

NUTZUNG VON FERNERKUNDUNGS -
DATEN FÜR DIE KLIMAFORSCHUNG

Hans-Jürgen Bolle
Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Innsbruck

}

ZUSAMMENFASSUNG

Aufgabe der Klimaforschung ist es, die einzelnen im Klimasystem der Erde ablaufenden Prozesse und ihre wechselseitige Beeinflussung zu untersuchen. Satelliten werden in zunehmendem Maße eingesetzt, um die dazu benötigten Daten zu erfassen.

In diesem Beitrag wird an Hand einiger Beispiele gezeigt, in welcher Weise Fernerkundungsdaten zur Untersuchung spezieller Fragestellungen im Rahmen der Klimaforschung herangezogen werden können. Deren Skala reicht von der globalen Erfassung von Klimaparametern bis zu lokalen Studien im Alpenraum.

Schlüsselwörter: Klimaforschung; Satellitenmeteorologie; Fernerkundung; Indirekte Sondierung.

SUMMARY

The subject of climate research is the study of the various processes of the climate system and their interactions. Increasing use is made of satellite observations to assess the data needed for these investigations.

In this contribution it is exemplified how remote sensing data are used to attack special problems of climate research. The scale of these investigations ranges from global data assessment to local studies in the Alps.

Key words: climate research; satellite meteorology; remote sensing; indirect sounding.

EINLEITUNG: PROBLEME DER KLIMAFORSCHUNG

Das Klima¹⁾ der Erde wird primär durch den Strahlungshaushalt des Planeten bestimmt. Fast alle Bewegungsvorgänge in der Erdatmosphäre resultieren letztlich aus geographischen Unterschieden der deponierten Sonnenenergie und dienen dazu, Gradienten der Energiedichte auszugleichen. Die Energiezufuhr oder der Abtransport der Energie kann direkt durch Strahlungsabsorption und Emission über die Atmosphäre gehen, oder auf dem Umweg über die Erd- bzw. Meeresoberfläche erfolgen. Der Hauptteil der einfallenden Sonnenenergie wird in den Tropen absorbiert. Er wird von den Meeresströmungen und dem atmosphärischen Zirkulationssystem in Richtung auf die Pole transportiert. Die hochwertige Sonnenenergie wird dabei einer Reihe von Umwandlungszyklen unterworfen und verläßt die Erde schließlich wieder als energetisch minderwertige infrarote Wärmestrahlung.

Es läßt sich sehr einfach zeigen (s. Anhang: "Energiebilanz des Systems Erdoberfläche - Atmosphäre") daß die Strahlungsbilanz eines bestimmten Gebietes am Oberrand der Atmosphäre im Mittel über ein oder mehrere Jahre gleich dem Energie-Import durch atmosphärische und ozeanische Transporte ist.

Man erkennt ferner (s. Anhang, Gl. 2) daß die Erwärmung der Erdoberfläche, und damit die der unteren Atmosphäre, im wesentlichen von den folgenden Größen abhängt: Solare Bestrahlungstärke am Außenrand der Atmosphäre, Transmission der Atmosphäre, Albedo der Erdoberfläche, langwellige Emission der Atmosphäre, Verdunstung, Wärmetransport in den Ozeanen und in der Atmosphäre, sowie langwellige Emission der Erdoberfläche. Diese Größen können daher als primäre Klimaparameter bezeichnet werden. Für die Bestimmung dieser Größen und ihrer Variabilität werden in zunehmendem Maße Fernerkundungsmethoden eingesetzt. Dabei ist es allerdings nicht immer möglich, diese Parameter direkt zu messen. Es müssen vielmehr häufig solche Größen gemessen werden, aus denen sich die primären Klima-Parameter erschließen lassen. Dazu gehören: Bewölkungsgrad und vertikale Verteilung der Wolken, Meeresoberflächen-Temperaturen, Konzentration von absorbierenden und/oder emittierenden Gasen, Temperaturverteilung in der Atmosphäre, Konzentration von Aerosolen, Eis- und Schneeverteilung, Landoberflächen-Temperaturen und thermische Trägheit des Bodens.

¹⁾ Der Begriff Klima wird als Summe aller Wettererscheinungen innerhalb eines bestimmten Zeitraumes aufgefaßt, oder, mathematisch gefaßt, als die Mittelwerte und Varianzen der Gesamtheit aller meteorologischen Parameter über einen definierten Zeitraum.

Die in Zusammenhang mit der Nahrungsmittel- und Energieversorgung einer stark bevölkerten Erde im Vordergrund stehende Frage ist, ob man die bereits in geschichtlicher Zeit beobachteten Klimaschwankungen (beispielsweise die kleine Eiszeit, 1400 - 1850 A.D. und die zwischenzeitliche kurze Erholungsphase 1550 - 1600 A.D.) vorhersagen kann (Anonym, 1975). Damit im Zusammenhang steht die Frage, ob anthropogene Effekte (Albedoänderungen, Spurenstoffemissionen) langfristige Klimaänderungen (Trends) bewirken können.

