

ANNALEN DER METEOROLOGIE
(Neue Folge)
Nr. 18

Symposium
über Strahlungstransportprobleme
und Satellitenmessungen
in der
Meteorologie und der Ozeanographie

Köln, 22.—26. März 1982

Offenbach am Main 1982
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Die für die Veröffentlichung als Vorabdruck zum Symposium Köln 1982 eingesandten Manuskripte stellen erweiterte Zusammenfassungen der Vorträge dar. Für ihren Inhalt sind die Verfasser verantwortlich. Die Wiedergabe dieser Zusammenfassungen nimmt eine spätere ausführliche Darstellung der Vorträge und ihre Veröffentlichung durch die Autoren an anderer Stelle nicht vorweg.

Herausgeber und Verlag:
Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Frankfurter Straße 135
6050 Offenbach am Main

Redaktionsschluß: 20. Januar 1982

Annalen der Meteorologie

(Neue Folge)

Bisher erschienen:	Erscheinungsjahr
Nr. 1 H. G. Cannegieter: The History of the International Meteorological Organization 1872–1951	1963
Nr. 2 A. Hofmann: Der internationale Stand des Problems der Langfrist-Vorhersage	1963
Nr. 3 Die Meteorologen-Tagung in München vom 27.–30. April 1966	1967
Nr. 4 Meteorologen-Geophysiker-Tagung in Hamburg vom 1.–6. April 1968, Meteorologische Vorträge	1969
Nr. 5 XI. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Oberstdorf 22.–26. September 1970	1971
Nr. 6 Meteorologische Vorträge, gehalten auf der 36. Physikertagung 1971 in Essen	1973
Nr. 7 F. Wippermann: The Planetary Boundary-Layer of the Atmosphere	1973
Nr. 8 F. Klemm: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Franken und Bayern bis 1700	1973
Nr. 9 Die Meteorologen-Tagung in Bad Homburg v. d. H. vom 27.–29. März 1974	1974
Nr. 10 F. Klemm: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Nord- und Mitteldeutschland bis 1700	1976
Nr. 11 Simulation of large-scale atmospheric processes. International Conference Hamburg, August 30–September 4, 1976	1976
Nr. 12 Die Meteorologen-Tagung in Garmisch-Partenkirchen vom 13.–16. April 1977	1977
Nr. 13 F. Klemm: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Südwestdeutschland bis 1700	1979
Nr. 14 100 Jahre Wetterdienst in Bayern, 1878–1978	1979
Nr. 15 Deutsche Meteorologentagung 1980 in Berlin	1980
Nr. 16 Societas Meteorologica Palatina 1780–1795. Symposium Mannheim 1980	1980
Nr. 17 Festsymposium „200 Jahre meteorologische Beobachtungen auf dem Hohenpeißenberg“	1981

INHALT

Seite

VORWORT

IX

VORTRÄGE

1 - 184

1 REVIEW PAPERS

Ebel, A. (Köln)

Sonnenaktivität und Erdatmosphäre

1

Fechtig, H. (Heidelberg)

Künftige Kometenmissionen und ihre wissenschaftliche Bedeutung

**

Kirsten, T. (Heidelberg)

Gallium-Sonnenneutrino-Experiment: Zielsetzung und Realisierung

**

Fischer, H. (München)

Fernerkundung der mittleren Atmosphäre

5

Brasseur, G. (Uccle, B)

Photochemistry of the mesosphere

8

Reiser, H. (Offenbach)

Fortschritte der numerischen Wettervorhersage

11

Walmsley, C.M. (Bonn)

Where do interstellar molecules come from ?

15

2 CLIMATE RESEARCH

Kandel, R.S. (Verrières le Buisson, F)

The earth radiation budget - a review

18

Hense, A. (Köln/Offenbach)

Vergleich von Wolkenparametrisierungen in Zirkulationsmodellen

21

Jung, H.J. (Münster)

Radiative transfer in a zonally averaged climate model

25

Geleyn, J.F. (Reading, UK)

Influence of the diurnal cycle on 10 day forecasting with the ECMWF global model

27

3 RADIATION BUDGET

Dietrich, B.; Koepke, P.; Quenzel, H. (München)

Was muß man über die Atmosphäre wissen, um die Strahlungsbilanz berechnen zu können ?

30

Amann, V.; Koepke, P.*; Kriebel, K.T.; Quenzel, H. (Oberpfaffenhofen, München*)

Zur Bestimmung der kurzwelligen Strahlungsbilanz aus Messungen und Rechnungen

33

Behnke, W.; Preuß, H.J.; Wiegner, M. (Köln)

Angular sampling of reflected solar radiation over different scenes of the earth

36

Morcrette, J.J.; Deschamps, P.Y.; Fouquart, Y. (Villeneuve d'Ascq., F)

Outgoing longwave flux from sounder radiances

39

Preuß, H.J.; Raschke, E. (Köln)

Future measurements of the planetary radiation budget

42

Von den mit ** gekennzeichneten Vorträgen lag bei Redaktionsschluss kein extended abstract vor.

4 OCEANOGRAPHY

- Fischer, J. (Hamburg)
Radiative transfer calculations in an atmosphere-ocean-system **
- Metzig, G.; Raschke, E. (Köln)
The determination of chlorophyll from satellite measurements of the ocean color 45
- Spitzer, D.*; Rappoldt, C.; Nykjaer, L. (*Den Burg, Rijkswaterstaat, NL)
Optical remote sensing of the dissolved and suspended materials in the turbid coastal waters 48
- Tassan, S. (Ispra, I)
A method for the retrieval of phytoplankton and sediment contents from remote measurements of sea colour in the coastal zone. Results of validation tests 51
- Llewellyn-Jones, D.; Harries, J.E. (Chilton, UK)
Sea surface temperature determination from space 53
- Ballard, J.; Gray, P.E.; Hadley, H.; Llewellyn-Jones, D.T.; Rapley, C.G.*; Williamson, E.J.†; Zavody, A.M. (Chilton, UK, *London, UK, †Oxford, UK)
The along-track scanning radiometer - an improved technique to measure sea surface temperature and atmospheric effects 55
- Minett, P.J.; Saunders, R.W.; Zavody, A.M.; Llewellyn-Jones, D.T.; (Chilton, UK)
Performance of the "Split Window" at 11 and 12 μm wavelengths for accurate determination of sea surface temperature 58
- Dickey, T.; Simpson, J. (USA)
The diurnal and inertial responses of the upper ocean **
- Simpson, J.; Dickey, T. (USA)
Downward irradiance and the dynamics of the well-mixed layer and oceanic thermal boundary layer **

5 PRECIPITATION

- Hilt, E.; Reimer, E. (Berlin)
Improvement of numerical fine mesh analysis of humidity using the IR-image of NOAA 6 satellite data 61
- Krames, K. (Traben-Trarbach)
Interdisciplinary aspects of convective processes in the coastal region 65
- Krüger, L.R. (Bochum)
Estimation of convective rain with the aid of satellite data 68
- Medrow, W.*; Raschke, E.; Ruprecht, E. (*Essen, Köln)
Rainfall rates derived from Nimbus 5 observations analysed against radar rainfall 71
- Richter, B. (Hamburg)
Microwave radiative transfer in precipitating clouds and applications for active-passive remote sensing **

6 BOUNDARY LAYER

- Behnke, W.; Schmetz, J. (Köln)
On the role of radiation in a boundary layer model with clouds 74
- Forkel, R.; Welch, R.; Zdunkowski, W. (Mainz)
Modelling of radiation fog **

<u>Vogel, B.</u> (Darmstadt) Vergleich verschiedener Strahlungsberechnungen mit unterschiedlichem Vereinfachungsgrad in einem numerischen Grenzschichtmodell	77
<u>Künzi, K.F.</u> (Bern, CH) Measurements of the cryosphere using spaceborne microwave radiometry	**
<u>Baumgartner, A.; Noack, E.</u> (München) Fernerkundung für Stadtklimatologie	**
7 MIDDLE ATMOSPHERE	
<u>Petzoldt, K.</u> (Berlin) 10 Jahre Beobachtung der Stratosphärentemperatur durch Forschungs- und Wettersatelliten	81
<u>Oelhaf, H.; Fischer, H.; Redemann, E.</u> (München) Simultaneous detection of minor constituents in the middle atmosphere using high resolution IR spectroscopy techniques	84
<u>Fergg, F.; Fischer, H.; Oelhaf, H.; Rabus, D.; Völker, W.; Burkert, P.</u> (München) A small, He cooled, high resolution Michelson interferometer (MIPAS) for limb emission measurements	87
<u>Trinks, H.</u> (Wuppertal) Aeronomical investigations by the German Infrared Laboratory (GIRL)	**
<u>Klostermeyer, J.</u> (Katlenburg-Lindau) Fernerkundung mit MST-Radars	91
<u>Hartmann, G.K.*; Künzi, K.F.</u> (*Katlenburg-Lindau, Bern, CH) Temperature profiles of the atmosphere by microwave radiometry	94
<u>Cayla, F.R.; Muller, S.</u> (Paris, F) Total ozone measures retrieved from TOVS	**
<u>Haigh, J.D.</u> (Oxford, UK) The sensitivity of the circulation of the middle atmosphere to heating rates in the lower stratosphere as calculated in a two-dimensional model	**
<u>Elling, W.; Schwentek, H.</u> (Katlenburg-Lindau) 11-year solar activity cycles in tropospheric temperature?	**
8 AEROSOLS	
<u>Hänel, G.; Trennert, P.</u> (Frankfurt) Parameterization of the atmospheric heating rate due to absorption of solar radiation in particles by other measurable quantities: Results of a new six-stream-method	**
<u>Busen, R.; Hänel, G.; Hillenbrand, C.; Schloß, R.</u> (Frankfurt) The atmospheric heating rate due to the absorption of solar radiation in aerosol particles: Results of measurements	97
<u>Krames, K.</u> (Traben-Trarbach) Information on diurnal cooling as observed from high resolution aircraft and satellite infrared imagery within the Heat Capacity Mapping Mission (HCMM)	100
<u>Newiger, M.</u> (Hamburg) Test of bulk formulae for aerosol influence on planetary albedo	**
<u>Deschamps, P.Y.; Herman, M.; Lenoble, J.; Tanre, D.</u> (Villeneuve d'Ascq., F) Influence of stratospheric aerosols upon surface temperature and global climate	103

<u>Grassl, H.</u> (Kiel) Luftverschmutzung und Strahlungseigenschaften von Wolken	107
<u>Santer, R.; Herman, M.</u> (Lille, Villeneuve d'Ascq., F) Aerosols properties from polarized reflected solar radiances	110
<u>Prosch, T.; Hennings, D.; Raschke, E.</u> (Köln) Studies on polarization of light over water surfaces	113
 9 WEATHER FORECAST	
<u>Woick, H.</u> (Offenbach) Nutzung von digitalen Satellitenbildern im Deutschen Wetterdienst	**
<u>Koslowsky, D.</u> (Berlin) Aufbereitung von AVHRR-Daten für Wetteranalyse und Wetterprognose	116
<u>Fourcy, C.H.; Piaget, A.</u> (Zürich, CH) The use of satellite picture data in the fields of forecasting and research at the Swiss Meteorological Institute (SMI)	183
<u>Zwatz-Meise, V.; Hailzl, G.; Kress, G.</u> (Wien, A) Interpretation einer Wetterlage mit herkömmlichen Analysen sowie Diagnosen aus Satellitenbildern und Modellparametern	119
 10 APPLIED METEOROLOGY	
<u>Zwatz-Meise, V.; Hailzl, G.</u> (Wien, A) Untersuchung von Entwicklungen im synoptischen Scale mit Hilfe von Satellitenbildern und meteorologischen Feldgrößen	122
<u>Haupt, I.</u> (Berlin) Influence of topographic features to atmospheric flow	**
<u>Hardtke, P.G.</u> (Kiel) Infrared remote sensing of the "weather" in the North Atlantic	**
<u>Lorenz, D.; König, T.</u> (Oberpfaffenhofen) Synthetische Stereo-Satellitenbilder, ein Hilfsmittel für die Wetteranalyse	125
<u>Gehlhaar, U.</u> (Oldenburg) Influence of rough surfaces on the remote sensing of fluorescence radiation	128
 11 CLOUD PHYSICS	
<u>Phulpin, T.; Derriens, M.; Brard, A.</u> (Lannion, F) Utilisation of a visible-infrared histogram to discern clouds and cloud-free areas observed by the AVHRR	**
<u>Simmer, C.; Raschke, E.; Ruprecht, E.</u> (Köln) A method for determination of cloud properties from two-dimensional histograms	130
<u>Schmetz, J.</u> (Köln) Scattering of solar radiation in a field of interacting clouds	133
<u>Claußen, M.</u> (Hamburg) On the radiative interaction in three-dimensional cloud fields	134
<u>Stuhlmann, R.</u> (Köln) Strahlungsdivergenzprofile in der Atmosphäre aus operationellen Satellitendaten	139
<u>Karg, E.; Müller, H.; Quenzel, H.</u> (München) Bestimmung der Cumulus-Größenverteilung aus Landsat-Bildern	142

<u>Knottenberg, H.; Raschke, E. (Köln)</u> On the discrimination of water and ice clouds in multispectral AVHRR-data	145
<u>Pollinger, W.; Wendling, P. (Oberpfaffenhofen)</u> Die Höhenbestimmung von Eiswolken aus Satellitenmessungen bei 6.3 und 11 μ m	148
<u>Liu, C. (Oxford, UK)</u> Radiative transfer in vertically inhomogeneous cirrus clouds in the window region	151
12 METEOSAT	
<u>Gube, M. (Darmstadt)</u> Radiation budget components derived from METEOSAT data	154
<u>Koepke, P. (München)</u> METEOSAT-VIS-Kanal: Signalschwächung durch Wasserdampfabsorption	157
<u>Amado, J.; Delorme, C.; Raberanto, P. (Toulouse, F)</u> The use of METEOSAT to solar radiation mapping	**
<u>Möser, W.; Raschke, E. (Köln)</u> Determination of global radiation and of cloudiness from METEOSAT image data	161
<u>Kästner, M.; Köpke, P.; Quenzel, H. (München)</u> Optische Dicke von Saharastaubwolken - bestimmt aus METEOSAT- VIS-Daten	164
<u>Campbell, S. (Darmstadt)</u> Sea surface temperature measurements from METEOSAT data	167
<u>Paulisch, R. (Darmstadt)</u> Pixel resolution sea surface temperatures from METEOSAT data	170
<u>Chedin, A.; Scott, N.A. (Palaiseau, F)</u> A single channel double viewing angle method for sea surface temperature determination from TIROS-N and METEOSAT radiometric measurements	**
<u>Desbois, M.; Seze, G. (Palaiseau, F)</u> Cloud classification according to their radiances in the three METEOSAT channels	**
<u>Desbois, M.; Pircher, V. (Palaiseau, F)</u> METEOSAT-study of low level cloud winds during some days of 1979 African monsoon. Comparison with in-situ data	**
<u>Queck, H. (Oberpfaffenhofen)</u> Vorläufige Ergebnisse der Windbestimmung über den Alpen aus der Wolkenverlagerung im Satellitenbild von METEOSAT-2	172
<u>Zick, C. (Berlin)</u> Eine Sequenz von Wind- und Vorticity-Feldern aus METEOSAT- IR-Daten	175
<u>Bizzarri, B.; Pagano, P.; Sorani, R. (Rome)</u> Use of Satellite Imagery for the Meteorology of the Mediterranean	179
Beilagenhinweis: Der Band enthält am Schluß eine Beilage zum Vortrag von D.Lorenz und T.König "Synthetische Stereo-Satellitenbilder, ein Hilfsmittel für die Wetteranalyse".	

VORWORT

Während der diesjährigen Frühjahrstagung der "Arbeitsgemeinschaft für Extraterrestrische Physik" (Vorsitzender: Prof. Dr. H.J. Fahr, Bonn) veranstaltet die Deutsche Meteorologische Gesellschaft e.V. ein internationales

Symposium über Strahlungstransportprobleme und Satellitenmessungen in der Meteorologie und der Ozeanographie.

Die Veranstaltung wurde vom Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln unter der Leitung von Prof. Dr. E. Raschke vorbereitet. Die erweiterten Zusammenfassungen der Vorträge zeigen, daß sich zwar die von Satelliten getragenen Meßsysteme "extraterrestrisch" bewegen, daß aber vor allem Zustandsvariable der Atmosphäre bis zu etwa 80 km Höhe und der oberflächennahen Wasserschichten der Ozeane gemessen werden. Die behandelten Probleme sind also durchaus terrestrischer Natur. Erfreulicherweise sind diesmal viele Vorträge betont auf die Praxis bezogen, zum Beispiel jene, die über die Auswertung von Satellitenbildern im optischen und IR-Bereich zugunsten der Wetteranalyse und -vorhersage berichten. Sowohl die in der Atmosphäre auftretenden Wolkenfelder im Mesoscale als auch die Wolkensysteme im synoptischen Scale werden anhand von Satellitenbeobachtungen hinsichtlich Helligkeit, Form, Struktur, horizontaler und vertikaler Erstreckung sowie der Temperatur der strahlenden Oberflächen beschrieben und klassifiziert. Die verschiedenen Stadien ihrer Entwicklung und die Verlagerung der Wolken werden anhand dicht aufeinanderfolgender Satellitenmessungen analysiert; sie geben Einblick in die atmosphärischen Prozesse und ermöglichen es, prognostische Konsequenzen zu ziehen. Für den Luftverkehr von besonderem Interesse sind die hierbei gewonnenen Informationen über die hochtroposphärischen Windwerte.

Dem Weltklimaprogramm kommen sowohl Statistiken der die Erde bedeckenden Wolkenfelder als auch flächendeckende Messungen der Oberflächentemperatur von Landmassen und Ozeanen zugute, die mit satellitengetragenen Radiometern - auch von METEOSAT aus - möglich sind. Die Ergebnisse solcher Messungen ermöglichen beispielsweise die Untersuchung der Auswirkungen globaler anthropogener Erwärmungen auf die Ozeane. Dieses Phänomen spielt aber nicht nur für weltweite Umweltstudien eine Rolle, sondern wiederum auch für die Erstellung längerfristiger Wettervorhersagen und - noch "hautnäher" - für den kommerziellen Fischfang und damit für die Ernährung der Weltbevölkerung.

Aus Satellitenmessungen gewonnene Karten der Verteilung der Strahlungstemperatur an der Erdoberfläche liefern das Ausgangsmaterial für Klimamodelle, deren Ziel die Klimavorhersage für unsere Gesellschaft über mehrere Jahre hinweg ist. Ansatzpunkte hierfür bieten Modelle der Zirkulation in der Atmosphäre sowie in den Ozeanen und in deren Grenzbereich zur Lufthülle der Erde.

Der Rolle des planetarischen Strahlungshaushalts bei der Modellierung solcher physikalischer Prozesse ist eine Reihe von Vorträgen gewidmet. Die räumlichen und zeitlichen Veränderungen seiner Komponenten gehen in die Berechnung der Strahlungsflüsse und -divergenzen für verschiedene Schichten der Atmosphäre ebenso ein wie die sie verursachenden meteorologischen Gegebenheiten, speziell Menge und Eigenschaften (vor allem Strahlungstemperatur und Albedo) der vorhandenen Wolken.

Die Sichtung der eingereichten meteorologischen und ozeanographischen Vorträge oblag dem Programmkomitee, dem Frau Prof. Dr. I. Haupt (Berlin) und die Herren Prof. Dr. E. Raschke, Prof. Dr. A. Ebel (beide Köln), Dr. H. Fischer (München), Prof. Dr. H. Graßl (Kiel) und Dipl.-Met. H. Woick (Offenbach) angehörten. Dr. H.J. Preuß besorgte die Zusammenstellung der erweiterten Vortragszusammenfassungen. Ihnen allen sei gedankt.

Dem Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes, Prof. Dr. E. Lingelbach, gilt besonderer Dank dafür, daß die Vortragszusammenfassungen in der Reihe "Annalen der Meteorologie" erscheinen konnten. Die Deutsche Meteorologische Gesellschaft hat - entsprechend ihrem in der Satzung festgelegten Auftrag, die Verbreitung meteorologischen Wissens zu fördern - das Symposium und den Druck dieser Vortragsammlung finanziell unterstützt.

Dem lokalen Organisationskomitee gehörten vom Zweigverein Rheinland unserer Gesellschaft die Herren Prof. Dr. E. Raschke, Prof. Dr. A. Ebel und Dr. H.J. Preuß vom Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln an, und darüberhinaus Prof. Dr. Hajdu (Theoretische Physik), Dr. Herpers (Kernchemie) und Prof. Dr. Winnewisser (Experimentelle Physik). Möge ihnen - wie allen anderen an der Vorbereitung dieses Symposiums Beteiligten - der schönste Lohn zuteil werden, nämlich das Urteil der Tagungsteilnehmer: "Es war eine erfolgreiche, gelungene Veranstaltung!"

Traben-Trarbach, 20. Januar 1982

Dr. S. Uhlig
Vorsitzender der Deutschen
Meteorologischen Gesellschaft e.V.

SONNENAKTIVITÄT UND ERDATMOSPHERE

A. Ebel

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

Zusammenfassung

Es wird ein kurzer Überblick über Änderungen im Zustand der mittleren und unteren Atmosphäre gegeben, bei denen ein unmittelbarer oder mittelbarer Zusammenhang mit der Sonnenaktivität vermutet wird. Einige mögliche physikalische Mechanismen, die diesem Zusammenhang zugrunde liegen können, werden besprochen.

Abstract

Variations in the middle and lower atmosphere which are possibly related to solar activity are briefly reviewed. Some physical mechanisms which can be important for the generation of solar-induced atmospheric changes are discussed.

1 ZWISCHEN REALITÄT UND AUTOSUGGESTION

Die obere Atmosphäre (Thermosphäre, Ionosphäre) reagiert unmittelbar auf zeitliche Änderungen der solaren Wellen- und Korpuskularstrahlung sowie des solaren Windes. Diese enge Abhängigkeit von der Sonnenaktivität wurde schon bald nach Beginn der Erforschung der Ionosphäre in den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts erkannt. Für die Troposphäre dagegen ist die spätestens seit der Entdeckung des Sonnenfleckenzyklus vor rund 140 Jahren gestellte Frage, wie Sonnenaktivität und Wetter bzw. Klima zusammenhängen, bis heute nicht klar beantwortet. Diese Unklarheit ist ein wesentlicher Anreiz für zahlreiche Studien des Problems solar-terrestrischer Beziehungen.

Welchen Stellenwert man solchen Arbeiten in der Atmosphärenphysik einräumt, ist ein interessantes ökonomisches und psychologisches Problem (Monin (1972), Pittcock (1979): „Erfolgreiches Experiment in Autosuggestion“). Dazu sei auf Pittocks lesenswerte Arbeit verwiesen.

Hier soll - wegen des beschränkten Platzes in gedrängter Form - versucht werden, die Spur von Effekten der Sonnenaktivität aus der oberen Atmosphäre, wo die Effekte zweifellos existieren, in die untere Atmosphäre, wo sie möglicherweise im „meteorologischen Lärm“ verschwinden, nachzuzeichnen. In dieser Richtung - von oben nach unten - nimmt die Unschärfe des untersuchten Phänomens zu und mit ihr die Notwendigkeit zur statistischen Manipulation von Beobachtungsdaten, die zur Identifizierung solar-terrestrischer Beziehungen verwendet werden. Und es wächst die Unsicherheit bezüglich der wirksamen physikalischen Mechanismen. In der Diskussion über Mechanismen spielt seit einigen Jahren die mittlere Atmosphäre (Stratosphäre und Mesosphäre) eine besondere Rolle. Denn in ihr vermutet man für eine Reihe von Wetter- und Klimaphänomenen in der Troposphäre, die mit der Sonnenaktivität korreliert zu sein scheinen, ein Verbindungsglied zu den nachgewiesenen aktivitätsbedingten Änderungen in der Hochatmosphäre (Gel-

periodische 27-tägige Variationen in Ionosphäre und Thermosphäre und für kräftige Änderungen im Rhythmus des Sonnenfleckenzyklus. Nach Roble u.a. (1977) entspricht die Aufheizung der polaren Regionen durch diesen Prozeß im Mittel einem Energiestrom von $2 \cdot 10^{11} \text{ W}$ während hoher Sonnenaktivität und von etwa $0,5 \cdot 10^{11} \text{ W}$ während des Aktivitätsminimums. Mit diesen Werten und mit den jetzt verfügbaren Messungen der Variation der EUV-Strahlung mit dem Sonnenfleckenzyklus (Hinteregger, 1979) läßt sich die Änderung der Thermosphären-Zirkulation mit langperiodischen Aktivitätsschwankungen (beob. z. B. von Portnyagin u.a., 1977) gut im numerischen Modell simulieren (Dickinson u.a., 1981).

Ramakrishna und Seshamani (1973, 1974) haben gezeigt, daß in der oberen Mesosphäre, besonders in polaren Breiten, Störungen, die mit geomagnetischer und solarer Strahlungsaktivität verknüpft sind, bis etwa 65 km herab sehr klar nachzuweisen sind. Die Störungen sind mit der Dynamik der Atmosphäre verknüpft. Ein Indiz hierfür ist, daß die obere Mesosphäre im Winter, wenn die Strahlungsflüsse in polaren Breiten sehr gering sind, auf solare Aktivität in der UV/EUV-Strahlung heftiger reagiert als im Sommer. Eine solche jahreszeitliche Abhängigkeit scheint auch für die Reaktion der Stratosphäre auf Aktivitätsschwankungen, die durch die Sonnenrotation bedingt sind, zu bestehen (Ebel u.a., 1981).

Die mittlere Atmosphäre enthält eine Fülle von Effekten, die mit der Sonnenaktivität korreliert sind, ohne daß die dafür verantwortlichen physikalischen Mechanismen, sofern sie existieren, wirklich verstanden wären. Es handelt sich dabei um Änderungen der

Wind- und Temperaturfelder sowie der Ozonkonzentration mit unterschiedlichen Zeitscales. Für die Wechselwirkung mit der Troposphäre sind besonders Änderungen im mehrjährigen Rhythmus (Fleckenzyklus) interessant. Deren Existenz wird vermutet (Naujokat, 1981). Damit besteht die - noch unbewiesene - Möglichkeit, daß die vertikale Ausbreitung planetarischer Wellen aus der Troposphäre in die mittlere Atmosphäre im 11-Jahreszyklus moduliert wird und daraus entsprechende Klimaschwankungen in der unteren Atmosphäre entstehen (Geller und Alpert 1980, Bates 1981).

Pittock (1978) hat eine große Zahl von Untersuchungen über 11- oder 22-jährige Klimazyklen analysiert. Er findet, daß es außer einer 22-jährigen Periode in Dürre-Indizes für die westlichen USA keinen statistisch signifikanten Hinweis auf Sonnenzykluseffekte gibt, obwohl sie prinzipiell nicht auszuschließen sind. Ähnliches gilt auch für den vermuteten Zusammenhang zwischen dem Maunder-Minimum der Sonnenaktivität und der „kleinen Eiszeit“ des 17. Jahrhunderts. Nach Stuiver und Quay (1980; und persönl. Mitt.) läßt sich keine deutliche Korrelation zwischen anderen Minima vom Maundertyp und sporadischen Kaltzeiten finden.

Vom methodischen Standpunkt ist die Untersuchung kurzer Perioden (≤ 30 Tage) derjenigen längerer Perioden (solarer Zyklus) auf solar-terrestrische Korrelationen vorzuziehen. Denn so läßt sich leichter statistische Signifikanz erreichen. Spektakulärstes Ergebnis für die Troposphäre war hier eine zeitweilig mit hoher statistischer Zuverlässigkeit existierende Korrelation zwischen Durchgängen der Erdbahn durch Magnetfeld-Sektorgrenzen im solaren Wind und einem Vorticity-Parameter für die mittlere Tro-

ler und Alpert, 1980).

2 SONNENAKTIVITÄT UND IHRE UNMITTELBARE WIRKUNG AUF DIE ATMOSPHERE

Als Sonnenaktivität werden irreguläre und quasiperiodische Änderungen der Emission solarer Wellenstrahlung und solarer Materie (Korpuskularstrahlung, Sonnenwind) bezeichnet. Auf eine Besprechung des kurzlebigen Anteils dieser Änderungen (z.B. Flares) und seiner Wirkung in der Hochatmosphäre wird hier verzichtet. Eine übersichtliche Darstellung der solaren Periodizitäten findet man u.a. in der Monographie von Herman und Goldberg (1978). Die wichtigsten Perioden sind: 27 und 13.6 Tage (Sonnenrotationsperiode und ihre erste Harmonische), 11 Jahre (Sonnenfleckenzzyklus), 22 Jahre (Hale-Zyklus, berücksichtigt Wechsel der magnetischen Polarität mit jedem Fleckenzzyklus), 90 Jahre (Gleissberg-Zyklus). Hinzu kommen weniger regelmäßige Fluktuationen längerer Dauer vom Typ des Maunder-Minimums (1654-1714; weitere Minima: Spörer, 15.Jhd., Wolf, 14.Jhd., u.a.. Vgl. Stuiver und Quay, 1980).

Für alle Periodizitäten sind enge Korrelationen mit dem Wetter oder Klima behauptet worden, wobei unterschiedliche physikalische Prozesse unterstellt werden. Schwankungen der Solarkonstanten erscheinen nicht ausgeschlossen (Livingston, 1979), sind aber nicht genau angebbare und damit in ihrer Wirkung auf das Klima nicht diagnostisch überprüfbar. Jedoch werden im kurzwelligen Spektralbereich, nämlich im UV- (besonders EUV-) und Röntgenstrahlungsbereich signifikante Änderungen mit dem Sonnenfleckenzzyklus und der Sonnenrotation gemessen (Heath, 1980). Im letzten Fall reichen sie von 1 % oder weniger bei rund 300 nm bis 4 % bei etwa 180 nm und steigen weiter mit abnehmender Wellenlänge an (etwa 20 % bei 140 nm und Ly α).

Nach Heath nimmt der Strahlungsfluß unterhalb 180 nm mit wachsender Sonnenfleckenzrelativzahl zu (etwa um den Faktor 3 für 165 nm von 1973-1978), oberhalb von 195 nm dagegen ab (keine wesentliche Änderung oberhalb 306 nm). Die Eindringtiefe für EUV reicht bis etwa 100 km Höhe. Damit ergibt sich eine starke und direkte Abhängigkeit der Thermosphäre von der Sonnenaktivität. Die Eindringtiefe des UV nimmt mit zunehmender Wellenlänge zu, die Fluktuation mit der Sonnenaktivität nimmt dagegen ab. Deswegen erwartet man einen stetigen Rückgang direkter solar-terrestrischer Effekte mit der Höhe. Es ist somit unwahrscheinlich, daß die solare Wellenstrahlung einen unmittelbaren Einfluß auf die Troposphäre ausübt. Reiter (1976) weist auf den Zusammenhang zwischen dem elektrischen Feld der Atmosphäre und den Magnetfeldsektoren des solaren Windes hin. Fluktuationen kosmischer Strahlung, verursacht durch aktivitätsbedingte Änderungen des interplanetaren Magnetfeldes, können über Änderungen der NO-Produktion im Ozonhaushalt der mittleren Atmosphäre höherer Breiten wirksam werden (Nicolet, 1975). Heath u.a. (1977) haben gezeigt, daß Ausbrüche energiereicher solarer Partikelstrahlung (solar proton events) unmittelbar Störungen der Ozonschicht verursachen.

3 MITTELBARE EINFLÜSSE DER SOLAREN AKTIVITÄT

Der Energiehaushalt der Thermosphäre ist eng mit dem der Magnetosphäre gekoppelt, vor allem über polare Ionosphärenströme als Teile eines umfassenden ionosphärisch-magnetosphärischen Stromsystems (Hones, 1979). Dieses Stromsystem steht in Wechselwirkung mit dem solaren Wind. Geomagnetische Teilstürme sorgen für irreguläre und quasi-

osphäre (Wilcox 1975). Für den Praktiker, d.h. für die Wetterprognose, ist dieser Effekt sicher nicht verwertbar. Doch er ist ein Hinweis, daß eine weitere Suche nach solar-terrestrischen Beziehungen erfolgreich sein kann.

4 MECHANISMEN. AUSBLICK

Das Verständnis für die Wechselwirkung der Systeme „Sonne/interplanetares Plasma“ und „Hochatmosphäre/Magnetosphäre“ ist im letzten Jahrzehnt nicht zuletzt dank der Internationalen Magnetosphären-Studie (IMS) beträchtlich gewachsen. Für den Bereich unterhalb der Mesopause existieren zahlreiche Hypothesen über die Entstehung von Störungen, die mit der Sonnenaktivität korreliert sind. Dabei wird gern mit Variationen der Ozonschicht und des luftelektrischen Feldes argumentiert. Es fällt auf, daß von der Mesopause abwärts eine gute Korrelation mit Störungen in der Atmosphäre mit der Sonnenaktivität meist nur dann gefunden wird, wenn die meteorologischen Felder selbst kräftige Fluktuationen in Raum und Zeit zeigen. (Z.B. in der QBO (Nastrom und Belmont, 1980), im Winter bei der Stratosphärentemperatur (Schwentek 1971) und vermutlich beim Einsatz stratosphärischer Erwärmungen (Labitzke, 1981)). Man kann daraufhin mit Volland (1979) schließen, daß es sich hier um zufällige Koinzidenzen handelt. Man kann dem aber auch prinzipielle Bedeutung für den Mechanismus solar-terrestrischer Beziehungen beimessen, wie es in den Hypothesen geschieht, die auf Resonanzwechselwirkung, Trigger- und Verstärkereffekten oder Modulationsprozessen aufbauen. Diese Ansätze weisen über die zur Zeit vorwiegend deterministischen Ansätze zur Simulation von solar-terrestrischen Effekten in der unteren Atmosphäre (z.B.

Bates, 1981; Geller und Alpert, 1980; Hunt, 1981; Volland, 1979) hinaus. Sie erfordern die Betrachtung dieser Effekte als stochastische Prozesse, die bei der Wechselwirkung der Systeme aktive Sonne/Erdatmosphäre auftreten.

Literaturverzeichnis

- BATES, J.R.: Solar Phys. 74, 399, 1981
 DICKINSON, R.E., RIDLEY, E.C., ROBLE, R.G.: J. Geophys. Res. 86, 1499, 1981
 EBEL, A., SCHWISTER, B., LABITZKE, K.: J. Geophys. Res. 86, 9729-9738, 1981
 GELLER, M.A., ALPERT, J.C.: J. Atmos. Sc. 37, 1197-1215, 1980
 HEATH, D.F.: Soleil et Climat, Toulouse (CNES), S. 447, 1981
 HEATH, D.F., KRUEGER, A.J., CRUTZEN, P.J.: Science 197, 886, 1977
 HINTEREGGER, H.E.: J. Geophys. Res. 84, 1933, 1979
 HERMAN, J.R., GOLDBERG, R.A.: Sun, weather, and climate, 360 S., NASA, Washington, D.C., 1978
 HONES, Jr., E.W.: Solar Terr. Influences on Weather and Climate, ed. B.M. McCormac and T.A. Seliga, D. Reidel, Dordrecht, S. 83, 1979
 HUNT, B.G.: J. Geophys. Res. 80, 1233, 1981
 LABITZKE, K.: Centennial Issue, Japan Met. Soc., 1981 (im Druck)
 LIVINGSTON, W.C.: Solar-Terr. Influences on Weather and Climate, B.M. McCormac and T.A. Seliga, D. Reidel, Dordrecht, S. 45, 1979
 MONIN, A.S.: Weather Forecasting as a Problem in Physics. MIT Press, Cambridge, Mass. 1972
 NASTROM, G.D., BELMONT, A.D.: Geophys. Res. Lett. 7, 457, 1980
 NAUJOKAT, B.: J. Geophys. Res. 86, 9811, 1981
 NICOLET, M.: Planet. Space Sci. 23, 637, 1975
 PITTOCK, A.B.: Rev. Geophys. Space Phys. 16, 400, 1978
 PORTNYAGIN, Yu.I., KAIDOLOV, O.V., GREISIGER, K.M., SPRENGER, K.: Phys. Solariterr., Potsdam, 5, 91, 1977
 RAMAKRISHNA, S., SESHAMANI, R.: Planet. Space Sci. 21, 1447, 1973
 RAMAKRISHNA, S., SESHAMANI, R.: Conference paper, Indian Institute of Science, Bangalore-12, 1974
 REITER, R.: Die Naturwissenschaften 63, 192, 1976
 ROBLE, R.G., DICKINSON, R.E., RIDLEY, E.C.: J. Geophys. Res. 82, 5493, 1977
 SCHWENTEK, H.: J. Atmos. Terr. Phys. 33, 1839, 1971
 STUIVER, M., QUAY, P.D.: Science, 207, 11, 1979
 VOLLAND, H.: wie Hones, S. 263, 1979
 WILCOX, J.M.: J. Atmos. Terr. Phys. 37, 237, 1975

Fernerkundung der mittleren Atmosphäre

H. Fischer

Meteorologisches Institut München
Theresienstraße 37, 8 München 2

Das Ziel der Erforschung der Atmosphäre ist es, die dreidimensionalen Felder der Temperatur, der Zusammensetzung und der dynamischen Vorgänge zu beschreiben und zu verstehen. Hindernisse auf diesem Weg ergeben sich durch die Wechselwirkungen zwischen diesen Feldern, insbesondere für den Bereich der mittleren Atmosphäre zwischen der Tropopause und ca. 100 km Höhe.

Eine Reihe von reizvollen Problemstellungen auf den Teilgebieten Strahlung, Chemie und Dynamik werden heute bereits intensiv untersucht. Jedoch hat sich in den vergangenen Jahren unter den Wissenschaftlern die Auffassung durchgesetzt, daß die Lösung der noch offenen Fragen eine wesentliche Zunahme der Messungen atmosphärischer Parameter verlangt, insbesondere in bezug auf die gleichmäßige räumliche und zeitliche Überdeckung. Diese Aufgabe muß mit Methoden der Fernerkundung und dabei vor allem durch Einsatz von Satelliten in Angriff genommen werden.

Aus diesem Grund werden im folgenden vorrangig die Möglichkeiten der Erfassung atmosphärischer Parameter von Satelliten aus betrachtet. Bodengebundene Messungen finden hier keine Beachtung, da ein nachgeordneter Artikel sich mit diesem Problembereich beschäftigt. Es ist vorgesehen, zunächst eine Aufteilung der Meßverfahren in aktive und passive Methoden vorzunehmen. Da entsprechende LIDAR-Systeme bislang noch nicht auf Satelliten eingesetzt werden konnten, konzentrieren sich die nachfolgenden Betrachtungen auf die passiven Verfahren. Diese wiederum lassen sich unterteilen in zwei wesentlich verschiedene Meßtechniken: Nadir- und Horizontsondierung (siehe dazu Fischer, 1979). Die

prinzipiellen Schwierigkeiten bei der Umsetzung von gemessenen Strahldichten in Vertikalprofile des gewünschten atmosphärischen Parameters werden anhand der integralen Strahlungsübertragungsgleichung erörtert. Für detaillierte Betrachtungen wird auf eine zusammenfassende Darstellung der Inversionsverfahren von Rodgers 1976 verwiesen.

Im Anschluß daran soll die zeitliche Entwicklung der instrumentellen Technik verfolgt und gleichzeitig die dadurch erreichten Verbesserungen bei den Ergebnissen beschrieben werden. Ein Meilenstein in der Erforschung der mittleren Atmosphäre war die Veröffentlichung über die Messung der Temperatur in der unteren Stratosphäre von TIROS 7 aus (Kennedy und Nordberg, 1967). Durch die rasch voranschreitende Entwicklung der IR-Instrumente und der Inversionsmethoden kann durch solche Beobachtungen heute der gesamte Bereich zwischen Erdoberfläche und Mesopause überdeckt werden. Ein wichtiger Schritt auf diesem Weg war die Entwicklung der Methode der selektiven Absorption (Abel et al., 1970), deren technische Verfeinerung die Erfassung der Temperatur bis in den Bereich der Mesopause ermöglichte. Die schlechte vertikale Auflösung der Meßdaten solcher Nadirsondierungen konnte schließlich durch den Einsatz von Horizontsondierungsgeräten auf akzeptable Werte verbessert werden (Gille, 1971).

Der Informationsgehalt von Messungen in Nadirrichtung ist bezüglich stratosphärischer Spurenstoffprofile wegen der geringen Masse im optischen Weg klein. Lediglich der Gesamtgehalt des Ozons in der vertikalen Säule konnte aus IR-Messungen von NIMBUS 3 bzw.

NIMBUS 4 aus abgeleitet werden (Conrath et al., 1970). Aus diesem Grund wurde bereits frühzeitig ein Experiment entwickelt, das die in der Atmosphäre reflektierte solare UV-Strahlung in mehreren schmalen Spektralintervallen registriert (Heath, 1970). Neben dem Gesamtgehalt des Ozons läßt sich aus diesen Messungen auch das Ozon-Profil oberhalb seines Maximums ableiten. Jedoch erst die Erprobung der Horizontsondierungstechnik im Jahre 1975 brachte für die Erfassung von Spurenstoffen in der mittleren Atmosphäre den erhofften Durchbruch (Gille, 1980). Geräte wie das LIMS- und das SAMS-Instrument auf NIMBUS 7 liefern jeweils neben der Temperatur auch eine Reihe von Spurengas-Verteilungen in der Stratosphäre (Gille et al., 1981, Russell et al., 1981, Fischer et al., 1981a, Rodgers, 1980). Da die Inversion der Strahldichtemessungen eine komplexe Aufgabe darstellt, sind erst für das Jahr 1982 operationell ausgewertete Daten für Gase wie O_3 , H_2O , CH_4 , CO , N_2O , NO , HNO_3 und NO_2 zu erwarten. Ergänzt werden diese Daten durch Messungen der Aerosolextinktion in der Stratosphäre mit den Instrumenten SAGE und SAM II (Russell, McCormick et al., 1981).

Der Windvektor wurde bislang noch nicht aus Satellitenmessungen extrahiert, obwohl dies zumindest versuchsweise für die SAMS-Messungen geplant war. Die durch die Dopplerverschiebung verursachte Signaländerung bei einem Azimut-Scan soll die dazu nötige Information liefern, jedoch ist es fraglich, ob dieses Vorhaben wegen der nicht ausreichenden Lagestabilität des NIMBUS 7 noch in die Tat umgesetzt werden kann.

Die Diskussion der Ergebnisse beinhaltet die Verifikation der Meßergebnisse durch Vergleiche mit Ballon- und Raketenmessungen. Es sollen markante Punkte bei Einzelprofilen, Meridionalschnitten und horizontalen Verteilungen aufgezeigt und mit den theoretischen Vorhersagen verglichen werden. Auf die meteorologische Anwendung der abgeleiteten

Temperatur-Felder wird hier nicht eingegangen, da diese Fragestellung in einem nachfolgenden Manuskript behandelt wird. Die Bedeutung und der Nutzen der vorläufigen Ergebnisse für die Spurenstoffverteilungen werden beispielhaft erörtert.

In der Zukunft werden Meßdaten von spektroskopisch hochauflösenden Instrumenten im Weltraum zur Verfügung stehen, deren Auswertung zu Vertikalprofilen mit höherer Genauigkeit führen und eine bedeutend größere Anzahl von atmosphärischen Gasen liefern wird. Zum einen werden uns gekühlte IR-Teleskope, wie z.B. GIRL (Lemke, 1978), Mikrowellengeräte und LIDAR-Systeme auf Space-shuttle zu Verteilungen der gewünschten atmosphärischen Parameter mit großer Meßdichte und über große Höhenbereiche in der mittleren Atmosphäre verhelfen und zum anderen werden Langzeitmessungen von nur schwach konzentrierten Spurengasen von geplanten Satelliten aus durchführbar sein. Möglichkeiten des in der Entwicklung befindlichen Interferometers MIPAS (Fischer et al., 1981b) werden kurz diskutiert. Globale Verteilungen des Windvektors können künftig aus Meßdaten geplanter LIDAR-Systeme bzw. Mikrowellenradiometer abgeleitet werden. In bezug auf langfristige Messungen soll diese Aufgabe durch ein Doppler Interferometer auf den für Ende dieses Jahrzehnts vorgesehenen UARS-Satelliten bewältigt werden (Rees, 1980).

LITERATUR

- Abel P.G., Ellis P.J., Houghton J.T., Peckham G., Rodgers C.D., Smith S.D. und E.J. Williamson 1970
Remote sounding of atmospheric temperature from satellites II. The selective chopper radiometer for NIMBUS D
Proc. Roy. Soc. Lond. A 320, S. 35
- Conrath B.J., R.A. Hanel, V.G. Kunde und C. Prabhakara 1970
The Infrared Interferometer Experiment on NIMBUS 3,
J. Geoph. Res., Vol. 75, S. 5831

Fischer H. 1979,
Determination of atmospheric temperature profiles and turbidity from satellite observations,
ESA-publication SP-143, S. 145

Fischer H., J.C. Gille and J.M. Russell 1981a,
Water vapor in the stratosphere: preliminary results of the LIMS experiment aboard NIMBUS 7,
Adv. Space Res., 1, S. 279, Pergamon Press

Fischer H., F. Fergg, D. Rabus, P. Burkert und H.J. Bolle 1981b,
Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS),
ESA-Proposal für den ERS-1 Satelliten, Nov. 1981

Gille J.C. und F.B. House 1971,
On the inversion of limb radiance measurements I: temperature and thickness,
J. Atm. Sci., 28, S. 1427

Gille J.C., P.L. Bailey, R.A. Craig, F.B. House and G.P. Anderson 1980,
Sounding the stratosphere and mesosphere by infrared limb scanning from space, Science, 208, S. 397

Gille J.C., J.M. Russell and P.L. Bailey 1981,
The Limb Infrared Monitor of the Stratosphere (LIMS) Experiment: Temperature and Nitrogen Dioxide Results,
Adv. Space Res., 1, S. 267, Pergamon Press

Heath D., A.J. Krueger and C.L. Mateer 1979,
The Backscatter Ultraviolet Spectrometer Experiment, NIMBUS 4 User's Guide, March 1970

Kennedy J.S. und W. Nordberg 1967,
Circulation features of the stratosphere derived from radiometric temperature measurements with the TIROS 7 satellite
J. Atm., Sci., 24, p. 711

Lemke D. 1978
GIRL - ein Infrarot-Observatorium im Welt-
raum,
Sterne und Weltraum, Jahrgang 17, S. 399

Rees D. 1980,
Global wind determination by interferometric techniques in the troposphere, stratosphere and mesosphere,
ESA-publication SP-150, S. 193

Rodgers C.D. 1976,
Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation,
Rev. Geoph. Sp. Phys., 14, S. 609

Rodgers C.D. 1980,
Preliminary Results from NIMBUS 7 Stratospheric and Mesospheric Sounder, in 'Remote Sensing of Atmospheres and Oceans',
Academic Press 1980, S. 631

Russell J.M., J.C. Gille, E.E. Remsberg and L.L. Gordley 1981,
Satellite observations of upper atmosphere O_3 and HNO_3 from the Limb Infrared Monitor of the Stratosphere (LIMS) Experiment on NIMBUS 7
Adv. Space Res., 1, S. 271, Pergamon Press

Russell P.B., M.P. McCormick, W.P. Chu, J.M. Livingstone and T.J. Pepin 1981,
Satellite and correlative measurements of the stratospheric aerosol II: comparison of measurements made by SAM II, dustsondes and an airborne Lidar,
J. Atm., Sci., 38, S. 1295

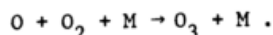
PHOTOCHEMISTRY OF THE MESOSPHERE

By Guy Brasseur
Institut d'Aéronomie Spatiale
1180 - Brussels Belgium

The penetration of ultraviolet solar radiation leads to the photodissociation of molecular oxygen:

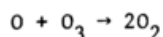


The oxygen atoms which are produced react with O_2 in the presence of a third body M to form ozone

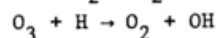
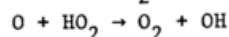
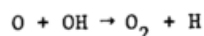


The absorption of the solar radiation in the mesosphere occurs mainly in the spectral range of the Schumann-Runge bands (above 65 km) and of the Herzberg continuum (below 65 km). In the Schumann-Runge bands (175-200 nm), where predissociation occurs, the absorption is extremely variable with wavelength and the corresponding cross sections change with the temperature. The calculation of the photodissociation frequency is therefore not straightforward and a detailed analysis is required. (Kockarts, 1976; Frederick and Hudson 1979; Nicolet and Peetermans, 1980). Models can nevertheless be established for practical calculations of the entire spectral contribution.

Ozone can be destroyed by direct recombination with atomic oxygen



but, in the mesosphere, this reaction can be neglected in comparison to the destruction of odd oxygen by hydrogen radicals (Bates and Nicolet, 1950)



The very reactive hydrogen radicals are produced by the dissociation of water vapor,

methane and molecular hydrogen. These long-lived constituents are produced at ground level, diffuse upward and are progressively destroyed. In the stratosphere and in the lower part of the mesosphere, the main destruction of these three chemical species is the reaction with the excited oxygen atom $\text{O}(^1\text{D})$ which is produced by the photodissociation of ozone when the wavelength of the incident radiation is shorter than 310 nm. In the upper mesosphere and in the thermosphere, the photodissociation of H_2O and CH_4 becomes a dominant process. The photolysis of these molecules depends on the strength of the Lyman α line emitted by the solar radiation, which varies considerably with the activity of the Sun.

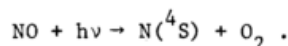
The destruction of odd hydrogen in the mesosphere is due mainly to the recombination of OH and HO_2 which forms water vapor or, at the upper levels, to the reaction of H and HO_2 which can form water vapor or molecular hydrogen. Consequently, there is a conversion of methane to water vapor through the complex hydrogen reaction scheme.

The lifetime of the hydrogen atom is extremely short below 75 km but increases rapidly in the vicinity of the mesopause. The concentration of H peaks between 85 and 90 km where it is almost insensitive to the diurnal variation in the sun illumination.

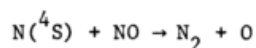
The problem of the nitric oxide in the mesosphere has been discussed in several

papers (e.g. Strobel, 1971; Brasseur and Nicolet, 1973; Solomon, 1981, etc...).

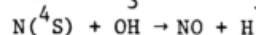
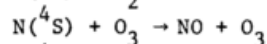
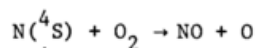
There is a considerable production of NO in the thermosphere by different ionic reactions and a small production in the stratosphere due to the reaction between nitrous oxide and $O(^1D)$ atoms. These NO molecules are transported to the mesosphere where they are photodissociated :



The destruction of odd nitrogen by



competes with the reactions



which reform a NO molecule. The magnitude of the concentration of nitric oxide in the mesosphere is critically dependent on the electronic state of the N atoms which are produced in the ionosphere. The reaction of excited $N(^2D)$ atoms with NO is unimportant. The ratio between $N(^2D)$ and $N(^4S)$ production is not known at the present time. An important problem is to estimate how much thermospheric NO is reaching the stratopause, in the winter hemisphere where the photodestruction of nitric oxide is very weak.

Finally, a detailed discussion of the mesospheric chemistry requires a precise knowledge of the ionic reactions in the D region. The main ionic source is the photoionisation of nitric oxide by the Lyman α radiation of the sun. In the lower part of the mesosphere, the precipitation of the galactic cosmic rays becomes the dominant ionization process. A rather complex reaction scheme has to be developed in order to explain the observations made by mass spectrometer techniques. Ions clustered mainly with water vapor are present and are, especially below about

85 km, more abundant than the primary ions NO^+ and O_2^+ . The electro-neutrality condition requires the presence of negative ions and the scheme of chemical reactions needs further consideration since many unknowns remain.

Numerical models have been developed to simulate the behavior of the minor constituents in the mesosphere. These models consider for each species a continuity equation. Namely

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{\Phi} = P - L$$

where n is the concentration of the constituent, Φ the particle flux, P and L respectively the local production and destruction rate of this constituent. This equation has to be coupled with a transport equation which takes into account the mean motions as well as the eddies. The mean velocity can be either prescribed as an input or calculated by a general circulation model. The eddies are usually parameterized by large scale exchange parameters (see e.g. Ebel, 1980). The temperature has also to be given since some of the reaction rates depend critically on its value.

Fig. 1 to 4 show for illustrative purposes the meridional distribution of various minor constituents calculated by a two-dimensional model. An analysis of these results has to take into account the existing observations.

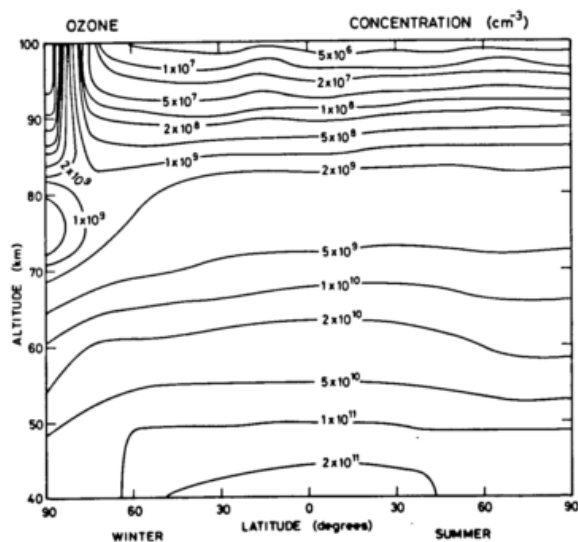


Fig. 1.- Meridional distribution of the ozone concentration ,

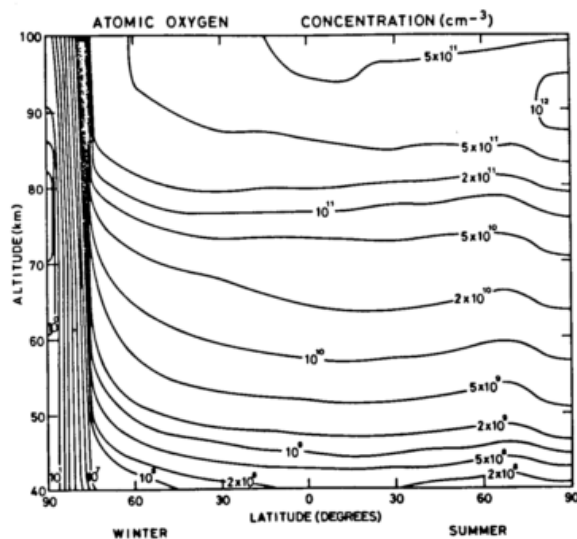


Fig. 2.- Meridional distribution of the atomic oxygen concentration.

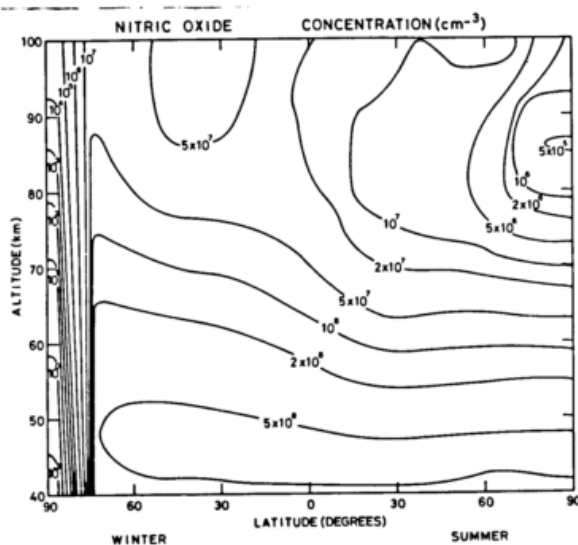


Fig. 3.- Meridional distribution of the nitric oxide concentration.

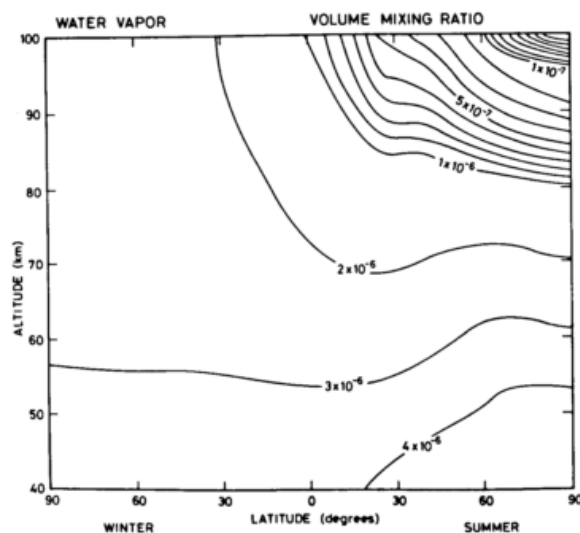


Fig. 4.- Meridional distribution of the water vapor mixing ratio.

References

BATES, D.R.; NICOLET, M.
BRASSEUR, G.; NICOLET, M.
EEL, A.
FREDERICK, J.E.; HUDSON, R.D.
KOCKARTS, G.
NICOLET, M.; PEETERMANS, W.
SOLOMON, S.

STROBEL, D.F.

J. Geophys. Res., 55, 302, 1950.
Planet. Space Sci., 21, 939, 1973.
J. Atmos. and Terr. Phys., 42, 617, 1980.
J. Atm. Sci., 36, 737, 1979.
Planet. Space Sci., 26, 589, 1976.
Planet. Space Sci., 28, 105, 1980.
Ph D thesis, University of California and
National Center for Atmospheric Research
Boulder, Colorado
J. Geophys. Res., 76, 8354, 1971.

H. Reiser

Deutscher Wetterdienst, Offenbach

1 GRUNDLAGEN UND STAND DER NUMERISCHEN WETTERVORHERSAGE

Eine Wettervorhersage beruht fast immer auf der zeitlichen Extrapolation eines beobachteten Anfangszustandes. Wegen der vielen atmosphärischen Vorgänge mit unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen erfolgt diese Extrapolation über mehr als einige Stunden i.a. durch numerische Integration eines "Vorhersagemodells", dessen "Modellgleichungen" von grundlegenden physikalischen Prinzipien abgeleitet werden.

Dabei müssen noch einschneidende Vereinfachungen physikalischer und numerischer Art vorgenommen werden, um der Forderung genügen zu können, daß die Modellrechnung etwa 100 mal schneller als die realen Prozesse ablaufen soll; sonst ist eine operationelle Verwendung kaum mehr möglich. Besonders fühlbar ist die geringe horizontale Auflösung der Rechengitter. Mit den derzeit üblichen Maschenweiten von ca. 200 km läßt sich zwar die Evolution von Hoch- und Tiefdruckgebieten recht gut simulieren, die besonders wetterwirksamen mesoskaligen Prozesse (Fronten, orographische Effekte etc.) können jedoch nicht mehr adäquat beschrieben werden.

Fortschritte in der numerischen Wettervorhersage sind deshalb eng an die erreichbare numerische Auflösung geknüpft, die ihrerseits durch die Leistungsfähigkeit der Rechenanlagen bestimmt wird, denn eine Halbierung der horizontalen Maschenweite bedeutet etwa den 10fachen Rechenaufwand.

Abb. 1 zeigt den Anstieg der Prognosegüte über Mitteleuropa durch den Einsatz eines erheblich aufwendigeren Modells BKL ab 1979; allerdings ist die eingetretene Verbesserung auch auf den physikalischen Fortschritt von BKF u.a. durch Einbeziehung der Feuchte zurückzuführen.

Neuere Vorhersagemodelle verwenden die Bewegungsgleichungen, die Kontinuitätsgleichung, den ersten Hauptsatz und eine Bilanzgleichung für den Wasserdampf; sie benutzen durchweg die hydrostatische Approximation und haben Maschenweiten von 100 bis 250 km und

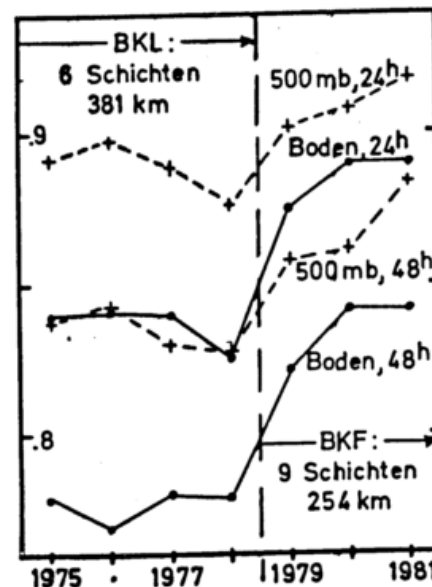


Abb. 1 Jahresmittelwerte der Korrelationskoeffizienten der vorhergesagten und beobachteten zeitlichen Änderung für Bodendruck bzw. Geopotential in 500 mb der DWD-Modelle BKL und BKF

von etwa 100 mbar. Alle subskaligen Phänomene wie die turbulenten Flüsse in der bodennahen Grenzschicht, Kondensation, Niederschlag, Feuchtkonvektion, Wolken und Strahlung müssen "parametrisiert" werden. Diese Modelle erzielen sehr gute Vorhersagen für ein und zwei Tage, liefern recht brauchbare Vorhersagekarten für den dritten und vierten Tag und für Vorhersageperioden bis zu 6 und 7 Tagen noch nützliche Hinweise.

Die Modelle benutzen i.a. hemisphärische und neuerdings auch globale Integrationsgebiete und bedürfen einer speziellen Initialisierung. Dabei müssen die nur unvollständig beobachteten Anfangsfelder vervollständigt und Wind- bzw. Massenfild so aufeinander abgestimmt werden, daß störende Trägheits- und Schwerewellen im Integrationsprozeß weitgehend vermieden werden. Daneben gibt es auch Ausschnittsmodelle, die in einer begrenzten Region höhere numerische Auflösung verwenden; diese können jedoch nicht für sich allein integriert werden, sondern müssen die

notwendigen Informationen am seitlichen Rand von hemisphärischen bzw. globalen Modellen mit größerer Maschenweite beziehen.

2 GLOBALE UND HEMISPHÄRISCHE MODELLE

Im Jahre 1979 fand das Globale Wetter Experiment (FGGE) statt, in dem ein Jahr lang unter Einsatz zusätzlicher spezieller Beobachtungssysteme vor allem in den Tropen und in der Südhemisphäre möglichst vollständige Beobachtungsdaten gesammelt und sorgfältig aufbereitet wurden, um eine ausreichende Datenbasis für künftige Fortschritte in der numerischen Wettervorhersage bereitzustellen. Bereits die Planungsphase für FGGE und die vorbereitenden Experimente wie GATE, aber auch das globale Beobachtungsexperiment selbst, haben der numerischen Wettervorhersage allgemein und besonders der Entwicklung globaler Modelle einen erheblichen Auftrieb gegeben. Von mehreren Wetterdiensten werden jetzt operationell hemisphärische und vereinzelt auch schon globale Vorhersagemodelle betrieben, die brauchbare Vorhersagen bis zu 5 Tagen liefern, und seit August 1980 rechnet das Europäische Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) täglich mit einem physikalisch sehr gut ausgebauten globalen Modell hoher Auflösung ($\Delta\lambda = \Delta\varphi = 1.875^\circ$, 15 Vertikal-schichten) numerische Vorhersagen bis zu 10 Tagen; davon können derzeit die ersten 7 Tage als brauchbar angesehen und an die Mitgliedsstaaten übermittelt werden.

Die Erfahrung hat gezeigt, daß lange und barokline Wellen mit zonalen Wellenzahlen ≥ 4 recht gut simuliert werden, während das Verhalten ultralangener Wellen (Wellenzahlen 1 bis 3) zumindest von einigen Modellen schlechter vorhergesagt wird, und daß alle Modelle mit zunehmender Vorhersagezeit anwachsende, großräumige systematische Fehler produzieren, die sich in ihrer geographischen Verteilung ähneln.

Die Vorhersagen des globalen EZMW-Modells gehören zu den besten heute verfügbaren Produkten und weisen die kleinsten systematischen Fehler aller Vorhersagen auf. Diese Erfahrung und theoretische Untersuchungen zu ultralangenen Wellen (z.B. Daley u.a., 1981) lassen vermuten, daß die bei den meisten Modellen übliche Beschränkung auf nur eine Hemisphäre mit künstlicher seitlicher Randbedingung am Äquator doch zu Fehlern Anlaß geben kann, die sich schneller in mittleren Breiten bemerkbar machen können, als man bisher vermutet hatte. Dabei könnte die Asymmetrie der beiden Hemisphären, die ja von hemisphärischen Modellen nicht be-

rücksichtigt werden kann, eine Rolle spielen. Diese Asymmetrie beruht auf der unterschiedlichen Verteilung von Land, Meer und großen Gebirgen, welche die großräumigen "Antriebskräfte" für die ultralangenen Wellen produzieren. Eine Unterdrückung der zum Äquator antisymmetrischen Anteile sowohl in den Antriebskräften als auch in den reagierenden atmosphärischen Wellenbewegungen selbst bedingt eine fälschliche Verteilung dieser Anteile auf die symmetrischen "modes", die eine andere Phasengeschwindigkeit aufweisen, und auch eine fehlerhafte Aufteilung der Amplituden auf stehende und sich verlagernde Wellen; so könnten sich im Laufe der Vorhersagerechnung beträchtliche Phasenfehler in den ultralangenen Wellen entwickeln.

Eine solche Erklärung kann natürlich nicht für den auch in globalen Modellen vorhandenen Anteil des systematischen Fehlers herangezogen werden. Hier muß untersucht werden, inwieweit die für großräumige dynamische Vorgänge wirksamen Antriebsfunktionen in den Modellen richtig spezifiziert sind. Diese werden wesentlich durch die Parametrisierung der subskaligen, energetisch besonders wirksamen Prozesse bestimmt. Insbesondere ist hier an die Feuchtkonvektion zu denken, der in niederen Breiten eine dominante Rolle zukommt; aber auch alle anderen Effekte wie z.B. die über Land und Meer sehr unterschiedlichen vertikalen Energieflüsse, Eisbedeckung, Albedo und Strahlung sind unmittelbar bzw. mittelbar von Bedeutung.

Der erfolgreiche operationelle Einsatz globaler Wettervorhersagemodelle wäre nicht möglich gewesen ohne die großen technologischen Fortschritte der letzten Jahre; hierzu zählen die Entwicklung von Hochleistungsrechnern, der Einsatz von Wettersatelliten als Beobachtungsplattform und als Relaystation und der Ausbau des weltweiten Datenfernübertragungssystems. Mindestens genauso wesentlich sind die Fortschritte in der Modellentwicklung und den zugehörigen Analysen- und Initialisierungstechniken, die ein integriertes und in sich abgestimmtes Vorhersagesystem ermöglichen haben. Erwähnt seien die Einführung Enstrophie erhaltender Differenzenverfahren für größere numerische Stabilität, semi-implizite Integrationsverfahren zur Verwendung erheblich größerer Zeitinkremente, ferner der Ausbau der 4-dimensionalen Datenassimilation zur vollen Ausschöpfung der in immer größerem Umfang anfallenden asynoptischen Beobachtungen, der Übergang zu multivariaten statistischen Interpolationsverfahren für die dreidimensionale Analyse und die Entwicklung der

nichtlinearen "normal mode"-Initialisierung, die auch in der Tropenzone noch funktioniert und deshalb global einheitlich und ohne Einschränkungen anwendbar ist.

Der Grundgedanke der "normal mode"-Initialisierung ist wie folgt: Die bezüglich eines einfachen Grundzustands linearisierten Modellgleichungen haben Wellenlösungen, deren Frequenz bzw. Phasengeschwindigkeit aus den Eigenwerten des linearen Gleichungssystems bestimmt wird und eine Unterscheidung in niederfrequente Rossby-Wellen und höherfrequente Trägheits-Schwerewellen zuläßt; letztere haben in der Atmosphäre keine nennenswerten Amplituden, können aber in numerischen Rechnungen unrealistisch große, störende Amplituden erreichen. Zu jedem Eigenwert gehört eine Eigenlösung bzw. ein Eigenvektor ("normal mode"), der die linearisierten Modellgleichungen löst und eine für diesen bestimmten Wellentyp spezifische Kopplung zwischen den Amplituden und Phasen des Wind- und Massenfeldes aufweist. Man kann nun die beobachtete Anfangsverteilung nach diesen Eigenvektoren entwickeln und z.B. unerwünschte Wellentypen aus der Lösung des linearisierten Systems durch Nullsetzen ihrer Amplituden eliminieren. Wendet man dieses Verfahren einfach auf die vollständigen nichtlinearen Modellgleichungen an (linear "normal mode"-Initialisierung), so erzeugen die unberücksichtigt gebliebenen nichtlinearen Glieder sofort Amplitudenbeiträge für die eliminierten Lärmwellen, und die Ergebnisse können nicht befriedigen.

Deshalb bestimmt man bei der sog. nichtlinearen "normal mode"-Initialisierung die Anfangsamplituden und Phasen der zu initialisierenden Lärmwellen so, daß die durch die Nichtlinearität (und ggf. auch andere Ursachen) erzeugte Amplitudenänderung durch den linearen Beitrag kompensiert wird. Dies geschieht iterativ und konvergiert nach den bisherigen Erfahrungen nur für die ersten 4 oder 5 vertikalen "modes". Es hat sich aber gezeigt, daß es ausreicht, nur diese Lärmamplituden entsprechend zu initialisieren, um gut aufeinander abgestimmte Wind- und Anfangsfelder im gesamten globalen Gebiet zu erhalten.

Die Entwicklung der globalen Wettervorhersagemodelle und der zugehörigen Datenassimilations- und Initialisierungsverfahren ist keineswegs abgeschlossen. Nach bemerkenswerten Fortschritten in den vergangenen Jahren gibt es zwar m.E. zunächst noch keine begründeten Aussichten, die derzeit deutlich unter 10 Tagen liegende Zeitspanne für brauchbare deterministische Wettervorhersagen wesentlich zu verlängern;

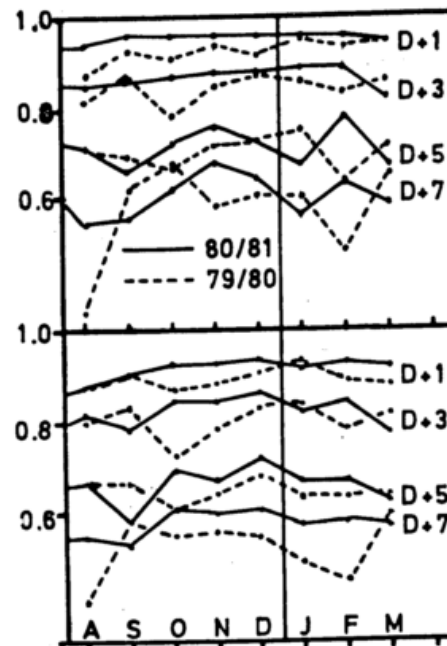


Abb. 2 Korrelationskoeffizienten der Änderungen in 500 mbar (oben) und 1000 mbar (unten) für Vorhersagen von 1, 3, 5, 7 Tagen und den Zeitraum August 79 bzw. 80 bis März 80 bzw. 81

es dürfen jedoch auch nicht die Möglichkeiten unterschätzt werden, die in einer stetigen Modellverbesserung in physikalischer und numerischer Hinsicht und in entsprechenden Verfeinerungen der Assimilations-, Analysen- und Initialisierungstechniken liegen. Abb. 2 läßt erkennen, welche Verbesserung der Vorhersageprodukte am EZMW durch stetige Modellentwicklung erreicht werden konnte; s. Bengtsson (1981).

3 AUSSCHNITTSMODELLE

Für die direkte numerische Vorhersage z.B. von Niederschlagsgebieten und Fronten benötigen die Modelle eine so hohe numerische Auflösung, daß diese nur in einem begrenzten Ausschnitt realisiert werden kann. An dessen seitlichen Rändern muß die Vorhersage der Variablen von einem Modell größerer Auflösung übernommen werden. Grundsätzlich sollte eine Wechselwirkung zwischen dem feiner auflösenden "Nest" und dem gröberen Modell stattfinden; aus operationellen Gründen werden jedoch i.a. die gröberen, meist hemisphärischen Vorhersagen zuerst gerechnet und dem Ausschnittsmodell auf dem gesamten Seitenrand einschließlich der Ausflußgebiete die Variablen vorgeschrieben. Diese Überbestimmung führt zu Inkonsistenzen, die durch Glättungsoperationen oder Relaxationstechniken in Randnähe behoben werden.

Operationell werden solche "genesteten" Modelle bisher nur mit noch relativ groben Maschenweiten von 100 bis 200 km in Großbritannien und USA eingesetzt; dabei werden die sonstigen Charakteristika der hemisphärischen Modellversionen beibehalten (Vertikalstruktur, physikalischer Ausbau). Wesentliche Fortschritte treten in der quantitativen Niederschlagsvorhersage ein und auch für die Bodendruckvorhersage scheinen sich nun leichte Verbesserungen abzuzeichnen.

Im DWD wird derzeit ein Ausschnittsmodell erprobt, das ebenfalls dem operationellen hemisphärischen Modell BKF entspricht, aber nur den halben horizontalen Gitterabstand (127 km) hat.

Abb. 3 läßt erkennen, welchen Einfluß diese bessere Horizontalauflösung auf eine Niederschlagsvorhersage hat.

Ausschnittsmodelle, die auf eine echte Vorhersage subsynoptischer Phänomene zielen, benötigen jedoch Maschenweiten von ca. 50 km, mehr Vertikalschichten und eine angemessene physikalische Ausbaustufe zur besseren Simulation besonders der wesentlichen Grenzschichtprozesse. Diese Modelle sind jedoch noch in der Entwicklungsphase; auf sie und andere interessante Entwicklungen z.B. zur Hurricane-Vorhersage kann hier nicht eingegangen werden.

4 SCHLUSSBEMERKUNG

Es ist selbstverständlich, daß bessere Vorhersagemodelle auch genauere und vielseitigere Ausgangsdaten benötigen, die letztlich von den Beobachtungssystemen bereitzustellen sind. Auf die Unentbehrlichkeit von Satellitenbeobachtungen für globale und hemisphärische Modelle war bereits hingewiesen worden. Aber auch das Potential feinauflösender Ausschnittsmodelle kann nur dann voll zum Tragen kommen, wenn durch eine sehr viel weitergehende operationelle Ausschöpfung der hochauflösenden Satellitenbilddaten und größere horizontale Dichte der Temperaturprofile die numerische Regionalanalyse wesentlich verbessert werden kann.

5 LITERATUR

- BENGTTSSON, L. Numerical prediction of atmospheric blocking - A case study. Tellus 33 (1981), S. 19-42.
- DALEY, R.; TRIBBIA, J.; WILLIAMSON, D.L. The excitation of large-scale free Rossby Waves in numerical weather prediction. Month.Weath.Rev., Vol 109 (1981), S. 1836-1861.

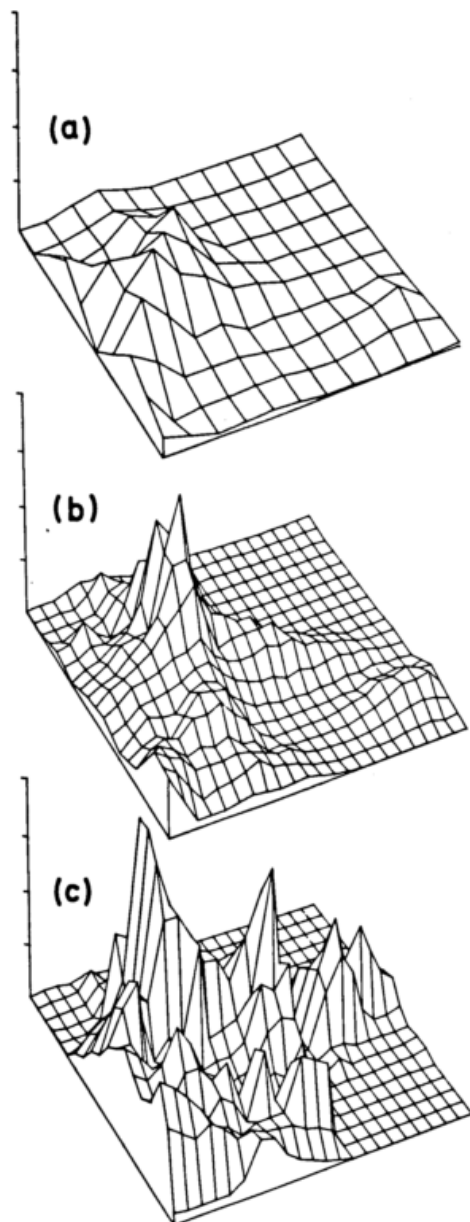


Abb. 3 Aufsummierter Niederschlag über 48 Stunden
(a) Vorhersage (BKF, 254 km)
(b) Vorhersage (127 km)
(c) beobachtete Werte, auf Gitter übertragen
Die volle Skala entspricht 100 mm, Ausgangslage 28.9.1981,00Z

WHERE DO INTERSTELLAR MOLECULES COME FROM?

C. M. Walmsley

Max-Planck-Institut für Radioastronomie

Auf dem Hügel 69

5300 Bonn 1

EXTENDED ABSTRACT

Approximately fifty different interstellar molecules have been detected over the past decade as well as a large number of isotopically substituted versions of these species. Many of the molecules detected are well known from laboratory studies (e.g. CO, HCN, H₂O, NH₃). However, a sizable minority are radicals or ions (HCO⁺, N₂H⁺, C₂H, C₃N) which are extremely difficult to produce under laboratory conditions and whose presence suggests that interstellar clouds constitute a "laboratory" with great potential for the future. This may be true, not only from an astronomers point of view, but also for spectroscopists and chemists who have the possibility to study highly reactive species. It is already the case that several molecules have had their spectroscopic constants determined by astronomical measurements. With increased sensitivity, additional such observations should become possible and one may also hope that qualitative information concerning inelastic collisional processes will be a by-product of astronomical observations. Finally, the problem of the formation and destruction of interstellar molecules represents a considerable challenge to astrophysicists. In this review, I will try to describe in a qualitative manner current views on this question.

Destruction is normally easier than construction. This seems also to be true in interstellar space where molecules are exposed to the ultra-violet radiation of distant young luminous stars. This typically causes dissociation or ionization of the molecules on timescales of approximately 100-1000 yrs which are short by astronomical standards. However, about

one percent of interstellar matter is present in the form of small micron-sized dust grains, which can scatter and absorb the incident starlight. In a sufficiently large dust cloud therefore, molecules are protected from ultra-violet radiation and hence have much longer lifetimes than in exposed regions. One might expect on this basis to see a good correlation between molecular concentrations and extinction of background starlight by interstellar dust. Such a correlation is in fact observed.

The presence of the dust grains has however also consequences for the history of molecules inside well shielded dust clouds. The most obvious of these is that, since temperatures in the molecular regions are low (typically 10-50 K), one would expect molecules to condense out and freeze onto the surface of the grains on timescales of, perhaps, a million years. This seems certainly likely for molecules containing heavy elements (C, N, O) although molecular hydrogen (H₂) would perhaps remain in the gas phase. The consequence of this should be that dust grains would acquire a mantle composed of various ices (H₂O, NH₃, CH₄) and that the gas phase molecular concentrations should decrease. The evidence suggests however that such a freezing out process does not take place generally and that, at least a large fraction of molecules remain in the gas phase. Why this is the case is something of a puzzle.

A variety of processes have been put forward to explain the formation of interstellar molecules. It is perhaps useful to distinguish between the "in situ" mechanisms, which suggest that interstellar molecules are produced in the clouds where they are observed, and the idea that

molecules are formed for example, in the extended atmosphere of a cool star, which is being rapidly expelled outwards into the interstellar gas. The main difficulty with the latter idea is that most stars are not within molecular clouds and hence the molecules produced in the stellar atmosphere are liable to be destroyed by radiation before reaching the protection of the dust cloud. However, molecules are directly observed in such cool stellar envelopes and hence any embedded stars which may exist could certainly contribute to the observed interstellar molecules.

Certainly of considerable importance for molecular formation are direct gas phase reactions. Such reactions, even when exothermic, usually have an activation energy barrier corresponding to 1000 K or more to be overcome before a reaction can take place. At the low temperatures of interstellar space, one might expect therefore that most reactions would be effectively forbidden. There is, however, an exception to the above rule. If one of the reaction partners is an ion, activation energies are small or non-existent. One of the more surprising discoveries of the past few years has been that molecular ions such as HCO^+ are relatively abundant. Their presence is presumably due, indirectly, to ionization of molecular hydrogen by the galactic cosmic rays. The concentration of many observed interstellar molecules, ionized or neutral, appears explicable in terms of an H_2 ionization followed by a series of ion-molecule reactions. A further piece of evidence suggesting the importance of such processes is the large abundance measured for many deuterated molecules. This can be understood for example in terms of the proton-exchange reaction between H_3^+ and HD yielding large quantities of the molecular ion H_2D^+ . H_2D^+ can then transfer its "deuteration" to other species.

This is probably not the whole story however. For one thing, formation of the most abundant molecule, H_2 , cannot be explained by gasphase processes. It seems likely that H_2 is formed

on dust grain surfaces when two loosely bound H atoms encounter one another and recombine. The dust grain here serves as a third body, which absorbs excess momentum and energy. Although calculations of the details of this process have been made, our ignorance of dust grain composition and structure is such that these results should be treated with some skepticism. Nevertheless, they are consistent with observations and no other satisfactory mechanism for H_2 production exists. The question then arises whether other molecular formation processes can take place on grain surfaces. It seems likely that they can but in no other case have they been shown to be necessary. The feeling has been that, in view of the uncertainties in surface chemistry, one should attempt to understand the observations in terms of gas phase processes alone while bearing in mind that this may prove impossible.

One other possibility that should be mentioned is that molecules form in regions of increased temperature and density behind interstellar shock fronts. Such shock fronts naturally occur in a complex turbulent region where new stars are forming. The temperature in the region behind such fronts is often sufficient to overcome activation energy barriers and thus to open new channels whereby molecules may form. The molecules thus produced may exist for a considerable length of time in the shielded interiors of molecular clouds. This mechanism is probably occasionally of importance. It almost certainly however is not generally applicable since large molecular abundances are observed in cold regions of low velocity dispersion (or turbulence) as well as in more "active" clouds.

One final possibility that has been given some attention is that the observed molecules are fairly directly related to the grains themselves rather than simply making use of them as a shield against the external radiation field. Thus, it is speculated that the molecules might be debris from grain-grain or grain-gas collisions. Such collisions would have to be energetic, and as mentioned above, a striking feature of the

observations is that molecular concentrations are large in cold quiescent regions.

Summarizing, it is already clear that gas phase reactions in general, and ion-molecule reactions in particular, play a central role in determining the observed composition of interstellar molecular clouds. They do not represent the whole story and surface processes, as in the case of H_2 production, are probably important. However, gas phase reaction schemes successfully account for most of the observed data. It is not clear whether they account for the more complex species found and, in particular for the remarkable cyanopolyne chains: HC_3N , HC_5N , HC_7N , HC_9N , and perhaps $HC_{11}N$.

These long chain molecules happen to be linear and, for that reason, relatively readily observable. They are perhaps our only guide presently as to how molecular abundances vary with increasing number of atoms and hence as to how many really complex molecules exist in interstellar space. The problem is made more fascinating by the fact that the highest cyanopolyne abundances known are found in a rather ordinary dust cloud just a few hundred light-years from the sun. Our solar system was probably formed out of just such a cloud five billion years ago. Understanding the chemistry of interstellar clouds could conceivably tell us something about the conditions at its birth.

THE EARTH RADIATION BUDGET - A REVIEW

R.S. KANDEL

Service d'Aéronomie du C.N.R.S.
Verrières-le-Buisson, FRANCE

I. Earth Radiation Budget and Climate

Although observation of the radiation reflected and emitted by the Earth-atmosphere system has only been possible since the advent of artificial satellites, less than 25 years ago, the concept of the Earth radiation budget (E.r.b.) has been well defined and developed in the meteorological and geophysical literature for over 60 years. The approximate stability of climate requires that on a global mean basis, the thermal longwave (LW) radiation emitted by the Earth-atmosphere system, averaged over a period of one or a few years, be nearly exactly in balance with the input of absorbed solar shortwave (SW) radiation. On the contrary, on smaller spatial scales (zonal bands, regions), SW input and LW outflow are rarely balanced. The Earth radiation budget components at the top of the atmosphere (TOA) reveal patterns of sources and sinks of radiative energy, which drive the general circulation of the atmosphere and oceans, and which themselves depend on the efficiency of the general circulation in transporting energy horizontally, notably from tropical to polar regions. The E.r.b. components at the Earth's surface illustrate, on the one hand, the greenhouse effect of clouds and of polyatomic molecules of the Earth's atmosphere, and on the other hand, the role of nonradiative vertical transport of energy from surface to atmosphere, which limits the greenhouse effect.

The importance of E.r.b. studies in climate research is manifest in the fact that most proposed mechanisms of climate change involve more or less direct perturbation of the global radiation budget. Perturbations of the E.r.b. are also believed to play a key role in causing certain regional climate anomalies. In other situations, even though the phenomena are primarily of dynamical origin, observations of E.r.b. components may be useful in diagnosis of climate anomalies. E.r.b. observations are needed in order to understand cloud-radiation feedback, a major source of uncertainty in all discussions of climate change. Observations of the TOA and surface radiation budget components provide checks on the accuracy of numerical models in simulating the operation of the real climate system, and are also needed to provide input data such as surface albedos for such models.

II. Problems of Satellite Observation

With artificial satellites, continuous monitoring of the TOA E.r.b. is possible, over the entire globe. Complete description of the emergent radiation field means (leaving aside polarization) specifying the monochromatic radiances $L_v(\beta, \lambda; \theta, \psi; t)$ at all frequencies ν , latitudes β , longitudes λ , zenith angles θ , azimuths ψ , times t . In E.r.b. studies, the quantities of interest are the radiant exitances $M_{sw}(\beta, \lambda, t)$ and $M_{lw}(\beta, \lambda, t)$ where spectral resolution is degraded to a simple distinction between LW and SW; the solar irradiance $S(t)$ is also needed. Real measurements involve sampling, in frequency, direction, position, and time, of the radiation field at satellite altitude. This limits the accuracy of satellite determinations of TOA E.r.b. components.

A. Spectral response and calibration.

Ideal detectors for E.r.b. work would have a flat spectral response over the entire LW or SW spectrum, with a sharp cutoff at the LW/SW limit. Actual response is never perfectly flat; this produces errors when the bumps in the response curve coincide with variable features of the Earth's spectrum. Linearity of response can insure high accuracy of albedo estimates if both solar and terrestrial SW measurements are made, even if absolute calibration is lacking. However, very good absolute calibration in both LW and SW is essential to the determination of the radiation balance. An alternative approach, involves sampling the spectrum with several channels, each of which must be calibrated; the measurements then must be summed with appropriate weights to obtain integrated LW or SW values, and these weights may be scene-dependent. When operational meteorological satellite data are used to estimate E.r.b. components, far more severe problems arise, because the channels do not represent the full LW or SW spectrum very well, and are often poorly calibrated. However such data remain of interest because longer time series are generally available, and in the case of geostationary satellites, diurnal variations can be monitored.

