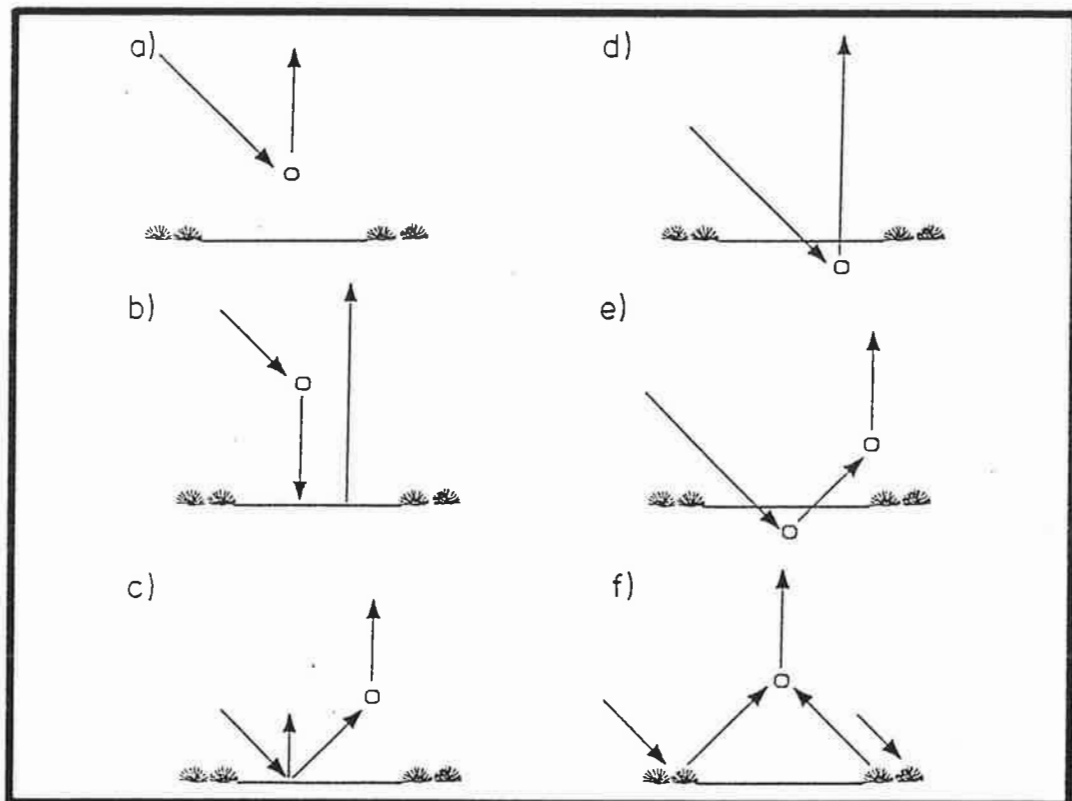




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 15



FERNERKUNDUNG DER OPTISCHEN EIGENSCHAFTEN
VON SEEN MIT LANDSAT 5 THEMATIC MAPPER

von

WALTRAUD MANSCHKE

HAMBURG, DEZEMBER 1992

VORGELEGT IM RAHMEN DES DISSERTATIONSVERFAHRENS:

AUTOR:

WALTRAUD MANSCHKE

MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE

Titelbild: Strahlungsterme der Satellitenmessung
über einem See
Erläuterungen siehe Abbildung 4.2

MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE
BUNDESSTRASSE 55
D-2000 HAMBURG 13
F.R. GERMANY

Tel.: +49 (040) 4 11 73-0
Telex: 211092 mpime d
Telemail: MPI.METEOROLOGY
Telefax: +49 (40) 4 11 73-298

EXb15

Fernerkundung
der optischen Eigenschaften von Seen
mit Landsat 5 Thematic Mapper

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von
Waltraud Manschke
aus Ulm

Hamburg 1992

ISSN 0938-5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von . . . Prof. Dr. Hartmut Graßl

und . . . Dr. Stephan Bakan

Hamburg, den 9.12.1992

. . . . Prof. Dr. Martin Dunst
(Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften)

ZUSAMMENFASSUNG

Mit dem Radiometer Thematic Mapper auf dem sonnensynchronen, polar umlaufenden Satelliten Landsat 5 werden Seen im Gebiet des alpinen Vorlandes bis Hochgebirges untersucht. Der Einfluß unterschiedlicher Aerosole in unterschiedlichen Konzentrationen auf das vom Satelliten gemessene Signal wird mit Hilfe eines Strahlungstransportmodells berechnet. Weiterhin wird die Überstrahlung dunkler Seen durch hellere Umgebungen untersucht.

Die Eichung des Meßgerätes wird überprüft. Durch die Berechnung neuer *offsets* für die Eichgerade und das Verwenden besserer Steigungsfaktoren kann die Eichung des Radiometers verbessert werden. Die Signale der Seen in den einzelnen spektralen Kanälen des Thematic Mapper werden in ihrem spektralen und jahreszeitlichen Gang ausgewertet.

Eine Korrektur des Atmosphäreneinflusses wurde bezüglich der Molekülstreuung und der Absorption atmosphärischer Gase für die in unterschiedlichen Höhen gelegenen Seen und für jeden Aufnahmeterrn durchgeführt. Eine Korrektur der aktuellen zusätzlichen Extinktion durch Aerosole im Sichtbaren aus dem spektralen Verlauf des Signals über Wasserflächen im mittleren Infrarot ist über Seen der hier behandelten Größe wegen der nicht auszuschließenden Beimengung optisch wirksamer Stoffe an der Seeoberfläche nicht möglich. Dünne Wolken und Nebel erhöhen gleichmäßig das Signal in den solaren Kanälen des Thematic Mappers.

Der Einfluß der Umgebung auf das Signal der Seen ist ab einer Entfernung vom Ufer von etwa 1000 m in allen spektralen Kanälen vernachlässigbar gering. Hohe Reflexionen im nahen und mittleren Infrarot beruhen auf stark reflektierenden Materialien in und auf den Seen.

Da die vertikale Durchmischung durch den Wind in Seen oft bis in die obersten Millimeter reicht, sind auch die Kanäle mit geringer Eindringtiefe im mittleren Infrarot von Beimengungen im Wasser beeinflusst. Aufgrund der spektral unterschiedlichen Eindringtiefe des Sonnenlichts ist es möglich, in den Thematic-Mapper-Kanälen auftretende Strukturen bestimmten Tiefen zuzuordnen. Daraus sind Aussagen über die vertikale Durchmischung und Strömungsverhältnisse im See möglich. Der Quotient der Strahldichten von Kanal 5 und Kanal 1 ermöglicht eine qualitative Angabe darüber, ob ein Oberflächenfilm auf einem See vorhanden ist. Die vom See zurückgestreute Strahlung wird vor allem im mittleren Infrarot durch auf der Oberfläche schwimmende anorganische und organische Stoffe (Neuston) beeinflusst.

Diese können aus dem See selber stammen (häufig beruht eine starke Neustonentwicklung auf Wasserverschmutzung) oder aus der Umgebung angeweht sein. Dabei können diese aus Neuston bestehenden Oberflächenfilme lokal begrenzt und stark strukturiert sein oder aber einen See gleichmäßig bedecken. Meist handelt es sich im letzteren Fall um angewehrte Materialien.

Die Temperaturverteilung der Wasseroberfläche weist keine Übereinstimmungen zu den Strukturen in der Oberflächenschicht eines Sees oder in größeren Tiefen auf.

In der vorliegenden Arbeit werden erstmals Kanäle im nahen und mittleren Infrarot zu den sonst verwendeten Wellenlängen des Sichtbaren zur Interpretation der optischen Parameter von Seen hinzugenommen. Das ermöglicht die Fernerkundung der Existenz und der Strukturen von Oberflächenfilmen, die Zuordnung von im Wasser auftretenden Strukturen zu bestimmten Tiefen im See und führt zu der Erkenntnis, daß Seen dieser Größenordnung fast immer mehr oder weniger stark von angewehrten Substanzen bedeckt sind, die eine Nutzung dieser Seen als Standardreflektoren für Atmosphärenkorrekturen unmöglich machen.

INHALT

1. EINLEITUNG	1
2. STRAHLUNGSEIGENSCHAFTEN DES SYSTEMS ERDE - ATMOSPHERE	5
2.1 Feste Erdoberfläche	5
2.2 Wasser	7
2.2.1 Eindringtiefe	7
2.2.2 Reflexion	12
2.3 Atmosphäre	13
2.3.1 Streuung und Absorption an Luftmolekülen	14
2.3.2 Streuung und Absorption an Aerosolen	17
2.4 Modellierung des Strahlungstransports	20
3. DAS MESSINSTRUMENT THEMATIC MAPPER	23
3.1 Der Satellit Landsat 5	23
3.2 Die Kanäle des Thematic Mapper Instruments	25
4. EICHUNG DER KANÄLE	27
4.1 Eichmöglichkeiten der solaren Kanäle des Thematic Mapper	27
4.1.1 Eichungen der ESA und NASA	28
4.1.2 Eichung durch Brockmann	29
4.2 Eichkorrekturen für die solaren Kanäle	30
4.2.1 Eichkorrekturen von Price und Richter	30
4.2.2 Eichkorrekturen nach Stössel et al.	31
4.2.3 Neuberechnung der Eichkoeffizienten	32
4.2.3.1 Bestimmung neuer offsets für die Kanäle 4, 5 und 7	32
4.2.3.2 Korrektur der Steigungen nach Epema	35
4.3 Eichung und Eichkorrektur für den thermischen Kanal	37
5. DIE ATMOSPHERENKORREKTUR	39
5.1 Meteorologische Gegebenheiten zu den Aufnahmetermen	39
5.2 Bekannte Verfahren zur Korrektur des Atmosphäreneinflusses	39
5.3 Strahldichten der untersuchten Seen in unterschiedlichen Jahreszeiten	42
5.3.1 Die Szene vom 05.05.86	44

5.3.2 Die Szene vom 21.05.86	46
5.3.3 Die Szene vom 11.07.87	46
5.3.4 Die Szene vom 09.08.86	49
5.3.5 Die Szene vom 12.10.86	49
5.4 Atmosphärenkorrektur für die Seen	52
 6. SPEKTRALE SIGNATUREN DER SEEN	 53
6.1 Residualstrahldichten und Residualreflexion	53
6.2 Spektrale Residualreflexion der größeren Seen	55
6.2.1 Die Vorlandseen	55
6.2.1.1 Waginger See und Tachinger See	55
6.2.1.2 Mattsee, Obertrumer See und Wallersee	61
6.2.2 Die Bergseen	63
6.3 Spektrale Residualreflexion kleinerer Seen	65
6.3.1 Die Gebirgsseen	65
6.3.2 Der Saalachsee	69
 7. STÖRGRÖSSEN	 71
7.1 Eichprobleme	71
7.2 Atmosphäreneinfluß	75
7.2.1 Aerosole	75
7.2.2 Nebel und dünne Wolken	79
7.3 Umgebungseffekte	81
7.3.1 Querprofile durch die Seen	81
7.3.2 Vergleich der Umgebungs- und Seereflexion	85
7.3.3 Die Berechnung des Umgebungseffektes nach Tanré	89
 8. LIMNOLOGISCHE AUSWERTUNG	 95
8.1 Die Farbe der Seen	95
8.1.1 Die Seefarbe aus limnologischer Sicht	95
8.1.2 Die Seen in den Spektralkanälen des Thematic Mappers	97
8.2 Schwebstoffe und ihre Tiefenverteilung	102
8.3 Organische Bestandteile	105
8.3.1 Eutrophe Seen	107
8.3.1.1 Die Vorlandseen	107
8.3.1.2 Die Bergseen	108

8.3.2 Oligotrophe Seen	110
8.3.2.1 Die Gebirgsseen	110
8.3.2.2 Die Bergseen	112
8.4 Das Neuston	117
8.4.1 Limnologische Definition	117
8.4.2 Neuston im Satellitenbild	120
8.4.2.1 Erkennung von Oberflächenfilmen aus Satellitendaten	120
8.4.2.2 Auswirkungen des Neustons auf Atmosphärenkorrekturen über Seen	122
9. PROZEDUR ZUR ABLEITUNG VON SEEPARAMETERN	123
10. SCHLUSSBETRACHTUNG	125
DANKSAGUNG	127
LITERATURVERZEICHNIS	129
ANHANG	141

1. EINLEITUNG

An Bord des Fernerkundungssatelliten Landsat 5 befindet sich unter anderem das Radiometer Thematic Mapper (TM), welches Strahlung in verschiedenen Spektralbereichen mißt. Es bietet die Möglichkeit, flächendeckend Informationen über das System Erde-Atmosphäre zu gewinnen, da dieses System wellenlängenspezifische Eigenschaften besitzt (s. Kap. 2).

Mit diesem Instrument sind schon viele Kartierungen mit z. T. sehr unterschiedlichen Teilaspekten durchgeführt wurden. Ein solcher Teilaspekt ist die Vegetationskartierung (*Kadro*, 1981), für die der Vegetationsindex (s. Kap. 2.1) häufig benutzt wird (*Vygodskaya*, 1989). Für die Vegetationskartierung werden alle Kanäle des TM genutzt. Dabei ist es sinnvoll, Szenen aus mehreren Jahreszeiten zu untersuchen, da Vegetation sich im Verlauf eines Jahres unterschiedlich entwickelt und durch den Vergleich von Bildelementen (Pixeln) in unterschiedlichen Szenen eine genauere Erkennung des Bewuchses möglich ist (*Allum*, 1987). Auch innerhalb der Vegetationskartierung gibt es noch Spezialisierungen, so die Waldklassifizierung (*Conese*, 1988; *Förster*, 1989), die Untersuchungen von Waldschäden (*Rock*, 1986; *Vogelmann*, 1986) oder des Waldökosystems (*Wessmann*, 1987) sowie die landwirtschaftliche Kartierung (*Müller*, 1989).

In der Bodenkunde wird das Reflexionsvermögen von Böden zur Kartierung genutzt (*Stoner*, 1981; *Escafadal*, 1989). Auch die Geländestruktur, d. h. die Geomorphologie wird aus Satellitendaten abgeleitet (*Gierloff-Emden*, 1990). Mit Hilfe der Kanäle im mittleren Infrarot ist es möglich, Informationen über bestimmte Minerale in Gesteinen zu erhalten (*Harding*, 1989; *Kaufmann*, 1988) und dadurch Gesteinsarten zu erkennen (*Goetz*, 1981). Doch auch über Bebauung und Stadtformen ist Information in den Daten des TM enthalten (*Khorram*, 1987).

Hall (1990) und *Dozier* (1984, 1987) nutzen den TM zur Untersuchung der Schneebeschaffenheit (auf der Grundlage der Untersuchungen der Reflexionseigenschaften von sauberem (*Grenfell*, 1981) oder verschmutztem Schnee (*Chylek*, 1983)).

Auch der Informationsgehalt des Kanals im thermischen Infrarot wird z. B. zur Untersuchung städtischer Wärmeinseln und des Wärmehaushalts in der Vegetation ausgewertet (*Goßmann*, 1986, 1990; *Hope*, 1988).

Alle diese Parameter sind Teil einer ökologischen Kartierung, die eine Bestandsaufnahme der Gegebenheiten an der Erdoberfläche ist. Schon frühere Arbeiten haben sich mit solchen ökologischen Kartierung beschäftigt (*Hoffer*, 1969) einige unter Nutzung des TM, der durch die Lage seiner spektralen Kanäle (s. Kap. 3 und Tab. 1.1) dafür gute Voraussetzungen hat (*Ioka*, 1986; *Welch*, 1988).

Kanal	Kanalgrenzen (μm)	Spektrale Eigenschaften und Anwendungsbereiche
TM 1	0.45 - 0.52	wird wegen der starken Absorption des Chlorophylls genutzt zur Unterscheidung von Boden und Vegetation, von Laub- und Nadelwald sowie zur Untersuchung von Gewässern wegen der hohen Eindringtiefe in Wasser (Gelbstoff, Plankton ¹)
TM 2	0.53 - 0.61	mißt die in diesem Spektralbereich vergleichsweise hohe Reflexion von Vegetation an Land und im Wasser ²
TM 3	0.63 - 0.69	mißt die unterschiedliche Chlorophyllabsorption verschiedener Pflanzenarten; Trennung von Sand und Quarzsand
TM 4	0.78 - 0.90	mißt die in diesem Spektralbereich sehr hohe Reflexion gesunder Vegetation; wird genutzt zur Abschätzung der Biomasse; Erkennung der Küstenlinien wegen geringe Eindringtiefe in Wasser
TM 5	1.57 - 1.78	mißt den Wassergehalt in Vegetation und Boden; unterschiedliche Reflexion von Schnee und Wolken ³ ; durchdringt dünne Wolken; sehr geringe Eindringtiefe in Wasser; hohe Reflexion von Gesteinen ⁴ ; geologische Kartierung
TM 6	10.42 - 11.66	thermische Kartierung
TM 7	2.10 - 2.35	mißt den Wassergehalt in Vegetation; erkennt Hydroxyl-Radikale in Mineralien; geologische Kartierung

Tab. 1.1: Spektrale Eigenschaften des Thematic Mappers;

nach: Salomonson et al., 1980

als Kanalgrenzen sind die gerundeten Halbwertsbreiten angegeben (s. Kap. 4.2.3.2)

¹Brockmann, 1988; ²Fischer & Kronfeld, 1986; ³Goetz & Rowan, 1981;

⁴Crane & Anderson, 1984

Ursprünglich war es das Ziel dieser Arbeit eine solche ökologische Kartierung mit Thematic Mapper Daten aus verschiedenen Jahreszeiten für den Nationalpark Berchtesgaden, also ein sehr stark gegliedertes Gebiet durchzuführen.

Die meisten der oben zitierten Arbeiten geben Schwierigkeiten bei der Auswertung der Daten durch falsch interpretierte Pixel an. Viele brauchen als Grundlage für die Auswertung der Satellitendaten als Vergleichsbasis Begehungen im Gelände, um einer bestimmten Grauwertklasse einen bestimmten Oberflächentyp zuordnen zu können (z. B. *Keil*, 1990).

Diese Fehler haben mehrere Gründe. Viele der Satellitendatenanwender verwenden die auf den Magnetbändern angegebenen Grauwerte und rechnen diese nicht in Strahldichten um. Die meist zur Kartierung verwendeten Indizes (z. B. die Vegetationsindizes) sind aber arithmetische Verknüpfungen des Reflexionsvermögens in verschiedenen Wellenlängenbereichen (*Vygodskaya*, 1989). Diese Reflexionseigenschaften wurden aus bodennahen Strahldichtemessungen abgeleitet. In vielen Arbeiten werden zur Berechnung der Indizes jedoch nicht das Reflexionsvermögen sondern die vom Satelliten gemessenen Grauwerte benutzt. Mit den so errechneten Indizes werden für die verschiedenen Oberflächentypen Schwellwerte bestimmt, die man durch den Vergleich mit Luftbildaufnahmen und/oder Begehungen im Gelände entwickelt hat. Diese Schwellwerte sind dann aber auch nur für die zu ihrer Ableitung herangezogenen Pixel gültig, da ein bestimmter Oberflächentyp je nach überlagernder Atmosphäre, aktuellem Sonnenzenitwinkel und Zustand des Radiometers unterschiedliche Grauwerte hat. Sein Reflexionsvermögen ist davon jedoch nur schwach abhängig.

Um verschiedene Satellitenszenen vergleichen zu können werden in dieser Arbeit die gemessenen Signale in Strahldichten bzw. Reflektivitäten umgewandelt. Die Umrechnung der Grauwerte in Strahldichten ist jedoch mit Schwierigkeiten verbunden und wird im Kapitel 4 diskutiert.

Verschiedene Autoren haben schon auf die Wichtigkeit der Atmosphärenkorrektur hingewiesen (*Kaufman*, 1988 a und b; *Conel*, 1990; *Richter*, 1990). Einige der Autoren korrigieren den Einfluß der Atmosphäre nach Vorgabe von Standardatmosphären für die untersuchte Region (*Richter*, 1990).

Wie im Kapitel 5.2 beschrieben wird, ergeben sich weitere Verbesserungen, wenn man die Information über den Aerosolgehalt der Atmosphäre aus den Szenen selbst gewinnen kann. Solche Versuche sind schon von anderen Autoren unternommen worden, wobei die bekannten spektralen Eigenschaften klarer Wasseroberflächen (s. Kap. 2.2)

zur Bestimmung des Aerosolgehalts der Atmosphäre genutzt werden. Diese Informationen über die Atmosphäre können aus Aufnahmen über Meeresgebieten gewonnen werden (*Gordon*, 1981, 1989; *Brockmann*, 1988), und eine Arbeit benutzt Seen für die Atmosphärenkorrektur (*Ahern*, 1977).

Da im Nationalpark Berchtesgaden, wie auch im österreichischen und deutschen Alpenvorland viele Seen sind, sollten diese als Grundlage für eine Atmosphärenkorrektur in dieser Arbeit dienen. Dabei stellte sich heraus, daß sich diese Seen in ihren Eigenschaften von klarem Wasser unterscheiden und deswegen zu einer Atmosphärenkorrektur nicht herangezogen werden können (s. Kap. 5, 6 und 8).

Doch sind die vom Satelliten beobachtbaren Eigenschaften der Seen von großem Interesse für Limnologen (*Sørensen*, 1991/92). Bisher gibt es viele Untersuchungen der Limnologen zu Chlorophyll- und Schwebstoffgehalt der Seen (*Dokulil*, 1990), doch können die Daten vor Ort immer nur punktuell und nicht zeitgleich erhoben werden. So ist es unmöglich, einen umfassenden Überblick über einen See zu erhalten oder gar mehrere Seen fast zeitgleich zu betrachten (*Münster*, 1991).

Es gibt inzwischen erste Arbeiten über das Reflexionsvermögen von Seen (*Bukata*, 1988; *Gitelson*, 1991; *Siegel*, 1989; *Gege*, 1991), doch handelt es sich dabei um Schiffs- oder Flugzeugmessungen, die ähnliche Probleme wie die in-situ-Messungen haben.

Alle diese Arbeiten nutzen nur die Wellenlängen des sichtbaren Lichtes. Dadurch gehen Detailinformationen über die obersten Zentimeter und Millimeter der Wassersäule verloren (s. Kap. 6, 7 und 8). Gerade diese Informationen sind jedoch für Seen sehr wichtig, da sich im obersten Mikrometerbereich des Sees Oberflächenfilme entwickeln können. Deren Untersuchung ist für Limnologen wegen der geringen vertikalen Erstreckung sehr schwierig (*Valkanov*, 1968; *Nägeli*, 1990), doch spielen sie für das Ökosystem "See" eine große Rolle (*De Souza-Lima*, 1983; *Wangersky*, 1976). Spektrale Untersuchungen des Oberflächenfilms über dem Ozean gibt es bereits (*Hühnerfuß*, 1986b), jedoch nur mit Messungen im thermischen Infrarot und im Mikrowellenbereich, worin keine Informationen über den darunter liegenden Wasserkörper enthalten sind.

In dieser Arbeit sollen nun sowohl die Kanäle im Sichtbaren wie auch im nahen, mittleren und thermischen Infrarot zur Untersuchung von Seen in verschiedenen Jahreszeiten nach einer einfachen Atmosphärenkorrektur herangezogen werden. Dadurch ist es möglich, Informationen aus unterschiedlichen Wassertiefen zu bekommen, Strukturen im See zu erkennen, verschiedene Seen zu vergleichen und Veränderungen der Seen zu unterschiedlichen Aufnahmetermen festzustellen. Diese Möglichkeiten werden im Kapitel 8 diskutiert. Im Kapitel 9 werden dann kurz noch einmal die Schritte aufgelistet, die für die Auswertung von Satellitendaten für limnologische Zwecke notwendig sind.

2. STRAHLUNGSEIGENSCHAFTEN DES SYSTEMS ERDE - ATMOSPÄRE

2.1 FESTE ERDOBERFLÄCHE

Eine allgemeine Beschreibung der Strahlungsprozesse an der festen Erdoberfläche ist sehr komplex. Dabei handelt es sich eigentlich nur darum, daß die einfallende Strahlung an der Erdoberfläche reflektiert, von ihr absorbiert und wieder (meist bei anderen Wellenlängen) emittiert wird. Alle diese Strahlungsprozesse werden aber durch die sehr variablen Eigenschaften der Erdoberfläche beeinflusst. Zum einen ist die Oberfläche im allgemeinen nicht glatt, sondern von sehr unterschiedlicher Rauigkeit. So ist zum Beispiel das Kronendach eines Waldes sehr viel inhomogener als eine Wiese. Je nach Form der Oberfläche ist die Reflexion richtungsabhängig. Die einfachste Annahme für eine Oberflächenreflexion ist die des Lambert'schen Reflektors. Er reflektiert gleichmäßig in alle Richtungen in den oberen Halbraum. Natürliche Oberflächen weichen von dieser idealisierten Annahme z. T. sehr stark ab, da durch die Oberflächenrauigkeit die von Strahlungsprozessen betroffene Fläche vergrößert wird oder die Reflexion in eine bestimmte Vorzugsrichtung erfolgt. Weiterhin ist die Neigung der Erdoberfläche zur Einfallsrichtung der Strahlung (Exposition) wichtig für die ablaufenden Strahlungsprozesse, u. a. werden Abschattungsgebiete vergrößert (Fall 2 in Abb. 2.1) oder verkleinert (Fall 3 in Abb. 2.1).

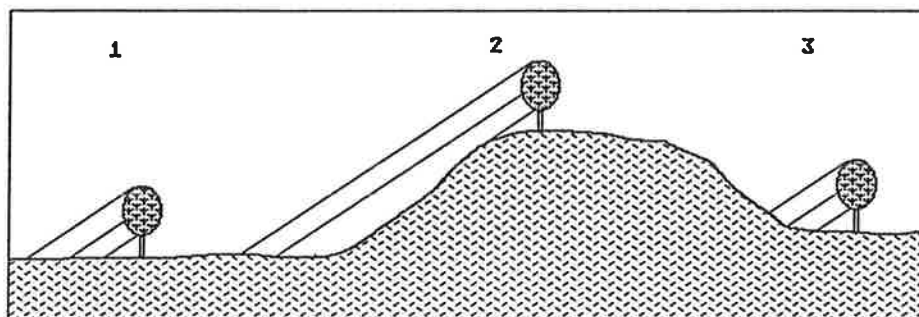


Abb. 2.1: Unterschiedlicher Schattenwurf in gegliedertem Gelände

Bei festen Oberflächen ist es schwierig Absorptionsmessungen durchzuführen. Da aber das nicht absorbierte einfallende Licht von der Oberfläche reflektiert wird und dieses reflektierte Licht gemessen werden kann, werden die einzelnen Oberflächentypen durch ihr Reflexionsvermögen charakterisiert. Dieses Reflexionsvermögen R ergibt sich als Quotient der abwärtsgerichteten ($F_{\downarrow}$) und der aufwärtsgerichteten ($F_{\uparrow}$) Strahlungsflußdichte und wird auch als Albedo A bezeichnet.

Wird dagegen nur die in Nadirrichtung aufwärts gerichtete Strahldichte $L_{\uparrow} (\Theta = 0)$ gemessen, kann die Reflexion R bei Annahme isotroper Rückstreuung aus

$$R = \frac{L_{\uparrow}(\Theta=0) \cdot \pi}{F_{\downarrow}} \quad (1)$$

berechnet werden. Wegen der Anisotropie realer Oberflächen ist dann allerdings nicht $0 \leq R \leq 1$ wie bei Strahlungsflußmessungen sondern $R > 1$ ist möglich. R wird oft in Prozent angegeben.

Reflexionsmessungen werden vor allem durchgeführt, um bekannte Oberflächentypen anhand ihres spektralen Reflexionsvermögens R_{λ} jederzeit wiederzuerkennen. Unterschiedliche Oberflächentypen haben ein unterschiedliches spektrales Verhalten bezüglich Absorption, Reflexion und Emission von Strahlung. So verhält sich eine chlorophyllhaltige Pflanze völlig anders als Gestein, aber auch einzelne Gesteins- und Pflanzenarten unterscheiden sich in ihrem Reflexionsvermögen voneinander (s. Abb. 2.2). Gerade bei Vegetation ist die Unterscheidung einzelner Arten schwierig, da der Jahreszeitengang sowie unterschiedliche Wasserzufuhr oder Krankheit das Reflexionsvermögen der Pflanzen beeinflussen.

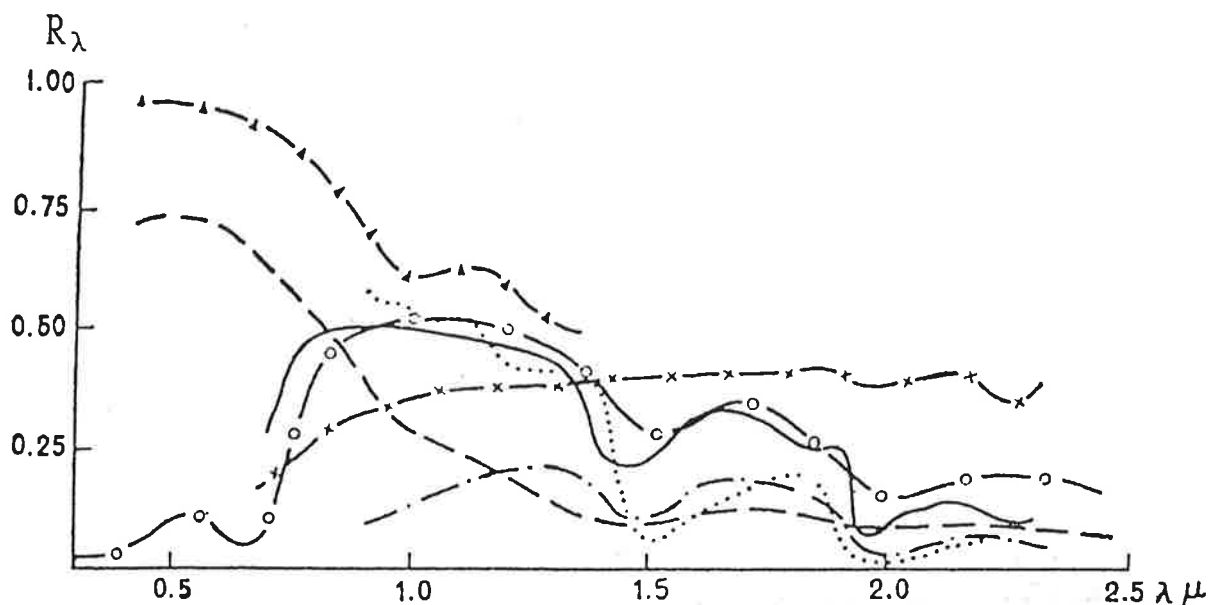


Abb. 2.2: Reflexionsspektren verschiedener Oberflächen: —x— Feiner Sand; —o— Pflanzenblätter; — Birkenblätter (frisch); — · — · — schwarzer Torf (feucht); — — — Schnee (alt); ···· Schnee (frisch gefallen); — ▲ — Schnee (Korngröße 2.54 mm)
nach Kondrat'ev, 1973

In der Abbildung 2.2 fällt auf, daß der Sand im Wellenlängenbereich von 1.4 - 2.5 μm (im weiteren wird dieser Bereich als mittleres Infrarot bezeichnet) das höchste Reflexionsvermögen der hier aufgeführten Oberflächen zeigt. Gerade die hohe und sehr variable Reflektivität der Gesteine im mittleren Infrarot wird von den Geologen zu ihrer Unterscheidung genutzt.

Die Reflexionskurve der Pflanzenblätter entspricht in etwa dem Reflexionsvermögen von Chlorophyll, da dieses der optisch dominante Teil der Blätter ist. Das Chlorophyll hat zwei Hauptabsorptionsbanden, je eine im blauen und im roten sichtbaren Spektralbereich. Ein erstes Maximum der Reflexion liegt im grünen sichtbaren Bereich, wodurch die Blätter grün erscheinen. Das höchste Reflexionsvermögen der Pflanzenblätter ist jedoch im nahen Infrarot zu finden, wonach es zum mittleren Infrarot hin abfällt. Dabei kann man in der Abbildung 2.2 sehr gut zwei Absorptionsbereiche des Wassers sehen, eine bei etwa 1.45 μm und eine bei 1.9 μm . Dort weist die Reflexionskurve lokale Minima auf. Dieses Verhalten zeigen auch die frischen Birkenblätter, der Torf und frischer Schnee. Die Stärke dieser Einbrüche in den Reflexionskurven gibt die Möglichkeit, den Wassergehalt der Blätter bzw. des Torfs abzuschätzen.

Frischer Schnee (Kurven 6 und 7) hat im Sichtbaren eine sehr hohe Reflexion, die zum nahen und mittleren Infrarot stark abfällt. Auch in diesem Reflexionsspektrum finden sich die Wasserabsorptionsbanden im mittleren Infrarot wieder. Nur beim alten, verfestigten Schnee (Kurve 5) sind sie nicht mehr zu erkennen. Außer im Bereich dieser Absorptionsbanden ist das Reflexionsvermögen alten Schnees viel geringer als von frisch gefallenem.

Die Auswertung von Satellitenmessungen wird dadurch erschwert, daß eine vom Satelliten aufgelöste Flächeneinheit (Pixel) oft mehrere Oberflächentypen beinhaltet, z. B. Boden und locker stehende Vegetation. Das über dieser Fläche gemessene Reflexionssignal ist dann ein schwer auflösbares Mischsignal verschiedener Oberflächen.

2.2 WASSER

2.2.1 Eindringtiefe

Die spektrale Eindringtiefe beschreibt, wie tief das Licht bei einer bestimmten Wellenlänge in das Wasser eindringen kann. Das ist sehr wichtig für die im Wasser lebenden Organismen, für die die Absorption von Licht in bestimmten Wellenlängenbereichen lebensnotwendig ist. Von der Eindringtiefe ist es abhängig, in welcher Tiefe man bestimmte Lebewesen noch finden kann (NASA, 1987).

Als Eindringtiefe wird hier die Tiefe bezeichnet, in der die Strahldichte des senkrecht einfallenden Lichtes auf $1/e$ abgenommen hat. Die Eigenschaften von Wasser bezüglich der Eindringtiefe sind stark wellenlängenabhängig. Diese Tiefe wird überwiegend durch das Absorptions- und Streuvermögen der Wassermoleküle bestimmt. So ist z. B. im blauen sichtbaren Spektralbereich die Absorption gering (s. Abb. 2.4 a), die Streuung jedoch sehr groß, wodurch das Licht sehr tief in das Wasser eindringen kann, aber auch viel Licht wieder aus dem Wasser zurückgestreut wird. Deshalb erscheint das Wasser häufig als blau.

Für eine bestimmte Wellenlänge λ kann man aus Tabellen von *Hale und Querry* (1973) den Imaginärteil $k(\lambda)$ des komplexen Brechungsindex von klarem Wasser entnehmen. Für die Auswertung der Satellitendaten wird diese Wellenlänge so gewählt, daß sie möglichst nah an der zentralen Wellenlänge des jeweiligen TM-Kanals liegt, für den man die Eindringtiefe berechnen will. Mit dem so gefundenen Imaginärteil und der zugehörigen Wellenlänge kann man mit einer Formel von *Born* (1965) die Eindringtiefe d wie folgt berechnen:

$$d = \frac{\lambda}{4 \pi k(\lambda)} \quad (2)$$

Die so gewonnenen Daten sind in Tabelle 2.2 und für die solaren Kanäle in Abbildung 2.3 zu sehen.

Die Eindringtiefe in ein natürliches Gewässer hängt zusätzlich von Beimengungen wie Gelbstoffen, anorganischen Schwebstoffen und Plankton ab. So kann durch hohen Schwebstoffgehalt die Streuung im sichtbaren Spektralbereich so verändert werden, daß die Farbe des Wassers milchig erscheint (z. B. bei Gletschermilch, s. Kap. 7). Andererseits kann aber auch durch die organischen Bestandteile der im Wasser lebenden Organismen die Absorption des Wasser erhöht werden.

Kanal	Wellenlänge λ (μm)	Imaginärteil $k(\lambda)$	Eindringtiefe d (m)
TM 1	0.475	9.35×10^{-10}	40.43
TM 2	0.575	3.60×10^{-09}	12.72
TM 3	0.650	1.64×10^{-08}	3.16
TM 4	0.825	1.82×10^{-07}	0.36
TM 5	1.6	8.55×10^{-05}	1.49×10^{-03}
TM 7	2.2	2.89×10^{-04}	6.1×10^{-04}
TM 6	11.5	0.142	6.44×10^{-06}

Tab.2.2: Eindringtiefen von Licht in Wasser für die TM-Kanäle

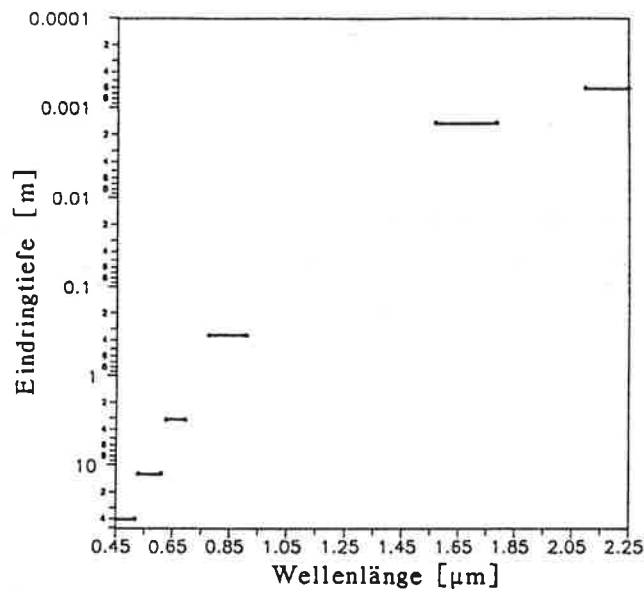


Abb. 2.3: Eindringtiefe der Strahlung in reines Wasser bei der zentralen Wellenlänge jedes solaren TM-Kanals

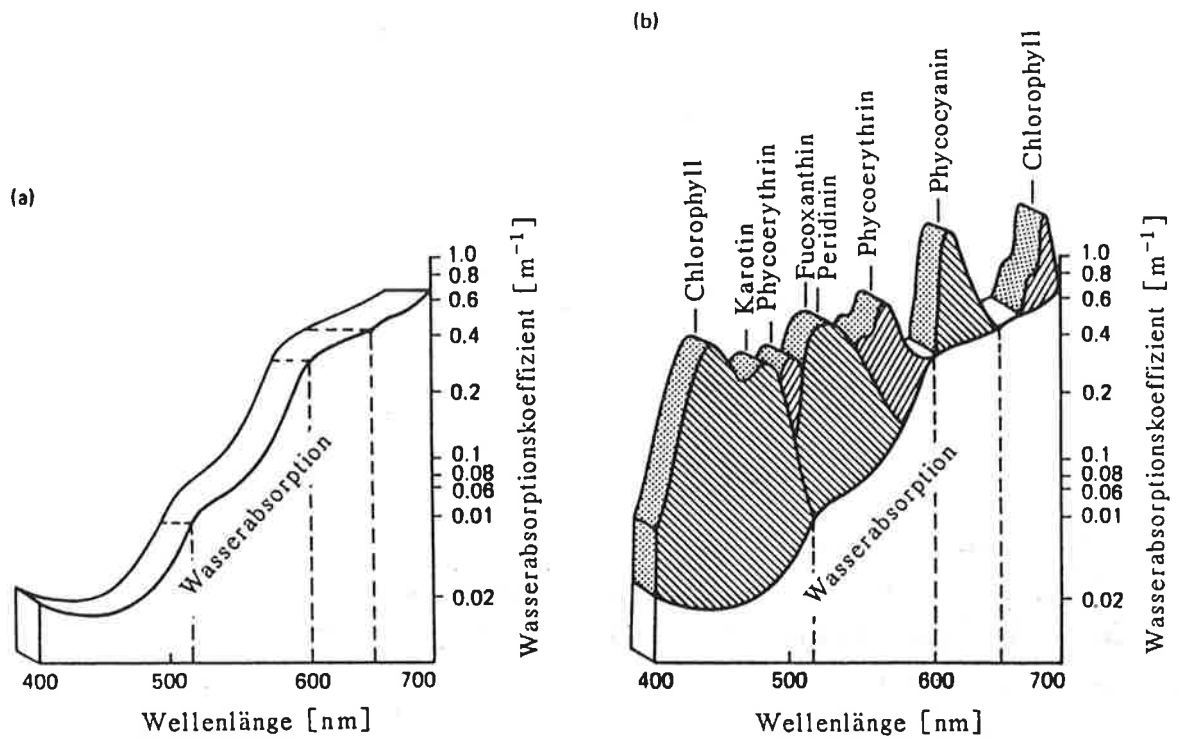


Abb. 2.4: Absorption von Licht; (a) durch klares Wasser, (b) durch Wasser und unterschiedliche Algenpigmente im Transmissionsbereich klaren Wassers; Die Pigmentspektren entsprechen in vivo Messungen, Fucoxanthin und Peridinin sind überlagert dargestellt.
aus: Yentsch, 1984

Normalerweise ist die Absorption bei kurzen Wellenlängen ab 400 nm sehr gering und nimmt zu längeren Wellenlängen hin kontinuierlich zu (s. Abb. 2.4 a). Enthalten die im Wasser lebenden Organismen sowohl Chlorophyll a als auch Chlorophyll b (Chlorophyten), so wird das Licht im Grünen reflektiert und im Blauen und Roten stark absorbiert (s.o.). Enthalten die Algen Phycocyanin (Cyanophyceen) so wird das Licht im Bereich gelb/orange absorbiert, enthalten sie Chlorophyll a und Chlorophyll c (Diatomeen, Dinoflagellaten, Chrysophyten) und Phycoerythrin (Cyanophyceen) so ist dagegen in diesem gelb/orangen Bereich die Transmission groß (s. Abb. 2.4 b).

Wieviel Prozent des Sonnenlichtes in das Wasser eindringen und durch Streuung als Unterlicht wieder aus dem Wasser kommen, veranschaulicht Abbildung 2.5 (Morel, 1980) für den sichtbaren, den nahen (hier als Bereich zwischen 0.75 und 1.4 μm definiert) und mittleren infraroten Spektralbereich. Bei klarem Wasser liegt dieser Anteil in einer Größenordnung von 3% für Kanal 1, für Kanal 2 noch bei 0.55 Prozent, für Kanal 3 nur noch bei 0.08%. Für Kanal 4, 5 und 7 ist der Unterlichtanteil vernachlässigbar klein. Ist das Wasser sehr nährstoffreich, wird der Unterlichtanteil im Kanal 1 durch hohe Chlorophyllabsorption auf 0.35% reduziert. Für die zentrale Wellenlänge des Kanals 2 bleibt er bei 0.55%, ist jedoch für den gesamten Kanal 2 höher, da das durch die Chlorophyllreflexion bedingte Maximum des Unterlichtes bei 0.6 μm noch in den vom Kanal 2 gemessenen Spektralbereich fällt.

In diesem Diagramm (Abb. 2.5) liegt der Unterlichtanteil des pigmentreichen Wassers im gelben und roten Spektralbereich höher als im Fall des klaren Wassers, obwohl auch in diesem Spektralbereich Absorption durch das Chlorophyll vorhanden ist (s. Abb. 2.4 b). Die Erklärung lautet: Die Rückstreuung des Phytoplanktons dominiert über die Absorption.

Hinzu kommt, daß nicht nur Organismen im Wasser absorbieren, sondern auch Gelbstoffe und anderes gelöstes Material. Dies verdeutlicht Abbildung 2.6, in der die normierten Absorptionskoeffizienten von Plankton, Gelbstoff und anorganischen Substanzen dargestellt sind. Dabei ist bei den anorganischen Substanzen zu berücksichtigen, daß sie in ihrer Zusammensetzung je nach Ursprungsgebiet sehr variieren können. Bei der Kurve des Absorptionskoeffizienten für Plankton sieht man gut die oben schon erwähnten Absorptionsbanden im Blauen und Roten. Der Absorptionskoeffizient für den Gelbstoff wird durch eine einfache Exponentialfunktion beschrieben.

Nach Abbildung 2.5 ist auch bei hohem Chlorophyllgehalt der Unterlichtanteil im nahen und mittleren Infrarot vernachlässigbar. Es muß geprüft werden, wie stark eine hohe Organismendichte in den oberen 36 cm eines Wasserkörpers, d. h. im Bereich der Eindringtiefe des TM-Kanals 4, das dort gemessene Signal noch mit beeinflussen können. Dies wird im Kapitel 8 weiter untersucht.

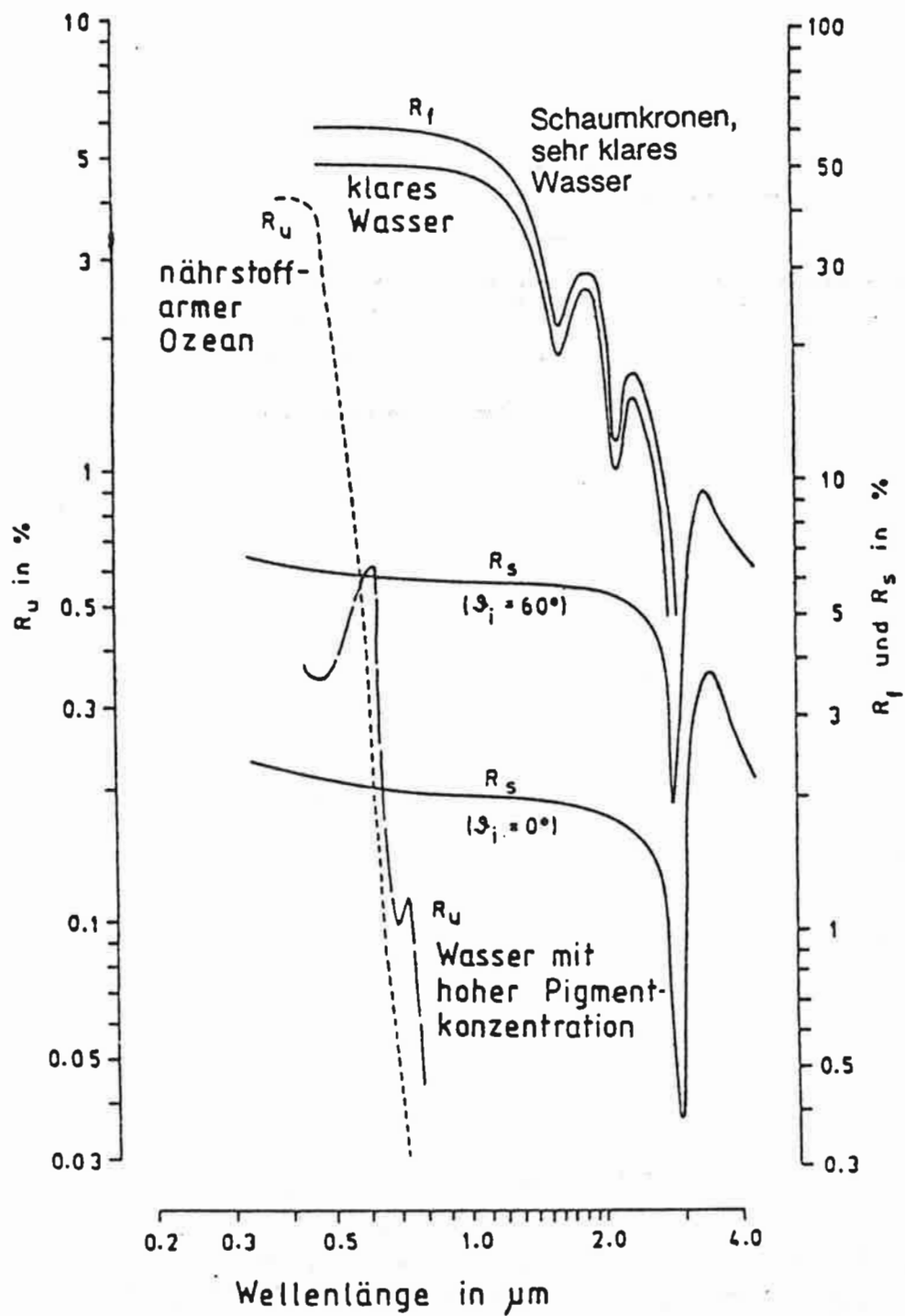


Abb. 2.5: Spektrale Reflexion des Ozeanwassers mit und ohne Beimengungen.
 R_s : schaumfreie Oberfläche für zwei Einfallswinkel ϑ_i ; R_f : dicke Schaumkrone auf sehr klarem Wasser (nach: Whitlock et al., 1982); R_U : Unterlicht von sauberem Wasser ohne pflanzliches Leben und von Wasser mit hohem Chlorophyllgehalt. nach: Morel, 1980

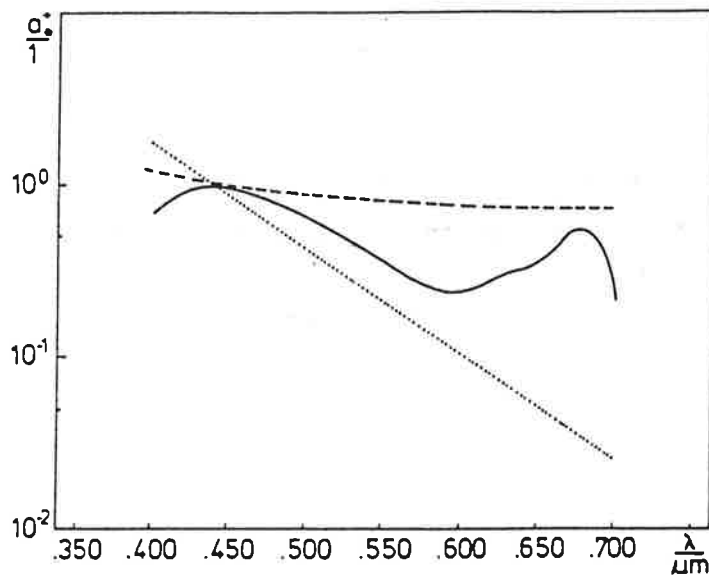


Abb. 2.6: Normierte Absorptionskoeffizienten für Plankton (—), Gelbstoff (....) und für anorganische Substanzen (---). Die Normierung erfolgt bei $\lambda=0.440\mu\text{m}$. aus: Fischer, 1983

2.2.2 Reflexion

Abbildung 2.5 zeigt auch das Reflexionsverhalten einer Wasseroberfläche für die Sonnenzenitwinkel 0° und 60° (Whitlock et al., 1982). Um die Reflexion einer sauberen Wasseroberfläche zu berechnen sind die Fresnel'schen Formeln geeignet (Bergmann-Schaefer, 1974), die für alle Wellenlängen und Zenitwinkel den Reflexionsfaktor bestimmen lassen, sofern Real- und der Imaginärteil des komplexen Brechungsindex bekannt sind. Mit Werten von Hale & Querry (1973) ist das hier gemacht worden. Dazu wurde ein von Schlüssel stammendes Rechenprogramm für nicht polarisiertes Licht auf jeden TM-Kanal für die wolkenfreien, in dieser Arbeit ausgewerteten Satellitenszenen angewendet (s. Tab. 2.3).

Die Reflexion an der Wasseroberfläche ist sowohl von der Wellenlänge als auch dem Einfallswinkel der Strahlung abhängig. Wie später noch zu sehen sein wird, ist auch die Beschaffenheit der Wasseroberfläche wichtig für das Reflexionsverhalten und damit auch die Windgeschwindigkeit, da diese die Rauigkeit der Wasseroberfläche beeinflusst. Bei den hier untersuchten Szenen lagen die Windgeschwindigkeiten bei etwa 0 - 3 m/s. Für geringe Windgeschwindigkeiten unter 5 m/s ist der Einfluß

des Windes auf die Oberflächenreflexion in Nadirrichtung vernachlässigbar, da keine Schaumkronen entstehen (Ahern, et al., 1977). Wie sehr Schaumkronen die Reflexion erhöhen, kann man auch Abbildung 2.5 entnehmen. Für die Kanäle im Sichtbaren liegt die Reflexion von Wasser mit Schaumkronen bei Werten bis zu 50%. Das liegt daran, daß der Schaum aus von Wasser eingeschlossenen Luftbläschen besteht, deren Größe zu wellenlängenunabhängiger Streuung führt.

Kanal	05.05.86	21.05.86	11.07.87	09.08.86	12.10.86
TM 1	0.024	0.023	0.023	0.025	0.056
TM 2	0.024	0.022	0.022	0.025	0.056
TM 3	0.023	0.022	0.022	0.024	0.055
TM 4	0.023	0.022	0.022	0.024	0.055
TM 5	0.022	0.021	0.022	0.023	0.053
TM 7	0.019	0.018	0.018	0.020	0.049

Tab. 2.3: Fresnel'scher Reflexionsfaktor für 5 TM-Szenen und die 6 solaren Kanäle

2.3 ATMOSPHERE

Die Atmosphäre trägt unterschiedlich zum Meßsignal eines Satellitenradiometers bei. Zum einen ist die Mächtigkeit der überlagernden Atmosphärenschicht wegen der in ihr auftretenden Extinktionsprozesse wichtig, was besonders in stark strukturiertem Terrain wie dem Nationalpark berücksichtigt werden muß. Zum anderen ist die Verteilung des Aerosols innerhalb einer Satellitenszene und vor allem zu unterschiedlichen Aufnahmezeiten sehr variabel, und damit der Beitrag der Atmosphäre zum gemessenen Signal räumlich und zeitlich verschieden. Das im Bereich eines bestimmten Pixels an der Oberfläche reflektierte Sonnenlicht kann durch Streuprozesse in der Atmosphäre auch die vom Satelliten gemessene Strahldichte der Nachbarpixel beeinflussen. Der unterschiedliche Sonnenzenitwinkel an den Aufnahmezeiten hat ebenfalls Auswirkungen auf die vom System Erde-Atmosphäre reflektierten Strahldichten.

Die in der Atmosphäre optisch wirksamen Teilchen lassen sich in drei Kategorien unterteilen: die Luftmoleküle (ca. 10^{-4} μm Radius), die Aerosolteilchen (ca. 0.01 - 10 μm Radius) und die Wolkentröpfchen (10 - 100 μm Radius). Da für die Erkundung der

Erdoberfläche mit Satelliten nur wolkenlose Szenen verwendet werden können, wird hier auf die Wolkenteilchen nicht weiter eingegangen. Das Streuvermögen von Teilchen ist abhängig von ihrer Größe, ihrer Form und ihrem Brechungsindex.

2.3.1 Streuung und Absorption an Luftmolekülen

Das Streuverhalten von Luftmolekülen wurde sehr intensiv von Lord Rayleigh (1871) untersucht. Er veröffentlichte Formeln, die es ermöglichen, für jede Wellenlänge λ den Anteil der die Atmosphäre durchquerenden Strahlung zu berechnen, der an den Luftmolekülen gestreut wird. Dabei erfolgt die Streuung nicht gleichmäßig in alle Richtungen, sondern wird durch eine Funktion $P(\Theta)$ beschrieben, die die Wahrscheinlichkeit angibt, mit der ein Photon in eine bestimmte Richtung gestreut wird. Nach der Rayleightheorie lautet die normierte Streufunktion (Quenzel, 1985):

$$P(\Theta) = \frac{3}{16} \pi * (1 + \cos^2 \Theta) \quad (3)$$

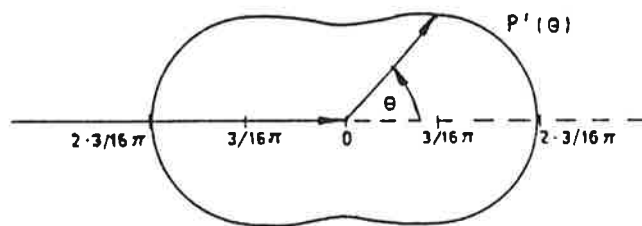


Abb. 2.7: Normierte Streufunktion $P(\Theta)$ der Luftmoleküle (Rayleigh-Streuung) dargestellt in Polarkoordinaten

Der spektrale Streukoeffizient $\sigma(\lambda)$ gibt an, welcher Anteil der einfallenden Strahlung entlang einer Strecke gestreut wird. Er nimmt etwa proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge ab und wird bei Bakan (1988) in einer analytischen Näherungsformel angegeben:

$$\sigma(\lambda) = 0.00879 * \lambda^{-4.09} \quad (4)$$

Der Proportionalitätsfaktor in Gleichung 4 ist zusätzlich noch vom druck- und temperaturabhängigen Brechungsindex und der Anzahl der Moleküle pro Volumeneinheit

abhängig und entspricht für die amerikanische Standardatmosphäre bei 15° C und 1013 hPa dem in Gleichung (4) angegebenen Wert (*Bakan und Hinzpeter*, 1988, S. 146), wobei die Wellenlänge in μm angegeben wird. Mit diesem Streukoeffizienten ergibt sich die absolute Streufunktion $P'(\Theta)$ als:

$$P'(\Theta) = P(\Theta) * \sigma_{(\lambda)} \quad (5)$$

Berücksichtigt man nun noch, welche Strahlungsflußdichte von der Sonne bei einer bestimmten Wellenlänge am Außenrand der Atmosphäre ankommt ($F_{0\lambda}$), wie breit das Wellenlängenintervall ist, in dem gemessen wird ($\Delta\lambda$) und welcher Druck (p) im Verhältnis zum Normaldruck (p_0) an der Unterkante der Atmosphäre herrscht, so berechnet sich ohne Berücksichtigung der Mehrfachstreuung und der Reflexion an der Oberfläche die durch Rayleigh-Streuung wieder am Oberrand der Atmosphäre austretende spektrale Strahldichte ($L_r(\lambda)$) wie folgt:

$$L_r = P(\Theta) * \frac{\sigma_{(\lambda)} * F_{0\lambda} * \Delta\lambda}{4 \pi} * \frac{p}{p_0} \quad (6)$$

Dabei ist Θ der Winkel zwischen der einfallenden Sonnenstrahlung und der Richtung zum Satelliten. Die Absorption durch die Luftmoleküle erfolgt in bestimmten Wellenlängenintervallen, sogenannten Linien und Banden. Deren Lage und Stärke ist für alle atmosphärischen Gase verschieden. Für die Gase Ozon, Sauerstoff, Kohlendioxid und Methan wird die Transmission des Sonnenlichts durch die Atmosphäre in Abbildung 2.8 für drei verschiedene Höhen in der Atmosphäre angegeben (*Graßl*, 1987). Bei der Wahl der Thematic-Mapper-Kanäle wurde darauf geachtet, daß sie möglichst in den Strahlungsfenstern der Atmosphäre liegen, also dort, wo kaum Absorption durch atmosphärische Gase stattfindet. Die Lage der kurzwelligen TM-Kanäle (außer dem im blauen sichtbaren Spektralbereich) ist in der Abbildung 2.8 mit aufgetragen.

Für den Kanal im thermischen Infrarot ist vor allem die Absorption durch Wasserdampf zu berücksichtigen. Doch gibt es auch hier zwar schmale, aber intensive Absorptionsbanden von Ozon, Methan und Distickstoffoxid (s. Abb. 2.9). Auch hier wurde der Kanal des TM in ein Strahlungsfenster der Atmosphäre gelegt, nämlich von 10.40 - 12.50 μm (s. Kap. 3).

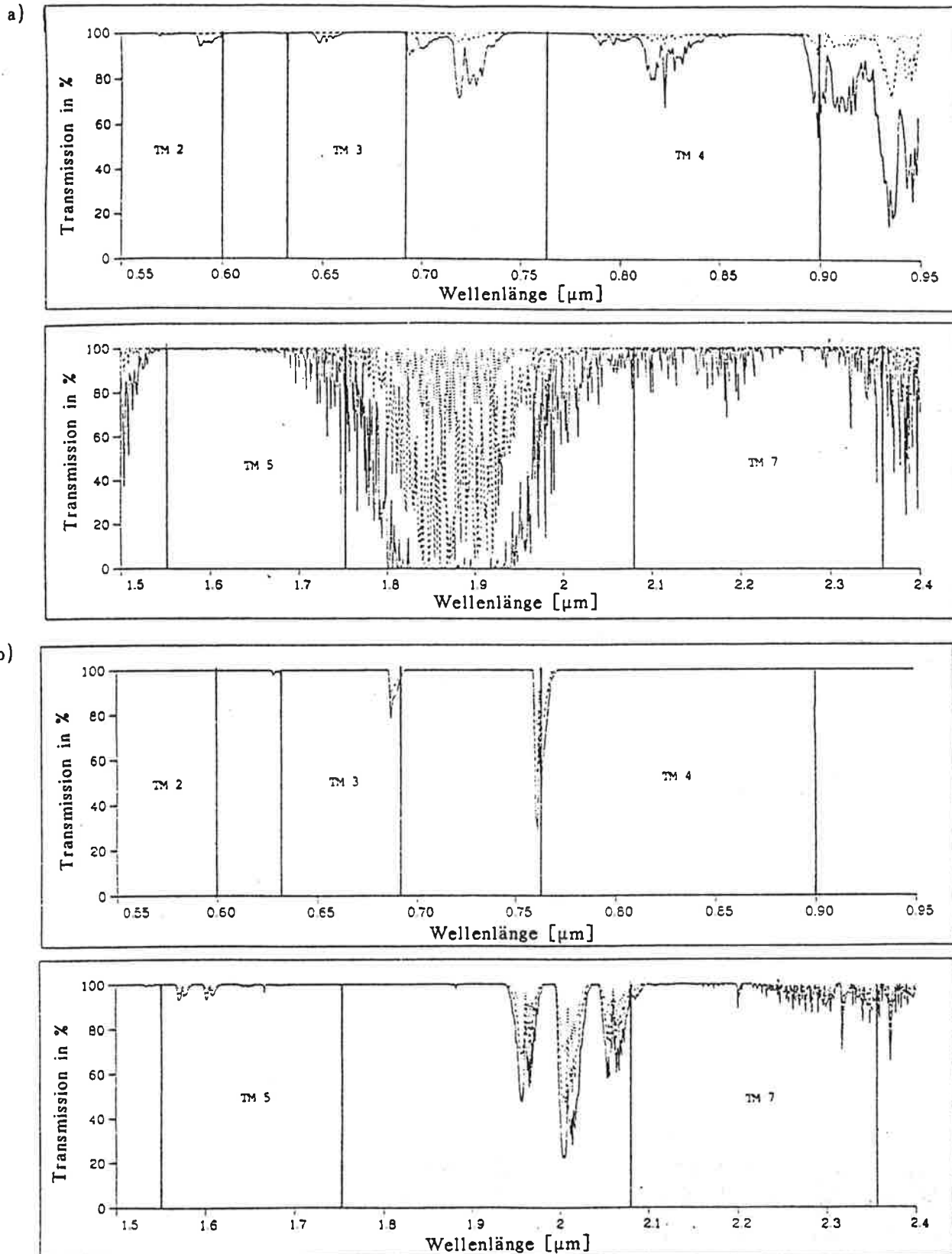


Abb. 2.8: Transmissionsfunktionen für a) Wasserdampf und für b) die atmosphärischen Gase Ozon (O_3), Sauerstoff (O_2), Kohlendioxid (CO_2) und Methan (CH_4)
 in 10 km Höhe --- in 5 km Höhe — im Meeresniveau
 nach: Graßl et al., 1987

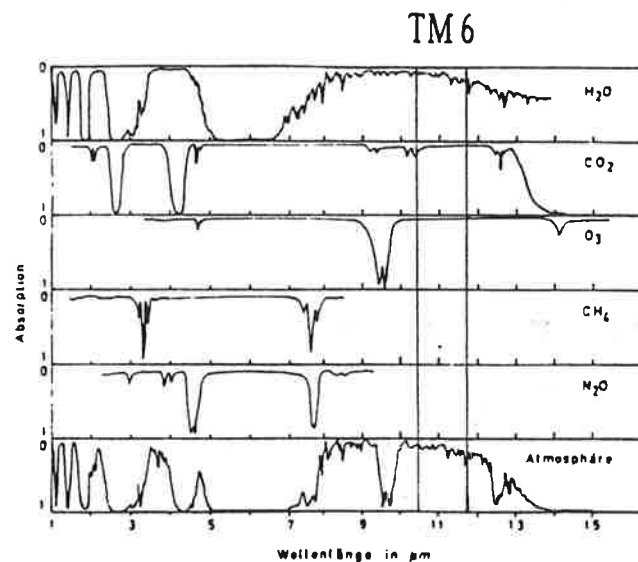


Abb. 2.9: Absorptionsbanden wichtiger Atmosphärischer Gase im Infraroten und die Absorption der Atmosphäre
Fischer, 1985

2.3.2 Streuung und Absorption an Aerosolen

Da die Aerosolteilchen sehr viel größer sind als die Luftmoleküle und ihr Radius die gleiche Größenordnung hat wie die Wellenlänge der hier betrachteten Strahlung, kommt es durch Interferenzen zu sehr ungleichmäßigen Streufunktionen mit starker Bevorzugung der Vorwärtsrichtung (Quenzel, 1985). Als Maß für die Vorwärtsstreuung wird ein Faktor g berechnet, der der mit der Streufunktion gewichtete Kosinus des Streuwinkels ist. Für isotrope und Rayleigh-Streuung ist dieser Faktor gleich 0. Der g -Faktor wird bei der von Henyey und Greenstein (1941) eingeführten Näherung zur Berechnung der Streufunktion des Aerosols genutzt (Formel 7).

$$P(\Theta) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos(\Theta))^{3/2}} \quad (7)$$

Die Streufunktion ist für mittlere Verhältnisse in Abbildung 2.10 dargestellt:

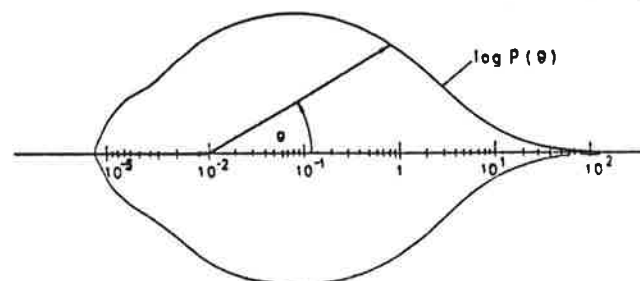


Abb. 2.10: Normierte Streufunktion $P(\Theta)$ für mittlere Verhältnisse des Aerosols dargestellt in Polarkoordinaten mit logarithmisch geteilter Länge des Radiusvektors (Quenzel, 1985)

Die Streuung der Aerosole ist wellenlängenabhängig; in oft ausreichender Näherung gilt:

$$\sigma_{(\lambda)} \sim \lambda^{-\alpha} \quad (8)$$

Jeder Aerosoltyp hat eine bestimmte Wellenlängenabhängigkeit. Dabei ist der Exponent α durch die Größe des Aerosols bestimmt. Im Mittel nimmt man für α den Wert 1.3 an. In Wirklichkeit ist die Wellenlängenabhängigkeit der Aerosolstreuung jedoch keine einfache Potenzfunktion. Der Wellenlängengang der Streuung und Extinktion (und damit auch der Absorption) ist für verschiedene mittlere Aerosoltypen in Abbildung 2.11 dargestellt. Dabei sind Streu- und Extinktionskoeffizient für die Rayleigh-Streuung und das maritime Aerosol gleich. Das heißt, daß für diese beiden Teilchengrößen die Absorption in dem hier untersuchten Wellenlängenbereich vernachlässigbar klein ist.