Die Erhöhung des Kohlendioxidgehaltes und anderer Spurengase in der Atmosphäre sollte langfristig eine bisher nicht beobachtete Erhöhung der Temperatur in der Troposphäre und eine Abkühlung in der Stratosphäre zur Folge haben. Es stellt sich daher die Frage, ob die Tendenz zu höheren Temperaturen in der Troposphäre eine vermehrte Verdunstung und damit verbunden eine verstärkte Bewölkung verursacht, die diesem Prozeß entweder entgegenwirken oder aber ihn auf die Dauer auch verstärken könnte, je nachdem, ob sich die Bewölkung in tieferen oder höheren Niveaus ändert. Von grundlegender Bedeutung sind auch die Wärmetransporte in den Meeren mit Umwälzzeiten von einigen Dezennien bis zu einigen hundert Jahren. Eine sehr langsame Veränderung der Meeresströmungen auf Grund von vor längeren Zeiten erfolgten klimatischen Anstößen würde eine Änderung des Transportes von Wärmeenergie zur Folge haben und damit allmähliche Temperaturänderungen auslösen. Ein solcher Prozeß könnte dann aber beschleunigt oder auch gestoppt werden, wenn er zu einer Änderung der polaren Eismassen führen sollte, die über eine Albedoänderung direkt auf den Strahlungshaushalt zurückwirkt.

Der Mensch verändert ständig die Oberfläche der festen Erde durch Kultivierung arider Gebiete, durch Umwandlung von Savanne in Wüste auf Grund extensiver Viehzucht, oder durch die Abholzung von Wäldern. Die Auswirkungen dieser Maßnahmen auf das Klima des Planeten sind noch keineswegs quantifizierbar.

Die Injektion von Spurenstoffen in die Atmosphäre kann nicht nur durch direkte Änderung ihrer Strahlungseigenschaften Rückwirkungen auf das Klima haben. Sie kann darüber hinaus auch zu einer Verschiebung des photochemischen Gleichgewichtes solcher Gase führen, die einen dominierenden Einfluß auf den Strahlungshaushalt nehmen, wie Ozon.

Es existiert also eine Reihe in sich verschachtelter und sich gegenseitig beeinflussender Prozesse, deren Erforschung im Detail und vor allem auch quantitativ notwendig ist, will man das Klimasystem so weit verstehen lernen, daß man Voraussagen wagen kann. Im folgenden sollen exemplarisch einige der Anwendungen von Fernerkundungsmethoden in diesem Forschungsgebiet aufgezeigt werden.

Eine wesentliche Voraussetzung dazu ist das Vorliegen geeichter Messungen, da in der Klimaforschung im Gegensatz zu manchen anderen Anwendungen mit den absoluten Strahldichten gearbeitet werden muß. Die Genauigkeitsanforderungen sind dabei sehr hoch, da sich die klimawirksamen Parameter häufig erst als Differenzwerte aus anderen Größen bestimmen lassen (Beispiel: Strahlungsbilanz aus einfallendem minus reflektiertem minus emittiertem Strahlungsfluß).

TEMPERATUR- UND SPURENGASVERTEILUNGEN IN DER ATMOSPHERE

Die spektrale Verteilung des am Satelliten ankommenden Meßsignals (Abb. 1) im langwelligen Infrarot wird durch die Emission der Erdoberfläche sowie die Transmission und Emission der Atmosphäre bestimmt. Dort, wo die Atmosphäre weitgehend durchlässig ist, beispielsweise im Wellenlängen-Bereich 10-12 μm , trägt die Emission der Erdoberfläche wesentlich zum Meßsignal bei. In Bereichen starker Absorption dringt nur die aus höheren Schichten der Atmosphäre stammende Emission - beispielsweise des Wasserdampfes (5 - 7 μm), des Ozons (9 - 10 μm) oder des Kohlendioxids (14 - 16 μm) - bis zum Satelliten durch. Diesen Effekt kann man ausnutzen, um die Temperaturverteilung am Boden und in der Atmosphäre getrennt zu bestimmen (Bolle, 1971). Dazu mißt man mit geringer räumlicher Auflösung in engen Spektralbereichen im 10 - 12 μm Bereich sowie in den Kohlendioxyd-Banden bei 4,3 und 15 μm . Zusätzlich verwendet man die Mikrowellenstrahlung einer Bande des Sauerstoff-Moleküls, die die Eigenschaft besitzt, Wolken zu durchdringen und damit eine Sondierung auch unterhalb der Wolkendecke ermöglicht.

Dem Emissionsvermögen der atmosphärischen Gase entsprechend erhält man in jedem Spektralkanal nur Strahlung aus einem bestimmten Höhenbereich der Atmosphäre. Strahlung aus darunterliegenden Schichten wird absorbiert, der Beitrag aus darüberliegenden Schichten wird wegen der exponentiell abnehmenden Gasdichte schnell sehr klein.

Durch Anwendung mathematischer "Inversionsverfahren" kann man aus den Messungen dann das Temperaturprofil rekonstruieren (Winston, 1979). Diese Temperaturverteilungen finden in der numerischen Wettervorhersage routinemäßig Verwendung.

Ist das Temperaturprofil bekannt, so läßt sich aus Messungen in den Banden anderer Gase die vertikale Verteilung dieser Gase bestimmen. Diese Methode wird gegenwärtig mit besonderem Erfolg für höhere Schichten der Atmosphäre (Stratosphäre) angewendet, wobei allerdings tangential in die Atmosphäre hineingemessen wird, um auch bei den geringen Konzentrationen noch genügend emittierende Masse zu erhalten. Für die Bestimmung der Ozonkonzentration kann man auch Rückstreuverfahren im UV anwenden (Ghazi, 1980).

