

Dietrich Spänkuch und Jürgen Güldner

## **Passive indirekte Sondierung der Grundsicht**

### **1. Einleitung**

Die Grundsicht, genauer die planetare atmosphärische Grenzschicht, war eines der Hauptarbeitsgebiete unseres Jubilars. Als Karl-Heinz Bernhardt seine wissenschaftliche Karriere in Leipzig unter Karl Schneider-Carius und Horst Phillips begann, beruhten alle Informationen über die Parameter der atmosphärischen Grenzschicht mit Ausnahme visueller Beobachtungen über Rauchfahnen und Wolken auf in situ Messungen entsprechender Geräte, vor allem auf Ballonen und Radiosonden. Im Gegensatz dazu werden Messungen, die nicht vor Ort durchgeführt werden, indirekte Messungen genannt. Indirekte Sondierungsverfahren kamen erst gegen Ende der 60er, Anfang der 70er Jahre mit der Entwicklung geeigneter Verfahren auf. Damit wurde eine neue Phase des Erkenntnisgewinns erreicht, ermöglichen doch indirekte Messverfahren ein quasikontinuierliches Monitoring und damit die Untersuchung mesoskaliger meteorologischer Phänomene. Es waren vor allem aktive Verfahren, Radar, Sodar, Lidar sowie die Kombination von Radiowellen- und akustischer Technik (Radio-Acoustic Sounding System RASS), die wesentliche neue Ergebnisse über Grenzschichtphänomene wie die Ausbreitung von Luftschadstoffen, die Luftströmung über komplexem Terrain oder interne Konvergenzlinien der Grenzschicht erbrachten. Methoden und Ergebnisse der aktiven Sondierung sind bereits in zahlreichen Übersichtsartikeln (z.B. Clifford u.a. 1994, Wilczak u.a. 1996) ausführlich dargestellt worden, so dass wir hier darauf verzichten können. Passive Sondierungsverfahren, die atmosphäreneigene Signale zur Informationsgewinnung nutzen und in der Satellitenmeteorologie von Beginn an erfolgreich angewendet werden, in der Astrophysik die Informationsquelle per se, führten dagegen ein Schattendasein, obwohl bereits seit Anfang der 80er Jahre ein Mikrowellenradiometer, der Microwave Profiler MWP (Hogg u.a. 1983) am Stapleton International Airport in Nebraska, USA, quasikontinuierlich und automatisch Temperaturprofile der Grenzschicht sowie Gesamtwasserdampf- und Gesamtwolken-

wassergehalt lieferte (Smith u.a. 1990). Seit Ende der 90er Jahre, genauer seit November 1998, werden Vertikalprofile dieser drei Größen – Temperatur, Wasserdampf, Wolkenwasser – quasikontinuierlich mit einer Weiterentwicklung o.g. Geräts, dem TP/WVP-3001 Mikrowellenprofiler von Radiometrics Corporation (Solheim u.a. 1998), am Meteorologischen Observatorium Lindenberg des Deutschen Wetterdienstes (DWD) gemessen<sup>1</sup> (Güldner und Spänkuch 2001) und seit November 2004 täglich auf der Webseite des DWD zur Verfügung gestellt. Diese Webseite enthält aktuelle Plots der Höhenverteilung von Temperatur und Feuchte (absolute und relative Feuchte, Wolkenwasser) über den ganzen Tag und die letzten 3 Tage, Vergleiche mit Radiosondenmessungen und Ergebnissen des lokalen numerischen Vorhersagemodells des DWD sowie Vergleiche des Gesamtwasserdampfgehalts mit Radiosonden- und GPS-Daten. Es ist also an der Zeit, dieses Aschenbrödel-dasein der passiven Sondierungsverfahren zu beenden, zumal in den letzten Jahren auch die bodengebundene IR-Fourierspektroskopie<sup>2</sup> bis zu einem möglichen operationellen Einsatz geführt werden konnte.

## 2. Charakteristika passiver Verfahren

Ein wesentlicher meteorologischer Parameter entzieht sich allerdings passiven Sondierungsverfahren: der Windvektor. Passive Verfahren sind also kein Universalmittel zur Überwachung der planetaren Grenzschicht. Wie andere Verfahren auch haben sie ihre Vorzüge und Unzulänglichkeiten. Ein wesentlicher Vorteil ist ihre Wartungsarmut, die ein quasiautomatisches Monitoring erst ermöglicht. Die Mikrowellenradiometrie hat darüber hinaus noch einen weiteren unschätzbaren Vorteil. Sie arbeitet auch bei „schlechten“ Wetterbedingungen bis zu mäßigem Niederschlag<sup>3</sup>, d.h. wenn andere indirekte Messverfahren bereits ausfallen. Und: Sie ist die einzige passive indirekte und damit kostengünstige Messmethode zur Abschätzung des in den Wolken enthaltenen Wassergehalts, des sog. Flüssigwassers, und zwar nicht nur des Gesamtflüssigwassergehalts, sondern auch – mit mäßiger Auflösung – durch Einbeziehung zusätzlicher Wolkenhöheninformationen, die aus IR-Pyrometernmessungen abgeleitet werden, dessen vertikaler Verteilung.