Alle diese Streukoeffizienten sind durch Labormessungen gewonnen worden. In der Atmosphäre muß zur Berechnung des Einflusses des Aerosols auf die Strahlungsprozesse jedoch zusätzlich die Aerosolmenge in der Luft berücksichtigt werden. Als Maß für die Menge der in der Luft befindlichen Aerosole gibt es den Ångström'schen Trübungskoeffizienten β . So ergibt sich für die Atmosphäre folgende Funktion des Streukoeffizienten, wobei der numerische Wert von β von der jeweiligen Referenzwellenlänge abhängt:

$$\sigma_{\lambda} = \beta * \lambda^{-\alpha} \quad (9)$$

Dieser Koeffizient β wurde für eine Vielzahl von Trübungen in Abhängigkeit von der durchstrahlten Luftmasse berechnet und tabuliert (Foitzik, 1958; Linke, 1970, Bakan, 1988).

Nach Middleton (1952) kann man auch den Extinktionskoeffizienten mit Hilfe der Sichtweite V in km bestimmen. Nach Sichtweitemessungen von Koschmieder (1924, 1930 a, b) wurde die folgende Formel entwickelt:

$$\sigma_e = 3.912/V \quad (10)$$

Mit Hilfe dieser Formel wurden von Sturm (1981) unter Berücksichtigung der Vertikalprofile der Aerosoldichte (US-Standardatmosphäre, McClatchey (1972)) die Gleichung 11 entwickelt, mit der man durch Einsetzen der Sichtweite V in km, des

Exponenten α und der gesuchten Wellenlänge λ die optische Dicke der gesamten Atmosphäre $\tau(\lambda)$ berechnen kann:

$$\tau(\lambda) = \left(\frac{3.912}{V} - 0.0116 \text{ km} \right) \left(\frac{0.55 \mu\text{m}}{\lambda} \right)^{\alpha-3} \left[H_1 \left(1 - \exp\left(\frac{-5.5 \text{ km}}{H_1} \right) \right) + 12.5 \exp\left(\frac{-5.5 \text{ km}}{H_1} \right) + H_2 \exp\left(\frac{-5.5 \text{ km}}{H_1} \right) \right] \quad (11)$$

Dabei ist $H_1 = 0.886 + 0.0222 V$ mit V in km und $H_2 = 3.77 \text{ km}$.

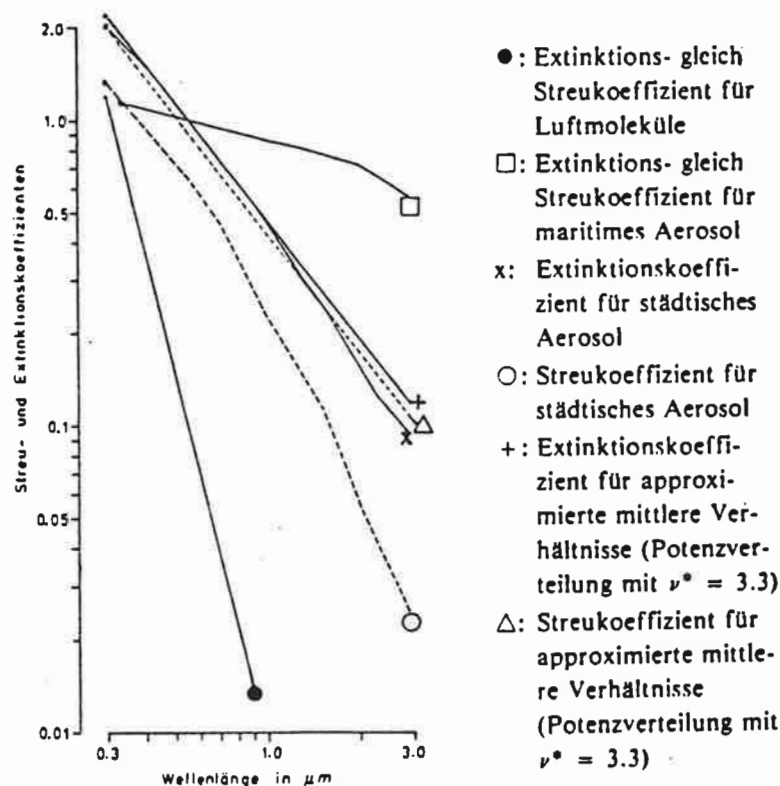


Abb. 2.11: Extinktions- und Streukoeffizienten

aus: Quenzel, 1985

2.4 MODELLIERUNG DES STRAHLUNGSTRANSPORTS

Um die vom Satelliten gemessenen Strahldichten zu simulieren, müssen alle oben erwähnten Strahlungsprozesse sowie die gerätespezifischen Filterfunktionen der

TM-Kanäle (s. u.) berücksichtigt werden. Die monochromatische Strahlungsübertragung in einer planparallelen Atmosphäre wird durch folgende Gleichung (Fischer, 1983) beschrieben:

$$\left(\mu \frac{d}{d\tau} + 1\right) L(\tau, \mu, \Phi) = \omega_0(\tau) \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L(\tau, \mu, \Phi) P(\tau, \mu, \Phi, \mu', \Phi') d\mu' d\Phi' + \omega_0(\tau) \pi F_0 P(\tau, \mu, \Phi, \mu_0, \Phi_0) e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \quad (12)$$

Hierbei bedeuten:

Θ = Zenitwinkel

Φ = Azimutwinkel

$\mu = \cos(\Theta)$

τ = optische Dicke

L = Strahldichte

ω_0 = Einfachstreueralbedo (Verhältnis von Streu- zu Extinktionskoeffizienten)

P = normierte Streufunktion

F_0 = Strahlungsflußdichte der Sonne

Index o = für Sonnenwinkel

Index $'$ = für Einfallswinkel

ohne Index = für Ausfallswinkel

In der hier dargestellten differentiellen Form beschreibt Gleichung (12) die Veränderung der spektralen Strahldichte innerhalb einer Atmosphärenschicht $d\tau$ in die Richtung (μ, Φ) . Der erste Term auf der rechten Seite zeigt diese Änderung aufgrund von Streuung der aus allen Raumrichtungen (μ', Φ') einfallenden Strahlung in die Ausfallsrichtung (μ, Φ) . Hinzu addiert wird der direkt von der Sonne einfallende (μ_0, Φ_0) Strahlungsfluß F_0 , der auch in Richtung (μ, Φ) gestreut wird und schon durch die Luft der optischen Dicke τ zwischen Weltraum und der betrachteten Schicht geschwächt ist.

Das hier verwendete Verfahren zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung wurde von Fischer (1983) entwickelt und von Brockmann (1988) modifiziert. Für die Berechnungen wird die Atmosphäre in homogene planparallele Schichten unterteilt. Dabei wird der Strahlungstransport zunächst für eine optisch dünne Ausgangsschicht gerechnet und die Strahldichten an der Grenze zur nächsten Schicht bestimmt. Dabei muß die optische Dicke dieser Startschicht so klein gewählt werden, daß Mehrfachstreuung ausgeschlossen werden kann.

Durch Schichtenverdopplung (Matrix-Operator-Methode nach *Plass* (1973) und *Graß* (1978)) wird Stück für Stück der Strahlungstransport für die Atmosphäre gerechnet. Dabei wird die aus einer Schicht austretende Strahlung als Eingabeparameter der nächsten verwendet. Da die Atmosphäre vertikal nicht homogen ist, bleibt so die Möglichkeit unterschiedliche Bedingungen in einzelnen Atmosphärenbereichen zu berücksichtigen (z. B. die Ozonschicht). Mehrfachstreuungsprozesse werden durch beliebig häufige Reflexionen zwischen den Schichten berücksichtigt.

Eingabeparameter für das Modell sind als Vertikalprofil die optische Dicke des Aerosols und drei unterschiedliche Aerosoltypen (maritim, urban, kontinental). Jeder dieser drei Aerosoltypen ist eine Zusammenstellung aus mehreren, einander im Streu- und Absorptionsverhalten ähnlichen Aerosolarten. Grundlage hierfür ist die Arbeit von *Shettle und Fenn* (1975).

Als unterer Rand der Atmosphäre kann eine feste Oberfläche oder eine Wasseroberfläche simuliert werden. Für eine feste Oberfläche wurde das Programm von *Fischer* durch *Krüger* (1989) modifiziert, so daß unter Annahme eines Lambert'schen Reflektors für verschiedene Oberflächenentypen spektral der Strahlungstransport gerechnet werden kann.

Im ursprünglichen Programm ist jedoch eine Wasserfläche als Untergrund angenommen. Der Teil der Strahlung, die direkt an der Oberfläche reflektiert wird, wird mit Hilfe der Fresnel'schen Formel berechnet. Mit dem Brechungsindex von $n=1.334$ wird bestimmt, welcher Anteil der Strahlung nach dem Brechungsgesetz von Snellius gebrochen wird und ins Wasser eindringt (*Fischer*, 1983). Der Strahlungstransport im Wasser wird genauso wie in der Atmosphäre mit der Matrix-Operator-Methode berechnet.

Dabei ist es möglich für den Ozeanboden eine Albedo anzugeben. Der Ozeanboden verhält sich im Modell als Lambert'scher Reflektor. Zusätzlich ist es möglich, drei Beimengungen im Wasser zu berücksichtigen, den Schwebstoff, Gelbstoffe und organisches Material. Diese drei kann man in beliebigen Kombinationen dem Modell vorgeben. Deren normierte Absorptionskoeffizienten sind in Abbildung 2.6 zu sehen und wurden im Kapitel 2.2.1 schon beschrieben.

Für die Atmosphäre rechnet das Programm mit 6 Winkelstützstellen. Da bei der Berechnung für Wasser die Totalreflexion in einen bestimmten Winkel berücksichtigt werden muß, werden für das Wasser 8 Winkelstützstellen zur Berechnung herangezogen.

Zur Anpassung des Programms zur Simulation von Thematic-Mapper-Messungen, muß bei der Berechnung der Strahldichten über die Wellenlängenbereiche der TM-Kanäle integriert werden. Die am Satelliten ankommende spektrale Strahldichte wird durch die Eigenschaften der Sensoren noch einmal verändert (s. Abb. 3.3; Filterfunktion der Kanäle). Dies wurde in den Programmversionen von *Brockmann* (1988) und *Krüger* (1989) berücksichtigt.

Dieses Modell wurde für die Belange dieser Arbeit so verändert, daß es möglich ist mit unterschiedlichen Höhen als unterer Begrenzung zu rechnen. Da die hier untersuchten Seen in unterschiedlicher Höhe über Normal-Null liegen, wurden die unteren 2 km der Atmosphäre in 100 m dicke Schichten unterteilt. Es ist möglich, die Wasseroberfläche unter jede dieser Schichten zu legen. Das ist wichtig, da die optische Dicke der Rayleighatmosphäre mit dem Druck abnimmt, und im allgemeinen die Hauptmenge städtischen oder kontinentalen Aerosols auf den untersten Kilometer der Atmosphäre beschränkt ist.

3. DAS MESSINSTRUMENT THEMATIC MAPPER

3.1 DER SATELLIT LANDSAT 5

Der Satellit Landsat 5 befindet sich auf einer nahezu kreisförmigen, sonnensynchronen polaren Umlaufbahn. Die Bahncharakteristik des Satelliten zeigt Abbildung 3.1. Auf ihm sind zwei Meßgeräte installiert, der Thematic Mapper (TM) und der Multispectral Scanner (MSS). Die Satellitenbahn hat einen Neigungswinkel zum Äquator von 98.2° und eine nominelle Höhe von 705 km. Die tatsächliche Bahnhöhe liegt zwischen 696 km und 741 km. Über Europa fliegt er unterhalb der nominellen Höhe. Dadurch ist die Pixelgröße etwas kleiner als nominell mit $30\text{ m} * 30\text{ m}$ angegeben. In den von der NASA gelieferten Landsatszenen wird dies berücksichtigt, indem in den entzerrten Szenen die Pixelgröße nur noch $28,5\text{ m} * 28,5\text{ m}$ beträgt. Die ESA führt zur Aufrechterhaltung der nominellen Pixelgröße in gewissen Abständen nur eine Scanlinien- bzw eine Spaltenverdopplung durch (Erhard, 1990 a, 1990 b).

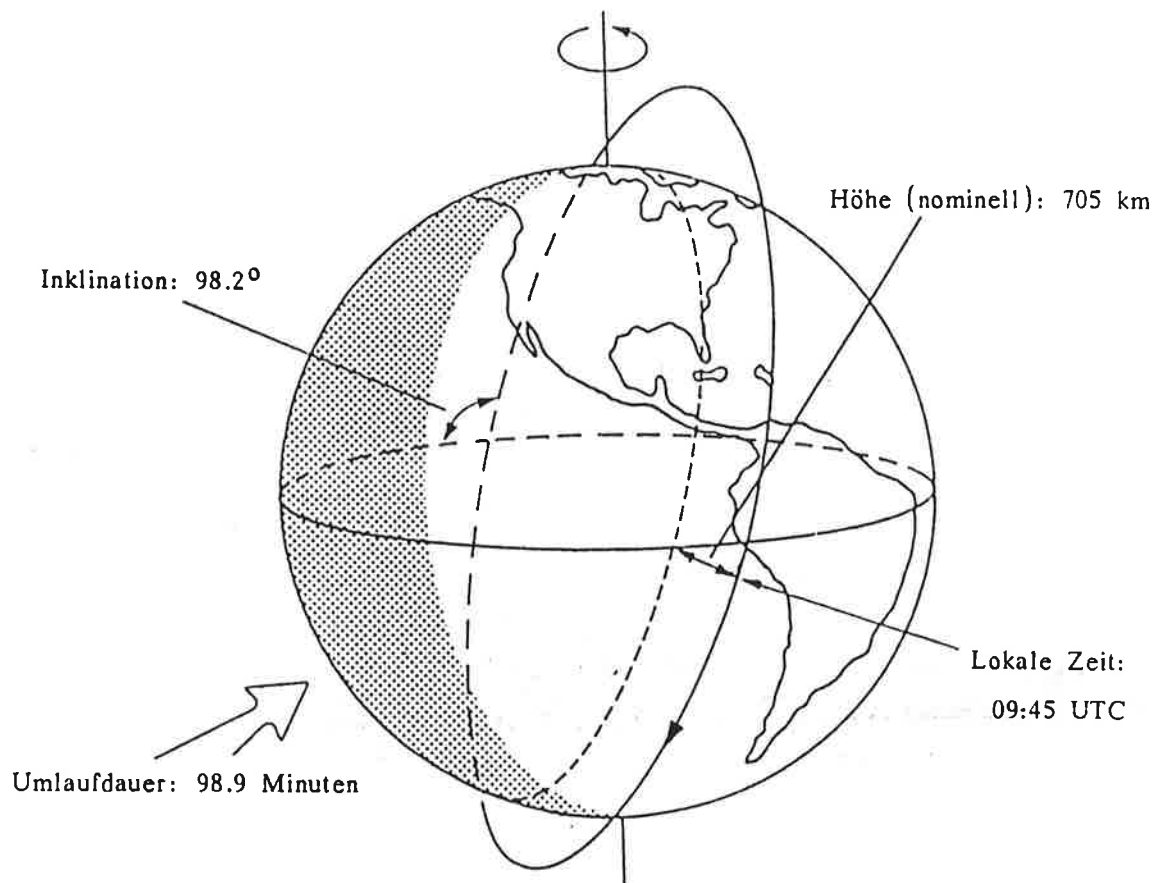


Abb. 3.1: Umlaufbahn des Satelliten Landsat 5

nach Barker, 1984

Die Flugbahn verläuft im Bereich der Alpen nahezu in N-S -Richtung. Die ganze Erdoberfläche wird in 233 Umläufen abgedeckt. Dazu braucht der Satellit 16 Tage. Aufnahmen eines bestimmten Gebietes liegen also alle 16 Tage vor (in höheren Breiten durch die Überlappung der Aufnahmegebiete auch häufiger). Die Lage der Satellitenbahn und die dazugehörige Ortsangabe in row (Nord-Süd-Einteilung) und path (Ost-West-Einteilung) zeigt Abbildung 3.2. Die von mir untersuchten Szenen liegen auf path 192 und row 027 und wurden morgens gegen 09:20 Uhr UTC vom Satelliten aufgenommen.

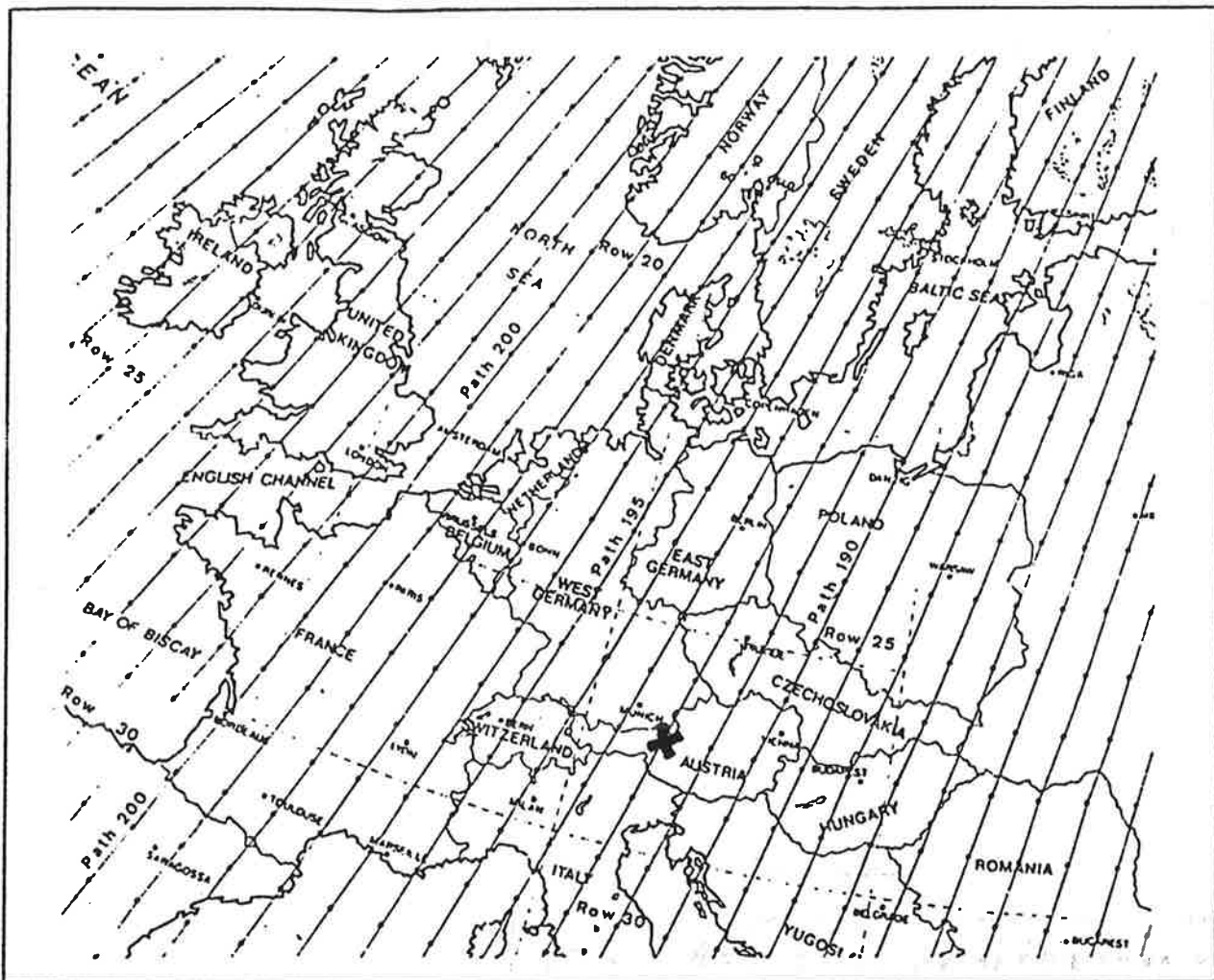


Abb. 3.2: Lage der Satellitenbahn von Landsat 5 über Europa
 * Szenenmittelpunkte, X Zentrum der hier untersuchten Szenen
 nach: Erhard, 1990 b

Dabei liegt das Zentrum der Szenen bei etwa 47.7° Nord und 13.2° Ost. Sie decken das Alpenvorland und die Nordostseite der Alpen ab. Da die Interpretation einer Szene nur möglich ist, wenn sie weitgehend wolkenlos ist, richtete sich die Aus-

wahl nach den wolkenlosen Tagen in den Jahren 1986/1987. So wurde für die Termine 05.05.86, 21.05.86, 09.08.86, 12.10.86, 01.02.87 und 11.07.87 jeweils der Nordostquadrant der in Abb. 3.2 mit einem Kreuz gekennzeichneten Szene ausgewählt.

3.2 DIE KANÄLE DES THEMATIC MAPPER INSTRUMENTS

Quer zur Flugrichtung wird vom Thematic Mapper das darunter liegende Gebiet von West nach Ost (Vorwärtsscan) und von Ost nach West (Rückwärtsscan) abgetastet. Die so abgetastete Spur hat eine Breite von 185 km. Die räumliche Auflösung am Boden beträgt nominell (s.o.) 30 m * 30 m in den Kanälen 1 bis 5 und 7 und 120 m * 120 m im Kanal 6. Dabei mißt der TM in den Kanälen 1 bis 5 und 7 mit je 16 Detektoren, wovon jeweils die geraden und die ungeraden einen eigenen Stromkreislauf haben. Die Detektoren der Kanäle 1 bis 4 befinden sich auf der ersten Ebene (primary focal plane) und die der Kanäle 5, 6 und 7 befinden sich auf einer zweiten, gekühlten Ebene. Der Kanal 6 hat nur 4 Detektoren.

Der Thematic Mapper mißt in sieben Spektralkanälen: in den Kanälen 1 bis 5 und 7 die von der Sonne ausgehende Strahlung, die von dem System Erde-Atmosphäre reflektiert wird und in Kanal 6 fast nur die thermische Emission des Systems, da bei Wellenlängen um 11 μm der von der Sonne stammende reflektierte Anteil vernachlässigbar klein ist. Die Lage der 7 Kanäle des TM im Wellenlängenspektrum ist für die Erkundung von Oberflächenparametern besonders günstig. Der Kanal 1 liegt im Spektralbereich des blauen (0.4524 - 0.5178 μm), Kanal 2 des grünen (0.5280 - 0.6093 μm) und Kanal 3 des roten (0.6264 - 0.6932 μm) Lichts. Der Kanal 4 befindet sich im nahen (0.7764 - 0.9045 μm), die Kanäle 5 (1.5675 - 1.7842 μm) und 7 (2.0972 - 2.3490 μm) im mittleren Infrarot. Kanal 6 schließlich liegt im thermischen Infrarot (10.45 - 12.43 μm).

Die vom TM gemessene Strahlung, die am Außenrand der Atmosphäre ankommt, wird in sogenannte Digital Numbers (DN) umgewandelt. Dabei stehen für jeden Kanal 256 DN oder Graustufen zur Verfügung. Diese kann man wieder in Strahl-dichten zurückrechnen. Die damit verbundenen Schwierigkeiten und die hier verwendete Umrechnungsformel werden im Kapitel 4 (Eichung der Kanäle) ausführlich diskutiert.

Wegen der wellenlängenabhängigen Empfindlichkeit der Detektoren und Filter wurde von der NASA für jeden Kanal des Meßgerätes die Transmissionsfunktion veröffentlicht. Sie sind für die solaren Kanäle in Abbildung 3.3 zu sehen. Für Kanal 6 mußten für jeden der 4 Detektoren getrennt Transmissionsfunktionen errechnet werden, die hier nicht abgebildet sind.

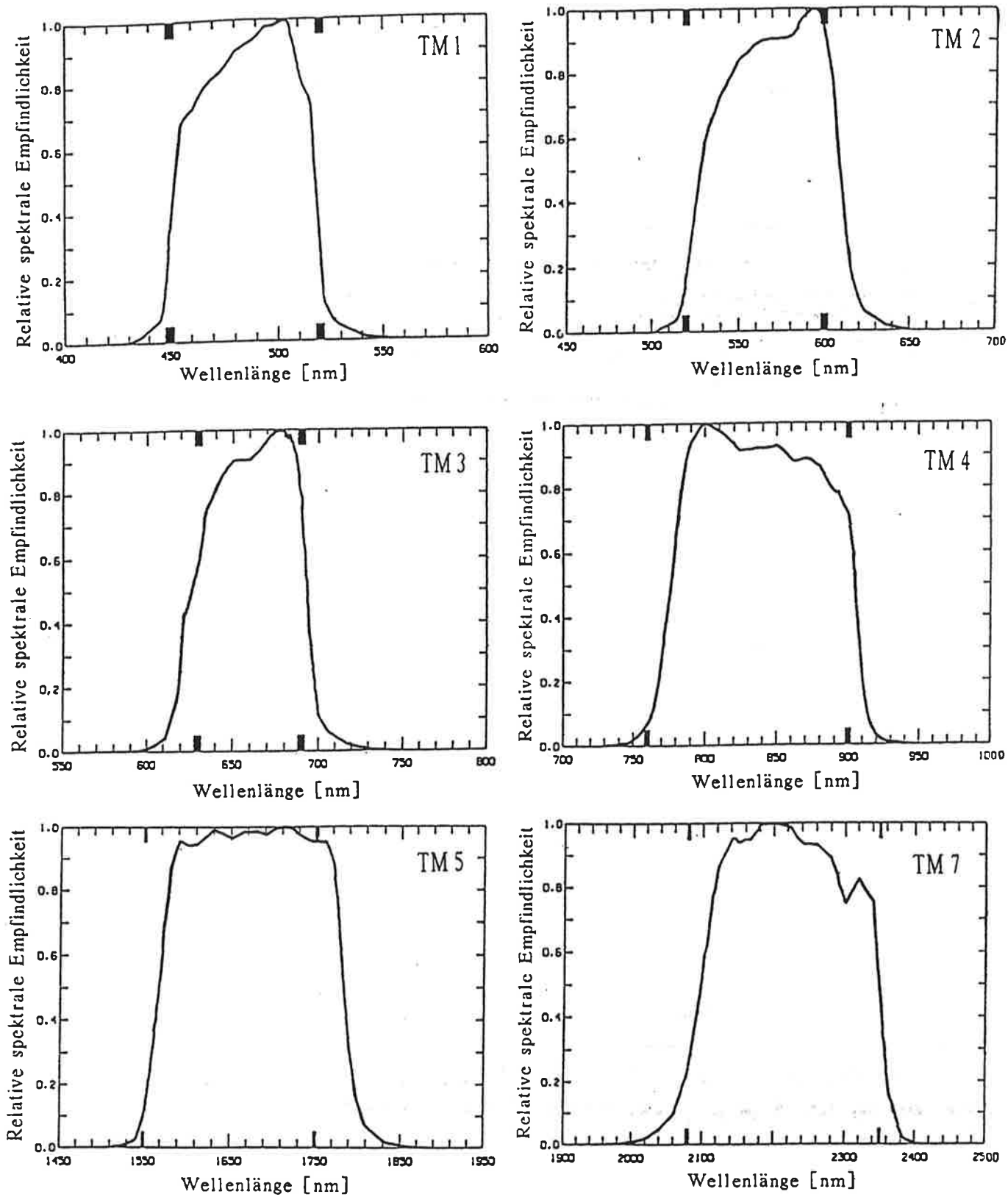


Abb. 3.3 Transmissionsfunktionen der Thematic Mapper Kanäle 1 bis 5 und 7
nach: Barker, 1984

4. EICHUNG DER KANÄLE

4.2 EICHMÖGLICHKEITEN DER SOLAREN KANÄLE DES THEMATIC MAPPER

Um eine ständig aktuelle Möglichkeit der Geräteeichung zu haben, wurde auf Landsat 5 ein sogenannter 'Internal Calibrator' (IC) installiert, mit dem auch vor dem Start die Eichung der einzelnen Detektoren durchgeführt wurde. Dieser IC besteht aus 3 verschiedenen Lampen, wobei die erste Lampe eine Leistung von 25 W, die zweite von 50 W und die dritte von 100 W hat. Auf diese Weise kann man in 25 W-Schritten zwischen 0 W (alle Lampen aus) und 175 W (alle Lampen an) die Lampen zu 8 Bestrahlungsstärken zusammenschalten. Eine Bestrahlungsstärke bleibt über 40 scans erhalten (s. Abb. 4.1). Die Drift der Lampenhelligkeit mit der Zeit ist nicht bekannt und wird bei dieser Eichkorrektur nicht berücksichtigt.

Lampenschaltung 5 7 3 5 8 6 1 0 5 7

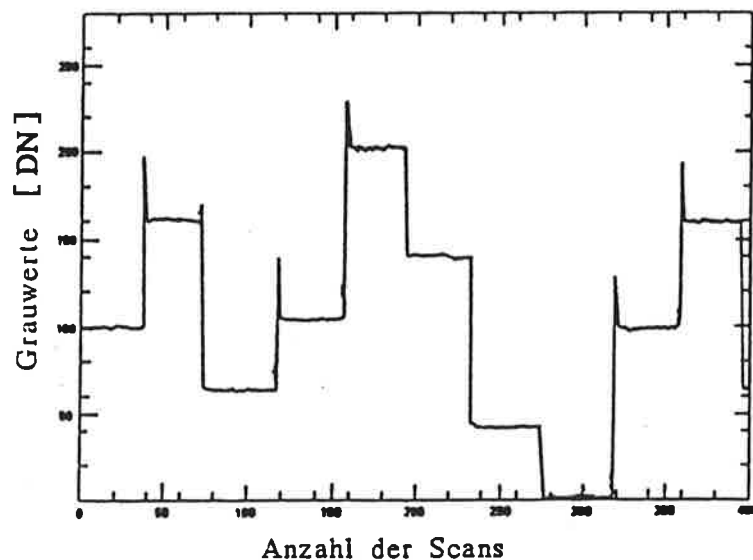


Abb. 4.1: Radiometrische Eichung von Detektor 9 des Kanals 1 auf Landsat 4
nach: Barker, 1984

Nach jedem Vorwärts- bzw. Rückwärtsscan schauen die Detektoren auf eine Ebene, zu der über Glasfasern das Licht des ICs geleitet wird. Diese Ebene wird in die Blickrichtung der Detektoren geschwenkt. Rechts und links der Glasfasern ist die Ebene so konstruiert, daß sie die Detektoren abdunkelt (shutter region), so daß die Detektoren erst nach einer Dunkelphase die Strahldichte der jeweiligen Lampenkombination messen. Abbildung 4.1 zeigt, wie die unterschiedlichen Lampenschaltungen von Detektor 9 des Kanals 1 gemessen und in DN umgewandelt werden.

Die Beziehung zwischen den Grauwerten und Strahldichten ist beim TM linear (Barker, 1984). Die Steigung der Eichgeraden (gain) kann über die unterschiedlichen Bestrahlungsintensitäten des ICs, mit denen die Detektorempfindlichkeiten überprüft werden, berechnet werden. Beim Ausschalten aller Lampen wird der Nullpunkt eines jeden Detektors bestimmt, also der *offset* der Eichgeraden für den jeweiligen Detektor. Dann ergibt sich mit L als der Strahldichte in $W/(m^2 \text{ sr } \mu m)$, a_0 als dem *offset* in derselben Einheit und a_1 als der Steigung dieser Geraden in $W/(m^2 \text{ sr } \mu m \text{ DN})$ die von der ESA angegebene Formel:

$$L = a_0 + a_1 * DN \quad (13)$$

Unterschiede innerhalb eines Kanals treten vor allem zwischen den geraden und ungeraden Detektoren auf, da sowohl die geraden als auch die ungeraden einen eigenen Stromkreislauf haben (Brockmann, 1991 b). Über eine Histogrammangleichung werden die Unterschiede der einzelnen Detektoren ausgeglichen, so daß sich für jeden Kanal ein homogenes Bild ergeben sollte (Barker, 1984).

4.1.1 Eichungen der ESA und der NASA

Die von der ESA angegebenen Eichkoeffizienten a_0 und a_1 sind als Strahldichten in $W/(m^2 \text{ sr})$ bzw. $W/(m^2 \text{ sr DN})$ angegeben und müssen noch mal durch die Bandweite des jeweiligen Kanals geteilt werden. Leider ist jedoch weder die Standardkalibrierung der ESA noch die der NASA zufriedenstellend. Besonders auffällig ist das in den Kanälen 4, 5 und 7, wo vor allem über in diesen Spektralbereichen sehr dunklen Oberflächen, z. B. Seen, schattigen Hängen oder sogar im Wolkenschatten, bei Anwendung dieser Eichkoeffizienten negative Strahldichten auftreten.

Allerdings gibt es von der NASA entwickelte Programme, die den Internal Calibrator des Satelliten nutzen und die Eichgerade für jede Aufnahme, jede Scanlinie und jeden Detektor korrigieren. Leider wurden diese Programme Normalnutzern nicht zur Verfügung gestellt. Von den in dieser Arbeit untersuchten Szenen ist auch nur die vom 09.08.1986 eine NASA-Szene, die anderen fünf Szenen sind von der ESA. Die auf den ESA- und NASA-Bändern angegebenen Eichkoeffizienten sind nur die Werte, die vor dem Start gemessen wurden. Sie sind somit für eine korrekte Eichung nicht geeignet.

4.1.2 Eichung durch Brockmann

Untersuchungen durch *Brockmann* (1991a) über dem arktischen Ozean haben gezeigt, daß auch die sichtbaren Kanäle des TM schlecht geeicht sind. Er führte Strahlungstransportrechnungen für alle Kanäle mit dem oben beschriebenen Modell von *Fischer* (1983) durch, das Streuung und Absorption durch das Wasser berücksichtigt. Bei diesen Rechnungen wurde maritimes Aerosol mit niedriger optischer Dicke, eine ebene Ozeanoberfläche und ein klarer Ozean vorausgesetzt. Trübere Atmosphären, Schwebstoffe im Ozean oder eine Aufrauhung der Oberfläche durch Wind würden die am Außenrand zu erwartenden Strahldichten im Sichtbaren nur erhöhen. Deshalb werden diese im folgenden als Mindeststrahldichten bezeichnet. Über einem Ozeangebiet, wo aufgrund der Verhältnisse der Kanäle im Sichtbaren das Wasser klar sein sollte, wurde mit den ESA-Eichkoeffizienten eine mittlere Strahldichte für jeden Kanal errechnet. Sie sind niedriger als die mit dem Modell errechneten Mindeststrahldichten. Selbst wenn die am Außenrand der Atmosphäre austretende Strahlung einer reinen Rayleigh-Atmosphäre berechnet wird, sind diese höher als die aus den Satellitenmessungen abgeleiteten. Dies kann nur durch eine schlechte Eichung des TM bedingt sein.

Deshalb benutzt Brockmann die Eichlampenwerte, um eine bessere, aktuelle Eichung zu erhalten. Die ESA führt zur Verbesserung der Daten nur eine Histogrammangleichung der Empfindlichkeitskurven der einzelnen Detektoren durch. D. h. für jeden Detektor (also immer dieselbe Zeile einer Scanlinie) wird ein Histogramm über die von ihm gemessenen Grauwerte erstellt. Diese Histogramme der einzelnen Detektoren werden solange hin und her geschoben, bis sie möglichst deckungsgleich sind. So werden die unterschiedlichen Empfindlichkeiten der Detektoren eines Kanals ausgeglichen. Diese Histogrammangleichung wird offensichtlich auch bei den von der ESA vertriebenen "Rohdaten" durchgeführt.

Bei seiner Neueichung hält sich Brockmann an die Ergebnisse und Korrekturen von *Barker* (1984). Dieser beschreibt 6 Fehlertypen, die innerhalb einer Szene auftreten und untersucht auch die zeitabhängigen Fehlergrößen. Bei den sechs Fehlergrößen innerhalb einer Szene handelt es sich um folgende (*Brockmann*, 1991b):

1. Analog-Digital-Wandler-Fehler
2. Sensitivitätsverlust innerhalb einer Zeile (d.h. innerhalb einer Zeile läßt die Empfindlichkeit der Detektoren nach)
3. Sättigungseffekt bei hellen Objekten (d.h. die Detektoren "erinnern" sich an helle Objekte über mehrere Pixel hinweg)

4. kohärentes Rauschen (das sind periodische Meßstörungen bei verschiedenen Frequenzen in den Scanlinien)
5. scan-korrelierte Erhöhungen (d.h. während eines Scans ist das Signal in allen Detektoren erhöht, wobei diese Erhöhung bei den einzelnen Detektoren unterschiedlich ist, innerhalb einer Szene jedoch für jeden Detektor gleichbleibt. Das Auftreten dieser Scanlinien ist unregelmäßig.)
6. Unterschiede zwischen Vorwärts- und Rückwärtsscans.

Alle diese Fehler haben eine Größenordnung von bis zu zwei Grauwerten und sind detektorabhängig (Barker, 1984). Zur Korrektur sind Ansätze von Barker gemacht worden, die leider für diese Arbeit nicht zur Verfügung gestellt wurden. Die zugehörigen Programme sind für NASA-Szenen ausgelegt. Es ist nun Aufgabe von Brockmann, entsprechende Korrekturen auch für die ESA - Bänder durchzuführen. Da diese noch nicht universell anwendbar sind, mußten für diese Arbeit einfachere Korrekturmethoden entwickelt werden (s. Kap. 4.2.3).

Auch mit der Güte der Eichung des thermischen Kanals des Thematic Mapper hat Brockmann sich auseinandergesetzt. Dabei vergleicht er die Messungen des TM mit NOAA-AVHRR-Daten (National Oceanic and Atmospheric Administration - Advanced Very High Resolution Radiometer). Da das AVHRR im thermischen Infrarot zwei Kanäle hat, in denen sich die Reflexion einer klaren Wasseroberfläche in bekannter Form verändert, ist es möglich, aus den Meßdaten der beiden Kanäle Rückschlüsse auf den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zu ziehen. Mit dieser Abschätzung des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre kann man für eine zeitgleiche TM-Aufnahme den Einfluß des Wasserdampfs auf die vom Satelliten gemessene Strahldichte korrigieren. Der Unterschied der atmosphärenkorrigierten Strahldichten von AVHRR und TM ist nur gering.

Einen Korrekturalgorithmus kann es jedoch erst nach weiteren Vergleichen zwischen AVHRR- und TM-Daten geben. Die Eichung und durchgeführte Korrekturen werden im Kapitel 4.3 ausführlicher diskutiert.

4.2 EICKORREKTUREN FÜR DIE SOLAREN KANÄLE

4.2.1 Eichkorrekturen von *Price* und *Richter*

Verschiedene TM-Datennutzer haben Untersuchungen zur Eichung von TM gemacht. *Price* (1989) schreibt, daß im Vergleich zu den Landsat 4 TM-Daten die *offsets* für alle Kanäle des Landsat 5 TM zu gering sind und eher positiv sein sollten als, wie

von ESA und NASA angegeben, negativ. Er kehrt daher für alle offsets das Vorzeichen um und umgeht so negative Strahldichten.

Kanal	Steigung der Eichgeraden in $W/(m^2 sr \mu m DN)$	
	NASA	<i>Richter</i> für 1985 berechnet
TM 1	0.60	0.66
TM 2	1.29	1.28
TM 3	1.08	0.95
TM 4	0.836	0.90
TM 5	0.136	0.11
TM 7	0.063	0.065

Tab. 4.1: Steigung der Eichgeraden laut NASA bzw. nach *Richter*

Richter (1989) hat mit Hilfe von Referenzflächen sowohl neue *offsets* als auch neue Steigungen der Geraden für alle reflektiven Kanäle berechnet. Ein Vergleich der von *Richter* für 1985 berechneten und mir freundlicherweise zur Verfügung gestellten Steigungsdaten mit den von der NASA angegebenen zeigt, daß diese ähnlich sind (siehe Tabelle 4.1). Doch gelten die von *Richter* abgeleiteten Koeffizienten nur für ESA-Szenen und bringen bei den hier geschilderten Problemen keine Verbesserung. Die negativen Vorzeichen seiner *offsets* führen immer noch zu leicht negativen Strahldichten, so daß andere Eichmöglichkeiten gesucht werden mußten.

4.2.2 Eichkorrektur von *Stössel, Brockmann, Dörfer, Fischer*

Auch am Forschungszentrum GKSS in Geesthacht führte die Anwendung der Standard Eichungen bei Untersuchungen von Meeresgebieten teilweise zu negativen Strahldichten in den Kanälen 4, 5 und 7, da das Reflexionsvermögen von Wasser wie bereits oben gezeigt in diesen Kanälen sehr gering ist. Es wurden sowohl *offset* als auch Steigung der Eichgeraden geändert (*Stössel et al.*, 1988). Um bei hohen Strahldichtewerten die Strahldichte nicht zu überschätzen, bleibt aber der von der NASA bzw. ESA angegebene höchste Strahldichtewert (255 DN) als oberer Punkt der Eichgerade bestehen. Dann wird der untere Punkt bestimmt. Dazu wird der niedrigste Grauwert in der Szene gesucht. Für diesen wird mit Hilfe eines Strahlungstransportmodells der Strahldichtewert berechnet, den der TM in dieser Region

in den Kanälen 4, 5 und 7 mindestens gemessen haben muß (Reflexion der Wasseroberfläche, Einfluß der Rayleighstreuung). Mit diesen Werten für $DN_{\min}$, $DN_{\max}$, $L_{\min}$ und $L_{\max}$ lassen sich ein neuer *offset* (a_0) und eine neue Steigung (a_1) berechnen.

Die an der GKSS entwickelten neuen Eichwerte sind in Tabelle 4.2 aufgelistet. L_{ray} ist die für Molekülstreuung über dem Meer errechnete Strahldichte, $DN_{\min}$ sind die niedrigsten Grauwerte in der untersuchten Szene. Die Einheit ist für L immer $W/(m^2 \text{ sr } \mu m)$, für a_0 und a_1 $W/(m^2 \text{ sr})$ bzw. $W/(m^2 \text{ sr } DN)$ und für die Bandweite (BW_n) nm. Die Umrechnung erfolgt dann mit der Formel (14):

$$L = \frac{a_0 + a_1 * DN}{BW_n} \quad (14)$$

Kanal	$DN_{\min}$	$L_{\min}$	$L_{\max}$	a_0	a_1	BW_n	L_{ray}
TM 4	3	1.7564	231.3695	-0.12506837	0.11662890	128.0	1.7564
TM 5	0	0.0237	31.6414	0.00514305	0.02690604	217.0	0.0237
TM 7	0	0.0030	16.9206	0.00075607	0.01671860	252.0	0.0030

Tab. 4.2: Eichkoeffizienten nach Stössel et al., 1988

4.2.3 Neuberechnung der Eichkoeffizienten

4.2.3.1 Bestimmung neuer *offsets* für die Kanäle 4, 5 und 7

Da alle genannten Eichkorrekturen (außer die nicht physikalisch begründete von Price) das Problem der negativen Strahldichten bei den in dieser Arbeit untersuchten Szenen nicht beheben können, wurde für die Kanäle 4, 5 und 7 eine eigene Eichkorrektur durchgeführt. Da negative Strahldichten häufig über hochgelegenen Seen auftreten, werden zur Neueichung die spektralen Eigenschaften der Seen genutzt. Wie in Kapitel 2.2.1 gezeigt ist in diesen Kanälen die Eindringtiefe sehr gering und damit der Unterlichtanteil vernachlässigbar. Das spektrale Reflexionsvermögen klaren Wassers ist über den Brechungsindex gegeben und die Rayleighstrahldichte kann aus dem Bodendruck berechnet werden.

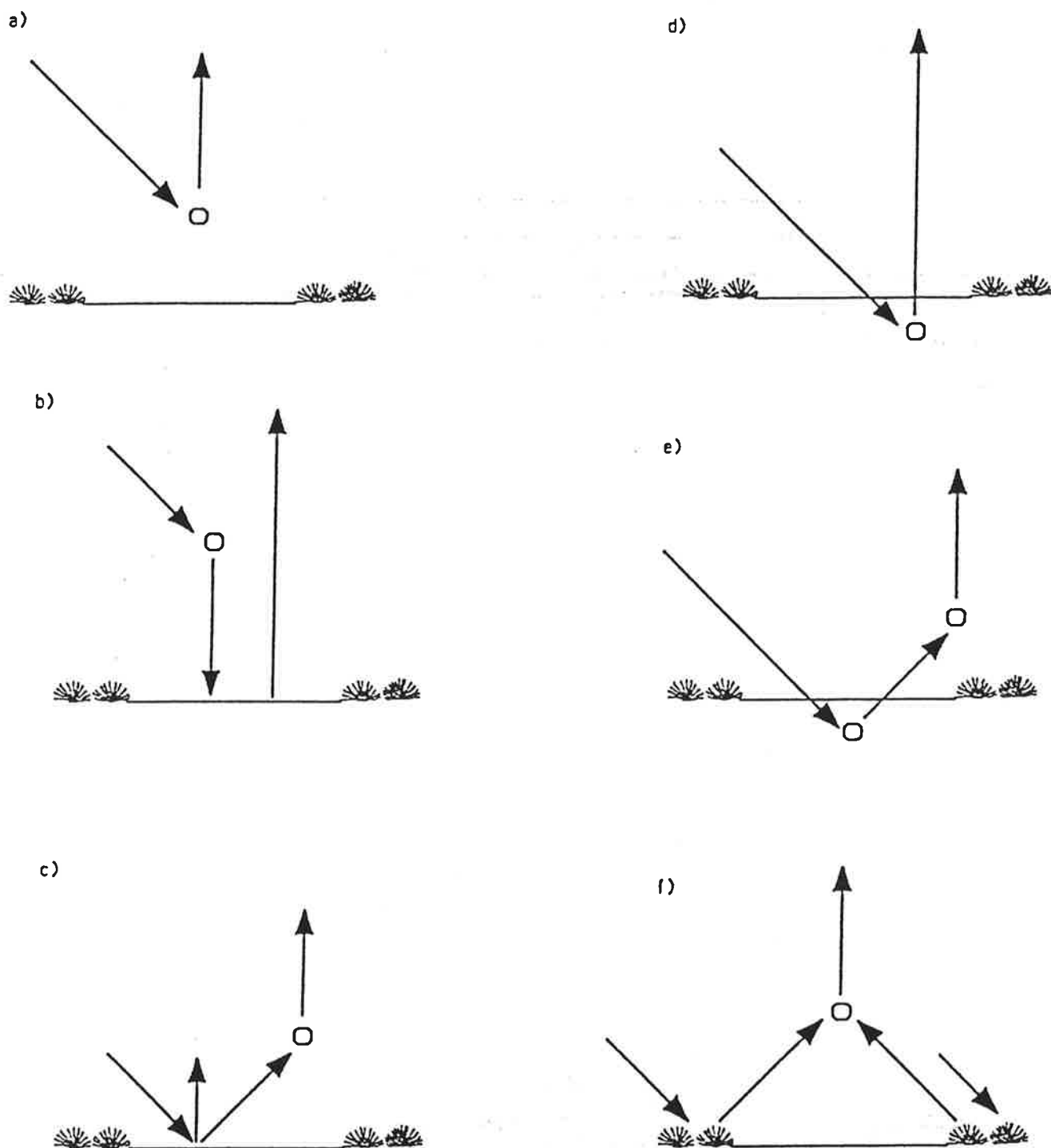


Abb. 4.2: Strahlungsterme über einer Wasseroberfläche

Um die Messung des Satelliten zu simulieren sind 6 Terme zur Bestimmung der Strahldichte über einer Wasseroberfläche in den genannten Kanälen wichtig (s. Abb. 4.2). Der erste Term (a) ist der Anteil der einfallenden Sonnenstrahlung, der von Molekülen und Aerosolen rückwärts zum Satelliten gestreut wird. Der Term (b) ist die einfallende Sonnenstrahlung, die von Molekülen und Aerosolen vorwärts zur Wasseroberfläche gestreut und von dieser nach der *Fresnel'schen* Formel reflektiert wird (im Falle einer verschmutzten oder schaumbedeckten Oberfläche wird die Berech-

nung der Reflexion schwierig, wenn nicht unmöglich). Der dritte Term (c) ist der Anteil der einfallenden direkten Sonnenstrahlung, der von der Wasseroberfläche entweder direkt zum Satelliten reflektiert wird oder in andere Richtungen reflektiert und dann durch die Moleküle und Aerosole der Atmosphäre vorwärts zum Satelliten hin gestreut wird. Der vierte Term (d) ist die Strahlung, die in das Wasser eindringt und von Wassermolekülen oder anderen im Wasser vorhandenen Stoffen aus dem Wasser direkt zum Satelliten hin gestreut wird (Unterlicht). Je nach streuender Substanz ist dieser Anteil für jeden Kanal unterschiedlich hoch. Im fünften Term (e) wird das aus dem Wasser kommende Unterlicht durch die Moleküle und Aerosole der Luft zum Satelliten gestreut. Der letzte Term (f) schließlich ist der sogenannten Umgebungseffekt (s. u.), d. h. der Anteil des einfallenden Sonnenlichtes, der in der Umgebung des Wassers reflektiert wurde und über dem Wasser durch Moleküle und Aerosole vorwärts zum Satelliten hingestreut wird. Dieser Term ist vor allem in Kanal 4 von großer Wichtigkeit, da dort die Umgebung (meist Vegetation) sehr viel stärker als das Wasser reflektiert. Alle diese Terme sind abhängig vom Zenitwinkel der Sonne, der Wellenlänge sowie der Mächtigkeit und Zusammensetzung der Luftsäule über dem Wasser.

Treten bei der Messung über Seen Werte von nur 0 DN bis 3 DN auf (dieser Bereich kann zu negativen Strahldichten führen), kann man davon ausgehen, daß das Wasser an diesen Stellen sauber und schaumfrei ist. Ist der Grauwert 0, so wird die Strahldichte laut oben angegebener Formel (13) nur durch den *offset* a_0 bestimmt. Berechnet man die oben schon erläuterte Mindeststrahldichte, die am Satelliten angekommen sein muß, so nimmt man diese als neuen *offset* der Steigungsgeraden.

Der *offset* der Eichgeraden ist durch den linken Rand des Grauwertes 0 bestimmt (s. Abb. 4.3). Daher ist es wichtig, den geringsten berechneten Strahldichtewert als *offset* zu nehmen um nicht andere Strahldichten aus dem Bereich des gemessenen Grauwertes 0 hinauszuerwerfen. D. h. der Grauwert 0 über einem sehr hochgelegenen See (z. B. Funtensee in 1601 m Höhe) entspricht einer geringeren Strahldichte als der Grauwert 0 über einem niedriger gelegenen See (z. B. dem Königssee in 603 m Höhe), da die durch die Atmosphäre verursachte Streustrahlung über dem hochgelegenen See geringer ist.

Strahlungstransportrechnungen (s.o.) liefern als minimale zu erwartende Strahldichten (reine Molekülstreuung) über dem Funtensee (1601 m ü. NN) $0.02404 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ im Kanal 5 und $0.00394 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ im Kanal 7, wogegen sie über dem Königssee (603 m ü. NN) $0.02959 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ im Kanal 5 und $0.00485 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$

im Kanal 7 betragen. Das ist ein Unterschied von 19%. Würde man die für den Königssee berechneten Strahldichten als *offsets* nehmen, würden die für den hochgelegenen See berechneten Strahldichten nicht mehr dem Grauwert 0 entsprechen.

Die Strahlungsübertragung wurde mit Hilfe des Strahlungstransportmodelles (s. Kap. 2.4) simuliert, welches von *Fischer* (1983) entwickelt und von *Brockmann* (1988) für Simulationsrechnungen des TM modifiziert wurde. Zunächst erfolgten Rechnungen für die US-Standardatmosphäre (*McClatchey*, 1972) mit einer Sichtweite von 23 km. Dann wurden für alle Szenen und die Kanäle 4, 5 und 7 für die hochgelegenen Seen Strahlungstransportrechnungen durchgeführt. Da die Menge des troposphärischen Aerosols in diesen Höhen sehr gering ist (vgl. die hohen Sichtweiten von bis zu 70 km z. B. am 09.08.86, s. Anhang), wurde es bei den Strahlungstransportrechnungen für die hochgelegenen Seen vernachlässigt. Die niedrigsten errechneten Strahldichten ergaben sich für den 09.08.86 und werden in dieser Arbeit als neue *offsets* benutzt (s. Tab. 4.3).

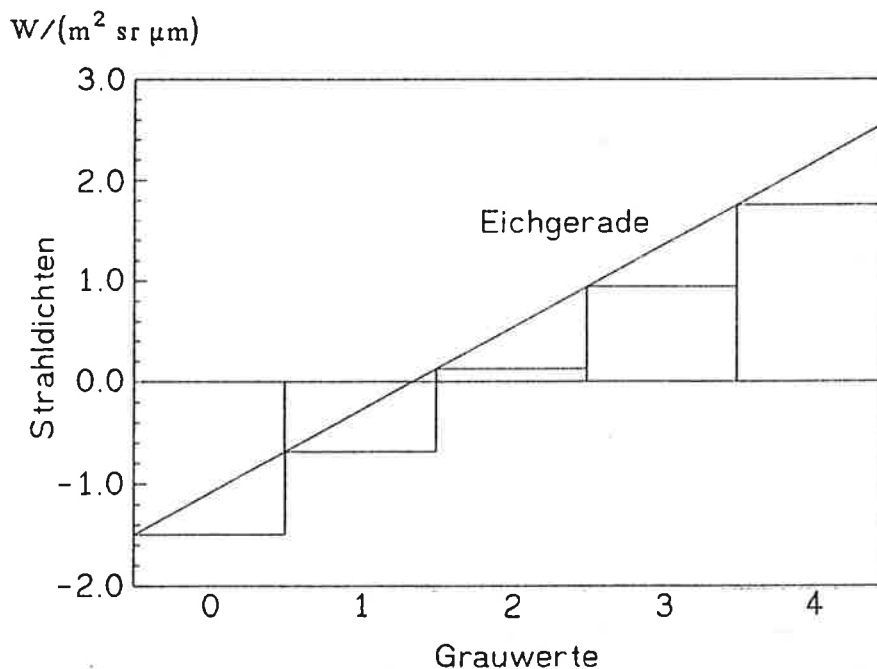


Abb. 4.3: Grauwerte und laut Eichformel (14) darin enthaltenen Strahldichten für den Kanal 4 (ESA-Eichung)

4.2.3.2 Korrektur der Steigungen nach *Epema*

Wie schon im Abschnitt über die Neueichung durch *Brockmann* erwähnt, sind auch die Kanäle 1, 2 und 3 nicht gut geeicht. *Epema* (1990) hat für ESA - Szenen untersucht, inwieweit im Laufe der Zeit die Empfindlichkeit der Sensoren nachgelassen hat und die Steigung der Eichgeraden diesbezüglich korrigiert werden muß. Dabei stützt er sich auf Untersuchungen von *Barker und Wanchoo* (1988), die eine solche Neubestimmung der Steigung für NASA-Szenen berechnet haben. *Epema* hat für jeden Kanal einen Faktor angegeben, mit dem der Steigungswert multipliziert werden muß, um den Sensitivitätsverlust auszugleichen. Dieser Faktor ist abhängig von der Zeit, die seit dem Start des Satelliten vergangen ist und gültig für alle Szenen, die mehr als 1000 Tage nach dem Start aufgenommen wurden. Die Untersuchungen von *Barker und Wanchoo* haben gezeigt, daß von diesem Zeitpunkt bis zu ihrer Untersuchung die Empfindlichkeit der Sensoren fast keine Änderung mehr zeigte. Die zur verbesserten Eichung notwendigen Faktoren sind in Tabelle 4.3 aufgelistet. Da sie nur für ESA-Szenen gültig ist, wird aus Gleichung (14) die neue Eichformel:

$$L = a_0 + \frac{a_1 * DN * fac}{bandw} \quad (15)$$

Dabei ist L die Strahldichte in $W/(m^2 sr \mu m)$, a_0 der *offset* in $W/(m^2 sr \mu m)$, a_1 die Steigung in $W/(m^2 sr DN)$, fac der von *Epema* (1990) angegebene Faktor und $bandw$ die Bandweite (Halbwertsbreite) eines Kanals in μm . Halbwertsbreite bedeutet, daß die Empfindlichkeitskurve eines Kanals im Wellenlängenverlauf rechts und links des Maximalwertes da abgeschnitten wird, wo die Empfindlichkeit auf 50% des Maximalwertes abgesunken ist.

Kanal	DN _{neg}	offset	Steigung	Faktor	Halbwertsbreite
1	n. a.	-1.009408	0.04197408	1.19	0.066
2	n. a.	-1.9185671	0.1034512	1.16	0.082
3	n. a.	-1.6819955	0.06499743	1.20	0.067
4	0 - 1	1.5162 (neu)	0.1170516	1.07	0.128
5	0 - 3	0.0240 (neu)	0.02726504	1.0085	0.217
7	0 - 2	0.0039 (neu)	0.01692211	1.0249	0.252

Tab. 4.3: Neue *offsets* (diese Arbeit) und Faktoren (*Epema*) für die Steigung der Eichgeraden (Gleichung 15).

DN_{neg} gibt Grauwerte an, für die mit der NASA- und ESA-Eichung negative Strahldichten berechnet werden, n.a. bedeutet 'nicht aufgetreten'

Die Eichung der NASA-Szene erfolgt mit der Gleichung (13) und den von der NASA vor dem Start gewonnenen Eichwerten. Nur die *offsets* der Kanäle 4, 5 und 7 wurden verändert und entsprechen den Werten, die in Tabelle 4.3 angegeben sind.

Auch bei dieser Eichung bereitet die Interpretation der von Landsat 5 TM gemessenen Daten noch Schwierigkeiten, wie im folgenden noch zu sehen sein wird. Doch bis zur Fertigstellung der Neueichung durch *Brockmann*, die zumindest innerhalb einer Szene eine ausreichend hohe Genauigkeit gewährleistet, ist dies der bestmögliche Ansatz.

4.3 Eichung und Eichkorrektur für den thermischen Kanal

Auch für den Kanal 6 des Landsat 5 Thematic Mapper war eine interne Eichmöglichkeit vorgesehen. Wie im Landsat 4 sollten zwei Schwarzkörper mit einer Temperatur von 260 K bzw. 320 K als Vergleichsbasis für die untere (0 DN) und obere (255 DN) Meßgrenze dienen. Leider ist aber die wirkliche Temperatur dieser Schwarzkörper auf Landsat 5 nicht bekannt (*Malaret*, 1985). Durch Vergleichsmessungen des Kanal 6 auf Landsat 4 und Landsat 5 wurde auf die von Landsat 5 im thermischen Infrarot gemessene minimale ($L_{\min}$, also bei 0 DN) und maximale ($L_{\max}$, also bei 255 DN) Strahldichte zurückgeschlossen. *Malaret* (1985) gibt den Wert $1.2378 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ für $L_{\min}$ und $15.59956 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ für $L_{\max}$ an. Mit Hilfe dieser Strahldichten kann man mit Formel (16) (*Singh*, 1988) die DNs des thermischen Kanals in Strahldichten umwandeln:

$$L = \frac{(L_{\max} - L_{\min}) * DN}{255} + L_{\min} \quad (16)$$

Die NASA gibt auf ihren Bändern Werte für den *offset* und die Steigung der Eichgeraden an, mit deren Hilfe man die DNs in Strahldichten umwandeln kann. Dabei lautet der *offset* $a_0 = 1.2378 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ und die Steigung der Eichgeraden $a_1 = 0.0563 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m DN})$. Diese Werte werden in Formel (13) eingesetzt.

Um nun die Strahldichten in Temperaturen umzuwandeln wird das Planck'sche Strahlungsgesetz angewandt. Das geschieht nach *Schott und Volchok* (1985) mit der folgenden Formel:

$$T = \frac{K_2}{\ln \left(\frac{K_1}{L} + 1 \right)} \quad (17)$$

Dabei ist $K_2 = 1260.56 \text{ K}$ und $K_1 = 607.76 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ (*NASA*, 1984).

Bartolucci (1973) entwickelte nach Abschätzung der wahren Temperaturen der Schwarzkörper im Landsat 5 drei Gleichungen zur direkten Umrechnung der DN-Werte in Temperaturen:

$$\text{a) } T(K) = 219.972 + 0.526 * DN \quad (\text{linear}) \quad (18a)$$

$$\text{b) } T(K) = 209.831 + 0.834 DN - 0.00133 DN^2 \quad (\text{quadratisch}) \quad (18b)$$

$$\text{c) } T(K) = 206.127 + 1.0545 * DN - 0.00371 * DN^2 + 6.606 * 10^{-6} * DN^3 \quad (18c) \\ (\text{kubisch})$$

Davon gibt die kubische Form der Umrechnung (Formel 18c) die beste Übereinstimmung mit Bodenmessungen (*Malaret (1985)*).