Ziel der Gaskonzentrations-Messungen ist es, ein Bild von der globalen Verteilung der Gase zu erhalten, die für den Energiehaushalt durch Absorption wie Emission von Strahlung von Bedeutung sind. Dies ist besonders wichtig für den Wasserdampf (Shen u. Smith, 1973), der auch wegen des Transportes latenter Energie in der Atmosphäre für das Klima von eminenter Bedeutung ist.

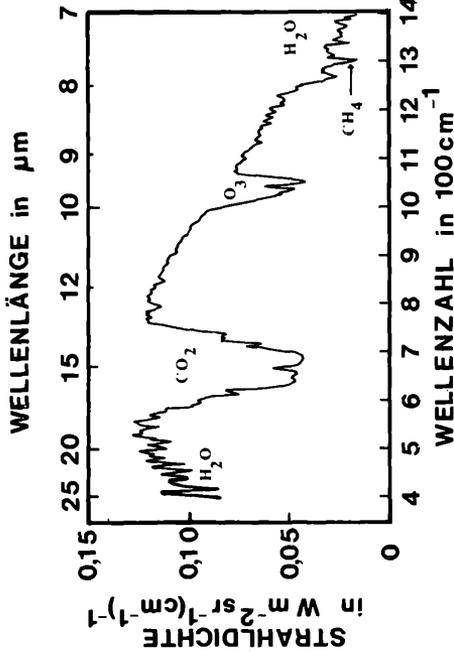
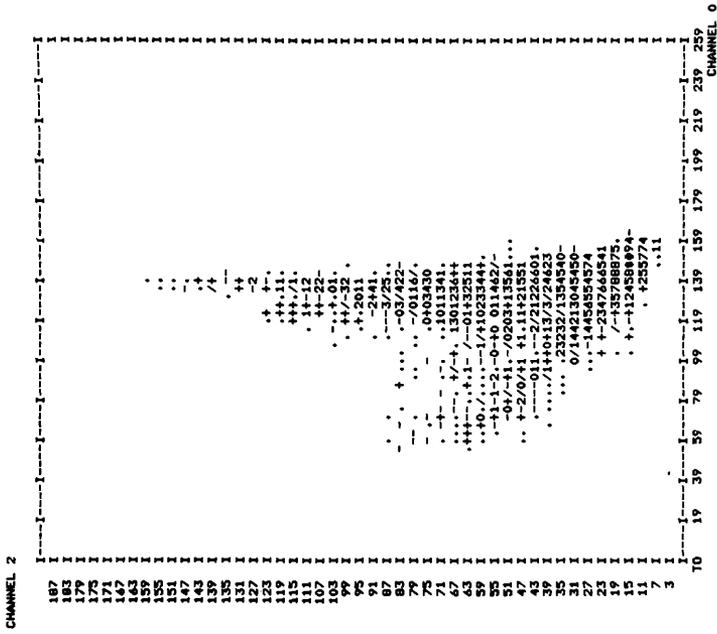


Abb. 1. Emissionsspektrum des Systems Atmosphäre-Erdboden über dem Golf von Mexiko, aufgenommen mit dem IRIS Interferometer-Spektrometer von NIMBUS-3 am 22.4.69, 17.34 GMT. Nach Conrath, Hanel, Kunde und Prabhakara, NASA Preprint X-620-70-213, 1970.

Abb. 2 (rechts). Zweidimensionales Histogramm einer Wolkenformation in der Passatwindzone des Südatlantik (3025 Bildpunkte), METEOSAT, 7.12.1978. Horizontal: Infrarot-Kanal, zunehmende Temperaturen nach rechts; vertikal: kurzwelliger Kanal, zunehmend hell nach oben. Die Symbole repräsentieren in einer logarithmischen Skala die jeweilige Anzahl der Bildelemente mit gleichen IR und VIS Grauwerten von 1 (Punkt) bis 93 (\$). Unten rechts: Meeresoberfläche; vertikal: helle tiefe Wolken; Ausläufen nach links: dünne Zirren.



STRAHLUNGSBILANZ AM AUSSENRAND DER ATMOSPHERE, PLANETARISCHE ALBEDO UND WOLKENSTATISTIK

Komponenten der Strahlungsbilanz werden von meteorologischen Satelliten aus seit 1964 mit zunehmender Genauigkeit gemessen (Stephens et al., 1980; Jacobowitz et al., 1977). Trotzdem reichen die Ergebnisse noch nicht aus, um die Energie-Transporte im Klimasystem mit der notwendigen Genauigkeit zu bestimmen. Die Problematik der Messung liegt darin, daß vom Satelliten aus nur jeweils die Strahldichte oder der Strahlungsfluß durch eine Fläche im Satellitenniveau gemessen wird und nicht der pro Flächenelement aus der Erdatmosphäre in alle Richtungen austretende Strahlungsfluß. Dieser muß aus den Satellitenmessungen mit Hilfe von Modellannahmen berechnet werden.