B. Spatial and Angular sampling.

Spatial, angular and temporal sampling are interrelated, depending on satellite orbital parameters and on the instrument type. With polar orbiters, one has homogeneous global coverage, but time sampling is sparse, while geostationary satellites provide continuous

monitoring of a geographically restricted area. With satellites at moderate altitudes (400-2000 km), both wide-field-of-view (WFOV) instruments, measuring flux densities, and narrow-field-of-view (NFOV) instruments (scanners) measuring radiances, have been used. For such satellites, the spatial resolution in TOA radiant exitance, attainable by inverting WFOV data, is very roughly comparable to the altitude. The choice of orbit altitude and inclination represents a compromise between time sampling, spatial coverage and resolution. From NFOV data, inversion at fairly high spatial resolution is possible, but its accuracy depends on knowing the relation between radiance and TOA radiant exitance, which is affected by anisotropy of the radiation field. Various attempts (notably the Nimbus 6 and 7 ERB missions) have been made to establish empirical bidirectional reflectance (BDR) models for different surface categories. The inversion of the NFOV data from geostationary satellites poses the most severe problems because the direction of the emergent radiation is a fixed function of geographical position.

C. Temporal sampling - diurnal and synoptic variations.

Even when E.r.b. data is compiled for use in long-term climate studies, the problem of temporal sampling of diurnal variations must be considered because :

- (1) inadequate temporal sampling leads to systematic errors (biases) in daily and monthly mean values of E.r.b. components ;
- (2) spurious interannual variations appear when sampling times change ;
- (3) the diurnal variation is of intrinsic climatological interest, revealing the response of the Earth-atmosphere system to the astronomical forcing.

Points (1) and (3) have been studied by several research groups using geostationary satellite data. Point (2) has been illustrated by K. RAO from the NOAA series of SR data, and analogous effects no doubt limit the accuracy of the annual variations determined by ELLIS and VONDER HAAR.

III. RESULTS

Major results of E.r.b. satellite studies of the past 22 years include :

- (1) the global mean albedo varies between 0.29 and 0.32, rather less than earlier estimates (0.35-0.42) ;
- (2) poleward energy transport is of order $5 \cdot 10^{15}$ W in each hemisphere, with a significant fraction (perhaps 40%) due to oceanic heat transport ;
- (3) the Sahara desert is a low-latitude heat sink, emitting more than it absorbs ;
- (4) there is an annual cycle of amplitude $\pm 15 \text{ Wm}^{-2}$ in the global mean net radiation, resulting from the variation in the Earth-Sun distance, north/south asymmetry in the land/sea ratio, and oceanic heat storage ;
- (5) maps of E.r.b. components and related statistics reveal geographical patterns

corresponding to known features of the general circulation ;

(6) interannual variation in the E.r.b. patterns are observed, corresponding to shifts in the general circulation and changes in cloudiness ;

(7) the solar constant is $1376 \text{ Wm}^{-2} \pm 0.2\%$, and solar variations are extremely small ; certainly less than 1% over the past 20 years, probably less than 0.2% over the past 30, although occasional dips as large as 0.36% are observed over 2-week periods.

IV. Current Developments and Future Prospects

Efforts to improve the system with regard to temporal sampling concentrate on the establishment of systems of E.r.b. satellites. The NASA Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) involves the launch of 3 satellites in 1984-5: polar orbiting sunsynchronous satellites will observe at 0300/1500 and at 0730/1930 local time, with further sampling of the diurnal cycle to be provided by the NASA ERBS in an orbit inclined by 46° (or 57°) and precessing through 12 hours of local time in a month. Intercalibration, operational processing, and analysis of the data stream from the full 3-satellite system constitute an ambitious undertaking, and represent the first attempt at simultaneous diurnal and global coverage. ERBE measurements will be made with a combination of fixed WFOV and medium FOV instruments with active cavity radiometers, and NFOV scanners with thermistor bolometers, in SW, LW and total channels. Resolution enhancement procedures will be applied in the inversion of the WFOV and MFOV data. However, inversion of ERBE NFOV scanner data will rely heavily on BDR models derived from Nimbus 6 and 7 ERB measurements. Also, when the full ERBE system is not operating, diurnal models derived from geostationary satellite data will be needed. Thus ERBE can be regarded as part of a larger ad hoc system of satellites used for E.r.b. studies.

Possible future developments include the following :

- (1) fully calibrated operational E.r.b. instruments on a continuing series of sunsynchronous polar orbiters at fixed observing times, e.g. the NOAA 0300/1500 satellite ;
- (2) further progress in angular sampling, with instruments (e.g. the conical scanning radiometer - CSR - proposed to ESA) making quasi-real-time determinations of the BDR and of the LW anisotropy, independent of any scene classification ;
- (3) better determination of diurnal variation through merging of data from different satellites (notably geostationaries), taking advantage of the system to be developed for ISCCP. The value of operational meteorological satellite data for E.r.b. estimates will improve as more channels (as in VAS) are added, and as BDR models are refined (thanks to CSR data) ;
- (4) use of the BIRAMIS (radiation pressure) concept to provide independent estimates of the radiation balance and the solar constant

over long time periods ;
(5) development and validation of algorithms for estimating surface E.r.b. components from satellite data ;
(6) studies of the solar spectral irradiance variations and possible response of the terrestrial atmosphere.

These developments will involve several different agencies and satellites, some not primarily concerned with E.r.b. studies. The construction of a coherent Earth radiation budget satellite system, using these considerable resources as effectively as possible, requires continuing efforts of reflection and coordination among the scientists and organizations concerned.

VERGLEICH VON WOLKENPARAMETRISIERUNGEN IN ZIRKULATIONSMODELLEN

Andreas Hense

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

z.Z. Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Offenbach

Drei Wolkenparametrisierungsverfahren in Zirkulationsmodellen werden in Hinblick auf ihre Strahlungseigenschaften verglichen: das erste füllt das gesamte Gittervolumen mit einer Wolke, sobald eine kritische relative Feuchte überschritten wird; das zweite berechnet aus der relativen Feuchte einen partiellen Bedeckungsgrad. Das dritte bestimmt aus relativer Feuchte und Vertikalgeschwindigkeit Bedeckungsgrad und Flüssigwassergehalt. Die Ergebnisse eines statischen Vergleichs sowie einer Januarsimulation werden vorgestellt. Alle Resultate können gegen entsprechende Satellitenmessungen verglichen werden.

Three cloud parametrizations for use in a GCM are compared concerning their radiative effects: one which fills the whole grid volume whenever a critical relative humidity is reached; a second which allows, also depending on relative humidity, for partial cloudiness. The third scheme takes into account relative humidity and vertical velocity and computes cloudcover and cloud liquid water. Results from a static comparison using GCM-generated fields and the radiation scheme of the DWD-GCM are presented, also results from a January simulation. All the results can be checked against satellite observations.

1 EINLEITUNG

Neuere Strahlungsmodelle in numerischen Modellen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation benötigen nicht nur Temperatur, Druck und spezifische Feuchte als variable Eingangsgrößen, sondern auch den Bedeckungsgrad und den Flüssigwassergehalt von Wolken. Im folgenden werden nun 3 diagnostische Verfahren, eines aufbauend auf einer Arbeit von Sasamori (1975) sowie zwei sogenannte Relative Feuchte Parametrisierungen, in Hinblick auf ihre Ergebnisse bei den Strahlungsrechnungen betrachtet. Dabei können diese Resultate (statisch=ohne Zeitintegration und dynamisch=mit Zeitintegration) mit Satellitenmessungen bzw mit aus Satellitenmessungen gewonnenen Klimatologien der infraroten Emission

und planetaren Albedo sowie der Nettostrahlungsbilanz verglichen werden.

2 EINIGE THEORETISCHE ÜBERLEGUNGEN

Die beiden Relative-Feuchte Parametrisierungen sind aus Tabelle 1 ersichtlich. Die Festlegung der freien Parameter (α, β, γ) wird weiter unten beschrieben. Das dritte Wolkenparametrisierungsschema, das auf einer Arbeit von Sasamori (1975) aufbaut, besteht aus 2 Untermodellen: a) ein subskaliges Wolkenmodell, das die Kondensationsphysik beschreibt, und b) eine Mittelungsvorschrift, mit der der Bedeckungsgrad und der Flüssigwassergehalt im Gittervolumen aus dem kleinräumigen Modell berechnet werden. Zu a) nimmt man Luftpakete an, die trocken-

adiabatisch bis zum Kondensationsniveau, berechnet aus relativer Feuchte und Temperatur der Starthöhe des Paketes, dann feuchtadiabatisch bis zur Obergrenze der jeweiligen Schicht des Zirkulationsmodells aufgestiegen sind und dabei Wasser freigesetzt haben, das durch ausfallenden Regen wieder verringert wurde. Zur Mittelung über die horizontale Fläche des Gitters nimmt man an, daß eine Vielzahl von Paketen, die die atmosphärische Modellschicht bilden, normal verteilt um eine mittlere Höhe gestartet sind. Mittelwert und Varianz dieser Verteilung werden proportional zur mittleren Vertikalgeschwindigkeit und deren horizontaler Varianz gesetzt. Der Bedeckungsgrad ergibt sich dann als die relative Anzahl aller Pakete, die bei vorgegebener Wahrscheinlichkeitsverteilung für die Starthöhe unterhalb der Obergrenze der Modellschicht kondensieren, der Flüssigwassergehalt (= adiabatischer Flüssigwassergehalt - ausgefallene Regenmenge) aus einer analogen Mittelung.

$$c = (\max(0, (RH - RH_c) / (1 - RH_c)))^2$$

$$RH_c = 1 - \alpha \sigma (1 - \sigma) (1 + \beta(\sigma - 1)), q_L = \gamma \cdot q_s - \sigma = p/p_s$$

$c = 0$ in well-mixed boundary layer

ECMWF, Geleyn, 1980

$$RH = \frac{q}{q_s} + c = \beta \frac{q}{q_s} + \gamma \frac{q}{q_s} \quad \text{liquid. water mixing ratio}$$

GFDL, Wetherald & Manabe, 1980

$$q_s = \text{saturation mixing ratio}$$

Tab.1 Relative Feuchte Parametrisierungen

3 RESULTATE

3.1 Statistischer Vergleich

Die notwendigen atmosphärischen Felder (p, T, q sowie u, v für die Vertikalbewegung) sind durch das Zirkulationsmodell des DWD (Tiedtke und Geleyn, 1975, s.u.) erzeugt worden. Weiterhin wird das Strahlungsmodell des Zirkulationsmodells (Iiense, Kerschgens und Raschke, 1982) benutzt. Die freien Parameter der Wolken-

parametrisierung (α, β und γ bei der R.F. Parametrisierung sowie die Proportionalitätskonstante L_v zwischen der Vertikalgeschwindigkeit und der zurückgelegten Strecke (bestimmt die Starthöhe) und die Zeitkonstante τ_p für die Umsetzung von Wolken - in Regentropfen) wurden so gewählt (Tab. 2), daß der hemisphärisch gemittelte Bedeckungsgrad um 40 %, die planetare Albedo um 30 % und der emittierte IR-Fluß um 225 W/m^2 (Hoyt, 1976) liegt. Der Vergleich der zonalen Mittelwerte gibt deshalb einen ersten Hinweis auf Unterschiede der verschiedenen Schemata. (Abb. 1) Auffallend ist besonders die Überschätzung des Bedeckungsgrades in hohen Breiten durch die R.F.-Parametrisierungen, die jedoch beim dritten Schema im wesentlichen durch die Berücksichtigung der Vertikalgeschwindigkeit nicht auftritt. Zonale Mittelwerte der Albedo und infraroten Ausstrahlung unterscheiden sich nur wenig, so daß erst die Ergebnisse der zeitlichen Integration Auskunft über die Differenzen geben könnten.

$$\text{EC: } \alpha = 0.5, \beta = \sqrt{3}, \gamma = 0.012$$

$$\text{WM: } \alpha' = 97\%, \beta' = 1, \gamma' = 0.012$$

$$\text{S75: } \tau_w = 10000 \text{ sec } (n \leq 300 \text{ mb})$$

$$\tau_w = 30000 \text{ sec } (n > 300 \text{ mb})$$

$$\tau_p = 10000 \text{ sec}$$

Tab.2 Freie Parameter der drei Wolkenparametrisierungen

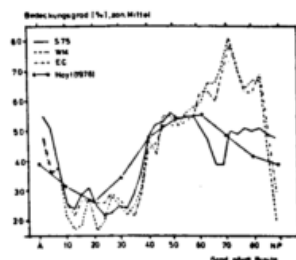


Abb.1 Zonal gemittelter Bedeckungsgrad im statischen Vergleich

Interessant ist jedoch die geografische Verteilung der IR-Austrahlung in Verbind-

ung mit dem Bodendruckfeld (Abb.2). Wegen der Benutzung der Vertikalbewegung im S75 Schema und der besseren LWC-Parametrisierung sind die Minima der Ausstrahlung klarer und deutlicher mit den Fronten der entsprechenden Zyklonen zu identifizieren als bei den R.F.-Schemata, besonders nördlich von 50° .

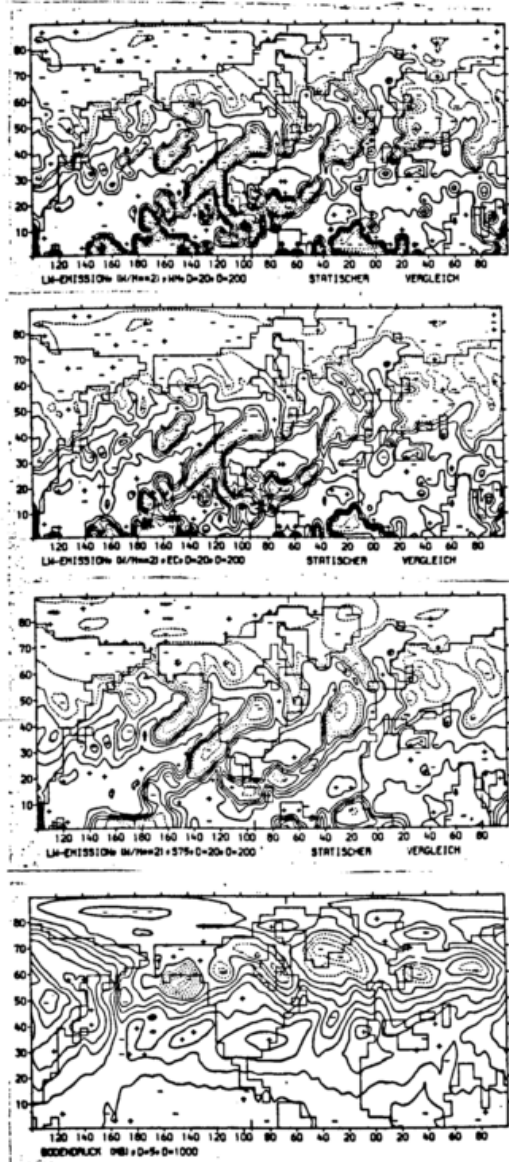


Abb.2 Langweilige Ausstrahlung (berechnet mit den 3 Wolkenparametrisierungen) und Bodendruckfeld im statischen Vergleich

3.2 Dynamischer Vergleich

Leider konnte bis zu diesem Zeitpunkt nur eine Januarsimulation durchgeführt werden, bei der die EC Wolkenparametrisierung (Geleyn, 1981) benutzt wurde. Eine Zusammenfassung der Unterschiede der verschiedenen Wolkendiagnoseverfahren kann deshalb noch nicht gezeigt werden. Für die Januarsimulation wird das Zirkulationsmodell des DWD benutzt (Tab.3). Die Integration wird gestartet mit Analysen des 12. Dezember 1972, der Mittelungszeitraum ist Tag 16 - Tag 48 der Simulation. Die berechneten, mittleren Felder der Strahlungsbilanzkomponenten werden mit Messungen des Satelliten NIMBUS 6 (nur IR, Bess et al., 1981), mit der von Campbell und VonderHaar (1980) zusammengestellten Satellitenklimatologie sowie den Ergebnissen von Hoyt (1976) verglichen. Die zeitlich und hemisphärisch gemittelten Größen (Tab.4) stimmen gut mit den von Hoyt ermittelten überein. Obwohl sie während der Simulation großen Schwankungen unterliegen, ist diese Übereinstimmung im wesentlichen auf die Wahl der freien Parameter zurück zu führen. Die zonalen Mittelwerte (Abb.3) stimmen gut (IR) und, hinreichend (Albedo Nettobilanz) mit den Beobachtungen überein, beim Bedeckungsgrad fällt wiederum das Maximum in den hohen Breiten auf. Auch die geografische Verteilung der simulierten Felder zeigt wesentliche Übereinstimmungen mit den Beobachtungen. (hier jedoch leider nicht gezeigt)

	DWDGCM Expo86	Hoyt, Modell C
	Tag 16 - 48	
Bedeck.	40.3%	38.9%
pl.Alb.	28.0%	28.2%
IR	224.4 W/m ²	229.4 W/m ²
Bilanz	-66.4 W/m ²	-69.2 W/m ²

Tab.4 Zeitlich und hemisphärisch gemittelte Komponenten der Strahlungsbilanz

Tab.3 Kurzbeschreibung des DWD GCM
Arakawa A-Gitter, Energieerhaltendes
Differenzschema, τ -System

Auflösung: hemisphärisch 2.8125° (N/S)
 5.625° (W/E), keine Orografie, zonale
Filterung der zeitlichen Tendenzen
 $nördl. 60^\circ$, vertikal 10 Schichten äqui-
distant in τ , Zeitschritt 5 min
Parametrisierung folgender Prozesse:
Großräumige Kondensation bei 100 %
relativer Feuchte,
Diffusion nach Smagorinski (1963)
Effekte der Grenzschicht nach Deardorff
(1972), trocken-konvektive Anpassung der
Temperatur bei instabiler Schichtung
Feuchtkonvektion nach Kuo (1965) mit
Modifikation nach Carr und Bosat (1978)
Bodentemperatur nach Jacobsen und Heise
(1981), 2-Schichtenmodell
Meeresoberflächentemperaturen nach
Alexander und Mobley (1976),
Strahlung nach Hense, Kerschgens und
Raschke (1982), Strahlungszeitschritt 1h
Deklination = -21° (15. Januar)

4 LITERATUR

Bess T.D., Green R.N. und Smith G.L.

Campbell G.C. und VonderHaar T.H.

Geleyn J.F.

Hense A., Kerschgens M. und Raschke E.

Hoyt D.V.

Sasamori T.

Tiedtke M. und Geleyn J.F.

Wetherald R.T. und Manabe S.

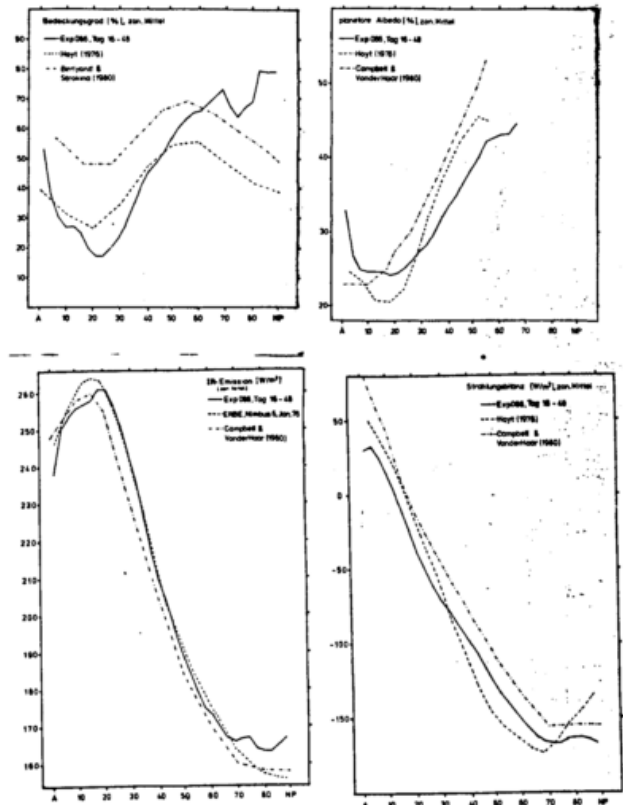


Abb.3 Zonal und zeitlich gemittelte
Komponenten der Strahlungsbilanz

Deconvolution of Wide Field of View
Radiometer Measurements of Earth Emitted
Radiation. Part II: Analysis of First Year
of Nimbus 6 ERB-Data, J. Atmos. Sci., 38,
(1981) 474 - 488
Climatology of Radiation Budget Measure-
ments from Satellite, Atm. Sci. Paper No. 323
Colorado State University (1980)
Some diagnostics of the cloud/radiation
interaction in ECMWF forecasting model
ECMWF Workshop on Radiation and Cloud
Radiation Interaction in Numerical
Modelling (1981), p 135 - 162
An economical method for computing
energy transfer in circulation models
Quart. J. R. Met. Soc., 108, (1982), 231 - 252
The Radiation and Energy Budgets of the
Earth Using Both Ground-based and
Satellite-Derived Values of Cloud Cover
NOAA Technical Report ERL 362-ARL 4
A Statistical Model for Stationary
Atmospheric Cloudiness, Liquid Water
Content and Rate of Precipitation
Mon. Weath. Rev., 103 (1975), 1037 - 1049
The DWD General Circulation Model-
Description of its main features-
Beitr. Phys. Atm., 48, (1975), 255 - 277
Simulation of cloudcover with a global
general circulation model of the atmos-
phere, International Radiation Symposium
Volume of Extended Abstracts, (1980)

p 274 - 276

RADIATIVE TRANSFER IN A ZONALLY AVERAGED CLIMATE MODEL

H. J. Jung

Forschungsstelle für angewandte Klimatologie
und Umweltstudien, Universität Münster

ABSTRACT. The sensitivity of climate to radiation processes in the solar and infrared spectral region is studied in a two level climate model based on the quasi-geostrophic potential vorticity equations. Model-generated climate parameters are the horizontal wind velocity at 250 and 750 mb and the temperature at 500 mb. The surface temperature over land is based on the heat balance equation and over ocean, it uses a mixed layer model. The response of the model climate to changes in the optical properties of the atmosphere and ocean is studied by testing different feedback mechanisms.

1 INTRODUCTION

For simulating the mean annual climate of the Northern Hemisphere and for studying the sensitivity of climate to changes in the boundary conditions and in the internal feedback mechanisms of the climate system numerical calculations were performed with a model proposed by Ohring and Adler (1978). This two-level model represents in the hierarchy of climate models defined according to the number of geometric degrees of freedom and the exact or approximate treatment of physical processes an intermediate model type. In contrast to energy balance models the interaction between the dynamics and the forcing due to heating processes can be inferred. This study aims therefore at a detailed modeling of the radiative processes in the earth-atmosphere system and it investigates changes in the equilibrium climate that might result from changes in the temporal and spatial distribution of the heat sources and sinks and their kind of parameterization.

2 MODEL EQUATIONS

The basic equation for the two level (1:250 mb, 3:750 mb) model in zonally averaged form include frictional dissipation and diabatic heating:

$$\frac{\partial Q_1}{\partial t} = \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (K_1 \cos \phi \frac{\partial Q_1}{\partial \phi}) - q^2 \frac{R}{2f_o c_p} H_a - 2A \bar{J}_T \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q_3}{\partial t} = \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (K_3 \cos \phi \frac{\partial Q_3}{\partial \phi}) + q^2 \frac{R}{2f_o c_p} H_a + 2A \bar{J}_T - \epsilon \bar{J}_* + 2\epsilon \bar{J}_T \quad (2)$$

Q_1 and Q_3 are the quasi-geostrophic potential vorticities at different levels, a is the radius of the earth, ϕ is latitude, K_1 and K_3 are the eddy diffusion coefficients for Q , $\bar{J}_T$ and $\bar{J}_*$ represents the relative vorticities and H_a is the zonally averaged rate of heating of the atmosphere calculated separately for ocean, sea-ice, and land surfaces. The latter differentiation is taken into account

to study the relationships between the radiative, the sensible and the latent heat fluxes for surfaces with distinct thermal properties. The non-radiative fluxes are calculated as proposed e.g. by Saltzmann (1980), while the radiative transfer in the vertically inhomogeneous atmosphere including scattering and absorption processes is determined by the model of Hense, Kerschgens and Raschke (1981).

3 RESULTS

A good agreement is obtained between the simulated and observed mean annual climate. Maximum deviations amount to 2-3 K for the temperature at 500 mb and at the surface. Input parameters for the experiments are e.g. the incoming solar radiation, the cloud distribution represented by a single cloud layer with mean optical properties, the vertical profiles of absorbing and scattering constituents of the atmosphere and the albedo values for different surface types.

The temperature profile of the model atmosphere is determined by a linear temperature gradient between the model-generated temperature values at the surface and at 500 mb.

Additionally, the tropopause height and the temperature of the isothermal stratosphere are model dependent parameters because they are coupled with the surface temperature based on an equation derived by Rennick (1977) on the basis of climatological data.

Robock (1980) proposes an albedo model which uses a linear relationship between the respective surface temperature and the sea ice and land snow coverage.

The ice-albedo effect applied to the model equilibrium climate produces small changes (0.5K) in the temperature distribution because the derived relationship is not perfect and the calculated temperatures are not exactly equal to those observed.

As the optical properties of clouds are parametrized in terms of the geometrical thickness and the liquid water content a change in the latter quantity from 0.015 to 0.02 g/m³ results in a drop in temperature at 500 mb (0.2 - 0.5 K) and in certain latitude belts (85-75°, 45-25°N). The rise in the surface temperature is rather small for the other surface regions. The sensitivity studies are performed for changes in the surface characteristics, in the cloud properties, and in the atmospheric composition including e.g. the ice-albedo and the relative humidity feedback process.

REFERENCES

- Hense, A., M. Kerschgens and E. Raschke (1981): An economical method for computing energy transfer in circulation models. Submitted to Quart. J. of Roy. Meteor. Soc.
- Ohring, G., S. Adler (1978): Some experiments with a zonally averaged climate model. J. Atmos. Sci., 34, 854-862.
- Rennick, M. (1977): The parametrization of tropospheric lapse rates in terms of surface temperature. J. Atmos. Sci., 35, 186-205.
- Robock, A. (1980): The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo. Mon. Wea. Rev., 108, 267-285.
- Saltzman, B. (1980): Parametrization of the vertical flux of latent heat at the earth's surface for use in climate models. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 29, 41-53.

INFLUENCE OF THE DIURNAL CYCLE ON 10 DAY FORECASTING WITH THE ECMWF GLOBAL MODEL

J.-F. Geleyn (European Centre for Medium Range Weather Forecasts)

In order to implement operationally the diurnal cycle into the ECMWF system, economical time and space interpolation methods for radiative fluxes have been designed. The effect of the diurnal cycle inclusion on the evolution of synoptic mid-latitude disturbances is small. However, the averaged surface energy fluxes are affected and the forecasting of directly observable weather is obviously improved.

1 INTRODUCTION

Up to now there was no provision in ECMWF's operational model for the incorporation of the effects of the diurnal cycle. One of the main reasons was that the cost of running the radiation code at a much higher frequency than the 12 hours used would have been prohibitive. Thus, methods for interpolation in space and time had to be designed to reduce the cost of the diurnal cycle implementation. With the methods described below, the precisions of the computations remain high and an overall comparison of 10 day forecasts with and without diurnal cycle can be made. The results of two cases (one in winter, one in summer) indicate very little sensitivity of synoptic developments in mid latitudes despite large modifications of the surface flux, especially the sensible heat flux.

2 THE TIME INTERPOLATION

The radiation computation is performed every 3½ hours when the diurnal cycle is switched on. In between we do not keep the radiative fluxes constant but we use an interpolation formula

$$F_{\text{net}} = \mu_0 I_0 \tau + \epsilon \sigma T^4$$

where the cosine of the solar zenith angle μ_0 and the local temperature T are changing with time and the net flux of radiation F_{net} is recomputed every

time step using the values of τ and ϵ that were relevant at the time of the last full radiation computation. So ϵ and τ are kept constant for 3½ hours.

3 THE SPACE INTERPOLATION

The time interpolation is in itself not sufficient to keep the costs of radiative computation at the level they are without diurnal cycle and one main radiation calculation every 12 hours (flux kept constant in between). So every 3½ hours a space interpolation also has to be performed. The full radiation computation is performed at every fourth point of the grid. During the computation a single linear operator is prepared which automatically gives the same results as the full computation for the same " $\mu_0 I_0, \sigma T^4$ (at all levels), cloudiness (in all layers) and surface albedo and emissivity". There is no way to know the coefficients of this operator (emissivities, transmissivities and reflectivities of the cloudy and cloudless part of all layers) before doing the full computation, but once obtained they can be linearly interpolated in space to obtain new linear operators who, when applied to the local " $\mu_0 I_0, \dots$ emissivity", will give reasonable fluxes for the intermediate grid points. The only real disadvantage of this method is the horizontal interpolation of the water vapour radiative

effect, the radiation/cloudiness interaction remaining perfectly defined and the σT^4 and $\mu_0 I_0$ effects being also consistently treated. Numerical tests on the precision of the space and time interpolation have shown that they have only a very marginal influence on the model's integration up to 10 days.

4 RESULTS OF TWO TEST COMPARISONS

As already mentioned the main effect of the diurnal cycle is an enhancement of the surface fluxes especially the sensible heat flux. This can be clearly seen in Figures 1 and 2 where the difference of fluxes between the diurnal cycle case and the no diurnal cycle case are plotted for the winter case and both types of fluxes. Note that the plotting interval is trebled when going from the sensible heat flux to the latent heat flux in accordance with the global ratio of these two fluxes. The differences in latent heat fluxes are essentially restricted to the regions of convective activity without special distinction between land and sea. This indicates that the diurnal cycle probably influences the hydrological cycle mainly via the night-time cloud-top cooling feed back with precipitations. The enhancement of the sensible heat flux on land is due to the non linear aspect of the surface exchange (higher exchange coefficients in the unstable case) but the modifications of the fluxes over the ocean and their location indicate that our model probably has some feed back between the diurnal cycle and boundary layer clouds; however it is difficult to know whether this is realistic or not. Results on the summer case are very similar with a change of geographical locations.

5 CONCLUSION

The results presented here indicate that it is possible to obtain a simulation of the diurnal cycle with good accuracy and relatively small computing costs with ad-hoc time and space interpolation procedures. The space interpolation is heavily dependent on the radiation computation used and it is doubtful whether it would work as well with methods different from the one used here (Geleyn and Hollingsworth 1979). Although there are signs of other feed back loops involving the diurnal variation of solar insolation, the main influence on models' integrations can be seen in the sensible heat flux at the surface or land. However, this does not substantially affect the atmospheric circulation on a 10 day time scale but extended integrations beyond predictability limit might show results of a different kind.

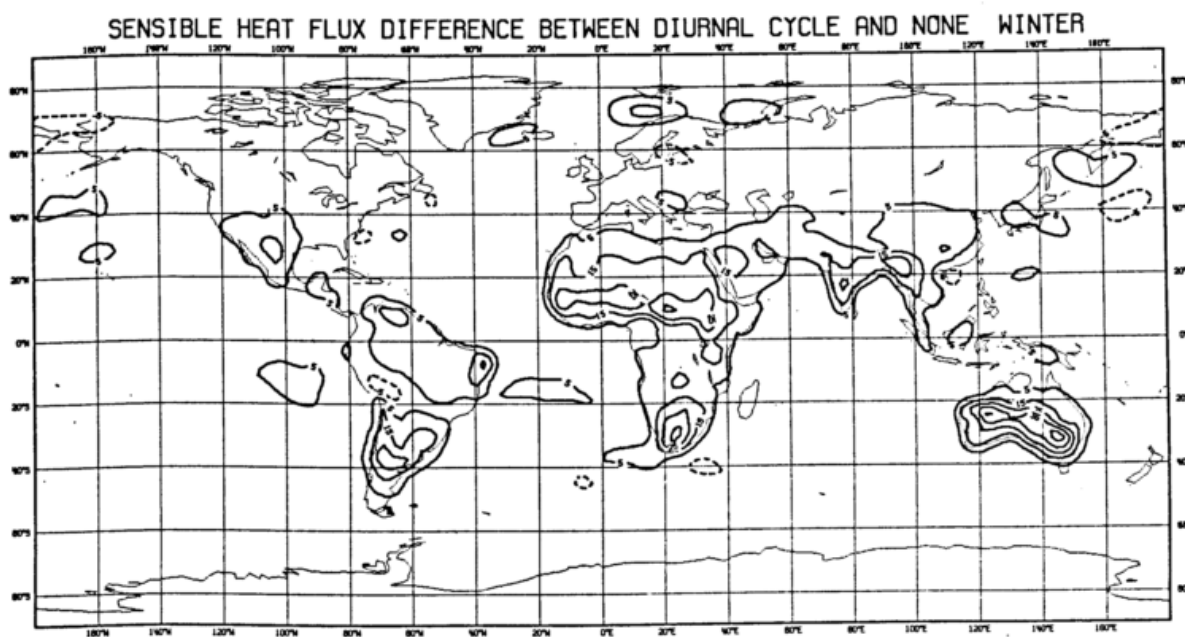


Figure 1

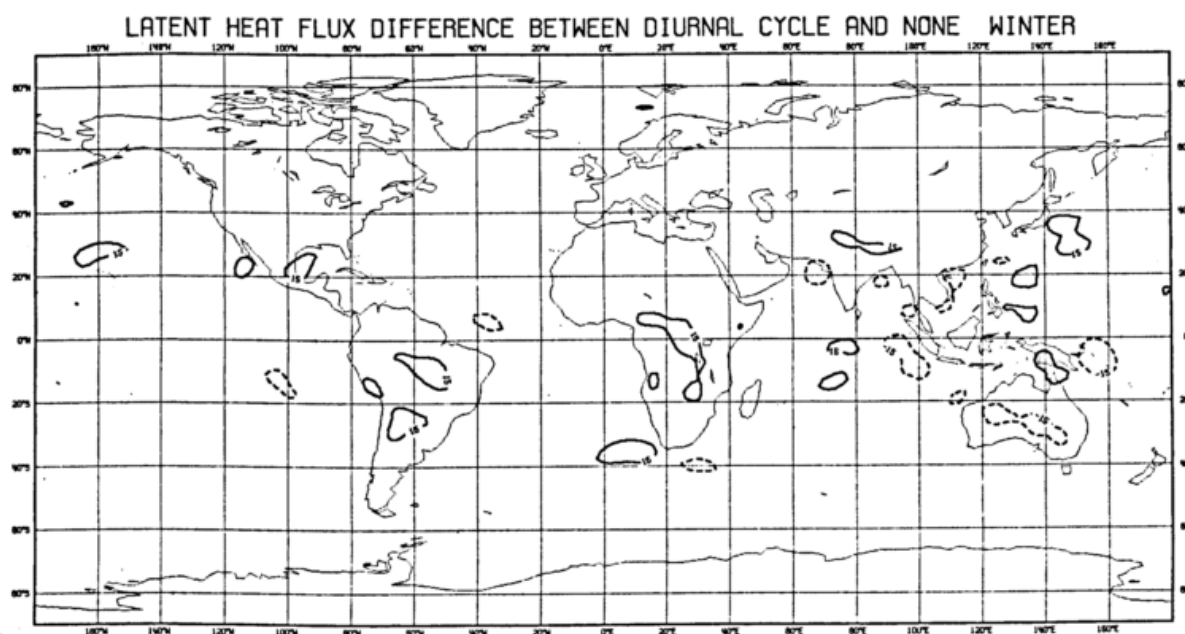


Figure 2

WAS MUSS MAN ÜBER DIE ATMOSPHERE WISSEN, UM DIE STRAHLUNGSBILANZ BERECHNEN ZU KÖNNEN?

B. Dietrich, P. Köpke, H. Quenzel
Meteorologisches Institut, Universität München

ZUSAMMENFASSUNG

Die Abhängigkeit der Strahlungsbilanz am oberen und am unteren Rand der Atmosphäre von den optisch relevanten Parametern der Atmosphäre und der Erdoberfläche im solaren Spektralbereich im wolkenfreien Fall wird mit Hilfe numerischer Simulation untersucht. Erste Ergebnisse bestätigen qualitative Überlegungen und erlauben deren quantitative Beurteilung.

1. EINLEITUNG

Die Strahlungsbilanz kann aus unter verschiedenen Winkeln gemessenen Strahldichten abgeleitet werden. In diesem Fall sind zusätzliche Modellannahmen erforderlich, um aus den richtungsabhängigen Strahldichten auf die halbräumlichen Strahlungsflußdichten zu schließen. Diese Art soll als "direkte Methode" bezeichnet werden.

Ebenso kann die Strahlungsbilanz durch numerische Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung aus den optisch relevanten Parametern von Atmosphäre und Erdoberfläche bestimmt werden, hier als "indirekte Methode" bezeichnet.

Die Genauigkeitsanforderung an die Parameter bei der indirekten Methode soll für den kurzwelligen Spektralbereich bei vorgegebener Genauigkeit für die Strahlungsbilanz an Oberrand und Unterrand der Atmosphäre untersucht werden.

2. METHODE

Die Untersuchung erfolgt durch numerische Simulation, da dann die Möglichkeit besteht, die optisch rele-

vanten Parameter einzeln zu variieren und ihren Einfluß auf die Strahlungsbilanz getrennt zu prüfen. Hierzu werden im solaren Spektralbereich mit Hilfe eines Mehrfachstreuoprogramms (Quenzel, 1978) spektrale Strahldichten berechnet. Die Integration über die Wellenlänge erfolgt mit einem Stützstellenabstand von $0.025 \mu\text{m}$, die Integration über die Winkel ist bei 1000 Richtungen gestützt. Die Absorption der atmosphärischen Gase wird mit Hilfe der Exponentialsummenmethode (Bakan et al., 1978) behandelt.

Als optisch relevante Parameter sollen benutzt werden: Wolken, Trübung der Atmosphäre, Aerosoltyp, Wasserdampf, Ozon, Bodenreflexionsfunktion.

Da die Programmversion zur Berücksichtigung von Wolken noch nicht arbeitet, liegen bisher (Dezember 1981) nur Ergebnisse für eine wolkenfreie Atmosphäre vor und zwar für eine Erdoberfläche mit hoher Albedo (frischer Schnee) und mit geringer Albedo (bewegter Ozean), für drei Trübungen, für eine variable Wasserdampfmenge sowie für fünf Sonnenhöhen.

3. ERGEBNISSE

Die Abbildungen 1 und 2 zeigen die kurzwellige Strahlungsbilanz am Oberrand (ausgezogene Linien) und am Unterrand der Atmosphäre (gestrichelte Linien) über einer schneebedeckten Oberfläche (Kontradjev, 1973), markiert durch Kreuze, und über einem Ozean mit Wellen (nach Cox und Munk 1954), markiert durch Punkte. Die Zahlen an den Kurven geben die Sonnenelevation in Grad an.

In Abbildung 1 ist die Abhängigkeit der Strahlungsbilanz von der Trübung (ausgedrückt als spektraler Linke'scher Trübungsfaktor bei $.55 \mu\text{m}$), und die Abbildung 2 die Abhängigkeit von der Wasserdampfmenge in der vertikalen Säule der Atmosphäre angegeben.

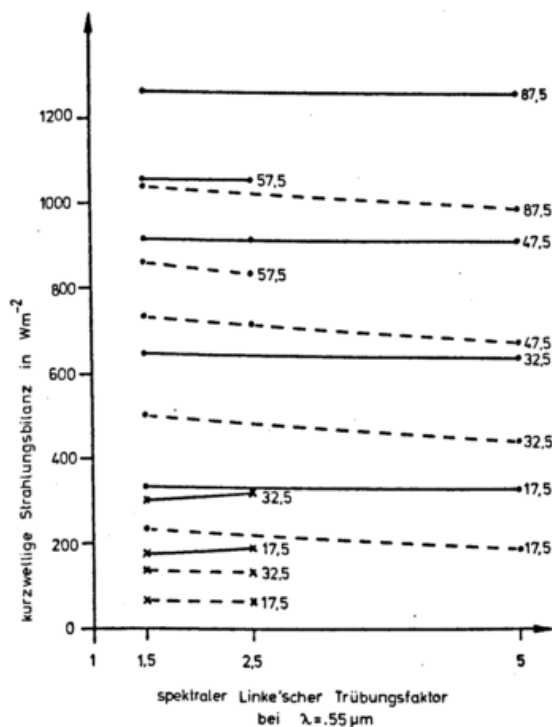


Abb. 1 Strahlungsbilanz als Funktion der atmosphärischen Trübung ($u_{\text{H}_2\text{O}} = 3\text{g/cm}^2$, $u_{\text{O}_3} = .3 \text{ atmcm}$, Aerosoltyp: maritim mit 70% Feuchte)

Wie zu erwarten zeigt sich, daß die Strahlungsbilanzen sowohl oben als auch unten dominant durch die Sonnenelevation bestimmt werden. Mit abnehmender Sonnenelevation nehmen die Strahlungsbilanzen ab.

Die Differenz zwischen der Strahlungsbilanz oben und unten gibt an, welcher Anteil der Strahlung in der Atmosphäre verbleibt; entsprechend steigt die relative Differenz der Strahlungsbilanz oben und unten mit abnehmender Sonnenelevation, und ebenso mit zunehmender Trübung und mit zunehmendem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre für beide untersuchten Oberflächen.

Bei festem Sonnenstand ist (in den bisher untersuchten wolkenfreien

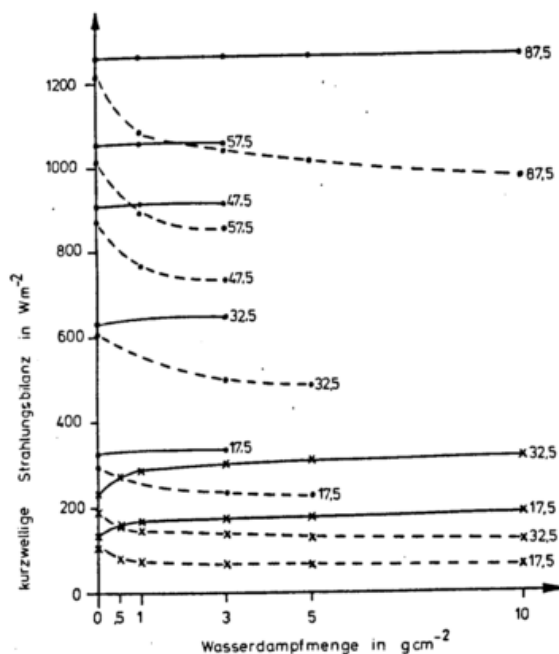


Abb. 2 Strahlungsbilanz als Funktion der Wasserdampfmenge ($TR_{.55} = 1.5$, Aerosoltyp: maritim mit 70 % Feuchte)

Fällen) die Bodenreflexionsfunktion der wesentliche optisch relevante Parameter, der die Größe der Strahlungsbilanzen an Ober- und Unterrand der Atmosphäre bestimmt.

Über Schnee (mit hoher Albedo) wird viel Strahlung in die Atmosphäre und weiter in den Weltraum zurückreflektiert. Entsprechend ist die Strahlungsbilanz am Boden weniger als die Hälfte von der am Oberrand der Atmosphäre, und beide sind kleiner als die über einem bewegten Ozean mit niedriger Albedo. In diesem Fall macht die Strahlungsbilanz unten mehr als zwei Drittel von der oben aus.

Da die Absorption durch Wasserdampf in der Atmosphäre schnell einer Sättigung zustrebt, ist der Effekt in der Strahlungsbilanz in dem Bereich oberhalb 1 g/cm^2 , der den natürlichen Verhältnissen entspricht, nur noch relativ gering. Dies ist in Abbildung 2 für beide Oberflächen und alle Sonnenstände zu erkennen.

Die Strahlungsbilanz am Oberrand ist über dem Ozean nahezu trübungsunabhängig, sie sinkt minimal mit steigender Trübung, während sie über dem Schnee leicht ansteigt. Dies erklärt sich dadurch, daß mit steigender Trübung die Zahl der Streuprozesse in der Atmosphäre zunimmt, wodurch sowohl die Zahl der in den Weltraum gestreuten Photonen zunimmt als auch deren Weglängen und somit die Chance einer Absorption. Bei dem gewählten Aerosolmodell heben sich diese beiden Effekte über Wasser nahezu auf, während über Schnee die zunehmende Trübung eine Verminderung der nach oben gehenden Strahlung und damit eine Erhöhung der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre bewirkt.

4. SCHLUSS

Die verschiedenen optisch relevanten Parameter von Atmosphäre und Boden wirken unterschiedlich stark auf die kurzwelligen Strahlungsbilanzen. Die bisherigen (Dezember 1981) Untersuchungen zur indirekten Bestimmung der Strahlungsbilanz für wolkenfreie Fälle zeigen, wie zu erwarten, daß die Sonnenelevation die wesentliche Größe ist. Hieraus resultiert jedoch keine Unsicherheit in der Strahlungsbilanz, da die Sonnenelevation bekannt ist. Von den optisch relevanten Parametern von Atmosphäre und Boden ist die Reflexionsfunktion die wesentlichste Komponente. Demgegenüber sind die atmosphärische Trübung und der Wasserdampf nur Größen zweiter Ordnung, jedoch bestimmen sie bei gegebener Albedo sowohl die Strahlungsbilanz oben als auch unten.

Da Wolken ein wichtiger Parameter sind, wird eine diesbezügliche Programmierung angestrebt. Geplant ist die Fortsetzung der Untersuchung mit weiteren Parametern, insbesondere anderen Oberflächen und Aerosolabsorptionseigenschaften.

LITERATUR

Bakan, S., P. Koepke, and H. Quenzel (1978): Radiation calculation in absorption bands: Comparison of exponential series - and path length distribution - method. Beitr. Phys. At., 51, 28.

Cox, C. and W. Munk, (1954): Statistics of the sea surface derived from sunglitter, J. Mar. Res., 13, 198.

Kontradjev, K.Y. (Ed.), 1973: Radiation characteristics of the atmosphere and the earth's surface, Amerind, New Delhi.

Quenzel, H. (1978): Computation of luminance and color distribution in the sky, in: Daylight illumination - color - contrast tables for full-form objects, edited by M.R. Nagel, H. Quenzel, K. Kweta, and R. Wendling, Academic Press, N.Y.

ZUR BESTIMMUNG DER KURZWELLIGEN STRAHLUNGSBILANZ AUS MESSUNGEN UND RECHNUNGEN

V. Amann¹⁾, P. Köpke²⁾, K.T. Kriebel³⁾, u. H. Quenzel²⁾

1) Inst. f. Optoelektronik, DFVLR Oberpfaffenhofen

2) Meteorologisches Inst., Universität München

3) Inst. f. Physik der Atmosphäre, DFVLR Oberpfaffenhofen

ZUSAMMENFASSUNG

Damit aus Satellitenmessungen die kurzwellige Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (und erst recht an deren Unterrand) bestimmt werden kann, bedarf es zusätzlicher Modellrechnungen, denn anders kann von gemessenen Strahlungsflüssen oder Strahldichten nicht auf den halbräumlichen Strahlungsfluß und damit auf die Strahlungsbilanz geschlossen werden.

Sowohl zur Bestimmung der Eingangsparameter der Rechnungen als auch zu ihrer Verifizierung bedarf es jedoch Strahlungsmessungen. Flugzeugmessungen spektraler und integrierter Strahldichten in verschiedenen Höhen und unter verschiedenen Winkeln über zwei Oberflächen werden mit berechneten Strahldichten verglichen. Die Übereinstimmung ist gut, wobei die Grenzen des Modells bei niedriger Flughöhe klar herauskommen.

1. EINLEITUNG

Die Strahlungsbilanz kann nicht direkt gemessen werden. Satellitengetragene Meßgeräte messen Strahldichten und Strahlungsflußdichten. Aufgrund der Winkelabhängigkeit der Strahldichten und der Unmöglichkeit, alle Winkel simultan zu messen, sind zur Bestimmung der halbräumlichen Strahlungsflußdichte, und damit der Strahlungsbilanz, Modellannahmen über diese Winkelabhängigkeit erforderlich. Die Bestimmung der Strahlungsbilanz aus Messungen der Strahlungsflußdichte mit einem Öffnungswinkel von Horizont zu Horizont gelingt nur dann ohne diese Modellannahmen, wenn der Boden und die Atmosphäre im Blickfeld horizontal homogen sind. Dies ist praktisch nie der Fall.

Die bisher genannten Modellannahmen genügen zur Bestimmung der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre. Will man zusätzlich die kurzwellige Strahlungsbilanz am Unterrand

bestimmen, geschieht dies entweder über weitere Annahmen, z.B. wird die Minimalalbedo am Oberrand gleich der Bodenalbedo gesetzt, oder sie wird berechnet unter Verwendung von angenommenen oder gemessenen Werten der optisch relevanten Größen der Atmosphäre, z.B. Trübung, Wasserdampfgehalt, Bewölkungsgrad und Bodenreflexionsfunktion.

Ein zweiter Weg der Bestimmung der Strahlungsbilanz, sowohl am Unterrand als am Oberrand der Atmosphäre, ist die Berechnung aus deren optisch relevanten Größen. Dieser Weg ist von den Satellitenmessungen der oben genannten Art unabhängig. Damit kann dieser zweite Weg zur stichprobenartigen Kontrolle der Genauigkeit der Strahlungsbilanz aus jenen Satellitenmessungen herangezogen werden. Dieses zweite Verfahren erfordert ein universell anwendbares Rechenprogramm zur Lösung der Strahlungstransportgleichung unter Berück-

sichtigung von Wolken. Die Realistik des diesem Rechenprogramm zugrunde liegenden Atmosphärenmodells muß getestet werden. Daran anschließend erfolgen Empfindlichkeitsuntersuchungen über die wechselseitigen Abhängigkeiten von Strahlungsbilanz und atmosphärischen Zustandsgrößen.

Zur Zeit sind wir beim ersten Schritt, der Prüfung der Realistik des Atmosphärenmodells. Vorläufig beschränken wir uns auf den wolkenfreien Fall, da eine entsprechend erweiterte Programmversion noch nicht fertig ist. Dies impliziert gleichzeitig eine unrealistische Aerosolhöhenverteilung, die den Vergleich mit Messungen in niedrigen Höhen erschwert.

Im folgenden werden für zwei typische Situationen Messung und Rechnung verglichen. Gemessen wurden Strahldichten; die zur Rechnung benötigten Werte der atmosphärischen Zustandsgrößen wurden angenommen und variiert. Die erste Situation ist eine wolkenfreie Atmosphäre über einem Ozean. Hierüber wurde bereits anlässlich der IAMAP-Tagung 1981 in Hamburg berichtet (Amann et al., 1981). Die zweite Situation ist eine wolkenfreie Atmosphäre über einem homogenen Landgebiet, der 'La Mancha', südöstlich von Madrid.

2. MESSUNGEN

Mit dem Meteorologischen Forschungsflugzeug Falcon 20E der DFVLR wurde bei fünf Wellenlängen zwischen $0.43\ \mu\text{m}$ und $0.81\ \mu\text{m}$ die nach oben gehende spektrale Strahldichte gemessen. Zusätzlich wurden zwei spektral integrierte Strahldichten gemessen, wobei eine dem METEOSAT-VIS-Kanal entspricht, jedoch mit spektral konstanter Empfindlichkeit, die andere den gesamten kurzwelligen Bereich von $0.3\ \mu\text{m}$ bis $3\ \mu\text{m}$ umfaßt. Alle diese Kanäle haben 5° FOV. Diese Messungen wurden simultan bei

einer Richtung und während einer Flughöhe durchgeführt. Die Richtungen waren 0° , 40° und 50° Nadirwinkel bei 180° Azimut relativ zur Sonne (d.h. mit der Sonne blickend), die Flughöhen betrugen $500\ \text{m}$ und $8000\ \text{m}$ bis $10700\ \text{m}$. Die Messungen fanden statt am 11.9.80 über der 'La Mancha' südöstlich von Madrid und am 12.9.80 über dem Mittelmeer zwischen Menorca und Marseille, jeweils bei wolkenlosem Himmel. Die Sonnenhöhe lag bei 50° .

3. RECHNUNGEN

Die Lösung der Strahlungstransportgleichung erfolgt mit der Methode der 'successive orders of scattering' nach Quenzel (1978). Die breitbandigen Strahldichten sind Wellenlängenintegrale über die spektralen Strahldichten mit Stützstellenabständen von $0.025\ \mu\text{m}$. Die Absorption von H_2O , O_2 , O_3 und CO_2 wird durch die Methode der Entwicklung der Transmissionsfunktionen in Exponentialreihen (siehe z.B. Bakan et al., 1978) berücksichtigt. Die Strahlungsflüsse werden durch direkte Integration der Strahldichten bei 1000 Richtungen über den Halbraum berechnet.

Die Struktur des landwirtschaftlich genutzten Gebiets der 'La Mancha' ähnelt der einer Strauchsavanne, nur ist die vertikale Struktur im Mittel etwas weniger ausgeprägt, da größere Weideflächen vorhanden sind. Aufgrund einer visuellen Abschätzung dieses Anteils wird als Reflexionsfunktion der 'La Mancha' eine gemischte Reflexionsfunktion verwendet, die zu $3/4$ aus der bekannten Reflexionsfunktion der Strauchsavanne und zu $1/4$ aus der ebenfalls bekannten Reflexionsfunktion eines Weidelands besteht (Kriebel, 1978). Der Ozean war zum Zeitpunkt der Messungen ohne Schaumkronen und blau. Daher wird das Unterlicht eines blauen Ozeans (Morel, 1980) verwendet und als

Reflexionsfunktion ein geglättetes Reflexionsmodell bei 7m/sec Windgeschwindigkeit nach Cox-Munk (1954). Weiterhin werden variiert: Aerosolmenge, Aerosoltyp und Wasserdampfgehalt.

4. ERGEBNISSE DES VERGLEICHS

Zur Zeit (Dezember 1981) liegen Ergebnisse erst für den Fall mit Ozean als Untergrund vor. Die Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung liegt im Bereich von 5 % bis 10 %, wenn die Grenzen des Modells, wie z.B. die Annahme konstanten vertikalen Mischungsverhältnisses des Aerosol, berücksichtigt werden. Da die Messungen an aufeinander folgenden Zeiten und Orten durchgeführt wurden, sind Schwankungen im Zustand der Atmosphäre von 5 % bis 10 % unvermeidbar. Eine Übereinstimmung von besser als 5 % bis 10 % kann daher nicht erwartet werden. Für weitere Details sei auf die Proceedings der IAMAP-Tagung 1981 in Hamburg verwiesen (Amann et al., 1981).

Erste Ergebnisse für die Landoberfläche zeigen, daß es ebenfalls gelingen wird, ein realistisches Modell zu finden, das mit den Messungen übereinstimmt.

Unsere Vergleiche liefern eine gute Basis, den mit unserem Modell erzielten Resultaten Glauben zu schenken.

5. LITERATUR

Amann, V., P. Koepke and K.T. Kriebel (1981): Validation of radiative transfer models by comparison with airborne radiance measurements. in: IAMAP-81, Hamburg, Proc. Symp. Rad. Trans. in the Oceans, to be published.

Bakan, S., P. Koepke, and H. Quenzel (1978): Radiation calculation in absorption bands: Comparison of exponential series - and path length distribution-method. Beitr. Phys. Atm. 51, 28.

Cox, C. and W. Munk (1954): Statistics of the sea surface derived from sun glitter, J. Mar. Res. 16, 1368.

Kriebel, K.T. (1978): Measured spectral bidirectional reflection properties of four vegetated surfaces. Appl. Opt. 17, 253.

Morel, A. (1980): In-water and remote measurements of ocean color, Bound. Layer Met 18, 177.

Quenzel, H. (1978): Computation of luminance and color distribution in the sky, in: Daylight illumination-color-contrast tables for full-form objects, edited by M.R. Nagel, H. Quenzel, K. Kweta, and R. Wendling, Academic Press, N.Y.

ANGULAR SAMPLING OF REFLECTED SOLAR RADIATION OVER DIFFERENT SCENES OF THE EARTH

W. Behnke, H.-J. Preuß und M. Wiegner

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

ABSTRACT

Serious errors occur in determination of the planetary radiation budget components, in particular the albedo, from radiance measurements due to their dependence of the angle of measurements. This dependence varies from scene to scene, as seen over the globe.

To overcome it, generalized angular relations are derived statistically from Nimbus 7 radiance data. Some of these are compared with model calculations.

1 INTRODUCTION

An accurate knowledge of the energy budget of the earth/atmosphere system is of basic interest to understand and interpret most energetic processes in our climate system. Since 1960 the components of the radiation budget are derived from satellite measurements. This however inherits sampling errors in space, time and in particular in angle of measurements. The latter problem requires the investigation of the angular dependence of the reflected shortwave radiances, the "bidirectional reflectance", to correct each radiance measurement. Such has been done with empirical relations by RASCHKE (1968), RUFF et al. (1968) etc. with earlier data. We intend to derive them from Nimbus 7 radiance measurements, which are available for us within the ERBSS Science Team membership. However, because of the scan pattern of the ERB-scanner our results cannot show a complete angular coverage and their accuracy is influenced by the relative poor spatial resolution of the instrument. (JACOBOWITZ et al., 1978). A reduction of the biasing errors can be gained if the Conical Scan Radiometer (CSR) will be flown in a satellite mission. The major advantages of this instrument are based on the conical scanning principle and the use of two-dimensional pyroelectric detector arrays which provide constant pixel size (DORNIER, 1980).

2 RESULTS

In this paper we present statistical results for the angular dependence of the bidirectional reflectance obtained so far over cloud-free surfaces. These are open ocean surfaces ("water"), desert regions ("sand") and snow/sea-ice fields ("snow/ice"). Investigations for other scenes, such as vegetation, cloud fields and broken cloud fields and the corresponding model calculations have not yet been finished. Data has been taken from shortwave (0.2 - 4.8 μm) measurements of the ERB experiment in Nimbus 7 during 19 days in January 1979 and 5 days in June 1979.

In order to get the angular dependence these radiance measurements are investigated in 594 "boxes" (6 intervals for the sun zenith angle θ_0 , 9 and 11 intervals for the azimuth and zenith angle (ψ, θ) of observation, respectively).

2.1 OPEN OCEAN AREAS ("water")

Scene identification is provided by looking at the geographical location of each observation: measurements of most parts of the Atlantic and Pacific Ocean are chosen as "water" surfaces. To ensure cloudfree conditions and to minimize the influence of instrument noise the ten lowest values of the measured reflected shortwave radiances in each of the 594 boxes are averaged.

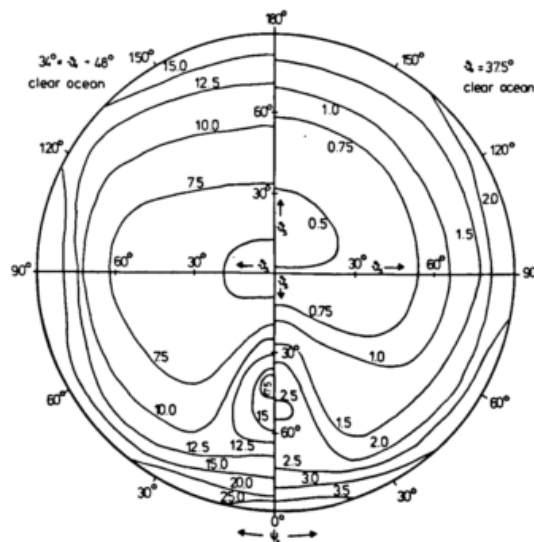


Figure 1: Bidirectional reflectance over "water" (in %)

The reflectance patterns of "water" (Fig. 1, left side) can be compared with radiative transfer model calculations (Fig. 1, right side) (METZIG, 1982). For this purpose the satellite derived

measurements are to be deviated by the corresponding planetary albedo (8%, cf. Table 1). Differences, especially in the intensity and the position of the sun glint, may have two reasons: (i) computations are valid for wavelengths $0.295 \mu\text{m} < \lambda < 0.76 \mu\text{m}$, while the ERB radiometer is sensitive for $0.2 \mu\text{m} < \lambda < 4.8 \mu\text{m}$; (ii) radiative calculations are made for a plan parallel model atmosphere.

2.2 DESERT REGIONS ("sand")

Radiance data from Sahara and the deserts of Arabia and Australia were taken as "sand" areas. The evaluation procedure equals at above mentioned for "water".

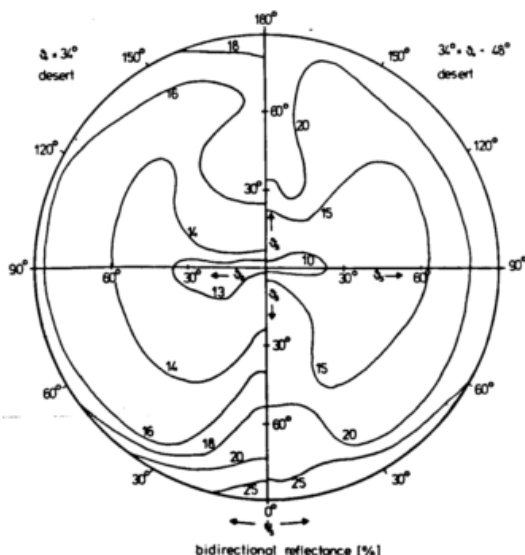


Figure 2: Bidirectional reflectance over "sand" (in %)

Fig. 2 shows the derived angular dependence of the bidirectional reflectance over "sand" for two sun zenith angle intervals. Because of the sun-synchronous orbit of Nimbus 7, which crosses the equator near local noon, there are no maps for $\theta_0 > 60^\circ$. The presented diagrams still contain a few boxes with none or only a very small number of observations so that the accuracy must be limited. The reasons are the relative small area of deserts (and therefore the small frequency of observations) and the scan-pattern of the measuring instrument. Other errors may be caused by the inhomogeneity of the observed sand areas.

2.3 SNOW AND SEA-ICE FIELDS ("snow/ice")

All regions south of 60°S are assumed as "snow/ice", if the measured minimum angular reflectance (over the studied period) was greater than 55%. The remaining measurements are averaged in each of the 594 boxes. The evaluated results are given in Fig. 3.

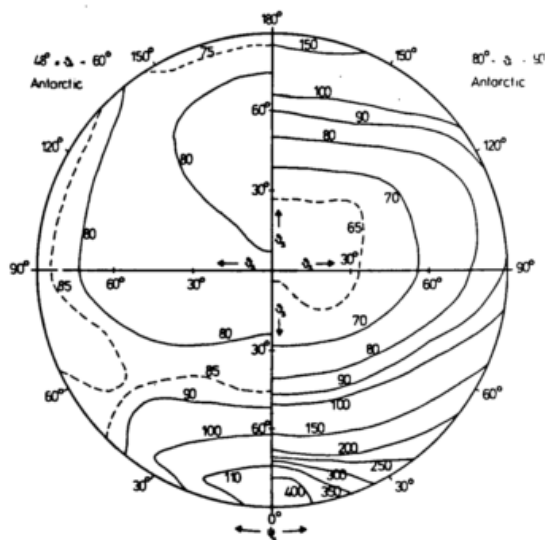


Figure 3: Bidirectional reflectance over "snow/ice" (in %)

Corresponding to the surface reflectance of snow for large sun zenith angles (DIRMHIRN et al., 1975) the planetary albedo exhibits a strong angular dependence.

2.4 PLANETARY ALBEDO

By using the angular dependence as shown above the total planetary albedo for the three surfaces is computed. The results (Table 1) show the well known increase with the sun zenith angle θ_0 .

Albedo (in %) for different solar zenith angles over different surfaces evaluated from Nimbus 7 data.

θ_0 ($^\circ$)	water	sand	snow/ice
0 - 33.6	7	14	-
33.6 - 48.2	8	16	75 ($45 \leq \theta_0 \leq 48.2$)
48.2 - 60.0	11	28	79
60.0 - 70.5	16	-	80
70.5 - 80.4	22	-	82
80.4 - 90.0	35	-	83

Table 1

3 CONCLUSION

The angular dependence of the bidirectional reflectance over three cloudless scenes has been evaluated with shortwave radiance measurements on Nimbus 7.

In order to improve the results a greater number of observations is necessary and a new design of the measurements itself has to be developed because the ERB-scanner as well as the sun-synchronous orbit of the satellite on principle does not allow a complete angular sampling. So the improved scan modes as realized in the Conical Scan Radiometer (DORNIER, 1980) and the simultaneous flight of two or three satellites are desirable.

REFERENCES

- DIRMHIRN, I.,
EATON, F.D. Some characteristics of the Albedo of Snow,
Journal of Applied Meteorology, 14, 4 (1975).
- DORNIER Conical Scan Radiometer for earth radiation budget
measurements for space,
Dornier System, Friedrichshafen (1980).
- JACOBOWITZ, H.,
STOWE, L.L.,
HICKEY, J.R. The earth radiation budget (ERB) experiment,
The Nimbus 7 Users' Guide, Section 3,
NASA GSFC, Greenbelt (Md.), 33 - 69 (1978).
- METZIG, G. Planktonmessung von Satelliten,
Mitteilungen des Instituts für Geophysik und Meteorolo-
gie der Universität zu Köln, in press (1982).
- RASCHKE, E. The radiation balance of the earth-atmosphere system
from radiation measurements of the Nimbus II Meteorolo-
gical Satellite,
GSFC, Greenbelt (Md.), NASA TN D-4589 (1968).
- RUFF, I.,
KOFFLER, R.,
FRITZ, S.,
WINSTON, J.S., RAO, P.K. Angular Distribution of Solar Radiation Reflected from
Clouds as Determined from TIROS 4 Radiometer
Measurements,
Journal of Atmospheric Sciences, 25, 323 - 332 (1968).

OUTGOING LONGWAVE FLUX FROM SOUNDER RADIANCES

J.J. MORCRETTE, P.Y. DESCHAMPS, Y. FOUQUART

Laboratoire d'Optique Atmosphérique
59655 - VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX, FRANCE

1 INTRODUCTION

Planetary albedo and terrestrial outgoing radiation, the two components of the earth's radiation budget, are linked to the global circulation of the atmosphere. Knowledge concerning variations in the radiation budget has long been recognized to be of prime importance in the improvement of our understanding of the global climate system and in the prediction of climatic changes.

Results of studies by Winston and Krueger (1977) and Hartmann and Short (1980) indicate that synoptic features of the atmospheric circulation are clearly related to variations in outgoing infrared radiation occurring because of changes in cloudiness. Temporal and spatial analysis of the outgoing infrared radiation can therefore provide insight into interactions between dynamics and radiation and provide a basis for modeling them in global climate models. A 1 W.m^{-2} accuracy is desired for net radiation on a global scale; the equator to pole gradient of net radiation is needed with a 4 W.m^{-2} accuracy, and the OLF is sought for with a 2 W.m^{-2} accuracy for 10° degree latitude zones, and for 10^5 to 10^6 km^2 regions. All these figures refer to monthly averages useful for climatological purposes (ISCU-COSPAR, 1978).

This paper reports on the feasibility of deriving an OLF which fulfills these requirements. The OLF is retrieved from the radiances measured by a temperature sounder such as the High Resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS) onboard the TIROS-N and following NOAA satellites. This method is an extension to several channels of the method that Gruber and Winston (1978) applied to the radiance measured in the $10.5\text{--}12.5 \mu\text{m}$ window channel of the Very High Resolution Radiometer (VHRR) of the NOAA operational satellites. The major contribution to the OLF comes from the window region between 8 and $14 \mu\text{m}$, and therefore a regression equation using only the window radiance gives the OLF with an accuracy of 5 W.m^{-2} . HIRS channels spread over a large part of the infrared spectrum and the weighting functions of the channels cover the whole range of pressure between the surface and the 5 mb pressure level (Smith and al (1979)). As the OLF depends upon the radiation absorbed and emitted at all levels of the atmosphere, a regression equation using several channels is likely to provide better accuracy.

For a set of atmospheres chosen to be representative of the different earth's climate regimes, a radiative transfer model was first used to compute total outgoing infrared fluxes and outgoing radiances at different viewing angles in the HIRS channels. A standard multiple linear regression technique was then applied to outgoing infrared fluxes and different combinations of radiances in order to derive relationships valid at any viewing angle. A set of 42 atmospheres is constructed from the standard atmospheres of McClatchey and al (1972). It includes clear and cloudy atmospheres, and it takes into account temperature discontinuity at ground level and high cloud emissivity departing from unity. The mean value of the outgoing flux (235 W.m^{-2}) is consistent with experimental determinations of the global annual mean value of the OLF, the standard deviation (70 W.m^{-2}) is somewhat larger than the currently reported values (see for example Hartmann and Short (1980)), thus allowing our results to stand in even more extreme situations than actually encountered.

A study of the different atmospheres present in the set shows that most of the variance of the OLF can be attributed to surface or cloud top temperature variations, and that the other contributors of lesser importance are variations in the atmospheric temperature and humidity profiles. Furthermore, when the different spectral intervals are ordered according to their decreasing contribution to the OLF, the window region ($800\text{--}1200 \text{ cm}^{-1}$) comes first, followed by the $15 \mu\text{m}$ - CO_2 band ($500\text{--}800 \text{ cm}^{-1}$), the H_2O rotation band ($0\text{--}500 \text{ cm}^{-1}$), and the remainder of the spectrum (1200 cm^{-1} and above).

2 RESULTS

The multiple linear regression allows the expression of the OLF, L , as :

$$L = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i N_i$$

where the N_i 's are the radiances measured in the channels used in the regression, and the a_i 's are the corresponding regression coefficients. The standard deviation after regression, $\epsilon(L)$, gives the residual error for the estimate of the OLF when using the n selected channels. In order to better determine accuracy, it is necessary to account for the error introduced by the instrumental noise levels, $\text{NE } \Delta N_i$ (Schwalb (1978)). As those two sources of error

are independent, the total error $\epsilon(L)$ is given as :

$$\epsilon(L)^2 = \epsilon_o(L)^2 + \sum_{i=1}^n a_i^2 \cdot NEAN_i^2$$

Single channel regression

Fig. 1 presents the correlation coefficient obtained for a regression between the outgoing flux and the radiance of one particular channel at two viewing angles, 0 and 45 degrees respectively. As seen in Fig. 1, good results (correlation coefficient > 0.98) are obtained for channels located in or close to the window limits. These channels are transparent or semi-transparent and therefore allow the inclusion of surface effects. The best results are achieved for channels 6 and 7 (which peak at 800 and 900 mb respectively) located in the shortwave wing of the 15 μ m- CO_2 band. They account for variations of either cloud or surface temperature and of the air temperature profile. The worst results obviously correspond to the very absorbant channels which peak too high in the atmosphere (above 100 mb levels) to be able to "see" the surface. The poor results for channels at wavelengths shorter than 5 μ m may be explained by the non linear behavior of the black-body radiance as a function of temperature. Table 1 gives the contributions of the residual error and of instrumental noise to the total error for channels which obtained a correlation coefficient of better than 0.98. When using a single channel approach, the instrumental noise is always below 0.5 $W.m^{-2}$, and the total error is nearly equal to the residual error of the regression. The best results are obtained for channels 6 and 7 around 13.5 μ m in the shortwave wing of the 15 μ m- CO_2 band, and the accuracy of the retrieved OLF (3 $W.m^{-2}$) is about two times better than is the case when using a window channel (6 $W.m^{-2}$).

Multiple channel regression

Despite the improvement obtained through the use of a CO_2 wing channel rather than a window channel, the error in OLF derived from single channel regression remains above the requirements for climatic studies on a regional basis, since the error in some retrieved OLF is as great as 10 $W.m^{-2}$. A multiple channel approach will therefore be investigated to decrease the total error. Fig. 2 presents the evolution of the residual error and of the instrumental noise in regressions using a growing number of channels. The results are plotted for the combination of channels giving the minimum total error. From Fig. 2, it is clear that the 19 HIRS/2 channels give redundant information since the residual error decreases by only a factor of 2 when the number of channels is increased from 7 to 19. The best 6 to 9 channel combinations procure almost the same degree of accuracy (0.5 $W.m^{-2}$), and our study shows that for a given number of channels, many different selections of channels give very similar results. Consequently, in order to obtain

a regression equation valid for all situations, some channels located at the shortwave end of the spectrum may be disregarded, thus eliminating potential contamination by solar radiation reflected from clouds or the surface.

Angle effect

As previously in Fig. 1, only slight modifications are introduced into the correlation coefficient when the viewing angle varies from 0° (vertical) to 45°. When increasing the viewing angle, the channel weighting function peaks rise to higher levels, thus slowly increasing the weight of the more transparent channels in the regression equation. This results in a slight increase in the total error, and in some perturbations in the order of the channel combinations giving the best results for a given number of channels. Because the coefficients a_i given by the regression vary progressively with the viewing angle, it is always possible to fit them with an analytical expression for the derivation of a valid regression equation, whatever the viewing angle is. Using this regression equation, the maximum error in the retrieved OLF is of less than 1 $W.m^{-2}$ when compared to the actual values of the OLF for the set of sample atmospheres.

Accuracy

The preceding sections have dealt with the residual error and instrumental noise, but other sources of error must also be considered, namely the absolute calibration of the radiometer and the exactness of the radiative transfer model.

Representative figures for the errors due to absolute calibration of the radiometer and the exactness of the radiative transfer model can be gained by investigating the effect on the retrieved fluxes of various perturbations applied to the radiances. It is possible to simulate an error in the absolute calibration by modifying the radiances by a given percentage or to describe the effects of poorly known transmission functions by computing new radiances using slightly different absorption coefficients. This sort of perturbation always introduces a systematic bias, which could easily be corrected for, and a small increase in the error, which remains for a 7 channel regression equation within acceptable limits (1 $W.m^{-2}$).

3 APPLICATIONS

The procedure described herein will be used for deriving the OLF from the HIRS/2 radiances stored in the one year-data set created as part of the NEPHOS project. This data set, starting January 82, covers the North Atlantic façade from Norway Sea to Mauritania, and from 15°E to 30°W. It includes

- meteorological parameters P, T, Q, $\vec{V}$ as derived from the analysis of the synoptic

network (ECMWF and French Met.Office models)

- radiation, cloud cover, surface fluxes as forecast by ECMWF and French Met.Office models

(Time resolution for these parameters is 12 hours (0 and 12). Horizontal resolution is $(1.875^\circ)^2$. Vertical resolution: 14 levels 1000,950,900,850,800,700,600,500,400,300,200,150,100, 50 mb)

- cloud cover and cloud top temperature for 3 levels plus surface temperature from cross 2-D histograms on the 3PM orbit AVHRR data and nephanalysis

- HIRS/2 radiances

(These products are derived from real-time processing of NOAA 7 by Centre de Météorologie Spatiale, Lannion. Spatial resolution is $(30 \text{ km})^2$ except for manual nephanalysis, $(2^\circ)^2$)

OLF derived from multichannel combination of sounder radiances should be useful in the calibration and deconvolution of ERB type data. If obtained from sounders onboard geostationary satellites, hourly measurements of the OLF could be helpful in studying the amplitude of the effect produced by the surface diurnal heating and the subsequent cloud cycle.

REFERENCES

Gruber, A., and J.S. Winston, 1978: Earth-atmosphere radiative heating based on NOAA scanning radiometers measurements. Bull.Amer. Meteor.Soc., 59, 1570-1573.

Hartmann, D.L., and D.A. Short, 1980: On the use Earth radiation budget statistics for studies of clouds and climate. J.Atmos.Sci., 37, 1233-1250.

ISCU-COSPAR, 1978: Toward an internationally coordinated earth radiation budget satellite observing system, 76pp.

McClatchey, R.A., et al., 1972: Environ.Res.Pap.411 Air Force Cambridge Research Laboratory.

Schwalb, A., 1980: NOAA Tech.Mem. NESS 95.

Smith, W.L., et al., 1979: The TIROS-N operational vertical sounder. Bull.Amer.Meteor.Soc., 60, 1177-1187.

Winston, J.S., and A.F. Krueger, 1977: Diagnosis of the satellite-observed radiative heating in relation to the summer monsoon. Pure Appl. Geophys., 115, 1131-1144.

Table 1. Contributions of residual error and instrumental noise to total noise for the best channels in the case of the single channel approach. Standard deviation before regression is 70 Wm^{-2} . Channels are numbered according to Smith et al. (1979).

Channel number	λ μm	Residual error Wm^{-2}	Instrum. noise Wm^{-2}	Total error Wm^{-2}
7	13.4	2.49	0.14	2.50
6	13.7	2.67	0.13	2.67
11	7.3	5.21	0.46	5.23
8	11.1	5.91	0.06	5.91
9	9.7	7.29	0.10	7.29
5	14.0	7.59	0.29	7.59
10	8.3	8.35	0.14	8.35

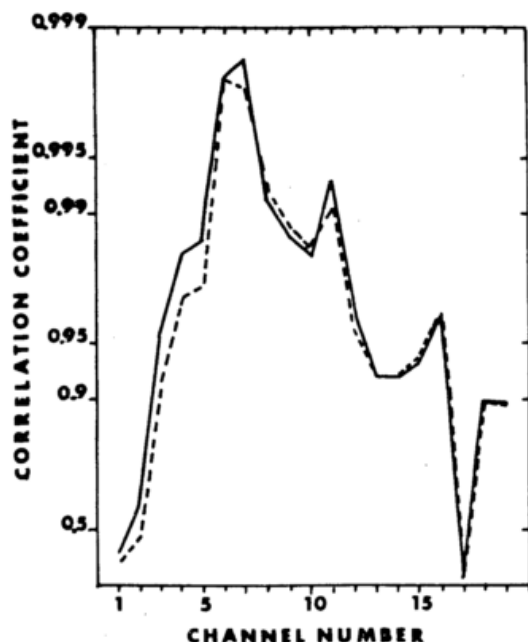


Fig. 1. Correlation coefficients of the linear regression between the OLF and each of the 19 IR HIRS/2 channels, viewing at nadir (solid line) and at 45° (dotted line).

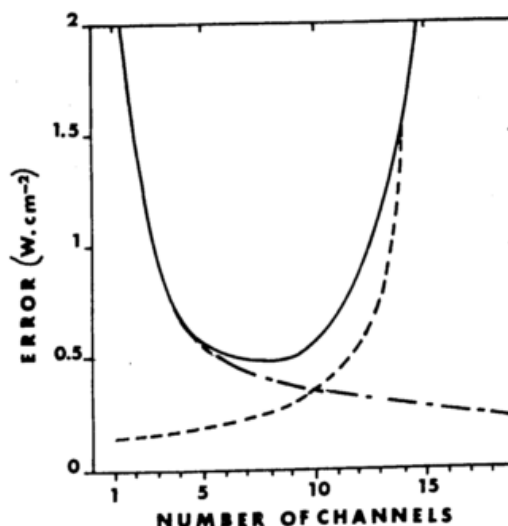


Fig. 2. Residual error after regression (dotted line), instrumental noise (dashed line) and total error (solid line), as a function of the number of HIRS/2 channels used in the retrieval of the OLF.

FUTURE MEASUREMENTS OF THE PLANETARY RADIATION BUDGET

H.J. Preuß and E. Raschke

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

ABSTRACT

The spatial and temporal variability of the planetary radiation budget components determine the general atmospheric and oceanic circulations, and, thus, also the climate. Therefore continuous measurements of these and also of the cloudiness are a major request for the success of the WCRP. But serious sampling problems occur in such data. During the last year in Germany a study has been made for a multispectral Conical Scan Radiometer (CSR), which should provide more informations on the angular and spectral composition of radiation emerging from earth to space. The latter depends on various variables of the climate system.

In the US preparatory work is underway for a multisatellite system (ERBSS) with radiation budget instruments to be launched in the period 1983-1985.

1 INTRODUCTION

The radiation balance of the Earth/Atmosphere-System plays a fundamental role for the general circulation in terms of atmospheric heating and cooling and of advective and convective energy transports. The radiation leaving the atmosphere is overwhelmingly influenced by clouds, thus the knowledge of cloud-radiation interaction is a prerequisite for successful climate research and modelling.

The study of the planetary radiation balance needs obviously monitoring of many components within the earth-atmosphere-system which are very variable in time and space. Therefore longterm measurements of solar reflected or longwave emitted radiation at the upper atmospheric boundary with a high degree of accuracy are necessary (WMO-ICSU, 1975). Since 1960, satellites provide the unique possibility to get such data. With the exception of TIROS I-VIII nearly all meteorological platforms are placed into sun-synchronous polar or geostationary orbits. But the variety of observation conditions is restricted by orbiting and measuring geometries. So data gaps remain due to insufficient sampling in time and space. The angular coverage, which is most important for modelling the anisotropic radiative properties, is also very incomplete.

Many efforts were made to improve the determination of the radiation balance. Intensive preparations were conducted for a new scanning radiometer (CSR) and a satellite project (ERBSS), which both provide more accurate measurements of the radiation budget components.

2 THE SAMPLING PROBLEM

Satellite-borne measurements suffer from manifold sampling problems due to orbital and measuring properties.

The spectral sampling problem depends on the channel selection of the radiometer. It involves the transformation from radiances measured in a small spectral interval into shortwave or longwave flux densities, considering filter functions and theoretically derived regression curves.

The anisotropic radiance distribution needs a good knowledge of the angular correction function when deriving flux densities. Sampling studies (PREUSS, 1981) show that the conventional cross-track scan mode cannot give sufficient data. Improvements are expected by more complex scan modes. The Conical Scan Radiometer allows observations under different zenith and azimuth angles, and, thus, an increase of the angular coverage of 300 %.

Because of the high variability of meteorological fields in space and time, spatial and temporal data sampling with high resolution are needed. But polar orbiting sunsynchronous satellites leave large data gaps for deriving diurnal cycles (e.g. only one observation per day in the low latitudes); geostationary platforms provide high temporal resolution, but their observations suffer from the limited field-of-view (gaps north and south of 65°). Sampling studies (e.g. WOERNER and COOPER, 1977; PREUSS, 1981) lead to satellite systems assumed to be most useful for radiation budget studies. Within ERBSS three satellites - two sunsynchronous and one with lower inclination - offer the possibility to meet the requirements for a sufficient temporal and spatial sampling.

3 THE CONICAL SCAN RADIOMETER

The German development of a multispectral, conically scanning radiometer for which the Phase B-study has already been finished (DORNIER, 1980) may overcome sampling deficiencies of previous data (Table 1).

Spectral channels (can still be re-established)	A1 0.25 - 4.0 μm A2 0.25 - 0.4 μm A3 0.4 - 0.7 μm A4 0.7 - 1.0 μm A5 1 - 2 μm B1 4.0 - 50 μm B2 5.4 - 7.2 μm B3 10 - 12 μm B4 9.3 - 9.8 μm B5 14 - 16 μm	reflected solar radiation emitted "terrestrial" heat radiation
field of view	designed to provide constant pixel size at all view angles (ERS-1-orbit: $\sim 30 \times 30 \text{ km}^2$)	
data rate	3.2 Kbps	
mass	42 kg total (37 kg optics + mechanics)	
dimensions	instrument: $\phi = 82 \text{ cm}$, $h = 53 \text{ cm}$ electronic box $20 \text{ cm} \times 20 \text{ cm} \times 20 \text{ cm}$	
power pointing accuracy mission profile	45 W 0.1° continuous operation is desired over limited periods	

Table 1: Some major specifications of the Conical Scan Radiometer (CSR)

Radiance measurements in ten channels cover the whole solar and infrared spectrum; the channel selection follows the radiative properties of the atmosphere. So the collected data contain a lot of informations on clouds, albedo, temperature and aerosols and, thus, may contribute to the verification of climate models. This instrument provides additionally the chance to improve the angular sampling by scanning with five discrete scan angles (Figure 1). Viewing many areas under different angles offers a more precise derivation of angular correction functions as needed for calculating fluxes from radiances.

Compared with the conventional cross-track scan mode, the CSR is also unique considering the pixel size. The field-of-view is kept constant by a detector matrix, specially shaped for each scan angle.

This instrument can be flown on operational satellites and also be part of a climate package on ERS-1 (RASCHKE et al., 1981). For analysing and evaluating purposes a "CSR-Experiment Team" should be formed. Its members will represent the manifold interests of European research groups in this experiment.

4 THE SATELLITE SYSTEM ERBSS

The objective of ERBSS (Earth Radiation Budget Satellite System) is "to measure temporal and spatial variations in the earth radiative energy budget to provide measurements for the advancement of climate prediction methods for both scientific and economic benefit (WOERNER and COOPER, (1977)).

mic benefit (WOERNER and COOPER, (1977)).

After an announcement of opportunity 18 scientific groups form the "ERBE Science Team", under the management of NASA LaRC, working on instrument performances, algorithms for a data inversion, time and space averaging and data handling.

For ERBSS, three satellites are planned to measure simultaneously flux densities and radiances, emitted or backscattered from earth to space. The required instruments - scanning and non-scanning radiometers - will be flown on two satellites of the NOAA-series and one of the Atmosphere-Explorer-Mission (AEM) with a smaller orbit inclination ($\sim 50^\circ$). As sampling studies show, the precession rate of the orbital plane of such a platform will yield valuable informations especially over the low latitudes, where observations all over the day are available within a month. In Table 2 the planned orbital parameters are summarized. The given launch dates are subject to floating schedule. The European Remote Sensing Satellite ERS-1 may replace (Table 2) and increase the value of remaining and still functioning parts of ERBSS. Furthermore, the CSR, implemented on one of the considered satellites, can support significantly the data evaluation of the conventional pyranometers and pyrrometers.

5 FINAL REMARKS

Preparatory sampling studies have stimulated the developments of a new instrument and a new satellite project. For the future it is expected to increase the accuracy of the planetary radiation budget as derived from satellite data.

This research has partly been sponsored by the "Bundesministerium für Forschung und Technologie" and by the "Deutsche Forschungsgemeinschaft".

Platform	Orbital Altitude KM	Orbital Inclination, Degrees	Equatorial Crossing local Sun-Time, hours	Earliest Expected Launch Date
ERBS	600	46	----	April 1984
NOAA-F	833	98	0730	October 1983
NOAA-G	833	98	1530	April 1985
ERS-1	600	~ 98	~ 1100	~ 1986/87

Table 2: ERBSS orbit parameters, including ERS-1.

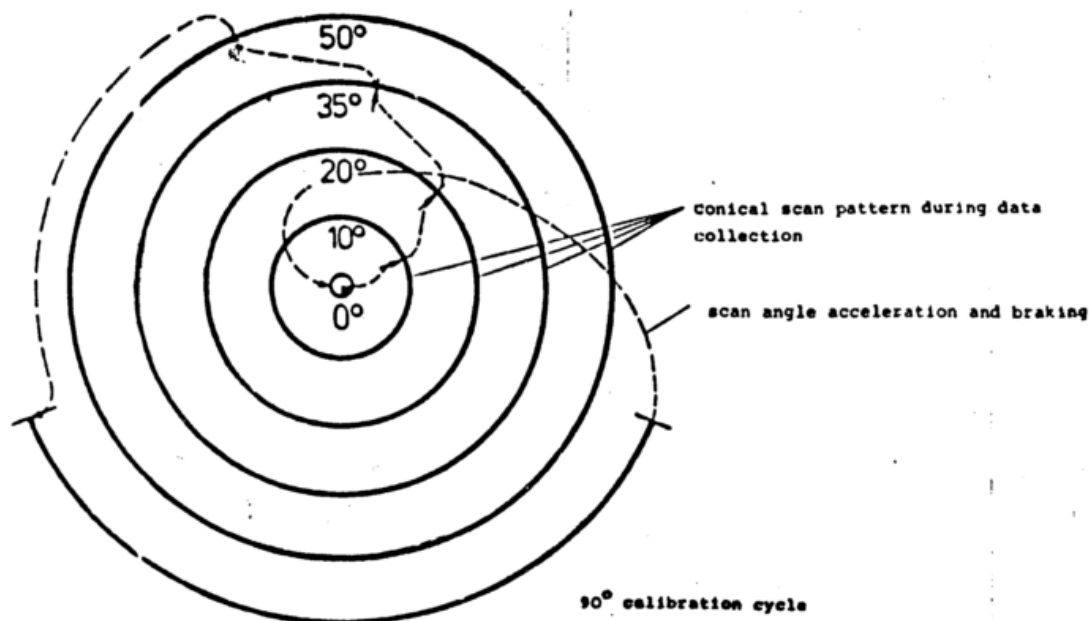


Figure 1: Scan pattern in azimuth/scan angle representation

REFERENCES

- DORNIER Conical scan radiometer for earth radiation budget measurements from space. Dornier System, Friedrichshafen (1980).
- PREUSS, H.J. Analyse von Satellitenbeobachtungen - theoretische Überlegungen zum Sampling-Problem. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, 31 (1981).
- RASCHKE, E. A climate package for ERS-1. Available from:
GRASSL, H. Inst.f. Geophysics and Meteorology of the University
KRIEBEL, K.T. of Cologne (1981).
QUENZEL, H.
- WMO-ICSU The physical basis of climate and climate modelling. GARP Publications Series No. 16 (1975).
- WOERNER, CH.V. Earth radiation budget satellite system studies.
COOPER, J.E. NASA TM X-72776 (1977).

