECHOWSKI, G. SCHMIDT	
16 VHF-Radarmessungen in der Atmosphäre	50
G. PETERS	
17 SODAR – ein akustisches Meßverfahren für die untere Atmosphäre	55

Aus der Weltorganisation für Meteorologie

Berichte über die 2. Weltklimakonferenz (D. FRÖMMING)	63
Buchbesprechungen – Neuerscheinungen	65
Vorausschau Tagungen	68

Thema des Heftes: Fernerkundung in der Meteorologie II

Zur Einführung

Das vorliegende Doppelheft setzt die in Heft 3/4 '90 begonnene Behandlung des Themas „Fernerkundung in der Meteorologie“ fort. Es schließt zunächst die in Teil I begonnene Darstellung von passiven Fernerkundungsmethoden im optischen Bereich ab (Beiträge 9-11), um sich dann den aktiven optischen Verfahren zuzuwenden (Beiträge 12 und 13). Im Mikrowellenbereich werden passive Verfahren im Beitrag 14 behandelt und aktive in den Beiträgen 15 und 16. Den Abschluß bildet ein Aufsatz über akustische Verfahren (Beitrag 17).

D. Lorenz

9 H. GOSSMANN Infrarot – Thermometrie der Erdoberfläche¹

Das Prinzip der Fernmessung der Oberflächentemperaturen von festen Körpern und Flüssigkeiten wird seit mehr als 20 Jahren diskutiert und angewendet (LORENZ 1973; WEICHERT 1987).

An mehreren Stellen wird daran gearbeitet, die vor allem bei der Aufnahme der Temperaturen von Landoberflächen noch immer bestehenden Unsicherheiten weiter einzugrenzen (GRASSL 1989) und die registrierten Oberflächentemperaturen mit qualitativen und quantitativen Ansätzen zu einem Hilfsmittel bei der Bearbeitung meteorologischer, klimatologischer und ökologischer Fragestellungen zu machen (BECKER u. SEGUIN 1985 ; GOSSMANN 1984).

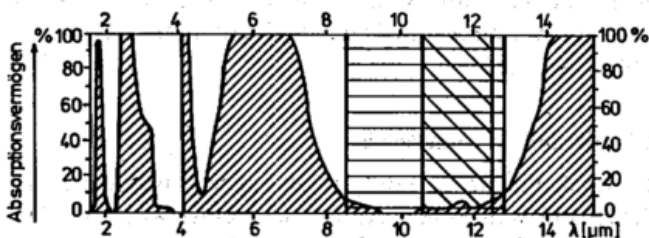


Bild 1: Absorptionsvermögen der Atmosphäre für elektromagnetische Strahlung zwischen 2 μm und 15 μm (nach LORENZ 1973). Zugrunde gelegt ist eine 300 m mächtige Luftschicht in Nähe der Erdoberfläche mit einem Wasserdampfgehalt von 9 g je m^3 . Die Kurve zeigt die Strahlungsfenster in den Spektralbereichen 2,0 bis 2,5 μm , 3,4 – 4,2 μm , 4,5 – 5,1 μm und 8 – 13 μm .

Schraffierte Bereiche: Aufnahmeintervalle häufig verwendeter Thermalabtaster.

1 Das Aufnahmeverfahren

Grundlage ist die Messung elektromagnetischer Strahlung in Wellenlängenbereichen, in denen die Landoberflächen temperaturabhängig strahlen und in denen gleichzeitig die Atmosphäre durchlässig ist (Strahlungsfenster). Dies ist vor allem der Bereich des großen Wasserdampfensters bei

10 μm (Bild 1). Die flächenhafte Erfassung zu Thermalbildern erfolgt mit optisch-mechanischen Abtastern. Bei diesen (Bild 2) wird die Aufnahme der einzelnen Bildzeilen durch einen rotierenden Spiegel, der Zeilenvorschub durch die Bewegung der Trägerplattform erzeugt. Optisch-elektronische Abtastsysteme mit Zeilensensoren für die Thermalbildaufnahme gibt es noch nicht, werden aber zur Zeit entwickelt und wohl in einigen Jahren verfügbar sein.

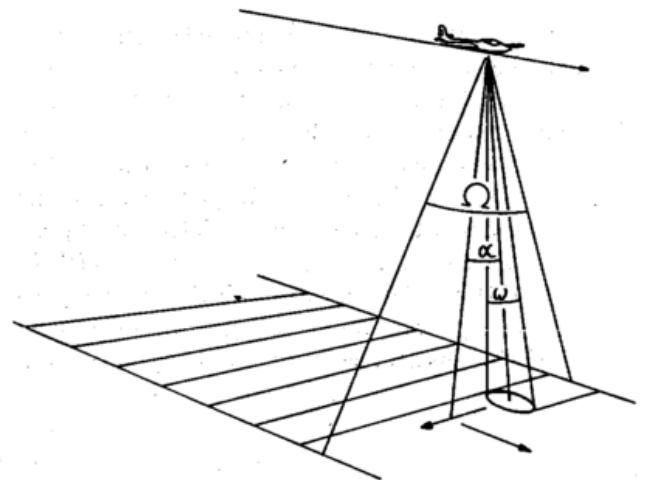


Bild 2: Prinzip des Zeilenabtasters. Bei optisch-mechanischen Abtastern wird die Aufnahme der Bildzeilen durch die Rotation eines Spiegels oder Prisma, der Zeilenvorschub durch die Bewegung der Trägerplattform erzeugt. In der Aufnahmegeometrie sind 3 Kenngrößen wesentlich.

Beobachtungswinkel α : Der Winkel zwischen den Strahlen zum Nadir und zur Mitte des jeweils aufgenommenen Oberflächenelementes.

Abtastfeld Ω : Winkel quer zur Flugrichtung, unter dem die vom Abtaster aufgenommene Fläche von der Flugbahn aus erscheint. Das Zweifache des maximalen Beobachtungswinkels.

Öffnungswinkel ω : Ebene Winkelgröße zur Kennzeichnung des Raumwinkels, aus dem der Sensor zu einem bestimmten Zeitpunkt Strahlung empfängt. Er bestimmt zusammen mit der Flughöhe und dem Beobachtungswinkel α die Größe des abgetasteten Elementes, d.h. die geometrische Auflösung der Aufnahme.

¹ Gekürzte Fassung des Aufsatzes *Thermalbilder und Oberflächentemperaturen in Probleme des Einsatzes der Fernerkundung in der landschaftsökologischen Methodik*, Geomethodica 12 (1987).

Die am Sensor ankommende Strahlung gilt als Maß für die Temperatur der emittierenden Schicht, die bei festen Körpern und Flüssigkeiten in der Regel wenige Mikrometer beträgt (Hauttemperatur, Oberflächentemperatur). Damit erfaßt das Thermalbild aus einem dreidimensionalen Prozeßgefüge die zweidimensionale Verteilung einer Zustandsgröße an einer markanten Grenzfläche (Bild 3). Der entscheidende Vorteil der Thermalbilder gegenüber fast allen klimatologischen und ökologischen Meßverfahren ist die flächenhafte Information. Das zweidimensionale Muster muß hier nicht aus Einzelmessungen inter- und extrapoliert werden.

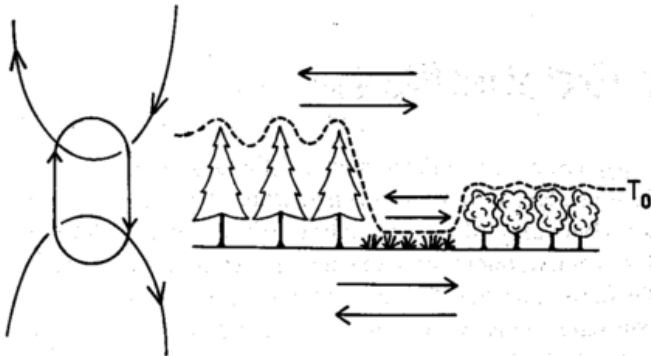


Bild 3: Die Oberflächentemperatur als Grenzflächenparameter im dreidimensionalen System der Wärme- und Massenströme eines Landschaftsausschnittes.

Als Aufnahmeplattformen für Thermalzeilenabtaster werden Flugzeuge und Satelliten eingesetzt. Für die zivile Anwendung verfügbare Zeilenabtaster wie der Bendix M²S-Scanner liefern bei einer Flughöhe von 1000 m eine Geländeaufösung von 2,5 m, bei 4000 m entsprechend 10 m (Bild 2). Für die zivile Forschung verfügbare Thermalbilder von verschiedenen Satelliten haben eine Bildelementgröße im Nadir von 5 km (METEOSAT), 1 km (NOAA-AVHRR), 500 m (HCMM) und 120 m (Landsat-TM). Wie bei allen Fernerkundungssystemen muß man jeweils aus Kostengründen zwischen großer Flächenüberdeckung, hoher Wie-

derholungsrate aber schlechter räumlicher Auflösung oder einer besseren räumlichen Auflösung aber weniger Aufnahmetermen wählen (Bild 4).

2 Probleme der Thermalbildauswertung

Um keine überzogenen Erwartungen und kein leichtfertiges Engagement für die Thermalbildauswertung zu wecken, muß man zunächst die Probleme der radiometrischen Oberflächentemperaturmessung ansprechen.

2.1 Einfluß der Emissivität der Oberflächen

Der Schluß von der gemessenen Strahlung auf die Temperatur der strahlenden Oberfläche setzt die Gültigkeit des Planck'schen Strahlungsgesetzes, also einen schwarzen Strahler voraus. Alle natürlichen Oberflächen weichen von dieser Bedingung ab, haben also in den betrachteten Spektralbereichen einen Emissionskoeffizienten kleiner als 1 (vgl. Tab. 1). Dabei entspricht eine Verschiebung des Emissionskoeffizienten um 1% nach unten einer Abnahme des resultierenden Meßwertes von 0,2-0,6 K je nach der Aufnahmesituation (vgl. Bild 5). Wir nennen die unter der Annahme eines schwarzen Strahlers bestimmten Temperaturwerte *Strahlungstemperaturen*, *Strahlungsäquivalenttemperaturen*, *Effektivtemperaturen*, *scheinbare Temperaturen* oder ähnlich (engl.: *apparent temperatures*, *radiation temperature* etc.). Die Strahlungstemperaturen sind fast immer kleiner als die realen Oberflächentemperaturen. Die Effekte und durch sie bedingte Inhomogenitäten in Thermalbildern können mehrere Grad betragen, insbesondere, wenn vegetationsbedeckte und andere Oberflächen in einem Bildausschnitt auftreten. Blanke Metalloberflächen haben eine Sonderstellung. Sie erscheinen wegen ihres geringen Emissionsvermögens in Thermalbildern immer als extrem kalt.

2.2 Einfluß der Atmosphäre

Thermalaufnahmen erfolgen in Spektralbereichen, in denen die wolkenfreie Atmosphäre durchlässig ist, den sogenannten Strahlungsfenstern, zum Beispiel dem großen

Satellit	METEOSAT	NOAA-6,7,8,9	HCMM	LANDSAT-5
Sensor	Radiometer	AVHRR	HCMR	Thematic Mapper (TM)
Kanal	IR: 10,5-12,5 μm	Kan.4: 10,3-11,3 μm	IR: 10,5-12,5 μm	Kan.6: 10,4-12,5 μm
Räumliche Auflösung im Subsatellitenpunkt	5 km	1,1 km	0,6 km	120 m
Breite des Aufnahme-streifens	"full disc"	3000 km	718 km	185 km
Aufnahmezeiten (bezogen auf den Tagesgang der Oberflächentemperatur)				
Repetitionsrate	30 Min.	täglich	5-16 Tage	16 Tage

Bild 4: Kenngrößen der thermalbilderzeugenden Aufnahmesysteme der Satelliten METEOSAT, NOAA-6,7,8,9, HCMM und LANDSAT-5.

Wasserdampfenster zwischen 8 und 13 μm (vgl. Bild 1). Auch dort kommt es durch Wasserdampf, CO_2 , Ozon und andere Spurengase zu einer gewissen Absorption und gleichzeitig zu einer Eigenemission der Atmosphäre.

Diese Absorption und Emission der Luft werden bestimmt durch die Absorptions- und die Emissionskoeffizienten der relevanten Gase. Nach dem Gesetz von Kirchhoff sind die Absorptions- und die Emissionskoeffizienten für jede einzelne Wellenlänge gleich. Bei der Absorption ist dieser

Tab. 1: Emissionskoeffizienten (ϵ) verschiedener Oberflächenarten in Spektralbereichen zwischen 8 und 14 μm (Auszug aus Zusammenstellung von BAUMGARTNER u. a. 1985)

Oberflächenart	ϵ
Wasser, rein	0.993
Schnee, trocken	0.996
Sand, fein	0.949
Lehm, sandig	0.954
Beton	0.966
dichtes Gras	0.986
Nadelwald	0.97
Laubwald	0.95

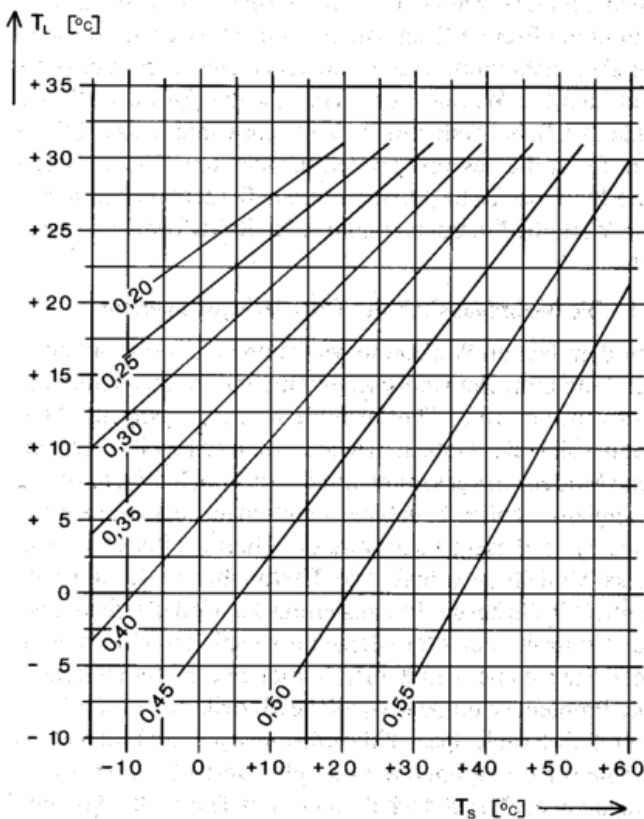


Bild 5: Diagramm zur Schätzung des Einflusses des Emissionsvermögens auf die radiometrische Messung der Oberflächentemperaturen im Spektralbereich 8-14 μm unter Berücksichtigung der an der Oberfläche reflektierten atmosphärischen Gegenstrahlung.

T_s = gemessene Strahlungstemperatur

T_L = Lufttemperatur

Isolinien: Differenz $T - T_s$ von wahrer Oberflächentemperatur und Strahlungstemperatur bei dem Emissionsvermögen $\epsilon = 0,99$. Quelle: LORENZ 1973

Koeffizient anzuwenden auf das von unten kommende Strahlungsangebot, bei der Emission auf die der Lufttemperatur entsprechende Schwarzkörperstrahlung. Ist die Luft wärmer als die Landoberfläche, so wird die Strahldichte durch den Einfluß der Atmosphäre erhöht. Ist die Luft kälter als die Landoberfläche, wird die Strahldichte reduziert. Dies hat mehrere Konsequenzen:

- Der Meßwert wird beim Durchgang der Strahlung durch die Luft in jeder Schicht in Richtung auf die Temperatur dieser Schicht verschoben.

An wolkenfreien Tagen mit hohen Oberflächentemperaturen werden diese also in der Regel reduziert. In wolkenfreien Nächten kann dieser Effekt insgesamt zu einer Erhöhung oder einer Absenkung des Meßwertes führen.

- Die Differenzen zwischen den Temperaturen verschiedener Oberflächen werden durch diesen Effekt verkleinert wiedergegeben. Die realen Temperaturdifferenzen benachbarter Flächen sind größer als die unkorrigierte Thermalaufnahme angibt.

Man kann diese Effekte anhand eines Temperatur-Feuchte-Profiles der Luft berechnen. Dabei ergibt sich unter anderem, daß in Abhängigkeit von der Höhenlage der betreffenden Landoberfläche Unterschiede im Korrekturwert von mehr als 1 Grad auftreten. Insbesondere der einige hundert Meter mächtige, i. d. Regel wasserdampfreiche, unterste Teil der Troposphäre spielt dabei eine erhebliche Rolle. Die Korrektur des Einflusses der Atmosphäre in einer Thermalzone mit reliefiertem Gelände setzt also die Kenntnis des Zustandes der Atmosphäre (zum Beispiel aus einem Radiosonden-Profil) und die Kombination der Thermalaufnahme mit einem digitalen Geländemodell voraus. Über Wasser oder Wolken gibt es inzwischen Korrekturen des Einflusses der Atmosphäre auf der Basis der Aufnahme zweier oder mehrerer Spektralbereiche mit sogenannten Split-Window-Algorithmen. Dabei wird aus dem Unterschied des Meßwertes in zwei benachbarten Thermalkanälen (z. B. K4: 10,3-11,3 m und K5: 11,5-12,5 m beim AVHRR ab NOAA 9) der Einfluß der Atmosphäre abgeschätzt.

Beide Effekte (Einfluß der Emissionskoeffizienten und Einfluß der Atmosphäre) müssen beachtet werden, wenn die Meßwerte quantitativ als Temperaturwerte benutzt werden sollen, aber auch, wenn „nur“ die relativen Temperaturunterschiede verschiedener Oberflächentypen (z. B. verschiedener Landnutzungsklassen) oder verschieden hoch liegender Oberflächen betrachtet werden.

2.3 Beobachtungswinkel und relevante Oberflächen

Jede Landoberfläche setzt sich aus unterschiedlichen Oberflächenelementen mit verschiedener Temperatur zusammen. Je nach ihrer Beteiligung an der gemessenen Strahlung bekommt man verschiedene Temperaturmeßwerte. Dies ist einerseits bei der Auswertung von Mitteltemperaturen größerer Einheiten zu beachten. Es führt aber auch wegen der verschiedenen Beobachtungswinkel innerhalb einzelner Aufnahmen zu Inhomogenitäten. So kann bei einem Baumbestand in der Nacht (vgl. Bild 6a) bei Punkten im Nadir die Sicht bis zum Boden reichen und dort relativ warme Oberflächenelemente erfassen, während sie bei der Schrägaufsicht am Rand des Bildstreifens nur Information

von den relativ kalten Baumwipfeln enthält. Sehr erheblich ist dies am Tage (Bild 6b). Bei entsprechender Aufnahme-konfiguration können auf einer Seite des Bildstreifens vorwiegend besonnte Pflanzenteile, auf der anderen bevorzugt beschattete Pflanzenteile erfaßt sein. LORENZ und BAUMGARTNER (1970) haben für einen solchen Fall in einem homogenen Fichtenbestand Meßwertunterschiede bis zu 4 K nachgewiesen. Wir haben also, wenn wir nicht einzelne Blätter, sondern ganze Bestände nehmen, durch-aus mit einer erheblichen Anisotropie (Richtungsabhängig-keit) der thermischen Emission zu rechnen.

Unter dem Stichpunkt *relevante Oberflächen* verbirgt sich aber noch ein ganz anderer Problemkreis. Es ergeben sich nämlich ganz verschiedene Bezugsflächen, je nachdem ob man die vom System gemessene thermische Strahlung, die in den oberen Halbraum gehende gesamte thermische Strahlung oder gar andere Wärme-flüsse wie den fühlbaren und latenten Wärmestrom zwischen Bestand und Luft betrachtet. Daß sich für das gerichtete, in die Messung ein-gehende Strahlenbündel und die Gesamtausstrahlung in

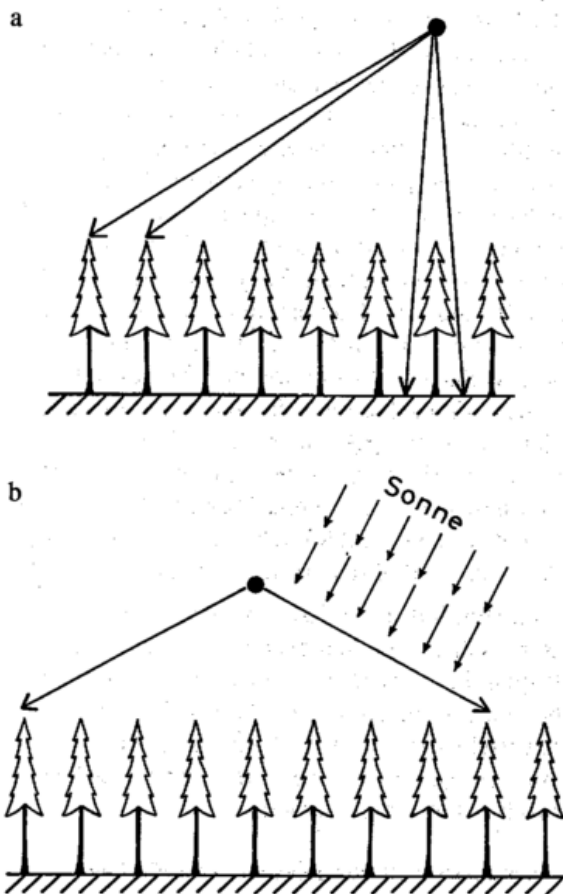


Bild 6: Entstehung von Inhomogenitäten in Thermalaufnahmen durch verschiedene Beobachtungswinkel.

Oben: Bei nadirnahen Blickrichtungen wird ein höherer Anteil tiefer Oberflächenteile erfaßt als bei schräger Aufsicht. In klaren Nächten sind die unteren Zweige und der Boden in der Regel wärmer als die Baumwipfel.

Unten: Liegt ein Teil des aufgenommenen Bestandes im Mitlicht, ein anderer im Gegenlicht, so werden in unterschiedlichem Maße besonnte (warme) und beschattete (kalte) Pflanzenteile im Thermalbild repräsentiert.

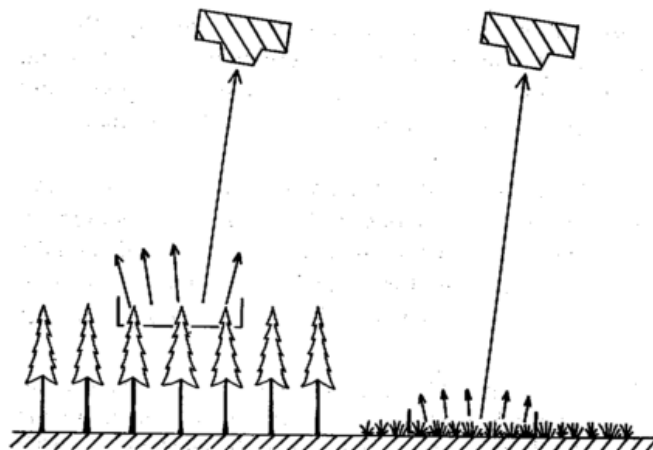


Bild 7: Strahlungsrelevante Oberfläche und Bezugsfläche des fühlbaren und latenten Wärmestromes bei verschiedenen Vegetationstypen. Für die Strahlungsflüsse haben Wald und Wiese die gleiche Oberfläche. Sie ist so groß wie der entsprechende Ausschnitt einer horizontal durch den Bestand gelegten Ebene. Am fühlbaren und am latenten Wärmestrom dagegen nimmt die gesamte Blattfläche teil.

den Halbraum verschiedene Bezugsflächen ergeben, zeigten ja bereits die Bilder 6a und 6b. Bei beiden aber ist die relevante Oberfläche immer ungefähr gleich der Projektion der erfaßten Oberflächenelemente auf eine horizontale Ebene. Im Bezug auf den Strahlungshaushalt wird ein Ausschnitt der Erdoberfläche durch mehr Struktur nur schwärzer aber nicht größer. Ganz anders ist dies beim fühlbaren und latenten Wärmestrom. Hier ist die Austauschfläche (Bild 7) z. B. bei Wald um ein Vielfaches größer als bei Wiesen. Es ist die gesamte an den turbulenten Flüssen beteiligte Blattoberfläche. Diese variiert außerdem sehr stark mit den Wetterbedingungen und mit der Reliefform am Standort.

2.4 Die Mehrdeutigkeit der Oberflächentemperatur

Mit dem letzten Punkt sind wir schon von den Problemen der Aufnahme der Oberflächentemperaturen zu denen der Auswertung von Thermalbildern übergegangen. Man könnte sich dies einfach machen, wenn es bereits rechnerische Modelle des gesamten dreidimensionalen Systems des Energiehaushaltes beliebiger Landschaftsausschnitte gäbe (Bild 3). In diesem Falle wäre die Thermalbildnutzung an diese Modelle geknüpft. Die Thermalbilder würden eine zentrale Rolle bei der Initialisierung der Modellläufe und bei der Kontrolle der Modellergebnisse spielen. Die inhaltlichen Fragen aber würde man immer an das Modell stellen. Das Problem ist nur, daß es solche Modelle erst in Ansätzen für relativ triviale Spezialfälle und meist nur eindimensional für die vertikalen Energieflüsse gibt. Deshalb muß man die Fragen in der Regel doch direkt an das Thermalbild richten und deshalb kann auch die Auswertung bisher immer nur Teilaspekte des gesamten Energiehaushaltes betreffen. Man wird also versuchen, das Muster der Strahlungstemperaturen zur Erschließung einzelner Prozesse und Faktoren zu verwenden. Unerlässlich ist dabei aber, daß der Bearbeiter immer das komplexe Gesamtgefüge des Wärmehaushaltes im Bewußtsein behält. Nur so versteht er auch die beträchtliche kleinräumige Schwankung und die großen Differenzen zwischen der Oberflächen- und der Lufttemperatur (Bild 8).

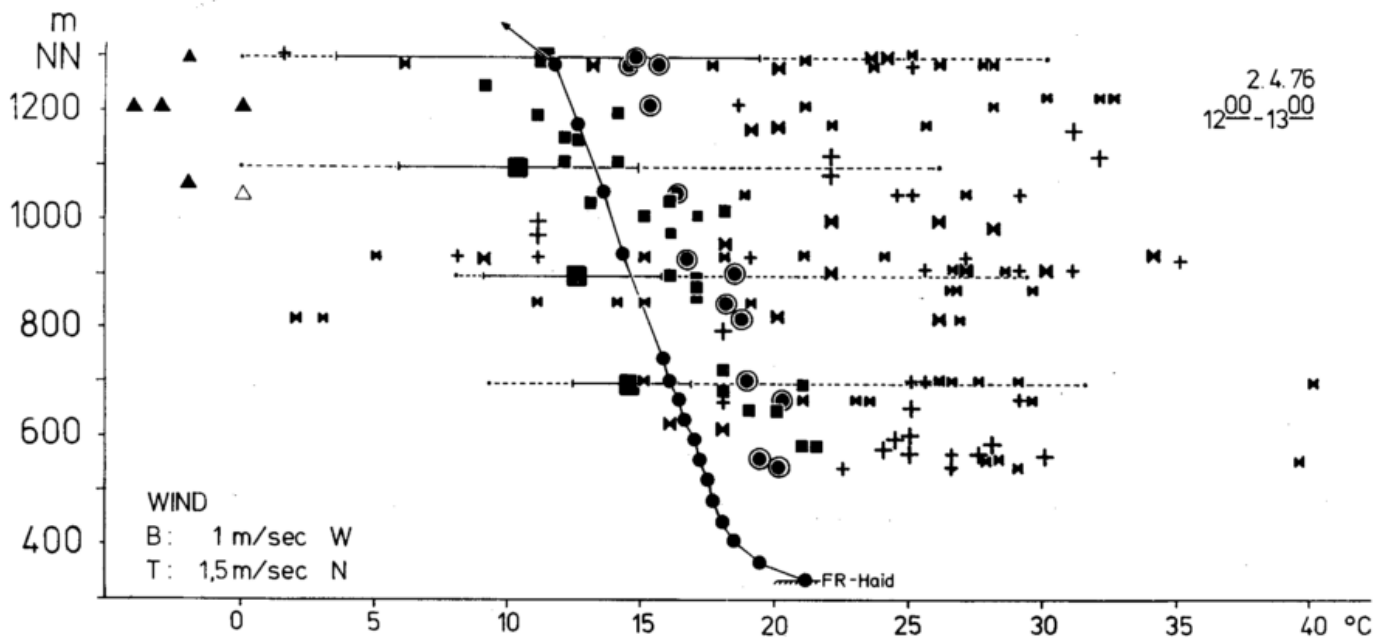


Bild 8: Lufttemperaturen und Strahlungstemperaturen der Landoberflächen eines Strahlungstages im Frühling am Schwarzwaldrand (Schauinsland-Westhang) bei Freiburg. Die Oberflächentemperaturen liegen bis zu 16 K (Schnee im Schatten) unter und bis zu 24 K über der Lufttemperatur in gleicher Meereshöhe. Meßdaten einer Geländeaufnahme während der Befliegung im Rahmen des Deutschen Flugzeugmeßprogrammes am 2.4.76, zwischen 12.00-13.00 MEZ.

Selbst wenn man die Grenzflächentemperatur nur als Gleichgewichtstemperatur der aktuellen Wärmeflüsse auffaßt, wenn man also alle Speichervorgänge, alle zeitlichen Gradienten, d. h. also jede Form eines Temperaturgedächtnisses des Systems außer acht läßt, ist der Durchgriff von der Oberflächentemperatur auf einen der Faktoren nie trivial. Die Oberflächentemperatur als klimatologischer Parameter ist immer mehrdeutig. So kann eine in der Nacht kalt erscheinende Fläche vor einem Talausgang tiefe Oberflächentemperaturen haben, weil sie eine andere Landnutzung hat als ihre Umgebung, zum Beispiel Wiesen gegenüber offenen Ackerflächen, oder weil sich hier eine Bodeninversion und eine lokale Kaltluftpfütze gebildet haben oder weil aus dem Tal heraus kühle Luft zugeflossen ist.

Warum muß man dies alles ausführlich vorstellen? In der Vieldeutigkeit der Muster der Oberflächentemperaturen liegt die Ursache, daß seit 1970 immer wieder Leute, die sich euphorisch der Thermalbildnutzung zuwandten, nach kurzer Zeit enttäuscht aufgaben. Man muß den mühsamen Weg gehen, sich von verschiedenen Seiten schrittweise an die Information des Thermalbildes heranzutasten. Dabei stellt man immer wieder fest, daß die Strahlungstemperaturen von Landoberflächen für sich alleine meist zu wenig sind, daß man immer etwas dazutun muß, wenn man aus dem Thermalbild Gewinn ziehen will. Das können die Daten anderer Fernerkundungssysteme sein. Es können auch vorliegende thematische Karten sein. Es kann aber auch ganz einfach Erfahrung und Wissen über die topographische Situation sein. Bereits die Gegenüberstellung eines Profiles von Strahlungstemperaturen mit entsprechenden Profilen der Waldverteilung, der Siedlungsverteilung und des Reliefs (Bild 9) erklärt einen Großteil der Temperaturunterschiede zwingend.

Der effektivste Weg der Thermalbildauswertung wird deshalb in ihrer Kombination mit anderen Informationsschich-

ten in digitalen geographischen Informationssystemen liegen. Dies erfordert als Arbeitsschritte

- die digitale rechnerische geometrische Entzerrung und Anpassung der Thermaldaten an das Koordinatensystem der topographischen Karten, zum Beispiel an das Gauß-Krüger-System der amtlichen topographischen Karten der Bundesrepublik Deutschland,
- die gleichzeitige Digitalisierung einschlägiger Karten (Relief, Landnutzung etc.),
- die Kombination dieser Datenebenen in mehrkanaligen Datenstrukturen (Bild 10).

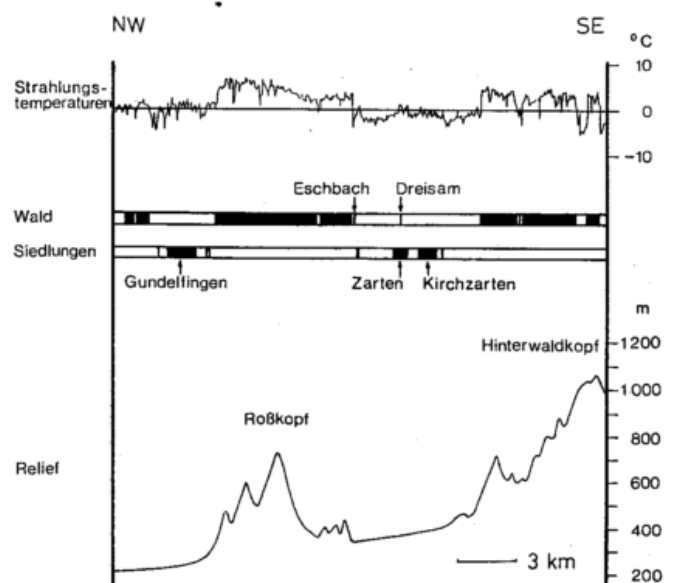


Bild 9: Strahlungstemperaturen, Relief, Waldverteilung und Siedlungen auf einem NW-SO-Profil von der Oberrheinebene zum Schwarzwald nördlich von Freiburg. Strahlungstemperaturen nach der Flugzeugthermalaufnahme vom 2.4.1976, 4.40 MEZ.

Wird dies durchgeführt, so hat man mehrere Ziele gleichzeitig erreicht:

- Das Thermalbild paßt auf einschlägige Karten und kann diesen photographisch überlagert werden. Alle in den Karten verfügbaren Informationen sind für die visuelle Interpretation des thermischen Musters nutzbar.
- In einem Masking-Verfahren können beliebige „partiell homogene Teilmengen“ aus dem Thermalbild extrahiert werden, zum Beispiel das Temperaturmuster einzelner Landnutzungsklassen oder einzelner Höhengschichten.
- Alle Arten der digitalen Verknüpfung in statistischen oder deterministischen Modellen können auf die Daten angewendet werden.

3 Anwendungsbeispiele

3.1 Kaltluftseen, Kaltluftabflüsse, Temperaturen von Vegetationsbeständen unterschiedlicher Belüftung

In nächtlichen Satelliten-Thermalbildern erscheinen die Talsysteme aller Mittelgebirge als Bereiche kalter Oberflächen. Dies ist auch so, wenn das gesamte Areal mit Wald bedeckt ist wie beim Speyerbach im Pfälzer Wald (Bild 11), wenn also nicht ein Unterschied der Landnutzung für die verschiedenen Temperaturen maßgebend sein kann. Es ist möglich, mit nächtlichen Thermalbildern Areale zu kartieren, in denen sich Kaltluft sammelt, stagniert oder talauswärts weiterfließt. In zahlreichen Beispielen kann dabei auch aus dem Satellitenthermalbild die Höhe des Kaltluftreservoirs des nächtlichen Bergwindes am Talausgang abgeschätzt werden. Ähnliche Ergebnisse erzielten WINIGER u. a. (1982), die aus HCMM-Aufnahmen die Obergrenze von Inversionen in Alpentälern abgeleitet haben.

In nächtlichen Flugzeug-Thermalbildern können unterschiedlich belüftete Ackerflächen erhebliche Temperaturdifferenzen aufweisen. Im Lee von Hindernissen kann die Temperatur des Gleichgewichtes zwischen dem Energieverlust im Strahlungshaushalt und der Energieeinnahme durch den Strom fühlbarer Wärme aus der Luft um mehrere Grad tiefer liegen als auf benachbarten Freiflächen (Bild 12). Das Thermalbild zeigt damit gleichzeitig die Reichweite des Einflusses des Hindernisses auf das bodennahe Windfeld.

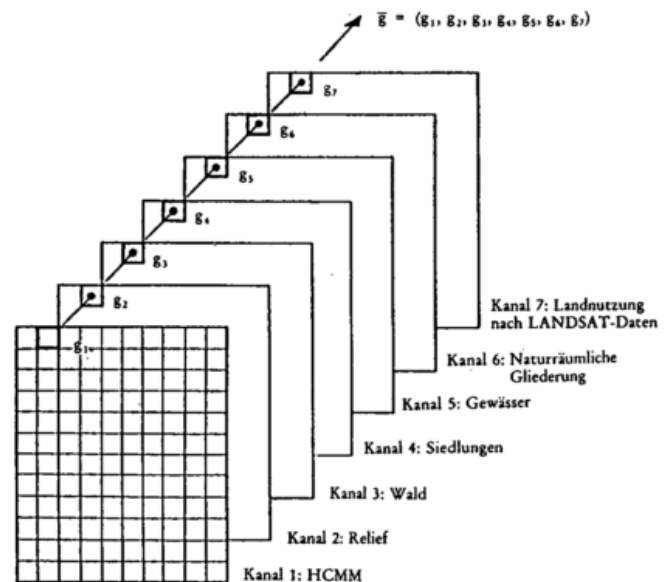


Bild 10: Mehrkanalige Datenstruktur zur Kombination von Thermalaufnahmen mit ergänzender Information aus anderen FE-Aufnahmen und aus digitalisierten Karten.

Durch die Überlagerung der Thermaldaten mit einem digitalen Geländemodell und einer digitalen Landnutzungskarte können die Differenzen der Oberflächentemperaturen zum Teil quantifiziert werden. Dies erlaubt u. a. für Wälder bestimmter Höhenstufen im Schwarzwald die Erstellung einer Relativkarte der Strahlungsbilanz und dies wiederum die Ableitung einiger Thesen über die Belüftung der Wälder in unterschiedlicher Reliefsituation bei nächtlichem Strahlungswetter. So ergab die Auswertung nächtlicher HCMM-Aufnahmen, daß bei den Wäldern des Schwarzwaldes zwischen 700 und 1000 m Höhe Temperaturunterschiede bis zu 10 K auftreten. Dabei sind die auf den Waldkämmen im Steilrelief der rhenanischen Abdachung liegenden Waldbestände warm und die auf den Hochflächen und in den Hochmulden auf der Ostseite des Schwarzwaldes stehenden Wälder kalt. Nach dem Planckschen Gesetz entspricht bei Temperaturen dieser Größenordnung ein Grad Temperaturdifferenz einem Unterschied in der langwelligen Ausstrahlung von 5 W/m². Die auf den Waldkämmen der tiefzerschnittenen Schwarzwaldwestseite



Bild 11: Täler als Sammelgebiete von Kaltluft und als Reservoir des Bergwindes am Talausgang. Talsystem des Speyerbaches im Pfälzer Wald in der Satelliten-Thermalaufnahme der Heat Capacity Mapping Mission (HCMM) vom 30.5.1978, 3.13 MEZ.

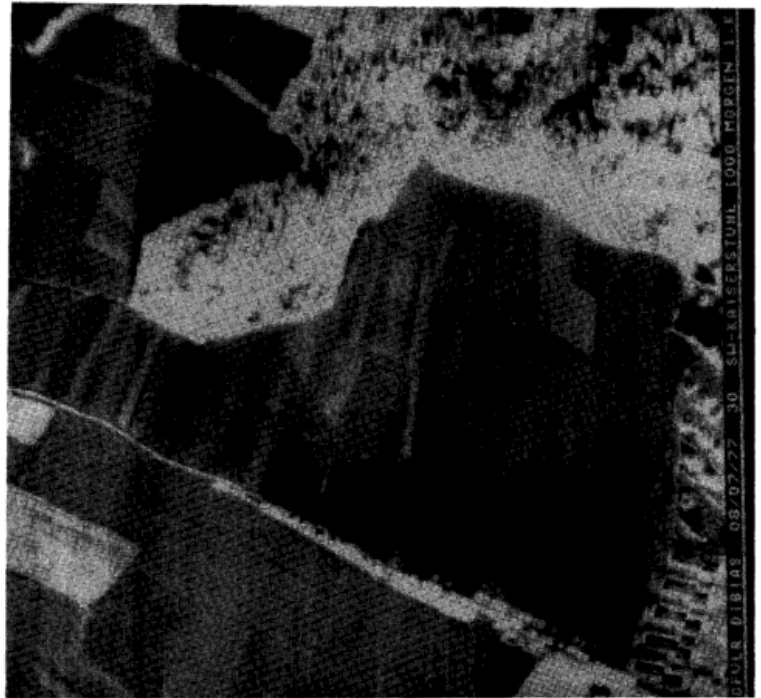
Hell: warme Waldoberflächen,
Dunkel: kalte Waldoberflächen.

Höhenlinien aus der TÜK 200, Bl. 7110 Mannheim. — 5 km.

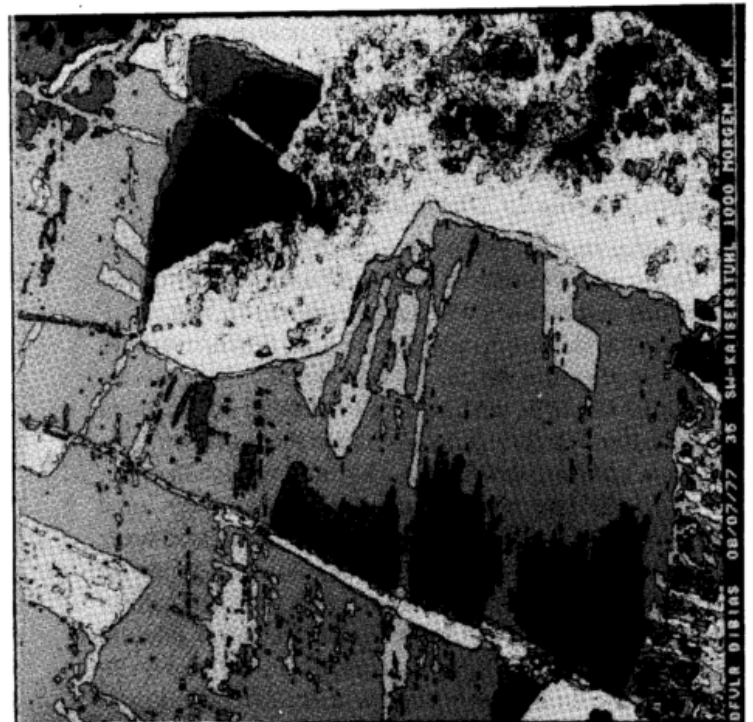
1 = Neustadt a.d.W.

2 = Speyerbachtal

Bild 12: Oberrheinebene westlich von Freiburg.
 Flugzeug-Thermalaufnahme vom 2.4.76, 05.40 MEZ, Flughöhe 1000 m über Grund.
 Dunkel = kalt; hell = warm.
 Im Lee der Hindernisse (Gebüschrreihe, Wald) sind die Ackeroberflächen bis zu 4 K kälter als in der Umgebung.



Grautonbild



Äquidensiten (je Stufe 1 K)

stehenden Wälder haben also eine bis zu 50 W/m^2 größere langwellige Ausstrahlung als die auf den Hochflächen der Ostseite. Bei gleicher Höhenlage, also etwa gleicher atmosphärischer Gegenstrahlung kann man deshalb das nächtliche Infrarot-Thermalbild als Relativkarte der Strahlungsbilanz lesen. Daraus ergibt sich zum Beispiel bei der HCMM-Aufnahme vom 30. 8. 1978, 3.13 MEZ, daß die negative nächtliche Strahlungsbilanz der warmen Rheinseite des Schwarzwaldes um einen Betrag von 50 W/m^2 größer war als die der kalten Wälder auf anderen Standorten, zum Beispiel -70 W/m^2 im Westen, -20 W/m^2 im Osten.

Versucht man diese Differenzierung aus dem Gesamtwärmehaushalt heraus zu verstehen, so kommt man zu dem Ergebnis, daß die warmen Wälder den größeren Energieverlust im Strahlungshaushalt im wesentlichen dadurch

kompensieren, daß sie einen entsprechend großen Energiestrom durch Wärmeleitung aus der Luft heraus ziehen. Dies erscheint zunächst paradox, denn der Temperaturunterschied zwischen den Waldoberflächen und der Lufttemperatur bei den warmen Wäldern ist wesentlich kleiner als bei den kalten. Möglich ist dies nur durch ein völlig anderes Strömungsverhalten der Luft im Bestand (vgl. Bild 13). Auf den Hochflächen füllt die am Abend gebildete Kaltluft den Bestand auf und stagniert darin. Auf den Rücken und den steilen Hängen dagegen fließt die gekühlte Luft rasch ab und wird immer wieder durch noch nicht gekühlte Luft aus der freien Atmosphäre ersetzt. An den Waldkämmen wird also ein wesentliches größeres Luftvolumen in die Abkühlung einbezogen und das gesamte Laub- oder Nadelwerk des Bestandes nimmt Wärme aus der Luft auf. Auf den Hochflächen dagegen nehmen nach der ersten Abküh-

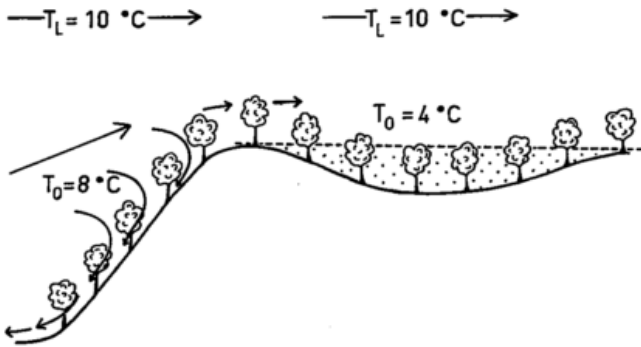


Bild 13: Strömungsverhalten der Luft in Wäldern unterschiedlicher Lage im Relief in windschwachen Strahlungsnächten. Auf ebenen Flächen und in Hohlformen füllt die an den äußeren Blätter gekühlte Luft den Bestand und stagniert darin. Auf Kämmen und an Hängen fließt sie im Bestand ab. Hier wird ständig neu warme Luft der freien Atmosphäre in die turbulenten Wärme-flüsse einbezogen.

lungsphase am Abend nur noch die Baumspitzen Wärme aus der Luft auf. Das Temperaturmuster von Waldoberflächen in nächtlichen Satelliten-Thermalbildern offenbart also damit verschiedene Sachverhalte:

- Die am wärmsten erscheinenden Wälder liefern den größten Beitrag zur nächtlichen Abkühlung der Luft und
- liefern den größten Beitrag zur Produktion nächtlicher Frischluftströme an Talausgängen.

Gleichzeitig ergeben sich neue Aspekte zu der alten Frage, ob Wälder oder Wiesen die Hauptproduzenten nächtlicher Bergwinde und damit von Frischluftströmen an Talausgängen sind. Große Grünlandareale sind an Steilhängen des Schwarzwaldwestrandes ebenso kalt oder noch kälter als die Wälder der Hochflächen und damit viel kälter als die ihnen benachbarten Waldbestände. Aus ihnen fließt sicher besonders kalte Luft hangabwärts aus. Darum sind auch die Wiesen oberhalb von Weinbergen und Obstkulturen eine zusätzliche Frostgefahr. Aber: der Gesamtenergieumsatz ist bei den Wäldern wesentlich größer. Nur so können sie ihre hohe Oberflächentemperatur während der ganzen Nacht erhalten. Das Fazit kann nur lauten, daß Wälder im Einzugsbereich eines Tales zwar nicht ganz so kalte „Frischluft“ produzieren als benachbarte Wiesen, aber dafür in größeren Mengen.

3.2 Städtische Wärmeinsel: Nachbarschaftseffekte in Ballungsräumen

Es war zu erwarten und ist auch die erste Feststellung aller Bearbeiter von Satelliten-Thermalbildern, daß sich große Städte aufgrund der erhöhten Oberflächentemperaturen in Satelliten-Thermalbildern als *hot spots* zeigen. Dabei ist zunächst offen, ob dieses Phänomen vor allem durch die besonderen physikalischen Eigenschaften städtischer Oberflächen (insbesondere fehlende Vegetation und dadurch wesentlich verminderte Verdunstung) oder durch die an die Städte gebundene Abwärmeproduktion hervorgerufen wird. Der Vergleich von Thermalbildern mit Karten der Abwärmeproduktion zeigt in der Tat eine hohe Übereinstimmung der Muster in beiden Abbildungen. Dies ist

jedoch zunächst nur eine hohe räumliche Koinzidenz und braucht noch keine Kausalität zu beinhalten. Eine vorsichtige Abschätzung auf der Basis der in Abwärmekatastern genannten Energieströme unter der Voraussetzung, daß nur etwa 10% der Abwärme in Form erhöhter Ausstrahlung aufgeheizter Oberflächen abgegeben werde, kommt zu dem Ergebnis, daß von der immer mehrere Grad betragenden Erhöhung der Strahlungstemperaturen der Städte nur ca. 0.5° unmittelbar der Abwärme zuzuschreiben sind. Der bedeutendere Anteil muß wohl doch auf das spezifische Verhalten städtischer Oberflächen gegenüber den natürlichen Wärme-flüssen an Landoberflächen zurückgeführt werden.

Eine Folge davon ist, daß die horizontale wechselseitige Beeinflussung benachbarter Areale unterschiedlicher Landnutzung in der Regel im Thermalbild nicht offen liegt. Auch wenn Einflüsse eines städtischen Areales auf die Oberflächentemperaturen des Umlandes einwirken, sind sie in der Regel durch stärkere andere Effekte so überlagert, daß sie durch die einfache Bildinterpretation nur bei günstigen Voraussetzungen erfaßt werden können. Ein Beispiel

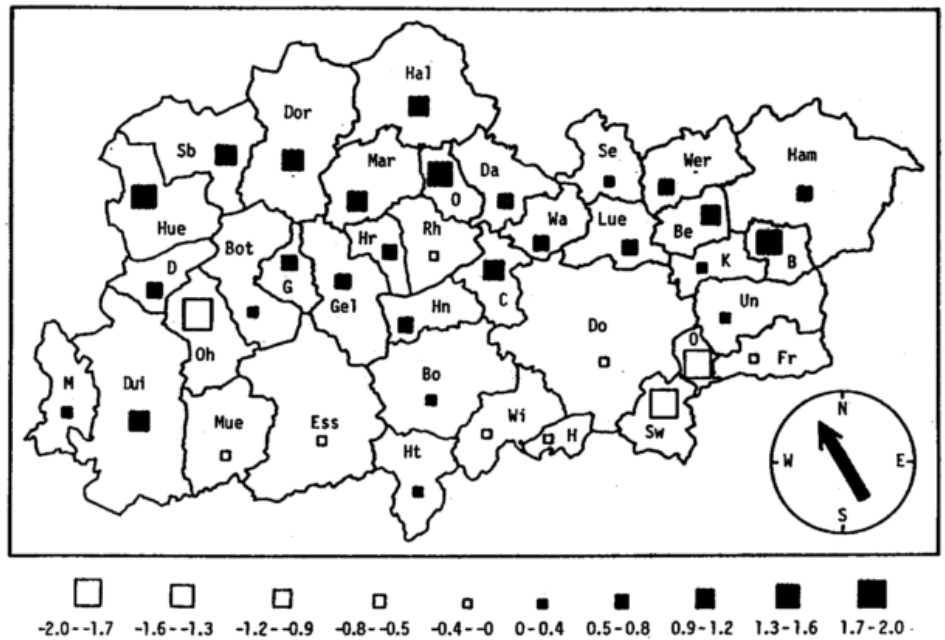


Bild 14: Thermischer Schweif im Lee einer Großstadt. Agglomeration und Umland von Straßburg in der Satelliten-Thermalaufnahme der Heat Capacity Mapping Mission (HCMM) vom 30.5.1978, 3.13 MEZ: Norden ist oben.

Hell: warme Oberflächen,
Dunkel: kalte Oberflächen.

Siedlungsmuster aus der TÜK 200, Bl. 7910, Freiburg-Nord.

Bild 15: Thermische Lee-Effekte einer großen Agglomeration. Residuen einer Regression der Strahlungstemperaturen nach den Anteilen verschiedener Landnutzungsklassen in den einzelnen Gemeinden des Ruhrgebietes. Nach dem Abschöpfen des Eigenanteiles der Kommunen an der Varianz der Strahlungstemperatur durch eine lineare Regression ergibt sich eine Zweiteilung des Ruhrgebietes in eine kühlere Luv- und eine wärmere Leeseite.



für die Erfassung eines thermischen Schweißes einer Großstadt lieferte die HCMM-Aufnahme vom 30.5.1978, 3.13 MEZ im Raum Straßburg (Bild 14). In dieser Nacht bestand bei stabiler Schichtung unter einer niedrig liegenden Inversion eine flache nordwestliche Strömung (Flughafen Straßburg-Entzheim: 320°; 2,0 m/sec). Das HCMM-Bild zeigt einen etwa 10 km langen warmen Schweiß auf der Leeseite von Straßburg.

In einer analytischen Arbeit zu dieser Frage hat HANZO (1984) ähnliche Lee-Effekte im Ruhrgebiet nachgewiesen. Er nutzte hierfür eine 3-kanalige Datenstruktur mit den folgenden Datenebenen:

- HCMM-Szene vom 30.8.1979, 14.44 MEZ (Tag-Infrarot)
- HCMM-Szene vom 16.9.1979, 4.00 MEZ (Nacht-Infrarot)
- digitalisierte Karte der Verwaltungseinheiten (Gemeinden) mit der zugehörigen Arealstatistik der Landnutzungsklassen und Oberflächenarten nach 44 Merkmalen.

HANZO stellte die mittleren Strahlungstemperaturen der Gemeinden den Flächenanteilen der verschiedenen Landnutzungsklassen gegenüber und schöpfte mit einer Regressionsanalyse den Einfluß der Landnutzung innerhalb einer Gemeinde auf die Strahlungstemperatur dieser Gemeinde ab. Die verbleibenden Residuen zeigen deutlich die leewärtige Verschiebung der Gesamtwärmeinsel des Ruhrgebietes, insbesondere zur Zeit der Tagaufnahme am 30.8.1979 (Bild 15). Bei einem frischen SO-Wind (Wetteramt Essen: 150°; 3,0 m/sec) ergaben sich auf der N- und NW-Seite des Ruhrgebietes positive Residuen von etwa 1 K (Hamm +0,7 K, Marl 1,0 K, Hünxe 1,4 K etc.). Negative Residuen dominieren die südlichen Bereiche (Dortmund -0,1 K, Essen -0,4 K, Hagen -1,3 K etc.). Im Vergleich mit den Schätzwerten der Regression sind Gemeinden der Leeseite bis zu 1,5 K wärmer, die der Luvseite bis zu 0,5 K kälter.

