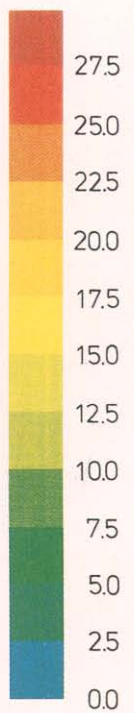
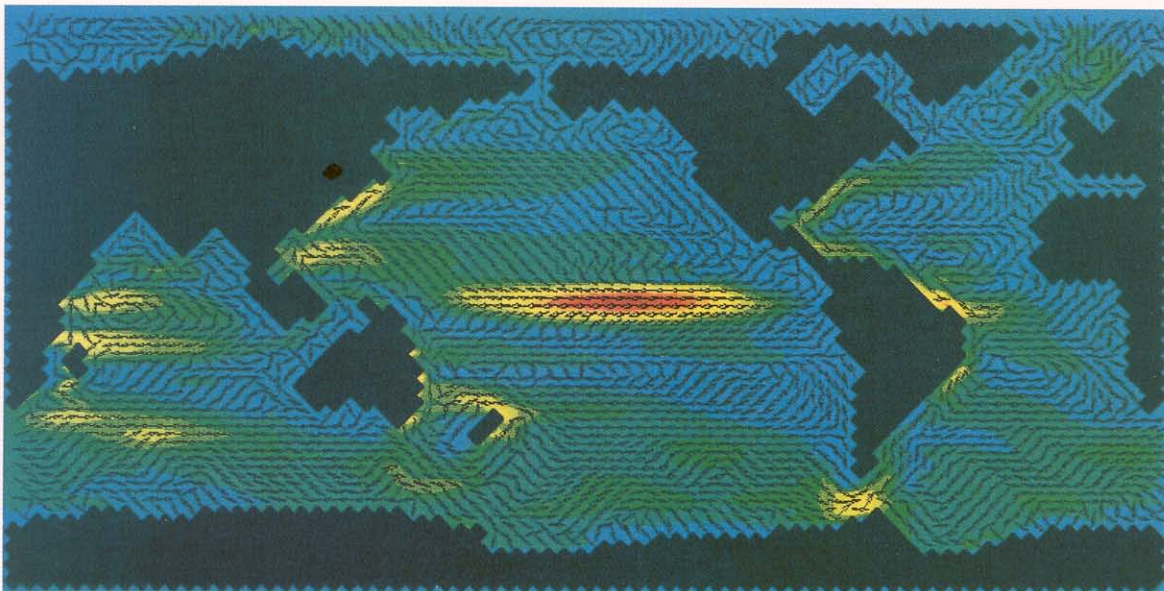


# promet

# 1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

## Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

**Herausgeber**

Deutscher Wetterdienst

**Hauptschriftleiter**

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

**Redaktionsausschuß**

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

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

Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

**Zum Titelbild:**

Oberflächenströmung des großskalig-geostrophischen Ozeanmodells (s. Beitr. 4). Die Pfeile bezeichnen die Richtung der Strömung und die Farbe ihre Geschwindigkeit.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes - Zentralamt - Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-. Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

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

ISSN 0340-4552

**Meteorologische Fortbildung**

18. Jahrgang, Heft 1/2/3, 1988

Thema des Heftes:

**Das Max-Planck-Institut für Meteorologie**

(Fachliche Redaktion: K. Hasselmann, P. Lemke, Hamburg)

**Beiträge:**

- |  | Seite |
|--|-------|
| 1 K. HASSELMANN, H. HINZPETER<br>Entwicklung und Zielsetzung des Instituts | 1     |

**Klimadynamik**

- |  |    |
|--|----|
| 2 K. HASSELMANN<br>Übersicht über die Klimadynamik (Beiträge 3-9)                          | 2  |
| 3 M. LATIF<br>Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre in den Tropen                                | 4  |
| 4 J. OBERHUBER, K. HASSELMANN<br>Ozeanmodelle  | 14 |
| 5 E. MAIER-REIMER<br>Kohlenstoffkreislauf und Klima  | 22 |
| 6 M. HEIMANN<br>Atmosphärische und ozeanische Spurenstoffe                                 | 29 |
| 7 K. HERTERICH<br>Modellierung des Paläoklimas   | 37 |
| 8 P. LEMKE<br>Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht | 42 |
| 9 H. v. STORCH<br>Statistische Diagnostik von Feldzeitreihen                               | 49 |

**Physik der Atmosphäre**

- |   |    |
|---|----|
| 10 H. HINZPETER<br>Übersicht zur Physik der Atmosphäre (Beiträge 11-14)                               | 58 |
| 11 S. BAKAN, P. BECKER, A. CHLOND<br>Organisierte Konvektion in der planetaren Grenzschicht           | 59 |
| 12 S. BAKAN, I. SCHULT<br>Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken                           | 70 |
| 13 G. PETERS<br>FM-CW-Radar zur Fernmessung des Wind- und Temperaturprofils in der unteren Atmosphäre | 74 |
| 14 J. BÖSENBERG<br>Fernerkundung des Wasserdampfes mit einem Zweifrequenz-LIDAR                       | 80 |