- 1 Betrieb des Geräts und Entwicklung der Auswertverfahren lag bis zu dessen Auflösung im Jahre 2001 beim Meteorologischen Observatorium Potsdam.
- 2 IR-Mehrkanalradiometer, wie sie als Sondierungsgeräte auf Wettersatelliten verwendet werden, wurden bisher am Boden noch nicht eingesetzt.
- 3 Westwater (1997) nimmt an, dass akzeptable Messungen noch bis zu Regenraten von 10 mm hr<sup>-1</sup> möglich sind.

Als Nachteil passiver Verfahren wird immer die im Vergleich zu aktiven Verfahren geringere vertikale Auflösung angeführt. Nun gibt es bei der Ableitung atmosphärischer Parameter aus Spektralmessungen – dem inversen Problem der indirekten Sondierung, gleichbedeutend der Lösung einer Fredholmschen Integralgleichung 2. Art – keine etwa dem spektralen Auflösungsvermögen von Spektralapparaten entsprechende anschauliche Definition, bei der zwei benachbarte Spektrallinien gerade noch aufgelöst werden, wenn die Summenkurve beider Spektrallinien ein relatives Minimum besitzt. In der Satellitenmeteorologie hängt die vertikale Auflösung ganz offensichtlich von der Breite der i.a. glockenähnlichen Beitragsfunktionen ab (z.B. Houghton u.a. 1984), die angeben, wie viel Strahlung in einem betrachteten Spektralintervall aus einem bestimmten Höhenintervall der Atmosphäre kommt. Bei der indirekten Sondierung vom Boden aus haben die Beitragsfunktionen aber keine glockenähnliche Form, da die Sondierung vom optisch dichteren zum optisch dünneren Medium erfolgt. In diesem Fall kann man vier Klassen von Beitragsfunktionen unterscheiden (Spänkuch u.a. 1996). Für die Vertikalsondierung sind aber im wesentlichen nur die Klassen mit starkem exponentiellem Abfall der Beitragsfunktion mit der Höhe in der Umgebung der jeweiligen Bandenzentren und mit einem Maximum der Beitragsfunktion in einiger Höhe (bis etwa 1 km) in den Flanken der Absorptionsbanden von Bedeutung. Die anschaulichste Definition der vertikalen Auflösung für die bodengebundene Sondierung stammt von Westwater u. a. (2000), die die Ableitung von Vertikalprofilen bei definierten angenommenen Störungen von 1 km Mächtigkeit untersuchten. Andere Definitionen liefern aber ähnliche Werte. Alle diese Definitionen geben eine vorsichtige Schätzung, d.h. ein zu geringes Auflösungsvermögen an. Generell nimmt die vertikale Auflösung in den untersten zwei Kilometern kontinuierlich mit der Höhe ab, von Werten im Dekameterbereich bis etwa 1 bis 1,5 km darüber. Infrarotmessungen liefern für den untersten Kilometer um ein Drittel verbesserte Auflösung, darüber sind sie von vergleichbarer Größe wie bei den Mikrowellenmessungen.

Die gegenüber in situ Messungen und aktiven Verfahren geringere vertikale Auflösung der passiven Verfahren ist auch der Grund dafür, dass passiven Verfahren i.A. eine geringere Genauigkeit der abgeleiteten atmosphärischen Parameter zugeschrieben wird, da als Vergleichsstandard meist entsprechende Radiosondenmessungen herangezogen werden. Nun sind Sondenmessungen Punktmessungen, wohingegen indirekte Verfahren den Mittelwert des erfassten Volumens liefern. Numerische Modelle verwenden atmosphärische Parameter an Gitterpunkten, die je nach räumlicher Auf-

lösung des Modells ein bestimmtes Volumen repräsentieren. Insbesondere bei scharfen räumlichen Gradienten sind aber Punktmessungen oft nicht repräsentativ. So ist es nicht verwunderlich, dass Radiosondendaten, wenn sie in numerische Wettermodelle assimiliert werden, größere Fehler aufweisen als Daten der indirekten Sondierung. Insbesondere sind die Feuchtedaten der Mikrowellenmessungen im gesamten Höhenbereich bis 10 km Höhe für Zwecke numerischer Modelle nach den Untersuchungen von Ware u.a. (2003) etwa um den Faktor zwei genauer als Radiosondenmessungen, in Bodennähe mit einem rms-Fehler von 0,7 bis 1,2  $\text{g/m}^3$  in Abhängigkeit von der verwendeten Lösungsmethode gegenüber 1,5  $\text{g/m}^3$  für Radiosonden. In 5 km Höhe sind die entsprechenden Werte 0,4  $\text{g/m}^3$  (Mikrowelle) und 0,9  $\text{g/m}^3$  (Radiosonde). Die Temperaturen der Radiosonden sind dagegen, ebenfalls nach Ware u.a. (2003), mit etwa 1,5 K bis 2 K rms bis 10 km Höhe mit Ausnahme der unteren 1 bis 2 km genauer als Mikrowellenmessungen mit Fehlern von 1,5 bis 2,4 K rms, ebenfalls abhängig von der verwendeten Lösungsmethode.