3.3 Synthetische Karten der Wärmebelastung

Neue Ansätze der Biometeorologie und Bioklimatologie arbeiten anstelle der klassischen Schätzgrößen für Wärmebelastung oder Kältestreß des Menschen (Äquivalenttem-

peratur, Abkühlungsgröße etc.) mit Modellen des Gesamtwärmehaushalts des Menschen (JENDRITZKY u.a. 1977; HÖPPE 1984). Die Aufgabe, auf der Basis solcher Modelle die von der Regionalplanung dringend erwünschten Karten der Wärmebelastung zu erstellen, gliedert sich in mehrere Arbeitsschritte (JENDRITZKY 1984). Zunächst war das Modell soweit zu vereinfachen, daß es allein mit den Routinemaßdaten der Stationen des synoptischen Netzes alle Wärmeflüsse parametrisiert. Somit konnte an den 68 Stationen der Bundesrepublik Deutschland für einen langen Zeitraum (z.B. für die 30-jährige Normalperiode) für jeden Monat des Jahres die Zahl der Tage bestimmt werden, an denen ein Durchschnittsmiteuropäer (*Klimamichel*) unter Wärme- oder Kältestreß leidet. Bei einem ersten Versuch, von diesen Stützstellen aus mit Hilfe eines stochastischen Regressionsmodelles Bioklimakarten ganzer Bundesländer zu entwickeln hat JENDRITZKY (1984) als Variablen die geographischen Koordinaten, die Seehöhe und einen Reliefparameter als Hilfsgrößen verwendet. Das Ergebnis ist bereits eine wesentliche Verbesserung der Bekerschen Bioklimakarte. Aufgrund der Variablen für das stochastische Modell können jedoch bioklimatisch wesentliche Raumparameter wie die Art der Landnutzung und die Lage in lokalen Zirkulationssystemen in diesen Karten keinen Niederschlag finden. Deshalb ist es auch nicht sinnvoll, diese Karten über den Maßstab 1 : 500 000 hinaus zu vergrößern. Um diese Probleme zu überwinden, hat MENZ (1987) zunächst für den sommerlichen Wärmestress ein neues stochastisches Modell entwickelt. Dabei werden als Variablen neben den Reliefeigenschaften die Landnutzung einer etwa 3 x 3 km² großen Umgebung und die Oberflächentemperaturen herangezogen. Er hat zu diesem Zweck ein geographisches Informationssystem aus einer Tag-Infrarot-Aufnahme des HCMM, einem digitalen Geländemodell und einer Landnutzungskarte nach Landsat-Daten gebildet. Mit Hilfe dieser Informationen wird die für die einzelnen Synop-Stationen berechnete Schwülebelastung regionalisiert. Die als Beispiel erstellte Karte der Wärmebelastung des Raumes Basel-Freiburg für den Monat Juli (Bild 16) zeigt, daß dieses Verfahren eine hohe räumliche Diffe-

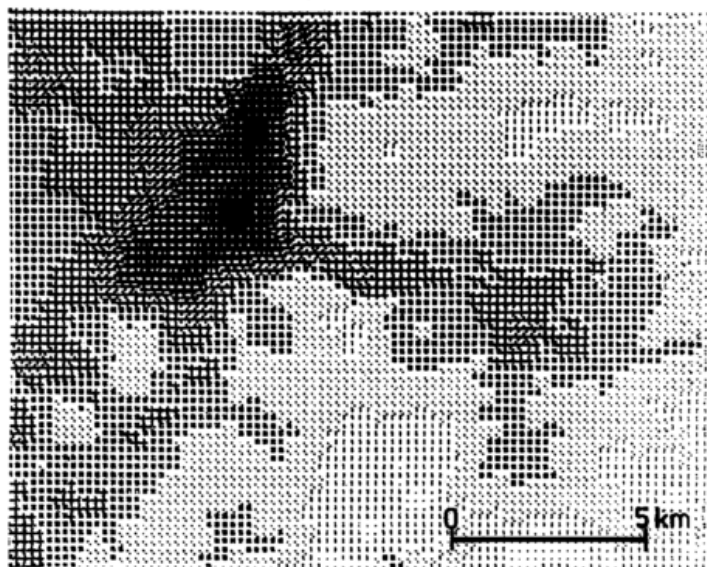
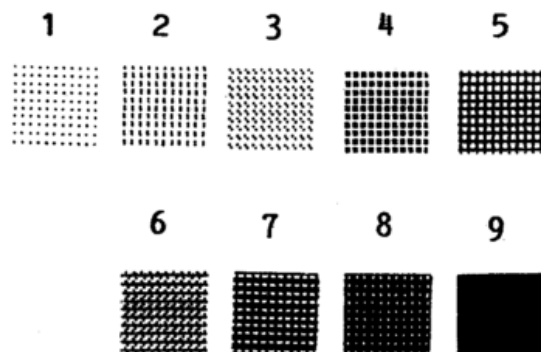


Bild 16: Freiburg und Umgebung. Ausschnitt aus der Karte der Wärmebelastung des Raumes Basel-Freiburg nach MENZ (1987). Zahl der Tage mit Wärmebelastung im Monat Juli (Erwartungswert), abgeleitet aus dem Klima – Michel – Modell auf der Basis von Rasterdatensätzen des Reliefs, der Landnutzung und der Oberflächentemperaturen.



renzierung und die Erstellung von Bioklimakarten etwa bis zum Maßstab 1 : 50 000 erlauben wird. Gleichzeitig ist diese Arbeit ein Beispiel dafür, wie aus der Kombination von Satelliten-Thermalbildern, anderen Fernerkundungsdaten und digitalisierten Karten in geographischen Informationssystemen neue Daten erzeugt und neue Aufgaben gelöst werden können.

Literatur

- BAUMGARTNER, A., H. MAYER u. E.-M. NOACK: Thermalkartierungen in bayerischen Großstädten. – Bayerisches Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen, Materialien Nr. 39, 1985
- BECKER, F. u. SEGUIN, B. (1985): Determination of surface parameters and fluxes for climatic studies from space observations: Methods, results and problems. *Adv. Space Res.* 5, Nr. 6, S. 299317.
- ENDLICHER, W. (1980): Geländeklimatologische Untersuchungen im Weinbaugebiet des Kaiserstuhls. *Ber. des Deutschen Wetterdienstes*, Nr. 150, Offenbach a.M..
- GOSSMANN, H. (1984): Satelliten-Thermalbilder. Ein neues Hilfsmittel der Umweltforschung? *Fernerkundung in Raumordnung und Städtebau* 16.
- GRASSL, H. (1989): Extraction of Surface Temperature from Satellite Data. In: TOSELLI, F. (ed.): *Applications of Remote Sensing to Agrometeorology*, S. 199-220. ECSC, EEC, EAEC, Brussels and Luxemburg.

- HANZO, W. (1984): Die Oberflächentemperaturen administrativer Raumeinheiten im Ruhrgebiet und ihre Verknüpfung mit Statistiken und Karten der Landnutzung. Zulassungsarbeit f. das Staatsexamen (unveröff.). Univ. Freiburg, Inst. f. Physische Geographie.
- JENDRITZKY, G. (1984): Bioklimatic maps of heat stress of man. KIRCHHOFER, W., A. OHMURA u. WANNER, H. (Hrsg.): *Applied Climatology*, Züricher Geographische Schriften, 14, S. 101-102.
- JENDRITZKY, G., SÖNNING, W. u. SWANTES, H.-J. (1979): Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung (Klima-Michel-Modell). *Beiträge Akad. Raumforschung und Landesplanung*, Bd. 28, Hannover.
- LORENZ, D. (1973): Die radiometrische Messung der Boden- und Wasseroberflächentemperatur und ihre Anwendung insbesondere auf dem Gebiet der Meteorologie. *Ztschr. f. Geophysik*, 39, S. 627-701.
- LORENZ, D. u. A. BAUMGARTNER (1970). Oberflächentemperatur und Transmission infraroter Strahlung in einem Fichtenwald. *Archiv Meteor., Geophys., Bioklimat.*, Ser. B. 18 (1970), S. 305-324.
- MENZ, G. (1987): Ableitung einer großmaßstäbigen Karte der Wärmebelastung im Raum Freiburg-Basel mit Hilfe von Satellitendaten. *Freiburger Geographische Hefte* 27, S. 190.
- WEICHERT, L. u.a. (1987): *Temperaturmessung in der Technik. Grundlagen und Praxis.* Expertverlag Sindelfingen, 4. Aufl..
- WININGER, M.: NEJEDLY, G. u. SCHWAB, Z. (1982): Satellitendaten in der Geländeklimatologie. *Resultate des Projektes HCMM. Geographica Helvetica* 4, S. 199-207.

10 Fernerkundung thermischer Eigenschaften der Erdoberfläche

H. MANNSTEIN

1 Einleitung

An der Erdoberfläche wird ein Großteil der von der Sonne eingestrahlten Energie umgesetzt. Hier wird die Troposphäre im täglichen und jahreszeitlichen Wechsel erwärmt und abgekühlt, hier wird die Energie zum Antrieb der atmosphärischen Strömung zugeführt.

Sowohl bei der Abschätzung zukünftiger Klimaveränderungen, als auch bei der Untersuchung der Ausbreitung von Luftbeimengungen in der atmosphärischen Grenzschicht ist die quantitative Bestimmung dieses Energieumsatzes an der Erdoberfläche von ausschlaggebender Bedeutung. Bei der großräumigen und langfristigen Betrachtung dominiert der Einfluß der Oberflächenenergiebilanz wegen seiner anhaltenden Wirkung über die kurzfristigen Wettererscheinungen. Im kleinräumigen, kurzfristigen Skalenbereich werden die regionalen, thermisch direkt getriebenen Zirkulationssysteme, deren prominenteste Vertreter die Land- und Seewindzirkulation und das Berg- und Talwindssystem sind, aber auch wichtige Parameter wie die Grenzschichthöhe von der Oberflächenenergiebilanz gesteuert. Mit der Entwicklung der numerischen Klimamodelle einerseits und der mesoskaligen Strömungs- und Grenzschichtmodelle andererseits wird die flächendeckende Erfassung der Eigenschaften der Erdoberfläche zu einer immer wichtigeren meßtechnischen Aufgabe.

Beide Modelltypen fordern, wenn sie das Verhalten der Atmosphäre über realen Oberflächen beschreiben sollen, Datensätze mit Oberflächeneigenschaften, die es erlauben, im Modell die Aufteilung der eingestrahlten Energie in fühlbare und latente Wärme zu simulieren. Gesucht sind also Parameter wie die Albedo, die Wärmekapazität und -leitfähigkeit, die Bodenfeuchte und ein Maß für die Rauigkeit. Diese Datensätze müssen das gesamte Modellgebiet umfassen. Gerade bei kleinräumig gegliederten Landflächen ist eine Erfassung dieser Parameter mit direkten Messungen nahezu unmöglich. Der Vorteil satellitengetragener Fernerkundung liegt in der Erfassung großer Gebiete, der Nachteil in der Beschränkung auf nur eine Meßgröße, die Strahldichte, die allerdings in mehreren spektralen Bereichen bestimmt wird, und somit auch unterschiedliche Informationen über die Erdoberfläche zum Sensor trägt.

Zwei sehr unterschiedliche Wege führen vom Satellitenbild zu räumlich und zeitlich aufgelöster Information über die Oberfläche:

- Unter der Annahme, daß Flächen mit gleicher spektraler Charakteristik auch gleiche Eigenschaften in der Energiebilanz zeigen, ist es möglich, die Oberflächen in Klassen zu unterteilen. Wichtig ist dabei, daß die räumliche Auflösung des Sensors wesentlich höher ist, als die typische Größe unterscheidbarer Flächen, daß somit möglichst viele 'reine', also einheitliche, Bildpunkte gemessen werden. Der Einfluß der Atmosphäre und der Beleuchtung auf das Klassifizierungsergebnis kann dabei

durch die Bildung von Verhältnissen der einzelnen spektralen Kanäle untereinander verringert werden. Die energetischen Eigenschaften der einzelnen Klassen und ihre spektralen Signaturen müssen dann aus *in situ*-Messungen bekannt sein. Die Meßwerte, die ja meist aus Punktmessungen stammen, können nun mit Hilfe der Klassifizierung der Oberfläche sinnvoll extrapoliert werden.

- Wenn die Satellitendaten als Messungen von Strahldichten aus einem schmalen Spektralbereich behandelt werden, kann nach Korrektur der atmosphärischen Einflüsse der Reflexionsgrad und die Temperatur der Oberfläche berechnet werden. Gerade die Oberflächentemperatur verbindet die Effekte aller Energieflüsse. Mit zusätzlicher Information über den Zustand der Grenzschicht, also über die Lufttemperatur und -feuchte und über die Windgeschwindigkeit können einzelne Parameter aus den Daten isoliert und damit ermittelt werden.

Der erste, empirisch-statistische Weg, wird vor allem bei der Auswertung der Daten von Erderkundungssatelliten wie z. B. LANDSAT oder SPOT gewählt. Diese Daten zeigen eine hohe geometrische Auflösung. Es fehlt jedoch eine radiometrische Kalibrierung und die für meteorologische Anwendungen so wichtige hohe zeitliche Auflösung bzw. die Erfassung der ganzen Erde in einem relativ kurzen Zeitraum.

Im folgenden wird der zweite, eher physikalisch zu nennende Weg verfolgt. Solange nicht stark nichtlineare Beziehungen zwischen der gemessenen Strahldichte und dem gesuchten Parameter die Aussagekraft von Mittelwerten einschränken, können hier auch die Daten der polar umlaufenden und geostationären Wettersatelliten verwendet werden, die zeitlich wesentlich besser aufgelöst sind. Somit ist die Wahrscheinlichkeit, die für die Erfassung der Erdoberfläche notwendigen Messungen bei wolkenfreier und klarer Atmosphäre für eine ausgewählte Periode zu bekommen, wesentlich höher, als bei den Erderkundungssatelliten.

Allerdings steigt auch der Aufwand, der betrieben werden muß, um von den gemessenen, spektralen Strahldichten zur flächendeckenden Darstellung eines physikalischen Parameters zu kommen: In einem mathematisch-numerischen Modell der Energiebilanz des Erdbodens und der Strahlungsübertragung vom Erdboden zum Satelliten müssen durch zusätzliche Informationen die dominierenden Einflüsse auf das Meßsignal bestimmt werden, so daß am Ende durch Inversion der Modellergebnisse mit bekannter Genauigkeit aus dem Meßsignal auf den gesuchten Parameter geschlossen werden kann.

2 Entwicklung der Methoden

2.1 Thermal Inertia

Die einfachste Möglichkeit, aus Oberflächentemperaturen eine Bodeneigenschaft abzuleiten, bietet sich im *thermal*

inertia-Konzept. Hierbei wird die Oberflächenenergiebilanz auf zwei Energieflüsse reduziert: einen sinusförmigen, periodischen Energiefluß an der Oberfläche $E_0 \cos \omega t$, der das System antreibt, und den Wärmefluß in das, von dieser Oberfläche begrenzte homogene Medium, den *Modellboden*. Dieser ist durch die Dichte ρ , die Wärmekapazität c und die Wärmeleitfähigkeit λ beschrieben.

Wird die Energieflußdichte E in der Energiebilanzgleichung für ein Volumen eines horizontal gleichförmigen Mediums

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial E}{\partial z} \quad (1)$$

mit der Definition für das Wärmeleitvermögen λ

$$E = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

eliminiert, kommt man zur Gleichung der Wärmeleitung:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = -\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (3)$$

Eine analytische Lösung dieser Gleichung für die Temperaturabweichung vom zeitlichen Mittelwert δT als Funktion der Tiefe z und der Zeit t in einem Halbraum für eine vorgegebene periodische Energieflußdichte $E(t) = E_0 \cos \omega t$ bei $z_0 = 0$ mit der Winkelgeschwindigkeit ω ist:

$$\delta T(z, t) = \frac{E_0}{\sqrt{\omega \rho c \lambda}} e^{-\sqrt{\frac{\omega \rho c}{2\lambda}} z} \cos\left(\omega t - \frac{\pi}{4} - \sqrt{\frac{\omega \rho c}{2\lambda}} z\right) \quad (4)$$

Bei $z = z_0$ führt dies zu:

$$T(t) - \bar{T} = \frac{E_0}{\sqrt{\omega \rho c \lambda}} \cos\left(\omega t - \frac{\pi}{4}\right) \quad (5)$$

Die Größe $P = \sqrt{\omega \rho c \lambda}$, die die Einheit $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{1/2}$ besitzt, wird als *thermal inertia* bezeichnet. Bei PRICE (1982) findet man folgende Werte:

	$\sqrt{\omega \rho c \lambda}$ [$\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{1/2}$]
Fels	1700 - 3200
Eis	2170
Sand (trocken)	585
Sand (naß)	2510
Lehm (trocken)	540
Lehm (naß)	2170
Torf (trocken)	290
Torf (naß)	1550

P kann aus der Gleichung (5) mit der Messung der Temperaturamplitude zu

$$P = \frac{2E_0}{(T_{\max} - T_{\min}) \sqrt{\omega}} \quad (6)$$

bestimmt werden. Die Kenntnis der Amplitude des anregenden Energieflusses E_0 wird dabei vorausgesetzt.

Für die Mondoberfläche gelten die mit den Vereinfachungen verbundenen Annahmen in großem Maße: Keine

Atmosphäre transportiert Energie von der Oberfläche weg, keine Phasenumwandlung „versteckt“ Energie. So wurde die Analyse der *thermal inertia* laut KAHLE (1977) zuerst von WESSELINK (1948), JAEGER (1953) und SINTON (1962) zur Fernerkundung der Mondoberfläche eingesetzt.

Bei der Anwendung dieser Technik auf der Erdoberfläche tritt die Schwierigkeit auf, daß der Bodenwärmestrom meist klein gegenüber den, wenn überhaupt, dann nur in E_0 berücksichtigten Flüssen in die Atmosphäre bleibt.

Trotzdem wurde von der NOAA ein Satellit mit entsprechendem Orbit zur *Heat Capacity Mapping Mission* HCMM gestartet. Als Standardprodukt dieser experimentellen Mission wurde die *apparent thermal inertia* ATI, zur Verwendung in geologischen Untersuchungen veröffentlicht:

$$ATI = \frac{NC(1-a)}{T_{\text{day}} - T_{\text{night}}} \quad (7)$$

wobei N ein Skalierungsfaktor, C eine Korrektur für den Sonnenstand und a die aus Messungen bei der Tagpassage im reflektierten Spektralbereich abgeleitete Albedo ist.

Ergebnisse geologischer Anwendungen des *thermal inertia*-Konzeptes werden u. a. und WATSON (1975) über den östlichen Teil der arabischen Halbinsel, von KAHLE et al. (1977) über die Mojave-Wüste oder von CASSINIS et al. (1984) über Sardinien vorgestellt. Alle diese Gebiete sind sehr trocken und haben geringen pflanzlichen Bewuchs.

Ein Fehlschlag im geologischen Sinne war die Anwendung dieser Technik in feuchten Gebieten. Jedoch verdeutlichte dies, daß der maskierende Effekt von Bodenfeuchte und Vegetation zur Fernerkundung von Parametern, die im Zusammenhang mit der Evapotranspiration stehen, genutzt werden kann.

2.2 Energiebilanz der Oberfläche

Um die bei geologischen Anwendungen nur als unerwünschte Störgröße angesehene Bodenfeuchte aus dem zeitlichen Verlauf der Oberflächentemperatur ermitteln zu können, muß die Energiebilanz der Oberfläche umfassender als in Gleichung (4) behandelt werden. Eine Möglichkeit, den Erhaltungssatz der Energie auf die Erdoberfläche anzuwenden, ist:

$$R + G + H + L_E = 0 \quad (8)$$

Üblicherweise stehen die Summanden für Energieflußdichten mit der Einheit [Wm^{-2}], auch wenn sie oft verkürzend Energieflüsse oder Wärmeströme genannt werden. Dem Wesen nach sind sie dennoch vektorielle Größen, die sich auf die Normalenrichtung zur Oberfläche beziehen. R ist die Summe der Strahlungsflüsse, G die Summe aller Energieflüsse aus dem Boden, die meist zum Bodenwärmestrom eingeschränkt wird, H der Fluß fühlbarer Wärme und L_E der latente Wärmestrom. Die Energieflußdichten werden in dieser Formulierung positiv gezählt, wenn sie zur betrachteten Fläche hin gerichtet sind.

Die Strahlungsbilanz wird bei der Modellierung üblicherweise in vier getrennt behandelte Flüsse aufgeteilt:

$$R = R_S^{\downarrow} + R_S^{\uparrow} + R_L^{\downarrow} + R_L^{\uparrow} \quad (9)$$

Diese Flüsse unterscheiden sich spektral (Solar oder kurzwellig und Langwellig) und in ihrer Richtung (aufwärts oder abwärts). Da die Globalstrahlung R_S und die atmosphärische Gegenstrahlung R_L im wolkenlosen Fall nur großräumig variieren, ist es möglich, sie durch in-situ Messungen zu erfassen, oder aus Daten über Trübung und Lufttemperatur bzw. -feuchte zu berechnen.

Die aufwärtsgerichtete kurzwellige Strahlung R_S^\uparrow ist der reflektierte Teil des abwärtsgerichteten Flusses,

$$R_S^\uparrow = aR_S^\downarrow \quad (10)$$

wobei a der bihemispherische Reflexionsgrad oder die Albedo ist, die aus den Satellitendaten abgeschätzt werden kann, wenn die Richtungsabhängigkeit der Reflexionsfunktion der Oberfläche ausreichend bekannt ist. Die langwellige Ausstrahlung der Oberfläche R_L^\uparrow ist direkt von der Oberflächentemperatur T_S abhängig, wobei ein spektraler Ausschnitt davon der eigentliche Meßwert ist.

Der Bodenwärmestrom G wird analog zu Gleichung (2) zu

$$G = -\lambda \frac{T_S - T_{(-1)}}{z_S - z_{(-1)}} \quad (11)$$

wobei in der Modellierung die erste Modellmasche innerhalb des Bodens ($z_{(-1)}$) mit der Temperatur $T_{(-1)}$ nahe genug an der Oberfläche liegen muß.

Gerade in der Behandlung der oberflächennahen Grenzschicht, die den fühlbaren und den latenten Wärmestrom einschließt, gibt es eine große Anzahl verschiedener Ansätze. Prinzipiell enthalten sie alle die Abhängigkeit der Energieflüsse von den Gradienten der potentiellen Temperatur und der Feuchte in der untersten Modellschicht, die ja durch die Oberfläche begrenzt ist, und dem turbulenten Zustand der bodennahen Atmosphäre PRICE (1982) verwendet:

$$H = p_{air} c_p \frac{(T_S - T_{air})}{r} \quad (12)$$

mit dem atmosphärischen Widerstand r :

$$r = \frac{[\ln(\frac{z_1}{z_0})]^2}{\kappa^2 u} \quad (13)$$

κ ist die Karman'sche Konstante, für die dort 0.35 angegeben ist, u die Windgeschwindigkeit, z_1 die Höhe der Temperaturbeobachtung, und z_0 die Rauigkeitslänge.

$$L_E = p_{air} L \frac{(p_s - p_{air})}{r} \quad (14)$$

gibt den latenten Wärmefluß an, wobei L die Verdunstungswärme von Wasser, q_s die spezifische Feuchte der Bodenoberfläche und r derselbe Widerstand wie vorher ist.

2.3 Vegetation

Die beschriebene Modellierung genügt für nackte Oberflächen, große Gebiete der Landoberflächen sind jedoch mit

Vegetation bedeckt, die aktiv zur Erhaltung ihrer Lebensbedingungen in den Energie- und Feuchtehaushalt eingreift. Der wichtigste Einfluß auf die Energiebilanz ist sicherlich, daß mit den Lebensvorgängen in den Pflanzen ein Wassertransport aus tieferen Bodenschichten in die Atmosphäre verbunden ist, der bei natürlichem Bewuchs zur Maximierung des Wachstums und der Überlebensfähigkeit gesteuert wird: Zur Regelung der Verdunstung werden die Stomata, durch die ein Großteil des Wassers verdunstet, nach Bedarf geöffnet und geschlossen. Außerdem ist die Oberfläche bei Pflanzenbewuchs stark vergrößert. Damit wird auch bei geringen Temperaturgradienten genügend Energie in die Atmosphäre abgegeben und so die Überhitzung der Pflanzen bei eingeschränkter Verdunstung verhindert.

DEARDORFF (1978) führte in seinem Grenzschichtmodell eine Vegetationsschicht ein, die, ohne selbst eine Wärmekapazität zu besitzen, Strahlung vom Erdboden abhält und die Albedo verändert, die Windgeschwindigkeit am Boden modifiziert, die Lufttemperatur verändert und Wasserdampf an die Luft abgibt.

Zwei Vegetationsschichten, die etwa den Kronenraum eines Waldes und das Unterholz repräsentieren können, modellieren SELLERS et al. (1986) in ihrem *Simple Biosphere Model - SIB*, das vor allem für die Berücksichtigung der Vegetation in globalen Klimamodellen gedacht ist, aber auch wegen der intensiven Behandlung der Strahlung für die Auswertung von Satellitendaten genutzt wurde.

2.4 Verdunstung und Bodenfeuchte

Zur Auswertung eines Experimentes, bei dem landwirtschaftliche Versuchsflächen künstlich befeuchtet wurden, normalisierten IDSO et al. (1976) die radiometrisch bestimmte Amplitude der Oberflächentemperatur ΔT ($= T_{max} - T_{min}$), indem sie die tägliche Amplitude der Lufttemperatur als Referenzwert benützten:

$$\Delta T_{surf, norm} = \Delta T_{surf} / \Delta T_{air} \times 18K \quad (15)$$

Diese normalisierte Temperaturamplitude $\Delta T_{surf, norm}$ zeigte eine gute, negative Korrelation zur Bodenfeuchte in den obersten 2 cm der Testflächen (Bild 1).

Basierend auf Erfahrungen wie dieser, und vor allem auf der Tatsache, daß in einem wohldefinierten Gleichungssystem zwei Unbekannte berechnet werden können, wenn zwei unabhängige Werte (zum Beispiel zwei Temperaturen) gegeben sind, wurden eine Anzahl im Prinzip den im vorigen Kapitel beschriebenen Grundlagen entsprechender, im Detail der physikalischen Beschreibung und der numerischen Durchführung durchaus unterschiedlicher Modelle entwickelt, mit dem Ziel sowohl einen Feuchteparameter als auch die *thermal inertia* aus Fernerkundungsdaten vor allem der HCMM abzuleiten.

Das TELL-US-Modell von ROSEMA et al. (1978) erzeugt für die Bildverarbeitung geeignete Tabellen, aus denen für einen vorgegebenen Satz von atmosphärischen und standortspezifischen Parametern (T_{Luft} , q_{Luft} , Windgeschwindigkeit, Rauigkeit und Albedo) die *thermal inertia* und die relative Feuchte des Bodens für die entsprechenden Paare von Tag- und Nachtoberflächentemperatur hervorgehen.

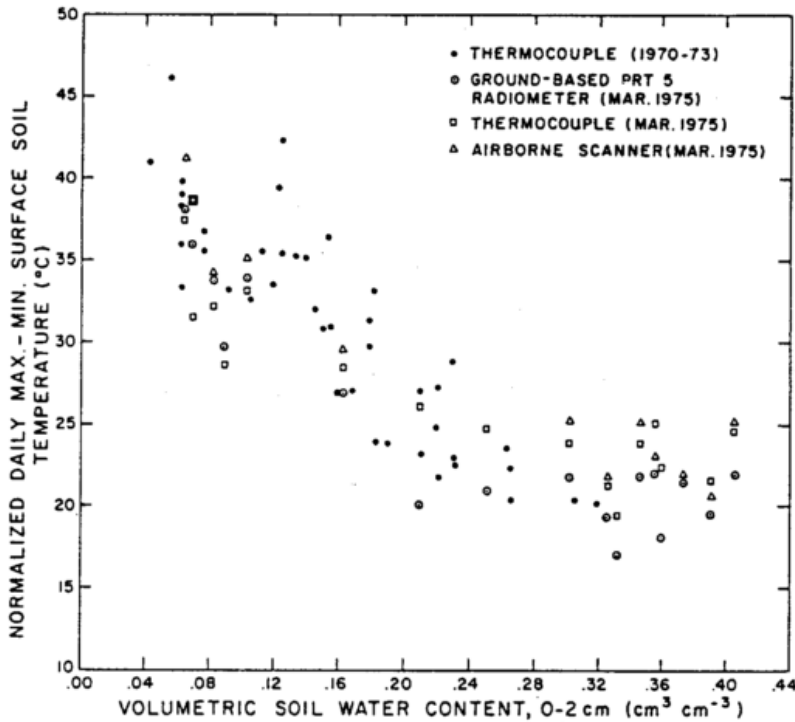


Bild 1: $\Delta T (= T_{\max} - T_{\min})$ gegen Bodenwassergehalt (in Volumenanteilen) für nackten *Avondale*-Lehmboden aus IDSO et al. (1976).

CARLSON et al. (1981) benützen ein verfeinertes Modell mit vier Schichten, die von der Atmosphäre bis in den Boden reichen. Die Modellergebnisse werden in zwei quadratischen, zweidimensionalen Polynomen zusammengefaßt, die aus den Temperaturen die verfügbare Feuchte (*moisture availability*) und die *thermal inertia* angeben. Andere Modelle dieser Art sind das Tergra-Modell von SOER (1980), das auf Oberflächentemperaturen von Anbauflächen ausgerichtet ist, oder das Modell von AXELSSON (1983), das auch die Behandlung einer undurchsichtigen Oberfläche, wie z. B. der Vegetation oder einer Schneedecke erlaubt. In Bild 2 wird deutlich, daß die Oberflächentemperatur bei Nacht vor allem auf die *thermal inertia* reagiert, da hier wegen der Stabilität der Grenzschicht der Austausch stark vermindert ist, während untertags der Einfluß der Verdunstung dominiert.

2.5 Einschränkungen

In allen Modellen müssen zusätzliche Parameter eingeführt werden, von denen angenommen wird, daß sie weitaus weniger variieren, als die fernerkundeten Oberflächentemperaturen. Meist wird die jeweilige Modellierung nur mit den Daten einer Wetterstation durchgeführt, von denen angenommen werden muß, daß sie für die ganze, im Satellitenbild erfaßte Szene repräsentativ sind. Die Oberflächenrauigkeit, die den Energiefluß in die Atmosphäre und damit die Aufteilung der eingestrahnten Energie mitbestimmt, kann flächendeckend noch nicht gemessen werden. Sie muß daher mit einem großen Maß an Unsicherheit abgeschätzt werden. Ähnliches gilt für den Emissionsgrad ϵ , der vor allem für die genaue Temperaturbestimmung benötigt wird. Sowohl für ϵ als auch für die Rauigkeit müssen Schätzwerte, die dem Oberflächentyp entsprechen, gesetzt werden.

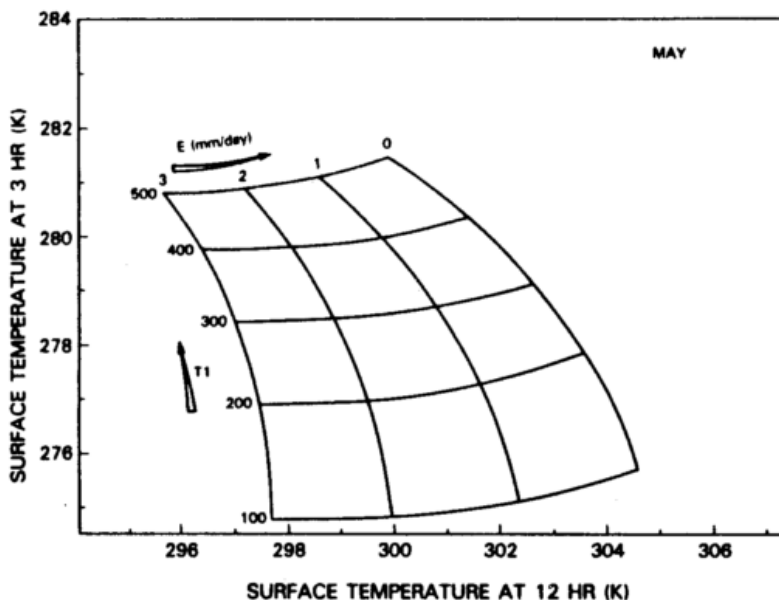


Bild 2: Verdunstung und Thermal Inertia in mm/Tag bzw. $\text{cal m}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ entsprechend $4.168 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{1/2}$ für vorgegebene meteorologische Verhältnisse aus VAN DE GRIEND und CAMILLO (1986).

Dementsprechend liegt auf der Hand und wird auch von einigen Autoren ausdrücklich erwähnt, daß die abgeleiteten Parameter Bodenfeuchte und *thermal inertia* nur innerhalb eines Modellansatzes stimmig sind und ihre Interpretation als gemessene physikalische Größe nur sehr vorsichtig durchgeführt werden darf. Eine Reproduktion der Oberflächentemperaturen und eine Berechnung der Energieflüsse aus solchen Werten, ist mit der bei der Ableitung verwendeten Modellierung sicherlich am sinnvollsten.

Auch einige grundlegende Probleme in den Modellannahmen wurden aufgezeigt: Die Abhängigkeit der Wärmekapazität und -leitfähigkeit vom Wassergehalt ist in den meisten Modellen in einfacher Form enthalten. PRATT und ELLYET (1979) zeigen, daß Unterschiede in der Zusammensetzung der Böden (Sand - Lehm) diese Abhängigkeit verändern. Dies geschieht vor allem durch die unterschiedliche Porosität, die jedoch nicht detektiert wird, und auch kaum als externer Bodenparameter flächendeckend in ein Modell eingegeben werden kann. Die Autoren stellen fest, daß eine Kartierung der absoluten Bodenfeuchte völlig auszuschließen sei.

Auch im physiologischen Verhalten von Bäumen treten von Art zu Art Unterschiede auf. Das Evaporationsverhalten einiger Arten wurde von KÖRNER (1985) gemessen, wobei er feststellte, daß die Leitfähigkeit für Wasser von den einzelnen Arten unterschiedlich verringert wird, wenn von den äußeren Gegebenheiten eine hohe Verdunstungsrate möglich wäre. Dies geschieht auch dann, wenn der Boden mit Wasser gesättigt ist. Bäume (und sicherlich auch andere Pflanzen) haben in Abhängigkeit von ihrer natürlichen Umgebung aktive Strategien entwickelt, um Wasserknappheit zu vermeiden. Eine allgemeingültige, direkte Verknüpfung der Evapotranspiration mit der Bodenfeuchte ist somit nicht zu erwarten.

PRICE (1985) beschreibt die bei der Ableitung von Oberflächentemperaturen aus Satellitendaten und bei der Modellierung der Energiebilanz auftretenden Schwierigkeiten. Er kommt zu der Schlußfolgerung, daß relative Werte eher zu erhalten seien als absolute Werte.

Eine weitere Einschränkung der Erkundung von Oberflächenparametern liegt in der Struktur der Landoberflächen. Die angegebenen Modellansätze gelten für ebenes, homogenes Gelände. Etwa 30% der Landoberflächen sind jedoch als hügelig oder gebirgig zu bezeichnen. Gerade die Einstrahlung und die Oberflächentemperaturen, die damit auch die gesamte Energiebilanz sind stark von der Neigung relativ zur Sonnenposition abhängig. Auch wenn das Relief im Prinzip aus einem Geländemodell bekannt ist, müßten bei geneigten Flächen zwei weitere Modellparameter, neben der *thermal inertia* und Feuchte auch noch Neigung und Azimuth der Oberfläche, variiert werden, um die Modellergebnisse unter deren Berücksichtigung zu invertieren. Dies ist wegen des numerischen Aufwandes und der fehlenden Bodenmeßwerte bisher noch nicht durchgeführt worden.

Wird im Gebirge nicht ein Oberflächenparameter, wie die *thermal inertia* oder die Bodenfeuchte gesucht, sondern der aktuelle fühlbare Wärmestrom, eröffnet die Theorie der Hangwinde (BREHM 1986, SCHUMANN 1990) einen Weg, diesen flächendeckend aus der Oberflächentemperatur bzw. deren Differenz zur Lufttemperatur in entspre-

chender Höhe zu bestimmen (MANNSTEIN 1990): Solange die oberflächennahen Luftschichten durch die thermisch direkt angetriebene Hangwindzirkulation dominiert sind, zeigt die Theorie eine strenge Abhängigkeit des fühlbaren Wärmestromes von der Übertemperatur am Hang, der Hangneigung, der Rauigkeit der Oberfläche und der Stabilität der Talatmosphäre. Das Titelbild¹ dieses Heftes zeigt neben dem Geländemodell die aus den Satellitendaten abgeleiteten Oberflächentemperaturen, deren Differenz zur Lufttemperatur in der entsprechenden Höhe und den aktuellen fühlbaren Wärmestrom, wie er sich aus Brehm's Parameterisierung ergibt, für einen Teil des Ostalpenraumes.

3 Verwendbare Daten

Neben den Daten der Erderkundungssatelliten, die jedoch wegen ihres auf die späten Vormittagsstunden festgelegten, sonnensynchronen Orbits kaum zur Analyse von thermischen Eigenschaften geeignet sind, und der bereits erwähnten HCMM, werden vor allem die Daten der operationellen Wettersatelliten benutzt. Gewisse Unterschiede in der Anwendung der beschriebenen Algorithmen ergeben sich durch die Unterschiede in räumlicher und zeitlicher Auflösung zwischen den Daten der geostationären Satelliten, wie METEOSAT oder GOES, und der polarumlaufenden Satelliten der NOAA-Serie.

3.1 METEOSAT

Mit ihrer sehr hohen zeitlichen Auflösung von 24-48 Messungen pro Tag bieten die Daten des METEOSAT Systems für Europa und Afrika die Möglichkeit, multitemporale Analysen der Oberflächentemperatur zu erstellen. Der gesamte Tagesgang kann hier erfaßt werden. Gegenüber anderen Satellitensystemen bietet sich die Möglichkeit, entweder durch die Auswahl einer für das jeweilige Problem passenden Zeit oder durch die Verwendung des gesamten Tagesganges den Zusammenhang zwischen der Meßgröße und der gesuchten Oberflächeneigenschaft zu optimieren (ABDELLAOUI et al. 1982).

WETZEL et al. (1984) finden in einer Modellstudie, daß der Anstieg der Oberflächentemperatur in der Mitte des Vormittags am besten dazu geeignet ist, aus den Daten geostationärer Satelliten Bodenfeuchten abzuleiten. Als Gründe dafür führen sie an, daß hier nur zwei Messungen Verwendung finden, die wenige Stunden auseinander liegen. Somit ist die Wahrscheinlichkeit, ungestörte Datenpaare zu finden höher, als bei der Verwendung von Temperaturmaximum und -minimum. Die atmosphärische Grenzschicht ist schon genügend hoch, um topographische Variationen, die vor allem die Nachttemperatur bestimmen, auszugleichen, aber noch von der freien Atmosphäre durch die Reste der nächtlichen Inversion getrennt, womit die Temperaturadvektion gering bleibt. Nachdem nächtlicher Tau schon verdunstet ist, ist der Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte und dem Oberflächentemperaturanstieg in diesem Zeitraum am wenigsten gestört.

¹ Erläuterungen dazu s. 2. Umschlagseite

Den erweiterten Möglichkeiten in der Wahl des Zeitpunktes der Messung bei den geostationären Satelliten steht jedoch die geringe räumliche und radiometrische Auflösung gegenüber. Da derzeit nur in einem thermischen Kanal im Bereich des atmosphärischen Fensters gemessen wird, kann über die Qualität der Oberflächentemperatur keine Aussage gemacht werden. Auch die Möglichkeiten zur Erkennung von Wolken, die kleiner als ein Bildelement sind oder deren Transparenz eine eindeutige Erkennung nicht zuläßt, sind eingeschränkt.

3.2 NOAA-AVHRR

Vor allem in mittleren und hohen Breiten, in denen die Auflösung der geostationären Satelliten zu schlecht für die kleinräumig strukturierte Landoberfläche ist, bieten sich die Daten des AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) der Satelliten der NOAA-Serie an. Die Satelliten der TIROS-N/NOAA Serie sind dazu bestimmt, aus polnahen, sonnensynchronen Umlaufbahnen mit verschiedenen Sensoren die Atmosphäre und die Erdoberfläche flächendeckend und mit hoher Wiederholungsrate zu erkunden. Die Umlaufdauer beträgt ca. 102 Minuten, die nominelle Bahnhöhe 833 bzw. 870 km, die Neigung der Bahn gegen den Äquator etwa 99°.

Die NOAA-Satelliten werden operationell betrieben. Hierbei wird angestrebt, gleichzeitig zwei funktionstüchtige Satelliten, den „Morgensatelliten“ mit dem Überflug um ca. 7:30 und 19:30 Uhr lokaler Zeit und den „Mittagsatelliten“ um ca. 14:30 und 2:30 Uhr, im Orbit zu haben.

Das Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) mißt in fünf Kanälen (.58-.68, .72-1.1, 3.3-3.9, 10.5-11.3, 11.5-12.5 μm) die von der Erde kommende Strahldichte. Die im Namen AVHRR angeführte hohe Auflösung bezieht sich dabei vor allem auf die Digitalisierung des Meßsignals mit 10 Bit (= 1024 Werte) gegenüber den bei LANDSAT oder METEOSAT gebräuchlichen 8 Bit (= 256 Werte).

Da emittierte Strahlung in zwei spektral unterschiedlichen Kanälen gemessen wird, können auftretende Differenzen zur Qualitätskontrolle herangezogen werden. Leider läßt sich wegen des variierenden spektralen Emissionsgrades von natürlichen Landoberflächen die über Wasser erfolgreiche *split-window*-Technik zur Korrektur des Atmosphäreinflusses hier nicht anwenden. Diese Korrektur kann jedoch bei bekanntem Temperatur- und Feuchteprofil aus Modellrechnungen zur Strahlungsübertragung bestimmt werden.

Um die Satellitendaten zur Berechnung von zeitlichen Oberflächentemperaturdifferenzen oder -amplituden verwenden zu können, müssen sie aus den von Umlauf zu Umlauf unterschiedlichen Satellitenprojektionen in eine einheitliche Projektion gebracht werden, wobei hier hohe Anforderungen an die Genauigkeit der Navigation der Bildaten gestellt werden.

4 Schlußfolgerungen

Aus der Vielfalt der Parameter, die die Oberflächentemperatur bestimmen, lassen sich bei wolkenloser Atmosphäre

die Bodenfeuchte (bzw. ein vom verwendeten Modell abhängiges anderes Maß für die Fähigkeit der Oberfläche zur Evapotranspiration) und die 'thermal inertia' aus Satellitendaten unter Einbeziehung von Bodenmessungen ableiten.

Allerdings müssen einige Parameter, wie die Bodenrauigkeit und das Emissionsvermögen der Oberfläche, die in ihrer räumlichen und zeitlichen Variation nur ungenügend bekannt sind, abgeschätzt werden. Die Dichte der Daten über Lufttemperatur, -feuchte und Windgeschwindigkeit in Bodennähe ist sicherlich nicht überall der Variabilität der Grenzschicht angepaßt, und in orographisch gegliedertem Gelände versagen die hier gezeigten Modellannahmen.

Der Vorteil dieser Fernerkundungsmethode liegt in der flächendeckenden Erfassung der großräumigen Variation der gesuchten Parameter. Schon die Einzelwerte (Pixel) integrieren über eine durch die geometrische Auflösung des Sensors definierte Fläche. Damit passen die Daten eher zu numerischen Modellen als die konventionellen Punktmessungen.

Literatur

- ABDELLAOUI, A.; BECKER, F.; OLORY-HECHINGER, E.; RAFFY, M.: Thermal Inertia and Soil Moisture Mapping. Final Report, Groupe de Teledetection de Strasbourg (1982)
- AXELSSON, S. R. J.: Thermal Modeling for the Interpretation of IR-Data. Proc. 17th Int. Symp. Rem. Sens. Env., S. 499-518 (1983)
- BREHM, M.: Experimentelle und numerische Untersuchungen der Hangwindschicht und ihrer Rolle bei der Erwärmung von Tälern. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Uni. München, 54 (1986)
- CARLSON, T. N.; DODD, J. K.; BENJAMIN, S. G.; COOPER, J. N.: Satellite Estimation of the Surface Energy Balance, Moisture Availability and Thermal Inertia. Journ. Appl. Meteor. Vol 20, S. 67-87 (1981)
- CASSINIS, R.; TOSI, N.; LECHI, G. M.; BRIVIO, P. A.; ZILIOLI, E.; MARINI, A.: Thermal Inertia of Rocks - an HCMM Experiment on Sardinia, Italy. Int. Journ. Remote Sensing Vol 5, No. 1, S. 79-94 (1984)
- DEARDORFF, J. W.: Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation. Journ. Geoph. Res., 83, C4, S. 1889-1903 (1978)
- IDSO, S. B.; JACKSON, R. D.; REGINATO, R. J.: Compensating for Environmental Variability in the Thermal Inertia Approach to Remote Sensing of Soil Moisture. J. Appl. Meteor. 15, S. 811-817 (1976)
- KAHLE, A. B.: A Simple Thermal Model of the Earth's Surface for Geologic Mapping by Remote Sensing. Journ. Geoph. Res. Vol 82, 11, S. 1673-1680 (1977)
- KÖRNER, CH.: Humidity Responses in Forest Trees: Precautions in Thermal Scanning Surveys. Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser B, 36, S. 83-98 (1985)
- MANNSTEIN, H.: Die radiometrisch bestimmte Oberflächentemperatur im Gebirge und die Ermittlung des Stroms fühlbarer Wärme DLR-FB 90-07 (1990)
- PRATT, D. A.; ELLYET, C. D.: The Thermal Inertia Approach to Mapping of Soil Moisture and Geology. Rem. Sens. Environment Vol 8, S. 151-168 (1979)
- PRICE, J. C.: On the Use of Satellit Data to Infer Surface Fluxes at Meteorological Scale. Journ. Appl. Meteor. Vol 21, S. 1111-1122 (1982)

- PRICE, J. C.: On the Analysis of Thermal Infrared Imagery: The Limited Utility of Apparent Thermal Inertia. *Rem. Sens. Envir.* 18, S. 59-73 (1985)
- ROSEMA, A.; BIJELEVELD, J. H.; REININGER, P.; TASSONE, G.; BLYTH, K.; GURNEY, R. J.: "TELL-US" - A Combined Surface Temperature, Soil Moisture and Evaporation Mapping Approach. *Proc. 12th Int. Symp. Rem. Sens. Env.* (1978)
- SCHUMANN, U.: Large-eddy simulation of the up-slope boundary layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 116, S. 637-670 (1990)
- SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A.: A Simple Biosphere Model (SIB) for Use within General Circulation Models. *Journ. Atm. Sciences* Vol. 43, No. 6, S. 505-531 (1986)
- SOER, G. J. R.: Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. *Remote Sens. Environ.*, 9, S. 27-45 (1980)
- VAN DE GRIEND, A. A. & CAMILLO, P. J.: Estimation of soil moisture from diurnal surface temperature observations *Proc. IGARSS'86, Zürich, ESA SP-254, S. 1227-1230* (1986)
- WATSON, K.: Geologic Application of Thermal Infrared Images. *Proc. IEEE* Vol 63, S. 128-137 (1975)
- WETZEL, P. J.; ATLAS, D.; WOODWARD, R. H.: Determining Soil Moisture from Geosynchronous Satellite Infrared Data: A Feasibility Study. *Journ. Clim. Appl. Meteor.* Vol 23, S. 375-391 (1984)

11 E. RASCHKE, M. RIELAND, R. STUHLMANN Fernerkundung der planetaren Strahlungsbilanz

1 Einleitung

Das Klimasystem erhält Energie allein von der Sonne. Die ungleichmäßige Verteilung der Einstrahlung, der Unterschied in den Absorptions- und Reflexionseigenschaften von Land und Ozeanoberflächen erzeugen gemeinsam mit der Rotationsbewegung der Erde den Wind, die Ozeanströmungen und die Kondensations- und Verdunstungsprozesse in der Atmosphäre. Das System Erde-Atmosphäre verliert Energie durch Abstrahlung langwelliger Wärmestrahlung in den Weltraum. Atmosphäre und Ozean transportieren also über ihre Zirkulationssysteme Energie von den Quellen zu den Senken.

Ein besseres Verständnis dieser miteinander wechselwirkenden Prozesse erhält man aus der Kenntnis der Strahlungsbilanz am Oberrand der Erdatmosphäre – in etwa 60 bis 80 km Höhe über dem Erdboden. Aus ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung lassen sich direkt die Energiequellen und Senken im Klimasystem bestimmen. Zusätzlich gestattet die Kenntnis der planetaren Strahlungsbilanz eine Kontrolle des in numerischen Zirkulationsmodellen berechneten Strahlungshaushaltes des jetzigen Klimas.

Die planetare Strahlungsbilanz ergibt sich aus der Differenz zwischen Einstrahlung der Sonne und der in den Weltraum reflektierten und emittierten Strahlung des Systems Erde-Atmosphäre. Ihre genaue Bestimmung kann nur aus Satellitenmessungen erfolgen, wobei die abzuleitenden Größen die Strahlungsflußdichten M_{SW} des solaren ($0.2 - 5.0 \mu m$) und M_{LW} des terrestrischen ($5.0 - 100 \mu m$) Spektralbereiches sind. Die Genauigkeitsanforderungen mit der diese Größen gemessen werden müssen, hängen dabei von den unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen der betrachteten Probleme ab (Tabelle 1).

2 Satellitenmessungen der Strahlungsbilanz

Die Notwendigkeit, Strahlungsbilanzmessungen durchzuführen wurde sehr früh erkannt. Die ersten Abschätzungen erfolgten aus Bodenbeobachtungen (DINES 1917; SIMPSON 1928). Mit der Entwicklung meteorologischer Satelliten

wurde die Möglichkeit geschaffen, diese Plattformen zur Messung zu nutzen.

Das erste Satellitenexperiment zur Bestimmung der Strahlungsbilanz wurde von SUOMI (1958) vorgeschlagen. Geflogen wurde dieses Experiment auf Explorer 7 im Jahre 1959 in einer Höhe von 1100 km. Als Meßinstrument ver-

Tab. 1: Anforderungen an die räumliche und zeitliche Auflösung von Strahlungsbilanzmessungen (WMO-ICSU-Report 16, 1975)

Gegenstand	räumliche Auflösung	zeitliche Auflösung
globale Strahlungsbilanz	global	11-22 a
zonale Mittel der Strahlungsbilanz	10^7 Km^2	11-22 a
regionale Mittel der Strahlungsbilanz	$10^5 - 10^6 \text{ Km}^2$	11-22 a
Klimaänderungen in bestimmten Regionen (Sahara, Antarktis)	10^5 Km^2	1-8 a
hemisphärische Unterschiede	Hemisphäre	1-3 a
jährliche Fluktuationen	$10^5 - 10^6 \text{ Km}^2$	1 a
jahreszeitliche Änderungen	10^5 Km^2	3 m
Monatsmittel der Strahlungsflüsse	10^5 Km^2	1 m
10-Tagemittel der Strahlungsflüsse	10^4 Km^2	10 d
Tagesgänge der Strahlungsflüsse	10^4 Km^2	1 h

wendete man ein Kugelbolometer. Innerhalb des Gesichtsfeldes des Meßinstrumentes lag dabei die gesamte Erdscheibe, was eine Bestimmung der Strahlungsbilanzkomponenten in einer räumlich nur sehr groben Auflösung zuließ. Bei den folgenden Satellitenmissionen in den Jahren 1964-1970 wurden ebenfalls als Meßinstrumente nur über den gesamten Halbraum integrierende Sensoren verwendet.

Das verbesserte Signalrauschverhältnis der moderneren Sensoren erlaubte es, das Gesichtsfeld der Instrumente auf einen eng begrenzten Kegel zu beschränken. Die Messungen mit solchen Instrumenten erfolgt nach einem festen Abtastmuster in Bezug auf die Satellitenbahn. Die erste Generation dieser Instrumente mit einer räumlichen Auflösung in der Größenordnung von $200 \cdot 200 \text{ km}^2$ wurden bei den Satellitenmissionen NIMBUS-2 und NIMBUS-3 in den Jahren 1966-1969 verwendet.

Der Gewinn an räumlicher Information ist jedoch mit einer aufwendigen Dateninversion verbunden. Die Bestimmung der planetaren Albedo erfordert die Verwendung einer von Azimut und Zenitwinkel abhängigen Anisotropiekorrektur und die der terrestrischen Ausstrahlung eine vom Zenitwinkel abhängige Randverdunklungskorrektur zur Umwandlung der jeweiligen Satellitenmessung in die entsprechenden Strahlungsflußdichten (RASCHKE et al. 1973).

Eine sogenannte zweite Generation von Strahlungsmeßinstrumenten wurde für das Earth Radiation Budget (ERB) Experiment entwickelt, dessen Meßphase mit dem Start des Satelliten NIMBUS-6 im Jahre 1975 begann. Das über den gesamten Halbraum integrierende Instrument dieses Satelliten lieferte Daten während des Zeitraumes Juli 1975 bis Oktober 1978. Das räumliche abtastende Instrument an Bord von NIMBUS-6 stellte leider schon nach einem Monat seinen Betrieb ein. Eine Fortsetzung des ERB Experimentes erfolgte nach dem Start von NIMBUS-7 im Jahre 1978. Das über den gesamten Halbraum integrierende Radiometer von NIMBUS-7 arbeitete bis zur Mitte des Jah-

res 1989. Das räumlich abtastende Instrument dagegen stellte nach etwa 20 Monaten seinen Betrieb ein. Aus dem beschränkten Datensatz dieses Instrumentes konnten empirische Anisotropie- und Randverdunklungsfunktionen gewonnen werden (TAYLOR und STOWE 1984).

Aufbauend auf den Erfahrungen des ERB Experimentes wurde im Jahr 1979 das Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) geplant. ERBE ist das erste Strahlungsbilanzexperiment, bei dem Messungen von drei Satellitenplattformen aus mit identischen Gerätekombinationen erfolgen. Die erste Plattform, der sogenannte Earth Radiation Budget Satellite (ERBS), wurde am 5. 10. 1984 gestartet. Die beiden anderen Satelliten sind die operationellen Satelliten NOAA-9 (Start 12. 12. 1984) und NOAA-10 (Start 17. 9. 1986). Mit dem Einsatz dreier Satelliten ist gewährleistet, daß über fast jedem Gebiet der Erde mindestens sechs Messungen pro Tag erfolgen, was eine Berücksichtigung des Tagesanges ermöglicht.