Die Untersuchung von *Brockmann (1991)* hat wie oben geschildert ergeben, daß die Strahldichten des thermischen Kanals des Thematic Mapper, die man mit den auf den Magnetbändern angegebenen Eichkoeffizienten errechnet, kaum Unterschiede zu den gut geeichten Messungen des AVHRR zeigen. Da es in der hiesigen Arbeit bei der Nutzung des Kanals 6 des Thematic Mapper in erster Linie um einen qualitativen Vergleich der Seen im Untersuchungsgebiet geht, scheint diese konventionelle Eichung ausreichend zu sein. Deshalb wurde hier die Umrechnung der Grauwerte in Temperaturen mit Hilfe der Formeln (16) und (17) bevorzugt.

5. DIE ATMOSPHÄRENKORREKTUR

5.1 METEOROLOGISCHE GEGEBENHEITEN ZU DEN AUFNAHME TERMINEN

Zu den fünf hier bearbeiteten Szenen vom 5. Mai 1986, 21. Mai 1986, 11. Juli 1987, 9. August 1986 und dem 12. Oktober 1986 wurden vom Deutschen Wetterdienst in Offenbach freundlicherweise die meteorologischen Aufzeichnungen der in den Szenen vorkommenden Synop-Stationen zur Verfügung gestellt. Sie sind als Karten für die einzelnen Aufnahmetermine und die einzelnen Meßgrößen im Anhang zu sehen.

Die in den Karten angegebenen Windgeschwindigkeiten sind in kn angegeben, die man durch multiplizieren mit 0.515 in die Einheit m/s umrechnen kann. Die Windgeschwindigkeiten sind alle sehr gering (0 - 2 m/s). Nur an den Bergstationen Rudolphshütte (2304 m ü. NN) und Sonnblick (3104 m ü. NN) treten manchmal höhere Windgeschwindigkeiten bis zu 7 m/s auf. Bei den ansonsten geringen Windgeschwindigkeiten entstehen auf den Seen keine Schaumkronen, die die Reflexion des Sonnenlichtes in Nadirrichtung erhöhen könnten (s. Kap. 2.2.2).

Außer in der Oktoberszene (hier herrscht verbreitet Nebel) liegen in allen Szenen die Sichtweiten zwischen 20 km und 80 km. Diese hohen Sichtweiten in der Horizontalen sprechen für geringe optische Dicken des Aerosols in diesen Szenen. Die klarsten Szenen sind die vom 5. Mai und 9. August '86. Die Sichtweitewerte von etwa 30 km entsprechen optischen Dicken des Aerosols bei 0.55 μm von etwa 0.2 in der Vertikalen.

5.2 BEKANNTE VERFAHREN ZUR KORREKTUR DES ATMOSPHÄRENEINFLUSSES

Das vom Satelliten beobachtete Bild der Erde wird immer durch die durchstrahlte Atmosphäre beeinflusst. Das bietet einerseits die Möglichkeit Informationen über die Atmosphäre zu gewinnen (Cone1, 1990; Kaufman, 1987; O'Neill, 1987), maskiert aber andererseits das Bild der Erdoberfläche und erschwert die Interpretation der Satellitendaten. Daher wurden schon viele Ansätze entwickelt, um den Einfluß der Atmosphäre zu berechnen und zu korrigieren. Dabei gibt es unterschiedliche Vorgehensweisen.

Zum einen besteht die Möglichkeit, einen für das untersuchte Gebiet typischen, klimatologischen Wert der optischen Dicke des Aerosols anzunehmen. Dieser wird dann in ein Strahlungstransportprogramm (z. B. das von der United State Air Force entwickelte LOWTRAN (Low Resolution Atmospheric Transmission)) eingesetzt und der Atmosphäreneinfluß auf das vom Satelliten gemessene Signal berechnet (*Richter*, 1990).

Für Atmosphärenkorrekturen über Landoberflächen wurde von Kaufman (1988) ein anderes Verfahren entwickelt, das im sichtbaren Spektralbereich die hohe Absorption von dunkler Vegetation zur Abschätzung des Atmosphäreneinflusses benutzt. Die Absorptionseigenschaften des Chlorophylls im Blauen und Roten führen zu sehr geringer Reflexion des Sonnenlichtes durch die Vegetation in diesen Spektralbereichen (Reflexion z. B. für Laubwald in Nadirrichtung bei einem Sonnenzenitwinkel von 40° : bei $0.4-0.5\mu\text{m}$: 0.010; bei $0.5-0.6\mu\text{m}$: 0.022; bei $0.6-0.7\mu\text{m}$: 0.012 (*Kaufman*, 1988)). Das vom Satelliten gemessene Signal beinhaltet so überwiegend die Information der Atmosphäre, wobei der Anteil aufgrund der Rayleighstreuung berechnet und das Restsignal dem Einfluß des Aerosols zugeordnet wird.

Die Hauptunsicherheit in dieser Abschätzung des Atmosphäreneinflusses liegt in der nicht wirklich bekannten Reflexion des Untergrundes, die z. B. im Falle des Laubwaldes durch kleine Lichtungen, durchscheinenden Boden, Mischwald und ähnliches modifiziert sein kann. Eine genaue Kenntnis des zur Atmosphärenkorrektur herangezogenen Gebietes erhöht die Genauigkeit des Verfahrens.

Die Extrapolation des Atmosphäreneinflusses über Kontinenten auf stärker reflektierende Oberflächen und auf andere Wellenlängenbereiche ist schwieriger als über Wasser. Da das Aerosol nicht nur streuende sondern auch absorbierende Eigenschaften hat, kann es über hellen Oberflächen zu einer Unterschätzung des von der Erdoberfläche ausgehenden Signals am Satelliten kommen. Wie sich unterschiedliche Aerosolteilchen in den Kanälen des TM bei unterschiedlichem Reflexionsvermögen der Erdoberfläche verhalten, wurde ausführlich von Krüger (1989) untersucht.

Gordon (1978) entwickelte ein Konzept, das die Reflexions- und Absorptionseigenschaften von klarem Wasser im nahen Infrarot nutzt, um eine Abschätzung der optischen Dicke der Atmosphäre zu bekommen. Da der Unterlichtanteil bei klarem Wasser im nahen Infrarot vernachlässigbar klein ist, muß das vom Satelliten gemessene Signal hauptsächlich durch die Atmosphäre verursacht sein.

Die optische Dicke der reinen Rayleighatmosphäre bei Kenntnis von Druck und Temperatur, sowie die Reflexion der sauberen, schaumfreien Wasseroberfläche sind

bekannt. Die daraus berechneten entsprechenden Strahldichten werden vom Satellitensignal abgezogen, und die restliche Strahldichte sollte dann durch die atmosphärischen Aerosole verursacht sein. Dadurch kann man die optische Dicke des Aerosols im betrachteten Spektralbereich berechnen. Dann gibt man einen für das Untersuchungsgebiet typischen Aerosoltyp und den dazugehörigen Wellenlängenexponenten α (s. Formel 8) des Aerosols vor. Zusammen mit der bekannten Wellenlängenabhängigkeit der molekularen Streuung kann man den Einfluß der Atmosphäre auf andere Kanäle des Meßgerätes extrapolieren. Dies wurde für den CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) gemacht (Gordon, 1981 und 1989; Kaufman, 1988 a).

Eine Verbesserung dieser Methode ist möglich, wenn das Radiometer (wie z. B. der TM) in mehreren Kanälen im nahen und mittleren Infrarot mißt. Dann kann man durch die Verhältnisse der Kanäle zueinander eine grobe Bestimmung des Aerosoltyps vornehmen und damit auch den Wellenlängenexponenten α bestimmen (Brockmann, 1991 a). Tabelle 5.1 zeigt die Verhältnisse der Streukoeffizienten für die Kanäle 4, 5 und 7 für kontinentales, städtisches und maritimes Aerosol. Diese Werte sind dann direkt vergleichbar zu den Verhältnissen der aus den Satellitenmessungen für diese Kanäle berechneten Reflektivitäten (s. Formel (1)), falls der Satellit über klarem Wasser mißt.

Kanalverhältnis Aerosoltyp	4/5	4/7	5/7
kontinental	2.72	4.34	1.60
städtisch	3.64	7.59	2.08
maritim	1.17	1.32	1.13

Tab. 5.1: Verhältnis der Streukoeffizienten von kontinentalem, städtischem und maritimem Aerosol für die zentralen Wellenlängen der TM-Kanäle 4, 5 und 7. nach: Brockmann, 1991 a

Dies Verfahren wurde von Brockmann (1988) und Krüger (1989) über Ozeangebieten erfolgreich angewendet. Es führt über kontinentalen Wasseroberflächen wie Seen aber zu Schwierigkeiten, wie im weiteren noch zu sehen sein wird.

Die ursprüngliche Intention dieser Arbeit war es, eine höhenabhängige Atmosphärenkorrektur durchzuführen. Dabei sollte das zuletzt beschriebene Verfahren, das die bekannten Reflexionseigenschaften von Wasser im nahen und mittleren Infrarot

nutzt, angewendet werden. Durch die Untersuchung von Seen in unterschiedlichen Höhen und Gebieten, sollten Information über die Atmosphäre in der jeweiligen Höhe und geographischen Lage des Sees gewonnen werden.

Die Überlegung für die Höhenkorrektur war, daß ein in geringer Höhe liegender See durch die relativ dicke überlagernde Atmosphärenschicht ein höheres Signal zeigen sollte als ein höher gelegener See, über dem die Atmosphäre dünner ist. Probleme mit dieser Methode wären nur zu erwarten, wenn über einem hochgelegenen See z. B. durch lokale Zirkulationsbedingungen die optische Dicke des Aerosols wesentlich höher ist als über tiefer gelegenen Seen. Dann ist trotz der geringeren Mächtigkeit der Atmosphäre ein stärkeres Signal am Satelliten meßbar.

5.3 STRAHLDICHTEN DER UNTERSUCHTEN SEEN IN UNTERSCHIEDLICHEN JAHRESZEITEN

Einen Überblick über die Seen in den hier untersuchten Szenen gibt Abbildung 5.1. Man kann die Lage, die Größe und die Form der Seen erkennen. In den Klammern hinter den Seennamen ist die Höhe der Seen über NN angegeben. Zur Orientierung wurden in diese Karte auch die größeren Orte eingezeichnet.

Die Berechnung der über den einzelnen Seen registrierten Strahldichten geschah in folgenden Schritten: Im Kanal 4 ermöglicht der Unterschied zwischen Wasser und Umgebung eine genaue Erkennung des Seeufers. So wurde zunächst in der Szene vom 21.05.86 jeder See mit Hilfe einer Bildverarbeitungsanlage "ausgeschnitten", der groß genug war, um ihn bei der Auflösung des Satelliten von 30 m * 30 m einwandfrei zu erkennen (nur diese sind auch in Abbildung 5.1 aufgezeichnet). Dann wurde der Rest des Bildes mit einer Maske belegt. Diese Maske wurde auf die Bilder der anderen Kanäle kopiert und auch dort die Seen "ausgeschnitten". Ebenso wurde auch bei den anderen Szenen verfahren.

Wie oben beschrieben sind für die Atmosphärenkorrektur vor allem die Kanäle im mittleren Infrarot, also Kanal 5 und 7, die Informationsträger. Um das radiometrische Rauschen in diesen Kanälen zu unterdrücken, wird über die Seepixel gemittelt. Dabei muß darauf geachtet werden, daß Pixel, auf denen sich z. B. gerade ein Boot befindet oder bei denen ein Detektor vorübergehend ausfiel, bei dieser Mittelung nicht berücksichtigt werden. Daher wurden alle Grauwerte, deren Häufigkeiten in einem See weniger als 2% betrugen bei der Mittelung ausgenommen. Über die restlichen Grauwerte eines Sees wurde dann in jedem Kanal gemittelt und mit der Umrechnungsformel (15) für jeden See die mittlere Strahldichte und ihre Standardabweichung berechnet.

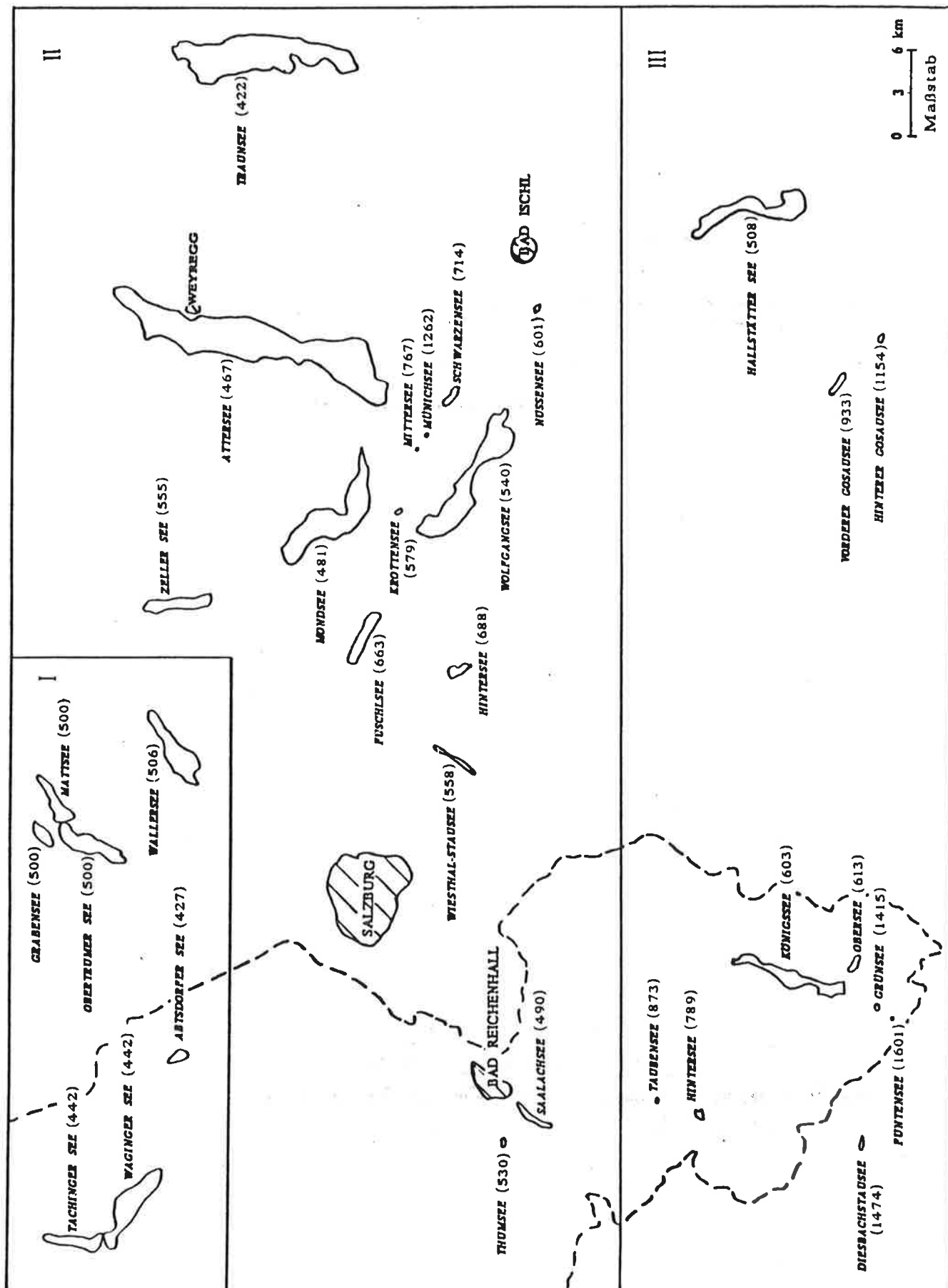


Abb. 5.1: Geographische Lage der Seen und ihre Höhe über NN in m

Die so bestimmten mittleren Strahldichten der Seen in den TM-Kanälen streuten sehr stark. Um Seebodenreflexion oder den Einfluß von Flachwasserreflexion auszuschließen, wurden dann die hier untersuchten mittleren Strahldichten nur aus den Pixeln der Seemitte berechnet.

5.3.1 Die Szene vom 05.05.86

Die Werte sind für den 05.05.86 in Abbildung 5.2a zu sehen. In dieser Abbildung sind die Strahldichten der Seen in Form von Punkten als Funktion der Höhe des Sees über dem Meeresspiegel aufgetragen, wobei die Balken die Standardabweichung des gemessenen Signals angeben.

Da das Licht in den Kanälen 1 bis 4 in das Wasser eindringt (s. Kap. 2.2.1 "Eindringtiefe"), ist ein Teil der in diesen Kanälen über den Seen gemessenen Strahlung durch Rückstreuung aus dem Wasser bedingt. Die Varianz der Seesignale in diesen Kanälen kann zum Teil also durch die chemische Zusammensetzung des Wassers und der darin enthaltenen Substanzen und Organismen erklärt werden.

In diesen Diagrammen machen die Seen im Sichtbaren (Kanäle 1 bis 3) einen homogenen Eindruck, was darauf zurückzuführen ist, daß ein Großteil des gemessenen Signals allein durch Rayleigh-Streuung zustande kommt (Größenordnung etwa $30 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ für Kanal 1, etwa $18 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ für Kanal 2 und etwa $9 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ für Kanal 3).

Eine Abnahme der gemessenen Signale mit der Höhe ist in dieser Szene nicht festzustellen. Im mittleren Infrarot (Kanäle 5 und 7) nimmt das Signal sogar eher mit der Höhe zu. Dabei werden sogar über Seen, die in gleicher Höhe direkt nebeneinander liegen, z. T. sehr unterschiedliche Strahldichten gemessen (z. B. Waginger See und Tachinger See). Die Standardabweichungen innerhalb eines Sees sind so gering, daß die Unterschiede zwischen den Seen als signifikant anzusehen sind.

Die höchsten Seen, der Funtensee (1601 m) und der Grünsee (1474 m) sind zu dieser Zeit noch zugefroren. Sie sind kaum von ihrer Umgebung zu unterscheiden und in den hier aufgeführten Diagrammen für den 05.05.86 nicht abgebildet. Der Diesbachstausee (1415 m) scheint teilweise noch vereist zu sein, was zu den hohen Standardabweichungen in den sichtbaren Kanälen sowie zu den sehr hohen gemessenen Strahldichten führt. Der Münchensee dagegen hat zwar auch hohe Signale im Sichtbaren und im nahen Infrarot, doch nur eine sehr geringe Standardabweichung.

Der Saalachsee (490 m) zeigt ebenfalls eine solche Erhöhung des Signals in diesen Wellenlängenbereichen. Da er in allen Szenen durch sehr hohe Strahldichten im Sichtbaren und im nahen Infrarot auffällt, wird er im Kapitel 6.3.1 und im Kapitel 8 ausführlicher betrachtet.

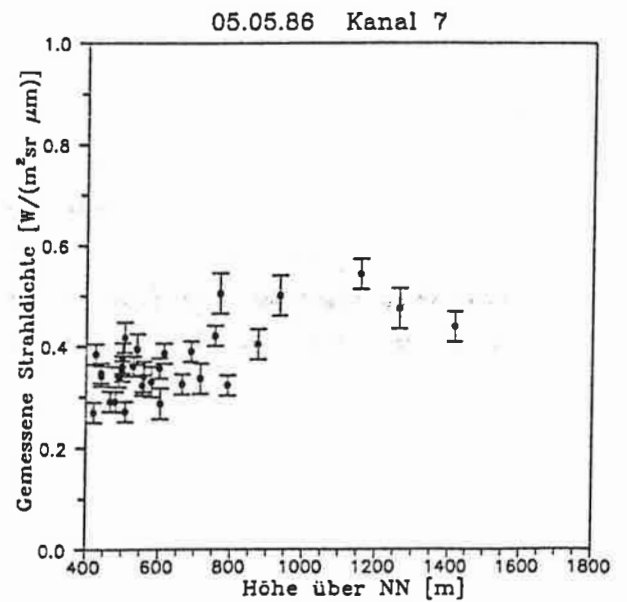
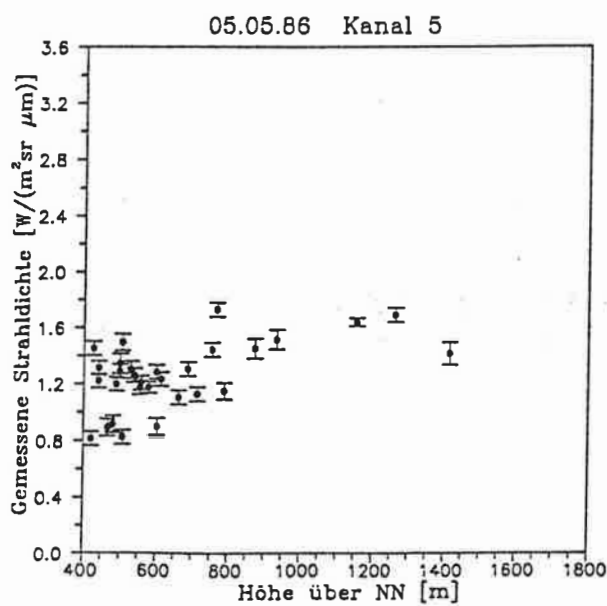
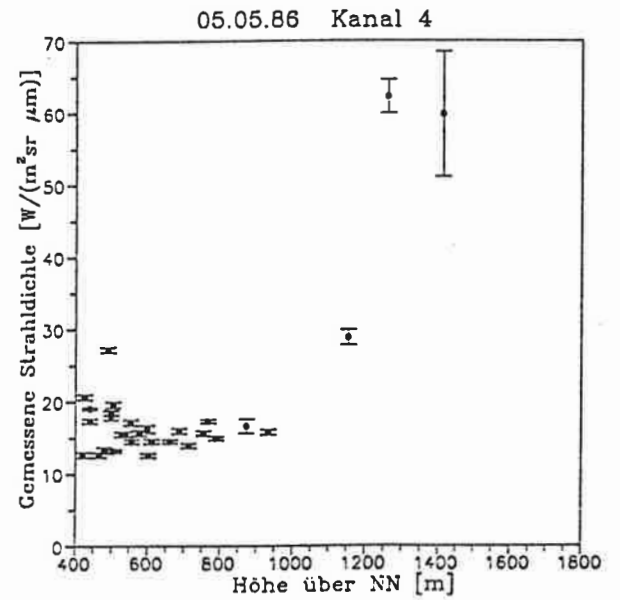
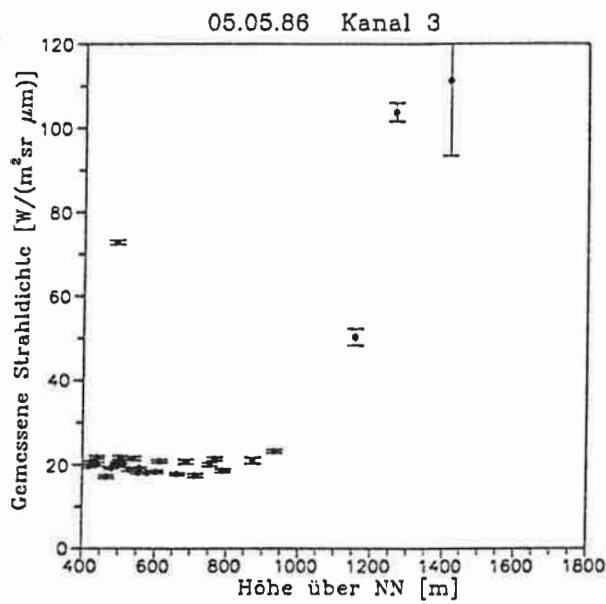
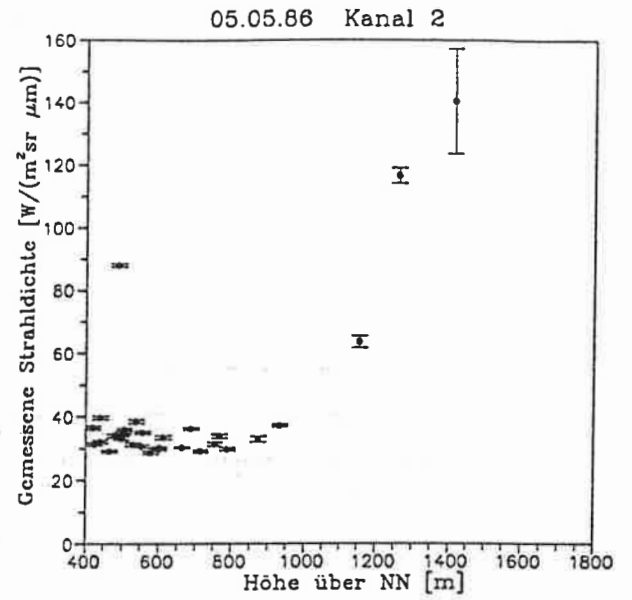
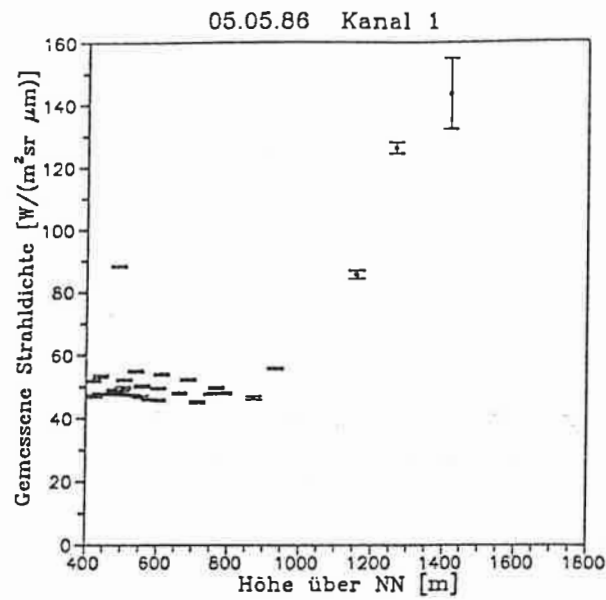


Abb. 5.2a: Gemessene mittlere Strahllichte der Seen und ihre Standardabweichung als Funktion der Höhe für den 05.05.86

5.3.2 Die Szene vom 21.05.86

Betrachtet man die Strahldichten der Seen zwei Wochen später, also am 21.05.86, so kann man schon interessante Unterschiede und Ähnlichkeiten der gemessenen Strahldichten über den Seen feststellen (s. Abb. 5.2 b). Insgesamt ist die Variabilität der aufgetretenen Strahldichten innerhalb eines Kanals sehr viel höher als noch zwei Wochen vorher, obwohl die Extremwerte des Diesbachstausees und des Münchsees verschwunden sind.

Das fällt vor allem in den Kanälen im mittleren Infrarot auf, wo man keine Tendenz zur Zunahme oder Abnahme des gemessenen Signals mit der Höhe mehr feststellen kann. An diesen Kanälen sieht man, daß Seen in geringer Höhe über dem Meeresspiegel mit dicker überlagernder Atmosphärenschicht nicht unbedingt höhere Signale haben müssen als höher gelegene Seen. Tatsächlich hat der zweithöchste See, der Grünsee (1474 m) im Nationalpark Berchtesgaden Mitte Mai 1986 das höchste Signal. Es läßt sich auch für diesen Aufnahmetermi n kein direkter Zusammenhang zwischen der Höhe über NN und der Stärke des vom Satelliten gemessenen Signals feststellen.

Betrachtet man nun die Seesignale in den Kanälen im Sichtbaren, wo die Abnahme der Rayleighstreuung mit der Höhe eine Abnahme der gemessenen Strahldichte mit der Höhe noch wahrscheinlicher macht, so stellt man fest, daß hier allenfalls eine leicht abnehmende Tendenz für die Seen unterhalb 1200 m zu finden ist. Man kann zudem beim Vergleich der Lage eines Sees relativ zu den anderen innerhalb eines Diagramms feststellen, daß sich diese Lage von Kanal zu Kanal ändern kann.

Die höchste Strahldichte wird in allen Kanälen im Sichtbaren über dem Saalachsee (490 m) gemessen. Auch im nahen Infrarot (Kanal 4) hat dieser See noch das höchste Signal, wogegen er im mittleren Infrarot keine auffällige Abweichung zu den anderen Seen mehr zeigt.

5.3.3 Die Szene vom 11.07.87

Im Vergleich zu beiden Maiszenen erscheint das Bild der Juliszene des darauffolgenden Jahres viel homogener (s. Abb. 5.2 c). In den Kanälen im Sichtbaren findet sich im Mittel eine leichte Abnahme der gemessenen Strahldichten mit der Höhe.

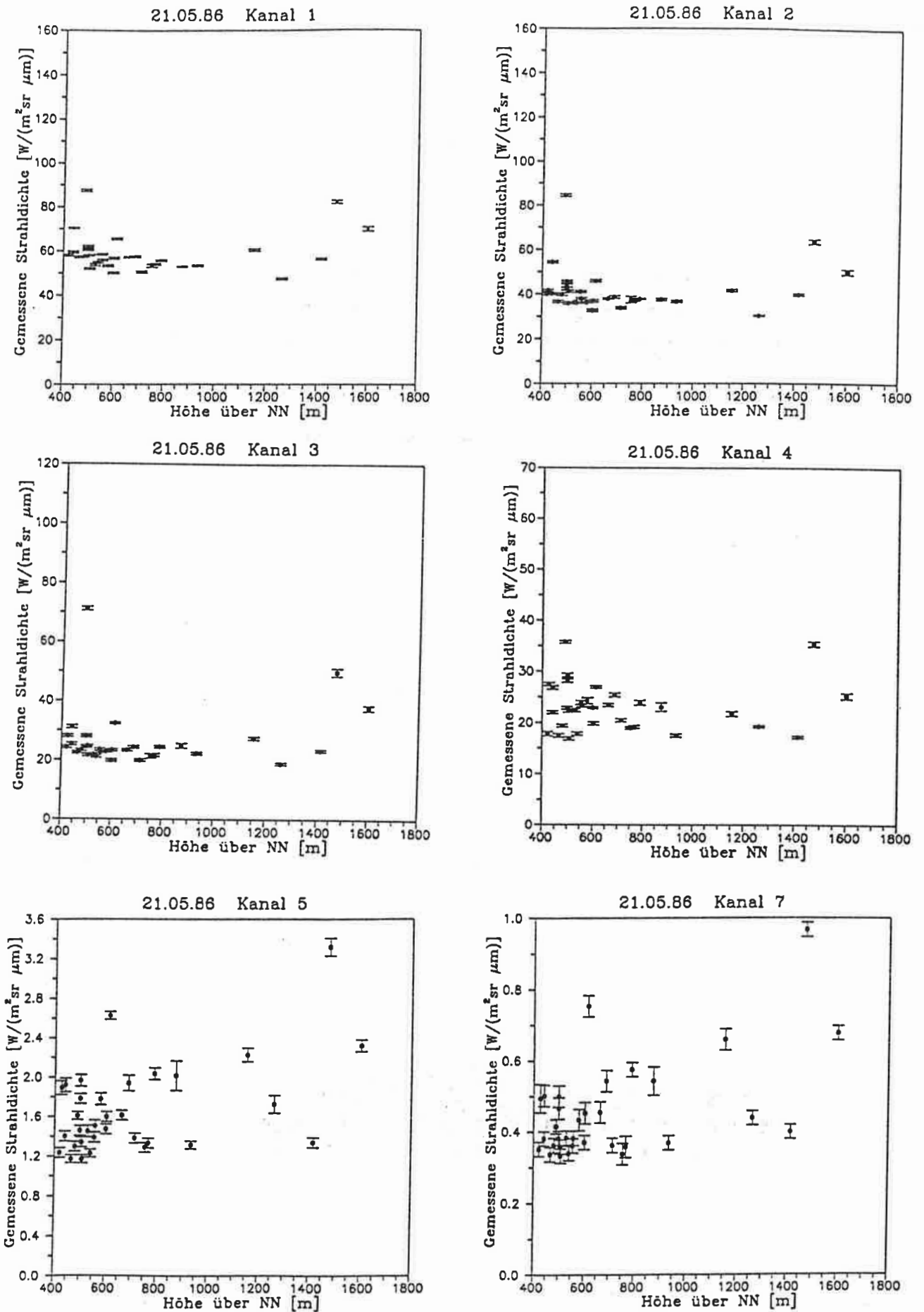


Abb. 5.2b: Gemessene mittlere Strahldichten der Seen und ihre Standardabweichung als Funktion der Höhe für den 21.05.86

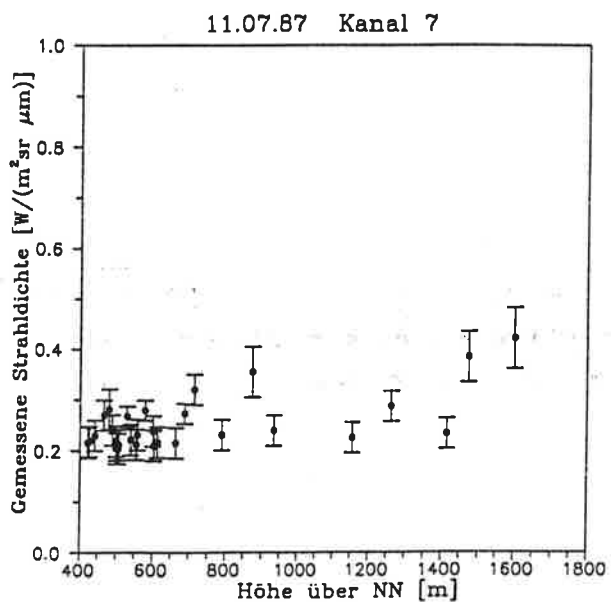
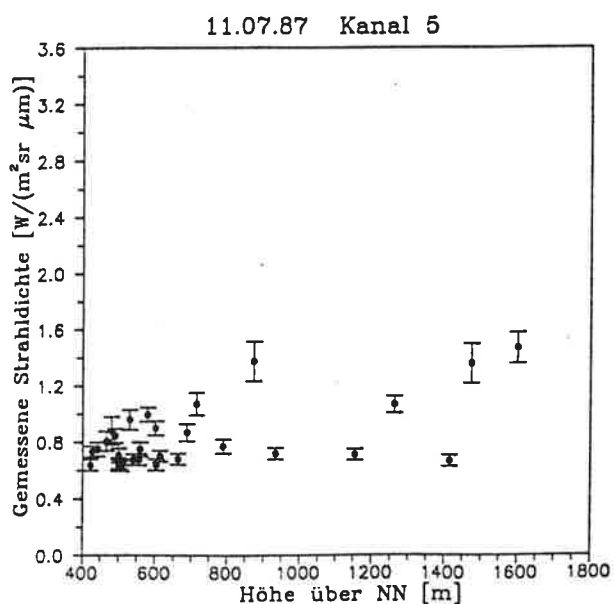
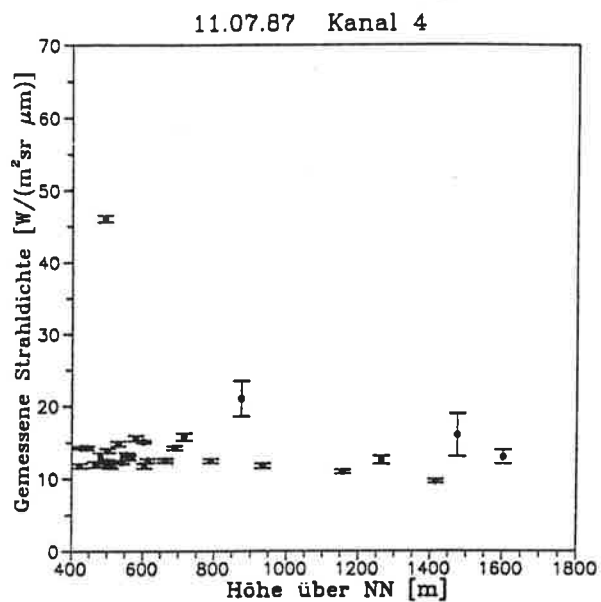
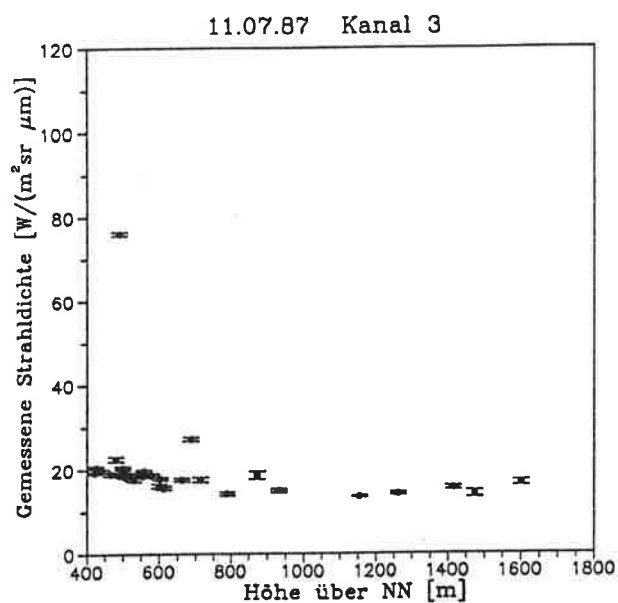
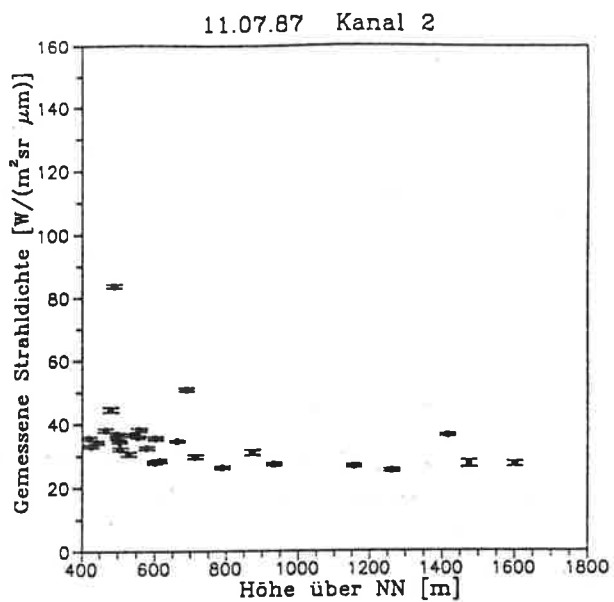
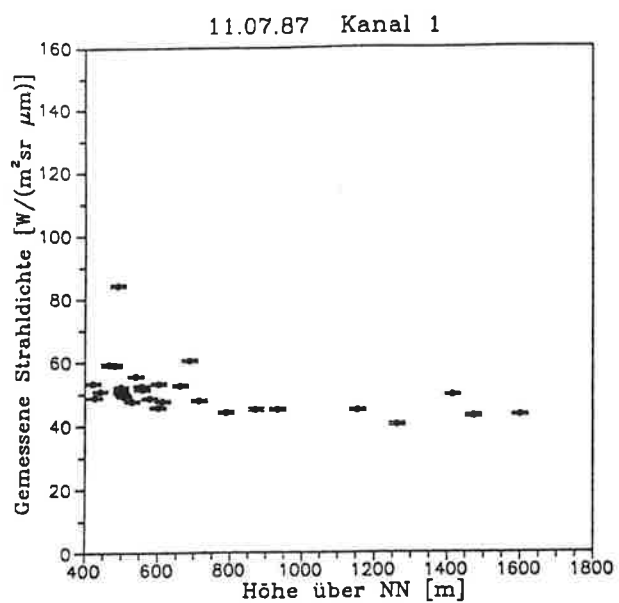


Abb. 5.2c: Gemessene mittlere Strahlendichten der Seen und ihre Standardabweichung als Funktion der Höhe für den 11.07.87

Wie schon Anfang Mai nimmt das gemessene Signal im mittleren Infrarot mit der Höhe etwas zu. Die Unterschiede der Seesignale in den Kanälen im mittleren Infrarot läßt eine Interpretation dieser Signale als Atmosphärensignal nicht zu. Wie später noch zu sehen sein wird (Kap. 6.2.2) besteht allein schon zwischen dem nördlichen und dem südlichen Attersee ein großer Unterschied zwischen den über beiden Teilen gemessenen Strahldichten im nahen und mittleren Infrarot.

Auffällig ist wieder der Saalachsee mit seinen extrem hohen Signalen im Sichtbaren und besonders im nahen Infrarot.

5.3.4 Die Szene vom 09.08.86

Da die Unterschiede zwischen den einzelnen Seesignalen in den sichtbaren Kanälen durch die dem Signal überlagerte Rayleigh-Streuung sehr gedämpft werden, erstaunt es um so mehr, daß die über den Seen in der Augustszenen (s. Abb. 5.2 d) gemessenen Strahldichten so unterschiedlich sind.

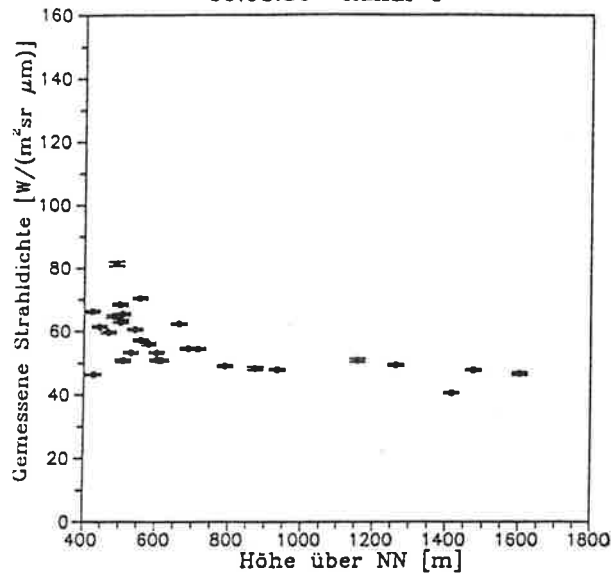
Statt dessen zeigen die Seesignale im mittleren Infrarot nur wenig Unterschiede. Die über den Seen im Kanal 7 gemessenen Strahldichten sind im Verhältnis zu den anderen Szenen sehr niedrig. Für diese Szene ist wieder eher eine Zunahme des in diesem Kanal gemessenen Signals mit der Höhe zu beobachten.

5.3.5 Die Szene vom 12.10.86

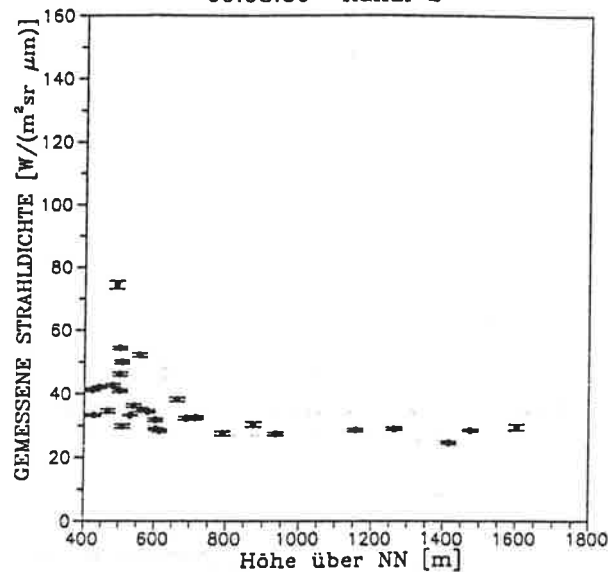
Die Interpretation dieser Szene ist wegen des vorherrschenden Nebels über den meisten Seen sehr schwierig. Interessant ist, daß einige Seen im nahen und mittleren Infrarot einwandfrei zu erkennen sind, d. h. der Nebel durchdrungen wird. Über anderen sieht man die Nebelfelder aber noch, vor allem über den Seen im Nationalpark Berchtesgaden. Offensichtlich ist der Nebel hier dicker.

Im Sichtbaren werden jedoch alle Seen durch den Nebel verdeckt. Dabei unterscheiden sich die über den Seen gemessenen Signale (Abb. 5.2 e) von den anderen Szenen nicht oder nur wenig. Allerdings ist die Abnahme der Signale mit der Höhe in den sichtbaren Kanälen stärker ausgeprägt als in den anderen Szenen. Dieses Verhalten der Signale läßt aber vermuten, daß die spektralen Eigenschaften der Seen so verschieden sind, daß die unterschiedlich reflektierten Strahldichten den Nebel durchdringen, und so das Gesamtsignal mit beeinflussen können (s. auch Kap. 6 und 7.2).

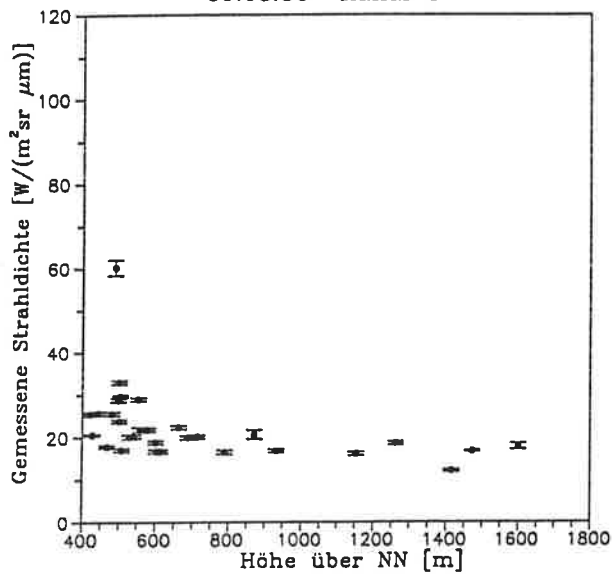
09.08.86 Kanal 1



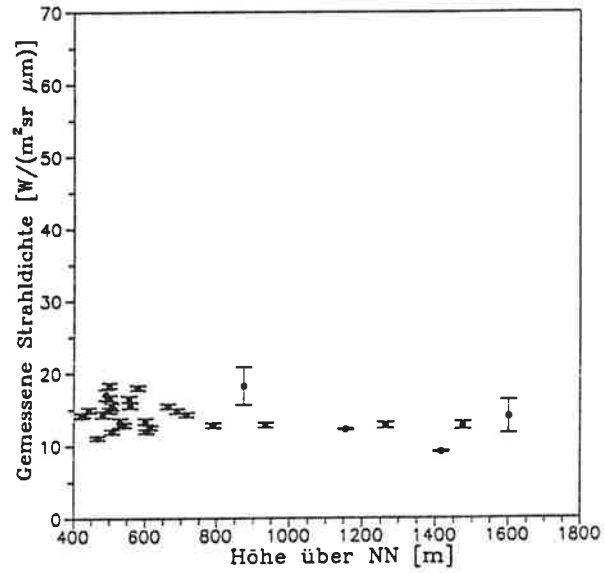
09.08.86 Kanal 2



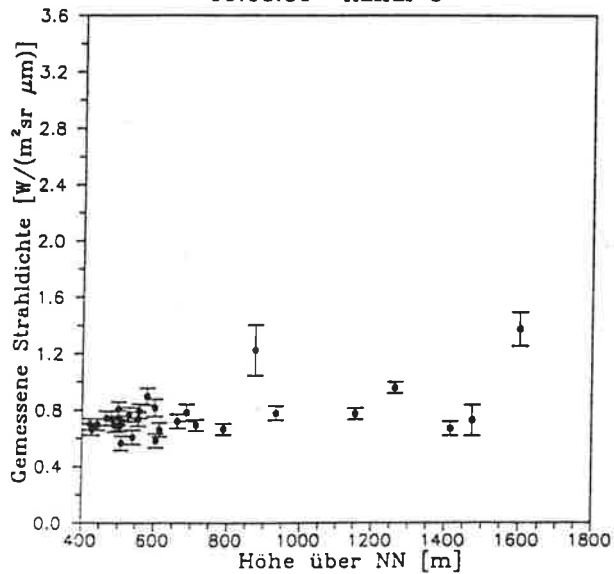
09.08.86 Kanal 3



09.08.86 Kanal 4



09.08.86 Kanal 5



09.08.86 Kanal 7

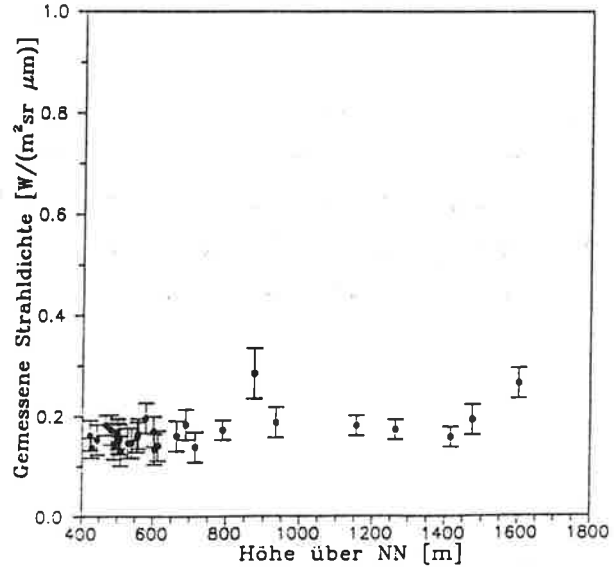


Abb. 5.2d: Gemessene mittlere Strahldichten der Seen und ihre Standardabweichung als Funktion der Höhe für den 09.08.86

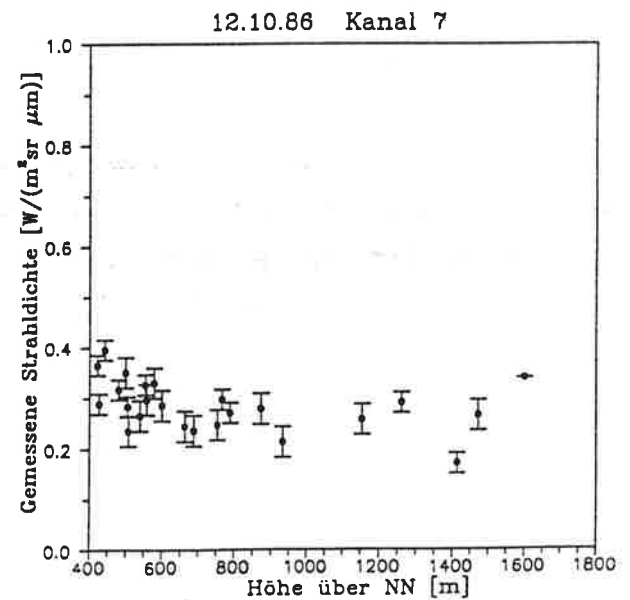
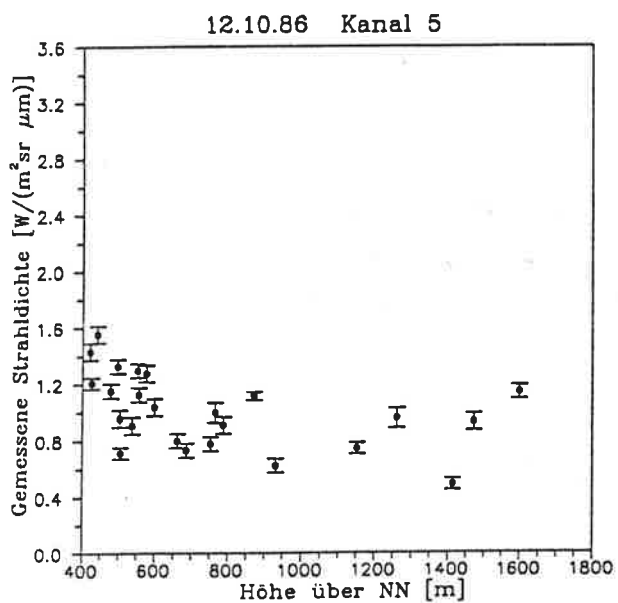
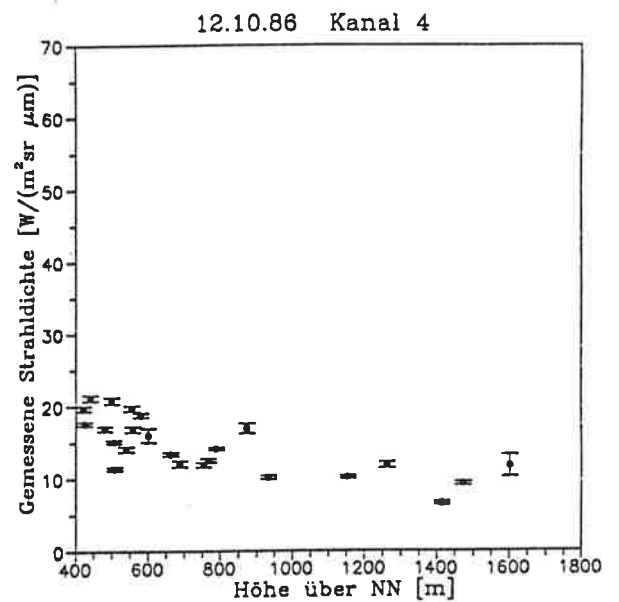
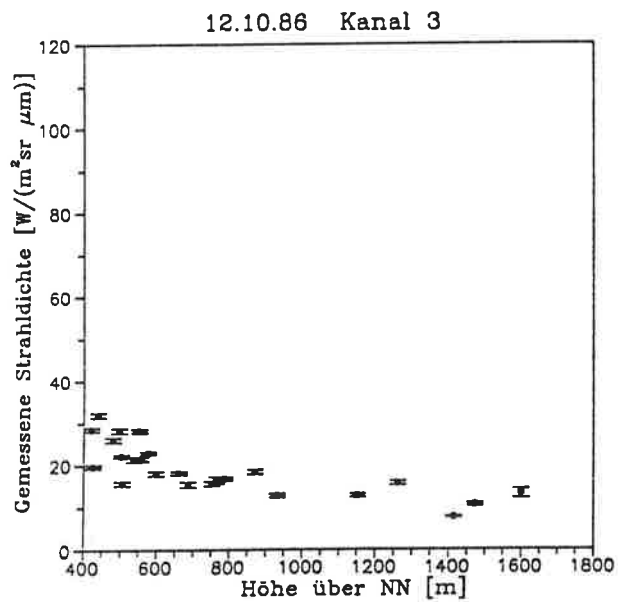
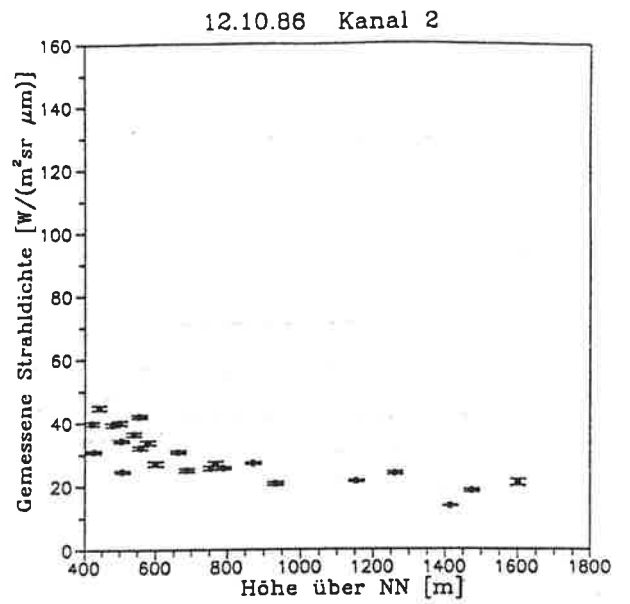
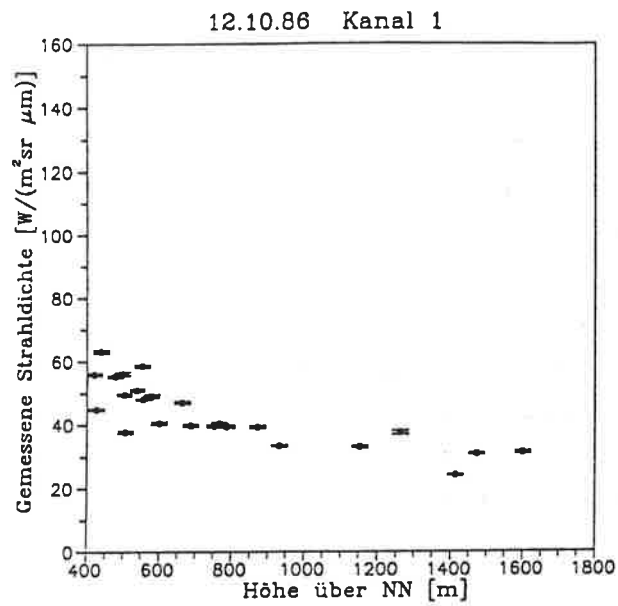


Abb. 5.2c: Gemessene mittlere Strahldichten der Seen und ihre Standardabweichung als Funktion der Höhe für den 12.10.86

5.4 ATMOSPHÄRENKORREKTUR FÜR DIE SEEN

Die hohe Varianz der in sich homogenen Seesignale deutet darauf hin, daß es neben der Atmosphäre noch andere Faktoren gibt, die das vom Satelliten gemessene Signal über den Seen mit beeinflussen. Vor allem in der Szene vom 21.05.86 weicht die beobachtete Strahldichteänderung mit der Höhe so stark vom zu erwartenden Atmosphärensignal ab, daß eine Abschätzung des Aerosolgehaltes direkt aus den Satellitenmessungen über Seen nicht möglich ist.

Daher wird für den weiteren Verlauf dieser Arbeit nur der leicht zu berechnende Einfluß durch die Moleküstreuung der Luft berücksichtigt. In das von *Fischer* (1983) entwickelte Strahlungstransportmodell wurde die in Kapitel 2.4 schon angesprochene Unterteilung der Atmosphäre in 100 m dicke Schichten implementiert. So wird der Strahlungstransport in einer reinen Rayleigh-Atmosphäre unter der Berücksichtigung der atmosphärischen Gase über einer klaren Wasseroberfläche gerechnet. Die genauere Höheneinteilung hat den Vorteil, daß für jede Seehöhe der zu erwartende Einfluß der Atmosphäre sehr genau berechnet werden kann. Da das Modell mit einer Standardatmosphäre rechnet, die von den wahren atmosphärischen Gegebenheiten des Aufnahmezeitpunkts unterschiedlich ist, wäre eine noch höhere vertikale Auflösung des Modells nicht sinnvoll. Zudem würde dadurch die Rechenzeit extrem erhöht.

Versuchsweise wurde auch der über die Sichtweitemessungen des Deutschen Wetterdienstes (s. Anhang) gewonnene Wert der optischen Dicke des kontinentalen Aerosols für die Berechnungen des Strahlungstransports benutzt. Die Ergebnisse zeigen, daß weder die Höhe der im mittleren Infrarot gemessenen Signale noch die hohe Varianz zwischen den Seen durch das Aerosol erklärt werden können (s. auch Kap. 7.2). Wegen der Unsicherheit dieser Aerosolmengenbestimmung wurde diese Art der Atmosphärenkorrektur nicht weiter verfolgt.

6. SPEKTRALE SIGNATUREN DER SEEN

Um die einzelnen Seen genauer zu untersuchen, werden hier erst einmal die spektralen Signaturen der Seen beschrieben. In diesen Seesignaturen enthalten sind jedoch immer noch eine Reihe von Störgrößen, die die Interpretation der Daten erschweren. Diese sollen in Kapitel 7 genauer untersucht werden. Erst dann ist eine limnologischen Auswertung der Seesignale möglich, die dann im Kapitel 8 erfolgt.

6.1 RESIDUALSTRAHLDICHTEN UND RESIDUALREFLEXION

Das Absorptions- und Streuverhalten des Wasser wird durch die im See vorkommenden Substanzen stark modifiziert. Ist die aus dem Wasser kommende Strahldichte im Blauen wegen der in diesem Spektralbereich starken Streuung in klarem Wasser sehr hoch, so ist sie bei organismenreichem durch die hohe Absorption von Chlorophyll nur gering. Um eine Information darüber zu erhalten, wieviel Strahldichte tatsächlich aus dem Wasser noch kommt, wurde zunächst das am Satelliten zu erwartende Atmosphärensignal über einem völlig absorbierenden See bei einer reinen Rayleighatmosphäre berechnet. Das wurde für einzelne Höhenstufen im Abstand von 100 m für jede Szene durchgeführt. Dann mußte für jede zwischen den Höhenstufen liegende Seehöhe das für die darunter und die darüber liegende Stufe berechnete Signal interpoliert werden. Dabei wird ein exponentieller Abfall der durch Rayleighstreuung verursachten Strahldichte mit dem aus der Höhe des Sees und den aktuellen Meßdaten abgeleiteten Druck angenommen. Die so für jeden See berechnete atmosphärische Rückstreuung wird von dem vom Satelliten aktuell über diesem See gemessenen Strahldichtewert abgezogen. Die dann erhaltene Strahldichte wird im weiteren als **Residualstrahldichte** bezeichnet und beinhaltet noch alle Informationen, die aus dem Wasser zum Satelliten gelangen, sowie Informationen über das Aerosol.

Um die über den Seen gemessenen Signale in den einzelnen Kanälen und in den unterschiedlichen Szenen vergleichbar zu machen, wird die oben schon angeführte Reflexion R (vgl. Formel (1)) berechnet. Um die **Residualreflexion** zu berechnen, wird anstatt der gesamten am Satelliten gemessenen Strahldichte die Residualstrahldichte in die Formel (1) eingesetzt. Das hat vor allem in den sichtbaren Kanälen den Vorteil, daß das vom See stammende Signal nicht durch die hohe Rayleigh-Streuung der Luft überlagert wird.

Um zu diesen über den Seen auftretenden Residualreflexionen einen Vergleich zu haben, wurden für den 5. Mai mit dem Modell von *Fischer* (1983) die Strahldichten berechnet, die über einem klaren See, der in 500 m ü. NN liegt, bei reiner Molekülstreuung und verschiedenen optischen Dicken von kontinentalem Aerosol am Außenrand der Atmosphäre ankommen. Diese Strahldichten wurden in Residualreflexionen umgerechnet (s. Abb. 6.1). Diese Reflexionskurven beinhalten die aus dem klaren Wasser zum Satelliten gestreute Strahldichte sowie das Aerosolsignal, jedoch nicht die atmosphärische Molekülstreuung und deren Reflexion an der Wasseroberfläche.

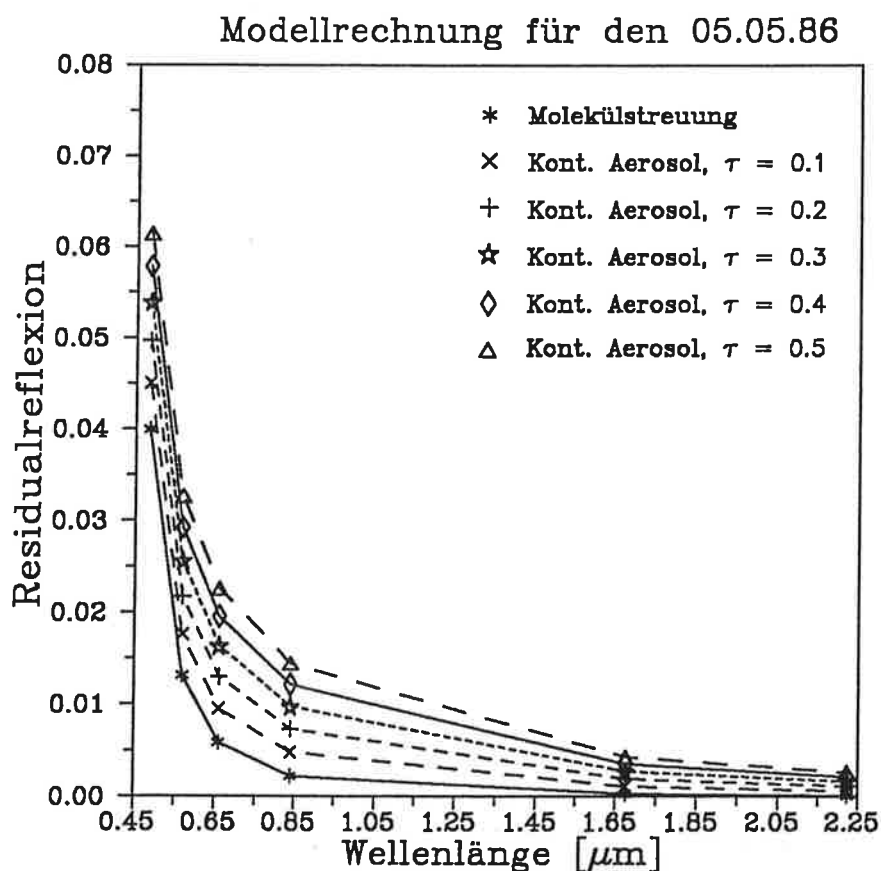


Abb. 6.1: Am Außenrand der Atmosphäre zu erwartende Residualreflexion eines in 500 m ü. NN gelegenen klaren Sees bei unterschiedlichen atmosphärischen Trübungen, berechnet mit dem Modell von *Fischer* (1983)

Nach ihrer Lage wurden die Seen in sogenannte "Vorlandseen" (vgl. Abb. 5.1 Region I), "Bergseen" (vgl. Abb. 5.1 Region II) und "Gebirgsseen" (vgl. Abb. 5.1 Region III) unterteilt. Dabei sind die Vorlandseen solche, die im flachen Land nördlich von

Salzburg liegen und nicht von Bergen umschlossen sind. Die Bergseen werden von Bergen mehr oder weniger umschlossen und liegen östlich und westlich von Salzburg. Die dritte Region befindet sich weiter im Süden und ist überwiegend durch alpine Verhältnisse geprägt. Viele dieser Gebirgsseen liegen sehr hoch über dem Meeresspiegel, sind aber meist auch ziemlich klein.