Andererseits bedingt die begrenzte vertikale Auflösung der passiven Verfahren, dass Inversionen in der freien Atmosphäre, wie sie insbesondere zwischen planetarer Grenzschicht und der unteren Troposphäre häufig auftreten, nur in abgeschwächter Form, d.h. dem Betrage nach zu gering und mit größerer vertikaler Mächtigkeit, wiedergegeben werden. Ebenso wird aus gleichem Grund der Gesamtwassergehalt von Wolken zwar mit hoher Genauigkeit abgeleitet, das Maximum des Wolkenwassers aber i.A. unterschätzt (Landolt u.a. 2006).

Natürlich lässt sich die vertikale Auflösung passiver Verfahren durch zusätzliche Informationen z.T. wesentlich verbessern. Bereits ein einfaches IR-Pyrometer, wie im in Lindenberg verwendeten kommerziellen Mikrowellenprofiler von Radiometrics Corporation, das die effektive Strahlungstemperatur im Gesichtsfeld des Radiometers misst, gibt durch die zeitliche Variabilität der Strahlungstemperatur eine Aussage über den Wolkenbedeckungsgrad im Gesichtsfeld des Geräts und eine vernünftige Schätzung der Wolkenuntergrenze (Güldner und Leps, 2005). Die Hinzufügung eines Laser-Ceilometers, ebenfalls wartungsarm, gibt weitere Verbesserungsmöglichkeit, ganz zu schweigen von simultanen Mikrowellen- und Wolkenradarmessungen (Löhnert u.a. 2001) und/oder Messungen mit Wind-Profil-Radarsystemen (Bianco u.a., 2005). Allerdings steht dem hohen Kosten- und personellen Aufwand der letztgenannten Verfahren eine breite Anwendung im meteorologischen Messnetz entgegen.

Das nachfolgende Beispiel benutzt nur Mikrowellenmessungen und Ceilometerdaten. Optische Verfahren (Lidargeräte und IR-Spektrometer) wären spätestens mit Einsetzen des Niederschlags ausgefallen.

### 3. Frontdurchgang vom 17.1.2006 nach passiven Mikrowellenmessungen

Abb. 1 zeigt Höhengschnitte der Temperatur (oben) sowie der absoluten Feuchte (unten) im Laufe des 17. Januar 2006, Abb. 2 entsprechend relative Feuchte (oben) und Wolkenwassergehalt (unten), allerdings der besseren Übersichtlichkeit wegen nur für die zweite Tageshälfte. Die Graphik der absoluten Feuchte enthält zusätzlich den Gesamtwasserdampfgehalt, berechnet aus den abgeleiteten Profilen, die Graphik der relativen Feuchte die Wolkenuntergrenze des Ceilometers.

Am 17. Januar 2006 lag eine Luftmassengrenze längs des Dnjepr und der Düna mit breiter Schneefallzone, die sich über Polen allmählich bis nach Ostdeutschland ausdehnte. Vor dieser Schneefallzone bildete sich bei klarer wolkenloser Nacht in Lindenberg eine Bodeninversion von etwa 1,5 km Mächtigkeit, deren Obergrenze sich um etwa 50 m pro Stunde bis 700 UTC auf 1200 m verringerte (Abb. 1 oben). Oberhalb dieser Inversion kühlte sich die Luft kontinuierlich ab, in 2 km Höhe von  $-4^{\circ}\text{C}$  um 00 UTC auf  $-8^{\circ}\text{C}$  im Laufe von 24 Stunden. Über einer sehr schmalen feuchten bodennahen Schicht mit Feuchten über 90% (bis etwa 800 UTC) war die Atmosphäre sehr trocken mit Feuchten unter 40% in etwa 1 km Höhe. Mit zunehmender Tageszeit setzte auch in der bodennahen Luftschicht eine Austrocknung ein. Die Werte der meteorologischen Bodenstation lagen um 1300 und 1400 UTC bei 67%. Dieser Wetterablauf änderte sich prompt kurz nach 1400 UTC, am deutlichsten zu sehen in den Daten der absoluten und relativen Feuchte. Um 1500 UTC hatte bereits die gesamte untere Troposphäre über 80% relative Feuchte, die Bodenstation meldete leichten Regen aus durchscheinendem Stratocumulus (Sc str tr) in 820 m Höhe. Der Regen ging gegen 1600 UTC in leichten bis mäßigen Schneefall bei dichter werdender Wolkendecke mit sinkender Wolkenuntergrenze über, die zeitweise um 100 m in der zweiten Nachthälfte lag (nicht dargestellt). Der Schneefall verstärkte sich schauerartig um 2130 UTC und 2400 UTC und auch in der zweiten Nachthälfte und hörte erst gegen 1700 UTC des Folgetages auf, wobei bereits ab 1500 UTC eine Austrocknung oberhalb 1 km einsetzte, die niedrig liegende Stratocumulusdecke sich aber nicht auflöste (nicht dargestellt). Insgesamt wurde eine Schneehöhe von 5,3 cm registriert. Maximaler Wolkenwassergehalt trat in etwa 1 km Höhe und ab 2000 UTC im untersten Wolkenbereich mit jeweils  $0,05\text{ g/m}^3$  auf. Die Ableitung des Wol-