Um die in der Tabelle 2 angegebenen Genauigkeiten für die Strahlungsflußdichten in den unterschiedlichen Skalen erreichen zu können, wurden für dieses Experiment Strahlungsmeßinstrumente der dritten Generation entwickelt, die im Bild 1 gezeigt sind. Das Instrumentenpaket eines jeden Satelliten besteht aus einer über den gesamten Halbraum integrierenden Einheit (ERBE NONSCANNER) mit fünf Kanälen und einer abtastenden Einheit (ERBE SCANNER) mit drei Kanälen, die senkrecht zur Bahn mißt. Die spektralen Eigenschaften und die jeweilige Gesichtsfeldgröße der insgesamt acht Meßkanäle des ERBE Instrumentenpaketes sind in der Tabelle 3 zusammengestellt. Besonderer Wert wurde in der Vorbereitungsphase dieses Experimentes auf die Eichung der Instrumente, deren exakte Modellierung und die Entwicklung verbesserter Datenauswerteverfahren gelegt. Während der Vorbereitungsphase und auch der darauf folgenden aktiven Meß- und Auswertephase wird dieses Experiment von 18 Wissenschaftlergruppen, aus den USA, England, Frankreich und Deutschland

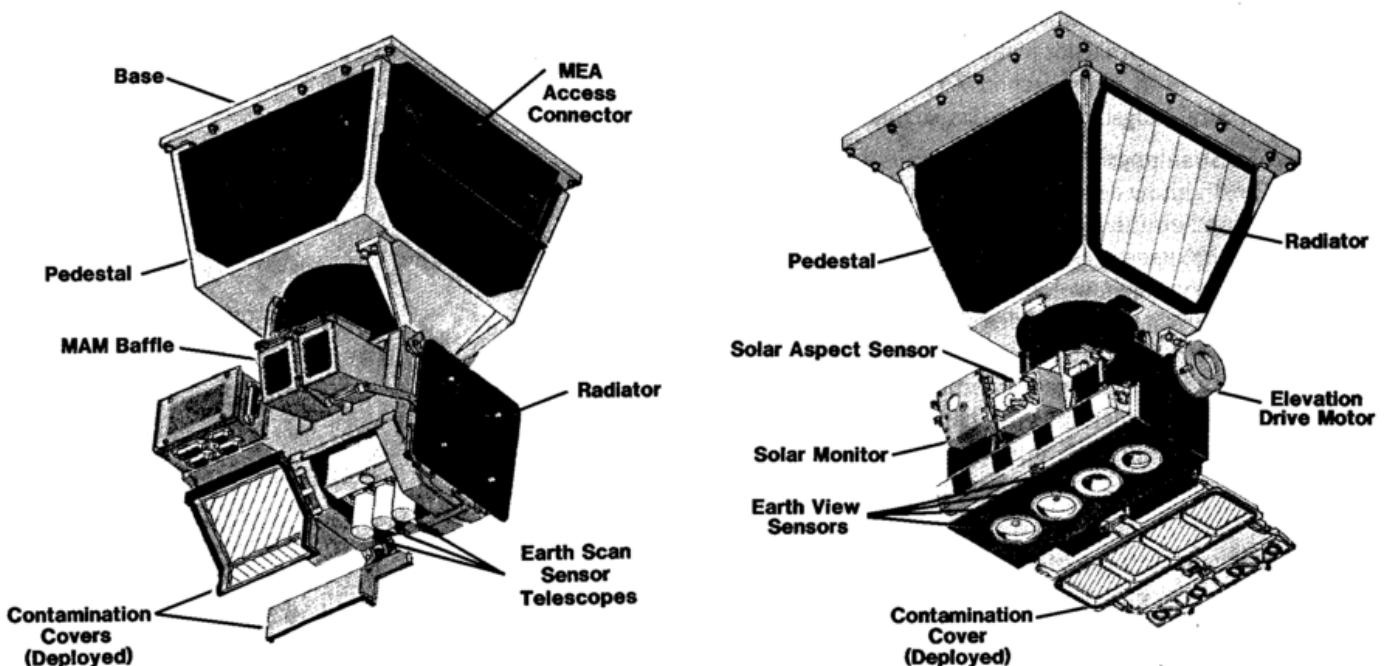


Bild 1: Das Instrumentenpaket des Earth Radiation Budget Experimentes. Links: ERBE SCANNER. Rechts: ERBE NONSCANNER.

Tab. 2: Vorgegebene absolute Fehlergrenzen für Strahlungsbilanzmessungen des Earth Radiation Budget Experimentes (nach BARKSTROM u. SMITH, 1986)

Meßgrößen	räumliche Auflösung	zeitliche Auflösung	absolute Genauigkeit
reflektierte solare Strahlungsflußdichte	globales Mittel	Monatsmittel	1 W/m ²
$M_{SW} = \int_{0.25}^{5.0} M_{\lambda} d\lambda$	zonales, 10° Mittel	Monatsmittel	2-12W/m ²
und	regionales, (10°·10°) Mittel	Monatsmittel	2-15W/m ²
emittierte terrestrische Strahlungsflußdichte	regionales, (2.5°·2.5°) Mittel	Monatsmittel	2-15W/m ²
$M_{LW} = \int_{0.5}^{100} M_{\lambda} d\lambda$	regionales, (2.5°·2.5°) Mittel	Tagesmittel	10-15W/m ²

Tab. 3: Spektrale Empfindlichkeit und Größe des Gesichtsfeldes der acht Kanäle des ERBE-Instrumentenpaketes.

Kanal	Spektralintervall	Filter	Gesichtsfeld
1 (TOTAL)	0.2-100 µm	keiner	136° Kegel
2 (SW)	0.2-5 µm	Suprasil-W	136° Kegel
3 (TOTAL)	0.2-100 µm	keiner	65° Kegel
4 (SW)	0.2-5 µm	Suprasil-W	65° Kegel
5 (Sonne)	0.2-100 µm	keiner	22° Kegel
6 (SW)	0.2-5 µm	Suprasil-W	3° · 4.5°
7 (LW)	5.0-100 µm	Diamand	3° · 4.5°
8 (Total)	0.2-100 µm	keiner	3° · 4.5°

betreut. Bis auf den ERBE-SCANNER auf NOAA-9 arbeiten alle weiteren Instrumente dieses Experimentes zur Zeit fehlerfrei (Januar 1990). Damit übertrifft die Zuverlässigkeit der Instrumente auf dem Satelliten ERBS (mehr als 4 Jahre) schon jetzt bei weitem das gesteckte Ziel von 3 Jahren. Eine ausführliche Beschreibung des Experimentes findet man bei BARKSTROM und SMITH (1986).

3 Die Planetare Strahlungsbilanz

Bei der Dateninversion werden die spektral gefilterten und von der Meßgeometrie abhängigen Strahldichten der einzelnen Instrumentenkanäle in die ungefilterten Strahlungsflußdichten des solaren und terrestrischen Spektralbereiches umgerechnet. Anschließend erfolgt eine räumliche Mittelung auf das Gitter und eine zeitliche Integration der Meßwerte auf mittlere, monatliche Tagessummen. Die hierzu notwendigen Umwandlungsschritte mit den dabei einfließenden Fehlern sind im Bild 2 zusammengestellt. Faßt man die Ergebnisse einiger Arbeiten zusammen (STUHLMANN et al. 1985; WIEGNER u. RASCHKE 1987; STUHLMANN u. RASCHKE 1987; DIEKMANN u.

SMITH 1989; RIELAND 1989; UDELHOFEN et al. 1989), die zu den einzelnen Umwandlungsschritten und speziell zu den dabei einfließenden Fehlern erstellt worden sind, ergibt sich eine mittlere Genauigkeit der ERBE Strahlungsbilanzfelder von 10 Wm⁻² für Ozeanregionen und 6 Wm⁻² für Landregionen. Damit genügen die Resultate den für dieses Experiment gestellten hohen Anforderungen (Tabelle 2) und stellen somit einen äußerst genauen Datensatz für die obere Randbedingung der Energiebilanz der Atmosphäre dar, der für weitere Klimauntersuchungen unerlässlich ist.

Die Bilder 3, 4 und 5¹ zeigen Ergebnisse der planetaren Albedo, der langwelligen Ausstrahlung und des Netto-Strahlungshaushaltes am Oberrand der Atmosphäre für den April 1985. Deutlich zu erkennen ist im Bild 5, daß über den Wüstengebieten (Sahara, Saudi Arabien) trotz der hohen Einstrahlung negative Werte der Strahlungsbilanz bis zu -40 Wm⁻² auftreten. Diese Strahlungsbilanzanomalien werden durch die sehr hohe Reflexion solarer Strahlung

¹ Bilder 3-6 s. S. 22 u. 23

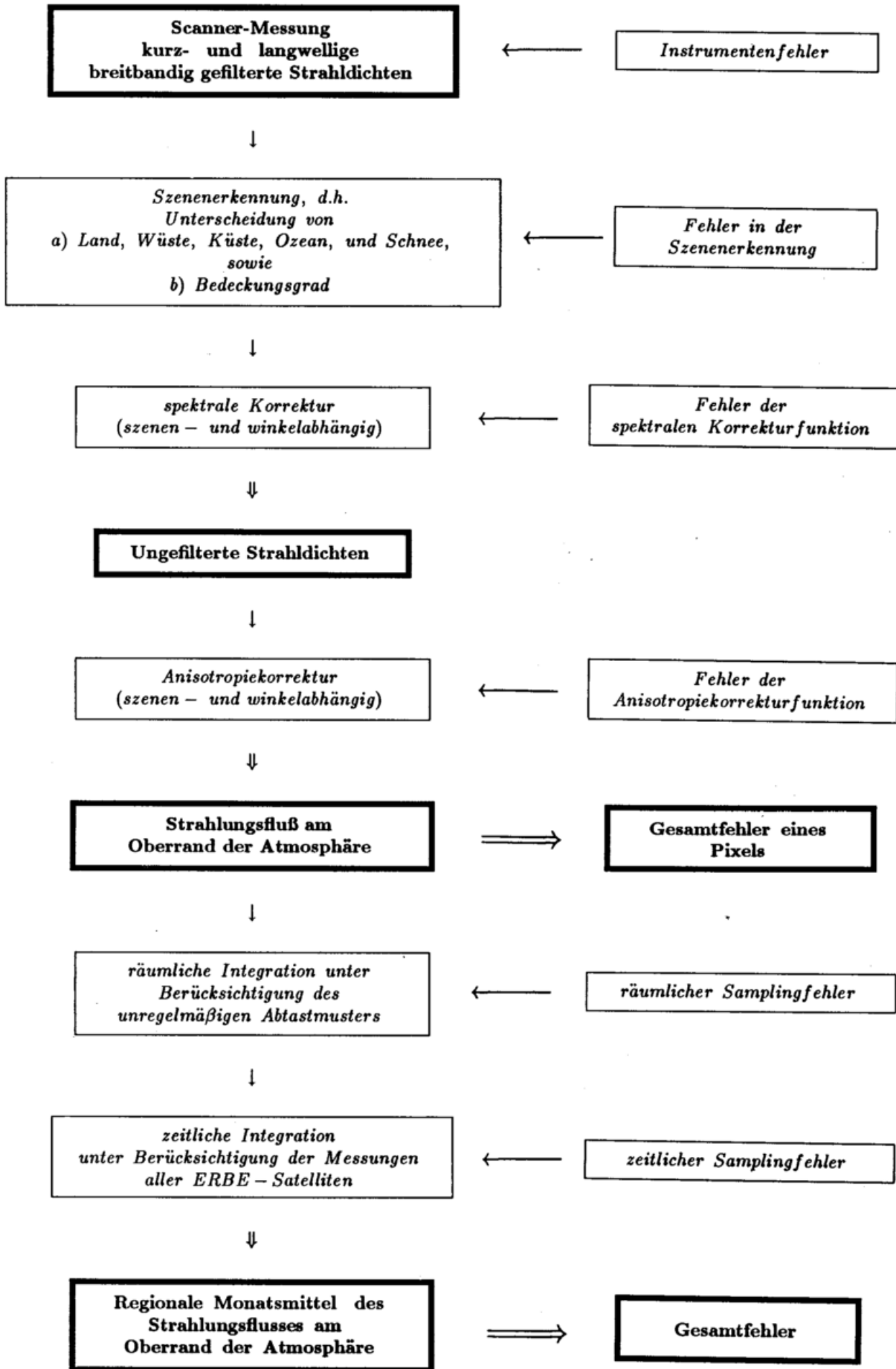


Bild 2: Schematische Darstellung des Auswertalgorithmus und mögliche Fehlerquellen von Scanner-Messungen.

(Bild 3) aufgrund der hohen Albedo des Wüstensandes bei gleichzeitiger hoher Wärmeabstrahlung (Bild 4) der tagsüber heißen wolkenfreien Wüsten verursacht. Das System Erde-Atmosphäre gibt damit über diesen Gebieten kontinuierlich mehr Energie an den Weltraum ab als es aufnimmt.

Dieses Defizit muß durch dynamische Prozesse, in diesem Fall ein großräumiges Absinken, ausgeglichen werden. Ein großräumiges Absinken aber erschwert zusätzlich die Bildung von Wolken und des damit verbundenen Niederschlages, was zu einer Ausbreitung der Wüsten führen kann. Eine weitere interessante Strahlungsbilanzanomalie findet man über dem Ostpazifik vor der peruanischen Küste. Über diesem Gebiet erzeugt die tiefliegende warme Stratusbewölkung durch ihre hohe Reflexion und Wärmeabstrahlung negative Werte der Strahlungsbilanz von bis zu -70 Wm^{-2} . Auch in diesem Fall muß über dynamische Prozesse, wie ein Verstärker der Walker Zirkulation, ein Ausgleich dieses Defizites erfolgen.

4 Ausblick

Die Arbeiten im ERBE sind inzwischen soweit fortgeschritten, daß mit der Archivierung der Monatsmittelwerte der Strahlungsbilanzfelder begonnen wurde. Potentiellen Nutzern wird damit dieser Datensatz in Kürze für die Klimaforschung zur Verfügung stehen.

Nunmehr soll auch die Nettostrahlungsbilanz am Erdboden global aus Satellitendaten abgeleitet werden. Die den Erdboden erreichende solare Strahlung wird von der Sonnenhöhe und der Transparenz der Atmosphäre bestimmt. Die atmosphärische Transparenz wiederum wird am stärksten durch die Wolken beeinflusst. Es bietet sich deshalb an, die Globalstrahlung aus den polarumlaufenden und geostationären Wettersatellitendaten, die im Rahmen eines Internationalen Wolkenklimatologie Projektes (ISCCP: International Satellite Cloud Climatology Project) zusammengestellt werden, zu bestimmen. Erste Arbeiten in dieser Richtung wurden von RASCHKE und RIELAND (1989) durchgeführt. Bild 6 zeigt eine globale Darstellung der atmosphärischen Transparenz, die aus den Daten des ISCCP für den July 1983 gewonnen wurde. Deutlich zu erkennen sind die erwarteten Strukturen, verursacht durch die Lage der Wolkenfelder. Die höchste Transparenz mit Werten um 65 bis 75% findet man über Nordamerika, der Sahara, dem nördlichen Chile und den nördlichen Teilen Australiens. Die niedrigsten Werte von weniger als 20% findet man für den südlichen Atlantik und den Pazifik. Ebenfalls deutlich zu erkennen ist die reduzierte Transparenz mit Werten kleiner als 30% für die Gebiete der niedrigen Stratusbewölkung vor der peruanischen Küste.

Da das ERBE etwa im Jahr 1991 beendet sein wird, ist mit dem ScaRaB (Scanner for Radiation Budget) Experiment für eine Kontinuität in der Fernsondierung der Strahlungsbilanz gesorgt. Das ScaRaB Projekt wird neben einer Beteiligung der Universität zu Köln von Wissenschaftlern aus Paris und Moskau betrieben. Eine weitere Fortsetzung der Messung des planetaren Strahlungshaushaltes ist von den polaren Plattformen aus vorgesehen.

5 Literatur

- BARKSTROM, B. R.; SMITH, G. L.: The Earth Radiation Budget Experiment: Science and implementation. *J. Geophys. Res.* 24 (1986) S. 379-390.
- DINES, W. H.: Heat balance of the atmosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.* 43 (1917) S. 151-158.
- DIEKMANN, F. J.; SMITH, G. L.: Investigation of scene identification algorithms for radiation budget measurements. *J. Geophys. Res.* 94 (1989) Nr. D3, S. 3395-1412.
- RASCHKE, E.; VONDER HAAR, T. H.; BANDEEN, W. R., PASTERNAK, M.: The annual radiation balance of the Earth-Atmosphere system during 1969-1970 from NIMBUS-3 measurements. *J. Atmos. Sci.* 30 (1973) S. 341-364.
- RASCHKE, E.; RIELAND, M.: Downward solar radiation from geostationary satellite data: A first global view. *Weather* 44 (1989) Nr. 7, S. 311-314.
- RIELAND, M.: Diurnal variation of the Earth Radiation Budget components derived from METEOSAT data. In: *Proc. of the IRS*, Hrsg. LENOBLE, J. (1989), Lille, France, 18.-24.8.1988.
- SIMPSON, G. C.: Some studies on terrestrial radiation. *Mem. Roy. Meteor. Soc. Vol. II*, Nr. 16, S. 69-95.
- STUHLMANN, R.; WIEGNER, M.; KNOTTENBERG, H.; WIRTH, J.; HENNINGS, D.: Calculations of the planetary albedo from satellite radiance measurements. *Adv. Space Res.* 5 (1985) S. 133-139.
- STUHLMANN, R.; RASCHKE, E.: Satellite measurements of the Earth radiation budget: Sampling and retrieval of short wave extinctions - a sampling study. *Beitr. Phy. Atm.* 60 (1987) S. 393-410.
- SUOMI, V. E.: The radiation balance of the Earth from a satellite. *Annals of the IGY* 6 (1958) S. 331-340.
- UDELHOFEN, P.; RIELAND, M.; DIEKMAN, F. J.; STUHLMANN, R.: Samplingstudien zu Satellitenmessungen der Strahlungsbilanz der Erde in Klimaforschungsprogramm Statusseminar 10. 1.-12. 1. 1989, Hrsg. GSF München (1989) S. 323-325.
- TAYLOR, V. R.; STOWE, L. L.: Reflectance of uniform earth and cloud surfaces derived from NIMBUS-7 ERB. *J. Geophys. Res.* 89 (1984) S. 4987-4996.
- WIEGNER, M.; RASCHKE, E.: Planetary radiation budget over North Africa from satellite data. *Theor. Appl. Climatol.* 38 (1987) S. 24-36.
- WMO-ICSU: The physical basis of climate and climate modelling. GARP Publication Series 16 (1975) 90 S.

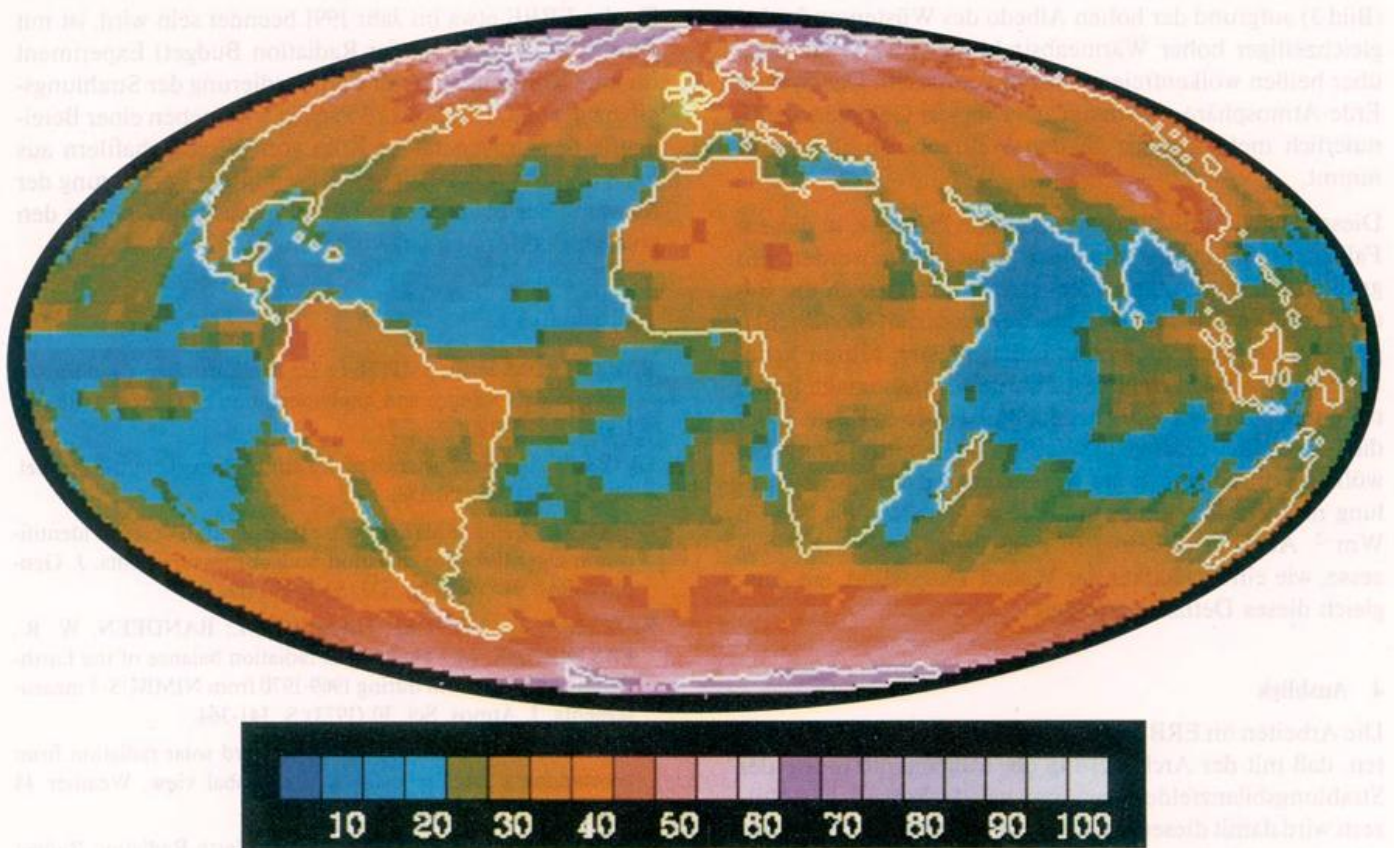


Bild 3: Planetare Albedo im April 1985 (ERBE). Einheiten in Prozent.

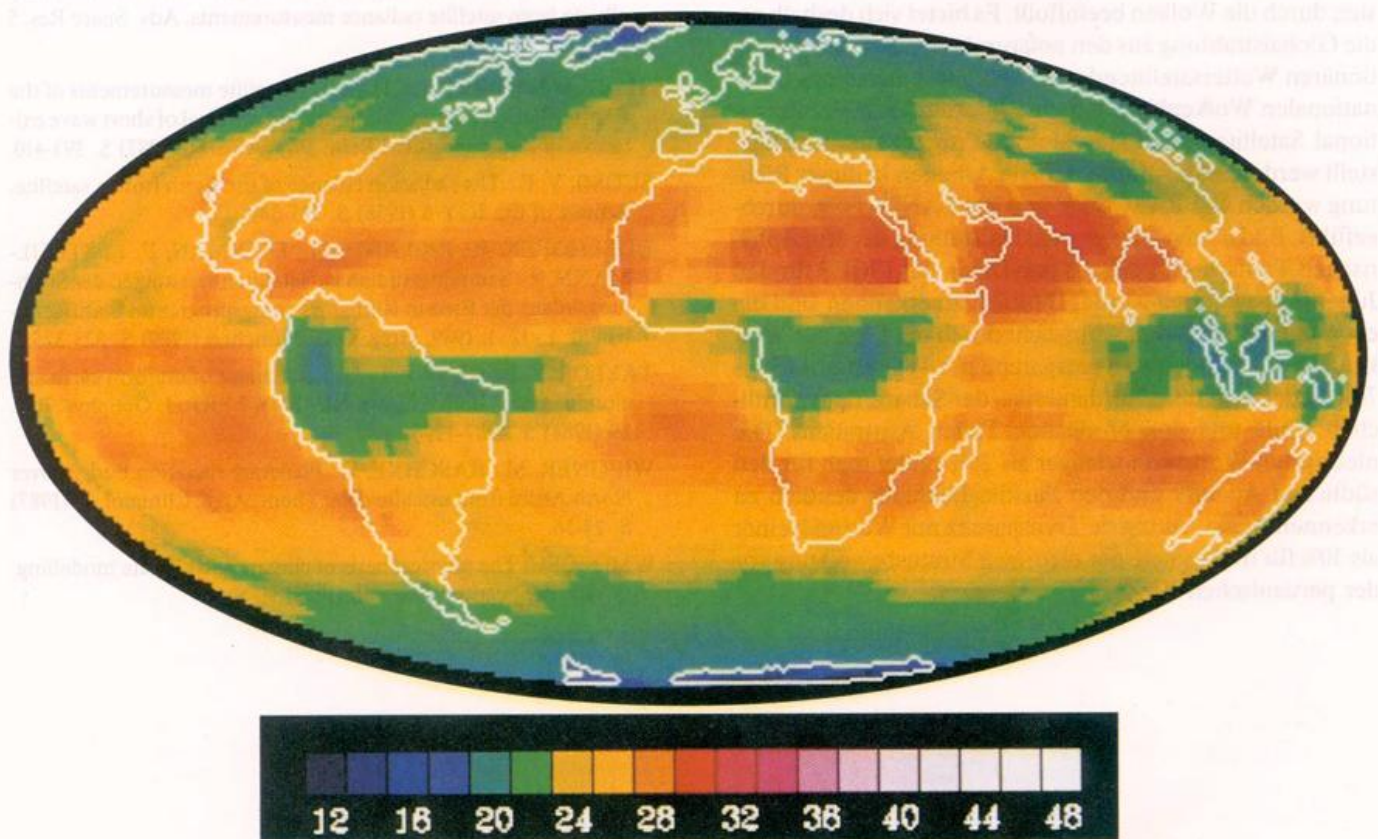


Bild 4: Langwellige thermische Ausstrahlung des Systemes Erde-Atmosphäre April 1985 (ERBE). Einheiten in 10 Watt pro Quadratmeter.

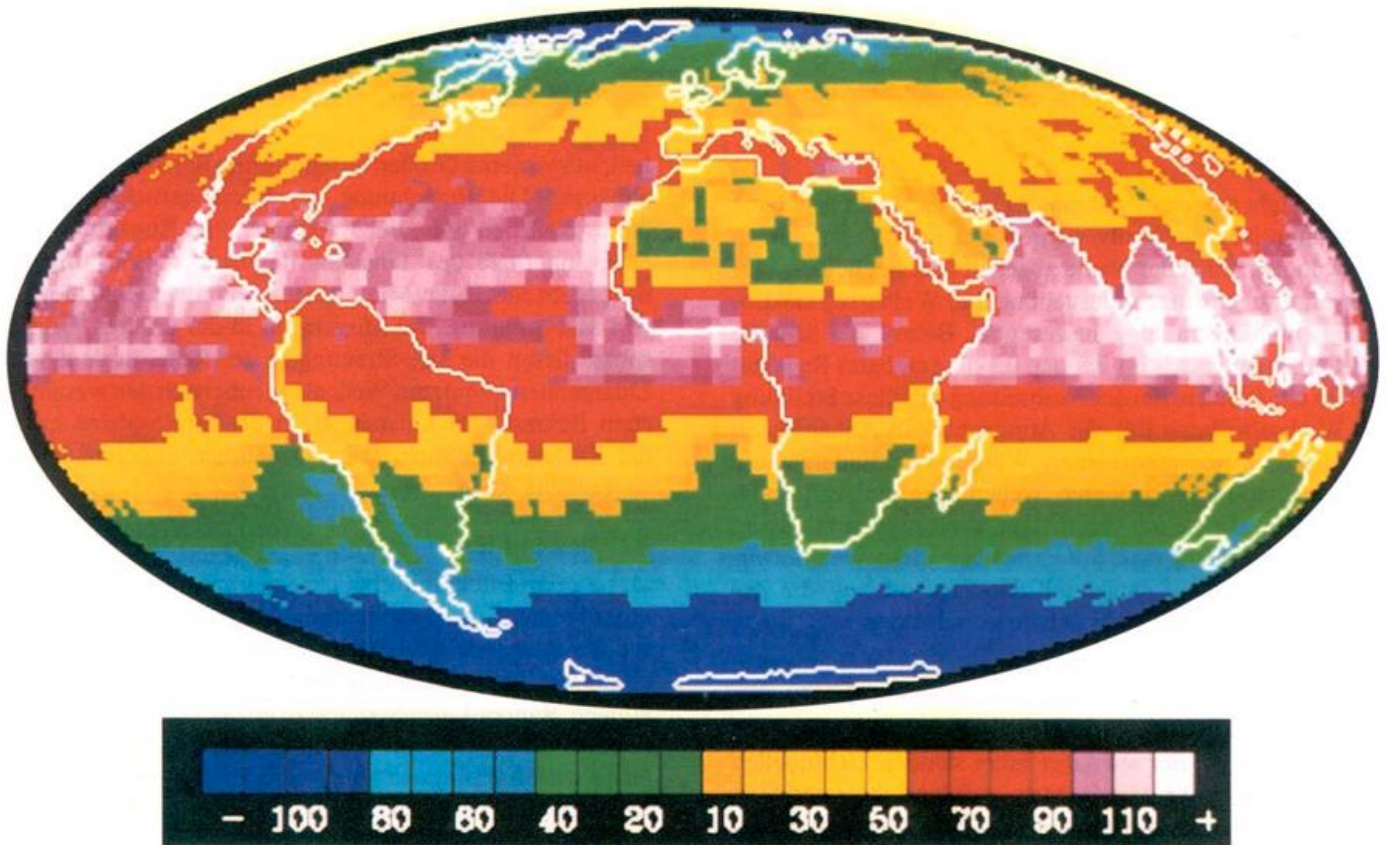


Bild 5: Die planetare Netto-Strahlungsbilanz April 1985 (ERBE). Einheiten in Watt pro Quadratmeter.

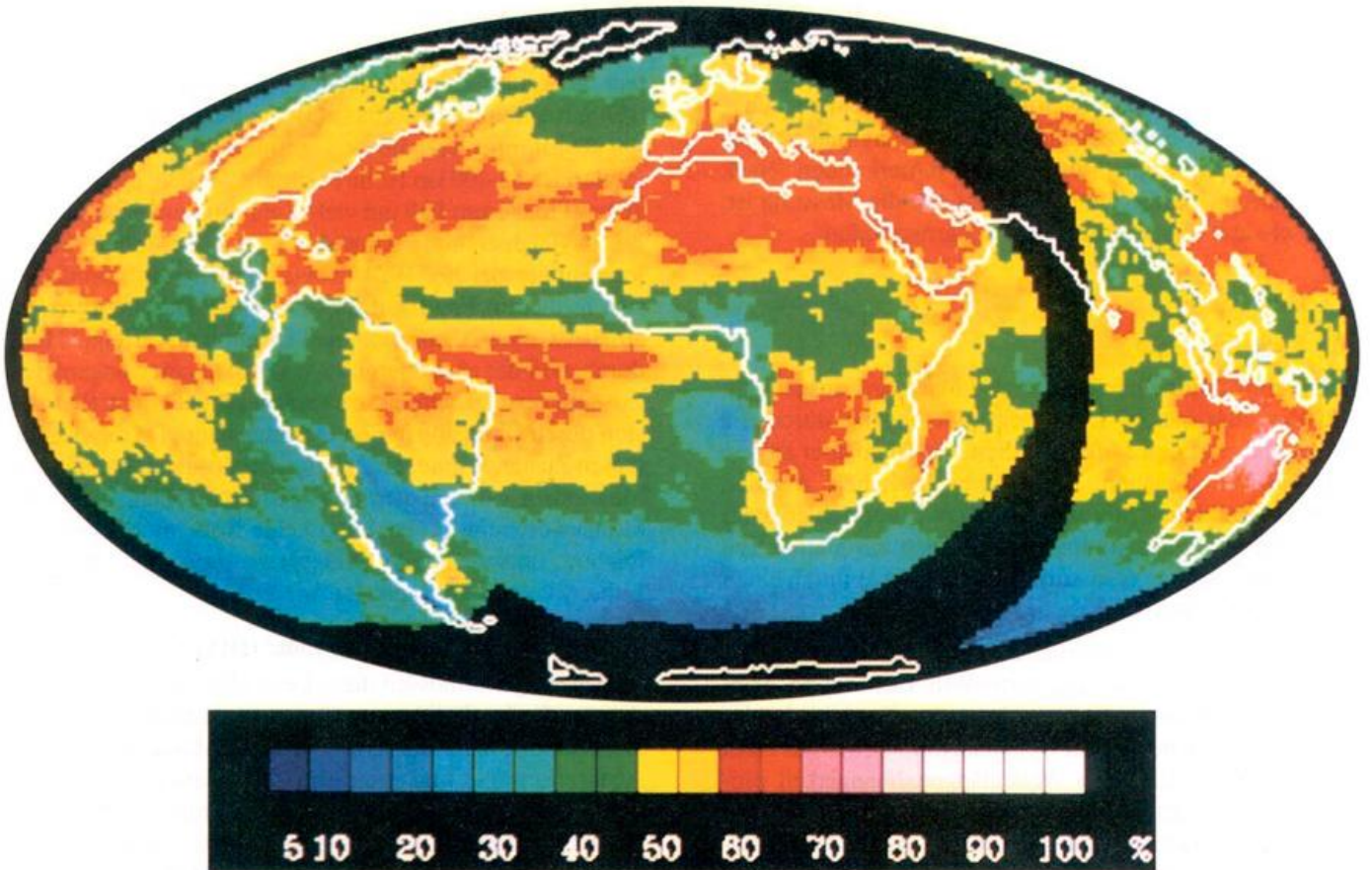


Bild 6: Globale Darstellung der atmosphärischen Transparenz Juli 1983 (ISCCP B3 Product). Einheiten in Prozent.

1 Einleitung

Lidar (Light detection and ranging) ist, wie schon der Name vermuten läßt, ein Meßverfahren, das dem Radar ähnlich ist, von dem auch der Name abgeleitet ist. Bei beiden Verfahren wird ein kurzer, eng gebündelter Wellenzug elektromagnetischer Strahlung ausgesendet. Beim Lidar liegt die Wellenlänge typisch im Bereich 0,3-10 μm , beim Radargerät im cm-Bereich. Bei der Ausbreitung tritt diese Strahlung in Wechselwirkung mit der Atmosphäre in Abhängigkeit von deren Zusammensetzung. Während bei Radargeräten entsprechend ihrer größeren Wellenlänge der Atmosphäreneinfluß, abgesehen von dichten Wolken, vernachlässigbar ist, untersucht man mit dem Lidar diese Wechselwirkung und versucht daraus auf den Zustand bzw. die Zusammensetzung der Atmosphäre zu schließen.

Die Idee, künstliche Lichtquellen für Untersuchungen in der Atmosphäre einzusetzen, geht schon auf den Beginn dieses Jahrhunderts zurück. Mit der Entwicklung der ersten Laser zu Beginn der sechziger Jahre standen Lichtquellen zur Verfügung, die es erlaubten, aufgrund ihrer geringen Divergenz, ihrer Schmalbandigkeit und der extrem hohen Leistung von 100 MW bei Impulsdauern von 10-20 nsec das Signal/Rauschverhältnis und die Entfernungsauflösung über eine Laufzeitmessung ganz entscheidend zu verbessern. Die ersten Lidarsysteme dienten zunächst nur zur Entfernungsmessung, etwa der genauen Bestimmung des Abstandes Erde - Mond oder zur Bestimmung von Wolkenuntergrenzen. Neben genauen Abstandsmessungen lassen sich mit heutigen Lidarsystemen eine Vielzahl meteorologischer Parameter und atmosphärischer Spurengase wie auch ozeanographische Parameter (Wassertrübung, Chlorophyllfluoreszenz) fernerkunden. Nach der Wechselwirkung, die maßgebend für die Messung ist, unterscheidet man verschiedene Lidarmethoden.

2 Grundlagen

2.1 Rückstreu-Lidar

Beim konventionellen Rückstreu-Lidar wird ausgenutzt, daß das ausgesandte Licht beim Durchgang durch die Atmosphäre an den Luftmolekülen, vor allem aber an den eingelagerten Teilchen, dem atmosphärischen Aerosol, gestreut wird. Diese Streuung erfolgt mit unterschiedlicher Intensität in alle Richtungen, sodaß auch ein kleiner Teil wieder zum Ausgangsort zurückkommt, wo er durch einen empfindlichen Detektor nachgewiesen wird.

Primär handelt es sich hierbei um elastische Streuung, das heißt, die Wellenlänge des gestreuten Lichts wird beim Streuvorgang nicht verändert. Moleküle, die klein sind im Vergleich zu den benutzten Wellenlängen, streuen das Licht mit einer wohlbekanntem Wellenlängenabhängigkeit proportional zu λ^{-4} und mit einer ebenso bekannten Abhängigkeit vom Streuwinkel und proportional zur Teilchenzahldichte. Man spricht auch von Rayleighstreuung. Das Streuverhalten der viel größeren Aerosolteilchen, ausgedrückt durch den Streukoeffizienten und seine Winkelabhängig-

keit, ist von deren Größenverteilung und Berechnungsindex abhängig. Die Berechnung der Streueigenschaften von Aerosolteilchen unter der Annahme einer Kugelform und eines innerhalb des Teilchens homogenen Brechungsindex geht auf Gustav Mie zurück, man spricht deshalb auch von Mie-Streuung. Bei Messungen in der unteren Troposphäre liefert die Mie-Streuung in der Regel in dem von Lidargeräten benutzten Wellenlängenbereich den wesentlichen Beitrag zum Lidarsignal, in der Stratosphäre spielt die Rayleigh-Streuung, von Ausnahmen abgesehen, die wesentliche Rolle.

2.2 Raman-Lidar

Der Raman-Effekt führt bei der Streuung an Molekülen zu einer Wellenlängenverschiebung des gestreuten Lichts, die für die streuende Molekülart spezifisch ist. Diese Eigenschaft war einige Jahre lang der Grund für große Anstrengungen, Raman-Lidar-Systeme zu entwickeln, mit denen es möglich sein sollte, mit nur einer eingestrahlten Wellenlänge, das Mischungsverhältnis einer Reihe von Gasen relativ zu Stickstoff oder Sauerstoff und damit ihre Konzentration zu bestimmen. Der Anwendung dieses Verfahren steht der sehr geringe Raman-Streukoeffizient d.h. das sehr kleine zu erwartende Signal entgegen. Dennoch wurden in den letzten Jahren mit dem Raman-Lidar Wasserdampfprofile erfolgreich gemessen (MELFI 1985).

2.3 Fluoreszenz-Lidar

Mit der Entwicklung abstimbarer Laser ergaben sich weitere Anwendungsmöglichkeiten. So konnten schon sehr früh mit einem Farbstofflaser, der auf die gelbe Natriumlinie abgestimmt war, die Konzentration der Natriumionen im Bereich 85-100 km Höhe bestimmt werden. Die Fluoreszenz ist in diesem Fall um viele Zehnerpotenzen größer als die Rayleighstreuung. Obwohl die fluoreszierende Strahlung auf der gleichen Wellenlänge emittiert wird, handelt es sich in diesem Fall nicht um eine elastische Streuung, da zunächst eine Absorption des Lichtquants erfolgt. Hierdurch wird das absorbierende Molekül in einen angeregten Zustand versetzt, gefolgt von einer anschließenden Reemission durch Übergang in den Grundzustand. Da diese angeregten Zustände eine relativ lange Lebensdauer haben, sind Messungen nur bei geringer Dichte möglich, wenn die Stoßauslöschung (quenching) keine Rolle mehr spielt. Es folgten entsprechende Lidarmessungen an Kalium-, Lithiumionen und Radikalen wie OH.

2.4 Differential-Absorptions-Lidar (DIAL)

Gleichzeitig erschlossen diese Laser aber auch Bereiche, in denen die in der Atmosphäre vorhandenen Gase ihre Absorptionslinien besitzen. Durch Messung auf der Absorptionslinie und möglichst dicht daneben, ist es auf sehr elegante Weise möglich, die Konzentration des absorbierenden Gases entfernungs aufgelöst zu bestimmen. Dieses Verfahren wird als Differential-Absorptions-Lidar (DIAL) bezeichnet. Während bei den bisher angesprochenen Lidarverfahren die zur Bestimmung des Extinktions-

koeffizienten bzw. Rückstreukoeffizienten notwendige Absoluteichung einen wesentlichen Schwachpunkt darstellt und zur Auswertung bestimmte Modellannahmen gemacht werden müssen, ist das DIAL-Verfahren frei von diesen Koeffizienten des zu untersuchenden Gases. Außerdem muß Schwierigkeiten. Bekannt sein muß nur der Absorptions- der Laser entsprechend abstimbar sein. Die weitere Bedingung, daß das System für die Zeit eines Schußpaares stabil ist und Extinktions- und Rückstreukoeffizient der Atmosphäre für die beiden dicht benachbarten Wellenlängen als konstant angenommen werden können, ist in der Regel gut erfüllt. Erste Messungen wurden mit einem Rubinlaser, der über die Temperatur des Rubinstabs geringfügig in der Ausgangswellenlänge verändert werden kann, durchgeführt (SCHOTLAND 1964). Der Durchbruch gelang ROTHE et al. 1974 mit der Vermessung der NO_2 -Konzentration über einem Industriegelände. Auch Gaslaser wie der CO_2 -Laser, der sich einschließlich verschiedener isotopischer Füllungen auf eine große Zahl von Linien abstimmen läßt, die mit einigen Absorptionslinien atmosphärischer Gase koinzidieren, kamen zum Einsatz.

Wegen des bei $10 \mu\text{m}$ sehr viel kleineren atmosphärischen Rückstreukoeffizienten wurden diese Messungen häufig mit Retroreflektoren oder mit Reflexion an natürlichen Targets durchgeführt, so daß nur Integralwerte der Konzentration bestimmt werden konnten. Eine ausführliche Abhandlung zur Messung der Wasserdampfkonzentration mittels DIAL-Technik findet man im Promet-Heft 1/2/3 '88.

2.5 Doppler-Lidar

Bewegen sich die streuenden Teilchen in Blickrichtung des Lidarsystems, so wird die Wellenlänge des gestreuten Lichts entsprechend dem Dopplereffekt verschoben. Da die Bewegung der Moleküle direkt von der Temperatur abhängt, läßt sich aus der Dopplerverbreiterung von zurückgestreuten Lidarsignalen oder aus der Dopplerbreite von Absorptionslinien auch die Temperatur ableiten. Weil das atmosphärische Aerosol sich mit dem Wind bewegt, ist es möglich, aus der Dopplerverschiebung der Mie-Streuung, die in der Troposphäre, vor allem aber bei größeren Wellenlängen den wesentlichen Beitrag zum Lidarsignal liefert, auch die Pro-

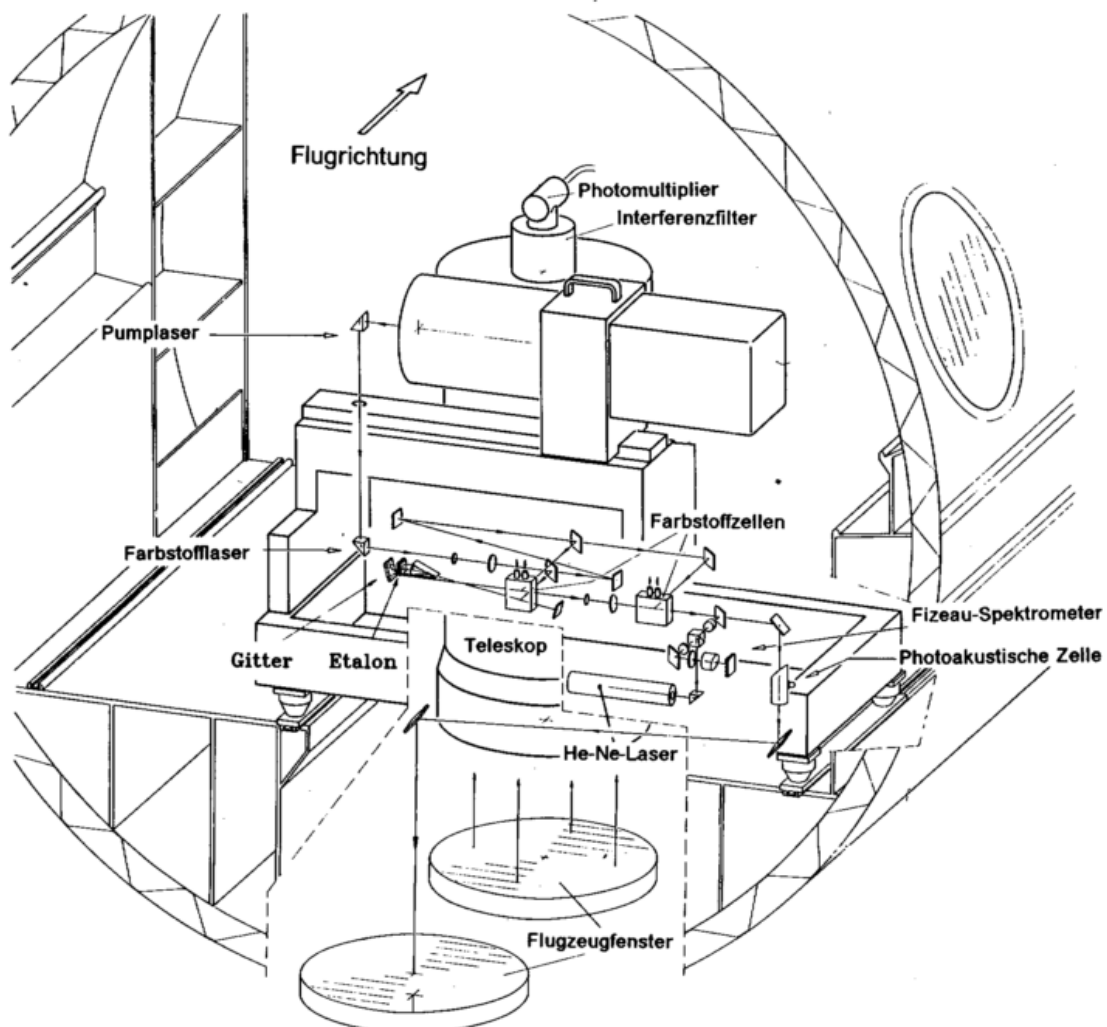


Bild 1: Einbau des DLR- H_2O -DIAL's in der Falcon 20. Ein Farbstoff-Laser sendet abwechselnd Lichtpulse aus, deren Wellenlängen innerhalb und außerhalb einer Absorptionslinie des atmosphärischen Wasserdampfes bei 724 nm liegen. Auf dem unteren Teil des Gestells ist der Farbstoff-Laser sowie die Optik zur Kontrolle und zum Umschalten der Wellenlängen montiert. Der Farbstoff-Laser wird von einem frequenzverdoppelten Nd-YAG-Laser (NT-572) bei $\lambda = 532 \text{ nm}$ gepumpt. Die Laserimpulse verlassen das Flugzeug durch ein Fenster im Boden. Die aus der Atmosphäre zurückgestreuten Signale werden mit einem durch ein zweites Bodenfenster gerichtetes Teleskop empfangen, digitalisiert und gespeichert. Die Rückstreusignale können während des Fluges auf einem Bildschirm beobachtet werden (nach EHRET 1989).

jektion des Windvektors auf die Blickrichtung des Lidars zu bestimmen. Auf die praktische Anwendung dieser Verfahren wird in diesem Heft an anderer Stelle eingegangen.

2.6 Vorteile der Lidarmethoden

Ganz allgemein kann man sagen, daß Lidarverfahren gegenüber passiven Sensoren zwei wesentliche Vorteile besitzen: Durch die kurze Impulsdauer des Laserschusses und die hierdurch mögliche Laufzeitmessung ist eine Entfernungsauflösung bis zu wenigen Metern möglich. Die erzielbare spektrale Bestrahlungsstärke ist höher als die jeder anderen natürlichen Strahlungsquelle, so daß noch Messungen gemacht werden können, wenn passive Verfahren versagen, weil das Signal/Rausch-Verhältnis zu klein wird.

In der Anfangszeit der Lidartechnik waren die Systeme bodengebunden. Die Laser hatten einen schlechten Konversionswirkungsgrad und benötigten aufgrund der notwendigen Kühlung eine hohe elektrische Anschlußleistung. Sie waren schwer und unbeweglich. Nach den ersten mobilen Systemen auf Schiffen oder Lastwagen sind seit einer Reihe von Jahren auch flugzeuggetragene Systeme im Einsatz. Diese haben den Vorteil, daß sie viel flexibler eingesetzt werden und ein quasi synoptisches Bild der Meßgrößen liefern können. So können mit den flugzeuggetragenen Rückstreulidar der DLR Aerosolstrukturen wie Rauchfahnen oder Dunstglocken dreidimensional vermessen werden. Ein flugzeuggetragenes Wasserdampf-DIAL soll noch in diesem Jahr zum Einsatz kommen (Bild 1).

3 Auswertemethoden

3.1 Einfachstreuung

Bei der Lidarfernerkundung wird ein kurzer Laserimpuls bei einer vorgegebenen Wellenlänge (z. B. 530 nm) ausgesandt und das aus der Atmosphäre zurückgestreute Signal zeitaufgelöst empfangen. Aus der Laufzeit der Signale läßt sich die Entfernung des Rückstreumediums bestimmen. Die mit dem Detektor empfangene Lichtleistung wird durch die Lidargleichung beschrieben:

$$P(R) = P_0 F \frac{A}{R^2} \frac{c\tau}{2} \beta(R) \cdot \frac{T^2_{(R)}}{R}$$

mit $T(R) = \exp\left(-\int_0^R \sigma(r) dr\right)$

Erläuterung der Parameter in der Lidargleichung. (In Klammern sind jeweils typische Größenordnungen angegeben):

P_0 ist die Ausgangsleistung des Lasers, $P(R)$ die aus der Entfernung R empfangene Leistung (10^{-12} - 10^{-6} W). Sie setzt sich aus zwei Anteilen, dem gestreuten Lidarsignal und dem Hintergrundlicht zusammen.

F ist eine Instrumentengröße, welche die Wirkungsgrade der Empfangsoptik und des Detektors berücksichtigt (0.02).

A ist die Empfangsfläche des Teleskops (0.1 m^2),

c ist die Lichtgeschwindigkeit ($3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$),

τ ist die Dauer des Laserimpulses (10-20 ns),

β ist der Rückstreukoeffizient,

σ ist der Extinktionskoeffizient (10^{-6} m^{-1} für Luftmoleküle -10^{-2} m^{-1} für Wolken),

T ist die Transmission längs des Weges, den der Lichtimpuls zurücklegt.

Die wichtigsten Annahmen, die die Lidargleichung enthält, sind:

1. Es wird nur Einfachstreuung berücksichtigt.
2. Die Streuprozesse sind elastisch.
3. Die streuenden Teilchen wechselwirken mit dem Laserlicht unabhängig voneinander.
4. Der Sendekegel liegt vollständig innerhalb des Empfangskegels.
5. In der kurzen Zeit zwischen Aussenden des Impulses und Empfang des rückgestreuten Lichts, ändern sich die optischen Eigenschaften der Atmosphäre nicht.

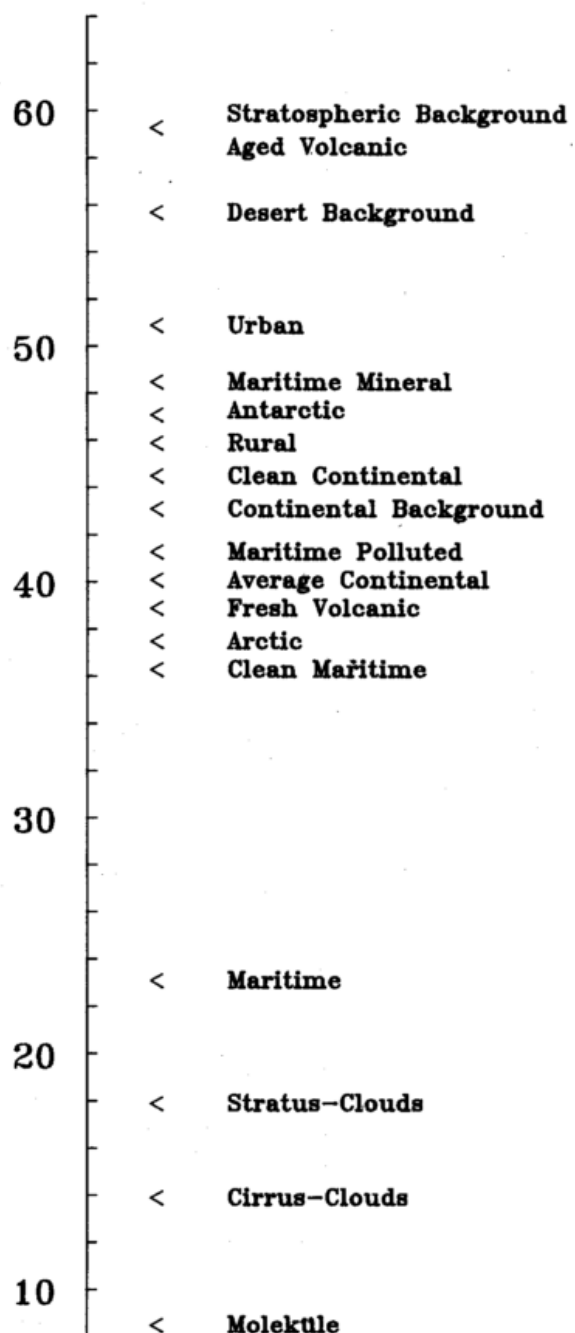


Bild 2: Lidarverhältnis σ/β für verschiedene Aerosolteilchen und Wolken (nach KÄSTNER u. QUENZEL 1987)

Die Informationen über die optischen Eigenschaften der Luftmoleküle, Aerosolteilchen und Wolkentröpfchen sind in den Größen σ und β enthalten. σ setzt sich aus einem Streu- und einem Absorptionskoeffizienten zusammen. σ und β sind im wesentlichen durch die Größenverteilung und Brechungsindizes der Aerosolteilchen, Moleküle und Wolkentröpfchen bestimmt. Bei Messungen mit einem Rückstreulidar werden mit Hilfe der Lidargleichung Extinktions- und Rückstreukoeffizienten der Atmosphäre abgeleitet, um z.B. Aerosolkonzentrationen oder die optische Dicke von Cirruswolken bestimmen zu können. Da durch Messungen bei einer Wellenlänge mit einem geeichten Lidar ohne weitere Annahmen nur das Produkt aus $\beta \cdot T^2$ bestimmt werden kann, muß zur Bestimmung von σ (R) oder β (R) eine Annahme über den Zusammenhang zwischen σ und β gemacht werden. Häufig nimmt man eine Proportionalität zwischen σ und β an. Das Verhältnis σ/β wird auch als Lidarverhältnis bezeichnet. Bild 2 gibt eine Übersicht über die Größe von σ/β für Luftmoleküle, verschiedene Aerosole, sowie die Wolkentypen Cirrus und Stratus. σ/β für Aerosolteilchen variiert aufgrund ihrer unterschiedlichen Quellen (Ozean, Wüste, Industrie, Vulkanausbrüche) zwischen 30 und 60. Für Stratuswolken ist σ/β aufgrund der einheitlichen Größenverteilung der Wolkentröpfchen recht gut bekannt, während bei Cirrus-Wolken aufgrund der komplexen Strukturen der Eisteilchen σ/β aus Mie-Rechnungen nur angenähert bestimmt werden kann. Luftmoleküle unterliegen der Rayleighstreuung. Für Rayleighstreuung ist σ/β konstant und beträgt $\frac{8\pi}{3}$.

Nur in einigen Fällen können die Transmissionsverluste des Lasersignals vernachlässigt werden, beispielsweise bei der Vermessung von optisch dünnen Rauchfahnen. In diesem Fall kann β aus (1) bestimmt werden, wenn die Instrumentenkonstante F bekannt ist. Bei Kenntnis der Streueigenschaften der dominanten Streuer ist so die Konzentration der Rauchfahne aus dem Lidarsignal direkt bestimmbar. Zur Bestimmung von σ existieren verschiedene Verfahren.

Bei dem Verfahren von KÄSTNER und QUENZEL (1987) wird das gemessene Lidarsignal mit einem Modellsignal verglichen. Neben σ/β muß F als bekannt vorausgesetzt werden. Die Differenz zwischen dem gemessenen Signal und dem Modellsignal wird unter Variation des Extinktionskoeffizienten minimiert. Die Methode ist übersichtlich, konvergiert rasch und ermöglicht leicht den Einbau von weiteren Zwangsbedingungen. Aerosol- und Molekülanteile des Signals lassen sich trennen.

Beim oft angewendeten Verfahren von KLETT (1981) wird die Lidargleichung per Transformation in eine lineare Differentialgleichung übergeführt, mit der σ (R) bestimmt werden kann, wenn der Extinktionskoeffizient σ_m am Ende der Lidarmeßstrecke bekannt ist, und folgende Beziehung angenommen wird: $\beta = c \cdot \sigma^k$.