Die Strahlungsbilanz wird wesentlich durch den Bewölkungszustand der Atmosphäre bestimmt. Wolken reflektieren Sonnenstrahlung und verringern die Ausstrahlung in den Weltraum. Im Rahmen eines internationalen Satelliten-Wolkenklimatologie-Projektes soll daher über eine Periode von fünf Jahren der Bedeckungsgrad und die Wolkenobergrenzen mit einer räumlichen Auflösung von $250 \times 250 \text{ km}^2$ gemessen werden. Zur Erfassung des Wolkenfeldes bedient man sich der Histogramm-Analyse. Man bestimmt in einem vorgegebenen Gebiet die Häufigkeiten der vorkommenden radiometrisch gemessenen Temperaturen und Helligkeitswerte im sichtbaren und infraroten Spektralbereich. Wolkenfreie Gebiete besitzen im allgemeinen die höchsten Temperaturen und, insbesondere über den Ozeanen, geringe Helligkeitswerte. Tiefe Wolken erscheinen immer noch relativ warm aber hell und hohe Wolken kalt und sehr hell (Abb. 2). Die Anzahl der Bildelemente in bestimmten Temperatur-/Helligkeitsbereichen (Cluster) werden den verschiedenen Wolkentypen zugeordnet. Während der Nacht ist man allein auf die Auswertung der infraroten Histogramme angewiesen.

ERDOBERFLÄCHEN-TEMPERATUREN

Die Erdoberflächen-Temperatur bestimmt die infrarote Ausstrahlung der Erdoberfläche und ist damit eine der vier Komponenten des Strahlungshaushaltes²⁾ am Erdboden, der die

²⁾ Die anderen Komponenten sind: Globalstrahlung, reflektierter Strahlungsfluß und langwellige Emission der Atmosphäre.

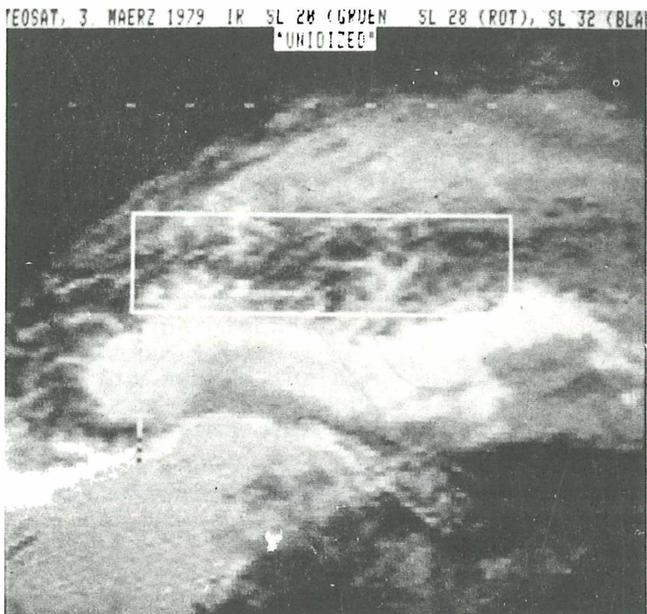


Abb. 3. Ausschnitt aus einem infra-
rotem METEOSAT Bild vom 3.3.1979,
entstanden aus der Superposition
von drei zu verschiedenen Zeiten
aufgenommenen Bildern vom Alpenge-
biet (hell eingerahmte Fläche).
Dunkle Flächen entsprechen tiefen
Temperaturen, helle Bildpartien hö-
heren. Links oben starke Bewölkung.

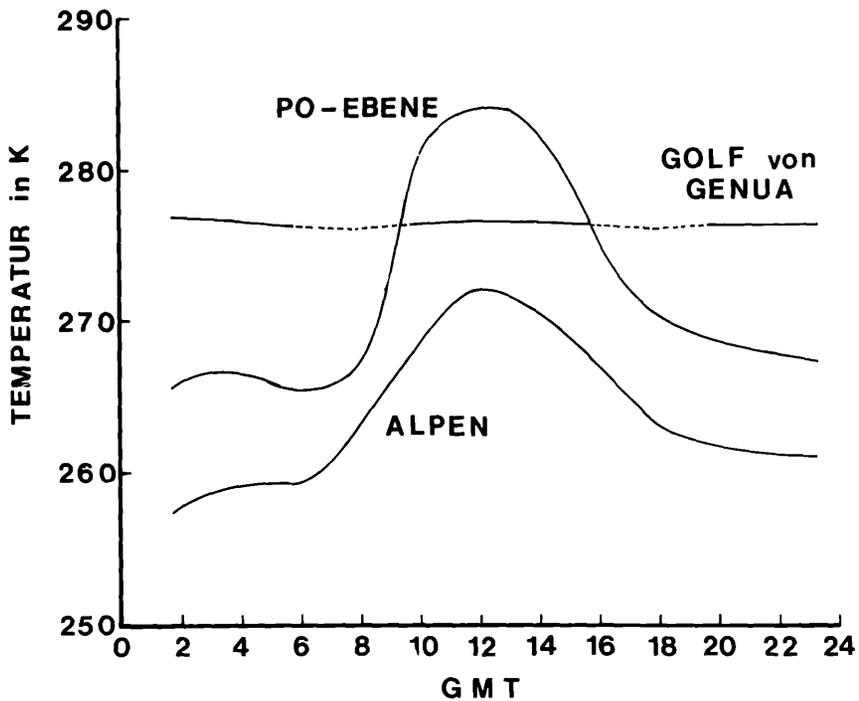


Abb. 4 Aus METEOSAT Bildern der in Abb.3 gezeigten Art abgeleitete Tagesgänge der effektiven Strahlungstemperatur für die Alpen (umrandetes Gebiet in Abb. 3), die Po-Ebene und den nicht ganz wolkenfreien Golf von Genua. Für atmosphärische Effekte nicht korrigierte Werte (3.3.1979).