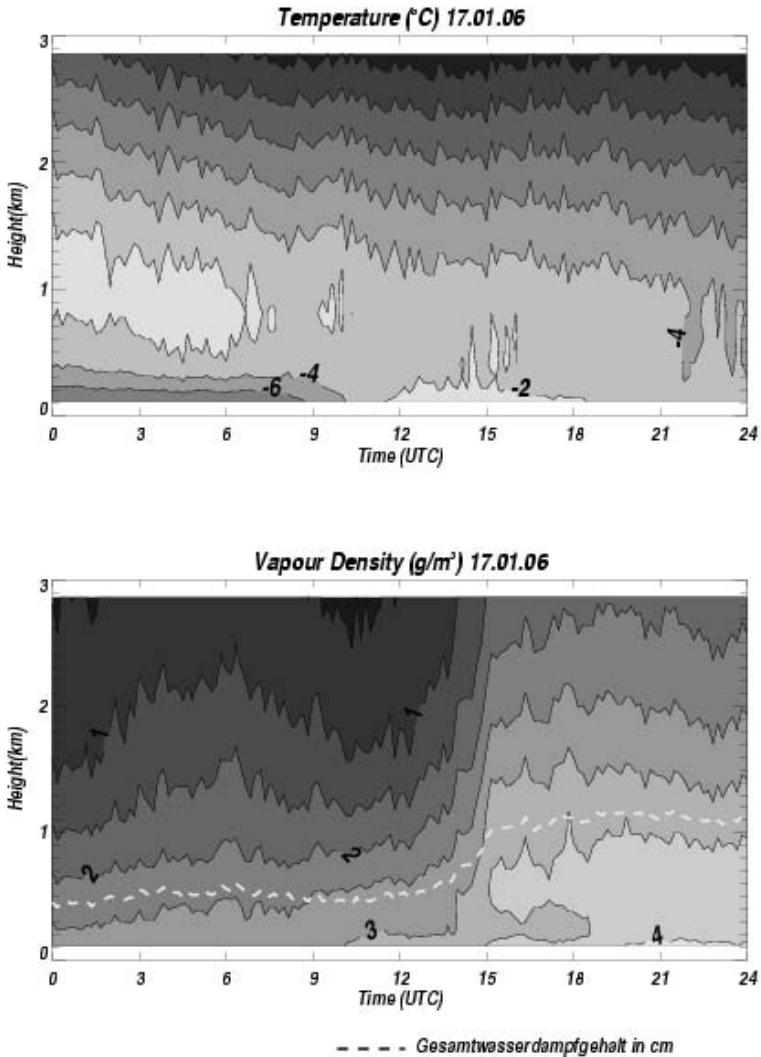


Abb. 1: Verlauf von Temperatur in °C (oben) und absoluter Feuchte in g/m<sup>3</sup> (unten) am 17. Januar 2006 über Lindenberg. Isolinien der Temperatur in 2°C-Intervallen und der Feuchte in 0,5 g/m<sup>3</sup>-Intervallen. Die gestrichelte Kurve im Feuchtediagramm gibt den integralen Wasserdampfgehalt der atmosphärischen Säule in cm an, der aus den abgeleiteten Profilen berechnet wurde.

Radiosonden messen i.A. nur um 0.00 und 12.00 UTC und nur an wenigen Stationen, so auch in Lindenberg, alle 6 Stunden.