σ (R) erhält man durch Integration über das Lidarsignal von R nach R_m wobei R_m am Ende des Lidarsignals liegt. Das Verhältnis σ/β ist in der Gleichung $\beta = c \sigma^k$ nur durch den Exponenten k regelbar, da das Integral von c unabhängig ist.

Die Lösung ist bei der Fernerkundung von Atmosphärenschichten mit stärkerer Trübung kaum abhängig von der Wahl des Startwertes σ_m . KLETT (1985) hat noch eine weitere Lösung vorgeschlagen, bei der die Streuung an Aerosolteilchen und Luftmolekülen getrennt wird und außerdem σ/β nicht mehr in analytischer Form vorgegeben werden muß. Bei den Klett'schen Verfahren muß die Instrumentenkonstante F nicht bekannt sein.

Einige weitere analytische Verfahren zur Bestimmung des Extinktionskoeffizienten seien kurz beschrieben.

Beim Verfahren von SPINHIRNE et al. (1980) blickt das Lidar unter zwei Winkeln in die Atmosphäre. Unter der Annahme, daß für σ und β horizontale Homogenität in diesem Winkelbereich vorliegt, kann der Extinktionskoeffizient bestimmt werden. σ/β und F müssen nicht bekannt sein.

Bei der Methode von POTTER (1987) wird σ (R) aus Messungen bei zwei verschiedenen Laserwellenlängen bestimmt. Zur Anwendung des Verfahrens muß F bekannt sein, die molekulare Streuung muß vernachlässigbar sein und die Aerosolart und ihre Größenverteilung dürfen sich entlang des Meßweges nicht ändern.

Zur Messung von σ und σ/β bodennaher Aerosol- und Nebelschichten schlägt KUNZ (1987) zwei geeichte Lidarsysteme vor, die sich in größerer Entfernung gegenüberstehen.

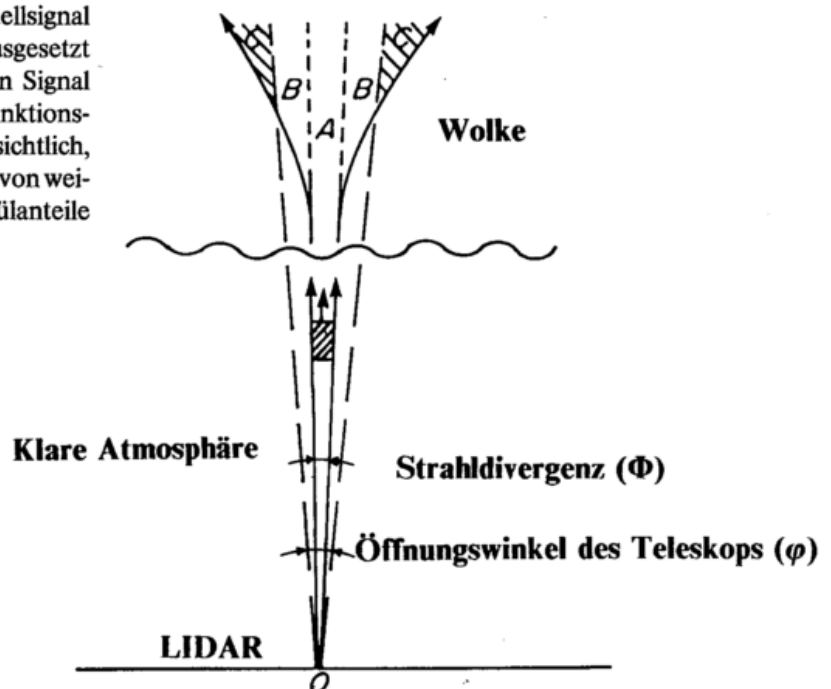


Bild 3: Ausbreitung von Laserlicht in einer Wolke (nach CARSWELL 1983)

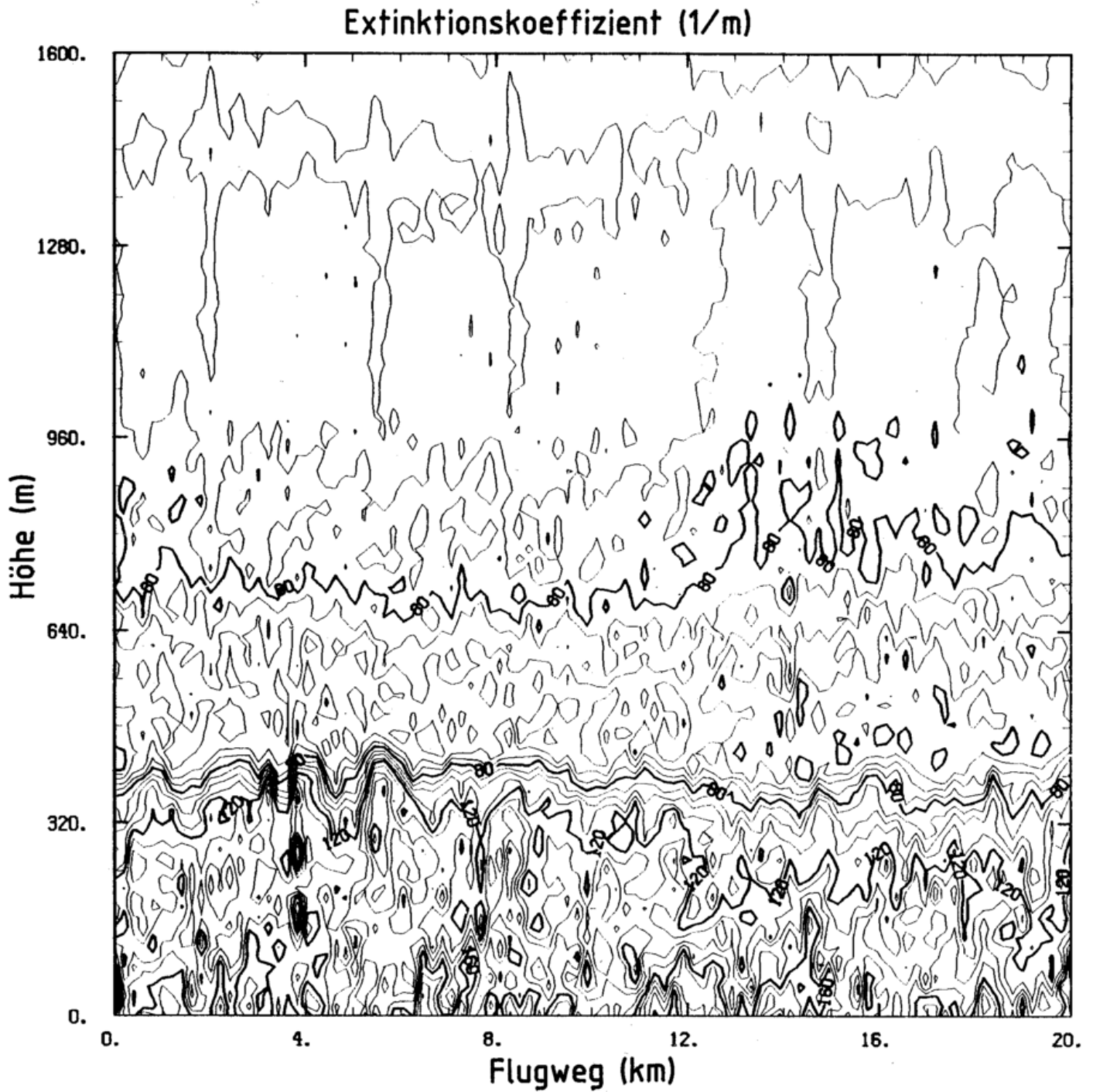


Bild 4: Zweidimensionale Verteilung des Extinktionskoeffizienten im Industriegebiet Vohburg-Ingolstadt (12. 11. 84, 13.42'10" - 13.44'30" Uhr), bestimmt mit dem Verfahren von KÄSTNER u. QUENZEL (1987) mit $\sigma/\beta = 45$ aus Messungen mit ALEX-F in 2400 m Flughöhe. Horizontalauflösung: 200 m; Vertikalauflösung 30 m. Den Werten 80, 120, 160 in Bild 4 entsprechen die Extinktionskoeffizienten 0.8 , 1.2 und $1.6 \cdot 10^{-4} \text{m}^{-1}$.

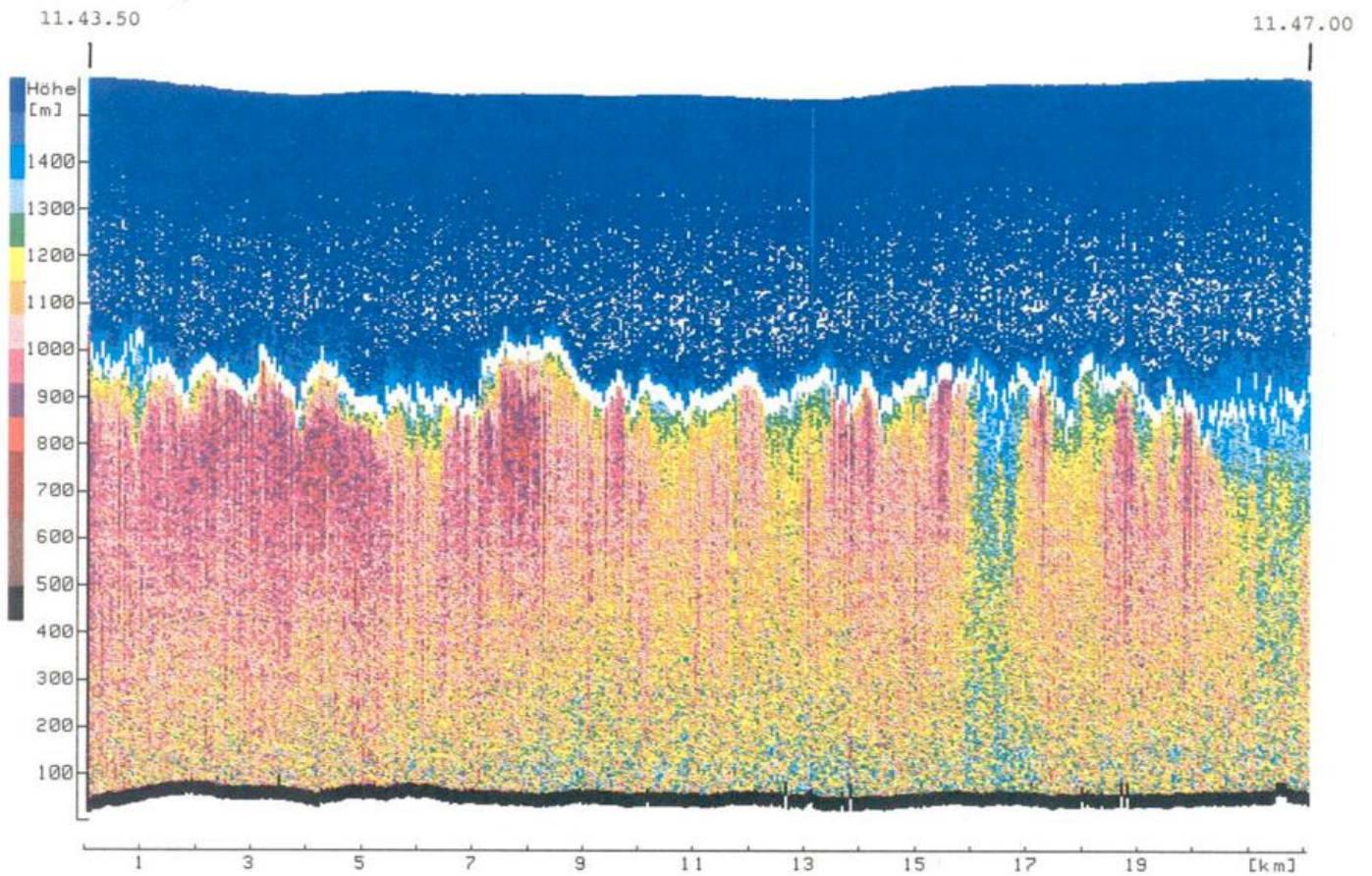


Bild 5: Struktur der sommerlichen PBL in der Hildesheimer Börde vermessen mit ALEX-F am 14. 7. 88 von 11.43'50" bis 11.47'00" Uhr während des Grenzschichtexperimentes LOTREX'88.

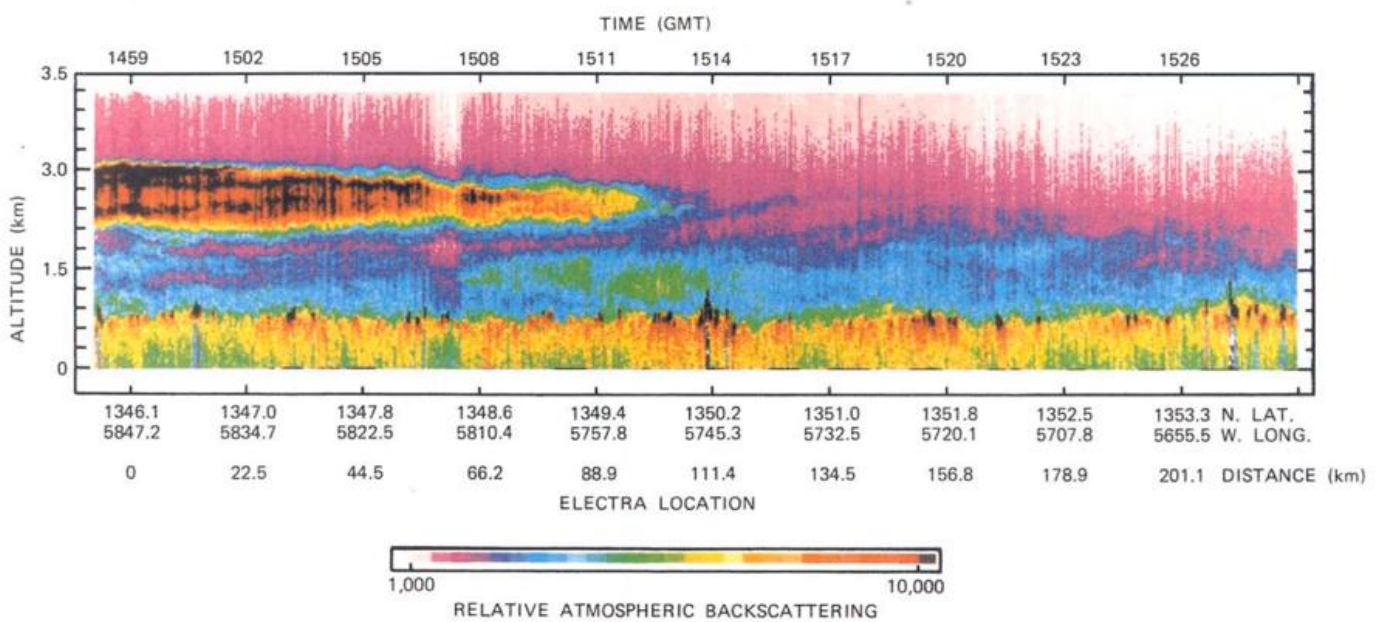


Bild 6: Lidarsignal, mit dem Quadrat der Entfernung korrigiert, als Funktion des Flugweges bei Barbados (Tropischer Atlantik). Deutlich ist die Obergrenze der PBL in 700 m und die Sahara-Staubwolke in 2-3 km Höhe sichtbar. (nach TALBOT et al. 1986)

3.2 Mehrfachstreuung

Laserlicht, welches in optisch dichte Medien wie Wolken, Dunst und Nebel eindringt, wird an den Teilchen mehrfach gestreut, bevor es schließlich in den Empfänger des Lidarsystems zurückgestreut wird. Bild 3 veranschaulicht das Verhalten von Laserlicht beim Eindringen in eine optisch dichte Wolke. Unterhalb der Wolke in der klaren Atmosphäre ist das vom Laserlicht beleuchtete Volumen auf den Öffnungswinkel (Θ) des Senders beschränkt. Ist dieser Winkel kleiner als der Öffnungswinkel des Empfängers ϕ (Gebiet A), so wird das rückgestreute Signal recht gut durch die Lidargleichung für Einfachstreuung beschrieben. Beim Eintreten in die Wolke wird das Laserlicht durch Mehrfachstreuung an Wolkentröpfchen verbreitert. Während im Gebiet A Einfachstreuung dominiert, ist das aus den Gebieten B und C zurückgestreute Licht immer mehrfachgestreut und zum Teil auch depolarisiert. Während in B mindestens zwei Streuprozesse notwendig sind, um mehrfachgestreutes Licht noch empfangen zu können, sind in C mindestens drei Streuprozesse notwendig. Die Mehrfachstreuung ist abhängig von:

- der Teilchenzahldichte des Mediums,
- der Größenverteilung und dem komplexen Brechungsindex der Teilchen,
- dem Öffnungswinkel von Sender und Empfänger,
- dem Abstand des Lidarsystems vom Medium.

Die Mehrfachstreuung bewirkt:

- eine scheinbare Abnahme des Extinktionskoeffizienten σ
- eine scheinbare Erhöhung des Rückstreukoeffizienten β , da das empfangene Licht jetzt nicht mehr nur unter dem Winkel 180° gestreut wird,
- das gleichzeitige Eintreffen von Photonen von verschiedenen Orten am Empfänger und damit eine Änderung der Größe des Streuvolumens,
- eine Depolarisation des Laserlichtes.

Der Einfluß der Mehrfachstreuung auf das Lasersignal ist mit analytischen Methoden, bei denen zwei oder drei

Streuordnungen berücksichtigt werden können, berechnet worden (z. B. LIOU 1981). Alle Streuordnungen können mit Monte-Carlo-Photonenstatistiken berücksichtigt werden (z. B. PLASS und KATTAWAR 1971). Als Ergebnis dieser Methoden wird für die Lidargleichung (1) eine Größe $M(R)$ berechnet, die den Anteil der Mehrfachstreuung an der Einfachstreuung angibt und als Faktor $1-M(R)$ mit σ multipliziert wird. Die Ergebnisse der theoretischen Verfahren sind recht unterschiedlich, da es sich meist um Fallstudien für einen bestimmten Wolkentyp oder ein Aerosol, eine bestimmte Entfernung des Lidars vom Medium und eine bestimmte Optik des Lidarsystems handelt. Der Einfluß der Mehrfachstreuung liegt i. a. bei 10 bis 50%. Im Zusammenhang mit den theoretischen Untersuchungen gibt es auch experimentelle Verfahren. So zeigen ALLEN und PLATT (1977), daß durch die Montage verschieden großer Ringblenden vor das Empfangsteleskop, Einfach- und Mehrfachstreuanteile getrennt werden können. Ein allgemeines Verfahren zur Berücksichtigung der Mehrfachstreuung bei der Invertierung von gemessenen Lidarsignalen gibt es bislang nicht.

4 Anwendungen

Der Einsatz von Lidarmessungen ermöglicht die Fernerkundung einer Vielzahl von meteorologischen Parametern, die für Wettervorhersage und die Klimaforschung von Bedeutung sind. Besonders flugzeuggetragene Systeme sind interessant, da hier ein synoptischer Überblick über Strukturen, z. B. die Höhe der planetarischen Grenzschicht (PBL = Planetary Boundary Layer) gegeben werden kann.

4.1 Fernerkundung von Aerosolteilchen und Wolken

Mittels eines flugzeuggetragenen Lidarsystems zur Messung elastischer Rückstreuung läßt sich die räumliche Verteilung des Extinktionskoeffizienten σ bestimmen. Bild 4 zeigt den Extinktionskoeffizienten, berechnet mit dem Verfahren von KLETT (1985) aus Messungen mit dem nach unten blickenden Lidar-System ALEX-F, beim Überfliegen der Industrieregion Vohburg-Ingolstadt im November 1984. Deutlich ist die Obergrenze der PBL mit ihren wel-

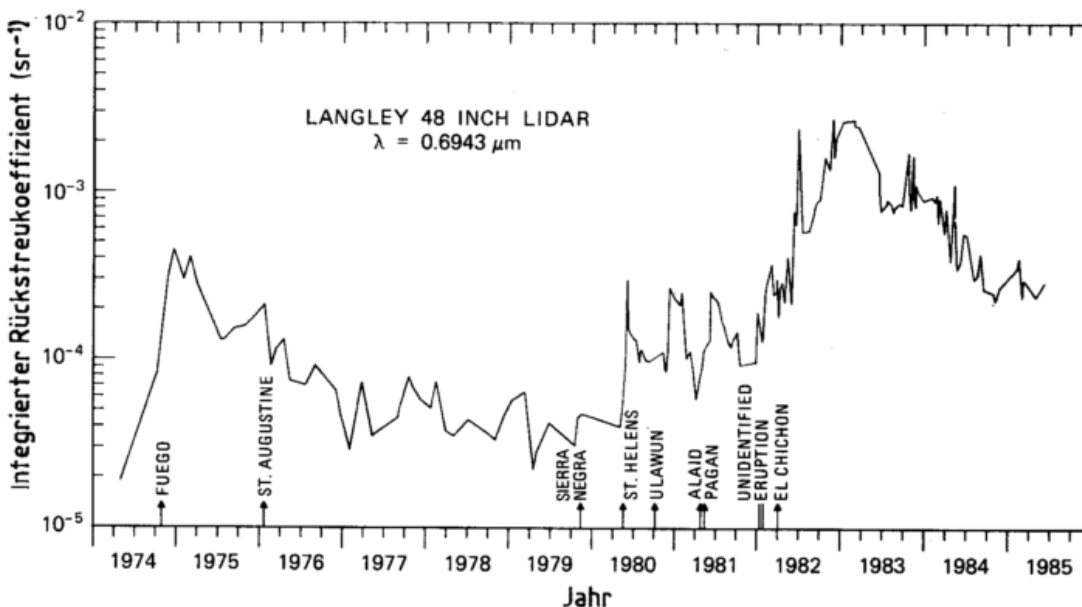


Bild 7: Aerosol-Rückstreukoeffizient, integriert von der Tropopause bis zur Höhe 30 km als Funktion der Zeit (nach McCORMICK et al. 1984)

Bild 8: Optische Dicke (Kurve 1) und Wolkenobergrenze (Kurve 2) arktischer Stratus-Wolken als Funktion des Flugweges bestimmt aus Lidar-Rückstreumessungen vom Flugzeug während ARKTIS'88.

Meßzeit: 18. 5. 88 10.22 - 10.28 Uhr;
 Flugweg: 79°59'n. B.; 0°06'ö. L - 80°01'n. B.;
 1°12'ö. L.
 Flughöhe: 2400 m; Horizontalaufösung 25 m;
 Laserwellenlänge: 1060 nm.

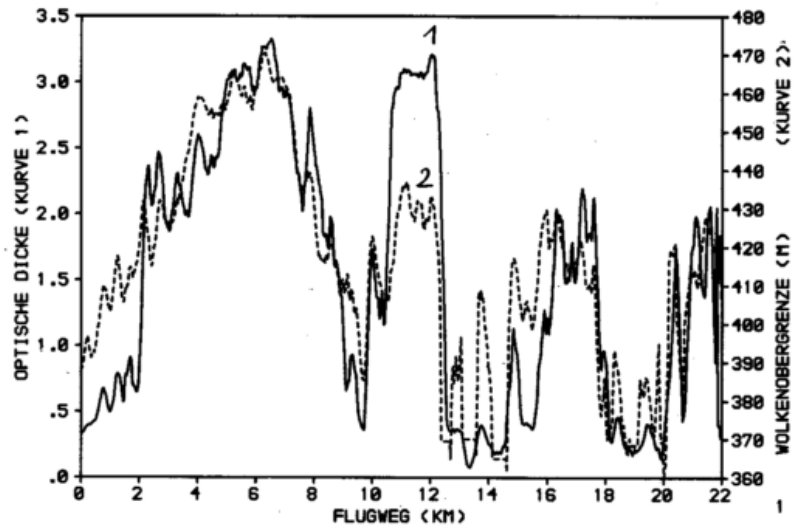
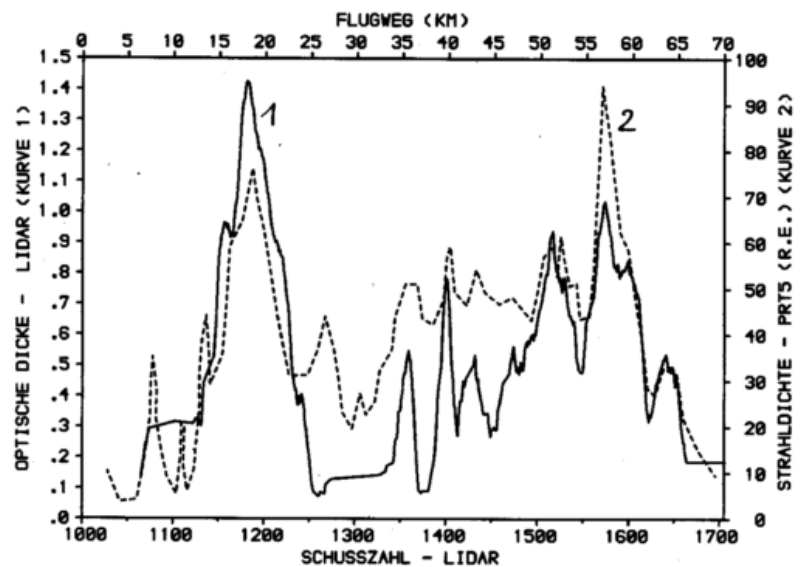


Bild 9: Optische Dicke von Cirrus-Wolken (Kurve 1) und Infrarotmessungen (Kurve 2) als Funktion des Flugweges während ICE'87. Die optische Dicke wurde aus Lidarmessungen mit dem Verfahren nach KLETT (1985) bestimmt, wobei $\sigma/\beta = 14$ und $\sigma_m = 2 \cdot 10^{-3} \text{m}^{-1}$ ($\lambda = 1060 \text{ nm}$) entsprechend einer Sichtweite von 1 km in der Cirrus-Wolke angenommen wurde.



lenförmigen Strukturen sichtbar. Im Bereich einer starken Temperaturinversion von über 7°C zwischen 300 und 400 m Höhe über Grund treten hohe Gradienten von σ auf. Die Sichtweite sinkt von 16 km oberhalb auf unter 8 km unterhalb der Inversion. Durch die Lidarfernerkundung kann die Ausbreitung von Aerosolteilchen industriellen Ursprungs in Abhängigkeit von der atmosphärischen Schichtung sichtbar gemacht werden. Aufgrund der fehlenden Temperaturinversion und der Konvektion liegt die Obergrenze der PBL im Sommer deutlich höher als im Winter (Bild 5).

Neben kleinräumigen Zirkulationssystemen wie Berg- und Talwind (MÖRL et al. 1981) oder Seewind kann mit einem Rückstreulidar auch der Ferntransport von Saharastaub vermessen werden. Bild 6 zeigt das mit dem Quadrat der Entfernung korrigierte Lidarsignal als Funktion des Flugweges in der Nähe von Barbados (tropischer Atlantik). Oberhalb der Grenzschicht über dem Meer in 700 m Höhe sieht man in 2-3 km Höhe Saharastaub, der mit dem Nordostpassat über 4000 km in Richtung Karibik transportiert worden ist (TALBOT et al. 1986).

Bild 7 zeigt langjährige Meßreihen des stratosphärischen Aerosols mit einem bodengebundenen Lidar (McCORMICK et al. 1984). Dargestellt ist eine Zeitreihe des Rück-

streukoeffizienten, integriert von der Tropopause bis in 30 km Höhe. Deutlich ist, bedingt durch Vulkanausbrüche, der Anstieg des integrierten Rückstreukoeffizienten und damit der optischen Dicke in der Stratosphäre sichtbar.

Niedrig liegende Stratus-Wolken haben für das Klimasystem Erde-Atmosphäre eine große Bedeutung, da sie einerseits die solare Strahlung kaum hindurchlassen, andererseits quasi mit der Wärmestrahlung des Bodens emittieren. Die optische Dicke spielt hier die maßgebende Rolle. Sie kann aus Lidarmessungen bestimmt werden, wenn die Wolkendecke so dünn ist, daß z. B. der Reflex von einer darunterliegenden Schicht mit dem Lidar gemessen werden kann. Bild 8 zeigt die optische Dicke arktischer Stratuswolken bestimmt aus den Messungen mit dem nach unten blickenden ALEX-F beim Überfliegen einer größeren Meereis-scholle im Raum Spitzbergen-Grönland während ARKTIS'88. Dabei wurde angenommen, daß sich der Rückstreukoeffizient der Eisoberfläche über die 22 km lange Flugstrecke nicht ändert. Die optische Dicke ist gut mit der Wolkenobergrenze korreliert, d. h. man kann davon ausgehen, daß die Wolkenbasis entlang der Flugstrecke in etwa konstanter Höhe liegt, während die Wolkenobergrenze entsprechend der Höhe der Temperaturinversion variiert.

Auch Cirrus-Wolken sind aufgrund ihrer optischen Eigenschaften für die Klimaforschung von Bedeutung. Mit einem Rückstreulidar können Variationen der optischen Dicke in der Größenordnung 0.01 noch erkannt werden. Bild 9 zeigt die optische Dicke dünner Cirren im Bereich einer Warmfront, gemessen während des Internationalen Cirrus-Experimentes ICE'87 mit dem nach oben blickenden ALEX-F. Die gleichzeitig mit einem PRT 5-Radiometer gemessene Strahldichte ist gut mit der optischen Dicke korreliert, d. h. optisch dicke Cirren haben ein höheres Emissionsvermögen und erzeugen so ein höheres Signal am PRT 5 als optisch dünne Cirren. Die Kombination von Lidar-Rückstreumessungen der Depolarisation mit radiometrischen Messungen im Infraroten ermöglicht die Fernerkundung optischer Eigenschaften von Eiswolken.

Die Polar Stratospheric Clouds, welche aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung am Abbau des stratosphärischen Ozons in den winterlichen Polargebieten beteiligt sind (siehe Beitrag von Crutzen in PROMET 4/1988), konnten während der Airborne Arctic Stratospheric Expedition (AASE) im Januar 1989 mit nach oben blickenden flugzeuggetragenen Lidarsystemen im Raum Grönland-Spitzbergen vermessen werden.

4.2 DIAL-Fernerkundung meteorologischer Parameter

Neben der schon erwähnten Messung von Wasserdampfstrukturen können mit dem DIAL eine Vielzahl atmosphärischer Spurengase aber auch meteorologische Parameter bestimmt werden. Drei Beispiele seien genannt.

Der Luftdruck der Atmosphäre läßt sich aus DIAL-Messungen im Bereich temperaturunempfindlicher O₂-Absorptionslinien bei 760 nm (13 150 cm⁻¹) bestimmen. Eine Laserwellenlänge wird in den Trog zwischen zwei stark absorbierenden O₂-Linien gelegt. Die Absorption im Trog ist dann proportional zum Quadrat des Luftdrucks. Die zweite Wellenlänge liegt in einer schwach absorbierenden Region, 0.1 bis 1 nm von λ_1 verschoben, und dient dazu, die atmosphärische Rückstreuung zu eliminieren. KORB und WENG (1983) konnten auf diese Weise vom Flugzeug in 2 800 m Höhe aus bei einer Mittelung von 100 Laserschüssen das Luftdruckprofil mit 30 m vertikaler Auflösung messen. Die Abweichung zum Luftdruck, gemessen mit Radiosonden betrug weniger als 0.2% (~ 2 mb).

Bei der Temperatur-Fernerkundung mit dem DIAL mißt man ebenfalls im Bereich der O₂-A-Bande und nutzt aber Linien, die temperaturempfindlich sind. Während eine Messung bei 770 nm (13 000 cm⁻¹) erfolgt – der Absorptionskoeffizient ist hier proportional zur sechsten Potenz der absoluten Temperatur – liegt die Referenzmessung zur Elimination der atmosphärischen Rückstreuung nur um 0.02 bis 0.5 nm verschoben. Erste Messungen von Temperaturprofilen mit einem nach oben blickenden bodengebundenen DIAL wurden von KORB et al. 1985 durchgeführt. Die Messungen wurden mit zwei hochauflösenden Alexandrit-Lasern über einen Höhenbereich von 800 bis 2700 m durchgeführt. Bei 300 m vertikaler Auflösung und einer Mittelung über 300 Schuss war die Genauigkeit besser als 2 K.

Neben dem DIAL-Verfahren kann die Temperatur aus Messungen des Raman Signals oder Dopplerverbreiterung der Rayleighstreuung bestimmt werden.

Bei der Fernerkundung des Ozongehaltes wird mit einem UV-Laser das rückgestreute Signal innerhalb der Hartley-Bande bei 308 nm und im Flankenbereich bei 338 nm gemessen. Das Signalverhältnis ist ein Maß für die Ozonkonzentration, wenn der Einfluß der Molekül- und Aerosolrückstreuung, z. B. durch Messung des Rückstreusignals bei einer dritten Wellenlänge im Bereich 500-600 nm korrigiert wird. Erste flugzeuggetragene DIAL-O₃ Messungen wurden von Browell durchgeführt. Der Vergleich mit in-situ-Messungen zeigt eine gute Übereinstimmung.

5 Systeme der Zukunft

Die vielseitige Anwendung von bodengebundenen und flugzeuggetragenen Lasersystemen bei der Fernerkundung meteorologischer Größen führt dazu, solche Systeme auch für einen Weltraumeinsatz zu entwickeln. Lidar und passive Systeme auf Satellitenplattformen könnten sich in idealer Weise ergänzen. Ein satellitengetragenes Rückstreulidar ermöglicht die Messung der Obergrenze und der optischen Dicke der PBL, der optischen Dicke und Verteilung von Eiswolken, der Tropopausenhöhe und könnte somit die Infrarot-Temperatursondierung passiver Sensoren erheblich verbessern, indem z. B. mit dem Lidar entdeckte Temperaturinversionen im *first guess Temperaturprofil* berücksichtigt werden. Ein solches Rückstreu-Lidar-Experiment 'ALEXIS' (Atmospheric Lidar Experiment in Space) ist von der DLR vorgeschlagen worden (MÖRL et al. 1988). Von amerikanischer Seite ist mit LITE (Lidar In-Space Technology Experiment) ein Rückstreu-Lidar für Space-Shuttle-Flüge 1990/1991 in der Entwicklung. Es soll die Rückstreuung bei 1060, 530 und 355 nm zur Bestimmung von Aerosolen, optischen Dicken und Temperaturprofilen messen. Ein weiterer Schritt ist das für 1994 im Rahmen des amerikanischen Earth Observing System (EOS) geplante operationelle scannende LASA-System (Lidar Atmospheric Sounder and Altimeter). Mit diesem System sollen mit Aerosolschichten, Wolken, Luftdichte, Wasserdampf und Temperatur eine Vielzahl meteorologischer Parameter gemessen werden. Um diese Ziele zu erreichen, müssen sehr hohe Anforderungen an die Lidartechnik gestellt werden. Dazu gehören neben der Weltraumtauglichkeit der Systeme eine ausreichende Energieversorgung, eine sehr hohe Lebensdauer der Laser ($3 \cdot 10^8$ Schuß sind bei einer Impulsfrequenz von 10 Hz notwendig, damit ein System mindestens ein Jahr im Einsatz ist), bei Anwendung der DIAL-Technik, bei Messungen der Resonanzfluoreszenz und bei Anwendungen von Heterodynverfahren (s. Beitrag von KÖPP in diesem Heft) eine sehr hohe Stabilität der Wellenlängen und eine einwandfreie Datenübertragung zum Boden. Die weitere Entwicklung in der Lasertechnik bestimmt, wie schnell ein solches System im Weltraum operationell wird.

6 Literatur

ALLEN, R.J.; M.R. PLATT (1977): Lidar for multiple backscattering and depolarisation observations. Appl. Opt. 16, Nr. 12, S. 3193-3199.

- CARSWELL, A. I. (1983): Lidar measurements of the atmosphere, Canadian Journal of Physics, Vol. 61, No. 2, S. 378-395.
- EHRET, G. (1989): Wasserdampf-Differential-Absorptions-Lidar: Methode und technische Realisierung im Flugzeug; DLR-Nachrichten Heft 58, S. 25-28.
- KÄSTNER, M.; H. QUENZEL (1987): Assessment of lidar inversion algorithms for backscatter signals of a satellite lidar. ESTEC Contract Nr. 6712/86/NL/IW.
- KLETT, J.D. (1981): Stable analytical inversion for processing lidar returns; Appl. Opt. 20, S. 211-220.
- KLETT, J.D. (1985): Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios; Appl. Opt. 24, Nr. 11, S. 1638-1643.
- KORB, C.L.; C.Y. WENG (1983): Differential absorption lidar technique for measurement of the atmospheric pressure profile. Appl. Opt. 22, Nr. 23, S. 3659-3770.
- KORB, C.L.; G.K. SCHWEMMER; M. DOMBROWSKI; J. MILROD; H. WALDEN (1985): Lidar measurements of atmospheric pressure and temperature with tunable Alexandrite lasers. In: Proceedings of the first international DIAL collection and analysis workshop; Virginia, S. 46.
- KUNZ, G.J. (1987): Bipath method as a way to measure the spatial backscatter and extinction coefficients with lidar. Appl. Opt. 26, Nr. 5, S. 794-795.
- LIU, K. (1971): Time dependent multiple backscattering and depolarisation from water clouds for a pulsed lidar system. JAS 28, S. 772-784.
- MCCORMICK, M.P.; T.J. SWISSLER; W.H. FULLER; W.H. HUNT; M.T. OSBORN (1984): Airborne and groundbased lidar measurements of the El Chichon stratospheric aerosol from 90°N to 56°S. Geofis. Int. 23, S. 187.
- MELFI, S. H. (1972): Remote Measurements of the Atmosphere using Raman Scattering. Appl. Opt. 11, S. 1605-1610.
- MELFI, S.H.; D. WHITEMAN (1985): Observations of Lower-Atmospheric Moisture Structure and Its Evolution Using a Raman Lidar. Bulletin of the American Met. Society 66, Nr. 10, S. 1288-1292.
- MÖRL, P.; M.E. REINHARDT; W. RENGER; R. SCHELLHASE (1981): The use of airborne lidar system ALEX-F1 for aerosol tracing in the lower troposphere. Contrib. Atm. Phys. 54, S. 402-410.
- MÖRL, P.; H. QUENZEL; W. RENGER; A. SCHMITZ-PEIFFER; U. SCHUMANN; E. WEBER; M. WIEGNER (1988): ALEXIS - Atmospheric Lidar Experiment in Space. DFVLR-Mitt. 88-11.
- PLASS, G.N.; G.W. KATTAWAR, (1971): Reflection of light pulses from clouds. Appl. Opt. 10, Nr. 10, S. 2304-2310.
- POTTER, J.F. (1987): Two-Frequency lidar inversion technique. Appl. Opt. 26, Nr. 7, S. 1250-1256.
- ROTHE, K.W.; BRINCKMANN, U.; WALTHER, H. (1974): Remote Measurement of NO₂ Emission from a Chemical Factory by the Differential Absorption Technique. Appl. Phys. 4, S. 181.
- SCHOTLAND, R. M. (1964): The determination of vertical profile of atmospheric gases by a ground based optical radar. Proc. 3rd Symposium on Remote Sensing the Environment; Univ. of Michigan, Ann Arbor, Michigan, S. 215-224.
- SPINHIRNE, J.D.; J.A. REAGAN; B.M. HERMAN (1980): Vertical distribution of aerosol extinction cross section and inference of aerosol imaginary index of refraction by lidar technique. J. Appl. Met. 19, S. 426-438.
- TALBOT, R.W.; R.C. HARRIS; E.V. BROWELL; G.L. GREGORY; D.I. SEBACHER; S.M. BECK (1986): Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical North Atlantic troposphere: Relation to Saharan dust. J. Geophys. Res. 91, Nr. D4, S. 5173-5182.

13 F. KÖPP Laser-Doppler-Verfahren

1 Einleitung

Die Fernmeßverfahren zur Bestimmung von Geschwindigkeitsverteilungen in der Atmosphäre beruhen auf der Streuung von elektromagnetischer oder akustischer Strahlung an Inhomogenitäten des Brechungsindex. Dabei ist die effektivste Windmeßmethode sicherlich diejenige, bei der direkt die Geschwindigkeit der vom Wind mitgeführten Aerosolteilchen gemessen wird. Dies ist nur möglich mit einer aktiven Methode, bei der ein definiertes Meßvolumen mit kurzweiliger Strahlung beleuchtet und der an den darin enthaltenen Aerosolen gestreute Anteil analysiert wird. Mit der Einführung des Lasers war die dafür benötigte leistungsstarke, kohärente Lichtquelle gefunden - die Entwicklung von Laser-Doppler-Anemometern, kurz LDA genannt, konnte in Angriff genommen werden.

Inzwischen sind verschiedene LDA-Systeme entstanden, die auf gepulsten (POST 1981) oder Dauerstrich-CO₂-Lasern (WOODFIELD 1983) beruhen. Bodengebundene Systeme dienen der Untersuchung lokaler Windfelder und Turbulenzen, flugzeuggetragene Systeme kommen für mesoskalige Phänomene zum Einsatz. Bevorzugte Anwendungsgebiete sind die Meteorologie, der Umweltschutz, die Windenergieforschung und die Luftfahrt.

2 Meßprinzip

In Bild 1 ist das Meßprinzip eines Laser-Doppler-Anemometers dargestellt. Die Strahlung eines CO₂-Dauerstrich-Lasers wird in das zu untersuchende Gebiet im Abstand R fokussiert. Ein geringer Teil der Strahlung wird an den Aerosolpartikeln, die vom Wind durch das Meßvolumen bewegt werden, zurückgestreut. Dabei erfährt die gestreute Strahlung eine Doppler-Frequenzverschiebung von

$$\Delta f_D = 2 \frac{v_r}{c} f_0 \quad (1)$$

f_0 : Frequenz des CO₂-Lasers ($28,3 \times 10^{12}$ Hz bei $10,6 \mu\text{m}$)

c : Lichtgeschwindigkeit

v_r : Komponente des Windvektors in Meßrichtung (Radialkomponente).

Eine Geschwindigkeitskomponente von z.B. 1 m/s bewirkt eine Frequenzverschiebung von 189 kHz.

Die zurückgestreute, frequenzverschobene Strahlung wird vom Sendeteleskop, das jetzt als Empfänger dient, gesammelt. Dann wird sie zusammen mit der nicht Doppler-verschobenen Laserstrahlung eines Lokalszillators auf einen

Infrarotdetektor abgebildet. Es entsteht ein Signal, das mit der Schwebungsfrequenz Δf_D moduliert ist. Auf diese Weise läßt sich die Windkomponente in Strahlrichtung, die sog. Radialkomponente, ermitteln. Die Entfernung des Meßvolumens wird durch Veränderung der Teleskopbrennweite eingestellt. Durch Umlenken des Laserstrahls in Azimut- und Elevationsrichtung kann jedes Gebiet im Umkreis des Meßsystems erfaßt werden.

Bei einem Dauerstrich-LDA wächst die Länge des Meßvolumens quadratisch mit der Meßentfernung. Dadurch wird die Reichweite eines Systems mit gängigem Teleskopdurchmesser von 30 cm auf ca. 1000 m begrenzt. Für größere Entfernungen muß auf gepulste CO₂-Laser übergegangen werden, weil dann die Entfernungsauflösung für alle Meßabstände konstant bleibt. Sie wird durch die Länge des Laserimpulses bestimmt.

Wie bereits erwähnt, wirken die natürlichen Aerosolpartikel in der Atmosphäre als Streuzentren. Sie erfüllen alle die Anforderung nach geringer Masse, damit sie der Strömung ohne Verzögerung folgen können. Andererseits wird die Intensität des Rückstreusignals hauptsächlich durch die größeren Teilchen bestimmt. Bei der Wellenlänge der CO₂-Laser von 10,6 μm tragen Teilchen mit Durchmessern von mehr als 1 μm am effektivsten zur Mie-Streuung bei. Teilchen dieser Größenklasse sind in der planetaren Grenzschicht ausreichend vorhanden. Im Rahmen eines internationalen Programms zur Untersuchung der Rückstreuung in der Atmosphäre (GLOBE) konnte gezeigt werden, daß die Aerosolrückstreuung bis in Höhen von 15 km und teilweise noch darüber zumeist ausreicht, um Windmessungen durchführen zu können.

Eingeschränkt werden die LDA-Messungen durch Wolken. Wegen der geringen Eindringtiefe der Infrarotstrahlung in die Wolken wird die Meßentfernung durch deren Oberfläche begrenzt. Dagegen ist bei Auftreten von Nebelschichten mit Sichtweiten von mehr als 100 m keine Beeinflussung der Windmessungen zu beobachten. Niederschlag in Form von Regen oder Schnee erzeugt zusätzliche Maxima im Frequenzspektrum. Mit Hilfe von speziellen Auswertelgorithmen kann auch hier die Windinformation aus den Spektren gewonnen werden.

3 DLR-Laser-Doppler-Anemometer

Ein Dauerstrich-LDA wurde am DLR-Institut für Optoelektronik mit Unterstützung durch ein BMVg-Forschungsvorhaben entwickelt (KÖPP 1983). Die wichtigsten Systemkomponenten sind in Bild 2 zusammengestellt.

Als Strahlungsquelle dient ein konventioneller CO₂-Dauerstrich-Laser mit einer Ausgangsleistung von 4 W. Seine

interne Frequenzstabilisierung ermöglicht eine Kurzzeitstabilität von $1:10^{10}$. Der Laser hat eine abgeschlossene Gasfüllung, die ein- bis zweimal pro Jahr erneuert werden muß. Das sogenannte Interferometer ist nach Mach-Zehnder in Polarisationstechnik aufgebaut. Dadurch wird ein hoher Wirkungsgrad erreicht, sowohl für die über das Teleskop hinausgehende Strahlung als auch für den zurückkommenden Anteil, der über zwei Umlenkspiegel auf den Detektor gelangt. In der häufig gebrauchten Homodynversion erfolgt die für die Frequenztransformation benötigte Überlagerung am Detektor mit einem geringeren Teil der Laserstrahlung als Lokaloszillator, kurz LO genannt. Als Detektor dient eine PbSnTe- oder eine HgCdTe-Photozelle, die auf 77 K gekühlt wird.

Aus dem Schwebungssignal am Detektor läßt sich die Größe der radialen Geschwindigkeitskomponente, nicht deren Vorzeichen, ableiten. Um Größe und Vorzeichen zu bestimmen, bedarf es der Heterodyn-Empfangstechnik, d.h. eines frequenzverschobenen Lokaloszillators. Dieser läßt sich realisieren, indem im LO-Interferometerarm die Strahlung eines zweiten, leistungsschwachen Lasers eingeblendet wird, der gegenüber dem Hauptlaser eine konstante Frequenzdifferenz von einigen MHz aufweist. Eine andere Möglichkeit besteht darin, die Frequenz der ursprünglichen LO-Strahlung durch einen akusto-optischen Modulator, eine Braggzelle, zu verschieben.

Aus dem verstärkten Signal wird mit Hilfe des Surface-Acoustic-Wave (SAW) Spektrum-Analysators die Frequenzinformation gewonnen. Dabei holt sich der SAW aus dem kontinuierlichen Signal einen 25 μs langen Teil heraus und wandelt diesen in ein Frequenzspektrum. Dieser Vorgang wird alle 50 μs wiederholt. Die Frequenzspektren werden digitalisiert und von einem Integrator gespeichert. Dieser kann bis zu 1024 Einzelspektren aufaddieren, bis sich ein rauscharmes Spektrum ergibt. Die gemittelten Spektren werden von einem Prozessor mit den Positionsdaten von Entfernung R, Azimut ϕ und Elevation Θ verknüpft und auf CCT-Band oder Floppy Disc abgelegt. Es besteht außerdem die Möglichkeit, die Meßdaten on-line auszuwerten und die Windinformationen sofort auszudrucken.

Die Brennweite des Sende-Empfangs-Teleskops kann durch Verschieben der als Sekundäroptik dienenden Doppellinse variiert werden. Damit lassen sich Meßentfernungen zwischen 36 m und mehr als 1000 m einstellen. Bei einem Dauerstrichsystem wird die Länge des Meßvolumens durch die Tiefe des Fokussierungseffektes bestimmt, der auf der Anpassung der Wellenfronten des gestreuten und des LO-Signals beruht. Etwa die Hälfte des Meßsignals kommt aus einem Entfernungsbereich ΔR , der vom Teleskopdurchmesser D, in diesem System gleich 30 cm, und von der eingestellten Meßentfernung R abhängt.

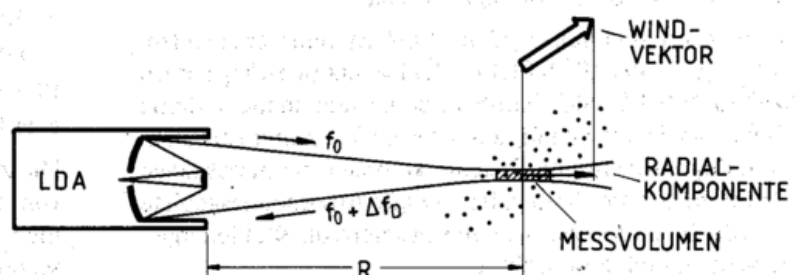


Bild 1: Meßprinzip des Laser-Doppler-Anemometers.

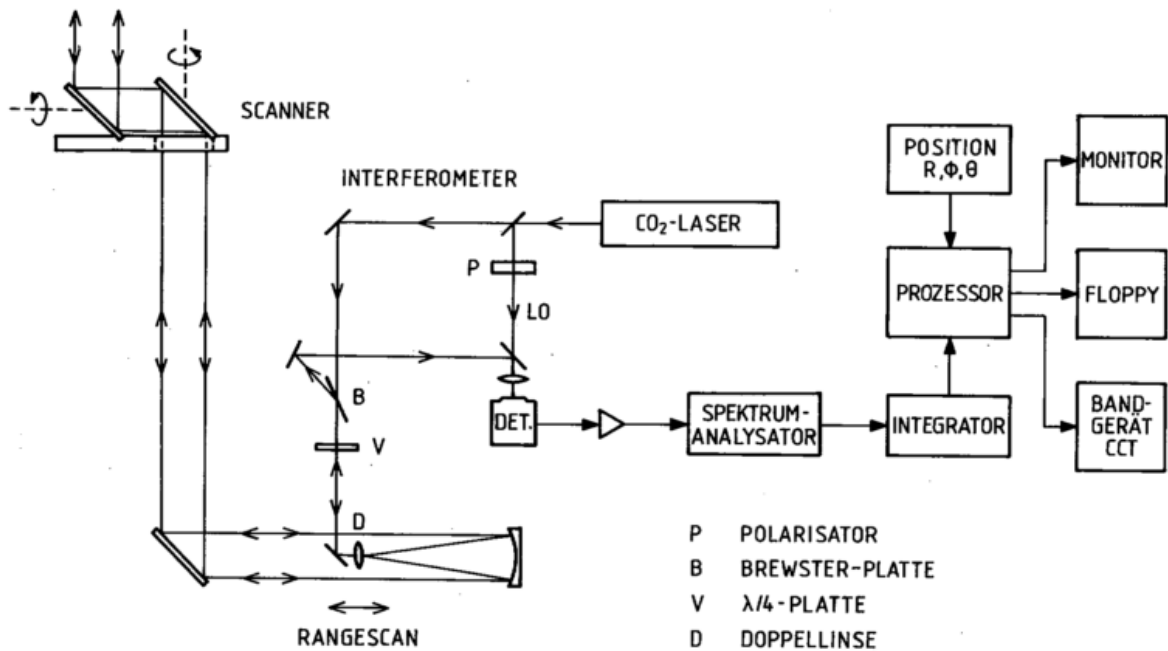


Bild 2: Komponenten des Dauerstrich-Heterodyn-LDA der DLR.

$$\Delta R = \frac{16}{\pi} \left(\frac{R}{D} \right)^2 \cdot \lambda \quad (2)$$

So beträgt die Länge des Meßvolumens 6 m bei 100 m Entfernung und bereits 150 m bei 500 m Entfernung.

Die schematische Darstellung des Scan-Mechanismus auf der linken Seite des Bildes zeigt die Strahlumlenkung über drei Zerodur-Planspiegel. Der Schwenkrahmen mit den beiden oberen Spiegeln ist um die vertikale Achse voll drehbar gelagert. Der letzte Spiegel kann um die horizontale Achse geschwenkt werden. Auf diese Weise läßt sich der Meßstrahl in alle Richtungen um das LDA ablenken.

Aus Mobilitätsgründen sind sämtliche Untersysteme in einen Normcontainer eingebaut worden. Bei der Konzipierung dieses Heterodyn-LDAs wurde besonderer Wert auf Flexibilität gelegt, sowohl beim optischen Aufbau als auch bei der Steuerung und der Datenverarbeitung. Auf Gewicht und Größe wurde noch wenig Rücksicht genommen.

In einer nächsten Ausbaustufe ist geplant, das LDA-System durch einen gepulsten Laser zu ergänzen. Dann können die Messungen bis ca. 1 km Entfernung mit der hohen Rangeauflösung eines Dauerstrichsystems durchgeführt werden. Für den Entfernungsbereich von 1 km bis ca. 15 km wird auf den gepulsten Betrieb umgeschaltet, bei dem eine konstante Rangeauflösung von mehreren Hundert Metern erzielt werden kann.

4 Anwendungen

4.1 Vertikales Windprofil

Die allgemeinste Aufgabenstellung für ein Wind-Fernmeß-System ist die Bestimmung des Vertikalprofils von Windrichtung und Windgeschwindigkeit, um die relativ aufwendige Radiosonde zu ersetzen. Für diese Meßaufgabe kommt die Methode des konischen Scans, auch Velocity Azimuth Display (VAD) genannt, zur Anwendung. Bei fester Entfer-

nung und Elevation wird der Azimutwinkel von 0°-360° durchfahren. Trägt man die dabei gemessenen Radialkomponenten des Windvektors gegen den Azimutwinkel auf, so erhält man für den Fall gleichförmiger Strömung einen sinusförmigen Verlauf, aus dem sich die Bestimmungsgrößen für den Windvektor, und zwar Richtung, Horizontalkomponente und Vertikalkomponente, ableiten lassen. Nach Änderung von Reichweite und Elevation wird der Windvektor in der nächsten Höhenschicht auf gleiche Weise ermittelt. Die automatische Steuerung des Scan-Vorgangs, die On-line-Auswertung und die Abspeicherung der Meßdaten erfolgt über einen IBM-kompatiblen Rechner mit 80386-Prozessor.

Im Rahmen verschiedener Meßkampagnen wurden Vergleichsmessungen mit gleichzeitig gestarteten Radiosonden durchgeführt (KÖPP 1984). Das in Bild 3 dargestellte Beispiel stammt aus einer Meßphase zur Untersuchung von Low-Level-Jets in der Norddeutschen Tiefebene. Es zeigt zwei LDA-Windprofile als durchgezogene und gestrichelte Kurven in guter Übereinstimmung mit den Sondenwerten. Das rasche Anwachsen der Windgeschwindigkeit mit der Höhe deutet auf die Entstehung eines Low-Level-Jets hin. Aus dem gesamten Datensatz der bisher durchgeführten Vergleichsmessungen errechnen sich Standardabweichungen von 1 m/s für die Geschwindigkeit und 10° für die Richtung. Diese Abweichungen sind gering, wenn man die Unterschiede in der Meßtechnik und die raum-zeitlichen Differenzen berücksichtigt. Die Meßdauer für einen LDA-Windwert errechnet sich für das Beispiel in Bild 3 aus der Dauer einer Einzelmessung (50 µs), der Anzahl der Integrationen (1024 Spektren), der Anzahl der Meßpunkte pro Azimutumdrehung (240) und der Anzahl der Umdrehungen (4) zu 48 s. Dabei wird für eine mittlere Höhenschicht ein Meßgebiet von ca. 1000 m Durchmesser und ca. 100 m Mächtigkeit überdeckt. Die Radiosonde durchfliegt diesen Höhenbereich in 20-30 s. Daraus folgt, daß die Radiosondenwerte nahezu einer Punktmessung entsprechen, während die LDA-Messungen Windwerte mit großer räumlicher und zeitlicher Mittelung ergeben.