**Kurzberichte**

- |   |    |
|---|----|
| Smog-Wetterlagen mit hohem Ferntransportanteil (P. BRUCKMANN)   | 85 |
| <b>Aus dem Deutschen Wetterdienst</b><br>Der Smog-Warndienst beim Wetteramt Essen (K.-H. BOCK)  | 91 |
| Die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes hat 150000 bibliographische Einheiten (H.-D. KIRCH)   | 94 |
| <b>Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr</b><br>Geophysikalische Einflüsse beim Einsatz der DO 28 OU im Rahmen des Umweltschutzes (R. v. HOLT) | 95 |
| <b>Buchbesprechungen - Neuerscheinungen</b>   | 96 |

# 14 J. BÖSENBERG Fernerkundung des Wasserdampfes mit einem Zweifrequenz-LIDAR

## 1 Einleitung

Während für Wind- und Temperaturmessungen Verfahren eingesetzt werden können, die mit Mikrowellen, Schallwellen oder einer Kombination aus beiden arbeiten, ist dies für Wasserdampfmessungen mit hoher räumlicher Auflösung nicht möglich. Hierfür kommen nur aktive optische Verfahren in Betracht, die sogenannten Lidar-Verfahren (Light detection and ranging, in Analogie zu dem bekannteren Radar-Verfahren). Die hohe räumliche Auflösung wird hier wie beim Radar durch Messung der Laufzeit eines Impulses elektromagnetischer Strahlung von einem Sender (Laser) zum Streuvolumen und zurück erreicht. Für Messungen der Wasserdampfkonzentration kommen im Prinzip zwei Meßverfahren in Betracht, das Verfahren der Raman-Streuung und das Differential-Absorptions-Lidar (DIAL). Während Raman-Messungen bisher nur nachts erfolgreich durchgeführt wurden, konnten DIAL-Messungen schon von mehreren Gruppen auch am Tage demonstriert werden. Wir haben uns deshalb für ein DIAL-System entschieden, das inzwischen aufgebaut und erprobt wurde. Das Prinzip dieses Verfahrens, mögliche Fehlerquellen sowie Testergebnisse sollen im folgenden beschrieben werden.

## 2 Meßprinzip

Von einem Laser werden kurze Lichtimpulse (15 ns) ausgesandt, die sich gradlinig in eine vorgegebene Richtung ausbreiten. Von jedem so beleuchteten Volumen wird ein (sehr kleiner) Teil des Lichtes zurückgestreut, und zwar sowohl durch Aerosolstreuung (Mie-Streuung) als auch durch Molekülstreuung (Rayleigh-Streuung). Das zurückgestreute Licht wird in einem Teleskop aufgefangen und seine Intensität mit Hilfe eines hochempfindlichen Detektors gemessen. Nach dem Aussenden des sehr kurzen Lichtimpulses treffen die Signale aus größerer Entfernung später ein als die Signale aus dem Nahbereich, durch

Messung der Laufzeit des Signals kann die Entfernung bestimmt werden, in der es erzeugt wurde. Die Intensität des zurückgestreuten Lichtes wird durch die sogenannte LIDAR-Gleichung beschrieben:

$$P(R) = \frac{P_0 \delta(R)}{R^2} \beta(R) \exp\left(-2 \int_0^R (\alpha(r) + \gamma(r)) dr\right)$$

Hierbei ist  $P(R)$  die aus dem Streuvolumen der Länge  $\delta R$  im Abstand  $R$  empfangene Leistung,  $P_0$  ist eine Gerätekonstante,  $\beta(R)$  ist der gesamte Rückstreuquerschnitt,  $\gamma(R)$  der gesamte Extinktionskoeffizient mit Ausnahme des Absorptionskoeffizienten  $\alpha$  des zu untersuchenden Gases. Hieraus läßt sich die gewünschte Gaskonzentration über den Absorptionskoeffizienten noch nicht berechnen, da auch  $\beta(R)$  und  $\gamma(R)$  unbekannt sind. Für den Fall des Wasserdampfes kann man jedoch ausnutzen, daß das Molekül sehr schmale Absorptionslinien besitzt (Halbwertsbreite  $\approx 0.01$  nm unter Standardbedingungen). Macht man nun zwei Messungen mit verschiedenen Wellenlängen, eine im Maximum der Absorptionslinie, eine in geringem Abstand neben der Linie, so kann man davon ausgehen, daß  $\beta(R)$  und  $\gamma(R)$  für beide Wellenlängen mit hinreichender Genauigkeit gleich sind. Durch Kombination der beiden Lidargleichungen für die beiden Wellenlängen kommt man dann zur sogenannten DIAL-Gleichung:

$$n(\bar{R}) \sigma(\bar{R}) = \alpha(\bar{R}) = \frac{1}{2 \delta R} \ln \frac{P_1(R_2) P_2(R_1)}{P_1(R_1) P_2(R_2)}$$

Da der Absorptionsquerschnitt  $\sigma$  bekannt ist, kann man die Teilchenkonzentration berechnen.