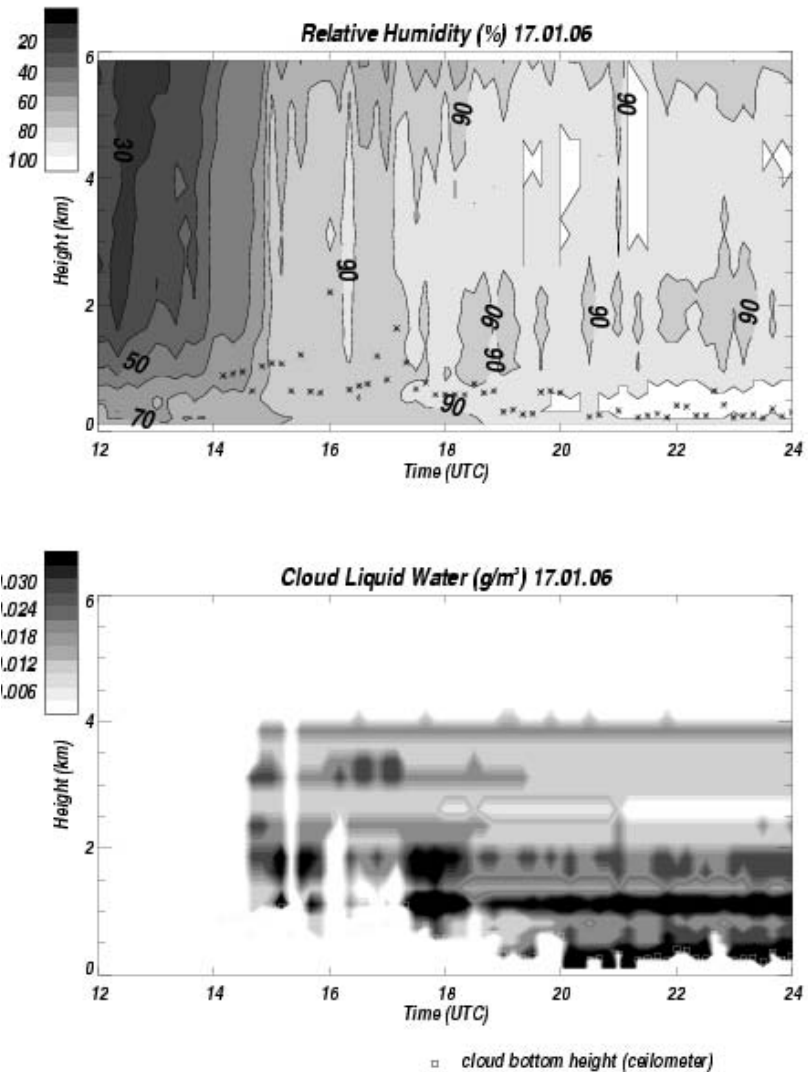


Abb. 2: Verlauf von relativer Feuchte (oben) und Wolkenwasser in  $\text{g/m}^3$  (unten) in der zweiten Tageshälfte des 17. Januar 2006 über Lindenberg. Isolinien der relativen Feuchte in 10%-Schritten und des Wolkenwassergehalts in  $0,003 \text{ g/m}^3$ -Schritten. Die Kreuze in der Darstellung der relativen Feuchte geben die gemessene Wolkenuntergrenze des Ceilometers.

kenwassers beruht auf einem neuronalen Netz, in dem u.a. ein entsprechendes Wolkenmodell eingegeben werden muss. Wolken mit Niederschlag wie in unserem Fall haben neben Wolkentröpfchen mit Radien um  $4\ \mu\text{m}$  wesentlich größere Niederschlagsteilchen, und zwar nicht-sphärischer Gestalt, die eine eindeutige Schätzung des Wolkenwassers erschweren. Mikrowellenradiometer mit Polarisierungseinrichtung lassen nach Czekala u.a. (2001) eine Trennung von Wolkenwasser durch Wolkentröpfchen und Niederschlagsteilchen und somit eine genauere Bestimmung des Wolkenwassers zu.

Das Beispiel zeigt in eindrucksvoller Weise das Potenzial der passiven Mikrowellenradiometrie. Radiosonden werden i.A. nur zweimal am Tag gestartet und nur an ausgewählten Stationen wie am Observatorium Lindenberg alle 6 Stunden. Weitere Beispiele von Schlechtwettersituationen finden sich bei Ware u.a. (2003).