Wärme Flüsse in den Boden bzw. in den Ozean wie in die Atmosphäre bestimmt (vgl. Rott, 1979). Oberflächentemperaturen lassen sich aus radiometrischen Messungen im 10 - 12 μm Kanal bestimmen, wenn man diese für die Transmission und Emission der Atmosphäre korrigiert. Hierzu benötigt man die Temperatur und die Wasserdampfverteilung über dem Meßobjekt. Solche Informationen sind aus meteorologischen Radiosondenaufstiegen oder Vertikalsondierungen von Satelliten aus (s.o.) erhältlich. Ohne auf die Details der Korrekturverfahren einzugehen (vgl. z.B. Winston, 1979) soll hier nur an einem Beispiel das Resultat solcher Untersuchungen dargestellt werden. In Abb. 3 ist das Gebiet der Alpen bis zum Apennin dargestellt. Es ist eine Überlagerung von drei Bildern, die um 09.45, 13.45 und 15.45 GMT vom europäischen geostationären Satelliten Meteosat aus am 3. 3. 1979 aufgenommen wurden. Nordwestlich der Alpen verläuft eine Front mit starker Bewölkung. Aus einem Radiosondenaufstieg um Mitternacht in Mailand wurden für den 3. 3. 1979 folgende Werte ermittelt:

Gesamtwasserdampfmasse:	8.2 kg m ⁻²
Transmission Boden-Meteosat (rel. Luftmasse 1.8):	0.9
Emission der Atmosphäre für die Wellenzahl 865 cm ⁻¹ (Schwer- punkt der Filterfunktion):	0.00817 $\frac{W}{\text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1}}$
Für die Wellenzahl 865 cm ⁻¹ berech- nete Gesamt-Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre:	0.08740 $\frac{W}{\text{m}^2 \text{ sr cm}^{-1}}$

Daraus resultierende Temperaturkorrektur:

a) für die Po-Ebene	-0.7 K
b) für den Golf von Genua:	+0.5 K

In der Abbildung 4 ist ein Beispiel für die Bestimmung mittlerer Oberflächentemperaturen größerer Gebiete im Verlauf eines Tages dargestellt. Es handelt sich dabei um die unkorrigierten Werte, da in diesem Fall die berechneten Korrekturen im Rahmen der Meßgenauigkeit liegen (während der Sommermonate und in den Tropen kommen jedoch Korrekturen in der Größenordnung von 10 Grad vor).

Interessant sind auch die Häufigkeitsverteilungen der Temperaturen im Alpengebiet und die Häufigkeitsverteilung der Änderungen zwischen Tag und Nacht. Diese sind in Abb. 5 wiedergegeben. Dabei ist zu beachten, daß es sich bei jedem Bildpunkt um einen Mittelwert über in unseren Breiten etwa 64 km² handelt.

Genauere Auskunft über kleinräumige Temperaturstruktur wie der von Alpentälern erhält man aus Satelliten, die mit Geräten höherer horizontaler Auflösung arbeiten, wie beispielsweise die NOAA-Satelliten im Sub-Satellitenpunkt (vgl. Beitrag von H. Rott in diesem Band), oder aber aus Flugzeug-Scanner-Daten.

Abb. 6 zeigt die Temperaturverteilung in einem Querschnitt des Gurgl-Tales jeweils gemittelt über 500 Bildlinien (ca. 3750 m) und dem Gelände angepaßten Streifen parallel zur Talmitte.

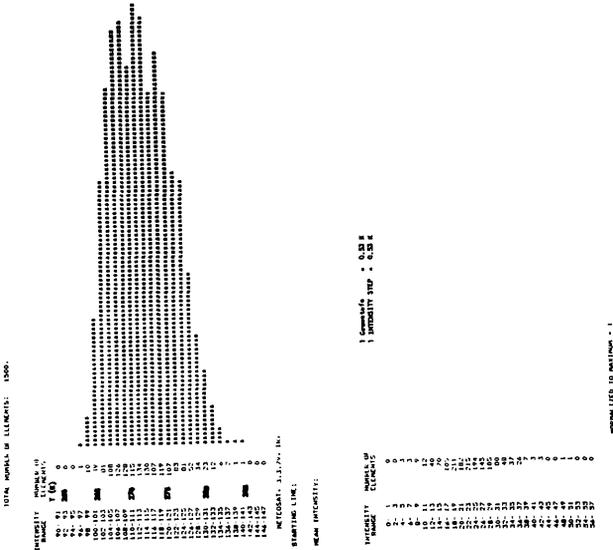


Abb. 5. Häufigkeitsverteilung der effektiven Oberflächen-temperatur in den Alpen, 12 GMT (oben) und Differenz 12 GMT - 04 GMT (unten) am 3.3.79 nach METEOSAT Daten. Zwei Graustufen (jeweils eine Zeile) entsprechen ca. 1 K.