THE DETERMINATION OF CHLOROPHYLL FROM SATELLITE MEASUREMENTS OF THE OCEAN COLOR

G. Metzigg and E. Raschke

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, F.R.G.

ABSTRACT

Multispectral measurements of the reflected solar radiation at the top of the atmosphere have been made from the Nimbus-7 CZCS instrument. These are used to determine the plankton (chlorophyll) content of ocean water. An inversion algorithm has been developed on the basis of accurate calculations of radiance fields within models of the atmosphere-ocean system. It has been obtained from such numerical simulations, that within plausible ranges of aerosol and plankton (chlorophyll) content the upward radiance, as measured at the top of the atmosphere depend linearly on the chlorophyll concentration as well as on the optical depth of the atmosphere. Thus for certain model conditions the inversion is a straight forward linear multispectral regression analysis making use of simultaneous measurements of all five channels of the CZCS. The results are compared with in-situ measurements and with other chlorophyll algorithms. All results are within the accuracy of measurements.

1 INTRODUCTION

The possibility of remote sensing the concentration of plankton is studied with a radiative transfer model. This model calculates radiances in the atmosphere and radiant flux densities in the ocean at all desired wavelengths between 300 and 1080nm. It is a combination of a modified two-stream method with an iterative solution scheme. With calculations for a variety of different values a statistical approach is tried to evaluate the chlorophyll content in the water and the atmospheric turbidity from simultaneous multispectral radiance data of the Nimbus-7 CZCS.

The availability of multispectral satellite measurements of reflected solar radiation, such as those provided from the Nimbus-7 "Coastal Zone Color Scanner" since October 1978, stimulates a variety of theoretical investigations for the quantitative interpretation of such data in terms of soil properties of the amount of particular organic and anorganic material suspended in the upper ocean layers. In principle, these informations can be obtained only if the multiple scattering of solar radiation in the atmosphere, primarily by aerosols has been removed from the measured signal. But also the spectral reflection and the polarization of radiation at the sea surface needs to be taken into account. Plass and Kattawar (1969), Gordon (1977), Quenzel and Kästner (1978), Sturm (1979) and many others began thorough investigations of this problem. The authors of this paper could begin with earlier work by Raschke (1971), who made multiple scattering calculations of non-polarized radiation in one-dimensional models of the atmosphere-ocean system.

2 RADIATIVE TRANSFER CALCULATIONS

Our work is entirely based on model calculations. The computational algorithm, developed for this purpose, consists of two parts. Since the field of upward scattered radiation underneath the air-water interface is almost isotropic (Raschke, 1971), it can be calculated easily with the time-saving two-stream approximations, of which ours has been developed by Kerschgens et al. (1978). Both models are coupled at the air-sea interface, whose reflection and transmission characteristics have been calculated for a Gaussian-distribution of the sea-surface slopes, as described analytically in dependence on the wind speed and direction by the Cox-Munk model (Cox and Munk, 1956).

These calculations take into account multiple scattering by atmospheric molecules and aerosols and relevant parameters for ocean water and phytoplankton (Jerlov, 1968). Also the absorption by atmospheric ozone, water vapour and aerosols and by the water and its hydrosols are taken into account.

A method to derive quantitative data on the amount or concentration of plankton or other material in the subsurface layers of the oceans has not yet been developed. Unlike for remote sensing of stratospheric ozone with multiply scattered ultraviolet radiation one has to consider here also the transfer of radiation through the rough air-water interface. Furthermore, calculations have shown that there was no possibility to identify those layers contributing significantly to the upward radiation, as in the case of vertical temperature soundings from satellites. Therefore the estimation of the concentration will pri-

marily be used to link comparisons of measured with calculated radiances, where the results may carefully be tuned to in-situ measurements at various selected spots. Such control experiments have already been carried out in the Gulf of Mexico and in the Mediterranean Sea.

3 THE ALGORITHM

With our model the radiances at the top of the atmosphere for different chlorophyll contents in the water, different optical depths of the atmosphere (varying the aerosol content in the troposphere) and for different sun's zenith distances are calculated (Metzig and Raschke, 1980). An example for the CZCS is given in Figures 1a and b. With these calculations it is tried to evaluate the chlorophyll content in the water and the atmospheric turbidity, described by the optical depth of the atmosphere at 550 nm. Our calculations showed that a multiple linear regression exists between the chlorophyll content and atmospheric optical thickness on one side and the measured radiance at the top of the atmosphere, when those former two parameters vary within natural ranges. The chlorophyll content and the optical depth can then be determined by involving a system of four linear equations:

$$\begin{aligned} L_{443} &= a_{443} + b_{443} \cdot \delta + c_{443} \cdot C \\ L_{520} &= a_{520} + b_{520} \cdot \delta + c_{520} \cdot C \\ L_{550} &= a_{550} + b_{550} \cdot \delta + c_{550} \cdot C \\ L_{670} &= a_{670} + b_{670} \cdot \delta + c_{670} \cdot C \end{aligned} \quad (1)$$

with C: chlorophyll content in mg/m^3
 δ : total optical depth of the atmosphere at 550 nm.
L: radiances measured at the satellite ($\text{W}/\text{cm}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}$)
a, b, c: coefficients of the multiple regression method

The coefficients a, b, and c are to be determined for various values of the sun's zenith distance and for the azimuth and zenith angle of measurement.

4 RESULTS

There are only a few in-situ measurements of the chlorophyll content of water available with retrieved results. The new algorithm has been checked with these measurements, but also with other author's results. For example the CZCS-measurements over the Gulf of Mexico in 1978, November 14th are

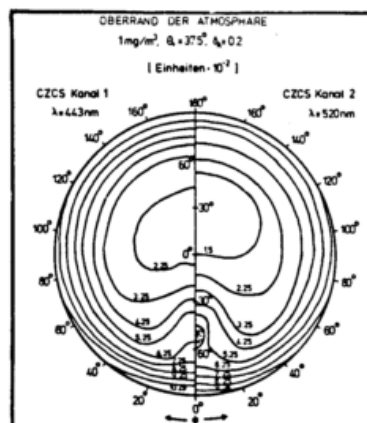


Fig. 1a: The distribution of radiances at the top of the atmosphere for the first two CZCS-channels. In the used model the extraterrestrial solar irradiance is equal 1. Units: ($\text{W}/\text{cm}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}$).

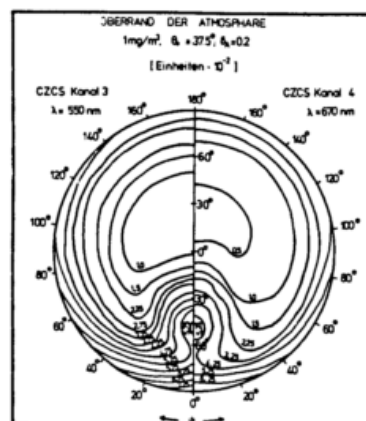


Fig. 1b: Same as Fig. 1a, but for the CZCS-channels 3 and 4.

also analysed by Gordon (1980). His results, the in-situ measurements and the results of the new algorithm are compared in Fig. 2. The correspondence between the in-situ measurements and the results of the new algorithm is much better than Gordon's correspondence.

Another case study has been made with CZCS-data obtained over the Adriatic Sea. Results are shown in Fig. 3. We also found here reasonable agreement with in-situ data.

This research has been sponsored by the Deutsche Forschungsgemeinschaft through contract No. Ra 195/35-4.

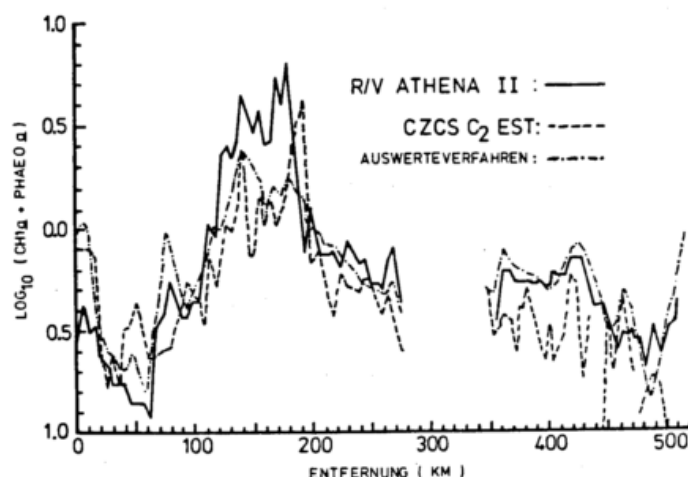


Fig. 2: The comparison of in-situ measurements, Gordon's algorithm, and our algorithm. CZCS-measurements from 1978, November 14th over the Gulf of Mexico.

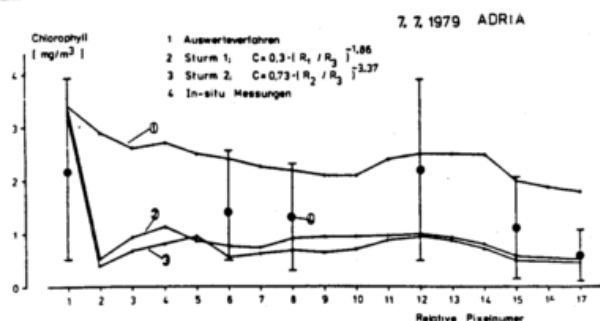


Fig. 3: The comparison of in-situ measurements, Sturm's algorithm and our algorithm. CZCS-measurements from 1979, July 7th over the Adriatic Sea.

5 REFERENCES

- COX, C.; MUNK, W. Slopes of the Sea Surface deduced from Photographs of Sun glitter. Bull. of the Scripps (1956), S.401-488.
- GORDON, H.R. A Possible Scheme for Correction CZCS Imaging for Atmospheric Effects. Paper submitted to the Nimbus-7, CZCS Net (1977).
- GORDON, H.R. Phytoplankton Pigments from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: Comparisons with Surface Measurements. Science, Vol.210, No4465, (1980) 63-66
- JERLOV, N.G. Optical Oceanography. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam (1968).
- KERSCHGENS, M.; PILZ, U.; RASCHKE, E. A modified two-stream approximation for computations of the solar radiation budget in a cloudy atmosphere. Tellus 30, (1978), S.418-429.
- METZIG, G.; RASCHKE, E. The Effect of Turbidity on Remote Sensing of Ocean Colour. AGARD conference proceedings No.284 on Propagation Effects in Space/Earth Paths, (1980), Paper 21.
- PLASS, G.H.; KATTAWAR, G.W. Radiative Transfer in an Atmosphere-Ocean System. Appl. Optics 8, (1969), S.455-466.
- QUENZEL, H.; KÄSTNER, M. Remote Sensing of Chlorophyll in the Ocean: Masking Effects of the Atmosphere. EEG Contract No.798-77-10 SISP D, Uni München, Meteorologisches Inst., (1978).
- RASCHKE, E. Berechnungen des durch Mehrfachstreuung entstehenden Feldes solarer Strahlung in einem System Ozean-Atmosphäre. Abt. f. Phys. u. Astr. der Ruhr-Universität Bochum, BMBW-FG 71-20, (1971).
- STURM, B. Biological Applications Including Pollution Monitoring. Paper presented at the EURASEP-WORKSHOP in Ispra, 1979, Joint Research Centre, Italy, (1979).

D. Spitzer

Netherlands Institute for Sea Research

P.O. box 59, 1790 AB Den Burg, the Netherlands

C. Rappoldt

Research Institute for Nature Management

L. Nykjaer

Rijkswaterstaat

Contrary to the infrared and microwave remote sensing (RS) methods, the optical remote observations (in the visible part of the spectrum, 400-700 nm) of the sea are not restricted only to the surface phenomena, but include also the effects in the upper part of the watercolumn. The diverse components of the seawater, i.e. the dissolved and suspended organic and inorganic materials and the water itself are responsible for the inherent absorption and scattering properties. The inherent optical properties of the upper layer of the sea (one irradiance attenuation depth) determine its reflectance ("color").

Generally two cases can be distinguished (Morel 1980). Case 1 waters describe the oceanic and coastal regions where the algal material (pigments) and covarying suspended matter dominate the optical properties. In the Case 2 waters the (re)-suspended (in)organic material and dissolved organic decay products determine the optical effects.

The spectral properties of the phytoplankton are relatively well known though not allways predictable (Morel and Bricaud 1981). However, due to presence of only one dominant component (algal pigments) most attention has been paid to the treatment of the Case 1 waters recently. (see e.g. review by Sathyendranath 1981). Extensive study on the spectral properties of these waters has been performed (Morel 1980, Gordon et al. 1980) with respect to the applications of the Coastal Zone Color Scanner (CZCS) of the Nimbus 7 satellite. Much less is known on the spectral phenomena in the coastal turbid waters characterized by extreme variability of their composition in space and time, high back-scattering in the long-wavelength region (due to the high content of the total suspended matter) and high absorption in the short-wavelength region (due to the high concentration of the dissolved organic matter).

Before employing expensive satellite- or airborne optical scanners, sufficient knowledge on the spectral behaviour of these coastal waters, with respect to the distribution of the suspended and dissolved materials mentioned above, must be available. Therefore use of optical instruments with good (within several nm) spectral resolution

must be considered.

Spectral remote measurements of upwelling radiance L_u and downwelling irradiance E_d have been performed during various periods and at various locations above the coastal areas. The temporal variations in the "color" of the sea (the reflectance $\pi L_u/E_d$) were observed by a tower-mounted 12 channel spectro-radiometer. The spatial variations were measured from a low flying aircraft (150m-800m) employing an Optical Multichannel Analyzer (OMA) system (500 channels). Both types of measurements were performed in the spectral region 400nm - 700nm and coupled with simultaneous sea-truth sampling (concentrations of chlorophyll- and pheopigments, total suspended matter, fluorescent dissolved organic matter).

Contamination of the signal by unwanted reflection of the direct sun radiation on the sea surface (sun-glitter) has been avoided by measuring always at azimuth away from the sun at 15 degrees (from the aircraft) or 53 degrees (from the tower) from the nadir. Moreover the tower-instrument was equipped with a polarizer to remove also a substantial part of the surface reflection of the indirect sky radiation (sky-glitter, Neville and Gower 1977). Corrections of the airborne measurements for the sky-glitter were performed as well. The influence of the atmospheric back-scattering (path radiance) has been evaluated from the measurements at different altitudes above homogeneous sites (see Fig. 1).

Fig. 2 shows several reflectance ($\pi L_u/E_d$) spectra as measured above waters with different concentrations of phytoplankton, total suspended and dissolved waters.

In order to develop appropriate algorithms, which would enable retrieval of the suspended and dissolved materials concentrations from the remotely sensed optical data collected by the present (CZCS) and future RS platforms, correlations between the reflectance spectra and the sea truth data are investigated.

In the turbid coastal waters, where the (re)suspended matter of chiefly inorganic origin dominates the

optical phenomena in a broad spectral region, application of the various algorithms, correlating two, three or four spectral radiances (reflectances) with the algal pigments concentration (see e.g. review by Sathyendranath 1981), does not appear to be practical. However, correlations can be found between the remotely observed chlorophyll fluorescence peak at about 685 nm the chlorophyll a (or total pigments) concentration (see also Neville and Gower 1977, Doerffer (1980) as shown in Fig. 3.

Significant correlations were found between the total suspended matter content and the optical quantities as demonstrated in Fig. 4 for a reflectance ratio at two wavelengths.

In both Figures 3 and 4, the patchiness of the seawater, due to the mixing tidal processes, contributes to the scatter of the measured values.

Coastal regions where river discharge plays important role are generally characterized by high concentration of dissolved organic decay products of terrestrial origin, so called "yellow substance". Yellow substance distribution measurements can be used in study of the transport and mixing processes along the coast. Fluorescence and absorption properties of the yellow substance in the short wavelength region can serve as an index of its concentration. Correlations between the reflectance values, particularly in the blue part of the spectrum, and the concentration of the fluorescent component of the dissolved organic matter are investigated.

REFERENCES

- Doerffer R. : (1980). Factor analysis in ocean color interpretation, Proc. of the IUCRM/SCOR/COSPAR Symposium "Oceanography from Space", Venice (in press).
- Gordon, H.R., Clark, D.K., Mueller, J.L., Hovis, W.A.: (1980). Phytoplankton Pigments from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: Comparison with Surface Measurements, Science 210, 63-66.
- Morel, A: (1980). In-water and remote measurements of ocean color, Boundary-layer Meteorology 18, 177-201.
- Morel, A., Bricaud, A: (1981). Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton, Deep Sea Res. 28A, 1375-1393.

Neville, R.A., Gower, I.F.R.: (1977). Passive remote sensing of phytoplankton via chlorophyll a fluorescence, J. Geophys. Res. 82 3487-3493.

Sathyendranath, S.: (1981). Influences des substances en suspension et en solution dans les eaux de mer sur l'absorption et la réflectance. Modelisation et applications a la tele-detection, These, l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1-123.

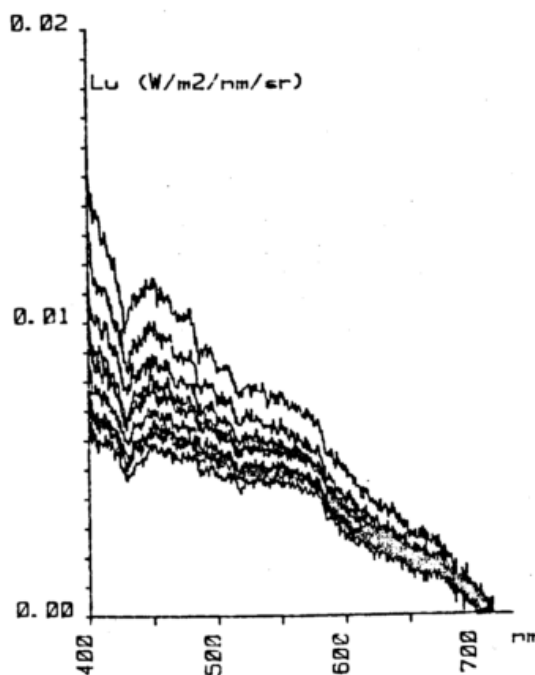


Fig. 1. Atmospheric influence on the upwelling radiance L_u spectra measured from the aircraft above North Sea coastal water with high content of dissolved organic matter. Increase of the signal is connected with increase of the altitude (150 m, 200 m, 215 m, 275m, 335 m, 395 m, 490 m, 580 m, 670 m).

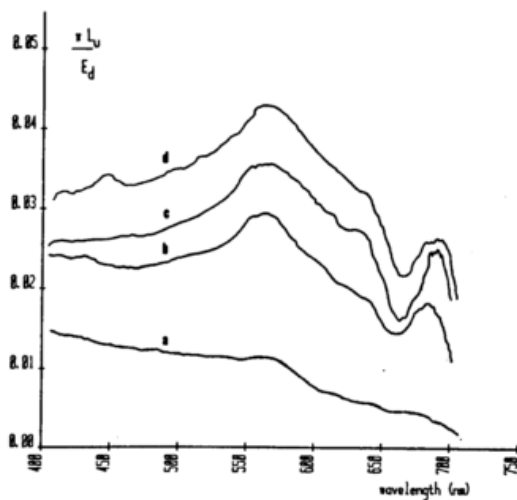


Fig. 2.
Reflectance spectra as measured above coastal waters of various composition.
Line a: North Sea water with high concentration of dissolved organic material. Line b: flow (North Sea) water in the Wadden Sea. Line c: mixed flow and ebb water in the Wadden Sea. Line d: turbid ebb water of the Wadden Sea.

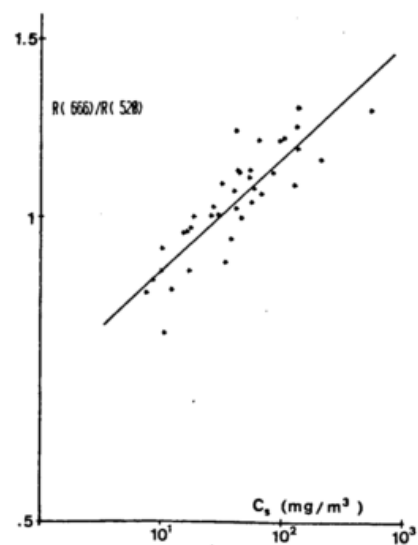


Fig. 4.
Preliminary results of investigation on correlation between ratio of reflectances at two wavelength (as indicated) and the total suspended matter concentration C_s .

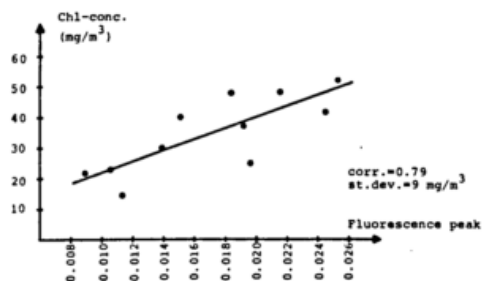


Fig. 3.
Chlorophyll a concentration versus relative chlorophyll fluorescence peak height.

A METHOD FOR THE RETRIEVAL OF PHYTOPLANKTON AND SEDIMENT CONTENTS FROM REMOTE MEASUREMENTS OF SEA COLOUR IN THE COASTAL ZONE. RESULTS OF VALIDATION TESTS.

S. Tassan

Commission of the European Communities, Joint Research Centre, Ispra Establishment
21020 Ispra (Va) - Italy

Remote measurements of sea colour, carried out by satellite-borne sensors, are capable to provide information on the substances contained in the upper water layers. The problem of obtaining quantitative results about the main seston components, i.e. phytoplankton and inorganic sediment, is, however, far from being solved for the general case when the above quantities are independent variables (e.g. in coastal waters).

The main difficulties encountered are linked to the low value of the water upwelling radiance relative to the measured radiance component due to the presence of the atmosphere, as well as to the particular spectral signatures of chlorophyll-a and sediment, which do not allow a simple discrimination between these substances on the basis of their optical effects.

A method for the retrieval of phytoplankton and inorganic sediment contents in coastal waters, including a procedure for the determination of the atmospheric correction, has been elaborated through a theoretical simulation pattern and tested by sensitivity analysis techniques (TASSAN, 1981).

This paper presents some results of a series of validation tests focused on the problem of sediment retrieval, which were performed using experimental data collected in a zone of the Adriatic Sea where high quantities of inorganic sediment (uncorrelated to phytoplankton) are discharged by the Po river. The data considered (Coastal Zone Colour Scanner images and sea truth values) were provided by the Joint Research Centre of the European Community, in collaboration with the Istituto per lo Studio delle Grandi Masse of the Italian National Research Council.

The experimental tests were integrated with predictions supplied by theoretical simulations, yielding results applying also outside the considered water compositions range (chlorophyll-a: .1 - 5 mg/m³, sediment: .5 - 30 g/m³).

The sediment retrieval algorithm tested was the logarithmic expression

$$\log S = A + B \log [R(\lambda_i) - R(\lambda_j)] \quad (1)$$

with $\lambda_i = 550$ nm, $\lambda_j = 670$ nm (i.e. channels 3 and 4 of CZCS).

A best fit to a comprehensive set of data yielded

$$\log S = 4.250 + 2.365 \log [R(550) - R(670)] \quad (2)$$

which applies to the range

$$.5 \leq S(\text{g/m}^3) \leq 30, \quad .1 \leq \text{chl}(\text{mg/m}^3) \leq 1$$

An operational variable with lower sensitivity to the chlorophyll content was found to be

$$y = [R(550) - R(670)] \cdot \{ 1 + \beta [R(520)/R(550)]^\gamma \} \quad (3)$$

with $\beta \sim .8$, $\gamma \sim -3$.

The corresponding retrieval algorithm

$$\log S = 3.318 + 1.953 \log y \quad (4)$$

appears to yield accurate results in the interval $.1 \leq \text{chloroph.}(\text{mg/m}^3) \leq 7$.

Eqs.(2) and (4) exhibit similar accuracies (around $\pm 30\%$) over the whole validity range.

An iterative procedure was used to determine the atmospheric correction to the remotely measured radiances, through the equation

$$\begin{aligned} LW(\lambda) &= [L(\lambda) - LR(\lambda)] - \epsilon(\lambda, 670) \\ &[L(670) - LR(670) - LW(670)] \end{aligned} \quad (5)$$

where $L(\lambda)$ = measured (apparent) radiance, $LW(\lambda)$ and $LR(\lambda)$ = contributions to $L(\lambda)$ due to the water upwelling radiance and to molecular scattering in the atmosphere, $\epsilon(\lambda, 670)$ = ratio of the contributions to the apparent radiances at wavelength λ and 670 nm due to scattering by the atmospheric aerosols. The quantity $\epsilon(\lambda, 670)$ was inferred from CZCS data pertaining to a selected clear-water area in the scene, where the $LW(\lambda)$ values can be computed with adequate accuracy.

The iterative computation neglected in the first instance $LW(670)$ in Eq.(5). The corresponding first order estimate of the sediment content (Eqs.(2) or (4)) was used to

calculate the LW(670) term of Eq.(5) for the second order calculation. The procedure was found to be effective, yielding residual errors in the retrieved sediment concentration below 10%.

It is remarked that the proposed method does not depend upon limiting assumptions about the homogeneity of the atmospheric conditions over the CZCS image, due to the proven low sensitivity to such conditions of the term $\epsilon(\lambda, 670)$.

In agreement with the predictions of the quoted sensitivity analysis, the standard chlorophyll retrieval algorithm

$$\log \text{chl.} = A + B \log[R(520)/R(550)] \quad (6)$$

was shown to be very sensitive to the sediment concentration (at least for the chlorophyll content range .1 - 3 mg/m³ of the waters considered).

An expression similar to Eq.(6), but operating on the variable

$$Z = [R(520)/R(550)] + \alpha[R(550) - R(670)] \quad (7)$$

with $\alpha \sim 6$, was tested and found to be little affected by sediment (over the range 1 - 10 g/m³), while yielding a similar accuracy.

The application ranges of the retrieval algorithms and operational variables expressed by Eqs. (2), (3), (4), (6) and (7), are being extensively tested over a variety of situations which occurred in the test site during the experimental campaign.

REFERENCES

- TASSAN, S., A Method for the Retrieval of Phytoplankton and Sediment Concentrations from Remotely Measured Water Colour Spectra. Proc. of 14th Int. Symp. on Remote Sensing of Environm., Ann Arbor, Mich., USA.(1980).

A COMPARISON OF MICROWAVE AND INFRARED TECHNIQUES FOR MEASUREMENTS OF SEA SURFACE TEMPERATURE (SST) FROM SPACE

D T Llewellyn-Jones, D L Croom, J E Harries

Rutherford Appleton Laboratory, Chilton, Didcot, UK

The global coverage offered by satellite measurements gives great potential to the measurement of SST from space. The remarkable high definition images produced by the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA/TIROS operational meteorological satellites have opened up new possibilities in the study of coastal processes and, on a more practical level, the infrared images from the Meteosat geostationary satellite are currently being used by fishing fleets to identify the temperature fronts at which Tuna fish congregate.

These type of applications require good spatial resolution and good sensitivity to temperature gradients rather than high absolute accuracy. On the other hand, for the study of large-scale processes, such as those occurring in the Earth's climate system, high absolute accuracies are required. This is because the influence of the ocean surface on the atmosphere depends critically upon SST (as well as other parameters such as air-sea temperature difference, wind-stress etc.), and as the oceans' circulation system is responsible for moving large quantities of heat around the globe, it is easy to see that the coupling between atmospheric and oceanic circulation systems is a vital element in the understanding of our global climate. It has been suggested that changes of $< 0.2K$ averaged over areas of several hundred kilometres square can produce significant climatic changes (JSC and CCCO, 1981).

It is unlikely that an accuracy of this level can ever be achieved operationally from space on account of the geophysical limitations to radiometry through the atmosphere. However, accuracy of $\pm 0.5K$ can be shown to be a reasonable possibility, and this will result in major advances in the monitoring and understanding of changes in the global climate. On the other hand, accuracy levels which fall short of this value will be of only marginal use in this field.

There are two basic approaches to the measurement problem, microwave and infrared, both with major advantages and disadvantages. These will be discussed in some detail in the paper but can be summarized as follows :-

Microwaves - cloud penetration possible; insensitive to thin haze; poor pyrometric sensitivity (Rayleigh Jeans law); low emissivity of water; emissivity dependent on sea state.

Infrared - good pyrometric sensitivity (near peak of Planck Function); good spatial resolution; emissivity of water close to unity (for nadir view); no cloud penetration; haze contamination a serious problem.

Simulations and published validation exercises for both techniques will be reviewed and discussed. Two problems which have become apparent from these are as follows :-

(1) In the microwave case the behaviour of the antenna, both in terms of sidelobe pattern and consistency during scans, can be a vital instrumental limitation to the technique, and the influence of clouds in particular have not yet been successfully corrected for (Hofer et al, 1981), although cloud penetration is undoubtedly the main potential advantage of the microwave technique.

(2) In the infrared case the 3.7 μm wavelength window, which has very high theoretical radiometric sensitivity and a small atmospheric correction due to water vapour, is so susceptible to haze contamination that its full theoretical potential for high accuracy SST measurements will probably never be realised on an operational basis.

References

HOFER, R, NJOKU, E G and WATERS, J W

JSC and CCCO

McCLAIN, E P

Present results show that the infrared techniques as investigated by McClain (1981) are capable of greater accuracy on a global scale than microwave techniques so far demonstrated. However, it will be shown that if the two techniques could be employed simultaneously, preferably using a very large (> 10 m) and well-calibrated antenna for the microwave instrument (thereby giving it comparable spatial resolution to the infrared technique) the advantages of both techniques could be combined. This would provide the wide coverage and high radiometric accuracy that is required by climatologists and other disciplines.

"Microwave Radiometric Measurements of Sea Surface Temperature from the SEASAT satellite: First Results", *Science*, 212, 1981, pp 1385 - 1387.

Report of the meeting on the co-ordination of the plans for future satellite observing systems and ocean experiments to be organised within the WCRP. Chilton UK. ICSU MWO (1981) pp 32 - 34.

Multiple atmospheric-window techniques for satellite-derived sea surface temperatures. In "Oceanography from Space", J F R Gower (ed) Plenum Press (1981), pp 73 - 85.

THE ALONG-TRACK SCANNING RADIOMETER - AN IMPROVED TECHNIQUE TO MEASURE SEA SURFACE TEMPERATURE AND ATMOSPHERIC EFFECTS

J Ballard, P F Gray, H Hadley, D T Llewellyn-Jones, C G Rapley*,
E J Williamson†, A M Zavody

Rutherford Appleton Laboratory, Chilton, UK

* Mullard Space Science Laboratory, University College, London, UK

† Department of Atmospheric Physics, Oxford University, UK

1 INTRODUCTION

The Along-Track Scanning Radiometer (ATSR) has been designed for improved infrared sea surface temperature (SST) measurements from space. The radiometer makes a direct measurement of the atmospheric correction to the radiation emitted from the sea surface by viewing the same scene of the earth's surface at two angles (0° and 60°) and in three atmospheric "window" channels at 3.7 μm , 11 μm and 12 μm . The performance of the ATSR has been evaluated by an extensive program of numerical simulations taking account of molecular and particle effects in the atmospheric path.

The principal data products are SST over large areas (50 km x 50 km) with an absolute uncertainty < 0.5K and infrared images with 1 km spatial resolution and < 0.5K relative (pixel-to-pixel) uncertainty. Other data products are global measurements of total vertical column water content to 35%, regional statistics of cloud cover, cloud top temperature, aerosol amounts, and the water vapour component of the neutral atmosphere range correction for radar altimetry.

2 ALONG TRACK SCANNING CONCEPT

Measurements are made of the same scene at two viewing angles, such that the atmospheric pathlength for the two views is in the ratio of approximately 2:1. The difference between radiances measured in the two views depends only on atmospheric emission, absorption and scattering at the measurement

wavelength. This technique has two major advantages over the multiwavelength technique :

(i) The multiwavelength technique requires knowledge of the spectral dependence of the atmospheric emission/absorption/scattering, which is a highly variable function in the presence of ill-defined aerosol or haze layers. By contrast these effects are measured directly by the along-track scanning technique.

(ii) The same radiometer, with a simple scanning mirror, can be used for both angular views, thereby avoiding the stringent interchannel calibration requirements of multiwavelength instruments.

However, the best performance over the widest range of meteorological conditions is achieved in the ATSR with a combination of along-track and multiwavelength techniques. This can be seen from table 1,

Table 1 Comparison of ATSR and AVHRR performance

Operational night/day mode (11 and 12 μm channels only)

RADIOMETER BIAS	VISIBILITY	AVHRR/2 11 μm & 12 μm	ATSR 11 μm & 12 μm	ATSR 11 μm	ATSR 12 μm
None	Clear	0.42	0.21	0.41	0.65
	Mixed	0.55	0.36	0.51	0.78
1% change in emissivity of calibration black body between 11 μm and 12 μm	Mixed	-2.2	-2.2	0.7	

Clear air night only mode (3.7 μm channel available)

RADIOMETER BIAS	VISIBILITY	AVHRR/1 3.7 μm & 11 μm	AVHRR/2 3.7, 11, & 12 μm	ATSR 3.7 μm	ATSR 3.7 & 11 μm
None	Clear	0.28	0.19	0.15	0.10
	Mixed	1.8	1.4	1.8	0.75

in which the simulated performance of the ATSR is compared with that of two multiwavelength sensors. The numbers in the tables are the standard deviations (K) obtained when retrieved SST values are compared with true values. The retrieved temperatures were obtained by expressing the SST as a linear combination of the measured (brightness) temperatures at each wavelength and angle :-

$$T_{\text{retrieved}} = a_0 + \sum_i a_i T_i \quad (1)$$

Coefficients a_0 , a_i were obtained by linear regression using a representative ensemble of atmospheric profiles. A temperature difference due to radiometer noise of 0.05K was assumed, which is achieved by spatial averaging of the 1 km pixels. Cloud clearing is achieved by using a histogram technique on the measured radiances, and accurate SST measurements will be possible in conditions of up to 80% cloud cover.

3 INSTRUMENT DESCRIPTION

The ATSR is an imaging radiometer having three infrared co-registered channels. (The possibility exists to add a further two infrared/visible channels). The channels are at 3.7 μm , 11 μm and 12 μm wavelength, defined by interference filters and by beam splitters. The optical system, shown schematically in figure 1, has a collecting aperture 106 mm in diameter and an instantaneous field of view (IFOV) of 0.08° and 0.08°, corresponding to 1 km x 1 km on the earth's surface at the nadir point. The IFOV is scanned over the earth's surface by a rotating plane scanning mirror in such a way that it gives two earth views (0° and 60° to the nadir) through curved apertures in the instrument casing. Each scan also includes views of on-board calibration black bodies between the earth views.

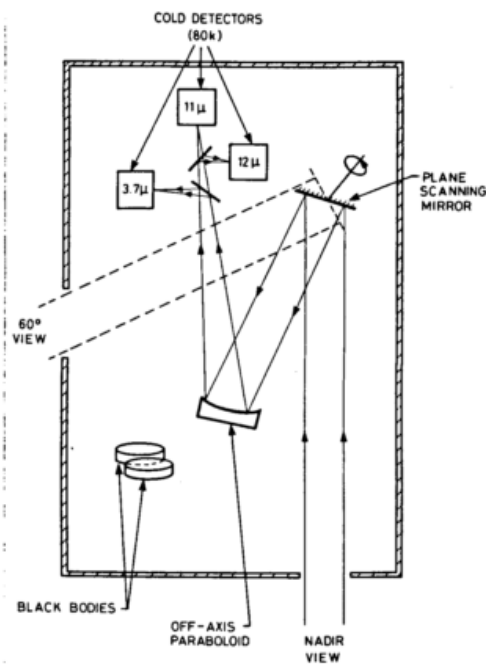


Figure 1 ATSR - Optical System

Figure 2(a) shows the scan sequence, and figures 2(b, c) show the instantaneous field on the earth's surface which contributes most of the radiation intensity falling on a detector, in the 0° and 60° views respectively. The contours on each of figures 2(b, c) are of the contribution to the detected radiation intensity expressed as a percentage of the maximum intensity from anywhere within the respective field, in 20% increments. The effects of geometrical observations and diffraction at 10 μm wavelength were considered. The scanning mirror directs radiation from the earth, or from the internal black bodies onto the off-axis paraboloid which forms an image of the IFOV on each detector. The mirror rotation rate is adjusted so that each scan is contiguous with the previous. Drive is via a gear reduction from a hysteresis motor of approved design for space applications. Dry lubricated bearings are used throughout.

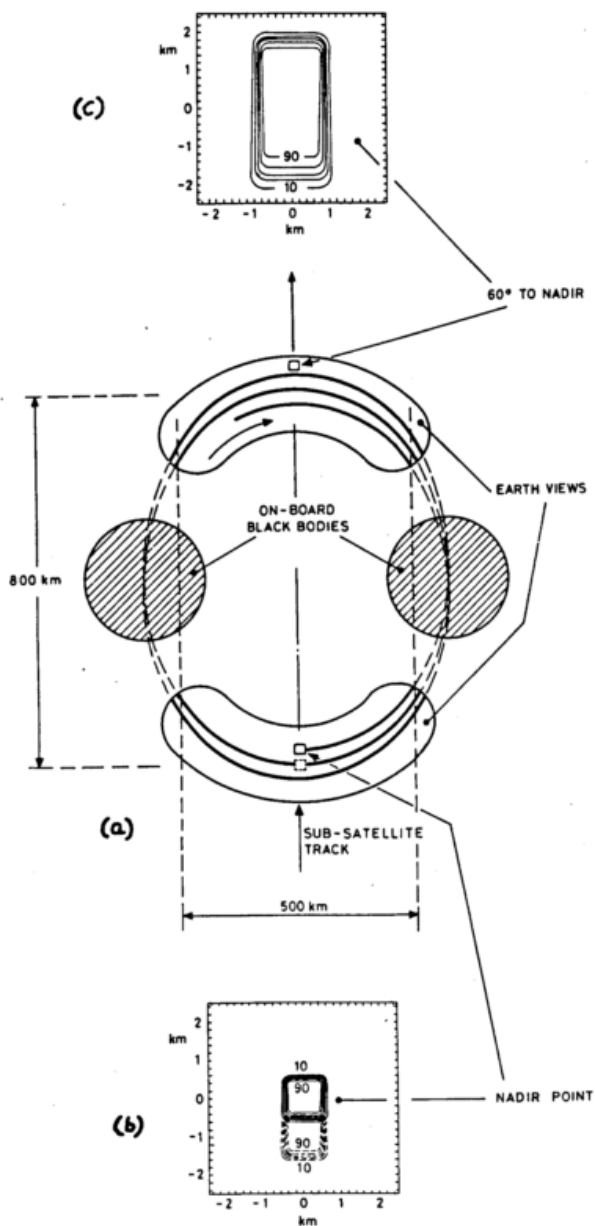


Figure 2 ATSR - Scan Cycle and Footprint

Each channel has a single element photo-conductive HgCdTe detector cooled to 80K. Cooling of the detectors is achieved by a single mechanical refrigerator of new design for space applications by Oxford University Departments of Atmospheric Physics and Engineering Science. This device operates in the Stirling cycle and it is expected to have an efficiency $> 4\%$ Carnot giving 0.5W cooling power at 80K. The refrigerator

consists of two separately driven electrical machines; a compressor unit and a displacer unit coupled by a small bore tube. The working fluid is helium gas at 8 bar pressure. Both the compressor and the displacer contain moving pistons driven approximately sinusoidally by linear motor drives at a frequency in the range 30 Hz to 50 Hz. A second (dummy) compressor unit with a suitable phased drive provides momentum compensation.

The sensor and its electronics occupies an envelope 565 x 380 x 540 mm. The weight is estimated to be 28 kg. Signal processing is of conventional design. Each detector output is amplified by an active bandpass filter amplifier with a passband 0.01 Hz to 20 kHz. The amplifier output is restored to a preset "zero" level once per scan while the detector is viewing the colder of the two calibration black bodies, or space. The amplified signals are digitized to 10 bit resolution at a 20 kHz rate synchronous with the scanning mirror and passed to the spacecraft data system via a buffer.

4 VALIDATION OF THE ALONG-TRACK SCANNING CONCEPT

Work has started on the combination of Meteosat II and AVHRR/2 images to provide a validation of the along-track scanning technique. Meteosat II, a geostationary satellite, and AVHRR/2, a polar orbiter, view co-incidentally the same areas of ocean from different angles. These co-incidences will be studied to retrieve SST using a multi-angle, multiwavelength approach.

PERFORMANCE OF THE "SPLIT WINDOW" AT 11 AND 12 μm WAVELENGTH FOR ACCURATE DETERMINATION
OF SEA SURFACE TEMPERATURE

P J Minnett, R W Saunders, A M Zavody, D T Llewellyn-Jones
Rutherford Appleton Laboratory, Chilton, Didcot, UK

1 INTRODUCTION

The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on the TIROS-N/NOAA series of operational satellites (Schwalb, 1978) produces high-quality images of sea surface temperature (SST) patterns. The AVHRR measures radiance near the peak of the emitted thermal radiation ($11.0 \pm 0.5 \mu\text{m}$), at $3.75 \pm 0.2 \mu\text{m}$, and also in the near infrared and visible.

The use of these images has been largely restricted to the portrayal of the surface outcrops of thermal fronts (eg Legeki, 1978) as the absolute accuracy of the SST determination has been less than that required for research and operational applications (eg JSC and CCCO, 1981). A major problem in producing absolute temperature calibration is due to the effect of the atmosphere on these radiometric measurements, in particular the effects of water vapour and aerosols. Even in the so-called "window" regions, the atmosphere is not entirely transparent and the degree of opacity varies with water content.

Numerical simulations, described below, show the theoretical accuracy of AVHRR to be 0.33K in clear air and 1.8K for moderate visibility. These figures are for night-time use without any spatial averaging and the large range is caused by the high susceptibility of the $3.7 \mu\text{m}$ channel to aerosol effects. Comparison with in-situ measurements showed an rms discrepancy of about 0.8K (McClain, 1981) and an accuracy of about 0.5K could be achieved by considering data from a

limited area over a limited period (Tabata and Gower, 1980).

The AVHRR/2 on NOAA-7 (operational since July 1981) includes a third infrared channel at $12.0 \pm 0.5 \mu\text{m}$. These simulations, and those of McClain using an atmospheric transmittance model, show that this additional data will give improved accuracy of SST measurement. More importantly, it allows daytime operation, when the $3.7 \mu\text{m}$ channel data are unreliable because of sun-glint and atmospheric scattering of solar radiation. Furthermore good SST measurements should be possible when the $3.7 \mu\text{m}$ channel is affected by light haze; moreover, the presence of haze itself can be detected by checking the self-consistency of the SST values derived with and without data from the $3.7 \mu\text{m}$ channel.

In addition to the results of numerical simulations of the performance of AVHRR/2 under various atmospheric conditions, this paper presents the preliminary results of a study of recent data from AVHRR/2 in comparison with SST measurements from oceanographic research vessels.

2 SIMULATIONS

The performance of AVHRR/2 was investigated theoretically by numerical modelling. A globally representative sample of 59 radiosonde profiles of atmospheric pressure, temperature and water vapour density together with line-by-line calculations of absorption were used in the simulations. (The same profiles were used previously by McClain, 1981

and Zavody et al, 1981).

In addition to molecular absorption, aerosol effects were also considered. The calculations were done for 'oceanic' aerosols (Knezyis et al, 1980) and the particle number densities were assumed to be independent of height up to 1 km above sea level, and zero above. The number densities were specified in terms of visible range at sea level, and the absorption and extinction coefficients for each wavelength channel were computed using the tabulated values of Knezyis et al, 1980.

Radiation emitted by the sea surface and the atmosphere and reflected radiation from the sea were included in the calculations. The relationship between the brightness temperatures in the different channels and the true sea surface temperatures was assumed to be in the form

$$T_{SST} = a_0 + a_1 T_1 + a_2 T_2 + a_3 T_3 \quad (1)$$

and the coefficients were determined by using linear regression. The effect of radiometer noise on the coefficients was also considered, the NEAT values used were 0.12K in all three wavelength channels.

For daytime use when the 3.7 μ m channel cannot be used owing to reflected sun-light, the best fit relationship is given by

$$T_{SST} = 0.79 + 3.573T_{11} - 2.575T_{12} \quad (2)$$

The temperatures are in K and the visible range used was 100 km in all the atmospheres.

When all three infrared channels on AVHRR/2 can be used simultaneously, the true sea surface temperature is given by

$$T_{SST} = -5.93 + 1.200T_{3.7} + 0.510T_{11} - 0.681T_{12} \quad (3)$$

The rms error from the two channel simulations is 0.67K and from the three

channel simulations is 0.27K

3 SST MEASUREMENTS FROM AVHRR/2

3.1 Techniques of cloud clearance

To determine whether cloud was present in the field of view, a number of different techniques are used. The most widely applicable method is to use the histogram technique (Harris et al, 1982), since this method can be used at all times of the day and night. Other methods using the reflected visible or 3.7 μ m radiance as a means to detect cloud during the day have also been implemented and compared with the results of the histogram technique. The 3.7 μ m reflected radiance may be a better discriminator between cloud and cloudfree fields of view.

3.2 Haze detection

The 3.7 μ m channel is very sensitive to the presence of haze and mist, much more so than the 11 and 12 μ m channels. Thus haze can severely degrade the SST values derived from data using all three channels. To investigate the possibility of using the 3.7 μ m data to detect haze, SST measurements from 3 channels and from the 11 and 12 μ m "split-window" are compared over a wide range of conditions (35°N to 70°N).

3.3 Comparison with in-situ measurements

Data from AVHRR/2 for a number of days from which reliable measurements from research vessels are available are analysed using the relationships described above. SST measurements derived from individual cloudfree pixels are spatially averaged. The daytime data uses the 2 channel regression (eq 2), the night-time the 3 channel regression (eq 3). These mean values are compared with coincident ship measurements after having transformed pixel coordinates to geographical coordinates.

4 CONCLUSIONS

The addition of the channel at 12 μm in the AVHRR/2 has much improved the performance and versatility of this instrument. However, the results presented here, and those of McClain (1981), show that in reality the highest theoretical accuracies predicted are rarely achieved. Some of the observed discrepancy

is due to physical processes, such as the skin effect and the diurnal thermocline, which makes the radiation temperature of the ocean surface different from the temperature measured by conventional means, but some must be attributed to remaining uncertainties in the atmospheric correction.

References

HARRIS, A W; LLEWELLYN-JONES, D T

Use of the histogram technique on cloudy satellite sea surface temperature data. To be published.

JSC and CCCO

Report of the meeting on the co-ordination of the plans for future satellite observing systems and ocean experiments to be organised within the WCRP. Chilton UK. ICSU WMO (1981)

KNEYZIS, F X; et al

Atmospheric transmittance/radiance: Computer Code LOWTRAN 5. Report AFGL-TR-80-0067 (1980)

LEGEKIS, R

A survey of world-wide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites. Journal of Geophysical Research, 83 (1978) pp 4501 - 4522.

McCLAIN, E P

Multiple atmospheric-window techniques for satellite-derived sea surface temperatures. In "Oceanography from Space", J F R Gower (ed) Plenum Press (1981), pp 73 - 85.

SCHWALB, A

The TIROS-N/NOAA A-G satellite series, NOAA Technical Memorandum NES595. March 1978.

TABATA, S; GOWER, J F R

A comparison of ship and satellite measurements of sea surface temperature off the Pacific Coast of Canada. Journal of Geophysical Research, 85 (1980), pp 6636-6648.

ZAVODY, A M; et al

Use of angular scanning in deriving an accurate atmospheric correction for infrared surface measurements from a satellite, presented at IAMAP 3rd Scientific Assembly Hamburg (1981)

Improvement of Numerical Fine Mesh Analysis of Humidity Using IR-Image of NOAA6 Satellite Data

E.HILT and E.REIMER, Freie Universität Berlin

ABSTRACT

For improvement, fine-mesh analysis of relative humidity is compared to infrared satellite imagery, which is geometrically located by three-dimensional temperature analysis. In relation to observed cloudiness the adjustment of the gridded analysis is discussed for a special case. The temperature data from satellite imagery is derived from digital processed NOAA6 APT data. The received analog signals are normalized after A/D conversion and then transformed to equivalent blackbody temperatures. A first guess temperature correction to the different atmospheric attenuations is incorporated.

INTRODUCTION

For precipitation forecasting with fine-mesh numerical prediction models a more detailed initial moisture field could be of value. While the surface observational network has an acceptable horizontal density over Europe, the radiosonde observations are too widespread for the analysis of mesoscale details in a moisture field. Moreover the measurement of relative humidity usually reach the state of saturation only in the lowest part of the troposphere. Therefore satellite-determined and surface cloud informations are used as a constraint to adjust the field of relative humidity over Europe.

WASNER et. al. (1981) demonstrate a procedure for that purpose, where the cloud top information by IR-image is used pure and direct for a correction of relative humidity to 100%. Therefore an attempt is made, to have more regard to the moisture field analyzed with radiosonde and surface observations.

METHOD AND RESULT

The numerical analyses of geopotential, temperature and relative humidity is made on a numerical orthogonal grid of 81×81 points in the stereographic projection in GON and a resolution of 63.5 Km in GON for the area shown in Fig.1. The numerical interpolation is carried through on isentropic surfaces and at the ground by statistical interpolation (REIMER, 1980). The data base consists of radiosonde and surface observations. The vertical cross sections in the example below are interpolated from these analyses.

To incorporate the cloud information of the IR-image the temperature equivalent has to be determined. These temperature values are obtained from APT IR-data of the NOAA6 satellite (LAURITSON et. al., 1979). NOAA6(7) satellite data are on-line received and digitally processed on a regular basis by the Institut of Meteorology of the Freie Universität Berlin (KOSLOWSKY, 1977).

Temperature measurements of reasonable accuracy can be derived from the IR channel of the APT data. The calibration of the NOAA6 scanning radiometer in the 10.5 to 12.5 μm IR range is a two step procedure, which is applied off-line to the received data stream.

First, by the process of electronic calibration corrections are made to some inconsistencies in the analog signals on the receipt of them at the Berlin station. These signals are digitized and converted to 8-bit counts. With a least-square fitted polynomial of fifth degree the input data are transformed to the normalized gray levels by use of calibration wedge-values fed in by the satellite.

As a second step, a dynamic inflight thermal calibration technique is used to establish the relationship of the radiational energy received by the sensor to the effective temperature of the scene being viewed and to compute the calibration curve, which relate the radiant input energy to the sensors output voltage. For that, it is supposed, that the radiometer sensor outputs are linear with energy over the viewed temperature range (180 to 330 K). The relationship of blackbody radiation received by the IR sensor to the effective temperature measured at the viewed surface is determined by the radiative transfer equation, which is the weighted spectral integration over PLANCK's formula.

For the temperature calibration three types of data are used from the satellite's data stream: Radiometer output, when viewing space - when viewing the internal blackbody target - and the output of the internal target thermometers.

For the deep space reference near zero radiation is assumed.

Radiation in the IR range 10.5 to 12.5 μm emitted by the surfaces of the Earth and the clouds are attenuated by the atmosphere. The most important absorber in this range is

water vapour. Therefore the attenuation is mainly a function of the concentration of water vapour and the distance between the viewed scene and the satellite sensors. This distance depends on the scanner angle of the satellite.

On an experimental basis atmospheric attenuation curves for a standard atmosphere are used with respect to the scanner angle. These curves are an adaptation from the DMSP satellite (FETT, 1977). They are adjusted for the NOAA data with known sea-surface temperatures.

The digital calibrated and corrected temperatures are used as a reasonable estimate for a comparison to the numerical analyzed temperature fields.

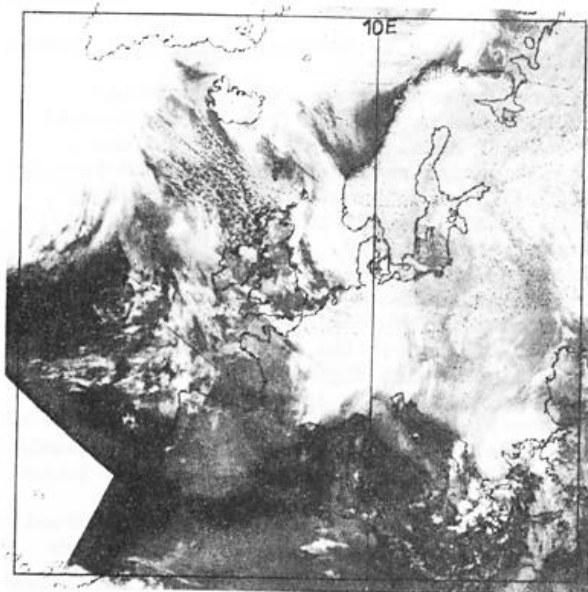


Fig. 1 : IR-image from NOAA6 for 19.1.81 approx. 9 GMT. The bounds show the area used for numerical analysis.

Fig. 1 shows the satellite image from 19.1.81 appr. 9 GMT and Fig. 2 the geopotential from 19.1.81 12 GMT for the 950 mb level. The features of interest are a cyclone over Central Europe accompanied by large cloud formations and a front over the ice-sea. The West-Mediterranean and the Scandinavian areas are mostly clear. At this time these features have shown only slow changes in time, so that the time differences between the satellite image and the radiosonde observations can be neglected for this example.

Fig. 3 shows the temperature profile derived by the transformation of radiation along the meridian 10E. While the thin line shows the equivalent blackbody temperatures, the thick

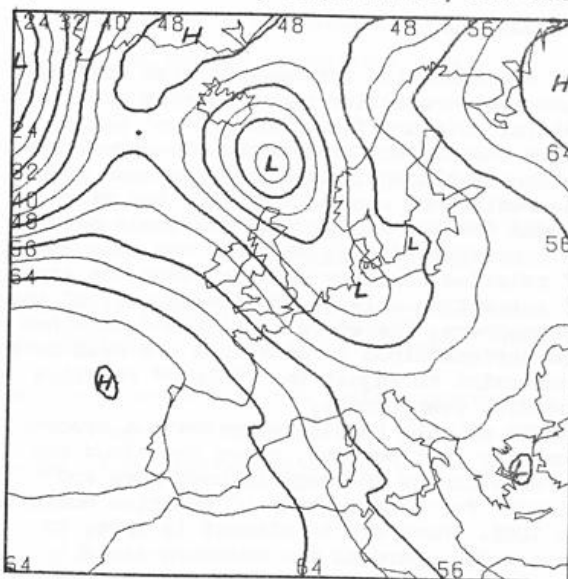


Fig. 2 : Geopotential height (Gpdm), analysis on pressure level 950mb for 19.1.81 12 GMT.

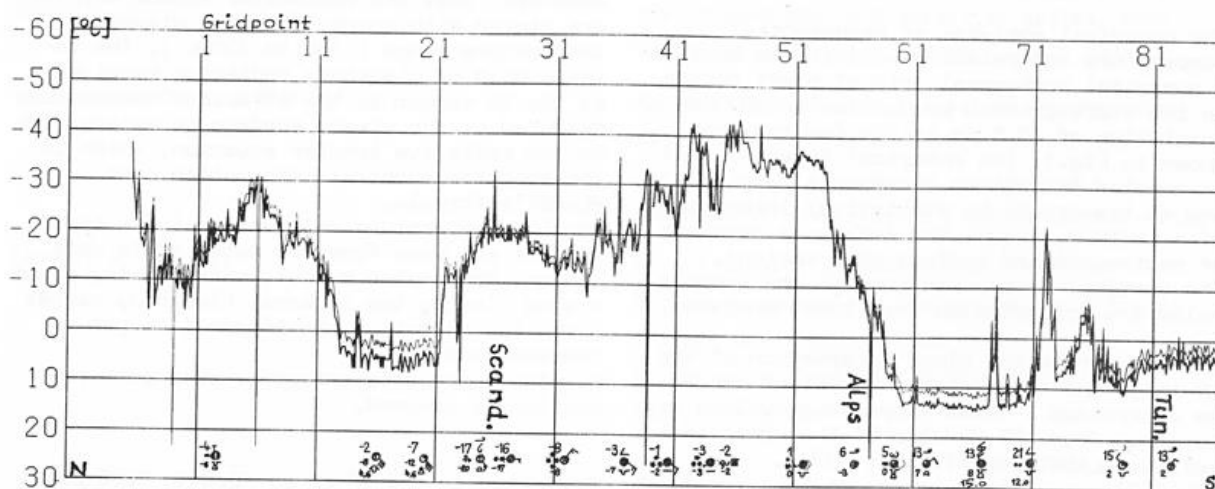


Fig. 3 : IR-temperature equivalents along meridian 10E. Thin line: uncorrected, thick line: corrected temperatures ($^{\circ}\text{C}$) related to the numerical grid (81 points). The surface observations are in WMO-norms and four sea-surface temperatures are added.

line represents the corrected temperatures. Moreover the nearest surface observations are added, with cloud symbols, dry temperature, dew-point and four sea-surface temperatures.

Looking from north to south, the temperatures are in good agreement, however, one has to consider, that the IR-temperatures represent the direct earth/sea-surface in clear areas, as demonstrated west of Scandinavia, where an outbreak of cold air produces big differences between temperatures at sea-surface and in the air directly above. The cloudtops over Central Europe show temperatures down to -40°C , where cloudtop is only an auxiliary conception, because the highest clouds will be gradually transparent. Such effect is shown, for example, over Tunisia, where the observed Cirrus clouds produce a diminution of the temperature equivalents.

For a combination of IR-data and numerical analysis an averaging is carried out, where 10×10 Pixel around each gridpoint are examined. For this procedure the mean and the extrema are determined and, centered to the mean, the most extreme values are neglected. That is repeated for smaller bounds until the absolute difference between the extrema reaches 6°C . One effect is the recognition of noise and errors, and on the other hand a weighted decision is made between different cloud levels in the neighbourhood of large cloud areas or mixed formations. For the central IR-image Fig. 4 displays such mean temperatures.

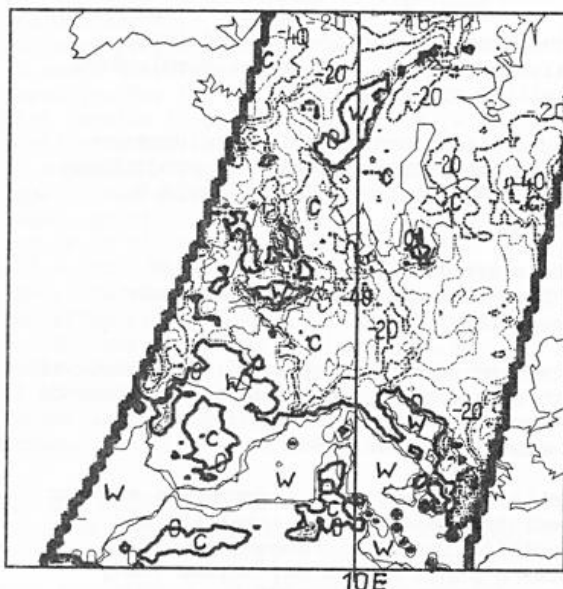


Fig. 4 : Mean temperature equivalents ($^{\circ}\text{C}$) for the central image of Fig. 1. thick line: zero, medium lines: 20° intervals, thin lines: 10° intervals. Broken lines belong to negative temperatures.

The smoothed IR-temperatures at the grid-points are compared to the three-dimensional temperature analysis.

Beginning at the highest level the location of the IR-image is determined by comparison of temperature, if possible and necessary, down to the earth surface.

The very thick line in Fig. 5 and Fig. 6 shows the geometrical result for the cross section along the meridian 10°E . Naturally, the sea surface temperatures are not realized in the numerical analysis, because only the standard measurement of temperature is used for interpolation.

Comparing the IR-profile to the distribution of relative humidity in the corresponding vertical cross section (Fig. 5), there is a quite good agreement in the main features of moisture. However, the absolute values are relatively low.

For the adjustment the surface cloud and weather observations are examined, to appoint gridpoints with precipitation or heavy cloudiness. For such gridpoints the vertical column is searched for values of relative humidity, which exceed the value at the IR-location. All exceeding values are set to 100% with exception of the earth surface.

To preserve the vertical and horizontal characteristics of the moisture field analyzed by radiosonde measurements, an adjustment is made along the vertical column by the demand:

$$\int [(f_i - f_{10})^2 + .5 (\frac{\partial f_i}{\partial \theta} - \frac{\partial f_{10}}{\partial \theta})^2] d\theta = \text{Min.}$$

f_i is relative humidity wanted, f_{10} is humidity just changed and $\frac{\partial f_{10}}{\partial \theta}$ are the vertical derivatives from the original analysis. The integration is carried through for all vertical levels and boundary values are fixed at the earth and at the highest level.

Fig. 6 shows the resulting field and the comparison of Fig. 5 and 6 demonstrates a reasonable correction of relative humidity over Central Europe and South Scandinavia. Moreover the front over the ice-sea seem to be much better defined after the adjustment.

Because the results are encouraging, future tests will be made with a sequence of cases. Problems may arise from the usual time difference between the satellite image and the radiosonde observations. However, to have regard to that fact the satellite image will have to be deformed for the described procedure in time.

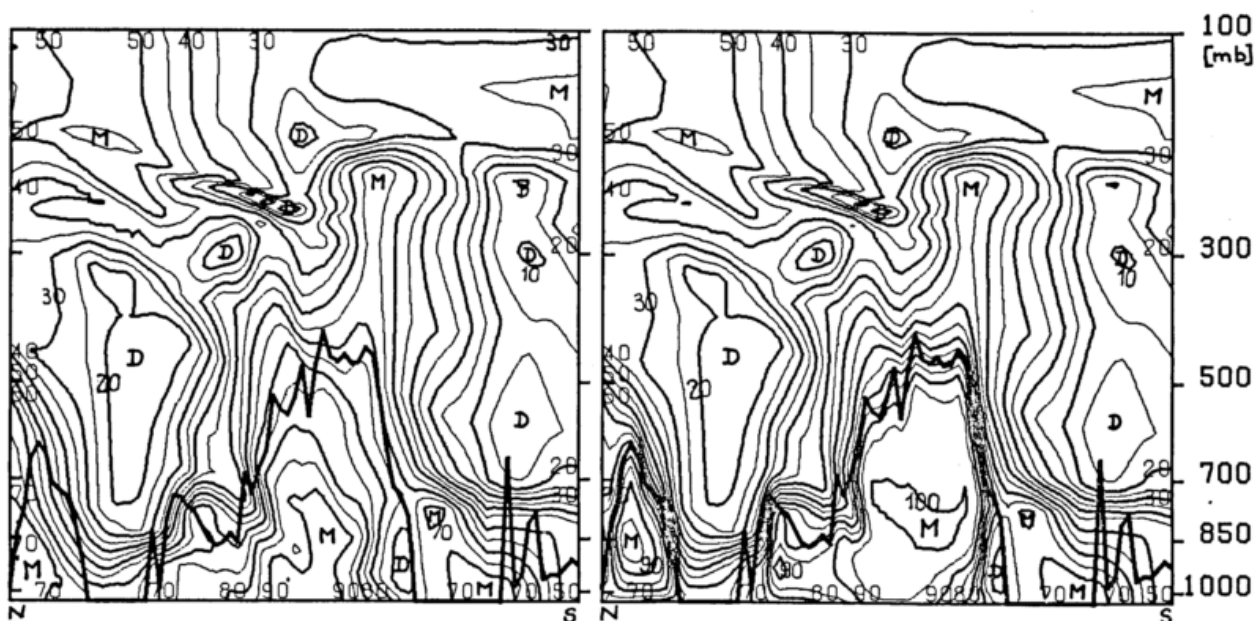


Fig. 5 : Vertical cross section of relative humidity (%) derived by numerical analysis with radiosonde and surface observations from 19.1.81 12 GMT. The very thick line belongs to the location of the IR-image determined via temperature.

Fig. 6 : Same as Fig. 5 with corrected relative humidity by use of the satellite and surface cloud information.

REFERENCES

FETT, R. W.

Techniques and applications of image analysis. Vol. 1, defense meteorological satellite program. 1977

KOSLOWSKY, D.

Geographical rectification and presentation in a stereographic map projection. Wiss. Met. Abh., Neue Folge, Serie B. 1977

LAURITSON, L. et al.

Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. NOAA Techn. Memo. NESS 107. 1979

REIMER, E.

A test of objective meteorological analysis with optimum utilization of the radiosonde network in Central Europe. Beitr. Phys. Atmosph., 53, 311f. 1980

WARNER, T.; WOLCOTT, S.; TARBELL, T.

The initialization of a mesoscale weather prediction model using satellite and precipitation data. Proceedings of an international symposium, August 1981, Hamburg. Nowcasting, 1981

INTERDISCIPLINARY ASPECTS OF CONVECTIVE PROCESSES IN THE COASTAL REGION

Karl Krames

Amt für Wehrgeophysik

In applied meteorology the importance of convection is of increasing interest. Current procedures to determine instability are not adequate for exact forecasts - especially of thunderstorms in coastal regions. It is necessary to quantitatively specify the heat radiation of water and land areas. Hydrographic and man-made influences are not to be neglected. The evaluation of satellite pictures will facilitate finding a solution. The conventional procedures of thunderstorm observations should nevertheless be continued, since objective lightning counts have shown a significant correlation between the number of strokes and the number of days with thunderstorms.

1. INTRODUCTION

There is increasing interest in the importance of convective processes, and the interrelated problems of atmospheric electricity, in the field of applied meteorology.

This is most significant for flight forecasts for modern aircraft which, due to structural parts of carbon or boron fiber reinforced synthetic material, do not function as Faraday Cages. Spherics can damage the electronic devices, thus being a serious hazard to flight safety even at great distances (remote thunderstorms). The verification of thunderstorm forecasts - based on any type of stability index whatever - usually results in low scores. The climatological mapping of lightning hazard degrees also does not meet the requirements. From the standpoint of economy, it would therefore be risky to use this information for the optimal tracing of open high tension lines and underground telecommunication cables.

In a previous paper the author offered a new type of map which partly indicates the exact degree of lightning hazard expressed as the number of lightning strokes per unit of time and surface area (KRAMES 1980). This clearly shows the great influence of the different radiation fluxes over the land and over the sea for the formation of thunderstorms. These studies also revealed the influence of morphology, geology, and biology, the latter comprising, in this context, mainly man-made influences on electrical discharge.

2. THE INTERACTION OF THE LITHOSPHERE, HYDROSPHERE, ATMOSPHERE, AND BIOSPHERE IN CASE OF CONVECTIVE PROCESSES

2.1 LITHOSPHERE, HYDROSPHERE, ATMOSPHERE

It is well known that in coastal areas the increase of terrestrial radiation, due to enhanced insolation in summer, causes the sea breeze, which alternates with the oppositely directed, usually weaker, nighttime land breeze. The different heat capacities

of the various types of rock in Schleswig-Holstein - which as a matter of fact are partly blurred by the vegetation - and the different coastal configuration cause a rather irregular propagation of the sea breeze front, which generally stabilizes the surface boundary layer, Fig. 1. The thermal convection is en-

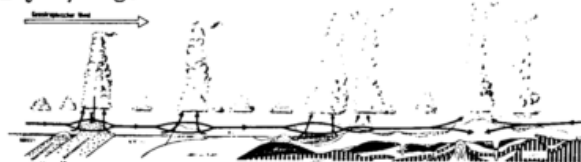


Fig. 1: Cross-section North Sea - Schleswig-Holstein - Baltic Sea during occurrence of sea breeze. The convection is influenced by the differing emission values of the lithosphere

hanced by convergence, especially in higher morainial areas which act as a heating surface for the sea breeze that is flowing in from the west as well as from the east. The "recommended flight route", which is included in the flight forecast, can be fixed exactly in space and time if it is based upon the probable diurnal variations of the air and surface water temperature, Fig. 2. It is obvi-

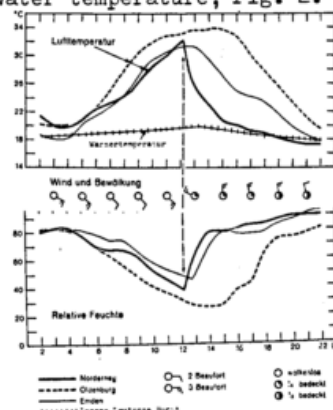


Fig. 2: (supplemented according to Climatological Atlas Schleswig-Holstein, DWD, 1967)

Diurnal variation of temperature and relative humidity during the onset of sea-breeze

ous that during the insolation phase of the day it is safest to fly over the sea. The accuracy of the optimal flight route forecast can be improved by taking into consideration the location of cold water areas. The conventional methods of sea surface temperature measurements often result in biased analyses of the synoptic charts. High resolution infrared imagery by means of satellites or aircraft is much more suitable, Fig. 3. The exact location of cold water areas is also



Fig. 3: (DECKER 1979)

- a Conventionally measured subsurface temperature distribution in $^{\circ}\text{C}$, in the German Bight from Helgoland (top) to the Weser River
- b Black and white playback image
- c Processed pseudo colour image in black and white
- d Radiometrical skin temperature distribution in $^{\circ}\text{C}$

required for forecasting potential sea fog. After all, these areas are of great interest to "survival problems", Fig. 4.



Fig. 4: (supplemented according WEGNER 1977) Correlation between survival-time and water temperature, 03.08.1978

From lightning counts and thunderstorm observation records the author is able to draw the conclusion that active convection at low levels

will die out over mud flats, where residual cold water is trapped even during low tide; whereas convective instability is enhanced over tideland consisting of banks of sand or shell. The continuous displacement of the sediments due to the currents requires a continuous survey. The most accurate and cost-effective method is the digitization of the satellite pictures for drawing exact maps of sedimentation, Fig. 5.

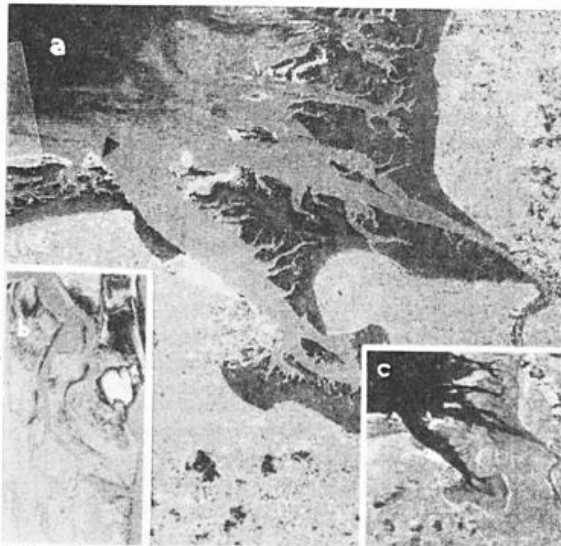


Fig. 5a: Jadebusen (DFVLR)

- Multispectral classification of coastal regions using Landsat photographs, black and white image. The different soil types can be determined from the original pseudo-color image.
- b Evaluation of aircraft multispectral scanner data renders soil moisture values
- c Black and white image of the contrast enhanced multispectral Landsat photograph

2.2 BIOSPHERE - ATMOSPHERE

It is deemed superfluous to discuss the well-known modification of the heat budget due to plant cover; however, it has to be pointed out that on no account may the air temperature be inferred from thermal images. In spite of radiational cooling, the air adjacent to the earth's surface is set in motion by only small relief energy, because of its low viscosity (KRAMES 1982). This is also the physical explanation of the limited vertical extent of the land breeze which, due to its small volume, hardly exerts any stabilizing effect over the sea. There are detrimental local effects due to thermal pollution from power plants in the coastal area, Fig. 6. The extent of these hot water plumes in the Elbe estuary reaches up to 20 km. The temperature rise of up to 8 K is sure to affect the local atmospheric stability. The interaction of this hot spot effect

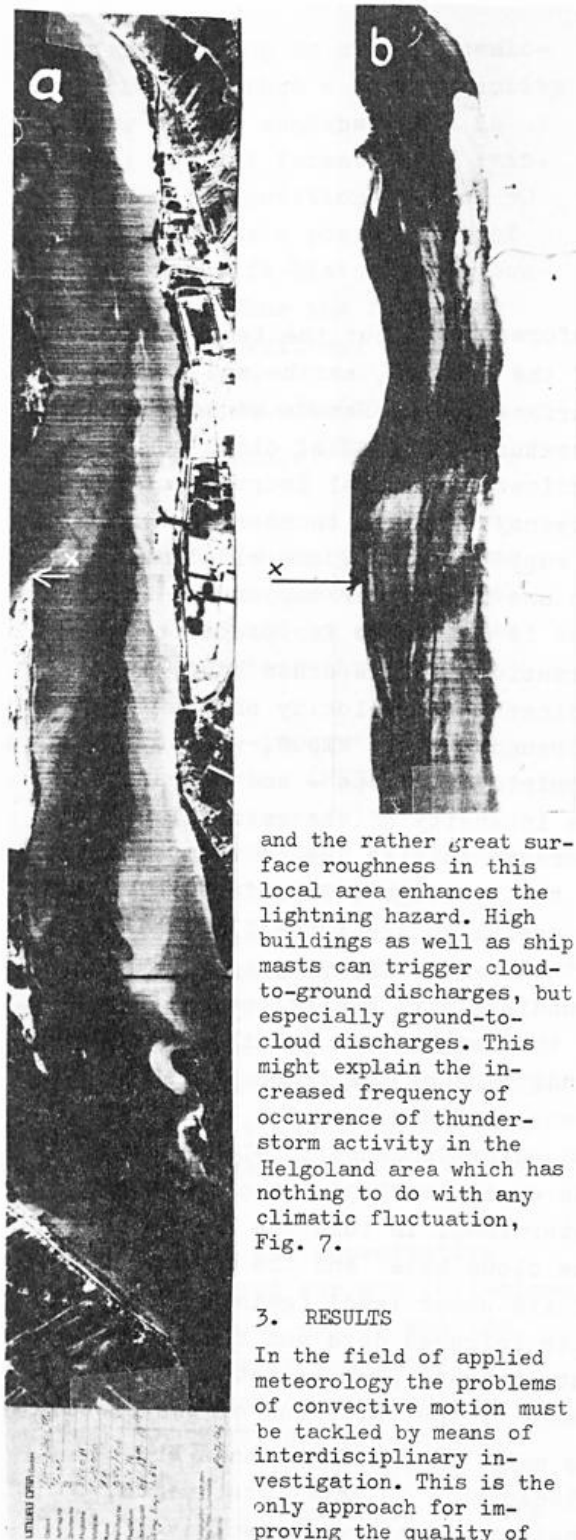


Fig. 6: (HANISCH 1976)

- a Influx of warm water (light gray coloring) into the Elbe River near Hamburg during high tide on 1 July 1976 at 1800 - 1805 GMT
b low tide on 25 June 1976 at 0841-0846

and the rather great surface roughness in this local area enhances the lightning hazard. High buildings as well as ship masts can trigger cloud-to-ground discharges, but especially ground-to-cloud discharges. This might explain the increased frequency of occurrence of thunderstorm activity in the Helgoland area which has nothing to do with any climatic fluctuation, Fig. 7.

3. RESULTS

In the field of applied meteorology the problems of convective motion must be tackled by means of interdisciplinary investigation. This is the only approach for improving the quality of the weather forecasts.

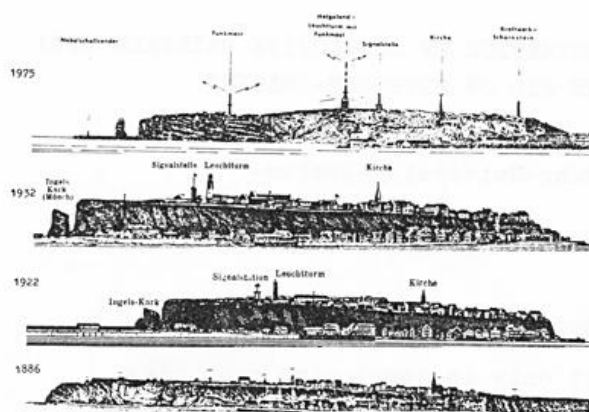


Fig. 7: (composed from data of the DHI)
Change in the silhouette of Helgoland between 1886 and 1975

REFERENCES

- BECKER, G.; HUBER, K.; KRAUSE, H.
Infrared Radiometry in the German Bight,
Deutsche Hydr. Z. 32 (1979) H. 1, S. 19-26
- DFVLR
Digitales Interaktives Bild-Auswerte-System
DIBIAS, 6 S.
- DHI
Archivmaterial 1886-1975
- DWD
Klimaatlas Schl. Holstein (1967)
- HANISCH, H.; SCHUHMAN, H.; GÜNNEBERG, F.
Untersuchungen über den Einfluß von Warmwassereinleitungen auf die Gewässer, Teilbericht E, Bundesanstalt f. Gewässerkunde Koblenz (1976)
- KRAMES, K.
Einfluß der Land-Seewindzirkulation auf die Verteilung der Gewitterhäufigkeit in Schleswig-Holstein Ann.d.Met. NF. Nr. 16 (1980)
- KRAMES, K.
Geophysikalische Aspekte der Blitzbedrohung in Schleswig-Holstein, Interner Bericht Nr. 81 150, AWGeophys (1981)
- KRAMES, K.
Information on Diurnal Cooling as observed from High Resolution Aircraft and Satellite Photography within the HCMM, Symposium DMG/AEP Cologne (1982)
- WEGNER, G.
Zwei meteorologisch bedingte Besonderheiten in der südlichen Deutschen Bucht, Der Seewart, 38, H. 1 (1977)

ESTIMATION OF CONVECTIVE RAINFALL WITH THE AID OF METEOSAT-IMAGERY

from Lutz-R. Krüger
-Ruhr-University-Bochum-

ABSTRACT

Not only in developing countries does exist the problem of inadequate rainfall-measurements due to the sparse network of rain-gauges.

Satellite-infrared-data may be used to fill these gaps. The present research-work solely deals with convective precipitation.

Measurements within the the thermal infrared range of METEOSAT give information which with due regard to the principles of cloud-physics may lead to the quantitative determination of precipitation.

1. PHYSICAL BACKGROUND

The development of precipitation-particles may be subdivided into two physical mechanisms: the growth of liquid drops and the growth of ice-crystals. Because of the co-existence of supercooled water-droplets and ice-crystals the latter can grow rapidly because of the difference in the vapour-saturation-pressure. This so-called "WEGENER-BERGERON-FINDEISEN-PROCESS" avalanches and is far more effective than coalescence which generally leads to drizzle or drizzle-showers (e.g. above the North-Sea) in our latitudes.

2. APPLICATION OF GEOSTATIONARY-SATELLITE-DATA

The basic data for rain-estimation consist on information of the thermal-infrared-channel (10.5 - 12.5 μ m) of METEOSAT. It provides

information about the temperatures of the oceans-, earth-, and cloud-surfaces resp. Remote sensed temperature-decrease of cloud surfaces indicates vertical increase of a buoyancy within a thunderstorm-cell. A rapid growth of the cloud means, on one hand water vapour condenses and is available for precipitation-formation; on the other hand, it indicates the velocity of the updraught in the cloud, whereby the droplets and drops - and therefore the intensity of the rainfall - increase in size due to the velocity of the updraught. Therefore it would be useful to apply the "life-history-method" after SCOFIELD and GRIFFITH. Soundings give additional information on the temperature and the humidity-conditions of the troposphere. By means of these data the lower ("Cumulus-Condensation-Level") and the upper level of the cloud may be determined. In turn the height of the cloud base and the temperature of its upper level (gained by satellite infrared data and transformed into height) provide actual knowledge of the thickness of the cloud.

As only the cloud surfaces are discernable in satellite images, their temperature is decisive for the estimation of rain. Besides this parameter (cloud top temperature) there is another one which is of importance: the change of this temperature with the time. A rapid drop of temperature is equivalent

to a fast welling up of the cumulonimbus meaning that a large quantity of water vapour condenses and is at disposal for the formation of rain. The METEOSAT-repetition-rate of 30 minutes provides a possibility of tracking the life-history of a convective cell. Thus the following equation may be written:

$$R_v(t, \Delta t) = \sum_{i=1}^n \left[a_i(e) A_i(t) + b_i(e) \frac{A_i(t)}{\Delta t} \right] \cdot c(T_{min}, e) \frac{\Delta T_{min}(t)}{\Delta t}$$

where

$R_v(t, \Delta t)$ = half-hourly rainvolume

$A_i(t)$ = cloud areas which are defined by certain temperature-thresholds

t = time

Δt = time-interval of 30 minutes (METEOSAT-repetition-rate)

e = environment of the cell (dry or moist)

T_{min} = lowest temperature of the cloud surface

a_i, b_i, c = coefficients

n = number of the discrete cloud areas in one image

At the present time the exact structure of the equation is still being studied.

In order to cut the unproductive parts of the cloud surface (off-blown anvil) the -35°C -, -45°C - and the -55°C -isothermes in the satellite image was choosen as thresholds. The following selection of figures are supposed to make the above mentioned correlations evident. In this case a thunderstorm-cell develops above the frontier between Germany and Switzerland and moves towards the north-east (fig. 1 to 6, two of which always belong together, e.g. fig. 1 and 2, fig. 3 and 4 etc.).

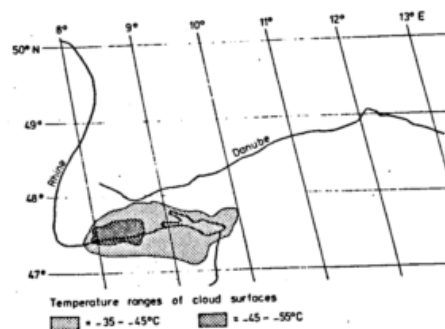


FIG. 1 Convective cell transformed from METEOSAT IR image, 1555 GMT, 6. August 1978.



FIG. 2 Isohyetal map based on rain gauges, 1545-1615 GMT, 6. August 1978.

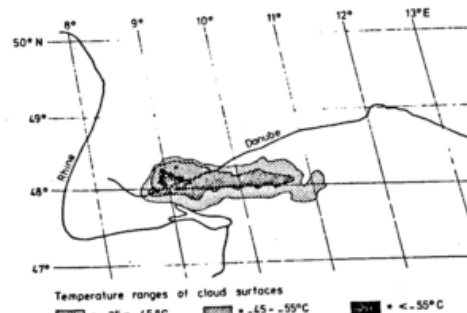


FIG. 3 Convective cell transformed from METEOSAT IR image, 1655 GMT, 6. August 1978.

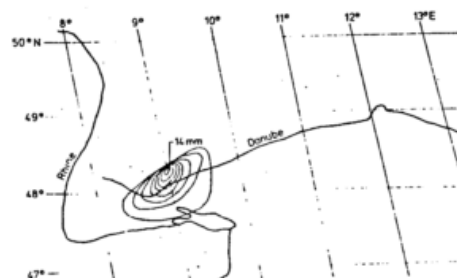


FIG. 4 Isohyetal map based on rain gauges, 1645-1715 GMT, 6. August 1978.

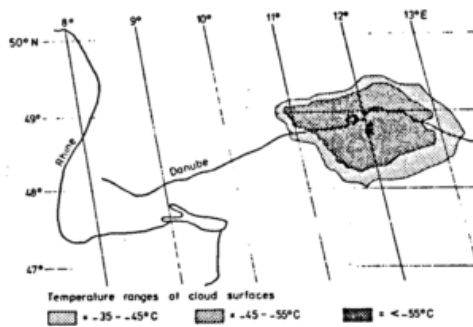


FIG. 5 Convective cell transformed from METEOSAT IR image, 1925 GMT, 6. August 1978.

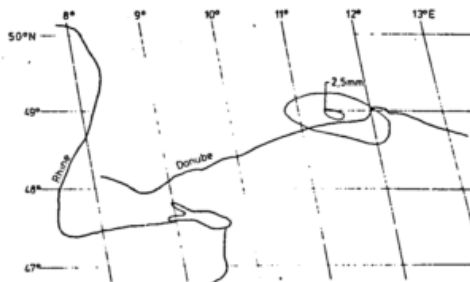


FIG. 6 Isohyetal map based on rain gauges, 1915-1945 GMT, 6. August 1978.

RAINFALL RATES DERIVED FROM NIMBUS-5 OBSERVATIONS ANALYSED AGAINST RADAR RAINFALL

W. Medrow*, E. Raschke, E. Ruprecht
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln
*Rheinisch-Westfälischer TÜV, Essen

ABSTRACT

A relation between the brightness temperature of emitted microwave radiation T_R and the rainfall rate RR , theoretically derived, is applied to Nimbus 5 observations at 19.35 GHz. The calculated rainfall rates are compared with the radar observations obtained during the field phases of GATE in 1974. Correction methods are developed to determine the rain cells within the field of view (28x28 km) of the Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR) of Nimbus 5.

1 INTRODUCTION

The hydrological cycle of the atmosphere is largely unknown due to a lack of sufficient data. This is particularly true over the vast oceanic regions. The gap can be filled only by observations from space.

Two different ways are pursued, firstly to estimate the rainfall from the cloud area and its changes in the visible and infrared spectrum range (see review paper of MARTIN and SCHERER, 1973), secondly to calculate the rainfall directly from the observed radiances in the microwave spectrum (WILHEIT, 1972; KIDDER, 1976; JUNG, 1980). The direct method of the passive microwave radiometry includes a great potential for the rainfall observations over the oceans.

Several attempts were carried out to calculate the rainfall rates and liquid water contents of rain systems over the oceans (e.g. ALLISON et al., 1974; RAO et al., 1976; ADLER and RODGERS, 1977). Most of the published results could not be compared with observed ground data over large test areas. The observations during the observational phase of GATE provides the data set to accomplish such a comparison. The microwave radiances observed by the Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR) onboard of Nimbus 5 were used to calculate the rainfall and it is compared with the radar rainfall observations during Phase III of GATE over the eastern Atlantic during summer 1974. It will be shown that the microwave brightness temperatures need to be corrected based on the fractional coverage of the rain area to give the right amount of rainfall.

2 ASSUMPTIONS

The solution of the equation of radiative transfer for the microwave region given by JUNG (1980) is applied to the GATE area. GATE Phase III mean profiles of temperature and humidity are used, together with constant mixing ratios for CO_2 and O_2 . It is assumed that the ocean surface was smooth thus Fresnel reflection can be applied (surface wind

velocity less than 7 m/s). The rain clouds are described by a two layer model. The lower layer consists of pure rain drops with a Marshall-Palmer-distribution, the upper one is 1 km thick it contains either cloud droplets for a liquid water content of 0.1 g/m^3 or ice particles for an equivalent rain rate of 5 mm/hr. The depth of the lower layer and the distinction between water and ice particles within the top layer is related to the cloud top heights derived from the simultaneous IR observations.