## 3 Fehlerquellen

Das Verfahren sieht auf den ersten Blick sehr einfach aus, bei näherer Betrachtung ergeben sich jedoch zahlreiche Schwierigkeiten, die hier nur kurz erläutert werden können.

Die erste Schwierigkeit ergibt sich aus der Voraussetzung für die Gültigkeit der DIAL-Gleichung, daß der Rückstreuoeffizient für beide benutzte Wellenlängen gleich ist. Dies ist sicher nur dann richtig, wenn auch das gleiche Aerosol beleuchtet wird, denn der Aerosolgehalt ist in vielen Fällen sehr inhomogen mit großen Unterschieden in kleinem Abstand. Da aber der Strahlungsquerschnitt nur klein ist, und da bei einem Farbstofflaser die Wellenlänge nur relativ langsam ( $\approx 1$  sec) neu eingestellt werden kann, werden bei Benutzung nur eines Lasers, dessen Wellenlänge immer hin und hergeschaltet wird, nicht mehr die gleichen Streupartikel beleuchtet, das Aerosol wird inzwischen vom Wind weitertransportiert. Lösen kann man dies Problem durch die Verwendung von zwei Lasern, die auf die beiden Wellenlängen eingestellt werden, und die mit kurzem zeitlichen Versatz (200  $\mu$ sec) gezündet werden. Dies erhöht nicht nur die Kosten des Systems erheblich, sondern auch die Komplexität der Justierung, denn zusätzlich zu der Einstellung des zweiten Lasers muß auch noch die zeitliche Synchronisation sehr genau eingestellt und überwacht werden (auf wenige nsec), sowie der Strahlquerschnitt und die Abstrahlrichtung für beide Laser sehr genau angeglichen werden. Diese Justierung ist aber möglich und auch hinreichend zeitlich stabil, so daß längere Meßreihen gewonnen werden können.

Eine Reihe von Problemen wird dadurch verursacht, daß das Verfahren eine doppelt differentielle Methode ist (differentiell bezüglich der Wellenlänge und der Meßhöhe), es wird also eine Information (die Teilchenkonzentration in einem Höhenintervall) aus vier Meßgrößen (den Rückstreuintensitäten für zwei Wellenlängen und zwei Meßhöhen) bestimmt. Die einzelnen Signale müssen deshalb mit sehr großer Genauigkeit gemessen werden. Dies ist besonders schwer zu erfüllen, weil das Signal erstens sehr schnell veränderlich ist (7.5 m Höhendifferenz entsprechen einer Laufzeit von 50 nsec), und zweitens einen sehr großen Dynamikbereich überstreicht. Allein der Faktor  $1/R^2$  in der Lidargleichung bewirkt einen Abfall um 4 Zehnerpotenzen zwischen 100 m und 10 km,  $\beta(R)$  variiert typischerweise ebenfalls um einige Zehnerpotenzen, und die Absorption durch den Wasserdampf sorgt noch einmal für eine Schwächung des Signals um etwa eine Zehnerpotenz. Aus diesem Grunde ist es daher zur Zeit nicht möglich, den ganzen Höhenbereich mit einem Detektor- und Datenerfassungssystem abzudecken, man kann nur jeweils einzelne Abschnitte der Atmosphäre erfassen, z. B. die planetarische Grenzschicht (300-1500 m) oder die obere Troposphäre (ca. 3-10 km).

Weitere Probleme ergeben sich aus der geringen Breite der Wasserdampfabsorptionslinien. So verursacht z. B. eine relative Änderung der ausgesandten Wellenlänge um  $10^{-6}$  einen Fehler von 10% in der Bestimmung der Wasserdampfkonzentration in 10 km Höhe. Die deshalb erforderliche Wellenlängenstabilität bei gleichzeitig erforderlicher sehr hoher Impulsleistung ist nur durch Einsatz der besten erhältlichen Hochleistungsfarbstofflaser zu erreichen. Für die genaue Abstimmung auf das Linienzentrum wurde ein photoakustisches Meßverfahren eingesetzt, das ebenfalls für die ständige Kontrolle des Lasers benutzt wird. Mit Hilfe dieser Meßtechnik konnte durch gleichzeitige Messung in zwei photoakustischen Zellen, die mit unterschied-

lichem Druck gefüllt waren, die Verschiebung der Lage des Linienzentrums mit dem Druck der umgebenden Atmosphäre gemessen werden (Abbildung 1). Dieser Effekt, der bei verschiedenen Wasserdampflinien mit unterschiedlicher Stärke auftritt und mit konventioneller Spektrometrie kaum zu messen ist, mußte bei der Auswahl geeigneter Linien für die DIAL-Messungen berücksichtigt werden.