#### 4. IR-Fourierspektroskopie

Ebenso wie die Mikrowellenradiometrie wurde auch die IR-Fourierspektroskopie in den letzten Jahren bis zur automatischen Erfassung der Temperatur- und Feuchteschichtung entwickelt (Feltz u.a. 2003). Im o.a. Beispiel wäre das Gerät allerdings bei Niederschlag ausgestiegen, und auch bei den niedrigen Wolkenhöhen von 100m bis 200m wären aus den IR-Spektren keine aussagefähigen Informationen – mit Ausnahme der Temperatur der Wolkenuntergrenze – ableitbar. IR-Fourierspektrometer erfassen kontinuierliche Spektren in einem weiten Spektralbereich. Die Stärken der IR-Spektroskopie liegen per se in der Erfassung atmosphärischer Spurengase, deren Absorptionsbanden in den atmosphärischen Fenstern von etwa  $800$  bis  $1200\ \text{cm}^{-1}$  (bekannt als großes atmosphärisches Fenster  $8$  bis  $12\ \mu\text{m}$ ) und  $2500$  bis  $3500\ \text{cm}^{-1}$  (kleines atmosphärisches Fenster  $3$  bis  $4\ \mu\text{m}$ ) liegen. Um beide Spektralbereiche gleichzeitig zu erfassen, muss ein Sandwichdetektor eingesetzt werden. Die Arbeiten zu CO (Evans und Puckrin 1999a, He u.a. 2001), Ozon (Puckrin u.a. 1996, Spänkuch u.a. 1998, Evans und Puckrin 1999b) und weiteren Spurengasen (Methan,  $\text{N}_2\text{O}$ , CFC 11 und 12; Virolainen u.a. 2000) sind bisher aber noch nicht bis zu einer operationellen Reife entwickelt worden.

Aber auch atmosphärische Beimengungen mit diffusen Spektralcharakteristika lassen sich mit diesem Verfahren untersuchen. So konnte erstmals in situ mit einem IR-Fourierspektrometer das Emissionsspektrum biogenen Aerosols bestimmt werden, da die durch Feuchtefluktuationen bedingten Änderungen im Spektrum herausgefiltert werden konnten. Eine grobe Abschätzung der Glashauswirkung biogenen Aerosols ergab  $1$  bis  $2\ \text{Wm}^{-2}$



(Spänkuch u.a. 2000a) und somit einen nicht zu vernachlässigenden Betrag der Glashauswirkung.

Wolken spielen im atmosphärischen Wasserkreislauf als auch in der Wärmebilanz eine entscheidende Rolle. Die IR-Fourierspektroskopie kann zunächst direkt nur Aussagen über die effektive Wolkentemperatur und die Wolkenemittanz für Strahldichten liefern. Mit entsprechenden Modellannahmen oder zusätzlichen Informationen lassen sich aber weitere wichtige wolkenphysikalische Parameter wie effektiver Partikelradius und Wolkenwasser-gehalt ableiten (Smith u.a. 1993, Collard u.a. 1995). Auch diese Arbeiten befinden sich noch in der Erkundungsphase und bedürfen bis zu einer operationellen Einführung weiterer grundlegender Untersuchungen.

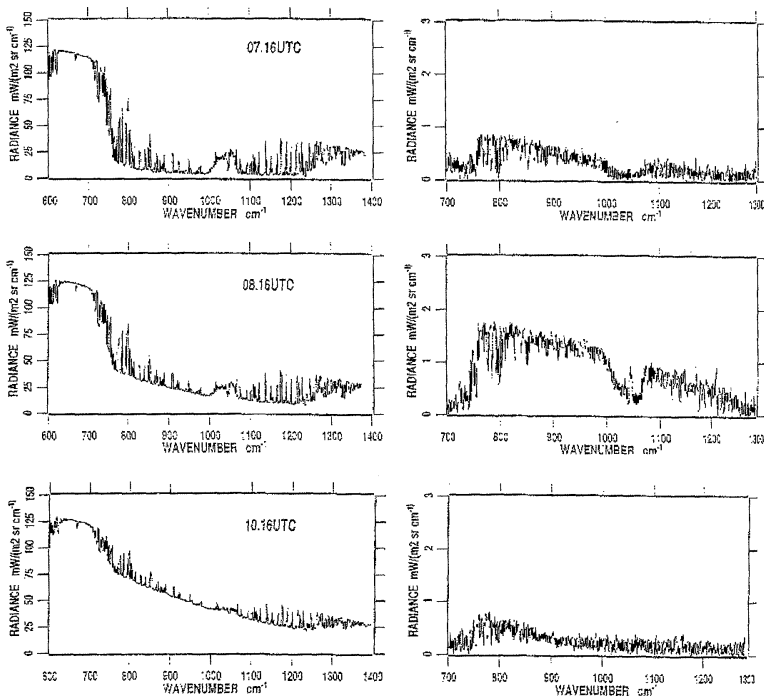


Abb. 3: Spektren der Zenitstrahl-dichte von 600 bis 1400  $\text{cm}^{-1}$  (links) und deren Rauschspektren von 700 bis 1300  $\text{cm}^{-1}$  (rechts) bei aufkommendem Frontalaufzug am 21.4.1999 in Potsdam. Das benutzte IR-Fourierspektrometer mit Sandwichdetektoren misst kontinuierliche Spektren von 550 bis 3500  $\text{cm}^{-1}$  mit einer spektralen Auflösung von 0,5  $\text{cm}^{-1}$  und einem Rauschen von etwa 0,1  $\text{mW} (\text{m}^2 \text{sr cm}^{-1})^{-1}$  zwischen 700 und 1400  $\text{cm}^{-1}$ . Die Linienstrukturen sind überwiegend durch Wasserdampf,  $\text{CO}_2$  und Ozon bedingt.