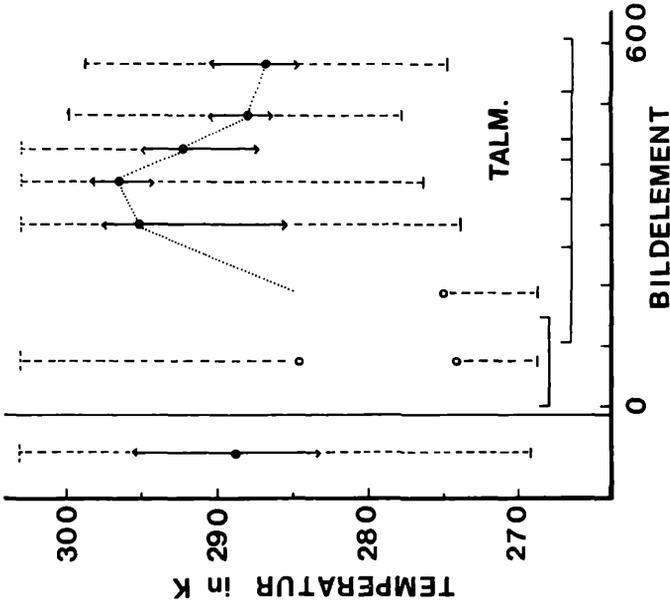


Abb. 6. Verteilung der effektiven Oberflächen-temperatur im Gurgl-Tal am 20.8.78, 12 MEZ. Punkte geben den Mittelwert an, Kreise die Mittelwerte von separaten Häufigkeitsmaxima, vertikale ausgezogene Striche die Halbwertsbreiten, gestrichelte Linien den Bereich der Extremwerte.

Schließlich sei noch auf eine Anwendung im Stadtbereich hingewiesen. Abb. 7 zeigt ein Thermalbild der Stadt Innsbruck, für die aus solchen Messungen eine Statistik über die Oberflächentemperaturen in verschiedenen Stadtbereichen abgeleitet wird. Bei gemessenen Lufttemperaturen von 20-21°C in 2 m Höhe gaben sich beispielsweise für die Altstadt und im Vergleich erdazu für einen Außenbezirk Temperaturverteilungen folgender Art:

Temperaturbereich	Altstadt	Höttinger Au
17.6 - 22.0 ° C	2.7 %	10.7 %
22.1 - 25.0 ° C	6.2 %	55.8 %
25.1 - 28.0 ° C	9.5 %	19.7 %
28.1 - 31.0 ° C	13.5 %	8.3 %
21.1 - 34.0 ° C	15.0 %	3.4 %
34.1 - 36.9 ° C	16.7 %	1.3 %
37 ° C	35.6 %	0.8 %

OBERFLÄCHEN-ALBEDO

Die Albedo der Erdoberfläche ist definiert als Verhältnis des von ihr in den Halbraum hinausgehenden Strahlungsflusses zum einfallenden Strahlungsfluß. Sie ist mithin ein Maß für die der Oberfläche zugeführten Energie. Für Klimauntersuchungen ist es daher außerordentlich bedeutsam, diese Größe sowohl planetarisch wie auch lokal zu kennen. Sie für die Erdoberfläche aus Satellitenmessungen abzuleiten ist außerordentlich schwierig, weil von Satelliten aus niemals der Fluß erfaßt werden kann. Bei der Aufstellung der auch für die Interpretation dieser Daten notwendigen Modelle helfen jedoch Messungen, die vom Flugzeug aus unter verschiedenen Beobachtungsrichtungen gemacht wurden (Kriebel, 1978).

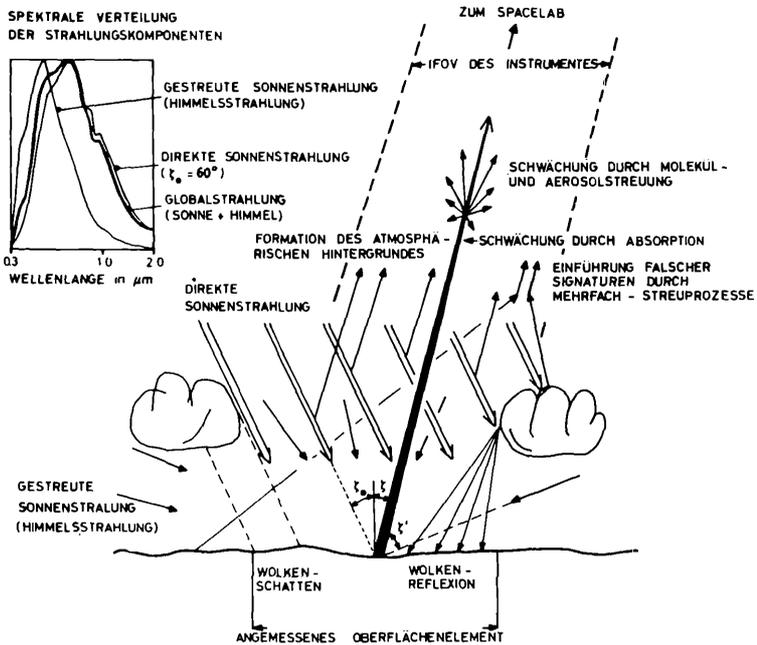
Unter genauer Berücksichtigung der in der Atmosphäre gestreuten und absorbierten Strahlung ist es Rott (1979) gelungen, zunächst den gerichteten Reflexionsgrad für einzelne Objekte im Inntal zu bestimmen. Er kommt dabei zu dem Ergebnis, daß die aus Landsat Bildern bestimmten Werte gut mit denjenigen übereinstimmen, die aus Flugzeugmessungen abgeleitet werden können (Tabelle 1).