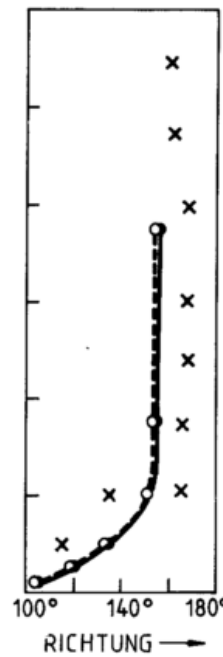
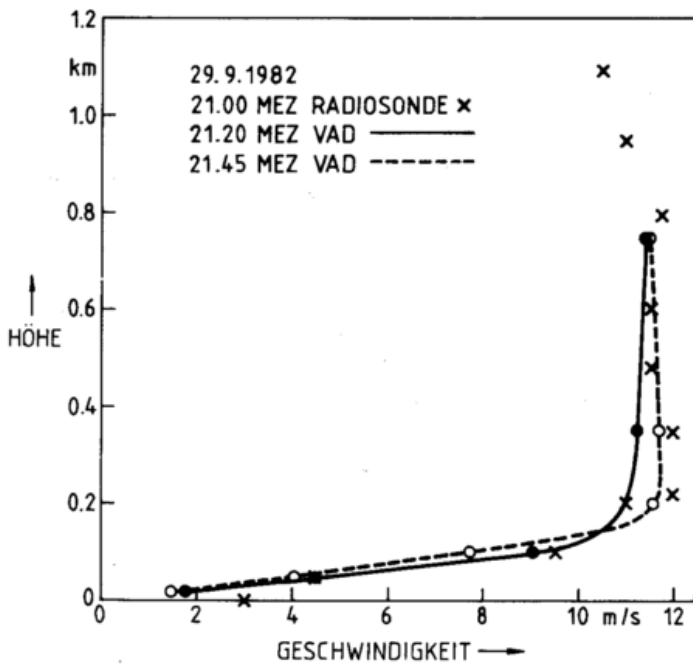


Bild 3: Vergleich von LDA-Windprofilen (VAD) mit Radiosondenmessungen.

Bei manchen Meßaufgaben steht für den konischen Scan nicht der gesamte Azimutbereich zur Verfügung, weil Gebäude, Bäume oder andere Hindernisse der Laserstrahl-Ausbreitung im Wege stehen. Dies war z. B. der Fall bei einem LDA-Einsatz auf der Forschungsplattform Nordsee, wo der freie Sichtbereich durch Kräne und Aufbauten auf 110° beschränkt war. Es konnte jedoch gezeigt werden, daß sich der Windvektor mit Hilfe eines Anpassungsprogrammes auch aus dem Datensatz eines Azimutsektors ableiten läßt.

4.2 Wirbelschleppen von Flugzeugen

Eine andere Aufgabenstellung umfaßt die Untersuchung der Strömungsverhältnisse innerhalb und in der Umgebung von atmosphärischen Wirbelsystemen. Dazu gehören Tornados in Form von Windhosen oder Wasserhosen oder die von Flugzeugen hervorgerufenen Wirbelschleppen. Die Wirbelschleppen großer Flugzeuge können für nachfolgende Maschinen vor allem während der Start- und Landephase eine Gefährdung bewirken. Um an den Flughäfen auch bei starker Auslastung optimale Sicherheit zu gewährleisten, müssen die Eigenschaften von Wirbelschleppen unter verschiedenen atmosphärischen Bedingungen bekannt sein. Experimentelle Programme in USA und Deutschland haben gezeigt, daß das Dauerstrich-LDA am geeignetsten ist, um die Geschwindigkeitsprofile in den Wirbeln, ihre Ausbreitung und ihre Lebensdauer zu erfassen. Das DLR-LDA wurde bei drei Meßkampagnen am Flughafen Frankfurt/Main eingesetzt (KÖPP 1985).

Zwei Aufgaben standen im Vordergrund: die genaue Untersuchung des Strömungsfeldes der einzelnen Wirbel und die Langzeitbeobachtung des Wirbeltransports. Für die erste Aufgabenstellung erweist sich die hohe Winkelauflösung von besser als 1° beim Scannen durch das Wirbelsystem in einer Meßebene senkrecht zu den Wirbelachsen als besonders vorteilhaft. In Bild 4 ist die Position des LDA-Containers unter dem Gleitpfad einer Landebahn und der Bereich für den hier ausgewählten Elevations-Scan zwischen 30°

und 90° dargestellt. Nach dem Durchflug einer Maschine werden ihre beiden Wirbel erfaßt und während des Absinkens kontinuierlich vermessen. In diesem Beispiel sind die Positionen der beiden Wirbel einer B-747 während der Beobachtungsdauer von 75 s gezeichnet. Unter dem Einfluß des mit der Höhe schwankenden Seitenwindes verläuft der Absinkvorgang auf gekrümmten Bahnen. Eines der

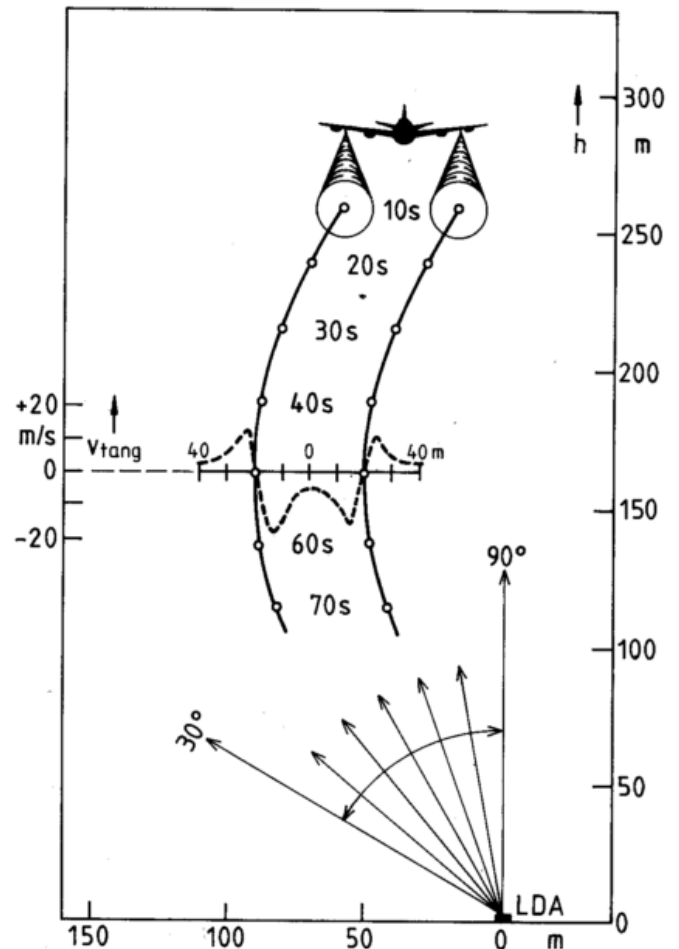


Bild 4: LDA-Messung des Geschwindigkeitsprofils und der Ausbreitung der Wirbelschleppe einer landenden Maschine vom Typ B-747.

gemessenen Geschwindigkeitsprofile durch das Wirbelsystem ist für den Zeitpunkt 50 s nach der Entstehung eingezeichnet. Es zeigt den Verlauf der Tangentialgeschwindigkeit mit den Vorzeichenwechseln in den Zentren der beiden Wirbel. In ähnlicher Weise sind die Wirbelschleppen von etwa 1000 landenden Großflugzeugen untersucht worden.

4.3 Weitere Anwendungsgebiete

Neben den beiden oben beschriebenen Anwendungsgebieten gibt es noch eine Vielzahl von Einsatzmöglichkeiten für LDA-Systeme. Für bodengebundene Systeme liegen die Schwerpunkte in der Untersuchung lokaler Windfelder für meteorologische Fragestellungen, in der Überwachung von Transportvorgängen für den Umweltschutz und in der Langzeitbeobachtung möglicher Standorte für Windenergieanlagen oder astronomische Einrichtungen.

Eine drastische Erweiterung der Anwendungsmöglichkeiten eröffnet sich für flugzeuggetragene Systeme. Sie erlauben die Messung vertikaler Windprofile mit dichten Gitterpunktabständen verteilt über große Gebiete zur Verifikation numerischer Modelle (z. B. Deutschland-Modell). Sie ermöglichen die Untersuchung mesoskaliger Phänomene, z. B. der Strömungsverhältnisse in der Umgebung von Gewitterzellen, von Frontsystemen oder von Gebirgen. Außerdem können die flugsicherungsrelevanten Erscheinungen der Scherwinde und der Clear-Air-Turbulenzen direkt erfaßt werden.

5 Ausblick

Ähnlich wie in der Strömungsmeßtechnik hat sich die Laser-Doppler-Anemometrie auch bei Anwendungen in der Atmosphäre, wo große Reichweiten gefragt sind, gut

bewährt. Für die beiden Versionen mit Dauerstrich- bzw. gepulsten CO₂-Lasern eröffnet sich ein breites Anwendungsspektrum. Weitere Verbesserungen am Laser, automatische Kontrolle und Nachjustierung der optischen Komponenten und kompakter Aufbau werden in naher Zukunft einen operationellen Betrieb erlauben. Mit dem Schritt vom bodengebundenen zum flugzeuggetragenen LDA kann der Anwendungsbereich auf mesoskalige Phänomene ausgedehnt werden. Eine globale Erfassung des Windfeldes wird möglich sein, wenn die noch für dieses Jahrzehnt geplante Installation eines gepulsten CO₂-LDA-Systems im Weltraum realisiert wird.

6 Literatur

- KÖPP, F.; H. HERRMANN; CH. WERNER; R. L. SCHWIESOW und F. BACHSTEIN: Erstellung und Erprobung des Laser-Doppler-Anemometers zur Fernmessung des Windes, DFVLR-FB 83-11 (1983)
- KÖPP, F.: R. L. SCHWIESOW und CH. WERNER: Remote measurements of boundary-layer wind profiles using a cw Doppler lidar, *J. Climate and Appl. Meteor.* 23, 148 (1984)
- KÖPP, F.: Investigation of aircraft wake vortices using the DFVLR infrared Doppler lidar, Proc. of 3rd Topical Meeting on Coherent Laser Radar; Great Malvern (1985)
- POST, M. J.; R. A. RICHTER; R. M. HARDESTY; T. R. LAWRENCE und F. F. HALL: NOAA's pulsed, coherent, infrared Doppler lidar - characteristics and data, *SPIE* 300, 60 (1981)
- WOODFIELD, A. A. und J. M. VAUGHAN: Airspeed and wind shear measurements with an airborne CO₂ cw laser, *Int. J. Aviation Safety* 129 (1983)

14 K. GRÜNER Einsatz der Mikrowellenradiometrie zur Bestimmung von meteorologischen Umweltparametern

1 Einleitung

Die Fernerkundung von Zustandsparametern unserer Umwelt - durch Detektion ihrer natürlichen Strahlung - ist im Zentimeter- und Millimeter-Wellenbereich grundsätzlich in gleicher Weise möglich, wie im „sichtbaren“ und im infraroten Bereich des elektromagnetischen Spektrums.

Mikrowellenradiometrie ist demnach die Messung der natürlichen Mikrowellenstrahlung der Materie (Frequenzbereich 1 GHz bis 300 GHz). Weil es sich beim Mikrowellenradiometer um ein reines Empfangssystem handelt (Antenne, Empfänger), wird die Mikrowellenradiometrie im Gegensatz zum Radarverfahren, wo die Meßszene künstlich „beleuchtet“ wird, auch als „passives Meßverfahren“ bezeichnet.

Das Meßverfahren hat seine Ursprünge in der Radioastronomie. Eine wesentliche Voraussetzung für die Anwendung im Bereich der Erderkundung von Flugzeugen bzw. Raumplattformen aus war jedoch die Entwicklung von kompakten, stabilen und empfindlichen, d. h. rauscharmen Empfängern. Diese Entwicklung profitierte in entscheidender Weise von den großen Fortschritten in der Halbleitertechnologie seit 1970.

Wellenlängen - bzw. frequenzbedingte Phänomene bezüglich aller Zustandsformen der Atmosphäre im allgemeinen und bezüglich Wasser als dem zentralen „Element“ bei vielen natürlichen Umweltprozessen im besonderen, prädestinieren die Mikrowellenradiometrie für die Anwendung in der Meteorologie. Sie kann zu folgenden Teilaspekten wesentliche quantitative Beiträge liefern:

- Bodenfeuchte,
- Schnee,
- Eis,
- atmosphärischer Wasserdampf und Flüssigwasser,
- Temperaturprofile in der Atmosphäre,
- Windgeschwindigkeiten an der Seeoberfläche.

Bei der Anwendung in der Meteorologie ist von Vorteil, daß die mäßige Auflösung von flugfähigen Mikrowellenradiometern (Größenordnung 10 mrad), insbesondere bei globalen Messungen vom Raum aus, noch ausreichend ist. Zur Erzielung einer Auflösung, wie sie mit einem optischen System erreicht wird, müßte der Durchmesser der Radiometerantennen wegen des Verhältnisses der Wellenlängen um 3 bis 5 Zehnerpotenzen größer sein als der Linsendurchmesser des optischen Systems.

Neben bodengestützten und flugzeuggetragenen Meßsystemen wurden seit 1962 zur Sondierung der Atmosphäre und der Erdoberfläche wiederholt auch Mikrowellenradiometer im erdnahen Weltraum eingesetzt. An erster Stelle sind hier die Instrumente SMMR auf Nimbus 7 (Scanning Multichannel Microwave Radiometer, fünf Meßfrequenzen von 6 bis 37 GHz) sowie MSU auf Tiros N (Microwave Sounding Unit, 4 Meßfrequenzen im Bereich von 50 bis 60 GHz) zu nennen. Beide Instrumente wurden 1978 gestartet. Insbesondere das Mehrkanalradiometer auf Nimbus 7 hat weltweit eine große Anzahl von Einzelaktivitäten zur Analyse und Interpretation der umfangreichen Meßdaten ausgelöst. Diese Arbeiten, deren Untersuchungsgegenstände alle oben genannten und für die Meteorologie bedeutenden Teilprobleme waren, sind wesentliche Basis und Standard für zukünftige Arbeiten.

Bevor nun ein Überblick die derzeitigen Möglichkeiten der Mikrowellenradiometrie in der Meteorologie näher umreißt, erscheint es notwendig kurz auf den physikalischen Hintergrund einzugehen. Ausführliche Abhandlungen sind dazu in ULABY (1986) und VOWINKEL (1988) zu finden.

2 Physikalischer Hintergrund

Auch die natürliche Mikrowellenstrahlung ist inkohärente Wärmestrahlung. Ihre Intensität liegt jedoch entsprechend dem Planckschen Strahlungsgesetz für den schwarzen Körper mehrere Größenordnungen unter jener der natürlichen Infrarot-Strahlung. Zu ihrer Detektion werden deshalb hochempfindliche Empfänger benötigt. Die vom Mikrowellenradiometer normalerweise mit einer scharfbündelnden Richtantenne empfangene Strahlung ist, allgemein gesehen, emittierte Strahlung aus dem Massevolumen in Meßrichtung sowie daran gestreute bzw. reflektierte Umgebungsstrahlung. Meßobjekte können das gesamte Massevolumen (z.B. Atmosphäre) oder Teile davon sein (Wolken, Erdoberfläche). Bei transparenten Meßobjekten ist die Hintergrundstrahlung von Bedeutung, bei Meßzielen in großer Entfernung vom Radiometer sind es die Dämpfung und das Streuverhalten des Ausbreitungsmediums. Wie im Spektralbereich des infraroten und sichtbaren Lichts werden objektspezifische Größen wie Emissionsvermögen oder Absorptionsvermögen, Reflexionsvermögen bzw. Streuvermögen und Transmissionsvermögen definiert. Der Begriff *Albedo* wird selten verwendet.

Es ist auch im Mikrowellenbereich üblich, der empfangenen Strahlung gemäß dem Planckschen Strahlungsgesetz eine *scheinbare Strahlungs- bzw. nach neuer Definition Helligkeitstemperatur* zuzuordnen (äquivalente Schwarzkörpertemperatur). Die wahre Helligkeitstemperatur (T_B) eines Meßobjekts (englisch: brightness temperature) ist die äquivalente Schwarzkörpertemperatur, die dem emittierten Strahlungsanteil zugeordnet wird.

Da im Mikrowellenbereich das Plancksche Strahlungsgesetz mit abnehmender Frequenz zunehmend besser durch das einfache Gesetz von Rayleigh-Jeans approximiert wird, gilt hier angenähert ein linearer Zusammenhang zwischen der empfangenen Strahlungsleistung und der definierten Helligkeitstemperatur. Dadurch ergeben sich relativ einfache Formeln für die Helligkeitstemperaturen von Meßzielen bzw. relativ einfache Methoden zur Lösung der Strahlungstransfergleichungen im Ausbreitungsmedium.

Die Emissions-, Transmissions- und Reflexions- bzw. Streueigenschaften eines Meßobjektes hängen ganz allgemein von seiner stofflichen Zusammensetzung und seinem geometrischen Aufbau ab. Nach den Gesetzen der Elektrodynamik müssen sich im Mikrowellenbereich bezüglich unserer Umwelt für Wellenlängen, die um 3 bis 5 Zehnerpotenzen über jenen im optischen Bereich liegen, z. T. stark unterschiedliche Eigenschaften ergeben:

- Mikrowellen werden um natürliche Objekte wie Hydrometeore, Blätter usw. leicht gebeugt (Miesches Streukriterium),
- viele natürliche Oberflächen, die im üblichen Sinn als rau gelten, sind im Mikrowellenbereich, insbesondere bei tieferen Frequenzen, als spiegelglatt zu bezeichnen (Rauigkeitskriterium von Rayleigh). Dadurch ergibt sich bei Reflexionen an natürlichen Oberflächen häufig eine teilweise Polarisation der ursprünglich unpolarisierten Wärmestrahlung. Die Messung bei unterschiedlichen Polarisationen (normalerweise vertikal und horizontal) ermöglicht den Zugang zu unabhängigen Informationsinhalten.

Weitere Eigenschaften ergeben sich durch quantenphysikalische Prozesse, die in den Bereich der Mikrowellenfrequenzen fallen, wie z. B.:

- Molekülresonanzen des Sauerstoffs oder Wasserdampfs führen in den Frequenzbereichen um 22 GHz, 50 bis 60 GHz, 120 GHz und 183 GHz durch Übergänge zwischen verschiedenen Rotationsenergieniveaus zu einer starken Absorption bzw. zu einer starken Linienstrahlung.
- Die dielektrischen Eigenschaften von Wasser, die dessen Emissions- bzw. Absorptionsvermögen ($a = e$) und Reflexionsvermögen ($r = 1 - e$) bestimmen, ändern sich im Mikrowellenbereich sehr stark. Real- und Imaginärteil der relativen Dielektrizitätskonstante haben im Mikrowellenbereich ihre Maximalwerte. Die Relaxationsfrequenz von Wassermolekülen (elektrische Dipole) liegt bei den in der Natur vorkommenden Wassertemperaturen bei 10 bis 16 GHz. Wasserflächen sind diejenigen natürlichen Flächen, welche aufgrund eines hohen Reflexionsvermögens

in der realen Umwelt nach der Atmosphäre die niedrigsten Helligkeitstemperaturen annehmen ($T_B < 180$ K für Frequenzen unter 90 GHz; $e < 0.65$).

Die Atmosphäre ist im Mikrowellenbereich – außer bei den Absorptionslinien – weitgehend transparent (Bild 1). Die Frequenzbereiche unter 20 GHz, um 32 GHz, 90 GHz, 140 GHz und 220 GHz werden deshalb als Atmosphärenfenster im Mikrowellenbereich bezeichnet. Sie werden bevorzugt zur Fernerkundung des Erdbodens und der Seeoberfläche bzw. zur Sondierung von Hydrometeoren in der Atmosphäre gewählt. Wolken üben hier nur einen relativ geringen Einfluß aus. Im Frequenzbereich unter 10 GHz bleibt die Transparenz selbst bei Regen noch weitgehend erhalten. Messungen bei Frequenzen an den Flanken der Absorptionslinien eignen sich zur Sondierung des Wasserdampfs oder der wahren Temperatur in der Atmosphäre. Meßprofile werden durch gleichzeitige Sondierung bei verschiedenen Frequenzen erhalten, wobei der Grundsatz gilt, daß die höhere Transparenz die Tiefeninformation gibt. Dieses Meßverfahren (Inversionsverfahren) läßt sich sowohl vom Boden als auch von raumgestützten Plattformen aus einsetzen. Dabei führen Messungen vor kaltem Hintergrund, z. B. dem Weltraum ($T_B \rightarrow 2$ K) oder einer Seeoberfläche, zu besseren Ergebnissen. Die Wahl der Meßfrequenzen in den Fensterbereichen ist zunächst frei, wird letztlich aber dann von Forderungen bezüglich der Eindringtiefe in den Erdboden (1.4 GHz) oder einer hohen geometrischen Auflösung (37 GHz, 90 GHz) bestimmt. Auch der Zwang, Störungen durch Radarstrahlungen oder Flug- und Satellitenfunk (*man made noise*) auszuweichen, kann bestimmend sein. In Voraussicht dieser Probleme wurden bereits vor Jahren Frequenzbänder um 6.8 GHz, 10.65 GHz, 18.7 GHz, 23.8 GHz, 36.5 GHz und 87 GHz international zum Zweck der Fernerkundung der Erde mit Mikrowellenradiometern aus dem erdnahen Weltraum festgelegt und deshalb für Radar- und Funkanwendungen gesperrt. Hinzu kommen die ebenfalls geschützten Frequenzbänder für die Radioastronomie.

Im nächsten Kapitel wird nun detaillierter auf eine Reihe von Anwendungen eingegangen.

Dazu war eine umfangreiche Literatursicht nötig. Insbesondere der Nasa Bericht *High Resolution Multifrequency Microwave Radiometer* war dabei eine wertvolle Hilfe (MURPHY 1987).

3 Möglicher Einsatz in der Meteorologie

Das lokale und globale Wettergeschehen steht in engem Zusammenhang mit dem Vorkommen von Wasser, sei es in fester Form als Schnee oder Eis, in flüssiger Form oder als Wasserdampf. Hier kann die Mikrowellenradiometrie wesentliche Informationen geben.

3.1 Bodenfeuchte

Die Bodenfeuchte spielt im Energie- und Massehaushalt des Wasserkreislaufes eine wichtige Rolle. Die Möglichkeit, sie mit Methoden der Fernerkundung großräumig zu bestimmen, ist von großer Bedeutung. Verfahren im sichtbaren und infraroten Bereich geben nur Hinweise bezüglich

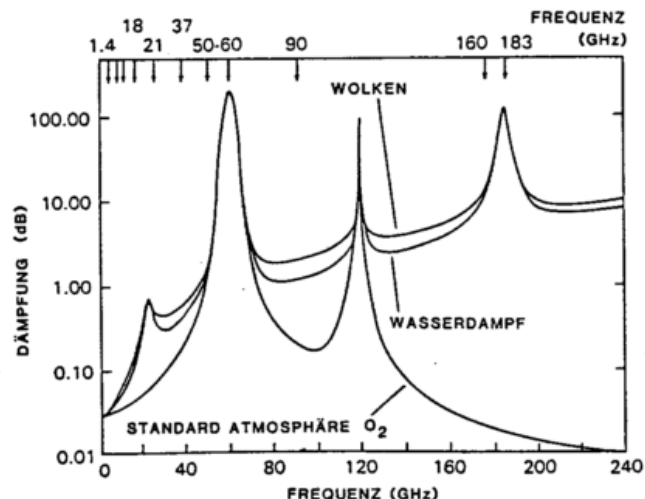


Bild 1: Mikrowellenabsorption in der Atmosphäre; Gesamtdämpfung längs eines Pfades in Zenitrichtung; untere Kurve: partielle Dämpfung durch Sauerstoff; mittlere Kurve: Dämpfung bei Annahme von zusätzlich 20 kg/m² Wasserdampf; obere Kurve: Dämpfung wenn des weiteren Stratus-Wolken mit einem Wassergehalt von 0.2 kg/m² angenommen werden (nach MURPHY 1987).

der obersten Millimeter des Boden und dann nur bei unbewachsenem Boden. Quantitative Aussagen sind problematisch. Intensive Bemühungen, Mikrowellenemissionen zur quantitativen Bestimmung der Bodenfeuchte zu nutzen, sind seit 1981 zu verzeichnen. In den Jahren 1982–1986 finden dazu im Rahmen des AGRISTARS-Programms (USA) umfangreiche Feld- und Flugzeugmessungen statt (SCHMUGGE 1986). Untersuchungsgegenstände sind:

- Tiefeninformation,
- Einfluß von Bodenart, -dichte und -struktur,
- Einfluß unterschiedlicher Vegetation,
- Einfluß der Oberflächentextur.

Neben physikalischen Modellen, die insbesondere der theoretischen Untersuchung der Oberflächenrauheit dienen, werden auch SMMR-Daten zur Analyse und Interpretation der Meßdaten herangezogen. Folgende Ergebnisse sind zu verzeichnen:

Der beste Einkanalsensor ist ein Mikrowellenradiometer mit einer Meßfrequenz im 1.4 GHz – Bereich (21 cm Wellenlänge). Weitere Meßfrequenzen (6 GHz) und unterstützende Messungen mit Radar- und optischen Sensoren (Erfassung von Bodenrauheit/Vegetationsindex) führen zu Verbesserungen. Auch die simultane Messung bei horizontaler und vertikaler Polarisation bei Einfallswinkeln $0 < \varphi_i < 40^\circ$ ist hilfreich. Damit ist es möglich, für eine Oberflächenschicht von 0–5 cm Stärke in 90% der Fälle, wo die Vegetation die Messung zuläßt, eine quantitative Bestimmung des Wassergehalts mit einem Fehler $< 5\%$ zu realisieren. Probleme ergeben sich, wenn der Boden gerade bearbeitet wurde, sehr rau und von geringer Dichte ist.

Bei Verwendung von A-Priori-Informationen bezüglich der hydrophysikalischen Eigenschaften des Bodens sollen nach SHUTKO (1988) bei landwirtschaftlichen Nutzflächen Feuchteprofile bis zu einer Tiefe von 1 Meter (Wurzeltiefe) gemessen werden können. Die Schätzungen beruhen auf Flug-Messungen im Bereich von 1.0, 1.67 und 13.3 GHz (Bild 2).

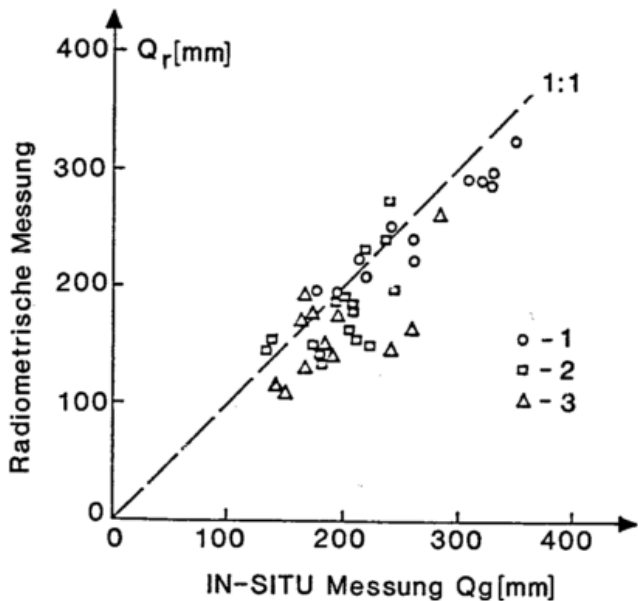


Bild 2: Vergleich von in-situ Meßwerten der Bodenfeuchte bis 1 m Tiefe mit Ergebnissen von Modellrechnungen auf der Basis von radiometrischen Messungen bei 13,3, 1,67 und 1 GHz; 1: ohne Vegetation; 2: Getreide mit $< 2 \text{ kg/m}^2$ Biomasse; 3: Getreide mit $\geq 2 \text{ kg/m}^2$ Biomasse; nach (SHUTKO 1988).

3.2 Schnee

Auch Schnee spielt eine wichtige Rolle im hydrologischen Kreislauf. Er ist die Quelle von Wasser in höheren Breiten und größeren Höhen und Klimafaktor bei Bedeckung größerer Flächen (Albedo > 0.8 im Gegensatz zu < 0.2 für Boden, Vegetation bzw. Wasser).

Passive Mikrowellenmessungen können Informationen zur flächenhaften Verteilung von Schnee, zur Schneeklasse (trockener Schnee, nasser Schnee, Firnschnee), zum Wasseräquivalent und zur Schneetiefe liefern. Wegen der globalen Überdeckung sind hier Messungen vom Weltraum aus besonders interessant.

Es wurden zwar Verfahren zur Klassifikation von Schnee mit optischen Sensoren auf der Basis von LANDSAT-Daten erarbeitet, diese versagen jedoch im Gegensatz zu Mikrowellenverfahren bei Bewölkung, wie sie insbesondere z. Zt. der Schneeschmelze über Schneeflächen häufig anzutreffen ist. Ferner ist die Abschätzung des Wasseräquivalents mit optischen Methoden (einschließlich IR) nur für geringe Schneetiefen möglich, während Mikrowellenradiometer, insbesondere bei trockenem Winterschnee, auch noch größere Tiefen (mehrere Meter) sondieren können, da sich die dielektrischen Eigenschaften von Wasser beim Übergang von der Flüssigwasser- in die Schnee- bzw. Eisphase sehr stark ändern.

Wie im Fall der Bodenfeuchte wurden auch der Fernerkundung von Schnee mit Mikrowellenradiometern im letzten Jahrzehnt umfangreiche Forschungsprogramme gewidmet. Neben Bodenmessungen, z. B. der Universitäten Bern und Helsinki (MÄTZLER 1988, HALLIKAINEN 1986), waren es wieder Analysen von SMMR-Daten (CHANG 1986, DANES 1988). Zusammenfassend sind folgende Ergebnisse zu nennen:

Die Meßfrequenzen mit höchstem Informationsinhalt sind 18 GHz und 37 GHz (jeweils horizontale und vertikale Polarisation). Als weitere Meßbereiche kommen 90 GHz für trockenen Schnee sowie 6 und 10 GHz bei tieferem Schnee infrage. Unterschiedliche Schneeklassen wie trockener Winterschnee, nasser Schnee sowie Firnschnee auf nassem Schnee können deutlich unterschieden werden (MÄTZLER 1988). Die Mikrowellenemission nimmt bei gleicher Reihenfolge zunächst zu und dann, insbesondere bei hohen Frequenzen ($> 25 \text{ GHz}$), wieder stark ab. Diese starke Abnahme ist auf eine Volumenstreuung an den Eiskörnern im Firnschnee zurückzuführen. Die Signaturen von schmelzendem Schnee ähneln jenen von feuchtem Boden. Es wird deshalb eine Referenzmessung im sichtbaren Bereich oder eine Messung während der Nacht empfohlen, wenn der Schnee wieder gefroren ist. Für die Differenz der bei 18 GHz und 37 GHz gemessenen Helligkeitstemperaturen (vertikale Polarisation) ergibt sich eine starke Korrelation zum Wasseräquivalent bzw. zur Schneetiefe. A-Priori-Wissen zur Schneeklasse verbessert die Schätzung. Modellrechnungen zeigen den Einfluß von Inhomogenitäten in der Schneeschicht auf die Helligkeitstemperatur.

Die Erforschung der Mikrowellenemission von Schnee ist noch voll im Fluß. Es fehlen zuverlässige Werte für die Dielektrizitätskonstante im Mikrowellenbereich. Der Einfluß der Kornform, -schichtung und -dichte in Firnschnee sowie des freien Wassers in nassem Schnee ist bisher wenig verstanden.

3.3 Meereis

Die von der Bewölkung kaum beeinflusste Sondierung von Meereis gehört zu den ersten und eindrucksvollsten Anwendungen der Mikrowellenradiometrie aus dem Weltraum (GLOERSEN 1974). So konnten Zu- und Abnahme der Eisbedeckung im Bereich der Pole erstmals im Jahresablauf gezeigt werden. Die Eismassen in hohen Breitengraden haben großen Einfluß auf das Klima. Zur Zeit interessiert die Frage, ob die Polkappen im zeitlichen Mittel schrumpfen oder wachsen.

Wie Schnee zeigt Eis gegenüber Flüssigwasser in der Regel ein stark unterschiedliches Emissionsverhalten (Emissionsvermögen von Wasser zu Eis z. B. bei 19.4 GHz 0.44 zu 0.84 - 0.95). Die Eindringtiefe von Mikrowellen in Eis bzw. die Informationstiefe hängt entscheidend vom Salzgehalt ab. Sie kann von einigen Millimetern (frisch gefrorenes Meereis) bis zu einigen Metern (mehrjähriges Eis oder Gletschereis) reichen. Die größere Eindringtiefe kann jedoch auch dazu führen, daß Inhomogenitäten im Eis, z. B. durch Luftblasen, das Mikrowellensignal beeinflussen und eine Interpretation erschweren.

In der Folge sind die wichtigsten Erkenntnisse, wie sie sich bei boden-, luft- und raumgestützten Messungen ergeben haben, wieder zusammengestellt (SWIFT 1985, GARRITY 1988):

Passive Mikrowellensensoren haben sich bei der Fernerkundung der Kryosphäre beim Vergleich von Sensoren unterschiedlichster Spektralbereiche am wirkungsvollsten erwiesen. Durch Messung der Emissionen bei verschiedenen Frequenzen (18 GHz, 37 GHz) und Polarisationen kann

z.B. einjähriges von mehrjährigem Eis weitgehend unterschieden werden. Zusätzliche Messungen bei 90 GHz erlauben die Entdeckung einer Schneeschicht auf dem Eis. In den Schmelzperioden kann es allerdings Interpretationsschwierigkeiten geben. Eine Eisdickenbestimmung ist bedingt über die Bestimmung des Alters möglich. Eine Alternative ist hier der Einsatz von aktiven Mikrowellensensoren. In jüngster Zeit konnten die Messungen zur Eiskonzentration, zum Eisalter usw. durch Anwendung von Methoden der Kalmanfilterung auf der Basis eines verfeinerten physikalischen Modells verbessert werden. In das physikalische Modell ist A-Priori-Wissen zum möglichen Eiswachstum, zur Vorgeschichte der betrachteten Eisfläche und zu Referenzmessungen mit anderen Sensoren integriert.

In Bild 3 ist als Beispiel die Aufnahme von Eisflächen unterschiedlichen Alters zu sehen, die mit einem 33,6 GHz Radiometer gewonnen wurde (EPPLER 1986).

3.4 Atmosphäre

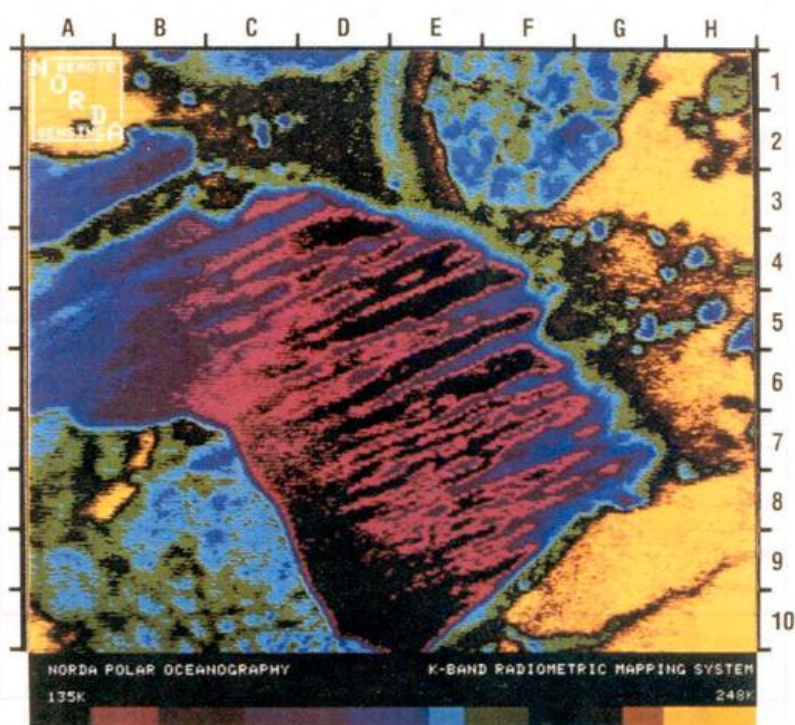
Die Mikrowellenradiometrie erlaubt durch integrale Messungen vom Boden bzw. vom Weltraum aus Rückschlüsse auf den Zustand der Atmosphäre wie z.B. die Höhenabhängigkeit von Temperatur und Wasserdampfgehalt für beliebige Elevationswinkel, den Flüssigwassergehalt von Wolken, die Regenraten und -profile. Ein Nachteil ist die relativ grobe Vertikal- und Horizontal-Auflösung, die nicht mit jener von Radiosonden oder optischen Sensoren verglichen werden kann. Diese können andererseits aber nur einen Teil der oben angegebenen Parameter messen. Die Aussage optischer Systeme (einschließlich IR) wird durch Wolken beeinflusst; außerdem ist die Regenanalyse unvollkommen. Radiosonden haben den Nachteil, daß sie nur Punktmessungen liefern, die Meßzeit wesentlich länger ist und mit ihnen keine Flüssigwasser-Messungen möglich sind.

Die Bestimmung von Wasserdampfkonzentration und wahrer Temperatur in Abhängigkeit von der Höhe durch Messung der Helligkeitstemperatur bei mehreren Frequenzen an den Flanken der Absorptionslinien von Wasserdampf bzw. Sauerstoff gehört bereits zu den klassischen Anwendungen (ASKNE 1986). In der Folge wurden durch Hinzunahme von weiteren Meßkanälen, zur Korrektur von Signalverfälschungen durch Hydrometeore, die Meßgenauigkeit gesteigert. Seit einigen Jahren gilt das Hauptinteresse der Sondierung von Niederschlagsprofilen unter besonderer Berücksichtigung von Hydrometeoren in gefrorenem Zustand in der oberen Troposphäre. Die Eisabsorption ist geringer als jene von Wasser. Eine Zusammenfassung von boden-, luft- und raumgestützten Messungen ergibt folgenden Erkenntnisstand:

Für die Sondierung von Wasserdampf wird zunehmend die Absorptionslinie bei 183 GHz genutzt, die zu genaueren Ergebnissen führt, als sie mit Messungen bei 21 GHz realisiert werden können. Es werden allgemein Multifrequenzsysteme mit Meßfrequenzen an den Flanken der Absorptionslinien sowie Hilfskanälen im 10, 21, 37, 90 und 160 GHz-Bereich angestrebt. Optimale Systeme detektieren neben der Mikrowellenstrahlung auch die IR-Strahlung. Da der Meßfehler mit der Entfernung vom Sensor zunimmt, wären Kombinationen von boden- und raumgestützten Systemen sehr vorteilhaft. Kombinationen von aktiven und passiven Mikrowellensensoren haben sich ebenfalls bewährt.

Messungen vom Boden aus liefern Temperatur-Profile mit einem Meßfehler (RMS-Wert) von 1.5 K bis 6 km Höhe und maximal 4 K in 10 km Höhe. Bei Bewölkung betragen die Meßfehler 1.5 K bis 4 km und steigen dann auf 6 K in 10 km Höhe an. Wegen der groben Vertikalauflösung (beschränkte Anzahl von Meßfrequenzen) ergeben sich Probleme bei der Vermessung von Inversionsschichten. Durch direkte Auto-

Bild 3: Mikrowellenaufnahme (33.6 GHz) von mehrjährigem Eis (dunkelblau - hellblau), jungem/einjährigem Eis (dunkelbraun - ocker), neuem Eis (pink) und offenem Wasser (schwarz); abgebildete Fläche 3600 x 3200 m²; Meßplattform: Flugzeug; Meßort: Beaufort See (Alaska); Aufnahme: Eppler (vgl. EPPLER 1986).



korrelation des Meßsignals ist es neuerdings möglich, die Frequenzauflösung wesentlich zu verbessern (RUFF 1988). Bei der Berücksichtigung von Flüssigwassergehalt in der Atmosphäre ergibt sich eine komplizierte, nichtlineare Strahlungsgleichung. Eine Lösung ist durch Bestimmung der Abweichung vom klimatologischen Mittelwert möglich (Linearisierung). Bei Regen beobachtet man Absorptions-, Emissions- und, je nach Durchmesser der Hydrometeore, auch Streuprozesse. Bei Frequenzen < 22 GHz dominiert die emittierte Strahlung, bei Frequenzen > 60 GHz die reflektierte Strahlung. Hydrometeore in gefrorenem Zustand halten sich in einer Zone (ice-layer, Vertikalausdehnung h) in größerer Höhe H auf. Ihre Existenz führt zu sehr tiefen Helligkeitstemperaturen (150 K bei 92 GHz) bei Sondierung der Atmosphäre vom Weltraum aus. Die Werte h und H spielen bei Frequenzen > 20 GHz eine wichtige Rolle. Bei konstantem Wert h nimmt die Emission mit zunehmenden Durchmesser der Hydrometeore ab. Es wird vermutet, daß die Hydrometeore weder als Kugeln modelliert werden dürfen noch für ihre Durchmesser allgemein die häufig in der Literatur zitierte Marshall-Palmer-Verteilung angenommen werden darf.

Zum Schluß sei noch erwähnt, daß über eine Messung der Helligkeitstemperatur der Meeresoberfläche auch auf die dort herrschende Windgeschwindigkeit geschlossen werden kann. Die optimale Auswahl von 2 bis 3 SMMR-Kanälen (z. B. 10 GHz horizontal/18 GHz vertikal polarisiert) ergibt einen mittleren Fehler von 1.5 m/sec (RMS-Wert).

Allgemein werden für die zukünftige Atmosphärensondierung eine Verbesserung der räumlichen Auflösung und

mehr Meßkanäle erwartet. Dabei wird für alle simultanen Meßfrequenzen ein identisches Meßvolumen vorausgesetzt. Mit den technischen Verbesserungen muß insbesondere eine Verbesserung der physikalischen Modelle einhergehen.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Im letzten Jahrzehnt wurden die Möglichkeiten der Mikrowellenradiometrie in der meteorologischen Anwendung eindrucksvoll demonstriert. Aus den gesammelten Erfahrungen lassen sich die Meßanforderungen an zukünftige weltraumgestützte Meßsysteme ableiten (vgl. MURPHY 1988). Sie sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Frequenzwahl spiegelt das in Kapitel 3 Gesagte wider. Bei der geometrischen Auflösung lassen sich die Wunschvorstellungen mit den derzeitigen technischen Möglichkeiten noch nicht erfüllen.

Im Hinblick auf das für die späten neunziger Jahre (1997) geplante umfassende Erdbeobachtungssystem EOS (Earth Observing System) auf polarer Umlaufbahn existieren inzwischen in den USA und in Europa konkrete Vorstellungen für hochauflösende Mikrowellenradiometer. Dies sind im einzelnen folgende Geräte:

- AMSU : Advanced Microwave Sounding Unit (USA),
- AMSR : Advanced Mechanically Scanned Radiometer (USA),
- ESTAR : Electronically Scanned Thinned Array Radiometer (USA),
- MIMR : Multifrequency Imaging Microwave Radiometer (Europa).

Tabelle 1 : Zusammenstellung der Messanforderungen

Parameter	Frequenz * (GHz)										Messgenauigkeit (K)		Geom. Auflösung (km)		Messwiederholung	Bemerkungen
	1.4	6	10	18	21	37	50-60	90	160	183	Auflösung	Absolutwert	Idealfall	derz. Kompromiss	Tage	häufig horizontale und vertikale Polarisation
Boden-Feuchte	●	○									1.0	1.5	1	10	1 - 3	bis 1m Tiefe
Schnee	○	○	○	●		●		○			2.0	2.0	1	10	1/2 - 3	- Schneeflächen - Wasser - Äquivalenz - Schneefeuchte
Niederschlag				○	○	●		●		○	2.0	2.0	1	10	1 - 3	Regenrate über - Land - Meer Vertikalprofil bei zusätzlichen Messungen mit Radarsensoren
Temperatur-Profil der Atmosphäre					○	○	●	○			0.3	1.0	10	100	1/24 - 1/2	gewünschte Vertikalauflösung : 500m/2000m
Wasserdampf der Atmosphäre				●	●	○	○	○		●	0.5 0.8	2.0 2.0	10 10	100 100	1/24 - 1/2 1/24 - 1/2	total Vertikalprofil (Vertikalaufkl. wie für Atm.) höhere Aufl. über Meer
Wassergehalt von Wolken					○	●		○			k.A.	k.A.	10	100	1/24 - 1/2	über Meer
Windgeschwindigkeit			●	○	○						k.A.	k.A.	10	100	1/24 - 1/2	indirekte Messung über Meer möglich
Meeres-Eis		○	○	●		●		○			2.0 2.0	2.0 2.0	5 - 25 1 - 10	25 10 - 25	1 - 3 1 - 3	- Ausdehnung - Eis-Typ (Alter)

* ● notwendig ○ hilfreich — Messbänder Nimbus-7 -- Messfrequenzen Tiros-N : 50.3 ; 53.74 ; 54.0 ; 57.95

Bei allen Geräten handelt es sich um abbildende Systeme. Für das AMSU sind bereits zwei verschiedene Module zur Sondierung primär der atmosphärischen Temperatur bzw. Feuchte mit 29 bzw. 8 Meßfrequenzen von der NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) in Auftrag gegeben. Das AMSR und das ESTAR sind Empfehlungen an die NASA. Diese Geräte befinden sich wie das MIMR erst in der Studienphase. Für des AMSR sind Meßkanäle im Bereich von 6, 10, 18, 21, 37 und 90 GHz vorgesehen bei jeweils vertikaler und horizontaler Polarisation. Das ESTAR soll bei 1,4 GHz global die Bodenfeuchte vermessen mit einer Wiederholrate von 1-3 Tagen. Das von europäischer Seite geplante MIMR hat dem AMSR ähnliche Spezifikationen. Als Meßfrequenzen sind vorgesehen: 6.8, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5 und 90 GHz jeweils bei vertikaler und horizontaler Polarisation.

Zum Abschluß sei noch erwähnt, daß zeitweise für die zweite Generation METEOSAT ebenfalls an eine Mikrowellennutzlast gedacht war. Sie wurde inzwischen aus Kostengründen gestrichen. Es waren 6 Meßkanäle im 120-GHz-Bereich vorgesehen (Absorptionslinie des molekularen Sauerstoffs), ein Meßkanal im 140-GHz-Bereich (Atmosphärenfenster) sowie 3 Kanäle im 183-GHz-Bereich (Absorptionslinie des Wasserdampfes).

Alle genannten Geräte sind Systeme der nächsten Generation. Es ist zu hoffen, daß es in fernerer Zukunft möglich sein wird, größere Antennenstrukturen im Weltraum zu installieren, um auch die Meßanforderungen bezüglich der geometrischen Auflösung realisieren zu können. Auch bei den Meßsystemen am Erdboden wird die Entwicklung weitergehen, damit diese eines Tages in größerer Anzahl, lokal und global im Dienste der Meteorologie zur Verfügung stehen.

Literatur

ASKNE, J.; WESTWATER, E.: A Review of Ground-Based Remote Sensing of Temperature and Moisture by Passive Microwave Radiometers. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. GE-24 (1986) No. 3, S. 340-352.

- CHANG, A.; FOSTER, J.; HALL, D.: Nimbus-7 Derived Global Snow Cover Parameters. Proceedings of the Glaciological Society Symp. on Remote Sens. (1986).
- DANES, Z.; DANES, P.: Polarisation of Passive Microwave Signals as Indicator of Snow Water Equivalent. Proc. Int. Geosci. and Remote Sens. Symp. (1988), S. 441-442.
- EPPLER, D.; FARMER, L.; LOHANICK, A.; HOOVER, M.: Classification of Sea Ice Types with Single-Band (33,6 GHz) Airborne Passive Microwave Imagery. J. of Geophys. Res. Vol. 91 (1986) No. C9, S. 10661-10695.
- GARRITY, C.: Shipborne Passive Microwave Sea Ice Experiment in the East Greenland Sea, May-July 1987. Proc. Int. Geosci. and Remote Sens. Symp. (1988), S. 1691-1692.
- GLOERSEN, P.; WILHEIT, T.; CHANG, A.; CAMPBELL, W.: Microwave Maps of the Polar Ice of the Earth. Bull. Amer. Meteor. Soc. Vol. 55 (1974), S. 1442.
- HALLIKAINEN, M.: Ground Based Radiometer Measurements of Snow Cover in the 1- to 37 GHz Range. Proc. Int. Geosci. and Remote Sens. Symp. (1986), S. 617.
- MÄTZLER, C.; HÜPPI, R.: Review of Signature Studies of Snowpacks. Proc. COSPAR 88 Workshop 1, Paper I. 1.3.
- MURPHY, R.: HMMR, High-Resolution Multifrequency Microwave Radiometer Instrument Panel Report. NASA Earth Observing System Reports, Vol IIe (1987).
- RUFF, C.; SWIFT, C.: Atmospheric Profiling of Water Vapour with a 20.5-23.5 GHz Autocorrelation Radiometer. Proc. Int. Geosci. and Remote Sens. Symp. (1988), S. 957-960.
- SCHMUGGE, T.; O'NEILL, P.; WANG, J.: Passive Microwave Soil Moisture Research. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. GE-24 (1986), S. 12-22.
- SHUTKO, A.: Experiments in Bulgaria for Determination of Soil Moisture in the Top One-Meter Layer Using Microwave Radiometry and a-Priori Information. Proc. Int. Geosci. and Remote Sens. Symp. (1988), S. 665-666.
- SWIFT, C.; FEDOR, L.; RAMSEIER, R.: An Algorithm to Measure Sea Ice Concentration with Microwave Radiometers. J. Geophys. Res. 90 (C1) (1985), S. 1087.
- VOWINKEL, B.: Passive Mikrowellenradiometrie. Braunschweig, Wiesbaden: Vieweg 1988.
- ULABY, F.; MOORE, R.; FUNG, A.: Microwave Remote Sensing, Active and Passive, Volume III. Washington: Artech House, Inc. 1986.

15 Neue Entwicklungen der meteorologischen Radartechnik

P. MEISCHNER

1 Einleitung

Die physikalischen Grundlagen der Wetter-Radar-Technik wurden von RIEDL (1986) in PROMET dargestellt.

Wetterradargeräte arbeiten im Pulsbetrieb. Aus den Zeitreihen der von Wolken- und Niederschlagsteilchen zurückgestreuten und empfangenen Strahlung können meteorologisch interpretierbare Parameter abgeleitet werden. Bei modernen Geräten erfolgt dies in Echtzeit (PASARELLI und SIGGIA 1981, DOVIK und ZRNIC 1984). Mit einer bekannten Geräteempfindlichkeit und der Entfernungskorrektur wird aus der Rückstreuleistung der effektive *Reflektivitätsfaktor Z*, berechnet, im wesentlichen ein Maß für die Größe und Konzentration von Hydrometeoren im Meßvolumen und in geringerem Maß für deren Aggregatzustand (über die Dielektrizitätskonstante) (s. RIEDL 1986). Die *Dopplergeschwindigkeit* beschreibt die mittlere - mit der Reflektivität und der Intensitätsverteilung des gesendeten Radarstrahles gewichtete - Geschwindigkeit der streuenden Teilchen in Strahlrichtung. Das vollständige *Dopplerspektrum* (die Verteilung der Dopplergeschwindigkeiten für eine Reihe von Einzelmessungen) beschreibt die - ebenfalls gewichtete - radiale Geschwindigkeitsverteilung. Die Breite des Spektrums kann als ein Maß für Windscherung und Turbulenz im Auflösungsvolumen angesehen werden.

Ein ganz wesentlicher Fortschritt der Radartechnik ermöglicht es heute, die Radarstrahlung beliebig polarisiert auszusenden, sowie die zurückgestreute Strahlung nach ihrem Polarisationszustand zu analysieren. Für die Meteorologie kommen im wesentlichen lineare oder zirkulare Polarisierungen zur Anwendung. Die polarisierte Radarstrahlung wird von anisotropen Streuern - den verschiedenen Hydrometeoren - in charakteristisch unterschiedlicher Weise zurückgestreut. Die Anisotropie des Ensembles von Streuern im Meßvolumen ist gegeben durch deren geometrische Form, deren Ausrichtung zum Radarstrahl, deren Größenverteilung und den komplexen Brechungsindex der Teilchen. Aus

der Analyse des Polarisationszustandes der zurückgestreuten Strahlung im Verhältnis zur gesendeten werden damit Möglichkeiten zur Unterscheidung der Hydrometeore eröffnet.

Für die wolkenphysikalische Forschung ist es von grundlegender Bedeutung, sowohl dynamische als auch mikro-physikalische Prozesse, die zur Niederschlagsentstehung beitragen, gleichzeitig zu beobachten und zu messen. Die Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DLR) hat für diese Arbeiten ein Polarisations-Diversity-Doppler-Radar (POLDIRAD) aufgebaut, das in seiner Art den derzeitigen technischen Status repräsentiert (SCHROTH et al. 1988). Es soll daher hier dazu dienen, die Möglichkeiten der heutigen, für meteorologische Anwendungen verfügbaren, Radartechnik zu beschreiben und mit Beispielen zu demonstrieren. Ein solches Doppler-Polarisations-Radar mit seinen vielfältigen Betriebsmoden und Anwendungsmöglichkeiten ist z. Zt. sicher nur für die Forschung voll nutzbar. Die hiermit gewonnenen Erfahrungen werden aber in einer der folgenden Generationen von operationellen Wetterradargeräten genutzt werden können. Ein ähnlicher Prozeß findet z. Zt. mit der Einführung der Doppler-Technik in den operationellen Betrieb statt.

Sowohl für Forschungsanwendungen als auch bei operationellem Einsatz ist es von besonderer Bedeutung, viele Datenprodukte möglichst in Echtzeit darzustellen, um den Wetterablauf detailliert verfolgen zu können. Mit modernen Geräten können mehrere Datenprodukte innerhalb einer Minute nach der Messung auf Farbbildschirmen dargestellt werden.