3 DATA

Five days were selected for this study based on the subsatellite track of Nimbus 5 over the GATE area. The satellite data are given as brightness temperatures T_R at 19.35 GHz once a day at noon with a spatial resolution of $25 \times 25 \text{ km}$ near nadir. The rainfall data are derived from the GATE radar observations and calculated by HUDLOW and PATTERSON (1979) as hourly means with a spatial resolution of $28 \times 28 \text{ km}$. The satellite data are rearranged in a Mercator projection with the same resolution as the radar rainfall. During the 3 days, Aug. 31, Sept. 2 and 7, the subsatellite track was direct over the GATE area thus the full resolution of the rainfall data could be used with 148 data fields of $28 \times 28 \text{ km}$. At the other 2 days, Sept. 4 and 5, the subsatellite track just passed the GATE area at its outer edge, thus the resolution decreased and 2 rainfall data fields were averaged to give 68 data fields of $28 \times 56 \text{ km}$.

4 RESULTS

The rainfall rates for each data field were calculated from the theoretically derived rainfall-brightness temperature ($RR-T_R$) relation. Thus we have for each day 148 or 68 data pairs to compare.

The mean values are given in Figure 1, which shows the theoretically derived relation between rainfall rate RR and brightness temperature T_R and the

mean brightness temperature and mean observed radar rainfall. As the theoretical curve shows clearly, would this relation underestimate the rainfall rates by about 50 %.

This is also true for the individual data fields. It is concluded that the underestimation is the result of a reduced T_R . It gives the average over an area with and without rain. We assume that the observed T_R is an area weighted mean of the rain area T_{RR} and the nonraining area T_{NR} with the horizontal fractional area of rain clouds f within a data field. Then it follows:

$$T_R = f T_{RR} + (1-f) T_{NR} \quad (1)$$

A method is developed to derive f from the IR brightness temperature T_{IR} observations which give the cloud top heights. Three criteria are tested:

1. f equals the horizontal fractional area of all clouds with top heights > 3.5 km ($T_{IR} < 279$ K)
2. same as for 1, but top heights > 5.5 km ($T_{IR} < 268$ K)
3. This criterion distinguishes between 3 different cases:
 - a) shallow clouds are predominant (the horizontal fractional area of the deep clouds (top heights > 8.8 km ($T_{IR} < 247$ K)) is less than 20 %): f is the same as for 1.
 - b) deep convective clouds are predominant (the horizontal fractional area of the deep clouds is greater than 80 %): f is 50 % of the horizontal fractional area of all clouds with top heights > 8.8 km.
 - c) deep and shallow clouds are almost equally present (the horizontal fractional area of the deep clouds is between 20 and 80 %): f is the horizontal fractional area of all deep clouds.

with the corrected microwave brightness temperatures. The results are given in Table 1 with the observed, uncorrected and corrected rainfall rates, only criterion 3 is used. It shows the best agreement. The improvement of the results is obvious although still an underestimation is found in 4 out of the 5 cases. We conclude from these results. The microwave brightness temperature gives an average over a large area including rain and non-raining regions. If the T_R is reduced to the rain area by a simple correction method, the calculated rates agree much better with the ground observations. The differences may be due to the different time scales observations, instantaneous observations from Nimbus 5, average over 1 hour for the radar rainfall.

Table 1: Mean rainfall rates averaged over all data fields (mm/h)

Date	Time GMT	Ground resolution (km)	Radar rainfall	Satellite derived	
				uncorrected	corrected
Aug 31	12.43	28 x 28	0.161	0.062	0.133
Sept. 2	13.00	28 x 28	1.067	0.441	0.648
Sept. 7	12.47	28 x 28	0.164	0.068	0.096
Sept. 4	13.16	28 x 56	0.453	0.223	0.400
Sept. 5	12.31	28 x 56	1.163	0.844	1.306

The IR observations from SMS-1 were used to determine f for all 3 criteria. Then T_{RR} were calculated with Equ. (1). The brightness temperature for the non-raining areas T_{NR} was set constant (160K), the average value for all the data fields without rain. The rainfall rates were calculated

5 REFERENCES

- ADLER, R.F.
E.B. RODGERS 1977 Satellite-observed latent heat release in a tropical cyclone. Mon. Wea.Rev., 105, 956-963.
- ALLISON, L.J.
E.B. RODGERS
T.T. WILHEIT
R.W. FETT 1974 Tropical cyclone rainfall as measured by the Nimbus 5 electrically scanning microwave-radiometer. Bull.Amer.Meteor.Soc., 55, 1074-1089.
- HUDLOW, M.D.
L. PATTERSON 1979 GATE radar rainfall atlas. NOAA Special Report, Center for Environ.Assessm. Service, NOAA 155p.
- JUNG, H.J. 1980 The determination of rainfall rates from satellite measurements of the thermal microwave emission. Beitr.Phys.Atm., 53, 366-388.
- KIDDER, S.Q. 1976 Tropical oceanic precipitation frequency from Nimbus 5 microwave data. Atm.Sci., Paper No. 248, Colorado State Univ., Fort Collins, Col., USA, 50 pp.
- MARTIN, D.W.
W.D. SCHERER 1973 Review of satellite rainfall estimation methods. Bull.Amer.Meteor.Sci., 54, 661-674.
- RAO, M.S.V.
W.V. ALBOTT III
J.S. THEON 1976 Satellite-derived global oceanic rainfall Atlas (1973 and 1974). Goddard Space Flight Center, NASA, Washington, D.C. NASA-SP-410.
- WILHEIT, T.T. 1972 The electrically scanning microwave radiometer (ESMR) experiment. Nimbus 5 Users' Guide, NASA Goddard Space Flight Center, 55-105.

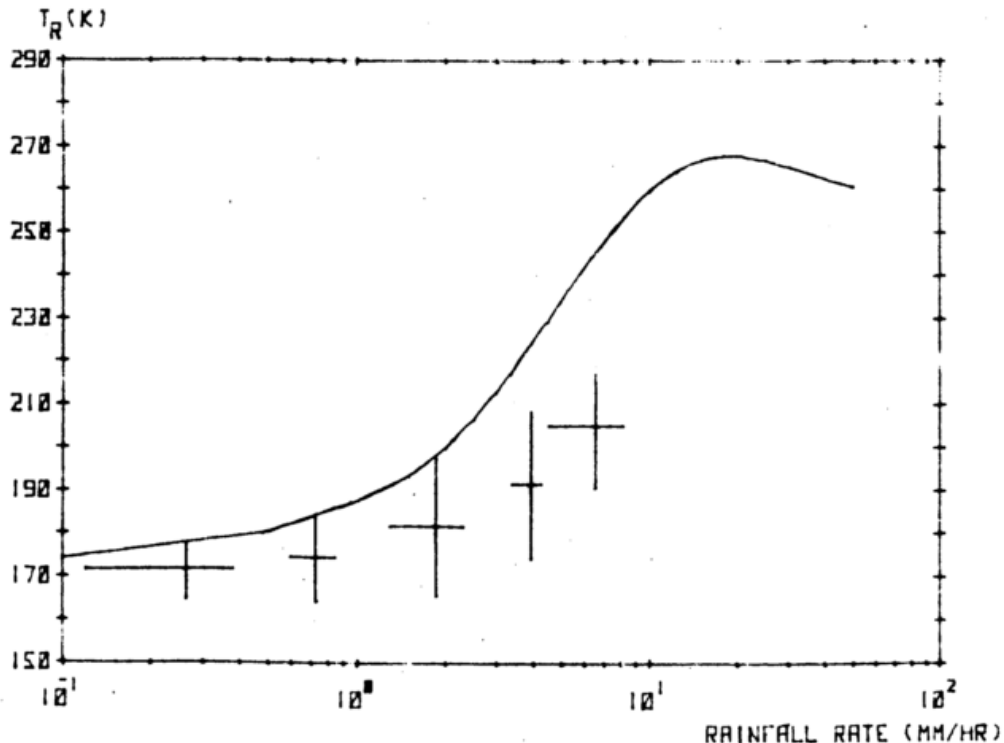


Figure 1: Theoretically derived relation between brightness temperature T_R and rainfall rate (full line). Mean observed brightness temperature and radar rainfall (crosses).

ON THE ROLE OF RADIATION IN A BOUNDARY LAYER MODEL WITH CLOUDS

W. Behnke, J. Schmetz

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

ABSTRACT

The influence of the treatment of infrared radiation in a differential boundary layer model with clouds is investigated.

1 INTRODUCTION

The planetary boundary layer is influenced by the latent and sensitive surface fluxes as by radiative divergences especially within the thick (cloudy or aerosol-loaden) boundary layer. The third important type of influence is the vertical advection of dry and warm air which is caused by large-scale subsidence at the top of the boundary layer.

Recent papers by SCHALLER and KRAUS (1981), FRAVALO et al. (1981), DEARDORFF (1980) demonstrate the feedback between the radiative flux divergence and the structure of the cloud-topped boundary layer.

This paper investigates the sensitivity of the cloud-capped atmospheric boundary layer to the treatment of infrared radiation. Different droplet size distributions and cases with and without scattering are considered. In the boundary layer model the equations of impuls, dry and moist energy are solved with a differential scheme. The grid resolution within the cloud is in the order of 3-10 m with a higher resolution at cloud top.

2 THE DATA

The initial profiles of temperature, humidity and wind (SLINGO et al., 1981) are taken from measurements on the 8 August 1978 during the JASIN experiment (POLLARD, 1978) over the North Atlantic. The almost stationary character of the ABL on that day makes it useful for further comparisons between measurements and models. Since no data for the large-scale subsidence are yet available the model was tuned close to steady state by assuming a subsidence of 10^{-5} s^{-1} .

3 PLANETARY BOUNDARY MODEL

A differential scheme is used to solve equations of motion, liquid water, dry energy and water vapour in the hydrostatic form. The closure problem is solved by using the equations of turbulent kinetic energy for the Ekman layer (BEHNKE, 1981) terms of shear and thermal production diffusion, time dependence and dissipation are taken into account.

The value of mixing length is derived from DEARDORFF's second order closure computations (DEARDORFF, 1974) for clear air atmosphere.

4 RADIATION MODEL

The infrared radiative transfer model is based on the two-stream method and is described in detail by SCHMETZ and RASCHKE (1981). The model uses 50 spectral bands between 4 and $400 \mu\text{m}$ and allowance is made for the scattering by water droplets in the atmospheric window region ($8-12 \mu\text{m}$). While the flux densities emerging the cloud top and base are only slightly changed if scattering is considered, the distribution of flux divergence and thus the radiative destabilization of the cloud is significantly altered.

5 RESULTS

Firstly it should be mentioned that the model calculations are very sensitive to the initial humidity profile above cloud top since this humidity determines if an evaporative cooling and a destabilization at cloud top can occur due to entrainment processes (RANDELL, 1979; DEARDORFF, 1980). The measured relative humidity (RH) above cloud top was about 60 %. Running the model with exactly this value lead to a boundary layer top height of 1100 m. An increase of RH by 5 %, which is well within the experimental error, results in a boundary layer height of 950 m. This is in much better agreement with the observed height. The steady state for the model is reached after 2 hours for RH=65 % while it takes 7 hours for RH=60 %. For both cases a horizontal windfield divergence of $D = -10^{-5} \text{ s}^{-1}$ and the observed geostrophic wind of 6 m/s were used. For RH=65 % the value for D has to be reduced to $-0.3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ in order to lift the boundary layer height to 1100 m.

Further the sensitivity of the model to different cloud droplet size distributions and the role of scattering of long wave radiation is investigated. In these cases $D = -10^{-5} \text{ s}^{-1}$ and RH=65 % was chosen, Figures 1 and 2 show the differences of heating rates between the cases with scattering and without scattering; Table 1 provides the different surface fluxes of the cases. Differences are caused firstly by the different spread of infrared cooling at cloud top and secondly by a stronger infrared warming just above the cloud base in the case without scattering. The omission of scattering leads to

larger gradients of the radiative flux divergence which results in a stronger turbulence. This causes different heights of the boundary layer. The stronger warming above the cloud base reduces the vertical fluxes below the cloud (Tab.1). Fig.3 shows the resulting different profiles. In comparison with these two cases the effect of different droplet size distributions is much less. Using a size distribution as measured close to cloud top with a peak radius of 10 μm (see SCHMETZ et al., 1981) leads to a boundary layer height 50 m lower than for droplet size distributions with a peak at 6 μm (cloud base).

6 FINAL REMARKS

Further investigations will include the influence of solar radiation and the diurnal variation of the boundary layer. Moreover the influence of different mixing length hypotheses on model results should be investigated. The results must be compared with measurements.

7 REFERENCES

- BEHNKE, W. 1980 Ein- und zweidimensionale Modellierung der planetarischen Grenzschicht Mitt.aus d.Inst.f.Geophys.u.Met.d.Univ.Köln, Heft 19.
- DEARDORFF, L.W. 1974 Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. Boundary layer Meteorology 7, 81-106.
- DEARDORFF, L.W. 1980 Stratocumulus-capped mixed layers, derived from a three-dimensional model. Boundary layer Meteorology 18, 495-528.
- FRAVALO, C. 1981 The sensitivity of a model of low stratiform clouds to radiation. J.Atmos.Sci. 38, 1049-1062.
- Y. FOUQUART
R. ROSSET
- POLLARD, R.T. 1978 The Joint Air-Sea Interaction Experiment JASIN 1978, Bull.Amer.Met.Soc. 59, 1310-1318.
- SCHALLER, E. 1981 The role of radiation in an inversion-capped planetary boundary layer. Part 1: The need for a detailed consideration of radiative processes. Boundary layer Meteorology 20, 485-495.
- KRAUS, H.
- RANDALL, B.A. 1980 Conditional instability of the first kind upside down. J.Atmos.Sci. 37, 125-130.
- SCHMETZ, J. 1981 An approximate computation of infrared radiative fluxes in a cloudy atmosphere. Pure Appl.Geophys. 119, 248-258.
- E. RASCHKE
- SCHMETZ, J. 1981 Solar and thermal radiation in maritime stratocumulus clouds. Beitr.Phys.Atmos. 54, 442-452.
- E. RASCHKE
H. FIMPEL
- SLINGO, A. 1981 Aircraft observations of marine stratocumulus during JASIN, Submitted to Quart.J.R.Met.Soc.
- S. NICHOLLS
J. SCHMETZ

	$K \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big _{z=0} \cdot c_p \cdot \rho$ [Wm ⁻²]	$K \frac{\partial q}{\partial z} \Big _{z=0} L \cdot \rho$ [Wm ⁻²]
with scattering	3	- 52
without scattering	2	- 44

Table 1: The computed surface fluxes
(q=mixing ratio; ρ = density of air;
K=eddy diffusivity; θ =potential temperature; L=specific evaporation heat)

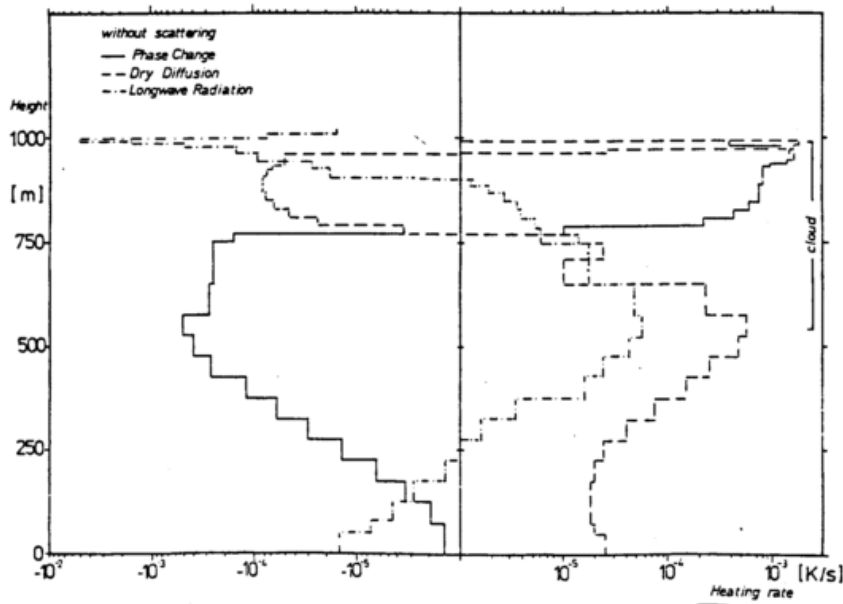


Figure 1: The computed divergences of the different fluxes in the case without scattering of infrared radiation by droplets.

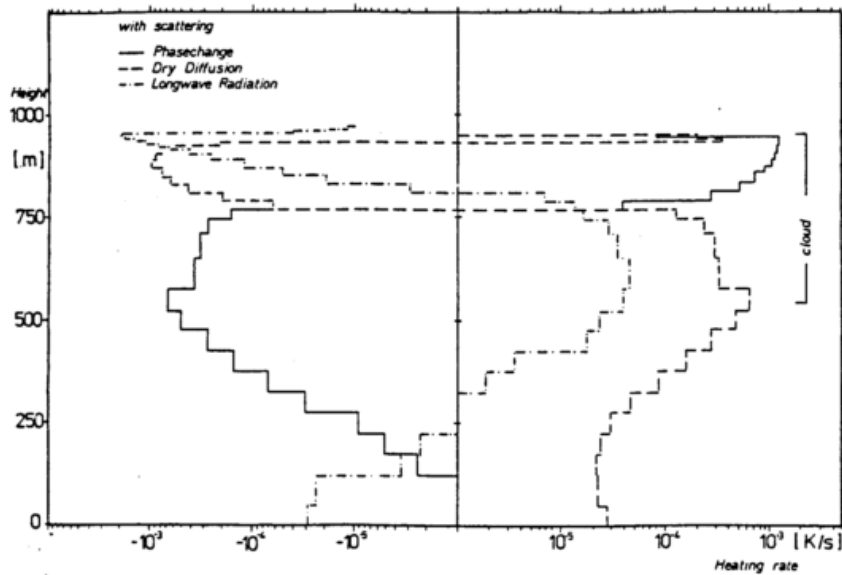


Figure 2: The computed divergence of the different fluxes in the case with scattering of infrared radiation by droplets.

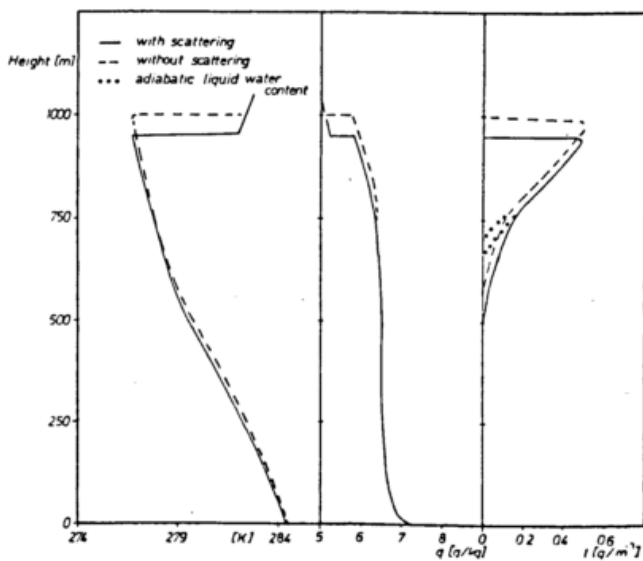


Figure 3: The computed profiles of potential temperature, mixing ratio and liquid water content.

VERGLEICH VERSCHIEDENER STRAHLUNGSBERECHNUNGEN MIT UNTERSCHIEDLICHEM VEREINFACHUNGSGRAD IN EINEM NUMERISCHEN GRENZSCHICHTMODELL

Bernhard Vogel

Institut für Meteorologie der Technischen Hochschule Darmstadt

ZUSAMMENFASSUNG

In ein eindimensionales Grenzschichtmodell (horizontale Homogenität) werden verschiedene Modellteile für die langwellige Strahlung eingebaut, die sich durch den Grad ihrer Vereinfachung unterscheiden. Mit jedem dieser Modelle werden unter sonst gleichen Bedingungen Tagesgänge der Vertikalprofile $u(z)$, $v(z)$, $\theta(z)$ und $s(z)$ simuliert, wobei letzteres die spezifische Feuchte ist. Ein Vergleich der Ergebnisse gestattet Aussagen über die Abweichungen vom einigermaßen voraussetzungsfreien Fall (Modell I) bei zunehmender Vereinfachung der Strahlungsberechnung.

1 DAS GRENZSCHICHTMODELL

1.1 DIE MODELLGLEICHUNGEN

Das Grenzschichtmodell ist die 1D - Version des nicht- hydrostatischen mesoskaligen Simulationsmodells FITNAH II, welches auf horizontal homogene Verhältnisse angewandt wird; als Modellgleichungen werden daher nur die ersten beiden Bewegungsgleichungen, die Bilanzgleichung für den Wasserdampf und der erste Hauptsatz der Thermodynamik benötigt. (Die 4 Variablen sind $u(z,t)$, $v(z,t)$, $s(z,t)$ und $\theta(z,t)$) Der großräumige horizontale Druckgradient wird durch einen konstanten geostrophischen Wind ersetzt. Die Schließung des Gleichungssystems geschieht durch Anwendung der PRANDTL'schen Mischungsweghypothese. Der von BLACKADAR gemachte Ansatz für den Mischungsweg bei adiabatischer Schichtung wird durch die empirischen Ansätze von BUSINGER u.a. für den diabatischen Fall ergänzt. Der in der Bilanzgleichung für die spezifische Feuchte auftretende Diffusionskoeffizient für Wasserdampf wird gleich demjenigen für Wärme gesetzt, für die Höhenabhängigkeit der turbulenten Prandtl- Zahl wird eine einfache Annahme gemacht.

1.2 DIE RANDBEDINGUNGEN

Der obere Rand des Simulationsmodells liegt

in einer konstanten Höhe H . In dieser Höhe werden die potentielle Temperatur und die spezifische Feuchte entsprechend den großräumigen Wetterbedingungen konstant vorgegeben. Ebenso soll in dieser Höhe die Strömung sich an den konstant vorgegebenen geostrophischen Wind angepasst haben. Der untere Rand des Simulationsmodells liegt in der Höhe der Rauigkeitslänge z_0 . Aus der Bilanz der Energieströme an der Erdoberfläche (bei $z=0$)

$$Q_s + Q_l + Q_b + Q_h + Q_v = 0 \quad (1)$$

Q_s = kurzwelliger Netto- Strahlungsstrom
 Q_l = langwelliger Netto- Strahlungsstrom
 Q_b = molekularer Wärmestrom im Erdboden
 Q_h = turbulenter Strom fühlbarer Wärme
 Q_v = turbulenter Strom latenter Wärme

erhält man deren potentielle Temperatur. Mit einem weiteren Ansatz läßt sich daraus dann die potentielle Temperatur am unteren Rand (bei $z=z_0$) berechnen. Der in Gleichung (1) auftretende kurzwellige Strahlungsstrom Q_s wird mit Hilfe von empirischen Formeln berechnet und hängt außer von der Solarkonstanten von Sonnenhöhe, von der reduzierten optischen Luftmasse und dem Trübungsfaktor nach LINKE ab. Die untere Randbedingung für die Feuchte wird aus einer weiteren Gleichung für den Wassergehalt

des Bodens (WEBER 1980) erhalten, in die die Kapillarität sowie das Wasseraufnahmevermögen des Bodens eingehen. Die Geschwindigkeitskomponenten sind am unteren Rand gleich Null.

1.3 ANFANGSBEDINGUNGEN UND LÖSUNGSVERFAHREN

Das Differentialgleichungssystem wird in das zugehörige Differenzengleichungssystem übergeführt. Da alle 4 Modellgleichungen sogenannte prognostische Gleichungen sind, kann sofort die jeweilige Tendenz bestimmt und aufaddiert werden; unter Anwendung des Euler- backward- Verfahrens schreitet man mit einem Zeitschritt $\Delta t = 60 \text{ sec}$ fort. Als Anfangsprofile $u(z, t_0)$, $v(z, t_0)$, $s(z, t_0)$ und $\theta(z, t_0)$ dienen diejenigen des stationären Zustandes. Durch Q_s in der unteren Randbedingung kann ein Tagesgang aufgezwungen werden; bei Anwendung jeweils des gleichen $Q_s(t)$ können mehrere Tage hintereinander simuliert werden, die sich nach ca. 16 Tagen nicht mehr von einander unterscheiden. Die Lösung ist dann von den Anfangsbedingungen unabhängig, man spricht von "stationären Tagesgängen". Solche werden für die Vergleichsrechnungen simuliert.

2 DIE STRAHLUNGSMODELLE

Generell betrachten wir, und das gilt mithin für alle in dieser Arbeit verwendeten Strahlungsmodelle nur die langwelligen Strahlungsvorgänge. Die durch die kurzwellige Strahlungsstromdivergenz erzeugte Temperaturänderung wird als vernachlässigbar klein angenommen.

2.1 MODELL I

Ausgehend von der Gleichung für die Ausbreitung diffuser Strahlung in einem extinguiertem Medium nach CHANDRASEKAR (1950), werden eine Reihe von Voraussetzungen gemacht. So sollen die Streuprozesse unberücksichtigt bleiben (es wird nur die langwellige Strahlung behandelt) und die Verteilung der Strahlungsdichte soll axial- symmetrisch sein. Als neue Vertikalkoordinate wird die

mit einer Druck- und Temperatur-Korrektur versehene Absorbermenge η eingeführt. Außerdem wird eine Aufspaltung in die in den oberen und die in den unteren Halbraum gerichtete Strahlungsdichte vorgenommen. Zum Erhalt der beiden nach oben und nach unten gerichteten Strahlungsströme müssen die Integrationen über Azimut und Zenitdistanz ausgeführt werden; dabei treten E_3 -Funktionen auf, die als spektrale Transmissionsfunktionen abgekürzt werden.

$$\tau_{\lambda, \nu}(u, \eta) = 2E_3 \left(\int_{\eta}^u \kappa_{\lambda, \nu} d\eta' \right) \quad (2)$$

$\tau_{\lambda, \nu}$ = spektraler Absorptionskoeffizient

Die beiden Strahlungsflüsse im Spektralbereich zwischen ν und $\nu + \Delta\nu$ lauten dann:

$$F_{\lambda, \nu}(u) = \pi B_{\lambda, \nu} \tau_{\lambda, \nu}(u, u) - \int_0^u \pi B_{\lambda, \nu}(\eta) \frac{d}{d\eta} \{ \tau_{\lambda, \nu}(\eta, u) \} d\eta \quad (3)$$

$$F_{\lambda, \nu}(u) = \pi B_{\lambda, \nu}(\tau(\eta=0)) \tau_{\lambda, \nu}(u) + \int_0^u \pi B_{\lambda, \nu}(\eta) \frac{d}{d\eta} \{ \tau_{\lambda, \nu}(u, \eta) \} d\eta \quad (4)$$

$F_{\lambda, \nu}$ = nach oben gerichteter Strahlungsstr.

$F_{\lambda, \nu}$ = nach unten gerichteter Strahlungsstr.

$B_{\lambda, \nu}$ = PLANCK - Funktion

ELSASSER führt nun einen empirisch gewonnenen Absorptionskoeffizienten ein und berechnet mit diesem die Flußtransmissionsfunktion. Weiterhin wird eine Integration über einen bestimmten Spektralbereich vorgenommen. Unter Verwendung der Emissivity - Funktion

$$\bar{\kappa}^* = \pi \frac{\Delta B}{\Delta T} - \frac{\partial}{\partial T} (\pi B(T) \tau_{\lambda, \nu}(T, \eta)) \quad (5)$$

$\tau_{\lambda, \nu}(T, \eta)$ = die über den Spektralbereich $\Delta\nu$ mit der Planckfunktion als Gewichtungsfaktor gemittelte Transmissionsfunktion, $B(T) = \int_{\Delta\nu} B_{\lambda, \nu}(T) d\nu$

erhält man, wenn zusätzlich ein Temperatur sprung am Erdboden vorhanden ist, für den Nettostrahlungsstrom in irgendeinem Niveau

$\eta = u$ ($0 < u < U$) :

$$F(u) = \pi B(T_s) - [OCA + \int_{T_s}^{T(u)} \bar{\kappa}^*(u, T) dT] - \int_{T(u)}^{T(u)} \bar{\kappa}^*(u, T) dT + \int_{T_s}^{T(u)} \bar{\kappa}^*(u, T) dT \quad (6)$$

OCA = von ELSASSER bezeichnete "OFF - CHART - AREA"

T_s ist die Temperatur des Erdbodens, $\eta=0$

ist der obere und $\eta=U$ der untere Rand der Absorbermasse

Für $\bar{\kappa}^*(T, \eta)$ werden Werte nach ZDUNKOWSKI

u.a. (1966), für OCA(η) diejenigen von ELSASSER u. CULBERTSON (1960) verwendet.

2.2 MODELL II

Nach einer von BROOKS beschriebenen Emissivitätsmethode werden in den Gleichungen (3) und (4), nachdem sie über den Spektralbereich integriert sind, temperaturunabhängige empirische Transmissionfunktionen verwendet. Es soll gelten :

$$\overline{\tau_f(T, \eta)} \approx \overline{\tau_f(\eta)} \equiv \tau_f(\eta) \quad (7)$$

Führt man nun die Emissivitätsfunktion ein, wobei gilt:

$$\varepsilon_f(\eta) = 1 - \tau_f(\eta) \quad (8)$$

so erhält man für den Nettostrahlungsstrom im Niveau $\eta = u$:

$$F(u) = \pi B_3 [1 - \varepsilon_f(u-u)] + \pi \int_u^u B(\eta) \frac{d\varepsilon_f}{d\eta} (\eta-u) d\eta + \pi \int_0^u B(\eta) \frac{d\varepsilon_f}{d\eta} (u-\eta) d\eta \quad (9)$$

In der vorliegenden Arbeit werden für das Modell II die Emissivitäts Daten von KUHN (1963) verwendet, die durch die Auswertung von Messungen in der freien Atmosphäre gewonnen wurden.

2.3 MODELL III

Dieses Modell beruht auf einem Verfahren, welches von SASAMORI (1968) erstellt wurde. Bei der Berechnung der Strahlungsstromdivergenz wird zusätzlich zu Modell II angenommen, daß die Strahlung eine (bezüglich der PLANCK - Funktion) isotherme Atmosphäre durchläuft. Man geht von der Gleichung (9) des Modelles II aus und nimmt eine partielle Integration vor; man erhält :

$$F(u) = \varepsilon T_s^4 - \varepsilon T^4(\eta=0) - \int_0^u \varepsilon_f(\eta-u) \frac{d}{d\eta} \{ \varepsilon T^4(\eta) \} d\eta \quad (10)$$

wobei der Spektralbereich $\Delta\nu$ allerdings so groß sein muß, daß $\pi B(\tau) = \varepsilon T^4$ gesetzt werden kann.

Wenn hiervon die Strahlungsstromdivergenz gebildet wird, vereinfacht sich der Ausdruck sehr, da wegen der konstant angenommenen Temperatur nur die beiden Temperatursprünge an der Ober- und der Unterseite einen Beitrag leisten.

2.4 MODELL IV

In diesem Modell wird die langwellige Strahlungsstromdivergenz in der Atmosphäre nicht berücksichtigt, wohl aber am Boden (Q_1 in Gleichung 1). Die langwellige Gegenstrahlung G am Erdboden ($z=0$) wird mit einer von BRUNT (1932) gegebenen empirischen Formel berechnet. Sie lautet :

$$G = \varepsilon T_s^4 (0.51 + 0.066 \sqrt{e_0}) \quad (11)$$

e_0 = Wasserdampfdruck am Boden in [mb]

3 ERGEBNISSE

Bei den Rechnungen mit den verschiedenen Modellen wurden stets die gleichen synoptischen Eingangsgrößen verwendet. Diese wurden wie folgt gewählt: $v_g = 12$ m/s (geostrophischer Wind), $\theta_{top} = 305$ K (potentielle Temperatur in $z=H$) und $R_{top} = 65$ % (relative Feuchte in $z=H$).

Diese Werte sollen den großräumigen Wetterbedingungen eines Sommertages entsprechen. Für H wurde eine Höhe von 2400 m angenommen. Die Abbildung 1 zeigt die Isoplethen der potentiellen Temperatur, wie sie das Grenzschichtmodell unter Verwendung des Strahlungsmodells I liefert. Die Abbildungen 2, 3 und 4 zeigen die Differenzen der potentiellen Temperatur, die man aus dem Vergleich mit den Ergebnissen aus den Rechnungen mit den anderen Modellen erhält.

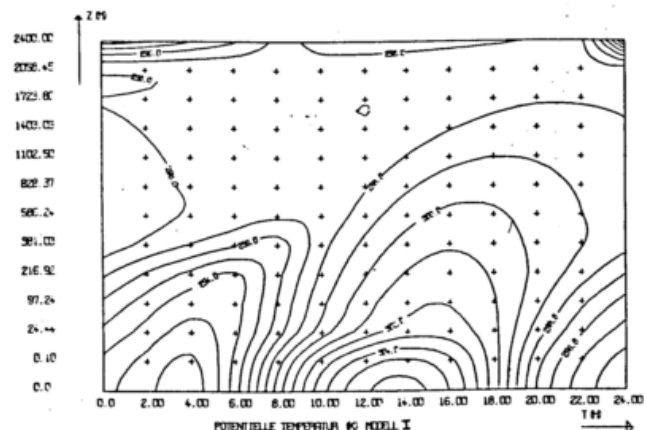


Abb. 1 : Tagesgang der potentiellen Temperatur unter Verwendung des Strahlungsmodells I

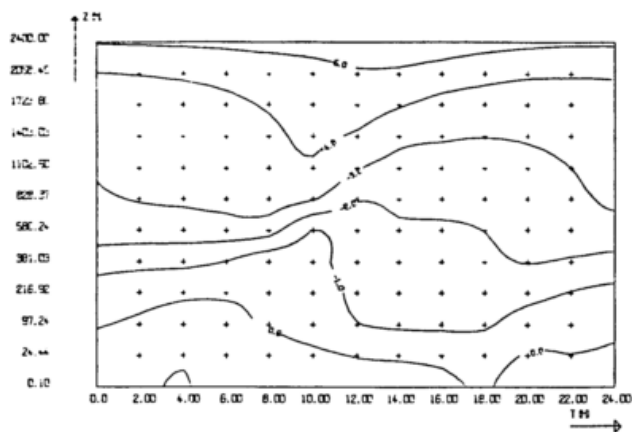


Abb. 2 : Temperaturdifferenz Modell I
minus Modell II ($\Delta\theta$ in K)

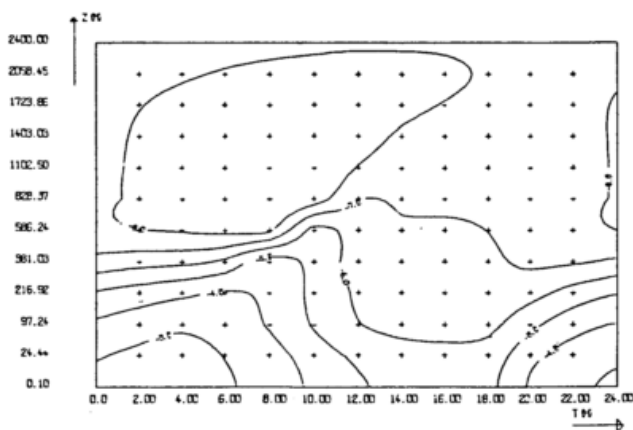


Abb. 3 : Temperaturdifferenz Modell I
minus Modell III ($\Delta\theta$ in K)

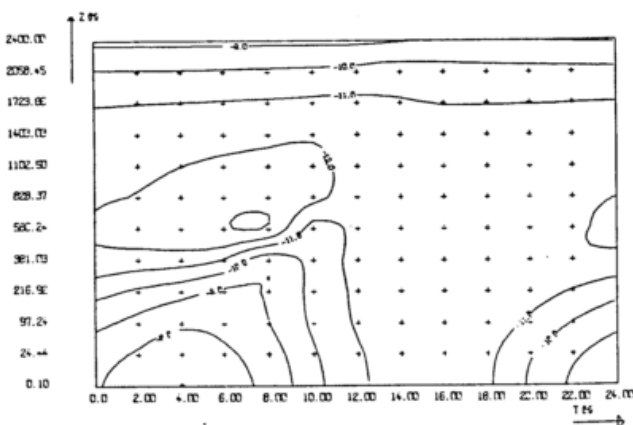


Abb. 4 : Temperaturdifferenz Modell I
minus Modell IV ($\Delta\theta$ in K)

4 LITERATURANGABEN

BROOKS, D.L., 1950 :

A tabular method for the computation
of temperature change by infrared radi-
ation in the free atmosphere

J. Meteor., 7, 313 pp

ELSASSER, W., CULBERTSON, M., 1960 :

Atmospheric radiation tables

Met. Monographs, Vol 4, No 23

SASAMORI, T., 1968 :

The radiative cooling calculation for
application to general circulation
experiments

J. App. Meteor., 7, 721 pp

WEBER, H. 1980 :

Erfassung des Effektes anthropogener
Wärmequellen mit einem eindimensiona-
len Modell der unteren Atmosphäre
Diplomarbeit T H Darmstadt

ZDUNKOWSKI, W., BARTH, R., LOMBARDO, F., 1966:

Corrected atmospheric radiation tables
by ELSASSER and CULBERTSON

University of Utah, Dep. of Meteorology

10 JAHRE BEOBACHTUNG DER STRATOSPHERENTEMPERATUR DURCH FORSCHUNGS- UND WETTERSATELLITEN

Karin Petzoldt

Institut für Meteorologie FU Berlin

Ein wesentlicher Fortschritt, den die Satellitenexperimente während der Jahre 1970-1980 für die Erkenntnis der meteorologischen Vorgänge in der mittleren Atmosphäre brachte, war die Möglichkeit der Temperaturbeobachtung. Die zweite Möglichkeit, die die Messungen von spektralen Strahldichten des Systems Erde/Atmosphäre vom Satelliten aus bietet - nämlich die globale Verteilung der strahlenden Gase zu bestimmen - hat besonders für Ozon und Wasserdampf-Ergebnisse gebracht. Vermutlich werden diese Ergebnisse besonders im Hinblick auf die photochemisch wirksamen Spurenstoffe und deren Transport in den nächsten Jahren vertieft werden.

Eine kurzgefaßte Übersicht über Ergebnisse aus Satellitenexperimenten, die einen verwertbaren Informationsgehalt für Strato- und Mesosphärentemperatur enthielten, soll zeigen, was bis jetzt erreicht wurde, und was noch erwartet werden kann. Dazu sind Instrumente, die in der infraroten Spektralbande des CO₂ um 15 µm Strahlungsenergie aus der Schicht zwischen 20 und 80 km selektieren konnten in der Tabelle zusammengestellt.

Die ersten Ergebnisse wurden aus Messungen einzelner Spektralkanäle erhalten, die die Mitteltemperatur einer ca. 10 km dicken Schicht repräsentieren. Daraus konnte besonders das Wissen über bis dahin unbekannte Regionen bereichert werden, d.h. Gebiete, für die bis dahin nur sporadische und durch wenige Raketenmessungen belegte Untersuchungen vorlagen (Tropenregion, Südhalbkugel und Mesosphäre).

Nach globalen Analysen von Jahres- und Halbjahreswelle aus Breitenkreismitteln der SIRS-Strahldichten in mittleren Stratosphärenschich-

Tabelle

Satellite Infrared Spectrometer	SIRS
Nimbus 3,4 Start 1969, 1970	

Selective Chopper Radiometer	SCR
Nimbus 4,5 Start 1970, 1972	

Vertical Temp. Prof. Radiometer	VTPR
Noaa 1-5 Start 1972-78	

Pressure Modulated Radiometer	PMR
Nimbus 6 Start 1975	

Limb Radiance Inversion Radiom.	LRIR
Nimbus 6 Start 1975	

Stratospheric Sounder Unit	SSU
Tiros N Start 1978	

Strat. and Mesosph. Sounder	SAMS
Nimbus 7 Start 1978	

Limb Infrared Monitor Strat.	LIMS
Nimbus 7 Start 1978	

Stratospheric Mesospheric	SME
Explorer Start 1981	

Improved SAMS	ISAMS
UARS Start 1988	
Upper Atm. Research Sat.	

ten war der Hinweis von Fritz und Soules (1972) auf die gleichzeitige Abkühlung der äquatorialen Stratosphäre während winterlichen Stratosphärenwärmungen in den hohen Breiten der Nordhemisphäre ein erstes wichtiges Ergebnis.

Bis in die mittleren Breiten der Südhalbkugel war der Einfluß der dynamischen Vorgänge während der Erwärmungen auf der Nordhalbkugel durch die Satellitenmessungen nachzuweisen.

Barnett (1974) konnte aus den SCR-Daten dasselbe für die obere Stratosphäre und auch für die wesentlich schwächeren Erwärmungen während des südhemisphärischen Winters feststellen: Die gleichzeitige Abkühlung der nordhemisphärischen sommerlichen Stratosphäre erstreckte sich bis zum Nordpol.

Weitere Ergebnisse für die Südhalbkugel wurden durch Vergleich des Jahresganges der Strahldichten des SCR mit denen der Nordhalbkugel von Labitzke (1974) gewonnen. Ein besonders markanter Unterschied ergab sich für die Umstellung vom Winter zum Sommer; während auf der Nordhemisphäre nach den im jeden Winter stattfindenden Stratosphärenerwärmungen meist eine Rückkehr zur winterlichen kalten Stratosphäre der hohen Breiten stattfindet, erwärmt sich die polare Stratosphäre der Südhalbkugel kontinuierlich nach dem winterlichen Temperaturminimum, so daß das Südpolargebiet der oberen Stratosphäre im Frühjahr meist wesentlich wärmer ist als dasjenige über dem Nordpol zur entsprechenden Jahreszeit.

Die Ursache wurde aus Raketenbeobachtungen in dem unterschiedlichen Verhalten der planetarischen Wellen in Nord- und Südhemisphäre vermutet, die dann mit den Satelliten-Daten untersucht wurden. Aus dem Spektralkanal des SCR, der die meiste Strahlung aus der oberen Stratosphäre (45 km) empfängt, wurde die freie wandernde Rossbywelle 1 mit Perioden von 16 Tagen (Hirota 1975) und 5 Tagen (Rodgers 1976) analysiert. Aus den gleichen Daten erhärteten Peckham und Chapman (1980) die Tatsache, daß im Winter in der Nordhemisphäre stehende Wellen dominieren, während in der Stratosphäre der Südhemisphäre ostwärts wandernde Wellen vorherrschen. Für die äquatoriale Stratosphäre konnte Hirota (1978) die Kelvinwellen identifizieren und darauf hinweisen, daß wandernde planetarische Wellen in den Übergangsjahreszeiten in die tropischen Regionen eindringen,

was Barnett (1975) entsprach, der zeigte, daß diese Wellen von einer Hemisphäre in die andere über den Äquator hinweg eindringen können.

Felddarstellungen der spektralen Strahldichten aus mehreren Kanälen (also max. Strahlung aus unterschiedlichen Höhen) machten die vertikale Ausbreitung der Wellen deutlich (Houghton 1978) und zeigten besonders gut die starke Amplifizierung und Neigung der Temperaturwelle während der Stratosphärenerwärmung (Labitzke 1981). Wertvoll war die Erkenntnis aus PMR-Daten, daß diese Vorgänge auch die Mesosphäre erfassen (Barnett 1981). Auch die ionosphärische Winteranomalie der Radiowellenabsorption in der D-Schicht zeigte Zusammenhänge mit planetarischen Wellen, die mit Hilfe der PMR-Daten gewonnen wurden (Labitzke, Petzoldt und Schwenck 1979).

Für die Mesosphäre liegen jetzt aus den PMR-Messungen dreijährige Monatsmittelkarten für Nord- und Südhemisphäre vor (Labitzke u. Barnett 1981), so daß die empirischen atmosphärischen Modelle daran überprüft werden können.

Für die Stratosphäre oberhalb 30 km, die nicht durch Radiosondenbeobachtungen erfaßt wird, liegen aus Satellitenbeobachtungen unter anderem jetzt ungefähr 10 Jahre nordhemisphärische Höhenfelder für die 5-, 2-, 1- und 0.4-mbar-Fläche (d.h. von 35-50 km mit ca. 5 km vertikalem Abstand) vor, die durch Verwendung von Regressionen aus mehreren Spektralkanälen hergestellt wurden (VTPR ab 1972; SSU ab 1978). Die Regressionskoeffizienten werden dafür aus dem statistischen Vergleich von Raketen- mit Satellitendaten berechnet.

Die Temperaturprofile, die mit unterschiedlichen Umkehrmethoden (Petzoldt 1980) aus mehreren Spektralmessungen gewonnen werden, lieferten dann globale Temperaturfelder in einer vertikalen und horizontalen Auflösung, die das Berechnen von dynamischen Vorgängen gestatten. Die horizontal abtastenden Instrumente LRIR, LIMS und SAMS bieten dabei wesentlich bessere vertikale Auflösung, als die anderen vertikal nach unten sondierenden Instrumente.

Mit den Temperaturberechnungen aus dem SCR-Experiment wurden Energiebilanzen für Erwärmungen auf Nord- (Crane 1979) und Südhalbkugel (Hartmann 1976) aufgestellt. Durch sie wurde die große Bedeutung der Konvergenz des vertikalen Wellenenergieflusses in der Stratosphäre hoher Breiten nachgewiesen. Mit SSU-Daten konnte dann Palmer (1981) die theoretisch geforderte individuelle Absinkbewegung, die über polaren Breiten zur Erwärmung führt, in einem hybriden Lagrange-Eulerschen System berechnen. Das SAMS-Experiment müßte den genauen Vergleich mit dynamischen Vorgängen während simulierter realer Erwärmungsabläufe in theoretischen Modellen, die inzwischen vorliegen, ermöglichen. Auch das Radiometer auf dem SME-Satelliten und das für die UARS-Satelliten geplante ISAMS-Experiment sind horizontal abtastende Instrumente. Mit den dann vorliegenden Temperatur-, Höhen- und abgeleiteten Windfeldern könnte die von

McIntyre (1982) aufgezeigte theoretische Fragestellung für die Entstehung der winterlichen Stratosphärenenerwärmungen überprüft werden; d.h. festzustellen, wodurch die atmosphärischen Ausbreitungsbedingungen (wave guide effect) so verändert werden, daß Wellenenergie aus der Troposphäre in die Polarzone der oberen Stratosphäre transportiert werden kann.

Erwartet werden müssen auch verbesserte Aussagen über langperiodische Schwankungen in der Strato- und Mesosphäre, wie Zusammenhang mit vermuteten Solarzyklus der mittleren Stratosphäre, quasi zweijähriger Schwingung, Trends und Zirkulationsanomalien.

LITERATURVERZEICHNIS

- BARNETT, J. J.
 BARNETT, J. J.
 CHAPMAN, W. A.; PECKHAM, G. E.
 CRANE, A. J.
 FRITZ, S.; SOULES, S. D.
 HARTMANN, D. L.
 HOUGHTON, J. T.
 HIROTA, I.
 HIROTA, I.
 LABITZKE, K.
 LABITZKE, K.
 LABITZKE, K.; BARNETT, J. J.
 LABITZKE, K.; PETZOLDT, K.; SCHWENKE, H.
 MCINTYRE, M. E.
 PALMER, T. N.
 PETZOLDT, K.
 RODGERS, C. D.
 Q. J. R. Met. Soc. 100, 505-530 (1974).
 Q. J. R. Met. Soc. 101, 835-845 (1975).
 Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 296, 59-63 (1980).
 Q. J. R. Met. Soc. 105, 185-206 (1979).
 Mon. Weath. Rev. 100, 582-589 (1972).
 J. Atmos. Sci. 33, 1141-1154 (1976).
 Q. J. R. Met. Soc. 104, 1-29 (1978).
 J. Meteor. Soc. Japan 53, 33-44 (1975).
 J. Atmos. Sci. 35, 714-722 (1978).
 J. Geophys. Res. 79, 2171-2175 (1974).
 J. Geophys. Res. 86, 9665-9678 (1981).
 Planet Space Sci. 29, 673-685 (1981).
 J. Atmos. Terr. Phys. 41, 1149-1162 (1979).
 Centennial Issue J. Meteor. Soc. Japan, in print (1982).
 J. Geophys. Res. 86, 9679-9687 (1981).
 Met. Abh. FU Berlin Serie A 2, Heft 2 (1980).
 J. Atmos. Sci. 33, 710-711 (1976).

Simultaneous Detection of Minor Constituents in the Middle Atmosphere using High Resolution IR Spectroscopy Techniques

H. OELHAF, H. FISCHER and E. REDEMANN

Meteorologisches Institut München (MIM)

Theresienstraße 37, 8000 München 2

1 SCIENTIFIC BACKGROUND

It has been recognized by the scientific community working in the field of middle atmosphere physics that we need simultaneous and global observations of a considerable number of minor constituents to improve our experimental data for studying chemistry, dynamics and energy budget. For this purpose limb emission measurements using cooled spaceborne high resolution spectrometers or interferometers are particularly suited. The limb scanning technique is schematically represented in Fig. 1 for a space shuttle flight. The instrument is scanning across the horizon in small angle steps because the essential scan range between 10 and 80 km covers ca. 2 degrees only. Due to the long optical paths in the atmosphere also low concentrated species can be detected. The high spectral resolution power of the instrument is necessary to distinguish unambiguously features due to trace constituents of interest in the case of strong interference by other absorbers.

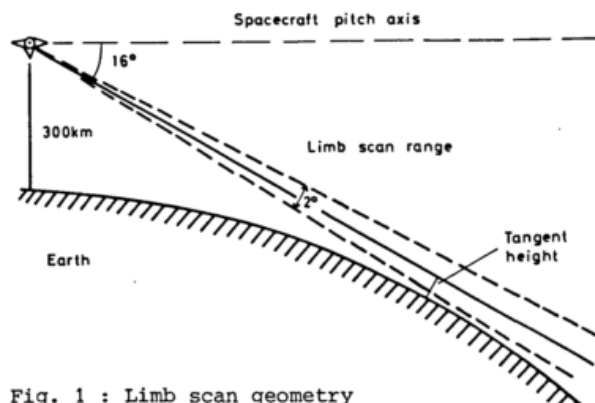


Fig. 1 : Limb scan geometry

The Meteorological Institute Munich (MIM) is involved in an Ebert-Fastie-Spectrometer Experiment (EFS) developed at the University of Wuppertal (Offermann and Trinks) with a medium spectral resolution of about 1 cm^{-1} . To provide detailed information about the capabilities of the EFS we have carried out extensive investigations for a considerable number of trace constituents to generate a catalogue containing the optimum spectral features, the influence of the disturbing gases and the detectable altitude range defined under specified conditions. Fig. 2 shows the detectable ranges for 10 trace gases for an accuracy limit of 20%. This estimation is based on the instrument configuration of the EFS with a spectral resolution of about 1 cm^{-1} and a minimum

detectable radiance of $2 \cdot 10^{-10} \text{ W}/(\text{cm}^2 \text{ sr})$. The assumptions made for this investigation are defined in a comprehensive publication (Oelhaf H. and H. Fischer, 1982). Due to the fact that for some minor constituents a higher spectral resolution is needed and because of some other advantages (e.g. wider spectral intervals can be fastly measured enhancing the number of simultaneously detected molecules) a Michelson Interferometer with a spectral resolution of 0.1 cm^{-1} apodized is currently under development in Munich. This instrument configuration -MIPAS- is more detailed described in a companion paper (Fergg et al, 1982). The present paper deals with the capabilities of the MIPAS instrument to detect a considerable number of trace constituents and therefore will demonstrate the expected contribution to Middle Atmospheric Research.

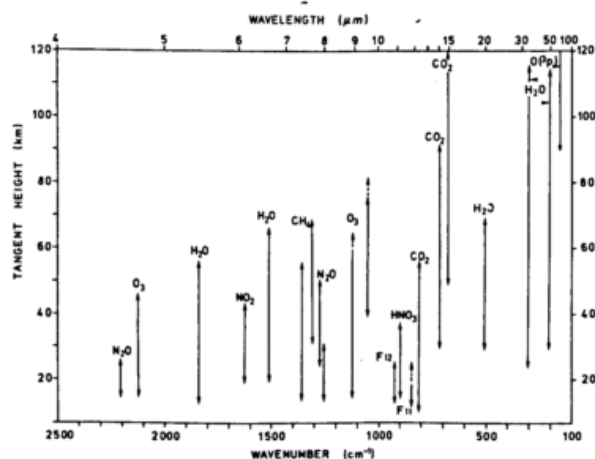


Fig. 2 : Detectable altitude ranges of 10 minor constituents for the EFS - experiment

2 METHOD OF INVESTIGATION

In principle there are three main objectives concerning the theoretical investigations of the MIPAS experiment: First, to find the optimum spectral intervals which include spectral features of several trace constituents to be detected simultaneously. Second, to develop appropriate analysis procedures for the calculation of the atmospheric spectra from the interferograms using the Fast-Fourier-Transform method and third, to obtain concentration profiles of the species from the spectra by applying suitable inversion methods. The first objective will be achieved by generating simulated atmospheric spectra in carefully selected spectral regions using a line-by-line algorithm developed by

E. Redemann. This line-by-line programme provides detailed information about the individual contributions of the different molecules to the whole signal along the slant path through the inhomogeneous atmosphere. Main input parameters are the line data and the standard profiles of the constituents. Typical simulated atmospheric spectra will be discussed in the following section. Analysis procedures converting interferograms into spectra will be described in a companion paper (Fergg et al, 1982). The development of suitable inversion methods is currently on the way. It is planned to accomplish a mathematical procedure which is able to match observed spectra with calculated ones thereby using all the information available.

3 EMISSION SPECTRA AND SEARCH FOR OPTIMUM FEATURES

The typical width of the spectral intervals taken with the MIPAS will be 200 cm^{-1} at a spectral resolution of 0.1 cm^{-1} . These conditions enable us to collect information on about 5 to 10 minor constituents at the same time. Due to the limited space for this paper we can only discuss narrow portions of the whole intervals. All spectra have been calculated line by line and layer by layer for each slant path. The individual absorbers have been mixed up step by step so that the individual contributions can easily be seen. Fig. 3 shows typical spectra located in the $8 \mu\text{m}$ region for three different tangent heights. This region is characterized by strong interferences due to absorption lines of N_2O , CH_4 , H_2O and CO_2 . One can identify clearly the regularly spaced N_2O -lines (P-branch of ν_1 -band) which are pressure broadened at the lowest altitude. At higher altitudes the CH_4 -lines become more and more dominant. Water vapor has only one stronger line and CO_2 several relatively weak features in this example. The best isolated features are marked with arrows in the plot for 35 km tangent height. Even in this narrow interval four gases can be detected in the stratosphere, the dominant lines of CH_4 and H_2O also up into the mesosphere. The second example shows spectra at shorter wavelengths near $5 \mu\text{m}$ (Fig. 4). In this region the unique absorption band of NO in the middle IR is located. Compared with the above discussed interval the radiance signals are more than one order lower due to the wavelength-dependance of the Planck function and due to lower line intensities. Dominant features in this interval are the Q-branch of the NO-fundamental at 1875.8 cm^{-1} and a single H_2O -line at 1876.7 cm^{-1} . Features caused by CO_2 and N_2O are very weak and mostly overlapped by other lines. Several weak lines due to O_3 are not taken into account in the calculations because there exist only positions but not intensities of the lines just now. The discussion of the spectra should demonstrate that in general the proposed resolution of 0.1 cm^{-1} is sufficient to identify unambiguously features of the selected species

4 SUMMARY OF PRELIMINARY RESULTS

About 40 different spectral intervals of typically 10 cm^{-1} width have been investigated in

the above described way. Furthermore we have generated several more simplified synthetic spectra within wider spectral intervals for only one tangent height and a homogeneous slant path to obtain an overview and to define the spectral intervals for the MIPAS. We have found that with four spectral intervals of typically 200 cm^{-1} more than 15 trace constituents - several of them manifold - can be detected. In table 1 the detectable species and the corresponding spectral intervals are listed up. For several low concentrated species the measuring possibility is not yet guaranteed and further theoretical investigations are necessary. In these cases the crosses are in parenthesis. The uncertainty is mostly caused by lack of accurate spectroscopic data. Several important species can be detected in more than one interval like H_2O , CH_4 , N_2O , HNO_3 , O_3 and CO_2 . The scientific gain would be considerable because constituents useful as tracer for dynamic studies as well as constituents important in the photochemical system could be globally measured. In the first channel important molecules for the chlorine cycle as F11, F12, F22, O_3 , HNO_3 and perhaps CCl_4 could be observed in the same slant path. Another example is the simultaneous detection of the dominant nitrogen components within the third spectral interval. Compared with the possibilities of the EFS (see fig. 2) the design configuration of the MIPAS enlarges the number of molecules to be detected and increases the opportunity to observe more species simultaneously.

Table 1: Detectable species for the MIPAS

species	spectral intervals (κ in cm^{-1})			
	820-1000	1200-1380	1620-1920	2040-2220
H_2O	x	x	x	(x)
CH_4		x	(x)	
O_3	x	x	x	x
CO_2	x	x	x	x
CO				x
N_2O	(x)	x	x	x
NO_2	(x)		x	
NO			x	
HNO_3	x	x	x	
others	F11, F12 F22, CCl_4 NH_3	CF_4 (SO_2) (ClONO_2)	(HCHO)	OCS

REFERENCES:

- F. Fergg et al : A small He-cooled, high resolution Michelson Interferometer for limb emission measurements. *Annalen der Meteorologie*, 1982, present volume.
- H. Oelhaf and H. Fischer: Determination of trace gas profiles in the middle atmosphere from infrared limb emission measurements ... Univ. München - Meteorologisches Institut, *Wissensch. Mitteilung*, 1982.

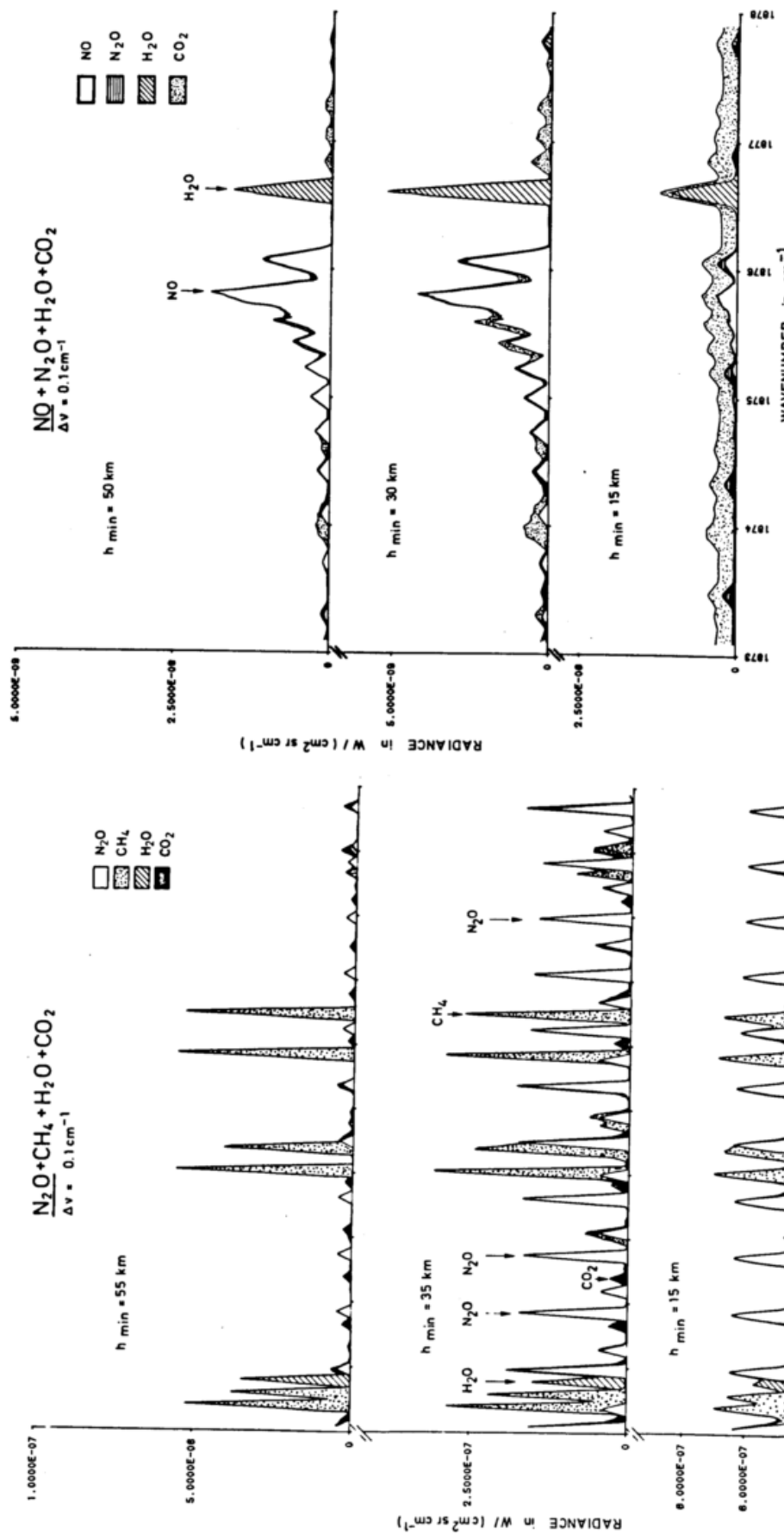


Fig. 3 : Same as Fig. 4, but for 8 μm region

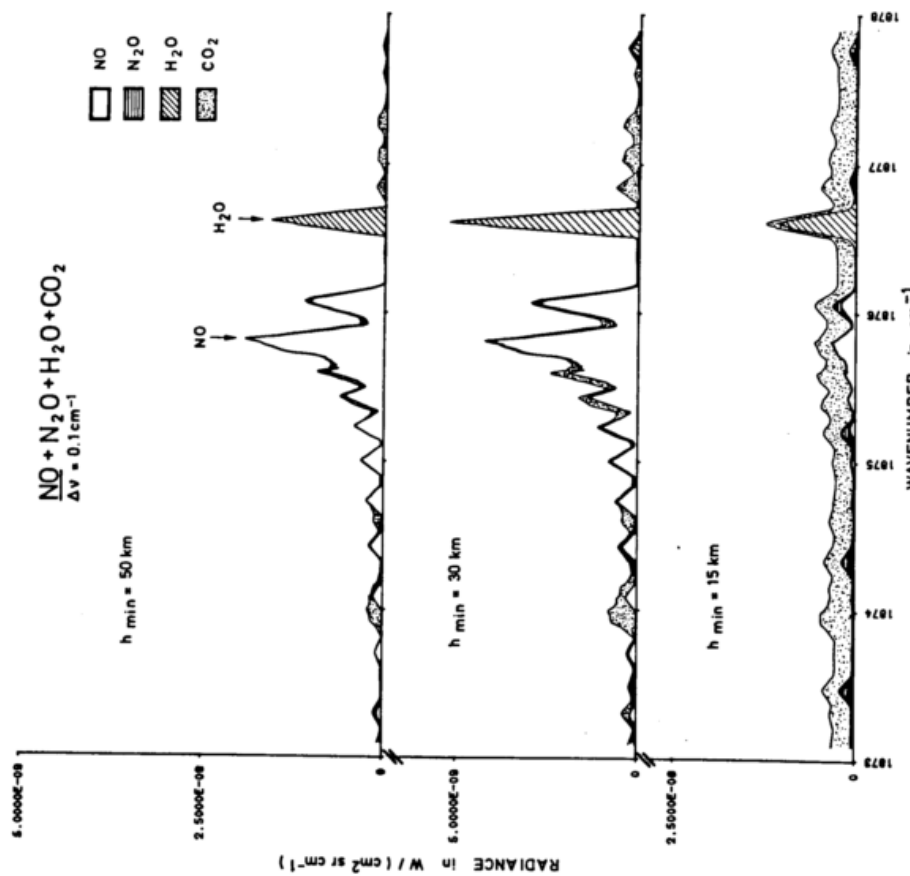


Fig. 4 : Line-by-line calculated emission spectra for three different tangent heights in the 5 μm region. Optimum spectral features are marked by arrows.

A SMALL, HE COOLED, HIGH RESOLUTION MICHELSON INTERFEROMETER (MIPAS) FOR LIMB EMISSION MEASUREMENTS

F. FERGG, H. FISCHER, H. OELHAF, D. RABUS, W. VÖLKER
Meteorologisches Institut München, Theresienstr. 37, 8 München 2

P. BURKERT
Kayser Threde GmbH, Würmtalstr. 2, 8 München 70

Further and more precise information on middle atmospheric chemistry, dynamics and energy budget can be derived from globally and simultaneously measured concentration profiles of a substantial number of atmospheric trace gases. The most efficient method of establishing such a data basis is the evaluation of infrared limb emission spectra recorded by spaceborne instruments. Fourier transform spectrometers are especially appropriate for such a task. Characteristic features and performance parameters of a cryogenic high resolution (0.1 cm^{-1}), rapid scanning (1 second) interferometer for emission measurements in the $4.5 \text{ }\mu\text{m}$ to $15 \text{ }\mu\text{m}$ region as well as evaluation procedures for the interferometric data are discussed.

1 INTRODUCTION

Spectrophotometric methods have proved to be a very powerful tool in research on the middle atmosphere. High resolution infrared spectra provide unambiguous information on species optically active in the investigated infrared spectral region. Furthermore, a spectrometer installed aboard a spacecraft and observing the earth's limb offers the great advantage of providing measurements with global coverage and sufficient height resolution (see also Oelhaf et al., 1982). Important criteria for the quality of the spectral information are: 1) the SNR which limits the accuracy of the quantitative analysis, 2) the accuracy of the association of a measurement with the location of the effective gas volume in the atmosphere. Both criteria require high detectivity, strictly limited time for the measurement of an adequate number of spectral elements and high spatial resolution. These are conflicting requirements and therefore compromises are necessary. Also, in spacecrafts size, weight, power and other resources as e.g. cooling capacity are generally limited. Under these constraints a trade off study on different types of spectrometers (Burkert, 1978) showed that a Fourier Transform Spectrometer (FTS) is the most appropriate instrument. Compared to a grating spectrometer a FTS always offers the throughput advantage which can be exploited for designing a smaller instrument or achieving a better SNR. Furthermore, FTS always provides some multiplex advantage, as long as signal independent noise sources e.g. thermal detector noise, background photon noise etc. are dominant. In such cases the requirements on instrument cooling, or D^* of the detector can be reduced considerably.

In this paper a cryogenic Michelson interferometer for spectral limb emission measurements is presented. The instrument is designed to operate in the focal plane of the German Infrared Laboratory (GIRL) on Spacelab (Fischer and Rabus, 1978). An uncooled version of this instrument is also suitable for occultation measurement (Fischer et al., 1981) or vertical temperature sounding from spacecraft, aircraft or balloon.

2 INSTRUMENT REQUIREMENTS

Extensive line by line calculations lead to the spectrophotometric requirements summarized in table 1. Most of the requirements result from compromises between feasible instrumental techniques and desired spectroscopic information. The calculations show, that a spectral resolution of 0.1 cm^{-1} is sufficient to separate lines of important species (see Oelhaf et al., 1982) for quantitative analysis. Around $8 \text{ }\mu\text{m}$ a NER of $10^{-10} \text{ W}/(\text{cm}^2 \text{ sr})$ for the spectral element allows to evaluate species with a mixing ratio below the ppb limit in the middle atmosphere. Towards the short wavelength limit of our instrument ($4.5 \text{ }\mu\text{m}$) the SNR decreases considerably because the atmospheric emission decreases rapidly at shorter wavelengths. Furthermore, the increasing NEP of photodetectors toward shorter wavelengths acts in the same way.

Table 1. Instrument Requirements

Spectral range:	$4.5 \text{ }\mu\text{m} - 15 \text{ }\mu\text{m}$
Spectral interval:	approx. 200 cm^{-1}
Spectral resolution:	unapod. 0.05 cm^{-1} apod. 0.1 cm^{-1}
NER ($8 \text{ }\mu\text{m}$, Resolution 0.1 cm^{-1} , 1s Scantime):	$10^{-10} \text{ W}/(\text{cm}^2 \text{ sr})$
Measuring time:	1 height level: 3s 1 interferogram: 1s
Height resolution:	ca. 3 km
Operating temperature:	4K
Heat dissipation in GIRL:	200 mW

For the instrument operating in GIRL the dominant noise is the photon noise of the signal radiant flux reaching the detector. Therefore, a better SNR is achieved with smaller optical bandwidths, realized by a cold filter. This and technical advantages in signal processing e.g. a reduction of the data rate are reasons to prefer recording interferograms of smaller optical bandwidth (200 cm^{-1}) than of the whole spectral range. Furthermore, we found (see Oelhaf et al., 1982) that a comparatively small number of intervals of 200 cm^{-1} is sufficient to measure many important trace species.

To achieve global mapping of trace gases using a limb scanning spectrometer aboard a spacecraft one has to make a compromise between horizontal distortion of the vertical profiles which is caused by the velocity of the spacecraft and the SNR of the measurement both determined by the measuring time. A horizontal displacement of about 300 km for one height profile between 10 km and 55 km altitude results in a measuring time of 3 seconds for atmospheric layers of 3 km. To reduce the influence of scintillation noise which leads to a multiplex disadvantage in FTS (Vanase, 1967, Chambalain, 1979), we choose the scan-time for one interferogram to be about one second and intend to average corresponding interferograms.

3 DESIGN CONSIDERATIONS

Besides the instrumental requirements discussed above two further requirements influenced the design of the interferometer: the 4K environment in GIRL and the low average allowable heat generation of 200 mW within the cryostat. In an early stage of the design phase three decisions had to be made which considerably affect size and complexity of the instrument: 1) the choice of the scanning mode, stepwise or rapid scanning, 2) the choice of the reflectors in the interferometer arms, and 3) the choice of the reflector drive. A careful trade off was made (Burkert, 1980, Fergg, 1981) including the consideration of various types of retroreflectors and reflector drive systems. The result was a rapid scanning interferometer with an unconventional optical layout which is schematically shown in figure 1.

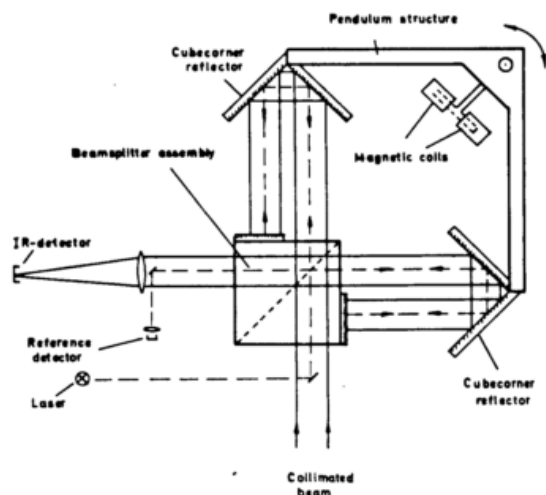


Fig.1 Schematic view of the double pendulum interferometer optics

Two cubecorner retroreflectors made of front surface mirrors are used as moving elements to produce the optical path difference. A fixed plane mirror in autocollimation is used in each arm of the interferometer thus double-passing the beam through the cubecorners. The

fixed plane mirror and the cubecorner are a completely compensating system which makes the interferometer insensitive to tilt and lateral displacement of the cubecorners. This performance drastically eases the mechanical design. Being not forced to apply a technically complicated linear reflector guiding we fixed the cubecorner reflectors to a rotating structure. This arrangement called a pendulum interferometer is a new concept in interferometer design. The dynamic operation is as follows: during a short time interval, which is not used for signal recording, the pendulum is accelerated to the required speed by magnetic coils. After that it moves under inertia affected by friction only. This mechanical design offers dynamic advantages. Using good quality ball bearings it is possible to rotate the pendulum under very low friction. Consequently the variation of the speed of the moving retroreflector is only in the order of some percent, which is acceptable if proper signal integration is applied. A further advantage of this concept is the very low heat load to the cryostat. Even under the worst case assumption, that the total kinetic energy of the pendulum is transformed to heat during each reversal phase the average heat generation is less than 10 mW which is far below the permitted value. First experimental tests show a very smooth motion of the pendulum. Furthermore, the concept of a double pendulum interferometer offers simple mechanics compared to conventional low friction reflector drive systems.

Table 2. Characteristic parameters of the Double Pendulum Interferometer (DPI) for GIRL

Optical parameters:

System: Doublepassing system with cubecorner reflectors

Useful aperture: 50 mm
Solid angle: $3.1 \cdot 10^{-4}$ sr
Beamsplitter: KBr coated with Ge
Cubecorner angle tolerance: $90^\circ \pm 4$ arcsec
Wavefront tilt in one interferometer arm: 5 arcsec

Physical parameters:

DPI momentum of inertia: 0.3 kg m^2
length of rotating arms: 20 cm
angle of rotation (10 cm optical path difference): 3.6°
Size of DPI including collimator and detector: 30 cm x 40 cm x 50 cm
Weight: app. 20 kg

The interferometric of the pendulum arrangement is quite obvious as long as geometrically ideal cubecorner reflectors are considered. The ideal cubecorner produces an outgoing beam which is strictly parallel to the incoming beam valid for all its possible directions. In contrast to this fact real cubecorner reflectors always show some misalignment and consequently produce an error in retroreflection which depends on the direction

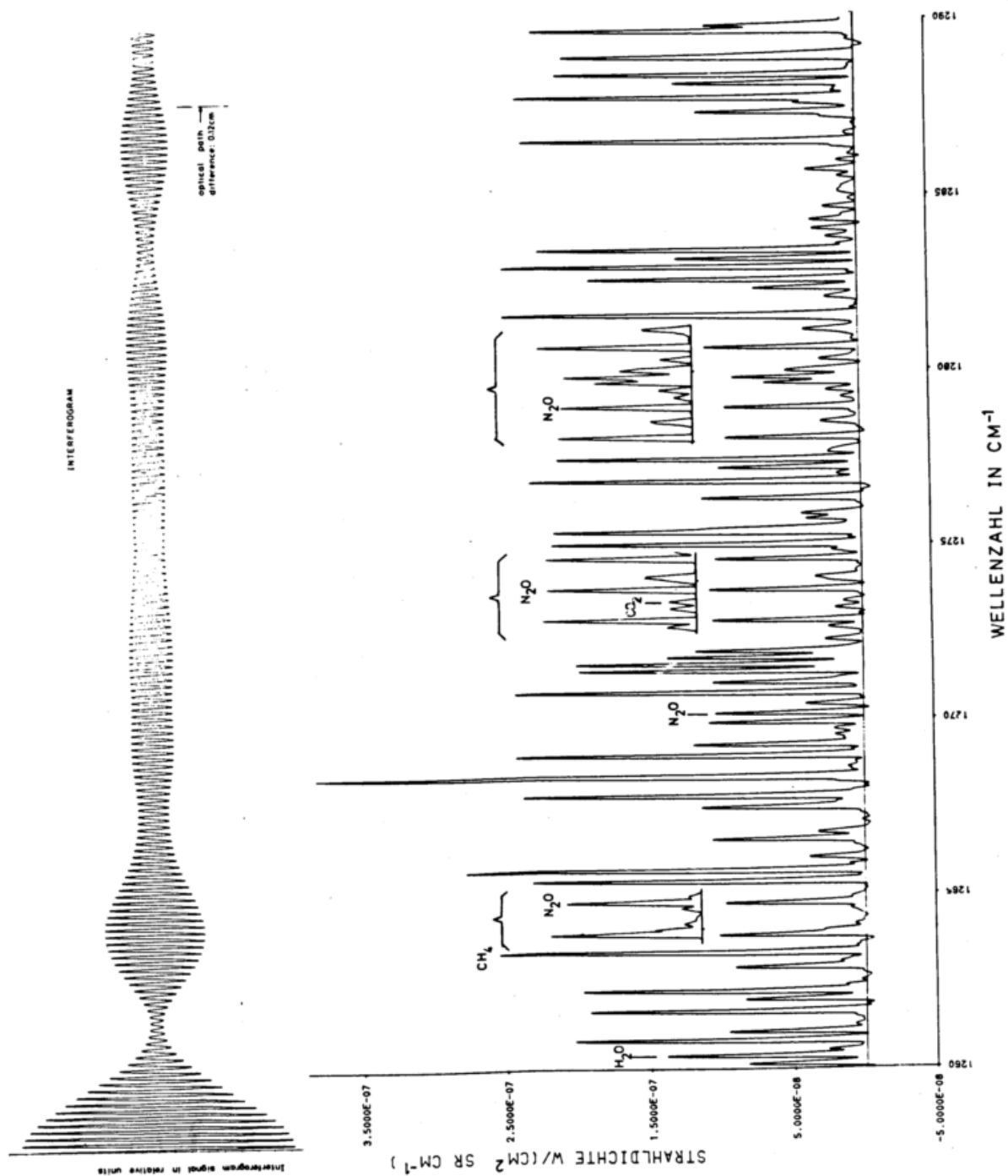


Fig.2 Atmospheric spectrum and corresponding interferogram as derived by simulating the interferometer measurement with a realistic detector.
 Upper part : section (0.12 cm path difference) of the optical interferogram;
 lower part : atmospheric spectrum derived from this interferogram taking into account detector noise and apodization (see text); small intervals in brackets: parts of the initial atmospheric spectrum used for the calculation of the interferogram, comparison between the two spectra shows good agreement.

of the incoming beam. It could be shown, however, that using the doublepassing arrangement the requirements for the accuracy of the three right angles in the cubecorner are within technically feasible tolerances (see table 2). Some characteristic data of the double pendulum interferometer are summarized in table 2. The principles of the pendulum interferometer were conceived by P. Burkert, who applied for a patent.

4 INTERFEROMETRIC DATA EVALUATION

One quality which makes FTS inconvenient is the fact, that the interpretation of the signal output of an interferometer is not easy. A Fourier transform of the signal has to be performed to get the desired spectral information. Thus, a Fourier transform spectrometer can be regarded to consist of two modules: an optical module performing a transformation of optical frequencies to electrical frequencies and a software module transforming the signal from the time- to the frequency-domain. In fact, the limits between the two modules are not strictly defined in the sense, that the experimenter is free to decide whether certain steps of signal manipulation are done within the optical module or the software module. Nevertheless, most software work can be carried out using standard procedures routinely applied in Fourier spectroscopy. We have developed a FTS-software package for a minicomputer which offers the following services: determination of a constant phase error from a short symmetrical interferogram (Vanasse, 1967), digital filtering and phase correcting (Formann, 1966, Kauppinen 1975), application of various apodization functions to get a suitable instrument profile, and a cosine-Fourier-transform. Furthermore, we developed a number of subroutines which allow to simulate effects of imperfect instrumentation and analyse their influence in the spectrum after Fourier-transforming. An example for interferometric data evaluation and error simulation is shown in figure 2. The input for our simulation was a calculated atmospheric spectrum for a tangent height of 40 km, taking into account mean concentration profiles for H_2O , CH_4 and N_2O . From this spectrum the corresponding interferogram of 9 cm optical path difference was calculated assuming an ideal interferometer. A short section (0.12 cm optical path difference) of the total interferogram is shown in the upper part of figure 2. To simulate the influence of a real detector the interferogram has been modified by adding a noise signal corresponding to a Si:Ga photoconductor with a $NEP(17\mu m, 5kHz) = 2 \cdot 10^{-14} W/\sqrt{Hz}$. The noisy interferogram was apodized ($\cos(\pi x/2L) + \alpha \cdot \cos(3\pi x/2L)$; $L = 9 cm$, $\alpha = 0.48$) and then Fourier-transformed to a spectrum. A section of $30 cm^{-1}$ of this spectrum is shown in the lower part of figure 2. Some small intervals of the input spectrum convoluted with a triangular function (basis = $0.2 cm^{-1}$) for better comparison demonstrate the proper functioning of the whole software (see Fig.2). The SNR in the simulated spectrum is sufficient to identify the features of different

species and evaluate their concentrations. The tremendous amount of unambiguous information contained in a well selected spectral interval is obvious even from the small spectral interval shown in figure 2.

5 CONCLUSION

The problem to design a compact, cryogenic (4K) interferometer for GIRL was solved using an unconventional pendulum arrangement. First tests with a laboratory version of the double pendulum interferometer show promising results. At the end of the current phase B study, the performance of the double pendulum interferometer at 300K will be experimentally verified. Furthermore, first results of cryogenic test of critical components will be available. In parallel, a feasibility study for an interferometer performing occultation measurements aboard a polar orbiting satellite is currently under way. The theoretical investigation on interferometric data evaluation will be continuously carried on. Also, the development of appropriate inversion procedures which are used to infer trace gas profiles from the derived atmospheric spectra will proceed in the future.

6 REFERENCES

- BURKERT, P., LANGENBECK, P., 1978: Hochauflösendes Spectrometer. BMFT Vertr. Nr. 01QS596-Ak-SN/A WF 0275-2.2.1
- BURKERT, P., et al., 1980: Definitionsstudie für ein Michelson-Interferometer, BMFT-FB W80-031
- CHAMBERLAIN, J., 1979: The principles of interferometric Spectroscopy, Wiley Interscience
- FERGG, F., BURKERT, P., 1981: Design concept for a small Helium cooled, high resolution interferometer for limb emission measurement. Adv. Space Res. Vol.1, pp. 93-96, COSPAR 1981
- FISCHER, H., und D. RABUS 1978, Michelson Interferometer, ESA-Preliminary Call for Proposals for the Early Phase of Spacelab Utilization in Europe, May 1978
- FISCHER, H., F. FERGG, D. RABUS, P. BURKERT und H.J. BOLLE 1981, Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS), ESA-Proposal für den ERS-1 Satelliten, Nov. 1981
- FORMANN, M., STEEL, H., VANASSE, G., 1966: Correction of asymmetric interferograms obtained in Fourier Spectroscopy, JOSA, 56, 59-63, 1966
- KAUPPINEN, J., 1976: Correction of the linear phase errors of one-sided interferograms. Infrared Physics, 16, 359-366, 1976
- OELHAF, H., H. FISCHER und E. REDEMANN 1982, Simultaneous Detection of Minor Constituents in the Middle Atmosphere using High Resolution IR Spectroscopy Techniques, Annalen d. Met., present volume

Jürgen Klostermeyer

Max-Planck-Institut für Aeronomie,
3411 Katlenburg-Lindau

1 EINLEITUNG

Vor acht Jahren veröffentlichten WOODMAN und GUILLEN (1974) Messungen von Winden, atmosphärischen Schwerewellen und Turbulenz in der Stratosphäre und Mesosphäre, die mit der Hochleistungsradaranlage des Jicamarca-Radio-Observatoriums in Peru durchgeführt wurden. Das Radar arbeitet im Very-High-Frequency-(VHF) Band mit einer Frequenz von 50 MHz (Wellenlänge = 6 m) und war ursprünglich für Untersuchungen der Ionosphäre konzipiert worden. Die obige Arbeit führte zur Planung und Errichtung mehrerer VHF-Radars, die speziell für Messungen in der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre geeignet sind (GAGE und BALSLEY 1978; RÖTTGER et al. 1978). Die Anfangsbuchstaben dieser Schichten standen Pate für den Namen MST-Radar. Die Radars liefern Höhenprofile von Windgeschwindigkeiten, Gezeiten- und Schwerewellen, Scherungsinstabilitäten, konvektiven Instabilitäten usw. Da man stets mehrere solcher Prozesse gleichzeitig messen kann, bieten MST-Radars einzigartige Möglichkeiten, nicht nur jeden Prozeß getrennt für sich, sondern auch nichtlineare Wechselwirkungen zu studieren.

2 ECHOS VON EINGEFRORENER TURBULENZ

Radarechos entstehen hauptsächlich durch Rückstreuung an turbulenten Fluktuationen des Brechungsindex, wobei nur die Fourierkomponente des räumlichen Turbulenzspektrums einen Beitrag liefert, die der halben Radarwellenlänge entspricht. Neben dem Streumechanismus spielt partielle Reflexion immer dann eine Rolle, wenn vertikal abgestrahlte Radarsignale auf horizontal ausgedehnte Schichtungen des Brechungsindex treffen. Im Radiowellenbereich hängen Brechungsindexvariationen der Atmosphäre

von Änderungen der Temperatur, des Drucks, des Partialdrucks des Wasserdampfs und der Konzentration freier Elektronen ab. Wasserdampf spielt eine wesentliche Rolle in der Troposphäre, während freie Elektronen nur tagsüber in der Mesosphäre von Bedeutung sind. Der aus turbulenten Fluktuationen resultierende geringe Streuquerschnitt erfordert extrem empfindliche Radaranlagen mit Frequenzen um 50 MHz oder darunter. In diesem Frequenzbereich tritt keine Streuung an Regentropfen, Eis- und Schneepartikeln auf, so daß die Erforschung hoher Atmosphärenschichten nicht durch Wolken oder Niederschlag beeinträchtigt wird.

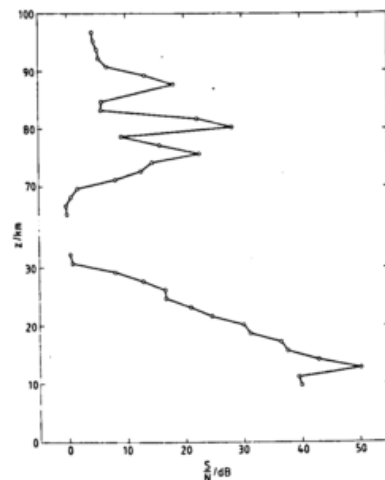


Abb. 1: Signal-zu-Rauschverhältnis als Funktion der Höhe, gemessen am 17.11.81 mit dem SOUSY-MST-Radar im Harz. Das Profil mit einer Höhenauflösung von 1,5 km wurde während einer Meßkampagne zur Erforschung von Gezeiten in der Stratosphäre und Mesosphäre aufgenommen und enthält deshalb keine Information aus der Troposphäre. Zwischen 31 und 67 km liegt die Echointensität unter dem Rauschpegel.

Abbildung 1 zeigt als Beispiel ein Profil des Signal-zu-Rauschverhältnisses in der Stratosphäre und Mesosphäre. Generell fällt die Echo-

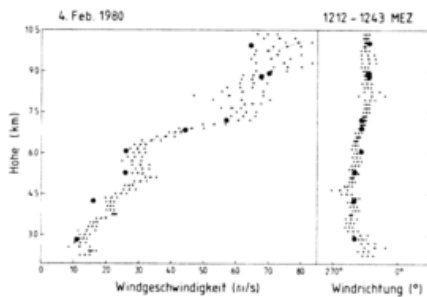


Abb. 2: Messung eines Jetstroms mit dem SOUSY-Radar. Die Höhenauflösung beträgt 150 m, die Geschwindigkeitsstreuung wird im wesentlichen durch Windvariationen in der angegebenen Zeit von 1212-1243 MEZ verursacht. Die Abweichung der Radiosondendaten aus Hannover (●) im unteren Höhenbereich kann mit der Entfernung zum Radar (100 km) erklärt werden.

intensität in der Troposphäre und Stratosphäre infolge abnehmender Luftdichte mit wachsender Höhe stark ab und liegt in der oberen Stratosphäre unter dem kosmischen Rauschpegel. In der Mesosphäre erzeugen die durch Bewegungsvorgänge im Neutralgas verursachten Fluktuationen der Elektronenkonzentration mehrere Intensitätsmaxima. Je nach Tageszeit und Radar-Betriebsmodus gibt es immer einen mehr oder weniger ausgedehnten Höhenbereich um die Stratopause herum, der auch mit den z.Z. leistungsfähigsten MST-Radars nicht erforscht werden kann.