Tabelle 1: Gerichtetes Reflexionsvermögen einzelner Objekte im Inntal in Prozent.

Flugzeugmessungen:								
Wellenlänge:	465	515	560	600	640	680	720	815 nm
Kranebitten:	5.6	6.4	7.2	6.3	5.7	5.4	14.9	28.5 %
Innsbruck								
Innenstadt:	7.3	7.2	7.2	7.5	7.6	7.3	8.5	11.4 %
LANDSAT-Daten:								
Wellenlängenbereiche:	500 - 600			600 - 700		700 - 800 nm		
Kranebitten:	6.7			5.7		21.7		
Innsbruck/Innenstadt:	7.2			7.5		10.0		



Abb. 7. Ausschnitt aus einem Thermalbild der Stadt Innsbruck. Der Gleisbereich des Bahnhofes (links) und das Dach des Eisstadions (unteres Drittel links von der Mitte) markieren die wärmsten Flächen ($> 35\text{ C}$), die grauen Felder unten rechts die kältesten Objekte ($\sim 21\text{C}$). Norden ist oben. Nach einem Farbdiapositiv.



MODIFIKATION VON ERDOBERFLÄCHEN SIGNATUREN DURCH ATMOSPHERISCHE EFFEKTE

Abb. 8 Schematische Darstellung der Modifikation von Erdboden-Signaturen durch die Atmosphäre. Das empfangene Signal ist abhängig von der spektralen Verteilung und der Bestrahlungsstärke der auf den Boden fallenden Globalstrahlung (s. Einsatz links oben), von der Schwächung der reflektierten Strahlung in der Atmosphäre und von der Strahldichte der von der Atmosphäre zurückgestreuten Strahlung.

AEROSOLE

Stärkere Aerosolkonzentrationen zeigen sich im Fernerkundungsbild durch eine Aufhellung der Szene an, die durch erhöhte Streuung zustande kommt. Dieser Effekt wird besonders deutlich über dunklen Oberflächen, wie dem Meer. So werden über dem Atlantik und dem Mittelmeer häufig Saharastaub-Ausbrüche beobachtet und quantifiziert (Köpke u. Quenzel, 1979). Auch über Land läßt sich der Aerosoleffekt in Satellitenbildern nachweisen (Lang, 1977) jedoch gegenwärtig noch schwer quantifizieren. Neue Möglichkeiten bieten hier aktive Lidar-Verfahren, die es erlauben, aus der Rückstreuung sehr detaillierten Aufschluß über die Schichtung und Ausbreitungsdynamik des Aerosols zu erhalten (Uthe, 1980). Von zukünftigen Satellitenmissionen mit günstigeren spektralen Kanälen und Beobachtungsgeometrien wird eine Verbesserung der Möglichkeiten für eine Erfassung des atmosphärischen Aerosolgehaltes erwartet. Bereits jetzt wird die Aerosolverteilung in der Stratosphäre kontinuierlich überwacht. So konnte die Verteilung des Aerosols nach drei Vulkanausbrüchen während der vergangenen Jahre detailliert verfolgt werden (McCormick et al., 1979).

AUSBLICK

Die Nutzung von Fernerkundungsdaten für die Klimaforschung steht ganz am Anfang und eine Reihe grundsätzlicher Interpretationsprobleme sind noch zu lösen. Insbesondere sind auch zukünftige Satellitensysteme besser an die Bedürfnisse der Klimaforschung hinsichtlich Überdeckung, Auflösung und Meßgenauigkeit anzupassen. Es zeichnet sich jedoch bereits jetzt das bedeutende Potential ab, das diese Messungen für die Forschung darstellen. Ein auch für die Auswertung von Fernerkundungsdaten zum Zwecke der thematischen Klassifizierung wichtiger Ausfluß der meteorologisch-klimatologischen Interpretation ist die Entwicklung von Methoden zur Eliminierung atmosphärischer Einflüsse auf das Meßsignal. Die atmosphärischen Störeinflüsse sind in der Abb. 8 noch einmal schematisch zusammengestellt worden.

DANK

Die Flugzeugscanner-Daten vom Gurgl-Tal wurden uns freundlicherweise von Herrn Universitätsprofessor Dr. H. Heuberger, Universität Salzburg, für diese Auswertung zur Verfügung gestellt.