Alle Vorlandseen liegen in Höhen von 427 m (Abtsdorfer See) bis 506 m (Waller See) über dem Meerespiegel. Zudem liegen einige der Vorlandseen wie auch einige der Bergseen sehr dicht nebeneinander, so daß der Einfluß durch unterschiedliche Aerosolmengen und -typen vernachlässigbar klein sein sollte. Die Bergseen liegen zwischen 422 m (Traunsee) und 1262 m (Münichsee), die größeren Seen nur bis 663 m (Fuschlsee) über NN. Im Schnitt liegen sie höher als die Vorlandseen.

Um Umgebungseffekte zu minimieren wurden zuerst nur die zentralen Gebiete der größeren Seen untersucht. Dabei liegen diese Gebiete immer mindestens 1 km vom Seeufer entfernt. Wie schon vorher wird wieder über die Pixel dieser Seeausschnitte gemittelt, um das radiometrische Rauschen zu reduzieren. Dieses Verfahren kann nur mit Seen genügender Größe durchgeführt werden. Von den Gebirgsseen ist keiner groß genug um diese Bedingung zu erfüllen. Daher werden zunächst nur die Vorland- und Bergseen diskutiert.

6.2 SPEKTRALE RESIDUALREFLEXION DER GRÖßEREN SEEN

Obwohl die Bergseen erst später beschrieben werden, wurden zur besseren Vergleichbarkeit von Vorland- und Bergseen in den Abbildungen 6.2 bis 6.6 schon die spektralen Residualreflexionen beider Seegruppen aufgeführt.

6.2.1 Die Vorlandseen

6.2.1.1 Waginger See und Tachinger See

Betrachtet man zunächst die beiden Seen im äußersten Nordwesten in Abb. 5.1, den Waginger See und den Tachinger See, so sieht man, daß beide Seen direkt nebeneinander liegen. Vom Waginger See aus gibt es einen Durchfluß in den Tachinger See. Dennoch sind die Signale der beiden Seen in allen Kanälen und Szenen extrem unterschiedlich. Ihr Verhalten soll im folgenden zuerst diskutiert werden. Leider sind diese Seen nicht in allen Szenen enthalten.

Die spektralen Signaturen beider Seen sind zusammen mit den anderen großen Vorlandseen in Abbildung 6.2 a für den 05.05.86 dargestellt. Außer in Kanal 7 sind die über dem Tachinger See gemessenen Strahldichten in allen solaren Kanälen höher als die über dem Waginger See gemessenen.

Nimmt man über beiden Seen gleiche Aerosolverhältnisse an, so müssen die Unterschiede der Seeverhältnisse in den Kanälen 5 und 7 durch Eigenschaften der Seen verursacht sein, ebenso wie die unterschiedliche Reflexion der beiden Seen in Kanal 5.

Die größten relativen Unterschiede zwischen den beiden Seen finden sich in den Kanälen 1, 2 und 4. Da der Tachinger See recht flach ist (16 m tief, der Waginger See hat eine Tiefe von 27 m), ist u. U. ein Teil des gemessenen Signals auf die Reflexion des Seebodens zurückzuführen. Ob es sich bei dem in den Kanälen 1 und 2 gemessenen Signal um eine solche Bodenreflexion handelt, oder ob im Wasser lebende Organismen oder andere Materialien das einfallende Licht vorher reflektieren bzw. absorbieren, ist nicht ohne Zusatzinformation zu klären, ein Bodenreflex ist jedoch unwahrscheinlich.

Die Unterschiede in den anderen Kanälen (5 und 7) sind jedoch wegen der geringen Eindringtiefe des Lichts in das Wasser von der Bodenreflexion unbeeinflusst. Die in diesen Kanälen auftretenden Unterschiede zwischen den beiden Seen müssen also andere Ursachen haben.

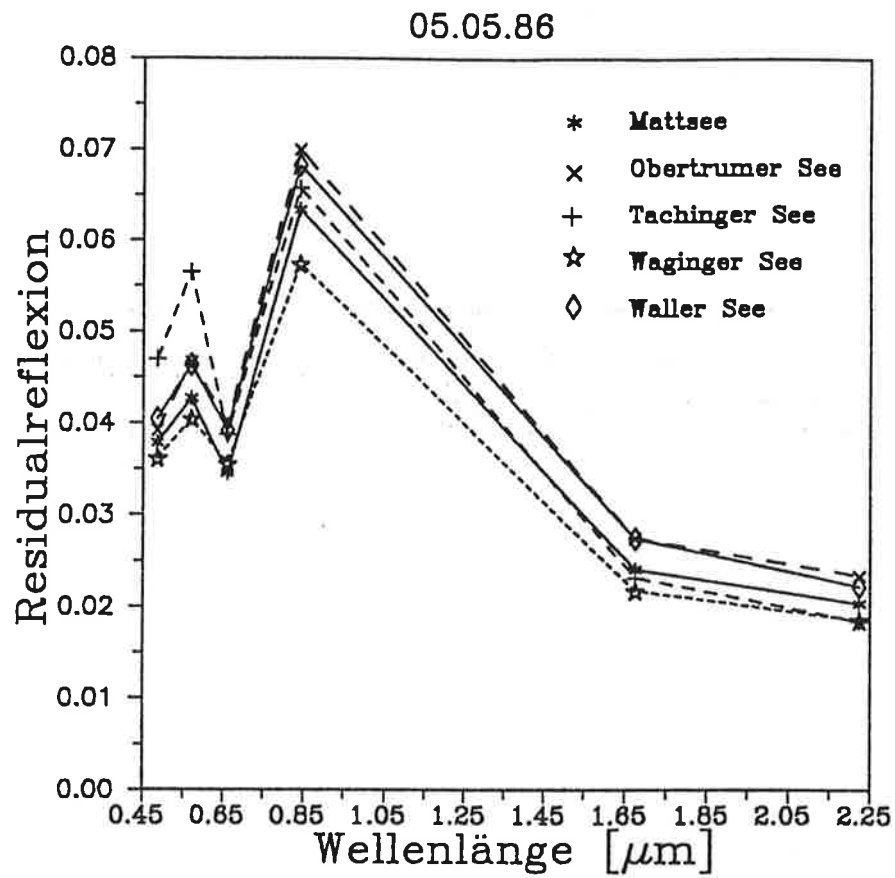
Der Kurvenverlauf der Residualreflexion für beide Seen ähnelt stark dem für grüne Vegetation (s. Abb. 2.2). In den Kanälen, in denen das Chlorophyll stark reflektiert (Kanal 2 und 4) sind die Maxima der Kurve, und in den Absorptionsbanden des Chlorophylls (Kanal 1 und 3) sind deutliche Minima zu verzeichnen.

Betrachtet man die beiden Seen zwei Wochen später am 21.05.86 (s. Abb. 6.3 a), so sind für beide Seen die Residualreflexionen höher. Auch die relativen Unterschiede zwischen beiden Seen sind in allen Kanälen höher. Diesmal sind auch die Signale im Kanal 7 deutlich unterschiedlich. Die relativen Unterschiede zwischen den beiden Seen sind im Kanal 7 nur noch geringfügig kleiner als im Kanal 5.

Entspricht auch der Kurvenverlauf der Tachinger Sees nach wie vor dem einer chlorophyllhaltigen Vegetation, so verschiebt sich für den Waginger See das lokale Maximum vom Kanal 2 (grün) zum Kanal 1 (blau). Das absolute Maximum ist für beide Seen jedoch wie schon am 05.05.86 im Kanal 4.

Leider sind die beiden Seen in der Juli-Szene nicht enthalten. Im August ist nur der Waginger See noch im Bildausschnitt zu sehen. Zu diesem Zeitpunkt entspricht sein

a)



b)

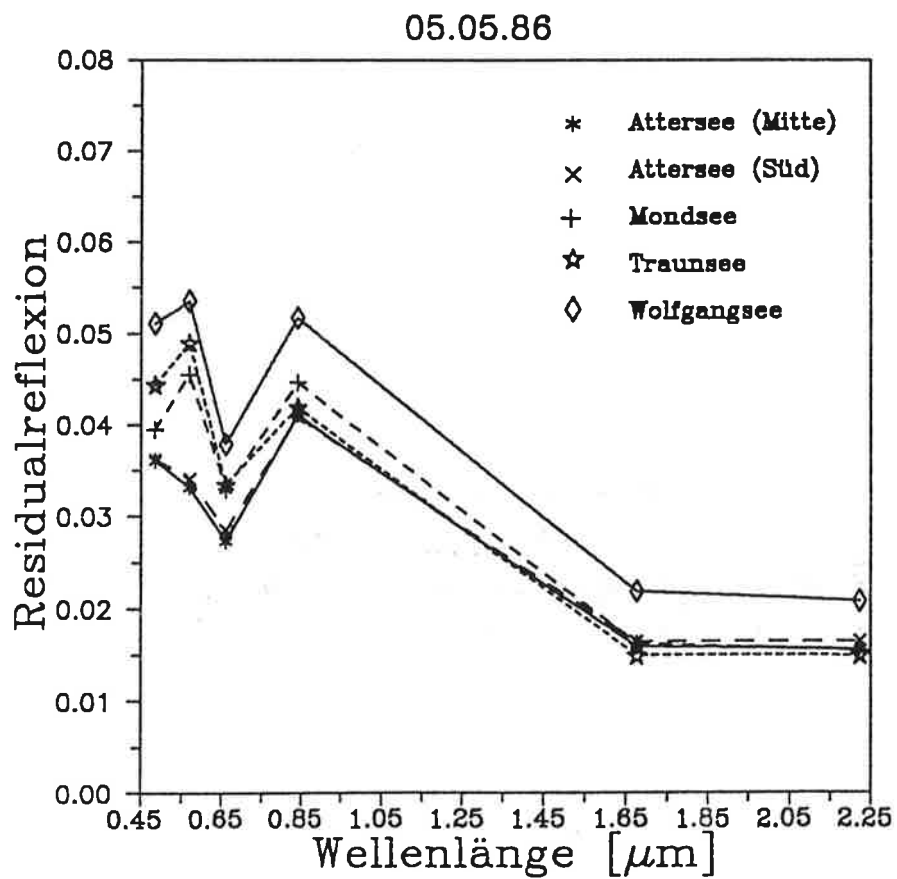
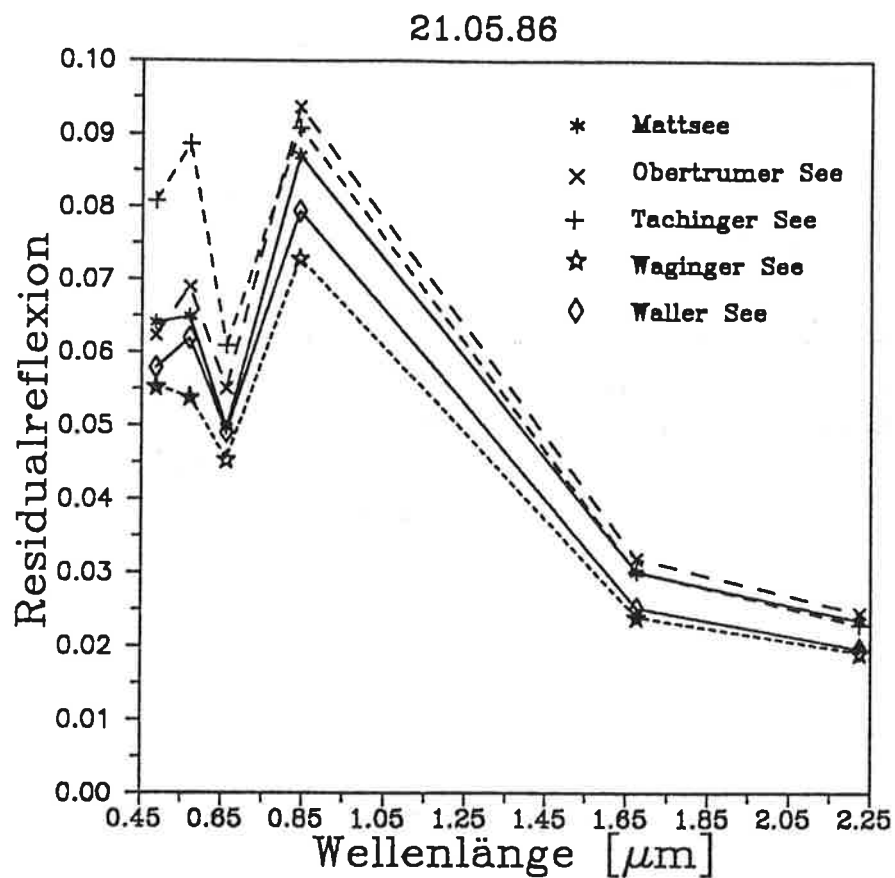


Abb. 6.2: Mittlere Residualreflexion der Vorlandseen (a) und der Bergseen (b) für die solaren Kanäle am 05.05.86

a)



b)

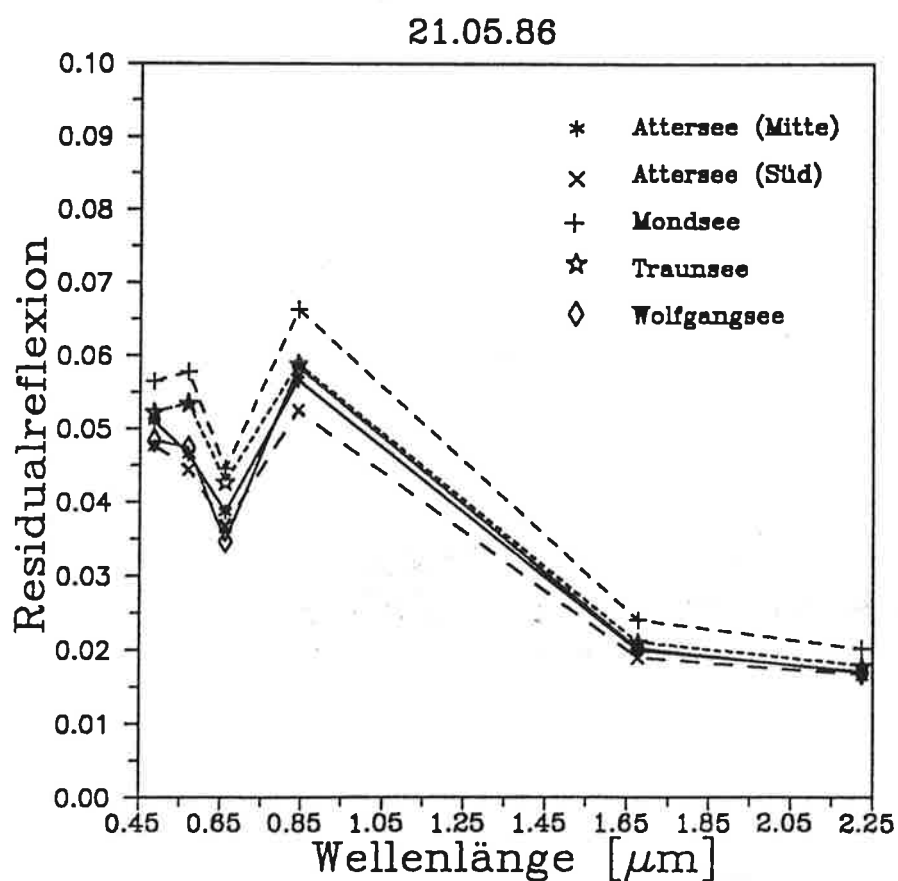


Abb. 6.3: Mittlere Residualreflexion der Vorlandseen (a) und der Bergseen (b) für die solaren Kanäle am 21.05.86

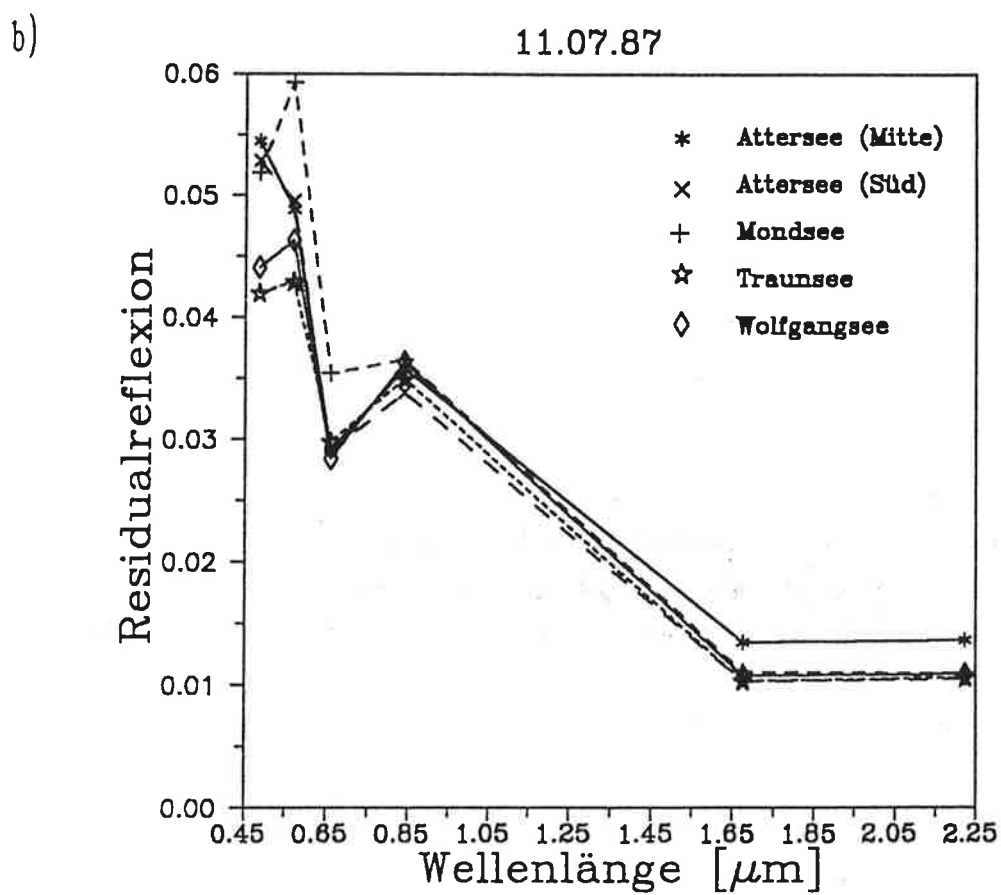
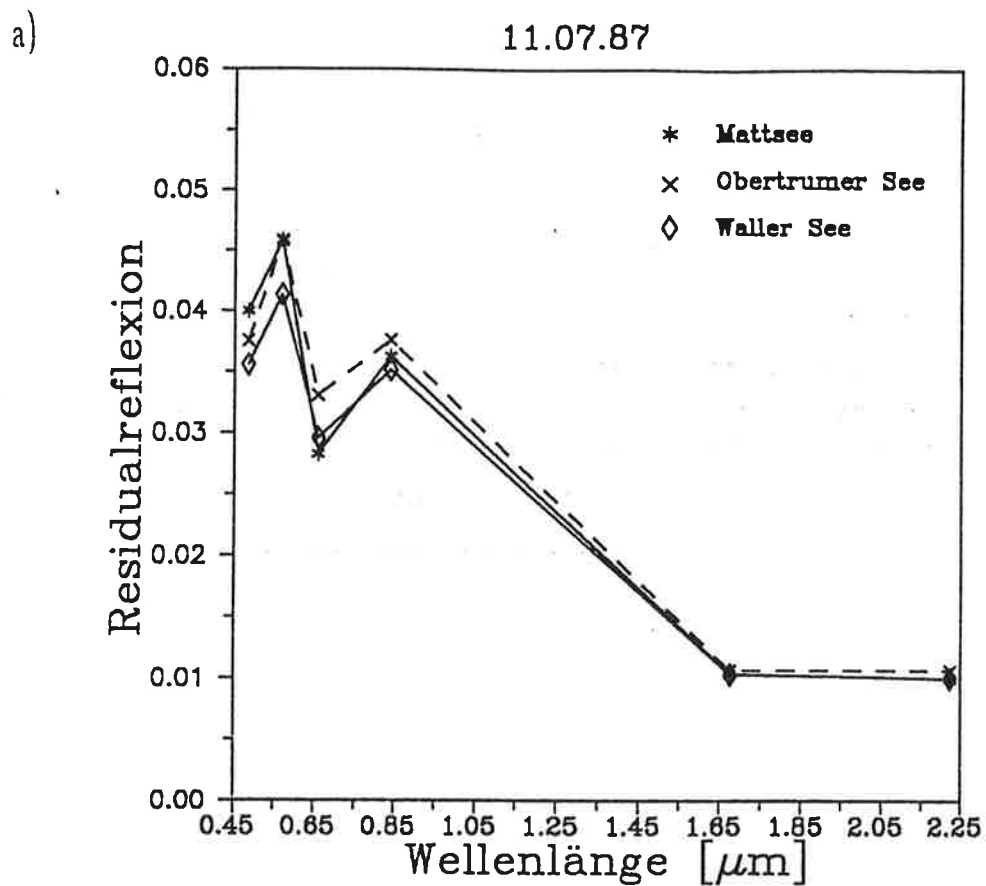
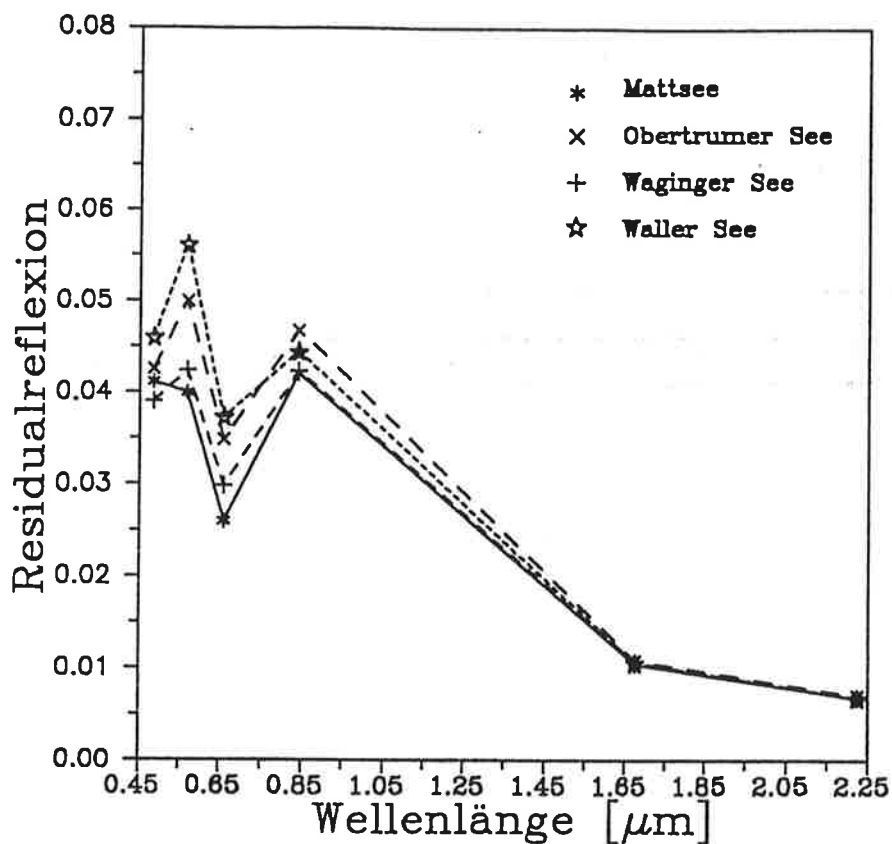


Abb. 6.4: Mittlere Residualreflexion der Vorlandseen (a) und der Bergseen (b) für die solaren Kanäle am 11.07.87

a)

09.08.86



b)

09.08.86

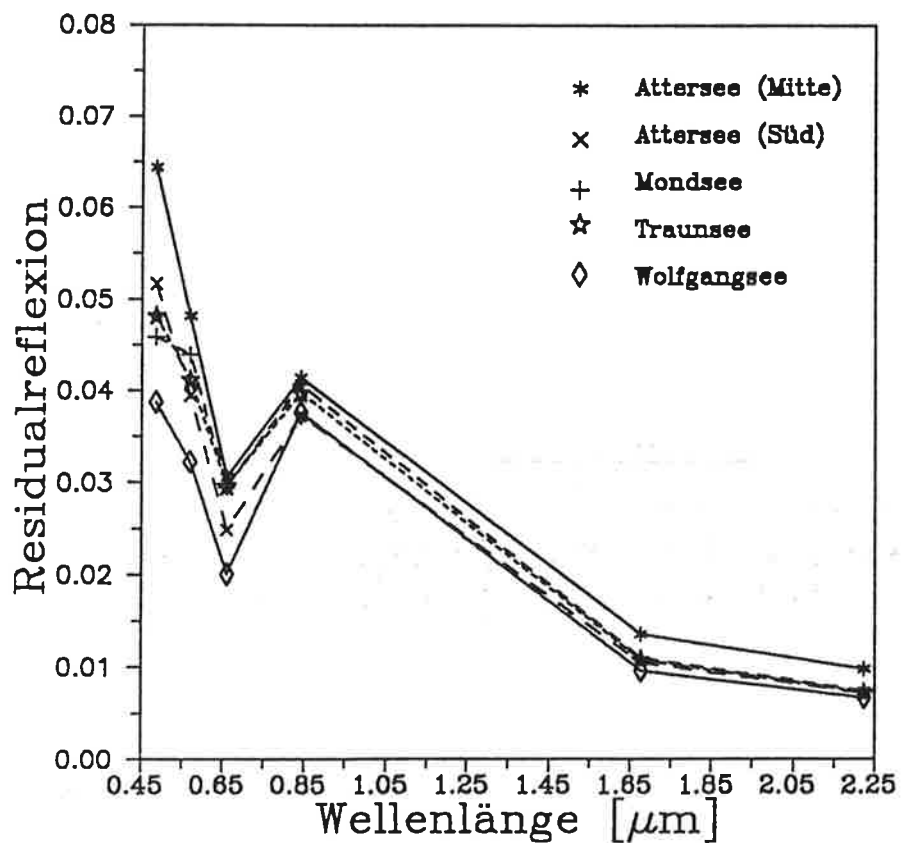


Abb. 6.5: Mittlere Residualreflexion der Vorlandseen (a) und der Bergseen (b) für die solaren Kanäle am 09.08.86

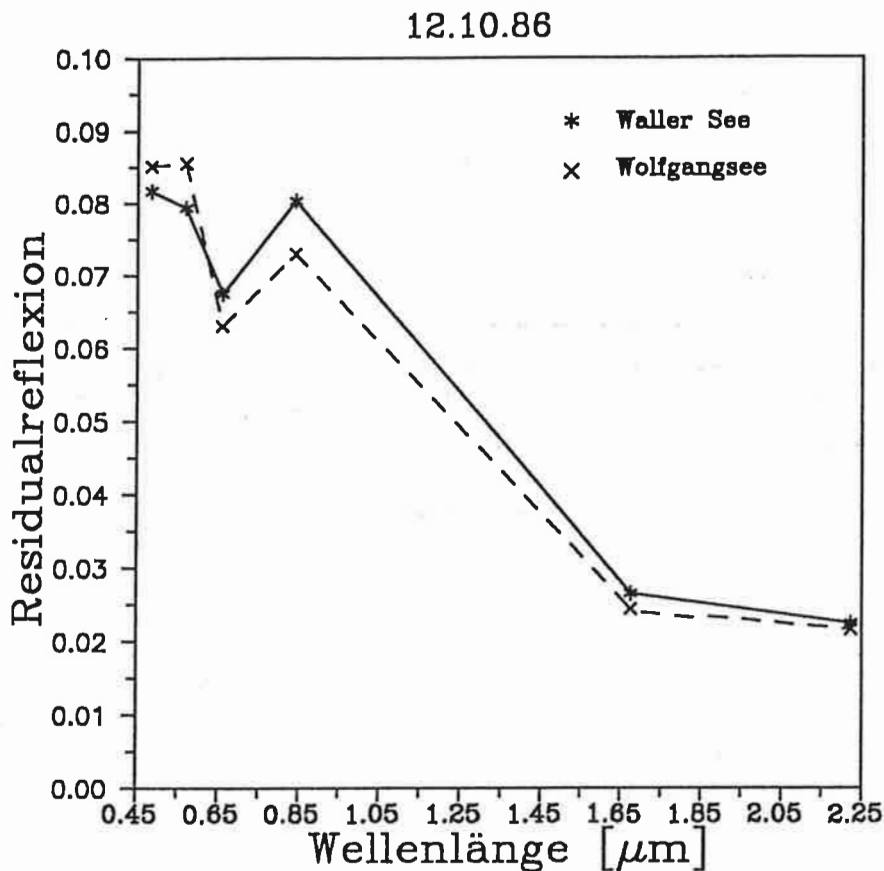


Abb. 6.6: Mittlere Residualreflexion der nicht mit Nebel bedeckten Seen für die solaren Kanäle am 12.10.86

Signal (s. Abb. 6.5 a) wieder dem grünen Vegetation mit Maxima im grünen Sichtbaren und im nahen Infrarot. Dabei ist hier das absolute Maximum im Grünen. Im Kanal 1 und 3 sieht man wieder die Absorptionsbanden des Chlorophylls.

Sind die Signale in den Sichtbaren Kanälen auch von etwa gleicher Größenordnung wie am 05.05.86, so fällt das Signal im nahen bis mittleren Infrarot sehr stark ab. Die Residualreflexion sinkt im Kanal 7 auf unter 1%, während sie im Mai noch bei über 2% lag. Ohne den Peak im nahen Infrarot würde dieser Kurvenverlauf in etwa dem entsprechen, was man über einem biologisch aktiven See erwarten würde.

6.2.1.2 Mattsee, Obertrumer See und Wallersee

Die nächste Gruppe nahe beieinander liegender Vorlandseen besteht eigentlich aus dem Grabensee, dem Obertrumer See und dem Mattsee. Da der Grabensee aber zu klein ist, wurde statt dessen der Wallersee zu dieser Gruppe hinzu genommen, da er nicht weit entfernt ist und eine ähnliche Umgebung hat wie die drei anderen Seen.

In der Abbildung 6.2 a ist der Kurvenverlauf der Residualreflexion dieser Seen für den 5. Mai '86 aufgeführt. Er ähnelt dem des Waginger Sees und des Tachinger Sees mit Reflexionsmaxima in den Kanälen 2 und 4 und Minima in den Kanälen 1 und 3. Dabei sind die Signale des Wallersees und des Obertrumer Sees fast identisch, obwohl sie nicht nebeneinander liegen. Auffallend sind die hohen Signale vor allem des Obertrumer Sees in den Kanälen 5 und 7.

Gut zwei Wochen später (s. Abb. 6.3 a) hat der Obertrumer See wieder die höchsten Reflexionswerte aller Vorlandseen in den Kanälen im nahen und mittleren Infrarot. Doch ist der Kurvenverlauf des Wallersees diesmal deutlich niedriger. Insgesamt gesehen sind die Seesignale in allen Kanälen höher als Anfang Mai. Eine Zuordnung der Stärke der Signale eines Sees zu seiner geographischen Lage ist nicht möglich (z. B. ist der weit entfernt liegende Waller See dem Waginger See ähnlicher als der Tachinger See).

Betrachtet man diese drei Seen jedoch im darauf folgenden Jahr im Juli (s. Abb. 6.4 a), so sind sich die Kurvenverläufe der einzelnen Seen sehr ähnlich. Der Obertrumer See hat nach wie vor in den Kanälen des nahen und mittleren Infrarots die höchsten Signale, doch sind diese denen der anderen Seen sehr ähnlich. Alle gemessenen Reflexionswerte sind im Verhältnis zu den Maiszenen relativ niedrig. Die Verteilung der Maxima und Minima der Signale der einzelnen Seen im Wellenlängengang erinnert noch immer an Chlorophyllspektren, doch ist das absolute Maximum nicht mehr in Kanal 4 sondern im Bereich des grünen sichtbaren Lichtes.

Der Kurvenverlauf der einzelnen Seen ist im August 1986 ähnlich (s. Abb. 6.5 a), doch sind die gemessenen Signale im allgemeinen höher als in der Juliszene. Nur im Kanal 7 sind die Reflexionswerte aller Seen niedriger. Für den Mattsee verschiebt sich das Maximum im Sichtbaren vom grünen zum blauen Kanal hin. Er ist der einzige größere Vorlandsee in dieser Szene, der sein Maximum im nahen Infrarot hat. Alle anderen haben ihren höchsten Wert im Kanal 2. Die Signale der Vorlandseen sind in dieser Szene im mittleren Infrarot fast identisch.

Im Oktober 1986 (s. Abb. 6.6) sind alle Seen außer dem Wallersee unter dem schon erwähnten Nebel verborgen. Doch scheint auch der Wallersee noch von Nebelschlieren beeinflusst zu sein, da seine Signale im Sichtbaren sehr viel höher sind als in allen anderen Szenen. Doch findet sich auch in dieser Reflexionskurve wieder ein Peak im nahen Infrarot. Das Maximum liegt allerdings im Blauen. Die Reflexionswerte im mittleren Infrarot entsprechen in etwa denen der Maiszenen.

6.2.2 Die Bergseen

Die größeren Bergseen sind der Attersee, der Mondsee und der Wolfgangsee, ebenso wie der weiter entfernt liegende Traunsee. Ihre Residualreflexionen am 05.05.86 sind in der Abbildung 6.2b dargestellt. Dabei wurde der Attersee wegen seiner großen Längserstreckung noch einmal in einen südlichen und einen mittleren bis nördlichen Teil untergliedert. Für den Mondsee wurden die Pixel aus der Mitte des nördlichen Teiles verwendet, um die Abstandsbedingung vom Rand zur Minimierung des Umgebungseffekts zu erfüllen.

Im Verhältnis zu den Vorlandseen sind die Reflexionswerte der Bergseen am 05.05.86 (s. Abb. 6.2b) im nahen und mittleren Infrarot geringer. Das Maximum der Reflexion liegt für den Mondsee, den Wolfgangsee und den Traunsee im Kanal 2, für die beiden Teile des Attersees jedoch im Kanal 4. Auch fällt die Reflexion des Attersees vom blauen zum roten Sichtbaren hin ab, während die drei anderen Seen wieder ein typisches Chlorophyllspektrum zeigen. Das höchste Signal in allen Kanälen zeigt der Wolfgangsee. Vor allem sein abweichendes Verhalten im nahen und mittleren Infrarot ist auffällig. Weiterhin fällt auf, daß die Reflexionswerte aller Bergseen im nahen Infrarot weit unter denen der Vorlandseen liegen.

Geht man weiter zum 21.05.86 (s. Abb. 6.3 b), so verschiebt sich das Maximum vom Kanal 2 zum Kanal 4 hin. Außer dem Attersee zeigt jetzt auch der Wolfgangsee einen Abfall der Reflexion vom blauen zum roten Sichtbaren hin. Die beiden anderen Seen haben nach wie vor Minima in Kanal 1 und 3 und Maxima in den Kanälen 2 und 4. Die höchsten Reflexionswerte in allen Kanälen hat nicht mehr der Wolfgangsee, sondern der Mondsee.

Wie auch schon bei den Vorlandseen intensiviert sich das gemessene Signal über allen Seen in allen Kanälen vom 05.05.86 zum 21.05.86 hin. Doch bleibt die Reflexion der Bergseen geringer als die der Vorlandseen. Auch ist die Variabilität zwischen den Bergseen geringer als zwischen den Vorlandseen.

Zeigte sich für die Vorlandseen am 11.07.87 eine große Übereinstimmung des spektralen Signalverlaufs, so kann man diese für die Bergseen nicht beobachten (vgl. Abb. 6.4 a und b). Gerade im Sichtbaren sind die Unterschiede zwischen den Seen ziemlich groß. Alle Seen haben einen extremen Abfall des Signals vom Grünen zum Roten hin, der sich in keiner anderen Szene und höchstens noch mal für den Tachinginger See am 21.05.86 finden läßt. Im nahen und mittleren Infrarot ist die Varianz der Seesignale mit Ausnahme des nördlichen Attersees geringer als in allen anderen Szenen. Insgesamt sind die Signale im nahen und mittleren Infrarot kleiner als im Mai.

Wieder zeigt der Attersee einen Abfall vom Blauen zum Roten hin, hat aber in dieser Szene im Blauen sein absolutes Maximum und den höchsten Wert von allen Bergseen. Dabei ist der nördliche Teil des Attersees noch etwas blauer als der südliche. Im nahen und mittleren Infrarot wird der Unterschied zwischen dem nördlichen und dem südlichen Teil des Attersees sehr groß, mit zunehmender Tendenz zu den größeren Wellenlängen hin. Vergleicht man die Kurve der beiden Teile des Attersees mit den Kurven der Residualreflexion für einen klaren See (s. Abb. 6.1), so entspricht der Kurvenverlauf des Attersees in etwa diesen Kurven. Doch gibt es auch große Unterschiede. Der Abfall vom Blauen zum Roten ist bei den modellierten Kurven sehr viel stärker. Das sekundäre Maximum im Kanal 4 der über dem Attersee gemessenen Residualreflexion ist in den Modellergebnissen nicht zu finden. Auch die Reflexionswerte im mittleren Infrarot zeigen bei den gemessenen Werten keine Abnahme zu größeren Wellenlängen hin und sind mehr als doppelt so hoch wie die modellierten Werte.

Unterschiede zwischen den beiden Teilen des Attersees zeigen sich auch im August 1986 (s. Abb. 6.5 b). Allerdings treten sie da in allen Kanälen auf. Wieder hat der nördliche Attersee deutlich höhere Signale.

In dieser Szene zeigen alle Seen eine Abnahme des Signals vom Blauen zum Roten hin, und alle haben ihr Maximum im Bereich des Kanal 1. Doch ist im Kanal 4 immer noch ein sekundäres Maximum zu sehen. Die Werte im Kanal 3 sind niedriger als in den anderen Szenen, ebenso die Werte im Kanal 7. Vergleicht man auch diese Seesignale mit den modellierten Werten in Abbildung 6.1, so finden sich, wie schon beim Attersee in der Juliszene, Ähnlichkeiten und starke Unterschiede. Im mittleren Infrarot findet sich in beiden Abbildungen ein Abfall des Signals zu größeren Wellenlängen hin, doch sind die gemessenen Signale immer noch sehr hoch im Verhältnis zu den modellierten. Die Abnahme des Signals vom Blauen zum Grünen ist bei den gemessenen Werten durchweg geringer als bei den modellierten. Vor allem das sekundäre Maximum im nahen Infrarot ist, wie bereits bei der Beschreibung der Juliszene erwähnt, in den Modellrechnungen nicht zu finden.

Hat der Wolfgangsee Anfang Mai noch die höchsten Reflexionswerte, so zeigt er in dieser Szene über das gesamte Wellenlängenspektrum die geringsten Werte.

Der Wolfgangsee ist in der Oktoberszene der einzige Bergsee, der nicht offensichtlich von Nebel bedeckt ist (s. Abb. 6.6). Doch gilt für ihn dasselbe wie für den Wallersee: Die Signale im Sichtbaren sind so hoch, daß dünne Nebelschlieren über ihm nicht auszuschließen sind. Sein spektrales Verhalten ist dem des Wallersees sehr ähnlich. Außer in Kanal 1 und 2 sind alle über ihm gemessenen Signale höher als die über dem Wallersee.

6.3 SPEKTRALE RESIDUALREFLEXION KLEINERER SEEN

6.3.1 Die Gebirgsseen

Da die Gebirgsseen (Region III in Abb. 5.1) alle ziemlich klein sind, kann das oben beschriebene Auswahl- und Mittelungsverfahren zur Verringerung von Umgebungseffekten und zur Unterdrückung des radiometrischen Rauschens der Kanäle im mittleren Infrarot nicht angewandt werden. Es werden jedoch zunächst nur solche Gebirgsseen ausgewählt, bei denen zumindest eine Mittelung über mehrere randferne Pixel möglich ist. Diese beiden größeren Gebirgsseen sind der Hallstätter See (508 m ü. NN) im südlichen Oberösterreich und der Königssee (603 m ü. NN) im Nationalpark Berchtesgaden.

Vergleicht man das Reflexionsverhalten dieser beiden Seen (s. Abb. 6.7) mit dem der Vorland- bzw. Bergseen Anfang Mai 1986 (s. Abb. 6.2 a/b), so sieht man eine deutliche Übereinstimmung mit dem Signal des Attersees. Innerhalb des Sichtbaren fällt das Signal zu längeren Wellenlängen hin ab, im nahen Infrarot findet sich ein Maximum und innerhalb des mittleren Infrarot ist kaum eine Abnahme des Signals vorhanden. In den Kanälen 1 bis 4 ist das Signal des Hallstätter Sees höher als das des Königssees, im mittleren Infrarot ist es umgekehrt.

Die über den Seen gemessenen Signale sind am 21.05.86 (s. Abb. 6.8) schon deutlich unterschiedlicher, vor allem im nahen und mittleren Infrarot. Dabei ist wieder das Signal des Königssees im mittleren und jetzt auch im nahen Infrarot höher als das des Hallstätter Sees. Der Kurvenverlauf des Königssees ist in sich etwa gleichgebiegen, doch sind die Signale insgesamt höher als Anfang Mai. Der Hallstätter See zeigt ein Verhalten, das mehr als noch Anfang Mai an ein Chlorophyllsignal erinnert mit dem absoluten Maximum im Kanal 4 und einem sekundären Maximum im Kanal 2. Dabei ist das Signal in den Kanälen im Sichtbaren geringer als am 05.05.86, im nahen und mittleren Infrarot jedoch höher. Auch am 21.05.86 ist die Ähnlichkeit des Signals der Gebirgsseen eher zu den Bergseen als zu den Vorlandseen gegeben.

Am 11.07.87 (s. Abb. 6.9) zeigen beide Seen einen Kurvenverlauf ähnlich dem südlichen Attersee, doch sind die Signale im Sichtbaren sehr viel niedriger. Im nahen und mittleren Infrarot sind die Kurven fast identisch. Im mittleren Infrarot sind auch die Kurven der Vorlandseen und der Bergseen (außer dem nördlichen Teil des Atter-

sees) sehr ähnlich zu denen der Gebirgsseen. Allerdings hat der Königssee im Kanal 5 das höhere Signal und der Hallstätter See im Kanal 7. Eine gleichmäßige Abnahme des Signals aller Seen im mittleren Infrarot findet sich nicht. Interessant ist, daß der einzige größere Unterschied zwischen den beiden Gebirgsseen nur in den Kanälen 1 und 2 zu finden ist, obwohl die räumliche Distanz zwischen den Seen ziemlich groß ist. Auch in dieser Szene, wie schon in der vom 21.05.86 ist der Königssee der blauere.

Dieser Unterschied zwischen dem Königssee und dem Hallstätter See im blauen und grünen Sichtbaren verschwindet in der Szene vom 09.08.86 (s. Abb. 6.10). Insgesamt ist kaum ein Unterschied im Signalverlauf der beiden Seen zu erkennen. Beide haben ihr Maximum im Blauen und ein zweites im nahen Infrarot. Obwohl der Königssee im mittleren Infrarot ein etwas höheres Signal hat, ist die Abnahme von Kanal 5 zu Kanal 7 gleich. Wie schon in der Juliszene ist die Höhe der gemessenen Signale im Sichtbaren den Vorlandseen ähnlicher als den Bergseen. Der Kurvenverlauf insgesamt entspricht jedoch eher dem der Bergseen. Dabei zeigt der Wolfgangsee kaum Unterschiede zu den Signalen der Gebirgsseen.

In der Herbstszene ist wie oben schon erwähnt der Königssee von Nebel und Wolken verschleiert. So kann man nur den Kurvenverlauf des Hallstätter Sees untersuchen. Während beim Wolfgangsee und beim Waller See (s. Abb. 6.6) wegen der hohen Signale im Sichtbaren die Vermutung nahe liegt, daß sie wahrscheinlich durch Nebel beeinflusst sind, liegen die Signale des Hallstätter Sees sehr viel niedriger. Dennoch werden am 12.10.86 (s. Abb. 6.11) die höchsten Signale über dem Hallstätter See im Vergleich zu den anderen Szenen gemessen. Nur am 05.05.86 sind die Signale in den Kanälen 1 und 2 etwas höher als in der Herbstszene. Insgesamt ergibt sich eine leichte Ähnlichkeit der Signale über dem Hallstätter See mit denen eines Chlorophyllspektrums. Allerdings ist das sekundäre Maximum im Kanal 2 sehr schwach ausgeprägt und die Signale im Kanal 5 und Kanal 7 sind fast völlig identisch, was nicht zu einer Chlorophyllreflexion paßt.

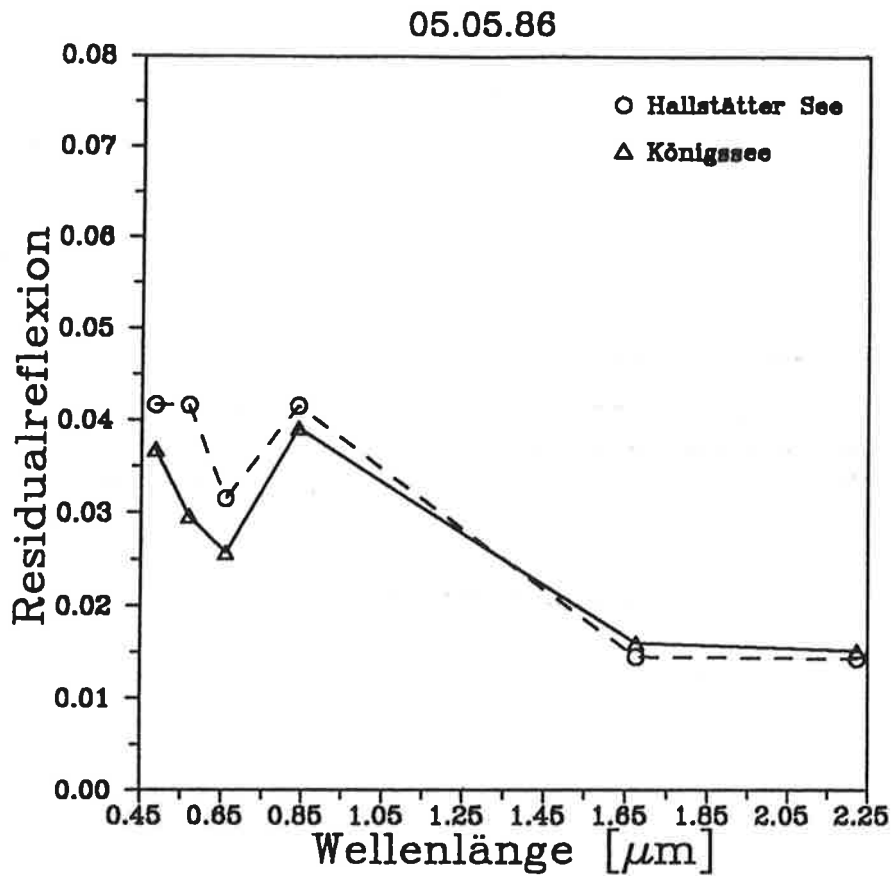


Abb. 6.7: Mittlere Residualreflexion der Gebirgsseen für die solaren Kanäle am 05.05.86

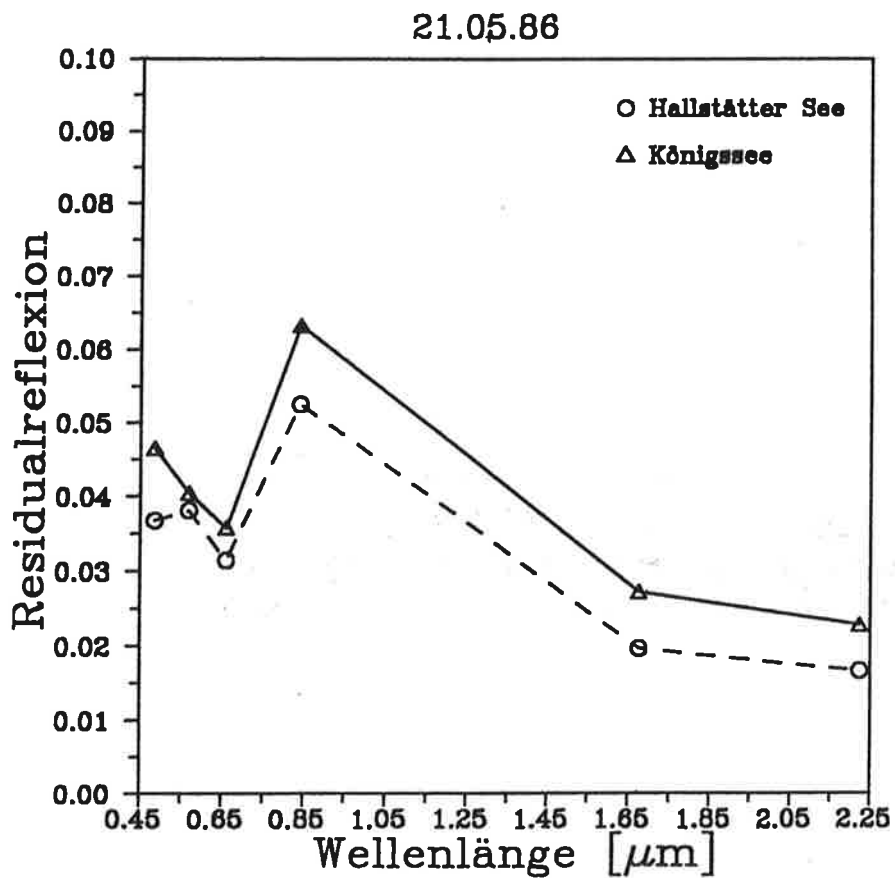


Abb. 6.8: Mittlere Residualreflexion der Gebirgsseen für die solaren Kanäle am 21.05.86

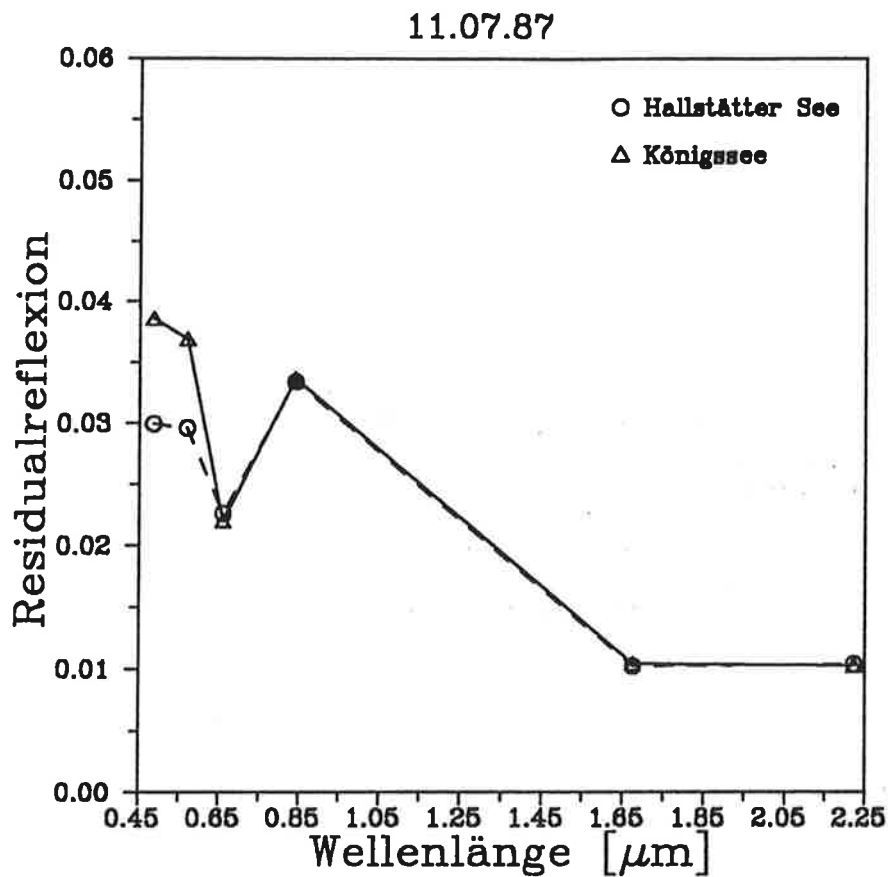


Abb. 6.9: Mittlere Residualreflexion der Gebirgsseen für die solaren Kanäle am 11.07.87

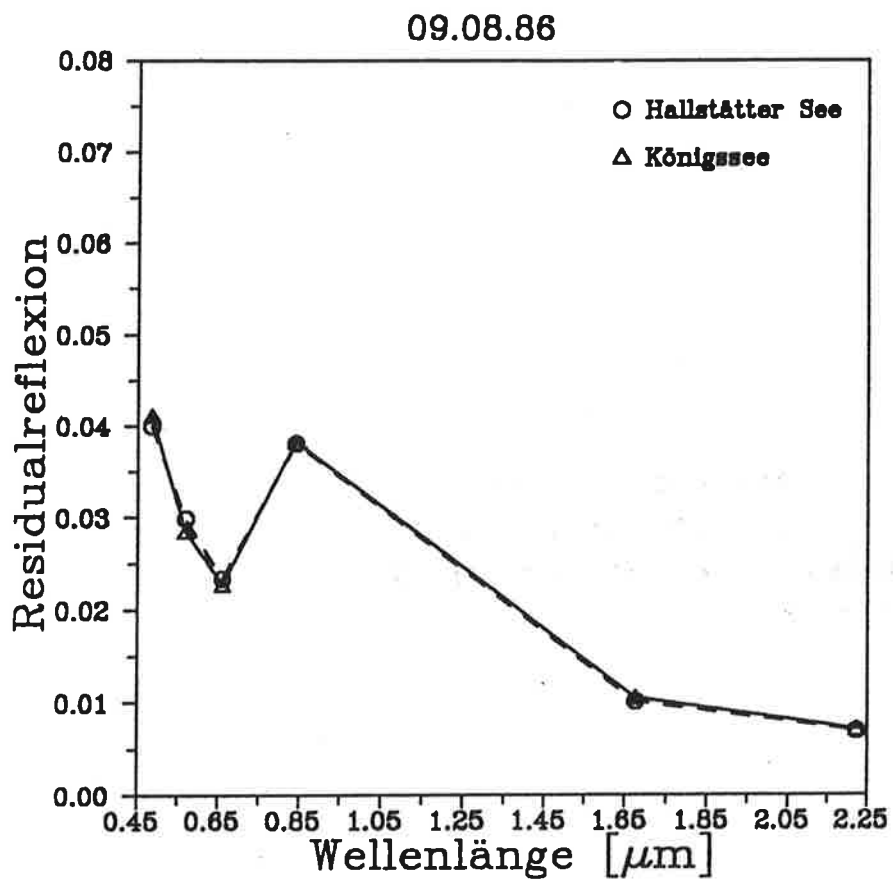


Abb. 6.10: Mittlere Residualreflexion der Gebirgsseen für die solaren Kanäle am 09.08.86

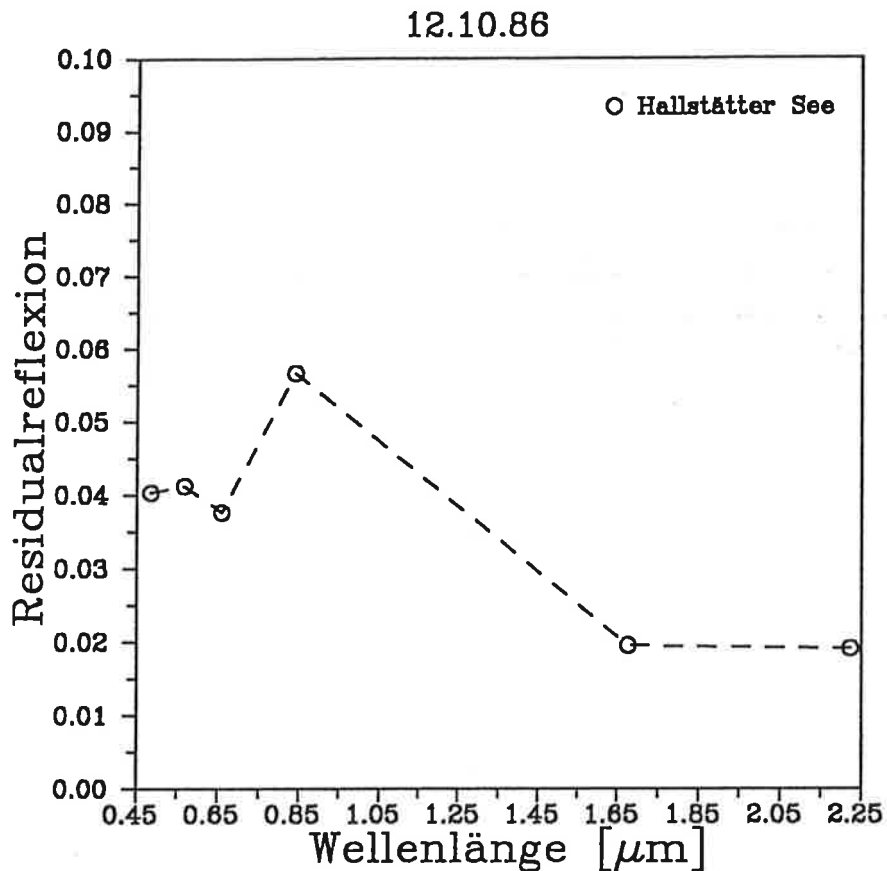


Abb. 6.11: Mittlere Residualreflexion des Hallstätter See für die solaren Kanäle am 12.10.86

6.3.2 Der Saalachsee

Im Kapitel 5 fiel bei der Betrachtung der mittleren Seesignale immer wieder ein See durch seine sehr hohen Signale in den Kanälen 1 bis 4 auf. Dabei handelt es sich um den Saalachsee (490 m). Um dessen Verhalten zu untersuchen, wurde auch für ihn die Residualreflexion in den solaren Kanälen für die Szenen im Frühjahr und Sommer berechnet (in der Herbstszene ist er leider unter Nebel und Wolken versteckt) (s. Abb. 6.12).

Dabei fällt auf, daß der Kurvenverlauf der über dem Saalachsee gemessenen Signale in allen Szenen völlig anders aussieht als der der bisher betrachteten Seen. Das Maximum der Reflexion liegt immer im Kanal 3 und das Signal fällt zu kürzeren und längeren Wellenlängen immer weiter ab. Alle Reflexionswerte im Sichtbaren

und nahen Infrarot (außer Kanal 4 am 09.08.86) sind sehr hoch. Im mittleren Infrarot unterscheiden sie sich jedoch kaum von den Vorlandseen. So wie auch über den Vorlandseen sind die geringsten Signale dieses Wellenlängenbereichs in den Szenen vom Juli 1987 und vom August 1986 zu finden, während am 21.05.86 die höchsten Signale in den Kanälen 5 und 7 gemessen werden. Je geringer das Signal im Kanal 2 im Verhältnis zu Kanal 3 ist, desto größer ist die Abnahme des Signals von Kanal 3 zu Kanal 4. Eine Interpretation dieser Reflexionskurven folgt im Kapitel 8.

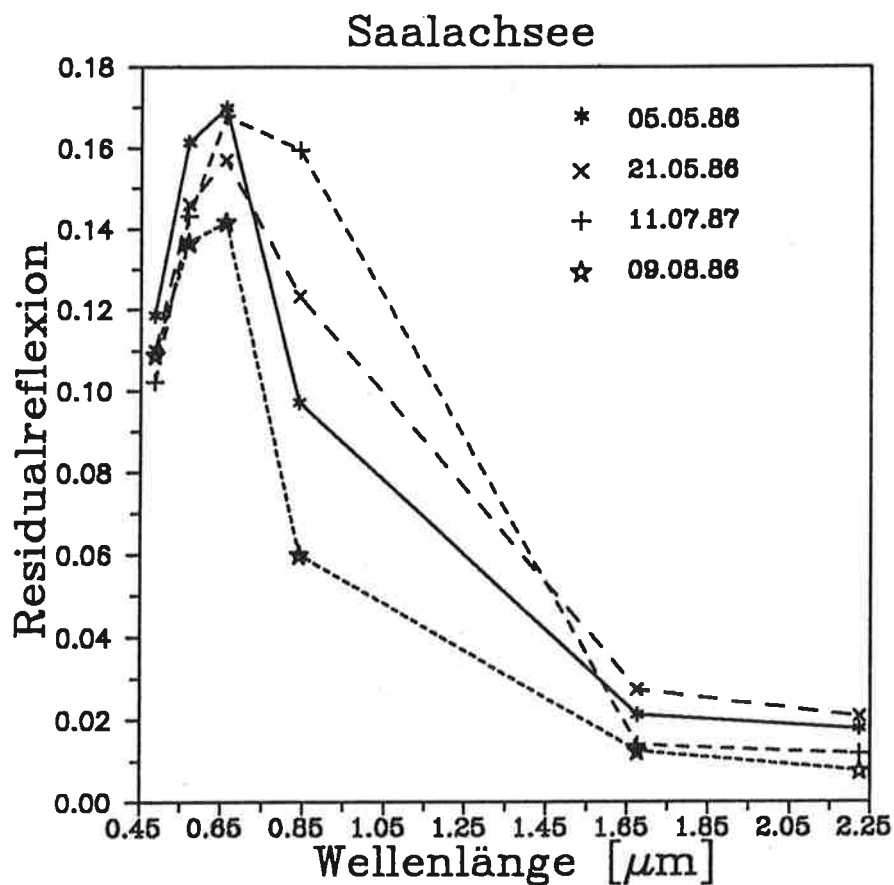


Abb. 6.12: Mittlere Residualreflexion der solaren Kanäle über dem Saalachsee für die Frühjahr- und Sommerszenen

7. STÖRGRÖSSEN

Die Verteilung der Seesignale mit der Höhe (s. Kap. 5) sowie die spektralen Reflexionen der Seen in unterschiedlichen Regionen, Höhen und Jahreszeiten entsprechen nicht dem, was man über Wasseroberflächen aufgrund der Reflexion des Wassers und des Einflusses einer Rayleigh-Atmosphäre erwarten würde. Daher werden nun verschiedene Effekte untersucht, die Einfluß auf die über den Seen gemessenen Strahldichten haben.

7.1 EICHPROBLEME

Die erste Einflußgröße ist die schlechte Eichung des TM (s. auch Kap. 4). In allen in Kapitel 6 angeführten Diagrammen ist ein lokales oder sogar das absolute Maximum der Reflexion im Kanal 4, also im nahen Infrarot zu finden. Die einzige Ausnahme ist der Saalachsee (s. Abb. 6.12), wo die Reflexion im Sichtbaren extrem hoch ist und die Maxima dort liegen.