2 Dopplertechniken zur Bestimmung von Wind- und Turbulenzgrößen

Vergegenwärtigen wir uns noch einmal das physikalische Meßprinzip der Radarmeteorologie. Die in Bild 1 angegebene

Polarisierte Radarstrahlung

Wellenlänge 5,45 cm

Pulslänge
150, 300, 600 m

Puls wiederholungsfrequenz
160 ... 2400 Hz

bekannte Phasenlage



Feldvektor in einer Ebene senkrecht zur Ausbreitung

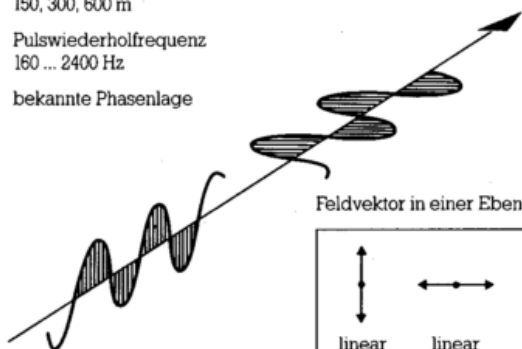
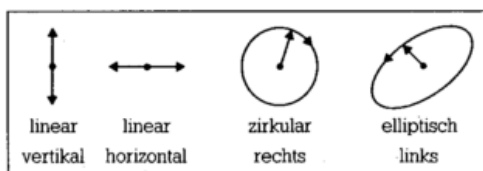


Bild 1: Prinzipien meteorologischer Radarmessungen: Unterschiedlich polarisierte Radarstrahlung (alle möglichen Polarisationszustände sind rechts unten angedeutet) trifft auf Hydrometeore mit unterschiedlicher Form und Größe (rechts oben). Sie reflektieren das Signal mit geänderter Amplitude und Polarisation zurück. Links oben die technischen Daten zu POLDIRAD.

nen Daten gelten für POLDIRAD; sie sind typisch für moderne Wetterradargeräte. Für Dopplermessungen betrachten wir die Frequenzänderung der zurückgestreuten Welle im Vergleich zur ausgesandten Welle. Die Rückstreuung kann man sich stark vereinfacht so vorstellen, daß die einfallende Welle Dipole im Inneren der Hydrometeore zum Schwingen anregt. Wenn sich das Teilchen mit der Geschwindigkeit V_r radial auf das Radar hinbewegt, dann „empfängt“ es eine um V_r/λ höhere Frequenz, die es dann auch abstrahlt. Weil das so strahlende Teilchen sich aber auf das Radar zubewegt, empfängt dieses eine um $2V_r/\lambda$ höhere Frequenz. Gemessen wird die mit der Frequenzverschiebung verknüpfte Phasenverschiebung. Um dann noch unterscheiden zu können, ob die Bewegung zum Radar hin oder vom Radar fort erfolgt, ob die Phasenverschiebung also negativ oder positiv ist, wird der Vergleich gleichzeitig für einen um 90° phasenverschobenen Anteil durchgeführt. Führt man eine Reihe solcher Dopplermessungen durch, und trägt die empfangenen Leistungen bzw. die Reflektivitäten über die Frequenzverschiebung bzw. die radiale Geschwindigkeit auf, so erhält man das Dopplerspektrum. Dieses ist ein Maß für die Verteilung der Geschwindigkeiten im Meßvolumen, für z. B. Scherung und Turbulenz.

Ein Verfahren zur Bestimmung von Windfeldern in der Umgebung des Radars aus Dopplermessungen besteht darin, daß man die Antenne bei einem Elevationswinkel von einigen Grad umlaufen läßt und die Dopplergeschwindigkeit auf dem so abgetasteten Kegelmantel analysiert. Dies ist das sogenannte Velocity-Azimuth-Display-Verfahren – VAD (BROWNING und WEXLER 1968). Bei einem homogenen Windfeld wäre die Winkelabhängigkeit der radialen Geschwindigkeit längs eines Meßkreises eine Cosinusfunktion. Die Amplitude gibt die Windgeschwindigkeit und der Phasenwinkel die Windrichtung an. Abweichungen von der idealen Cosinuskurve beschreiben dann die Abweichungen des Windfeldes von der Gleichförmigkeit. Weil die Messungen auf dem nach oben geöffneten Kegelmantel verschiedenen Höhen zugeordnet sind, können so auch Windprofile bestimmt werden.

Das Bild 2 zeigt die auf einem Kegelmantel bei 20° Elevation mit dem Wolkenradar Oberpfaffenhofen am 21. 1. 88 in einem Umkreis von 10 km gemessene Dopplergeschwindigkeit projiziert auf eine Ebene. Eine gemessene Dopplergeschwindigkeit Null bedeutet, daß dort entweder Windstille herrscht, oder daß dort der Windvektor senkrecht zum Radarstrahl verläuft. Das Band um die Dopplergeschwindigkeit Null ist in der Abbildung besonders herausgehoben. Die Windrichtung ist durch Pfeile angezeigt. Man sieht in diesem Fall sehr gut, wie der Wind in Bodennähe von West weht, wie er in einer Schrägentfernung bis 5 km entsprechend einer Höhe von 1,7 km über Radarstandpunkt nach NW und zwischen 5 und 7 km – entsprechend einem Höhenbereich zwischen 1,7 und 2,4 km – von West nach Süd dreht. Darüber dreht der Wind wieder nach SW zurück.

Ähnlich wie bei dem VAD-Verfahren kann auch für ein größeres Gebiet das Windfeld bestimmt werden. Amplitude und Phasenwinkel der Cosinuskurve lassen sich auch dann bestimmen, wenn nur die Daten von einem schmalen Winkelbereich (10° bis 30°) vorliegen. Mit dieser *Uniform Wind Technique* ist es möglich, Windrichtung und Geschwindigkeit in einer größeren Umgebung von mehr als 100 km mit einiger Sicherheit und je nach vorhandener Rechenkapazität in einigen Minuten zu bestimmen (HAGEN 1988).

Die kinematische und turbulente Struktur einer Kaltfront vom 19. Dezember 1987 ist im Bild 3 wiedergegeben. Der mit POLDIRAD gemessene Vertikalschnitt verläuft etwa senkrecht zur Front; diese bewegt sich auf das Radar zu. Das

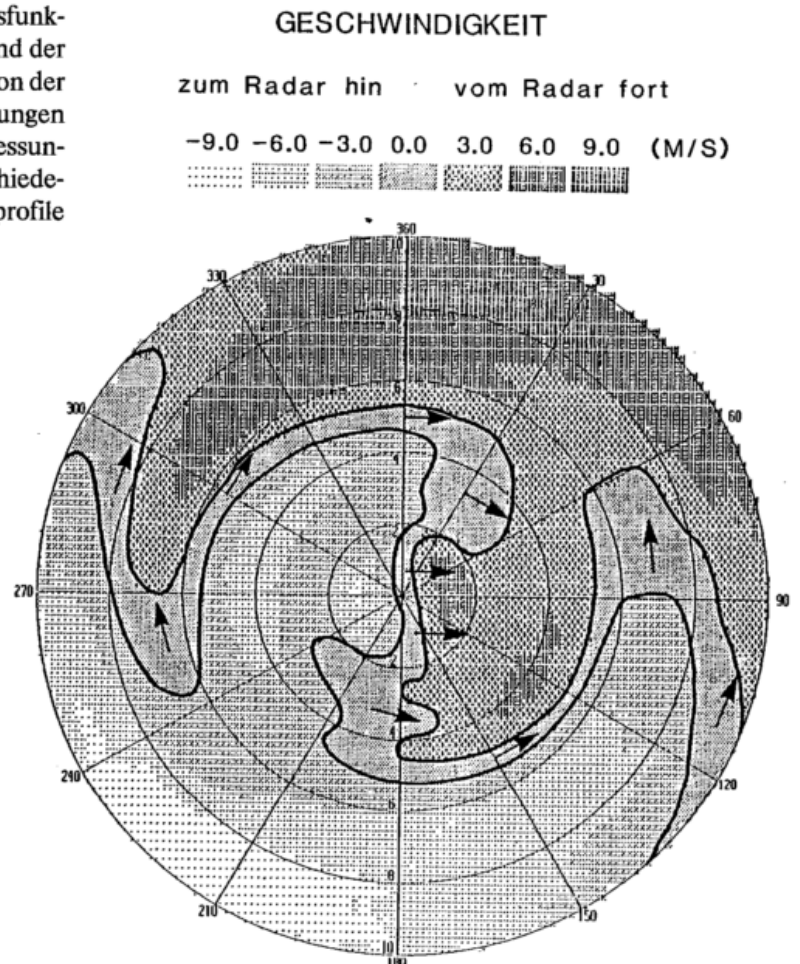
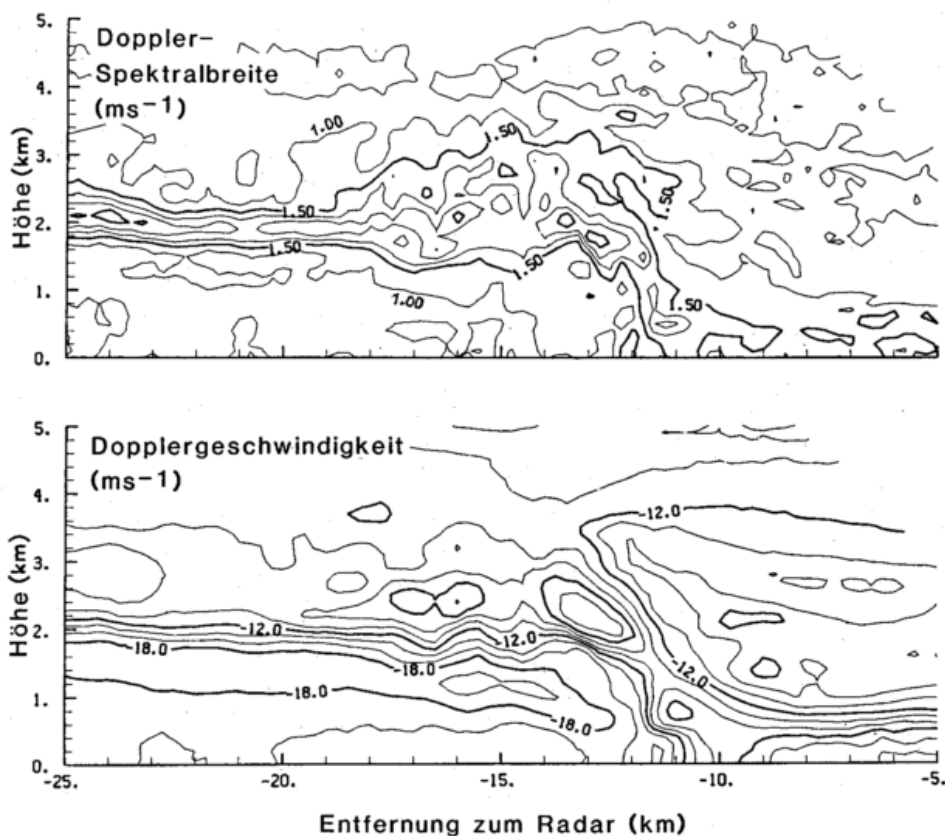


Bild 2: Eine Messung der Dopplergeschwindigkeit nach der VAD-Methode charakterisiert das Windfeld in der Umgebung des Radarstandpunktes. Die Pfeile geben die Windrichtung in entsprechender Schrägentfernung an.



19 Dec. 1987 2:34:00 Azimuth 325

untere Teilbild zeigt die Dopplergeschwindigkeit in Isolinienanstellung. Ein Konvergenzbereich liegt nach rückwärts geneigt bei 11 km; die Luft vor dieser Linie bewegt sich mit 12 m/s auf das Radar zu, während die nachfolgende Luft eine Geschwindigkeit von 18 m/s auf das Radar zu besitzt. Diese Konvergenzlinie ist eine charakteristische Erscheinung dieser Kaltfront; sie hat zu schmalbandigen Hebungen und damit zu einem mit der Front sich fortbewegenden intensiven Niederschlagsband geführt. Im oberen Teilbild bekommt man einen Einblick in die turbulente Struktur dieser Kaltfront. Die Breite des Dopplerspektrums wird – neben kalkulierbaren, systembedingten Einflüssen wie Antennenbewegung oder Größe des Auflösungsvolumens – von den meteorologischen Größen Turbulenz und Scherung bestimmt. Ist der Anteil der Scherung bekannt oder kann dieser abgeschätzt werden, dann kann aus den gemessenen Dopplerbreiten die Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie abgeleitet werden (DOVIK und ZRNIC 1984). Der Schnitt zeigt eindrucksvoll die maximale Dopplerspektralbreite in den Bereichen starker Scherung.

3 Unterdrückung von Bodenechos

Die Spektralanalyse der Zeitreihen der rückgestreuten Signale erlaubt es, Bodenechos zu unterdrücken. Die primär gemessenen zurückgestreuten Leistungen können als Leistungsspektrum der Geschwindigkeit aufgefaßt werden. Leistung, die hier bei der Geschwindigkeit Null signifikant über dem Rauschen und systembedingten Beiträgen liegt, kann unbewegten Bodenzielen zugeordnet werden. Dieser Anteil wird herausgefiltert. Die so korrigierte Zeitreihe kann dann als Ausgang für die Frequenzanalyse dienen. Damit wird zum einen erreicht, daß der Einfluß der Bodenechos

Bild 3: Vertikalschnitt durch eine Kaltfront, die sich von NW auf das Radar zubewegt. Die Dopplergeschwindigkeiten – die negativen Werte im unteren Teilbild bedeuten Geschwindigkeiten auf das Radar zu – zeigen einen nach NW geneigten Bereich starker Konvergenz in 11 km Entfernung vom Radar.

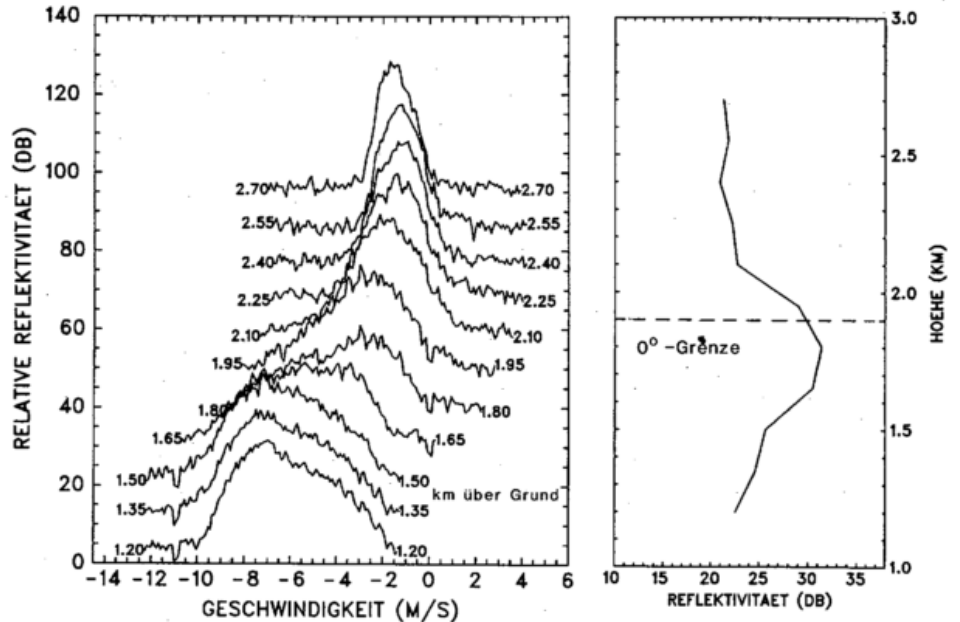
Die mit starker Windscherung verbundene Turbulenz äußert sich in der Breite der Dopplerspektren, mit erhöhten Werten z.B. über 1,5 m/s, im oberen Teilbild. Die Konturen sind in Schritten von 0,5 m/s gezeichnet, mit steigenden Werten in Richtung zur größeren Scherung.

auf die Bestimmung der Dopplergeschwindigkeit und Dopplerspektralbreite korrigiert wird und zum anderen können Bodenechos bei der Bestimmung der Reflektivität des Niederschlags unterdrückt werden.

4 Fallverhalten von Schnee und von Regentropfen

Das Bild 4 zeigt eine wolkenmikrophysikalische Anwendung von Dopplermessungen. Im stratiformen Niederschlag vom 9. 2. 1988 sind mit POLDIRAD die Dopplergeschwindigkeitsspektren in Intervallschritten von 150 m senkrecht nach oben gemessen worden. Für jedes Höhenintervall wurde über 17 Spektren aus je 128 Einzelmessungen gemittelt. Bei einer gewählten Pulsfolgefrequenz von 400 Hz betrug die Meßzeit für die dargestellten Spektren also ca. 5,5 sec. Die Null-Grad-Grenze lag bei einer Höhe von 1,9 km über Grund. Man sieht sehr deutlich bei Höhen zwischen ca. 2 km und 3 km über Grund die relativ homogene Fallgeschwindigkeit der Schneeflocken. Sie beträgt 1,5 bis 2 m/sec. Unterhalb der Null-Grad-Grenze erhöht sich die Fallgeschwindigkeit und das Spektrum verbreitert sich. Beim Schmelzen der Teilchen ergibt sich eine breitere Verteilung der Fallgeschwindigkeit mit einem Maximum bei 7 m/s entsprechend dem entstandenen Regentropfengrößenspektrum. Aus dem gemessenen Dopplergeschwindigkeitsspektrum läßt sich wiederum ein Tropfengrößenspektrum ableiten (ATLAS et al. 1973), das für den gezeigten Fall nahezu eine Exponentialverteilung nach MARSHALL und PALMER (1948) ergibt. Interessant ist der Vergleich mit dem Höhenprofil der Radarreflektivität (rechte Bildhälfte). Sie zeigt das 'bright band', den Höhenbereich, in dem sich der Schmelzvorgang abspielt und der durch eine erhöhte Reflektivität gekennzeichnet ist. Die

Bild 4: Gemessene Dopplerspektren lotrecht über dem Radar. Der Scharparameter gibt die Höhe über Grund an. Die Null-Grad Grenze lag bei ca. 1,9 km über Grund. Die rechte Bildhälfte zeigt im Reflektivitätsprofil erhöhte Werte im Schmelzbe- reich.



Reflektivität steigt zunächst an durch das Naßwerden der Schneekristalle (Wasser besitzt eine ca. 5 mal höhere Reflektivität als Eis). Sie nimmt dann mit abnehmender Höhe wieder ab, da die Eiskristalle zu geometrisch kleineren Regentropfen zusammenschmelzen; die Rückstreuung ist ja proportional zur 6. Potenz der Teilchendurchmesser.

5 Zur Mikrophysik aus polarimetrischen Messungen

Betrachten wir noch das Bild 1, in der mögliche Polarisationszustände der Radarstrahlung skizziert sind. Die technische Realisierung erfolgt, indem die vom Sender gelieferte Leistung in zwei definierte Anteile aufgeteilt wird. Durch Phasenverschiebungen wird dann eine gewünschte Phasenrelation zwischen diesen beiden Anteilen hergestellt. Diese beiden nun bezüglich Leistung und Phasenlage definierten Komponenten werden gleichzeitig der Antenne zur Abstrahlung zugeführt. Aus Linearkombinationen solcher Komponenten kann jede beliebige Polarisation erzeugt werden.

Zur Analyse der Polarisationsänderungen der zurückgestreuten Strahlung gegenüber der gesendeten müssen gleichzeitig auch wieder verschiedene Polarisierungen empfangen werden können. Heute ist es möglich, zwei zueinander orthogonalen Komponenten zu messen, deren Leistungs- und Phasenrelation wieder den Polarisationszustand der zurückgestreuten und empfangenen Strahlung beschreiben. Hierzu werden zweckmäßigerweise die Sendepolarisation und die dazu orthogonale Polarisation gewählt. Sowohl die Synthese der Sendepolarisationen als auch die Analyse der zurückgestreuten Polarisierungen erfolgt in Polarisationsnetzwerken. Die wesentlichen technischen Fortschritte, die die Realisierung von polarisationsfähigen Radars erst in der letzten Dekade grundsätzlich ermöglicht haben, sind:

1. Präzisions-Zweifach-Polarisations-Antennen, die für beide Polarisierungen die gleiche Charakteristik besitzen, die im gesamten Strahl-Volumen gleichförmige Polarisierungen erzeugen, die sehr niedrige Nebenkeulen und

eine hohe Isolation zwischen den beiden Kanälen für Senden und Empfang besitzen.

2. Mikrowellenschalter, die eine hohe Leistung sehr schnell und verlustarm schalten und die ebenfalls eine hohe Isolation zwischen den Kanälen besitzen.

Wird neben dem Zweikanalempfang auch die Sendepolarisation sehr schnell, z.B. von Puls zu Puls gewechselt, dann erhält man vier Zeitreihen zurückgestreuter Signale, nämlich die Rückstreuungen im ko- und kreuzpolaren Kanal für beide Sendepolarisationen.

Zunächst sind für alle diese Zeitreihen die oben beschriebenen Dopplermomente bestimmbar. Weiterhin aber können hieraus polarimetrische Größen berechnet werden, die direkte Aufschlüsse über die Art der Hydrometeore im Streuvolumen geben:

Die differentielle Reflektivität

$$Z_{DR} \text{ (dB)} = 10 \log (Z_H/Z_V)$$

mit Z_H , Z_V den Radarreflektivitätsfaktoren für horizontal und vertikal polarisierte Strahlung, ist ein Maß für die Anisotropie der streuenden Teilchen und deren mittlerer Ausrichtung zum Radarstrahl. Regentropfen z.B. fallen als oblate Teilchen, d.h. als abgeplattete Kugeln mit einem elliptischen Querschnitt, wie in Bild 1 angedeutet. Beim Fallen bleibt die große Halbachse weitgehend horizontal ausgerichtet, was zu einem Z_{DR} -Wert von einigen dB führt.

Ähnlich charakterisiert das *Depolarisationsverhältnis* die Art der Hydrometeore. Für z.B. linear polarisierte Strahlung ist das lineare Depolarisationsverhältnis

$$LDR \text{ (dB)} = 10 \log (Z_{HV}/Z_{HH})$$

mit Z_{HV} , dem Reflektivitätsfaktor für horizontale Sendepolarisation und vertikalen Empfang, und Z_{HH} , dem Reflektivitätsfaktor entsprechend für horizontalen Empfang. LDR ist besonders geeignet zur Detektion von Graupel und insbesondere von schmelzendem Graupel (BRINGI et al. 1986). Hohe Depolarisationen werden auch in der Schmelzzone beobachtet, wenn Schneeaggregate sehr lokal an exponierten Spitzen erste Wassertröpfchen bilden.

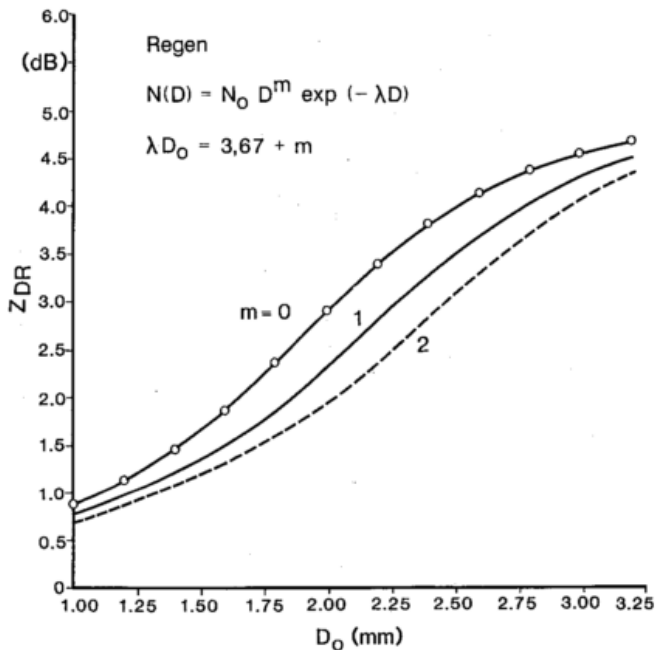


Bild 5: Berechneter Wertebereich der differentiellen Reflektivität Z_{DR} für Regen verschiedener durch die drei Parameter N_0 , m , λ beschriebener Tropfengrößenverteilungen (N_0 ist ein Maß für die Gesamtzahl der Tropfen im Einheitsvolumen, m für die Breite der Größenverteilung und λ bestimmt, den exponentiellen Abfall zu großen Tropfen hin). D_0 ist der Median Volumendurchmesser.

Das zirkulare Depolarisationsverhältnis

$$CDR \text{ (dB)} = 10 \log (W_1/W_2)$$

mit W_1 , W_2 , den in ko- bzw. kreuzpolaren Kanal zurückgestreuten Leistungen bei zikularer Sendepolarisation ist ebenfalls empfindlich bezüglich der Anisotropie der Hydrometeore, aber unempfindlich bezüglich der Orientierung der anisotropen Partikel zum Radarstrahl.

Neben qualitativen Abschätzungen der Rückstreuung polarisierter Strahlung unter physikalisch plausiblen Annahmen gelangt man zu mehr quantitativen Aussagen, wenn die Messungen mit Streurechnungen verglichen werden. Mit der sogenannten T-Matrix (Transition-Matrix) Methode nach WATERMANN (1965) läßt sich prinzipiell die Rückstreuung verschieden polarisierter Radarstrahlung an beliebig geformten Hydrometeoren berechnen. Aus Konvergenzgründen müssen die Teilchen aber als rotationssymmetrisch angenommen werden, und bei abgeplatteten Teilchen darf das Verhältnis von großer zu kleiner Achse einen Wert von 5 nicht übersteigen. Um diese Rechenergebnisse mit den Messungen für ein Radarstreuivolumen vergleichen zu können, muß dann noch über eine Größenverteilung und eine Winkelverteilung der Orientierungen zum Radarstrahl integriert werden (BRINGI et al. 1986 a, b). Ein Beispiel ist die berechnete differentielle Reflektivität für Regentropfen (s. Bild 5) für eine Radarwellenlänge von 5,5 cm. Die Abplattung der Regentropfen in Abhängigkeit vom effektiven Tropfendurchmesser wurde nach PRUPPACHER und PITZER (1971) angenommen. Eine Reihe entsprechender Rechnungen liegen inzwischen für Graupel, Hagel und Schnee vor.

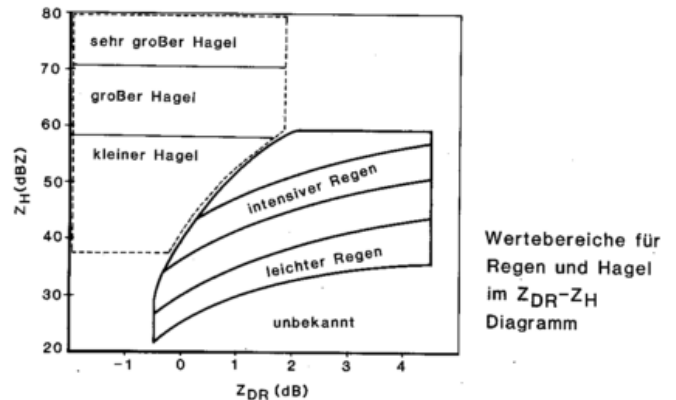


Bild 6: Wertebereiche für Regen und Hagel im $(Z_{DR}-Z_H)$ -Diagramm.

Auch die Kombination verschiedener gemessener Radarparameter kann zur Teilchenklassifizierung beitragen. Reflektivitätsmessungen kombiniert mit Messungen der differentiellen Reflektivität z.B. führen zur Unterscheidung von Hagel und Starkregen:

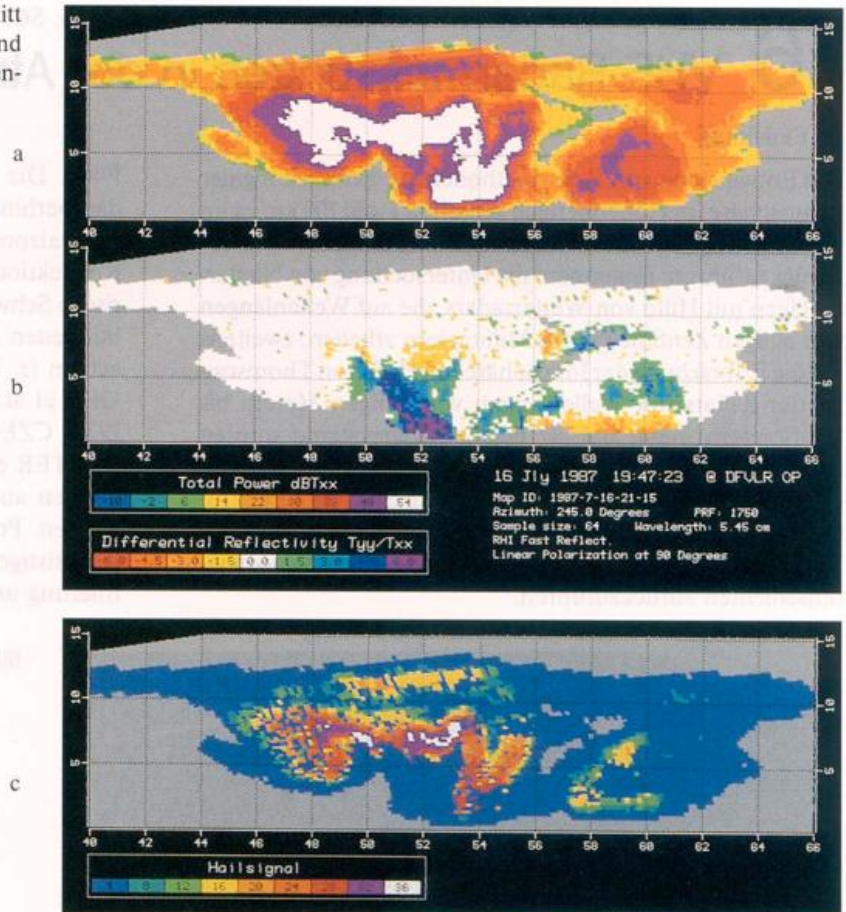
Im $(Z_H - Z_{DR})$ -Diagramm überdecken Regen und Hagel weitgehend getrennte Bereiche (AYDIN et al., 1986), siehe Bild 6. Dies ist schon phänomenologisch einsichtig: Regen mit Tropfen bekannter Größenverteilung können Reflektivitäten bis maximal ca. 60 dBZ erzeugen und differentielle Reflektivitäten bis knapp 5 dB (Bild 5). Hagel kann wegen der Größe der Körner Reflektivitäten bis über 70 dBZ erzeugen, während sich die differentiellen Reflektivitäten um Null bewegen, da die Hagelteilchen beim Fallen stark taumeln, sie im Mittel also keine Vorzugsrichtung zum Radarstrahl einnehmen. Sind also beide Parameter - Reflektivitätsfaktor und differentielle Reflektivität - gleichzeitig meßbar, so läßt sich hieraus ein 'Hagelsignal' ableiten. Bild 7 zeigt einen Vertikalschnitt durch eine Gewitterzelle vom 16. 7. 1987 ca. 50 km südwestlich von Oberpfaffenhofen. Teil (a) zeigt die Reflektivität, (b) die differentielle Reflektivität und in (c) ist das so ermittelte Hagelsignal dargestellt. Die Schnitte zeigen, daß der Hagel bei 53,5 km den Boden erreicht, während um 52 km starker und hinter 54 km schwächerer Regen ausfällt.

6 Ausblick

Die Dopplerradartechnik findet z. Zt. Eingang in die Wetterdienste vieler Länder, wobei die Hauptanwendungsgebiete in der Verfolgung von Wetterstrukturen und in der Erkennung dynamischer Vorgänge wie Starkwinde, Scherung und Turbulenz liegen. Eine Fortentwicklung der Echtzeitdatenverarbeitung in Richtung Mustererkennung wird die Nutzungsmöglichkeiten des Doppler-Wetterradars in Zukunft noch erweitern.

Die Radar-Polarimetrie befindet sich noch weitgehend im Forschungsstadium. Gegenwärtig existieren auf der Welt ein gutes Dutzend von Polarisations-Diversity-Wetter-Radarsystemen in USA, Kanada, den Niederlanden, Österreich, Frankreich und Deutschland, wobei die Geräte in USA überwiegend bei einer Wellenlänge von 10 cm arbeiten. Etwa die Hälfte von ihnen besitzt die Möglichkeit zu gleichzeitigen Doppler-Messungen. Insgesamt nur zwei

Bild 7: Mit POLDIRAD gemessener Vertikalschnitt durch einen Gewitterkomplex. Dargestellt sind a) die zurückgestreute Leistung, b) die differentielle Reflektivität und c) das Hagelsignal.



Systeme besitzen eine schnelle Echtzeitdatenverarbeitung zur Darstellung diverser Produkte auf dem Farbbildschirm.

Die nächsten notwendigen Schritte für die operationelle Anwendung der inzwischen erreichten technischen Möglichkeiten müssen sein:

1. Realisierung schnellerer Datenerfassungen, einer Datenauswertung und -analyse in Echtzeit und fortschrittlicher nutzerfreundlicher Farbdisplay-Techniken.
2. Erstellung schneller Auswertelgorithmen zur Erkennung von Mustern zur Darstellung dynamischer Strukturen sowie zur Erkennung mikrophysikalischer Prozesse.

Mit den Wolkenradar POLDIRAD der DLR wird ein Schritt in diese Richtung getan.

Für Leser, die sich eingehender über den Status der Radarmeteorologie informieren möchten, sei hier auf den Proceedings-Band der *Battan Memorial and 40th Anniversary Conference on Radar Meteorology* vom November 87 in Boston hingewiesen, der einen umfassenden und detaillierten Überblick zum aktuellen Stand und zu den zukünftigen Entwicklungen gibt.

7 Literatur

ATLAS, D.; R. C. SRIVASTAVA und R. S. SEKHON, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 11, S. 1-35.

BRINGI, V. N.; R. M. RASMUSSEN und J. VIVEKANANDAN, 1986 a: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part I: Graupel melting studies. *J. Atmos. Sci.*, 43, S. 2545-2563.

BRINGI, V. N.; J. VIVEKANANDAN und J. D. TUTTLE, 1986 b: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part II: Hail detection studies. *J. Atmos. Sci.*, 43, S. 2564-2577.

AYDIN, K.; T. A. SELIGA und V. BALAJI, 1986: Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 25, S. 1475-1484.

BROWNING, K. A. und R. WEXLER, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 7, 105-113.

DOVIAK, R. J. und D. S. ZRNIC, 1984: Doppler radar and weather observations. Academic Press, Orlando, 458 S.

HAGEN, M., 1988: Analysis of single Doppler radar data: Wind field and precipitation observations during a frontal passage. *Proc. 10th Intern. Cloud Physics Conf. August 1988, Bad Homburg, F. R. G.*, S. 544-546. Herausgeber: Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M./F. R. G.

MARSHALL, J. S. und W. M. K. PALMER, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.* 5, S. 165-166.

PASSARELLI, R. E. und A. D. SIGGIA, 1983: The autocorrelation function and Doppler spectral moments: Geometric and asymptotic interpretations. *J. Climate, Appl. Meteor.*, 22, S. 1776-1787.

PRUPPACHER, H. R. und R. L. PITTER, 1971: A semi-empirical determination of the shape of clouds and raindrops. *J. Atmos. Sci.*, 28, S. 410-415.

RIEDL, J., 1986: RADAR-Flächenniederschlagsmessung. *Promet* 2/3, S. 20-23.

SCHROTH, A. C.; M. S. CHANDRA und P. F. MEISCHNER, 1988: A C-Band coherent polarimetric radar for propagation and cloud physics research. *J. Atmos. Ocean. Techn.*, 5, S. 803-822.

WATERMANN, P. C., 1965: Matrix formulation of electromagnetic scattering. *Proc. IEEE*, 53, S. 805-812.

VHF-Radarmessungen in der Atmosphäre

1 Einleitung

Die Entwicklung von Radarmethoden zur Erforschung der Atmosphäre im Höhenbereich zwischen 1 und 100 km ist im wesentlichen auf zwei unterschiedliche Arbeitsgebiete zurückzuführen: Erstens auf die Untersuchung von Niederschlägen mit Hilfe von Wetterradars, die auf Wellenlängen von einigen Zentimetern bis Millimetern arbeiten; zweitens auf die Erforschung der Ionosphäre mit Hilfe von Thomson-Scatter-Radars mit Wellenlängen von einigen Metern bis Zentimetern. Beim Einsatz beider Radarsysteme wurden gelegentlich unerwünschte Störeffekte beobachtet, die nicht durch Niederschläge in der Troposphäre oder freie Elektronen in der Ionosphäre verursacht wurden. Sie sind auf Turbulenz in optisch klaren und nichtionisierten Atmosphärenschichten zurückzuführen.

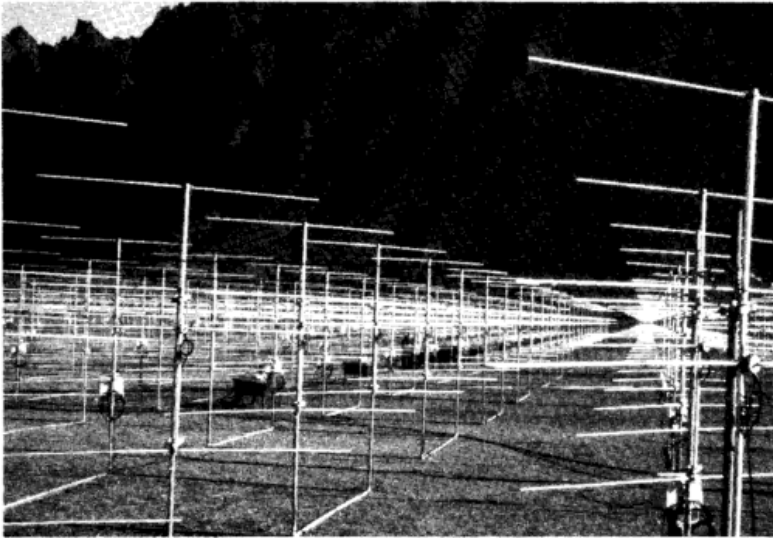


Bild 1: Teil des Antennenfeldes des mobilen SOUSY-VHF-Radars.

1986). Die gute Entfernungs- und Zeitaufösung erlaubt darüberhinaus, auch meso- und mikroskalige Vorgänge wie Frontalzonen, Hoch- und Tiefdruckgebiete, Turbulenz- und Konvektionszonen, Stürme und Gewitter sowie atmosphärische Schwerewellen und Strahlströme mit den damit verbundenen Ausbrüchen von Clear-Air-Turbulenz zu beobachten (z. B. WOODMAN und GUILLEN 1974; RÖTTGER et al. 1978; BALSLEY et al. 1979; SCHMIDT et al. 1979; CZECHOWSKY et al. 1984; FUKAO et al. 1985; RÜSTER et al. 1986). Im Gegensatz zu Ballonmessungen können auch vertikale Windgeschwindigkeiten gemessen werden. Praktische Anwendungen sind vor allem bei der kurzfristigen regionalen Wettervorhersage und der Optimierung und Sicherung des Luftverkehrs abzusehen.

Radarechos aus der Atmosphäre beruhen auf der Streuung und Reflexion der ausgesendeten elektromagnetischen Wellen an isotropen bzw. anisotropen Brechungsindexstrukturen mit Skalen, die gleich der halben Radarwellenlänge sind. Im VHF- und UHF-Bereich (30-300 MHz bzw. 300-3000 MHz) hängt der Brechungsindex von der Temperatur, der Feuchte, dem Luftdruck sowie der Elektronendichte ab. Weil sich die Brechungsindexstrukturen mit dem Hintergrundwind bewegen, kann aus der Dopplerverschiebung der Echos die Windgeschwindigkeit in Richtung der abgestrahlten Pulse abgeleitet werden. Durch Schwenken der Antennenkeule in mindestens drei Richtungen läßt sich damit der vollständige Geschwindigkeitsvektor bestimmen. Aus der Echointensität selbst kann auf die vorhandene Turbulenzintensität geschlossen werden. Aufgrund des Höhenverlaufs der Kolmogoroffschen Mikroskala (z. B. GAGE und BALSLEY 1978) sind VHF-Radars, die auf Frequenzen von etwa 50 MHz (6 m Wellenlänge) arbeiten, besonders geeignet, Messungen in der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre durchzuführen. Optimale Entfernungs- und Zeitaufösungen von VHF-Radarmessungen betragen 150 m bzw. 30 s. Vergleiche zwischen Radar- und Ballonexperimenten zeigen gute Übereinstimmung in den gemessenen Windgeschwindigkeiten (z. B. RÜSTER et al.

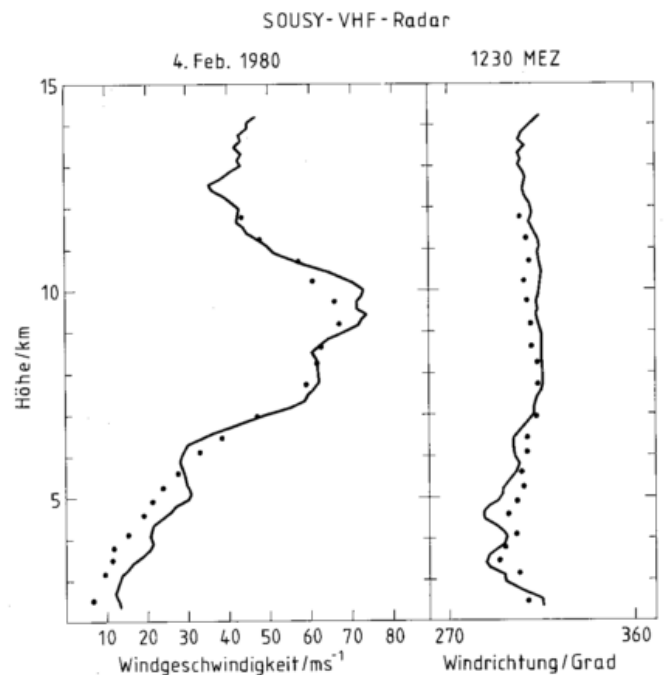


Bild 2: Höhenprofile des Betrags und der Richtung der Windgeschwindigkeit gemessen mit dem stationären Radar (—) und mit Radiosonden (.....).

2 Die SOUSY-VHF-Radars

Das Max-Planck-Institut für Aeronomie betreibt zwei VHF-Radaranlagen. Eine stationäre Anlage befindet sich im Harz, und mit der mobilen Anlage, die bereits an zahlreichen Kampagnen beteiligt war, werden z. Z. Messungen in Nordnorwegen durchgeführt. Bild 1 zeigt einen Teil des Antennenfeldes des mobilen SOUSY-(SOUNDing SYstem) VHF-Radars, das aus 576 Yagi-Elementen besteht. Die wesentlichen Parameter beider SOUSY-Radars sind in Tabelle 1 zusammengefaßt (CZECHOWSKY et al. 1984).

Tab. 1: Technische Daten des SOUSY-VHF-Radars

	Stationäres System	Mobiles System
Frequenz	53,5 MHz	53,5 MHz
Pulslänge	1-100 μ s	0,5-100 μ s
Pulsspitzenleistung	600 kW	200 kW
Tastverhältnis	4%	4%
Anzahl Yagi-Antennen	196	576
Polarisation	linear	linear
Effektive Antennenfläche	3150 m ²	8880 m ²
Halbwertsbreite	5°	3°
Gewinn	31 dB	35,5 dB
Schwenkbereich	kontinuierlich	6 Richtungen
Untere Höhe d. Fernfeldes	1,5 km	4 km

Im folgenden Abschnitt werden einige besonders interessante Beobachtungsergebnisse diskutiert, die mit den SOUSY-VHF-Radars in der Troposphäre gewonnen wurden.

3 Beobachtungsergebnisse

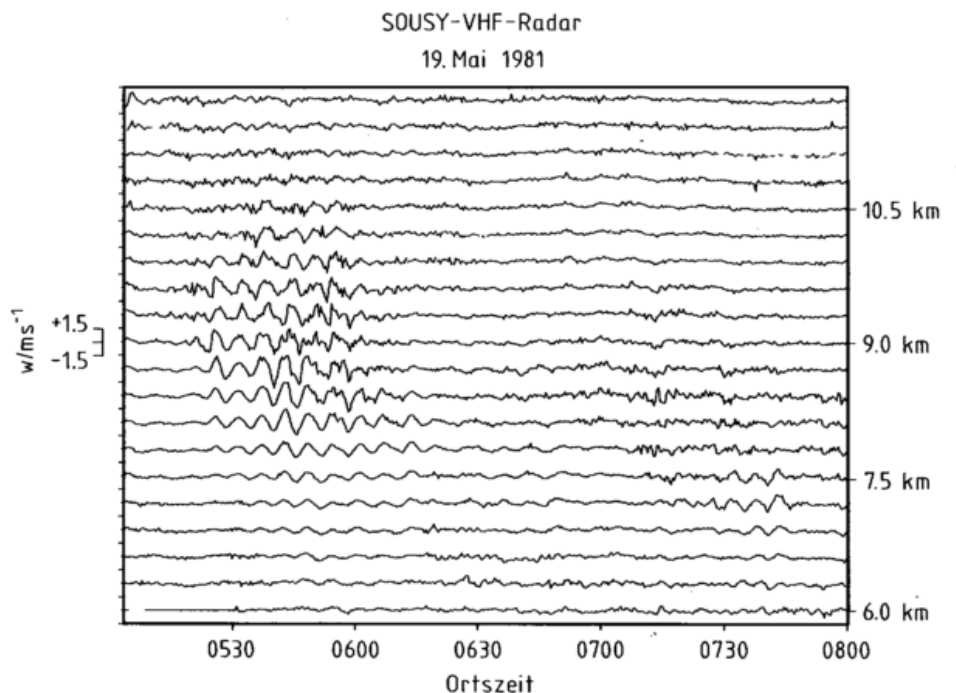
Als erstes Beispiel zeigt Bild 2 die mit dem stationären SOUSY-VHF-Radar im Harz während des Durchzugs eines ausgeprägten Strahlstromes gemessenen Höhenprofile des Betrags und der Richtung der Windgeschwindigkeit (durchgezogene Linie). Die Punkte stellen Mittelwerte aus Radio-

sondenmessungen dar, die gegen 12 und 13 MEZ etwa 100 km nördlich vom Radarstandort in der Lüneburger Heide durchgeführt wurden. Die Übereinstimmung der Ergebnisse beider Meßmethoden ist im Höhenbereich zwischen etwa 5 und 12 km sehr gut. Die systematischen Abweichungen unterhalb 5 km sind im wesentlichen auf den Einfluß des Harzes zurückzuführen. Beide Profile zeigen einen aus Westen kommenden Strahlstrom mit Maximalgeschwindigkeiten von etwa 70 m/s (250 km/h) in 10 km Höhe.

Strahlströme zeichnen sich durch Gebiete aus, in denen sich die Windgeschwindigkeit stark mit der Höhe ändert. Die auftretenden Windscherungen können die Ursache für das Entstehen von Instabilitäten sein. Die SOUSY-VHF-Radars sind mit ihrer guten Höhen- und Zeitauflösung besonders geeignet, diese kleinräumigen und kurzlebigen Vorgänge zu beobachten (RÜSTER und CZECHOWSKY 1980). Ein besonders interessantes Beispiel einer Kelvin-Helmholtz-Instabilität wurde während des Durchzugs eines subtropischen Strahlstromes in Arecibo auf Puerto Rico mit dem mobilen SOUSY-VHF-Radar beobachtet (RÜSTER und KLOSTERMEYER 1983).

Bild 3 zeigt den gemessenen zeitlichen Verlauf der Vertikalgeschwindigkeit in 20 Höhen mit einer vertikalen und zeitlichen Auflösung von 300 m bzw. 22 s. Oszillationen mit einer Periode von 340 s sind für 40 min zwischen 7 und 11 km zu sehen. Die Amplitude ist höhenabhängig und hat ein Maximum zwischen 8 und 9 km, während die Phase im unteren und oberen Höhenbereich nahezu konstant ist und einen Sprung von 90° in etwa 9 km aufweist. Diese Eigenschaften deuten daraufhin, daß die Ursache für die beobachteten Oszillationen eine Kelvin-Helmholtz-Instabilität ist. Um 0730 Ortszeit sind ähnliche, allerdings schwächer ausgeprägte Geschwindigkeitsfluktuationen bei 7,2 km zu beobachten. Die unterschiedlichen Zeit- und Höhenbereiche für das Auftreten solcher Instabilitäten scheinen auf Leewellen zurückzuführen zu sein, die dem Strahlstrom überlagert sind, wie die Beobachtungen zeigen. Sie erzeugen zu verschiedenen Zeiten in bestimmten Höhenbereichen Windscherungen mit Richardson-Zahlen kleiner als $\frac{1}{4}$, so daß Kelvin-

Bild 3: Zeitlicher Verlauf der Vertikalgeschwindigkeit während des Auftretens einer Kelvin-Helmholtz-Instabilität an der Unterseite eines starken Strahlstromes, gemessen mit dem mobilen SOUSY-VHF-Radar auf Puerto Rico.



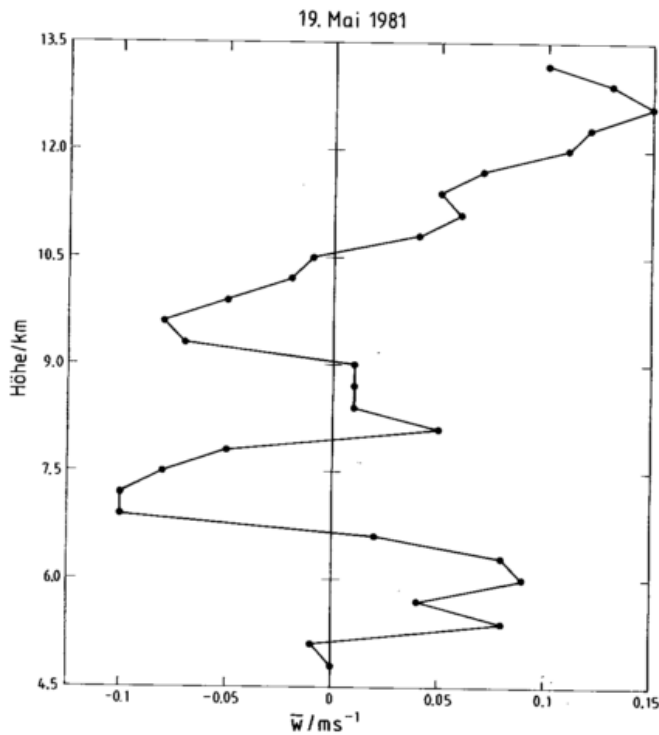


Bild 4: Mittleres Höhenprofil der Vertikalgeschwindigkeit, gemessen mit dem mobilen SOUSY-VHF-Radar auf Puerto Rico. Die wellenförmige Struktur ist vermutlich auf Leewellen zurückzuführen.

Helmholtz-Instabilitäten entstehen können.

Bild 4 stellt das von 0521-0606 Ortszeit gemessene mittlere Höhenprofil der Vertikalgeschwindigkeit dar. Deutlich ist eine wellenförmige Struktur mit einer vertikalen Wellenlänge von etwa 2 km zu erkennen. Die zeitliche Variation dieser Struktur deutet darauf hin, daß sie durch Leewellen verursacht ist, die als Folge der südöstlichen Strömung über den Zentral-Kordillieren von Puerto Rico entstanden sind.

Um die experimentellen Ergebnisse auch theoretisch zu interpretieren, wurden Rechnungen mit einem von KLOSTERMEYER (1980) entwickelten numerischen Modell zur Beschreibung von Schwerewellen und Instabilitäten in einer realistischen Atmosphäre durchgeführt. Der Vergleich zwischen beobachteten und berechneten Höhenprofilen der Amplitude und Phase der Geschwindigkeitsoszillation mit einer Periode von 340 s ist in Bild 5 dargestellt. Die berechneten und beobachteten Profile zeigen gute Übereinstimmung in bezug auf Dicke und Form der Amplitudenkurven sowie den 90°-Sprung im Phasenverlauf. Aufgrund der oben erwähnten Leewellen, die an unterschiedlichen Orten unterschiedliche Phasen haben und daher Instabilitäten in verschiedenen Höhen erzeugen können, stimmen die Höhen, in denen die beobachtete und berechnete Instabilität auftritt, nicht genau überein. (Die in den Beobachtungsdaten eingezeichneten Balken geben die 90%-Vertrauensgrenzen an.)

Von besonderem Interesse auf dem Gebiet der Meteorologie sind Fronten. Bild 6 zeigt im oberen Teil schematisch den Durchzug einer Warmfront. Warmfronten treten häufig in Verbindung mit Tiefdruckgebieten auf, die vom Atlantik zum europäischen Kontinent ziehen. Dabei fließt zuerst warme Luft in großen Höhen über die in Bodennähe liegende schwerere Kaltluft. Die Grenzschicht zwischen beiden Luftmassen bewegt sich abwärts und wandert mit

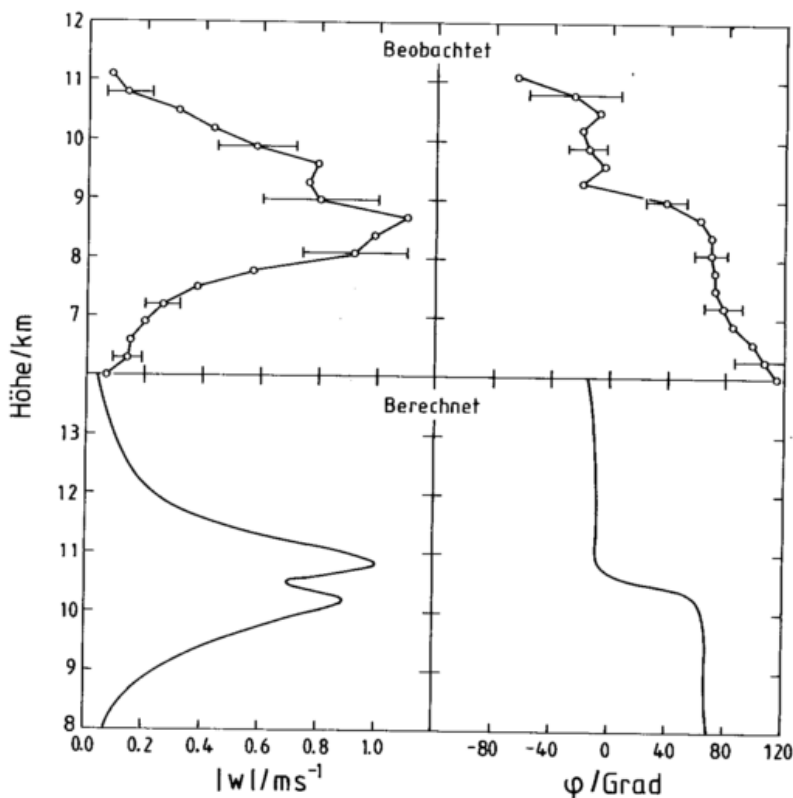
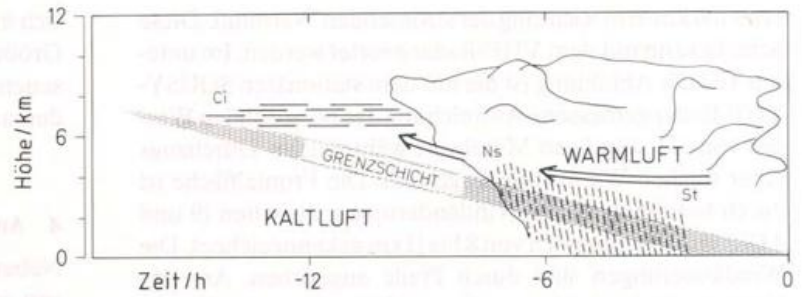


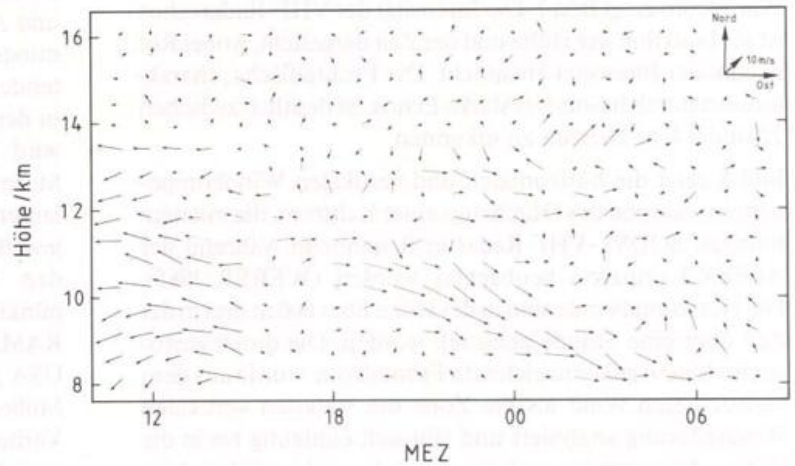
Bild 5: Vergleich zwischen beobachteten und berechneten Höhenprofilen der Amplitude und der Phase einer Kelvin-Helmholtz-Instabilität (s. Bild 3). Die Balken geben die 90%-Vertrauensgrenzen an.