Das folgende Beispiel wurde am 21. April 1999 am Meteorologischen Observatorium Potsdam registriert (Spänkuch u.a. 2000b). An diesem Tage erfolgte ein klassischer Warmfrontaufzug, beginnend von Wolkenlosigkeit am frühen Morgen (06.16 UTC) über immer dichter werdender Cirrusbewölkung bei gleichzeitig abnehmender Wolkenuntergrenze bis zu nachfolgendem Niederschlag. Die Abb. 3 zeigt den langwelligen Teil der gemessenen Strahldichtespektren dieses Aufzugs im Zenit um 07.16, 08.16 und um 10.16 UTC (links) sowie die zugehörigen rms-Spektren (rechts), abgeleitet aus 16 direkt nacheinander aufgenommenen Spektren. Mit Bewölkung nimmt die Strahldichte zu, und zwar umso mehr, je dichter und je tiefer die Bewölkung ist. Dies folgt aus dem allgemeinen Temperaturverlauf mit abnehmender Temperatur mit zunehmender Höhe. Die über das Spektralintervall  $800\text{ cm}^{-1}$  bis  $1250\text{ cm}^{-1}$  integrierte Spektraldichte war gegenüber der wolkenlosen Atmosphäre um 06.16 UTC um 16 % gestiegen, eine Stunde später um 260 % und um 10.16 UTC um 530 %. Die Cirren befanden sich um 07.16 UTC in etwa 9 km Höhe. Um 08.16 UTC hatte sich der Cirrus zu einem dichteren Cirrostratus in etwa 6 km Höhe umgebildet. Um 10.16 UTC war bereits ein Altostratus/Cirrostratus in etwa 5 km Höhe vorhanden. Während das Spektrum um 07.16 UTC noch starke Ähnlichkeit mit dem eines wolkenlosen Spektrums zeigt (nicht dargestellt), mit geringen Strahldichten im großen atmosphärischen Fenster mit stark ausgeprägter Linienstruktur, insbesondere durch Wasserdampf und der breiteren Struktur von  $1000$  bis  $1080\text{ cm}^{-1}$  durch Ozon, steigt die Strahldichte im Fenster mit tiefer und dichter werdender Bewölkung. Zur automatischen Erfassung von Wolken im Gesichtsfeld des Geräts können die rms-Spektren (rechts) gezielt verwendet werden. So zeigen die rms-Spektren von Cirren einen steilen Anstieg des Rauschens um  $750\text{ cm}^{-1}$ , und die Absorptionssignaturen von Ozon und Wasserdampf sind deutlich sichtbar<sup>4</sup>.

Die aus den Messungen abgeleiteten Emittanzen waren  $< 0,1$  mit geringer spektraler Abhängigkeit um 07.16 UTC, lagen zwischen 0,37 und 0,5 beim Cirrostratus um 08.16 UTC und waren beim Cirrostratus/Altostratus um 10.16 UTC 0,91 bis 0,95. Die geringe spektrale Abhängigkeit der Emittanz lässt auf große Wolkenpartikel schließen. Bis zu genauen quantitativen Angaben ist allerdings noch ein weiter Weg.