Die oben angegebene Lidargleichung gilt nur für Licht einer Wellenlänge, für eine Behandlung realer Fälle muß sie erweitert werden durch Integration über die spektrale Verteilung des ausgesandten Lichtes, die Linienbreite der zur Verfügung stehenden Laser kann nicht vernachlässigt werden. Diese spektrale Verteilung muß zumindest näherungsweise ebenfalls gemessen werden um größere Fehler zu vermeiden.

Ein weiterer wichtiger Parameter der verwendeten Laserstrahlung ist die spektrale Unreinheit, definiert als Anteil

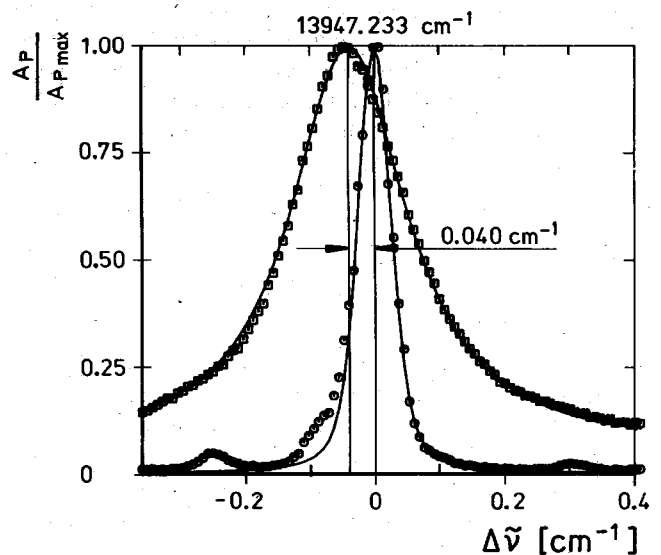


Abb. 1: Photoakustische Spektren der Wasserdampfabsorptionslinie  $13947.233 \text{ cm}^{-1}$ . o: Zelle gefüllt mit 16 hPa  $\text{H}_2\text{O}$ , □: Zelle gefüllt mit 16 hPa  $\text{H}_2\text{O}$  und 1000 hPa synthetischer Luft.

der gesamten Strahlung außerhalb der vorgegebenen Laserlinienform (z. B. Gauß-Verteilung). Um größere Meßfehler in größeren Höhen zu vermeiden, muß diese spektrale Unreinheit kleiner als etwa 1.5% sein. Dieses ist bei den verwendeten Hochleistungsfarbstofflasern nur sehr schwer zu erreichen. Auch ist diese Größe nur schwer zu messen, da die Intensität über einen breiten Spektralbereich verteilt ist. Die Justierung der Laser zur Optimierung dieses Parameters ist zur Zeit die zeitraubendste Einstellarbeit und bestimmt entscheidend die Güte der Messungen.

Die Abhängigkeit des Absorptionsquerschnittes von der Temperatur und vom Druck muß ebenfalls berücksichtigt werden, bei Benutzung geeigneter temperaturunabhängiger Linien reichen jedoch grobe Informationen für die Korrektur aus (20 K bzw. 15 hPa Fehler in der angenommenen Temperatur bzw. Druck rufen einen Fehler von weniger als 5% im Wasserdampf hervor).

Das am schwierigsten zu behandelnde Problem wird dadurch verursacht, daß zwei verschiedene Streuprozesse

zur Rückstreuung beitragen, nämlich Aerosol- und Molekülstreuung. Während die Aerosolstreuung mit hinreichender Genauigkeit als elastisch betrachtet werden kann, wird bei der Molekülstreuung das Spektrum des eingestrahlten Lichtes verändert, und zwar im wesentlichen durch Dopplerverbreiterung. Diese veränderte spektrale Verteilung auf dem Weg vom Streuvolumen zum Empfänger muß berücksichtigt werden. Dies ist mit ausreichender Genauigkeit möglich, da Dichte und Temperaturverteilung mit der Höhe hinreichend bekannt sind. Die Hauptschwierigkeit liegt jedoch in der Bestimmung des Signalanteils, der durch Rayleigh-Streuung erzeugt wurde. Eine Absolut-eichung der Empfindlichkeit des als Detektor benutzten Photomultipliers ist nicht möglich, man ist darauf angewiesen, in irgendeinem Höhenbereich (möglichst in großer Höhe) eine Annahme über das Verhältnis von Aerosol- zu Molekülstreuung zu machen. Dann kann man, wie bei einem üblichen Rückstreuulidar, mit Hilfe des Lidarsignals eine angenäherte Bestimmung des Rückstreuprofiles vornehmen. Dies führt zu einem aufwendigen Korrekturverfahren, mit dessen Hilfe der durch den oben genannten Effekt auftretende Fehler weitgehend reduziert werden kann. Diese Fehler sind überall dort besonders groß, wo starke Gradienten im Aerosolrückstreuoeffizienten auftreten, also üblicherweise an Schichtgrenzen. Ohne Korrektur können sie bei der Bestimmung der Wasserdampfdichte durchaus 100% erreichen, durch die Korrektur kann dies auf weniger als 10% reduziert werden.