Um zu überprüfen, ob dieses spektrale Verhalten durch die schlechte Eichung des TM bedingt ist, wurden von Landsat 5 TM gemessene Reflexionen anderer Oberflächen untersucht. Zunächst eine hochgelegene Felsplatte im Schatten, Schneeoberflächen und Wolken. Für Wolke, Schnee und die Felsplatte im Schatten ist die gesamte vom Satelliten gemessene Strahldichte in Reflexionswerte umgerechnet worden (s. Abb. 7.1 a). Dabei ist der Wert für Schnee und Wolke in Kanal 1 nicht verlässlich, da die dort reflektierte Strahldichte so hoch ist, daß sie außerhalb des vom TM 1 meßbaren Bereiches liegt. Er ist also überstrahlt. Für den Schnee und die Wolke (wie auch für viele Seen) liegt das Reflexionsmaximum im nahen Infrarot (s. Abb. 7.1 a). Bei den dunklen Schattenpixeln sorgt die in den Reflexionswerten noch enthaltene Rayleigh-Strahldichte für das Maximum der Reflexion in Kanal 1, doch auch hier findet sich ein sekundäres Maximum in Kanal 4.

Vergleicht man diese vom Satelliten gemessenen Reflexionswerte mit spektralen Messungen knapp über solchen Oberflächen z. B. über Schnee (Kondrat'ev, 1973), so stellt man fest, daß die Reflexion von Schnee ihr Maximum im Sichtbaren hat und allenfalls bei Firn sich das Maximum innerhalb des Sichtbaren zum Roten hin verschiebt (s. Abb. 7.1 b). Ein Maximum im nahen Infrarot findet sich bei keiner dieser untersuchten Schneeoberflächen.

a)

09.08.86

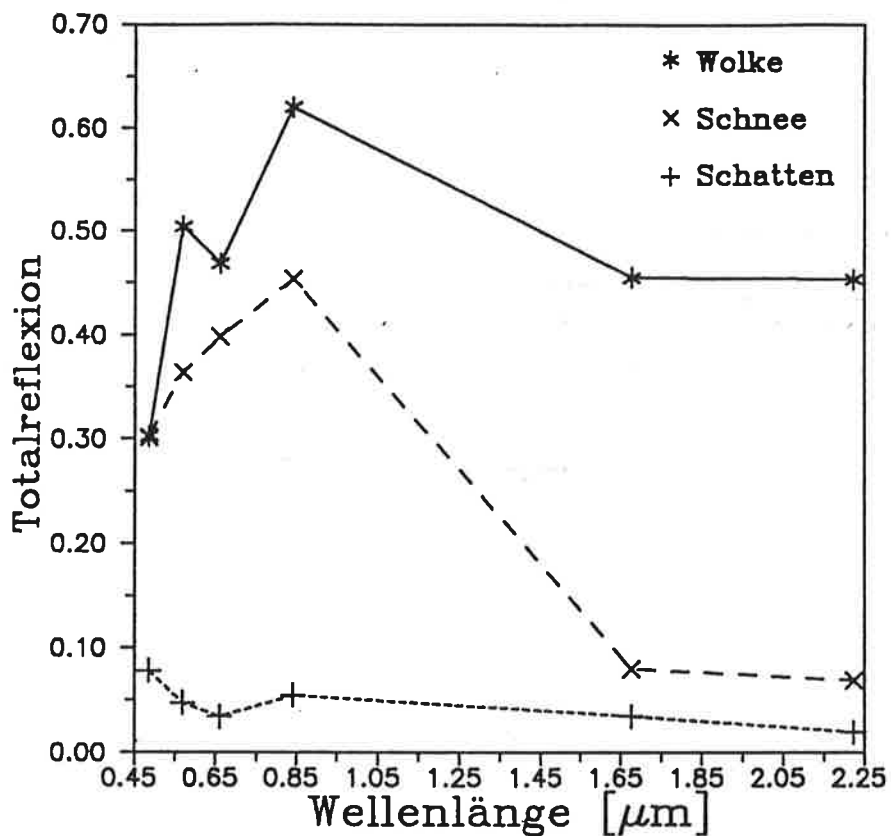


Abb. 7.1 a: von Landsat 5 TM gemessene Totalreflexion verschiedener Oberflächen

b)

Schneeealbeden nach Kondrat'ev

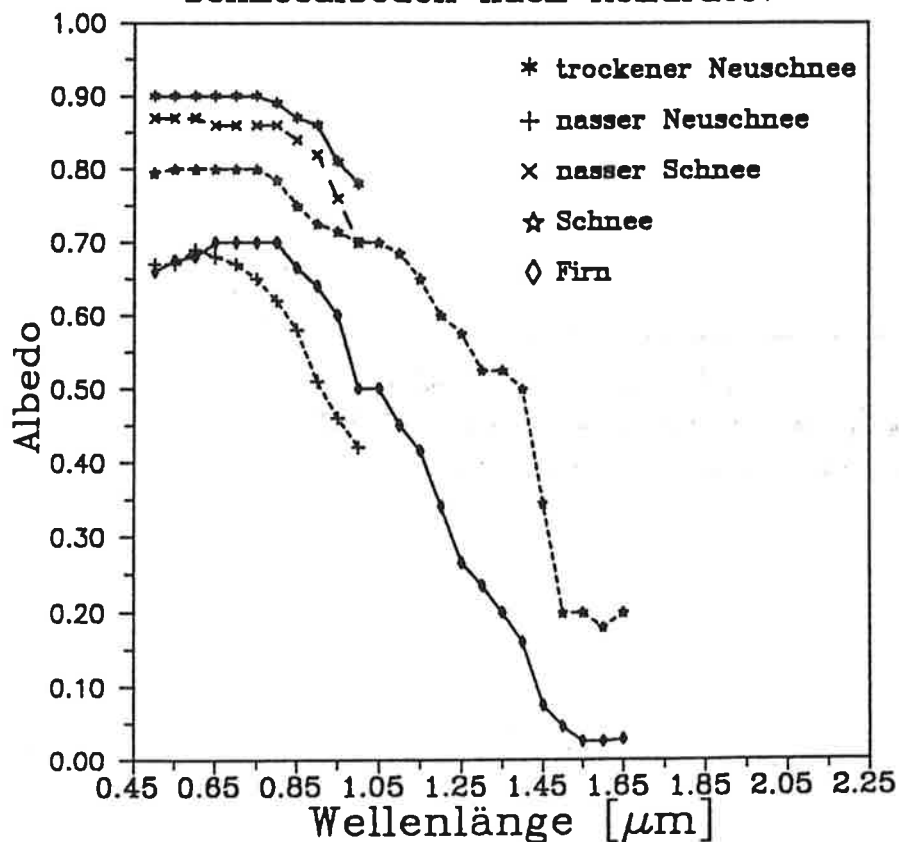


Abb. 7.1 b: von Kondrat'ev gemessene Reflexion verschiedener Schneearten

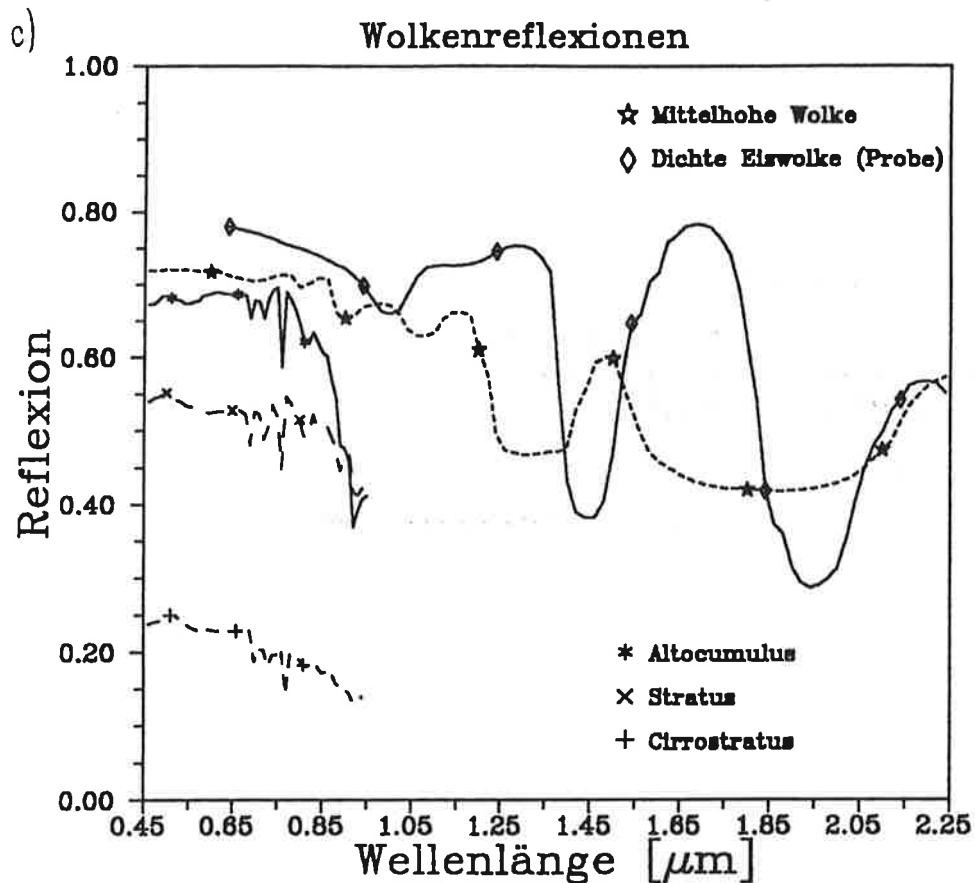


Abb. 7.1 c: Reflexionsmessungen über Wolken

nach: NASA, 1985

Auch bei Reflexionsmessungen über Wolken ist das Maximum im allgemeinen bei kürzeren Wellenlängen zu finden, doch kommt es je nach Partikelgröße zu starken Schwankungen des Reflexionsvermögens einer Wolke im Wellenlängengang (s. Abb. 7.1 c). Einen Anstieg der Reflexion vom Sichtbaren zum nahen Infrarot, wie er in den Messungen des TM auftritt (s. Abb. 7.1 a), zeigt jedoch keine der in Abbildung 7.1 c aufgeführten Kurven.

Dann wurden weitere Oberflächen, unter anderem Schnee- und Eisflächen aus einer Szene vom 01.02.87 und Vegetationsflächen der anderen Szenen untersucht, die hier nicht alle gesondert aufgeführt sind. Betrachtet man alle hier untersuchten Reflexionsspektren der von Landsat 5 TM aufgenommenen Oberflächen, so gewinnt man den Eindruck, daß Kanal 7 zu hohe Reflexionswerte mißt, während sie bei Kanal 1 und 3 trotz der nach *Epema* (s. Kap. 4.2.3.2) erhöhten Eichfaktoren zu niedrig zu sein scheinen. Nach *Brockmann* (1991) ist bei Eichung des Kanals 2 nach *Epema* die

gemessene Strahldichte in diesem Kanal zu hoch. Alle diese Vergleiche zwischen Bodenmessungen oder Abschätzungen der zu erwartenden Strahldichten mit den tatsächlich vom Satelliten gemessenen sind problematisch, da die vom Satelliten aufgenommenen Oberflächen nicht genau bekannt sind. Aus diesen Vergleichen folgt, daß die Umrechnung von Grauwerten in Strahldichten für alle Kanäle verändert werden muß. Ohne gleichzeitige Boden- und Atmosphäremessungen ist das jedoch physikalisch sinnvoll nicht möglich. Nach Betrachten aller TM-Messungen ist es aber höchst wahrscheinlich, daß Kanal 4 einen zu hohen Steigungsfaktor hat und somit die gemessenen Strahldichten und berechneten Reflektivitäten zu hoch sind.

Diese zu hohe bzw. zu niedrige Eichung der Kanäle erklärt jedoch noch nicht die Unterschiede der Reflexion zwischen zwei nebeneinanderliegenden Seen oder zwischen denselben Seen zu unterschiedlichen Jahreszeiten. Sie können nur den Verlauf der Reflexionsspektren verändern. Die berechneten Reflexionskurven z. B. für die Vorlandseen (Abb. 6.2 a bis 6.6) werden für den 05.05.86 oder den 21.05.86 auch bei einer anderen Eichung sehr viel inhomogener verlaufen als bei den Sommerszenen, und die Reflexionen am 21.05.86 in Kanal 4 werden die höchsten Werte im Vergleich zu den anderen Szenen zeigen.

Als nächstes ist zu prüfen, inwieweit die Unterschiede zwischen Vorwärts- (etwa von West nach Ost) und Rückwärtsscan (etwa von Ost nach West) bei Seen, die sich in Ost-West-Richtung erstrecken, die Reflexion erhöhen oder vermindern können. Ist die westliche Seeumgebung heller als die östliche, wird durch den Überstrahlungseffekt der Unterschied zwischen Vorwärts- und Rückwärtsscan noch erhöht. Um diesen Einfluß abschätzen zu können wurde ein Nord-Süd-Profil durch die Mitte des Attersees gelegt, das über vier Scanlinien geht (s. Abb. 7.2). Das westliche Ufer des Attersees ist an dieser Stelle heller als das östliche. Die erste Scanlinie ist ein Vorwärtsscan. Man sieht zwar geringfügige Unterschiede zwischen den Scanlinien (das sind 16 Pixel in Flugrichtung des Satelliten), doch sind diese im Mittel nicht größer als ein bis zwei DN. Damit sind sie geringer als die Unterschiede der mittleren Seesignale, die im Kanal 4 zwischen den Seen bis zu 15 DN betragen können. Die meisten hier untersuchten Seen verlaufen in Nord-Süd-Richtung. Bei allen wurden die untersuchten Ausschnitte so gewählt, daß sie über mehrere Scanlinien verlaufen, um die Unterschiede zwischen den Scans durch Mittelung zu minimieren. Damit scheiden auch Scanlinienunterschiede als Grund für die unterschiedliche Reflexion der Seen aus.

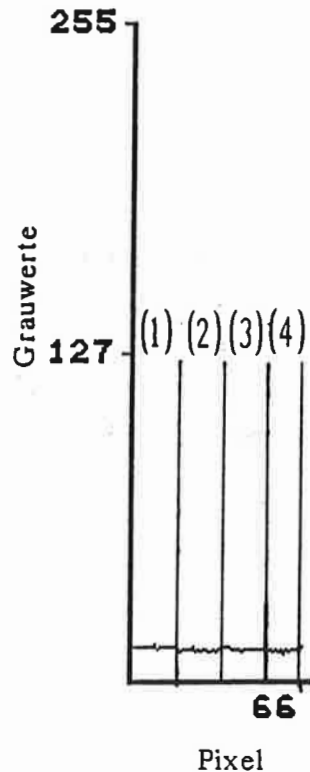


Abb. 7.2: Nord-Süd-Profil im Kanal 4 durch den Attersee über 4 Scanlinien (Ziffern 1 und 3: Vorwärtsscans, Ziffern 2 und 4: Rückwärtsscans) für den 05.05.86.

7.2 ATMOSPHÄRENEINFLUSS

7.2.1 Aerosole

Die Atmosphäre ist eine andere wichtige Einflußgröße auf das vom Satelliten gemessene Signal. Um ihren Einfluß besser abschätzen zu können, wurde mit dem in Kapitel 2.2.2 beschriebenen Modell von Fischer (1983) für einen See das am Satelliten zu erwartende Signal bei unterschiedlichen Aerosoltypen und unterschiedlichen optischen Dicken bei $0.55 \mu\text{m}$ berechnet. Dabei wurde angenommen, daß der See in 500 m ü. NN liegt. Der Unterlichtanteil wurde vernachlässigt. Von diesem Signal wurde der zu erwartende Anteil durch Rayleighstreuung abgezogen und wieder die Residualreflexion berechnet. Sie ist für den 5. Mai für kontinentales Aerosol in Abbildung 7.3 a und für urbanes Aerosol in Abbildung 7.3 b dargestellt. Mit in die Abbildung gezeichnet ist die Reflexion des einfallenden Sonnenlichtes aufgrund reiner Moleküstreuung in Richtung des Satelliten. Das urbane Aerosol ist in den hier betrachteten Wellenlängen stärker absorbierend als das kontinentale. So ist es möglich, daß im mittleren Infrarot die Reflexion durch die Moleküle in Nadirrichtung höher ist als die durch urbanes Aerosol mit einer optischen Dicke von 0.1. Das kontinentale Aerosol reflektiert auch bei niedrigen optischen Dicken im mittleren

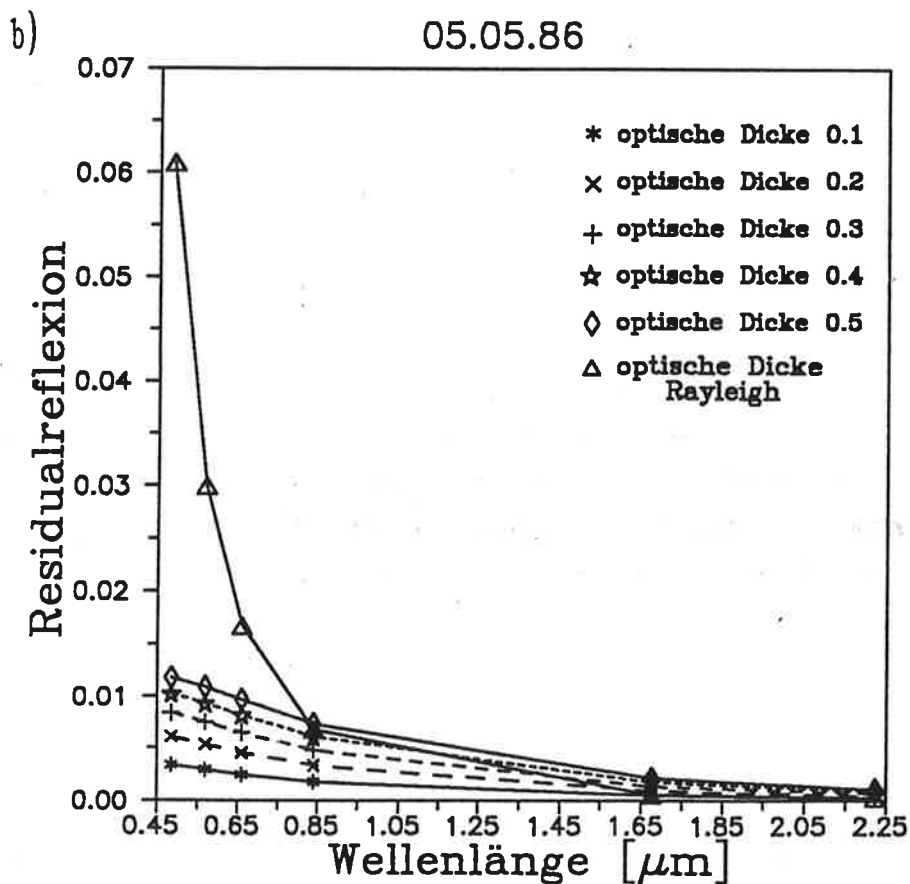
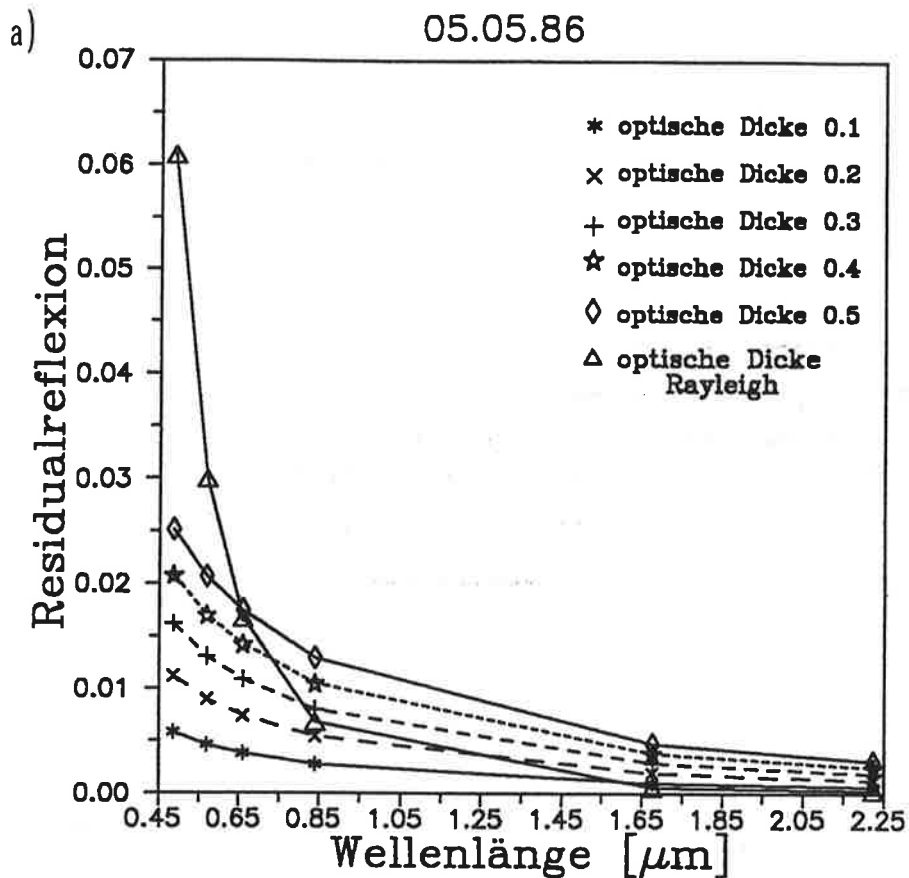
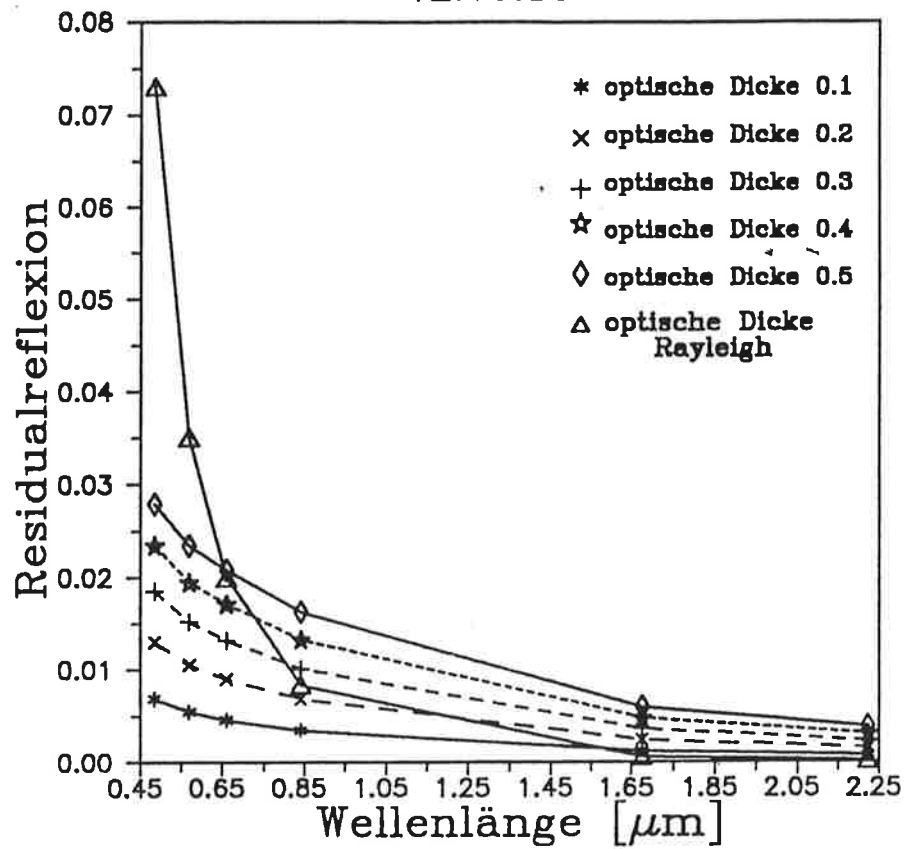


Abb. 7.3: Berechnete Residualreflexion für alle solaren Kanäle des TM für a) kontinentales und b) urbanes Aerosol sowie für die Molekülstreuung für den 05.05.86

a)

12.10.86



b)

12.10.86

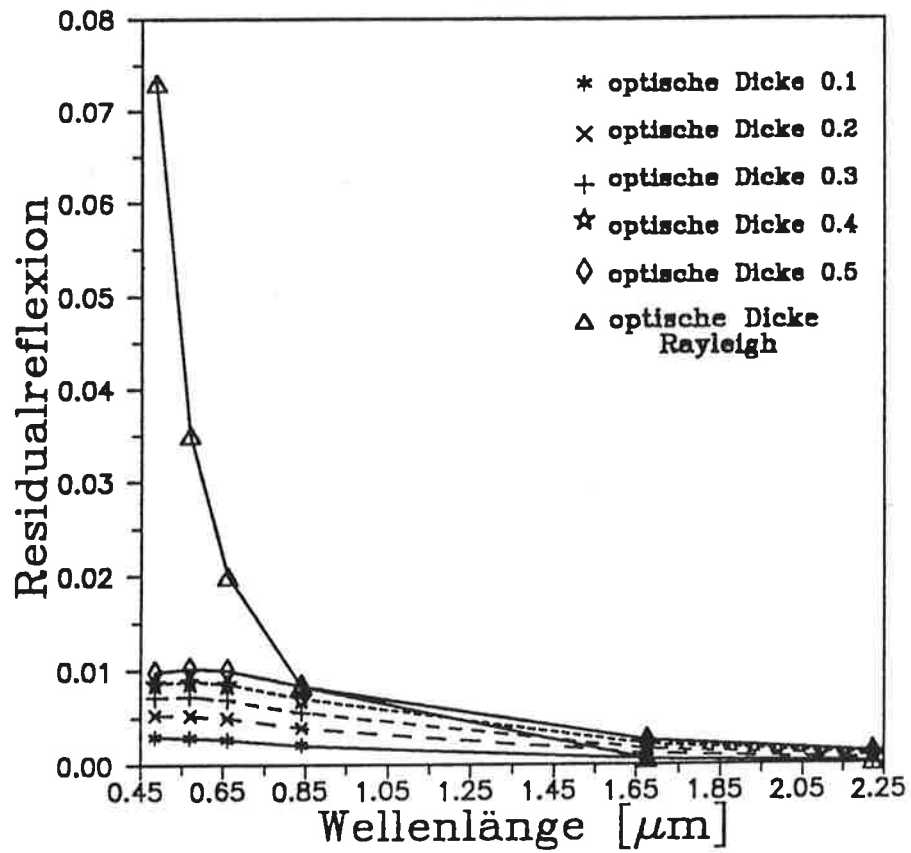


Abb. 7.4: Berechnete Residualreflexion für alle solaren Kanäle des TM für a) kontinentales und b) urbanes Aerosol sowie für die Molekülstreuung für den 12.10.86

Infrarot stärker in Nadirrichtung als die Moleküle. Die Kanäle im Sichtbaren sind immer stark durch die Rayleighstreuung beeinflusst.

Im Jahresgang ändert sich mit dem Sonnenstand der Einfluß von Molekülen und Aerosolen auf das vom Satelliten gemessene Signal. Da jedoch die Szenen überwiegend relativ kurz vor oder nach dem Sonnenhöchststand am 21. Juni liegen, sind diese Unterschiede nicht sehr groß. Erst am 12.10. steht die Sonne schon so niedrig, daß auffälligere Unterschiede im Wellenlängenverlauf feststellbar sind (s. Abb. 7.4 a und 7.4 b). Daher ist die Rayleighstrahldichte im Herbst erhöht. Das urbane Aerosol

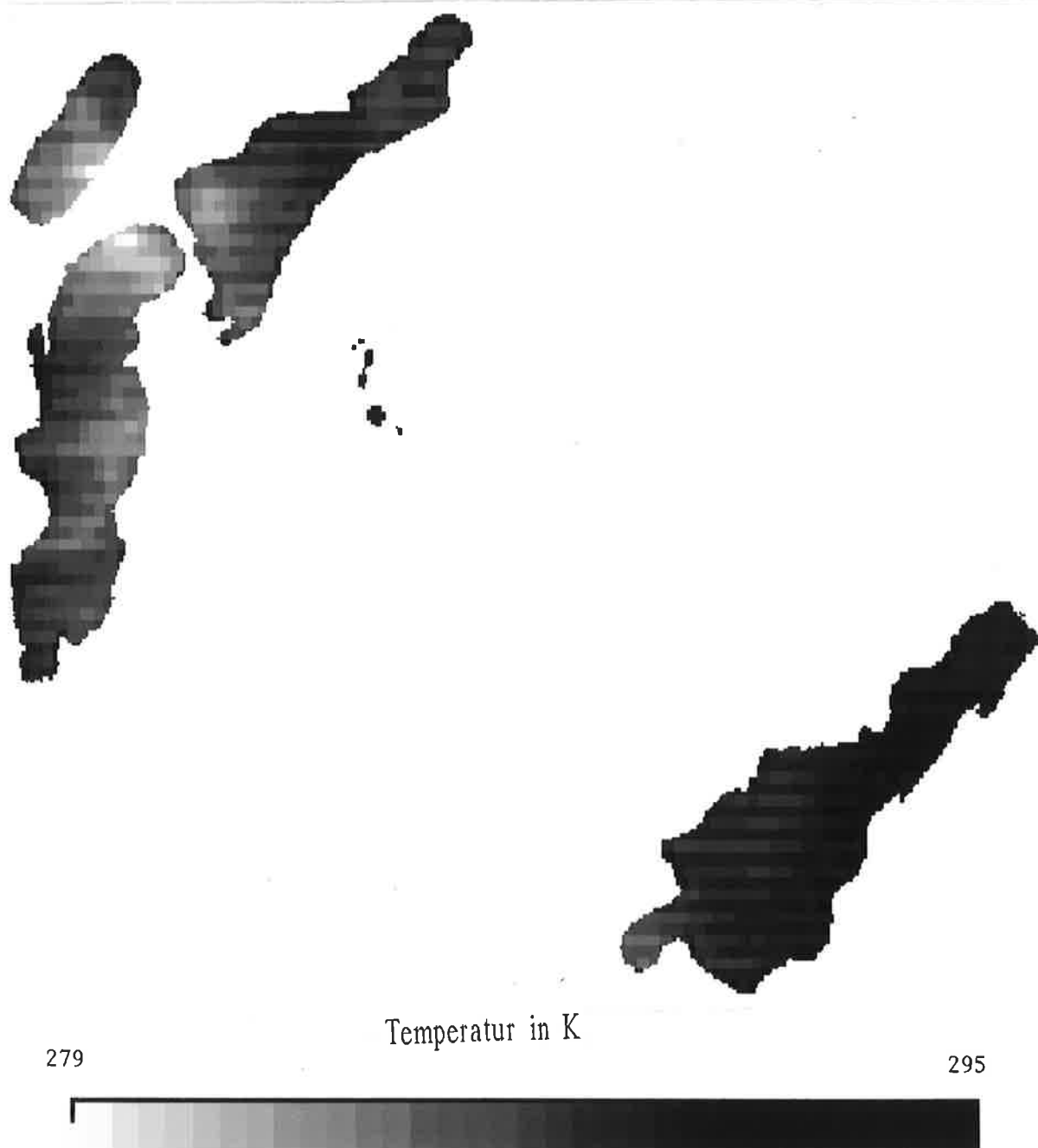


Abb. 7.5: Grabensee, Mattsee, Obertrumer See und Waller See im thermischen Kanal am 21.05.86

reflektiert im Sichtbaren weniger und im mittleren Infrarot mehr als bei höherem Sonnenstand, d. h. die Reflexionskurve wird flacher. Dagegen erhöhen sich die Reflexionen bei dem stärker streuenden kontinentalen Aerosol in allen hier untersuchten Wellenlängenbereichen.

Man kann leicht erkennen, daß alle über den Seen gemessenen Residualreflexionen (s. Kap. 6) im mittleren Infrarot über denen durch das Aerosol liegen, selbst wenn man eine hohe optische Dicke von 0.5 und kontinentales Aerosol annimmt. Vor allem die Tatsache, daß über zwei nebeneinanderliegenden Seen Unterschiede zwischen den Reflexionswerten gemessen werden, die z. T. zwei mal so hoch sind wie die Residualreflexion des kontinentalen Aerosols mit einer optischen Dicke von 0.5, zeigt, daß diese Effekte nicht durch die Atmosphäre verursacht sein können.

7.2.2 Nebel und dünne Wolken

Eine Ausnahme gibt es allerdings am 05.05.86 und 21.05.86. Dort ist ein Teil der Unterschiede der Residualreflexionen von Obertrumer See, Mattsee und Waller See auf dünne Wolken- oder Nebelschleier zurückzuführen. Da diese im Kanal 6 durch sehr niedrige Temperaturen charakterisiert sind, handelt es sich wohl um dünne Cirrusschleier (s. Abb. 7.5). Sie fallen im Diagramm der Residualreflexionen im Verhältnis zu den anderen, nicht wolkenbedeckten Seen gar nicht so stark auf (vgl. Abb. 6.2 a und 6.3 a), da das Signal der darunter liegenden Seen die dünne Wolke immer noch durchdringt. Dies zeigen Querprofile durch den Obertrumer See am 05.05.86, die einmal durch den wolkenfreien, südlichen Teil und einmal durch den bedeckten, nördlichen Teil gelegt wurden (s. Abb. 7.6 a - d). Ähnliche Profile wurden auch durch andere Seen und zu anderen Jahreszeiten gemacht. In allen zeigt sich, daß die gemessenen Grauwerte über den wolkenbedeckten Teilen eines Sees in den Kanälen 1, 2, 3 und 7 nur geringfügig höher sind als über den wolkenfreien Teilen. In Kanal 4 und 5 ist der Einfluß des Wolkenschleiers auf die gemessenen Grauwerte stärker. Dieser Einfluß ist davon abhängig, wie dicht diese Wolken- oder Nebelschleier sind. Zieht man von den über den beiden Bereichen des Obertrumer Sees gemessenen Strahldichten die Rayleighstrahldichte ab und berechnet die Residualreflexion (s. Abb. 7.7), so sieht man, daß der spektrale Verlauf des Seesignals durch den überlagernden Wolkenschleier kaum beeinflusst wird. Kanal 4 wird allerdings weniger stark angehoben als die anderen Kanäle. Die Reflexionswerte selbst werden jedoch im Fall einer dünnen Wolke bis zu 20 % erhöht.

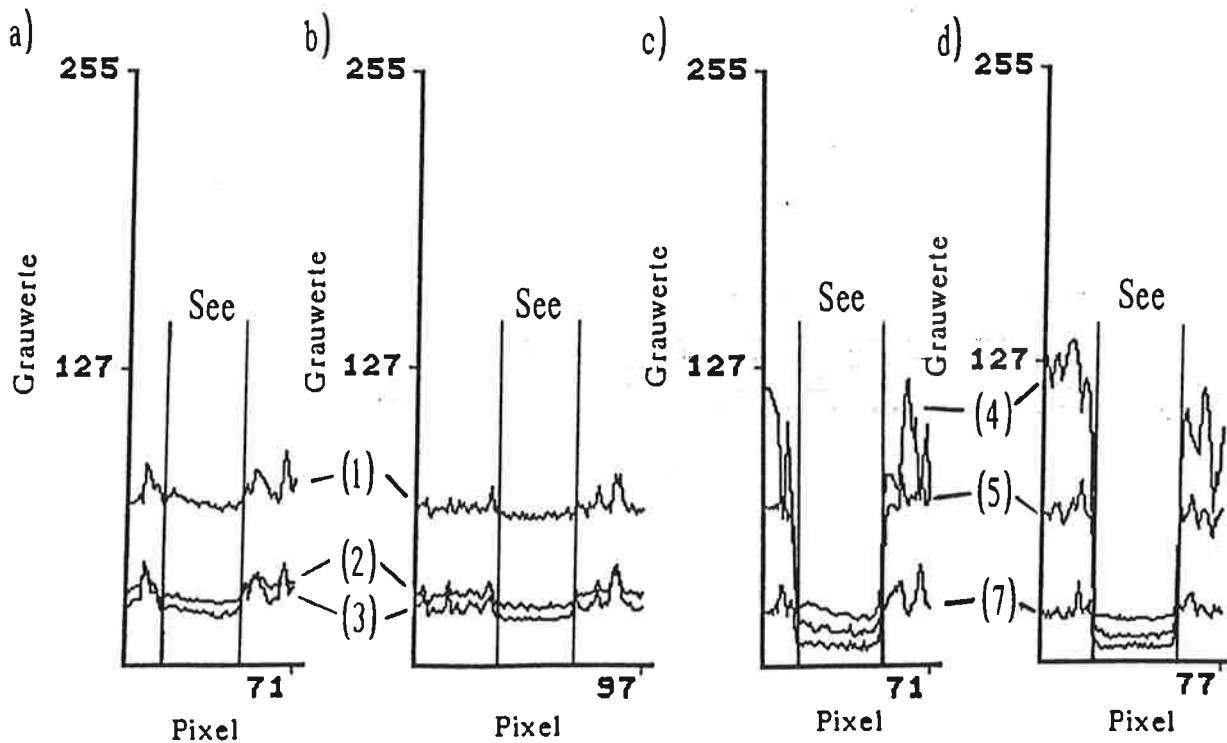


Abb. 7.6: Querprofile durch den Obertrumer See, a) unter Wolkenschleier für die Kanäle im Sichtbaren, b) wolkenfrei für die Kanäle im Sichtbaren, c) wie a), doch für die Kanäle im nahen und mittleren Infrarot, d) wie b), doch für die Kanäle im nahen und mittleren Infrarot. Durch die Balken wird der Seebereich vom Land getrennt. Die Ziffern geben den TM-Kanal an, der durch die entsprechende Kurve dargestellt wird.

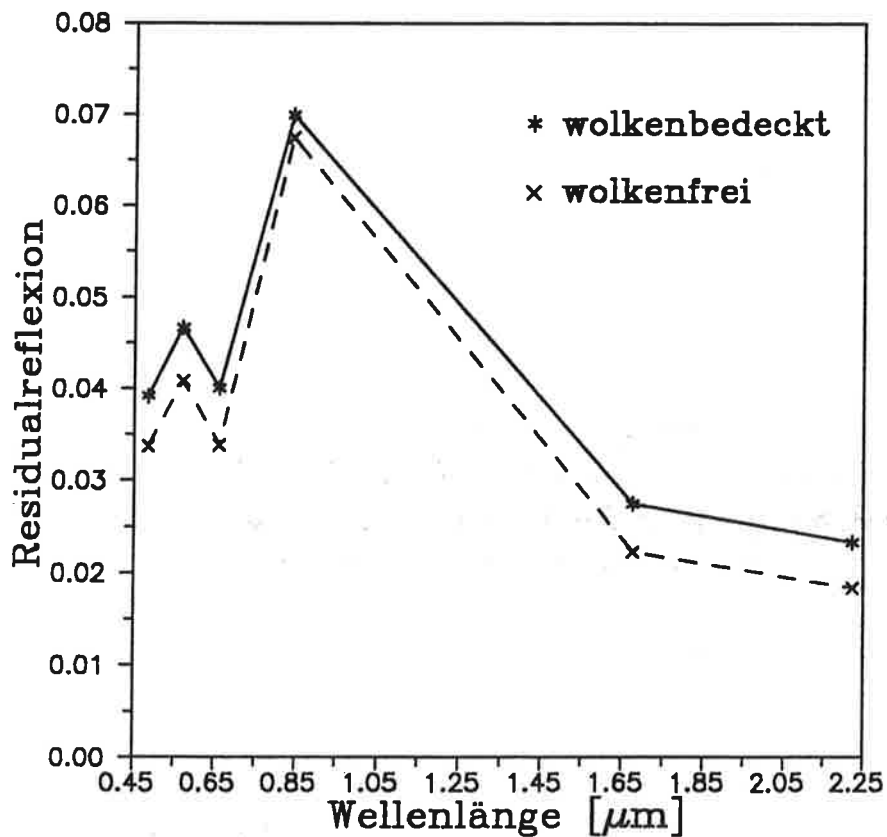


Abb. 7.7: Residualreflexion des Obertrumer Sees am 05.05.86 für den wolkenlosen, südlichen Teil und den von einem Cirrusschleier überlagerten nördlichen Teil.

Vergleicht man nun Abbildung 7.7 mit Abbildung 6.1 a, so zeigt sich, daß der wolkenfreie Obertrumer See im Sichtbaren und im mittleren Infrarot hier zu den geringer reflektierenden Seen zählt. Nur im nahen Infrarot ist das über ihm gemessene Signal nach wie vor das höchste. Es sind jedoch nicht alle hohen Reflexionen durch Wolkenschleier zu erklären. Hohe Wolken sind mit Hilfe des Kanals 6 auch dann zu finden, wenn sie sehr dünn sind, da sich die Temperaturen über eine geringe räumliche Distanz sehr stark ändern. So findet man am 21.05.86 auch über dem Königssee schmale Kondensstreifen, die im thermischen Kanal durch extrem niedrige Temperaturen mit Differenzen zur Seetemperatur von bis zu 9 K auffallen. Die darunterliegenden Seen muß man bei der Interpretation ihrer Eigenschaften mit Vorsicht behandeln oder bei zu dichten Wolken davon ausschließen.

7.3 UMGEBUNGSEFFEKTE

Ein weiterer Einfluß der Atmosphäre auf das über einem See vom Satelliten gemessene Signal ist die Streuung der von der Seeumgebung reflektierten Sonnenstrahlung (s. Abb. 4.2 f).

7.3.1 Querprofile durch die Seen

Zur Verdeutlichung des Reflexionskurvenverlaufs einer Seeumgebung und der in dieser Arbeit untersuchten Seemitten wurde für den 05.05.86 die Residualreflexion der Seeumgebung und der Seemitte des Wanger Sees berechnet (s. Abb. 7.8). Sowohl für die Umgebung wie auch für den See wurde über die untersuchten Pixel gemittelt, um das Radiometerrauschen und zufällige Effekte zu minimieren. Man erkennt, daß die Reflexionsunterschiede in den Kanälen 1, 2 und 3 relativ gering, in Kanal 4 maximal und über Kanal 5 zu Kanal 7 hin wieder geringer werden. Im nahen Infrarot ist die Umgebungsreflexion um etwa eine Größenordnung höher als die des Sees. Dies führt dazu, daß auch der Umgebungseffekt im Kanal 4 am größten ist, obwohl in diesem Spektralbereich atmosphärische Streuprozesse schon sehr viel geringer sind als im Sichtbaren. Nach Arbeiten von *Hill & Sturm* (1991) und einer auf den Arbeiten von *Mekler, Kaufman & Fraser* (1984) bzw. *Kaufman* (1984) beruhende Dissertationsschrift von *Kattenborn* (1992) sind die über Seen mit dem TM gemessene

nen Reflexionsmaxima im nahen Infrarot ausschließlich auf diesen Umgebungseffekt zurückzuführen. Wegen der unterschiedlichen Differenzen zwischen Umgebungs- und Seereflexion in den einzelnen solaren Kanälen des TM soll der Beitrag des Umgebungseffektes zu dem über den Seen gemessenen Signal für jeden Kanal einzeln untersucht werden.

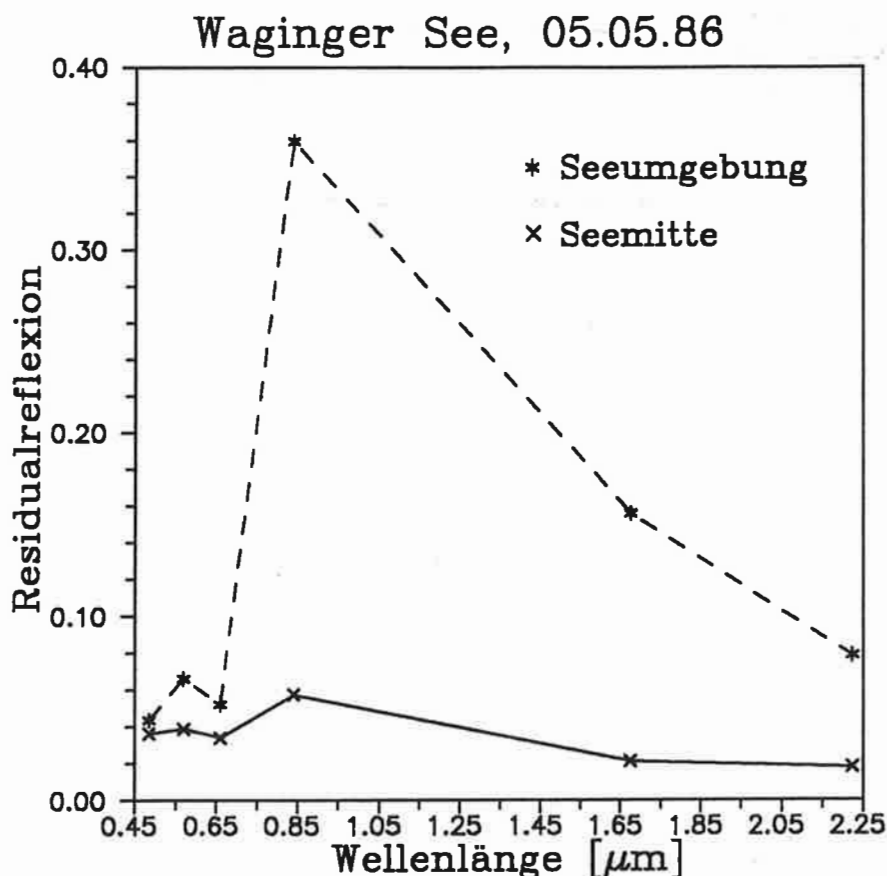


Abb. 7.8: Unterschiede der Residualreflexion zwischen dem Waginger See und seiner Umgebung für den 05.05.86.

Dafür wurden in allen Kanälen durch die Seen Profile gelegt, d. h. die Grauwertverteilung entlang einer von Ufer zu Ufer quer durch den See verlaufenden geraden Linie untersucht. Dabei wurde erwartet, daß sich für diese Profile vor allem im Kanal 4 eine Art "Badewannenform" ergibt, da das Signal von den Seerändern zur Seemitte hin mit Abnahme des Umgebungseffektes abfallen muß.

Da der Attersee der breiteste hier untersuchte See ist, wurde dieser als erster auf diesen Effekt hin untersucht und von West nach Ost ein Querprofil durch den nördlichen Teil in allen solaren Kanälen erstellt. In den Kanälen im Sichtbaren ist (s. Abb. 7.9 a (Kanal 1), b (Kanal 2) und c (Kanal 3)), wie oben schon erwähnt, der

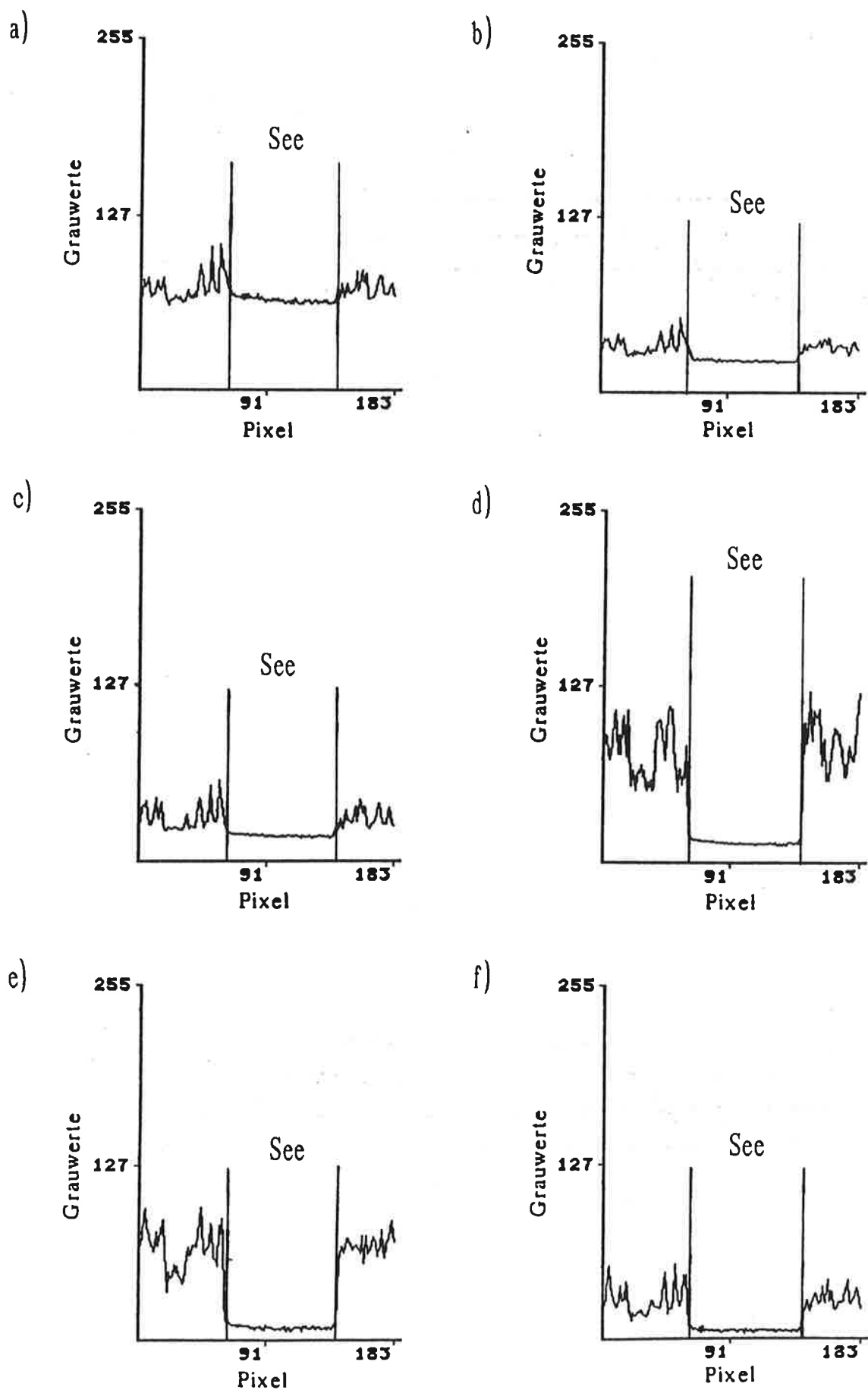


Abb. 7.9 : West-Ost-Profil durch den Attersee (Nord) am 05.05.86, mit a - f für die Kanäle 1 bis 5 und 7

Unterschied zwischen der Umgebungsreflexion und der Seereflexion nicht sehr groß. Im Mittel fällt das Signal in diesen Kanälen von Westen nach Osten hin ab. Tatsächlich ist auch am westlichen Ufer die Reflexion der Umgebung etwas höher als am östlichen. Diese Abnahme des Signals von West nach Ost findet sich auch noch in den Kanälen 4 und 5 (s. Abb. 7.9 d (Kanal 4) und e (Kanal 5)). Erst im Kanal 7 (s. Abb. 7.9 f) tritt sie nicht mehr auf. Interessanterweise ist aber in Kanal 4 (Abb. 7.9 d) die Umgebungsreflexion auf der östlichen Seite höher als auf der westlichen, also im Gegensatz zum Signalverhalten im See. Auch in Kanal 5 (Abb. 7.9 e) ist der Unterschied zwischen der westlichen und östlichen Umgebungsreflexion gering, das Seesignal fällt jedoch deutlich von West nach Ost ab. In Kanal 7 (Abb. 7.9 f) ist trotz der helleren westlichen Umgebung kein Absinken des Seesignals von West nach Ost festzustellen. In den Kanälen im nahen und mittleren Infrarot (Abb. 7.9 d-f) ist aber ein starker Abfall von der Umgebungsreflexion zur Seereflexion hin zu beobachten, der sich jedoch nur über 3 bis 5 Pixel erstreckt, also 100 m bis 150 m weit ist.

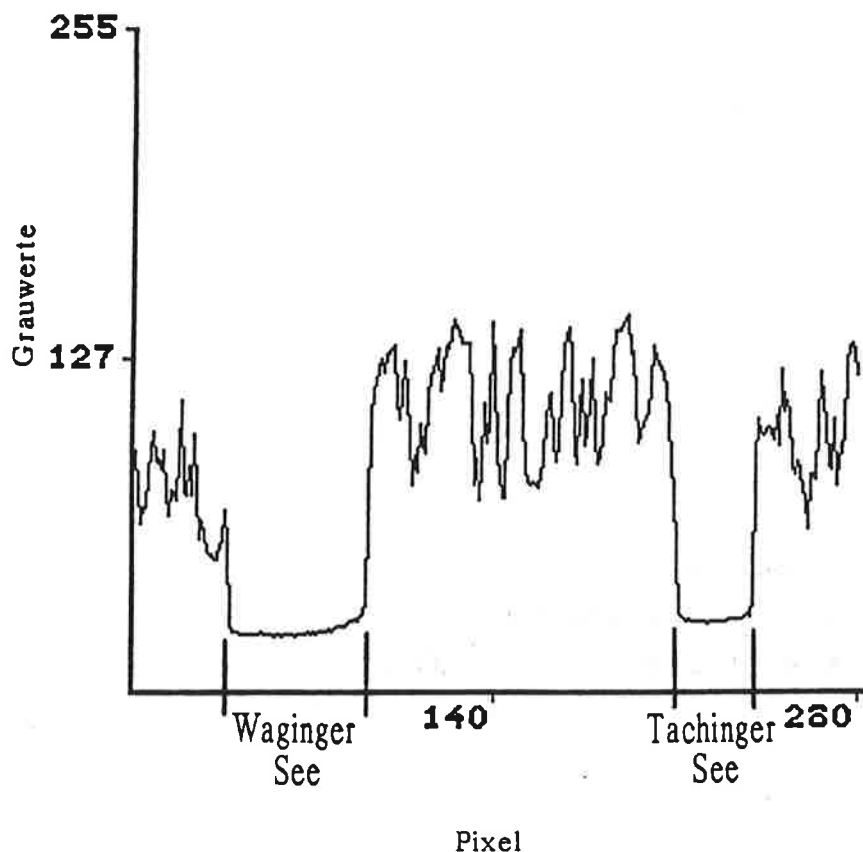


Abb. 7.10: Süd-Nord-Profil durch den Waginger See und Ost-West-Profil durch den Tachinger See im Kanal 4 am 05.05.86

Betrachtet man zum Vergleich ein Profil im Kanal 4, das zuerst von Süden nach Norden durch den Waginger See und dann von Osten nach Westen durch den Tachinger See gelegt wurde (s. Abb. 7.10), so findet man auch für diese beiden Seen keine ausgeprägte "Badewannenform". Das Signal im Waginger See nimmt von Süden nach Norden hin stark zu. Das entspricht auch der Zunahme des Umgebungssignals, welches im Süden sehr viel geringer ist als im Norden. Im Tachinger See hingegen trifft die einfache Theorie des Umgebungseffektes nicht mehr zu. Das Signal im See ist auf der helleren Uferseite im Osten sogar noch etwas dunkler als auf der dunkleren Uferseite im Westen.

Diesen Profilen zufolge ist zwar die Überstrahlung des Sees durch sehr helle Umgebung wirksam, doch ist sie überwiegend auf den nahen Uferbereich beschränkt und erst bei großen Reflexionsunterschieden der Umgebung auch weiter im See erkennbar. Dem Profil durch den Waginger See zufolge ist aber diese Beeinflussung höchstens noch 500 m vom Seeufer entfernt nachweisbar. Der Umgebungseffekt spielt also für die Änderung des Signals innerhalb eines Sees nur eine geringe Rolle. Die in dieser Arbeit untersuchten starken Signalunterschiede müssen andere Gründe haben.

7.3.2 Vergleich der Umgebungs- und Seereflexion

Hill & Sturm (1991) geben an, daß bei kleineren Seen der Umgebungseffekt zu einer den ganzen See überlagernden Erhöhung des Signals führt. Dann müßte allerdings eine hellere Seeumgebung bedeuten, daß auch das Seesignal höher ist.

Deshalb wurde nun untersucht, ob z. B. bei fast gleicher Reflexion z. B. des südlichen und nördlichen Attersees auch die Umgebung der beiden Seeteile etwa gleich hell ist. Dazu wurden für jeden Seeteil vier Bereiche ausgeschnitten: die Seemitte, der Seerand, das direkte Seeufer und eine breitere Seeumgebung (s. Abb. 7.11). Die Seemitte ist mindestens 500 m vom Seerand entfernt, sollte also kaum durch Umgebungseffekte beeinflusst werden. Der Seerand und das Seeufer sind Ringe von etwa drei Pixeln Breite der äußersten Seepixel bzw. der seenächsten Uferpixel. Diese Bereiche müssen extrem durch den Umgebungseffekt geprägt sein. Die breitere Seeumgebung ist ein Ring von mindestens 10 Pixeln um den See herum, der den Bereich des Seeufers mit einschließt (s. Abb. 7.11). Sie sollte für die Überstrahlung des Sees entscheidend sein. Für alle diese Bereiche wurde die mittlere Strahldichte errechnet.

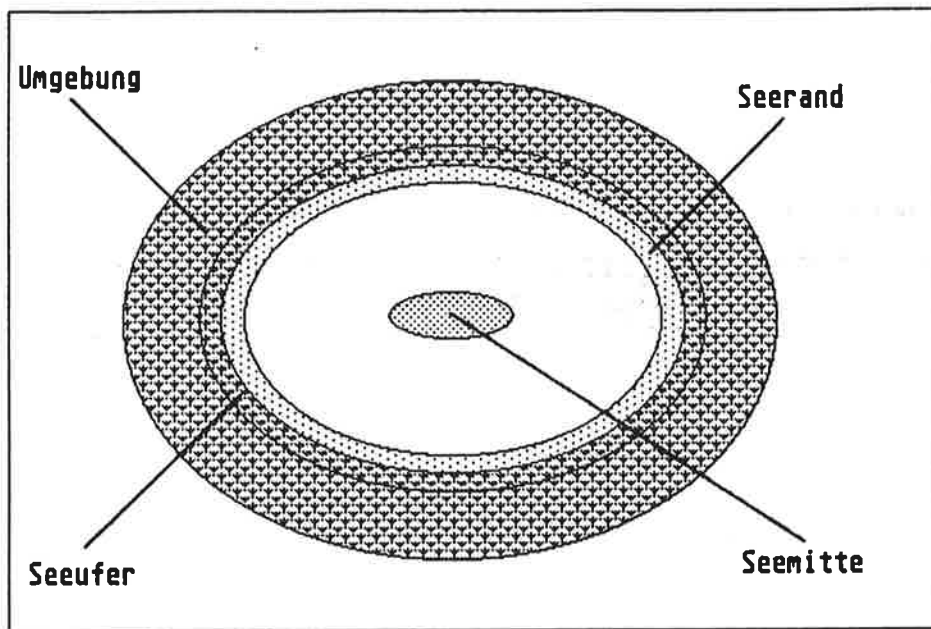


Abb. 7.11: Schematische Skizze der hier betrachteten verschiedenen Seebereiche

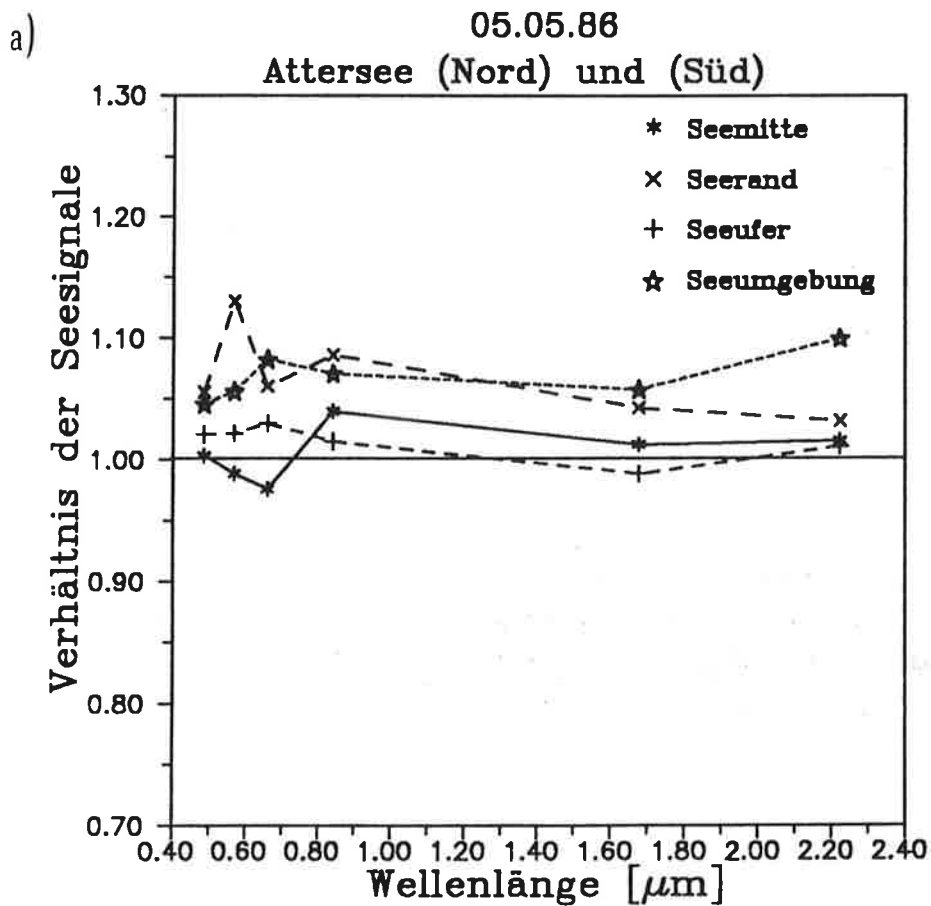


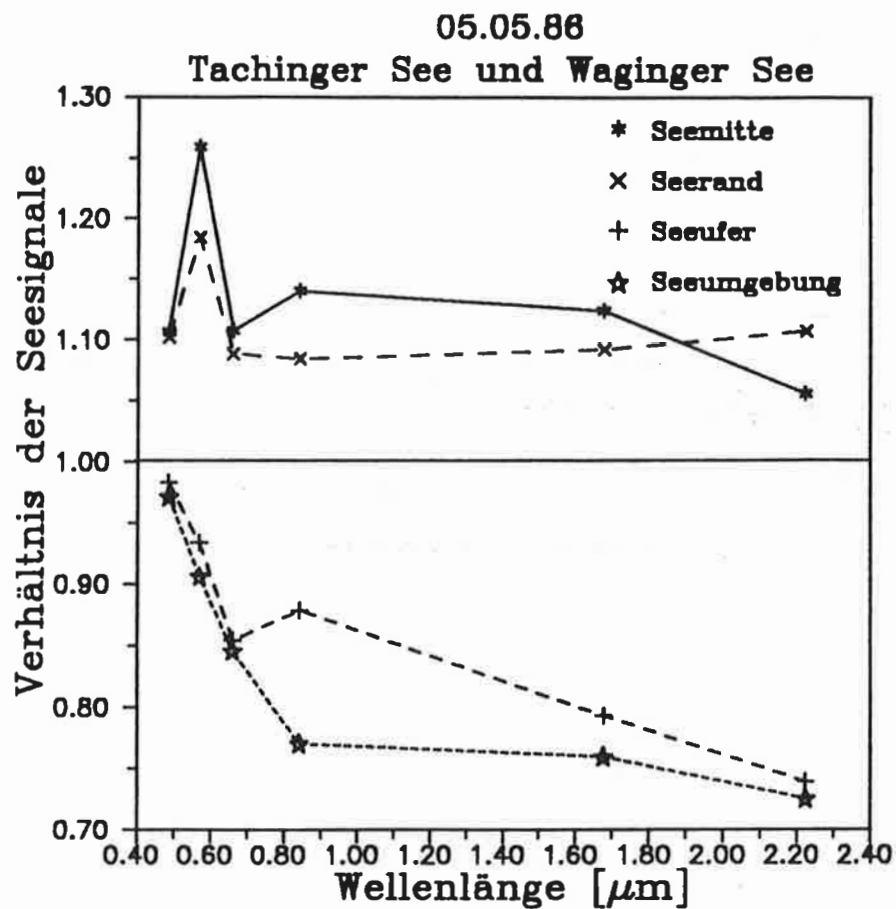
Abb. 7.12 a: Quotient zwischen Attersee (Nord) und (Süd) für verschiedene Bereiche beider Seeteile für den 05.05.86

Dann wurde die mittlere Strahldichte der Seeumgebung des nördlichen Attersees durch die mittlere Strahldichte der Seeumgebung des südlichen Attersees geteilt. Ist der Quotient größer als Eins, ist die Umgebung des nördlichen Attersees im Mittel heller als die des südlichen. Dieser Quotient wurde auch für die anderen Seebereiche berechnet. Ist die Umgebung dominierend für das über einem See gemessene Signal, so muß der Quotient der Umgebung einen Einfluß auf die Quotienten der anderen Seebereiche haben. Der Seeuferbereich muß dunkler sein als die Umgebung, da dieser Bereich schon sehr viel Strahlung an den dunklen See abgibt, der Seerandbereich muß heller sein als die Seemitte, da er stärker durch die Umgebung beeinflusst wird. Betrachtet man sich nun die Quotienten für die einzelnen Seebereiche zwischen Attersee (Nord) und Attersee (Süd) (s. Abb. 7.12 a), so kann man eine solche Abfolge der Quotientenkurven nicht feststellen. Im Kanal 4 sind sich sogar Seeumgebung und Seemitte ähnlicher als der Ufer- bzw. Randbereich. Auch die Entwicklung vom nahen zum mittleren Infrarot verläuft für jeden Seebereichsquotienten unterschiedlich. Das Seeufer ist zwar der Seeumgebung im Kurvenverlauf noch ähnlich, doch bestehen zwischen den beiden Seeteilen in der Helligkeit des Seeufers fast keine Unterschiede. Eine klare Beziehung zwischen Umgebung und See läßt sich nicht feststellen.