Die Entfernung, in der ein Radarsignal gestreut oder partiell reflektiert wird, ergibt sich aus seiner Laufzeit und der Lichtgeschwindigkeit. Da MST-Radars phasenstarr arbeiten, kann man Amplitude und Phase eines aus irgendeinem Entfernungsbereich stammenden Echos durch Vergleich mit dem Sendesignal erhalten. Ein häufig angewendetes Verfahren ist, die Echointensität als Funktion der Dopplerverschiebung zu ermitteln. Das Dopplerspektrum enthält Informationen über turbulente Brechungsindexfluktuationen mit Skalen von der halben Radarwellenlänge, über die mittlere Geschwindigkeit des Streuvolumens in Richtung der Antennenkeule (Radialgeschwindigkeit) und über die mittlere Geschwindigkeitsabweichung innerhalb des Streuvolumens. Den dreidimensionalen Geschwindig-

keitsvektor erhält man durch Richtungsänderung der Antennenkeule. Die zeitliche und räumliche Auflösung wird u.a. vom Signal-zu-Rauschverhältnis begrenzt, optimale Auflösungen betragen einige Sekunden bzw. einige zehn Meter. Zahlreiche Vergleiche mit Radiosonden- und Raketenmessungen zeigen, daß die gemessene Geschwindigkeit tatsächlich mit der Windgeschwindigkeit übereinstimmt (Abbildung 2). In anderen Worten: Turbulenz mit Skalen von einigen Metern wird mit dem Wind transportiert ("eingefrorene Turbulenz").

3 JETS, KHIS, CAT USW.

Aufgrund des guten Auflösungsvermögens sind MST-Radars besonders geeignet für die Untersuchung mikro- und mesoskaliger Bewegungsvorgänge wie etwa Turbulenz in Wolken und in der wolkenfreien Atmosphäre, Scherungsinstabilitäten, atmosphärische Schwerewellen, Leewellen, Jetströme und Fronten (GAGE und BALSLEY 1978; RÖTTGER et al. 1978; KLOSTERMEYER 1981). Ein wenig erforschtes Gebiet ist vor allem die Wechselwirkung zwischen zwei oder mehreren solcher Prozesse. Zum Beispiel können in Höhenbereichen mit starken vertikalen Windgradienten kleine Störungen aus dem meteorologischen Rauschen zeitlich exponentiell anwachsen, bis sie weit über das Rauschniveau hinausragen.

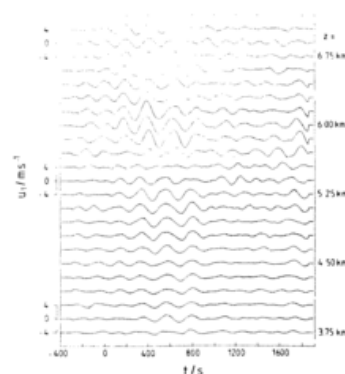


Abb. 3: Oszillationen der Radialgeschwindigkeit in Höhen zwischen 3,75 und 7,05 km, verursacht durch eine Kelvin-Helmholtz-Instabilität an der Unterseite eines Jetstroms. Die gleitenden Skalen an der linken Seite zeigen Geschwindigkeitsamplituden bis zu 3 m/s in zwei Höhenbereichen um 5 bzw. 6 km.

Diese sog. Kelvin-Helmholtz-Instabilität (KHI) entzieht dem Wind Impuls und Energie und begrenzt u.a. die Windscherung an der Unter- und Oberseite von Jetströmen. Abbildung 3 zeigt ein Beispiel, das am 11.4.1978 im Harz gemessen wurde (KLOSTERMEYER und RÜSTER 1980; 1981). KHIs setzen ihrem Wachstum selbst ein Ende, indem sie superadiabatisch Temperaturschichtungen erzeugen. Dadurch kommt es zu starken Turbulenzausbrüchen, die sich in der Intensität der Radarechos widerspiegeln. Die Turbulenzausbrüche sind wahrscheinlich identisch mit Clear-Air-Turbulenz (CAT), die gelegentlich den Flugverkehr beeinträchtigt.

Im Gegensatz zur Troposphäre und Stratosphäre zeigt die Mesosphäre eine ausgeprägte tages- und jahreszeitliche Variation der Echointensität. Das trifft besonders zu für die Höhe, Dicke und Lebenszeit der in Abbildung 1 sichtbaren Schichten (CZECHOWSKY et al. 1979). Hauptursache sind wahrscheinlich Variationen der Turbulenzstruktur und der Ionisation der ionosphärischen D-Schicht. Wie Abbildung 4 zeigt, wandern die Schichten häufig mit Geschwindigkeiten von etwa 1 m/s abwärts und weisen dabei starke Intensitätsschwankungen mit Perioden zwischen 5 und 60 min auf. Eine plausible Erklärung ist,

4 LITERATUR

CZECHOWSKY, P.; RÜSTER, R.; SCHMIDT, G.

GAGE, K.S.; BALSLEY, B.B.

KLOSTERMEYER, J.

KLOSTERMEYER, J.; RÜSTER, R.

KLOSTERMEYER, J.; RÜSTER, R.

RÖTTGER, J. et al.

WOODMAN, R.F.; GUILLEN, A.

SOUSY - VHF - RADAR

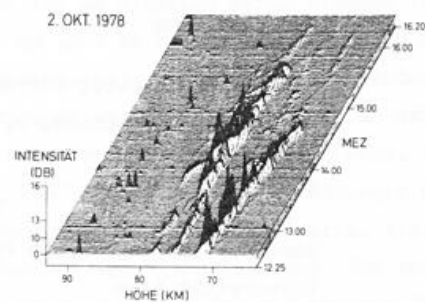


Abb. 4: Intensität von Radarechos aus der Mesosphäre als Funktion der Höhe und Tageszeit. Die untere Schicht wandert mit einer Geschwindigkeit von 1 m/s abwärts. Ihre Intensität oszilliert mit einer Periode von 30 min. Die um 90 km herum auftretenden sporadischen Echos stammen von Meteorionisation.

daß eine Überlagerung von Gezeiten- und Schwerewellen instabile Schichtungen in einigen Höhenbereichen erzeugt, so daß starke Turbulenz entsteht. Die Höhenbereiche wandern dann mit der Phasengeschwindigkeit der Gezeitenwellen abwärts.

Der Autor dankt Dr. P. Czechowsky und Dr. R. Rüster für die Abbildungen 1, 2 und 4.

Variations of mesospheric structures in different seasons. Geophys. Res. Lett. 6 (1979), S. 459-462.

Doppler radar probing of the clear atmosphere. Bull. Am. Met. Soc. 59 (1978), S. 1074-1093.

MST radars: advanced tools for gravity wave studies. Nature 292 (1981), S. 107-108.

Radar observation and model computation of a jet stream-generated Kelvin-Helmholtz instability. J. Geophys. Res. 85 (1980), S. 2841-2846.

Further study of a jet stream-generated Kelvin-Helmholtz instability. J. Geophys. Res. 86 (1981), S. 6631-6637.

Remote sensing of the atmosphere by VHF radar experiments. Naturwissenschaften 65 (1978), S. 285-296.

Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere. J. Atmos. Sci. 31 (1974), S. 493-505.

TEMPERATURE PROFILES OF THE ATMOSPHERE BY MICROWAVE RADIOMETRY

G.K. Hartmann

Max-Planck-Institut für Aeronomie,
3411 Katlenburg-Lindau 3, Germany

K.F. Künzi

Institut für angewandte Physik der
Universität Bern
CH-3012 Bern, Switzerland

1 INTRODUCTION

Microwave radiometric measurements were carried out by IAP and MPAE aboard an research aircraft. The 53,596 GHz O_2 spectral line was measured. Because of the constant mixing ratio for O_2 up to about 90 km altitude its thermal emission provides information about the temperature profile. Earlier measurements in the U.S. from the ground with lower signal to noise ratio exhibited stronger discrepancies between theory and measurements. Improved calculations taking into account amongst others Zeeman-splitting yield now better agreement. Our present radiometer technique and the resulting measuring accuracy allow us to calculate the atmospheric temperature profile between 30 km and 60 km.

2 MICROWAVE RADIOMETRY

Microwave radiometry belongs to the so-called passive measuring methods. That is it uses "natural radiation", e.g. the thermal emission of various species of the Earth's atmosphere. In contrast to this, there are also active measuring methods using man-made radio beacons. Radiometry applies incoherent detection techniques and measures power spectra. Radiometry belongs furthermore to the remote sensing methods and measures integrated effects. Microwave radiometry measurements can be carried out

from ground, aircraft, balloons, and satellites in the following modes of observations: nadir-looking, zenith-looking, angular-scan, and limb-scan. Microwave spectral lines can be measured in absorption and/or emission. Due to the fact that microwave technology is fairly early stage of development it is only now starting to be applied in a more operational form in various geophysical research fields. In atmosphere physics, microwave (MW) - radiometry is at present restricted to altitudes below 100 km (homosphere). Various rotational spectra of (gaseous) molecules of atmospheric constituents have been measured in the 3 - 300 GHz MW frequency range (3×10^9 Hz - 3×10^{11} Hz), e.g. O_2 (60 GHz, 118 GHz), H_2O (22 GHz, 183,3 GHz), O_3 (142 GHz, 184,4 GHz), CO (230 GHz), C10 (204,4 GHz, 270 GHz). The energies that are involved in these rotational transitions are $\sim 10^{-4}$ eV. They yield spectral lines in the microwave and far-infrared regions. Besides this type of energy, there are also transitional energies, vibrational transitional energies ($> 10^4$ eV to some eV) which yield infrared bands, and finally energies due to changes in electron orbits (several eV) which yield visible and ultraviolet spectra. One of the advantages of the MW spectra is the fact that mostly the lines are isolated which makes the physical interpretation of measured spectra much easier

than band spectra or frequency regions with overlapping lines where interference effects might occur. A spectral line is determined by: a) transitional frequency ν_0 (Hz), b) line strength S^* , where $S^* = S^*(\gamma)$ and γ , the absorption coefficient (m^{-1}) to be dealt with in detail in chapter D., c) line shape, SF, d) line width $\Delta\nu$.

The line width is determined by: d1) radiation attenuation, $\leq 2 \times 10^{-6}$ Hz, d2) Doppler broadening, < 300 KHz for frequencies below 300 GHz and below 80 km in the Earth's atmosphere, d3) pressure broadening, ≤ 3 GHz between 0 and 80 km in the Earth's atmosphere.

3 MEASURED QUANTITY

The measurable quantity is the antenna temperature T_A , which characterizes the available power at the antenna output.

$$T_A = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} d(AZ) \int_0^{\pi} d(EI) \sin EI G_A(AZ, EI) T_B(AZ, EI)$$

where linear polarized radiation - one direction - is assumed and where G_A is the antenna gain, T_B the brightness temperature of the atmosphere, AZ: azimuth angle of the direction of observation; EI: elevation angle

4 RESULTS

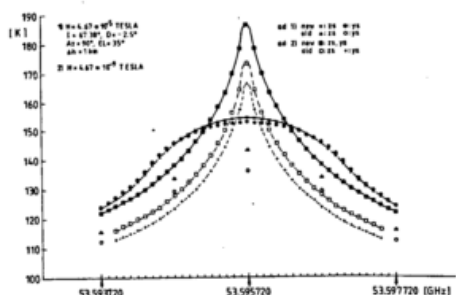


Fig. 1: Brightness-temperatures T_B as a function of frequency ν - in 100 KHz steps - for mid latitude winter model atmosphere, calculated for an altitude range between 12 km and 90 km - in 1 km steps - for an observing site in Northern Europe (51.6°N, 10°E).

Figure 1 shows a comparison between the results as obtained with the new formulae derived by the authors and the old formulae. The resul-

ting brightness temperatures T_{BYS} and T_{BZS} - here denoted simply by zs and ys - were calculated for an altitude range between 12 km and 90 km in 1 km height steps and 100 KHz frequency steps for conditions above Lindau and a direction of observation given by an azimuth angle AZ of 90° (0°: North, 90°: East, 180°: South, 270°: West) and elevation angle EI of 35°. Furthermore a spherical Earth, i.e. height dependent AZ and EI was assumed. The two curves represented by points (•) and crosses (x) were calculated with the new formulae under actual atmospheric conditions and reveal that there is only a small anisotropy which is strongest at the line center and decreases the further we move away from it in frequency. The curve represented by the solid squares (■) is obtained from the last two by just decreasing the value of H by a factor of 10000, which means to a good approximation, $H \sim 0$. The two former curves now coincide as one would expect for the isotropic case $H = 0$ and the entire curve agrees with another curve, which was calculated without Zeeman-effect, to better than a fraction of a degree Kelvin. The calculations with the old formulae are represented by the symbols Δ , o and by $+$, while the first two were calculated for the same conditions as x , $\bullet$, the previous points and crosses, the second two were calculated for the same conditions as the solid squares. The fact that these two curves differ by 6° (Kelvin) would imply that even for the conditions $H \sim 0$ we would observe anisotropic radiation which is obviously wrong. If we furthermore integrate over the frequency range and get the resulting so called "integrated intensity", we find that the law of spectroscopic stability is violated. These two facts were the actual reason for starting a new derivation of the formulae. Model calculations carried out with the old and new formulae - for zenith-looking MW observations - revealed the following: Errors in brightness-temperature are largest at the line center and decrease the further we go into the wings of the line.

Disregarding the Zeeman-effect completely we get at the line center brightness-temperatures that are about 20% too high. Using the old formulae we get brightness-temperatures that are about 10 % too low. About ± 10 MHz away from the line center the effect of Zeeman-splitting is below 1 %. By linear inversion of the brightness-temperature curves, we get temperature profiles. Temperature profiles obtained by zenith-looking MW observations are little affected below 50 km, however, refined calculations with the new formulae are required for more accurate temperature data above 55 km. The double precision calculation accuracy enables the calculation of temperatures to better than 0.1° Kelvin. The derived formulae and computer programs can easily be modified for any other type of MW radiometric observation. Here only the zenith-looking mode

was treated to allow a refined evaluation of the joint IAP/MPAE aircraft measurements. Measured values are compared with those obtained by model calculations.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the Institute of Applied Physics (IAP) represented by Prof. Dr. E. Schanda, and the Max-Planck-Institut für Aeronomie (MPAE), represented by Dr. H. Rosenbauer for the good support. They thank the colleagues from Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) Oberpfaffenhofen for providing the research aircraft D-CMET and relevant ground support. The research reported here was partly financed by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) - project SIMOC Ha 1141/1 and 1141/2-2.

5 REFERENCES

HARTMANN, G.K.

HARTMANN, G.K.; KÜNZI, K.F.

HARTMANN, G.K.; KÜNZI, K.F.; RANDEGGER, A.K. ZOMMERFELDS, W.

The Zeeman-effect of O_2 , and its application to the investigation of the Earth's atmosphere
MPAE report 1 MPAE-W-66-81-22, October 1981.

The thermal emission spectrum of atmospheric oxygen at microwave frequencies. Theory versus measurements. Submitted for publication to J. Atmos. Terr. Phys., 1982.

Stratospheric temperature and ozone concentration derived from thermal emissions at microwave frequencies. Submitted for publication to J. Atmos. Terr. Phys., 1982.

THE ATMOSPHERIC HEATING RATE DUE TO THE ABSORPTION OF SOLAR RADIATION IN AEROSOL PARTICLES : RESULTS OF MEASUREMENTS.

Reinhold Busen, Gottfried Hänel, Christel Hillenbrand and Regine Schloß
Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main

ABSTRACT

To determine the atmospheric heating rate the radiation supply and the absorption coefficient of the aerosol particles have to be measured. For the first a new radiometer was developed. For the last a photometric equipment for particles on filters and a calorimetric method for airborne particles were set up. First measurements in October 1981 show substantial heating rates up to 1.0 K/h.

1 INTRODUCTION

Because of the uncertainties (2,3) in estimating the amounts of shortwave radiation absorbed in the cloud free atmosphere and in clouds in situ measurements of the absorption of shortwave radiation by gases and particles are desired. The new measuring techniques described in the following allow in situ measurements at every point of the atmosphere as well as at the ground.

Theoretical derivations lead to the following equation:

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_p = \frac{\bar{\sigma}_{ap}}{\rho \cdot c_p} \cdot 4\pi\omega_1 \int N(\omega) d\omega \quad (1)$$

where $(dT/dt)_p$ is the atmospheric heating rate caused by the absorption of shortwave radiation in aerosol particles, $\bar{\sigma}_{ap}$ is the mean absorption coefficient of the particles, averaged over the solar spectrum, ρ and c_p are the density respectively the specific heat of air at constant pressure. The integral term describes the total shortwave radiation coming from all directions towards the point of measurement and is called shortwave radiation supply.

2 MEASURING TECHNIQUES

To measure the shortwave radiation sup-

ply a new instrument, an integrating radiometer, was developed. The flux densities of shortwave radiation coming from six equal ranges of the solid angle are measured separately by thermopiles covered with a quartz disk. The sum of these six ranges of the solid angle is equal to 4π sr. The total error by which the shortwave radiation supply can be measured is smaller than $\pm 7.2\%$ during sunshine and smaller than $\pm 8.6\%$ when there is no sunshine. The mean shortwave absorption coefficient of aerosol particles can be measured in two fundamental different and independent ways. For the photometric method particles from the atmosphere are collected on a membrane filter. The particle loaded filter and the particles are directly illuminated with shortwave radiation. The angular dependence of the radiation scattered by the system particles-filter is measured with a thermopile covered with a quartz plate. For comparison purposes this measurement is repeated for the filter alone. Energy budget equations for both systems lead to the energy being absorbed by the particles.

The experimental setup for the calorimetric method mainly consists of two closed chambers being connected by a differential pressure meter of high

sensitivity. Into one of these chambers an absorber plus dry air are sucked, into the second one dry air only. When these chambers are illuminated at the same time by parallel shortwave radiation, electromagnetic energy is transformed into internal energy within the absorber. When this energy is transferred to the surrounding dry air a pressure increase takes place, which is directly proportional to the flux density absorbed.

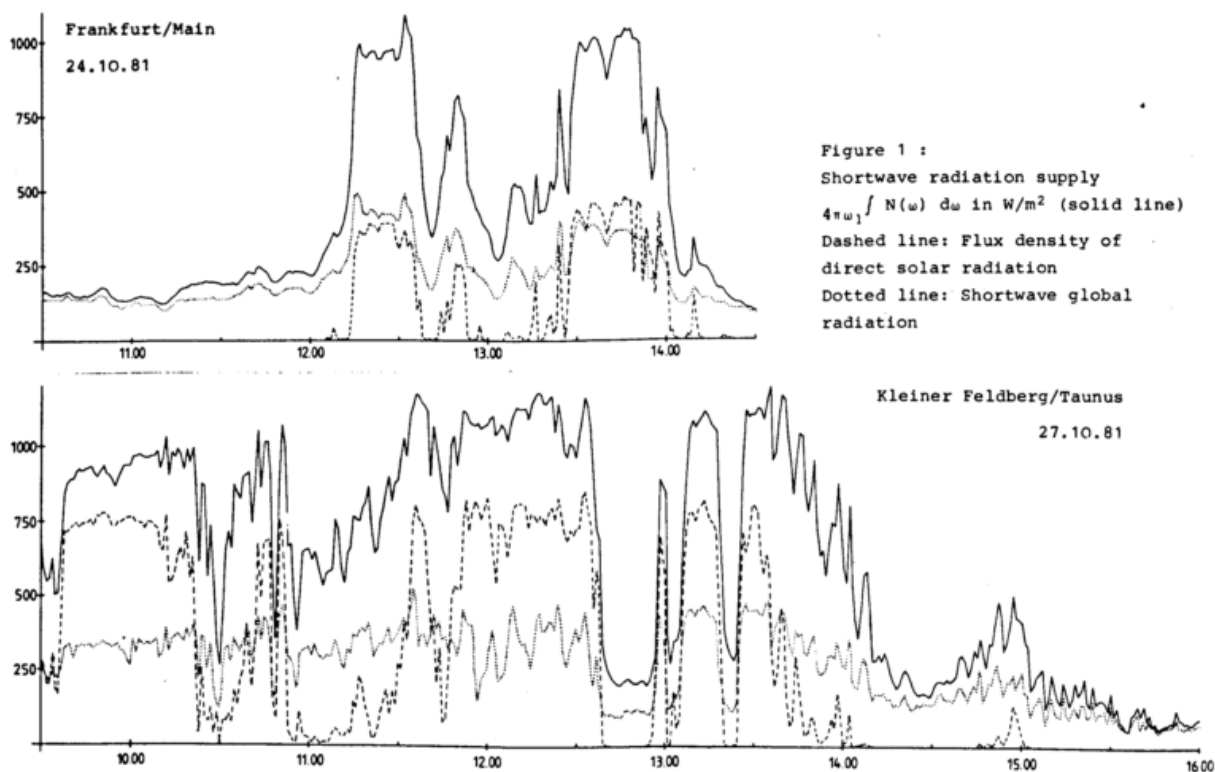
3 RESULTS OF MEASUREMENTS

In Figure 1 some examples of measurements of the shortwave radiation supply are compiled together with the flux density of the direct solar radiation and the global radiation. The variations of the shortwave radiation supply have to be interpreted as real variations of the radiation field appropriate to the excellent correlation with the global radiation. The variations are caused by currently changing

cloud formations on 24.10.81 at Frankfurt, whereas on the top of Kleiner Feldberg/Taunus veils of mist were the reason. Mean absorption coefficients, measured on both days with the photometric equipment (solid lines) and with the calorimetric method (crosses, connected with dashed lines), are shown in Figure 2. Additionally the mean hourly heating rates are plotted. A real good agreement is found comparing the results of the two absorption measurements. The heating rates increase up to 1.0 K/h and reach their highest values at noon corresponding to the elevation of the sun. The total heating, referred to the daytime period, amounts to 2.03 K on 24.10. and to 4.55 K on 27.10.

4 DISCUSSION

At present the instrumentation described here is in further development. The radiometer is modified to reduce the systematic errors and to diminish



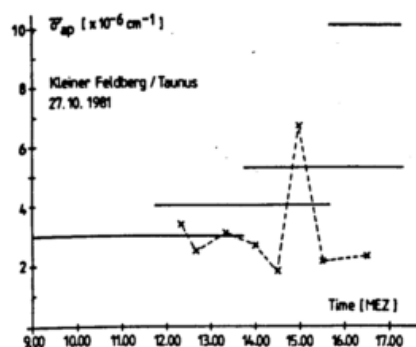
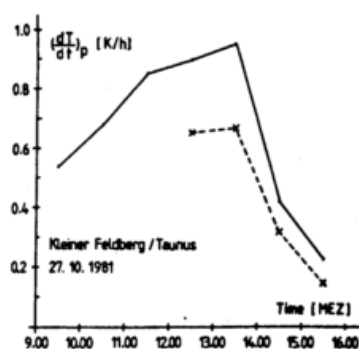
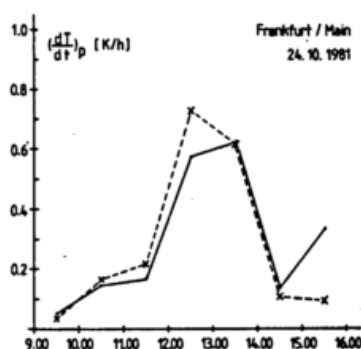
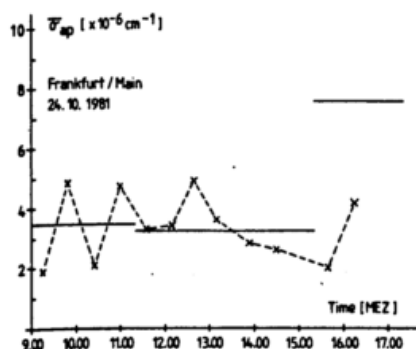


Figure 2: Mean shortwave absorption coefficient $\bar{\sigma}_{ap}$ and mean hourly heating rates. Measurements and calculations based on the photometric method (solid lines) and on the calorimetric method (dashed lines).

the weight of the instrument for vertical soundings of the atmosphere using a balloon equipment. Measuring the mean absorption coefficient in two completely different ways, it is possible to check the methods reciprocal. Already the few results presented here show clearly the high climatological importance of the absorption of solar radiation in aerosol particles. Regarding calculations (4,5) these heating rates have substantial effects on weather forecast as well as on the vertical profiles of wind and temperature in the boundary layer. Since the most

absorbing particles have sizes in the order of $0.1 \mu\text{m}$ and thus can be transported over very long distances, the atmospheric heating due to the absorption of shortwave radiation in particles cannot be valued as a local phenomenon alone.

Proceeding from the results of measurements and assuming clear sky conditions, even during winter time with low sun elevations the heating rates can easily exceed 1.0 K/h . During the summer months they are expected to exceed 2.0 K/h and more, especially in heavy polluted urban and industrial regions. Then the daily total heating should reach $10 - 15 \text{ K}$ because of the higher sun elevations and the extended period of daylight.

REFERENCES

1. HÄNEL, G. et al. (1981)
2. KONDRATYEV, K.Y. et al. (1976)
3. MURAI, K. et al. (1976)
4. RODGERS, C.D. (1972)
5. ZDUNKOWSKI, W.G. (1972)
McQUAGE, N.D.

Light absorption measurements: New techniques. *Applied Optics* 20

Aerosol in the GATE area and its radiative properties. *Atm. Sci. Paper* No.247, Col. St. Univ., Ft. Collins

The absorption of solar radiation in the lower atmosphere. *Papers in Met. and Geophys.* 27, 21-32

Parameterization of sub-grid scale processes. *GARP Publ.Ser. WMO* No.8, 6-19

Short-term effects of aerosol on the layer near the ground in a cloudiness atmosphere. *Tellus* 24, 237-254

INFORMATION ON DIURNAL COOLING AS OBSERVED FROM HIGH RESOLUTION
AIRCRAFT AND SATELLITE INFRARED IMAGERY WITHIN
THE HEAT CAPACITY MAPPING MISSION (HCMM)

Karl Krames
Amt für Wehrgeophysik

A comparison of in situ measurements of air temperature with aircraft and satellite infrared data shows that the latter may not be used unconditionally for circulation models. A field experiment verified the results obtained in former investigations of the Institute for Geophysics and Meteorology in Cologne (H. BERG, A. EBEL) regarding the mechanism of micro- to mesoscale phenomena. Prior to application of these results to other areas the determination of the solar input data from astronomical, geometrical, and meteorological calculations is required.

1. INTRODUCTION

In the field of agricultural meteorology, there is a trend of making use of remote sensing for investigating the formation and behavior of cold air adjacent to the earth's surface. The application of infrared scanning can be very useful, in case of correct interpretation. This is also important for the consolidation of farmland which is being tackled in Germany on a large scale. Without detailed meteorological support - as for instance on the slopes of the Mount Kaiserstuhl near Freiburg i. Br. in southern Germany - a drastic decrease in yield might be experienced in addition to the high costs for the excavation work (ENDLICHER 1980). Compared with this the costs for obtaining the necessary meteorological expertise are very low, so that saving this expense would prove to be less cost effective in the long run.

2. INTERPRETATION OF INFRARED PICTURES AND METEOROLOGICAL IN-SITU MEASUREMENTS

Very good infrared pictures were obtained until September 1980 from the "Heat Capacity Mapping Mission" (HCMM) satellite of NASA which was launched on 25 April 1978 with the aim of exploring mineral deposits. The spacecraft, the weight of which was only 134 kg, was equipped with a two-channel radiometer in the thermal infrared 10.5 - 12.5 μm and in the visible infrared 0.5 - 1.1 μm ; it revolved in a sun synchronous polar orbit at a height of 620 km recurring every 16 days in the early morning and early afternoon. It was possible to determine, from its recordings, the heat capacity of surfaces of less than 1 km in extent. Of course, surface temperatures strongly depend upon the type of rock, the soil moisture, the surface color (albedo), the plant cover, and the built-up areas, Table 1.

In considering the heat budget, the parameterization of small scale circulation models in a highly variable environment must be done with great caution.

Tab. 1
(BAUMGÄRTNER 1963, BAUR 1953, D'ANS, LAX 1949, ECKERT 1946)
Physical Properties of Different Substances

Substance	short wave Reflectivity τ	long wave Reflectivity ϵ	Heat Conductivity mcal/cm sec grad λ
Water	0,02-0,07	0,92	1,5
Sand, Gravel	0,15-0,45	0,85-0,94	0,45-4,0
Rock	0,10-0,60	0,85-0,94	2,2 -7,7
Soil	0,10-0,60	0,90-0,96	0,3- 4,0
Coaldust, Soot	0,05	0,95	0,36
Peat	0,40-0,60	0,93	0,13-0,20
polished Metall	0,40-0,90	0,01-0,07	80 - 1010
corroded Metall	0,10-0,40	0,10-0,60	50 - 1000

The related problems have already been dealt with by GORMANN (1980). The characteristic features of the analysis of the satellite pictures of the Upper Rhine Valley and its bordering mountains are shown in two partial pictures, Fig. 1. Obviously, the thermal structures are mainly controlled by the relief energy. The physical explanation is as follows: already at the beginning of the radiational cooling when the air particles adjacent to the earth's surface have cooled only slightly, a little slant is sufficient for setting the air in downward motion. In contrast to liquids, the viscosity of gases reduces with decreasing temperature, because the mean speed of the molecules decreases, Table 2. This holds especially for the kinematic viscosity (ratio of the dynamic viscosity of a fluid to its density). Thus, cold air does not have the behavior of a sticky adhesive; from the physical standpoint this would be a "contradictio in se". This was also proved by the great temperature fluctuations found by measurements with sensitive thermometers. Unfortunately, this misconception of the kinematic analysis of cold air is very tenacious, reiterated even in recent textbooks.

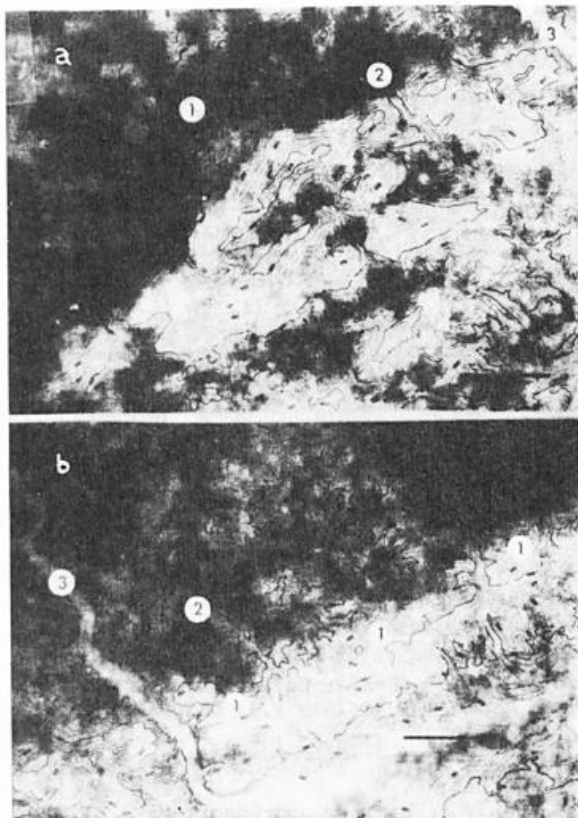


Fig. 1.a: (GORMANN 1980)
 HCMH-infrared photograph, 10.5 -
 12.5 μm , 30.05.1978, 0213 GMT
 superposed on contour lines
 light gray = warm, dark gray = cold
 1 = Simmern, 2 = Rheinböllen,
 3 = Rhinevalley
 b: 1 = Taunus, 2 = Wispervalley,
 3 = Rhinevalley

Tab. 2

Specific weight, dynamic and kinematic Viscosity of dry
 air as a Function of Temperature

temperature $^{\circ}\text{C}$	ρ	η Centipoise ⁺	ν/ρ Centistokes
0	0,001293	0,0171	13,225
10	0,001247	0,0176	14,114
20	0,001205	0,0181	15,021
30	0,001165	0,0186	15,996

⁺ 1 Poise = 1 g $\cdot$ cm⁻¹ $\cdot$ s⁻¹ = 1 dyn $\cdot$ s $\cdot$ cm⁻²
 = 0,1 Pa $\cdot$ s (Pascal-Sec.)

On the contrary, warm air behaves as a sticky
 adhesive. It is this physical relationship
 that explains some striking "interaction"
 phenomena between the atmosphere and the
 lithosphere in the subtropics. Thus, even in
 case of unrestrained insolation the layer of
 hot air adjacent to the earth's surface is
 of such a high viscosity that often no soil

particles are lifted even in case of rather
 strong winds. The prerequisites of dust storms
 are very fine particles of dust in their sour-
 ce region, e.g. diatomite in case of harmat-
 tan.

A genuine cold air mass can form only in a
 location whose weak relief energy prevents
 the rapid drainage of the air particles. This
 mainly occurs in terrain in which for geo-
 logical reasons the contour lines are closed,
 e.g. in deep sinks in karst regions, dry
 volcanic craters or tectonic fault basins.
 Cold air source regions in the highlands
 are mainly those valleys which lack drainage
 due to built-up areas or plant cover. This
 is valid for instance for the Wolf Creek Valley
 near Traben-Trarbach (Moselle river) in which
 the German Military Geophysical Office ar-
 ranged for ground-truth measurements
 (GÖHL 1981). Fig. 2 proves that low tem-



Fig. 2: (Fig. 2 - 5 GÖHL 1981)
 Air temperature at 200 cm above
 ground at sunrise on 8 June 1980

peratures occur mainly in basin locations
 with stagnating air or only light surface
 wind. The mountain breeze descending from
 the Hunsrück Mountains generally causes
 distinct warming, Fig. 3, thus verifying
 the findings which were formerly made by
 BERG (1951, 1952) and EBEL (1962) in other
 regions. The scheme presented in Fig. 4
 complies with Sandström's theorem, that a
 high cooling surface or a low heating sur-
 face furnish the energy that is necessary
 for the above described circulation. Thus,
 former theories were obviously mistaken in
 stating an adverse influence on the
 viticulture due to the drainage of cold air
 into the Moselle and Glan valleys originating
 from the region of the air bases and training
 areas on top of the Hunsrück Mountains and
 Palatine Highlands.

Aerial infrared pictures verify these de-
 tailed findings; however, they cannot replace

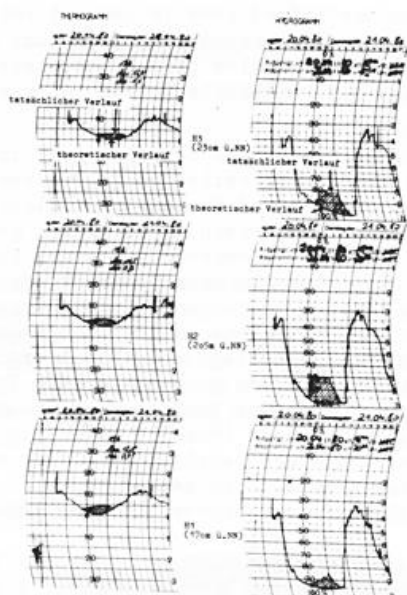


Fig. 3: Thermogram and hygrogram showing distinct heating by downslope wind

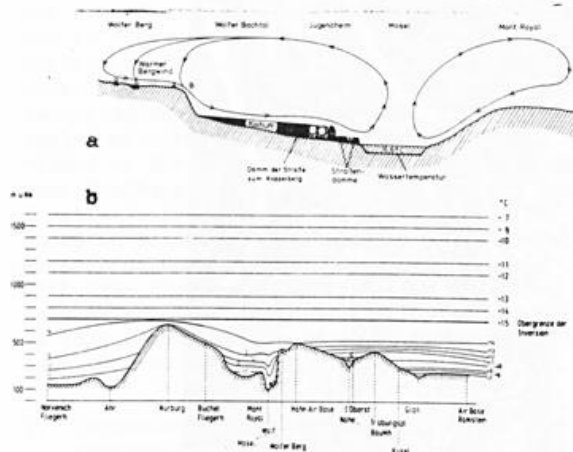


Fig. 4a: Circulation scheme during radiation phase in Mosel region
b Cross-Section Air Base Nörvenich-Ramstein

in situ-measurements and computations of the energy budget, Fig. 5. In the future, the latter should be obtained with the help of terrain data banks instead of laborious field campaigns.

REFERENCES

- BAUMGARTNER, A.
Wärmeumsätze des Bodens u. der Pflanze, Frostschutz im Pflanzenbau Bd. 1 (1963)
- BAUR, F.
Linkes Met. Taschenbuch, Neue Ausg. Bd. II, Leipzig Akad. Verl. Ges. (1953)
- BERG, H.
Kleinklimatische Messungen im Hohen Venn, Z.f.Met. Bd. 5, H 7/8, S. 229-235 (1951)



Fig. 5: Isolines of solar heat influx in kJoule/cm²/vegetation period

Beobachtungen des Berg- und Talwindes in den Allgäuer Alpen, Ber. d. DWD i.d. US-Zone, S. 105-109 (1952)

D'ANS, J., LAX, E.
Taschenbuch für Physiker und Chemiker, 2. Aufl. Bln, Verl. Springer, VIII (1949)

EBEL, A.
Häufigkeit und Entstehung nächtlicher Temperaturanstiege in bodennahen Luftschichten im Bereich der Kölner Bucht, Dissertation, Köln (1962)

ECKERT, E.
Einführung in den Wärme- und Stoffaustausch, Bln, Springer Verl. VII, (1949)

ENDLICHER, W.
Geländeklimatologische Untersuchungen im Weinbaugebiet des Kaiserstuhls, Ber.d.DWD, Nr. 150 (1980)

GÖHL, A. u. J.
Meteorologische und phänologische Untersuchungen im Bereich der Moselschleife
- Temperaturmessungen zur Klärung der Ursachen der Kaltluftschäden im Weinbau
- Besonnungsmessungen zur optimalen Nutzung der solaren Energie, Jugend forscht (1981), Bundessiegerarbeit in Geo- und Raumwissenschaft

GORMANN, H.
The Influence of Topographic Structures on Night-Time Surface Temperatures: Evaluation of a Satellite Thermal Image of the Upper Rhine Plain and the Surrounding Highlands, Tellus-Newsletter 17 June (1980)

INFLUENCE OF STRATOSPHERIC AEROSOLS UPON SURFACE TEMPERATURE
AND GLOBAL CLIMATE

P.Y. DESCHAMPS, M. HERMAN, J. LENOBLE, D. TANRE

Laboratoire d'Optique Atmosphérique

59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX, FRANCE

A simple modelisation of the earth atmosphere system including tropospheric and stratospheric aerosols has been derived. Analytical expressions are obtained for the albedo variation due to a thin stratospheric aerosol layer. They outlined the physical procedures and the respective influence of the main parameters : aerosol optical thickness, single scattering albedo and asymmetry factor, and sublayer albedo. This method is applied to compute the variation of the zonal albedo and of the planetary radiation balance due to a stratospheric aerosol layer of back-ground SO_4H_2 particles and of volcanic ashes (Mc Clatchey et al, 1980). The resulting ground temperature perturbation is evaluated, using a Budyko type climate model ; the feedback of a shift of the polar ice cap is considered.

I GENERAL FORMULATION

Let us first consider a scattering atmosphere illuminated by the solar beam above a lambertian ground (or sublayer). The bidirectional reflectance is defined by

$$\rho(\tau; \mu_0, \mu, \phi) = \frac{\pi I^+(0; \mu, \phi)}{\mu_0 f} \quad (1)$$

and the albedo by

$$A(\mu_0) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} \mu \rho(\tau; \mu_0, \mu, \phi) d\mu d\phi, \quad (2)$$

where τ is the atmosphere optical thickness,

Arc cos μ_0 the solar zenith angle, Arc cos μ the observation zenith angle, ϕ the azimuth angle between the observation and the sun vertical planes, $I^+(0; \mu, \phi)$ the reflected radiance in the direction (μ, ϕ) , f the solar irradiance.

Considering the successive interactions between the atmosphere and the ground (or sublayer) (Tanré et al, 1979, Deschamps et al, 1980), the bidirectional reflectance can be written as

$$\rho(\tau; \mu_0, \mu, \phi) = \pi S(\tau; \mu_0, \mu, \phi) + \frac{A_G T(\mu) T(\mu_0)}{1 - A_G \bar{S}} \quad (3)$$

where $\pi S(\tau; \mu_0, \mu, \phi)$ is the atmospheric contribution (with no ground reflection), $\bar{S}$ is the atmosphere spherical albedo (with no ground reflection), $T(\mu)$ is the total (direct + diffuse) atmospheric flux transmittance, A_G is the ground (or sublayer) albedo.

The system exact albedo comes from Eq. (2) and Eq. (3) as

$$A(\mu_0) = S(\mu_0) + \frac{A_G T(\mu_0) \bar{T}}{1 - A_G \bar{S}}, \quad (4)$$

where $S(\mu_0)$ is the intrinsic atmosphere contribution to the flux reflectance.

$$\bar{T} = 2 E_3(\tau) + \bar{t}, \quad \bar{t} = 2 \int_0^1 \mu t(\mu) d\mu, \quad (5)$$

$E_3(\tau)$ is the exponential integral function of order 3.

The spherical or planetary albedo is

$$A = 2 \int_0^1 \mu_0 A(\mu_0) d\mu_0 = \bar{S} + \frac{A_G \bar{T}}{1 - A_G \bar{S}}. \quad (6)$$

The perturbations of albedo introduced by the atmosphere write respectively as

$$\Delta A(\mu_0) = A(\mu_0) - A_G, \quad \Delta A = A - A_G. \quad (7)$$

The scattering (S) and transmission (T) functions can be obtained with all the required accuracy by various methods. The modified two stream approximation (Irvine, 1968) has proved to give generally reasonably accurate results. The usual formulae for conservative scattering ($\omega=1$) are

$$T(\mu_0) = \left(1 + \frac{b\tau}{\mu_0}\right)^{-1}, \quad S(\mu_0) = 1 - T(\mu_0), \quad (8)$$

where b is choosen as $1/2(1-g)$ and g is the phase function asymmetry factor.

In non conservative case the two-stream formulation is much more difficult to handle than Eq. (8) and we have tried the more approximate expressions

$$S(\mu_0) = \bar{\omega} S_{\bar{\omega}=1}(\mu_0), \quad t(\mu_0) = \bar{\omega} t_{\bar{\omega}=1}(\mu_0). \quad (9)$$

Eq. (9) should hold when $\bar{\omega}$ is near to 1 or when primary scattering is predominant, i.e. when τ is small.

For small optical thickness, as met in stratosphere, the functions can be expanded to the first order in τ , and with Eq. (8) and Eq. (9), we get

$$S(\mu_0) = \bar{\omega} \frac{b\tau}{\mu_0}, \quad T(\mu_0) = 1 - \frac{\bar{\omega} b\tau}{\mu_0} - (1-\bar{\omega}) \frac{\tau}{\mu_0},$$

$$\bar{S} = 2 \bar{\omega} b \bar{\tau}, \quad \bar{T} = 1 - 2 \bar{\omega} b \bar{\tau} - 2(1-\bar{\omega}) \bar{\tau}. \quad (10)$$

The stratospheric aerosols are considered as a thin scattering layer above the troposphere which is assumed to comprise all the scattering molecules and tropospheric aerosols. Both the stratosphere and the troposphere are characterized only by their optical thickness τ_s or τ_t , their single scattering albedo ω_s or ω_t and the asymmetry factor of their phase functions g_s or g_t ; subscript s will refer to all quantities in the stratosphere and subscript t to the troposphere. Parameters τ_t , ω_t and g_t are evaluated taking into account both the molecules and the tropospheric aerosols.

The ground is assumed to be homogeneous and to reflect according to the Lambert's law. The tropospheric albedo $A_t(\mu_0)$ is computed from Eq. (4) where the tropospheric scattering S_t and transmission T_t functions are obtained by the modified two stream approximation Eqs. (8) and (9)). Then the stratospheric albedo $A_s(\mu_0)$ derives from Eq. (4) where A_G is replaced by $A_t(\mu_0)$ and the stratospheric scattering S_s and transmission T_s functions are given by the approximate relations Eq. (10) for small optical thickness.

The perturbation introduced by the stratospheric aerosol layer on the local, or on the global albedo appears to be proportional to its optical thickness τ_s and can be expressed as

$$\Delta A(\mu_0)/\tau_s = \bar{\omega}_s b_s (1 - A_t(\mu_0)) \left(\frac{1}{\mu_0} - 2 A_t(\mu_0) \right) - (1 - \bar{\omega}_s) \left(\frac{1}{\mu_0} + 2 \right) A_t(\mu_0), \quad (11a)$$

$$\Delta A/\tau_s = 2 \bar{\omega}_s b_s (1 - A_t)^2 - 4(1 - \bar{\omega}_s) A_t. \quad (11b)$$

It is easy to study the influence of the various parameters ω_s , b_s , A_t and μ_0 in Eqs. (11). In particular as ΔA appears as a balance between positive and negative terms, the resulting effect can be either an enhancement or a reduction of the albedo; an equilibrium value of the single scattering albedo $\bar{\omega}_s^{eq}$ corresponds to an exact compensation and no effect.

II APPLICATIONS

The formalism is applied to the variation of the zonal albedo; then the influence of the aerosol layer on the planetary radiation balance is considered, including the infrared opacity increase. Finally the aerosol perturbation, both of the albedo and of the emissivity, is introduced into a Budyko type climate model; the resulting surface temperature variation is computed.

In this study we are using the two stratospheric aerosol models of the Standard Radiation Atmosphere (referred as SRA). The background stratospheric aerosol (BSA), made of 75 % SO_2 solution, and the volcanic aerosol (VA) are characterized by their complex refractive index (Mc Clatchey et al., 1980, table 7) and their size distribution given by a modified

gamma function. As we are interested in the aerosol influence over the whole solar spectrum, we will define effective values weighted by the incoming solar monochromatic. Similarly we will define an effective infrared optical thickness, weighted by the blackbody radiance B_λ at the stratospheric temperature taken as $T_s^\lambda = 215$ K.

II-1 Aerosol influence on the zonal albedo

Equation (11a) has been applied to the monthly albedo sensitivity for 10° latitude belts. The mean solar zenith angle is taken for the 21 of each month and the mean latitude of the zone. The unperturbed atmosphere albedo is taken to be the mean monthly values quoted in Ellis and Von der Haar (1976). As this albedo is only known by its average value over the solar spectrum, it seems more sensitive to use for τ_s , ω_s and b_s the average effective values of the stratospheric parameters rather than to repeat the computations for a series of wavelengths.

Figure 1 shows the results obtained for the two SRA aerosol models for both hemispheres; the optical thickness has been taken as $\tau_s = 0.03$ and the unperturbed albedo is taken from Ellis and Von der Haar (1976). Of course the two diagrams display the same general pattern, with a large seasonal variation at high latitudes due to the solar incidence variation, a slight seasonal variation at mean latitudes where the winter increase of albedo is partly compensated by the decrease of μ_0 , and a nearly constant value of ΔA at low latitude where both A and μ_0 do not vary much. The influence of the rather strong absorption assumed in the SRA volcanic model shows up in strongly reducing the increase of albedo; with volcanic aerosols, one can even trace in the Northern Hemisphere an isopleth 0 % corresponding to a complete compensation and a slight decrease of albedo at high latitudes in summer. The backscattering coefficient has a small influence, ΔA increasing slightly with b_s .

II-2 Aerosol influence on the planetary balance

The global planetary balance expresses the equilibrium between the absorbed solar flux and the infrared emitted flux; it can be written as

$$f(1 - A_p) = 4\sigma T_p^4, \quad (12)$$

where A_p is the planetary (or spherical) albedo, T_p an effective planetary temperature, f the solar irradiance, σ the Stefan Boltzman constant.

The addition of a stratospheric aerosol layer modifies the planetary albedo and the emitted infrared flux.

Using a global climate model, the modification of the planetary radiation balance due to the stratospheric aerosols can be translated into a mean ground temperature variation. A simple Budyko-type model (Budyko, 1969) will be

applied with the two SRA aerosol models. In this Budyko climate model it is possible to infer the stratospheric aerosol influence on the polar ice cap limit. This variation by modifying the ground albedo, has a feedback effect on the surface temperature which can be taken into account.

Results are presented on figure 2 versus the optical thickness τ_s for both SRA models. Figure 3 outlines the influence of the single scattering albedo for various τ_s , keeping the other characteristics of the model as constant. For the same optical thickness, the cooling is smaller for the volcanic aerosol ($\Delta T \approx -1.5$ for $\tau_s = 0.1$) than for the background aerosol ($\Delta T \approx 3.5^\circ$ for $\tau_s = 0.1$). The feedback amplifies the temperature decrease from 2.6°C to 7.2°C for a background aerosol layer of optical thickness 0.08; an effect of the same order is reached only with a layer of volcanic aerosols of optical thickness 0.24 ($\Delta T = 3^\circ\text{C}$ and 6.5°C respectively without and with feedback). On figure 3, we find the equilibrium value $\omega_s^{\text{eq}} \approx 0.905$ between the cooling due to the most frequent aerosols and the possible warming by very strongly absorbing aerosols. The feedback amplifies the phenomenon by a factor 2.

III CONCLUSION

The climatic impact of a stratospheric aerosol layer has been investigated, considering the two aerosol models of the Standard Radiation Atmosphere proposed by the IAMAP Radiation Commission. The volcanic aerosol model has a much smaller influence than the background stratospheric aerosol model. This is due to the opposite and partially compensating influence of the aerosol scattering and aerosol absorption of solar radiation. In this case, one can even observe a slight decrease of the zonal albedo at high latitudes in summer, which means an heating effect of the aerosol. However on the planetary scale both models lead to a loss of energy of respectively 27 W.m^{-2} and 23 W.m^{-2} , for an optical thickness of 0.03 including the small infrared greenhouse effect i.e. to a cooling effect. The possibility of heating will appear only for much more absorbing aerosols with a single scattering albedo smaller than 0.9. Using a simple Budyko-type model this can be related to a surface temperature decrease of 3.5°C and 1.5°C respectively for a layer of background and volcanic aerosols with an optical thickness 0.1. Such a cooling if maintained over a long period of time could lead to a shift of the ice cap edge towards the equator, which in turn amplifies the temperature decrease by a factor between 2 and 3.

REFERENCES

BUDYKO, M.I., 1969, The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus* 21, 611-619.

DESCHAMPS, P.Y., HERMAN, M., LENOBLE, J., TANRE, D., VIOLLIER, M., 1980, Atmospheric effects in remote sensing of ground and ocean reflectances, in "Remote Sensing of Atmospheres and Oceans" edit. by A. DEEPAK, Academic Press, New York.

ELLIS, J., VONDER HAAR, T.H., 1976, Zonal average earth radiation budget measurements from satellites for climate studies. *Atmos. Sci. Paper* n° 240, Colorado State University, 50 pp. (NTIS N 77 - 13588/7GA).

IRVINE, W.M., 1968, Multiple scattering by large particles. II - Optically thick layers. *Astroph. J.* 152, 823.

Mc CLATCHY, R.A., BOLLE, K., KONDRATYEV Ya, 1980, Report of the IAMAP Radiation Commission working group on a Standard Radiation Atmosphere, WMO/IAMAP (available from R.A. Mc Clatchey, AFGL, Hanscom AFB, Mass. 01731, USA).

TANRE, D., HERMAN, M., DESCHAMPS, P.Y., DE LEFFE, A., 1979, Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties, *Appl. Opt.* 18, 3587-3594.

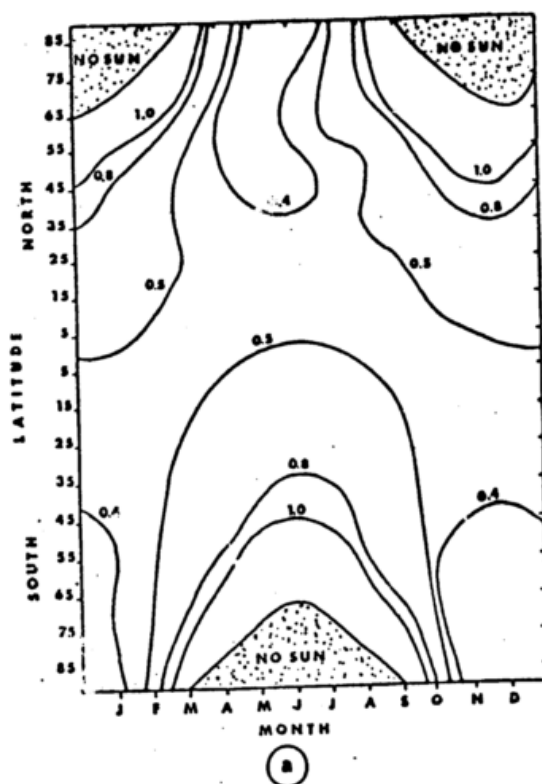


Figure 1a

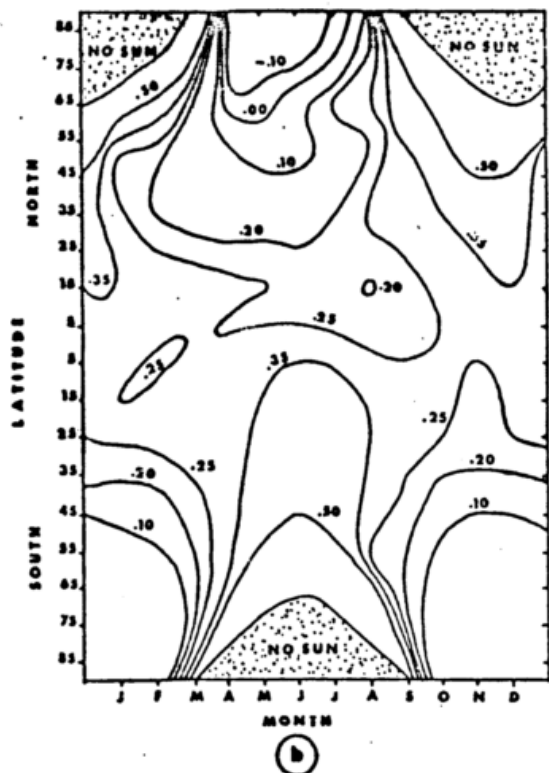


Figure 1b

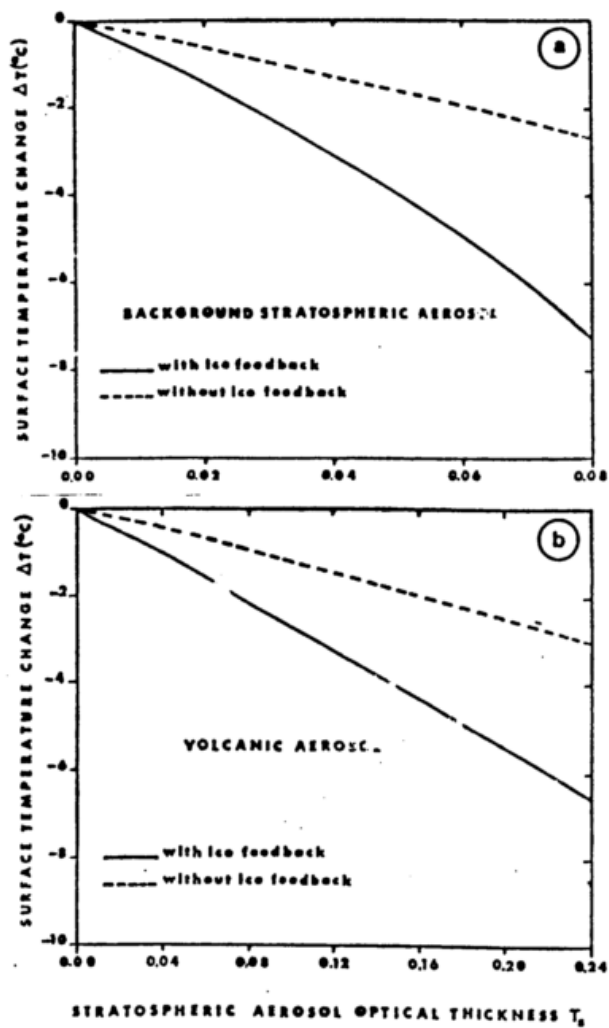


Figure 2

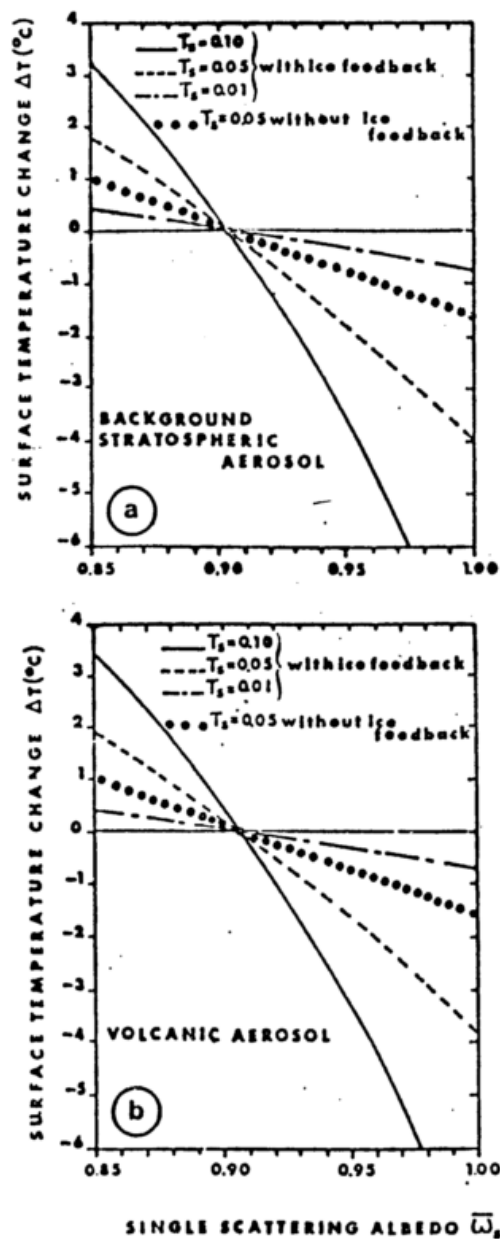


Figure 3

LUFTVERSCHMUTZUNG UND STRAHLUNGSEIGENSCHAFTEN VON WOLKEN

Hartmut Graßl

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

1 EINLEITUNG

Wolken in der Erdatmosphäre entstehen bereits bei sehr geringen Übersättigungen, weil stets ausreichend viele Kondensationskerne, also immer genügend Aerosolteilchen vorhanden sind. Die Zahl der Aerosolteilchen, ihre Form, ihre chemische Zusammensetzung und ihre Größe bestimmen, wieviele Wolkentröpfchen bei gegebenen Zirkulationsverhältnissen entstehen können. Die Tröpfchenzahl wiederum bestimmt den Einsatzpunkt der Niederschlagsbildung in Wasserwolken. Die Tröpfchen- oder Kristallzahl und -größe in Wasser- und Eiswolken, die sogenannten mikrophysikalischen Wolkenparameter, legen außerdem fest, wieviel elektromagnetische Strahlung bei welchen Wellenlängen zurückgestreut, absorbiert oder durchgelassen wird. Somit können vor allem unsere Industriegesellschaften über die direkte Emission von Aerosolteilchen und bei Emission von Gasen über die Gas-Teilchen-Umwandlung die Strahlungseigenschaften der über uns oder in unseren, über größere Regionen sich ausbreitenden Abluftfahnen entstehenden Wolken verändern. Genau diesem Aspekt widmet sich diese Betrachtung, wobei besonders auf Schwächen der bisherigen Überlegungen für den Bereich der Sonnenstrahlung eingegangen wird, und außerdem untersucht wird, ob der langwellige Strahlungsbereich die Effekte im kurzwelligen kompensieren kann. Die Wirkungen der Aerosolteilchen auf den Strahlungshaushalt in klaren Atmosphären werden in einem Beitrag von M. NEWIGER in diesem Tagungsbericht zusammengefaßt.

2 GÖTTE BISHERIGER ABSCHÄTZUNGEN

Die zentrale Aussage der dem Autor bekannten

Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen Luftverschmutzung und Strahlungseigenschaften der Wolken im Bereich der Sonnenstrahlung lautet: Je höher die Zahl der Aerosolteilchen eines Luftvolumens, um so stärker reflektieren die darin entstehenden Wolken (TWOMEY 1978 und GRASSL 1978, 1979). Dies gilt für dünne Wolken auch bei starker zusätzlicher Absorption durch die hinzugefügten Aerosolteilchen, jedoch nicht mehr für so absorbierende dicke Wolken. Die dabei verwendeten Relationen

$$C_1/C_0 = (N_1/N_0)^\alpha ; \quad \alpha \approx 0.8$$

$$\tau_1/\tau_0 = (N_1/N_0)^\beta ; \quad \beta \approx 0.27$$

zwischen Kondensationskernzahl C und Aerosolteilchenzahl N pro Volumeneinheit, im Standardfall mit Index 0 und im verschmutzten Fall mit Index 1, stützt sich 1) auf nur eine Messung mit $\gamma \approx 0.8$ (WARNER und TWOMEY 1967), 2) die Annahme konstanten Flüssigwassergehaltes der Wolken in beiden Fällen und 3) die Näherung für die optische Dicke $\tau \approx 2C^* \bar{r}^2$. Dabei sind $\bar{r}$ der mittlere Radius der Wolkentröpfchen und C^* die Zahl der Wolkentröpfchen über der Flächeneinheit. Folgende Zweifel daran bestehen:

- 1) Die Umrechnung von der ersten zur zweiten Beziehung gilt nur für schmale Größenverteilungen und diese wiederum sind häufig durch die Meßmethode erzwungen, so daß auch bei gemessenen Verteilungen Zweifel angebracht sind. Grenzen der Anwendbarkeit der zweiten Beziehung sind, wie auch andere Details einer ausführlichen Darstellung (GRASSL 1982) zu entnehmen.
- 2) Die Messungen von WARNER und TWOMEY (1967) für einen Spezialfall, sollten auf verschie-

dene Aerosoltypen in mehreren Gebieten ausgedehnt werden; denn Rechnungen mit den von HANEL (1981) vorgeschlagenen Gleichungen, die eine Rückkopplung zwischen Aerosolparametern und Übersättigung und somit Flüssigwassergehalt zulassen, zeigen: geringfügige Änderungen der Form der Aerosol-Größenverteilung sowie der Oberflächenspannung und des Teilchenwachstums mit der relativen Feuchte aufgrund veränderter chemischer Zusammensetzung sind ebenso wichtig für die Zahl der als Kondensationskeime benutzten Teilchen wie die Veränderung der Gesamtzahl. Damit kann in Sonderfällen auch eine Wolkentröpfchenabnahme bei Zunahme der Teilchenzahl und gleichzeitiger Änderung der erwähnten anderen Größen auftreten (GRASSL 1982).

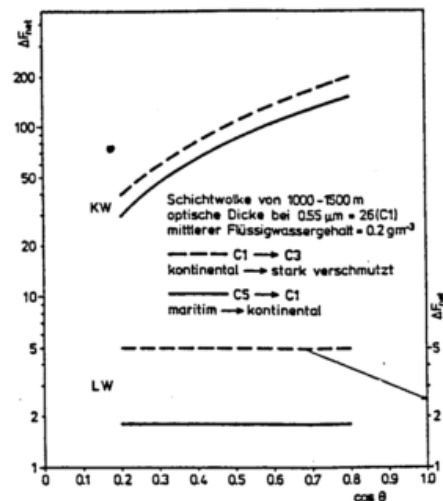
3 KOMPENSATION DURCH DEN LANGWELLIGEN STRAHLUNGSBEREICH?

Bei einer Aerosolteilchenzunahme wird trotz der im Abschnitt 2 geäußerten Zweifel im Kern die Aussage erhalten bleiben: Der Nettofluß kurzwelliger Strahlung über bewölkten Gebieten am Außenrand der Atmosphäre nimmt mit der Luftverschmutzung ab, d.h. die Systemalbedo nimmt zu und die zur Verfügung stehende Energie ab. Daß der langwellige Strahlungsbereich keinesfalls diese teilweise drastische Nettoflußänderung kompensieren kann, ist die zentrale Aussage der Abbildung 1. Darüberhinaus ist der Sprung vom Wolkentyp 'Ozean' zu 'Kontinent' etwa gleich groß wie der von 'Kontinent' zu 'stark verschmutzt'. Die geringe Reaktion des langwelligen Strahlungsbereichs liegt an zwei gegenläufigen Effekten. Zunächst führt erhöhte Teilchenzahl zu erhöhter Tröpfchenzahl, dies zu geringerer mittlere

rer Größe, dies zu höherer optischer Dicke, und dies wiederum zu erniedrigten Temperaturen bei der Abstrahlung in Richtung Weltraum. Die sonst eigentlich etwas verringerte und somit kompensierend wirkende Abstrahlung wird jedoch durch gleichzeitige Annäherung an die Abstrahlung eines Schwarzkörpers ausgeglichen, so daß nur geringfügige langwellige Nettoflußänderungen übrigbleiben. Wird eine Teilchenzunahme von einer Absorptionszunahme begleitet, dann schrumpft allerdings der in Abbildung 1 sehr große Abstand zwischen den Werten für beide Spektralbereiche.

Abb. 1 Änderung des Nettostrahlungsflusses

$\Delta F_{\text{net}} = F_{\text{net},0} - F_{\text{net},1}$ am Außenrand der Atmosphäre für den kurzwelligen (KW) und den langwelligen (LW) Bereich als Funktion des Zenitwinkels θ der Sonne. Gestrichelte Kurven gelten für den Übergang von Wolken in üblichen kontinentalen Bereich zu stark verschmutzten Regionen. Die Dicke der Wolken beträgt 500 m und der mittlere Flüssigwassergehalt 0.2 gm^{-3} .



4 LITERATURVERZEICHNIS

- GRASSL, H. Strahlung in getrübten Atmosphären und in Wolken. Hamburger Geophys. Einzelschriften, A, H.37 (1978) S. 136
- GRASSL, H. Possible changes of planetary albedo due to aerosol particles. Man's impact on climate. Editors: Bach, Pankrath & Kellogg; Amsterdam: Elsevier 1979, S. 327.
- GRASSL, H. The influence of aerosol particles on radiation parameters of clouds. Idöjaras (1982), in press.
- HANEL, G. Influences of physical and chemical properties of atmospheric particles on the activation process in fog and clouds. Beitr. Phys. Atmosph. 54 (1981) S. 159-171.
- TWOMEY, S. Influence of the aerosol on optical properties of clouds. GARP Climate Dynamics Sub-Programme, Rep. IOC Study Conf. on Parameterization of Extended Cloudiness; App. E, WMO, Genf, October 1978.
- WARNER, J und TWOMEY, S. The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration. J. atmosph. sci. 24 (1967) S. 704-706.

AEROSOLS PROPERTIES FROM POLARIZED REFLECTED SOLAR RADIANCES

SANTER R., HERMAN M.

L.O.A., Univ. Lille I 59655 Villeneuve d'Ascq

The polarization of the sunlight reflected by the atmosphere has been studied as a tool for the determination of the terrestrial aerosols properties. First, it is assumed that the degree of linear polarization of the radiation once scattered by the aerosols is known from measurements at two wavelengths and in two directions. An inversion algorithm is proposed, from which the optical properties of the aerosols may be retrieved all over the solar spectrum. Generally, the degree of linear polarization of the observed radiation field will differ largely from aerosols prime-scattering due to the ground and molecular contribution and to multiple scattering effects. Nevertheless, for observations over the oceans, in infrared light, numerical simulations show that it must be possible to extract the required information.

1 - INVERSION OF SINGLE SCATTERED RADIATION

The degree of polarization depends strongly upon the nature of the aerosols, as shown on fig. 1, at $\lambda = 1 \mu\text{m}$, for the 3 standard aerosol models (tab. 1), and for an assumed refractive index, $m = 1.45$. The influence of the small particles abundance is obvious at $\theta = 90^\circ$. The refractive index influence is given, fig. 2, for the model C; the effect appears for backscattering directions ($\theta \sim 140^\circ$ to 170°). To come back from prime scattering polarization to the aerosols properties, some simplifications have been made.

Consider an aerosol model, $\{A\}$, of spherical particles, with size distribution $n(r)$. Within the range of the size distributions encountered for the terrestrial aerosols, it seems possible to associate to $\{A\}$ an equivalent model, $\{A^+\}$, with a simple Junge law size distribution:

$$n^+(r) = C \text{ for } r < r_0; \quad n^+(r) = C(r/r_0)^{-\nu} \text{ for } r > r_0 \quad (\text{rel. 1})$$

Let us assume that for same aerosol model $\{A\}$, prime scattering polarization is known; one will search for its equivalent model $\{A^+\}$, by adjusting the 3 parameters (m, ν, r_0) . It must be noticed that the inversion is correct only two spectral measurements, at least; we used $\lambda_1 = 0.8 \mu\text{m}$ and $\lambda_2 = 1.6 \mu\text{m}$.

First, m was fixed to some arbitrary value, $\nu(m)$ and $r_0(m)$ were adjusted, at λ_1 and λ_2 , for one scattering angle in the range $(90^\circ - 120^\circ)$. With $\nu(m)$ and $r_0(m)$, the polarization was then computed as a function of m , for backscattering directions $(140^\circ - 170^\circ)$ and compared to the signal.

This inversion has been tested for the 3 standard aerosols, with an assumed refractive index $m = 1.45$. The results obtained for m , ν and r_0 are given in tab. 1. Clearly, the inversion scheme is well suited for the model C, but it works well for the models H and M, and shown on fig. 3 to 5, where we have compared, for the 3 models $\{A\}$ and the 3 retrieved models $\{A^+\}$:

the optical depth $\tau(\lambda)$, the asymmetry parameter $g(\lambda)$; and the phase function $p(\theta=130^\circ, \lambda)$. For global flux computations or for estimation of the radiation field, the inversed approximate models would be sufficient.

2 SEA OBSERVATIONS

For near infrared observations over the sea, they will be no ground contamination of the signal. The expected signal, for such conditions, has been computed, at $\lambda = 0.85 \mu\text{m}$, for the model C, but with 2 different refractive index: 1.33 et 1.50. The assumed particle density profile was taken from McClatchey et al (1972), and a visibility of 23 kms. The sea surface reflexions were simulated from the model of Cox and Munck (1965). The computations take into account multiple scattering in the atmosphere, and surface reflexions to the first order only. Fig. 6, compares the outgoing polarization, for observations in the solar incidence plane, with the aerosol prime-scattering polarization. The result corresponds to a mean state of the sea surface (wind velocity, $v = 5 \text{ m/s}$); and to a solar zenith angle $\theta_s = 15^\circ$.

3 DISCUSSION

Although the mean features of the single scattered light are preserved, and the results for the 2 models remain clearly distinct, the discrepancies between the signal and the required information are very large and a direct inversion is impossible. The molecular contribution to the measured polarized light does not depend very much upon the sea surface state and the aerosol component. From absolute measurements, this known molecular component could be subtracted. The remaining discrepancies are mainly due to the reflexion terms and, to a lesser extent, to multiple scattering. A better fit would be obtained for observations outside of the solar incidence plane, so as to minimize this "glitter" effect. Optimized conditions have to be defined, for which further simulation of the signal will be necessary for assumed geometry of the satellite orbit.

REFERENCES

COX C., MUNK W. (1965) - Bull. Scripps Int. Oceanogr. Univer. Califor. 6, 401-488.

DEIRMENDJIAN D. (1969) - "Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersion" ; American Elsevier, New-York.

JUNGE C.E. (1953) - Tellus, 5, 1 - 26.

McCLATCHEY R.A. et al (1972) - AFCRL 71-0279, Environmental Research Paper, 354.

	Size distribution	Localization	Reference	$r_0 (\mu m)$	v	m
H	$n(r) = r^2 e^{-20r}$	Stratosphere	Dermendjian, 1969	.23	- 6.0	1.47
C	$n(r) = \begin{cases} 0 & ; r < 0,2 \mu \\ 10^4 & ; .02\mu < r < .1 \mu \\ r^{-4} & ; r > .1 \mu \end{cases}$	Troposphere Continental	Junge, 1953	.10	- 4.0	1.45
M	$n(r) = r e^{-8.9443\sqrt{r}}$	Maritime	Dermendjian, 1969	.42	- 3.3	1.43

Table 1

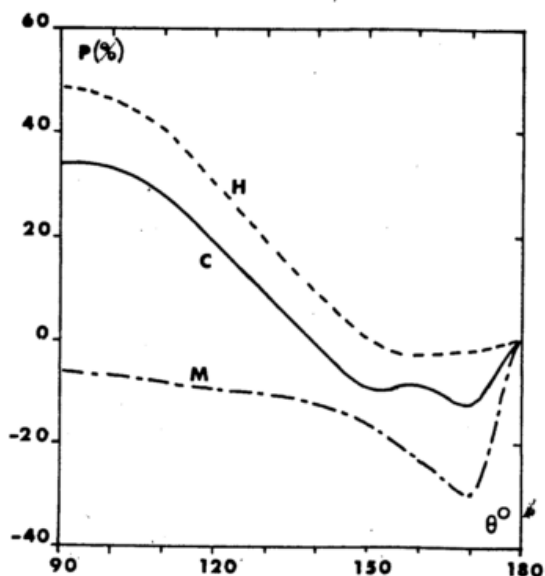


Figure 1 - Computation of the degree of polarization, versus phase angle, for the 3 standard aerosol models, $\lambda = 1 \mu m$, $m = 1.45$.

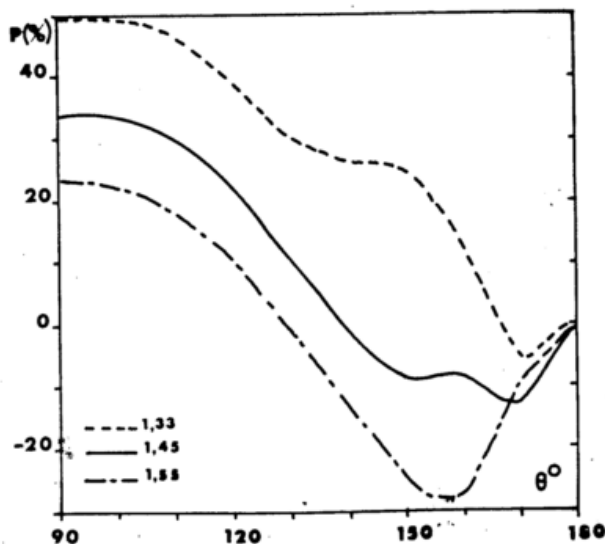


Figure 2 - Same as Fig. 1, but for the model C, and 3 refractive index values.

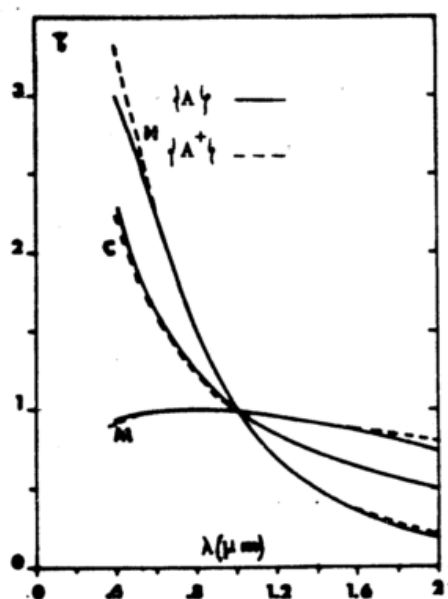


Figure 3 - Restitution, after inversion, of the optical depth.

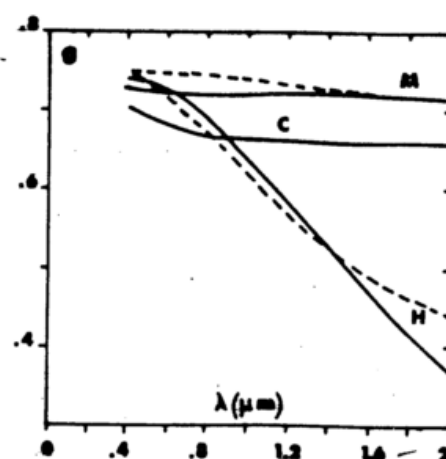


Figure 4 - Same as fig. 3, but for the asymmetry parameter.

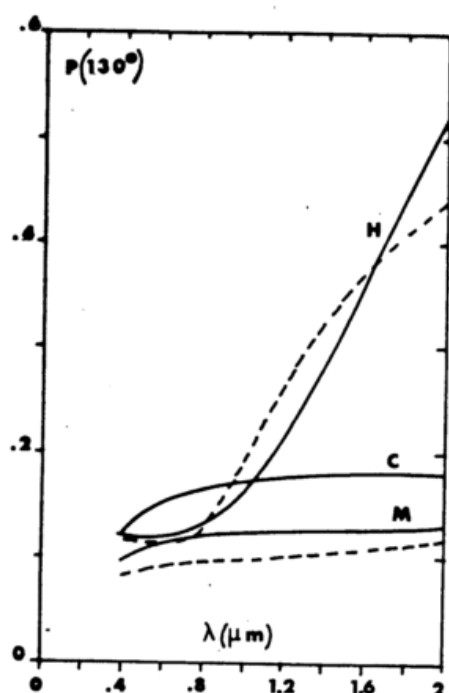


Figure 5 - Same as fig. 3, but for the phase function at $\theta = 130^\circ$.

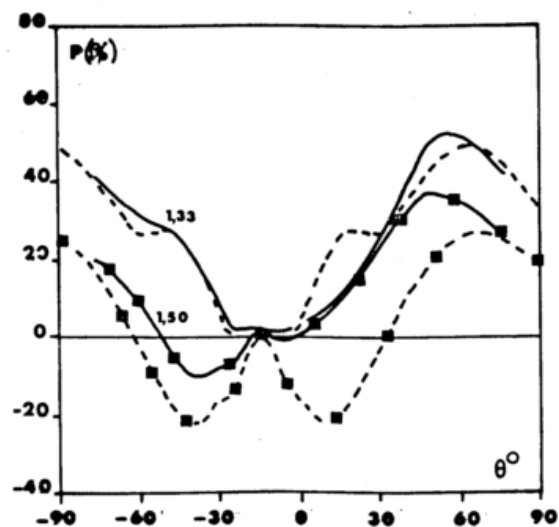


Figure 6 - Outgoing polarization (—), compares with the aerosol prime scattering (---) polarization, for observations at $\lambda = 0.85 \mu\text{m}$, in the solar incidence plane, over the sea. The expected signals have been computed for the model C and 2 refractive index. The solar zenith angle is $\theta_s = 15^\circ$, the wind velocity, $v^s = 5 \text{ m/s}$, and the visibility $v = 23 \text{ kms}$.

STUDIES ON POLARIZATION OF LIGHT OVER WATER SURFACES

Th. Prosch, D. Hennings, E. Raschke

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

ABSTRACT

The equation of radiative transfer in a plane-parallel atmosphere is solved for the complete Stokes' vector. As lower boundary condition a model of a rough water surface was chosen, which describes the reflection and polarization properties according to Fresnel's law using Mueller matrices. The polarization of light on top of the atmosphere is found to depend generally on the turbidity of the atmosphere, the sun zenith angle and the roughness of the water surface. As it is shown there are certain angles where the polarization depends mainly on the turbidity and is found not to be influenced by the roughness of the surface. This relationship seems to be useful to determine the turbidity of the atmosphere from polarization measurements in case that water surface parameters can only be estimated by means of wind parameters or they are not known.

1 INTRODUCTION

As indicated by TAKASHIMA (1975), KOEPKE and KRIEBEL (1978) and other authors, polarization measurements from satellites are useful to determine the aerosol content of the Earth's atmosphere. To illustrate the relationship between the particulate properties and polarization of the radiation field the equation of radiative transfer was solved for the complete Stokes' vector. As boundary condition at the bottom of the atmosphere usually a depolarizing type of albedo was chosen taking into account the bidirectional reflection anisotropy of water and vegetation surfaces or isotropic reflection properties (Lambertian). Polarization properties of surfaces were considered by FRASER et al. (1968) who analysed the effect of specular reflection at the ground on light scattered from a Rayleigh atmosphere. To study the effect of rough water surfaces on the radiation field of the atmosphere both surface characteristics have to be taken into account: reflection anisotropy and polarization properties.

Since COX and MUNK (1956) determined the slope distribution of the sea from photographs of the sun glitter and derived a model which describes the variance of the binormal probability density function of the surface element slope as linear dependent on the wind speed, an extension of that model applying Fresnel's law allows to calculate the effect of sea surface roughness on the Stokes' vector of reflected light. This can be considered to describe the polarization and reflection properties with sufficient accuracy when compared with experimental data obtained by PROSCH et al. (1981) using an imaging polarimeter to determine Stokes' parameters of solar radiation reflected from the rough water surface of a lake.

2 MODEL ASSUMPTIONS

To determine the polarization of the solar radiation on top of a plane parallel atmosphere the Stokes' vector equation of radiative transfer (CHANDRASEKHAR, 1950) is solved according to a computation scheme given by ESCHELBACH (1972) which bases on the Gauss-Seidel iteration method. The phase matrix represents the properties of Rayleigh scatterers and spherical polydispersed Mie scatterers (DEIRMENDJIAN, 1969) and is calculated by a method described by QUENZEL (1976). The incoming radiation on top of the atmosphere is considered as monochromatic and unpolarized. At the bottom of the atmosphere the boundary condition

$$\underline{L}(\tau_B, \mu, \phi) = \int_{\omega'} \bar{R}(\mu', \phi', \mu, \phi) \underline{L}(\tau_B, \mu', \phi') d\omega' + \bar{R}(\mu_0, \phi_0, \mu, \phi) \pi F_0 \exp(-\tau_B/\mu_0)$$

is introduced, where $\underline{L}$ is the Stokes' vector of the radiation field, $\bar{R}$ the Mueller reflection matrix characterising the ground albedo and τ_B the optical depth of the atmosphere. $\mu = \cos(\theta)$ gives the zenith angle and ϕ the azimuth. F_0 is the power flux density and (μ_0, ϕ_0) the direction of the incoming solar radiation. The elements of the Mueller matrix $\bar{R}$ depend on the refractive index of water and on the surface roughness related to the wind speed as given by COX and MUNK (1956). Multiple reflection, hiding effects and white caps generated at higher wind speeds are neglected and not treated within this model. Scattering by hydrosols and ocean colour effects are also neglected.

3. RESULTS OF MODEL CALCULATIONS

The equation of radiative transfer is solved according to the boundary condition and model assumptions given above at a wavelength of 550 nm. As an example, the degree of polarization on top and at bottom of the atmosphere is shown in Figure 1.

For comparison Figure 2 displays the result of the corresponding calculation with a depolarizing isotropic (Lambertian type) surface model as lower boundary condition. having the same albedo as the water surface. Whereas there are only small differences in radiance (not shown), the sun glint caused by specular reflection on the water surface is significant in the degree of polarization.

Figure 3 shows the degree of polarization in the close vicinity to the principal plane at the top of the atmosphere with the sun zenith distance near the Brewster angle of water and with wind speed and optical depth (or turbidity) as parameters. About the angle of specular reflection the degree of polarization reaches its maximum which depends on both optical depth and surface roughness. In case that the particulate properties and one of the two parameters are known, the other one should be determinable.

At solar zenith angles around 70 deg (see Figure 4 for a zenith angle of 71.8 deg) sea surface roughness and turbidity of the atmosphere make obviously different effects: At a certain zenith angle about 60 deg the degree of polarization is nearly independent of the surface roughness. But evidently at the same angle the slope of the degree of polarization with respect to the observation zenith angle θ carries the information about the surface parameter, i.e. wind speed. The degree of polarization is obviously related to the turbidity of the atmosphere.

4. CONCLUSIONS

The model calculations discussed above indicate that at low sun elevation angles (30-70 deg) wind speed over sea surfaces can be determined by analyzing the slope of the degree of polarization at about 60 deg zenith distance in the principal plane. The turbidity of the atmosphere can be obtained at angles where the degree of polarization is nearly independent of the surface roughness in case of known aerosol parameters. Additionally it should be noted that radiometer measurements over sea surfaces have to be corrected, if the instrument is sensitive to the polarization of incoming radiation.

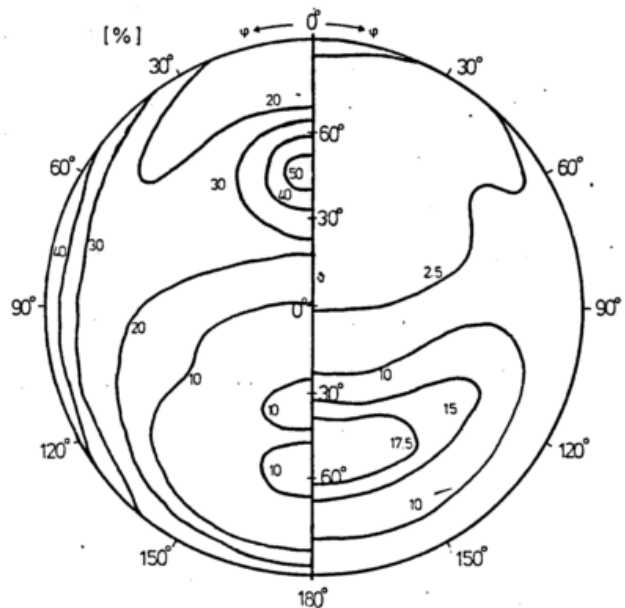


Fig.1 Degree of polarization of light scattered by a turbid atmosphere with a rough water surface as lower boundary condition. Left part of figure refers to upward radiation at top of the atmosphere, right part to downward radiation at bottom.

Model parameters are: $\lambda = 550$ nm, optical depth $\tau = 0.6$, solar zenith distance 47 deg, wind speed 3 m/s, aerosol refractive index (1.5,0.0), aerosol model: Haze M (DEIRMENDJIAN, 1969).

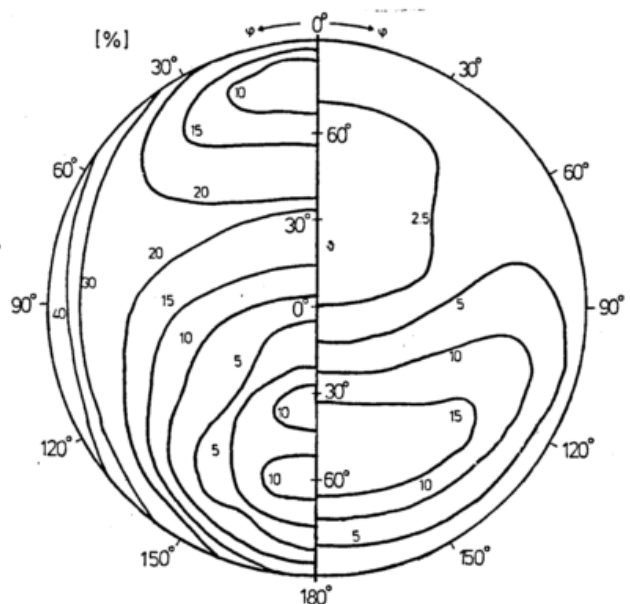


Fig.2 Degree of polarization of light scattered by a turbid atmosphere with a Lambertian surface as lower boundary condition. Model parameters as in Fig.1, except: ground albedo = 0.025.