Die Berücksichtigung der oben angegebenen Fehlerquellen führt dazu, daß das Gesamtsystem ziemlich aufwendig und umfangreich wird. Damit es dennoch bei Feldexperimenten eingesetzt werden kann, wurde es in einem Standard-20-Fuß-Container aufgebaut, in dem es zum jeweiligen Einsatzort transportiert werden kann. Die wesentlichen Systemparameter sind in Tabelle 1 aufgelistet, einen Überblick über das Gesamtsystem gibt das Blockdiagramm (Abbildung 2) und Abbildung 3.

#### 4 Testergebnisse

Da die Güte der Messungen wesentlich von einer Reihe von Justierungen des Systems abhängt, ist es erforderlich, geeignete Testmethoden zur Verfügung zu haben. Einige Hilfsgrößen lassen sich direkt messen (z. B. Lage und Breite der emittierten Laserlinie, zeitliche Synchronisation der beiden Laser), andere werden durch entsprechende Testmessungen in der Atmosphäre bestimmt und eingestellt

(spektrale Unreinheit, Gleichheit der Abstrahlrichtung für die beiden Laser). Durch Messungen bei gleicher Wellenlänge für beide Laser, entweder im Zentrum der Absorptionslinie (on line) oder dicht daneben (off line) können die meisten Fehlerquellen hinreichend genau abgeschätzt werden. Diese Testmessungen werden bei Feldexperimenten regelmäßig durchgeführt. Die Restfehler aufgrund der komplexen Korrektur für die Dopplerverbreiterung der Molekülstreuung bei inhomogener Atmosphäre können nur aufgrund von Simulationsrechnungen bestimmt werden.

Da die Meßfehler in komplexer Weise von vielen Parametern abhängen, die zum Teil für verschiedene meteorologische Situationen sehr unterschiedlich sein können, kann nicht allgemein die erreichbare Genauigkeit in Abhängigkeit von zeitlicher und räumlicher Auflösung sowie der Meßhöhe angegeben werden. Typische erreichbare Werte sind jedoch für die planetarische Grenzschicht 75 m Höhenauflösung, 30 sec Zeitauflösung, 5-10% Genauigkeit im Höhenbereich von 300 m bis zur Obergrenze der Grenzschicht (etwa 1500 m). In der oberen Troposphäre (10 km Höhe) muß mit einer Meßzeit von 30 min, einer Höhenauflösung von 2 km und einem Fehler von 10% gerechnet werden. Bei erhöhter Rückstreuung, z. B. durch sehr dünne Wolken oder Aerosolschichten, kann die Auflösung auch für diese Bereiche der Atmosphäre aber deutlich verbessert werden.

Es soll zunächst an einem Beispiel aus der Erprobungsphase gezeigt werden, welche Information über die Atmosphäre mit Hilfe dieses Meßsystems erreicht werden kann. Abbildungen 4, 5 zeigen zwei kurze Zeitserien von gemessenen Wasserdampfprofilen, Abbildung 4 eine Messung vom 12. Juni 1986 nachmittags bei leichter Cumuluskonvektion, Abbildung 5 eine vom Abend des Vortages, nachdem sich die Schichtung der Atmosphäre stabilisiert hatte. Die Unterschiede in der räumlichen Verteilung des Wasserdampfes sind deutlich zu sehen und entsprechen den Vorstellungen über die Prozesse bei labiler und stabiler Schichtung. Abbildung 6 zeigt das mittlere Profil der Wasserdampfdichte für den Fall aus Abbildung 4. Dieses Profil entspricht über einen weiten Bereich der Vorstellung einer gleichmäßig durchmischten Grenzschicht, die Linie konstanten Mischungsverhältnisses ist zum Vergleich mit eingezeichnet. Abbildungen 7, 8 zeigen die dazugehörigen Fehlerabschätzungen aus Testmessungen (absoluter Fehler und Standardabweichung),

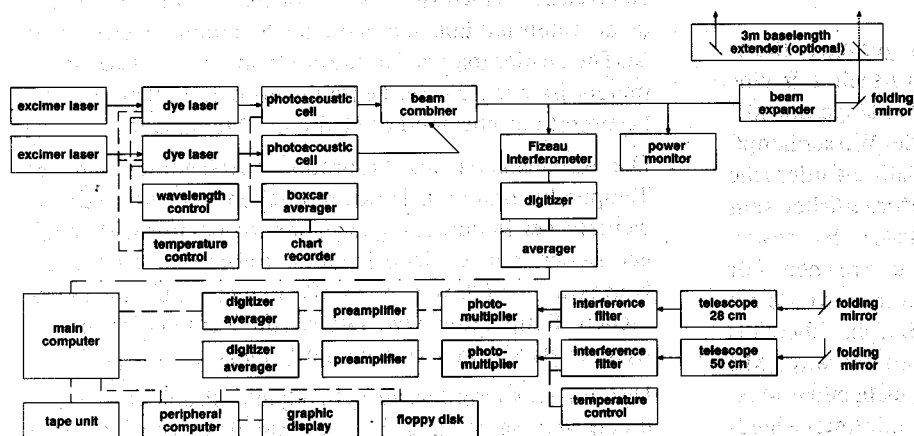


Abb. 2: Gesamtsystem Differential-Absorption-Lidar.