Betrachtet man in der gleichen Weise die Vorlandseen Waginger See und Tachinger See (s. Abb. 7.12 b), so sieht das Diagramm der Quotienten zwischen den beiden Seen völlig anders aus. Sowohl die nähere als auch die weitere Umgebung des Tachinger Sees ist sehr viel dunkler als die des Waginger Sees. Dennoch ist der Tachinger See selbst sehr viel heller als der Waginger See. Hier nähern sich Seeufer und Seerand von den Extrema Seemitte und Umgebung etwas aneinander an. Nur in Kanal 7 ist diese Annäherung nicht mehr vorhanden. Dieser Abbildung zufolge ist der Umgebungseffekt in direkter Ufernähe wirksam, doch scheint die Beeinflussung der Seemitte nicht oder nur in sehr geringem Maße vorhanden zu sein.

Auch für die zwei größeren Gebirgsseen, den Hallstätter See und den Königssee wurde dieser Vergleich der Helligkeiten gemacht (s. Abb. 7.12 c). Da diese Seen relativ klein sind, ist die Entfernung der Seemitte vom Ufer nur noch knapp 500 m. Um diesen Abstand möglichst groß zu halten wurden relativ wenig Pixel zur Berechnung der Seemittenstrahldichte verwendet (etwa 180 bis 190). Interessanterweise findet sich hier im Gegensatz zu Abbildung 7.12 b der Übergang von Seemitte zur Umgebung auch im Kanal 7. Die Seeumgebung des Hallstätter Sees ist sehr viel dunkler als die des Königssees, und genauso ist es auch mit den Seen selber im

b)



c)

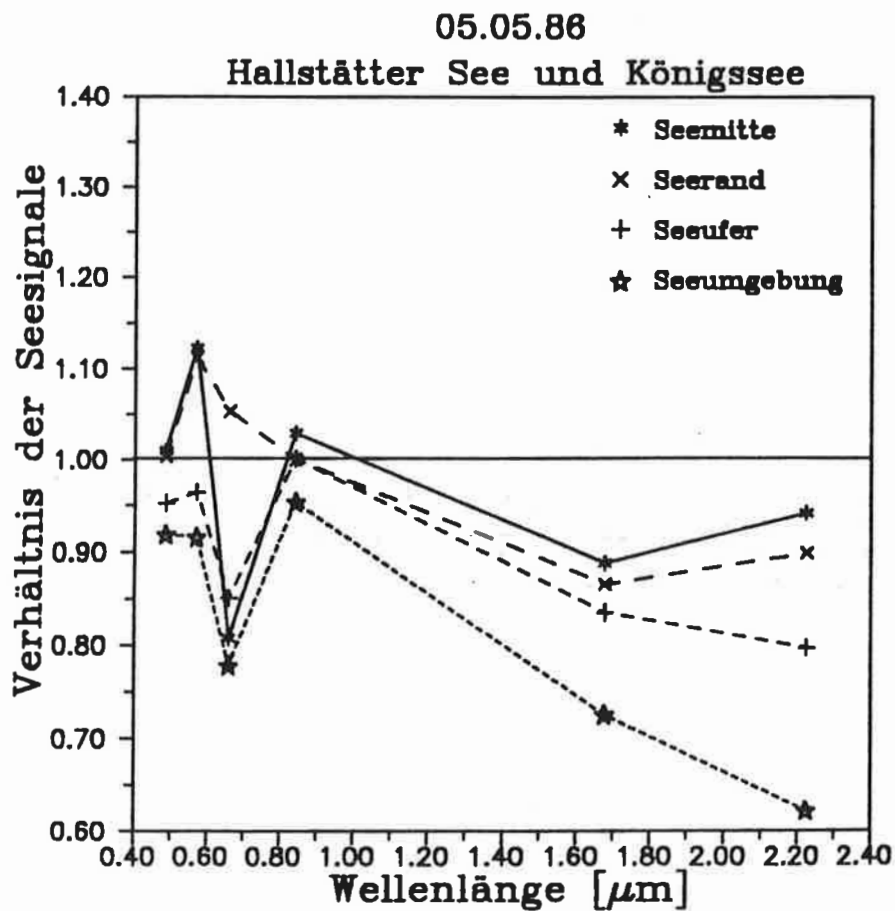


Abb. 7.12: Quotient zwischen b) Tachinger See und Waginger See sowie c) Hallstätter See und Königssee für verschiedene Bereiche der Seen für den 05.05.86

mittleren Infrarot. Im nahen Infrarot ist der Hallstätter See etwas heller als der Königssee im Gegensatz zur Seeumgebung. Doch sind hier die Unterschiede zwischen den Seen sehr gering. Mag auch das Signal der Seemitte durch die Umgebung beeinflusst sein, so hat es doch ein ausgeprägtes individuelles Verhalten, das durch den Umgebungseffekt nicht vollständig erklärt werden kann.

7.3.3 Die Berechnung des Umgebungseffektes nach Tanré

Tanré (1979 und 1981) hat sich mit der Berechnung der Überstrahlung einer dunklen Oberfläche durch eine hellere beschäftigt. Er nimmt eine Ebene an, deren eine Hälfte hell und die andere dunkel ist. Dann wird der Überstrahlungseffekt der hellen auf die dunkle Oberfläche und die Abdunklung der hellen durch die benachbarte dunkle Oberfläche simuliert. Für einen in Nadirrichtung blickenden Satelliten ist die gemessene Reflexion ρ_{ges} abhängig vom Sonnenzenitwinkel, von der Entfernung des betrachteten Punktes auf der einen Oberfläche von der anderen, vom Unterschied der Reflexion zwischen der einen Halbebene und der anderen und von der Trübung der Atmosphäre. Den Zusammenhang dieser Größen beschreibt die mit Reflexionen rechnende Formel:

$$\rho_{ges} \simeq \rho_{atm} + \frac{1}{1 - \langle \rho \rangle_r} (A\rho + B\bar{\rho} + C\langle \rho \rangle) \quad (19)$$

Dabei ist:

ρ_{ges}	die vom Satelliten über einem Pixel gemessene Reflexion
ρ_{atm}	die Reflexion der Atmosphäre
ρ	die wahre Reflexion des untersuchten Pixels (hier eines Seepixels)
$\bar{\rho}$	mittlere, winkelabhängige Reflexion des Pixels
$\langle \rho \rangle$	mittlere, winkelabhängige Reflexion der Umgebung
r	der von der Erdoberfläche reflektierte und dann von der Atmosphäre zurückgestreute Anteil der Strahldichte
μ	der Kosinus der Ausfallsrichtung, hier ist $\mu = 1$
μ_0	der Kosinus der Einfallrichtung, also des Zenitwinkels der Sonne
τ	die gesamte optische Dicke der Atmosphäre
τ_r	die optische Dicke der Rayleighatmosphäre
τ_p	die optische Dicke des Aerosols
$\cos\langle \theta \rangle$	der Anisotropiefaktor der Streufunktion des Aerosols

$$A = e^{(-\frac{\tau}{\mu})} e^{(-\frac{\tau}{\mu_0})} ; \quad B = e^{(-\frac{\tau}{\mu})} E(\mu_0) ; \quad C = E(\mu) [e^{(-\frac{\tau}{\mu_0})} + E(\mu_0)]$$

$$\text{und} \quad E(\mu) \simeq e^{(-\frac{\tau}{\mu})} \{e^{[(0.52 \tau_r + \beta \tau_p)/\mu]} - 1\}$$

$$\text{und} \quad r \simeq (0.92 \tau_r + \alpha \tau_p) e^{[-(\tau_r + \tau_p)]}$$

$$\text{mit} \quad \alpha = 1 - \langle \cos \vartheta \rangle \quad \text{und} \quad \beta = 0.5 (1 + \langle \cos \vartheta \rangle)$$

Will man nur den Effekt der Umgebungsreflexion auf den am Satelliten gemessenen Reflexionswert berechnen, so reicht es aus, nur den Term

$$\rho_{\text{env}} \simeq \frac{C \langle \rho \rangle}{1 - \langle \rho \rangle r} \quad (20)$$

zu berücksichtigen. Dabei gibt jedoch $\langle \rho \rangle$ die Differenz zwischen der mittleren Reflexion der Umgebung (ρ_{umg}) und des untersuchten Pixels (ρ_{pix}) (in diesem Falle des Wassers) an, da diese Differenz für die Stärke der Überstrahlung entscheidend ist. Diese Differenz wird gewichtet mit dem Faktor χ_{dis} , der abhängig ist von der Entfernung des untersuchten Pixels vom Seerand, der betrachteten Wellenlänge und der Trübung der Luft. Dieser Wichtungsfaktor ist die der Abbildung 7.13 zu entnehmende Reflexion (Tanré, 1979). Für $\langle \rho \rangle$ ergibt sich dann:

$$\langle \rho \rangle = (\rho_{\text{umg}} - \rho_{\text{pix}}) * \chi_{\text{dis}} \quad (21)$$

Nach Angaben der Sichtweite aus den Daten des Deutschen Wetterdienstes (s. Anhang) für den 05.05.86 wurden für zwei Vorland- und zwei Bergseen diese Umgebungseffekte berechnet. Die unterschiedlichen Sichtweiten in der Nähe der einzelnen Seen haben verschiedene Umgebungseffekte zur Folge (vgl. auch Abb. 7.12). Dabei wurde den Berechnungen für alle Seen ein Abstand der untersuchten Pixel vom Seerand von etwa 1000 m zugrunde gelegt. Für diesen Abstand ergibt sich aus Abbildung 7.13 ein Wichtungsfaktor χ_{dis} von 0.12. Als Umgebungsreflexion wurde die eines Pflanzenblattes (Kondrat'ev, 1973, Abb. 2.2) genommen. Die in den Satellitenszenen als Umgebungsreflexion gemessenen Werte liegen im nahen und mittleren Infrarot deutlich niedriger als die Werte in der Abbildung 2.2 bei Kondrat'ev (Kanal 4 bei 0.37% für den Waginger See (s. Abb. 7.8) anstatt 0.50% nach Kondrat'ev). Das könnte z. T. daran liegen, daß die Umgebung durch den See abgedunkelt wird. Deshalb wurde bewußt der hohe Wert der Pflanzenreflexion genommen, obwohl durch die unter-

schiedlichen Oberflächentypen in der Seeumgebung der vom Satelliten gemessene Wert der Umgebungsreflexion wahrscheinlicher ist. Die Reflexionsdaten des Wassers sind die oben berechneten und in Tabelle 2.3 aufgeführten Werte. Vergleicht man diese mit der Reflexionskurve des Pflanzenblattes (Abb. 2.2) ergibt sich für die Kanäle im Sichtbaren, daß der See gleich hoch oder stärker (z. B. im Kanal 1, wo durch die Absorption von Chlorophyll die Reflexion des Pflanzenblattes sehr gering ist) reflektiert als das Blatt. Legt man Querprofile durch die Seen, so kann man sie in diesen Kanälen kaum von ihrer Umgebung unterscheiden (s. Kap. 7.3.1). Für diese Kanäle ist also der Einfluß des Umgebungseffektes auf das satellitengemessene Signal vernachlässigbar klein. Deshalb wurde die Berechnung nur für die Kanäle im nahen und mittleren Infrarot durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abb. 7.14 a zu sehen. Dargestellt sind zum einen die vom Satelliten gemessenen Residualreflexionen über dem nördlichen Attersee (Sichtweite = 18 km, DWD, 1991), dem Mondsee (Sichtweite = 25 km), dem Waginger See (Sichtweite = 55 km) und dem Waller See (Sichtweite = 45 km). Zum anderen wurde für eine aus Pflanzenblättern bestehende

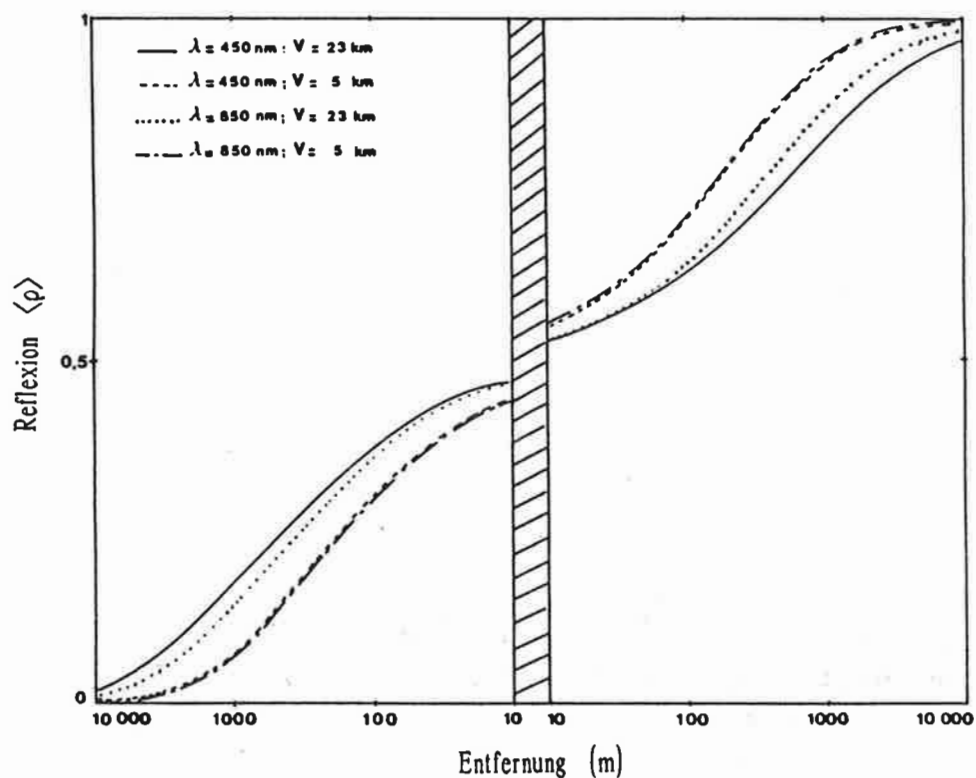


Abb. 7.13: Mittlere Reflexion der Umgebung in Abhängigkeit von der Entfernung eines Pixels M von der Grenze zwischen zwei unterschiedlich stark reflektierenden Halbebenen ($\rho_0 = 0$ und $\rho_1 = 1$) für zwei Atmosphärenmodelle von McClatchey mit 5 km bzw. 23 km Sichtweite und die Wellenlängen $\lambda = 450 \text{ nm}$ und $\lambda = 850 \text{ nm}$. nach: Tanré (1979)

Umgebung die Reflexion errechnet, die aufgrund des Umgebungseffektes über dem See in 1000 m Entfernung von der Seeumgebung zu erwarten ist. Der Umgebungseffekt ist für den Attersee am höchsten, da dort die geringste Sichtweite gemessen wurde. Da nach Westen zu die Sichtweite zunimmt wird auch die Beeinflussung des Signals der dort gelegenen Seen durch die Umgebung geringer. Insgesamt ist für alle Seen der berechnete Umgebungseffekt sehr viel geringer als die gemessene Seereflexion. Auch der spektrale Verlauf ist deutlich anders. Er wird dem gemessenen Seesignal ähnlicher, wenn man den Abstand vom Seerand halbiert (s. Abb. 7.14 b). Alle für die Berechnung der gemessenen Seereflexion verwendeten Pixel sind jedoch weiter als 500 m vom Seerand entfernt. Allerdings wirkt der Überstrahlungseffekt bei den sich überwiegend längserstreckenden Seen von zwei Uferseiten, wodurch die Verdoppelung des Wichtungsfaktors bzw. die Halbierung der Entfernung vom Ufer möglicherweise sinnvoll ist. Dennoch ist selbst bei hoher optischer Dicke des Aerosols (Attersee: $\tau_{0.55} = 0.3$) das über dem See gemessene Signal durch den Umgebungseffekt nicht zu erklären. Nimmt man die Reflexion des in Kapitel 7.2 berechneten Aerosols hinzu, ist das vom Satelliten gemessene Signal immer noch höher als die Summe von Aerosol- und Umgebungseffekt.

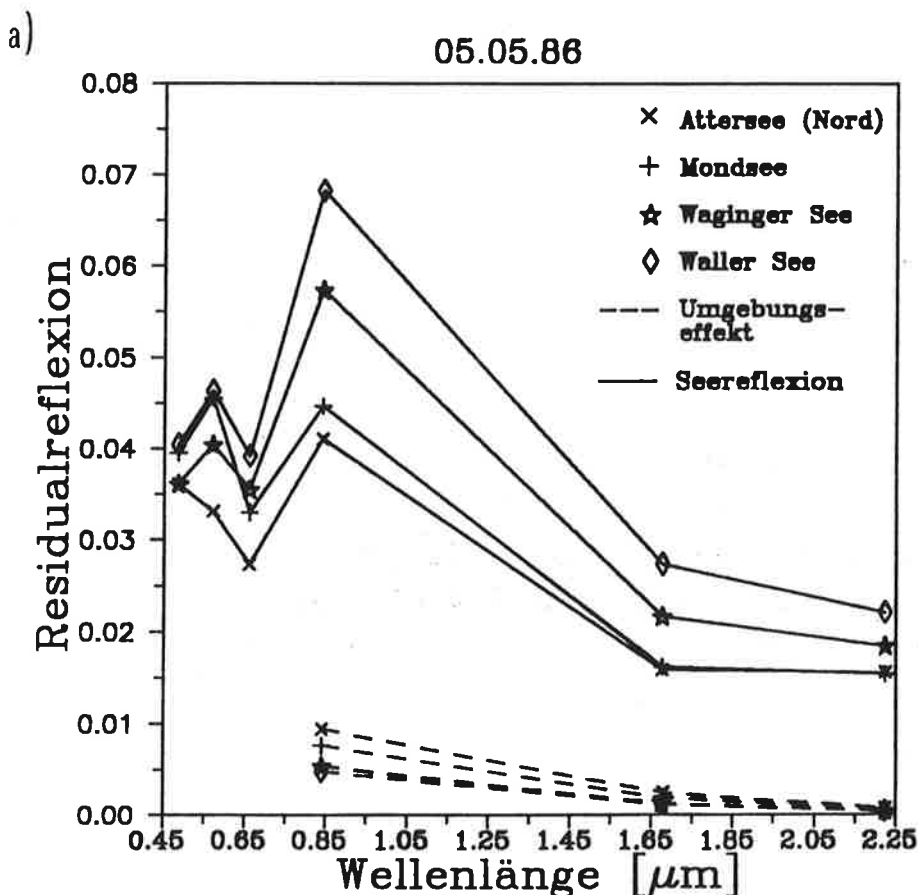


Abb. 7.14 a: Seereflexion und zu erwartende Reflexion über einem See aufgrund des Umgebungseffektes für den 05.05.86 für zwei Vorland- und zwei Bergseen berechnet für die Modellumgebung "Pflanzenblätter" (s. Abb. 2.2) und einen Abstand vom Seerand von 1000 m.

b)

05.05.86

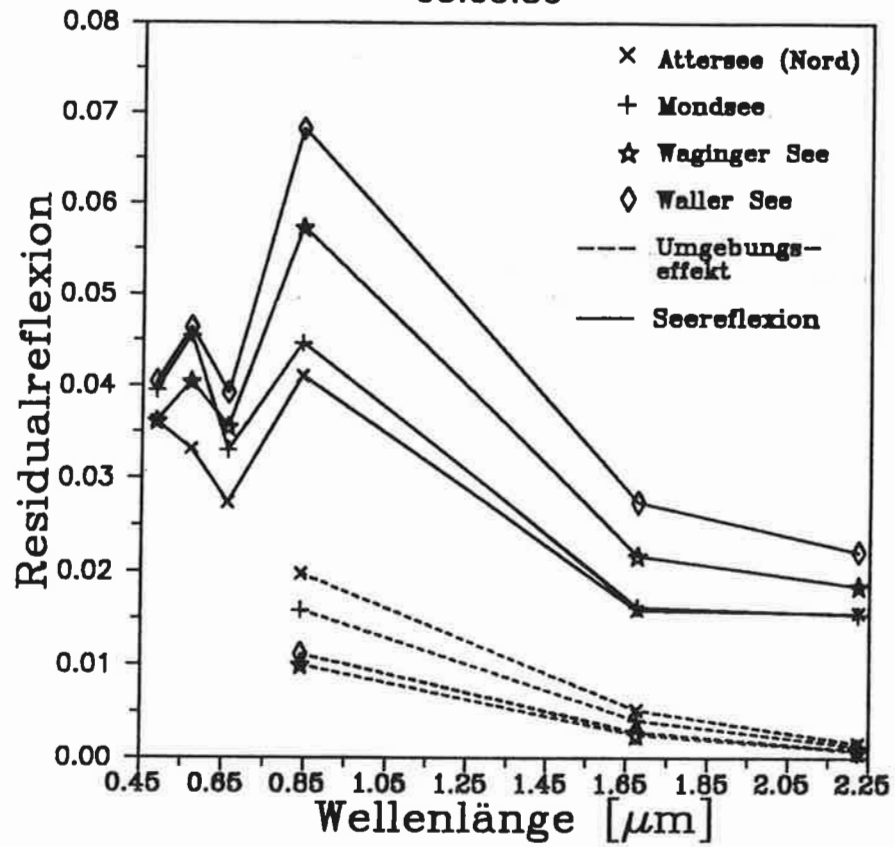


Abb. 7.14: Seereflexion und zu erwartende Reflexion über einem See aufgrund des Umgebungseffektes für den 05.05.86 für zwei Vorland- und zwei Bergseen berechnet für die Modellumgebung "Pflanzenblätter" (s. Abb. 2.2) und einen Abstand vom Seerand von 500 m.

8. LIMNOLOGISCHE AUSWERTUNG

Alle in Kapitel 7 betrachteten Störgrößen können einen Teil der Phänomene erklären, die sich in den Seesignalen zeigen. Trotzdem entpuppen sich in den satellitengemessenen Daten jeden Sees Eigenheiten, die weder durch die Meßcharakteristiken des TM, noch durch die Atmosphäre und die Seeumgebung verursacht sein können. Offensichtlich enthalten die Daten auch eine Fülle von Informationen über die Seen selber. Dies soll in diesem Kapitel ausführlich untersucht werden.

8.1 DIE FARBE DER SEEN

8.1.1 Die Seefarbe aus limnologischer Sicht

Was an Seen als erstes auffällt ist ihre Farbe. Sie kann von dunkelblau bis rot alle Farbschattierungen annehmen. Alle in diesem Unterkapitel aufgeführten Informationen über den Zusammenhang zwischen der Wasserfarbe und den Seeinhaltsstoffen sind den Arbeiten von *Goldmann & Horne* (1983) und *Wetzel* (1983) entnommen. Da der TM im Sichtbaren in drei Kanälen mißt, können mit ihm viele der im weiteren aufgeführten Seefarben erkannt werden. Durch seine zusätzlichen Kanäle im nahen und mittleren Infrarot ist es möglich, noch zusätzliche Informationen zu erhalten. Dies wird in den folgenden Unterkapiteln diskutiert.

Ist das Wasser völlig sauber und tief genug um Bodenreflexion auszuschließen, so ist seine Farbe durch die Streuung und Absorption durch die Wassermoleküle bestimmt. Seine Farbe ist dann dunkelblau. Alle Zusatzstoffe verändern diese Wasserfarbe zu längeren Wellenlängen hin. Enthält das Wasser kolloidales CaCO_3 (Kalziumkarbonat), welches im Grünen und Blauen sehr stark streut, so wird die Wasserfarbe blau-grün. Treten viele Blau-Grün-Algen auf, verfärbt sich das Wasser blau-grün bis gelb-grün und es gibt ein Reflektionsmaximum im nahen Infrarot (s. Abb. 8.1).

Gelöstes Material sowie sehr feine Schwebstoffe (z. B. Tone oder Schwebstoffe aus Kreide oder Kalkstein) geben dem Wasser eine grüne Farbe. Gletschermilch, die unterschiedliche Korngrößen und eine hohe Materialdichte aufweist, läßt das Wasser weiß oder milchig erscheinen. Hat sich ein Großteil der Schwebstoffe abgesetzt, so

wird das Wasser wieder grün. Das liegt daran, daß sich zuerst die größeren Schwebstoffe ablagern, und die Korngrößenfraktion von Ton wegen ihrer geringen Größe hauptsächlich im Grünen streut. Auch durch organisches Material kann eine Grünfärbung des Wassers hervorgerufen werden, vor allem wenn Phytoplankton blüht. Auch höhere Pflanzen, die im Wasser schweben, führen zu einer Grünfärbung des Wassers und einem Reflexionsmaximum im nahen Infrarot (s. Abb. 8.1, die Kurve für die schwebende Makrophyte "Lemna").

Enthält das Wasser viel gelöstes Material, vor allem organisches, so färbt sich das Wasser gelb oder braun bis rot (diese Materialien erhöhen drastisch die Absorption des Wassers in der Abfolge Infrarot bis Rot, Ultraviolett, Blau und Grün). Enthält es viele Schwebstoffe (Partikel), so kann die Farbe von rotbraun über gelb bis grün variieren. Bei hohem Sulfatgehalt kann durch oxidierende Bakterien das Wasser eine gelbe Farbe annehmen. Viele Diatomeen führen zu einer gelblich-braunen Wasserfarbe (vgl. Reflexionskurve der Diatomeen in Abb. 8.1). Humusbestandteile färben das Wasser gelb bis rot, hohe Konzentrationen von Tonen oder Tuff erzeugen eine gelbe bis braunrote Wasserfärbung.

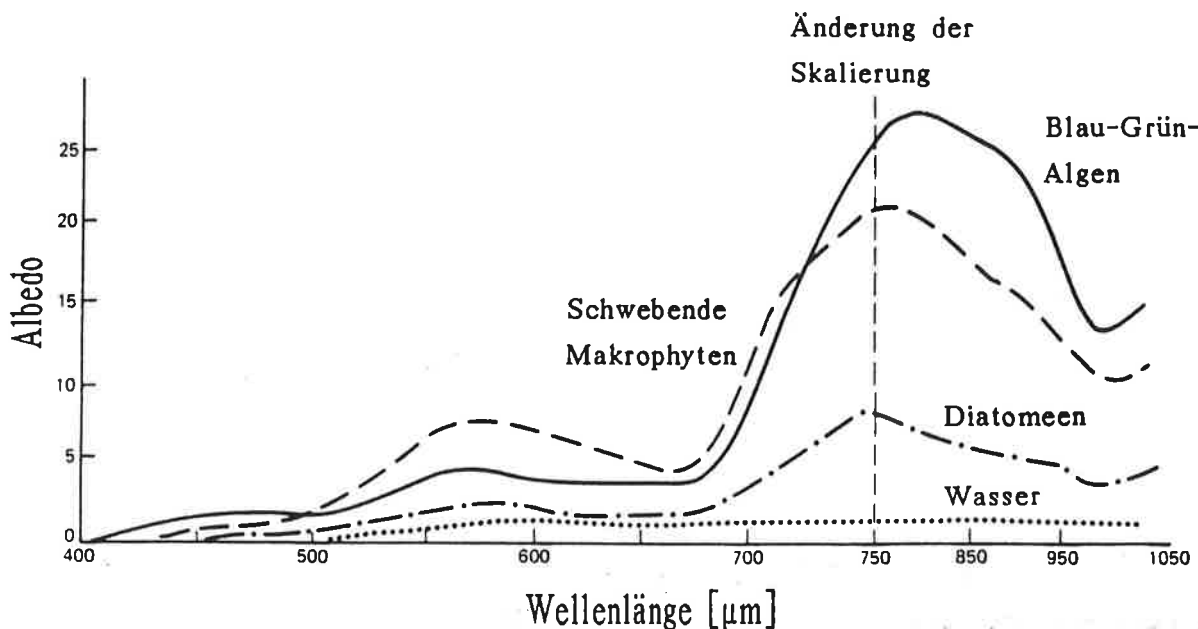


Abb. 8.1: Reflexion des Lichtes durch Algen und höhere Wasserpflanzen. Man beachte die hohe Reflexion im nahen Infrarot der Blau-Grün-Alge (Aphanizomenon) und der schwebenden höheren Pflanze (Lemna). Die Gasvakuolen der Blau-Grün-Algen und die Lufträume innerhalb von Lemna sind wahrscheinlich der Grund für diese hohe Reflexion im nahen Infrarot. Die Diatomee (Cymbella) und andere Grünpflanzen reflektieren überwiegend im Sichtbaren, wodurch sie eine grüne Farbe hervorrufen.

nach: Goldman & Horne, 1983

Auch rote Wasserfärbungen sind möglich, z. B. wenn das Wasser Eisenhydroxide als Schwebstoffe enthält (rote oder rötlich-braune Wasserfarbe), eine Dinoflagellatenblüte auftritt (auch rote bis rötlich-braune Wasserfarbe) oder sehr viele Algen (z. B. die Art *Glenodinium*) im Wasser vorhanden sind (blutrote Wasserfärbung). Auch ein Gemisch aus Algen und Bakterien kann zu einer roten Wasserfärbung führen.

Die im Wasser lebenden Organismen sind an die Lichtverhältnisse ihrer Umgebung angepaßt. So kann z. B. die Blau-Grün-Alge "*Microcystis*", wenn sie in einem Milieu mit vorherrschendem Angebot an rotem Licht aufwächst, Chlorophyll a gegen Phycocyanin austauschen, oder bei anderem Lichtangebot andere Pigmente bevorzugen (vgl. Abb. 2.4 b). Diese Verhaltensweise nennt man "chromatische Adaption". Da sich durch Änderung der Inhaltsstoffe der Pflanze auch ihr Reflexions- bzw. Absorptionsverhalten ändert, beeinflußt dies auch die Seefarbe. Auch andere Faktoren wie z. B. das Lichtangebot am See verändern die Wasserfarbe. Dennoch ist die Farbe eine sehr gute Möglichkeit, erste Informationen über die Inhaltsstoffe im See und ihre Konzentration zu erhalten. Inwieweit die Reflexionsmaxima der in Abbildung 8.1 aufgeführten Pflanzen vom Satelliten aus meßbar sind, hängt von der Konzentration der Pflanzen und der Tiefe ihres Vorkommens im Wasser ab. Treten sie im obersten halben Meter der Wassersäule in größeren Mengen auf, wird das zu einer Erhöhung des satellitengemessenen Signals im nahen Infrarot führen.

Eine Modellierung der aus dem Wasser austretenden Strahldichte mit dem Modell von *Fischer* (1983) ist für organismenhaltige Seen bis jetzt wegen der gerade beschriebenen chromatischen Adaption nicht möglich. In das Strahlungstransportmodell eingebaut sind Reflexionspektren von chlorophyllhaltigen Organismen, die im Ozean vorkommen. Da die im Ozean lebenden Organismen im allgemeinen in Tiefen unter einem Meter vorkommen, enthalten sie nur Pigmente, deren Absorption und Reflexion auf das bis dorthin eindringende Licht, also das Sichtbare, abgestimmt sind. Die Reflexionsspektren der in Seen lebenden Organismen können davon völlig unterschiedlich sein. Um den Strahlungstransport in organismenhaltigen Seen zu modellieren, sind erst genaue Reflexionsmessungen der in Seen vorkommenden Organismen nötig.

8.1.2 Die Seen in den Spektralkanälen des Thematic Mappers

Betrachtet man in der klaren Satellitenszene vom 11. Juli 1987 einmal alle größeren Seen gleichzeitig in jedem Kanal des Thematic Mappers (s. Abb. 8.2 a - g), so kann man Unterschiede und Ähnlichkeiten feststellen (die Farbkeile entsprechen den

in Abbildung 8.8 angegebenen Werten für die einzelnen Kanäle). Dabei sind einander ähnliche Seen nicht unbedingt auch räumlich nahe zusammen. Diese Unterschiede können in jedem Kanal des TM räumlich anders verteilt sein. Dabei ist zu berücksichtigen, daß der Königssee aus Darstellungsgründen in der Abbildung 8.2 nach Norden verschoben ist.

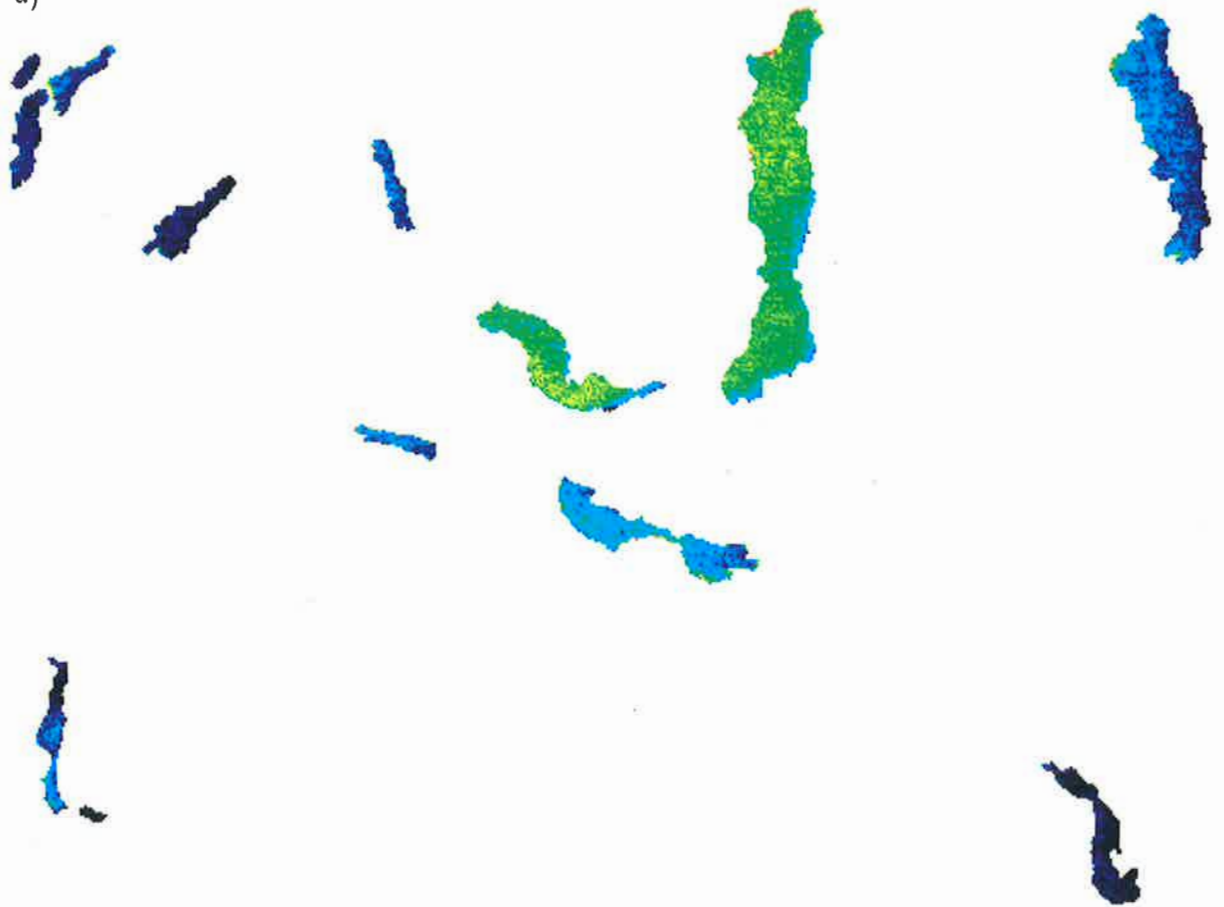
Im Kanal 1 (s. Abb. 8.2 a) sind sowohl die Vorlandseen im Nordwesten (außer helleren Bereichen im Mattsee) als auch der Hallstätter See im Südosten sehr dunkel. Der ganze Attersee und der Mondsee hingegen reflektieren sehr stark in diesem Spektralbereich und auch der Wolfgangsee ist erhellt. Im Traunsee und im Königssee sowie im Fuschlsee und im Zeller See gibt es sowohl sehr dunkle als auch hellere Bereiche. Darauf wird im Kapitel 8.2 näher eingegangen.

Im Kanal 2 (s. Abb. 8.2 b) sind die Unterschiede zwischen den Seen größer. Auffällig ist vor allem der extrem helle Mondsee (s. auch Kap. 8.2). Auch der Attersee (von Norden bis Süden) und der Wolfgangsee weisen eine hohe Reflexion auf. Die Vorlandseen Mattsee und Obertrumer See sind auch noch relativ hell. Sie sind deutlich heller als der Waller See und der recht kleine Grabensee. Im Traunsee und im Königssee finden sich wieder helle Bereiche. Der dunkelste See ist auch im Grünen der Hallstätter See.

Im Kanal 3 (s. Abb. 8.2 c) nehmen die Unterschiede zwischen den Seen wieder ab. In diesem Spektralbereich ist nur der Mondsee im mittleren Bereich auffällig hell. Der Mattsee und der Waller See sind im Roten heller als ihre beiden Nachbarseen Obertrumer See und Grabensee. Auch in diesem Kanal sind die Gebirgsseen wieder die dunkelsten, wobei diesmal der Hallstätter See der hellere ist. Der ganze Attersee, Traunsee und Wolfgangsee sind sich hingegen sehr ähnlich.

Auch im Kanal 4 (s. Abb. 8.2 d) ist der Mondsee in seinem südlichen Teil der hellste See. Der Attersee teilt sich in einen nördlichen und einen südlichen Teil, wobei der nördliche strukturiert und heller ist als der südliche. Über diesen See wird noch sehr ausführlich im Kapitel 8.3.2.2 gesprochen. Die nordwestlichen Vorlandseen, vor allem der Grabensee, sind hell. Der Traunsee ist wie schon in den sichtbaren Kanälen im Westen und Norden heller als im übrigen Teil des Sees. Die Gebirgsseen sind nicht mehr auffällig dunkler als z. B. der Südteil des Attersees oder der Ostteil des Traunsees. Doch ist der Königssee wieder dunkler als der Hallstätter See. Auffällig in diesem Kanal ist die starke Ost-West-Bänderung, die durch Fehler in der Eichung des Satelliten bedingt sind. Diese Streifen wurden im Kapitel 7 über die Störgrößen näher untersucht.

a)



b)

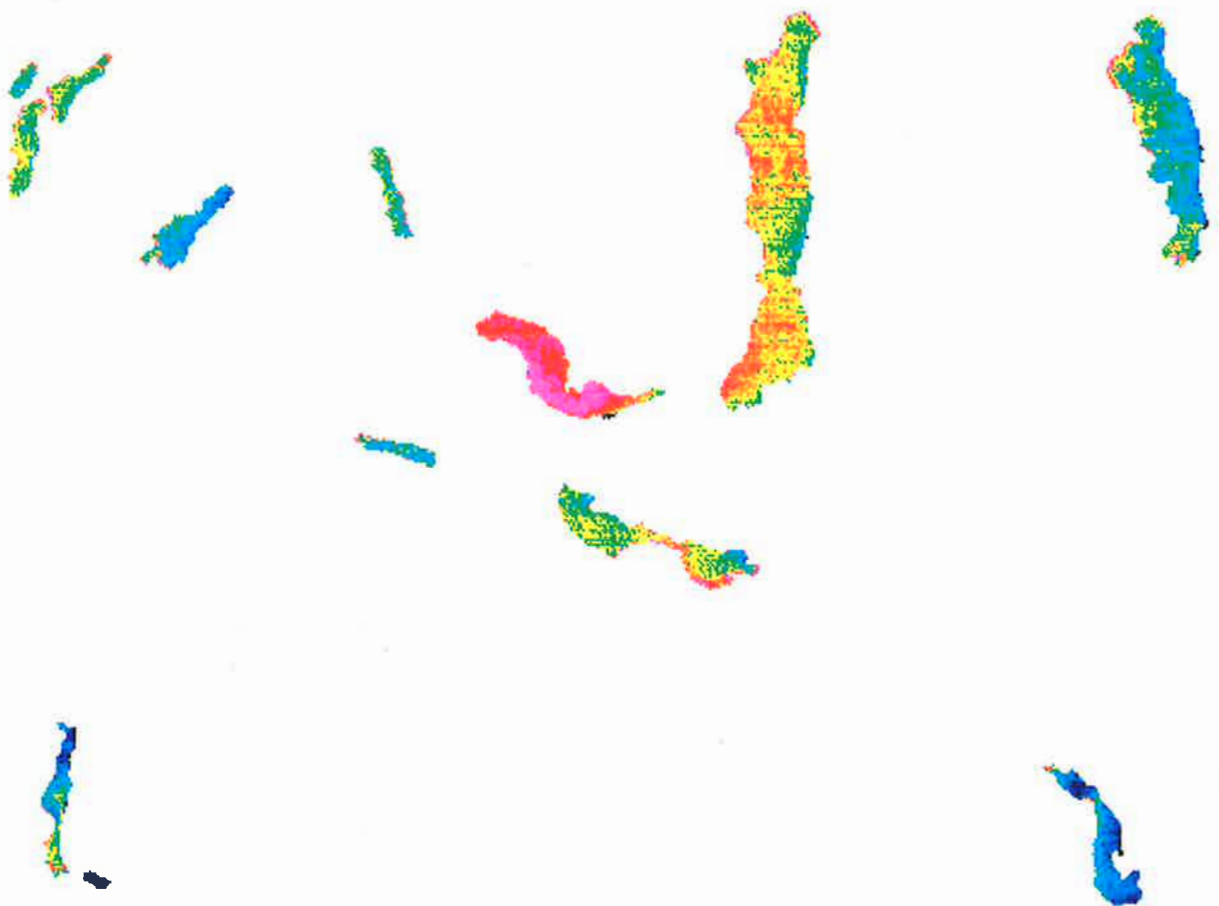
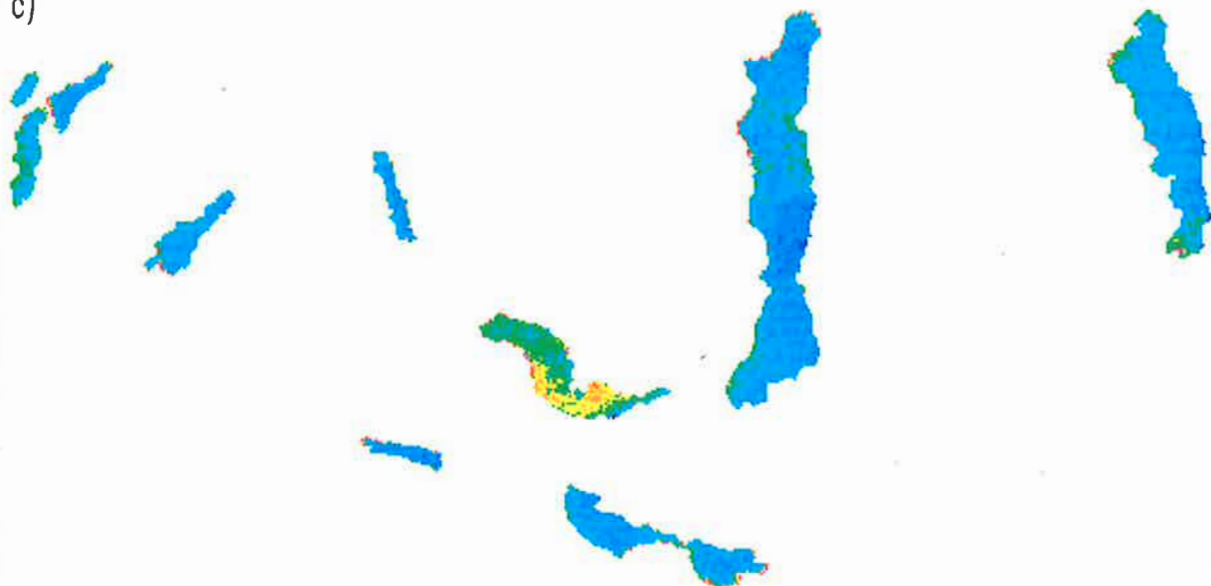


Abb. 8.2: Gemessene Strahldichten über den größeren Seen am 11.07.87 im Kanal 1 (a) und Kanal 2 (b) (Farbkeile s. Abb. 8.8 a und b)

c)



d)

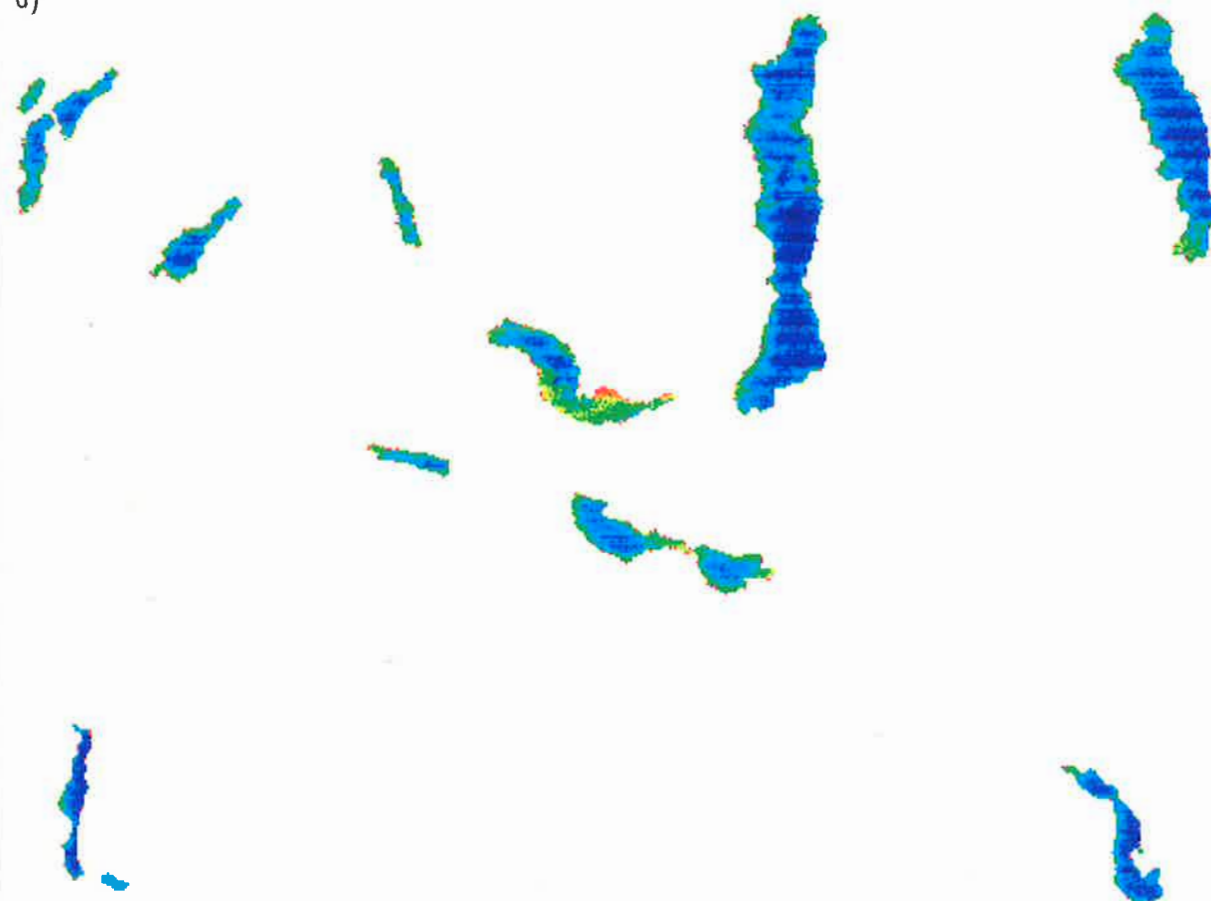
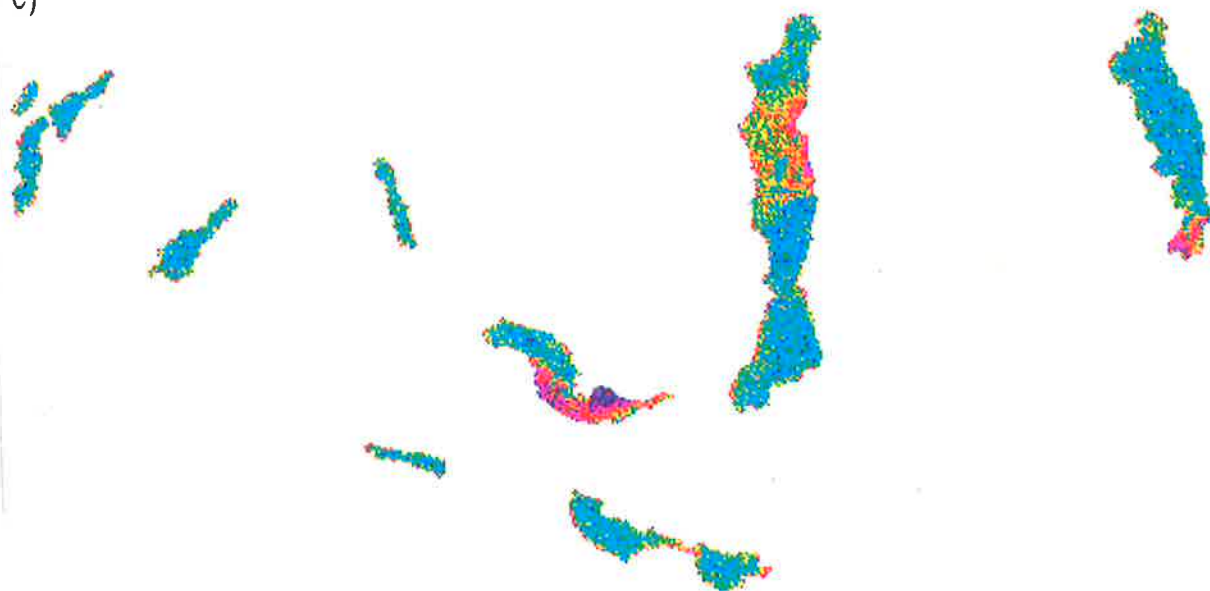


Abb. 8.2: Gemessene Strahldichten über den größeren Seen am 11.07.87 im Kanal 3 (c) und Kanal 4 (d) (Farbkeile s. Abb. 8.8 c und d)

e)



f)

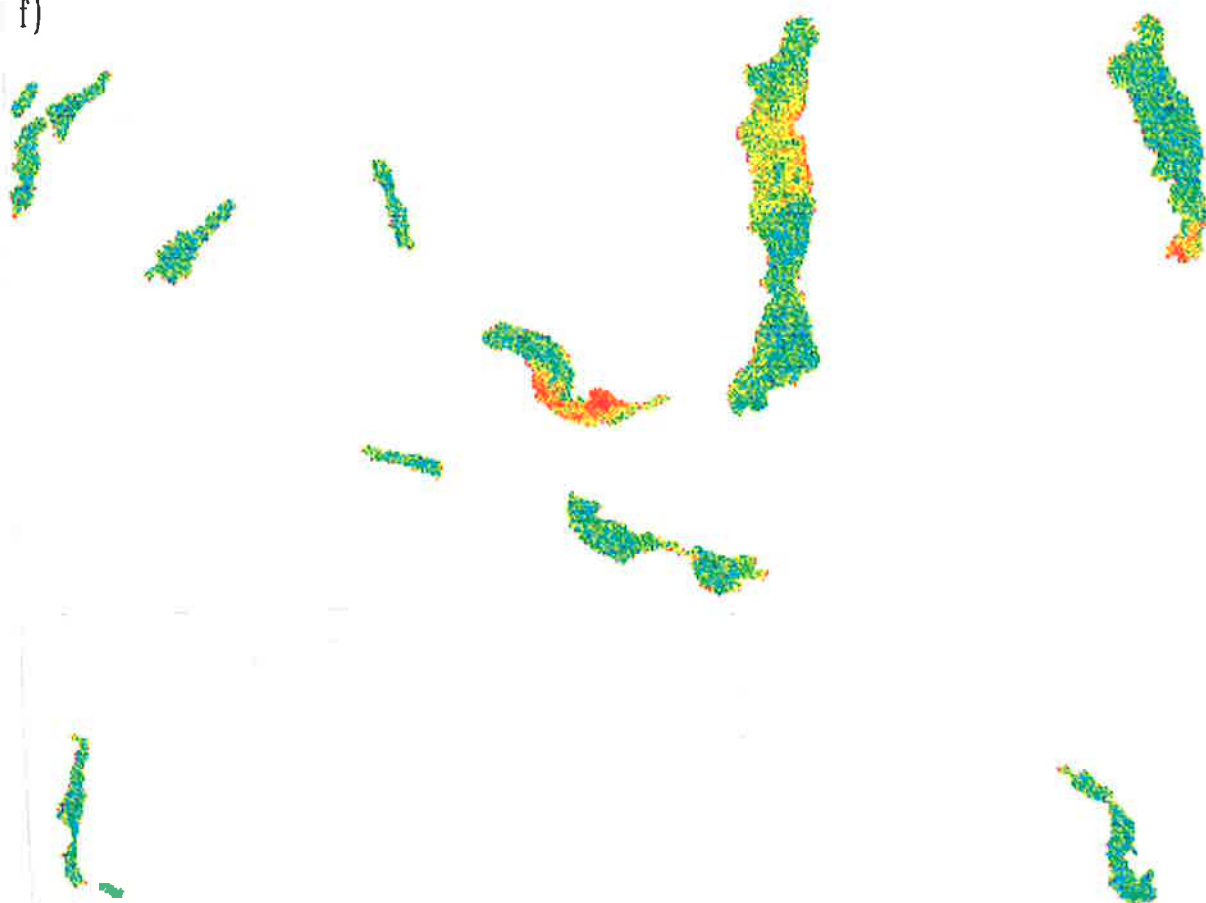


Abb. 8.2: Gemessene Strahldichten über den größeren Seen am 11.07.87 im Kanal 5 (e) und Kanal 7 (f) (Farbkeile s. Abb. 8.8 e und f)

Im mittleren Infrarot im Kanal 5 (s. Abb. 8.2 e) wird das Bild der Seen viel homogener. Auffällige Strukturen finden sich nach wie vor im Mondsee. Aber auch im Nordteil des Attersees intensivieren sich helle Strukturen. Auch im äußersten Süden des Traunsees ist das Signal sehr stark erhöht. In allen diesen Fällen muß wegen der geringen Eindringtiefe des Lichtes in diesem Wellenlängenbereich Material in der Oberfläche der Seen für diese Signalerhöhung verantwortlich sein. Nähere Informationen dazu finden sich im Kapitel 8.4. Die Gebirgsseen sind nicht dunkler als die Vorland- oder Bergseen. Das Signal in diesem Kanal des TM ist zwar veräuscht, doch die Helligkeit eines Sees ist gut erkennbar.

Die sehr hellen Strukturen im Mondsee, nördlichen Attersee und südlichen Traunsee finden sich auch im Kanal 7 (s. Abb. 8.2 f) wieder. Auch hier ist die Helligkeit der anderen Seen oder Seeteile über den ganzen Szenenausschnitt sehr ähnlich. Das Radiometerrauschen ist auch in diesem Kanal für die Inhomogenität in den dunkleren Seen oder Seeteilen verantwortlich.

8.2 SCHWEBSTOFFE UND IHRE TIEFENVERTEILUNG IM SEE

In den hier untersuchten Szenen finden sich hohe Schwebstoffkonzentrationen oder Gletschermilch in mehreren Seen. Im Wolfgangsee findet sich eine solche Schwebstoffkonzentration nur Anfang Mai und auch da ist die Konzentration nur gering. Sie reicht wegen der starken Reflektivität des Materials jedoch aus, um das über dem Wolfgangsee vom Satelliten gemessene Signal in allen Kanälen zu erhöhen (s. Abb. 6.2 b).

Im Saalachsee findet sich in allen hier untersuchten Szenen Gletschermilch (stark erhöhtes Signal in allen Kanälen im Sichtbaren (s. Abb. 6.12)). Dabei hat der Saalachsee (s. Kap. 5 und 6.3.2) in den Kanälen des Sichtbaren und des nahen Infrarots ein so hohes Signal in allen Jahreszeiten (s. Abb. 6.12), daß in Tiefen bis fast an die Oberfläche (Eindringtiefe Kanal 4: 36 cm) die Schwebstoffkonzentration sehr hoch sein muß. Im mittleren Infrarot jedoch ist das Signal nicht erhöht (s. Kap. 5). Offensichtlich reicht die Durchmischung nicht bis in die von den Kanälen 5 und 7 noch meßbare Oberflächenschicht.

Der Mondsee enthält stellenweise hohe Schwebstoffkonzentrationen. Da sie hier stärker konzentriert sind als im Wolfgangsee und nicht, wie im Saalachsee, flächendeckend verteilt, kann man anhand ihrer Verteilung die Strömung im See mit ihren

Wirbelstrukturen gut erkennen (s. Abb. 8.3 für den 11.07.87). Die in den Reflexionskurven aufgeführten Daten (Abb. 6.4 a) des Mondsees sind dabei dem von Verwirbelungen relativ freien zentralen Nordteil entnommen. Am Westende des Sees mündet die *Zeller Ache* (Pfeil 1, s. Abb. 8.3 a). Von dort fließt das Wasser über die Längserstreckung des Sees von etwa 10 km von Westen nach Osten. Etwa in der Mitte fließt von Westen die *Fuschler Ache* in den Mondsee (Pfeil 2, s. Abb. 8.3 a). Sie führt große Mengen an Schwebstoff mit sich. Von dort werden diese durch Strömungen verteilt, und ihre Konzentration und die Tiefe ihres Vorkommens ändern sich im Verlauf des Sees. Anhand dieser Änderungen erkennt man die Wirbelstrukturen, in denen das Material enthalten ist. Man sieht sie sehr deutlich, wenn man gesamten Mondsee betrachtet. Dies wurde einmal in Form von Kanalüberlagerungen, das heißt Rot-Grün-Blau-Darstellungen der Kanäle 3 (rot), 2 (grün) und (blau) sowie der Kanäle 7 (rot), 5 (grün) und 4 (blau) für den 11.07.87 getan (s. Abb. 8.3 a und b). In allen diesen Kanälen sind die stärksten Materialkonzentrationen im Südteil des Sees zu finden. Im Sichtbaren finden sich auch noch geringere Konzentrationen im Nord- und Westteil des Sees (s. Abb. 8.3 a). Diese sind im nahen und mittleren Infrarot (s. Abb. 8.3 b) nicht mehr nachweisbar. Die im äußersten Westen zu findenden Schwebstoffe sind durch die *Zeller Ache* in den See transportiert worden. Offensichtlich ist ihre Schwebstofffracht nur gering. Daß die Erhöhung des Signals im Nordteil des Sees nur in den Kanälen im Sichtbaren, im Südteil jedoch in allen solaren Kanälen zu finden ist bedeutet, daß die vertikale Durchmischung im Südteil des Sees stärker ist als im Nordteil.