---

4 Letzteres gilt für alle Wolkenarten.

**Literatur**

- Bianco, L., D. Cimini, F.S. Marzano und R. Ware, 2005: Combining microwave radiometer and wind profiler radar measurements for high-resolution atmospheric humidity profiling. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 22, 949–965
- Clifford, S.F., J.C. Kaimal, R.J. Latatits und R.G. Strauch, 1994: Ground-based remote profiling in atmospheric studies: An overview. *Proc. IEEE* 82, 313–355
- Collard, A.D., S.A. Ackerman, W.L. Smith, X. Ma, H.E. Revercomb, R.O. Knuteson und S.-C. Lee, 1995: Cirrus cloud properties derived from high spectral resolution infrared spectrometry during FIRE II. Part III: Ground-based HIS results. *J. Atmos. Sci.* 52, 4264–4275
- Czekala, H., S. Crewell, C. Simmer und A. Thiele, 2001: Discrimination of cloud and rain liquid water path by ground-based polarized microwave radiometry. *Geophys. Res. Lett.* 28, 267–270
- Evans, W.F.J. und E. Puckrin, 1999a: Combined measurements of thermal emission and solar absorption of atmospheric carbon monoxide. *Atmos. Environ.* 33, 2081–2088.
- , 1999b: Remote sensing measurements of tropospheric ozone by ground-based thermal emission spectroscopy. *J. Atmos. Sci.* 56, 311–318.
- Feltz, W.F., H.B. Howell, R.O. Knuteson, H.M. Woolf und H.E. Revercomb 2003: Near continuous profiling of temperature, moisture, and atmospheric stability using the Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI). *J. Appl. Meteorol.* 42, 584–597
- Güldner, J. und J.-P. Leps, 2005: Analysis of CLIWA-NET intensive operation period data as part of the monitoring activities at the German Meteorological Service site Lindenberg. *Atmos. Res.* 75, 151–166
- Güldner, J. und D. Spänkuch, 2001: Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 18, 925–933
- He, Hui, W.W. Mc Millan, R.O. Knuteson und W.F. Feltz, 2001: Tropospheric carbon monoxide column density retrieval during the pre-launch MOPITT validation exercise. *Atmos. Environ.* 35, 509–514
- Hogg, D.C., F.O. Guiraud, J.B. Snider, M.T. Decker und E.R. Westwater, 1983: A steerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapour and liquid in the troposphere. *J. Climate Appl. Meteorol.* 22, 789–806
- Houghton, J.T., F.W. Taylor und C.D. Rodgers, 1984: Remote sounding of atmospheres, Cambridge University Press, Cambridge, 343 S.
- Landolt, S.D., R. Tardif und P.H. Herzegh, 2006: A comparison of atmospheric profiles using a twelve channel microwave profiling radiometer and radiosondes during low ceiling events. 12<sup>th</sup> Conf. on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, Atlanta, GA, <http://ams.context.com/ams/pdfpapers/103377.pdf>
- Löhnert, U., S. Crewell, C. Simmer und A. Macke, 2001: Profiling cloud liquid water by combining active and passive microwave measurements with cloud model sta-

- tistics. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 18, 1354–1366
- Puckrin, E., W.F.J. Evans und T.A.B. Adamson, 1996: Measurement of tropospheric ozone by thermal emission spectroscopy. *Atmos. Environ.* 30, 563–568.
- Smith, W.L., X.L. Ma, S.A. Ackerman, H.E. Revercomb und R.E. Knuteson, 1993: Remote sensing cloud properties from high spectral resolution infrared observations. *J. Atmos. Sci.* 50, 1708–1720
- Solheim, F., J.R. Godwin, E.R. Westwater, Y. Han, S.J. Keihm, K. Marsh und R. Ware, 1998: Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liquid water using various inversion methods. *Radio Sci.* 33, 393–404
- Spänkuch, D., W. Döhler, J. Güldner und A. Keens, 1996: Ground-based passive atmospheric remote sounding by FTIR emission spectroscopy. *Beitr. Phys. Atmosph.* 69, 97–111
- Spänkuch, D., W. Döhler, J. Güldner und E. Schulz, 1998: Estimation of the amount of tropospheric ozone in a cloudy sky by ground-based Fourier-transform infrared emission spectroscopy. *Appl. Opt.* 37, 3133–3142.
- Spänkuch, D., W. Döhler und J. Güldner, 2000a: Effect of coarse biogenic aerosol on downwelling infrared flux at the surface. *J. Geophys. Res.* 105, 17341–17350.
- Spänkuch, D., W. Döhler, J. Güldner und W. Hartmann, 2000b: Komplexe Analyse von FTIR-Himmelsspektren unter Nutzung simultaner Mikrowellen- und Ceilographenmessungen. *Deutscher Wetterdienst, Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 61*
- Virolainen, Ya.A., A.V. Polyakov, Yu.M. Timofeyev, H. Grassl, D. Spänkuch und W. Döhler, 2000: Ground-based thermal interferometry as the source of information on different atmospheric parameters. In: W.L. Smith und Yu. Timofeyev (Hrsg.): *IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation*, A. Deepak Publ., Hampton, VA, 889–892.
- Ware, R., R. Carpenter, J. Güldner, J. Liljegren, T. Nehr Korn, F. Solheim und F. Vandenbergh, 2003: A multi-channel radiometric profiler of temperature, humidity and cloud liquid. *Radio Sci.* 38, 8079–8082, doi: 10.1029/2002RS002856, 2003
- Ware, R., P. Herzezh, F. Vandenbergh, J. Vivekanandan und E. Westwater, 2003: Ground-based radiometric profiling during dynamic weather conditions. *J. Appl. Meteorol.*
- Westwater, E.R., 1997: Remote sensing of tropospheric temperature and water vapour by integrated observing systems. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 78, 1991–2006
- Westwater, E.R., Y. Han und F. Solheim, 2000: Resolution and accuracy of a multi-frequency scanning radiometer for temperature profiling. In: Pampaloni und Palascia (Hrsg.) *Remote Sensing of the Earth's surface and Atmosphere*, VSP, The Netherlands, 129–135
- Wilczak, J.M., E.E. Gossard, W.D. Neff und W.L. Eberhard, 1996: Ground-based remote sensing of the atmospheric boundary layer: 25 years of progress. *Bound.-Layer Meteorol.* 78, 321–349