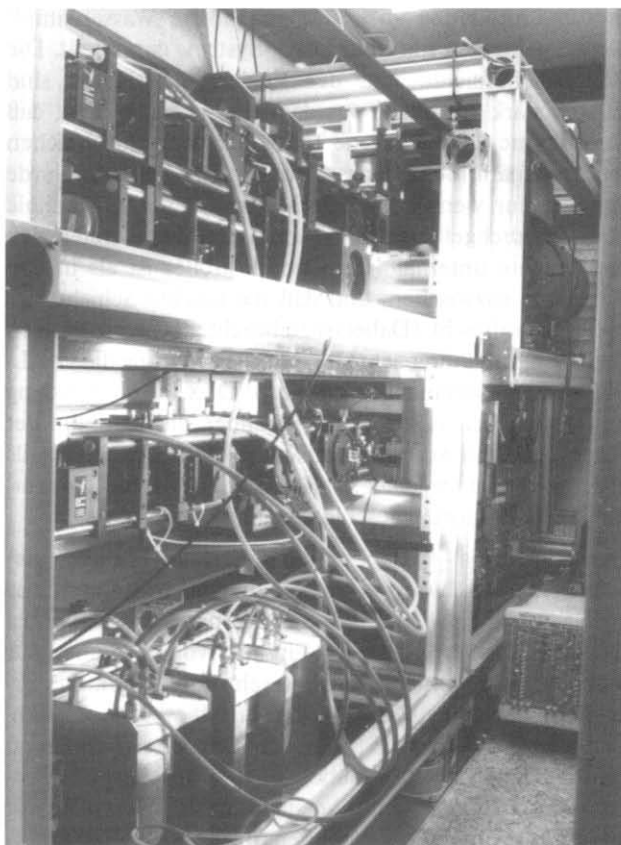


Abb. 3: Teilansicht Differential-Absorption-Lidar-System.

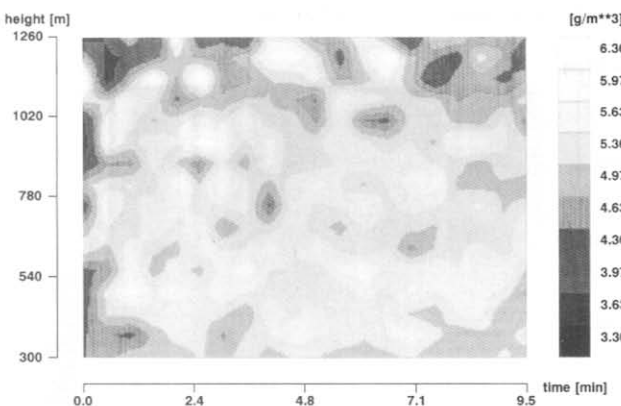


Abb. 4: Wasserdampfdichte, Messung vom 12. Juni 1986, 16<sup>h</sup>30, Mittelwert über 300 Schuß (30 sec), Höhenauflösung 60 m (Signalglätte über 120 m).

die gezeigten Unterschiede in der räumlichen Verteilung sind demnach signifikant. Die Abbildungen zeigen auch, daß mit der für die Messung gewählten Spiegeleinstellung keine zuverlässigen Messungen für die Höhen unterhalb von 300 m durchgeführt werden können.

Eine weitere Messung, die während des ersten Feldexperimentes (Internationales Cirrus-Experiment, September/Oktober 1987 auf Sylt) gewonnen wurde, ist in Abbildung 9 dargestellt. Sie zeigt das off-line-Rückstreusignal (in logarithmischer Darstellung) und die Wasserdampfdichte in der Grenzschicht als längere Zeitserie einer DIAL-Messung mit hoher zeitlicher (25 sec) und räumlicher (75 m) Auflösung. Die schnelle Änderung des Rückstreusignals mit der Höhe in Abbildung 9a zeigt, daß die Grenz-

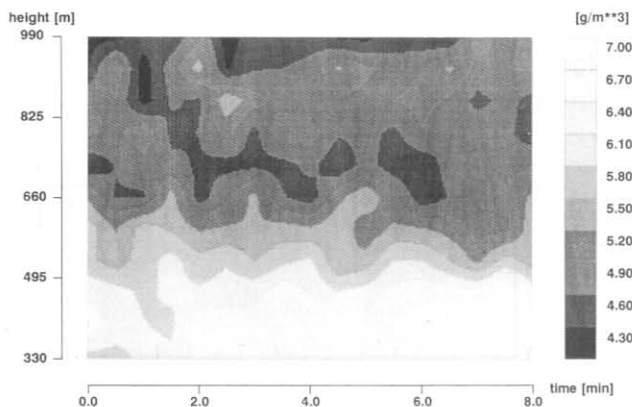


Abb. 5: Wasserdampfdichte, Messung vom 11. Juni 1986, 21<sup>h</sup>40, Mittelwert über 300 Schuß (30 sec), Höhenauflösung 60 m (Signalglätte über 120 m).