Auch der im Gebirge liegende Königssee soll auf seine Wirbelstrukturen hin untersucht werden. Dazu wird ein Farbbild der über dem See am 11.07.87 gemessenen Strahldichten für jeden solaren Kanal mit dem dazugehörigen Farbkeil erstellt (s. Abb. 8.4). Diese Farbkeile sind zur besseren Sichtbarmachung der Strukturen im Königssee stärker gespreizt als die für Abbildung 8.2 a - f und Abbildung 8.8 a - f verwendeten. Man sieht, wie vom Eisgraben aus (Pfeil, Abb. 8.4 a), der vom Gletscher der Eiskapelle gespeist wird, Gletschermilch in den Königssee fließt. Sie wird in größeren Tiefen (Kanal 1, s. Abb. 8.4 a) bis weit in den Norden und in den ganzen Südteil des Sees transportiert. Auch noch im Kanal 2 (s. Abb. 8.4 b) wird der Materialtransport in weite Gebiete des Sees deutlich. Dabei kommt es zu hohen Konzentrationen am Südende des Sees, wo der See flacher wird. Dort fanden sich auch schon im Kanal 1 Maxima der vom Satelliten gemessenen Strahldichten. Im Kanal 3

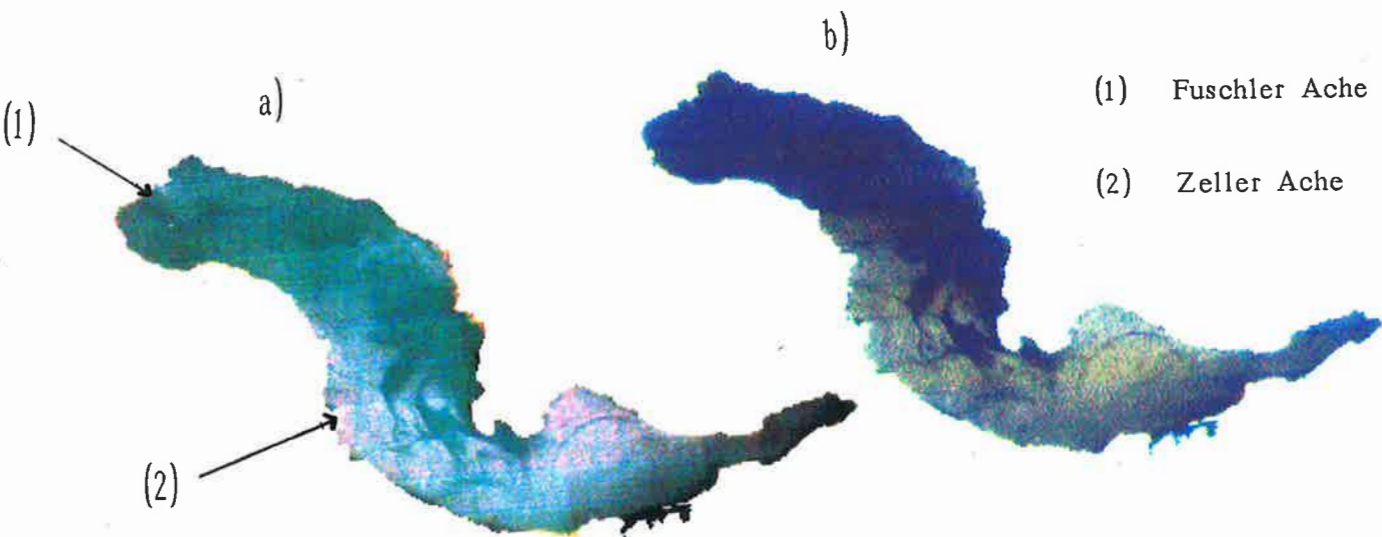


Abb. 8.3: Farbkomposit der Kanäle im Sichtbaren (a) und im nahen und mittleren Infrarot (b) der über dem Mondsee gemessenen Grauwerte

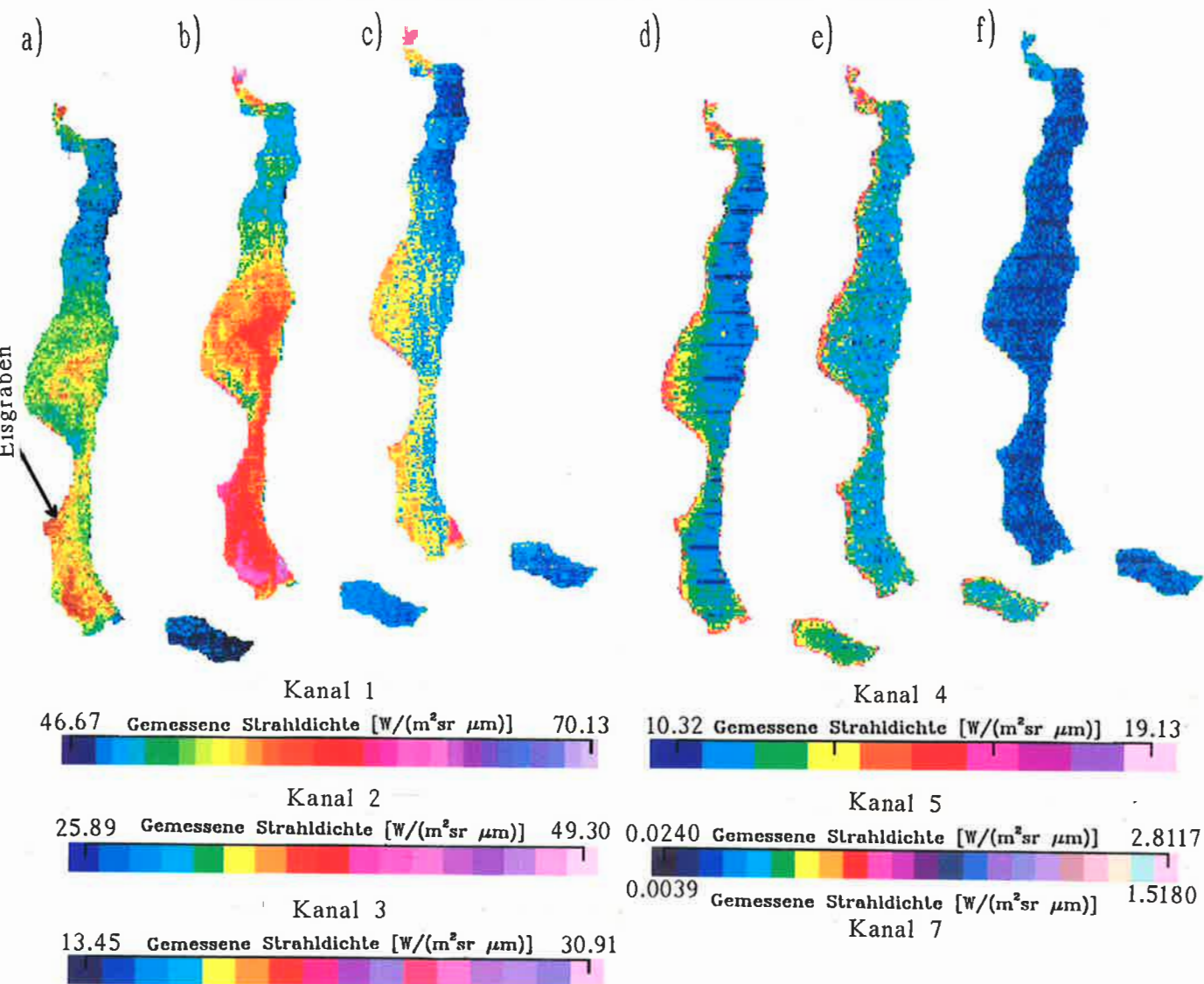


Abb. 8.4 a - f: Vom Satelliten am 11.07.87 über dem Königssee gemessene Grauwerte in den solaren Kanälen und die dazugehörigen Farbkeile

wird der Einfluß durch die Gletschermilch schon sehr schwach (s. Abb. 8.4 c und Abb. 6.9). In dieser Tiefe (etwa 3 m, s. Kap. 2.2.1) ist die Konzentration der Gletschermilch offensichtlich schon sehr gering worden. In den Kanälen im nahen und mittleren Infrarot (s. Abb. 8.4 d - f) ist sie nicht mehr nachweisbar. Durch die niedrigen Temperaturen des Gletscherbachwassers im Verhältnis zum Königssee sinkt das schwebstoffreiche Wasser schnell ab und beeinflusst so nur größere Tiefen des Sees.

Inwieweit die Signale in den Kanälen des TM durch die Gletschermilch erhöht werden hängt also davon ab, in welcher Tiefe oder besser bis in welche Höhe diese Schwebstoffe im Wasser durchmischt sind. Durch ihre Reflektivität, die höher ist als die des Wassers kann man ihre räumliche Verteilung im See beobachten. Dadurch ergeben sich für den TM zwei weitere Beobachtungsmöglichkeiten außer der Wasserfarbe bezüglich der Seen: Man kann feststellen, in welcher Tiefe Materialien zu finden sind und man kann Wirbelstrukturen und damit Fließbewegungen im Wasser erkennen. Das geht bei diesen Schwebstoffen sehr gut, da sie in allen solaren Kanälen des TM zu einer Erhöhung des gemessenen Signals führen. Wären die genauen Materialeigenschaften und ihre wellenlängenabhängige Reflexion bekannt, könnte man auch Abschätzungen der Materialmenge in den Tiefen, die von jedem Kanal repräsentiert werden, machen. Diese Zusatzinformationen lagen für diese Arbeit aber leider nicht vor.

8.3 ORGANISCHE BESTANDTEILE

Die Seen werden allgemein in zwei Hauptgruppen unterteilt. Die Seen der ersten Gruppe enthalten viele Nährstoffe und daher auch eine hohe Organismendichte. Man nennt diese Seen *eutroph*. Seen der zweiten Gruppe enthalten wenig Nährstoffe und die Organismendichte ist nur gering. Man nennt sie *oligotroph*. In beiden Gruppen ist die durch die Aktivität der Organismen mitbestimmte Chemie des Wassers unterschiedlich. Tiefenprofile für beide Seegruppen sind für die anorganischen Kohlenstoffverbindung (ΣCO_2), den pH-Wert und O_2 (Sauerstoff) in Abbildung 8.5 A, für NH_4^+ (Ammoniumion) und NO_3^- (Nitration) in Abbildung 8.5 B, für P (Phosphat, P_f = lösliches, P_t = gesamtes) in Abbildung 8.5 C und für SO_4^{2-} (Schwefeltetroxyd), SiO_2 (Siliciumdioxyd) und H_2S (Schwefelwasserstoff) in Abbildung 8.5 D dargestellt. Dabei ist die *trophogene Zone* die, in der vorwiegend organische Substanz aufgebaut wird. In der tieferen, *tropholytischen Zone* wird organisches Material fast ausschließlich abgebaut (Siebeck, 1982). Zwischen oligotrophen und eutrophen Seen sind fast alle zwischen diesen Abbildungen liegenden chemischen Kombinationen möglich.

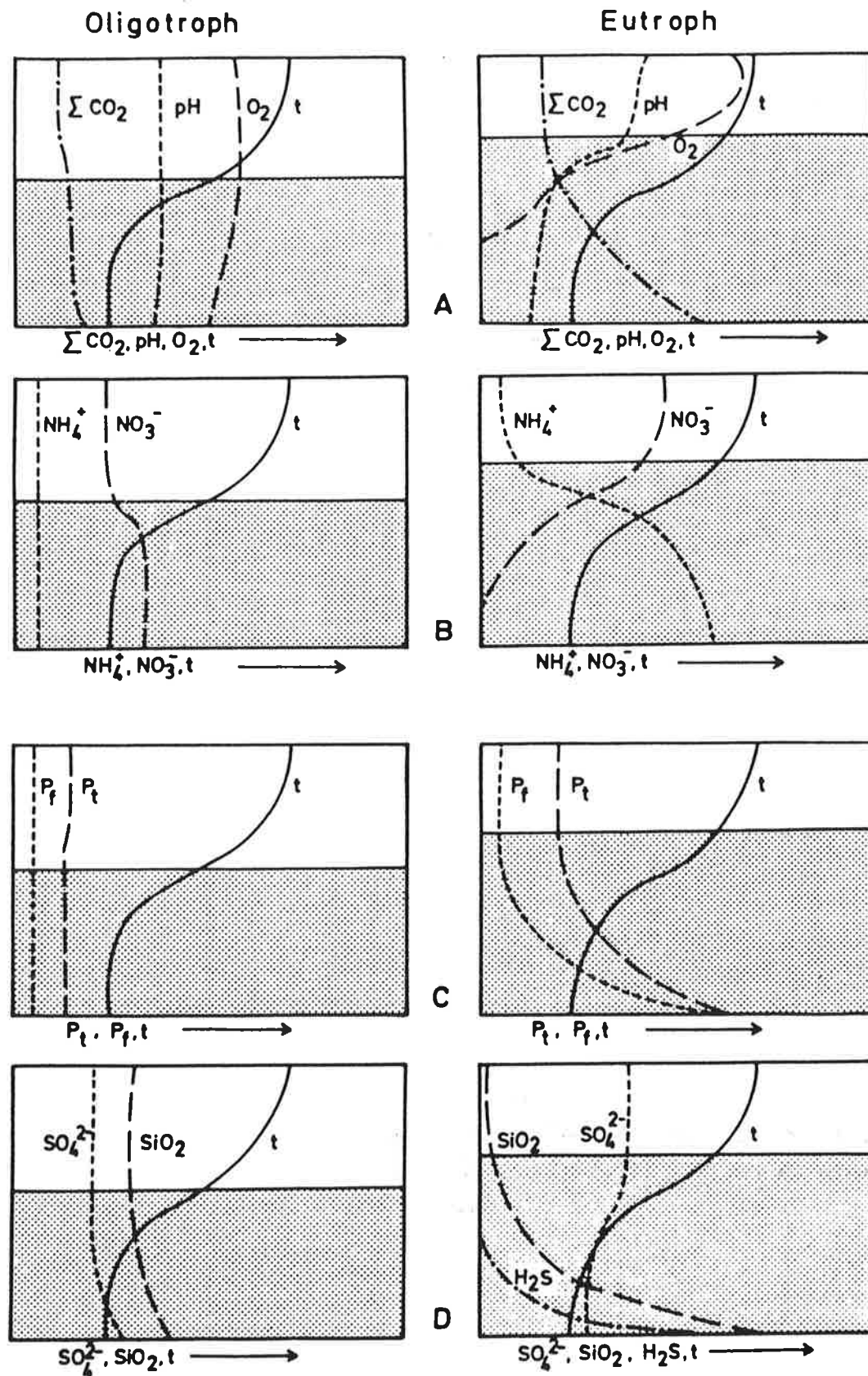


Abb. 8.5: Vertikalverteilung einiger chemischer Größen z. Zt. der sommerlichen Temperaturschichtung (t = Temperaturverlauf) in der trophogenen (hell) und tropholytischen (punktiert) Zone zur Charakterisierung oligotropher und eutropher Seen. Benennung der chemischen Verbindungen im Text.
aus: Siebeck, 1982

8.3.1 Eutrophe Seen

8.3.1.1 Die Vorlandseen

Alle in dieser Arbeit behandelten größeren Vorlandseen sind eutroph. Anhand der vom Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft zur Verfügung gestellten Daten des Waginger Sees und des Tachinger Sees (s. Anhang) kann man mit einer Tabelle aus der Arbeit von *Siebeck* (1982) den Waginger See als mesotroph bis eutroph und den Tachinger See wegen seiner hohen Chlorophyll-a-Konzentration als hypereutroph bezeichnen.

Das zeigt sich auch in den Diagrammen vom 5.5.86 und dem 21.5.86 (Abb. 6.2 a und 6.3 a), wo der Tachinger See in den Kanälen im Sichtbaren immer die höchsten Reflexionswerte der größeren Vorlandseen aufweist. Dabei weist das chlorophylltypische Spektrum auf einen hohen Biomassegehalt hin. Doch auch Schwebstoffe führen, zumindest am 21.5.86, zu einer Anhebung des über dem Tachinger See gemessenen Signals in allen Kanälen. Leider fehlt dieser See in den hier vorhandenen Ausschnitten der späteren Satellitenaufnahmen, so daß die weitere Entwicklung im Jahresverlauf nicht bekannt ist. Der Waginger See hat in den Frühjahrsszenen in allen solaren Kanälen (außer Kanal 7 am 5.5.86) die niedrigsten Reflexionswerte (s. Abb. 6.2 a und 6.3 a). Die Verschiebung des sekundären Reflexionsmaximums vom Kanal 2 zum Kanal 1 hin liegt vermutlich an einer Änderung der Organismenzusammensetzung im See, die laut *Kohl* (1992) je nach Witterungsverhältnissen und Entwicklungsgeschichte in einem See auch innerhalb eines Jahres sehr veränderlich sein kann. Auch in der Augustszene ist das sekundäre Maximum nach wie vor im blauen Sichtbaren, die Absorption im Roten ist jedoch intensiviert. Insgesamt ist der See dunkler als am 21. Mai, was auf einen Rückgang der pflanzlichen Aktivität in diesem See hindeutet. In der Tat findet in vielen eutrophen Seen die Hauptproduktion an Phytoplanktonbiomasse im Frühjahr statt (z. B. auch im Mondsee, *Siebeck* (1982)). Allerdings kann sich dieses Maximum im Jahresverlauf aufgrund der Witterungsverhältnisse und der Gegebenheiten im See selber verschieben. Da jedoch alle hier untersuchten Vorlandseen ihr Maximum der Reflektivität in den Maiszenen zeigen, ist wohl der Zeitraum der größten biologischen Aktivität im Jahre 1986 etwa um diese Zeit anzusiedeln. Leider fehlen dazu gleichzeitige in-situ-Daten, doch sind laut Chlorophyll-a-Konzentrationsmessungen in den beiden Seen im Jahre 1986 die höchsten Werte im April/Mai und im Tachinger See noch mal Ende September gemessen worden (s. Anhang).

Für die drei anderen Vorlandseen Mattsee, Obertrumer See und Waller See liegen für 1986 keine in-situ-Daten vor. Die Satellitendaten sind, wie oben schon erwähnt, in den Maiszenen durch dünne Wolken beeinflusst. Dennoch zeigen alle ganz deutlich Chlorophyllsignale, wobei sich für den Mattsee vom 5.5.86 bis zum 21.5.86 das sekundäre Maximum im Grünen etwas zum Blauen hin verschiebt. Die Höhe der Signale im nahen und mittleren Infrarot am 5. Mai im Waller See und im Obertrumer See deuten auf Schwebstoffe bis in die obersten Millimeter der Seen hin. Bei allen Vorlandseen ist eine Intensivierung der biologischen Aktivität von Anfang bis Ende Mai zu verzeichnen. Im Sommer läßt diese Produktivität im Verhältnis zum 21. Mai wieder stark nach. Sie sinkt auch offensichtlich in größere Tiefen ab, da die Kanäle der einzelnen Seen im nahen und mittleren Infrarot nur noch wenige oder gar keine Unterschiede aufweisen. Im Vergleich zum 5. Mai ist die Produktivität von Waller See und Obertrumer See im August höher. Hier scheint die maximale Produktivität später einzusetzen als in den anderen Vorlandseen. Im Oktober findet sich das absolute Maximum der Reflexion über dem Mattsee im Kanal 1. Obwohl hier eine Beeinflussung durch Nebel wahrscheinlich ist, ist der Kurvenverlauf als verlässlich anzusehen. Das bedeutet, daß die schon im August 1986 aufgetretene Verschiebung des sekundären Maximums vom Kanal 2 zum Kanal 1 bis in den Herbst fort-dauert, und das Regime der Organismen sich nachhaltig geändert hat. In den anderen beiden Seen ist eine Änderung der Zusammensetzung der in den Seen lebenden Organismen nicht zu erkennen.

8.3.1.2 Die Bergseen

Der Eutrophierungsgrad der Bergseen ist sehr unterschiedlich. Der Mondsee ist der einzige eutrophe Bergsee, für den für diese Arbeit Messungen der Phytoplankton-Biomasse-Produktion zumindest für das Jahr 1978 vorliegen (s. Abb. 8.6). In jenem Jahr befand sich das Maximum der Biomasseproduktion im Juni. Wie oben erwähnt kann sich dieser Zeitpunkt jedoch von einem Jahr zum anderen sehr stark verschieben. Das sieht man schon an dem ebenfalls in Abbildung 8.6 dargestellten Königssee im Verlauf von drei Jahren. Da dieser zu den oligotrophen Seen gehört, soll er erst im nächsten Kapitel besprochen werden. Deutlich wird auf jeden Fall der Unterschied in der Menge der Biomasseproduktion in einem eutrophen und einem oligotrophen See (im Juni 1978 im Mondsee etwa die zwanzigfache Produktion des Königssees).

Dabei ist der im Kapitel 8.2 schon beschriebene Schwebstofftransport in den Mondsee sicherlich ein wichtiger Nährstofflieferant. Doch sind auch die anderen chemischen Komponenten des Sees, vor allem Stickstoff und Phosphor (s. Abb. 8.5) für

[g m⁻²] Phytoplankton - Biomasse (Frischgewicht)

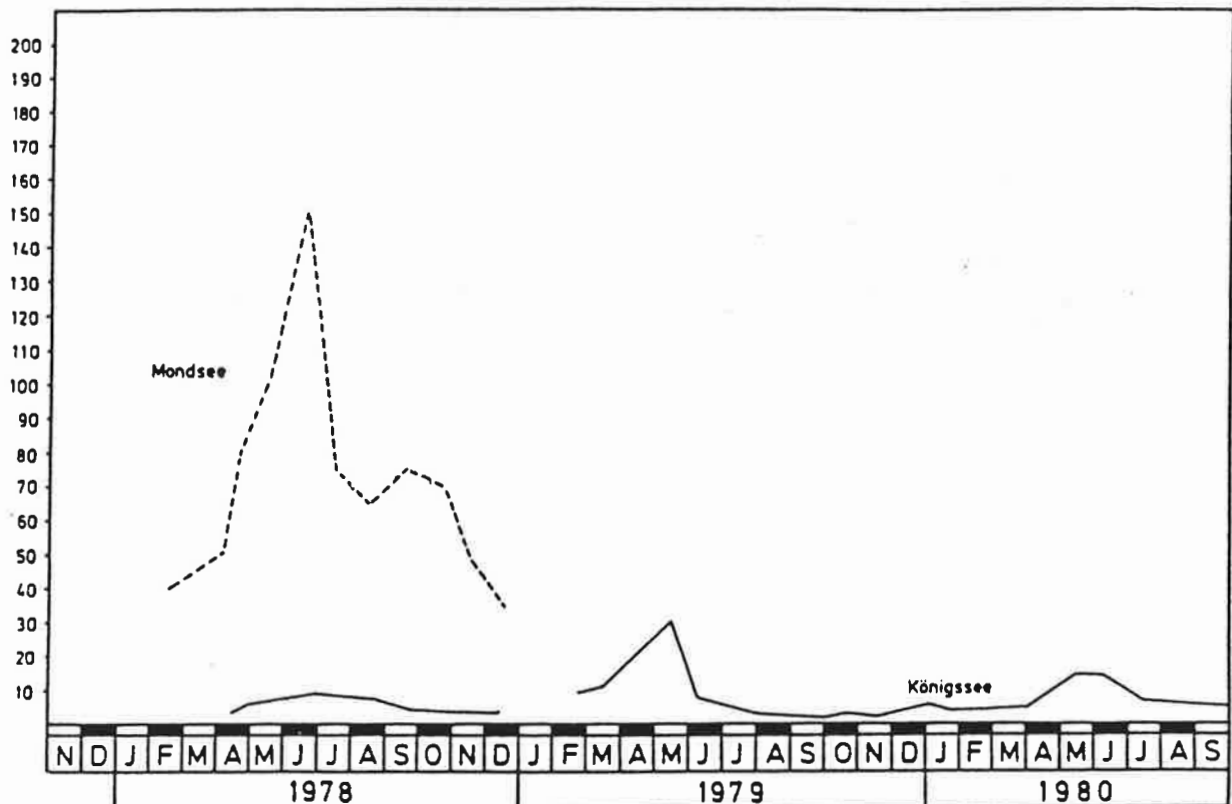


Abb. 8.6: Jahresverlauf der Biomasse-Entwicklung im Königssee (0-20 m) und im Mondsee (0-20 m)
aus: Siebeck, 1982

den Eutrophierungsgrad wichtig. Ende Mai und Anfang Juli zeigt der Mondsee die höchsten Reflexionswerte der Bergseen. Daß das Maximum der Biomasseproduktion im Jahr 1978 im Juni auftrat, stimmt sehr gut mit dem in den hier bearbeiteten Satellitenszenen gefundenen Reflexionsverhalten des Sees überein. Im August ist die biologische Produktivität wieder stark zurückgegangen (s. Abb. 6.5 b).

Bis auf den Attersee zeigen alle Bergseen Anfang Mai 1986 und im Juli 1987 ein chlorophyllähnliches Signal. Auch bei Wolfgangsee und Traunsee ist der Eutrophierungsgrad höher als im Attersee. Doch ist das chlorophyllähnliche Signal in den Maiszenen beim Wolfgangsee am schwächsten ausgeprägt und auch in den Sommerszenen sind die Reflexionswerte des Wolfgangsees im Verhältnis zu den anderen Bergseen sehr niedrig. Bei diesem See ändert sich das Maximum in den Kanälen im Sichtbaren immer wieder. War es Anfang Mai im Kanal 2, so ist es am 21. Mai in Kanal 1, im Juli 1987 wieder in Kanal 2 und im August schließlich wieder in Kanal 1. Leider ist die Juli-szene aus einem anderen Jahr, so daß man nicht entscheiden kann, ob der Wechsel zum Maximum im Kanal 1 Ende Mai bis in den August aufgrund der Änderung der biologischen

Zusammensetzung im See erhalten bleibt. In einem anderen Jahr kann durch unterschiedliche Temperaturentwicklung im Jahresverlauf oder unterschiedlich lange Eisbedeckung des Sees diese Zusammensetzung der Lebensgemeinschaft im See völlig anders sein.

8.3.2 Oligotrophe Seen

8.3.2.1 Die Gebirgsseen

Der im Nationalpark Berchtesgaden gelegene Königssee ist eindeutig oligotroph. Nach Angaben von *Siebeck* (1982) ist er im Verhältnis zu anderen oligotrophen Seen relativ nährstoffarm und vor allem Nitrate und Phosphor sind nur in sehr geringer Konzentration vorhanden. Er hat nur einen geringen Gehalt an phytoplanktischer Biomasse (s. auch Abb. 8.7) und die Menge des durch die Organismen verbrauchten Sauerstoffs ist sehr gering. Vor allem gibt es in ihm eine Reihe von Organismen, die Indikatoren für oligotrophe Verhältnisse sind. Durch diese Oligotrophie ist seine blaugrüne Farbe bedingt.

[g·m⁻²] Phytoplankton - Biomasse (Frischgewicht)

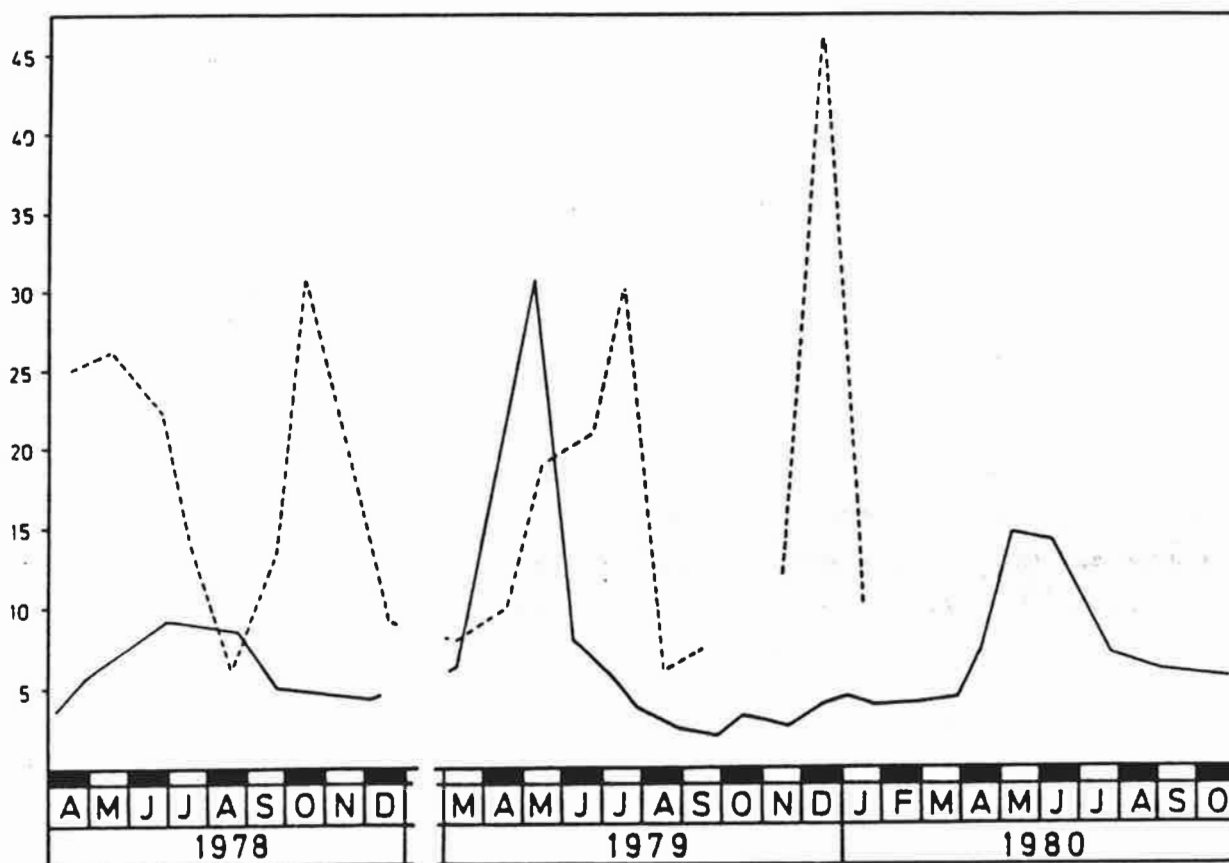


Abb. 8.7: Jahresverlauf der Biomasse-Entwicklung im — Königssee (0-20 m) und ---- Attersee (0-20 m) aus: *Siebeck*, 1982

In den Diagrammen der Residualreflexionen des Königssees (Abb. 6.7 bis 6.10) kann man diese Blaugrünfärbung sehr gut erkennen. In allen Jahreszeiten ist das Maximum innerhalb des Sichtbaren im Kanal 1, also dem Blauen, zu finden, gefolgt von der Reflexion im Grünen. In allen Diagrammen findet sich eine sehr hohe Reflexion im nahen Infrarot, obwohl wegen der Oligotrophie des Sees eine hohe Dichte der Blau-Grün-Algen auszuschließen ist. Doch kann diese starke Reflexion auch durch organische Bestandteile verursacht sein, die auf der Wasseroberfläche schwimmen und so die Reflexion klaren Wassers erhöhen. So ist z. B. am 21. Mai 1986 in allen solaren Infrarotkanälen die Reflexion im Verhältnis zu den anderen Szenen sehr stark erhöht. Nach Auskunft von *Graßl* (1991) kommt es zur Zeit der Waldblüte zu einer Ansammlung von Pollen auf der Wasseroberfläche des Königssees. Eigene Beobachtung vom Schiff aus zeigen, daß auch in der Seemitte sehr viel angewehtes Material der den Königssee umgebenden Vegetation, von Staubteilchen sowie von Federn der Wasservögel zu finden ist. Die höchsten Reflexionen über dem Königssee findet man in der Szene vom 21. Mai 1986 (s. Abb. 6.8), was auf eine hohe biologische Aktivität zu dieser Zeit schließen läßt. Auch in den in Abbildung 8.7 dargestellten Jahren sind die Maxima der Phytoplankton-Biomasse-Produktion im Frühjahr zu finden. Im Juli 1987 (s. Abb. 6.9) ist im Verhältnis zu den anderen Kanälen die Reflexion im Kanal 1 und vor allem in Kanal 2 sehr hoch. Betrachtet man dazu das Gesamtbild des Königssees in den einzelnen Kanälen (s. Abb. 8.4), so erkennt man schnell, daß diese hohen Werte durch die hohe Schwebstoffkonzentration von kalkigem Material entstehen (Schrainbach im Süden und Eisgraben enthalten zu 90 % bzw. zu 50 % Dachsteinkalk und zu 9 % bzw. 50 % Dolomit, *Siebeck*, 1982).

Der Hallstätter See zeigt im Frühjahr ein leichtes Chlorophyllspektrum, ist also offensichtlich weniger oligotroph als der Königssee. Doch sind seine Chlorophyllsignale auch nur sehr schwach ausgeprägt und verschwinden im Sommer ganz. Dagegen kommt es im Herbst wieder zu einer neuerlichen Intensivierung der biologischen Aktivitäten (s. Abb. 6.11). Da der Hallstätter See relativ klein ist, wird auch hier viel angewehtes Material auf der Seeoberfläche schwimmen. Im Juli 1987 ist der Kurvenverlauf der beiden Gebirgsseen im nahen und mittleren Infrarot sehr ähnlich, wogegen die Residualreflexion des Königssees am 21. Mai 1986 viel höher als die des Hallstätter Sees war. Im August ist die spektrale Reflexion des Hallstätter Sees fast nicht zu unterscheiden von der des Königssees. In beiden Seen herrschen bezüglich der im Wasser vorkommenden Stoffe gleiche Verhältnisse.

8.3.2.2 Die Bergseen

Beim Traunsee bedingt der Zufluß aus den Salzwerken, daß der Nährstoffgehalt des von der Anlage her oligotrophen Sees den erwarteten Wert übersteigen. Sein Oberflächenwasser weist jedoch nur sehr geringe Gesamtposphatgehalte von unter 1 mg/m^3 auf (Hutchinson, 1957). Das salzreiche, einfließende Wasser sinkt schnell in größere Tiefen ab.

Die biologische Hauptaktivität des Traunsees findet in den hier vorhandenen Szenen des Jahres 1986 im Mai statt, ist jedoch im August zurückgegangen. Die vorherrschende Organismenart hat offensichtlich gewechselt, da sich das Maximum im Sichtbaren vom Grünen zum Blauen hin verschiebt. Auch bei diesem See befindet sich mal das absolute, mal ein sekundäres Maximum im Kanal 4, wobei es am 21. Mai am ausgeprägtesten ist. Im Juli 1987 ist die Reflexion im Kanal 4 am schwächsten. Im August ist der Traunsee als ganzer sehr dem unten beschriebenen und in Abbildung 8.8 dargestellten Attersee ähnlich. Es findet sich in den Kanälen des Sichtbaren und im nahen Infrarot eine Zunahme des Signals von Süden nach Norden, auch wenn sie im Traunsee etwas geringer ist als im Attersee. Deshalb ist auch der Kurvenverlauf in Abbildung 6.5b dem des Attersees sehr ähnlich. Allerdings fehlen im Traunsee die im nördlichen Attersee ausgeprägten Reflexionsmaxima im mittleren Infrarot.

Der Attersee zeigt im Jahresverlauf eine sehr interessante Entwicklung: Waren die Reflexionswerte des südlichen und nördlichen Teils des Attersees Anfang Mai noch fast identisch (s. Abb. 6.2 b), so ist schon Ende Mai das Signal des nördlichen Attersees in allen solaren Kanälen höher als das des südlichen Attersees (s. Abb. 6.3 b). Im Juli '87 sind zwar die Signale im Sichtbaren beider Seeteile wieder fast identisch, doch der Unterschied zwischen den Signalen im nahen und mittleren Infrarot ist größer als noch im Mai (s. Abb. 6.4 b). Im August ist das Signal des nördlichen Attersees in allen solaren Kanälen höher als das des südlichen Attersees (s. Abb. 6.5 b).

Um einen Grund für diese unterschiedlichen Verhaltensweisen der beiden Seeteile zu finden, wurden Bilder jedes solaren Kanals für drei verschiedene Szenen (vom 21. Mai 1986, vom 11. Juli 1987 und vom 9. August 1986) erstellt (s. Abb. 8.8). Dabei fehlt der äußerste Süden des Sees, doch ist die Änderung des in den Abbildungen noch dargestellten Südteils des Sees zum südlichsten, nicht dargestellten Teil hin nur gering. Da die Sonnenzenitwinkel dieser drei Szenen nicht sehr unterschiedlich sind, ist auch der Einfluß der Rayleighstrahldichte auf das satellitengemessene Signal in allen Szenen ähnlich. Für jeden solaren Kanal des TM wurde für alle drei Szenen ein einheitlicher Farbkeil für die Darstellung in Abbildung 8.8 a bis f gewählt.

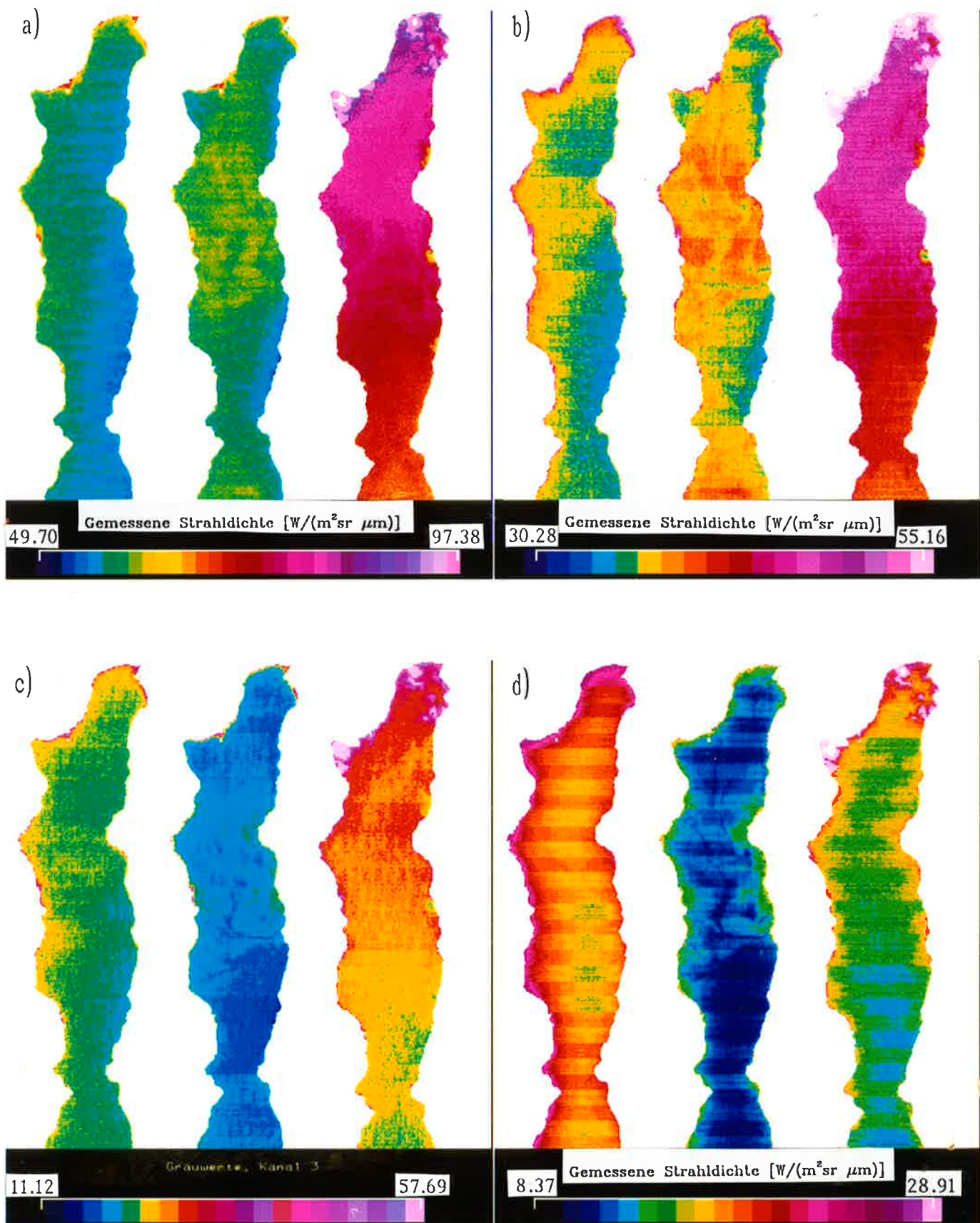


Abb. 8.8: Die über dem Attersee gemessenen Strahldichten in Kanal 1 (a), 2 (b), 3 (c) und 4 (d) für die Szenen vom 21.05.86 (jeweils links), vom 11.07.87 (jeweils in der Mitte) und vom 09.08.86 (jeweils rechts) mit den Farbkeilen für jeden Kanal.

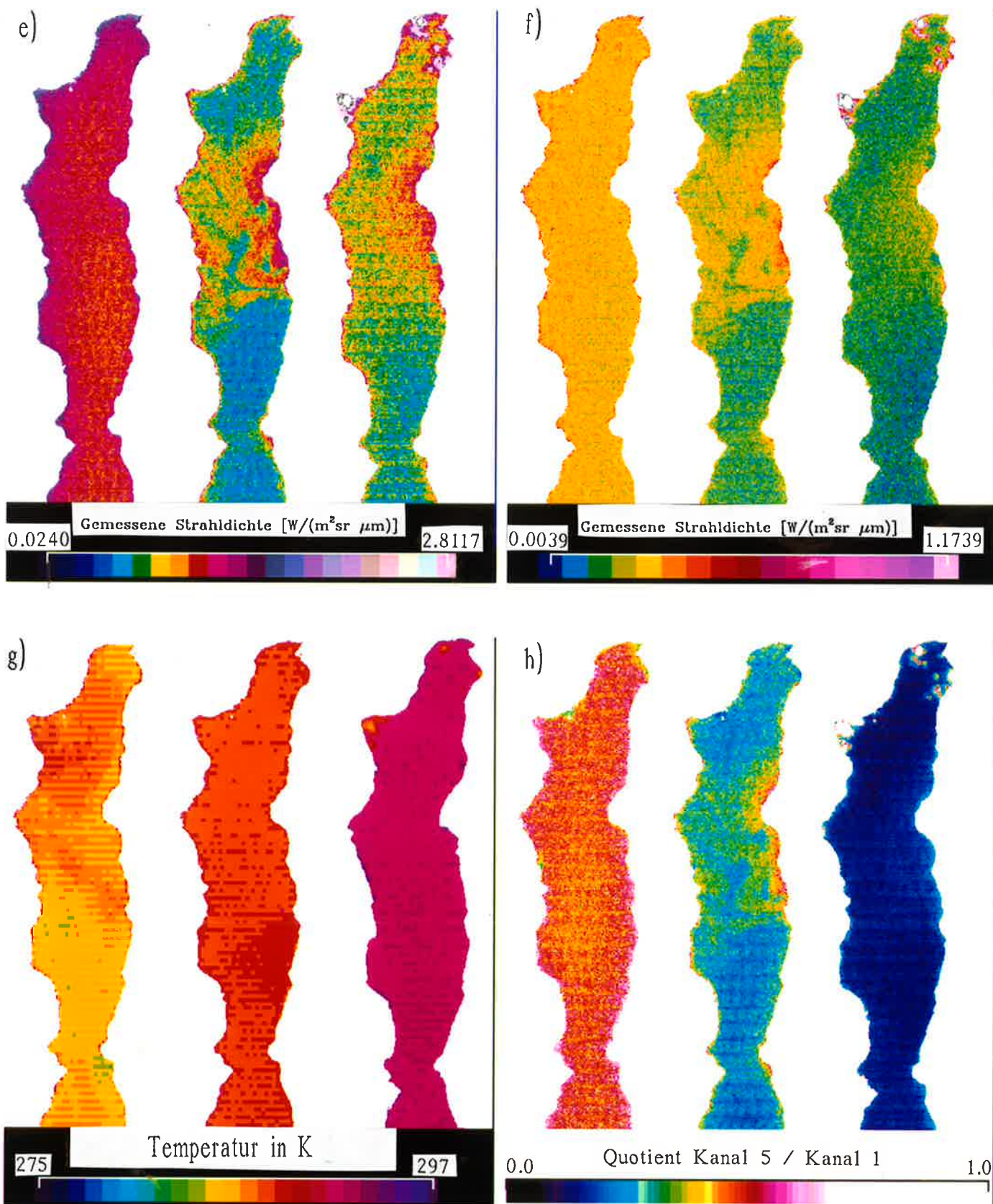


Abb. 8.8: Die über dem Attersee gemessenen Grauwerte in Kanal 5 (e), 7 (f) und 6 (g), sowie ein Bild des Quotienten zwischen Kanal 5 und dem um die Rayleighstrahlendichte verminderten Signal im Kanal 1 (h) für die Szenen vom 21.05.86 (jeweils links), vom 11.07.87 (jeweils in der Mitte) und vom 09.08.86 (jeweils rechts) mit den Farbkeilen für jeden Kanal.

Betrachtet man zunächst die Darstellung des Sees für den 21. Mai 1986 (d. h. immer die linke Darstellung in den Bildern 8.8 a - f), so kann man erkennen, daß in den Kanälen 1 und 2 die geringsten Helligkeiten im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten gemessen werden. Im Kanal 3 ist der See im Mai heller als im Juli (mittlere Darstellung), aber noch dunkler als im August (rechte Darstellung). In den Kanälen 4, 5 und 7 ist der See im Mai am hellsten. Weiterhin fällt auf, daß in den Kanälen im Sichtbaren eine Abnahme der Helligkeit von West nach Ost zu verzeichnen ist. Extrem hohe Grauwerte in den Randbereichen des Sees sind auf Reflexionen am Seegrund zurückzuführen. Die Abnahme des Signals von West nach Ost hat ihren Grund in der Hauptansammlung der Organismen im westlichen Teil. Dieses ist bedingt durch das Lichtangebot im See. Da auf der östlichen Seite des Sees Berge mit einer Höhe bis über 1600 m liegen, wird der östliche Seeteil morgens noch stark abgeschattet. Zur Zeit der Satellitenaufnahme liegt der See zwar nur noch im äußersten Osten im Schatten, doch ist das Lichtangebot im Westen sicherlich größer. Im Kanal 4 ist das Minimum der Reflexion in der östlichen Seemitte zu finden. Das ist z. T. darauf zurückzuführen, daß der Ostrand des Sees durch den Umgebungseffekt mit beeinflußt ist. Dieses Signal ist jedoch durch das Scanlinienstreifenmuster stark gestört. Auch im Kanal 5 ist noch eine geringfügige Abnahme des Signals von West nach Ost vor allem im südlicheren Teil festzustellen. In diesem Kanal wird das Signal durch das Radiometerrauschen verwaschen. Der Kanal 7 macht dagegen trotz des Radiometerrauschens einen völlig homogenen Eindruck über den ganzen See hinweg. Es sind keine Strukturen feststellbar. Hier ist wohl die Atmosphäre der Hauptgrund für die Höhe des über dem See gemessenen Signals.

Im Juli jedoch sind in allen Kanälen im Nordteil Strukturen zu sehen, die im mittleren Infrarot ihre maximale Intensität haben. Dabei ist in den Kanälen im Sichtbaren ein erhöhtes Signal bis in den Südteil des Sees zu sehen, während in den Kanälen im nahen und mittleren Infrarot diese Erhöhung auf den mittleren Attersee beschränkt bleibt. In den Kanälen 3 und 4 und besonders 5 und 7 zeigen sich die höheren Grauwerte vor allem am Ostrand des mittleren Attersees. Im Kanal 5 steigt dort die Residualreflexion auf 0.02, während sie im zentralen Teil des nördlichen Attersees nur bei etwa 0.014 (s. Abb. 6.4 b) liegt. Genau dort, wo sich das Maximum der Seereflexion zeigt, liegt der Ort Weyregg (an der großen Einbuchtung in den Attersee auf der Ostseite). Offensichtlich werden von diesem Ort aus Abwässer in den See geleitet. Diese werden hauptsächlich durch Bakterien abgebaut (Rheinheimer, 1985). Da das Signal überwiegend in den Kanälen des mittleren Infrarot

erhöht ist, ist die Hauptkonzentration der Abfallstoffe in der Oberflächenschicht zu vermuten. Dann siedeln sich auch speziell an die Oberfläche adaptierte Bakterien und Algen im Oberflächenfilm des Sees an (*Rheinheimer, 1985*). Diese an die speziellen Gegebenheiten des Oberflächenfilms angepaßten Organismen sind in ihrer Gesamtheit Bestandteil des Neustons. Über dieses wird im Kapitel 8.4 ausführlicher berichtet. Die ausgeprägten Strukturen dieses Oberflächenfilms sind entweder durch windinduzierte Oberflächenströmungen oder durch den Schiffsverkehr auf dem Attersee zergliedert worden.

Das spektrale Verhalten des Attersees ändert sich zum August 1986 hin wieder drastisch. Dabei muß man den nördlichsten Teil des Sees bei der Interpretation außer acht lassen, da dort kleine Cumuluswolken den See verdecken (hellrosa und weiße Einfärbung). Was im August in den Kanälen 1 bis 4 auffällt ist eine Intensivierung des satellitengemessenen Signals von Süden nach Norden. Die beiden Flecken an der Ostseite des Sees mit auffällig niedrigen Grauwerten sind Gebiete, die im Wolkenschatten kleiner Cumuluswolken liegen, die sich östlich des Sees befinden. Man findet sie in allen Kanälen, wenn auch ihr Einfluß in den solaren Infrarotkanälen sehr gering ist. Die Signalverstärkung von Süd nach Nord ist in den Kanälen 1 und 2 am stärksten ausgeprägt. Hier führt Aerosol zu einer Erhöhung des Signals. In einer dem Blick des menschlichen Auges angenäherten Rot-Grün-Blau-Darstellung der Kanäle 3, 2 und 1 der ganzen Szene kann man eine Zunahme der Trübung im Bild in Richtung Nordosten feststellen. Diese Erhöhung bis in den äußersten Norden des Attersees findet sich in den Kanälen des mittleren Infrarots nur noch sehr schwach ausgeprägt (Kanal 5) oder nicht mehr (Kanal 7). Doch wie schon im Juli ist in den Kanälen des mittleren Infrarots das Maximum des satellitengemessenen Signals im äußersten Osten des mittleren Attersees vor der Ortschaft Weyregg und südlich davon zu finden. Von dort aus nimmt Richtung Westen, Norden und Süden das Signal immer weiter ab, zeigt also nicht solche ausgeprägten Strukturen wie im Juli. Allerdings sind die Signale in diesen Kanälen in der Augustszene auch sehr viel mehr verrauscht. Dadurch werden kleinere Strukturen maskiert. Insgesamt ist der Oberflächenfilm im August nicht so stark ausgeprägt wie im Juli. Durch die starke Trübung der Luft und ihre Reflexionserhöhung im Sichtbaren und nahen Infrarot ist der Einfluß des Oberflächenfilms auf das am Satelliten gemessene Signal im August 1986 in den Kanälen 1 bis 4 nicht zu erkennen, während er im Juli 1987 in allen Kanälen sichtbar ist.

Der thermische Kanal des TM ist für den Attersee an diesen drei Aufnahmetermen in Abbildung 8.8 g dargestellt. In keiner der Szenen ist eine Übereinstimmung der thermischen Strukturen der Wasseroberfläche zu den Strukturen im Wasser oder an der Wasseroberfläche bei den kürzeren Wellenlängen zu finden. Im Mai zeigt die Oberflächentemperatur eine Abnahme von Norden nach Süden, während in allen solaren Kanälen eher eine West-Ost-Struktur zu finden ist. In der Szene vom Juli 1987 finden sich in den Kanälen im Sichtbaren im äußersten Norden und im südlichen Mittelteil des Attersees die geringsten Strahldichten, während sie im dazwischenliegenden Gebiet und im Süden vor allem im Kanal 2 sehr viel höher sind. Im nahen und mittleren Infrarot verschwindet die Signalerhöhung im Südteil völlig, während sie im nördlichen Zentralteil intensiver wird. Die Temperaturverteilung im Kanal 6 ist zwar der Strahldichteverteilung in den Sichtbaren Kanälen ähnlich, doch ist auch der äußerste Norden warm und das Gebiet mit niedriger Temperatur im Mittelteil kleinräumiger als der dunklere Mittelteil in den Kanälen des Sichtbaren. In der Augustszene ist die Oberflächentemperaturverteilung im See sehr homogen, während im Sichtbaren bis nahen Infrarot eine klare Zunahme des Signals von Süden nach Norden zu finden ist, und im mittleren Infrarot eine Zunahme des Signals im Nordteil des Sees von West nach Ost deutlich zu sehen ist. Daher kann ein direkter Zusammenhang der vom Satelliten gemessenen Oberflächentemperatur zu den räumlichen Strukturen im See und an der Seeoberfläche nicht gefunden werden. Auch ein Zusammenhang zwischen der absoluten Temperatur eines Sees und der Höhe des Signals in einem der solaren Kanäle ist nicht zu erkennen.

8.4 DAS NEUSTON

8.4.1 Limnologische Definition

Im Oberflächenfilm eines See sammelt sich unterschiedliches Material an: Zum einen angewehrte Staubteilchen und Aerosole, zum anderen angewehrte Bruchstücke von Landpflanzen und ihre Pollen und zum dritten Wasserlebewesen, die entweder im ganzen See vorkommen und zusätzlich auch im Oberflächenfilm auftreten und solche, die nur im Oberflächenfilm leben und an diesen hervorragend angepaßt sind. Als viertes gibt es noch Stoffe aus dem See selbst (Schwebstoffe, Gelbstoffe, Minerale), die im Oberflächenhäutchen anzutreffen sind. Alle diese Materialien und Lebewesen

bezeichnet man als Neuston (Valkanov, 1968). Dabei sind die im Neuston lebenden Arten sehr unterschiedlich. Manche leben auf der Wasseroberfläche, haben aber noch eine Öffnung, die ins Wasser hineinreicht (epineustisch), andere leben im Wasser, haben aber eine Öffnung zur darüberliegenden Luft hin (hyponeustisch, s. Abb. 8.9).

Sauberer (1941) erwähnt als Neustonlebewesen zunächst einige Blaualgen, die aufgrund ihrer Gasvakuole an die Oberfläche emporsteigen. Durch diese Gaseinschlüsse wird die Reflexion des Lichtes erhöht und das Wasser spangrün. Diese Organismen liegen auf dem Wasser auf. Im Wasser direkt unter der Oberfläche leben z. B. einzellige Grünalgen oder grüne Flagellaten, die dem Wasser eine leuchtend grüne Farbe verleihen. Andere Flagellaten lagern Haemachrom-Körnchen an (z. B. *Euglena sanguinea*) und färben so das Wasser blutrot. Die Goldalge (*Chromulina Rosanoffii*, s. auch Abb. 8.9) sitzt auf dem Wasser auf und orientiert sich zur Einfalls-

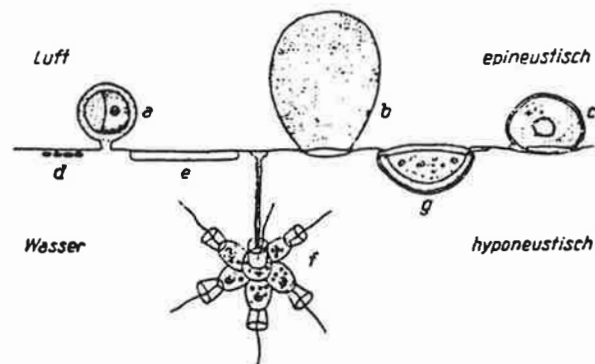


Abb. 8.9: Neustonorganismen am Oberflächenhäutchen. *Epineustisch*: a) Chromophyton (*Chromulina*) *rosanoffii* (Chrysophyceae), b) *Botrydiopsis* *arhiza* (Heterokontae), c) *Nautococcus* *emersus* (Protococcaceae). *Hyponeustisch*: d) *Lamproedia* *hyalina* (Coccaceae), e) *Navicula* sp. (Diatomales), f) *Codosiga* *botrytis* (Craspedomonadaceae), g) *Arcella* (*Pyxidicula*) sp. (Rhizopoda).
aus: Valkanov, 1968

richtung der Sonne. So erzeugt sie in dieser Richtung einen intensiven, metallischen Goldglanz. Eine andere *Chromulina*-Art erzeugt wiederum einen smaragdgrünen Farbeindruck.

Einzeller leben überwiegend unterhalb der Wasseroberfläche, da für sie die Versorgung aus dem Wasser oberhalb der Wasseroberfläche zu schwierig wäre (Valkanov, 1968). Den Hauptanteil der Lebewesen im Oberflächenfilm stellen allerdings die Bakterien. Im offenen Meer sind sie zum Abbau von Ölfilmen unersetzlich (Rheinheimer, 1985). Dort haben Oberflächenfilme eine Mächtigkeit von bis zu 150 µm. Doch auch in Binnengewässern spielen die Bakterien für den Abbau von Abwässern und Öl- oder Fettfilmen eine entscheidende Rolle.

Nägeli (1990) untersuchte den Oberflächenfilm im Züricher See und kam zu dem Ergebnis, daß der Großteil der in ihm enthaltenen Organismen zur Gruppe des Phytoplanktons gehört. Die Oberflächenfilme größerer Seen enthalten überwiegend Blau-Grün-Algen und Dinoflagellaten. Im Züricher See kommen noch Grünalgen, Chrysophyten und Cryptomonaden hinzu. Drei Faktoren bestimmen hauptsächlich die Zunahme an Organismen im Oberflächenfilm: 1. Änderungen der Schwerkraft der Organismen selber (z. B. durch Gasvakuolen), 2. Aufstieg freibeweglicher Organismen und 3. Verstärkte Vermehrung im Oberflächenfilm durch Nährstoffzufuhr an der Oberfläche (z. B. durch Abwässer). Dabei liegt die Lebensdauer eines solchen Oberflächenfilms zwischen nur wenigen Stunden bis zu einigen Tagen. Im Laufe eines Jahres ändert sich auch die Organismenzusammensetzung im Oberflächenfilm. Im Mittel ist der Oberflächenfilm im See 40 µm dick, also dünner als im Ozean (etwa 150 µm).

Nach *Wangersky* (1976) und *Hühnerfuss* (1981) spielen die Neustonorganismen für den Austausch zwischen See und Luft eine große Rolle. Deshalb wird die Häufigkeit ihres Auftretens und ihre räumliche Verteilung ein immer wichtigerer Bestandteil der limnologischen und ozeanischen (*Hühnerfuss*, 1986 a und b) Forschung. Der Oberflächenfilm als Untergrenze für die Atmosphäre hat eine andere chemische Zusammensetzung als ein darunterliegender, offener Wasserkörper. Daher bildet er für die meisten atmosphärischen Gase eine Barriere für die Herstellung des Gleichgewichts zwischen den im oberen Seewasser gelösten Gasen und der Luft. Bei Aufkommen von Wind können kleinere Bewohner des Neustons in die Luft gelangen und mit ihr transportiert werden. Durch im Wasser aufsteigende Gasbläschen werden einige Metalle und andere anorganische Substanzen mit an die Oberfläche transportiert und bei Vorhandensein eines Oberflächenfilms dort angereichert. Da der Oberflächenfilm vor allem dem ultravioletten Licht sehr viel stärker ausgesetzt ist als die tiefer liegende Wassersäule, ist er auch viel stärker photochemischen Reaktionen ausgesetzt. So führt zum Beispiel gelöstes organisches Material durch photochemische Prozesse zur Produktion von CO.

Da das Neuston in einer Schicht von nur wenigen Mikrometern lebt, ist die Probenentnahme sehr schwierig (*Valkanov*, 1968; *Nägeli*, 1990). Mit einem Radiometer, das mit hoher räumlicher Auflösung im mittleren Infrarot mißt (wie z. B. der TM), ist es möglich, die obersten Millimeter der Wassersäule getrennt vom restlichen Wasserkörper flächendeckend zu untersuchen sowie die Häufigkeit des Auftretens und die räumlichen Ausdehnung eines Oberflächenfilms sehr viel besser zu erforschen.

8.4.2 Neuston im Satellitenbild

8.4.2.1 Erkennung von Oberflächenfilmen aus Satellitendaten

Da das Neuston auf den Oberflächenfilm beschränkt ist, beeinflußt es am stärksten die solaren Infrarotkanäle, da deren Eindringtiefe nur Seesignal aus diesem Bereich der Wassersäule zuläßt. Um eine Information über die Existenz eines Oberflächenfilms zu erhalten, muß man also die Stärke des Signals in einem Kanal des mittleren Infrarots in Beziehung setzen zu einem Kanal mit hoher Eindringtiefe, also einem Kanal im Sichtbaren.

Die Entscheidung, welchen Kanal des mittleren Infrarots man zu dieser Untersuchung heranziehen soll, fällt leicht. Da der Kanal 7 durch das radiometrische Rauschen sehr viel stärker gestört und auch die radiometrische Auflösung bei Signalen dieser Intensität geringer ist als im Kanal 5, wird letzterer zur Bestimmung von Oberflächenfilmen aus Satellitendaten herangezogen.

Bei den Kanälen im Sichtbaren fällt die Entscheidung schon schwerer. Der Kanal 2 weist im Falle von chlorophyllhaltigen Organismen eine hohe Reflexion auf, egal in welcher Schicht sie sich befinden. Treten die Organismen auf der Oberfläche auf, wird die Reflexion durch die größere Rauigkeit der Oberfläche zusätzlich leicht erhöht. Die Kanäle 1 und 3 sollten bei im oder auf dem Wasser vorkommenden Organismen mit Chlorophyll eher absorbieren. Die Reflexion an der Wasseroberfläche wird durch die auf der Oberfläche schwimmenden Substanzen leicht erhöht, doch ist im Kanal 1 der Anteil des aus dem Wasser zurückgestreuten Lichtes (außer bei stark eutrophierten Seen) sehr viel höher. Im Falle klaren Wassers mit Oberflächenfilm wird das Signal im Kanal 1 kaum beeinflußt (Absorption durch die Organismen, erhöhte Reflexion durch auf dem Wasser schwimmende Substanzen), da der Hauptanteil der über dem See aufwärtsgerichteten Strahldichte aus tieferen Schichten des Sees selber kommt. Im Kanal 2 kann durch oberflächennahe chlorophyllhaltige Organismen und durch erhöhte Oberflächenreflexion das Signal stärker erhöht werden. Bei Kanal 3 ist das Verhältnis der aus dem Wasser kommenden Strahldichte zur an der Oberfläche reflektierten Strahldichte wegen der geringeren Eindringtiefe relativ klein.

Der Quotient von Kanal 5 und Kanal 1 wird im Falle eines Oberflächenfilms bei Wasser mit und ohne chlorophyllhaltigen Organismen erhöht werden. Eine Quotient von Kanal 5 und Kanal 2 wird je nach Organismenart und -zahl auf und im Wasser höher oder niedriger sein als bei klarem Wasser.

Enthält der See Schwebstoffe, ist der Nachweis eines Oberflächenfilms bis jetzt nicht möglich, da eine Durchmischung der Schwebstoffe bis in die Oberflächenschicht zu einer starken Erhöhung des Signals im mittleren Infrarot führt.

Zur Bestimmung der Existenz eines Oberflächenfilms bei schwebstoffarmen Seen oder Seebereichen wird im weiteren deswegen das Verhältnis von Kanal 5 zu Kanal 1 verwendet. Dabei werden zur Quotientenbildung die Residualstrahldichten (s. Kap. 6.1) benutzt, um die Maskierung der Strukturen vor allem im Kanal 1 durch die Atmosphäre möglichst gering zu halten.

Solche Quotientenbilder sind für die drei oben schon beschriebenen Aufnahmen des Attersees (s. Kap. 8.3.2.2) in Abbildung 8.8 h zu sehen. Dabei finden sich in den Sommerszenen die bereits beschriebenen und als Oberflächenfilme interpretierten Strukturen wieder, die höchsten Werte an der Ostküste des Sees vor Weyregg haben. Die Werte im Quotientenbild für den August 1986 (Abb. 8.8 h rechts) sind jedoch im Verhältnis zum Julibild (Abb. 8.8 h Mitte) sehr viel geringer. Die starke Lufttrübung, vor allem über dem nördlichen Teil des Attersees, führt zu hohen Werten im Kanal 1 und verringert so den Quotienten von Kanal 5 durch Kanal 1. Leider kann diese durch die Atmosphäre bedingte Signalstörung mit der hier verwendeten Atmosphärenkorrektur nicht behoben werden. Die geringen Unterschiede des Quotienten im Osten vor Weyregg zum Rest des Sees sind jedoch durch die geringe Intensität des Oberflächenfilms bedingt. Die Werte im Quotientenbild für den 21. Mai 1986 sind sehr homogen über den Attersee verteilt. Sie sind jedoch im Verhältnis zu den anderen Aufnahmetermen extrem hoch. Nur im äußersten Osten finden sich in der Juliszene ähnlich hohe Werte. Vergleicht man dazu die Diagramme der Residualreflexion für diese drei Szenen (Abb. 6.3 b, 6.4 b, 6.5 b), so fällt auf, daß die Residualreflexion im mittleren Infrarot in der Mai-Szene sehr viel höher ist als in den Sommerszenen. Das läßt in Verbindung mit dem Quotientenbild darauf schließen, daß der Attersee Ende Mai 1986 gleichmäßig mit Neuston bedeckt ist. Da um diese Zeit die biologische Produktion der Seeumgebungsvegetation maximal ist, wird es sich dabei überwiegend um angewehtes biologisches Material (Pollen, Blütenblätter etc.) handeln. Dieses Quotientenbild zeigt, daß ein Oberflächenfilm nicht unbedingt strukturiert sein muß, sondern einen See gleichmäßig überdecken kann. Aus Satellitendaten kann man einen solchen Film nur anhand dieser Quotientenbilder überhaupt entdecken.

Da zu diesen Quotienten keine in-situ-Vergleichswerte vorliegen, können alle diese Angaben, wann ein Oberflächenfilm vorliegt und wann nicht, bis jetzt nur qualitativ sein. Nähere Untersuchungen von spektralen Daten mit gleichzeitigen limnologischen Probennahmen wären darum sehr vielversprechend für die Entwicklung von quantitativen Algorithmen.

8.4.2.2 Auswirkung des Neustons auf Atmosphärenkorrekturen über Seen

Da das Neuston einen See (im Verhältnis zum Auflösungsvermögen des TM) sehr gleichmäßig bedecken kann, ist das Nichtvorhandensein von Strukturen im See im mittleren Infrarot noch keine Gewährleistung dafür, daß man einen solchen See zu einer Atmosphärenkorrektur heranziehen kann. Der Attersee am 21. Mai 1986 ist ein Beispiel für Seen, deren Oberfläche nicht klar ist (meist durch angewehrte Materialien). So sind ja auch beim Königssee (s. Kap. 8.3.2.1) selbst in der Mitte des Sees im Frühjahr vor Beginn der Vegetationsperiode Pflanzenteile (Herbstlaub und kleine Ästchen) zu finden. Je nach Menge und Art der angewehrten Materialien ist die Erhöhung des Signals im mittleren Infrarot sehr unterschiedlich. Eine solche Ansammlung von angewehrten Materialien ist bei keinem der in dieser Szenen vorkommenden Seen auszuschließen, da sie alle relativ klein sind.

Da alle diese auf der Oberfläche befindlichen Materialien die Reflexion der Oberfläche im mittleren Infrarot erhöhen, muß eine Abschätzung des Aerosolgehalts der Luft aus den Daten in diesen Kanälen zu hoch sein, wenn dafür die Annahme 'klares Wasser' benutzt wird. Außerdem wird der Wellenlängengang der Reflexion von Kanal 5 zu Kanal 7 durch die spektralen Eigenschaften der auf der Oberfläche schwimmenden Materialien beeinflusst. Dadurch ist auch eine Bestimmung des Aerosoltyps kaum möglich. Der gleiche Wellenlängengang von Kanal 5 zu Kanal 7 kann auch durch zum Aufnahmezeitraum gerade weitverbreitete Pollen oder Blütenblätter hervorgerufen werden, die die Seen gleich oder unterschiedlich stark bedecken. Bis jetzt ist es allein aus den Satellitendaten nicht möglich, schwimmende Substanzen auf einem See auszuschließen.