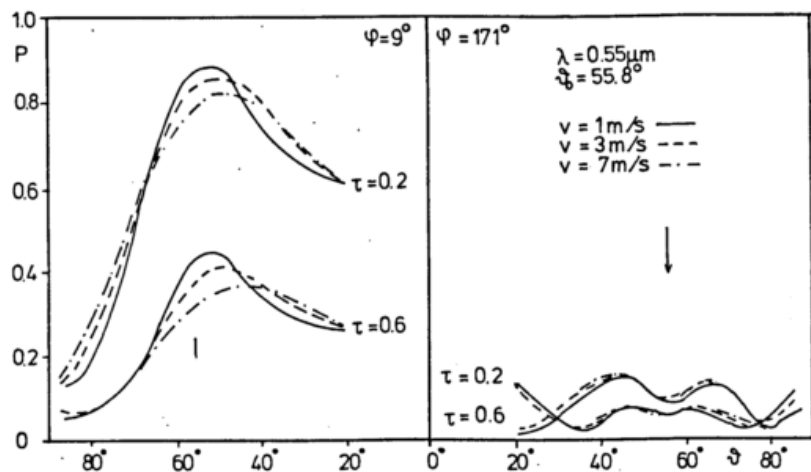


Fig.3 Degree of polarization on top of the atmosphere near the principal plane, at two different optical depths and three different wind speeds. Solar zenith angle θ_0 (marked by arrow) is close to Brewster's angle of water (53 deg). Aerosol parameters as in Fig.1.

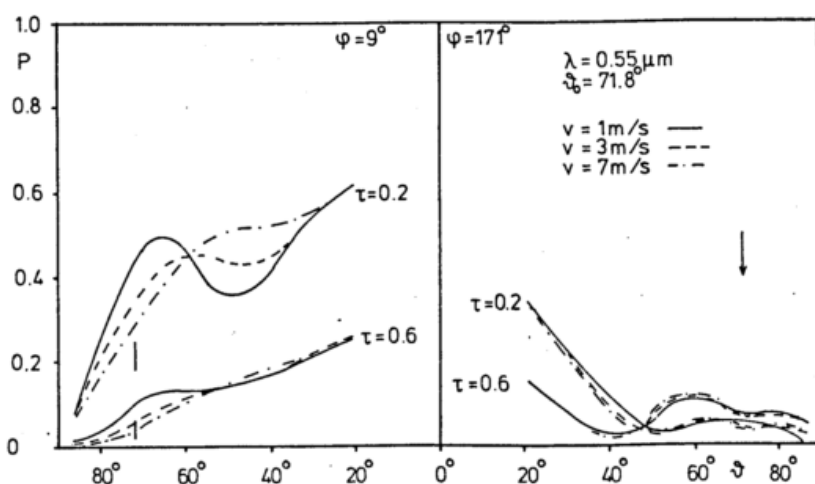


Fig.4 Degree of polarization on top of the atmosphere at solar zenith distance of 71.8 deg. Other parameters as in Fig.3.

REFERENCES

- | | | |
|--|------|--|
| CHANDRASEKHAR, S. | 1950 | Radiative transfer, Dover publ. N.Y. |
| COX, C. | 1956 | Slopes of the sea deduced from photographs of sun glitter, University of Cal. Press, Berkley |
| W. MUNK | | |
| DEIRMENDJIAN, D. | 1969 | Electromagnetic scattering on. spherical polydispersions, Elsevier, N.Y. |
| ESCHELBACH, G. | 1971 | A direct method for the integration of the equation of radiative transfer in a turbid atmosphere. J. Quant.Spectr.Rad.Transf. <u>21</u> , 757-765. |
| FRASER, R.S. | 1968 | Effect of specular reflection at the ground on light scattered from a Rayleigh atmosphere, J.Opt.Soc.Am. <u>58</u> , 636-644 |
| W.H. WALKER | | |
| KOEPKE, P. | 1978 | Influence of measured reflection properties of vegetated surfaces on atmospheric radiance and its polarization, Appl.Opt. <u>17</u> , 2. |
| K.T. KRIEBEL | | |
| PROSCH, TH.,
D. HENNINGS,
G.U. SPOHR | 1981 | Polarization imagery of light over water surfaces, IAMAP, IRC (to be printed) |
| QUENZEL, H. | 1976 | Phase matrix routine, priv. commun. |
| TAKASHIMA, T. | 1975 | Polarimetric investigation of the size distribution and refractive index of the atmospheric aerosols by using remote sensing satellite measurements. J.Met.Soc.Jap. <u>55</u> , 458-466. |

AUFBEREITUNG VON AVHRR-DATEN FÜR WETTERANALYSE UND WETTERPROGNOSE

D. KOSLOWSKY, Inst. f. Meteor. Freie Univ. Berlin

ZUSAMMENFASSUNG

Seit April 1966 werden in Berlin APT (Automatic-Picture-Transmission)-Daten der amerikanischen Wettersatelliten empfangen und angewendet. Die Umstellung des Aufnahmesystems von TV-Kamera auf Scanning-Radiometer (SR) führte hier zur Entwicklung von Methoden zur digitalen Bildaufbereitung, die Grundlage für eine objektive und quantitative Auswertung der Satellitendaten sind. Seit dem 1.1.1977 erscheint dadurch das tägliche "Europäische Wetterbild" in stereographischer Projektion. Die Umstellung der Station auf HRPT (High-Resolution-Picture-Transmission)-Empfang vollzog sich Anfang 1982. Damit stehen für die tägliche Wetteranalyse und -prognose geographisch entzerrte AVHRR (Advanced-Very-High-Resolution)-Daten von NOAA 6/7 zweimal täglich zur Verfügung.

ABSTRACT

Since April 1966 APT (Automatic-Picture-Transmission)-data are received at Berlin from US weather satellites. The change from TV-camera to Scanning Radiometer (SR) caused the development of digital picture processing methods necessary for each objective and quantitative interpretation of satellite data. Since 1.1.1977 the daily "Europäische Wetterbild" is distributed in a polar stereographic map projection. In early 1982 the processing of HRPT (High-Resolution-Picture-Transmission) is in operation. Thus AVHRR (Advanced-Very-High-Resolution)-data from the NOAA 6/7 satellites are available to the weather analysis and forecast twice per day.

1 DAS HRPT-SYSTEM DER SATELLITEN TIROS N / NOAA A - G

Das HRPT-System der Satellitengeneration TIROS N / NOAA A - G ermöglicht allen entsprechend ausgerüsteten Bodenempfangsstationen ein Datenmaterial von hervorragender Güte zu empfangen. Dabei liegt eine der wesentlichen Verbesserungen in der digitalen (bitseriell, split phase) Übertragungsart gegenüber dem analogen VHRR-System, wodurch das bei analoger Übertragung unvermeidliche Rauschen ausgeschaltet wird.

Der Datenstrom des HRPT-Formats beträgt 66 540 Worte/sec (1 Wort = 10 Bit). Er unterteilt sich in 2 Hauptrahmen, die wiederum aus 3 Unterrahmen von 11090 Worten bestehen. Ein Unterrahmen setzt

sich zusammen aus einem Header, den TIP (Tiros-Information-Processor)-Daten und den AVHRR-Bilddaten aus 5 Spektralbereichen. Der Header (104 Worte) enthält Synchronisationsworte, Zeitcode (Datum, Millisekunden des Tages) und Eichinformation für die AVHRR-Daten. Die TIP-Daten umfassen die Messungen der Satellitensysteme HIRS/2 (High Resolution Infrared Sounder), SSU (Stratospheric Sounding Unit), MSU (Microwave Sounding Unit), SEM (Space Environment Monitor) und DCS (Data Collection System). In 2048 Superpixel zu 50 Bit folgen die Daten der 5 AVHRR-Kanäle. Die Daten stammen von einem 5-Kanal-Radiometer mit einem

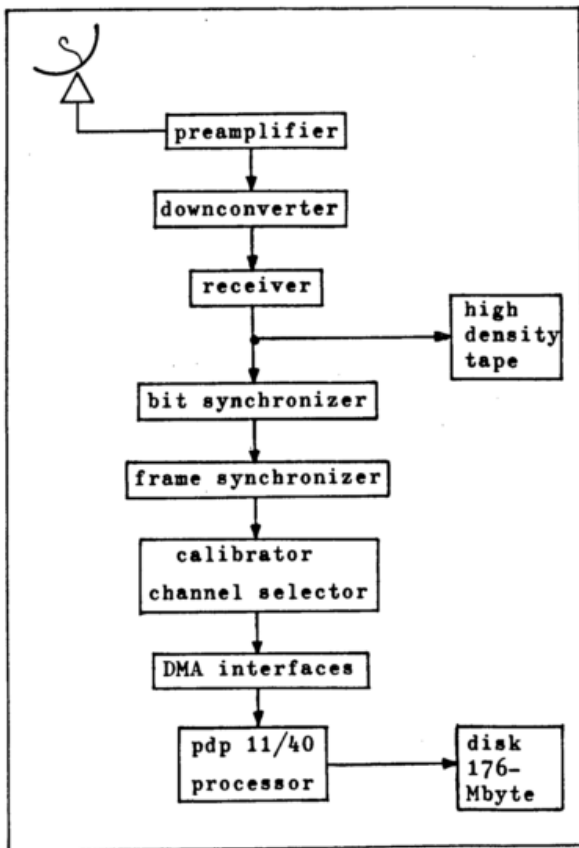


Fig.1: HRPT-Data Reception

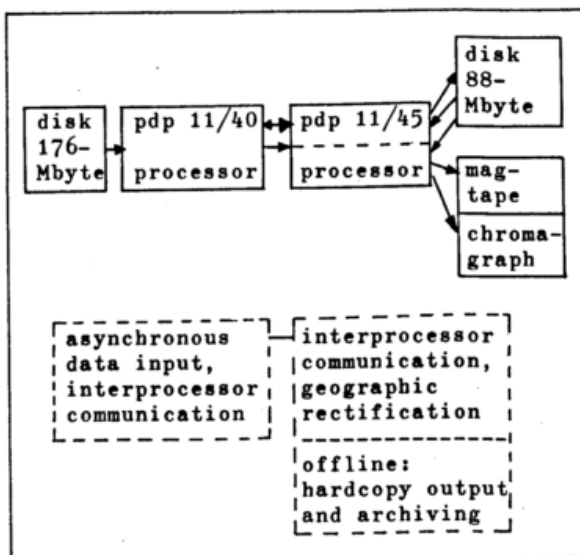


Fig.2: Online Asynchronous AVHRR Processing

IFOV (Instantaneous Field of View) von 1.3 mrad, was einer Auflösung von ca. 1 km an der Erdoberfläche entspricht. Die Kanäle sind folgendermaßen ausgewählt:

1. 0.58 - 0.68 μm
2. 0.725 - 1.10 μm
3. 3.55 - 3.93 μm
4. 10.3 - 11.3 μm
5. 11.5 - 12.5 μm .

2 AUFBAU DER BERLINER HRPT-STATION UND OPERATIONELLE AUFBEREITUNG DER AVHRR-DATEN

Der Empfang der HRPT-Daten erfolgt über einen Parabolspiegel von 3 m $\varnothing$, der auf der Kuppe eines in der Nähe befindlichen Wasserturms montiert ist. Statt eines Azimuth/Elevations-Drehstandes wird ein X/Y-Drehstand verwendet. Die Nachführung erfolgt über einen Mikroprocessor, der täglich einzugebenden Bahnparametern die tatsächliche Satellitenposition berechnet. Nach Vorverstärkung und Frequenzumsetzung gelangen die Daten in den Empfangs- und Verarbeitungsraum, wo sie verstärkt und demoduliert werden. Danach spaltet sich der Datenstrom auf in einen Echt-Zeit-Verarbeitungszweig und der Datensicherung auf High-Density-Magnetbandgerät. Bei der Echt-Zeit-Verarbeitung wie auch bei Verwendung archivierter Originaldaten erfolgt nun die Bitsynchronisation. In den Calibratoren werden 2 der möglichen 5 AVHRR-Kanäle ausgewählt. Über eine programmierbare Look-Up-Table werden die 10-Bitwerte auf 8 Bitwerte reduziert. Über je ein DMA (Direct-Memory-Access)-Interface gelangen die TIP-Daten und die beiden AVHRR-Kanäle in den Rechner PDP 11/40 und werden auf der RP06 Magnetplatte zwischengespeichert (Abb. 1). Mit Beginn des Datenempfangs wird im Nachbarrechner PDP 11/45 ein Programm zur geographischen Entzerrung der gera-

de eingehenden AVHRR-Daten gestartet. Es fordert über die PDP 11/40 vom RP06-Speicher Daten an, die mit Hilfe vorausberechneter Entzerrungstützpunkte in eine stereographische Landkartenprojektion gebracht werden. Dabei kann die sich tatsächlich ergebende Bildauflösung und der geographische Bildausschnitt beliebig gewählt werden. Für großräumige Übersichtsdarstellungen kann schon bei der Entzerrung eine Randbeschneidung durchgeführt werden, die einerseits Rechenzeit spart und andererseits dazu führt, daß sich nach Bearbeitung mehrerer aufeinanderfolgender Umläufe ein Mosaik ergibt. Versehen mit alpha-numerischer Information kann das entstandene Bild direkt auf ein Bildausgabegerät überspielt oder auf Magnetband archiviert werden.

LITERATUR

KOSLOWSKY, D.

Digitale Bearbeitung der am Meteorologischen Institut der FU empfangenen Scanning-Radiometer(SR)-Daten der NOAA-Wettersatelliten, Teil IV: Geographische Entzerrung und Darstellung in stereographischer Landkartenprojektion. Wiss. Met. Abh., Neue Folge, Serie B, 1977

SCHWALB, A.

The TIROS-N/NOAA A-G Satellite Series. NOAA Technical Memorandum NESS 95, Washington, D.C., 1978

INTERPRETATION EINER WETTERLAGE MIT HERKÖMMLICHEN ANALYSEN SOWIE DIAGNOSEN AUS SATELLITENBILDERN UND MODELLPARAMETERN

Veronika Zwatz-Meise, Gerhard Hailzl, Christoph Kress
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

KURZFASSUNG

Bei den heute allgemein üblichen Analysemethoden nehmen Satellitenbilder häufig nur eine untergeordnete Rolle ein. Bereits vorgefaßte Meinungen werden in das Bild hineininterpretiert, auch wenn durch diverse Wolkenkonfigurationen andere Situationen angezeigt werden. Daher wird mittels einer Fallstudie eine Diagnosemethode, die auf Satellitenbild einerseits und verschiedenen meteorologischen Feldgrößen andererseits beruht, mit einer herkömmlichen Analyse verglichen; prognostische Konsequenzen werden aufgezeigt.

ABSTRACT

Within the frame of the common methods of weather analysis satellite images very often play only a subordinate part. The already existent analysis is interpreted into the image disregarding contradictory cloud configurations. With help of a case study a diagnosis method based on satellite images and model output parameters is compared to a common analysis and prognostic consequences are shown.

1 EINLEITUNG

Schon bald nach Benutzung der Satellitenbilder für die Diagnose des Wetterzustandes zeigte sich, daß häufig Abweichungen von der die Situation vereinfachenden Polarfronttheorie vorhanden sind. Dies wurde in der Literatur immer wieder erwähnt und gezeigt; umso erstaunlicher ist es, daß aus diesen Tatsachen keine oder nur geringe Konsequenzen für die Diagnose des herrschenden Wetters gezogen wurden. In der Praxis werden meist die nach herkömmlichen Methoden erstellten Analysen in die im Satellitenbild vorhandenen Wolkenkonfigurationen hineininterpretiert. Der umgekehrte Vorgang wäre, von den im Satellitenbild vorhandenen Konfigurationen auszugehen, diese physikalisch zu definieren und sie mit einer differenzierteren - dabei aber nicht komplizierteren - Symbolik als die existierende in das konventionelle Material einzutragen. Der Einwand gegen diese Betrachtungs-

weise, sie wäre lediglich formaler Natur soll im Folgenden durch die vorhandenen prognostischen Konsequenzen an einigen typischen Fällen widerlegt werden. Ein zweiter Einwand, mit der veränderten Methode würden nur Wolkengebiete analysiert werden, während Fronten nach herkömmlicher Lehrmeinung nicht nur an Wolken gebunden sind, kann ebenfalls entkräftet werden, denn gerade Satellitenbilder sind ein ausgezeichnetes Hilfsmittel zur Unterscheidung zwischen frontalen und nicht-frontalen Formationen, also einer Konkretisierung des Frontbegriffs. In den konventionellen Analysen werden mit ein und demselben Symbol erlaubterweise sehr verschiedene Wettersituationen bezeichnet: z.B. Fronten mit und ohne Bewölkung, Bewölkungsfelder mit und ohne Temperatur sprung usw. Um dieselbe Aussage zu erreichen wie eine vom Satellitenbild ausgehende Diagnose sind somit verbale Zusatzerklärungen nötig (z.B. eine Front wäre in einigen Teilen

nicht wetterwirksam).

2 ZWEI UNTERSCHIEDLICHE ANALYSEN-METHODEN

In der heute üblicherweise praktizierten Analysenmethode ist die sogenannte *Bodenwetterkarte* mit den synoptischen Meldungen eine sehr wichtige Unterlage für die Legung von Frontzügen - somit also Temperatur am Boden, Windsprung, Drucktendenz und Wolken- und Niederschlagsbeobachtungen in einem diskreten Beobachtungsnetz. Zur Untermauerung der gewonnenen Frontübersicht werden die *relative Topographie* (z.B. 500/1000 mbar) und *absolute Topographien* in größeren Höhen herangezogen. Die nunmehr untermauerten Frontvorstellungen werden dann in das *Satellitenbild* übertragen, was häufig nur eine Alibi-handlung darstellt, denn weder reichen Zeit noch vorhandene Symbolik, um die meist nötige Korrektur anzubringen. Die zweite hier vorzustellende Analysenmethode besteht aus einer interaktiven Anwendung von Satellitenbild und MOD (Model Output Diagnosis), soll daher der Kürze wegen mit SATMOD bezeichnet werden. Ausgangspunkt für die Festlegung der Fronten sind einerseits *Satellitenbild* andererseits *objektive Frontparameter* (thermischer Frontparameter, Nulllinie der thermischen Vorticity, Nulllinie der Vorticity in 500 mbar), die eine mathematische Formulierung der laut Definition vorhandenen Frontkriterien darstellen. Zum Unterschied von der üblichen Methode werden die nötigen Parameter und Kriterien aber nicht aus der Bodenkarte gewonnen, sondern aus einer relativen Topographie, die jene für eine Front relevanten Schichten repräsentiert. Damit fällt die Unter-

mauerung bzw. Korrektur durch Schicht- bzw. Höhenkarten weg. Beide Unterlagen zusammen scheiden somit frontale Wolkenbänder aus. Für die noch nicht erfaßten Bewölkungssysteme muß nun noch ihre physikalisch-meteorologische Ursache gefunden werden. Dazu werden - je nach der aus dem Satellitenbild folgenden Wolkenkonfiguration - geeignete meteorologische Feldgrößen hinzugenommen: z.B. *Vorticity* - Karten für Komakonfigurationen und "enhanced Cumuli (EC)", *Scherungsvorticity* für Scherungsbänder und Jetstreambewölkung, *Krümmungsvorticity* für rel.Top. Keilbänder usw.

Mit solch einer Diagnose und einer erweiterten Symbolik ergeben sich oft extrem andere Analysen als die gewohnten. Dies zusammen mit prognostischen Konsequenzen soll nun kurz gezeigt werden.

3 BEISPIELE UND PROGNOTISCHE KONSEQUENZEN

Die Abbildungen 1,2 und 3 zeigen im linken Feld die Wolkenkonturen aus Satellitenbildern, schematisiert aus mehreren Fällen. Die mittleren Felder zeigen die zugehörigen Analysen, wie sie bei verschiedenen Wetterdiensten zu finden sind. Rechts sieht man die aufgrund SATMOD erstellten Diagnosen. Das Kreuz stellt eine Station dar, für die die prognostischen Folgerungen beschrieben werden sollen.

Abbildung 1 bringt ein Beispiel für die in den konventionellen Analysenmethoden erlaubte Bezeichnung von frontähnlichen Gebilden mit dem Kaltfrontsymbol - im hiesigen Fall handelt es sich um ein Komma - sowie die ebenfalls erlaubte Verbindung von Frontzügen, obwohl das Satellitenbild die Wolkenysteme deutlich trennt. Die prognostischen Konsequenzen der unter-

The figure consists of three numbered sketches showing the development of clouds from rising air.

- Sketch 1:** Shows a large, billowing cloud shape. An arrow points upwards along its side, labeled "KL-ZELLEN". A small 'x' marks a point on the right edge.
- Sketch 2:** Shows two vertical, elongated cloud shapes. An arrow points upwards between them, labeled "ALPEN". A dashed horizontal line crosses the middle, and a small 'x' is on the right.
- Sketch 3:** Shows several smaller cloud shapes. One is labeled "KL-ZELLEN". Below it are two circular shapes labeled "EC". To the right is another cloud shape labeled "K₀". At the bottom, a wavy line is labeled "WOLKENBAND DICHT, FASRIG DARÜBER".

The figure consists of several hand-drawn diagrams illustrating the development of an embryo sac. At the top, a curved line represents the embryo sac wall, with several small circles (nuclei) attached to it. Two labels 'EC' are present: one with an arrow pointing to a nucleus on the wall, and another with an arrow pointing to a nucleus inside the sac. An 'X' is marked on the right side of the wall. Below this, a vertical line with several circles and small triangles (representing integuments) is shown, with an arrow pointing upwards. To its right is a shorter vertical line with circles and triangles. Further down, there are two small, curved lines, each with a circle and triangles. At the bottom, a long, curved line with circles and triangles is shown, with a label 'EC' at the left end and another 'EC' at the right end. A small circle is also present near the left 'EC' label.

121

UNTERSUCHUNG VON ENTWICKLUNGEN IM SYNOPTISCHEN SCALE MIT HILFE VON SATELLITEN-BILDERN UND METEOROLOGISCHEN FELDGRÖSSEN

Veronika Zwatz-Meise, Gerhard Hailzl

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

KURZFASSUNG

Satellitenfilme und -bilder zeigen häufig einen Vorgang, bei welchem ein Wolkenband, das sich ursprünglich auf der Rückseite einer gut entwickelten Kaltfront befand, in die Zirkulation hineinwächst. Dabei wird es im Laufe der Entwicklung selbst zu einer Kaltfront, nimmt scheinbar die Konfiguration einer okkludierten Front an und modifiziert die ursprüngliche Kaltfront beträchtlich. Vorticity, Temperaturadvektion und ähnliches mehr durchleuchten den Vorgang und zeigen prognostische Konsequenzen auf.

ABSTRACT

Satellite images and movies often show a process, whereby a cloud band, which is in the beginning situated at the rear of a well developed cold front becomes involved in the whole circulation. Thereby it acquires the quality of a cold front, manifests itself with a spiral configuration similar to an occluded front and modifies the original cold front remarkably. Vorticity, temperature advection and more illuminate the process and point out prognostical consequences.

1 BESCHREIBUNG DES VORGANGES

Ein nicht allzu kleiner Teil jener Wettersysteme, die eine Konfiguration von Warmfront, Warmsektor und Kaltfront besitzen, wie sie von der Polarfronttheorie beschrieben wird, weisen bei ehrlicher und nicht oberflächlicher Betrachtung dennoch Abweichungen vom klassischen Modell auf. Bei dem vorliegenden Problemkreis liegen die Abweichungen z.B. in Wettererscheinungen innerhalb der Warmfronten und des Warmsektors, sowie in der Verlagerung der Kaltfront - es wird ein relatives "Zurückspringen" der Kaltfront bemerkt. Hat man die Möglichkeit, solch eine synoptische Situation in Satellitenfilmen zu erfassen, so erkennt man bei Rückwärtsverfolgung sofort den Entstehungsvorgang und die Ursachen für die Abweichungen vom klassischen Modell.

In chronologisch richtiger Reihenfolge zeigt sich der Vorgang in den Wolkenkonfigurationen der bewegten Satelli-

tenbilder folgendermaßen:

Ein gut entwickeltes Frontensystem mit Kaltluft auf der Rückseite verlagert sich nach Osten (1.System); im Laufe der Entwicklung entsteht unmittelbar hinter der Kaltfront auf der Trogrückseite eine Wolkenformation ähnlich einem Wolkenband (2.System), die sich verstärkt, mehr und mehr zu einem frontähnlichen Wolkenband wird und hinter der Kaltfront des 1.Systems in dessen Zirkulation hineinwächst; dabei wird das Wolkenband beider Kaltfronten beträchtlich modifiziert: jenes des 1. Systems geht von dichter zu streifiger Wolkenstruktur über, jenes des 2. Systems geht von loser zellulärer zu geschlossener Wolkenstruktur über; im Endstadium ist das zur Kaltfront gewordene Wolkenband des 2. Systems bis zum Zentrum des 1. Systems vorgedrungen - verbleibt jedoch ein davon getrenntes System - und hat weite Bereiche des Wolkenbandes der Kaltfront des 1. Systems aufgelöst; der nördlich-

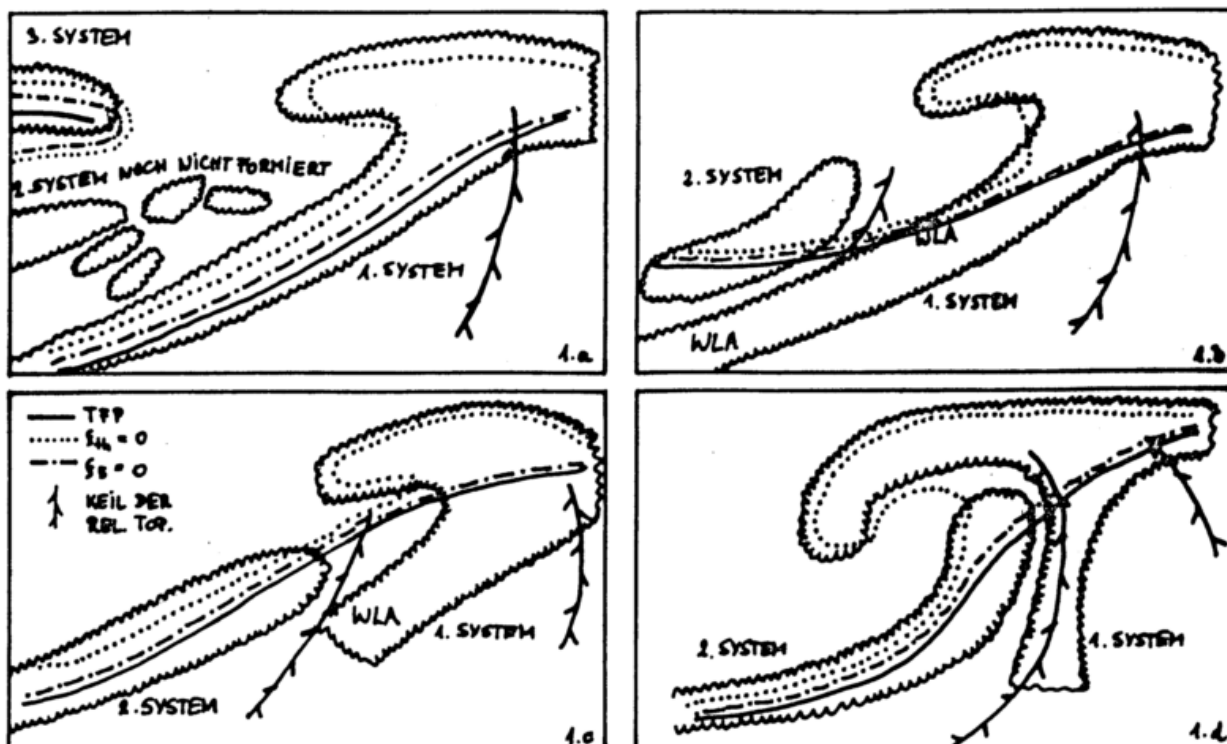


Abb.1: Schema der Wolkenkonfigurationen nach konkreten Beispielen. TFP: therm. Frontparameter; $\xi_{500}=0$: Nulllinie der relativen Vorticity in 500 mbar; $\xi_{500}=0$: Nulllinie der thermischen Vorticity 500/1000 mbar; WLA: Warmluftadvektion.

ste Bereich verbleibt meist mit der erwähnten modifizierten Struktur erhalten. Abbildung 1a-d zeigt den Vorgang schematisch. Die Anordnung der Wolkenbänder im Endstadium sowie die später noch erwähnten Feldverteilungen einiger meteorologischer Parameter führen zu der Meinung, es handle sich um ein sogenanntes klassisches Wolken-system im späten okkludierten Stadium mit kurzer Warmfront, engem Warmsektor und markanter Kaltfront. Die Satellitenfilme zeigen, daß die vermeintliche kurze Warmfront der Rest der Kaltfront des 1.Systems ist, der vermeintliche Warmsektor ein mit Kaltluftresten erfüllter Bereich zwischen beiden Systemen ist und daß die markante Kaltfront aus dem Wolkenband des 2.Systems entstanden und in die Zirkulation des 1.Systems einbezogen worden ist, ohne direkte Verbindung zu erlangen.

2 AUSSAGEN ÜBER URSPRUNG UND ENTWICKLUNG

Die Frage nach dem Ursprung der Wolkenbänder des 2.Systems kann unter Ausnützung der Möglichkeiten geostationärer Satellitenbilder einerseits und bewegter Szenen andererseits leicht beantwortet werden. In allen ausreichend erfaßten Fällen formiert sich das 2.Wolkenband aus Wolkenzellen bzw. Wolkenfeldern, die aus dem antizyklonalen Scherungsbereich eines weiter westlich liegenden Störungssystems (3.System) stammen - und zwar teilweise aus weiter südlichen und daher warmen Bereichen. Diese Wolkenfelder werden sehr rasch gegen die Kaltfront und Kaltluft des 1.Systems gesteuert und formieren sich dabei zu einem losen Band. Die eigentliche Intensivierung dieses Bandes erfolgt innerhalb der Kaltluft an einer Abgrenzungszone

zwischen starker und schwacher zellulär bewölkten Bereichen.

Ohne genaue Kenntnis der meteorologischen Feldgrößen kann man daher zunächst schließen, daß die aus wärmeren Gebieten stammende bewölkte, daher feuchte Luft gegen die kalte trockene Luft geführt wird, was frontogenetisch wirkt. Damit verbunden müssen vor dem Wolkenband des 2.Systems, also im Bereich der Kaltfront des 1.Systems frontogenetische Effekte entstehen. Fälle, wo das Wolkenband des 2.Systems in Bereiche zu weit südlich vom eigentlichen Kaltluftkörper gesteuert wird, können den Vorgang nicht in Gang setzen, was in Satellitenfilmen beobachtet werden kann.

3 ERFASSUNG DURCH ABGELEITETE METEOROLOGISCHE FELDGRÖßEN

Die verwendeten objektiven Frontparameter (therm. Frontparameter, $\xi_s = 0$, $\xi_a = 0$) beziehen sich im Anfangsstadium auf die Kaltfront des 1.Systems und markieren damit die für eine gut ausgebildete Front gemäß ihrer Definition notwendigen meteorologischen Bedingungen. Mit dem ersten Auftauchen des Wolkenbandes des 2.Systems weichen die Frontparameter im NE-SW gerichteten Bereich der Kaltfront des 1.Systems von dieser ab und beziehen sich bereits auf das 2.System. Damit wird bestätigt, daß dort die für eine Front nötigen Voraussetzungen vorhanden sind bzw. das 1.System jene Bedingungen verliert. Dieser Vorgang verstärkt sich immer mehr. Die sich verändernden Verhältnisse spiegeln sich in den Feldern der Temperaturadvektion und in der rel.Top. Gleichzeitig mit der Abweichung der Frontparameter in Richtung des 2.Systems erkennt man WLA über dem Bereich der Kaltfront des 1.Systems, häufig mit einem Maximum unmittelbar hinter der Kaltfront. Das spiegelt sich in der rel.Top., die

zum selben Zeitpunkt bereits einen zunächst schwachen, dann aber immer markanter werdenden Keil hinter der Kaltfront des 1.Systems zeigt.

Diese Temperaturverhältnisse wirken natürlich frontolytisch und das Wolkenband der 1.Kaltfront löst sich genau im Bereich des Keiles der rel. Top. auf.

Durch diese Temperaturverteilung liegt der Schluß - die Kaltfront des 1.Systems wäre eine Warmfront - nahe. Dagegen spricht die beschriebene Genese, die Lage des Maximums der WLA, das erst hinter der vermeintlichen Warmfront wäre und letztlich die Wettererscheinungen. In Abbildung 1a-d sind diese Verhältnisse dargestellt.

4 EINIGE KONSEQUENZEN

Satellitenfilme zeigen synoptische Abläufe, deren Ergebnisse leicht in die Standbilder eines APT-Betriebes übertragbar sind; daher ist der erste Hinweis auf die Möglichkeit eines solchen Vorganges in den Wolkenkonfigurationen im Satellitenbild zu suchen. Die Kenntnis der Auswirkungen in geeigneten met. Feldgrößen kann bei deren Analyse und Interpretation bereits in früheren Stadien benutzt werden und damit wiederum die weitere Interpretation des Satellitenbildes erleichtern. Somit kann der Vorgang in den Frühstadien erfaßt werden und durch eine entsprechende Analyse rechtzeitig prognostische Konsequenzen bringen.

SYNTHETISCHE STEREO-SATELLITENBILDER, EIN HILFSMITTEL FÜR DIE WETTERANALYSE

Dieter Lorenz und Thomas König

Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen (DFVLR)

Mit einer Beilage am Schluß des Bandes

KURZREFERAT

Es wird die Herstellung synthetischer Stereo-Wolkenbilder aus digitalen Wettersatellitendaten beschrieben und auf deren Anwendungsmöglichkeiten hingewiesen.

ABSTRACT

The paper gives a description of the production of synthetic stereoscopic cloud images from digital weather satellite data and their application possibilities.

1 EINLEITUNG

Im Zusammenhang mit Vorarbeiten zu einem Stereo-Line-Scanner (SLS) (s. LORENZ u. SCHMIDT 1979), der u.a. stereoskopische Satelliten-Wolkenbilder von einer polaren Umlaufbahn liefern soll, ergab sich die Notwendigkeit, z.B. für Simulationszwecke bereits Stereo-Satellitenbilder zur Verfügung zu haben. Weiterhin erschien es zweckmäßig, den künftigen operationellen Nutzern des SLS, d.h. vor allem den Wetterdiensten, schon vorab die Möglichkeit zu geben, mit Stereo-Satellitenbildern zu arbeiten und zwar im europäischen Raum und seinen Nachbargebieten. Gerade hier ist die Erzeugung solcher Bilder bis jetzt noch nicht realisierbar, während das z.B. für den amerikanischen Kontinent bereits mit Hilfe zweier geostationärer Satelliten vom Typ GOES praktiziert wird (s.z.B. HASLER 1981). Deshalb wurde bei der DFVLR Oberpfaffenhofen ein Verfahren aufgegriffen, das PICHEL et al. bereits 1973 angegeben haben: die Herstellung synthetischer Stereo-Satelliten-Wolkenbilder aus den Daten der sichtbaren (VIS) und infraroten (IR) Kanäle von Wettersatelliten (von PICHEL et al. als "artificial stereo" bezeichnet). Die ersten eigenen Erfahrungen mit derartigen Bildern zeigten, daß diese Art der Bildmodifikation zu

einer erheblichen Erleichterung bei der Bildinterpretation, z.B. für die Wolkenanalyse führt und daß sich schon jetzt Erweiterungsmöglichkeiten erkennen lassen. Die Bedeutung der synthetischen Stereo-Satellitenbilder wird dadurch unterstrichen, daß die Methode jetzt auch in den USA erneut aufgegriffen worden ist und dort z.T. schon operationell angewandt wird (HASLER et al. 1981).

2 VERFAHREN

Ein stereoskopisches Bild besteht aus zwei Bildern (sog. Halbbilder), die von zwei im Abstand b (stereoskopische Basis) voneinander entfernten Standorten aufgenommen wurden und von denen jedes einem Auge zugeordnet ist. Infolge der unterschiedlichen Standorte bei der Aufnahme sind einander entsprechende Bildpunkte in den beiden Halbbildern entsprechend ihrer Entfernung vom Aufnahmeort gegeneinander verschoben. Wie Abbildung 1 zeigt, sind zwei Punkte P_1, P_2 , die von dem einen Standort auf einen einzigen Punkt $P'_1 = P'_2$ abgebildet werden, von dem anderen im Bild um die Parallaxe $p = \frac{P'_1 P'_2}{2P_1}$ voneinander entfernt. In einem in digitaler Form vorliegenden, nicht stereoskopischen Bild, wie sie die Wettersatelliten heute liefern, können diese Verschiebungen der

Bildpunkte über ein Rechenprogramm vorgenommen werden. Die dafür erforderliche Information über die Entfernung (hier Höhe) läßt sich aus dem thermalen IR-Kanal entnehmen, wobei allerdings die bekannten Fehler dieses Verfahrens zur Höhenbestimmung sich im Ergebnis niederschlagen. Der Vorteil der synthetischen Stereobilder ist nicht eine genauere Höhenzuordnung, sondern eine wesentliche Verbesserung der Interpretierbarkeit der Bilder. Eine genaue Höhenbestimmung kann nur durch wirkliche Stereobilder erreicht werden, wie sie ein SLS liefern wird.

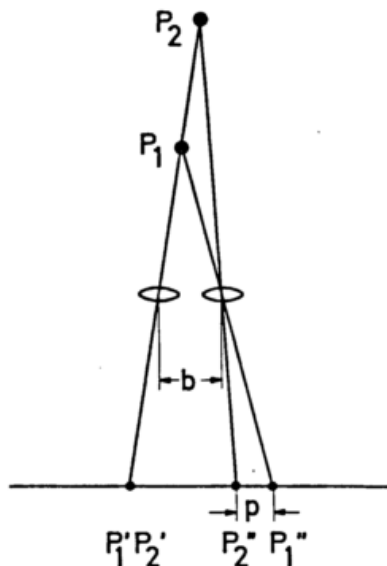


Abb. 1: Abbildung zweier Punkte von zwei im Abstand b voneinander entfernten Standorten aus. Die Punkte P_1, P_2 werden vom linken bzw. rechten Standort aus auf die Punkte P'_1, P'_2 bzw. P''_1, P''_2 abgebildet; p Parallaxe

3 BILDVERARBEITUNG

Bei dem Verfahren werden die Bildpunkte (Pixel), die zu Wolken gehören, von ihrer ursprünglichen Position innerhalb der Bildzeile verschoben und zwar für das linke Stereohalbbild nach rechts und für das rechte nach links. Der

Betrag der Pixel-Verschiebung ist bei der derzeitigen Programm-Version linear abhängig von der sich aus dem IR-Kanal ergebenden Strahlungstemperatur. Das Programm ist jedoch so flexibel, daß Verbesserungen der Höhenzuordnung (z.B. durch Hinzunahme von Informationen aus dem VIS-Kanal) leicht eingefügt werden können. Bodenpunkte werden nicht verschoben. Daher erscheint die Erdoberfläche als Ebene, über der die Wolken schweben. Die Unterscheidung Wolken/Erdoberfläche erfolgt durch Schwellenwerte, die interaktiv mit Hilfe einer Histogrammanalyse VIS/IR ermittelt werden.

Fallen nach dem bisher beschriebenen Verfahren zwei Pixel in einem Halbbild auf denselben Punkt, so wird dasjenige gelöscht, dem die geringere Höhe zugeordnet ist. Es gibt aber auch Positionen in den Bildzeilen, denen nach der Bildpunktverschiebung keine Pixel zugeordnet sind. Hierbei handelt es sich um echte Informationslücken, denn es werden ja aus einem Bild mit einer Blickrichtung zwei Bilder mit zwei verschiedenen Blickrichtungen erzeugt. Bei dem vorliegenden Programm erfolgt die Auffüllung dieser Lücken unter der Annahme, daß Wolken, die von höheren Schichten abgedeckt sind, sich in horizontaler Richtung bis zur Mitte der sie abdeckenden, höheren Wolken-schicht erstrecken. Die stereoskopische Parallaxe und damit die (angenommene) stereoskopische Basis können den Erfordernissen der Stereobildbetrachtung entsprechend gewählt werden. Die Bildverarbeitung selbst erfolgt am Interaktiven Meteorologischen Bilddatenverarbeitungssystem (IMB) der DFVLR. Für ein Bild mit 512×512 Pixeln wird bei der derzeitigen Programmversion an einer SIEMENS 7865 eine CPU-Zeit von unter 40 sec benötigt.

Eine Verbesserung der Interpretierbarkeit läßt sich erzielen, wenn für das Ausgangsbild eine Kombination der Bilddaten des VIS- und des IR-Kanals benutzt wird (bessere Erkennbarkeit hoher Wolken). Aber auch IR-Daten allein lassen sich für die Herstellung von synthetischen Stereobildern verwenden (Nachtbetrieb). An

Verbesserungen und einem weiteren Ausbau des Verfahrens wird gearbeitet.

4 BILDAUSGABE

Die Bildausgabe erfolgt derzeit an einem RGB-Farbmonitor in Rot und Grün. Auf diese Weise lassen sich die üblichen Rot-Grün-Anaglyphenbrillen zur räumlichen Betrachtung benutzen. Es ist jedoch ein eigenes Stereo-Farbwiedergabesystem geplant, das aus zwei Monitoren besteht und bei dem Polarisationsbrillen zur räumlichen Betrachtung verwendet werden können (vgl. MAYER u. SAND 1969). Hardcopies können mit einem Video-Hardcopy-System von MATRIX INSTRUMENT als Anaglyphenbilder direkt auf Polaroid-POLACOLOR-Material ausgegeben werden. Die höchste Bildqualität liefert jedoch die Bildkonvertierungsanlage (BKA) der DFVLR.

5 ANWENDUNGEN

Die synthetischen Stereo-Satellitenbilder eignen sich hervorragend für die Wolkenanalyse, wie sie für Zwecke der Wetteranalyse durchgeführt wird. Ihr großer Vorteil ist, daß in

ihnen die Informationen aus zwei Bildern (VIS und IR) in einer äußerst anschaulichen Form vereinigt sind. Integriert man noch zusätzlich meteorologische Daten, wie z.B. Druckfelder und Frontensysteme, so würde das eine weitere Erleichterung nicht nur für die Wetteranalyse bedeuten, sondern auch für die Kundenberatung, z.B. im Flugwetterdienst. Der Deutsche Wetterdienst beabsichtigt eine Erprobung des Verfahrens.

Auf die Anwendung für Simulationszwecke im Rahmen der SLS-Entwicklung wurde bereits hingewiesen.

Da die meisten Menschen im räumlichen Sehen ungeübt sind und es daher vielfach erst lernen müssen, Bilder räumlich zu sehen, ist es eine weitere wesentliche Aufgabe der synthetischen Stereo-Wolkenbilder, dem zukünftigen Anwender die Vorteile des Stereo-Verfahrens bei der Satellitenbild-Analyse nahezubringen.

LITERATUR

HASLER, A.F.

Stereographic Observations from Geosynchronous Satellites: An Important New Tool for the Atmospheric Sciences. Bull. Amer. Meteor. Soc. 62 (1981), 194-212.

HASLER, A.F.; desJARDINS, M.;
NEGRI, A.J.

Artificial Stereo Presentation of Meteorological Data Fields. Bull. Amer. Meteor. Soc. 62 (1981), 970-974.

LORENZ, D.; SCHMIDT, E.

Verfahren zur stereoskopischen Wolkenanalyse aus dem Weltraum. Bildmess. u. Luftbildwes. 47 (1979), 1 - 14

MAYER, N.; SAND, R.

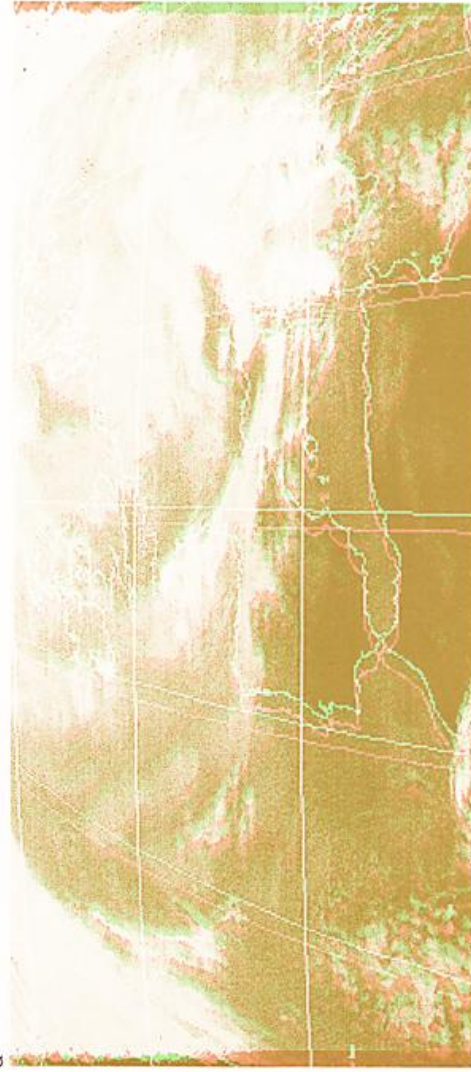
Stereoskopisches Fernsehen. Rundfunktechn. Mitt. 13 (1969), 123-134

PICHEL, W.; BRISTOR, C.L.;
BROWER, R.

Artificial Stereo: A Technique for Combining Multi-Channel Satellite Image Data. Bull. Amer. Meteor. Soc. 54 (1973), 688-691



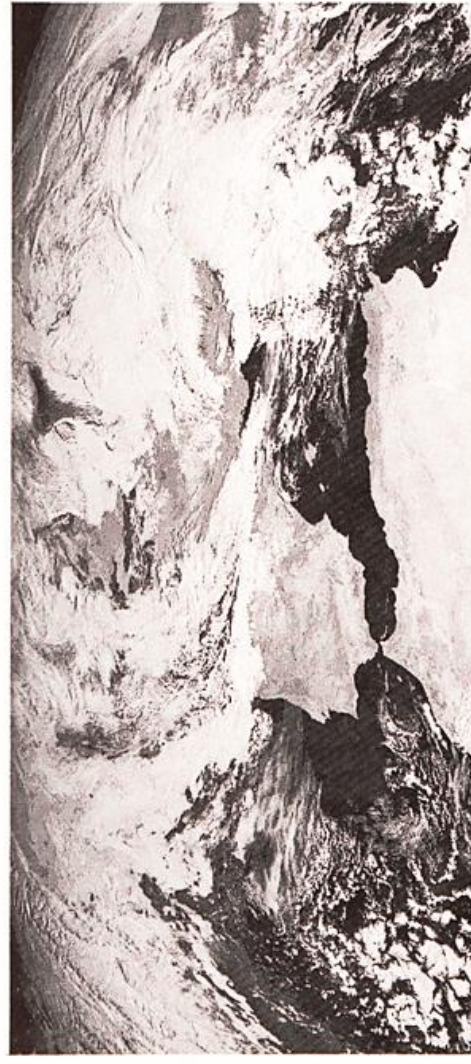
a



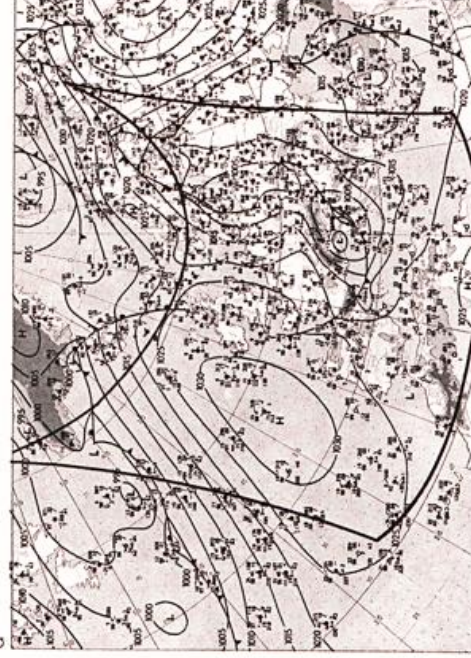
b



c



d



e

a – c

Synthetische Stereo-Satelliten-Wolkenaufnahmen

METEOSAT 2, 1. 12. 1981, 12.00 h GMT (stark überhöht) in den Kanälen VIS (a), IR (b) sowie VIS und IR kombiniert (c).

d

Satelliten-Wolkenaufnahme

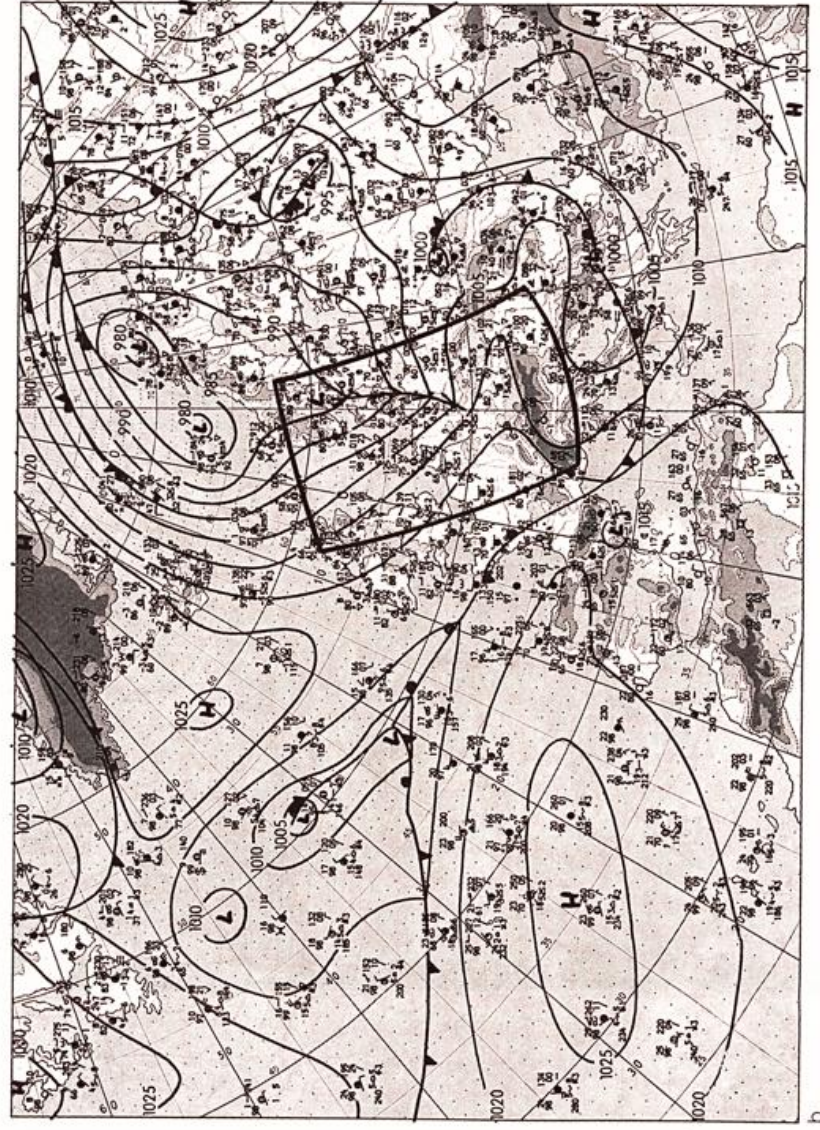
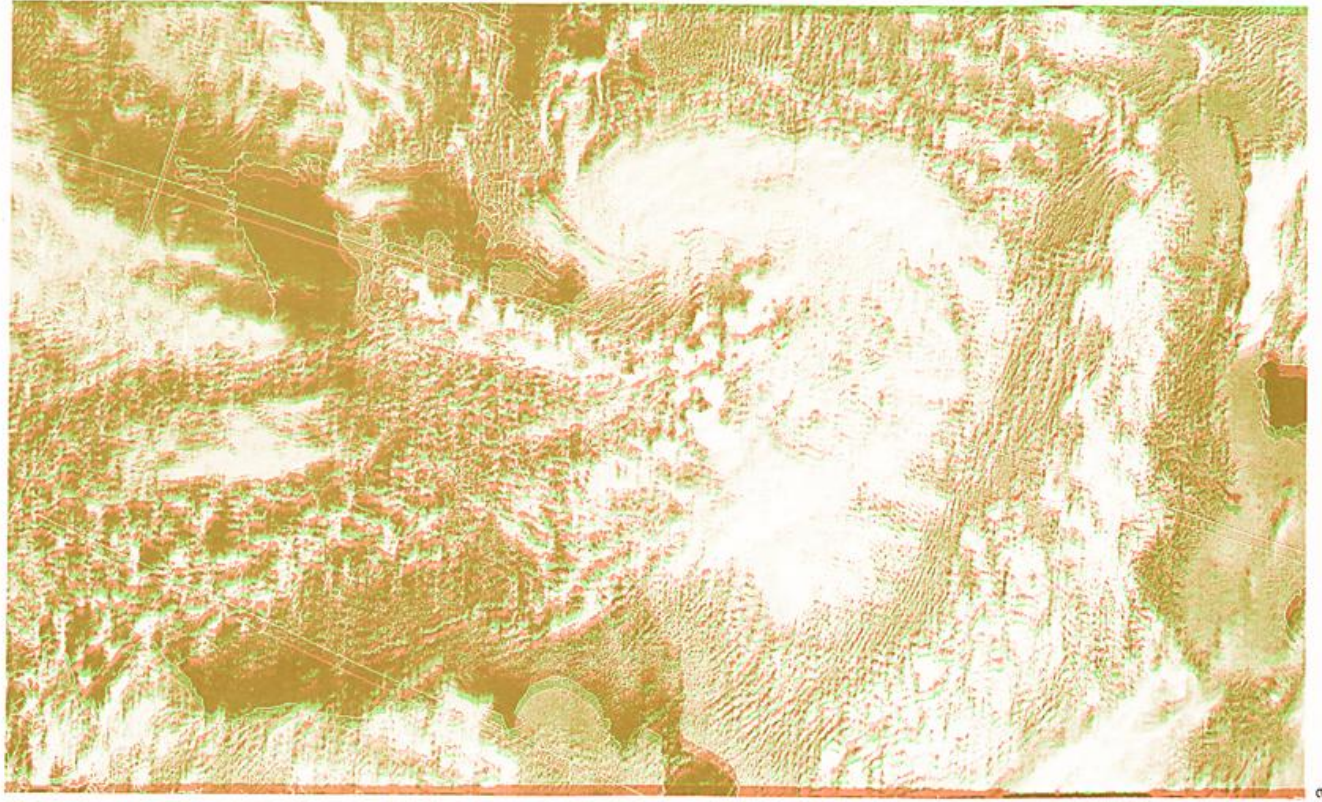
METEOSAT 2, 1. 12. 1981, 12.00 h GMT, Kanal VIS.

e

Ausschnitt aus Bodenwetterkarte

vom 1. 12. 1981, 12.00 h GMT nach Europäischer Wetterbericht Jg. 6, Nr. 335 (1981). Der markierte Ausschnitt entspricht in etwa dem der Satellitenaufnahmen a – d.

Bildverarbeitung (a – d): DFVLR, Hauptabt. Angew. Datentechnik
Druck: Keddig Druck, Braunschweig



a
Synthetische Stereo-Satelliten-Wolkenaufnahme
NOAA-7, 13. 10. 1981, 1248 h GMT. Kombination von Kanälen 2 (VIS) und 4 (IR).

Bildverarbeitung: DFLVR, Hauptabt. Angew. Datentechnik

b
Ausschnitt aus Bodenwetterkarte
vom 13. 10. 1981, 1200 h GMT nach Europäischer Wetterbericht Jg. 6, Nr. 286 (1981).
Der markierte Ausschnitt entspricht in etwa dem der synthetischen Stereoaufnahme.

Druck: Keddig Druck, Braunschweig

INFLUENCE OF ROUGH SURFACES ON THE REMOTE SENSING OF FLUORESCENCE RADIATION

U.Gehlhaar, University of Oldenburg, FB 8 , Physik
D-2900 Oldenburg , FRG

ABSTRACT

The surface influence on the remote sensing of fluorescent matter is analyzed by computer simulation as well as theoretical considerations, taking the surface curvature and its distribution into account.

INTRODUCTION

The remote sensing of ocean properties offers the chance to investigate this field by highly sensitive and synoptically passive or active methods (GOWER,1980),(GORDON,1980).

Besides the detection of the upwelling radiance from below the water surface, also inelastic scattering, e.g. fluorescence radiation can be detected (GEHLHAAR,1980),(GEHLHAAR,GUENTHER,LUTHER,1981).

Via the fluorescence of chlorophyll-a molecules in living matter at 685nm, the chl-a content of ocean waters can be determined. Furthermore fluorescence of artificial tracer dyes may be used to investigate turbulent diffusion and ocean currents.

SURFACE EFFECTS

Usually the surface structure of the sea is not taken into account or is assumed to be plane,when performing such measurements.In contrast to this, the physical situation discussed in the following shows, that the surface has a considerable interaction with that part of the fluorescence, contributing to the detector signal.

The fluorescence, generated at a certain point in the water column by natural or artificial light sources (sun resp. laser light), propagates isotropically.

Taking the surface curvatures into account, the fluorescence solid angles are transformed by the surface ,and an increasing or decreasing

of the signal results, depending on surface curvature and its statistics.

The surface averaged effects reveal a signal reduction, described in terms of three parameters: 1) the penetration depth of the light 2) the solid angle, under which the remote detector appears at sea surface 3) the standard deviation of surface curvature distribution, assumed to be Gaussian (or averaged radius of curvature).

Reduction factors of about 10 are obtained for sea water with large penetration depth.

Surface influence on fluorescence data can now be corrected for, using these three parameters.

REFERENCES

- GOWER,J.F.R. Passive radiometry of the oceans.
Proceedings of the 6 th IUCRM
Colloquium,Boston, D.Reidel(1980)
- GORDON,H.R. Ocean remote sensing using lasers.
NOAA Technical Memorandum
ERL PMEL-18 (1980)
- GEHLHAAR,U. Ein ozeanographisches Fluoreszenz-
LIDAR-System zum Nachweis von
Tracerfarbstoffen.
Thesis,Universität Oldenburg,
Oldenburg, (1980)
- GEHLHAAR,U. Compact and highly sensitive
GUENTHER,K.P. fluorescence lidar system ...
LUTHER,J. Appl.Opt.20,19, (1981)

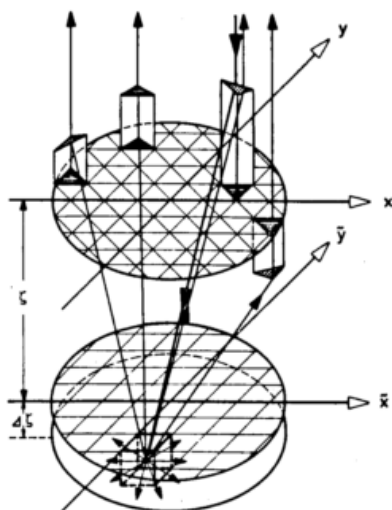


Fig.1:

Model of computer simulations. The sea surface is represented by triangular facets. The ray-paths of the exciting light (laser or sun) and the upwelling fluorescence are indicated.

Fig.2:

Depth-resolved fluorescence contributions P_F at the remote detector. The surface structure is given by pure sine waves with different amplitude-to-wavelength ratios (z_0/λ). k_F, k_L are the effective extinctions at the fluorescence resp. excitation wavelength. Diameter of excited area at the surface: D_L . The dashed lines correspond to theoretical interpretations of the signals.

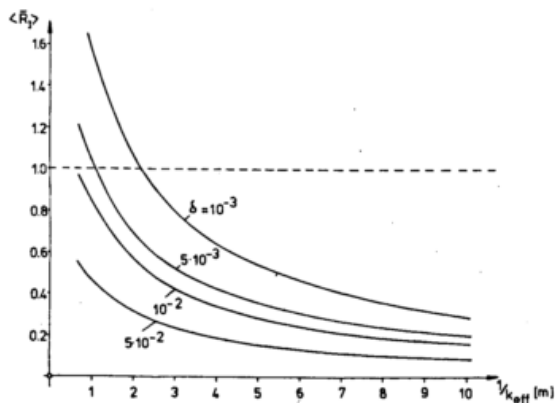
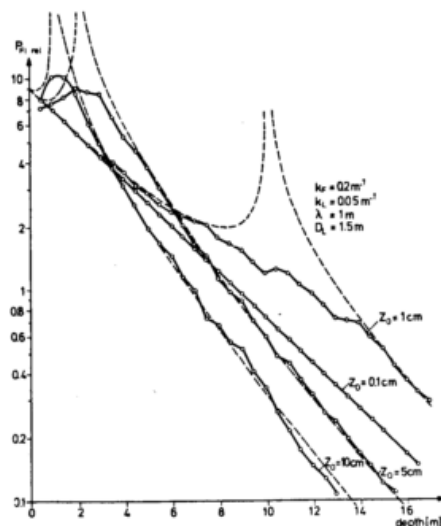


Fig.3 :

Reduction factor due to the rough surface, depending on the penetration depth $1/k_{eff}$ of the light. Parameter δ depends on height and diameter of the detector; for airborne experiments δ is about 10^{-2} . Dashed line: plane surface.

A METHOD FOR DETERMINATION OF CLOUD PROPERTIES FROM TWO-DIMENSIONAL HISTOGRAMS

C. Simmer, E. Raschke, E. Ruprecht
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

ABSTRACT

Cloud properties of restricted areas, e.g. partial cloud amounts, cloud-top temperatures and cloud-top albedoes, are determined from the two-dimensional histograms of the visible and infrared channel data of meteorological satellites by partitioning the histograms into characteristic regions. The partitioning is based on the assumption that all distinguishable characteristics of the area show an approximate gaussian distribution in the histograms. The method is used to investigate data reduction by means of spot sampling.

1 INTRODUCTION

Since the launch of the first meteorological satellite TIROS-1 in 1960 great effort was made to derive cloud amounts and cloud types automatically from the digitized data.

The methods range from simple thresholding techniques using only the information given by the grey-value of the individual picture element (pixel) to algorithms applying elements of pattern recognition to the images constructed from the data.

We use a histogram method to determine cloud parameters (cover, top height, type) and to investigate the effect of spot sampling applied to satellite data on the derived parameters.

The development of the method as well as the investigation of data reduction by means of spot sampling are connected with the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), whose task is the construction of a satellite-based global cloud climatology (WCP, 1981).

2 DESCRIPTION OF THE METHOD

The histogram analysis used is similar to the method applied by the European Space Operations Centre (ESOC) in Darmstadt, W-Germany (ESA, 1980).

The two-dimensional histograms of the solar and infrared channel samples are constructed. The idea is to divide these histograms into a set of distinct clusters each of which is described by its mean values and standard deviations in the 2 channels and by the amount of pixels which contribute to the cluster. The partitioning is based on the assumption that all distinguishable characteristics (earth surface and cloud types) of the area under consideration show an approximate gaussian distribution in the two-dimensional histograms. These clusters i.e. the characteristics of the area, are extracted by fitting gaussian functions to the apparent peaks of the histograms.

The following steps show the performance of the cluster analysis:

1. Construction of the one-dimensional IR channel histogram
2. Matching 2 gaussian functions (one

to each side) to the most dominant peak of the histogram; evaluation of a weighting function, which represents the contribution of the observed count frequency to the analyzed gaussian functions (see below).

3. Multiplication of the initial two-dimensional histogram by the weighting function which provides a preliminary cluster.

4. Construction of the one-dimensional solar channel histogram from the preliminary cluster derived from step 3 5. and 6. Analogous to steps 2 and 3. for the one-dimensional histogram derived from step 4.

The resulting two-dimensional histogram represents the first cluster. This is subtracted from the initial two-dimensional histogram and steps 1. - 6. are applied to the residual histogram, which leads to the second cluster and so forth.

Figure 1 shows the matching of the 2 gaussian functions and one resulting weighting function.

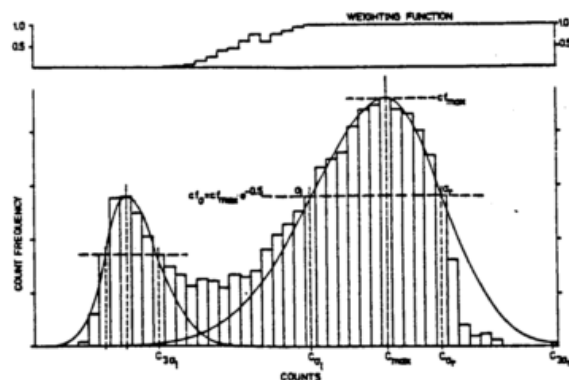


Figure 1: Matching of the gaussian functions to the peaks of the one-dimensional histogram and the resulting weighting function.

The count $C_{\max}$ with maximum frequency $cf_{\max}$ and the left and right σ limits given by the counts at which the count frequency in the histo-

gram falls below $cf_{\sigma} = cf_{\max} \cdot 1/\sqrt{e}$ determine the 2 gaussian functions for each peak. For the weighting functions the following rules are assumed: Counts more than 3σ apart from the peak do not contribute to the cluster at all, those within the σ -range of the peak contribute fully to this cluster, while those between σ and 3σ contribute to this cluster only up to the analyzed gaussian frequency. Figure 2a shows the two-dimensional and the corresponding 2 one-dimensional histograms constructed from data of solar and infrared channel measurements by METEOSAT-1 from an area centred at 34°N and 5°E (Algeria). Figure 2b demonstrates the partition in 5 clusters obtained by applying the described method.

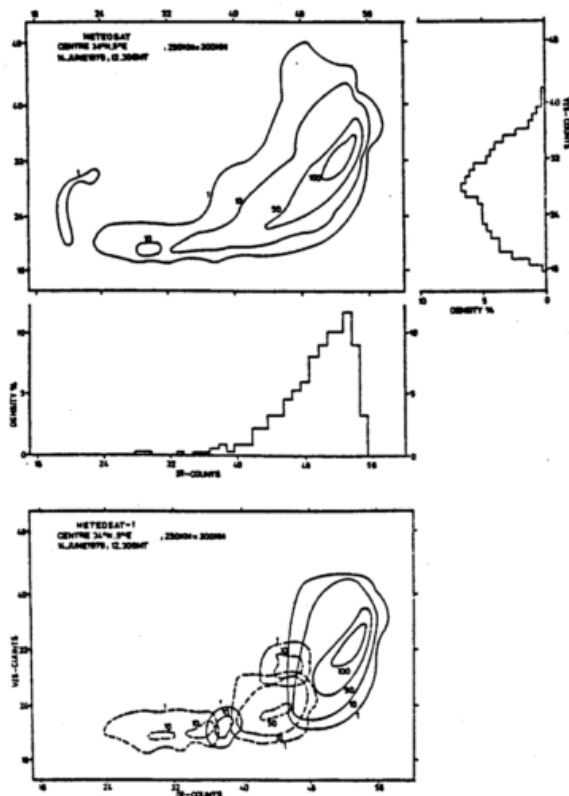


Figure 2: Two-dimensional histogram with the 2 corresponding one-dimensional histograms (a) and the obtained partition in 5 clusters (b).

After the partitioning the problem arises how to assign the derived clusters to the corresponding characteristics. This can be done by constructing histogram interpretation tables based on discriminant or probability functions in the measurement space. These can be computed from climatology (ESA, 1980)

or radiation transfer calculations. The clusters are assigned to the most probable characteristic determined by the position of their mean values in the interpretation table.

3 RESULTS

METEOSAT data has been processed for the period of June 1-15, 1979, six times a day. The histograms were constructed from areas covered by data arrays of 96×96 pixels in the visible channel and the corresponding 48×48 pixels in the infrared channel. In a first step, which will be discussed here only, the distinction is made between clouds and cloud free areas. Figure 3 shows the analyzed cloud cover for an area in Central Europe (extension about 550 km N-S and 240 km E-W) and compares it to a subjective analysis. The overestimation, which is seen in Figure 3, is mainly due to the partly filled field of views (FOV) which are not taken into account by our method.

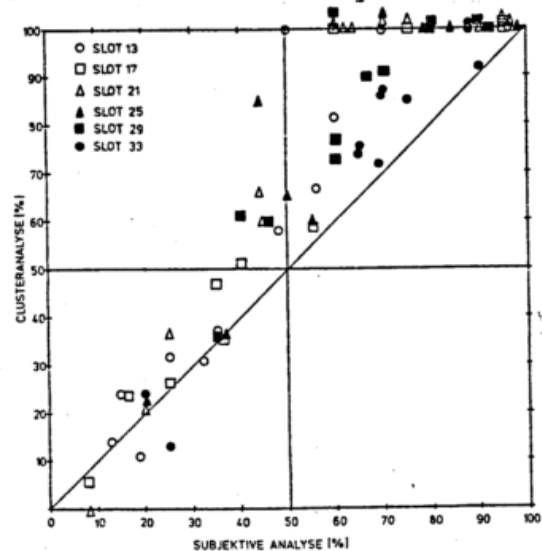


Figure 3: Comparison of cloud cover determined from histogram method and subjective analysis.

Figures 4 - 5 show some results of our investigations on spot sampling. Cloud cover, mean counts and standard deviations of cloudy and cloud free area were averaged over the 15 days-period. The results of the complete data sets were compared with those of reduced data sets. The latter were obtained by applying sampling grids with grid-point distances of 4, 6 and 12 pixels of the visible channel. There is only a weak degradation of accuracy by increasing sampling distances. Most of the results exceed the expected statistical error. This can probably be explained by sampling errors caused by applying the method to non-filtered data.

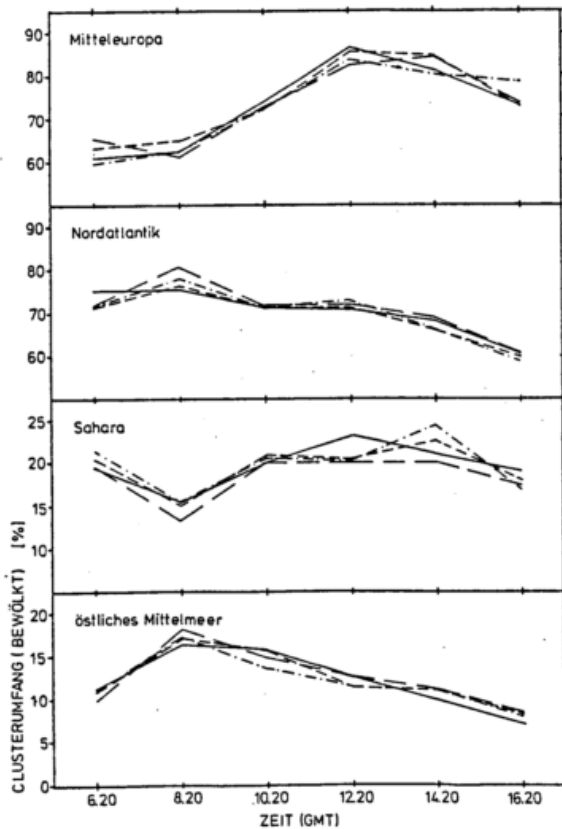


Figure 4: Diurnal variation of the cloud cover over 4 different regions analysed with the full resolution data (full line), sampling rate 4 (long dashed), 6 (dashed), and 12 (dashed-dotted).

4 FINAL REMARKS

The histogram method has demonstrated its ability for a cloud analysis. In this first study we distinguished only between cloudy and cloud free areas. It is planned to expand the algorithm to distinguish between cloud types. Also the problem of the partly cloud filled FOV will be approached by using the elements of the bi-spectral method (REYNOLDS and VONDER HAAR, 1977) or the local variance of the pixels.

5 REFERENCES

- | | | |
|-------------------|------|--|
| WCP | 1981 | The International Satellite Cloud Climatology Project. ICSU-WMO, Genf. |
| ESA | 1980 | METEOSAT-system guide, Volume 5. Meteorological Products. Available from MDMD/MET, European Space Operation Centre, Darmstadt. |
| REYNOLDS, D.W. | 1977 | A bi-spectral method for cloud parameter determination. Mo.Wea.Rev., <u>105</u> , 446-457. |
| VONDER HAAR, T.H. | | |

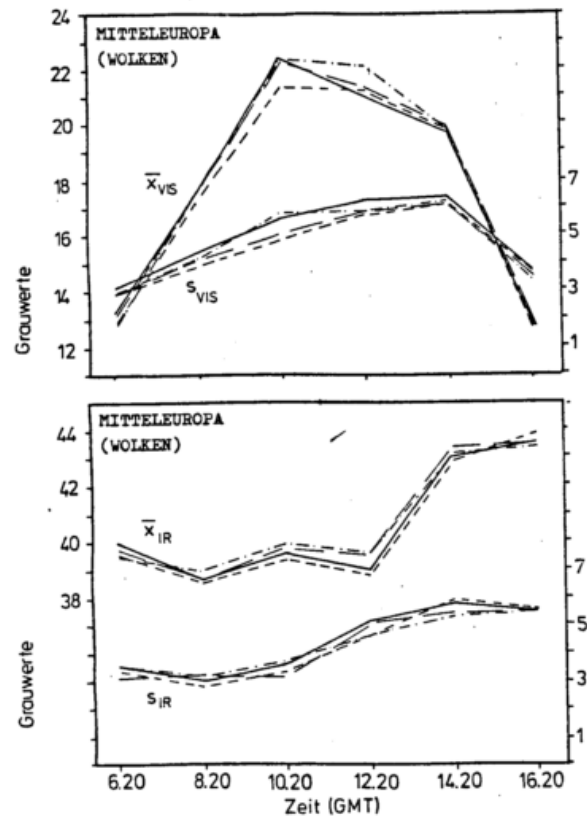


Figure 5: Diurnal variation of the mean visible ($\bar{X}_{vis}$) and IR ($\bar{X}_{IR}$) brightness and their standard deviations for a cloudy region of Central Europe. (Signature same as in Figure 4).

The study is funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft.

SCATTERING OF SOLAR RADIATION IN A FIELD OF INTERACTING CLOUDS

J. SCHMETZ

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

ABSTRACT

The scattering and absorption of solar radiation in a field of interacting clouds is investigated with a Monte Carlo model. The model assumes an infinite pattern of cuboidal clouds and considers mutual shading in case of oblique solar zenith angles and the multiple scattering of photons between the cloud sides. The interaction raises the cloud albedo. The deviation of the albedo of a field of interacting clouds from a simple linear relationship between albedo and cloud amount is generally smaller than the uncertainty due to an error of 1 okta in cloud amount. For moderate absorption (single scattering albedo $\tilde{\omega} = 0.98$) and small solar zenith angles there exists a pronounced nonlinearity between absorptance and cloud cover.

1 INTRODUCTION

In studies of the cloud-radiation feedback the parameterization of the radiative properties of clouds is a major error source. HUNT (1977) has shown that the atmospheric radiative properties are very sensitive to small changes in the cloud structure, cloud amount and the cloud's radiative properties. As clouds mostly occur as fields of finite elements it is important to investigate the radiative characteristics of finite clouds. Most of the theoretical studies of radiative properties of finite clouds have been limited to model calculations for isolated single clouds (e.g. McKEE and COX, 1976; DAVIES, 1978). AIDA (1977) examined the effect of 4 identical clouds on the radiative characteristics of a center cloud. Recently GUBE et al. (1980) applied the diffusion approximation to estimate the influence of radiative cloud-cloud interaction and CLAUSSEN (1981) calculated the radiation field of an interacting cloud field using the 3-dim. EDDINGTON approach proposed by DAVIES (1978). The bulk shortwave properties (i.e. transmittance, reflectance/albedo) of realistic cumulus cloud fields with varying cloud size have been calculated by BUSYGIN et al. (1978) and WELCH and ZDUNKOWSKI (1981) but the cloud-cloud interaction has been neglected. This work considers the cloud-cloud interaction (i.e. mutual shading and multiple reflection between the cloud sides) with a Monte Carlo model for an infinitely extended field of identical cuboidal clouds.

2 THE MODEL

A description of the application of the Monte Carlo technique in atmospheric optics can be found in many textbooks. Basically photons are traced and scattering and absorption processes are calculated with the aid of a random generator. The scattering angle is determined by the phase-function and the azimuth of scattering is picked randomly between 0 and 2π . For this study we adopt a phase-func-

tion for a C.1 droplet size distribution (DEIRMENDJIAN, 1969) at a wavelength of $\lambda = 450$ nm. The single scattering albedo $\tilde{\omega}$ is 1 and for Figure 4 $\tilde{\omega} = 0.98$ is assumed. The liquid water content of the cloud is assumed to be homogeneously distributed within the cloud. 6000 to about 14000 photons were traced in each model run. The exact number depends on zenith angle, cloud shape and the mutual shading. The model clouds are of rectangular geometry and the cloud field is infinitely extended. Figure 1 is a sketch of the cloud field pattern and the dashed arrows indicate the interaction considered between a center cloud and its four neighbours. The solar input is assumed to be direct radiation and it enters a cloud at the top and at one side. The surface albedo is zero and the atmosphere between the clouds is neglected.

3 RESULTS

The albedo of a cloud within a field of clouds is defined as the fraction of incident photons leaving the cloud into the upward hemisphere. If the cloud-cloud interaction is neglected this "cloud albedo" corresponds to the "single cloud albedo". The "cloud albedo" is different from the "cloud field albedo" which includes a weighting for cloudy and cloud free areas. Figure 2 shows the cloud albedo as a function of the cloud distance D over the vertical cloud extent Z . The field consists of cubes with an optical depth of $\delta = 10$. The cloud albedo increases with decreasing cloud distance. First the mutual shading becomes effective which depends on the solar zenith angle θ . For small cloud distances a rapid albedo increase occurs due to the multiple reflection between the cloud sides. At the top of Figure 2 the fractional cloud cover in oktas is indicated. In Figure 2 it is interesting to note that the cloud albedo shows a non-monotonous dependence on θ for the single cloud and for low cloud cover. But the

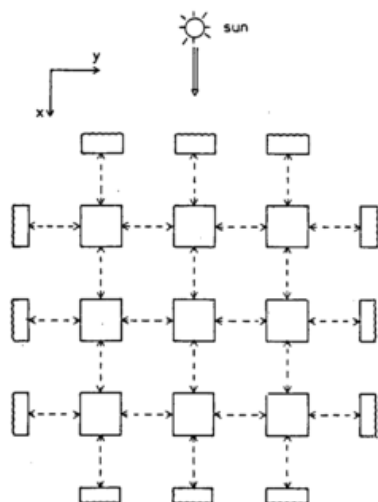


Figure 1: Cloud field pattern of the Monte-Carlo model. The arrows indicate the cloud-cloud interaction.

albedo increase with θ is reinstated as the cloud cover increases and cloud-cloud interaction is considered. Often a linear dependence of the cloud field albedo on cloud amount is assumed by weighting the albedo of a plane-parallel cloud with the actual cloud cover. Figure 3 provides an estimate of the accuracy of such a relationship. The crosses and circles are Monte Carlo results for 3 cloud fields with different cloud shapes. The vertical optical depth is held at 10. It can be seen that for $\theta = 0^\circ$ the linear relation between albedo and cloud cover overestimates the results for fields of finite clouds systematically. The departure is most pronounced for towering clouds, but in general it is less than the error due to an uncertainty of 1 okta in cloud cover.

Figure 4 provides an estimate of the bulk absorptance of an interacting cloud field. The C.1 phase function for a wavelength of 450 nm is used again but a single scattering albedo $\tilde{\omega} = 0.98$ is used. The absorption of photons in a field of cubic clouds is compared with the absorption of an infinite cloud layer weighted with cloud cover. At a zenith angle of $\theta = 0^\circ$ the linear relation overestimates the absorptance considerably and the error can be larger than that of a variation of ± 1 okta in cloud cover.

4 FINAL REMARKS

The comparison in Figure 3 suggests that the influence of cloud-cloud interaction on the bulk albedo of a cloud field is not as important as the correct determination of cloud amount and the vertical optical depth. The effects might become significant for

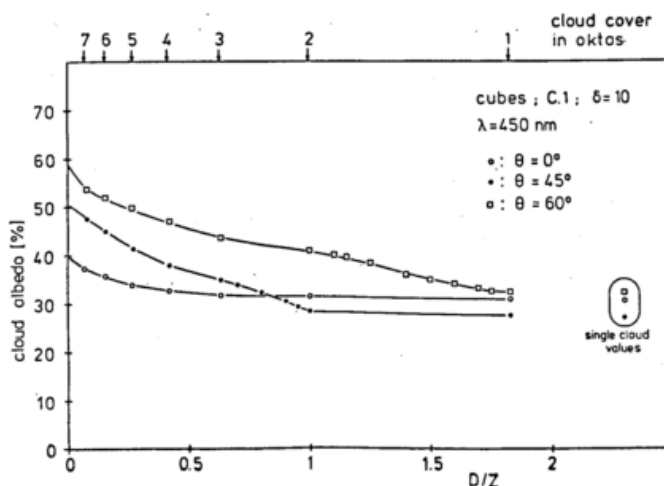


Figure 2: Albedo of a cubic cloud within a field as a function of D/Z ; D = cloud distance, Z = geometrical cloud thickness; Single cloud values pertain to a cloud not affected by neighbouring clouds.

some special gases, i.e. towering clouds and small solar zenith angles.

Although the cloud-cloud interaction does hardly alter a linear relationship between the bulk radiative properties of cloud fields and cloud amount, a non-linear dependence seems to be appropriate in practice. This is due to the increase of vertical and horizontal cloud size with cloud amount.

Figure 5 provides an example for an experimentally determined relationship between the solar flux transmittance of a cloud field and cloud amount. The measurements were performed by an aircraft during the JASIN experiment below a broken stratocumulus cloud deck. The dots correspond to averages over a flight distance of 6 km, and the cloud cover and the solar transmittance were derived from pyranometer measurements (SCHMETZ, 1981). At the time of the measurements the solar zenith angle was about 48° .

In order to establish appropriate parameterizations for the bulk radiative properties of cloud fields further measurements for different cloud conditions are needed.

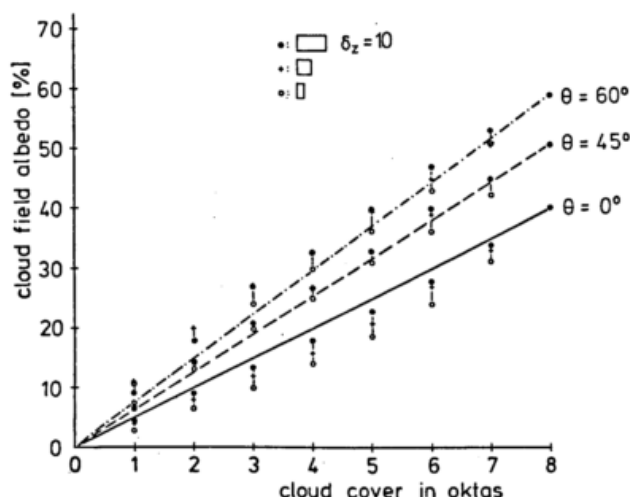


Figure 3: Cloud field albedo calculated with the Monte Carlo model for 3 different cloud shapes in comparison with a linear relationship between the cloud field and the cloud cover. The 3 different clouds have the optical dimensions: 2o:2o:1o, 1o:1o:1o, and 5:5:1o; $\lambda = 450 \text{ nm}$

5 REFERENCES

- Aida, M., 1977: Scattering of solar radiation as a function of cloud dimensions and orientation. *J. Quant. Spec. Radiat. Transfer* **17**, 303 - 310
- Busygina, V.P., N.A. Yestratov, Y. Feigelson, 1973: Optical properties of cumulus and radiant fluxes for cumulus cloud cover. *Atmos. Ocean Phys.* **9**, 1142 - 1151
- Claßen, M., 1981: Solare Strahlungsübertragung in dreidimensionalen Wolken. Diplomarbeit, Universität Hamburg
- Davies, R., 1978: The effect of finite geometry on the three-dimensional transfer of solar irradiance in clouds. *J. Atmos. Sci.* **35**, 1712-1725
- Deirmendjian, J., 1969: Electromagnetic scattering of spherical polydispersions. American Elsevier Publ. Co.
- Gube, M., J. Schmetz, E. Raschke, 1980: Solar radiative transfer in a cloud field. *Contrib. Atmos. Phys.* **53**, 24 - 34
- Hunt, G.E., 1977: Studies of the sensitivity of the components of the earth's radiation balance to changes in cloud properties using a zonally averaged model. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* **18**, 295 - 307
- McKee, T.B., S.K. Cox, 1974: Scattering of visible radiation by finite clouds. *J. Atmos. Sci.* **31**, 1885 - 1892

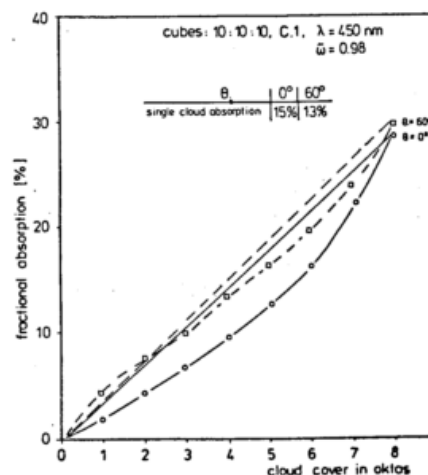


Figure 4: Absorptance of a field of cubic clouds as compared with a linear relationship for the dependence of the absorptance on cloud cover. Single cloud absorptance pertains to a cloud not being affected by neighbour clouds.

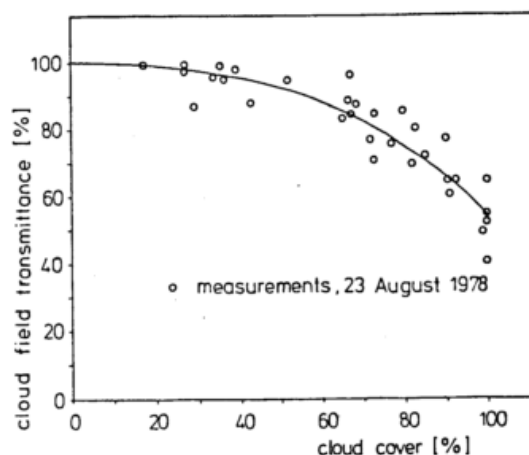


Figure 5: Cloud field transmittance derived from aircraft measurements under a broken Sc cloud deck.

- Schmetz, J., 1981: Strahlungseigenschaften von Wolkenfeldern. *Mitteilungen aus dem Inst. für Geophysik und Meteorologie der Univ. Köln*, Nr. 30
- Welch, R.M., W.G. Zdunkowski, 1981: The radiative characteristics of non-interacting cumulus cloud fields. *Contrib. Atmos. Phys.* **54**, 273-285

ON THE RADIATIVE INTERACTION IN THREE-DIMENSIONAL CLOUD FIELDS

Martin Claßen
Max-Planck-Institut für
Meteorologie
Hamburg
FRG

1. INTRODUCTION

In many radiative transfer models, clouds are approximated by infinitely extended, horizontally homogeneous cloud layers. However, in the atmosphere three-dimensional isolated clouds or cloud fields composed of three-dimensional clouds are often observed. Models that have been used to study the radiative interaction among clouds (e.g. AIDA, 1976, GUBE et al., 1979), show that the magnitude of upward component of energy per unit area and time exiting all cloud faces increases as the distance between clouds decreases. At sufficiently large separations between clouds, the effect of the cloud shape and mutual shading were found to be more important than those due to multiple scattering.