Tab. 1: Systemparameter

<i>Sendesystem</i>	
2 Excimer gepumpte Farbstofflaser	
Ausgangsenergie:	40 mJ
spektrale Bandbreite:	0.18 pm
spektrale Unreinheit:	< 1.5%
Schußrate:	12 Hz typisch (getestet bis 24 Hz)
Strahlquerschnitt:	2*2 mm
Strahldivergenz:	1.5 mrad
Strahlaufweitung:	15-fach (25- oder 35-fach wahlweise)
<i>Messung der Bandbreite</i>	
Fizeau Interferometer:	
Auflösung der elektronischen Auslesung:	0.1 pm
optische Auflösung:	0.8 pm
<i>Empfangsoptik</i>	
Schmidt-Cassegrain Teleskop, Durchmesser:	0.28 m
Newton Teleskop, Durchmesser:	0.5 m
Abstand	
Sender-Empfängerachse:	0.3 m 3.0 m wahlweise
Filterbandbreite:	8 nm 0.6 nm wahlweise
<i>Datenerfassung</i>	
Analog-Digital-Wandler	
Bereich:	12 bit
Wandelrate:	20 MHz
Speichertiefe:	8 K Worte
<i>Datenspeicher</i>	
Digitalmagnetband	100 Schuß Mittelwerte (typisch)
Diskette:	300-1000 Schuß Mittelwerte

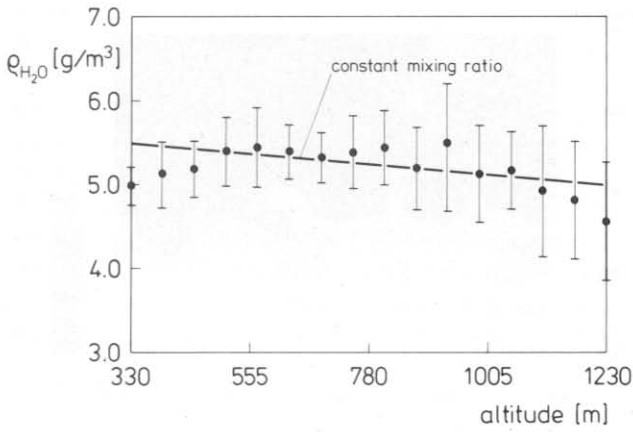


Abb. 6: Mittleres Feuchteprofil mit Standardabweichung für die Messung aus Abbildung 4.

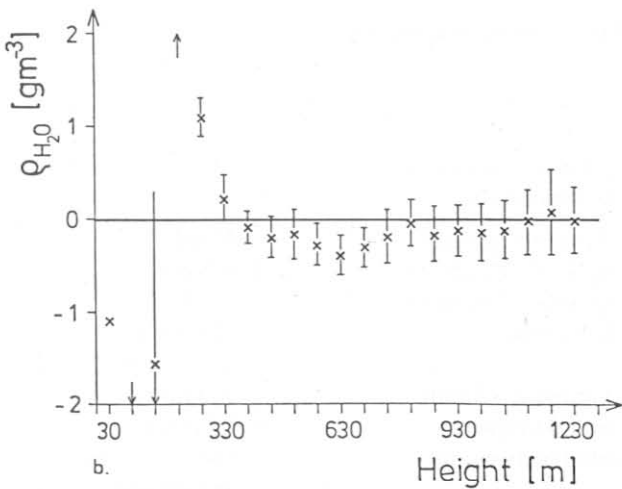


Abb. 7: Mittelwert und seine Streuung einer 10 min Testmessung mit beiden Lasern off line, zu der Messung aus Abbildung 4.