Bild 6: Oben: Schematischer Verlauf des Durchzugs einer Warmfront. Unten: Abweichung des horizontalen Windes vom 24-stündigen Mittelwert während des Durchzugs einer Warmfront, gemessen mit dem stationären SOUSY-VHF-Radar.



SOUSY-VHF-Radar

16./17. Okt. 1981



SOUSY-VHF-RADAR

5./6. Jan. 1983

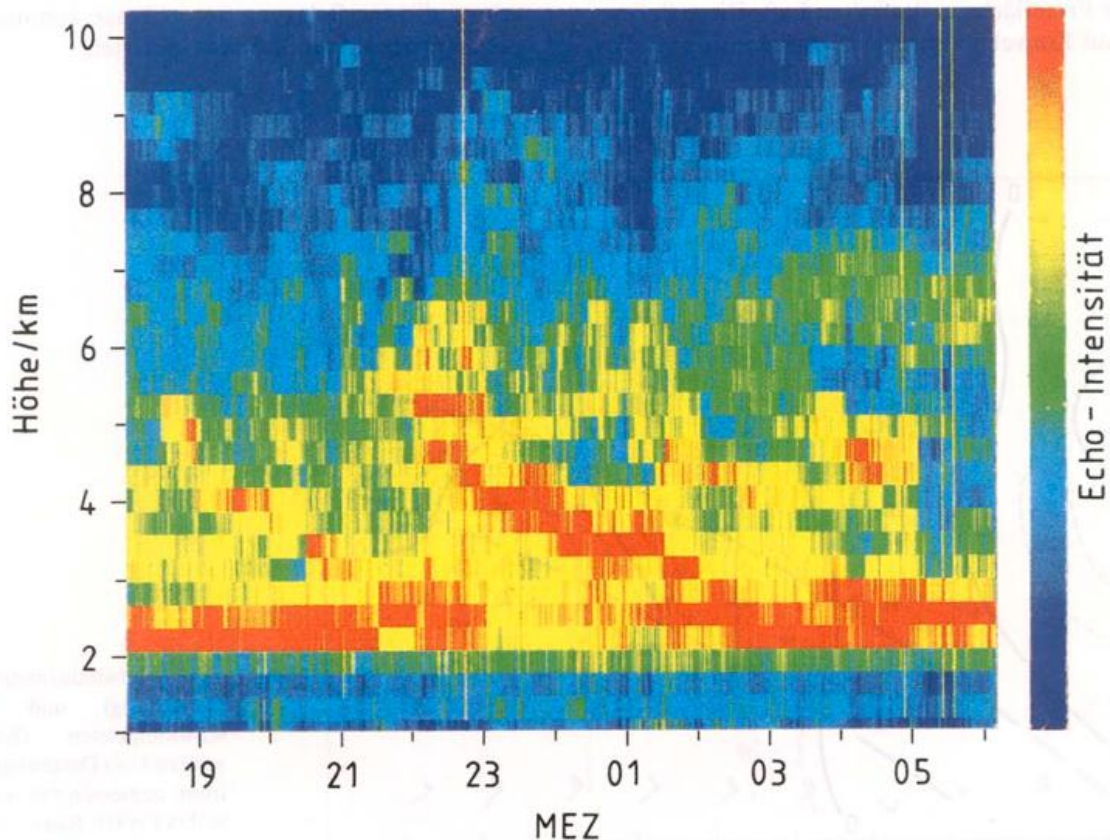


Bild 7: Intensität von VHF-Radarechos als Funktion der Höhe und der Zeit (Rot entspricht maximaler Intensität). Die Abbildung zeigt den Durchzug einer Warmfront zwischen 22 und 03 MEZ.

etwa 100 km/h in Richtung der strömenden Warmluft. Diese Schicht kann mit dem VHF-Radar geortet werden. Im unteren Teil der Abbildung ist die mit dem stationären SOUSY-VHF-Radar gemessene Abweichung des horizontalen Windes vom 24-stündigen Mittelwert während des Durchzugs einer solchen Warmfront dargestellt. Die Frontalfläche ist durch besonders starke Windänderungen zwischen 19 und 4 Uhr im Höhenbereich von 8 bis 11 km gekennzeichnet. Die Windänderungen sind durch Pfeile angegeben. Aus der Neigung der beobachteten Frontalfläche kann der Durchgang der Warmfront am Boden vorherbestimmt werden.

Ein weiteres instruktives Beispiel für den Durchzug einer Warmfront zeigt Bild 7. Die Intensität der VHF-Radarechos ist als Funktion der Höhe und der Zeit dargestellt, wobei Rot maximaler Intensität entspricht. Die Frontalfläche, charakterisiert durch besonders starke Echos, ist deutlich zwischen 22 und 3 Uhr Ortszeit zu erkennen.

Bild 8 zeigt die horizontalen und vertikalen Windkomponenten während des Durchzugs einer Kaltfront, die mit dem mobilen SOUSY-VHF-Radar in Rosenheim während der ALPEX-Kampagne beobachtet wurden (WEBER 1985). Die Horizontalwinde sind in der Höhe über 600 m und in der Zeit über eine Stunde gemittelt worden. Die durch gestrichelte Linien gekennzeichnete Frontalzone wurde aus dem beobachteten Wind als die Zone der stärksten vertikalen Windscherung analysiert und läßt sich eindeutig bis in die höhere Troposphäre nachweisen, d. h. auch auf dem hier nicht gezeigten Anschlußdiagramm. Die Vertikalbewegungen, die durch Konturlinien dargestellt sind, weisen eine starke zelluläre Struktur auf, jedoch liegt der Schwerpunkt der absinkenden Bewegung (-) oberhalb der Frontfläche in der warmen Luft und der aufsteigenden Bewegungen (+) unterhalb der Frontfläche in der kalten Luft. Die zelluläre Struktur ist auf Konvektionsprozesse zurückzuführen, die

sich in der labil geschichteten Kaltluftmasse entwickeln. Die Größenordnung der mit dem SOUSY-VHF-Radar gemessenen Vertikalgeschwindigkeiten entspricht mit 10-30 cm/s den an frontalen Wettersystemen erwarteten Werten.

4 Anwendungen

Neben dem Einsatz für rein wissenschaftliche Fragestellungen zeichnet sich eine Reihe von praktischen Einsatzmöglichkeiten für VHF- und UHF-Radars etwa bei der kurzfristigen Wettervorhersage und der Flugmeteorologie ab. Die amerikanische Behörde NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) baut z. Z. ein Netz von mindestens dreißig unbeaufsichtigt und automatisch arbeitenden UHF-Radars im mittleren Westen der USA auf, das in den nächsten Jahren seinen Routinebetrieb aufnehmen wird. Das NOAA-Radarnetz soll vor allem zur kurzfristigen Sturmvorhersage eingesetzt werden. Außerdem ist geplant, laufend optimale Flugrouten unter Berücksichtigung der jeweils herrschenden Windverhältnisse festzulegen, um den Treibstoffverbrauch zu reduzieren und Flugpläne pünktlich einzuhalten. Nach CARLSON und SUNDARAMAN (1982) würde damit in der Zivilluftfahrt in den USA jährlich Treibstoff in der Größenordnung einiger 100 Millionen Dollar eingespart. Das Radarnetz kann weiterhin Vorhersagen über Regionen mit starker Turbulenz liefern und damit zur Flugsicherheit beitragen. Auch in Westeuropa planen die nationalen Wetterdienste im Rahmen von COST 74 (European Co-operation in the Field of Scientific and Technical Research), ein VHF- und UHF-Radarnetz zur Verbesserung der Wettervorhersage zu errichten. Dieser Plan stößt jedoch vor allem in Deutschland wegen der extrem dichten Belegung der in Frage kommenden Frequenzbänder auf große Schwierigkeiten.

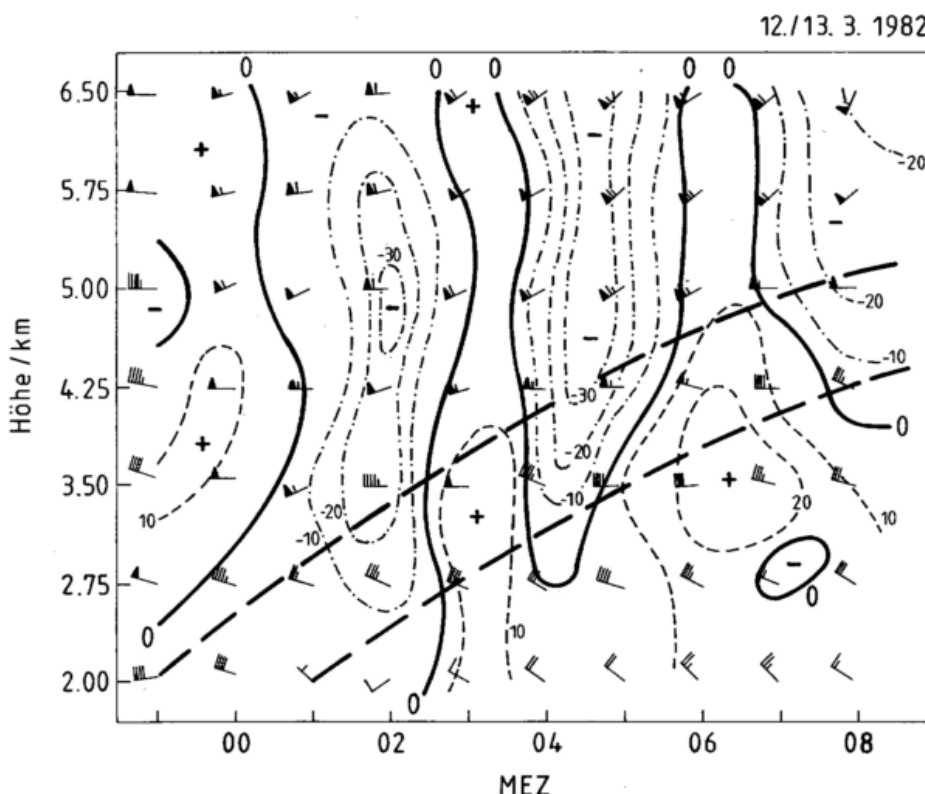


Bild 8: Horizontalwinde (meteorologische Darstellung) und Vertikalgeschwindigkeiten (Konturlinien) während des Durchzugs einer Kaltfront, gemessen mit dem mobilen SOUSY-VHF-Radar bei Rosenheim. Die Frontalfläche ist durch gestrichelte Linien gekennzeichnet.

Literatur

- BALSLEY, B. B.; W. L. ECKLUND; D. A. CARTER und P. E. JOHNSTON: The Poker Flat MST radar: First results, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 6, S. 921-924, 1979.
- CARLSON, H. C. und N. SUNDARARAMAN: Real-time jet stream tracking: National benefit from an ST radar network for measuring atmospheric motions, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 63, S. 1019-1026, 1982.
- CZECHOWSKY, P.; G. SCHMIDT und R. RÜSTER: The mobile SOUSY Doppler radar: Technical design and first results, *Radio Sci.*, Vol. 19, S. 441-450, 1984.
- FUKAO, S.; T. SATO; T. TSUDA; S. KATO; K. WAKASUGI und T. MAKIHIRA: The MU radar with an active phased array system - 1. Antenna and power amplifiers, 2. In-house equipment, *Radio Sci.*, Vol. 20, S. 1155-1176, 1985.
- GAGE, K. S. und B. B. BALSLEY: Doppler Radar Probing of the Clear Atmosphere, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 59, S. 1074-1093, 1978.
- KLOSTERMEYER, J.: Computation of acoustic gravity waves, Kelvin-Helmholtz instabilities, and wave-induced eddy transport in realistic atmospheric models, *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, S. 2829-2839, 1980.
- RÖTTGER, J.; J. KLOSTERMEYER; P. CZECHOWSKY; R. RÜSTER und G. SCHMIDT: Remote sensing of the atmosphere by VHF radar experiments, *Naturwiss.*, Vol. 65, S. 285-296, 1978.
- RÜSTER, R. und P. CZECHOWSKY: VHF radar measurements during a jet stream passage, *Radio Sci.*, Vol. 15, S. 363-369, 1980.
- RÜSTER, R. und J. KLOSTERMEYER: VHF radar observations of a Kelvin-Helmholtz instability in a subtropical jet stream, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, Vol. 26, S. 107-116, 1983.
- RÜSTER, R.; J. KLOSTERMEYER und J. RÖTTGER: SOUSY-VHF Radar Measurements in the Lower and Middle Atmosphere, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. GE-24, S. 966-974, 1986.
- SCHMIDT, G.; R. RÜSTER und P. CZECHOWSKY: Complementary code and digital filtering for detection of weak VHF radar signals from the mesosphere, *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, Vol. GE-17, S. 154-161, 1979.
- WEBER, G. R.: Untersuchung mesoskaliger troposphärischer Wettersysteme auf der Basis von VHF-Radarbeobachtungen, Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, 1985.
- WOODMAN, R. F. und A. GUILLEN: Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 31, S. 493-505, 1974.

17 G. PETERS SODAR – ein akustisches Fernmeßverfahren für die untere Atmosphäre

1 Einleitung

Das SODAR (Sonic Detection And Ranging) ist ein relativ einfaches, einige hundert Meter hochreichendes Fernmeßverfahren, das nicht nur in der Forschung sondern an vielen Orten auch zur routinemäßigen Windmessung als preiswerte Alternative zu Meßtürmen eingesetzt wird. Daneben wird es zur Bestimmung der Turbulenzintensität und der qualitativen Erfassung thermischer Strukturen wie etwa von Inversionen verwendet. Es eignet sich auch zur Verfolgung (u. a. unsichtbarer) Abgasfahnen. Zusammen mit den Wind- und Turbulenzmessungen liefert es dann einen relativ vollständigen Datensatz, der z. B. zur Verifizierung von Ausbreitungsmodellen verwendet werden kann.

Die Schallausbreitung in der Atmosphäre wird durch das Temperatur- und Windfeld beeinflusst. Während die Brechung von Schall unmittelbar wahrgenommen werden kann (z. B. große Reichweiten bei Bodeninversionen), ist die dem SODAR-Verfahren zugrundeliegende Streuung von Schall in der freien Atmosphäre weniger auffällig und wurde erst 1961 von KALLISTRATOVA experimentell untersucht und mit der von TATARSKI (1961) und MONIN (1962) entwickelte Streutheorien verglichen.

Das erste für die Erfassung atmosphärischer Strukturen eingesetzte Gerät (McALLISTER 1968) war sehr einfach aufgebaut: Beginnend mit einem Sendeimpuls wird ein Schreibstift mit konstanter Geschwindigkeit vertikal über einen Papierstreifen gefahren und das Papier entsprechend der momentanen Echostärke geschwärzt. Darauf wird der Papierstreifen um eine Strichbreite horizontal versetzt und der Schreibvorgang wiederholt. Da die Laufzeit – und damit die vertikale Position des Schreibstiftes – proportional zu der Höhe in der Atmosphäre ist, aus der das Echo empfangen wird, entstehen auf diese Weise Abbildungen des zeitlich-räumlichen Verlaufs des atmosphärischen akustischen Rückstreuquerschnitts.

In Bild 1 ist eine Folge von Echoprofilen, die jeweils über 10 min. gemittelt sind, dargestellt. Die Schnittpunkte der (gestrichelten) Bezugsgeraden mit der Zeitachse geben das jeweilige Ende des Mittelungsintervalls an. Der hier erkennbare zeitliche Verlauf ist typisch für den morgendlichen Abbau einer Bodeninversion. Bis etwa zwei Stunden nach Sonnenaufgang (☉) weist die stabile Schicht in Bodennähe stark strukturierte Echoprofile auf mit teilweise recht großen Rückstreuoeffizienten. Oberhalb 150 m verschwindet

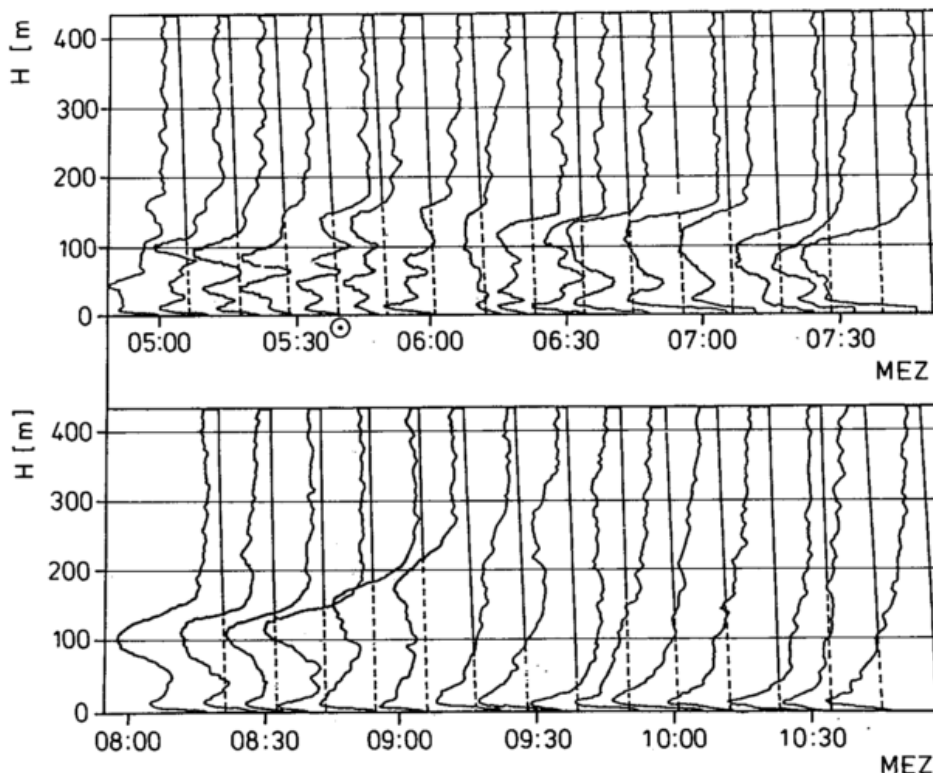


Bild 1: Folge von über 10 min gemittelten Echoprofilen, gemessen in Hamburg Billwerder am 11. 4. 76 (aus STILKE et al. 1976).

das Signal fast völlig bis auf einen durch den Umweltlärm bedingten Pegel. Kleinräumige Temperaturinhomogenitäten, die das Rückstreusignal bewirken würden, sind in diesem Bereich durch Vermischung abgebaut worden und werden aufgrund der schwachen Turbulenz und der neutralen Schichtung oberhalb der Inversion nicht neu produziert. Die nach Sonnenaufgang einsetzende Konvektion bewirkt eine Durchmischung und damit einen Abbau der stabilen Temperaturschichtung, was zunächst eine Verminderung der kleinskaligen Temperaturinhomogenitäten und damit ein Minimum des Echoprofils in Bodennähe zur Folge hat (08:20-09:00 h). Mit weiter steigender Sonne wird die Inversion schließlich vollständig abgebaut. In der labilen bodennahen Schicht nehmen die Temperaturschwankungen und damit die Rückstreuung wieder zu, und es stellt sich ein Echoprofil ein, das mit wachsender Meßhöhe monoton abnimmt und nur wenig strukturiert ist. Die Echoprofile ab 09:40 h bis zum Ende der Meßreihe sind typisch für eine konvektive Grenzschicht.

An diesem Beispiel, das von Stilke et al. (1976) näher untersucht wurde, erkennt man, daß die Rückstreuung zwar von der thermischen Struktur der Atmosphäre beeinflusst wird, daß jedoch eine eindeutige Zuordnung zum Temperaturprofil nicht möglich ist. Dennoch können häufig Inversionen, Schwerewellen oder Konvektionszellen anhand der charakteristischen, durch sie erzeugten Muster erkannt werden. Eines der bedeutendsten Experimente mit diesen einfachen Rückstreugeräten dürfte die Erfassung der Mischungshöhe in der San Francisco Bay Area in einem flächendeckenden Netz von 13 Stationen während einer mehrmonatigen Smogperiode gewesen sein (RUSSELL et al. 1978).

Weitergehende Interpretationen der aus dem Streuquerschnitt ableitbaren sogenannten Strukturkonstanten C_T und C_V haben bisher allerdings keine große Bedeutung erlangt. Dies liegt unter anderem daran, daß bereits die

quantitative Bestimmung des Streuquerschnitts aus dem empfangenen Signal schwierig ist, weil hierzu beispielsweise die von der Temperatur und Feuchte abhängende Schallabsorption (HARRIS 1966) auf dem Ausbreitungsweg berücksichtigt werden muß.

Ein größerer praktischer Nutzen konnte aus dem SODAR-Verfahren erst gezogen werden, nachdem geeignete Methoden entwickelt waren, um zusätzlich zur Leistung des Empfangsignals (nulltes Moment) auch das erste und zweite Moment des Frequenzspektrums des Empfangsignals zu bestimmen. Die folgenden Ausführungen beziehen sich daher im wesentlichen auf die hiermit möglichen Anwendungen. Geräte mit einer entsprechenden Signalanalyse werden als Doppler-SODAR bezeichnet.

Das erste Moment repräsentiert die mittlere Frequenzverschiebung, die durch die mittlere Bewegung der streuenden Strukturen im Streuvolumen hervorgerufen wird. Da man in guter Näherung annehmen kann, daß die streuenden Strukturen mit dem Wind transportiert werden, ist das erste Moment ein Maß für die mittlere Windgeschwindigkeit im Streuvolumen. Mit drei verschiedenen ausgerichteten Antennen (Bild 2) können auf diese Weise Profile des Windvektors gewonnen werden.

Auch das zweite Moment ist von praktischem Nutzen, da es als Maß für die Varianz des Windes im Streuvolumen verwendet werden kann. In Verbindung mit der gemessenen mittleren Windgeschwindigkeit kann so die Turbulenzintensität hergeleitet werden. Auf diese Weise werden z. B. Ausbreitungsparameter operationell und kontinuierlich bestimmt.

In diesem Beitrag werden nach einer Erläuterung der theoretischen Grundlagen einige Einsatzbereiche, für die das Verfahren besonders geeignet ist, anhand von Meßbeispielen vorgestellt und die Grenzen des Verfahrens aufgezeigt.

2 Theoretische Grundlagen

2.1 Die Leistung des Empfangsignals

Die Streuung von Schall in der freien Atmosphäre wird durch den differentiellen Streuquerschnitt $d\sigma$ beschrieben, für den die Gleichung

$$d\sigma = 2\pi k^4 V \cos^2 \Theta \left\{ \frac{1}{c^2} E(\vec{K}) \cos^2 \frac{\Theta}{2} + \frac{1}{4T^2} \phi_T(\vec{K}) \right\} d\Omega \quad (1)$$

Dabei sind

- k = Wellenzahl der akustischen Wellen,
- V = Streuvolumen,
- Θ = Streuwinkel,
- c = mittlere Schallgeschwindigkeit im Streuvolumen,
- E = dreidimensionale spektrale Dichte der Windgeschwindigkeitsschwankungen,
- T = mittlere Temperatur im Streuvolumen,
- ϕ_T = dreidimensionale spektrale Dichte der Temperaturschwankungen,
- $d\Omega$ = Raumwinkelbereich, in den gestreut wird,
- \vec{K} = Wellenzahlvektor der Wind- und Temperaturschwankungen,

mit

$$\vec{K} = \vec{k}_o - \vec{k}_s, \text{ bzw. } \vec{K} = 2k \sin \Theta/2$$

\vec{k}_o = Wellenzahlvektor der einfallenden akustischen Wellen und

\vec{k}_s = Wellenzahlvektor der gestreuten akustischen Wellen.

Wasserdampfschwankungen tragen nur relativ wenig zur Schallstreuung bei und sind deshalb nicht in (1) enthalten. Sie können mit hinreichender Genauigkeit berücksichtigt werden, indem man die aktuelle Temperatur durch die virtuelle Temperatur ersetzt.

Die beiden Beiträge in (1) zum Streusignal weisen eine unterschiedliche Abhängigkeit vom Streuwinkel auf und können daher durch den Empfang bei unterschiedlichen Streuwinkeln voneinander getrennt werden. Allerdings erfordert dies einen Meßaufbau, bei dem die Sender und Empfänger voneinander getrennt aufgestellt werden (bistatische Antennenanordnung).

Mit dem wesentlich einfacheren monostatischen Aufbau, bei dem die Sende- und Empfangsantennen identisch sind, kann nur die Rückstreuung ($\Theta = 180^\circ$) gemessen werden. Speziell bei diesem Streuwinkel verschwindet allerdings der Beitrag, der durch die Geschwindigkeitsschwankungen verursacht ist, d. h. das Streusignal ist relativ schwach.

Weil für die Windmessung grundsätzlich eine möglichst große Signalintensität erwünscht ist, wurden in der Anfangszeit der SODAR-Entwicklung sehr aufwendige multistatische Systeme realisiert. Neben dem großen Platzbedarf erwiesen sich jedoch weitere Nachteile dieser Antennenanordnung als so gravierend, daß sich monostatische Systeme durchgesetzt haben. Einer dieser Nachteile ist, daß nur aus dem Überlappungsbereich der Sende- und Empfangsantennenkeulen Signal empfangen wird. Ein größerer Höhenbereich kann also nur erfaßt werden, indem man Antennen mit entsprechend breiten Richtcharakteristiken einsetzt. Diese empfangen dann aber auch relativ viel (horizontal gerichteten) Umgebungslärm, was u. U. zu einem kleineren Signal-zu-Rauschverhältnis führt als bei einem monostatischen System, das mit eng bündelnden Antennen arbeitet.

Die folgenden Betrachtungen beziehen sich daher auf das monostatische System mit dem Streuwinkel $\Theta = 180^\circ$. Die Gleichung für den Streuquerschnitt vereinfacht sich dann zu

$$d\sigma = \pi k^4 \frac{1}{2T^2} \phi_T(2k) d\Omega \quad (2)$$

und das empfangene Streusignal P_r ergibt sich aus dem Streuquerschnitt entsprechend

$$P_r = \frac{P_t \cdot G \cdot L}{4\pi R^2} \int_{\Omega} d\sigma \quad (3)$$

wobei über den Raumwinkelbereich $A/4\pi R^2$ zu integrieren ist,

mit

- P_t = Sendeleistung,
- A = Antennenfläche,
- G = Antennengewinn,
- R = Abstand Streuvolumen-Antenne,
- L = Verluste z. B. durch Absorption.

Bild 2: Drei unterschiedlich ausgerichtete Schallantennen eines Doppler-SODARS zur Bestimmung des Windvektors.



Das Streuvolumen ist bei Rückstreuung gegeben durch

$$V = \frac{c \cdot t_0}{2} \pi R^2 \frac{1}{G} \quad (4)$$

mit

t_0 = Sendepulslänge

So erhalten wir für die empfangene Leistung

$$P_r = \frac{P_t \cdot k^4}{8 R^2} \frac{c \cdot t_0}{T^2} \phi_T \cdot A \cdot L \quad (5)$$

Im folgenden beschränken wir uns auf die Schallwellenlängen von wenigen Dezimetern. Dieser Wellenlängenbereich stellt einen Kompromiß dar zwischen der Reichweite, die aufgrund der wellenlängenabhängigen Absorption mit zunehmender Wellenlänge zunimmt und der Meßgenauigkeit, räumlichen Auflösung und Immunität gegen Umgebungslärm, die mit zunehmender Wellenlänge abnehmen. Wie aus (5) hervorgeht, wird die Streuung durch den spektralen Anteil der turbulenten Schwankungen bewirkt, dessen Wellenlänge gleich der halben Schallwellenlänge ist (Bragg-Streuung). Dieser fällt in der Grenzschicht unter fast allen Bedingungen in den Trägheitsunterbereich der Turbulenz (Inertial Subrange), und wir können die spektrale Dichte nach TATARSKI (1971) ersetzen durch

$$\phi_T = 0.033 C_T^2 K^{-11/3} \quad (6)$$

wobei C_T die sogenannte Strukturkonstante der Temperaturfluktuationen ist. Wenn wir (6) in (5) einsetzen, erhalten wir

$$P_r = 4.98 \cdot 10^{-3} \frac{P_t \cdot k^{1/3} \cdot c \cdot t_0}{R^2 \cdot T^2} C_T^2 \cdot A \cdot L \quad (7)$$

C_T^2 variiert in der Atmosphäre in weiten Grenzen und kann bei neutraler Schichtung sehr klein werden. Entsprechend variiert der Höhenbereich, bis zu dem Messungen der Windgeschwindigkeit und Turbulenz möglich sind. Typisch ist ein Höhenbereich von einigen hundert Metern.

2.2 Mittlerer Windvektor

Bei der Ableitung der Streuintensität wurde angenommen, daß sich das Medium einschließlich der Streuzentren in Ruhe befinden. An der Gültigkeit der Herleitung ändert sich nichts Wesentliches, wenn wir annehmen, daß sich das Medium einschließlich der darin eingebetteten Inhomogenitäten in gleichförmiger Bewegung befindet (gefrorene Turbulenz).

Die Frequenz des Streusignals erfährt dann jedoch eine Verschiebung, die (bei Rückstreuung) annähernd proportional zur Windkomponente u parallel zum Schallstrahl ist.

Wegen der Mitführung des Schalls durch das Windfeld wird die Frequenzverschiebung auch von der Windkomponente v quer zum Schallstrahl beeinflusst. Bei Berücksichtigung von Termen bis zu zweiter Ordnung von v/c und u/c lautet die Frequenzverschiebung

$$\frac{\Delta f}{f_0} = -\frac{2u}{c} + \frac{u^2}{c^2} - \frac{v^2}{c^2} \quad (8)$$

In den meisten Fällen ist die lineare Näherung

$$\frac{\Delta f}{f_0} = -\frac{2u}{c} \quad (9)$$

ausreichend genau, da die Windgeschwindigkeit klein gegen die Schallgeschwindigkeit ist. Speziell die Bestimmung der (kleinen) mittleren Vertikalwindkomponente erfordert jedoch die Berücksichtigung des Querwindinflusses entsprechend (8).

Mit welcher Genauigkeit kann u nun tatsächlich bestimmt werden?

Um die Höhenauflösung H zu erzielen, darf der Sendepuls nicht länger als $t_0 = 2H/c$ sein. Dem entspricht die spektrale Breite $b_0 = 1/t_0$, die das Streusignal mindestens besitzt. (Verschiedene Effekte können zu einer tatsächlichen Breite $b_m > b_0$ führen). Da die streuenden Strukturen statistisch verteilt sind, ist die relative Standardabweichung der spektralen Dichte s des Streusignals $\text{std}(s(f))/s(f) = 1$. Im Gegensatz zum kohärenten Radar besteht zwischen den Echos aufeinanderfolgender Sendepulse wegen der mehrere Sekunden langen Laufzeit keine eindeutige Phasenbeziehung. Daher muß das Streusignal jedes einzelnen nach oben laufenden Sendepulses frequenzanalysiert werden, wobei wegen der Einhaltung der Höhenauflösung das Zeitfenster für die Frequenzanalyse nicht größer als $\tau = 2H/c$ sein darf.

Aus diesen Bedingungen folgt bei großem Signal- zu Rauschverhältnis nach DOVIK et al. (1984) eine Standardabweichung des ersten Momentes des Frequenzspektrums, die einer Standardabweichung der (horizontalen) Windgeschwindigkeit von

$$\text{std}(v) = \frac{\lambda}{\pi^{1/4}} \sqrt{\frac{b_0}{8\tau}} \frac{1}{\sin \alpha} \quad (10)$$

entspricht, mit

λ = Schallwellenlänge,

α = Zenitwinkel der Antenne.

Bei $H = 17$ m, $\lambda = 0.2$ m und $\alpha = 20^\circ$ ergibt sich so bestenfalls $\text{std}(v) = 1.6$ m/s.

Eine brauchbare Genauigkeit ist also erst durch die Mittelung über viele Messungen zu erreichen, wobei es in erster Näherung gleichgültig ist, ob die ersten Momente oder die spektralen Leistungen gemittelt werden. Eine Mittelung über mehrere Minuten ist beim monostatischen SODAR allerdings ohnehin erforderlich, da wegen der divergierenden Strahlen ein Windvektor aus den Komponenten nur unter der Annahme horizontaler Homogenität abgeleitet werden kann. Bei einer Mittelung über 100 Messungen (5-10 min) wird der statistische Fehler etwa auf ein Zehntel reduziert.

Bei den obigen Überlegungen wurde angenommen, daß das Signal- zu Rauschverhältnis sehr groß ist. In der Praxis ist dies keineswegs immer der Fall, da der atmosphärische Streuquerschnitt und der Umgebungslärmpegel in weiten Grenzen schwanken. Die Signalverarbeitung eines operationellen SODARs muß daher zunächst den Signal- und Rauschanteil des Spektrums separieren, um die Momente des Signalanteils bestimmen zu können. Darüberhinaus wird das Signal- zu Rauschverhältnis benutzt, um die tatsächlichen Fehlergrenzen der ermittelten Windvektoren

abzuschätzen. Der Rauschanteil kann beispielsweise aus der spektralen Leistung außerhalb des Signalfrequenzbandes oder aus dem Spektrum, das bei abgeschaltetem Sender empfangen wird, oder aus einer Kombination dieser Methoden abgeschätzt werden.

2.3 Windvarianz

Die vertikale Windkomponente w kann mit einer größeren Genauigkeit als die horizontalen Windkomponenten erfaßt werden, da eine Schallantenne vertikal, also parallel zu der zu bestimmenden Windkomponente, ausgerichtet werden kann. Daher ist es möglich, die Varianz der Vertikalwindkomponente mit einer für viele Zwecke befriedigenden Genauigkeit zu bestimmen. Grundsätzlich bestehen zwei Möglichkeiten, diese zu ermitteln: Entweder kann die Varianz der 1. Momente der Signalspektren gebildet werden, oder – nach Mittelung der spektralen Leistungen über viele Sendepulse – das zweite Moment des mittleren Signalspektrums bestimmt werden.

Diese Verfahren unterscheiden sich im wesentlichen durch ihre unterschiedliche Empfindlichkeit auf Turbulenzelemente, die kleiner als das Streuvolumen sind. Kleinskalige Turbulenzelemente tragen aufgrund der Mittelung über das Streuvolumen kaum zur Varianz der ersten Momente bei, während ihr Beitrag in den zweiten Momenten vollständig enthalten ist.

In beiden Fällen ist zu beachten, daß die abgeleitete Varianz gegenüber der gesuchten Varianz der Vertialwindkomponente zu höheren Werten verschoben ist.

Wir beschränken uns bei den folgenden Betrachtungen auf die Auswertung des zweiten Momentes. Die wesentlichen Beiträge zum zweiten Moment des mittleren Signalspektrums sind b_0^2 und die Varianz der Vertikalwindkomponente. Im Falle von Gaußverteilungen ist die gesamte gemessene Varianz gleich der Summe der Einzelbeiträge:

$$\sigma_m^2 = \frac{\lambda^2}{4} b_0^2 + \sigma_w^2 \quad (11)$$

Weitere Beiträge sind z. B. in PETERS et al. (1984) beschrieben.

Die Bestimmung des zweiten Momentes des mittleren Spektrums ist ähnlich wie im Falle des ersten Momentes mit einem statistischen Fehler versehen, dessen Standardabweichung nach DOVIK et al. (1984) bei großem Signal- zu Rauschverhältnis

$$\text{std}(\sigma_m) = \frac{1}{\pi^{1/4}} \sqrt{\frac{3 \cdot \lambda \cdot \sigma_m}{32 \cdot \tau \cdot N}} \quad (12)$$

beträgt mit

N = Anzahl der gemittelten Spektren.

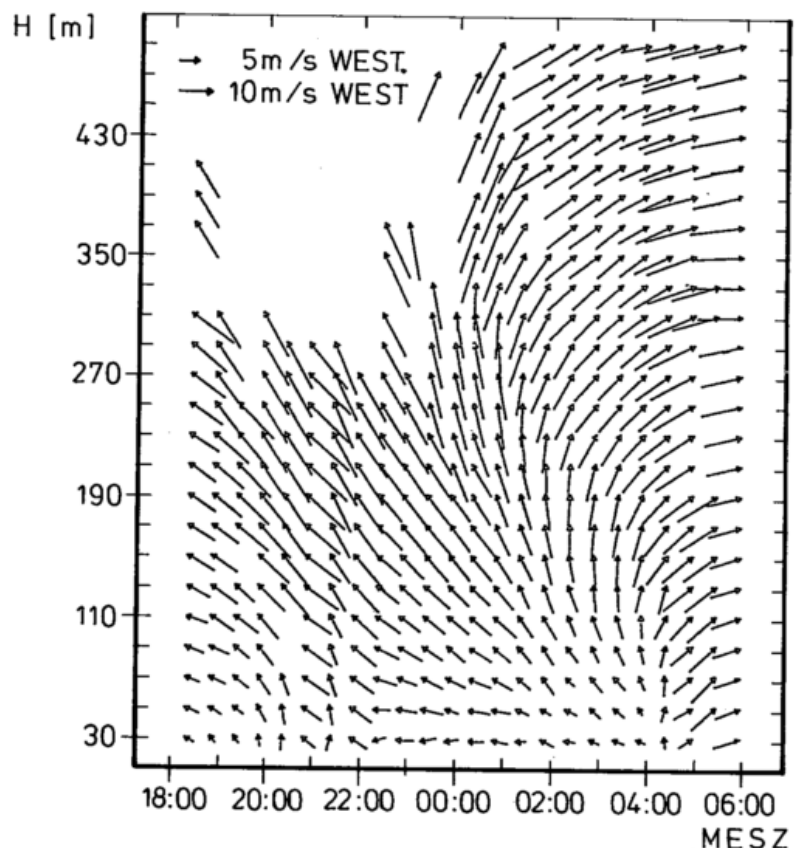
Zum Beispiel erhalten wir bei

$\sigma_w = 0, \tau = 1/b_0 = 2H/c = 0.1 \text{ s}, \lambda = 0.2 \text{ m}$ und $N = 100$

$\text{std}(\sigma_m) = 3.3 \text{ cm/s}$.

Bei kleinerem Signal- zu Rauschverhältnis sowie bei $\sigma_w > 0$ wird der Fehler entsprechend größer. In der Praxis dürfte eine Unsicherheit von $\pm 10 \text{ cm/s}$ realistisch sein.

Bild 3: Zeit-Höhenschnitt mit einem Doppler-SODAR gemessener Horizontalwindvektoren am 3. 8. 86 in Nordholz.



In Bild 3 ist ein Zeithöhenschnitt des Windvektors (Horizontalkomponenten) während einer Nacht gezeigt. Man erkennt um Mitternacht oberhalb 250 m Höhe den Beginn einer Rechtsdrehung mit der Folge einer extremen Windscherung im darunterliegenden Bereich. Erst nach Sonnenaufgang wird die Scherung abgebaut, indem sich der Höhenwind bis zum Boden durchsetzt.

Die in Bild 4 dargestellten 8 Profile der Windgeschwindigkeit zeigen den Aufbau und Zerfall eines Low-Level-Jets über eine Zeit von 16 Stunden. Dieses im norddeutschen Flachland nicht seltene Phänomen kann als Trägheitsschwingung der stabil gewordenen Grenzschicht erklärt werden (z. B. ROTH et al. 1979). Die Verminderung der Reibungskraft beim abendlichen Aufbau einer Bodeninversion führt zu einer Beschleunigung. Im einfachsten Falle, bei verschwindender Reibung und konstantem geostrophischen Wind, rotiert der Differenzvektor zwischen aktuellem und geostrophischem Wind mit festem Betrag und konstanter Winkelgeschwindigkeit rechts herum mit einer Periode von 20 Stunden in unseren Breiten. Zwar dürften stationäre Bedingungen selten so lange erfüllt sein. Der Hodograph des Windvektors in 190 m Höhe (Bild 5) zeigt jedoch über 18 Stunden ungefähr den erwarteten Verlauf, falls man für die Komponenten des (nicht anderweitig ermittelten) geostrophischen Windes etwa $U = -5$ m/s und $V = 8$ m/s annimmt.

Die zeitliche Entwicklung einer Land-Seewindzirkulation bei relativ warmer Wasseroberfläche ist in Bild 6 gezeigt (WAMSER 1985). Die Pfeile geben hier die Vertikal- und Horizontalkomponenten des Windvektors senkrecht zur Küstenlinie wieder. Zur Verdeutlichung wurde der Maßstab für die Vertikalkomponente um den Faktor 5 vergrößert. Man erkennt am Anfang die seewärtige, absinkende bodennahe Strömung - offensichtlich angetrieben von der kalten Landoberfläche. Obwohl sich die Temperaturdifferenz zwi-

schen der Wasser- und Landoberfläche während der Nacht sicher nicht vermindert, kommt der Abfluß schließlich zum Erliegen. Dies ist wahrscheinlich auf die Advektion wärmerer Luft (offenbar auch von oben) mit einer entsprechenden Reduzierung der horizontalen Temperaturdifferenz der bodennahen Luft zurückzuführen.

Dieses Beispiel zeigt, daß bei einigen Untersuchungen, wie zum Beispiel von katabatischen Winden oder der Strömung in komplexem Gelände, auch die mit dem SODAR gemessene mittlere Vertikalkomponente des Windes nützliche Informationen enthält.

Ein Beispiel für die Bestimmung der Vertikalwindvarianz im Vergleich mit einem Ultraschallanemometer ist in Bild 7 gezeigt. Der Tagesgang wird von beiden Geräten ähnlich wiedergegeben. Er ist gekennzeichnet durch ein Maximum gegen 16:00 h und eine darauf folgende rapide Abnahme. Diese Entwicklung ist durch die Umkehr der Strahlungsbilanz ein Sonnenuntergang und die darauf folgende Stabilisierung der Atmosphäre verursacht. Vor allem in den Morgenstunden sind systematische Abweichungen zwischen den beiden Meßreihen zu erkennen, die möglicherweise auf die unterschiedliche räumliche Abtastung beider Verfahren zurückzuführen sind.

4 Grenzen des Verfahrens

Alle hier gezeigten SODAR-Messungen wurden mit 20 cm Schallwellenlänge, einem wirksamen Antennendurchmesser von 1 m und einer akustischen Sendeleistung von 50 W gewonnen. Aufgrund der Schallabsorption ist die größte erreichbare Meßhöhe bei dieser Wellenlänge auf einige hundert Meter beschränkt.

Eine detaillierte Langzeitstudie mit verschiedenen SODAR-Systemen ist von THOMAS et al. (1989) durchgeführt wor-

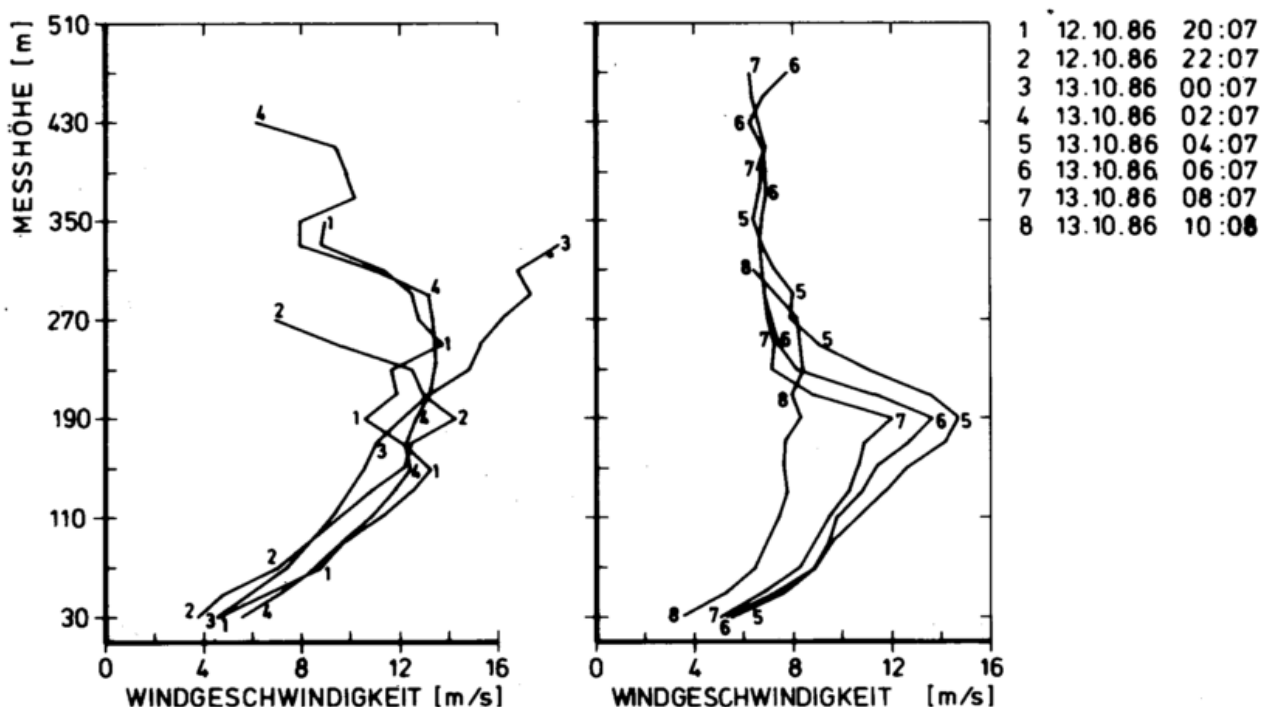
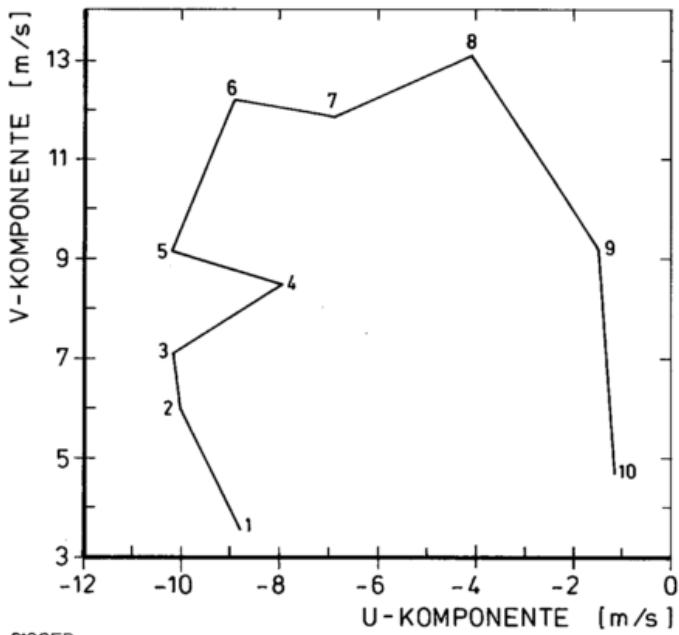


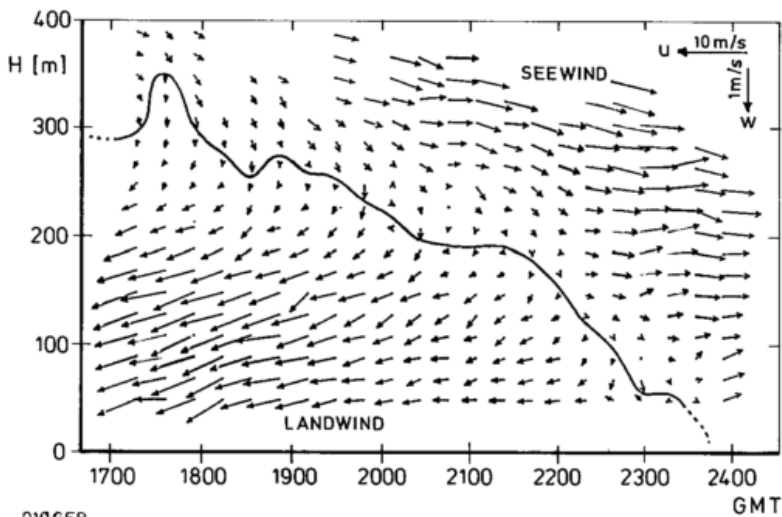
Bild 4: Folge von über 1 h gemittelten Profilen der mit einem Doppler-SODAR gemessenen Windgeschwindigkeit während eines Low-Level-Jets vom 12. bis 13. 10. 86 in Nordholz. Abstand aufeinanderfolgender Profile: 2 Stunden.



1	12.10.86	17:07
2	12.10.86	19:07
3	12.10.86	21:07
4	12.10.86	23:07
5	13.10.86	01:07
6	13.10.86	03:07
7	13.10.86	05:07
8	13.10.86	07:07
9	13.10.86	09:08
10	13.10.86	11:08

010GEP

Bild 5: Hodograph des Horizontalwindvektors in 190 m Höhe. Zeit, Mittelungsintervall und Meßwertfolge wie Bild 3.



010GEP

Bild 6: Windkomponenten senkrecht zur Küste während einer Land-Seewindzirkulation gemessen mit einem Doppler-SODAR an Bord der „Polarstern“ im van Mijen-Fjord am 9. 5. 85.

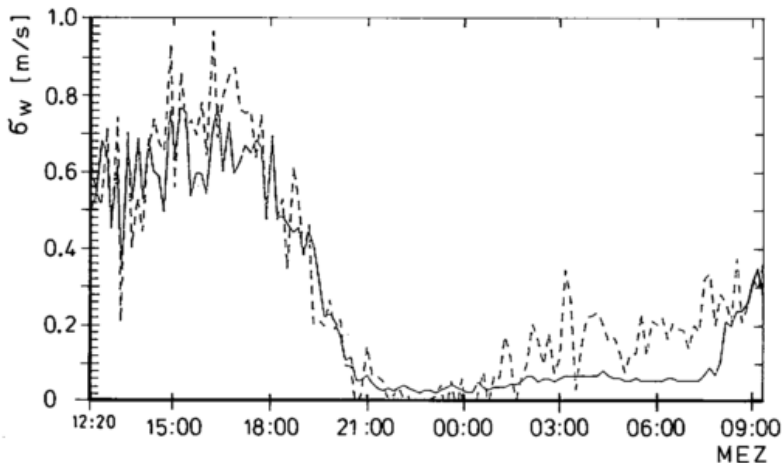


Bild 7: Zeitreihe der Standardabweichung der Vertikal-komponente des Windes in 40 m Höhe in Bützfleth/Stade am 10. 4. 82. Gestrichelt: Doppler-SODAR. Durchgezogen: Ultraschall-anemometer (aus PETERS et al. 1984).

den, wobei insbesondere die Verfügbarkeit von Meßwerten in Abhängigkeit der Umgebungsbedingungen untersucht wurde. Danach führt beispielsweise starker Regen zu Meßwertausfällen, weil die auf das Empfangsmikrofon fallenden Tropfen starken Lärm verursachen. Über einen Zeitraum von mehreren tausend Betriebsstunden wurde jedoch eine Verfügbarkeit von über 80% in 400 m Höhe nachgewiesen. Dabei wurde die Zuverlässigkeit der Meßwerte bis in 200 m Höhe mit in situ Messungen an einem Turm überprüft. Wesentlich größere Meßhöhen sind nur durch den Übergang zu niedrigeren Frequenzen zu erreichen, da bei diesen die Schallabsorption geringer ist. Der Betrieb würde jedoch in bewohnten Gegenden wegen der starken Schallemission und wegen der größeren Empfindlichkeit des SODARs auf den Umgebungslärm häufig auf Schwierigkeiten stoßen. Im übrigen können große Meßhöhen wegen der langen Schalllaufzeiten nur mit einer langsamen Pulsfolge abgetastet werden, was zu entsprechend langen Mittelungszeiten führt. Die letztere Schwierigkeit könnte im Prinzip zwar durch Mehrfrequenzverfahren behoben werden, jedoch dürfte ein Kostenvorteil des SODARs gegenüber anderen bodengebundenen Fernmeßverfahren für den Wind nur in Meßhöhen unterhalb 500 m gegeben sein.

Literatur

- DOVIK, R. J. und D. S. ZRNIC: Doppler Radar and Weather Observations, Orlando: Academic Press Inc. 1984.
- HARRIS, C. M.: Absorption of Sound in Air Versus Humidity and Temperature, J. Acoust. Soc. Amer., 18 (1966), S. 148-153.
- KALLISTRATOVA, M. A.: Experimental Investigation of Sound Wave Scattering in the Atmosphere. Trudy Inst. Fiz. Atmosfery, Atmosfernaya turbulentnost 4 (1961), S. 203-256.
- McALLISTER, L. G.; J. R. POLLARD; A. R. MAHONEY; P. J. R. SHAW: Acoustic Sounding - A New Approach to the Study of Atmospheric Structure. Proc. IEEE, 57 (1968), No. 4, S. 579-587.
- MONIN, A. D.: On the Scattering of Sound in a Turbulent Medium. Sov. Phys. Acoustics 7 (1961), S. 370-373.
- PETERS, G.; M. LATIF; W. J. MÜLLER: Fluctuations of the Vertical Wind as Measured by Doppler-SODAR, Meteorol. Rdsch. 37 (1984), S. 16-19.
- ROTH, R.; KOTTMEIER, C. und LEGE, D.: Die lokale Feinstruktur eines Grenzschichtstrahlstroms, Meteorol. Rdsch. 32, (1979), S. 65-72.
- RUSSELL, P. B. und E. UTHE: Regional Patterns of Mixing Depth and Stability: Sodar Network Measurements for Input to Air Quality Models, Bull. AMS, 59 (1978), No. 10, S. 1275-1287.
- STILKE, G.; WAMSER, C. und PETERS, G.: Untersuchungen über den Abbau einer Bodeninversion mit direkten und indirekten Verfahren, Meteorol. Rdsch. 29., (1976), S. 181-186.
- TATARSKI, V. I.: Wave Propagation in a Turbulent Medium. New York: McGraw Hill Verlag 1961.
- TATARSKI, V. I.: The Effects of the Turbulent Atmosphere on Wave Propagation, Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations Ltd. 1971.
- THOMAS, P. und S. VOGT: Measurements of Wind Data by Doppler SODAR and Tower Instruments: An Intercomparison, First European Wind Profiler Workshop, March 6-8, 1989, Versailles.
- WAMSER, C.: „Polarstern“-Reise ARK III-1, 1985, pers. Mitt.

Aus der Weltorganisation für Meteorologie

Bericht über die Zweite Weltklimakonferenz

Vom 29. Oktober bis 7. November 1990 fand in Genf die Zweite Weltklimakonferenz (SWCC - Second World Climate Conference) statt. Die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) hat 11 Jahre nach der ersten Weltklimakonferenz zu dieser Veranstaltung zusammen mit UNEP, Unesco und ICSU eingeladen. Die Konferenz fand im Internationalen Konferenzzentrum CIG statt und bestand aus zwei Teilen. Einem wissenschaftlich-technischen Abschnitt vom 29. 10. bis 3. 11. 1990 schloß sich ein ministerieller (politischer) Teil am 6. und 7. 11. 1990 an.