2. RESULTS

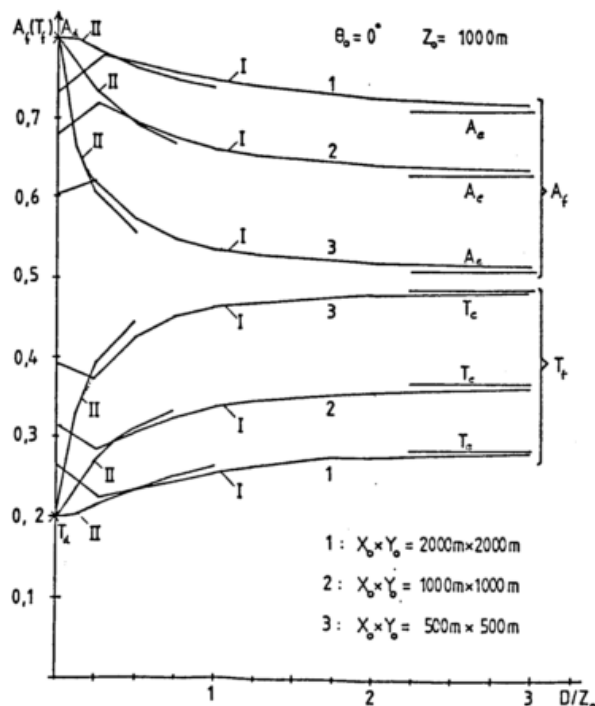
Two models were developed to investigate the radiative interaction among clouds. In model I the radiation transmitted from one cloud into a neighbouring cloud is assumed to be plane parallel, and the vertical inhomogeneity and the anisotropy of the outgoing radiation from a cloud side is modelled by simple approximations. The multiple reflection is calculated by use of a geometrical series with parameters obtained from the Davies-Model (DAVIES, 1978), which gives an appropriate, analytical solution of the radiative transfer within a cuboid. The results of model I, which was found to be a good approximation for large cloud separations, are shown in Figure 1.

Fig.1: Albedo A_f and transmission T_f of a single cloud in 3 infinitely extended cloud fields with cloud elements of different horizontal X_0, Y_0 , but same vertical extent Z_0 . The radiative interaction of one cloud with its next four neighbouring clouds was considered. Curve I refers to model I, curve II to model II.

A_e, T_e : Albedo and transmission of the isolated single clouds.

A_d, T_d : Albedo and transmission of the plane parallel cloud layer.

Calculations are valid for optical parameters $\tilde{\omega} = 1$, $\alpha_e = 0.05$, asymmetry factor $g = 0.86$.



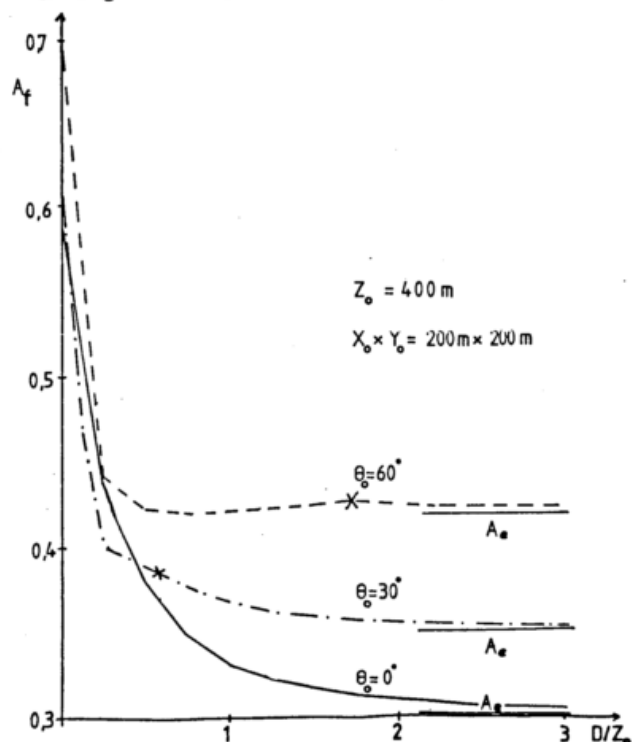
At sufficiently large distances D between clouds of a vertical depth Z_0 (i.e. $D/Z_0 \geq 2$), radiative interaction is negligible and the albedo of a single cloud in a cloud field is determined by the properties of individual clouds. As distances between clouds decrease the albedo increases (in few cases the increase is up to 100%) and the transmission decreases (up to 50%). This can be explained by the effect of "internal screening", i.e. : Only a fraction of the radiation leaving a cloud side must be used for calculating the albedo of a cloud field. The residual fraction strikes the neighbouring cloud and only a portion of it may be scattered into the upper hemisphere. Neglecting this effect would lead to a larger than realistic estimate of the albedo and the transmission of the cloud field.

Because of the simple modelling of the vertical inhomogeneity of the radiation between clouds, model I gives poor results, when the cloud separations become too small (i.e. $D/Z_0 \leq 0.5$). A second model considers the inhomogeneity explicitly by changing the boundary conditions of the Davies-Model. This inhomogeneity tends to limit the radiative interaction among the upper parts of the clouds and causes a strong increase in the albedo. (see curve II in Figure 1). It can be shown that calculations neglecting the effect of inhomogeneity and anisotropy lead to unrealistic results.

An estimation of the influence of all clouds with one cloud in an infinitely extended cloud field, which may be regarded as an upper limit of influence of the radiative interaction among clouds, show that the interaction may not be neglected in the calculation of the radiation budget of a cloud field, when $D/Z_0 \leq 5$.

In the cases of oblique sun angles, the mutual shading of the clouds reduces the solar radiation input. If variation of the radiation input into a cloud side becomes more important than that into the cloud top (e.g. narrow, deep clouds), then the mutual shading will compensate the radiative interaction and will cause a nonmonotonic increase of the albedo as the cloud separations decrease. (See curve $\theta_0 = 60^\circ$ in Figure 2).

Fig.2: Albedo A_f of a cloud in a cloud field as a function of the relative distance D/Z_0 and the solar zenith angle θ_0 . The radiative interaction of one cloud with its next four neighbouring clouds was considered. The results of model I and II are combined into a single curve.



A comparison of the total albedo A_r of the entire cloud field considering radiative interaction and cloud cover n with the simple approximation $\bar{A}_r = nA_d$, often used in general circulation models, shows no large differences for nonabsorbing clouds. (See Figure 3). This leads to the hypothesis that for calculating an albedo integrated over the entire solar spectrum, the radiative interaction could be small or even negligible.

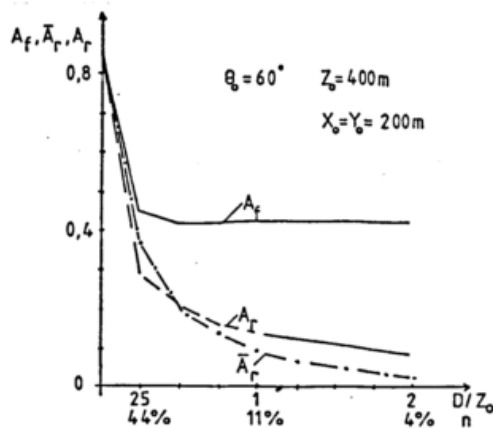
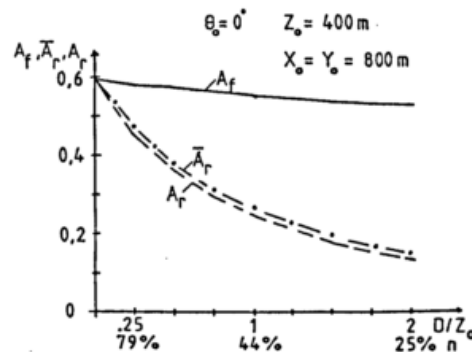


Fig.3: Different albedo concepts for infinitely extended cloud fields as function of the relative distance D/Z_0 or percentage cloudiness n for two cloud fields with different cloud elements and different solar zenith angles.

- : Albedo A_f of a single cloud in the cloud field considering radiative interaction only
- - -: Albedo A_r of the cloud field considering radiative interaction and cloud cover
- . - .: A simple approximation of A_r

The curves contain the combined results of model I and II. Optical parameters: See Figure 1.



3. REFERENCES

- | | | |
|------------------------------------|--------|---|
| AIDA, M. | 1976 : | Scattering of solar radiation as a function of cloud dimensions and orientation
J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer, 17, 303-311 |
| CLAUSSEN, M. | 1981 : | On the radiative interaction in three-dimensional cloud fields
Submitted for Publication |
| DAVIES, R. | 1978 : | The effect of finite geometry on the three-dimensional transfer of solar irradiance in clouds
J.Atmos.Sci., 35, 1712-1725 |
| GUBE, M., SCHMETZ, J., RASCHKE, E. | 1979 : | Solar radiative transfer in a cloud field
Beitr.Phys.Atmos., 53, 24-34 |

STRAHLUNGSDIVERGENZPROFILE IN DER ATMOSPHERE AUS OPERATIONELLEN SATELLITENDATEN Stuhlmann R.

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, BRD

An economical method for computing radiative energy transfer is chosen for determinations of vertical profiles of radiation flux divergence within the atmosphere with cloud data from operational satellites. The sensitivity of radiative divergence to uncertainties in vertical temperature and moisture structure, surface temperature and surface albedo is evaluated. As a result an accuracy of $\pm 0.2\text{K/d}$ for 100mb thick atmospheric layers can be obtained. In the cloudy atmosphere the most effective error source is the uncertainty of our knowledge in the cloud properties: cloud height, vertical extension and optical depth, which has been investigated in large detail.

1 EINLEITUNG

Die allgemeinste Betrachtungsweise der atmosphärischen Energetik geht davon aus, daß die horizontalen und vertikalen Divergenzen des Strahlungsfeldes die primären Energiequellen der verschiedenen Formen atmosphärischer Strömungssysteme sind. Zusätzlich finden erhebliche Wechselwirkungen zwischen den Strahlungsprozessen und den dynamischen Systemen statt. Lorenz (1967) unterstreicht die Bedeutung dieser Rückkopplung, deren Untersuchung, speziell für tropische Störungen, ein wesentlicher Teil meteorologischer Forschung ist. Den großen Einfluß der Nettostrahlungserwärmung auf die Energetik tropischer Wolkencluster beschreiben Yanai et al. (1973). Zur Bestimmung der Strahlungserwärmung verwenden sie konstante klimatologische Strahlungsdivergenzprofile. Untersuchungen gemessener Profile zeigen starke Abhängigkeiten von den unterschiedlichen atmosphärischen Zustandsparametern. Es sollten in allen Berechnungen, speziell bei der Bestimmung der Energetik von Wolkenclustern oder Gebieten mit heterogenen Wolkenverteilungen, aktuell ermittelte großräumige Erwärmungsraten verwendet werden. Eine direkte Messung mittlerer Strah-

lungserwärmungen ist wegen der dazu erforderlichen großen Datenmenge nicht durchführbar. Es müssen Methoden entwickelt werden, mit denen die mittleren Strahlungsdivergenzprofile abgeschätzt werden können. Während des GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) 1974, wurde mit einem sieben Kanal multispektral abtastenden Radiometer (MSR), das sich an Bord des Flugzeuges Convair-990 befand, die Nettostrahlungserwärmung und die spektralen Komponenten der Strahlungserwärmung als Funktion der Höhe bestimmt. Aus diesen Daten berechnen Smith et al. (1977) Absorptionskoeffizienten, die es ihm ermöglichen Strahlungsdivergenzprofile direkt aus den atmosphärischen Zustandsparametern und Wolkenbeobachtungen abzuschätzen. Das Ziel dieser Untersuchung ist die Entwicklung einer Methode zur Bestimmung von Strahlungsdivergenzprofilen an Hand von atmosphärischen Zustandsparametern und Wolkenklassifikationen, die aus operationellen Satellitendaten gewonnen werden. Die Profile werden dabei mit der von Hense et al. (1982) entwickelten ökonomischen Zwei-Strom Approximation zur Berechnung des Strahlungstransportes in Modellatmosphären bestimmt.

Der erste Schritt in diese Richtung ist die Abschätzung der Fehlerbreite bei der Bestimmung vertikaler Divergenzen des Strahlungsfeldes aus der Strahlungstransportrechnung mit den aus operationellen Satellitendaten ermittelten Zustandsparametern.

2 ERGEBNISSE DER EMPFINDLICHKEITSTESTS

Geprüft wird die Empfindlichkeit von Strahlungsdivergenzprofilen gegenüber folgenden Eingangsgrößen:

- a) Atmosphäreigenschaften: Temperatur- und Feuchteprofil
- b) Bodeneigenschaften: Bodentemperatur, Bodenalbedo
- c) Wolkeneigenschaften: optische Tiefe vertikale Mächtigkeit, Wolkenhöhe

Die Fehlerbreiten der Eingangsgrößen liegen dabei innerhalb der aus Satellitenmessungen ableitbaren Größenordnung.

Tab. 1: Variationsbreiten der Eingangsgrößen

Bodentemperatur $\pm 5K$		
Bodenalbedo $\pm 10\%$ (absolut)		
p(mb)	Temperatur	Feuchte
0-300	$\pm 1K$	$\pm 10\%$
300-600	$\pm 1K$	$\pm 20\%$
600-Boden	$\pm 1K$	$\pm 30\%$

2.1 wolkenfreie Atmosphäre

Es werden die Nettostrahlungsdivergenzprofile für alle Kombinationen möglicher Variationen der Zustandsparameter nach Tabelle 1 berechnet. Die resultierende Fehlerbreite der Erwärmungsraten als Funktion der Höhe ist in Abbildung 1 dargestellt.

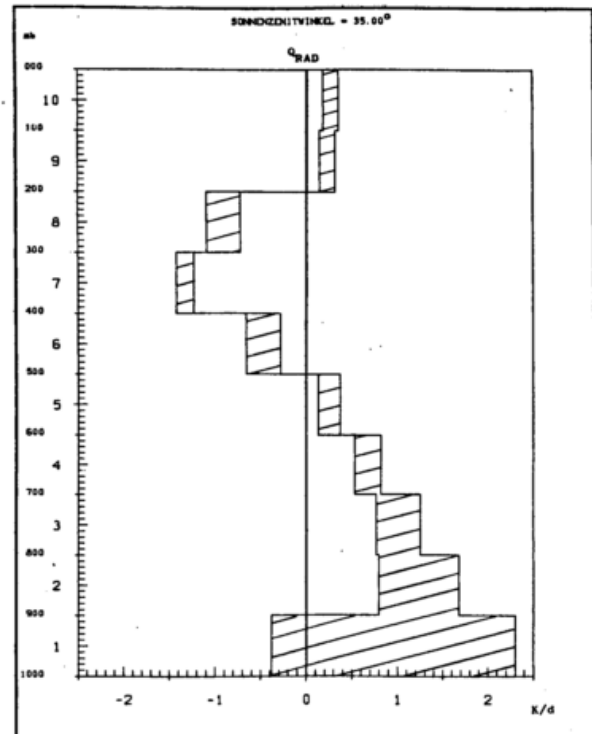


Abb. 1: Fehlerbereich der Nettostrahlungserwärmung der US-Standardatmosphäre bei einem Sonnenzenitwinkel von 35° . Die Fehlerbreiten der Eingangsgrößen liegen innerhalb der aus Satellitenmessungen ableitbaren Größenordnung.

Variationsbreiten größer als $\pm 0.2K/d$ treten nur für die beiden untersten Atmosphärenschichten auf. Gründe dafür sind die großen Fehlerbreiten der Bodeneigenschaften. Korrekturen der Bodentemperatur sind über die numerische Analyse möglich. Zusätzlich ist das Auftreten niedriger Bodentemperaturen bei starker Sonneneinstrahlung unrealistisch. Korrekturen der Bodenalbedo sind für Wasseroberflächen reine Winkelkorrekturen. Für Landoberflächen sind Korrekturen über Erfahrungswerte, so wie Interpolationen für wolkenbedeckte Gebiete möglich. Eine Bestimmung der Strahlungserwärmung der untersten beiden Atmosphärenschichten innerhalb einer Fehlergrenze von $\pm 0.2K/d$ wäre damit zu erreichen.

2.2 bewölkte Atmosphäre

In der bewölkten Atmosphäre wird das Strahlungsdivergenzprofil primär von den Wolkeneigenschaften bestimmt. Etwa 70 - 80% der gesamten Strahlungserwärmung findet in der Atmosphärenschicht statt, in der sich die Wolke befindet. Es wird der Fehlerbereich der Strahlungserwärmung für eine 100mb dicke Atmosphärenschicht bestimmt, in der sich Wolken unterschiedlicher Eigenschaften (Tabelle 2) befinden.

Tab. 2: Wolkeneigenschaften und deren Variationsbreite

Typ	Vertikal- erstreckung (mb)	Höhe (mb)	optische Tiefe
Stratus	62 $\pm$ 38	800 $\pm$ 100	35 $\pm$ 20
Cumulus	75 $\pm$ 25	850 $\pm$ 50	120 $\pm$ 30
Alto- stratus	50 $\pm$ 25	550 $\pm$ 50	45 $\pm$ 10

Die Rechnungen werden für verschiedene Sonnenzenitwinkel durchgeführt. Für einen Sonnenzenitwinkel von 20° liegen die Variationsbreiten für den Stratus bei $\pm$ 9K, den Cumulus bei $\pm$ 3K und den Altostratus bei $\pm$ 6K. Mit größer werdendem Zenitwinkel nimmt sowohl der absolute als auch der relative Fehler der Erwärmungsraten ab.

Die Wolkeneigenschaften, die die Strahlungsdivergenzprofile am empfindlichsten variieren, sind die unterschiedlichen vertikalen Ausdehnungen und Höhen der einzelnen Wolkentypen.

3 SCHLUSSBEMERKUNG

Im wolkenfreien Fall ist eine gute Konstruktion von Strahlungsdivergenzprofilen mit Hilfe von operationellen Satellitendaten möglich. Im bewölkten Fall bereitet die Bestimmung der Wolkenunterkante von Satelliten aus die größten Probleme. Es gibt nur wenige Arbeiten, in denen versucht wird, mit statistischen Methoden aus den am Sa-

telliten gemessenen Strahlungsintensitäten im infraroten und sichtbaren Spektralbereich, auf die vertikale Ausdehnung von Wolken zu schließen. Geplant ist, für bestimmte ausgewählte Gebiete der Erde mittlere Strahlungsdivergenzprofile zu berechnen. Für diese Gebiete sollten auch Strahlungsdivergenzprofilmessungen vorliegen, die zum Vergleich herangezogen werden können. Die zur Profilkonstruktion benötigten Wolkeneigenschaften wie Bedeckungsgrad, Wolkenhöhe und optische Tiefe sollen mit einer Wolkenklassifikationsmethode aus Satellitendaten bestimmt werden. Zur Bestimmung der vertikalen Wolkenausdehnung soll die statistische Methode von Bunting (1978) verwendet werden. Die über die Strahlungstransportrechnung bestimmten mittleren Divergenzprofile müssen dann mit den aus Satellitendaten zu berechnenden lang- und kurzwelligen Strahlungsbilanzen am Ober- und Unterrand der Atmosphäre verglichen werden.

BUNTING, J.T.: Cloud measurements from satellites and aircraft. Preprints, Third Conference on Atmospheric Radiation, Davis, Ca. (1978), 251-256

HENSE, A.; KERSCHGENS, M.; RASCHKE, E.: An economical method to compute radiative energy transfer in circulation models. (1982), eingereicht bei Quart. J.R. Met. Soc.

LORENZ, E.N.: The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. WMO, No. 218, (1967).

SMITH, W.L.; SHEN, W.C.; HOWELL, H.B.: A radiative heating model derived from GATE MSR experiment. J. Appl. Meteor., 16(1977), 384-392

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J.H.: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large scale heat and moisture budgets. J. Atm. Sci. 30(1973), 611-627.

BESTIMMUNG DER CUMULUS-GRÖSSENVERTEILUNG AUS LANDSAT-BILDERN

E. KARG, H. MÜLLER, H. QUENZEL

Meteorologisches Institut München

Theresienstr. 37, 8000 München 2

ZUSAMMENFASSUNG

Wechselnde Einstrahlung bewirkt bei Solarturm-Kraftwerken unerwünschte thermische Materialbelastungen. Die rasche Einstrahlungsänderung hängt von der Größenverteilung der Wolken ab; daher ist es angebracht, typische Cumulus-Größenverteilungen zu bestimmen. Hierzu können Landsat-Bilder verwendet werden. Beispiele von Wolken-Größenverteilungen werden vorgestellt und ihre Auswirkungen auf den Betrieb eines Solarturm-Kraftwerkes erörtert.

ABSTRACT

Varying insolation causes undesirable thermic stress to the receiver of a solar tower plant. The rapid change of insolation depends on the size distribution of the clouds; in order to measure these changes, it is suitable to determine typical cumulus size distributions. For this purpose Landsat-images are adequate. Several examples of cumulus size distributions will be presented and their effects on the operation of a solar tower plant will be discussed.

1 EINLEITUNG

Ein Solarturm-Kraftwerk setzt direkte solare Einstrahlung in Wärme um, die schließlich mit herkömmlicher Technologie zur Stromerzeugung verwendet wird. Die einfallende direkte Sonnenstrahlung wird durch Spiegel zu einem Receiver auf einem Turm gelenkt; von dort führt ein geeignetes Medium die entstehende Wärme ab.

Die Temperatur im Receiver hängt von der Stärke seiner Bestrahlung und somit auch von der effektiv bestrahlten Spiegelfläche ab. Schattet Bewölkung das Spiegelfeld zeitweise ab, so induziert das wechselnde Energieangebot schwer abschätzbare Temperaturschwankungen im Receiver, die dessen Material stark belasten und einen stationären Betrieb der Anlage verhindern.

Aus einer Studie des Meteorologischen Instituts München (MÜLLER et al., 1981, S. 32-34) ergeben sich folgende Parameter, die die am

Receiver ankommende Leistung beeinflussen:

- die Richtung aus der die Bewölkung kommt verursacht 'Schieflasten', da das Spiegelfeld nicht konzentrisch um den Turm angeordnet ist;
- die Geschwindigkeit, mit der die Wolken über das Feld laufen bestimmt, wie rasch die Strahlungseinbrüche auftreten;
- zunehmender Bedeckungsgrad mindert die gesamte Einstrahlungsleistung, verkleinert aber auch ihre relativen Änderungen;
- die Wolkengröße moduliert kräftig die relative Schwankung der Einstrahlungsleistung.

Der abgeschattete Anteil, genauer das Verhältnis der Fläche des Wolkenschattens zur Fläche des Spiegelfeldes, veranschaulicht, welche Wolken – bezogen auf das Kraftwerk – als 'groß' oder als 'klein' zu bezeichnen sind. Nach Abschätzung von MÜLLER et al. (1981, S. 35) müssen Wolken mit einigen hundert Metern Durchmesser schon zu den 'großen' gezählt werden. Da die Einstrahlungsleistung

am Receiver das Integral über die Beiträge der einzelnen Spiegel auf dem Heliostatenfeld ist, bedeutet dies, daß viele 'kleine' Wolken sich wegmitteln, einzelne 'große' aber starken Effekt erzielen. Gerade bei durchbrochener Bewölkung ist die Schattengröße aber sehr unterschiedlich. Es ist deshalb angebracht, die Größen der einzelnen Wolken zu untersuchen. Die beiden weiter unten zitierten Arbeiten, die sich mit der Problematik der Wolken-Größenverteilung auseinandersetzen, gelten für Gebiete der USA. Der Versuch, dort gewonnene Ergebnisse auf unseren Kraftwerks-Standort anzuwenden ist erst dann zulässig, wenn vergleichbare Kontrollmessungen vorliegen.

2 METHODIK DER WOLKEN-GRÖSSENBESTIMMUNG

Die Messung vom Satelliten aus wurde den an Flugzeug oder Boden gebundenen Verfahren vorgezogen, da sie die Vorteile bietet, daß systembedingte Fehler schon herauskorrigiert sind, und daß die Meßdaten bereits vorliegen. Bei den anderen Methoden müßten die Daten erst noch durch eigens durchzuführende Messungen vor Ort gewonnen werden. Da eine Auflösung von weniger als 100 m zur Erkennung der für das zur Debatte stehende Kraftwerk kritischen Wolkengrößen notwendig ist, kann nur das Landsat-System benutzt werden. Der Nachteil, nur jeden neunten bzw. achtzehnten Tag eine Beobachtung zu erhalten, muß in Kauf genommen werden.

Der 0.6 - 0.7 μm - Kanal des Multispektralscanners zeigt einen guten Kontrast zwischen Erdoberfläche und Wolken, ermöglicht aber noch eine genügende Differenzierung des Bodens sowie die Erkennung von Wasserflächen. Ein Unterschied zwischen Wolken und Schnee bzw. Sand kann in diesem Spektralbereich allerdings nur über visuelle Mustererkennung gemacht werden. Um in den zu bearbeitenden Fällen eine Vorauswahl treffen zu können, sind photographische Produkte als Datenträger gewählt worden.

Bei der Auswertung wird jeweils ein Bild durch ein optisches Analysesystem abgetastet und gespeichert. Mit Unterstützung eines Rechners können nachfolgend am Bildschirm Manipulationen vorgenommen werden: Interaktiv werden die Wolken durch fortschreitende Kontrastverstärkung identifiziert und die Voraussetzung für die anschließende maschinelle Erkennung und Unterscheidung einzelner Wolken geschaffen. Die Zahl der zu einer Wolke gehörenden Bildelemente ist ein Maß für die Fläche der Wolke, die Gesamtzahl der als Wolken erkannten Bildelemente ein Maß für den Bedeckungsgrad.

3 CHARAKTERISTIK DER WOLKEN-GRÖSSENVERTEILUNG

Die Grundlage der Untersuchung bilden 29 Landsat-Bilder, die, in den Jahren 1975 bis 1977 über Süd-Spanien aufgenommen, nach der oben genannten Methode bearbeitet wurden.

Bei bekanntem Abbildungsmaßstab wird die wirkliche Fläche der Wolken errechnet. Der Durchmesser einer - der jeweiligen Wolkenfläche äquivalenten - Kreisfläche ermöglicht den Vergleich mit den Ergebnissen anderer Autoren.

Entsprechend dem äquivalenten Durchmesser werden die Wolken in Klassen eingeteilt, ein Histogramm bezüglich der Häufigkeit des Auftretens dieser Klassen erstellt und der Beitrag dieser Wolkengrößenklassen zur Gesamtbedeckung ermittelt.

Es ergibt sich, daß die kleinsten vorhandenen äquivalenten Durchmesser durch die Auflösung des Satelliten begrenzt werden; ein Vergleich mit der Arbeit von PLANK (1969, S. 52) zeigt, daß Wolken bis in den Bereich von einigen Dekametern Größe existieren. Die größten Durchmesser mit mehreren Kilometern sind zunächst durch das Ausmaß der Clusterbildung bestimmt, dann aber in nicht näher quantifizierbarer Weise von Ort, Jahres-, Tageszeit und Wetterlage abhängig.

Die Anzahl der pro Größenklasse vorhandenen

Wolken nimmt grundsätzlich mit wachsendem Durchmesser ab. Diese Abnahme ist stark mit der Tageszeit gekoppelt. PLANK (1969, S. 56) zeigt sie morgens kräftig, gegen Mittag schwächer und gegen Abend wieder zunehmend. Da die Landsat-Bilder immer etwa um elf Uhr Ortszeit aufgenommen sind, gestatten sie keine Extrapolation auf den Tageslauf. Die Kopplung der Abnahme an verschiedene geographische Orte ist bei GIFFORD und MCKEE (1977, S. 17-35) undeutlich. Die von uns versuchte Kopplung an die Jahreszeit läßt sich schwerlich quantifizieren.

Wird die Häufigkeit der Wolken logarithmisch gegen die Größenklassen aufgetragen, so ergibt sich ein mehr oder weniger linearer Zusammenhang mit der Größenklasse. PLANK (1969, S. 60 ff) stellte deshalb die Wolken-Größenverteilung durch ein Exponentialgesetz dar. Dies verbessert die Vergleichbarkeit der untersuchten Fälle und beschreibt die Größenverteilungen in geeigneter Form, erklärt jedoch keine physikalischen Hintergründe.

5 LITERATURANGABEN

GIFFORD, M. D.; MCKEE, T. B.

MÜLLER, H. et al.

PLANK, V. G.

4 KONSEQUENZEN FÜR DAS KRAFTWERK

Im Hinblick auf das Größenverhältnis zwischen Wolke und Spiegelfeld bewirkt ein Verkleinern des Feldes, daß das Kraftwerk schon bei geringem Cumulus-Bedeckungsgrad (oder beim Auftreten der kleinsten Wolken der Größenverteilung) abgeschaltet werden muß. Je größer das Spiegelfeld ist, desto unempfindlicher wird die Anlage gegen durchbrochene Bewölkung.

Die Reaktionen eines Kraftwerkes mit etwa 0.2 km² Spiegelfeld auf Cumuli von 30 m bis 1 km Durchmesser werden bei MÜLLER et al. (1981, S. 33) abgeschätzt. Wolken mit Durchmessern unter 1 km gehören im Wolken-Größenspektrum zu den kleinen Wolken; Sie sind für obige Kraftwerksdimensionen aber schon 'groß' und rufen deshalb auffallend kräftige Einbrüche in der Einstrahlungsleistung hervor.

CHARACTERISTIC SIZE SPECTRA OF CUMULUS FIELDS OBSERVED FROM SATELLITES. Colorado State University, Fort Collins. Atmospheric Science Paper No. 280 (1977)

STUDIE ZUR EINSTRAHLUNGSANALYSE IM RAHMEN DES PROJEKTES GAST. Meteorologisches Institut der Universität München (1981).

THE SIZE DISTRIBUTION OF CUMULUS CLOUDS IN REPRESENTATIVE FLORIDA POPULATIONS. Journal of applied Meteorology, Vol 8 (1969), p. 46-67.

ON THE DISCRIMINATION OF WATER AND ICE CLOUDS IN MULTISPECTRAL AVHRR-DATA

H. Knottenberg and E. Raschke

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

ABSTRACT

During daylight conditions the satellites NOAA-6 and 7 measure simultaneously with a five-channel imaging radiometer (AVHRR) solar and thermal radiation, reflected and emitted, respectively, from earth to space. The measurements in one channel at $3.7 \mu\text{m}$ allow to distinguish between low reflecting ice-clouds (also ice- and snow-surface) with large particles and higher reflecting water clouds and haze layers having very small droplets. A few cases have been analysed over the antarctic and the arctic sea-ice.

1 INTRODUCTION

Clouds are the major modulators of the radiative energy exchange between earth and space. Their presence effects considerably all heat fluxes at the surface and subsequent dynamical processes.

In particular over polar regions the cloud fields are able to change even the sign of the net-energy gain of the surface. It has often been observed that under daylight conditions the presence of the lower level stratus or even upper level cirrus may lead to a gain of heat by the surface and thus the surface layers of ice and snow might melt.

Therefore the observation and the spatial and temporal inventory of cloudiness parameters, such as fractional coverage, optical depth, height etc., has become of pronounced interest in climate research. Since direct observations are only at few stations in the polar regions possible, the operational satellite images may provide valuable informations on these variables. The multispectral AVHRR-data, currently received from meteorological satellites with high spatial resolution, are used in this paper for this purpose.

2 THE BASIC IDEA

The AVHRR is sensitive in five spectral regions (Table 1). During daylight conditions low level stratus and haze layers over ice and snow fields can be poorly observed in the visible channels (1 + 2). But the mixed signals of channel 3, containing both reflected solar and thermal radiation, show already a pronounced structure over the icefields.

From measurements but also calculations (e.g. WARREN and WISCOMBE, 1980; HUNT, 1973) one knows that at this wavelength range, centered around $3.7 \mu\text{m}$, ice crystals and snow surfaces have a much lower reflectance than smaller water droplets. We use this knowledge deconvoluting the mixed signals of channel 3 with the help of those of channel 4 or 5 which pro-

vide us informations on the surface temperature (KNOTTENBERG, 1981). At present a rather simple method has been used, where, based on the channel 4 data, the thermal component is subtracted from the channel 3 signal with simple assumptions on the atmospheric effects. This is a straightforward radiative transfer calculation.

3 RESULTS

AVHRR data have been provided to us by NOAA-NESS, Washington D.C. These radiances measured from TIROS-N over both polar regions, were calibrated using the method of LAURITSON et al. (1979). One example is shown in Figures 1-3.

Figure 1 shows fields of broken (west of the Islands) and solid ice with some indications of cirrus; lee wave clouds and low level stratus. North is to the left. In the $3.7 \mu\text{m}$ (channel 3), where high intensities appear dark and low bright, these surface features cannot be seen. Instead, north of the Islands one sees a flour structure with some vortices, the cloud fields west of them appear with high intensities, while the (high and cold) cirrus is bright. In the lower right corner of Figure 2 one observes convective structures.

The image of channel 4 data, responsive to surface temperatures confirming this pattern.

The computed results, i.e. the reflected radiance measured by channel 3, is shown in Figure 3 when all water clouds and the thin haze deck is bright and the higher cirrus is dark. Also the convective clouds in the SW-corner of the image have low reflecting (ice) tops.

During the presentation also several examples are shown of data taken over the Antarctic continent near the McMurdo-station (Ross-Ice) and the German station (Atka-Bight and Filchner Ice), but also over Europe, where ice clouds differ considerably from water clouds of nearly the same height.

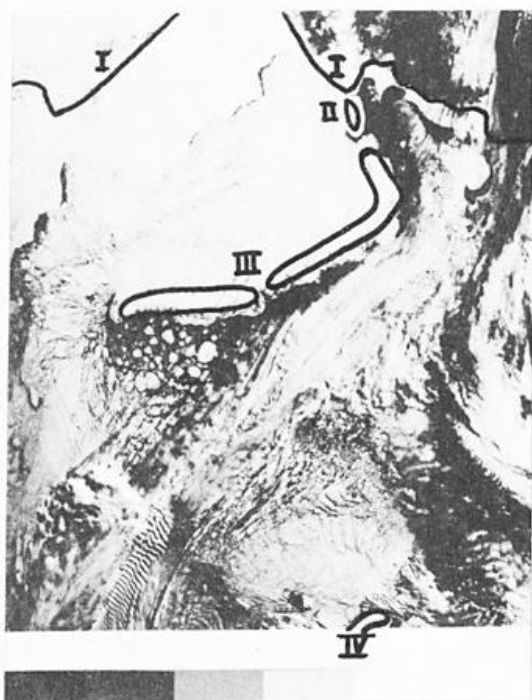


Fig. 1 TIROS N Channel 1
I. Coastline
II. Waigatsch Island
III. Nowaja Selmja Islands
IV. Edge Island



Fig. 2 TIROS N Channel 2

Greyscale	Radiances (in $\mu\text{W}/\text{str m}^2 \text{ cm}$)
1	90
2	240
3	350
4	450
5	550
6	930



Fig. 3 Contribution of reflected Solar
Radiance in the Channel 3 ob-
servation

Greyscale	Radiances (in $\mu\text{W}/\text{str m}^2 \text{ cm}$)
1	0
2	30
3	170
4	260
5	390
6	800

4 CONCLUDING REMARKS

These preliminary investigations might result into a rather straight-forward procedure to measure the cloud cover. Detailed radiative transfer calculations must be now made to confirm these results.

Unfortunately the German Antarctic station has not yet been equipped with a station to receive satellite images.

But AVHRR-data are stored on a reduced scale (GAC = "Global Archive Capability") at NOAA-NESS.

5 REFERENCES

- HUNT, G.E. 1973 Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infrared thermal window wavelengths. Q.J.R. Met. Soc. 99, 346 ff.
- KNOTTENBERG, H. 1981 Satellitenbeobachtungen arktischer Wolkenfelder Diplomarbeit am Inst.f.Geophys.u.Met.d.Uni Köln
- LAURITSON, L. 1979 Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. NOAA-Technical Memorandum, NESS 107, Washington D.C.
- NELSON, G.J.
- PORTO, F.W.
- WARREN, S.G. 1980 A model for the spectral albedo of snow. J.Atmos.Sci. 97, 2734 ff.
- WISCOMBE, W.G.

Table 1: The spectral sensibility of NOAA-AVHRR

channel	wavelength	observed characteristics
1	0.55 - 0.65 μm	clouds and aerosols
2	0.75 - 1.1 μm	clouds and vegetation
3	3.6 - 3.9 μm	water/ice clouds, snow
4	10.5 - 11.5 μm	surface temperatures
5	11.5 - 12.5 μm	(split window)

DIE HÖHENBESTIMMUNG VON EISWOLKEN AUS SATELLITENMESSUNGEN BEI 6,3 μm und 11 μm

W. Pollinger und P. Wendling

Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR), Forschungszentrum Oberpfaffenhofen, Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Weßling

Es wird ein Verfahren zur Höhenbestimmung von optisch dünnen Eiswolken vorgestellt. Hierfür werden die bei den Wellenlängen 6.3 μm und 11 μm simulierten Satellitenmessungen an jeweils zwei Stellen einer Eiswolke mit unterschiedlicher optischer Dicke benutzt.

A method is presented to determine the height of optically thin ice clouds. For this purpose simulated satellite measurements at the wavelengths of 6.3 μm and 11 μm are used at points of different optical thickness of the ice cloud.

1 EINLEITUNG

Die Höhenbestimmung von Wolken mit Hilfe des thermischen Infrarotkanals eines Satelliten (z.B. NOAA, METEOSAT) stellt schon seit einigen Jahren keine Schwierigkeiten mehr dar, sofern folgende Voraussetzungen erfüllt sind: Die Wolke muß erstens optisch ausreichend dick sein, so daß das Emissionsvermögen $\epsilon = 1$ gesetzt werden kann, und es muß zweitens das Temperaturprofil bekannt sein. Wenn bezüglich des Temperaturprofils keine Messungen vorliegen, so gewährleisten klimatologische Mittelwerte in der Regel eine ausreichende Genauigkeit des Atmosphärenzustandes. Bei tiefliegenden Wasserwolken ist die erste Bedingung fast immer erfüllt, da Wasserwolken mit einer geometrischen Dicke von wenigen hundert Metern bereits wie schwarze Körper emittieren. Bei hochliegenden Eiswolken jedoch kann diese Annahme nicht gemacht werden, da selbst kilometerdicke Eiswolken oft nicht das Emissionsvermögen $\epsilon = 1$ aufweisen (Liou, 1974). Im folgenden wird ein Verfahren, das in seiner Grundkonzeption auf Cayla (1978) zurückgeht, in weiterentwickelter Form vorgestellt.

2 METHODE

Die Methode besteht darin, bei den Wellenlän-

gen 6.3 μm und 11 μm an zwei Stellen einer Eiswolke mit unterschiedlicher optischer Dicke die emittierten Strahldichten zu messen. Da die gemessene Strahlung nur zum Teil von der Wolke selbst stammt, soll es durch das im weiteren beschriebene Verfahren ermöglicht werden, aus den vier Meßwerten die Strahlungsanteile der Atmosphärenschichten außerhalb der Wolke bzw. des Bodens auszuschalten und die äquivalente Schwarzkörperemission der Eiswolke bei gleicher Wolkentemperatur zu bestimmen.

Die vom Satelliten gemessene Strahlung stammt aus unterschiedlichen Atmosphärenschichten. Für eine Eiswolkendecke und eine darunterliegende Atmosphärenschicht, die nur Wasserdampf enthält, ergeben sich für die Meßstrahlungen $M_{11}^1, M_{11}^2, M_6^1, M_6^2$ bei den Wellenlängen $\lambda = 11 \mu\text{m}$ und $\lambda = 6.3 \mu\text{m}$ an zwei Stellen der Wolkendecke bei Vernachlässigung der Reflexion der Wolke die folgenden Beziehungen:

$$\begin{aligned} M_{11}^1 &= A_{11} t_{11}^1 + (1 - t_{11}^1) I_{11} \\ M_{11}^2 &= A_{11} t_{11}^2 + (1 - t_{11}^2) I_{11} \\ M_6^1 &= A_6 t_6^1 + (1 - t_6^1) I_6 \\ M_6^2 &= A_6 t_6^2 + (1 - t_6^2) I_6 \end{aligned} \quad (1)$$

A_{11} , A_6 bezeichnen dabei die Emission des Bodens und der Atmosphärensicht unterhalb der Wolke bei den beiden Wellenlängen, t_{11}^1 , t_{11}^2 und t_6^1 , t_6^2 stellen das Transmissionsvermögen der Wolkendecke an den beiden Meßpunkten dar. I_{11} bzw. I_6 sind die Schwarzkörperstrahlungen bei gleicher Wolkentemperatur. Unter der Annahme, daß das Verhältnis des Transmissionsvermögens der Wolke an den beiden Meßpunkten bei beiden Wellenlängen gleich groß ist, erhält man nach einigen Umformungen die Gleichungen:

$$\begin{aligned} I_{11} &= \frac{M_6^1 M_{11}^2 - M_6^2 M_{11}^1}{M_6^1 - M_6^2 - f(T) (M_{11}^1 - M_{11}^2)} \\ I_6 &= \frac{M_6^2 M_{11}^1 - M_6^1 M_{11}^2}{M_{11}^1 - M_{11}^2 - (M_6^1 - M_6^2)/f(T)} \end{aligned} \quad (2)$$

$f(T)$ gibt das Verhältnis der Emission eines Schwarzkörpers bei den beiden Wellenlängen in Abhängigkeit von der Temperatur T an. In den Gleichungen (2) muß die Wolkentemperatur T so bestimmt werden, daß die aus I_6 und I_{11} mit Hilfe der Planck'schen Funktion berechneten Schwarzkörpertemperaturen gleich sind. Über das als bekannt vorausgesetzte Temperaturprofil kann dann die Wolkenhöhe ermittelt werden. Die Höhenbestimmung nach (2) ist allerdings noch fehlerhaft, da hierbei die Emission bzw. Absorption der Atmosphärensicht über der Wolke nicht berücksichtigt wird. Um den Einfluß dieser Atmosphärensicht auf die Meßergebnisse insbesondere bei $6.3 \mu\text{m}$ auszuschalten, werden die gemessenen Strahldichten M_6^1 und M_6^2 auf diejenigen Strahldichten zurückgerechnet, die man am Oberrand der Eisswolke messen würde. Dazu werden die rechten Seiten in Gleichung (1) dargestellt durch $M_{6,W}^1$ und $M_{6,W}^2$, mit dem Transmissionsvermögen $t_{6,A}$ der obersten Atmosphärensicht multipliziert und zu deren Emission $A_{6,0}$ addiert, so daß sich ergibt:

$$\begin{aligned} M_{6,W}^1 &= (M_6^1 - A_{6,0})/t_{6,A} \\ M_{6,W}^2 &= (M_6^2 - A_{6,0})/t_{6,A} \end{aligned} \quad (3)$$

In den Gleichungen (3) müssen die Größen $A_{6,0}$ und $t_{6,A}$ bestimmt werden. Durch Einsetzen von $M_{6,W}^1$ und $M_{6,W}^2$ anstelle von M_6^1 und M_6^2 in (2) kann dann eine genaue Höhenbestimmung vorgenommen werden, da in diesen korrigierten Meßgrößen der Atmosphäreneinfluß nicht mehr vorhanden ist.

3 RECHNUNGEN UND ERGEBNISSE

Mit einem Atmosphärenmodell, bestehend aus einer Eisswolke und Atmosphärensichten oberhalb und unterhalb der Eisswolke, wird zunächst das Strahlungsfeld am Oberrand der Atmosphäre bei den Wellenlängen $\lambda = 11 \mu\text{m}$ und $\lambda = 6.3 \mu\text{m}$ für zwei verschieden dicke Eisswolken in gleicher Höhe berechnet. Zur Anwendung des Verfahrens werden die so erhaltenen Strahldichten in Gleichung (2) als Meßwerte benützt. In einem ersten Schritt wird die Temperatur der Eisswolke nach Eingabe einer geschätzten Anfangstemperatur T_0 solange geändert, bis die Schwarzkörpertemperaturen für beide Wellenlängen gleich sind. Daraus ergibt sich mit Hilfe des Temperaturprofils eine Anfangshöhe H_0 , mit deren Kenntnis die unbekannten Größen in (3) mit Hilfe eines Strahlungsübertragungsmodells nach Bolle (1967) berechnet werden. Das dann mit (3) auf die Höhe H_0 zurückgerechnete Strahlungsfeld wird wiederum in (2) eingesetzt, und die Wolkentemperatur T wird in einem zweiten Schritt erneut geändert. Dadurch erhält man die Höhe H_1 . Der gesamte Zyklus wird so oft durchlaufen, wie $|H_n - H_{n-1}|$ größer als eine vorgegebene Schranke ist, wobei n die Anzahl der durchlaufenen Iterationen ist.

Die Ergebnisse solcher Rechnungen sind in Abbildung 1 zu sehen. Dabei wurde für eine hoch- und eine tiefliegende Eisswolke die Höhe einmal mit und einmal ohne Berücksichtigung des Atmosphäreneinflusses oberhalb der Wolke in Abhängigkeit vom Kosinus des Zenitwinkels bestimmt. Wie aus Abbildung 1 zu ersehen ist, bringt die Höhenbestimmung allein nach (2) für hochliegende Eisswolken in 10,5 km bis 11 km Höhe bereits sehr gute Ergebnisse. Im

Gegensatz dazu liefert bei einer tiefliegenden Eiswolke in 5,5 km bis 6 km Höhe nur die Berücksichtigung der obersten Atmosphärenschichten bzw. die Zurückrechnung der Meßwerte auf das Wolkenniveau nach (3) die richtigen Höhen. Lediglich im Horizontalbereich ist noch ein größerer Fehler zu erkennen, der wahrscheinlich auf die in (2) nicht berücksichtigte Wolkenreflexion zurückzuführen ist.

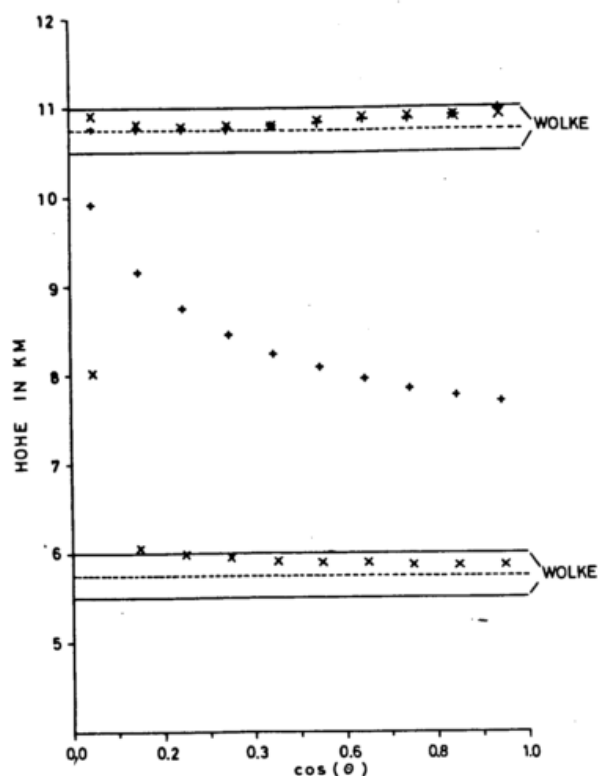


Abb. 1 : Berechnete Höhen in Abhängigkeit vom Kosinus des Zenitwinkels θ .
 x = mit Berücksichtigung, + = ohne Berücksichtigung des Einflusses der Atmosphärenschicht über der Wolke; --- entspricht d. mittleren Wolkentemperatur.

4 LITERATUR

BOLLE, H.-J.

Infrarotspektroskopie als Hilfsmittel und Gegenstand meteorologischer und planetarischer Forschung. Meteorologisches Institut d. Universität München, Forschungsbericht W 67-17, (1967), 165-172.

CAYLA, FR. et C. TOMASSINI

Determination de la température des Cirrus semi-transparents. La Météorologie VIe série, No. 15, (1978), 63-67

LIU, K.N.

On the radiative properties of Cirrus in the window region and their influence on remote sensing of the atmosphere. J. Atmos.Sci., 31 (1974), 522-532.

RADIATIVE TRANSFER IN VERTICALLY INHOMOGENEOUS CIRRUS CLOUD IN THE WINDOW REGION

C. Liu

Department of Atmospheric Physics
Clarendon Laboratory, Oxford*

1. Introduction.

It has been recognized that cloud plays a very important role in atmospheric radiation transfer. Because very few measurements have been made in cirrus cloud, so far in dealing with radiation of cirrus cloud a similar drop size distribution to that for water cloud has been adopted (Hunt, 1973, p.346). However, according to recent measurements this is not the case in cirrus cloud. In this paper we use the measured microphysical data of cloud to calculate the radiation field in an inhomogeneous cirrus cloud and compare with simultaneous aircraft radiation measurements.

2. Cloud Structure.

The Meteorological Research Flight (MRF) of the UK Meteorological Office made a flight on 7 July 1980 over eastern England. Fig.1 shows the data of that flight. The ice water content (IWC) is based on the measurements of the 2-dimensional particle measuring system (2D-PMS).

The U.S. Air Force Geophysical Laboratory (AFGL) has made several flights to measure cirrus particle distribution by use of the 2D-PMS during 1978-1980 (Varley et.al.1978-1980). After examining their data we find that the ice crystal size distribution in cirrus cloud can be represented by an exponential function or an exponential function modified by a sine function as expressed in eqs. (1) and (2)

$$N=N_0 \exp(-AL) \quad (1)$$

$$N=N_0 \sin[(BL+C)+D] \exp(-AL) \quad (2)$$

where N is the number density, L is crystal length and A is temperature dependent

$$A=A_0 - \gamma T \quad (3)$$

After fitting the MRF data we find $A_0=117 \text{ mm}^{-1}$, $\gamma=0.439 \text{ mm}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $B=19.2 \text{ mm}^{-1}$, $C=3.0$, $D=1.1$.

On 7 July 1980 the measured cloud top is near 9.7 km, below 6.1 km, there were no IWC measurements; in order to do the calculation we assume 6.1 km as our 'cloud bottom'. We divide the cloud layer into 10 sub-layers.

Each layer can be treated as a homogeneous layer, which has mean temperature and IWC, and therefore a drop size distribution. Fig. 2 is an example of the drop size distribution.

3. Calculation and Results.

According to AFGL measurements most ice crystal in cirrus cloud are bullet-rosette like (Varley 1978). We consider that any other simple geometric form assumption would be no better than the sphere approximation for this sort of crystal configuration, so the Mie scattering formula is used to calculate the scattering phase function in this work. The wavelength is $11 \mu\text{m}$. The refractive index is taken from Irvine and Pollack (1968).

The discrete space theory of radiative transfer which was developed by Grant and Hunt (1969 p.189) is used to calculate the diffuse reflectivity, transmissivity and source function of each sub-layer, and then the upward and downward radiances in the cloud.

In the calculation, 12-point Gauss quadrature for zenith angle between $+90^\circ$ is adopted and a method of renormalization of phase function which was suggested by Hansen (1971, p.1400) is used. At the top of the cloud there is no downward radiance in the window region and at the bottom of the cloud the black-body radiation is assumed. The calculated radiances and fluxes are shown in Figs. 3 and 4.

The calculated cloud emissivity based on downward flux is shown in Fig. 5. The cloud radiation was measured simultaneously by an Epply pyrgeometer. It is broadband infrared flux which includes the cloud scattering as well as atmospheric radiation. In order to compare with theoretical calculations the atmospheric radiation must be subtracted. The atmospheric flux is calculated by use of the method which was suggested by Rodgers and Walshaw (1966, p.67), but only the water vapour and carbon dioxide have been considered here. The vertical step is 1 km. Values at heights between these divisions are inter-

Permanent address: Department of Meteorology,
Nanjing University, Nanjing, China.

polated. The measured cloud flux emissivity is represented as

$$\epsilon_f = \frac{\text{meas.flux} - \text{atmos.flux}}{\text{blackbody flux}} \quad (4)$$

The results are shown in Fig. 5.

REFERENCES

- GRANT, I.P.; HUNT, G.E.
Proc.R.Soc.A 313 (1969) p.189.
- HANSEN, J.E.
J.Atmos.Sci., 28 (1971), p.1400.
- HUNT, G.E.
Quart.J.R.Met.Soc. 99 (1973), p.346.
- IRVINE, W.M.; POLLACK, J.B.
Icarus, 8 (1968), p.342.
- RODGERS, C.D., WALSHAW, C.D.
Quart.J.R.Met.Soc. 92 (1966) p.67.
- VARLEY, D.J.
Part 1 AFGL-TR-78-0192
Part 2 AFGL-TR-78-0248
Part 3 AFGL-TR-78-0305
Part 4 AFGL-TR-79-0134
Part 5 AFGL-TR-79-0155
Part 6 AFGL-TR-80-0261
Part 7 AFGL-TR-80-0324

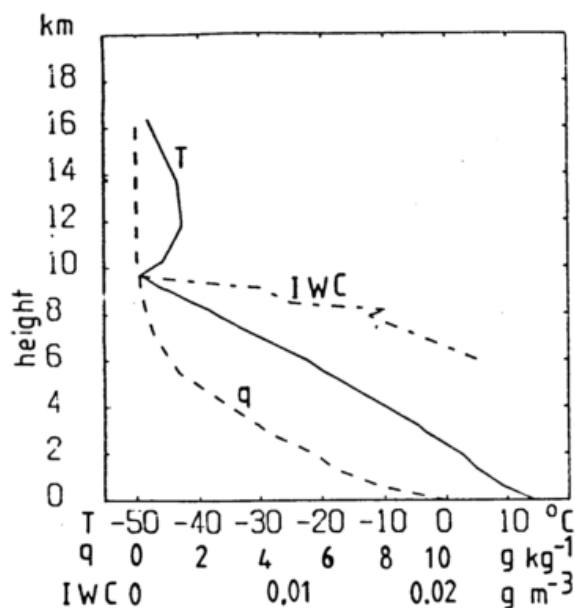


Fig. 1: Atmospheric Profile
(7, July 1980 52.5°N 1.3°E)

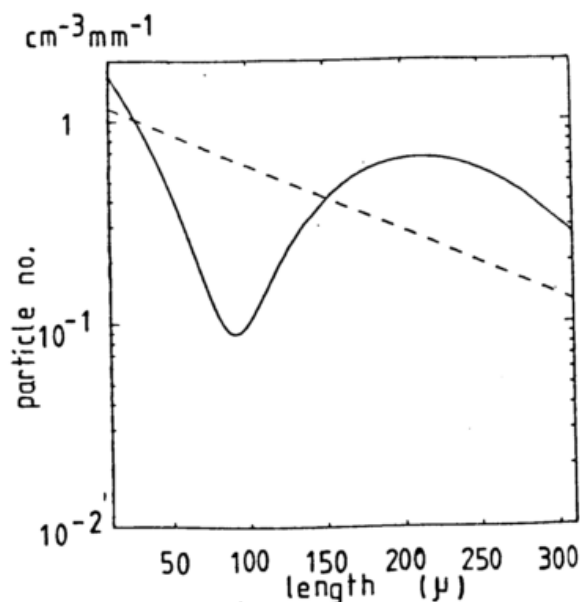


Fig. 2: Drop size distribution
at cloud bottom

W CM-2 STER-1 CM-1

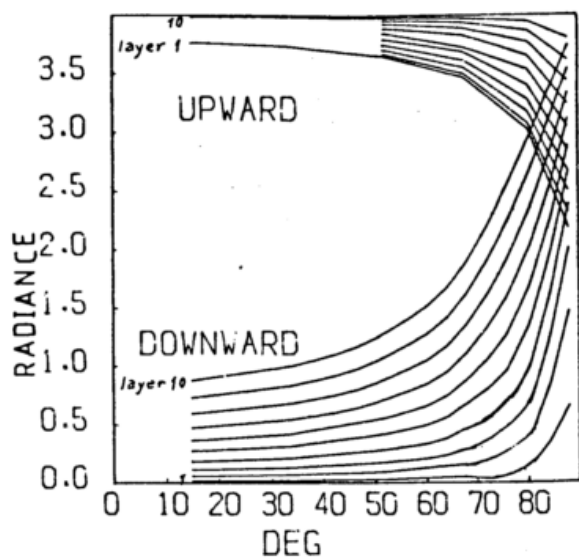


Fig. 3: Calculated Radiance in the cloud

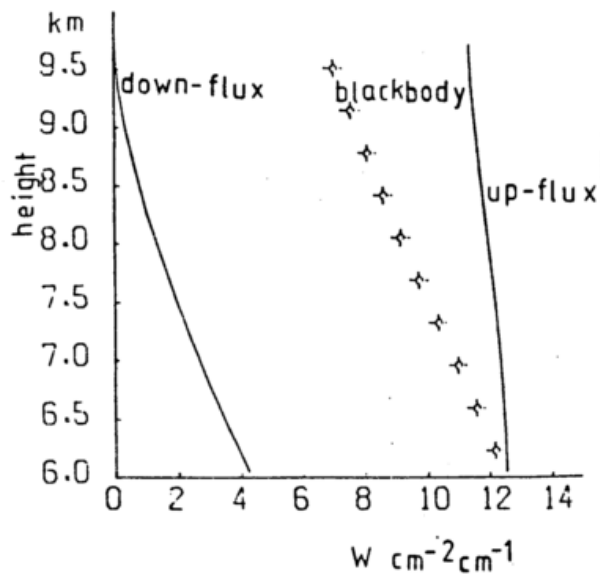


Fig. 4: Calculated flux in the cloud

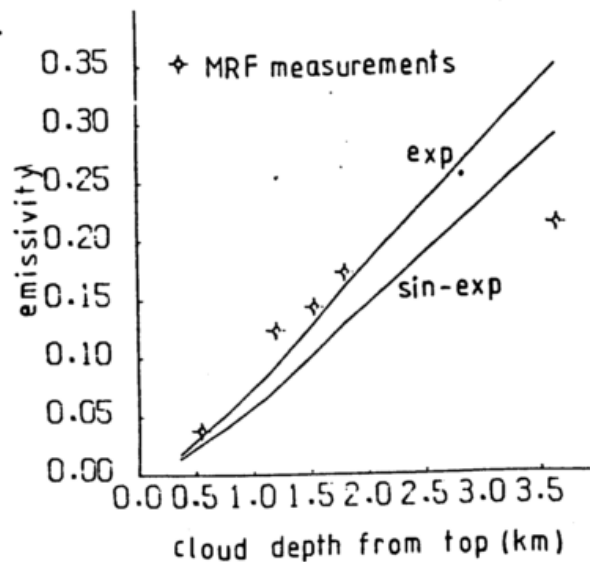


Fig. 5: The calculated and measured emissivity

RADIATION BUDGET COMPONENTS DERIVED FROM METEOSAT DATA

Marianne Gube

Research Scientist, Meteosat Data Management Department, European Space Operations Centre (ESOC), Darmstadt, Germany

* On leave from the Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Germany

ABSTRACT

Segment processed Meteosat data are used to compute the earth's radiation budget components (outgoing longwave flux and albedo at the top of the atmosphere) whereby the angular distribution of the outgoing radiance field is taken into account. The results show some significant diurnal cycles in the radiation parameters.

1 INTRODUCTION

Several authors have already investigated the possibility to use satellite data for the computation of radiation fluxes at the top of the atmosphere (hereafter referred to as M_e for outgoing longwave flux and α for albedo), e.g. Raschke et al, 1973. Here Meteosat data after the so-called 'segment-processing' is used ('Climate Data Set' data, Campbell, 1979). This means that the image is split into segments, each 32 x 32 IR pixels in size ($\sqrt{200 \times 200 \text{ km}^2}$). For each segment the data undergo a cluster analysis technique with the aim to discriminate different reflectors in each segment (sea, land, clouds of 3 height levels) for which the mean radiances of the 3 channels are computed. The radiation fluxes results will therefore be given on this segment resolution. The processing is confined to segments within the 50° great circle arc (gca) of the subsatellite point.

2 THEORY

A common difficulty in all works concerning radiation budget estimates from satellite data is to correct for the angular anisotropy of the outgoing radiance field. For narrow-band radiometers as onboard Meteosat one also has to account for the spectral range not covered by the radiometer response. This effectively means that for both the terrestrial (4-100 μm) and the solar (0.2-3.58 μm) radiative fluxes two computational steps must be performed:

(a) to go from spectral radiance to spectral flux considering the distribution of outgoing radiance;

(b) to go from there to total flux values, i.e. performing a spectral integration. These two steps are done for application to Meteosat data by using regression schemes based on model calculations for a set of atmospheric profiles. A detailed description of the method is given in Gube (1980) and Gube (1982).

3 RESULTS

3.1 Comparison with radiation budget values derived assuming an isotropic radiance field

The simplest way to compute radiation budget parameters from satellite data is to assume an isotropic radiance field, i.e. to apply no correction concerning the sun/spacecraft/point of observation geometry in relation to the radiance distribution. In how far this leads to significant errors can now be decided by a comparison of the (for simplification called 'isotropic') values of M_e and α to those derived according to the method described in § 2. Fig. 1 shows the 'isotropic' M_e versus the actual ones (for one image, 1200 GMT, 8.9.79). This shows that the assumption of isotropy consistently over-estimates the flux, since the viewing angle within the 50° gca is never large enough to see the 'limb-darkening' of the longwave radiance field at high zenith angles. Possible albedo misjudgements due to the assumption of an isotropic radiance distribution are shown in Fig. 2 where α and the 'isotropic' α are given for 5 different locations as hourly values over a day (composite of 23./24.11.79). The discrepancies can largely be explained by cloud droplet resp. atmospheric scattering into the satellite direction or the occurrence of sunglint.

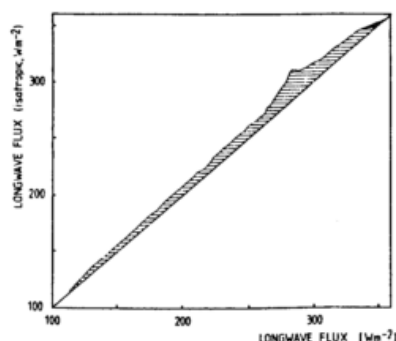


Fig. 1: Outgoing longwave flux derived assuming an isotropic radiance field vs. actual flux values (8.9.79, 1200 GMT image). All points fall within the hatched area; the solid line is line of equal values.

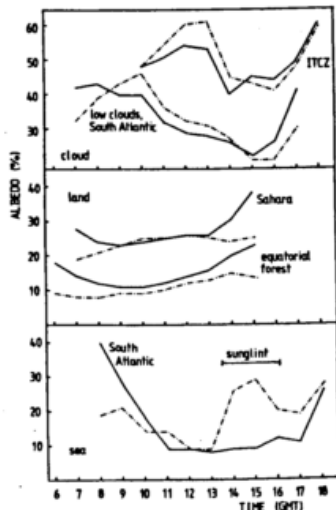


Fig. 2: Time series of 'isotropic' albedo (dash-dotted) and actual albedo (solid) for the reflector types 'cloud', 'land' and 'sea' over 5 locations, (23./24.11./9)

3.2 Diurnal variations of M_e and α

Diurnal cycles in the flux values occur because of temperature change of the radiating body (change in M_e) and because of a dependence of ground reflection and atmosphere/cloud scattering processes on solar zenith (change in α). Figs. 3 and 4 give some examples of M_e and α time series over various surfaces (derived from hourly values on 23./24.11.79) and reflector types (sea, land, high clouds). The M_e changes over high clouds occur because of atmospheric instability processes. Cloud tops rise then causing a decrease in M_e . Over land surfaces the diurnal heating leads to an increase in M_e during daylight hours. This day/night amplitude is most pronounced over desert areas amounting to ~ 50 - 60 Wm^{-2} and a lot weaker over the tropical forest region ($\sim 20 \text{ Wm}^{-2}$). Fig. 4 shows time series of α displaying a few possible change patterns. For curve (1) (over convective clouds) dynamic processes lead to an increase in cloud depth, i.e. also in albedo, while curve (2) shows a slight dependence of α on solar zenith angle over clouds of smaller optical depth in the southern hemisphere midlatitudes. Curve (3) and (4) are examples for albedo over a bright (3) and a dark (4) surface, and curve (5) and (6) show the wellknown strong increase of α with solar angle due to the reflection properties of a sea surface.

3.3 Correlation between M_e and α

Local changes in albedo and outgoing longwave radiation are usually quite well correlated, giving a negative slope $\beta = -\partial M_e / \partial \alpha$: high α usually occurs over cold cloud tops while low α can be associated with the warmer ground surface, i.e. changes in α and M_e can be related to changing cloud conditions. The

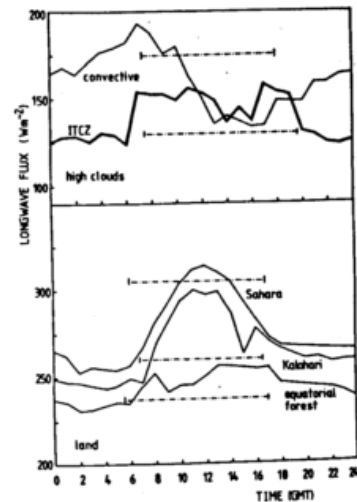


Fig. 3: Time series of longwave flux (solid lines) for the reflector types 'high clouds' and 'land' over 5 locations. The dash-dotted lines indicate the corresponding daylight hours over each region (23./24.11.79). Each value is a mean over 25 segments.

derivative β describes the combined effect of α and M_e . Different regions have quite distinct differences in β showing that the albedo-longwave flux response to atmospheric changes is not unique (Hartmann and Short, 1980). The following gives examples that even changes over a day as a consequence of the diurnal cycles of α and M_e outlined above.

M_e and α were plotted for 3 locations, Eastern Africa, the ITCZ (central Atlantic), and the Sahara - each twice a day whereby all diagrams are a composite over 13 days during September 1979.

Figure 5, for 0900 and 1500 GMT over Eastern Africa. This region can be characterised by the occurrence of deep tropical convection towards the afternoon hours of each day. This leads to an increase in α and a decrease in M_e . The relative change, however, is larger for α than for M_e , because when the cloud's optical depth becomes large its longwave emittance approaches unity while the albedo still increases (e.g. Platt, 1981). Thus β has a smaller value in the afternoon than in the morning.

Figure 6, for 0900 and 1500 GMT over the ITCZ (tropical Atlantic). Again the 1500 GMT β -value is smaller than the 0900 GMT one. But in this case the reason lies in changing ground conditions (top left corner). The ground (sea surface) has a higher albedo at 0900 GMT (low sun) than at 1500 GMT ($\sim$ local noon with high sun).

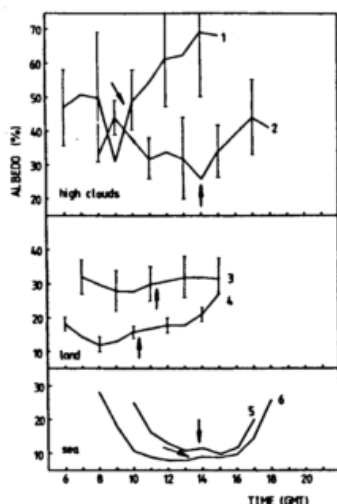


Fig. 4: Time series of albedo for the reflector types 'high clouds', 'land' and 'sea' over 6 locations (see text). Each value is a mean over 25 segments. For (1)-(4) the standard deviation over the 25 segments is shown. The arrows indicate local noon.

Figure 7, for 1200 GMT and 1500 GMT over the Sahara. As Fig. 6 this is an example for changing ground conditions causing a smaller afternoon value of β . It is the (surface) longwave flux that exhibits this change: the desert surface is warmer at 1200 GMT, M_e is thus larger then, i.e. the top left part of the scatter plot is moved upward.

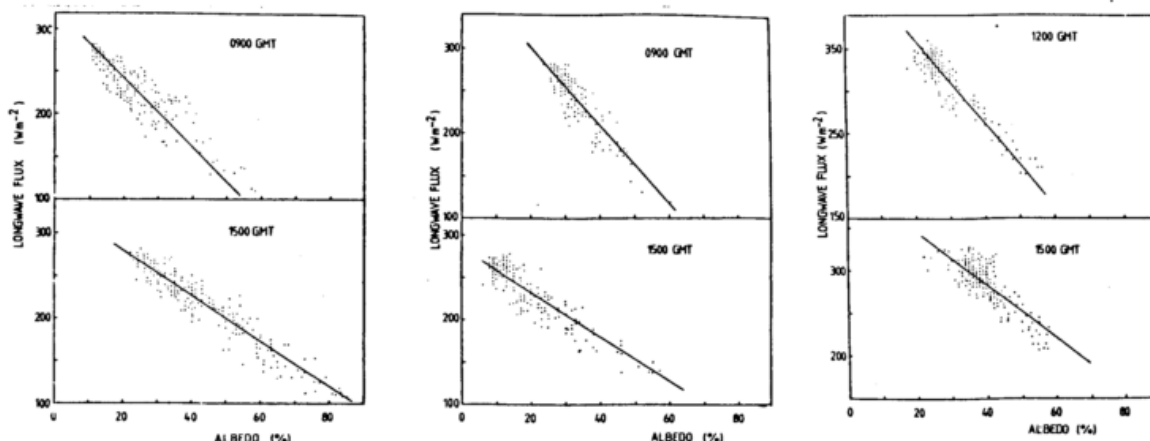
4 CONCLUDING REMARKS

This paper presents some preliminary results on Meteosat derived radiation budget parameters. It was shown that the spectral

radiance data from the Climate Data Set can be used to estimate the planetary radiation fluxes. Meteosat as a geostationary satellite gives excellent information about diurnal cycles of albedo and longwave flux. These were shown to be quite significant over various locations within Meteosat's field of view so that the geostationary measurements give important additional information about the planet's radiative properties.

REFERENCES

- Campbell, J.S., 1979: A climatological archive of radiance data recorded by Meteosat. MDMD/MET Internal Technical Note, Issue 20, ESOC, Darmstadt
- Gube, M., 1980: Outgoing longwave flux computations from Meteosat data. ESA Journal, Vol. 4, 381-396
- Gube, M., 1982: Planetary albedo estimates derived from Meteosat data. To be published in ESA Journal
- Hartmann, D.L., and Short, D.A., 1980: On the use of earth radiation budget statistics for studies of clouds and climate. J. Atmos. Sci., 37, 1233-1249
- Platt, C.M.R., 1981: The effect of cirrus of varying optical depth on the extraterrestrial net radiative flux. Quart. J. R. Met. Soc., 107, 671-678
- Raschke, E., Vonder Haar, T.H., Bandeen, W.R. and Pasternak, M., 1973: The annual radiation balance of the earth-atmosphere system during 1969-70 from Nimbus 3 measurements. J. Atmos. Sci., 30, 341-364



Longwave flux versus albedo for two daytimes over eastern Africa (Fig.5),

the ITCZ (Fig.6),

and the Sahara (Fig.7)

METEOSAT-VIS-KANAL: SIGNALSCHWÄCHUNG DURCH WASSERDAMPFABSORPTION

Peter Köpke

Meteorologisches Institut der Universität München

Zusammenfassung

Atmosphärischer Wasserdampf beeinflusst Strahldichten die mit dem Meteosat-Vis-Kanal gemessen werden, da dieser Kanal spektral so breit ist, daß er die drei kurzwelligen Wasserdampfbanden überdeckt. Diese Signalreduktion wird durch numerische Simulation untersucht. Sie ist nicht nur von der Menge des atmosphärischen Wasserdampfes und der relativen Luftmasse abhängig, sondern ebenso von der spektralen Zusammensetzung des Signals. Das heißt, die Stärke der Reduktion ist abhängig von den optischen Eigenschaften der Atmosphäre und der Erdoberfläche sowie den Winkeln zwischen Sonne, Bildpunkt und Satellit. Die Signaländerung ist so groß, daß sie bei quantitativen Untersuchungen mit dem Meteosat-Vis-Kanal berücksichtigt werden sollte. Sie beträgt bei Variation des atmosphärischen Wasserdampfes von 1 g/cm^2 bis 6 g/cm^2 minimal 2% bis 8% (über einem Ozean außerhalb des Sonnenreflexes) und maximal 10% bis 18% (über einer grünen Wiese).

1. EINLEITUNG

Der sogenannte VIS-Kanal des europäischen geostationären Satelliten Meteosat liegt im sichtbaren und nah-infraroten Spektralbereich (Abb.2). Aus technischen Gründen ist der Kanal spektral breit ausgelegt (Halbwertsbreite $0.39 \mu\text{m}$; Zehntelwertsbreite $0.62 \mu\text{m}$) mit einer maximalen Transmission bei $0.725 \mu\text{m}$ (Morgan, 1979). Damit ergibt sich ein guter Kontrast zwischen Wolken und der Erdoberfläche, d.h. der Kanal ist geeignet zur Untersuchung von meteorologischen Fragen.

Die breite Transmissionsfunktion bedingt jedoch, daß im Spektralbereich des Meteosat-VIS-Kanals die drei kurzwelligen Wasserdampfbanden (a-, $0.8 \mu\text{m}$; 2ET -Bande) liegen. Damit werden mit diesem Kanal gemessene Strahldichten durch den Wasserdampf in der Atmosphäre beeinflusst. Die Stärke und weitere Eigenschaften dieser Signalreduktion werden hier untersucht.

2. METHODE

Die Untersuchung erfolgt durch numerische Simulation der vom Meteosat-VIS-Kanal gemessenen effektiven Strahldichten L_{SAT} , die durch Integration über die spektralen Strahldichten $L_T(\lambda)$ unter Berücksichtigung der spektralen Empfindlichkeit $\tau_{\text{SAT}}(\lambda)$ des VIS-Kanals bestimmt werden.

$$L_{\text{SAT}} = \int_0^\infty L_T(\lambda) \cdot \tau_{\text{SAT}}(\lambda) \cdot d\lambda \quad (1)$$

Diese L_{SAT} sind über die Eichkonstante c_{SAT} (Köpke, 1981) direkt proportional den counts des Meteosat-VIS-Kanals.

Die spektralen Strahldichten werden mit einem Programm von Quenzel (1978) unter Berücksichtigung von Mehrfachstreuung und von anisotropen Bodenreflexionsfunktionen berechnet. Die Integration über die Wellenlänge erfolgt mit einem Stützstellenabstand von $0.025 \mu\text{m}$. Die Absorption von Wasserdampf und Sauerstoff wird mit Hilfe der Exponentialreihen-Methode (z.B. Kerschgens et al., 1976; Bakan et al.,

1978) bei den effektiven Strahldichten berücksichtigt, die Absorption von Ozon direkt bei den spektralen Strahldichten.

Die Ergebnisse der Untersuchung sind die Werte der Signalreduktion R , dem Verhältnis zwischen $L_{SAT}(u_{H_2O})$, d.h. einer Strahldichte, bei der Wasserdampf mit der Menge u_{H_2O} in der vertikalen Säule der Atmosphäre berücksichtigt wird, und der entsprechenden fiktiven Strahldichte

$L_{SAT}(u_{H_2O}=0)$ für eine trockene Atmosphäre mit sonst gleichen Parametern.

$$R = L_{SAT}(u_{H_2O}) / L_{SAT}(u_{H_2O}=0) \quad (2)$$

3. ERGEBNIS

Die Berechnung der Signalreduktion erfolgt für 5 Sonnenhöhen und jeweils 72 Satellitenpositionen relativ zur Sonne. Die atmosphärische Trübung, der Aerosoltyp und die Ozonmenge werden mit je 3 Werten variiert. Als unterer Rand der Atmosphäre wird bewegter Ozean, Savanne, Wiese und Schnee angesetzt. Damit ist der Variationsbereich voll abgedeckt.

Die Atmosphäre ist als wolkenfrei angesetzt. Für mit dem Meteosat-VIS-Kanal gemessene Strahldichten von Wolken kann in erster Näherung die Signalreduktion wie über Schnee angenommen werden, wobei in diesem Fall nur noch die Wasserdampfmenge oberhalb der Wolke berücksichtigt werden darf.

Abb.1 zeigt die Signalreduktion R in % über der Wasserdampfmenge u_{H_2O} für verschiedene Oberflächen als Beispiel für eine Sonnenelevation von 32.5° . Die dicken Kurven zeigen die Reduktion für eine Satellitenelevation von 32.5° und eine Azimutdifferenz zur Sonne von 180° (d.h. Sonne im Rücken), mit Ausnahme des Falles 'Sonnenreflex' wo die Azimutdifferenz 0° beträgt. Der gestrichelte Bereich gibt die Varia-

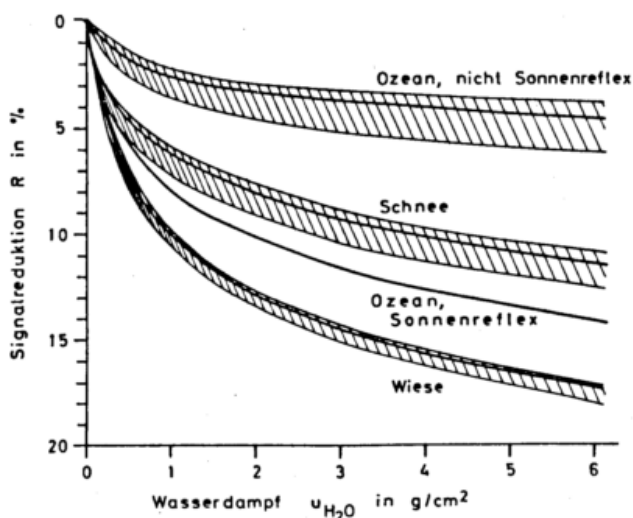


Abb.1. Signalreduktion R als Funktion der Wasserdampfmenge u_{H_2O} in der vertikalen Säule der Atmosphäre.

Aerosolmodell: maritim; spektr. Linke Trübungsfaktor bei $.55 \mu m$: 2.5; Ozon: 0.3 cmatm; Sonnenelevation: 32.5° .

Weitere Angaben siehe Text.

tionsbreite der Reduktion an, wie sie sich für den gesamten Rückwärtsreflexionsbereich mit Satellitenelevation von 17° bis 90° und Azimut relativ zur Sonne zwischen 90° und 180° ergibt.

Die erwartete Zunahme der Reduktion mit der Wasserdampfmenge ist in Abb.1 deutlich zu erkennen.

Weiter ist jedoch eine starke Abhängigkeit der Reduktion von der Oberflächenart zu sehen. Diese beruht auf der spektralen Breite des Meteosat-VIS-Kanals und der Konzentration der Wasserdampfabsorption in der langwelligen Hälfte dieses Kanals (Abb.2). Je nachdem, ob die spektralen Strahldichten $L_T(\lambda)$, die nach (1) die effektive Strahldichte L_{SAT} ergeben, im Wellenlängenbereich der Wasserdampfabsorption relativ groß sind (wie z.B. über einer Wiese; Abb.2) oder relativ klein (wie z.B. über Wasser außerhalb

des Sonnenreflexes; Abb.2) ergibt sich ein großer oder kleiner Einfluß des atmosphärischen Wasserdampfes.

Die Signalreduktion hängt somit von der spektralen Zusammensetzung des zu messenden Signals ab. Damit ist die Reduktion nicht nur Funktion der Oberflächenart sondern, in geringerem Maße, auch der Trübung, des Aerosoltyps und der Elevation von Sonne und Satellit und der Azimutdifferenz zwischen ihnen.

Als Beispiel für die Abhängigkeit von der Geometrie zeigt Abb.1 die Reduktion über einem Ozean im Sonnenreflex und außerhalb. Im Sonnenreflex, wo die direkt reflektierte Strahlung im Signal dominiert, ist der langwellige Anteil der Strahlung relativ größer als außerhalb, wo die Streuprozesse im Signal dominieren, die einen relativ starken Abfall mit zunehmender Wellenlänge bewirken. Entsprechend ist die Signalreduktion im Sonnenreflex deutlich größer als außerhalb.

Ein Beispiel für die Änderung der Signalreduktion mit der Trübung sei ebenfalls angegeben: über Ozeanen außerhalb des Sonnenreflexes kann die Signalreduktion bei niedriger Sonne mit starker Trübung auf 9 % steigen ($u_{H_2O} = 5 \text{ g/cm}^2$).

4. BEWERTUNG DER ERGEBNISSE

Ein Einfluß des atmosphärischen Wasserdampfes im Meteosat-VIS-Kanal scheint auf den ersten Blick vernachlässigbar, da die relevanten Wasserdampfbanden schwach sind und in einem Wellenlängenbereich liegen, der gegenüber dem Maximum verminderte spektrale Einstrahlung von der Sonne und verminderte spektrale Empfindlichkeit des Kanals aufweist.

Die Untersuchung zeigt jedoch, daß die Signalreduktion so groß ist, daß sie bei quantitativen Arbeiten mit dem Meteosat-VIS-Kanal (wie Strahlungsbilanzmessungen (Saunders a. Hunt, 1980; Möser et al., 1980), Albedountersuchungen (Folwing a. Rasmussen, 1980), Bestimmung der atmosphärischen Trübung (Quenzel et al., 1980) oder der Absoluteichung des Meteosat-VIS-Kanals (Koepke, 1981)) berücksichtigt werden sollte.

Ein interessantes Ergebnis ist die starke Abhängigkeit der Signalreduktion von den optisch relevanten Parametern von Atmosphäre und Erdoberfläche sowie den Winkeln zwischen Sonne, Bildpunkt und Satellit.

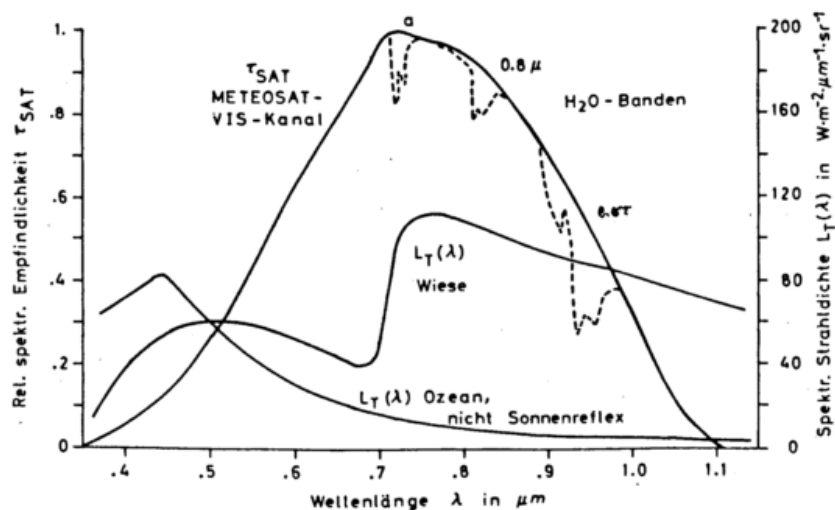


Abb.2. Spektrale Empfindlichkeit τ_{SAT} des Meteosat-VIS-Kanals mit H_2O -Absorption für $u_{H_2O} = 1 \text{ g/cm}^2$ sowie Spektrale Strahlendichten am Oberrand der Atmosphäre über einem Ozean und einer Wiese ($h_0 = 42.5^\circ$, $h_{SAT} = 47.5^\circ$, $\varphi = 180^\circ$, $T_{.55} = 5$; Aerosolmodell: maritim)

5. LITERATUR

- Bakan, S., P. Koepke, a. H. Quenzel (1978): Radiation calculations in absorption bands: Comparison of exponential series - and path length distribution methods. Beitr. Phys. Atm., 51, 28.
- Folving, S., a. R.O. Rasmussen (1980): Monitoring natural conditions exemplified by dust storms and vegetational fluctuations in Northern Africa. Proc. Meteosat User Meeting London, ESOC, MDMD, Darmstadt, 0-1.
- Kerschgens, M., E. Raschke, a. U. Reuter (1976): The absorption of solar radiation in model atmospheres. Beitr. Phys. Atm., 49, 81.
- Koepke, P. (1981): Vicarious satellite calibration in the solar spectral range via calculated radiances: Application to Meteosat-VIS-channel. Accepted Appl. Opt.
- Möser, W., H.J. Preuß, E. Raschke a. E. Ruprecht (1980): Determination of radiation balance parameters using Metosat image data. Proc. Meteosat User Meeting London, ESOC, MDMD, Darmstadt, K-1.
- Morgan, J. (1979): Meteosat 1, calibration report, Issue 3, ESOC, MDMD, Darmstadt
- Quenzel, H. (1978): Computations of luminance and color distribution in the sky in: Daylight Illumination-Color-Contrast tables for full-form objects, edited by M.R. Nagel, H. Quenzel, K. Kweta, R. Wendling, Acad. Press N.Y.
- Quenzel, H., P. Koepke, a. M. Kaestner (1980): Monitoring of atmospheric turbidity from geostationary satellites, Spec. Environ. Rep. No. 14, WMO-No. 549, Geneva, 49.
- Saunders; R.W. a. G. E. Hunt (1980): Meteosat observations of djurnal variation of radiation budget parameters, Nature 283, 645.

DETERMINATION OF GLOBAL RADIATION AND OF CLOUDINESS FROM METEOSAT IMAGE DATA

W. Möser and E. Raschke

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

ABSTRACT

An algorithm has been developed which allows to determine from radiation data of the geostationary satellite Meteosat the fields of global radiation at the ground and cloud cover with a spatial resolution of about 25 km in Mid Europe. Hourly data of global radiation measured by 19 pyranometers of the DWD radiation network (1.6.79-15.6.79) have been compared with the satellite results. RMS differences reach a maximum of 100 Wm⁻² at noon. However averaging over 15 days reduces these errors to 40 % of those for single day values.

1 INTRODUCTION

The radiation absorbed at the earth's surface determines the heat storage of the ground, forces the convection and is therefore a principle driving force of the circulation of the atmosphere. In addition it is just becoming of growing interest as a prime energy source.

During the last years not only investigations from the ground network but also from satellites have been intensified to determine the variations in time and space of the field of global radiation.

The methods developed for the determination of the global radiation from satellite measurements might be divided into two classes (ELLINGSON, 1981).

"Statistical methods" use empirical relationships determined from fitting satellite estimates to near simultaneously measured surface radiation data (HANSON, 1976; ELLIS and VONDER HAAR, 1978 and TARPLEY, 1979).

"Physical model methods" use the satellite data as estimates of parameters necessary for the calculation of the surface insolation using radiative transfer theory (RASCHKE and PREUSS, 1979; GAUTIER et al., 1980).

The method described in this paper is a "physical model method" in general although ground truth data have been used to improve the calibration of the model during the testphase by statistical means.

2 THE MODEL

The main input parameter for the model is the solar radiation reflected from the earth-atmosphere system and measured from the geostationary satellite Meteosat (0.4 μ m - 1.1 μ m). Some additional features (e.g. cloud heights, homogeneity of cloud heights) are extracted from simultaneously measured infrared radiances (10.5 μ m - 12.5 μ m).

The satellite images have to be navigated very accurately to get a sufficient correlation between the fields of global radiation as measured from pyranometers at the surface compared to those estimated from the satellite measurement (5-10 km seem to be necessary especially in mountainous regions where the spatial variation of the fields is high due to orographic effects).

Using a data set of at least 15 days Minimum Radiance Maps representing cloudfree conditions and Maximum Radiance Functions representing overcast conditions with optically thick ($\delta \rightarrow \infty$) layered clouds can be derived. Corrections have to be applied to the Minimum Radiance Maps in those cases where no real cloudfree conditions occurred. This is quite convenient over sea surfaces but it might produce some errors over landscapes. This can be overcome using longer time periods for the evaluation of the maps because errors due to the variability of the surface albedo are small compared to other failures except for snow fall in the winter. The actual radiances are normalized according to Equation (1)

$$L_{RN} = (L_R - L_{RK}) / (L_{RW} - L_{RK}) \quad (1)$$

L_R : actual radiance

L_{RK} : minimum radiance

L_{RW} : maximum radiance

L_{RN} : normalized radiance

In order to get the global radiation these results are combined with flux calculations which are primarily dependent on the normalized radiance and on the zenith distance of the sun. To keep computer time for model calculations short (on line processing in an operational phase is planned) and to reduce failures due to fluctuations of single data elements (noise, cloud shadows, cloud edges) an averaging of 6 lines by 8 elements has

been fulfilled. This leads to a resolution of about 25 km for Mid Europe which is high enough for most cases to resolve the main orographic effects (see Fig.1).