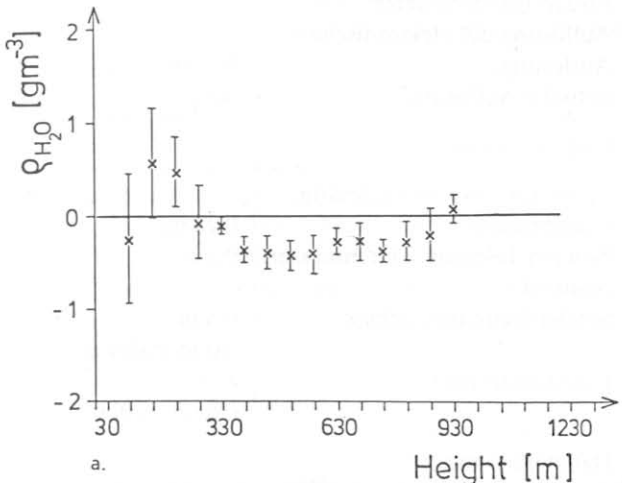


Abb. 8: Mittelwert und seine Streuung einer 10 min Testmessung mit beiden Lasern off line, zu der Messung aus Abbildung 5.

schicht in diesem Falle nur etwa 500 m dick ist, am Oberrand der Grenzschicht nimmt die Aerosolkonzentration stark ab, einzelne Cumuli haben dort ihre Basis. Die Grenzschichtmächtigkeit zeigt eine starke zeitliche Fluktuation mit Änderungen bis zu 100 m in einer Minute. Wenn man solche Vorgänge erfassen will, muß man alle wesentlichen Parameter mit dieser hohen Auflösung

messen. Abbildung 9b ist die zugehörige Wasserdampf-dichte, gemessen mit dem DIAL-System, dargestellt. Die Wasserdampf-dichte und der Rückstreuoeffizient sind danach stark korreliert, was dadurch zu erklären ist, daß aerosolarme kalte trockene Luft über der aerosolreichen feuchten maritimen Grenzschicht liegt (die Messung wurde auf Sylt nur wenige hundert Meter von der Küstenlinie entfernt durchgeführt). Man kann weiterhin erkennen, daß die Feuchte unterhalb der Cumuli größer ist als in den Bereichen dazwischen, und daß die feuchte Schicht hier höher hinaufreicht. (Dabei ist zu beachten, daß die Wolken selbst aufgrund ihrer sehr starken Rückstreuung die DIAL-Messungen unbrauchbar machen). Dies ist im Einklang mit den üblichen Vorstellungen über die Struktur der Atmosphäre bei Auftreten von Konvektion. Weitere Details können hier noch nicht erklärt werden, da die Auswertungen noch nicht abgeschlossen sind.

Das Differential-Absorption-Lidar ist zwar ein sehr aufwendiges und schwierig zu handhabendes Instrument, das auch nicht bei allen Wetterbedingungen einsetzbar ist (Niederschlag verhindert den Einsatz, Wolken können nur durchdrungen werden, wenn sie sehr dünn sind). Die Ergebnisse, die mit diesem System erzielt werden können, sind jedoch mit anderen Methoden nicht zu erreichen und liefern zusätzliche Information über atmosphärische Prozesse und tragen zu deren Verständnis bei. Wir wollen mit diesem Instrument in Zusammenarbeit mit anderen Gruppen zunächst konvektive Prozesse in der Grenzschicht, insbesondere organisierte Konvektion, sowie die Wasserdampfkonzentration in Cirruswolken untersuchen.

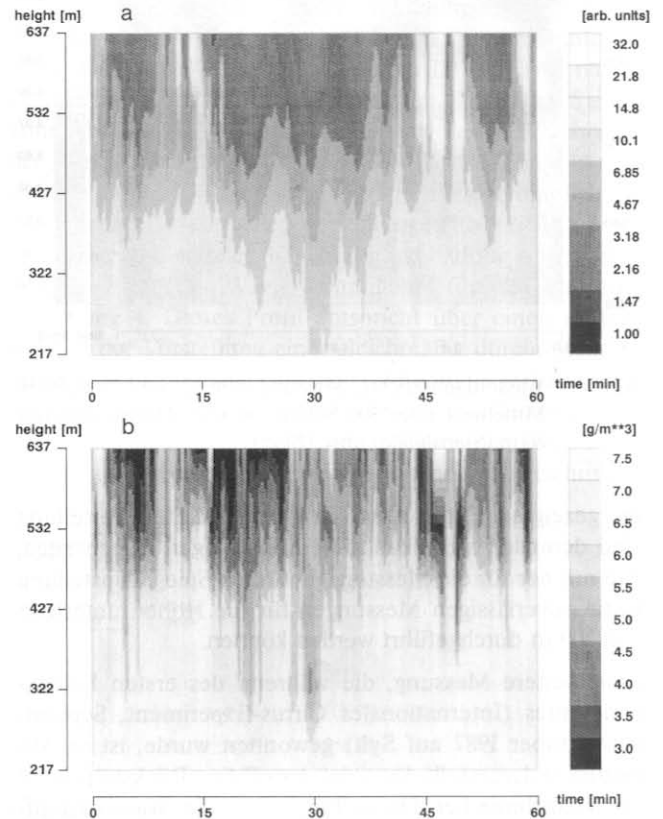


Abb. 9: Stärke des Rückstreuersignals in willkürlichen Einheiten und Wasserdampfkonzentration aus Messungen am 18. September 1987, 14.00 GMT, Auflösung 75 m, 25 sec, Signalglättung 150 m.