Die Planung geht auf einen Beschluß des 10. Kongresses der WMO (Mai 1987) zurück und lag in den Händen eines Internationalen Organisationskomitees unter dem Vorsitz von Prof. James Dooge (Irland). Der Konferenzkoordinator war Howard L. Ferguson (Kanada). Die Koordinierung der deutschen Beteiligung lag beim Bundesminister für Verkehr, weil dieses Ressort für den Deutschen Wetterdienst und die WMO zuständig ist.

Am ersten, wissenschaftlich-technischen Teil der SWCC nahmen 747 Teilnehmer aus 116 Ländern auf Grund persönlicher Einladungen des Organisationskomitees oder auf Grund bestimmter Funktionen teil. Zu den deutschen Teilnehmern gehörten Dr. Heinz Reiser (Präsident des Deutschen Wetterdienstes und Ständiger Vertreter der Bundesrepublik bei der WMO), Prof. Dr. Klaus Hasselmann und Prof. Dr. Hartmut Grassl (Direktoren des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg), Bernd Schmidbauer (Vorsitzender der Enquête-Kommission Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre des Deutschen Bundestages), Prof. Dr. Klaus Heinloth (Physikalisches Institut der Universität Bonn) und Prof. Dr. Hermann Flohn (Träger des International Meteorological Organization Prize 1986).

Im wissenschaftlichen Abschnitt wurde der gegenwärtige Stand des Weltklimaprogramms (WCP - World Climate Programme) der WMO diskutiert und bewertet. Das jetzt etwa 10 Jahre existierende WCP ist neben dem Welt-Wetter-Wacht-Programm (WWW - World Weather Watch) das wichtigste wissenschaftlich-technische Programm der WMO. Es hat drei Hauptziele: Es hilft den WMO-Mitgliedsländern dabei, die verfügbaren Klimainformationen zum Nutzen der Bevölkerung und der Volkswirt-

schaft zu verwenden. Durch das WCP soll das Verständnis um die Klimaprozesse (Vorhersagbarkeit des Klimas, langfristige Wettervorhersagen, anthropogene Klimabeeinflussung) verbessert werden. Schließlich hat es die Aufgabe, Klimaschwankungen und -veränderungen zu überwachen (Monitoring), unabhängig davon, ob sie natürliche oder anthropogene Ursachen haben.

Ferner wurde im wissenschaftlichen Teil der Abschlußbericht des von WMO und UNEP gemeinsam eingesetzten Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) diskutiert, insbesondere im Hinblick auf erforderliche Konsequenzen bei der weiteren Arbeit des WCP, sowie die Entwicklung des International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) und anderer globaler Programme.

Einzelne kleinere Arbeitsgruppen haben die Diskussionsergebnisse zu einem Statement zusammengefaßt, mit dem der wissenschaftliche Teil der SWCC abgeschlossen wurde. Es enthält Bewertungen und Empfehlungen, die an die internationalen Organisationen für die weitere wissenschaftliche Arbeit sowie an die Politiker für deren Zuständigkeiten gerichtet sind.

Die Konferenz unterstrich die Bedeutung von Klimadaten, Analysen und Klimavorhersagen für umweltverträgliche wirtschafts- und entwicklungspolitische Aktivitäten in verschiedenen Bereichen, wie beispielsweise der Agrarpolitik, Wasserwirtschaft, Energiepolitik, Verkehrspolitik oder Stadtentwicklung. Hierbei sind Daten über das Klimasystem erforderlich, und das Wissen muß auch entsprechend angewendet werden. Die Klimavorhersagen erfordern einen erheblichen Ausbau des Beobachtungsnetzes im System Ozean-Atmosphäre-Biosphäre und verstärkte Erforschung der Zusammenhänge und Wechselwirkungen in diesem sehr komplexen System. Von operationellen Klimavorhersagen ist man noch weit entfernt und darf dies nicht mit operationellen numerischen Wettervorhersagen vergleichen. Die Wettervorhersage hat den Vorteil, daß sie durch Verifikationen täglich am eingetroffenen Wetter geprüft werden und dann entsprechend weiterentwickelt werden kann.

Für die zukünftige Forschung im Bereich der Klimatologie wurden im Konferenz-Statement folgende Prioritäten genannt:

- Wolken und der hydrologische Zyklus
- Treibhausgase und die globalen Kohlenstoff- und biogeochemischen Zyklen
- Ozeane mit allen physikalischen, chemischen und biologischen Aspekten sowie ihren Wechselwirkungen mit der Atmosphäre
- paläoklimatische Studien
- die polare Eisbedeckung und das Meereis
- Ökosysteme an Land.

Diese Themen sollen von nationalen Forschungsprogrammen, dem von WMO und ICSU gemeinsam finanzierten Welt-Klimaforschungsprogramm (WCRP World Climate Research Programme), dem International Geosphere-Biosphere Programme und anderen internationalen Programmen behandelt werden. Wenn deutliche Fortschritte in dem notwendigerweise knapp anzusetzenden Zeitrahmen sichtbar werden sollen, müssen die wissenschaftlichen und finanziellen Unterstützungen für diese Programme nach Meinung der Konferenz allerdings erheblich gesteigert werden. Die gegenwärtigen Beobachtungssysteme zur Überwachung des Klimasystems werden sowohl für operationelle als auch für Forschungszwecke für unzureichend erachtet, zumal sie zur Zeit sowohl in Industrie- als auch in Entwicklungsländern vielfach eher schlechter als besser werden. Die SWCC legt besonderen Wert auf den internationalen kontinuierlichen Austausch von Daten hoher Qualität für Klimauntersuchungen. Der Zugang zu den für diese Zwecke benötigten Daten muß international möglich sein.

Es wird ein Globales Klimabeobachtungssystem (GCOS - Global Climate Observing System) vorgeschlagen, das auf dem existierenden Global Observing System (GOS) der Welt-Wetter-Wacht (WWW) der WMO und dem Integrated Global Ocean Service System (IGOSS) von WMO und IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission) aufbauen soll. Es soll sowohl Beobachtungen vom Weltraum als auch vom Erdboden aus umfassen. Außerdem soll es Fernmeldeverbindungen und andere Infrastruktur einschließen.

GCOS soll folgenden Aufgaben die erforderlichen Grundlagen liefern

- (a) Überwachung des Klimasystems (Climate System Monitoring), Monitoring von Klimaänderungssignalen und den Gegenmaßnahmen,
- (b) Beschaffung von Daten für die Anwen-

derung hinsichtlich der nationalen wirtschaftlichen Entwicklung,

- (c) Forschung für ein besseres Verständnis, bessere Modellierung und bessere Vorhersagen des Klimasystems.

Dazu hält es die Konferenz für erforderlich,

- (1) das Welt-Wetter-Wacht-Programm auszubauen,
- (2) ein Globales Ozeanisches Beobachtungssystem (GOOS - Global Ocean Observing System) mit physikalischen, chemischen und biologischen Messungen einzurichten,
- (3) andere bestehende Überwachungsprogramme zu verbessern, die weitere wichtige Komponenten des Klimasystems messen, wie beispielsweise die Verteilung von wichtigen Luftbeimengungen (hierzu gehört das neue Global Atmosphere Watch Programme - GAW - der WMO, das das bereits lange existierende Global Ozone Observing System - GO₃OS - und das Background Air Pollution Monitoring Network - BAPMoN - einschließt), Änderungen in Ökosystemen auf den Kontinenten, Wolken und den Wasserkreislauf, die Strahlungsbilanz der Erde, die Eisbedeckung oder die Niederschlagsverteilung über den Ozeanen.

Als Reaktion auf diese Forderung hat der Generalsekretär der WMO in seinem Vorschlag für den Haushalt der 11. Finanzperiode (1992-1995), den er dem 11. Kongreß der WMO im Mai 1991 vorlegte, eine Aufstockung der Finanzmittel und des Personals für die entsprechenden wissenschaftlich-technischen Programme der WMO vorgeschlagen, die einer Aufstockung des Gesamtbudgets um etwa 5% entsprechen. Auch wird über eine umfassendere weltweite Koordinierung nachgedacht, die Aktivitäten der Klimatologie und anderer Bereiche einbezieht, die insbesondere unter dem Aspekt der Klimaänderungen mit der Klimatologie im Zusammenhang gesehen werden müssen.

An die Politiker haben sich die Wissenschaftler im ersten Teil der Konferenz mit der Forderung gewandt, daß ungeachtet der noch existierenden wissenschaftlichen und ökonomischen Unsicherheiten die Staaten jetzt nationale und regionale Maßnahmen einleiten sollten, um die Quellen für Treibhausgase zu verringern und die Senken zu vergrößern und um Schritte in Richtung auf Verhandlungen für eine Klimakonvention mit den dazugehörigen völkerrechtlichen Instrumenten einzuleiten. Das langfristige Ziel sollte sein, die Treibhausgaskonzentrationen auf einem Niveau zu stabilisieren, das möglichst keine Gefahren für die Menschheit und die Ökosysteme bedeutet. Die zur Zeit verbleibenden Unsicherheiten dürften nicht zur Rechtfertigung benutzt werden, Maßnahmen zur Vermeidung

einer Gefährdung von Umwelt und Gesellschaft zurückzustellen. Schließlich seien viele dieser Maßnahmen auch aus anderen Gründen wünschenswert (beispielsweise effektivere Energienutzung).

Zum zweiten, politischen Teil der SWCC am 6. und 7. November 1990 haben 137 WMO-Mitgliedsstaaten Delegationen (insgesamt 908 Teilnehmer) entsandt. Darunter waren 66 Minister. Die Medien hatten 466 Vertreter akkreditiert. Dies stellte das stärkste je dagewesene Medieninteresse für eine UN-Veranstaltung in Genf dar. Die deutsche Delegation wurde von Bundesminister Prof. Dr. Klaus Töpfer (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit) geleitet. Der zweite Teil der SWCC wurde durch die Annahme einer Ministerdeklaration abgeschlossen.

In dieser Deklaration fordern die Regierungsvertreter, daß unverzüglich nach einem entsprechenden Beschluß der 45. Vollversammlung der Vereinten Nationen Verhandlungen über eine Klimakonvention (Global Framework Convention on Climate Change) aufgenommen werden sollen (Eine erste Vorbereitungsrunde fand dann im Februar 1991 in Washington auf Einladung von Präsident George Bush statt). Die Konvention soll im Juni 1992 bei der UN-Konferenz über Umwelt und Entwicklung in Rio de Janeiro unterzeichnet werden.

Die Deklaration geht auch auf die Probleme der Entwicklungsländer ein und fordert verstärkte Zusammenarbeit und die entsprechende Finanzierung.

Die Deklaration fordert als Oberziel die Stabilisierung der Treibhausgaskonzentrationen auf einem Niveau, das gefährliche anthropogene Einflüsse auf das Klima vermeidet. Als erster Schritt sollte eine Stabilisierung der Emissionen von CO₂, Methan und Distickstoffoxid (die nicht vom Montrealer Protokoll erfaßt sind) angestrebt werden. Das angekündigte Ziel der Staaten der Europäischen Gemeinschaft und einiger anderer Staaten einschließlich Japans, die Emission von CO₂ und anderen Treibhausgasen bis zum Jahr 2000 auf dem Niveau von 1990 zu stabilisieren, wurde von der Konferenz begrüßt. Jedoch wurde kein entsprechender Appell an alle vertretenen Staaten oder gar das Ziel einer tatsächlichen Reduktion, wie sie in Deutschland angestrebt wird, in die Abschlusserklärung aufgenommen.

Die Deklaration fordert zusätzliche Forschung und verstärkte Meßprogramme mit entsprechender Auswertung (Monitoring) auf nationaler, regionaler und internationaler Ebene, für Aktivitäten in den Bereichen Klimaänderung, Meeresspiegelanstieg und Klima insgesamt. An die WMO ging die Aufforderung, dies bei den Programm- und Haushaltsberatungen während des

11. Kongresses entsprechend zu berücksichtigen.

Insgesamt brachte die Zweite Weltklimakonferenz weniger konkrete Beschlüsse, als die Öffentlichkeit von ihr auf Grund der von den Politikern vorher vielfach geweckten Erwartungen gehofft hatte. Entsprechend fielen auch viele der Kommentare in den Medien aus. So schrieb Heinz Klein am 9. 11. 1990 in der in Regensburg erscheinenden Mittelbayerischen Zeitung: „Denn die beim Einfliegen der Regierungsvertreter... nach Genf produzierte Menge CO₂ hat vermutlich gravierendere Auswirkungen auf das Klima als die Beschlüsse dieser zweiten Weltklima-Konferenz.“

Wenn man berücksichtigt, wie ausdauernd viele große Staaten bislang gegen den Begriff des Vorsorgeprinzips und gegen Erklärungen zur Stabilisierung der CO₂-Emissionen argumentiert haben und wie zäh internationale Prozesse in der Regel verlaufen, stellt die Begrüßung der Stabilisierung der Treibhausgasemissionen durch die Politiker im zweiten Teil des SWCC doch einen wichtigen Schritt zum Schutz des Klimas dar. Und mit dem ersten, wissenschaftlichen Teil hat diese SWCC die notwendige, breite Bestätigung für den derzeitigen Wissensstand geliefert, auf dem die 1991 beginnenden politischen Verhandlungen aufbauen können.

Im wissenschaftlich-technischen Bereich werden die Ergebnisse und Folgerungen der Konferenz jedenfalls in den WMO-Programmen durch entsprechend gesetzte Prioritäten schon bald ihre Auswirkungen zeigen. Hierzu gehören neue geplante Aktivitäten der WMO, wie beispielsweise das Climate Change Detection Project und die Förderung geeigneter Klimadatenbanken. Nur ist es wichtig, die Aufmerksamkeit der Öffentlichkeit für die Problematik nicht zu verlieren, denn nur dann wird es möglich sein, die für die umfangreichen Aktivitäten erforderlichen finanziellen Mittel einwerben zu können.

D. FRÖMMING, Offenbach a. M.

Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

LÖW, A.: Luftspiegelungen: Naturphänomene und Faszination. Mannheim, Wien, Zürich: BI-Wiss.-Verl. 1990, 167 S. DM 29,80. ISBN 3-411-14551-X.

Dieses Taschenbuch ist meines Wissens die erste deutschsprachige Monographie über Luftspiegelungen. Wie bereits der Untertitel nahelegt, handelt es sich nicht nur um ein naturwissenschaftliches Werk. Der Verfasser geht vielmehr auch auf die psychologischen Gesichtspunkte und die kulturgeschichtliche Bedeutung ein. Im Literaturverzeichnis werden neben bekannten Meteorologen wie Alfred Wegener, Pernter/Exner, Gerhard Dietze, Fritz Möller z. B. auch J. W. Goethe, Karl May, die Bibel, der Koran und die Bildzeitung zitiert.

Die Freude am Lesen des Buches wird jedoch bald getrübt durch die zahlreichen Nachlässigkeiten und Fehler im Text und besonders in den mathematischen Gleichungen. Auf S. 26 werden Einfallswinkel und Brechungswinkel mit ϵ_v und ϵ , auf S. 27 mit α und β bezeichnet. Auf S. 28 steht die „Gleichung“ $\sin \alpha = 90^\circ = 1$. Bei der Erwähnung von Refraktionsvorgängen (S. 30 oben) wird die „geradlinige Ausbreitung der Lichtstrahlen“ behauptet; wenn dem so wäre, gäbe es keine Refraktion!

Die intensivste Sonneneinstrahlung findet in der Tat in Äquatornähe statt (S. 34 Abs. 2), aber nicht wegen der Erdkrümmung, sondern weil die Erdachse in etwa senkrecht auf der Erdbahnebene steht (Neigungswinkel nur $23,5^\circ$). Ein horizontal einfallendes Lichtbündel trifft die Erdkugel (auch am Äquator) sicher nicht senkrecht, sondern tangential.

Von den drei Gleichungen für den Brechungsindex auf S. 37 ist nur die dritte richtig. In der nachfolgenden Tabelle auf S. 38, die den Zusammenhang zwischen Dichte, Druck und Temperatur veranschaulichen soll, werden Prozentsätze von Temperaturen in $^\circ\text{C}$ statt K angegeben, was zu unsinnigen Aussagen führt: Es wird 5°C gleich 100% gesetzt, daraus wird 30°C gleich 600% gefolgert.

In Kurt Wegener's Gleichung für die Krümmung des Lichtstrahls (S. 48) sind ohne Not neue Symbole für Brechungsindex, Druck und Temperatur eingeführt, auf S. 59 taucht die Gleichung wieder mit den alten Symbolen auf, ist aber falsch, der erste Zähler muß $p_0 T^2$ lauten.

Wasser ist kein schlechter Wärmeleiter, wie auf S. 54 und S. 100 behauptet wird. Im Gegenteil, als guter Wärmeleiter wirkt es

wie ein Thermostat, während das Land als schlechter Wärmeleiter auf Ein- und Ausstrahlung mit schneller Erwärmung bzw. Abkühlung reagiert.

Über vegetationslosem Boden, z. B. hellen Sandwüsten (S. 98), ist es nicht die hohe Reflexstrahlung, die die bodennahen Luftschichten erwärmt, sondern der Wärmeübergang durch turbulente und konvektive Wärmeleitung. Ein dunkler, wenig reflektierender Boden würde durch die absorbierte Sonnenstrahlung noch stärker aufgeheizt werden und dadurch die bodennahen Luftschichten noch stärker erwärmen.

Diese Beispiele zeigen, daß Löw's Buch für das physikalisch-meteorologische Verständnis der Luftspiegelungen kein zuverlässiger Ratgeber ist. Dafür sollte man lieber auf bewährte Werke wie z. B. Dietze's „Einführung in die Optik der Atmosphäre“ (Leipzig 1957) zurückgreifen.

Die phänomenologischen Beschreibungen und ausführlichen Zitate aus der religiösen, schöngeistigen und Reiseliteratur sind dagegen sehr lebendig geschrieben und offenbaren dem Leser manche Überraschungen. Diese Zusammenstellung ist meines Wissens zum ersten Male in neuerer Zeit versucht worden und macht den eigentlichen Wert des Buches aus. Man spürt, daß der Verfasser selbst über reiche Expeditionserfahrung verfügt, die er dem Leser mit Liebe zur Sache mitteilt.

F. Kasten

BERLIN, P.: The geostationary applications satellite. Cambridge...: Cambridge University Press 1988, 214 S. ISBN 0-521-33525-6.

SCHNEIDER, T. u. a. (Ed.): Atmospheric ozone research and its policy implications. Amsterdam...: Elsevier 1989, 1047 S. ISBN 0-44-87266-3, Studies in Environmental Science 35.

PHILANDER, S. G.: El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation. San Diego...: Academic Press 1990, 289 S. ISBN 0-12-553235-0. Intern. Geophys. Ser. Vol. 46

CHEDIN, A. (Ed.): Microwave remote sensing of the earth system. Hampton: Deepak 1989, 173 S. ISBN 0-937194-17-4. Papers of a Symp. of the 19th IUGG General Assembly, Vancouver, Aug. 9-22, 1987.

NAZAROFF, W. W.; NERO, A. V. (Ed.): Radon and its decay products in indoor air. New York...: Wiley 1988, 518 S. ISBN 0-471-62810-7.

MORAN, J. M.; MORGAN, M. D.: Meteorology. The atmosphere and the science of weather. 2nd ed. New York: Macmillan 1989. 557 S. ISBN 0-02-383330-0.

THEON, J. S.; FUGONO, N. (Ed.): Tropical rainfall measurements. Hampton: Deepak 1988, 528 S. ISBN 0-937194-14-X. Proc. of the Intern. Symp. Tokio, 28-30, Oct. 1987.

GOODY, R. M.; YUNG, Y. L.: Atmospheric radiation. Theor. basis, 2nd Ed. Oxford University Press 1989, 519 S. ISBN 0-19-505134-3.

Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Regionale Flugklimatologie (RFK) für die Allgemeine Luftfahrt in der Bundesrepublik Deutschland. Offenbach 1989. Loseblattsammlung, Vorschriften und Betriebsunterlagen Nr. 16. DM 57,--.

CRUTZEN, P. J.; MÜLLER, M. (Hrsg.): Das Ende des blauen Planeten? Der Klimakollaps: Gefahren und Auswege. München: Beck 1989, 271 S. ISBN 3-406-33140-8, BsR 285.

HENNING, D.: Atlas of the surface heat balance of the continents. Berlin...: Bornträger 1989, 402 S. ISBN 3-443-01025-3.

JACKSON, I. J.: Climate, water and agriculture in the tropics. 2nd ed. Burut Mill: Longman 1989, 377 S. ISBN 0-582-02159-6.

GEORGII, H.-W. (Ed.): Mechanisms and effects of pollutant-transfer into forests. Dordrecht...: Kluwer 1989, 361 S. ISBN 0-7923-0430-6. Proc. of the Meeting in Oberursel/Taunus, 24.-25. Nov. 1988.

RUSSEL, R. R.; WIGLEY, T. (Ed.): Ozone depletion: Health and environmental consequences. Chichester...: Wiley 1989, 280 S. ISBN 0-471-92316-8. Proc. of an Intern. Conf. London, Nov. 28-29, 1988.

WESTERWELLE, H.: Wettersatelliten-Empfangspraxis. Theor. Grundlagen u. prakt. Aufbau von Wettersatelliten-Empfängern. München: Franzis 1989, 98 S. ISBN 3-7723-6222-2. Franzis Arbeitsbuch.

Modeling the urban boundary layer. Hrsg. American Meteorol. Society u. Environmental Protection Agency (EPA) 1987, 542 S. ISBN 0-933876-68-8.

Conference on climate and water. Helsinki, 11.-15. Sept. 1989. 2 Vol. Helsinki: Academy of Finland 1989, 520 u. 393 S. ISBN 951-861-668-X.

HÄCKEL, H.: Meteorologie. 2. verb. Aufl. Stuttgart: Ulmer 1990, 402 S. ISBN 3-8001-2610-9. Uni-Taschenbücher 1338.

- DEVORKIN, D. H.: Race to the stratosphere. Manned scientific ballooning in America. New York...: Springer 1989, 406 S. ISBN 0-387-96953-5.
- STICKSTOFFOXIDE in der Atmosphäre. Ursachen, Wirkungen und Maßnahmen zur Verminderung. Leipzig: Dt. Verl. f. Grundstoffind. 1988, 259 S. ISBN 3-342-00194-1. Technik u. Umweltschutz Nr. 35, ISSN 0323-5181.
- HOBBS, P. V.; McCORMICK, M. P. (Ed.): Aerosols and climate. XIX General Assembly IUGG Vancouver 9-22 Aug. 1987. Hampton: Deepak 1988, 486 S. ISBN 0-937194-11-5.
- HSU, S. A.: Coastal meteorology. San Diego...: Academic Press 1988, 260 S. ISBN 0-12-357955-4.
- BEILKE, S. u.a. (Ed.): Field measurements and their interpretation. Proc. Workshop COST 611, Villefranche sur Mer, 3-4 May 1988, EUR 11690. Brüssel 1988, 351 S. ISBN 2-87263-001-5. Air Pollution Research Report 14.
- FANTECHI, R.; GHAZI, A. (Ed.): Carbon dioxide and other greenhouse gases: climatic and associated impacts. Proc. of a symposium Brussels, 3-5 Nov. 1986. Dordrecht...: Kluwer 1989, 279 S. ISBN 0-7923-0191-9.
- UNSWORTH, M. H.; FOWLER, D. (Ed.): Acid deposition at high elevation sites. Proc. of a workshop Edinburgh, 8-13 Sept. 1986. Dordrecht...: Kluwer 1988, 670 S. ISBN 90-277-2835-6. NATO ASI Ser. C Vol. 252.
- PUTTOCK, J.S. (Ed.): Stable stratified flow and gas dispersion. Proc. of a conference, Chester, April 1986. Oxford: Clarendon 1988, 430 S. ISBN 0-19-853615-1.
- LEINEN, M.; SARNTHEIM, M. (Ed.): Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. Proc. of a workshop in Oracle, Nov. 1987. Dordrecht...: Kluwer 1989, 909 S. ISBN 0-7923-0341-5. NATO ASI Ser. C, Vol. 282.
- ROGERS, R.R.; YAU, M.K.: A short course in cloud physics. Oxford...: Pergamon 1989, 290 S., 3rd ed. ISBN 0-08-034864-5. Intern. Ser. in Natural Philosophy, Vol. 113.
- Seminar on weather radar networking. COST 73. Brüssel, 5.-8. Sept. 1989. Brüssel: Commis. of Europ. Commun. 1989, 589 S.
- KREIPL, M.: Das Thermik-Handbuch. Stuttgart: Motorbuch-Verl. 1989, 114 S. ISBN 3-613-01267-7.
- WMO: The changing atmosphere. Implications for global security. Proc. of the World Conference, Toronto, June 27-30, 1988. Genf: WMO 1988, 483 S. ISBN 92-63-00710-1. WMO-No. 710.
- COTTON, W.R.; ANTHES, R.A.: Storm and cloud dynamics. San Diego...: Academic Press 1989, 880 S. ISBN 0-12-192530-7. Intern. Geophys. Ser. Vol. 44.
- SZEPESI, D.J.: Compendium of regulatory air quality simulation models. Budapest: Akademiai Kiado 1989, 516 S. ISBN 963-05-4675-2.
- WALCH, D.; NEUKAMP, E.: Wolken, Wetter. München: Gräfe u. Unzer 1989, 141 S. ISBN 3-7742-3821-9.
- MAUNDER, W.J.: The human impact of climate uncertainty. London...: Routledge 1989, 170 S. ISBN 0-415-04076-0.
- LENOBLE, J.; GELEYN, J.-F.: IRS '88: Current problems in atmospheric radiation. Proc. of the Internat. Radiation Sympos. Lille, 18.-24. Aug. 1988. Hampton: Deepak 1989, 653 S. ISBN 0-937194-16-6.
- MOUSSIOPOULOS, N. u.a.: Kraftfahrzeugemissionen und Ozonbildung. Berlin...: Springer 1989, 134 S. ISBN 3-540-51696-4.
- KOLAR, J.: Stickstoffoxide und Luftreinhaltung. Berlin...: Springer 1990, 293 S. ISBN 3-540-50935-6.
- LAHMANN, E.: Luftverunreinigung, Luftreinhaltung. Berlin...: Parey 1990, 201 S. ISBN 3-489-62114-X.
- MÜLLER, P.; HENDERSON, D. (Ed.): Parameterization of small-scale processes. Proc. 'Aha Huliko' a Hawaiian Winter Workshop, University of Hawaii and Manoa, Jan. 17-20, 1989. Hawaii Inst. of Geophysics Special Publication 1989.
- BERGER, A. et al. (Ed.): Climate and Geosciences. A challenge for science and society in the 21. century. Dordrecht...: Kluwer 1989, 724 S. ISBN 0-7923-0404-7. Proc. of a NATO-Workshop in Louvain-la-Neuve, 22.-27. Mai 1988.
- OKKEN, P. A. et al. (Ed.): Climate and energy: the feasibility of controlling CO₂ emissions. Dordrecht...: Kluwer 1989, 267 S. ISBN 0-7923-0519-1.
- CALDER, I. R.: Evaporation in the uplands. Chichester...: Wiley 1990, 148 S. ISBN 0-471-92487-3.
- COLLIER, C. G.; CHAPUIS, M. (Ed.): Weather Radar Networking. Seminar on COST Project 73. Dordrecht...: Kluwer 1990, 580 S. ISBN 0-7923-0672-4.
- EVALUATION of atmospheric dispersion models applied to the release from Chernobyl. Intern. Meeting of the European Association for the Science of Air Pollution, Wien, 14.-16. Nov. 1988. Wien: Zentralanst. f. Meteorol. u. Geodynamik 1989, 198 S. Österreichische Beitr. zu Meteorol. u. Geophysik H. 1. Publ. Nr. 329.
- BOJKOV, R. D.; FABIAN, P. (Ed.): Ozone in the atmosphere. Proc. of the Quadrennial Ozone Symp. 1988 and Tropospheric Ozone Workshop, Göttingen. Hampton: Deepak 1989, 822 S. ISBN 0-937194-15-8.
- BERGER, A. et al. (Ed.): Understanding climate change. AGU, IUGG 1989, 187 S. ISBN 0-87590-457-2, Geophysical Monograph 52, IUGG Vol. 7.
- LYONS, T. J.; SCOTT, W. D.: Principles of air pollution meteorology. London: Belhaven 1990, 224 S. ISBN 1-85293-079-9.
- NISHIMURA, H. (Ed.): How to conquer air pollution. A Japanese experience. Amsterdam...: Elsevier 1989, 300 S. ISBN 0-444-88537-4. Studies in environmental sciences 38.
- SCORER, R. S.: Satellite as microscope. New York...: Ellis Horwood 1990, 266 S. ISBN 0-13-791344-3.
- KNAP, A. H. u.a. (Ed.): The long-range atmospheric transport of natural and contaminant substances. Dordrecht...: Kluwer 1990, 321 S. ISBN 0-7923-0577-9. NATO ASI Ser. C Vol. 297.
- LAMB, H. H.: Klima und Kulturgeschichte. Der Einfluß des Wetters auf den Gang der Geschichte. Rowohlt 1989, 448 S. ISBN 3-499-55478-X. Übers. a. d. Engl. „Climate, history and the modern world“, London 1982.
- BOGUSH, A. J.: Radar and the atmosphere. Norwood: Artech House 1989, 452 S. ISBN 0-89006-222-6.
- BANAKH, V. A.; MIRONOV, V. L.: Lidar in a turbulent atmosphere. Boston...: Artech House 1987, 185 S. ISBN 0-89006-268-4.
- KUHN, M. (Hrsg.): Föhnstudien. Darmstadt: Wiss. Buchges. 1989, 504 S. ISBN 3-534-09155-8.
- PACYNA, J.M.; OTTAR, B. (Ed.): Control and fate of atmospheric trace metals. Dordrecht...: Kluwer 1989, 382 S. ISBN 0-7923-0152-8. NATO ASI Ser. C. Vol. 268.
- BOURDEAU, Ph. u.a. (Ed.): Ecotoxicology and climate. With special references to hot and cold climates. Chichester...: Wiley 1989, 392 S. ISBN 0-471-91831-8. SCOPE 38, IPCS Joint Symposia 9.
- KRAUS, K.; SCHNEIDER, W.: Fernerkundung. Bonn: Dümmler 1988, ca. 300 S. ISBN 3-427-78661-7. Physikal. Grundl. u. Aufnahmetechn. Bd. 1.
- SINGH, V.P.: Hydrologic systems. Vol. 1: Rainfall-runoff modeling. Englewood Cliffs: Prentice Hall 1988, 480 S. ISBN 0-13-448051-1.

- CHRISTOFFER, J.; ULBRICHT-EISING, M.: Die bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland. Offenbach: Deutscher Wetterdienst 1989, 195 S. ISBN 3-88148-248-2. Ber. d. Deutschen Wetterd. Nr. 147, 2., vollst. neu bearb. Aufl.
- Ozone depletion, greenhouse gases, and climate change. Proc. of a Joint Symp. Washington, March 23, 1988. Washington: Nat. Academy Press 1989, 122 S. ISBN 0-309-03945-2.
- ANTAL, E.; GLANTZ, M.H. (Ed.): Identifying and coping with extreme meteorological events. Budapest: Hung. Meteorol. Serv. 1988, 376 S. ISBN 963-7702-25-3.
- DEEPAK, A. u. a. (Ed.): RSRM '87, Advances in remote sensing retrieval methods. Hampton: Deepak Publ. 1989, 519 S. ISBN 0-937194-13-1.
- GRAZIANI, G.; ZARIMPAS, N.: Meteorological data related to the Chernobyl accident. Luxembourg: Comm. of the Europ. Comm. 1989, 155 S. ISBN 92-825-9742-3. EUR 11 890.
- FRIEDMAN, R.M.: Appropriating the weather. Vilhelm Bjerknes and the construction of a modern meteorology. Ithaca ...: Cornell University 1989, 251 S. ISBN 0-8014-2062-8.
- EICHENBERGER, W.: Flugwetterkunde. Handbuch für die Fliegerei. Zürich: Schweizer Verlagshaus 1990, 355 S. ISBN 3-7263-6579-6. 7., vollst. überarb. Neuausg.
- ISIDOROV, V. A.: Organic chemistry of the earth's atmosphere. Berlin ...: Springer 1990, 215 S. ISBN 3-540-51731-6. Übers. a. d. Russ.
- BALZER, K.: Wettervorhersage – Fortschritte und Grenzen. Leipzig ...: Urania 1989, 160 S. ISBN 3-332-00264-3.
- REYNOLDS, E.; THOMPSON, F. (Ed.): Forests, climate, and hydrology: Regional impacts. Tokio: United Nations University 1988, 217 S. ISBN 92-808-0635-1.
- BAUMGARTNER, A.; LIEBSCHER, H.-J.: Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie. Berlin ...: Bornträger 1990, 673 S. ISBN 3-443-30001-4. Lehrbuch d. Hydrologie Bd. 1.
- HACK, K. H.: Meteorologie für Piloten. Luzern: Aero-Club der Schweiz 1987, 236 S. 4. Aufl.
- RAO, P. K. u. a. (Ed.): Weather satellites: systems, data, and environmental applications. Boston: AMS 1990, 503 S. ISBN 0-933876-66-1.
- PAMPALONI, P. (Ed.): Microwave radiometry and remote sensing applications. Proc. of the meeting in Florence, 9-11 March 1988. Utrecht: VSP 1989, 362 S. ISBN 90-6764-108-1.
- TWITCHELL, P. F. u. a. (Ed.): Polar and arctic lows. Hampton: Deepak 1989, 421 S. ISBN 0-937194-19-0.
- PEARCE, F.: Treibhaus Erde. Gefahren der weltweiten Klimaveränderungen. Braunschweig: Westermann 1990, 295 S. ISBN 3-07-509238-X. Übers. a. d. Engl.
- SÖNNING, W.; KEIDEL, C. G.: Wolkenbilder, Wettervorhersage. München ...: BLV 1990, 127 S. ISBN 3-405-13814-0, BLV-Naturführer 814.
- RAINEY, R. C.: Migration and meteorology. Flight behaviour and the atmospheric environment of locusts and other migrant pests. Oxford: Clarendon 1989, 314 S. ISBN 0-19-854541-X.
- KEMP, D. D.: Global environmental issues. A climatological approach. London ...: Routledge 1990, 22 S. ISBN 0-415-01108-6.
- BRIMBLECOMBE, P.; LEIN, A. Y. (Ed.): Evolution of the global biogeochemical sulphur cycle. Chichester ...: Wiley 1989, 241 S. ISBN 0-471-92251-X. SCOPE 39.
- PIELKE, R. A.: The hurricane. London ...: Routledge 1989, 228 S. ISBN 0-415-03705-0.
- WMO: Scientific assessment of stratospheric ozone, 1989. Vol. I and II. Genf 1990, 486 u. 469 S. Global Ozone Res. and Monitoring Project – Report No. 20.
- BRADBURY, T.: Meteorology and flight. A pilot's guide to weather. London: A. & C. Black, 1989, 186 S. ISBN 0-7136-5676-X.
- JENDRITZKI, G. u. a.: Methodik zur räumlichen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen. Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell. Hannover: ARL 1990, 80 S. Beiträge 114. ISBN 3-88838-207-6.
- ZUBAKOV, V. A.; BORZENKOVA, I. I.: Global palaeoclimate of the late cenozoic. Amsterdam ...: Elsevier 1990, 456 S. ISBN 0-444-87309-0. Developments in palaeontology and stratigraphy Nr. 12.
- GLANTZ, M. E. (Ed.): Societal responses to regional climatic change. Forecasting by analogy. Boulder ...: Westview 1988, 428 S. ISBN 0-8133-7639-4.
- OESCHGER, H.; LANGWAY, C. C. (Ed.): The environmental record in glaciers and ice sheets. Chichester ...: Wiley 1989, 401 S. ISBN 0-471-92185-8. Dahlem workshop reports.
- COULSON, K. L.: Polarization and intensity of light in the atmosphere. Hampton: Deepak 1988, 596 S. ISBN 0-937194-12-3. Studies in geophysical optics and remote sensing.
- WHITE, J. C. u. a. (Ed.): Global climate change linkages. Acid rain, air quality, and stratospheric ozone. Proc. of a Conference in Washington in 1988. New York: Elsevier 1989, 262 S. ISBN 0-444-01515-9.
- VAUGHAN, R. A. (Ed.): Microwave remote sensing for oceanographic and marine weather-forecast models. Proc. of a conference in Dundee in 1988. Dordrecht ...: Kluwer 1990, 406 S. ISBN 0-7923-0581-7. NATO ASI Ser. C, Vol. 298.
- BRECKLING, J.: The analysis of directional time series: Applications to wind speed and direction. Berlin ...: Springer 1989, 238 S. ISBN 3-540-97182-3. Lecture Notes in Statistics 61.
- BRIDGMAN, H. A.: Global air pollution: problems for the 1990s. London: Belhaven 1990, 261 S. ISBN 1-85293-094-2.
- MENEGHINI, R.; KOZU, T.: Spaceborne weather radar. Boston ...: Artech 1990, 199 S. ISBN 0-89006-382-6.
- ANDREAE, M. O.; SCHIMMEL, D. S. (Ed.): Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere. Report of the Dahlem Workshop, Febr. 19-24 1989, Berlin. Chichester ...: Wiley 1989, 347 S. ISBN 0-471-92551-9.
- CHARNOCK, H. u. a. (Ed.): The dynamics of the coupled atmosphere and ocean. Proc. of a meeting 13-14 Dec. 1988. London: Royal Society 1989. ISBN 0-85403-392-0.
- JARVIS, P. G. u. a. (Ed.): Forests, weather and climate. Proc. of a meeting 2-3 June 1988. London: Royal Society 1989. ISBN 0-85403-388-2.
- PARRY, M.: Climate change and world agriculture. London: Earthscan 1990, 157 S. ISBN 1-85383-065-8.
- HOUGHTON, J. T. (Ed.): Climate change: the IPCC scientific assessment. Cambridge Univ. Press 1990, 364 S. ISBN 0-521-40720-6.
- HUPFER, P.; CHMIELEWSKI, F.-M. (Hrsg.): Das Klima von Berlin. Berlin: Akademie-Verlag 1990, 288 S. ISBN 3-05-500630-5.
- MONIN, A. S.: Theoretical geophysical fluid dynamics. Dordrecht ...: Kluwer 1990, 399 S. ISBN 0-7923-0426-8. Environmental Fluid Mechanics Vol. 6. Übers. a. d. Russ.
- SCHARPENSEEL, H. W. u. a. (Ed.): Soils on a warmer earth. Effects of expected climate change in soil processes, with emphasis on the tropics and subtropics. Proc. of a workshop 12-14 Febr. 1990 in Nairobi. Amsterdam ...: Elsevier 1990, 274 S. ISBN 0-444-88838-1. Developments in soil sciences Vol. 20.

GEERNAERT, G. L.; PLANT, W. L. (Ed.): Surface waves and fluxes. Vol. 1 Current theory, Vol. 2 Remote sensing. Dordrecht...: Kluwer 1990, Vol. 1 336 S., Vol. 2 372 S. ISBN 0-7923-0806-9. Environmental fluid mechanics Vol. 7.

BANTA, R. M. u. a.: Atmospheric processes over complex terrain. Boston: AMS 1990, 323 S. ISBN 1-878220-01-2. Meteorol. Monographs Vol. 23, No. 45.

SCORER, R. S.: Satellite as microscope, New York...: Ellis Horwood 1990, 266 S. ISBN 0-13-791344-3. E. H. Ser. in environmental science.

LOCKHART, G.: The weather companion. An album of meteorological history, science, legend, and folklore. New York...: Wiley 1988, 230 S. ISBN 0-471-62079-3.

STOMMEL, H. M.; MOORE, D. W.: An introduction to the coriolis force. New York: Columbia 1989, 297 S. ISBN 0-231-06636-8.

GRASSL, H.; KLINGHOLZ, R.: Wir Klimamacher. Auswege aus dem globalen Treibhaus. Frankfurt: Fischer 1990, 296 S. ISBN 3-10-028605-7.

ENGLAND, J.; ULBRICHT, H.: Flugmeteorologie. 2., bearb. Aufl. Berlin: Transpress 1989, 416 S. ISBN 3-344-00429-8.

IDSÖ, S. B.: Carbon dioxide and global change: earth in transition. Tempe: IRB Pr. 1989, 292 S. ISBN 0-9623489-1-0.

SINGER, S. F. (Ed.): Global climate change. Human and natural influences. New York: Paragon 1989, 424 S. ISBN 0-89226-033-5.

Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik. Wien: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Heft 1 1989.

Examensarbeit. Hamburg: Max-Planck-Institut f. Meteorologie. Nr. 1 1990. ISSN 0938-5177.

Inter-Research. Climate Research. Interactions of climate with organisms, ecosystems, and human societies. Nr. 1 1990, ISSN 0936-577X.

Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg. Nr.1 1989. ISSN 0936-949X.

Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences (TAO). Taiwan. Nr. 1 1990. Vorgänger: Papers in Meteorological Research.

La Meteorologia en el mundo iberoamericano. Madrid: Instituto Nacional de Meteorologia. NIPO: 276-90-081-8. Nr. 1 1990.

Zeitschriften und Schriftenreihen

Contributions. Helsinki: Finnish Meteorological Institute. Nr. 1 1988, ISSN 0782-6117.

Atmospheric Environment, Pt. B: Urban Atmosphere. Ab Vol. 24B (1990), ISSN 0957-1272.

Vorausschau Tagungen

1st Internat. Conference on Broadcast Meteorology, 17.-21. Juni 1991, London. Informationen: Mr. Jim Bacon, Anglia Television Ltd., Anglia House, Norwich NR1 3JC, England.

WMO Training Workshop on the Interpretation of NWP Products in Terms of Local Weather Phenomena and their Verification. 29. 7.-9. 8. 1991, Informationen: Royal Netherlands Meteorol. Inst., Wilhelminalaan 10, P.O. Box 201, AE De Bilt, 3730, Niederlande.

Workshop: Human impact on environment. 19.-25. Aug. 1991 in Uusküla (Estland). Informationen: Ph. Dr. T. Koff, Inst. of Ecology and Marine Research. Estonian Academy of Sciences. Paldiski 1, 200001 Tallinn, Estland.

The Mountainous Meteorology, Climatology and Aeroclimatology of the Lower Layers of the Troposphere. Bratislava, 26.-30. 8. 1991. Informationen: Slovak Hydrometeorol. Inst., Dr. I. Panenka, Jeseňova 17, 83315 Bratislava, CSFR.

2nd International Symposium on Environmental Chemistry. 16.-19. Sept. 1991, Uppsala. Informationen: Prof. Dr. Mats Olsson, Dept. of Forest Soils, Swedish University of Agricultural Sciences, Box 7001, 75007 Uppsala, Schweden.

Europäische Aerosolkonferenz. 16.-20. 9. 1991 in Karlsruhe. Informationen: Dr. W. Schütz, Kernforschungszentrum, Postf. 3640, 7500 Karlsruhe.

1. Internationaler Kongreß für Geowissenschaften und Geotechnik zur Geotechnica vom 18.-21. Sept. 1991, Köln. Veranstalter: Alfred-Wegener-Stiftung zur Förderung der Geowissenschaften, Wissenschaftszentrum, Ahrstr. 45, 5300 Bonn 2.

International Conference on Antarctic Science - Global Concerns. Bremen, 23.-27. Sept. 1991. Informationen: Dr. G. Hempel, Alfred-Wegener-Institut, Postfach 12 01 61, 2850 Bremerhaven.

International Workshop on Advances of Weather Radar and its Hydrological Applications. Lissabon, 11.-15. November 1991. Informationen: Ms. M. A. Santos, Hydrological Department, Directorate General of Water Resources, Av. A.G. Coutinho 30, 1000 Lissabon, Portugal.

Deutsche Meteorologentagung 1992: Synoptik und Fronten, Mittlere Atmosphäre, Wechselwirkungen Atmosphäre - Biosphäre, Nichtlineare Dynamik. Berlin, 16.-20. März 1992. Informationen: Prof. Dr. W. Wehry, Institut für Meteorologie, Dietrich-Schäfer-Weg 6-10, 1000 Berlin 41.

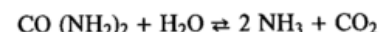
Diesem Heft liegt ein Verzeichnis der Themen der Hefte aus den Jahrgängen 1-20 (1971-1990) bei.

Danksagung

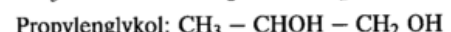
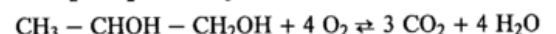
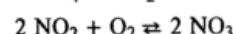
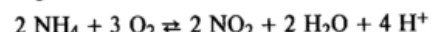
Die zusätzlichen Kosten für den Druck der farbigen Abbildungen in den Beiträgen 11, 12, 14, 15 und 16 trugen die Autoren bzw. ihre Institute. Dafür sei besonders gedankt.

Korrekturen

Heft 1/2 '90 auf S. 60. Die Gleichung links unten lautet:



Die Gleichungen auf der rechten Seite müssen lauten:



Im Beitrag „Fernerkundung von Aerosolpartikeln vom Satelliten aus“ (P. KOEPKE) in Promet 3/4 '90 wurde ein Druckfehler übersehen.

Gleichung (1) auf S. 98 lautet richtig:

$$L(\mu_o, \mu_s, \varphi) = (1/\mu_s) \cdot E_o \cdot d \cdot \omega_o \cdot f(\Theta)$$

Die Strahldichte am Satelliten ist (unter anderem) von der Einfachstreuabede des Aerosols ω_o abhängig, das heißt von dessen Absorptionseigenschaften, nicht aber vom Sonnenazimut.

Anschriften der Autoren
(Thema des Heftes)

Prof. Dr. Hermann GOSSMANN
Inst. f. Physische Geographie
d. Universität Freiburg
Werderring 4
7800 Freiburg i. B.

Dr. Konrad GRÜNER
Deutsche Forschungsanstalt für
Luft- und Raumfahrt
Inst. f. Hochfrequenztechnik
8031 Oberpfaffenhofen

Dr. Friedrich KÖPP
Deutsche Forschungsanstalt für
Luft- und Raumfahrt
Inst. f. Optoelektronik
8031 Oberpfaffenhofen

Dr. Hermann MANNSTEIN
Dr. Peter MEISCHNER
Dipl.-Ing. Wolfgang RENGER
Deutsche Forschungsanstalt für
Luft- und Raumfahrt
Inst. f. Physik der Atmosphäre
8031 Oberpfaffenhofen

Dr. Gerhard PETERS
Dr. Martin RIELAND
Meteorologisches Institut
der Universität Hamburg
Bundesstr. 55
2000 Hamburg 13

Prof. Dr. Ehrhard RASCHKE
Dr. Rolf STUHLMANN
GKSS-Forschungszentrum
Max-Planck-Str. 1
2054 Geesthacht

Dr. Rüdiger RÜSTER
Dr. Jürgen KLOSTERMEYER
Dr. Peter CZECHOWSKY
Dr. Gerhard SCHMIDT
Max-Planck-Institut für Aeronomie
Max-Planck-Str. 2
3411 Katlenburg-Lindau

Dr. Andreas SCHMITZ-PEIFFER
MBB-Ottobrunn, Abt. KT 43
Bereich Raumfahrt, Pf. 801169
8000 München 80

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 ½zeilig, 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. 069/8062339

Beilage zum Heft 1/2 '91 der Zeitschrift Promet

Liste der Themen der Hefte aus den Jahrgängen 1-20 (1971-1990)

Die Zeitschrift erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes; 4 Hefte im Jahr; Abonnement-Preis DM 36,- im Jahr; Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-. Bestellungen beim Verlag.

Verlagsanschrift: Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
6050 Offenbach a.M.
Tel.: 069 8062 272/270/271

* vergriffene Hefte

- | | | | |
|------------------------|---|------------------------|--|
| Vol. 1, 1971, Nr. 1/2 | Mikro- und Makroturbulenz | Vol. 11, 1981, Nr. 1 | Meso-scale Modelle |
| Vol. 2, 1972, Nr. 1 | Numerische Vorhersage* | Nr. 2/3 | Transport und turbulente Diffusion von Luftbeimengungen |
| Nr. 2 | Satellitenmeteorologie I | Nr. 4 | Flugmeteorologische Probleme der planetarischen Grenzschicht |
| Nr. 3 | Satellitenmeteorologie II | Vol. 12, 1982, Nr. 1/2 | Synoptische Meteorologie heute. Zentraler synoptischer Dienst* |
| Nr. 4 | Wolkenphysik | Nr. 3/4 | Biometeorologie |
| Vol. 3, 1973, Nr. 1 | Das barotrope Modell | Vol. 13, 1983, Nr. 1/2 | Statistische Methoden der Klimatologie |
| Nr. 2 | Geschichte der meteorologischen Strahlungsforschung | Nr. 3/4 | Neuere Ergebnisse der Satellitenmeteorologie |
| Nr. 3 | Meßtechnik und Automation | Vol. 14, 1984, Nr. 1 | Das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) |
| Nr. 4 | Technoklimatologie | Nr. 2/3 | Maritime Meteorologie |
| Vol. 4, 1974, Nr. 1 | Die Grenzschicht der Atmosphäre* | Nr. 4 | Klima und Volkswirtschaft I |
| Nr. 2 | Medizinmeteorologie* | Vol. 15, 1985, Nr. 1 | Klima und Volkswirtschaft II |
| Nr. 3 | Instrumente und Methoden | Nr. 2/3 | Strahlungstransporte in der Atmosphäre |
| Nr. 4 | Vorhersageprüfung | Nr. 4 | Klimarelevante Spurenstoffe I |
| Vol. 5, 1975, Nr. 1 | Agrarmeteorologie heute | Vol. 16, 1986, Nr. 1 | Klimarelevante Spurenstoffe II |
| Nr. 2 | Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre I, Gase* | Nr. 2/3 | Hydrometeorologie |
| Nr. 3 | Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre II, Aerosole | Nr. 4 | Ozon I* |
| Nr. 4 | GATE I | Vol. 17, 1987, Nr. 1/2 | Ozon II und III* |
| Vol. 6, 1976, Nr. 1 | GATE II | Nr. 3/4 | Mesoskaliges Klima |
| Nr. 2 | Die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre | Vol. 18, 1988, Nr. 1-3 | Das Max-Planck-Institut für Meteorologie |
| Nr. 3 | Das barokline Modell | Nr. 4 | Meteorologie und Klimatologie der Antarktis I |
| Nr. 4 | Die Energetik der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre | Vol. 19, 1989, Nr. 1/2 | Meteorologie und Klimatologie der Antarktis II und III |
| Vol. 7, 1977, Nr. 1 | Radioaktivität der Atmosphäre | Nr. 3/4 | Reaktive Spurenstoffe in der Atmosphäre |
| Nr. 2 | Luftelektrizität I | Vol. 20, 1990, Nr. 1/2 | Spezielle geophysikalische Verfahren |
| Nr. 3 | Luftelektrizität II | Nr. 3/4 | Fernerkundung in der Meteorologie I |
| Nr. 4 | Klimaschwankungen | | |
| Vol. 8, 1978, Nr. 1 | Aktuelle Probleme der Flugmeteorologie | | |
| Nr. 2/3 | Anthropogene Klimamodifikation | | |
| Nr. 4 | Sturmfluten und Seegang I | | |
| Vol. 9, 1979, Nr. 1 | Sturmfluten und Seegang II | | |
| Nr. 2/3 | Zirkulationsmodelle | | |
| Nr. 4 | Stadtklima | | |
| Vol. 10, 1980, Nr. 1/2 | Klimamodelle | | |
| Nr. 3 | Klima und Planung I* | | |
| Nr. 4 | Klima und Planung II | | |

Neue Veröffentlichungen über das Klima in Deutschland

Christoffer, Jürgen; Ulbricht-Eissing, Monika
Die bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik
Deutschland. 2., vollst. neu bearb. Aufl. 191 S., graph.
Darst., Tab. Offenbach a.M.: Selbstverl. d. Dt. Wetterd. 1989.
Ber. d. Dt. Wetterd. Nr. 147. ISBN 3-88148-248-2. 21,- DM

Müller-Westermeier, Gerhard
Klimadaten der Bundesrepublik Deutschland. Zeitraum 1951-1980
(Temperatur, Luftfeuchte, Niederschlag, Sonnenschein, Bewölkung)
mit 289 Tab. Offenbach a.M.: Selbstverl. d. Dt. Wetterd. 1990,
22 S., S. A1-A289 u. 1 Karte. ISBN 3-88148-261-X. 53,- DM

Dommermuth, Helmuth; Trampf, Walter
Die Verdunstung in der Bundesrepublik Deutschland. Zeitraum
1951-1980 (mit jeweils 11 Kt. 1:1 Mio). Tl. 1: Gras, Zuckerrüben,
Winterweizen, Mais. Offenbach a.M.: Selbstverl. d. Dt. Wetterd.
1990. ISBN 3-88148-256-3, 10 S. Text. 50,- DM

Bartels, Hella; Albrecht, Franz M.; Guttenberger, Josef
Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland.
Offenbach a.M.: Selbstverl. d. Dt. Wetterd. 1990. ISBN 3-88148-255-5.
Tl. 1: Niederschläge längerer Dauerstufen ($D > 24$ h).
Tl. 2: Niederschläge kürzerer Dauerstufen ($D < 24$ h) Sommer.
Zeitraum 1951-1980. Nur zusammen lieferbar, 349,- DM

Klimaatlas von Nordrhein-Westfalen. Hrsg. v. Minister f.
Umwelt, Raumordnung u. Landwirtschaft d. Landes Nordrhein-
Westfalen, Düsseldorf 1989. 65 S., 46 Bl., Ill., graph. Darst.,
Karten. ISBN 3-88148-260-1. 120,- DM

Klimadaten der Deutschen Demokratischen Republik. Ein Hand-
buch für die Praxis. Hrsg. Meteorol. Dienst der DDR.
Reihe B: Klimadaten aus dem Netz der meteorologischen Stationen.
Bd. 4. Wind. 2., verb. Aufl. Potsdam 1989, 465 S. 100,- DM
Bd. 8,1: Niederschlagshöhen in Zeitintervallen ≥ 1 Tag.
Potsdam 1988, 264 S. 80,- DM
Bd. 9: Schnee. Potsdam 1988, 186 S. 60,- DM
Bd. 11: Eisablagerungen. Potsdam 1988, 55 S. 30,- DM
Bezug: Deutscher Wetterdienst, Michendorfer Chaussee 23, 1561 Potsdam

Troen, I.; Petersen, Erik L.
European wind atlas. Roskilde : Risö National Laboratory 1989, 656 S.
Ill., graph. Darst., Kt. + 1 Diskette, ISBN 87-550-1482-8
Daraus gekürzte deutsche Ausgabe:
Europäischer Windatlas. Roskilde : Risö National Laboratory 1990.
240 S. Ill., graph. Darst. ISBN 87-550-1636-7
Bezug: Risö National Laboratory, P.O. Box 49, DK-4000 Roskilde.
Nur zusammen lieferbar, ca. 300,- DM

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt
Frankfurter Str. 135, 6050 Offenbach a. M.