Literatur

- Anonym, 1975: The Physical Basis of Climate and Climate Modelling, Report of the International Study Conference in Stockholm, 1974, GARP Publication Series no. 16, WMO-ICSU.
- Bolle, H.-J., 1971: Meteorologische Satelliten. Physik in unserer Zeit, 2, S. 3 - 16.
- Jacobowitz, H., Smith, W.L., Howell, H.B., Nagle, F.W. and Hickey, J.R., 1979: The first 18 months of planetary radiation budget measurements from NIMBUS-6 ERB experiment, J. Atmos. Sci., 36, S. 501 - 507.
- Köpke, P. and Quenzel, H., 1979: Turbidity of the atmosphere determined from satellite: calculation of optimum viewing geometry. J.G.R. 84, S. 7847 - 7856.
- Kriebel, K.Th., 1978: Measured spectral bidirectional reflection properties of four vegetated surfaces, Appl. Opt. 17, S. 253 - 259.
- Lang, P., 1977: Analyse starker Lufttrübungen mit Hilfe von LANDSAT-Bildern. Diplomarbeit für Meteorologie, Universität München.
- McCormick, M.P., Hamill, P., Pepin, T.J., Chu, W.P., Swissler, T.J. and McMaster, L.R., 1979: Satellite studies of the stratospheric aerosol. BAMS 60, S. 1038 - 1046.
- Rott, H., 1980: Die Berechnung spektraler Strahlungsgrößen zur Auswertung von Strahldichtemessungen aus Flugzeugen. Geoph. Biokl., Ser. A, 28, S. 211 - 232.
- Shen, W.C. and Smith, W.L.: Statistical estimation of precipitable water with SIRS-B water vapor radiation measurements. Monthly Weather Rev. 101, S. 29 - 32.
- Stephens, G., Campbell, G.G. and Vonder Haar, T.H., 1980: Earth Radiation Budget Measurements from Satellites and Their Interpretation for Climate Modelling and Studies. Submitted to Journal of Geophys. Research.
- Uthe, E.E., 1980: ALPHA-1: A new tool for use on radiation field studies. Proceedings International Radiation Symposium, Ft. Collins, Col., U.S.A., S. 565 - 567.
- Winston, J.S., Herausgeber, 1979: Quantitative Meteorological Data from Satellites. WMO Technical Note No. 166, Geneva.

Innsbruck, 15. Oktober 1980

ANHANG

Energiebilanz des Systems Erdoberfläche - AtmosphäreA. Außenrand der Atmosphäre

Einfallende Strahlungsleistung von der Sonne: $S_o G$

S_o = Solarkonstante (1370 Wm^{-2})

G = Geometriefaktor (Fläche \cdot Cosinus des Einfallswinkels)

Hinausgehender Fluß der langwelligen Infrarotstrahlung $\phi_{LW,\infty}^{\uparrow}$

B. Atmosphäre

Die Änderung des Energieinhaltes (= Erwärmungsrate dQ/dt) ist gegeben durch

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_A = S_o G \left\{ 1 - \rho_p (1 - \rho_o) \right\} + \phi_{LW,o}^* - \phi_{LW,\infty}^{\uparrow} + \phi_{adv,A}^* + \phi_{H,o}^* \quad (1)$$

Dabei ist

$S_o G$ vom Oberrand her eindringende Sonnenstrahlung

$S_o G \rho_p$ am Oberrand austretende Sonnenstrahlung,
 ρ_p = planetarische Albedo

$S_o G \tau$ am Unterrand austretende Sonnenstrahlung, τ = Transmission

$S_o G \tau \rho_o$ am Unterrand eintretende reflektierte Sonnenstrahlung,
 ρ_o = Albedo der Oberfläche

$\phi_{LW,o}^* = \phi_{LW,o}^{\uparrow} - \phi_{LW,o}^{\downarrow}$ Langwelliger Netto-Strahlungsgewinn
von der Erdoberfläche

$\phi_{adv,A}^*$ Netto Gewinn der durch atmosphärische Transporte herangeführten Energiearten

$\phi_{H,o}^* = \phi_{SH}^* + \phi_{LH}^*$ Summe der der Atmosphäre von der Erdoberfläche
zugeführten fühlbaren und latenten Wärme

C. Erdoberfläche (Land beziehungsweise Meer)

Die Änderung des Energieinhaltes (=Erwärmungsrate dQ/dt) einer effektiven, den Boden-(Ozean-) Wärmestrom ϕ_G aufnehmenden Schicht ist gegeben durch

$$\left(\frac{dQ}{dt}\right)_O = \phi_G = S G \tau (1 - \rho_o) - \phi_{LW,o}^* - \phi_{H,o}^* + \phi_{adv,o}^* \quad (2)$$

$\phi_{adv,o}^*$ ist die im Ozean herangeführte Energie

D. Jahresbilanz

Gemittelt über ein Jahr werden die Erwärmungsraten $(dQ/dt)_A$ und $(dQ/dt)_O$ näherungsweise null. Durch Addition der Gleichungen (1) und (2) ergibt sich dann

$$S_o G (1 - \rho_p) - \phi_{LW,\infty}^{\uparrow} = \phi_{adv}^* \quad (3)$$

Das Jahresmittel der Strahlungsbilanz über einem bestimmten Gebiet der Erde ist gleich der durch Atmosphäre und Ozean in das Gebiet herangeführten Energie.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der forstlichen Bundes-Versuchsanstalt Wien](#)

Jahr/Year: 1981

Band/Volume: [135_1981](#)

Autor(en)/Author(s): Bolle Hans-Jürgen

Artikel/Article: [Nutzung von Fernerkundungs-Daten für die Klimaforschung 35-50](#)