3 RESULTS

3.1 GLOBAL RADIATION MAPS

Within the period of 1.6.79-15.6.79 six times a day the satellite data have been processed. In Fig.1 a map of 15-day averages of hourly means of global radiation is shown. Slot 25 indicates a time over target of 12.23 GMT. In comparison with Fig.2 which shows the contours of the geography it is clearly to be seen that during the period under discussion two main effects can be stated:

- a) an overall increase of global radiation from the North-West to the South-East due to the distribution of large scale disturbances;
- b) an orographic effect (increasing cloudiness) at the west sides of the Vosges, Black Forest and Bohemian Forest.

As the overall difference between satellite estimates and pyranometer measurements lies in the order of 30 - 40 Wm^{-2} for slot 25 (15-day averages of hourly means) we can state that our method is able to reproduce the variability in space of the field of global radiation with sufficient accuracy.

Tab.1 : radiation network of the Deutscher Wetterdienst (31.12.79)

no	station	height
01	List	33 m
02	Norderney	29 m
03	Hamburg	49 m
04	Bremen	24 m
05	Braunschweig	83 m
06	Osnabrück	104 m
07	Bocholt	24 m
08	Braunlage	615 m
09	Gelsenkirchen	63 m
10	Kassel	237 m
11	Bonn	65 m
12	Geisenheim	113 m
13	Würzburg	263 m
14	Trier	277 m
15	Mannheim	105 m
16	Nürnberg	312 m
17	Stuttgart	319 m
18	Passau	412 m
19	Weihenstephan	469 m
20	Freiburg	308 m
21	Hohenpeißenberg	990 m
no	station	height



Fig.1 : global radiation map of 15-day averages of hourly means (slot 25 $\approx$ 12.23 GMT)

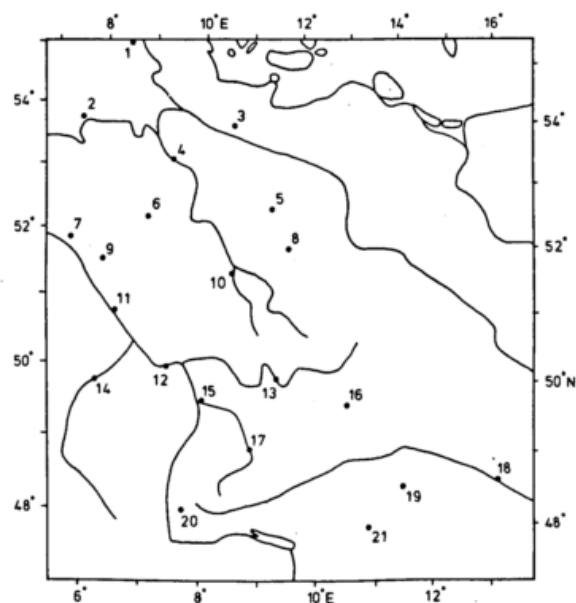


Fig.2 : geographic contours corresponding to Fig.1 and radiation network of the DWD used in the ground truth comparison

3.2 GROUND TRUTH COMPARISON

19 stations of the radiation network of the Deutscher Wetterdienst including stations in the coastal zone, the North German flatlands, industrial zones, South German valley as well as mountain stations could be used for the comparison (see Tab.1, no.16 and no.17 could not be used).

Fig.3 shows the comparison between spatially interpolated satellite results and temporally interpolated hourly means of pyranometer measurements. A detailed study of the influence of different methods for the comparison has been done. The result is that the method of comparison is critical for the single day hourly mean values as shown in Fig.3 but is not so critical for the 15-day averaged hourly mean values presented in Fig.4.

4 FINAL REMARKS

It has been pointed out that our method is able to reproduce the field of global radiation with an accuracy sufficient for most users. Much of the differences for single day hourly mean values is due to the incoherence of the radiation field as seen by a pyranometer within a time period of 1 - 2 hours compared to that as seen by a satellite at an instantaneous moment but interpolated between nearby gridpoints. An averaging in time reduces the differences to 40 % of those for single day values. We will continue our work with the processing of more satellite data and we will enlarge our field of interest up to an area reaching from Ireland to Greece and from Denmark to Algeria.

REFERENCES

- ELLINGSON, R.G., 1981: On estimating the radiation budget at the surface using satellite observed radiance. Proceedings of a workshop on applications of existing satellite data to the study of the ocean surface energetics, 19.-21. 1.1980, University of Wisconsin
- ELLIS, J.S. and VONDER HAAR, T.H., 1978: Solar radiation reaching the ground determined from meteorological satellite data. Proceedings of the third conference on atmospheric radiation, Davis (Cal.)
- GAUTIER, C. et al., 1980: A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. J. Appl. Met., 19, 1005-1012.
- HANSON, K., 1976: A new estimate of solar irradiance at the earth's surface on zonal and global scales. J. Geophys. Res., 81, 4435-4443.
- RASCHKE, E. and PREUSS, H.J., 1979: The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements. Meteorol. Rdsch., 32, 18-28.

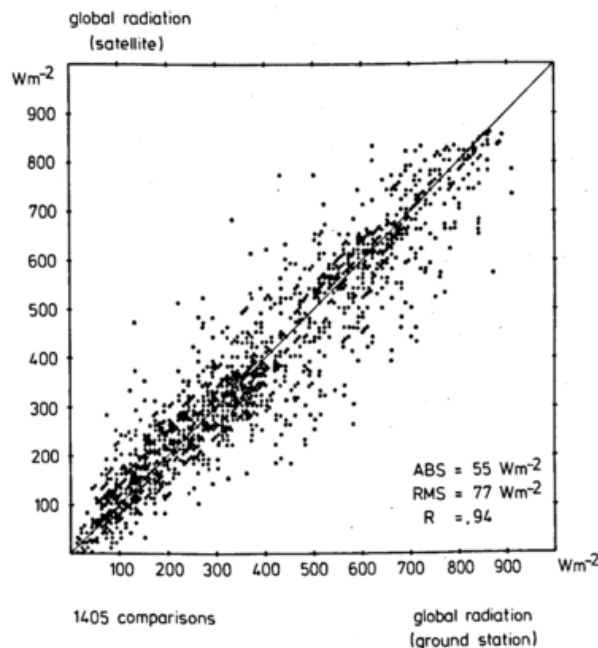


Fig.3 : satellite estimates of global radiation compared with pyranometer measurements (hourly mean values)

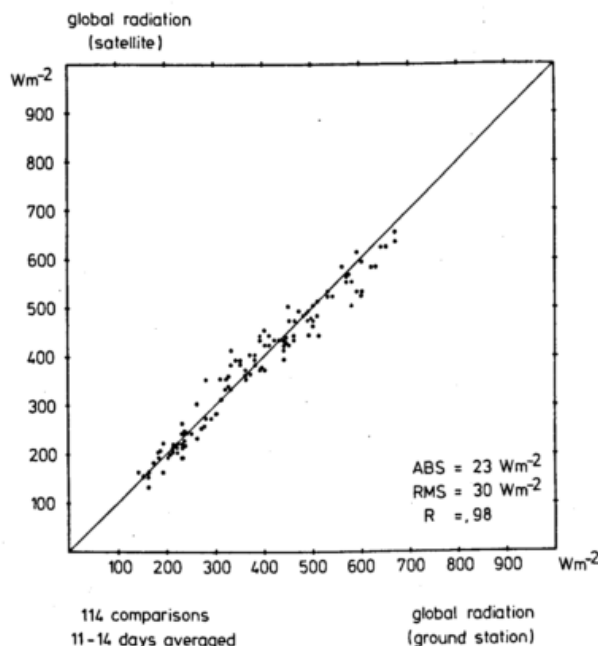


Fig.4 : same as in Fig.3 except that 15-day averages of hourly means have been compared

- TARPLEY, J.D., 1979: Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. J. Appl. Met., 18, 1172-1181.

M. KÄSTNER, P. KÖPKE, H. QUENZEL

Meteorologisches Institut der Universität München

Theresienstr. 37, 8000 München 2

ZUSAMMENFASSUNG

Die optische Dicke von Saharastaubwolken (eine Komponente des Strahlungshaushaltes), die in Satellitenbildern über dem Atlantik klar zu erkennen sind, wird aus Meteosat-VIS-Daten bestimmt. Bei der angewendeten Methode werden als günstig erkannte Winkel zwischen Sonne, Meßpunkt und Satellit benutzt, so daß die Ungenauigkeit der ermittelten optischen Dicken nur rund 20% beträgt.

Es werden mehrere Staubwolken mit ihrer zeitlichen Veränderung und weiteren interessanten Einheiten vorgestellt. Die Befunde werden besprochen.

1 EINLEITUNG

Die Trübung der Atmosphäre, die von Menge und Art (Größenverteilung und Brechungsindex) der Aerosolpartikeln bestimmt wird, wirkt auf die planetare Albedo und die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre und ist deshalb von Interesse als Komponente des Energiehaushaltes. Der mittlere Atlantik ist ein Gebiet, in dem die Trübung eine besonders hohe Variabilität hat, weil Staubwolken aus der Sahara mehr oder weniger häufig dorthin transportiert werden und sich dort verschiedenartig ausbreiten und verschwinden. Die Erscheinung der Saharastaubausbrüche ist seit Jahrhunderten (Edrisi, 1160) bekannt. Insbesondere in unserer Zeit gibt es jedoch anthropogen bedingte Eingriffe in die Vegetationsdecke der Sahara und ihrer Randgebiete, so daß eine Veränderung von Häufigkeit und Stärke der Saharastaubausbrüche und nachfolgend eine regionale Klimabeeinflussung nicht ausgeschlossen werden kann.

2 METHODE

Die Meßwerte des Meteosat-VIS-Kanals L_{sat} hängen neben der gesuchten optischen Dicke der Aerosolpartikeln von einer ganzen Reihe von weiteren optisch wirksamen Größen der Atmosphäre (Störgrößen) ab, nämlich: Aerosolstreuungsfunktion, Sonneneinstrahlung, Sonnen-

elevation, Meßrichtung, Streuung durch Luftmoleküle, Gasabsorption, optische Eigenschaften der Erdoberfläche, Wolken. Die störenden Größen sind teils zeitlich konstant (z.B. die Sonneneinstrahlung), teils sind sie genau berechenbar (z.B. die geometrischen Größen), teils sind sie so stark und so sehr variabel (z.B. die Wolken, die Reflexion der Landoberflächen), daß sie eine Interpretation der L_{sat} -Werte hinsichtlich der Trübung unmöglich machen. Eine Trübungsbestimmung ist deshalb, wenn überhaupt, nur möglich über Wasser ausserhalb des Sonnenreflexes und in wolkenfreien Bildpunkten (Pixeln). (Zur Auffindung wolkenfreier Pixel mittels Histogrammanalyse und Vergleich von Trübungskarte und Satellitenbild siehe Kästner und Quenzel (1981).) Dazu ist es notwendig, daß weitere Störgrößen wie die Variabilität der Aerosolstreuungsfunktion, die von der Variabilität des Aerosoltyps herrührt, möglichst klein und möglichst konstant ist. Tatsächlich finden sich geometrische Konstellationen zwischen Richtung der einfallenden Sonnenstrahlung, Satellit und Meßrichtung, bei denen diese Bedingungen erfüllt sind. Eine ausführliche Darstellung der Methode findet sich insbesondere bei Köpke (1977), Köpke und Quenzel (1979) und Köpke und Quenzel (1981), wo beschrieben ist, wie die 'günstigen Bedingungen'

gefunden werden und wann sie auftreten.

Zur Bestimmung der Trübung aus den gemessenen Strahlungswerten L_{sat} werden 'Konversionskurven' verwendet und zwar für jedes Pixel und jeden Zeitpunkt (die Sonne hat einen Tagesgang) eine eigene. Die Konversionskurven ergeben sich aus der numerischen Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung.

Für unsere Trübungsbestimmung wurde die Empfindlichkeit des VIS-Kanals erhöht (größere Verstärkung) gegenüber dem Normalbetrieb, damit die Digitalisierungsstufen der interessierenden niedrigen Strahlungswerte (Grauwerte) feiner sind. Die zur Inversion verwendeten Strahlungswerte L_{sat} werden aus den Grauwerten mit Hilfe der Eichung des Meteosat-VIS-Kanals von Köpke (1980) ermittelt.

Es darf als ein glücklicher Umstand bezeichnet werden, daß in großen Gebieten im Gesichtsfeld des Meteosat die günstigen Bedingungen täglich wenigstens einmal vorkommen, und auch ausgenutzt werden können, weil Meteosat quasi kontinuierlich (alle halben Stunden) ein Bild liefert. Die resultierenden Trübungskarten können also als Tagesmittel mit $\pm 20\%$ Genauigkeit angesehen werden.

3 ERGEBNIS

Zur Anwendung der Methode der Trübungsbestimmung lagen fünf Folgen von Meteosat-Bildern von jeweils drei hintereinanderliegenden Tagen vor (Kästner und Quenzel, 1981). Das Material wurde ausgewertet und wird anhand von drei Beispielen vorgestellt.

Im ersten Fall handelt es sich um eine große Saharastaubwolke, deren Verlagerung während der Zeit vom 18. bis 20.10.1978 bis beinahe in die Karibik verfolgt werden kann. Die optische Dicke der Wolke entspricht einem spektralen Linke'schen Trübungsfaktor bei $0.55_{\mu\text{m}}$ zwischen 4 und 12. Diese Trübungswerte ändern sich bei der Verlagerung der Wolke kaum. Das zeigt, daß Saharastaub bei stationären Strömungsverhältnissen ohne auszufallen zu weit entfernten Gebieten transportiert werden kann.

Die Staubwolken werden jedoch keineswegs immer so weit verlagert. Sie dehnen sich häufig, entsprechend der vorherrschenden Wittersituation, nicht über 30° W hinaus aus, sondern werden nach Norden abgelenkt und fallen aus.

In unserem dritten Beispiel ist die Ausbreitung des Staubes nach Westen blockiert, wodurch sich die Staubmengen nacheinander erfolgter Ausbrüche akkumulieren. Abb. 1 und 2 sind die dazugehörigen Trübungskarten vom 1. und 2.3.1979. Sie zeigen das Gebiet von etwa 8° N bis 16° N und 14° W bis 27° W , d.h. den Atlantik südwestlich von Dakar. Land und Wolken sind durch Punktraster markiert. Die ausgezogenen Linien sind Linien gleicher Trübung, ausgedrückt durch den Linke'schen Trübungsfaktor bei $0.55_{\mu\text{m}}$, dessen Zahlwerte angegeben sind. Stellt man sich die Isolinien als Höhenlinien eines Gebirges vor, so entsprechen die dicken Punkte der Kammlinie und helfen damit, die Gestalt der Staubwolke zu erkennen.

Die maximale Trübung hat am 1.3.79 den Wert 13 und steigt zum 2.3.79 auf den Wert 18 an, wobei die Lage der Staubwolke nahezu gleich bleibt. Dies erklärt sich dadurch, daß die Wolke sich auf Grund der Wittersituation nicht weiter nach Westen verlagern kann und so der nachfolgende Staub angesammelt wird. Durch weiteren Staubbachschub bleibt die Wolke bis zum 6.3.79 bestehen, wobei sich die maximale Trübung sogar weiter erhöht.

4 SCHLUSS

Unser Verfahren zur Trübungsbestimmung ist so weit automatisiert worden, daß von navigierten Meteosat-VIS-Bildern auf Digitalbändern ausgehend vom Computer Trübungskarten erstellt werden. Dabei können jedoch durch Wolken falsche Trübungswerte vorgetäuscht werden. Allerdings gelingt es durch kritische Betrachtung der Bilder, richtige und falsche Trübungswerte zu unterscheiden und so die optischen Dicken von Saharastaubwolken zu bestimmen.



Abbildung 1
Trübungskarte vom 1. 3. 1979



Abbildung 2
Trübungskarte vom 2. 3. 1979

5 LITERATURANGABEN

- Edrisi (1160), nach O. Krümmel, 1886: Der Ozean; In: Das Wissen der Gegenwart 52, G. Freytag Verlag, Leipzig.
- Köpke, P. (1977): Bestimmung der atmosphärischen Trübung mittels geostationärem Satelliten. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München 30.
- Köpke, P. und H. Quenzel (1979): Turbidity of the atmosphere determined from Satellite: calculation of optimum viewing geometry. J. Geophys. Res, 84, 7847-7856.
- Köpke, P. (1980): Satellite calibration from ground; In: Proceedings of the International Radiation Symposium, Ft. Collins 11.-16.8.1980, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, pp.404-406.
- Köpke, P. und H. Quenzel (1981): Turbidity of the atmosphere determined from Satellite: calculation of optimum wavelength. J. Geophys. Res. 86, 9801-9805.
- Kästner, M. und H. Quenzel (1981): Fernerkundung atmosphärischer Trübung aus Meteosat Bildern des 0.4 bis 1.1 μ m Spektralbereiches. Abschlußbericht zu den DFG-Sachbewilligungen Qu 28/16 + 17 + 19.

SEA SURFACE TEMPERATURE MEASUREMENTS FROM METEOSAT DATA

Stewart Campbell

Meteosat Data Management Department, European Space Operations Centre (ESOC), Darmstadt, Germany

ABSTRACT

The method of deriving sea surface temperatures from METEOSAT radiance data is described, including the processing of radiance histograms, the correction for absorption by atmospheric water vapour, and the automatic and manual quality control of the temperatures so derived. The method of validation of the temperatures, together with their role in the calibration of the 11 μm channel, are also briefly discussed.

1 INTRODUCTION

This note describes the extraction of sea surface temperature from METEOSAT radiance data. The basic processing units are 32 x 32 pixel segments (average size 200 km) sensed in 3 spectral channels: 10.5-12.5 μm thermal infrared window channel (IR), 5.7-7.1 μm infrared channel in region of strong water vapour absorption (WV), and 0.4-1.1 μm visible channel (VIS). The description includes the extraction and identification of radiance clusters from histograms, the correction for atmospheric absorption, aspects of quality control and the validation of the results.

2 SEGMENT PROCESSING

Segment processing is the name given to the process of extraction and identification of radiance clusters from histograms built from the 32 x 32 pixels comprising a segment. The extraction of clusters is performed using a histogram processing scheme which extracts the clusters from bi-dimensional IR/VIS histograms. Figure 1 shows that on such a histogram, most clusters are distinct and in cases where clusters do overlap to some extent the extraction process is aided by assuming that the underlying clusters are approximately Gaussian in shape.

The basic mechanism of the scheme is to project all points from the bi-dimensional histogram onto the IR axis, and extract clusters from the mono-dimensional IR histogram. All points comprising the extracted cluster are then projected onto the VIS axis and any subclusters, of the extracted cluster, discernible through the use of the VIS data are separated. Finally the points comprising the extracted clusters are removed from the original bi-dimensional histogram and the process repeated until all clusters have been extracted. During hours of darkness the

clusters are simply extracted from mono-dimensional IR histograms.

The statistics of each of the extracted clusters can now be used to identify the physical source of the cluster from a range of possible radiating and reflecting bodies. This is possible since each source body produces radiance clusters which have recognisable characteristics. The characteristics or signatures of each body vary both temporally and across the image and so they have to be predicted individually for each segment. The predicted radiances have two components, one obtained from climatology the other from a feedback mechanism using recent history to provide a dynamic update to the predicted radiances. Finally a realistic diurnal variation is imposed on these radiances.

To identify each cluster, the cluster radiances are compared with each of the predicted radiances and identified with the body for which agreement is closest. For low cloud and sea or land surfaces, the VIS radiance is important in the identification process but for high or medium cloud it can be misleading, hence both IR and VIS radiances are used where the IR value is above a certain threshold marking the division between the occurrence of low and medium cloud and IR alone is used where it is below this value.

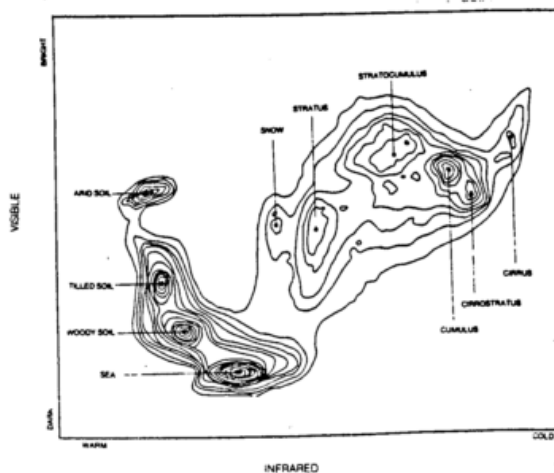


Fig. 1: Bi-dimensional histogram of visible and infrared radiances showing separate clusters.

3 ABSORPTION CORRECTION

Although the 11 μm band is described as an atmospheric 'window', there is still sufficient absorption, mainly by atmospheric water vapour, to cause the measured cluster radiance to under-estimate the true sea surface temperature, and so a correction has to be applied to compensate for this absorption. A direct calculation is possible provided the vertical state of the atmosphere in terms of temperature and humidity is known.

These calculations are very time-consuming and so a set of model atmospheres (~ 200) designed to represent a wide range of atmospheric conditions is used. Corresponding to each model atmosphere is a table of pre-computed corrections, arranged as a function of measured IR radiance and satellite zenith angle, allowing the corrected IR radiance appropriate to the measured IR radiance to be selected immediately. The set of model atmospheres was derived from a large set (> 5000) of radiosonde profiles and was designed to give a minimum difference between the correction corresponding to the model atmosphere and that which would be derived explicitly from the set of profiles it was chosen to represent. All radiative calculations required in the pre-computation of these tables use the model of Moskalenko assuming absorption by water vapour only.

The true state of the atmosphere at the time of the SST image is described by the output of a short-range global forecast model obtained via the GTS from NWS in the USA. A forecast temperature/humidity profile is allocated to each segment and then the model atmosphere profile with the most similar radiative properties is selected. The IR radiance corrected for water vapour absorption is then immediately extracted from the pre-computed table associated with that model atmosphere, for the appropriate measured IR radiance and spacecraft zenith angle.

4 QUALITY CONTROL

The SST product is derived twice daily at nominal times of 0 Z and 12 Z however the segment processing task is run every 3 hours providing, in general, several estimates of the sea surface temperature at each segment. Since the sea surface temperature is a slowly varying quantity it is permissible to combine all 12 individual SST fields extracted by the segment processing task over the previous 36 hours and to use the various separate estimates at each segment to estimate a composite representative temperature field. The first step in this process is to subject each individual SST field to a quality check against a reference background temperature field and to reject all temperatures differing from the background field by more than certain thresholds. (These thresholds vary with local background age and gradient.) To avoid con-

tinuous erroneous rejection caused by an unrepresentative background value, a second quality check using relaxed thresholds is applied at those segments where all available values have been rejected and where the local background age is greater than a pre-specified value. In this way, previously rejected temperatures can if necessary be reintroduced into the analysis.

The best estimate of the temperature at each segment is then a weighted mean of all temperatures of acceptable quality at that segment (known as a segment mean temperature). The weights used are designed to reflect the quality of each temperature and vary with such features as the cluster standard deviation (measure of contamination), with applicability of forecast used (measure of quality of absorption correction) and with availability of VIS data (measure of quality of segment processing). The segment mean temperature is the basic product of the SST extraction scheme, but only those segment means containing a temperature component within 12 hours of the nominal extraction time are disseminated.

All segment mean temperatures so derived are then used to update the background field dynamically so that an improved reference field is available for the next run of the quality control scheme. A weighted mean of the original background value and the segment mean value is formed, again with the weights depending on the segment mean and the background quality. At segments where no segment mean value is available, the update is made using a small contribution from the next month's temperature climatology such that the background value at that point will converge to the correct climatology after one month without a proper update. Finally the new background field so derived is smoothed by smoothing the differences between the new and old background field, a method which preserves genuine gradients in the field. The smoothed background field is then available for use as the reference field in the next quality control run 12 hours later. The original definition of the background field at the start of operations is simply a climatological field.

Finally, all segment mean and background temperatures are subjected to a manual inspection using a colour display on a VDU screen. Any background or segment mean temperatures judged by a skilled meteorologist to be anomalous are deleted at this stage. All acceptable segment mean temperatures are then encoded into WMO SATOB code and distributed to interested users via the GTS.

5 VALIDATION

Validation of the SST product in addition to providing useful information on the properties of the product itself, provides information on several critical stages of the pro-

cessing scheme influencing other products, but which are not themselves amenable to validation, for instance the quality of the model atmospheres or of the segment processing results.

The SST product is compared with ship temperatures both daily and cumulatively, both in total and over latitude bands using segment mean and background values. The collocation criteria are that both should lie in the same segment and be within 24 hours of the nominal time. To prevent spurious ship temperatures distorting the statistics, ship temperatures are subject to a rough quality check against climatology before inclusion in the scheme.

6 CALIBRATION

The rationale behind the 11 μm calibration scheme is that the calibration should produce SSTs which have a negligible bias against ship temperatures. If the validation procedure indicates that a persistent, significant bias exists, the calibration scheme is initiated. This involves using both the ship and forecast data to estimate the theoretical radiance reaching the radiometer together with the colocated measured IR count to provide a calibration point. Several such calibration points plus the count at space view are then used to derive a calibration equation. The theoretical radiances are derived by computing the atmospheric emission and transmission direct from the forecast temperature/humidity profiles using Moskalenko's model.

A simpler, less rigorous, scheme involving the use of the model atmosphere tables in an inverse manner to that used to derive the IR absorption correction, is also run as part of the validation scheme to provide a check on the more rigorous method, and on the day to day stability of the IR channel response.

REFERENCES

1. Objective Classification Technique in Meteosat Image Data Processing, C. Tomassini. XXVII Rassegna Internazionale Elettronica Nucleare ed Aerospaziale, Roma (1980)
2. An Automatic System for Quality Controlling the Sea Surface Temperature Product, S. Campbell, Internal ESOC Technical Note, Issue 17 (1980)
3. Spectral Transmission Functions in the H_2O and CO_2 Bands, B.M. Golubitskiy, N.I. Moskalenko, IZV., Atm. + Oceanic Phys., Vol. 4, No. 3, pp. 346-359 (1968)
4. The Spectral Transmission Function in the Bands of Water Vapour, O_3 , N_2O and N_2 Atmospheric Components. N.I. Moskalenko, IZV., Atm. + Oceanic Phys., Vol. 5, No. 11, pp. 1179-1190 (1969)

PIXEL RESOLUTION SEA SURFACE TEMPERATURES FROM METEOSAT DATA

Reinhild Paulisch

Meteosat Data Management Department*, European Space Operations Centre (ESOC), Darmstadt, F.R. Germany

* On leave from the Deutscher Wetterdienst, Offenbach, F.R. Germany

ABSTRACT

Based on the extraction of sea surface temperatures from METEOSAT image data for segments, pixel resolution sea surface temperatures are derived.

A description of the processing method will be given applying the determination of reflector types by cluster analysis techniques.

Mono- and two-dimensional histograms of infrared and visible are investigated in order to find optimal criteria for limitation of radiance range for sea clusters and thus enabling to exclude contamination pixels.

After accounting for the atmospheric attenuation correction and checking the consistency with climatological background fields some coastal regions are filtered out by using masks to study spatial (and later on temporal) variations which might be done for every other optionally chosen ocean region as well.

Computer representations then show SST for each pixel (unless it is cloud covered or outside acceptable quality limits).

1 INTRODUCTION

The operational production of sea surface temperatures at ESOC uses statistical methods to obtain values representative of square areas of ocean of approximate size 200 km x 200 km.

This paper describes a scheme which is based on results obtained by the operational procedure but which relates those results back to the original image and individual pixel values.

The objective is the production of accurate values of sea surface temperatures at 5 km pixel resolution from which both the diurnal and spatial variations may be determined. Some initial results are presented (for details see Ref. 1).

2 PROCESSING METHOD

The derivation of pixel resolution SST is based upon the results of the objective classification analysis of reflector types from Meteosat image data (Ref. 2).

For all reflectors identified in each segment statistical parameters for the corresponding clusters are determined and stored in appropriate files:

- mean radiances and
- standard deviations for all spectral channels available
- the number of pixels attributed to each cluster.

Then the location of each sea pixel can be derived as follows:

By calculating the radiance intervals for sea reflectors and by scanning each pixel of every segment in the image, all pixels inside these limits are selected and consequently all sea pixels and their locations inside each segment can be found.

Because of the possibility of overlapping clusters of different reflector types in the IR range (e.g. sea, land, low clouds) also the VIS radiance values have to be used in this selection procedure, so that different reflectors of similar temperatures can be better distinguished.

The described method is applied accordingly to land pixels in coastal regions.

3 SELECTION OF RADIANCE LIMITS

Initial results show that the number of sea pixels obtained by this procedure is highly sensitive to the selection of radiance limits, which resulted in the necessity to investigate the effect of different factors of the standard deviation σ in determining the radiance intervals as criteria for identifying different reflectors.

The optimal solution must be a compromise between losing too many good pixels and including too many contamination pixels.

4 HISTOGRAM INVESTIGATIONS

For a better judgement of the influence of different factors of σ onto the cluster structure mono- and two-dimensional IR/VIS-histograms for each test segment were studied. Because IR can be approximated better by a Gaussian distribution than VIS, larger factors were chosen for the IR and smaller ones for the VIS.

The symmetry relative to the peak can give some information on the quality of the sea cluster. Consequently, if the IR histogram windows, obtained by cutting from the total IR histogram those parts which are filtered out by the application of different factors of σ , show a symmetrical appearance the selection of these factors can be regarded as satisfactory.

5 RESULTS

The resulting print/plot representations of pixel resolution SST for every test segment (distinguishing between sea/land/else) show pronounced spatial variations of coastal SST distributions where the degree of non-uniformity varies according to the selection of factors of σ (for details and Figures see Ref. 1).

6 SEGMENT BOUNDARIES

Comparisons of neighbouring segments show jumps in SST pixel values at the boundaries which are physically unrealistic and can be explained by the use of various atmospheric corrections or atmospheric models, respectively, in different segments.

In developing an appropriate smoothing and interpolation procedure there has to be considered that by smoothing temperature discontinuities at the boundaries, not the real existent SST spatial and diurnal variations will disappear also.

7 SOME CONCLUDING REMARKS

Here some initial results of distributions of SST at 5 km pixel resolution are presented and their spatial variations as well, for different coastal and ocean segments. Every other geographical region might be easily chosen by the use of an appropriate mask.

An application on Meteosat-2 will be done as soon as segmented images and the corresponding input files are available, so that the study of diurnal variations can be realised more easily.

Additionally, a validation by ship measurements will be done.

And moreover, this automatic processing is planned to provide pixel resolution SST as colour displays on MIEC display screens.

REFERENCES

1. R. Paulisch, 1981:
Pixel Resolution Sea Surface Temperatures
Internal MDMD/MET TN(33)
2. C. Tomassini, 1980:
Integrated Processing
Internal MDMD/MET TN(1)

VORLÄUFIGE ERGEBNISSE DER WINDBESTIMMUNG ÜBER DEN ALPEN AUS DER WOLKENVERLAGERUNG IM SATELLITENBILD VON METEOSAT-2

H. Queck

DFVLR-Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Wessling

Die Verlagerung sorgfältig ausgewählter Wolken im Beobachtungsfeld des geostationären meteorologischen Satelliten METEOSAT-2 gestattet eine Bestimmung des Windes im Wolkenniveau. Eine beträchtliche Anzahl von Windvektoren aus der Wolkenverlagerung soll Aufschluss über die Höhenlage der Wolken geben. Die Wolkennhöhenzuordnung ist einer der Hauptfehler bei der Windbestimmung aus der Wolkenverlagerung. Das trifft ganz besonders für die hohen Wolken zu. Häufigkeitsverteilungen der Grauwerte für tiefliegende Wolken und für hohe Wolken lassen den Grund hierfür erkennen. Während die Verteilung bei tiefliegenden Wolken ein eng begrenztes Maximum zeigt, verbreitert sich dieses bei hohen Wolken, sodass eine exakte Zuordnung der Höhe sehr schwierig wird. Trotz des Auftretens eines Mittelwertes nahe einer bestimmten Höhe, liegt ein beträchtlicher Anteil von hohen Wolken unterhalb dieser Höhenstufe und anstatt der ausschliesslichen Verfolgung von Ci-Wolken wird die Verlagerung vieler mittelhoher Wolken betrachtet. Ein weiterer Unsicherheitsfaktor ist die Oberflächenbeschaffenheit des Untergrundes, wodurch lokale Wettererscheinungen ausgelöst werden.

1 EINLEITUNG

Das Alpenmassiv ist die wichtigste Bergkette in Europa, mit einer Länge von etwa 900 km und einer Breite von 100 - 200 km. Bogenförmig, mit Beginn am Mittelmeer (Golf von Genua), erstrecken sich die Alpen erst in nördlicher, dann in östlicher Richtung zum Wiener Becken. Wegen ihrer Orientierung bezüglich der vorherrschenden Luftströmung bilden sich leeseitig der Alpen häufig Tiefdruckgebiete. Zum Studium atmosphärischer Prozesse im unteren Skalenbereich, muss die orografische Struktur der Alpen bekannt sein, d.h. die höchsten Erhebungen und die Haupttäler mit ihrer Richtung. Als höchster Gipfel in den Alpen erreicht der Mt. Blanc 4807 m. Weitere 5 Gipfel liegen über 4000 m, gefolgt von einer Reihe über 3000 m.

Einen weit grösseren Einfluss auf kleinräumige Zirkulationen haben aber die Täler, die in zwei Kategorien einzuteilen sind, nämlich in Täler, die parallel zur Erstreckungsrichtung der Alpen und solche, die quer dazu verlaufen. Erstere teilen den Alpenkamm in mehrere Rücken auf, wodurch die Luftströmung über die Alpen komplizierter wird, letztere begünstigen die Ausbildung regionaler oder lokaler Windfelder, wie z.B. Bora, Mistral und Föhn.

2 WINDBESTIMMUNG

Die Windbestimmung aus der Wolkenverlagerung in einer zeitlichen Sequenz der Beobachtungen von METEOSAT-2 erfolgte durch Kreuzkorrelation der Bilddaten von Targetfläche (A) zur Zeit (t_1) in der Fläche des Suchgebietes (B) zur Zeit (t_2). Da sich die Wolken in jeder Richtung verlagern können, wird die Fläche (B) automatisch vergrössert bei Wahl der Kreuzkorrelationsmethode, die den Cosinus des Winkels (θ) zwischen den Vektoren $\vec{A}$ und $\vec{B}$ be-

stimmt. Je näher $\cos(\theta)$ an 1 liegt, umso besser ist die Korrelation, für den Wert 0 ergibt sich keine Korrelation, für -1 zeigen die Vektoren genau entgegengesetzt.

2.1 Limited Scan Mode

Um die Windbestimmung in einem kleinräumigen Gebiet ($\approx 50 \text{ km}^2$), wie es die Alpenregion darstellt, mit grösstmöglicher Genauigkeit durchzuführen, ist es notwendig, den Aufzeichnungsmodus zu verkürzen. Mit einer höheren zeitlichen Auflösung (10 min.) können die konvektiven Prozesse und die Ausbreitung von Schwellen erfasst werden.

2.2 Navigation

Die Navigation der Bildsequenzen, d.h. die Transformation des Linien-Element-Koordinatennetzes in ein Länge-Breite-Koordinatennetz, wurde über Landmarkenmessungen durchgeführt. Mit der Entwicklung eines Softwarepakets zur Navigation (PHILLIPS and SMITH 1973), wurde die genaue Messung der Wolkenverlagerung möglich. Ohne guter Navigation tritt eine scheinbare Verschiebung der Kontinente auf, da die Spinachse des Satelliten und die Erdachse nicht parallel sind der Satellit deshalb eine oszillierende Bewegung auf seiner Umlaufbahn ausführt. Jede Abweichung von der Überdeckung der Erdbilder verursacht systematische Fehler in der Bestimmung der Wolkenverlagerung.

2.3 Auswahl der zu verfolgenden Wolken

Legt man eine Wolkenklassifikation zugrunde, die unterscheidet nach:

stratiform	St	As/Ns	Cs
cumuliform	Sc,Cu,Cb	Ac	Ci,Cc

wobei das Wolkenniveau für die erste Spalte

unterhalb 700 mb liegt, für die zweite Spalte zwischen 600-400 mb und für die dritte Spalte oberhalb oder in 300 mb. Als weiteres Merkmal kommt zu jeder Gruppe die horizontale Ausdehnung der entsprechenden Wolkenformation. Das gilt ganz besonders für die cumuliforme Bewölkung, die entsprechend ihrer horizontalen Ausdehnung in Federn (≈ 0.6 km), Türmchen (0.6-3.7 km), kleine Zellen (3.7-9.3 km), mittelgrosse Zellen (9.3-18.5 km), grosse Zellen (18.5-93 km) und riesige Zellen (> 93 km) eingeteilt werden kann (FUJITA et al. 1975).

Wolken sind gekennzeichnet durch ihre Vorderseite, ihre Rückseite, ihren Mittelpunkt und ihr Helligkeitszentrum. Je nachdem welcher dieser Verfolgungspunkte benutzt wird, kann das Ergebnis der Verlagerungsbestimmung variieren. So neigen wachsende Zellen dazu, sich rasch zu verlagern, wenn die Vorderseite der Wolke verfolgt wird. Das Helligkeitszentrum der Wolke bewegt sich etwas schneller, als der Wolkenmittelpunkt.

Sich auflösende Wolken sind schlechte Targets, weil die Wolkenauflösung nicht immer nach einem Punkt hin erfolgt, sondern häufig in Absplitterung einzelner Wolkenteile verläuft.

Abhängig von der horizontalen Ausdehnung folgt: Zu kleine Wolken -Federn, Türmchen- sind wegen ihrer unbeständigen Aufwärtsbewegung und kurzen Lebensdauer, schlechte Targets. Kleine Zellen sind gute Targets, die leicht zu verfolgen sind. Die Verlagerung mittelgrosser, grosser und riesiger Zellen ist am leichtesten zu bestimmen, wenngleich ihre Lebensdauer über Land abnimmt und oft zu fehlerhafter Einschätzung führt.

2.4 Wolken-Höhen-Zuordnung

Die Variation der Windgeschwindigkeit und -richtung mit der Höhe kann sehr gross sein, weshalb eine genaue Bestimmung der Wolkenhöhe sehr wichtig ist. Wegen der dabei auftretenden Schwierigkeiten, ist sie eine der grössten Fehlerquellen bei der Windbestimmung aus der Wolkenverlagerung.

Eine Möglichkeit der Höhenzuordnung ist die Schätzung der Höhe nach einer Wolkenklassifikation im VIS-Kanal, was gute Ergebnisse für tiefliegende und hohe Wolken liefert.

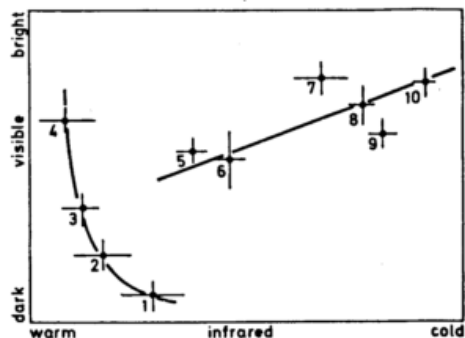
Programmetechnisch wird die Wolkenhöhe im McIDAS-System aus den Temperaturwerten des IR-Kanals bestimmt (MOSHER 1974), wobei der VIS-Kanal zur Berechnung der optischen Dicke der Wolken benutzt wird, aus der dann das Emissionsvermögen resultiert. Das Emissionsvermögen, zusammen mit dem Bedeckungsgrad aus dem VIS-Kanal, wird dazu benutzt, die Schwarz-Körper-Temperatur zu korrigieren.

Fehler in der Höhenzuordnung können auch verursacht werden durch Faktoren ausserhalb der grundlegenden Einschränkungen des Systems. Im Falle von dünnem Cirrus über tiefer liegenden

den Wolken beispielsweise, kann das CLDHGT-System, die Verlagerung der tieferen Wolken bestimmen mit einer Zuordnung der Cirrus-Wolkenhöhe. Das Umgekehrte kann eintreten, wenn zur Bestimmung der Wolkenverlagerung die Punktmessung angewendet wird, denn dann zählt nur die Cursornachführung des Operators. Setzt er den Cursor auf ein Wolkenloch, das er im nächsten Bild der Sequenz wiederzufinden glaubt, so verfolgt er die Verlagerung der Wolkenlücke mit einer Höhenzuordnung des Untergrundes. Aufgrund der Tatsache, dass das System Wolkenoberflächentemperaturen misst, kann ein weiterer Fehler in der Höhenbestimmung auftreten. Es muss nämlich die Höhe der Wolkenoberfläche nicht mit der Höhe der Luftströmung zusammenfallen, die die Antriebskraft für die Wolkenverlagerung darstellt. Das gilt besonders für grosse konvektive Wolken, wo die Bewegung der hellen Wolkenzentren durch die Luftströmung aus viel tiefer liegenden Schichten verursacht wird.

2.5 Histogrammanalyse

Um Wolken über schneebedecktem Gelände identifizieren zu können, wird eine multispektrale Histogrammanalyse durchgeführt. Diese 2D-Histogramme (z.B. VIS & IR) beinhalten Häufigkeitszonen, von denen jede wenigstens einer Strahlungsquelle entspricht. So werden Häufigkeitsmaxima gefunden für die verschiedenen Bodenflächen, für Meer, für Schnee und Wolkenarten, wie Stratus, Stratocumulus, Cumulus, Cirrostratus und Cirrus. Jedes dieser Maxima



1	Meer	6	Stratus
2	Wald	7	Stratocumulus
3	Wiese	8	Cumulus
4	Wüste	9	Cirrostratus
5	Schnee	10	Cirrus

Abb. 1 2D-Histogramm: Grauwertverteilung von VIS & IR-Daten

(Abb. 1) gehört zu einer bestimmten Helligkeit (VIS) und einer entsprechenden Temperatur (IR).

3 ERGEBNISSE

Ein erstes Testband der Beobachtungen von METEOSAT-2 im Limited Scan Mode erhielten wir für den 25.08.1981 mit einer Sequenz von 14:00 -

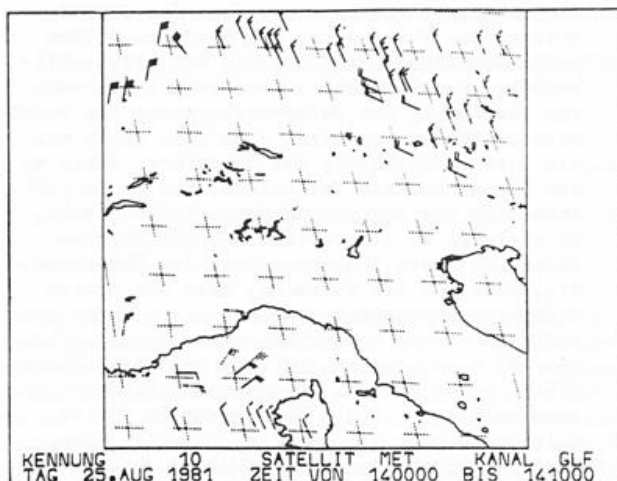


Abb. 2 Windvektordarstellung für den 25.08.81 14:00 GMT

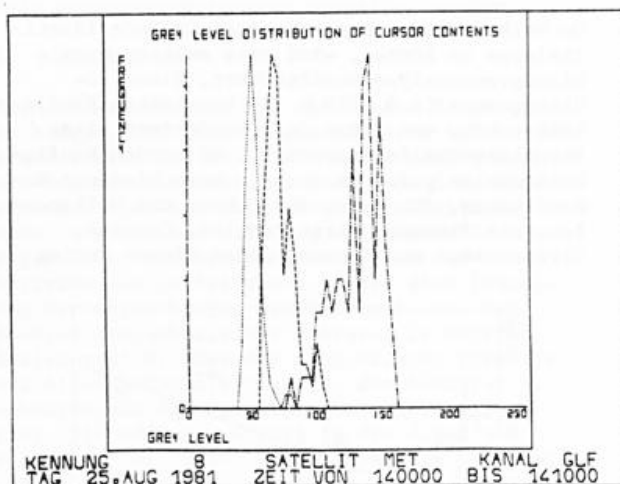


Abb. 3 Häufigkeitsverteilung der Grauwerte für ein wolkenfreies Gebiet über Land (...), für teilweise Bedeckung mit tiefen Wolken (---) und vollständige Bedeckung mit Wolken in mehreren Schichten (---)

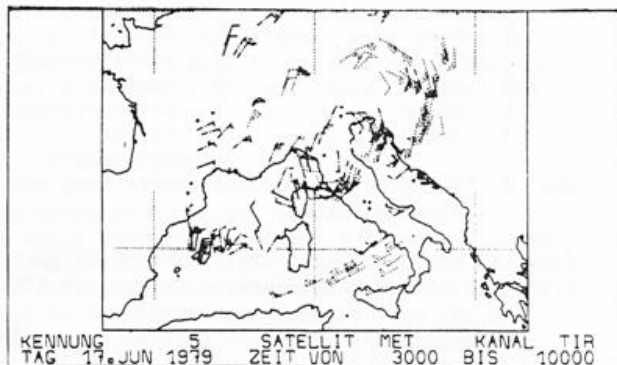


Abb. 4 Windvektordarstellung für den 17.06.79 0:30 GMT

14:50 GMT im 10 Minuten Zyklus. Leider beinhalten die Messungen in allen 3 Kanälen Aufzeichnungsstörungen bei etwa 50 und 40°N, sodass die Navigation sehr zeitraubend und mühsam war.

Der ausgewählte Ausschnitt (Mittelpunkt 46°N 10°E in Schritten von 1° in beiden Achsen) war zudem zum Großteil wolkenfrei, sodass die Belegung mit Windvektoren auf den nordöstlichen und südwestlichen Teil des Gebietes beschränkt ist (Abb. 2). Eine Höhenkodierung der Windfähnchen erfolgte in der Art, dass ausgezogene Fähnchen Vektoren im Niveau ≈ 700 mb, strichpunktierte im Niveau 600-400 mb und punktierte im Niveau ≈ 300 mb darstellen.

Im nordöstlichen Teilgebiet herrscht bis zum 400 mb Niveau eine nordöstliche Strömung von einheitlicher Geschwindigkeit (etwa 8 m/s) vor. Im südwestlichen Teil entsteht offenbar ein Wirbel, gekennzeichnet durch die Richtungsänderungen der Vektoren (Golf von Genua). Die Windgeschwindigkeit bis 400 mb ist z.T. noch etwas kleiner (8-5 m/s), steigt aber auf Werte von 15 m/s für das 300 mb-Niveau

Abb. 3 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Grauwerte des Cursorinhaltes für ein wolkenfreies Gebiet über Land, für teilweise Bedeckung mit tiefen Wolken und für vollständige Bedeckung mit Wolken in mehreren Schichten.

In Abb. 4 ist in stereografischer Projektion die Luftströmung gezeigt nach einer Sequenz, gemessen von METEOSAT-1 im 30 Minuten-Abstand für den 17.06.1979 0:30 GMT. Dieser Tag war beherrscht von einer Vb-Lage, die im Alpengebiet ergiebige Niederschläge brachte. Besonders eindrucksvoll ist die Wolkenverlagerung mit grosser Geschwindigkeit in der unteren Bildhälfte. Ausgehend vom Atlas-Gebirge in Afrika, ziehen die hohen Wolken über Süditalien, umkreisen Jugoslawien und strömen aus nordöstlicher Richtung kommend auf die Alpen zu. Es bestehen deutliche Unterschiede in der Windgeschwindigkeit, mit grossen Werten für hohe Wolken und einer allgemeinen Abnahme mit abnehmender Höhenlage.

4 LITERATUR

- PHILLIPS, D.R., SMITH, E.A.: Geosynchronous Satellite Navigation Model. GSFC Contract Report, NAS5-21794 (August 1973).
 MOSHER, F.: The CLDHGT System. Internal SSEC Report, University of Wisconsin, Madison, (August 1974).
 FUJITA, T.T., PEARL, E.W., SHENK, W.E.: Satellite-Tracked Cumulus Velocities. J. Appl. Meteorology 14 (1975), S. 407-413.

EINE SEQUENZ VON WIND- UND VORTICITY-FELDERN AUS METEOSAT-IR-DATEN

Christian Zick, Hochschulfilmreferat, Freie Universität Berlin

Am IMB der DFVLR wurden aus METEOSAT-IR-"Windtriplets" in 3-Stunden-Intervallen hochtroposphärische Windwerte aus Wolkenbewegungen abgeleitet. In dem untersuchten 36-Stunden-Zeitraum einer zyklonalen Entwicklung über dem östlichen Nordatlantik wurden detaillierte und kurzfrequente Wind- und Vorticity-Analysen aus etwa 1500 Windwerten berechnet. Die Vorticity-Felder zeigen, daß die Methode geeignet ist, subsynoptische Prozesse, z.B. Kommaentwicklungen, zu diagnostizieren.

High-tropospheric wind data in 3-hour intervals have been derived from METEOSAT-IR-"wind-triplets", using the IMB-system of DFVLR. Detailed and short-frequent wind and vorticity analyses were computed from a total of about 1500 winds, covering 36 hours of a cyclonal development over the eastern North Atlantic. The vorticity fields show, that the method serves well in the diagnosis of subsynoptic processes. for example a comma cloud development.

1 EINLEITUNG

Seit 1977 steht der europäischen Meteorologie mit dem geostationären Satelliten METEOSAT ein Werkzeug zur Verfügung, welches durchaus noch nicht ausgeschöpfte neue Beobachtungsmöglichkeiten teilweise faszinierender Art bietet. Für das von der DFG 1977 - 1980 geförderte Projekt zur Untersuchung von Zyklontypen und Zyklogenesen an Hand von Satellitenbildsequenzen, aus dem hier das letzte Teilergebnis wiedergegeben wird, wurden folgende Möglichkeiten ausgenutzt:

- im Zusammenhang mit dem Aufbau des METEOSAT-Programms wurde bei der DFVLR in Oberpfaffenhofen das "Interaktive System für Meteorologische Bilddatenbearbeitung" (IMB) eingerichtet, das optimale Möglichkeiten zur Auswertung von METEOSAT-Daten bietet. An dem Gerät wurden die für das Projekt benutzten Bilddaten aufbereitet und Winddaten berechnet;
- die alle halbe Stunde vorliegenden Bilder ermöglichen eine Diagnose der Dynamik der Wetterabläufe, da die Bilder zu einer Bewegungsszene zusammengesetzt werden können;
- die halbstündigen Bilddaten erlauben eine Diagnose zu (fast) jedem Zeitpunkt;
- sofern geeignete Meßobjekte vorhanden sind, lassen sich an beliebigen Punkten der vom Satelliten gesehenen Erdoberfläche und Wolken Daten ableiten;
- damit lassen sich auch Wetterabläufe in Gebieten untersuchen, in denen nur wenig konventionelle Daten vorliegen.

Mit diesen Voraussetzungen konnten zwei Polarluftzyklagenesen, die sich aus Kommaformationen über dem Nordatlantik entwickelten, analysiert werden; der erste Fall ist in (ZICK et al., 1980) dargestellt worden, hier sei der zweite vorgestellt. Abb. 1 zeigt ein Bild aus der Sequenz. Deutlich ist in der Bildmitte die

Kommawolke C zu erkennen.

Die Entwicklung wurde qualitativ durch Analyse der Bewegungsszene erfaßt - um die zeitlichen und räumlichen Zusammenhänge der Wolkenstrukturen zu erfassen - und quantitativ durch eine Analyse der aus Wolkenverlagerungen gewonnenen hochtroposphärischen Winddaten und daraus berechneter Vorticity-Felder. Für die Analyse des 36-stündigen Zeitraums wurden etwa 1500 Winde ermittelt; in diesem Zeitraum gab es nur 18 Radiosondenwerte im Untersuchungsgebiet. In 3-Stunden-Intervallen wurden Winde ermittelt; mit Radiosondendaten sind nur 12-Stunden-Intervalle möglich.

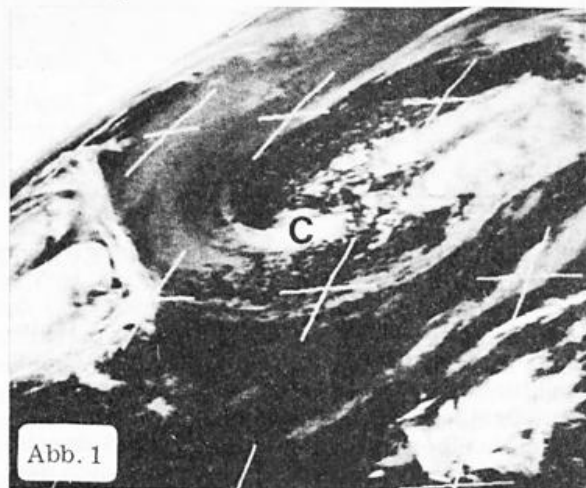


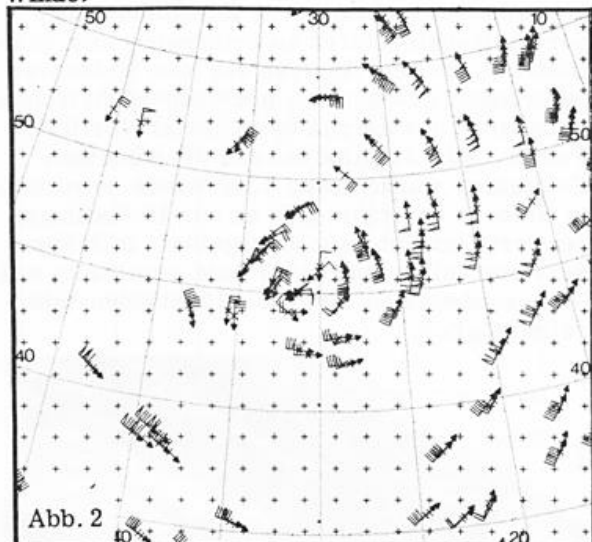
Abb. 1

METEOSAT-1, IR, 1. 6. 1979, 1700 GMT

2 DIE WINDDATEN

Zu Beginn der siebziger Jahre wurde in amerikanischen Untersuchungen und ab 1978 in europäischen nachgewiesen, daß die Wolkenbewegungen, die man in Bildsequenzen geostationärer Satelliten erkennen kann, unter

Berücksichtigung anderer meteorologischer Einflüsse, wie Wolkenentwicklungen oder Thermischer Zirkulation, repräsentativ sind für den Wind in dem atmosphärischen Niveau, in dem sich die Wolke befindet (HUBERT, 1971. ESA, 1979). Die mittlere Vektordifferenz zwischen hochtroposphärischen Radiosondenwinden und Windwerten aus Wolkenbewegungen wird zwischen 4 und 16 m/s angegeben, wobei letzterer Wert hauptsächlich auf die vollautomatische Auswertemethode und die problematische Höhenzuordnung zurückzuführen ist und durch interaktive Kontrolle auf weniger als die Hälfte reduziert werden kann. Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Winddaten stammen aus einer atmosphärischen Schicht zwischen etwa 250 und 350 mb; sie werden im Folgenden als 300-mb-Winde angesehen; eine Vereinfachung, die notwendig ist, will man die Daten feldmäßig analysieren und vergleichen. - Die Abb. 2 zeigt das zu Abb. 1 gehörende Datenfeld hochtroposphärischer Winde.



3 MANUELLE UND RECHNERGESTEUERTE ANALYSE DER WINDDATEN

Die manuelle Analyse der Winddaten - Isotachen und Isogonen - wurde durchgeführt, um eventuelle Schwächen der folgenden rechnergesteuerten Analyse erkennen zu können. Sie bietet darüberhinaus den Vorteil, daß durch räumliche und zeitliche Interpolation der in 3-Stunden-Abständen vorliegenden Daten sowie durch Einarbeiten von aus der Bewegungsszene gewonnenen Strukturmerkmalen und durch Einarbeiten von bewährten Kenntnissen über atmosphärische Strukturen (z. B. Strahlstrom) die Analysen eine hohe Kontinuität und Zuverlässigkeit erreichen. - Für eine operationelle Anwendung in der Wetterdiagnose ist die manuelle Analyse jedoch zu zeitaufwendig. Es wurde daher ein Interpolationsprogramm

entwickelt. Das Problem der sehr unregelmäßigen Dichte der Winddaten wurde gelöst durch eine doppelte Interpolation: eine erste Interpolation mit einem großen Gewichtsfunktionsradius - um die Datenlöcher zu füllen - und eine zweite Interpolation mit kleinem Radius - um die Detailstrukturen von Gebieten hoher Datendichte zu bewahren. Abb. 3a-d zeigt die Isotachen [kn] und Stromfelder (zum gleichen Zeitpunkt wie Abb. 1), und zwar oben (a, b) die Felder der manuellen Analyse, und unten (c, d) die Felder der rechnergesteuerten Analyse. Folgende Unterschiede lassen sich feststellen:

- aufgrund bestehender Modelle von Strahlströmen und unter Hinzuziehung des Wolkenbildes konnten in der Handanalyse die Strahlstrom-parallele Längsstruktur der Maxima gut in die Analyse eingearbeitet werden. In der automatischen Analyse dagegen haben sie rundlichere Formen und liegen schräg zur Windrichtung und Wolkenstruktur ($20^{\circ}\text{W}/45^{\circ}\text{N}$, in Abb. 3c, d);
- durch die zeitliche Interpolation bei der Handanalyse konnte die Lage des sekundären Maximums bei $38^{\circ}\text{W}/53^{\circ}\text{N}$ (Abb. 3a) genau bestimmt werden, während es bei der automatischen Analyse durch die Position des einzigen Windwertes (vgl. Abb. 2), der dieses Maximum andeutet, viel kleiner geworden und nach $42^{\circ}\text{W}/50^{\circ}\text{N}$ (Abb. 3c) verlagert ist;
- in den Gebieten, wo keine Winddaten vorhanden sind, werden Maxima bei der automatischen Analyse abgeschwächt ($22^{\circ}\text{W}/43^{\circ}\text{N}$, Abb. 3c). Dieser Mangel kann durch die zeitliche Interpolation bei der Handanalyse vermieden werden;
- bei der automatischen Analyse der Windrichtungen ergeben sich nur in Randgebieten, wo keine Winddaten vorliegen, Abweichungen von der Handanalyse (s. linke obere Ecke in Abb. 3b, d).

Trotz unterschiedlicher Analysemethoden ergeben sich herausragende Gemeinsamkeiten:

- die Windrichtungen werden - außer in datenarmen Gebieten - gleichartig analysiert;
- subsynoptische Strukturen in den Isotachen werden meist nur wenig durch die Mittelung bei der automatischen Analyse ausgeglichen ($26^{\circ}\text{W}/47^{\circ}\text{N}$, Abb. 3a, c);
- die Lage der Rotationszentren wird gleichartig wiedergegeben.

Der Vergleich eines Windfeldes mit einer 300-mb-Analyse des englischen Wetterdienstes (Abb. 4) zeigt, daß die detaillierte Analyse aus Satellitenwinden erheblich mehr Strukturmerkmale aufweist: die ungleichen Windstärken (Schattierung) auf der Trogvorderseite/-rückseite deuten auf einen stärkeren Potentialgradienten auf der Trogvorderseite hin, der durch nur sieben Radiosondendaten in der 300-mb-Analyse nicht erfaßt werden konnte.

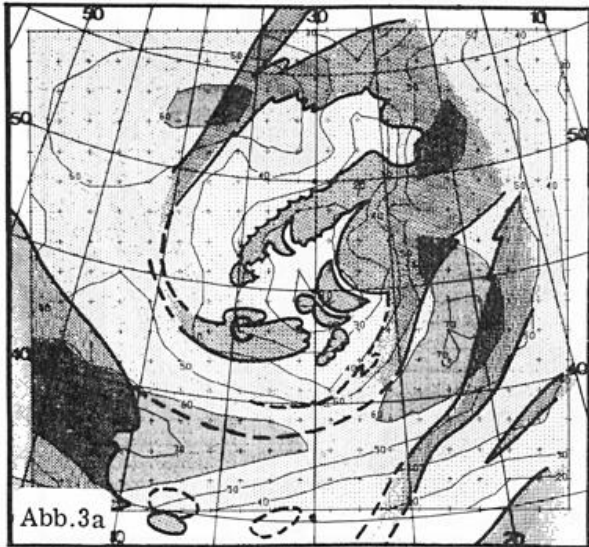


Abb. 3a
1.6.1979, 1700 GMT, ISOTACHEN (HANDANALYSE) und HOHE WOLKEN

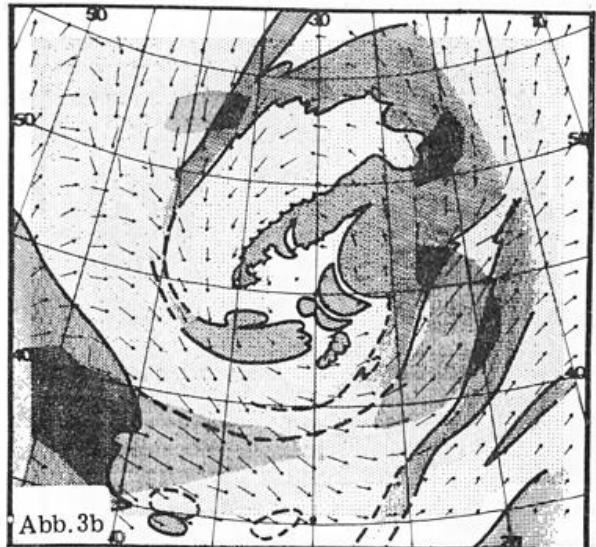


Abb. 3b
1.6.1979, 1700 GMT, ISOTACHEN, STROMFELD (HANDANALYSE) und HOHE WOLKEN

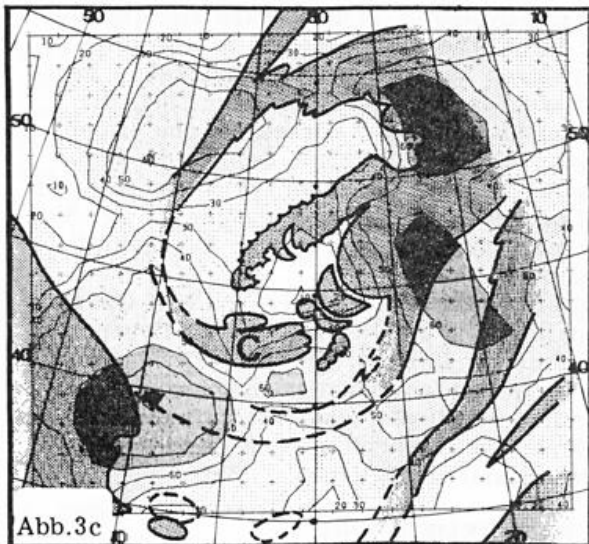


Abb. 3c
1.6.1979, 1700 GMT, ISOTACHEN und HOHE WOLKEN

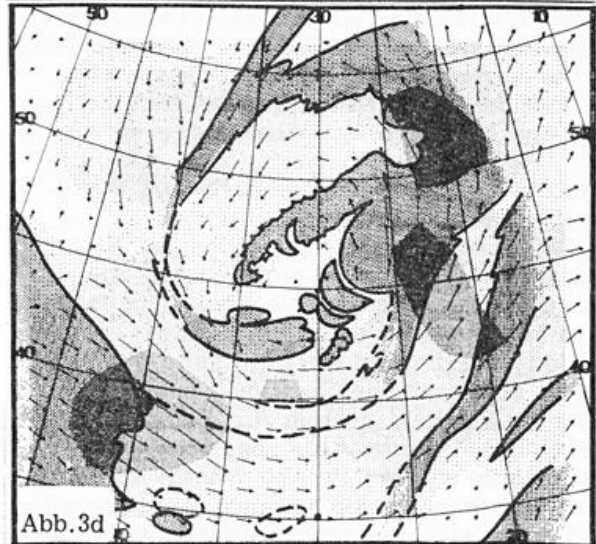


Abb. 3d
1.6.1979, 1700 GMT, ISOTACHEN, STROMFELD und HOHE WOLKEN

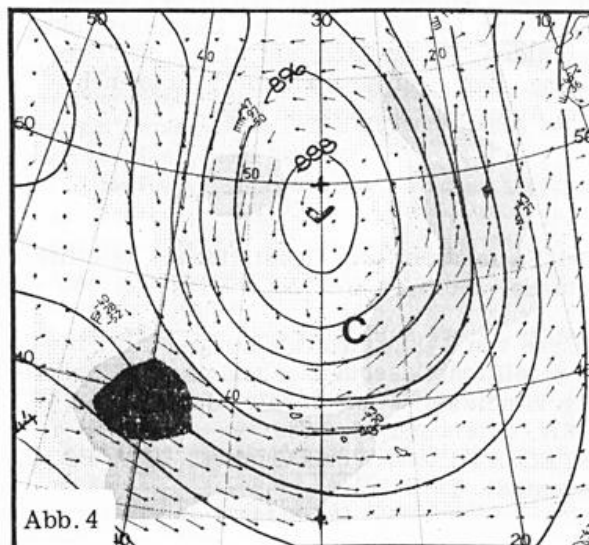


Abb. 4
1.6.1979, 2330 GMT, 300mb-ANALYSE BRACKNELL, und
AUS IMB-WINDEN INTERPOLIERTES ISOTACHEN- UND STROMFELD

4 DIE VORTICITY-FELDER

Die Abb. 5 zeigt ein aus dem interpolierten Windfeld (vgl. Abb. 3c, d) berechnetes Feld der relativen Vorticity [$10^{-5} s^{-1}$], zusammen mit den Umrissen der hohen Wolkenfelder (dicke Linien). Abb. 6 zeigt das Vorticity-Feld 14 Stunden später (zusammen mit dem Stromfeld und den hohen Wolkenfeldern); die Werte der relativen Vorticity sind in schattierten Abstufungen von je 4 wiedergegeben, die höchsten Werte in den drei deutlich erkennbaren Wirbelzentren liegen bei 16 bis 17. Diese hohen Werte sind auf das sehr dichte und im Vergleich zu Analysen aus konventionellen Daten stark strukturierte Windfeld zurückzuführen. Wie man sieht, liegen Werte von mehr als 8 nur im eng begrenzten Bereich der Wirbelzentren, die an den Wolkenformationen zu erkennen sind.

In Abb. 5 sind die drei Generationen (A, B, C) von subsynoptischen zyklonalen Systemen gut

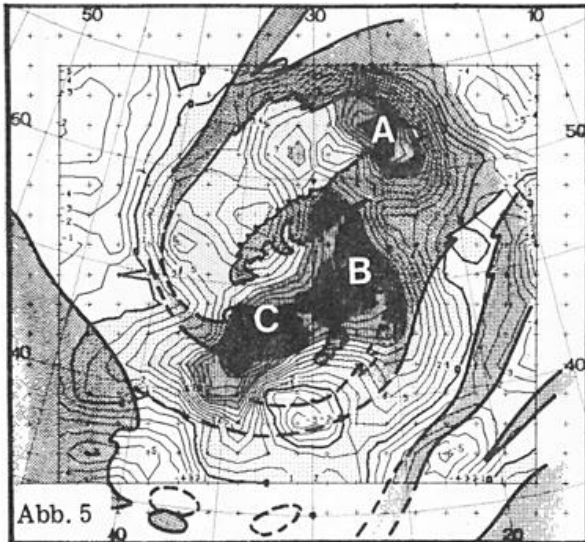


Abb. 5
1.6.1979, 1700 GMT, VORTICITY und HOHE WOLKEN

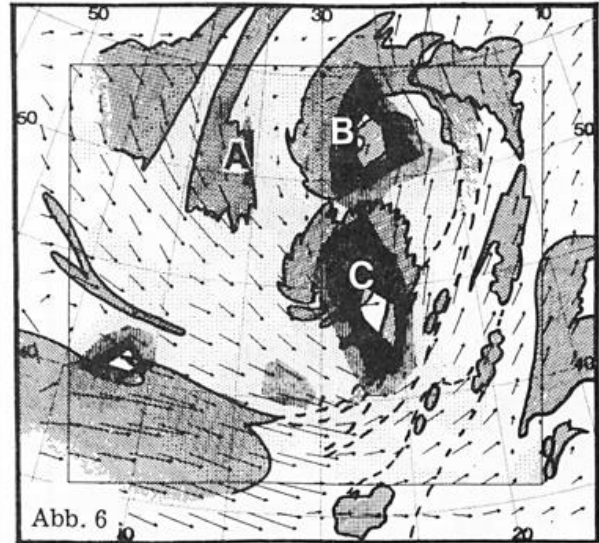


Abb. 6
2.6.1979, 0730 GMT, VORTICITY, STROMFELD und HOHE WOLKEN

durch jeweilige Vorticity-Maxima belegt; die Kommaformation C, die sich zu einem großen Wirbel weiterentwickelt (s. Abb. 6), hat sich aus einem diffusen Wolkenfeld auf der Rückseite des gesamten Zyklonensystems entwickelt. Die Vorticity-Analysen (ohne Abb.) belegen, daß es von Anfang an durch ein Vorticity-Zentrum belegt war.

Die Weiterentwicklung des zyklonalen Elements A von Abb. 5 nach Abb. 6 gibt, ebenso wie die erste Falluntersuchung, die hier nicht dargestellt ist, Auskunft über die Herkunft solcher Vorticity-Maxima auf der Rückseite von Trögen: es sind gealterte Rotationszentren, die weder im Windfeld noch in der Wolkenstruktur offensichtlich werden, die aber noch genug Vorticity transportieren (in Abb. 6 hat A ein Maximum von mehr als 8), um sich, wenn sie auf die Vorderseite des großräumigen Trogs gelangen, zu neuen Wirbeln zu entwickeln. So läßt sich ebenfalls die Wolkenstruktur, aus der sich Element C entwickelt, in der Bewegungsszene zurückverfolgen bis etwa zu der Position von A in Abb. 5.

Eine aus überlagerten WV- und IR-Bildern am IMB hergestellte Filmszene zeigt zusätzlich,

daß das System A in der Phase von Abb. 6 auf der Vorderseite deutlich verstärkte WV-Strukturen zeigt und auf der Rückseite deutlich trockener ist; eine Konfiguration, die darauf hinweist, daß dieses auf den ersten Blick völlig unsignifikante Gebilde die typischen Eigenschaften eines zyklonalen Systems mit positiven Vertikalbewegungen auf der Vorderseite und negativen auf der Rückseite in sich birgt. -

Weitere Falluntersuchungen und eine Operationalisierung des Rechen- und Analyseprogramms am IMB werden eine Verbesserung der gezielten individuellen Diagnose solcher Kommaformationen (und eventuell auch völlig anderer Wetterentwicklungen im subsynoptischen Scale) ermöglichen.

5 NACHBEMERKUNG

Es wird im Rahmen einer Publikation nie möglich sein, sämtliche Analysen dieser Falluntersuchung im angemessenen Zusammenhang abzubilden. Es ist dafür ein Plakat in Vorbereitung, das - ebenso wie die Filmszenen - beim Autor erfragt werden kann.

6 LITERATUR

HUBERT, L. F., WHITNEY, L. F. Jr.

ZICK, C., CARUS, B., DIMANSKI, R.

ESA

Wind Estimation from Geostationary Satellite Pictures. Mo. Wea. Rev. Nr. 99, 1971, S. 665 - 672

Analyse von Zyklonenentwicklungen mit Hilfe von Satellitenbildsequenzen und daraus abgeleiteten Windfeldern. In: Annalen der Met. Nr. 15, S. 187f. Offenbach/M. 1980

METEOSAT Cloud Winds Quality.. ESA-ESOC, Darmstadt, 1979

USE OF SATELLITE IMAGERY FOR THE METEOROLOGY OF THE MEDITERRANEAN

B. Bizzarri, P. Pagano and R. Sorani

Italian Meteorological Service - Rome

1. INTRODUCTION

The activity of the Italian Meteorological Service in Satellite Meteorology ranges from operations to developments and plans. Present operations are based on image acquisition from NOAA/APT and METEOSAT/SDUS. The main use of the images is synoptic analysis and monitoring of cyclogenetic phenomena over the Mediterranean. Digital processing of NOAA/AVHRR images is run at experimental level to obtain geometrically and radiometrically pre-processed partial areas for compact archival, and to explore new possible applications to meteorology, oceanography and land use. Plans for extended utilization of the Meteosat system (PDUS, SDUS and DCP's) and acquisition of NOAA/HRPT are under implementation.

2. OPERATIONAL APPLICATIONS

Acquisition of APT-type images is operational at the Italian Meteorological Service since about 15 years. Satellite imagery is particularly important for the Mediterranean area which has very sparse observations both over the sea and over North Africa. In contrast, the Mediterranean is very rich of different types of perturbations, such as:

- the ordinary frontal system affecting European weather;
- cyclone-genesis in the lee of the Alps;
- perturbations from unstabilization of the sub-tropical jet-stream;
- humidification phenomena from the relatively warm sea;
- orographic enhancement of cloudiness and precipitation;
- persistent winter fog and isolated summer convection in the Po Valley;
- a variety of local winds from breeze to boara.

Satellite imagery has proven to be of great value

for the detection and monitoring of these phenomena, most of which are at sub-synoptic scale. Particularly, the half-hourly Meteosat images have produced a remarkable improvement in the 12 and 24-hour forecasts.

3. EXPERIMENTS OF DIGITAL IMAGE PROCESSING

In relation with the running plan for acquisition of the digital NOAA/HRPT message, software is being prepared for the implementation of a compact archive of pre-processed data and for sounding the potential of AVHRR images both for meteorology and for other uses. At present, these experiments are based on data made available by the Lannion Centre de Meteorologie Spatiale.

The pre-processing for the archive includes the following steps:

- segmentation of partial areas (256x256 or 512x512 pixels);
- extraction of two bands (0.6 and 11 μ in daylight, 3.7 and 11 μ during night);
- compression of the dynamic range from 10 to 8 bits after histogram analysis;
- construction of the calibration table and recording of it into the header together with other annotations;
- compensation of the panoramic distortion (line stretching);
- compensation of the earth rotation (line decalage);
- orientation of the image towards North (rotation).

Figs. 1.a and 1.b (from ref. 1) show the result of the geometric corrections comparing a raw and a pre-processed image. The residual error of the geometric corrections is 1-2 pixels at the corners of a 256x256 segment.

The potential of AVHRR images for several applications

ications is explored by image clustering and colour slicing of the radiances relative to the selected cluster. Fig. 2 (from ref. 2) shows the two dimensional histogram VIS/IR of the radiances from a large area (2000 x 2000 km²) all over Mediterranean, including sea, three types of soil, snow and five types of cloud. Reference 3 reports a few examples of IR radiances from several clusters (sea, land and cloud systems), coded as conventional colours displayed on a TV screen. Sea and land scenes exhibit significant black-body temperature gradients of 0.2 degrees at the full image resolution of 1-2 km. The use of these data for oceanography, coastal activities and land application should be promoted. False-colour display of cloud clusters are useful to the meteorological analyst to detect the convective cells imbedded into the cloud system.

Digital processing of Meteosat images has only taken place occasionally, as the extraction of quantitative information from Meteosat images has been devolved to ESA.

4. DEVELOPING PLANS

It seems appropriate to conclude this review of activity outlining the main plans under development at the Italian Meteorological Service for extending the utilization of satellites.

The plan for NOAA satellites is based on the implementation of an HRPT station to acquire both AVHRR pictures and TOVS radiance data. Fig. 3 reports the design of this HRPT station. The real-time operations are limited to the display of high resolution pictures on high density photo-recorder. Off-line operations are: the re-formatting of pictures to be disseminated over the facsimile network; and the production of enhanced segments in WEFAX standard. The compressed image archive and the temperature profiles will be processed in the main computing centre of the Meteorological Service starting from the data recorded on CCT.

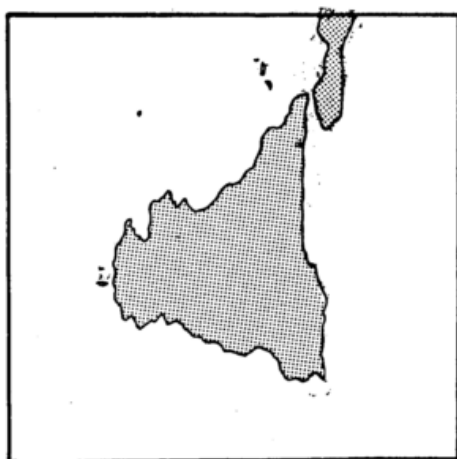
Meteosat digital images will be acquired by means of a PDUS whose design is shown in fig. 4. The real-time operations are: animation of up to 32 black-and-white images on TV screen and production of hard-copies. A stand-alone system with electrostatic plotter and interactive colour TV will be used for research.

Meteosat analog images will be disseminated over all the national territory by means of a network of five SDUS's to which different users can be attached by telephone line. Eleven peripheral users are foreseen at present (see fig. 5).

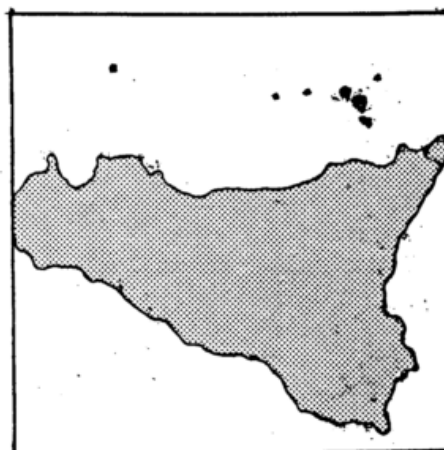
A network of automatic stations (DCP) will use Meteosat for data relay (see fig. 6). Twenty land DCP will measure every hour 8 parameters (wind speed, wind direction, pressure, air-temperature, relative humidity, precipitation, soil temperature and total solar radiation). Four buoys in the Tyrrhenian sea will measure every hour 6 parameters (wind speed, wind direction, pressure, air temperature, sea temperature and sea state).

References for further details about paragraph 3

1. Bizzarri, B. and Pagano, P.: Design of an archive of pre-processed satellite data - Proc. of the Course on Satellite Meteorology of the Mediterranean, Erice, 1980, pp. 157-165 (ESA SP - 159).
2. Bizzarri, B. and Tomassini, C.: Retrieval of information from high-resolution images - Proc. of the Symp. on Met. Observ. from Space, COSPAR, Philadelphia, 1976, pp. 140-144.
3. Bizzarri, B., Cossu, R. and Renzi, G.: Experimental uses of AVHRR images - Proc. of the Course on Satellite Meteorology of the Mediterranean, Erice, 1980, pp. 85-89 (ESA SP - 159).



1.a



1.b

Fig. 1 - A NOAA/AVHRR segmented image in the original projection (1.a) and after pre-processing (1.b) (from ref. 1).

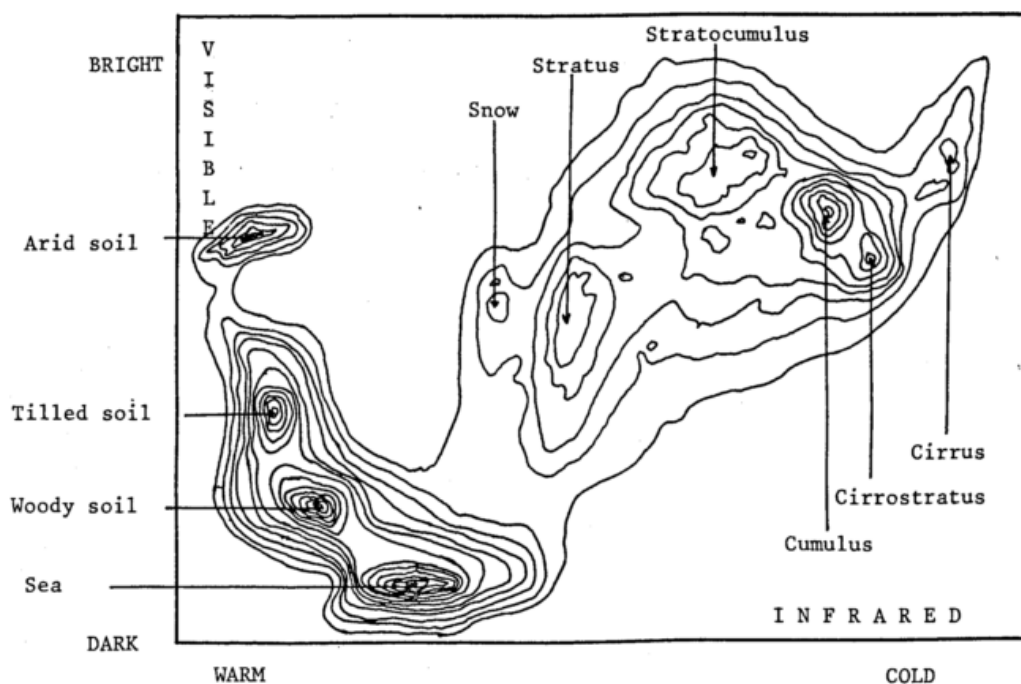


Fig. 2 - An example of two-dimensioned hystogram from a NOAA/VHRR picture over the Mediterranean area (from ref. 2).

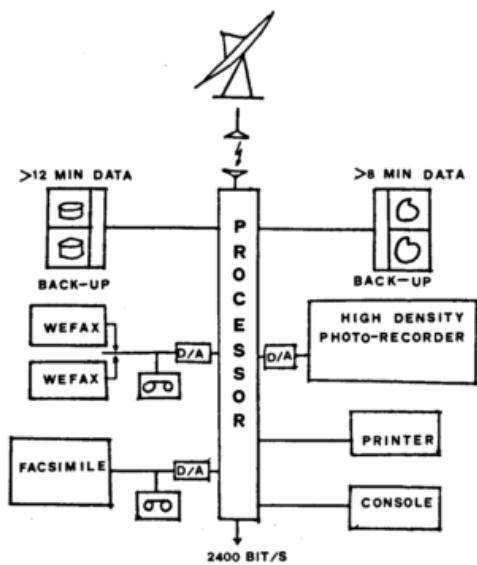


Fig. 3 - Scheme of the HRPT station for NOAA/TIROS-N

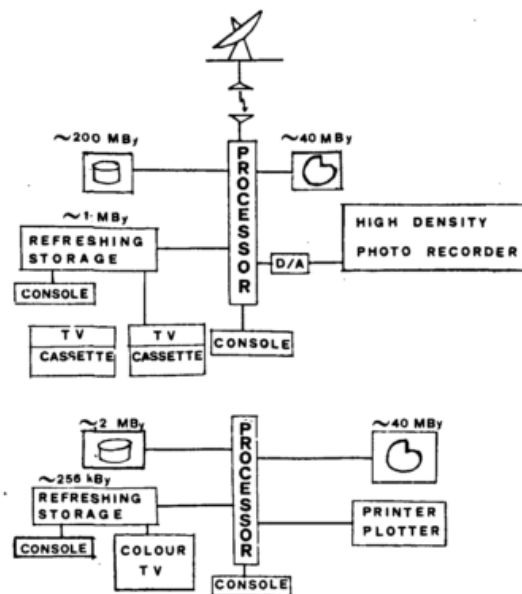


Fig. 4 - Scheme of the PDUS for Meteosat



Fig. 6 - Network of DCP's for the METEOSAT Data Collection System



Fig. 5 - Planned distribution of METEOSAT/SDUS images

The use of satellite picture data in the fields of forecasting and research at the
Swiss Meteorological Institute (SMI)

C.H. FOURCY and A. PIAGET (SMI), Zurich

From the very beginning, first with Nimbus I, and operationally from the 3rd of March, 1966, with ESSA 2, SMI has received the analog data coming from the meteorological satellites. The receiving station is located at Colovrex near Geneva. It is operated on behalf of SMI by Radio Suisse SA. The data are distributed in real time through telephone lines to the main office at Zurich and to all the annexes. Later, the VHRR imagery were sectorized, and also disseminated by the telephone lines to the users.

Already in 1974, the service of satellite meteorology of the SMI considered the possibility of the use of an interactive system for the interpretation of the bulk of expected incoming data. Due to shortage of personal, this project was postponed several times. It will be progressively installed in the next future. The service of satellite meteorology is convinced that for an optimal use of the data, only such an interactive system is suitable. The visualization of the data by means of facsimile pictures, up to now the common one, severely limited the use. Nevertheless, the gained information are very valuable. The gained experience in the interpretation of these data is based on these pictures.

No efforts have been made to present these data in an other projection, as the one used for the synoptic charts. The use of overlay was found adequate enough as the work at the forecast division is being mainly qualitative.

One of the best use of the imagery lies in the survey of mesoscale systems as thunderstorms in summer and fog all over the year. Of course, this application came with the disponibility of images taken from geostationary satellites. More now, the SMI disposes of a network of 60 automatic weather stations giving observation each ten minutes, plus two digital radars. The nowcasting and the short range forecast particularly useful for warnings and to brief "outdoor cultural life" is now made easier. As no model were available before the income of satellite imagery, the forecasters are not "handicaped" in their interpretation.

For the synoptic, up to now, the meteorologists consider the norwegian model as also a base for the interpretation of the clouds cover. If the concept of the cold front can be maintained, the ones of the warm front and the occlusion

have to be thoroughly modified. The problem is still not solved and remains a brake in the use of satellite imagery for operational purposes. The meteorologist will be conscious of this fact when he will have the availability to superpose on the picture the synoptic analysis. But for this, he will need an interactive system.

With the possibility to make loops, the use of satellite data can be extended to medium and long range forecasts. This means that the forecasters must be able to create a loop at least as long in the past as the time for which he has to make the forecast. This will allow him to detect the position of the large cold air reservoir with its inequalities along its border the perturbations evolve as episodic phenomenas. Why not after to prolonge this loop by the one gained from the sequence of the numerical charts, adding in them the satellite like saturated moisture fields considered as clouds.

With the availability of an interactive system which is able to handle all the meteorological data, the forecaster will have the possibility to merge the different sources of information to only one sized on the problem with which he is momentary confronted. He will no more have side by side the different view of the same instant, the synoptic chart and the satellite pictures.

As a help, the service of satellite meteorology of the SMI has begun to issue internally a so-called DOCSAT-Information. It is a collection of generally short contributions to problems of data interpretation or of first preliminary results, without waiting their growth to a publication. Special attention is given to the literature, with summaries, as to make DOCSAT to a reference source on satellite meteorology.

In the field of research, the small staff is now engaged in research on the nature of fronts, and of course of the influence of the Alps on the progression of cold air outbreaks or warm air advections. The satellite pictures show clearly that the genesis of a cold front is a progressive activity. The complete development is attained relatively long after the beginning of the outbreak of the cold air.

The polar air crosses the Alps without noticeable modification in speed. So far, the line of

the cold front remaining for a while along the windside slope is not correct. Nevertheless, how rapidly the cold air enters the valleys or eventually mixes with the old air is not well understood. The availability of the 10-minutes-data of the automatic stations with the half-hourly satellite imagery will be of great help.

This imagery tends to show that the so-called Genova-lows are always cut off processes. As this process occurs commonly elsewhere, the question to solve is how the Alps induce this process.

The staff is also engaged on the study of the exchanges between the troposphere and the stratosphere. The dark lines on the north side (south side in the south hemisphere) of the jet stream cirrus, as it is now well known, represents the region where the stratosphere air begins to intrude in the troposphere. The ozone soundings crossing these areas show the characteristic vertical profiles. The opposite to these stratospheric intrusions could be the white areas in the water vapor absorption channel imagery of METEOSAT which are mainly observed over the tropics. There begins the outflow on top of the thunderstorm of the air coming from the layers near the surface. This air overlies the polar tropopause when it reaches the temperate region. There, the ozone profiles show the characteristic decrease immediately above the first stratospheric layers of the polar air.

The variation of the ozone in the troposphere is a good "tracer" of the subsiding motion where the polar air is diffluent, as in the anticyclones, with their typical gray zones in the WV-imagery of METEOSAT.