9. PROZEDUR ZUR ABLEITUNG VON SEEPARAMETERN

Um die verschiedenen Parameter eines Sees aus Satellitendaten abzuleiten sind mehrere Schritte notwendig.

a) Ausschneiden eines Seegebietes

Bearbeitet man Daten des TM, so wird zunächst der See im Kanal 4, also dem nahen Infrarot, an einer Bildverarbeitungsstation dargestellt. In diesem Spektralbereich sind die Unterschiede zwischen dem wenig reflektierenden Wasser und der stark reflektierenden Umgebung maximal. Dadurch ist eine genaue Bestimmung der Uferlinie möglich. Nun wird ein Teil des Sees zur weiteren Verarbeitung "ausgeschnitten" (d. h. die entsprechenden Bildkoordinaten werden markiert und für die Verwendung bei anderen Kanälen gespeichert), der mindestens 500 m vom Seeufer entfernt liegt und nach Möglichkeit noch etwa 500 Pixel enthalten sollte. Die Entfernung vom Seeufer hält den Einfluß der Umgebungsreflexion gering. Durch die große Anzahl der Pixel wird durch Mittelung über die Grauwerte aller Pixel das radiometrische Rauschen vor allem der Kanäle des mittleren Infrarots unterdrückt. Über die Umgebung des ausgeschnittenen Seegebietes wird eine Maske gelegt. Diese Maske wird auch in den anderen Kanälen des TM verwendet, um in allen Kanälen die Grauwerte desselben Seeausschnittes zu bearbeiten. Die nicht zur Maske gehörenden Grauwerte eines jeden Kanals werden statistisch weiterverarbeitet. Dabei werden Grauwerte, deren Häufigkeit weniger als 2% beträgt als Fehlpixel von der Interpretation ausgeschlossen. Diese kommen häufig durch über den See fahrende Schiffe oder Schwimmplattformen zustande. Weiterverwendet wird dann der mittlere Grauwert eines jeden Kanals für diesen Seeausschnitt.

b) Eichung

Die so erhaltenen mittleren Grauwerte eines jeden solaren Kanals werden nach der in Kapitel 4.2.3 angegebenen Eichformel in Strahldichten umgerechnet. Dabei ist für jede bearbeitete Szene der Sonnenzenitwinkel aus der auf dem Magnetband vorhandenen Information für einen der Kanäle zu entnehmen. Für Kanal 6 sind die Temperaturen aus den in Kapitel 4.3 angegebenen Formeln zu berechnen.

c) Atmosphärenkorrektur

Mit Hilfe eines Strahlungstransportmodells und unter Berücksichtigung der Höhe des Sees über NN kann die durch die Moleküstreuung der Atmosphäre verursachte und vom Satelliten gemessene Streustrahlung berechnet werden. Eine Abschätzung des

Aerosolgehalts aus über Seen gemessenen Strahldichten im mittleren Infrarot ist wegen der Möglichkeit von Oberflächenfilmen auf Seen der hier behandelten Größen nicht möglich. Die Strahldichte aufgrund von Rayleighstreuung muß vor allem in den Kanälen des Sichtbaren von dem mittleren über einem See gemessenen Strahldichtesignal abgezogen werden, um einen Vergleich in verschiedenen Höhen liegender Seen zu ermöglichen. Um auch Seen in unterschiedlichen Jahreszeiten und in den einzelnen Spektralkanälen vergleichen zu können, wird aus diesen Residualstrahldichten die Höhe der Reflexion berechnet (s. Kap. 6.1).

d) Berechnung der Beeinflussung durch die Umgebung

Obwohl durch das Ausschneiden des Seegebietes der Einfluß durch die Umgebung minimiert wird, sollte für die Kanäle des nahen und mittleren Infrarots die durch die Umgebungsstrahlung bedingte, über dem See gemessene Reflexion berechnet werden. Diese Umgebungsreflexion (vgl. Kap. 7.3) ist abhängig von der Trübung der Atmosphäre, dem Helligkeitsunterschied zwischen Umgebung und See und der Entfernung des ausgeschnittenen Seegebietes vom Ufer. Sie kann mit der Formel von Tanré berechnet werden (vgl. Kap. 7.3.3)

e) Interpretation der spektralen Reflexion eines Sees

Schwebstoffe im See führen immer zu einer Erhöhung des Signals in allen solaren Kanälen. Wird durch Schwebstoffe nur das Signal in kürzeren Wellenlängen erhöht, gibt das eine Information über die Tiefe im See, in der diese Schwebstoffe vorkommen (vgl. Kap. 8.2).

Chlorophyllhaltige Organismen führen durch ihre spektralen Absorptionsbanden zu einer Verringerung des Signals in den Kanälen 1 und 3 und zu einer Erhöhung des Signals in Kanal 2. Befinden sich die Organismen im obersten Meter der Wassersäule, was in Seen häufig der Fall ist, wird zusätzlich das Signal im nahen Infrarot erhöht (vgl. Kap. 8.3). Andere Reflexionsspektren von in Seen lebenden Organismen sind vorläufig noch zu wenig bekannt, um ihre Existenz und Menge aus den Satellitendaten bestimmen zu können.

f) Kanalkombinationen

Oberflächenfilme erhöhen die Reflexion am stärksten im mittleren Infrarot. Durch die Berechnung eines Quotienten aus Kanal 5 und Kanal 1 für einen ganzen See oder Teile desselben ist qualitativ eine Abschätzung möglich, ob ein Oberflächenfilm vorhanden ist oder nicht (vgl. Kap. 8.4.2).

10. SCHLUSSBETRACHTUNG

Die Intention dieser Arbeit war es, den Einfluß der Atmosphäre auf Satellitenmessungen zu korrigieren. Dazu sollte das spektrale Reflexionsverhalten von Wasser im nahen und mittleren Infrarot genutzt werden. Eine solche Atmosphärenkorrektur mit den über Seen gemessenen Strahldichten in den Kanälen des Thematic Mapper (TM) auf Landsat 5 im nahen und mittleren Infrarot ist jedoch nicht möglich. Dafür wurden mehrere Gründe gefunden.

Erstens ist die herkömmliche Eichung des Meßgerätes nicht ausreichend genau. Auch nach Verbesserungen der Umrechnung von Meßwerten in spektrale Strahldichten aufgrund eigener Berechnungen und Erkenntnissen von *Epema* (1990) ist die Eichung des TM nicht verläßlich. Die bei herkömmlicher Eichung auftretenden negativen Strahldichten konnten zwar vermieden werden, doch ergibt z. B. die Eichung im nahen Infrarot nach wie vor zu hohe Strahldichten.

Zweitens ist der Störeinfluß der Aerosole wegen mangelnder Zusatzinformationen nicht vollständig zu korrigieren. Strahlungstransportrechnungen zeigen, daß Aerosol über den in den solaren Infrarotkanälen vergleichsweise dunklen Seen zu einer Erhöhung des Signals am Satelliten führt. Dünne Wolken und dünner Nebel dagegen führen zu einer Signalerhöhung in allen solaren Kanälen, wobei der spektrale Verlauf der Reflexion des Untergrundes aber erhalten bleibt.

Die Überstrahlung der Seen durch die im nahen Infrarot sehr stark reflektierende Seeumgebung (meist Vegetation) ist nur zu einem kleinen Teil für die Höhe des Signals im nahen und mittleren Infrarot verantwortlich.

Extreme Verhältnisse, wie eine durch Aerosole stark getrübe Atmosphäre mit einer optischen Dicke von $\tau_{0.55} = 0.5$ zusammen mit einer Seeumgebung mit dem im nahen und mittleren Infrarot hohen Reflexionsvermögen von Pflanzenblättern, können nicht die Höhe des über einigen Seen gemessenen Signals erklären. Hierfür sind organische und anorganische Beimengungen in den Seen selber verantwortlich zu machen.

Hohe Signale im nahen und mittleren Infrarot sind zum einen durch die Durchmischung des Wassers mit Schwebstoffen bis in den obersten Bereich der noch lichtdurchfluteten Wassersäule bedingt. Zum anderen können Organismen in Seen auch den obersten Meter der Wassersäule konzentriert bewohnen, da hohe und sich brechende Wellen nicht auftreten, die im Ozean die oberen Meter durchmischen.

Nur bei extremen Algenblüten und fast Windstille ist im Ozean eine solche Konzentration auf die obersten Zentimeter möglich. Ein anderer Grund für die starken Signale im nahen und mittleren Infrarot sind im Oberflächenfilm schwimmende Partikel und Organismen (Neuston), die so die Reflexion der Oberfläche erhöhen. Sie absorbieren und reflektieren in den ihnen eigenen Spektralbereichen und unterscheiden sich teilweise stark von den spektralen Eigenschaften klaren Wassers sowie von dem aus dem Ozean bekannten Spektralverhalten von Phytoplankton.

Die spektralen Messungen dieses Radiometers führen zur qualitativen Bestimmung des in den Seen vorhandenen organischen und anorganischen Materials. Zusätzlich ist es durch die unterschiedliche Eindringtiefe der einzelnen TM-Kanäle möglich, räumliche Strukturen der einzelnen Farben der Seen bestimmten Tiefen im See zuzuordnen. Das wesentliche Ergebnis dieser Arbeit ist die Möglichkeit, auch Oberflächenfilme auf Seen mit Hilfe der mit dem TM gemessenen Reflexionen im mittleren Infrarot sowie einem Quotienten aus den Kanälen 5 und 1 fernzuerkunden. Wurden bisher bei der Beobachtung von natürlichen Gewässern mit Spektrometern nur Wellenlängen im Sichtbaren genutzt, so zeigt sich hier, daß die kombinierte Auswertung mit Messungen bei größeren Wellenlängen und damit geringerer Eindringtiefe wertvolle Informationen über die Durchmischung und vertikale Zirkulation im Wasser geben kann.

Ein Zusammenhang der Strukturen der aus dem thermische Kanal bestimmten Oberflächentemperatur mit der Organismenentwicklung im See ist nicht erkennbar. Doch kann man mit Hilfe dieses Kanals dünne Wolken über Seen leichter entdecken, die bei der Interpretation der Seesignale berücksichtigt werden müssen.

Häufige Beobachtungen der Seen innerhalb eines Jahreszyklus mit einem hochauflösenden Spektrometer würden die Möglichkeit bieten, die Entwicklung organischer und anorganischer Stoffe in den verschiedenen Wassertiefen und vor allem in dem bisher wenig erforschten Oberflächenfilm zu erkennen. Zusätzliche Untersuchungen mit dem TM haben den Vorteil des Überblicks über mehrere Seen gleichzeitig in ihrer Gesamtheit und ermöglichen so Vergleiche zwischen den Seen. Gleichzeitige limnologische Probenahmen könnten dann zur Entwicklung quantitativer Algorithmen zur Interpretation von Strahlungsmessungen führen.

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit wurde von Herrn Prof. Dr. H. Graßl angeregt. Für die häufigen Diskussionen und sein ständiges Mitdenken im Verlauf der Arbeit danke ich ihm sehr herzlich. Seine Fähigkeit zu motivieren und die Bereitstellung einer guten Arbeitsumgebung war für die Fertigstellung der Arbeit sehr hilfreich.

Herrn Dr. Stephan Bakan möchte ich sehr herzlich für seine ständige Diskussionsbereitschaft und für die Förderung meiner eigenen Ideen danken. Seine kritische Interpretation der Ergebnisse dieser Arbeit führten immer auch zu neuen Ideen und Anregungen. Ich danke ihm auch für die Bereitschaft, diese Arbeit zu begutachten.

Herrn Dr. Andreas Manschke möchte ich für seine hilfreichen langen Diskussionen und sein Korrekturlesen danken. Vor allem bedanke ich mich für die Wartung der Rechner usw. und für die ständige Bereitschaft, bei Rechnerproblemen behilflich zu sein.

Herrn Prof. Dr. J. Fischer danke ich für die Bereitstellung des hier verwendeten Strahlungstransportprogramms und seine Hilfe bei Änderungen der Höhereinteilung in diesem Programm.

Frau Dipl.-Biol. Gerda Lütgens und Frau Dipl.-Met. Anke Allner danke ich für die Hilfe bei der Erstellung der Farbbilder in dieser Arbeit, Herrn Dipl.-Met. Jens Meywerk für die graphische Aufbereitung der meteorologischen Daten im Anhang.

Frau Dr. Gudrun Schlüssel danke ich für die Diskussionen zu den Strahlungstransportrechnungen und Herrn Dr. Peter Schlüssel für die Bereitstellung des Programms und Erläuterungen zur Berechnung der Fresnel'schen Reflexion.

Auch allen anderen Mitarbeitern der Gruppe Atmosphäre möchte ich danken für das optimale Arbeitsklima und die gute Zusammenarbeit.

Der Deutsche Wetterdienst stellte freundlicherweise die im Anhang abgebildeten Wetterdaten aus dem Untersuchungsgebiet für die Aufnahmetermine der Satellitensenzen zur Verfügung.

Das Bayerische Landesamt für Wasserwirtschaft stellte die im Anhang aufgeführten Seendaten vom Waginger See und Tachinger See zur Verfügung.

Diese Arbeit wurde durch ein Stipendium der Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften finanziert.

LITERATURVERZEICHNIS

- Ahern, F.J.; et al. (1977):** Use of Clear Lakes as Standard Reflectors for Atmospheric Measurements,
in: Int. Symp. on Remote Sensing of Env., Vol. 1; Environmental Research Institute Michigan, S. 731-755
- Allum, J. A.; Dreisinger, B. R. (1987):** Remote Sensing of Vegetation Change Near Inco's Sudbury Mining Complexes,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 87/88, S. 399-416
- Bakan, S.; Hinzpeter, H. (1988):** Atmospheric Radiation
in: Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik; Neue Serie, Gruppe V, Vol. 4, Subvol. b, Meteorologie, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York London Paris Tokyo
- Barker, J.L. (1984):** Landsat-4 Science Characterization Early Results
in: NASA Conference Publication 2355, Vol. 3
- Barker, J.L.; Wanchoo, L. (1988):** Radiometric Performance of the Landsat Thematic Mappers
Proc. Landsat Final Results Woorkshop, 22. - 25.08.1988, Maryland
- Bartolucci, L; et al. (1973):** Computer-Aided Processing of Remotely Sensed Data from Temperature Mapping of Surface Water from Aircraft Altitudes:
LARS Technical Report 042373, Purdue University, West Lafayette, IN
- Bartolucci, L; et al. (1988):** Atmospheric Effects of Landsat TM Thermal IR Data
in: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol.26, No.2, S. 171-175
- Bergmann, L.; Schaefer, C. (1974):** Lehrbuch der Experimentalphysik, Bd. III: Optik
Verlag Walter de Gruyter, Berlin u. a.
- Born, M. (1965):** Optik, Ein Lehrbuch der elektromagnetischen Lichttheorie
Springer Verlag, Berlin u. a.
- Brockmann, C. (1988):** Fernerkundung atmosphärischer und ozeanischer Trübung im Bereich der Deutschen Bucht mit Landsat-5 Thematic Mapper Messungen,
Diplomarbeit in Ozeanographie a. d. Univ. Hamburg

- Brockmann, C. (1991 a):** The Use of Thematic Mapper on Landsat 5 as an Instrument for Measuring Ocean Turbidity,
ESA-Studie (bisher unveröffentlicht)
- Brockmann, C. (1991 b):** Thematic Mapper Eichung
unveröffentlichte Studie
- Bukata, R.P.; et al. (1988):** Particulate Concentrations in Lake St. Claire as Recorded by a Shipborne Multispectral Optical Monitoring System,
in: Rem. Sensing of Env., Vol. 25, No.2, S. 201-229
- Chylek, P.; et al. (1983):** Albedo of Soot-Contaminated Snow,
in: J. Geophys. Res., Vol. 88, No. 10, S. 837 ff
- Conel, J.E. (1990):** Determination of Surface Reflectance and Estimates of Atmospheric Optical Depth and Single Scattering Albedo from Landsat Thematic Mapper Data,
in: Int.J. Remote Sensing, Vol. 11, No. 5, S. 783-828
- Conese, C.; et al. (1988):** Forest Classification by Principal Component Analysis of TM Data,
in: Int. J. Rem. Sensing, Vol. 9, No. 10 und No. 11, S. 1597-1612
- Cracknell, A. P. (1981):** Remote Sensing in Meteorology, Oceanography and Hydrology,
Ellis Horwood Limited, Chichester (England)
- Crane, R. G., Anderson, M. R. (1984):** Satellite Discrimination of Snow/Cloud Surfaces,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 5, No. 1, S. 213-223
- de Souza-Lima, Y.; Romano, J.-C. (1983):** Ecological Aspects of the Surface Microlayer; 1. ATP, ADP, AMP Contents, and Energy Charge Ratios of Microplanktonic Communities,
in: J. Exp. Mar. Biol. Ecol., Vol. 70, S. 107-122
- Doerffer, R.; et al. (1989):** Small Scale Patches of Suspended Matter and Phytoplankton in the Elbe River Estuary, German Bight and Tidal Flats,
in: Adv. Space Res., Vol. 191, S. 199-212
- Dokulil, M.; et al. (1990):** Trophic Relationship in the Pelagic Zone of Mondsee, Austria,
in: Hydrobiologia, Vol. 191, S. 199-212

- Dozier, J. (1984):** Snow Reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper
in: IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing, GE-22, S. 323 ff
- Dozier, J.; Marks, D. (1987):** Snow Mapping and Classification from Landsat Thematic Mapper,
in: Ann. Glaciol., Vol. 9, S. 97 ff
- Epema, G.F. (1990):** Determination of Planetary Reflectance for Landsat-5 Thematic-Mapper Tapes Processed by Earthnet (Italy),
ESA Journal 1990, Vol. 14
- Erhardt, H.M. (1990 a):** Systemkorrektur von TM Rohdaten
Arbeitsbericht 2 der DLR, Abteilung WT-DA-FE, Oberpfaffenhofen
- Erhardt, H.M. (1990 b):** Modellorientierte Entzerrung von Thematic Mapper Rohdaten,
Diplomarbeit am Institut für Photogrammetrie und Ingenieurvermessungen der Universität Hannover
- Escadafal, R; et al. (1989):** Munsell Soil Color and Soil Reflectance in the Visible Spectral Bands of Landsat MSS and TM Data
in: Rem. Sensing of Env., Vol. 27, No. 1, S. 37-46
- Fischer, J. (1983):** Fernerkundung von Schwebstoffen im Ozean
Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, Heft 65, Reihe A
- Fischer, J.; Kronfeld, U. (1986):** Chlorophyll Fluorescence within the Visible Spectrum,
in: The Use of Chlorophyll Fluorescence Measurements from Space for Separating Constituents of Sea Water, Vol. 2, Forschungszentrum GKSS, Geesthacht
- Fischer, H. (1985):** Absorption und Emission
in: promet, 15. Jg., Heft 2/3, S. 17
- Foitzik, L.; Hinzpeter, H. (1958):** Sonnenstrahlung und Lufttrübung
Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G., Leipzig
- Förster, B. (1989):** Untersuchung der Verwendbarkeit von Satellitendaten (Thematic Mapper) zur Kartierung von Waldschäden
Veröffentlichung der DFVLR, DFVLR-FB 89-06

Gege, P. (1991): Persönliche Kommunikation

Gierloff-Emden, H.-G.; et al. (1990): Geomorphologic Applications of Remote Sensing,
in: Münchener Geographische Abhandlungen, Vol. A 42

Gitelson, A. A.; Kondratyev, K. YA. (1991): Optical Models of Mesotrophic and Eutrophic Water Bodies
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 12, No. 3, S. 373-385

Goetz, A. F. H.; Rowan, L. C. (1981): Geologic Remote Sensing
in: Science, Vol. 211 (4484), S. 781-791

Goldman, C. R.; Horne, A. J. (1983): Limnology
McGraw-Hill Book Company, New York

Goßmann, H. (1986): The Influence of Geography on Local Environment as Inferred from Night Thermal Imagery,
in: Remote Sensing Reviews, Vol. 1, S. 249-275

Goßmann, H. (1990): Thermalbilder und Oberflächentemperaturen,
Arbeitsmanuskript des Seminars zur "Ferneerkundung zur ökologischen Kartierung der Carl-Cranz-Gesellschaft e.V., Oberpfaffenhofen

Gordon, H. R. (1978): Removal of Atmospheric Effects from Satellite Imagery of the Oceans,
in: Applied Optics, Vol. 23, S. 1032

Gordon, H. R.; Clark, D. K. (1981): Clear Water Radiances for Atmospheric Correction of Coastal Zone Color Scanner Imagery,
in: Applied Optics, Vol. 20, S. 299 ff

Gordon, H. R.; Castaño, D. J. (1989): Aerosol Analysis with the Coastal Zone Color Scanner: a Simple Method for Including Multiple Scattering Effects,
in: Applied Optics, Vol. 21, No. 7, S. 1320-1326

Graßl, H. (1978): Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken,
in: Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, Heft 37

- Graßl, H.; Doerffer, R.; et al. (1987):** Thematic Mapper Research in the Earth Sciences, Title of the Project: Small Scale Patches of Suspended Matter and Phytoplankton in the Elbe River Estuary, German Bight and Tidal Flats, Veröffentlichung des GKSS Forschungszentrums Geesthacht
- Graßl, H. (1991):** private Mitteilung
- Grenfell, T. C.; et al. (1981):** Spectral Albedos of an Alpine Snow Pack, in: Cold Regions Sci. Technol., Vol. 4, S. 121 ff
- Hale, G. M.; Querry, M.R. (1973):** Optical Constants of Water in the 200 nm to 200 µm Wavelength Region, in: Applied Optics, Vol. 12, No. 3, S. 555-560
- Hall, D.K.; et al. (1988):** Reflectance of Glaciers as calculated using Landsat 5 Thematic Mapper Data, in: Rem. Sen. of Environment, Vol. 25, No. 3, S. 311-321
- Hall, D.A.; et al. (1990):** Comparison of in situ and Satellite-Derived Reflectance of Forbindels Glacier, Greenland, in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 11, No. 3, S. 493-504
- Harding, D. J.; et al. (1989):** Spectral Mapping of Alaskan Ophiolites Using Landsat Thematic Mapper Data, in: Rem. Sens. Env., Vol. 28, S. 219-232
- Hill, J.; Sturm, B. (1991):** Radiometric Correction of Multitemporal Thematic Mapper Data for Use in Agricultural Land-Cover-Classification and Vegetation Monitoring, in: Int. J. Rem. Sens.; Vol. 12, No. 7, S. 1471-1491
- Hoffer, R. M.; Johannsen, C. J. (1969):** Ecological Potentials in Spectral Signature Analysis, in: Remote Sensing in Ecology
- Hope, A. S.; et al. (1988):** A Numerical Model for Combined Analysis of Vegetation Canopy Bidirectional Reflectance and Thermal Emissions, in: Rem. Sensing of Env., Vol. 26, No. 3, S. 287-300

- Hühnerfuss, H.; et al. (1986 a):** The Discrimination Between Crude-Oil Spills and Monomolecular Sea Slicks by an Airborne Lidar,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 7, No. 1, S. 137-150
- Hühnerfuss, H.; et al. (1986 b):** Discrimination between Crude-Oil Spills and Monomolecular Sea Slicks by an Airborne Radar and Infrared Radiometer - Possibilities and Limitations,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 7, No. 8, S. 1001-1013
- Hühnerfuss, H.; Garrett, W. D. (1981):** Experimental Sea Slicks: Their Practical Applications and Utilisation for Basic Studies of Air-Sea Interactions,
in: Jour. Geoph. Res., Vol. 86, No. C1, S. 439-447
- Hutchinson, G. E. (1957):** A Treatise on Limnology, Vol. I
John Wiley & Sons, Inc., New York
- Ioka, M.; Koda, M. (1986):** Performance of Landsat-5 TM Data in Land-Cover Classification,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 7, No. 12, S. 1715-1728
- Kadro, A. (1981):** Untersuchung der spektralen Reflexionseigenschaften verschiedener Vegetationsbestände,
Dissertation an der forstwissenschaftlichen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg
- Kattenborn, G. (1992):** mündliche Kommunikation bzgl. seiner Dissertation an der Universität Freiburg.
- Kaufman, Y. J. (1984):** Atmospheric Effect on Spatial Resolution of Surface Imagery: Errata,
in: Applied Optics; Vol. 23; No. 22; S. 4164-4172
- Kaufman, Y. J., Sendra, C. (1988):** Algorithm for Automatic Atmospheric Corrections to Visible and Near-IR Satellite Images,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 9, No. 8, S. 1357-1381
- Kaufman, Y. J. (1988):** Atmospheric Effect on Spectral Signature-Measurements and Corrections,
in: IEEE-Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 26, No. 4, S. 441-450

- Kaufman, Y. J.; Fraser, R. S. (1987):** Satellite Sensing of Aerosol Absorption,
in: Journal of Geophysical Research, Vol. 92, S. 4307-4317
- Kaufmann, H. (1988):** Mineral Exploration along the Aqaba-Levant Structure by
Use of TM-Data. Concepts, Processing and Results,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 9, Nos. 10 and 11, S. 1639-1658
- Keil, M. (1990):** Vegetationskartierung und Arbeiten zur Waldkartierung mit Satellitenbilddaten,
Arbeitsmanuskript des Seminars zur "Fernerkundung zur ökologischen Kartierung der Carl-Cranz-Gesellschaft e.V., Oberpfaffenhofen
- Khorram, S.; et al. (1987):** Comparison of Landsat MSS and TM Data for Urban Land-Use Classification,
in: IEEE: Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. GE-25, No. 2, S. 238-243
- Kondrat'ev, K. YA. (1973):** Radiation Characteristics of the Atmosphere and the Earth's Surface
Amerind Publishing Co. Pvt. Ltd, Neu Dehli
- Kohl, J.-G. (1992):** Limnologische Besonderheiten eutropher Flußseen,
Vortrag im Rahmen des biologisch-meereskundlichen und limnologischen Kolloquiums am Institut für Hydrobiologie und Fischereiwissenschaft am 27. April 1992
- Krüger, O. (1989):** Atmosphärenkorrektur von Thematic Mapper Messungen über Wattengebieten der Deutschen Bucht,
Diplomarbeit in Meteorologie a.d.Univ. Hamburg, Jun.'89
- Linke, F.; Baur, F. (1970):** Meteorologisches Taschenbuch
Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Potig K.-G., II. Band, S. 536
- Malaret, D.; et al. (1985):** Landsat-4 and Landsat-5 Thematic Mapper Data Quality Analysis,
in: Photogrammetric Engineering and Rem. Sens., Vol. 51, No. 9, S. 1407-1416
- Markham, B. L.; Barker, J. L. (1986):** Landsat MSS and TM Post-Calibration Dynamic Ranges, Exoatmospheric Reflectances, and At-Satellite Temperatures,
EOSAT-Landsat Technical Notes 1, S. 3-8

- Markham, B. L.; Barker, J. L. (1987):** Thematic Mapper Bandpass Exoatmospheric Irradiance,
in: Int. J. Rem. Sensing, Vol. 8, No. 3, S. 517-523
- McClatchey, R. A., et. al. (1972):** Optical Properties of the Atmosphere,
AFCLR - Report 72 - 0497, Section 14
- Mekler, Y; Kaufman, Y. J. (1984):** Reflectivity of the Atmosphere-Inhomogeneous Surface System: Laboratory Simulation
in: Journal of the Atmospheric Sciences; Vol. 41; No. 17; S. 2595-2604
- Middleton, W.E.K. (1952):** Vision Through the Atmosphere
University of Toronto Press, Kanada
- Morel, A. (1974):** Optical Properties of Pure Water and Pure Sea Water,
ed.: Jerlov, N.G., Academic Press, S. 317-344
- Morel, A. (1980):** In-Water and Remote Measurements of Ocean Color,
in: Bound.-Layer Meteorol. , Vol. 18, S. 177
- Müller, U. (1989):** Klassifizierung landwirtschaftlicher Nutzungen mit multispektralen Scannerdaten,
Diplomarbeit am Institut für Geodäsie a. d. Univ. Bonn
- Münster, D. (1991):** Persönliches Gespräch im Institut für Limnologie, Plön
- Nägeli, A.; Schanz, F. (1990):** Planktoneustonic Algae in the Surface Films of Lake Zürich: Occurrence and Dependence on Phytoplankton Succession,
in: Aquatic Sciences, Vol. 52, No. 3, S. 269-286
- NASA (1985):** Spectral Reflectances of Natural Targets for Use in Remote Sensing Studies;
Reference Publication 1139, Ed.: Bowker, D. E. et al.
- NASA (1987):** HIRIS-High Resolution Imaging Spectrometer: Science Opportunities for the 1990s, Instrument Panel Report,
Earth Observing System Report, Vol. II c
- Plass, G. N. (1973):** Matrix-Operator-Theory of Radiative Transfer
in: Applied Optics; Vol. 12; S. 314-329

- Price, J. C. (1989):** Calibration Comparicon for Landsat 4 and 5 Mulispecral Scanners and Thematic Mappers,
in: Applied Optics, Vol. 28, No. 3, S. 465-471
- Quenzel, H. (1985):** Streuung an Luftmolekülen und Aerosolpartikeln,
in: Promet, Heft 2/3, S. 7-10
- Rheinheimer, G. (1985):** Mikrobiologie der Gewässer,
Gustav Fischer Verlag, Stuttgart
- Richter, R. (1989):** Persönliche Kommunikation
- Richter, R. (1990):** A fast Atmospheric Correction Algorithm Applied to Landsat TM Images,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 11, No. 1, S. 159-166
- Rock, B. N.; et. al. (1986):** Remote Detection of Forest Damage,
in: Bio. Sci., Vol. 36, S. 436 ff
- Sauberer, F.; Ruttner, F. (1941):** Die Strahlungsverhältnisse der Binnengewässer,
Akademische Verlagsgesellschaft Becker & Erler Kom.-Ges., Leipzig
- Schlüssel, P. (1990):** persönliche Kommunikation
- Schott, J. R.; Volchok, W. J. (1985):** Thematic Mapper Thermal Infrared Calibration,
in: Photometric Engineering and Remote Sensing, Vol.51, No.9, S. 1351-1357
- Shettle, E. P.; Fenn, R. W. (1975):** Models of the Atmospheric Aerosols and their Optical Properties
Agard Conf. Proc; No. 183: Optical Propagation in the Atmosphere, S. 2.1-2.16
- Siebeck, O. (1982):** Der Königssee - Eine limnologische Projektstudie,
Forschungsbericht 5 des Nationalparks Berchtesgaden
- Siegel, H. (1989):** Empirical Algorithms for the Determination of Chlorophyll by Remote Sensing Methods,
Veröffentlichung der Akademie der Wissenschaften der DDR, Rostock-Warnemünde

- Singh, S. M. (1988):** Brightness Temperature Algorithms for Landsat Thematic Mapper Data,
in: Rem. Sensing of Env., Vol. 24, No. 3, S. 509-512
- Sørensen, K. (1991/92):** Persönliche Kommunikation,
Norwegian Institute for Water Research (NIVA)
- Stössel, M.; et. al. (1988):** Small Scale Patches of Suspended Matter and Phytoplankton in the Elbe River Estuary, German Bight and Tidal Flats; Technical Note on the Project,
Veröffentlichung der GKSS, Geesthacht, 17.08.88
- Stoner, E. R.; Baumgardner, M. F. (1981):** Characteristic Variations in Reflectance of Surface Soils
in: Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 45, S. 1161 ff
- Sturm, B. (1981):** The Atmospheric Correction of Remotely Sensed Data and the Quantitative Determination of Suspended Matter in Marine Water Surface Layers,
in: Rem. Sens. in Meteorology, Oceanography and Hydrology,
Ed.: A. P. Cracknell, Ellis Horwood Ltd, Chichester
- Tanré, D.; et al. (1979):** Atmospheric Modeling for Space Measurements of Ground Reflectances, Including Bidirectional Properties
in: Applied Optics; Vol. 18; No. 21; S. 3587-3594
- Tanré, D.; Herman, M.; Deschamps, P. Y. (1981):** Influence of the Background Contribution upon Space Measurements of Ground Reflectance
in: Applied Optics; Vol. 20; No. 20; S. 3676-3684
- Valkanov, A. (1968):** Das Neuston,
in: Limnologica (Berlin), Vol. 6, No. 2, S. 381-403
- Vogelmann, J. E.; Rock, B. N. (1986):** Assessing Forest Decline in Coniferous Forests of Vermont Using NS-001 Thematic Mapper Data,
in: Int. J. Remote Sensing, Vol. 7, No. 10, S. 1303-1321
- Vygodskaya, N.N.; et al. (1989):** Theoretical Estimates of Sensitivity in Some Vegetation Indices to Variation in the Canopy Condition
in: Int. J. Rem. Sensing, Vol. 10, No. 12, S. 1857-1872

- Wangersky, P. J. (1976):** The Surface Film as a Physical Environment,
in: Ann. Rev. Ecol. Syst., Vol. 7, S. 161-176
- Welch, R.; Ehlers, M. (1988):** Cartographic Feature Extraction with Integrated
SIR-B and Landsat TM Images,
in: Int. J. Rem. Sensing, Vol. 9, No. 5; S. 873-889
- Wessmann, C. A.; et. al. (1987):** Estimating Key Forest Ecosystem Parameters
Through Remote Sensing,
in: IGARSS'87, Ann Arbor, MI; Vol. 2, S. 1189 ff
- Wetzel, R. G. (1983):** Limnology,
Saunders College Publishing; Philadelphia, New York, Chicago; 2. Ausgabe
- Whitlock, C. H.; et al. (1982):** Sea Foam Reflectance and Influence on Optimum
Wavelength for Remote Sensing of Ocean Aerosols,
in: Geophys. Res. Letters 9, S. 719
- Yentsch, C. M.; Yentsch, C. S. (1984):** Emergence of Optical Instrumentation for
Measuring Biological Parameters,
in: Oceanogr. Mar. Bio. Ann. Rev., Vol. 22, S. 55 ff

ANHANG

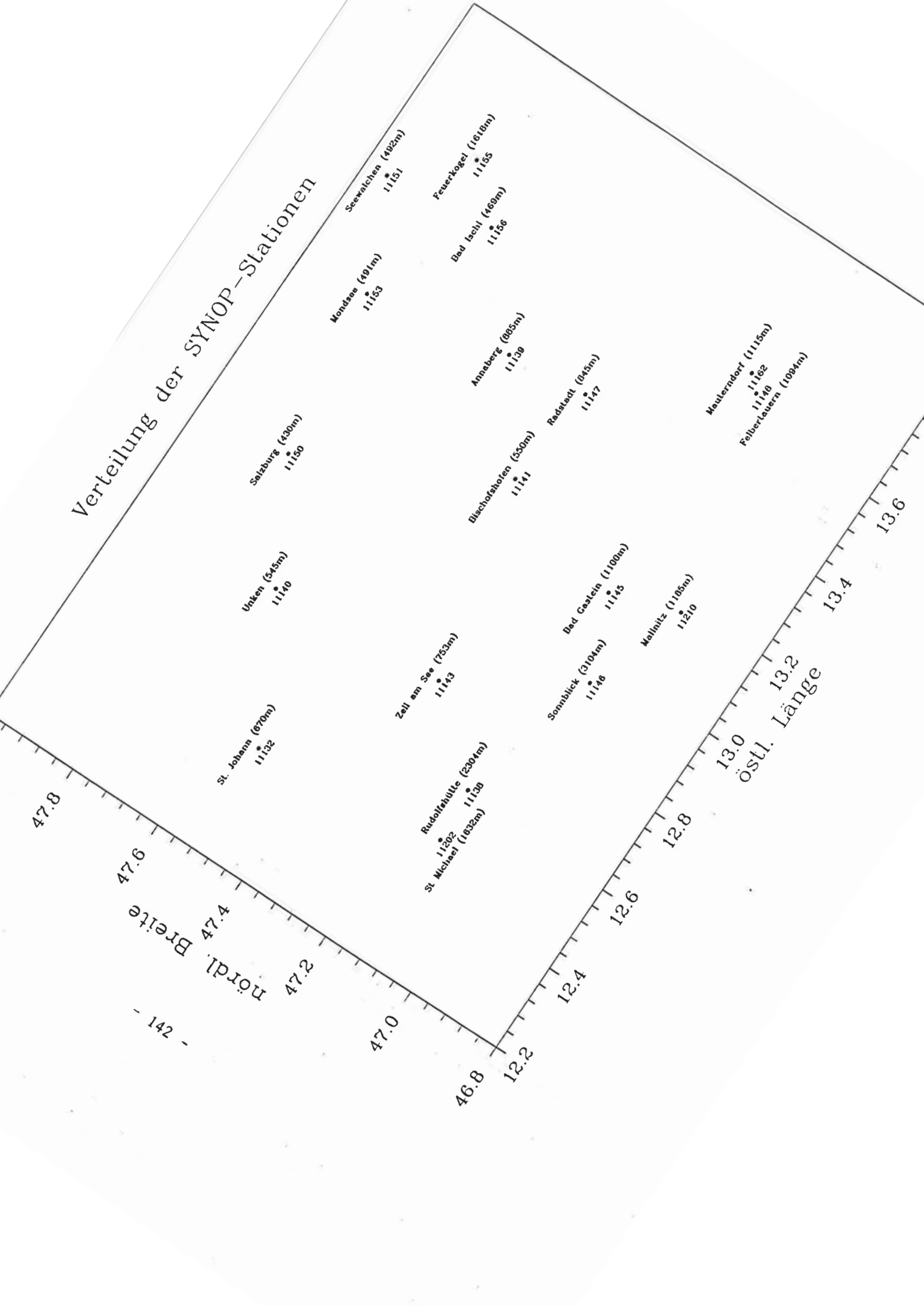
Meteorologische Gegebenheiten¹

und limnologische Meßwerte² aus Waginger und Tachinger See

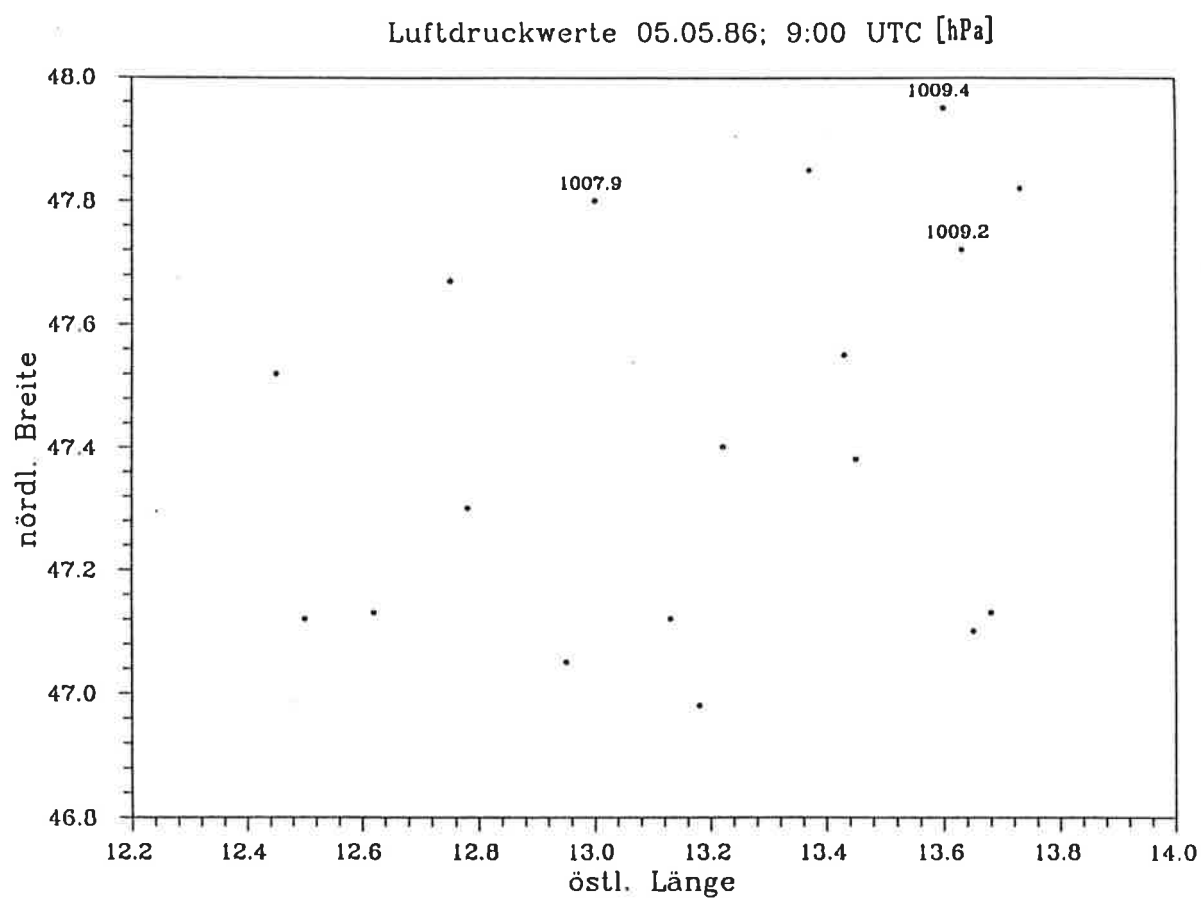
1 Zur Verfügung gestellt vom Deutschen Wetterdienst

2 Zur Verfügung gestellt vom Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft

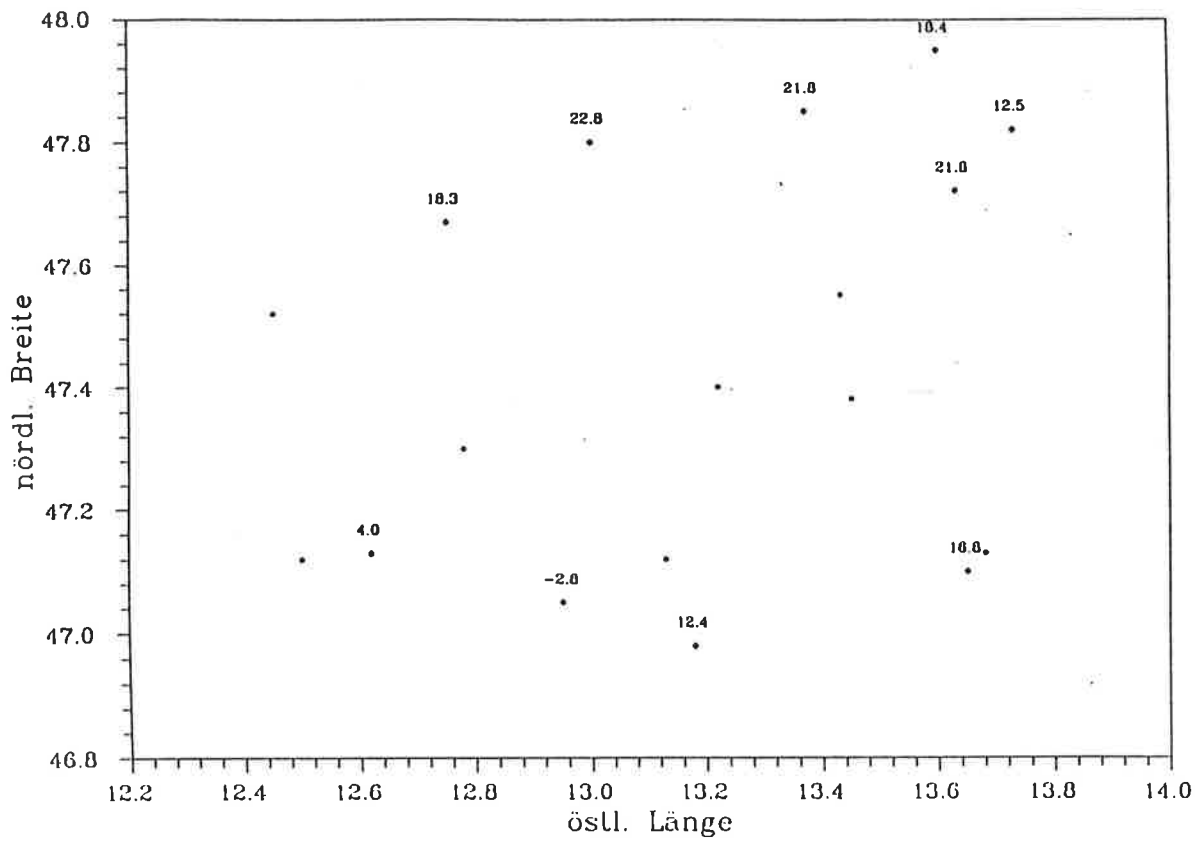
Verteilung der SYNOP-Stationen



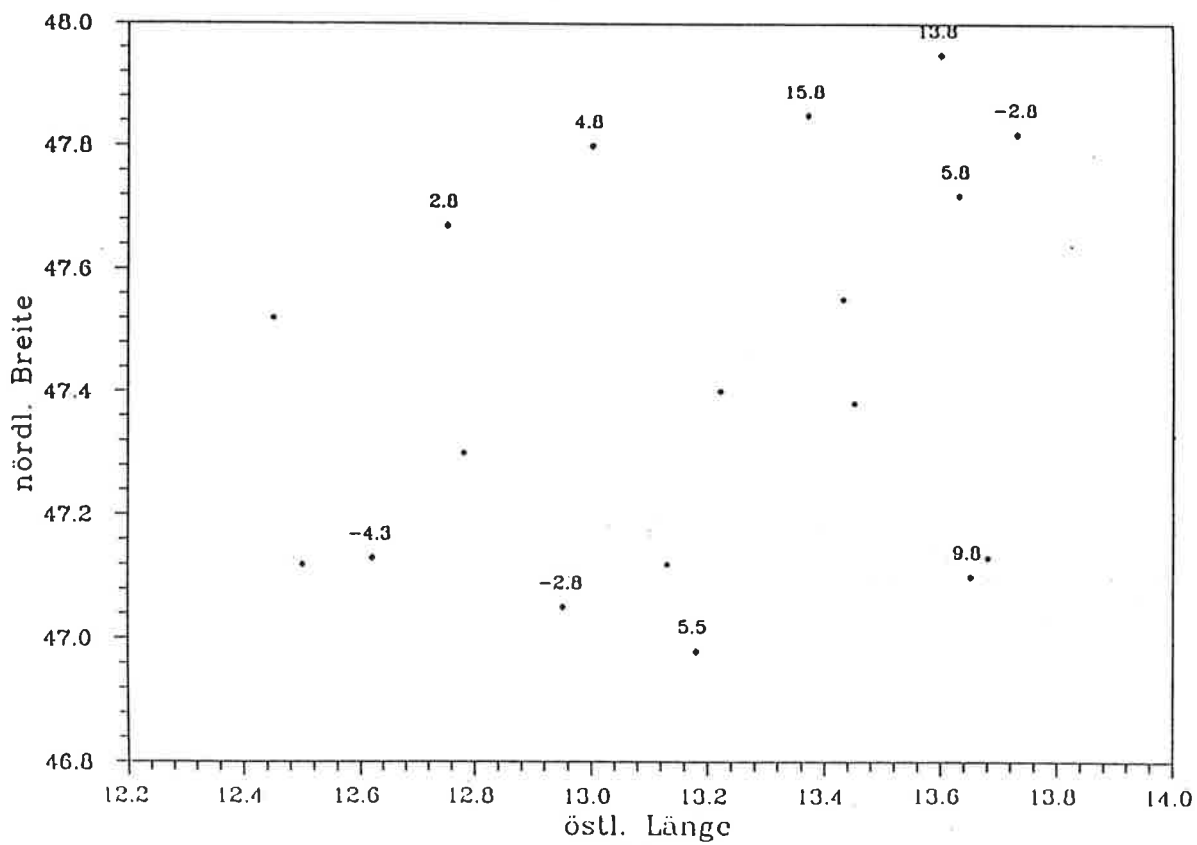
05.05.86



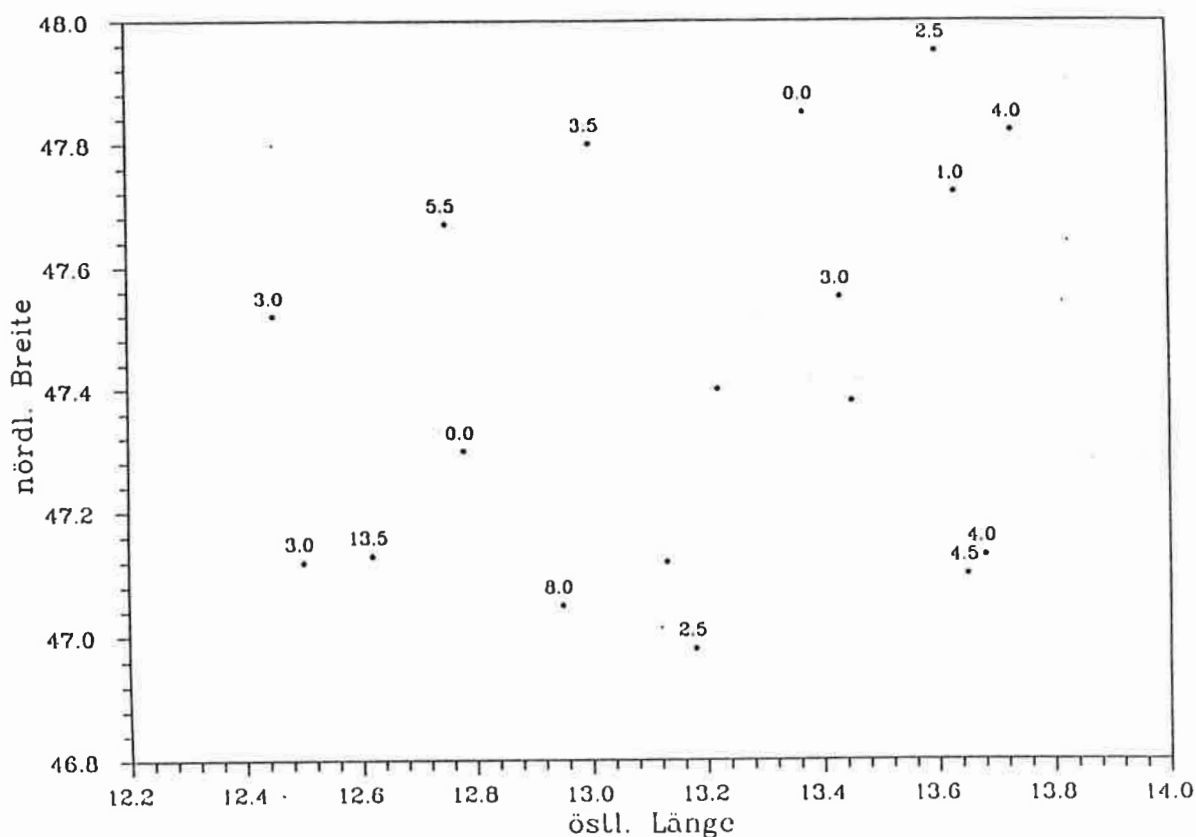
Temperatur 05.05.86; 9:00 UTC [°C]



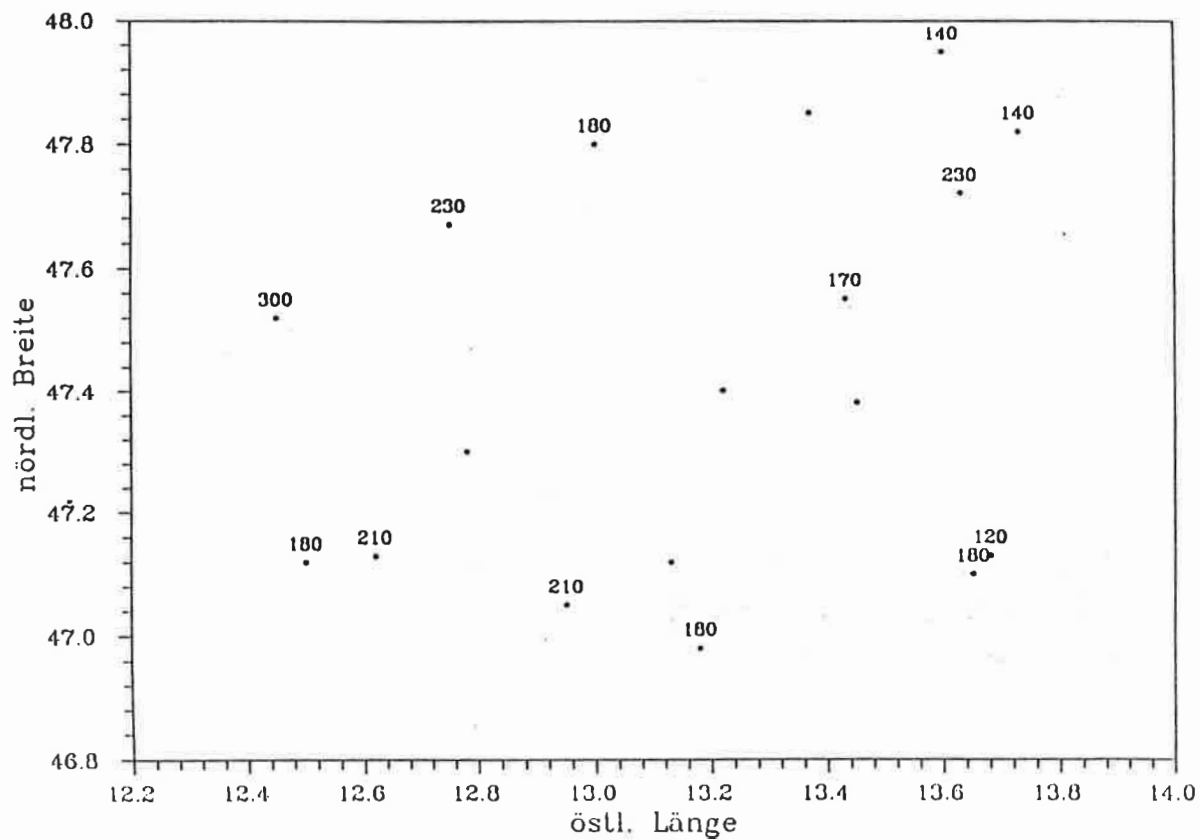
Feuchttemperatur 05.05.86; 9:00 UTC [°C]



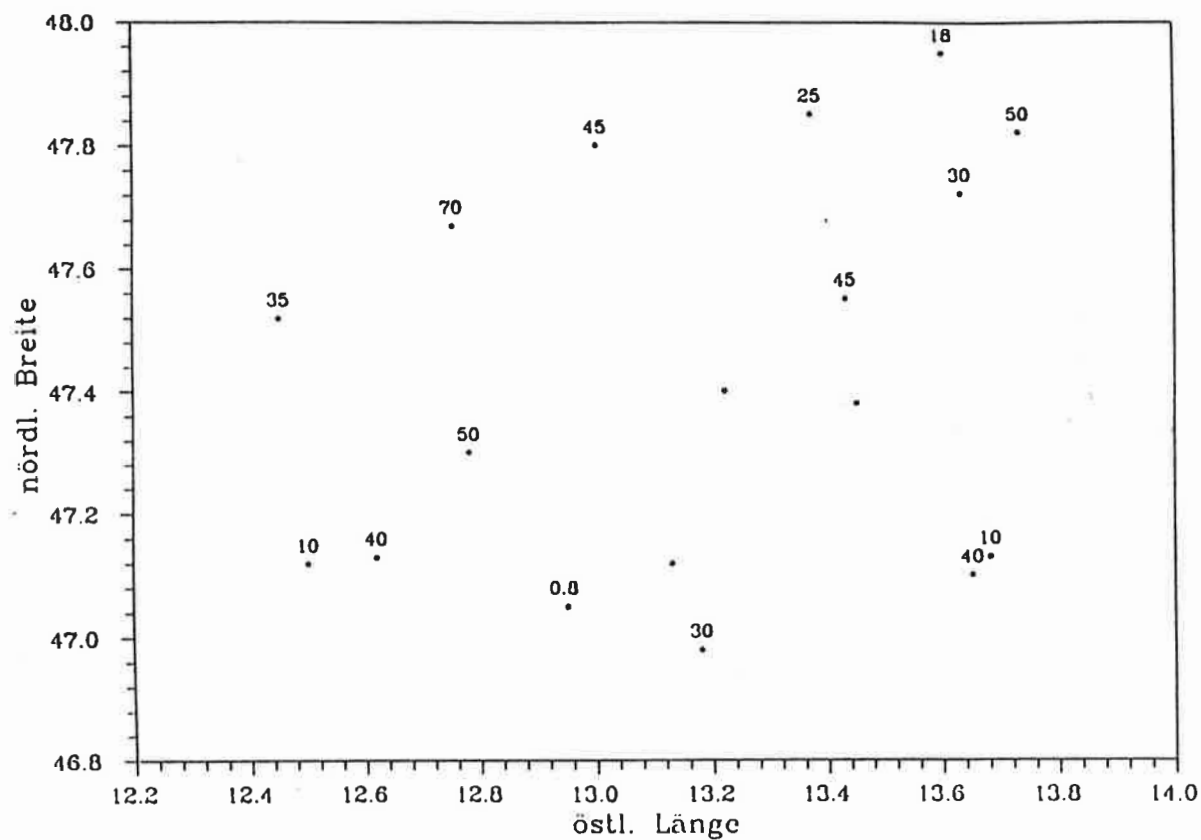
Windgeschwindigkeit 05.05.86; 9:00 UTC [kn]



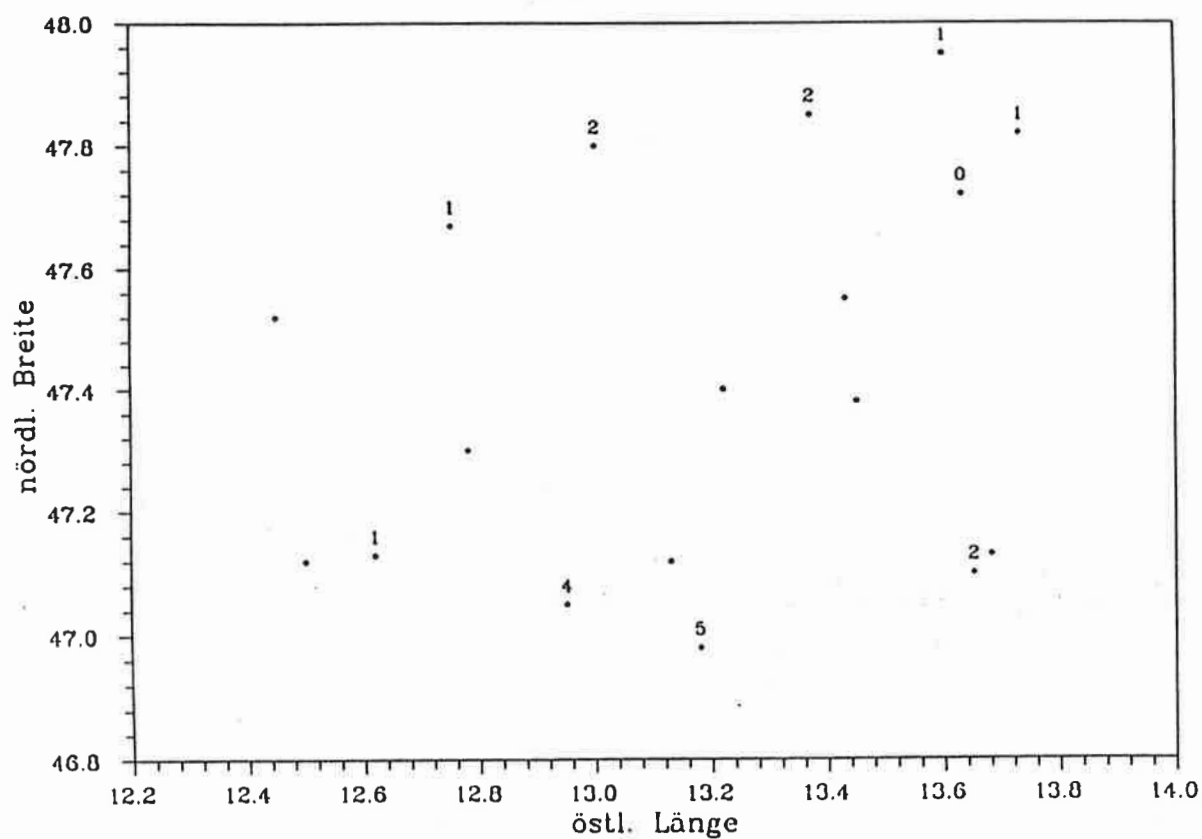
Windrichtung 05.05.86; 9:00 UTC [Grad]



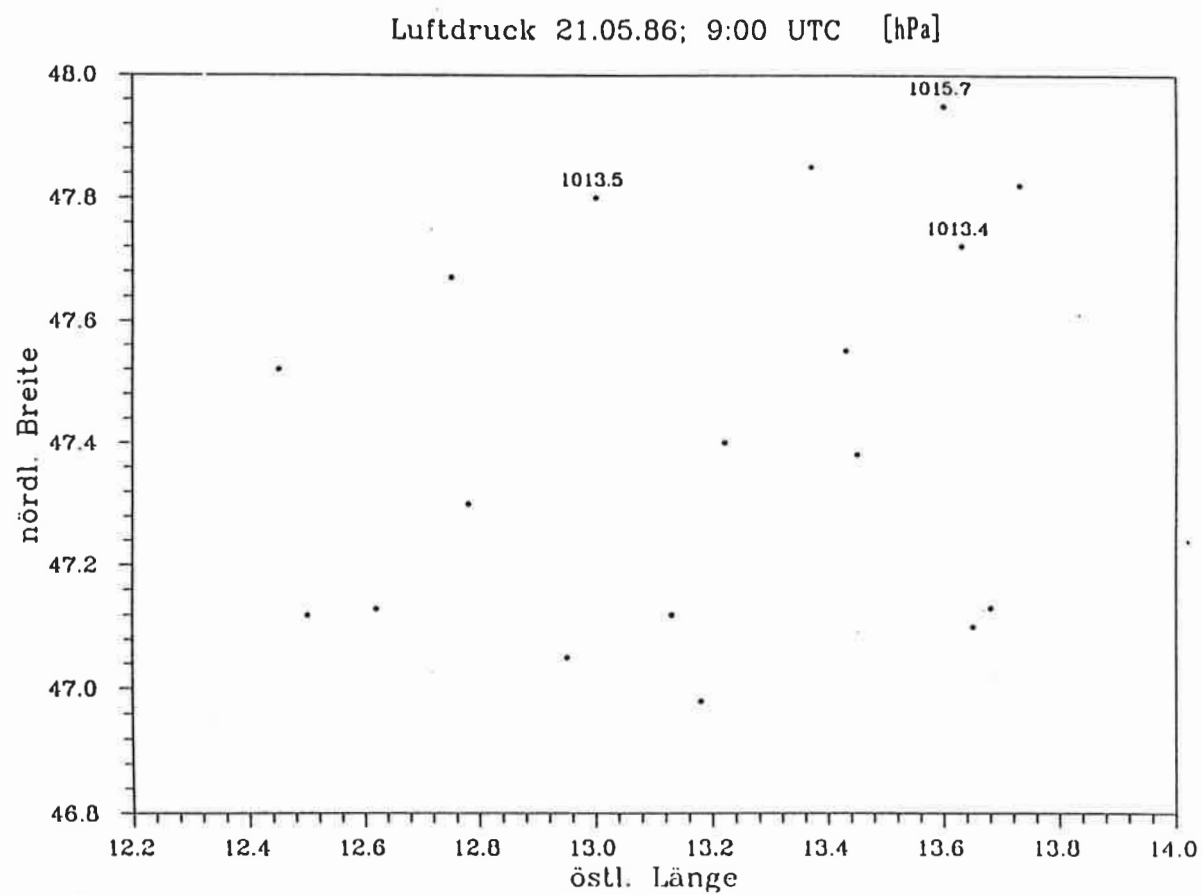
Sichtweite 05.05.86; 9:00 UTC [km]



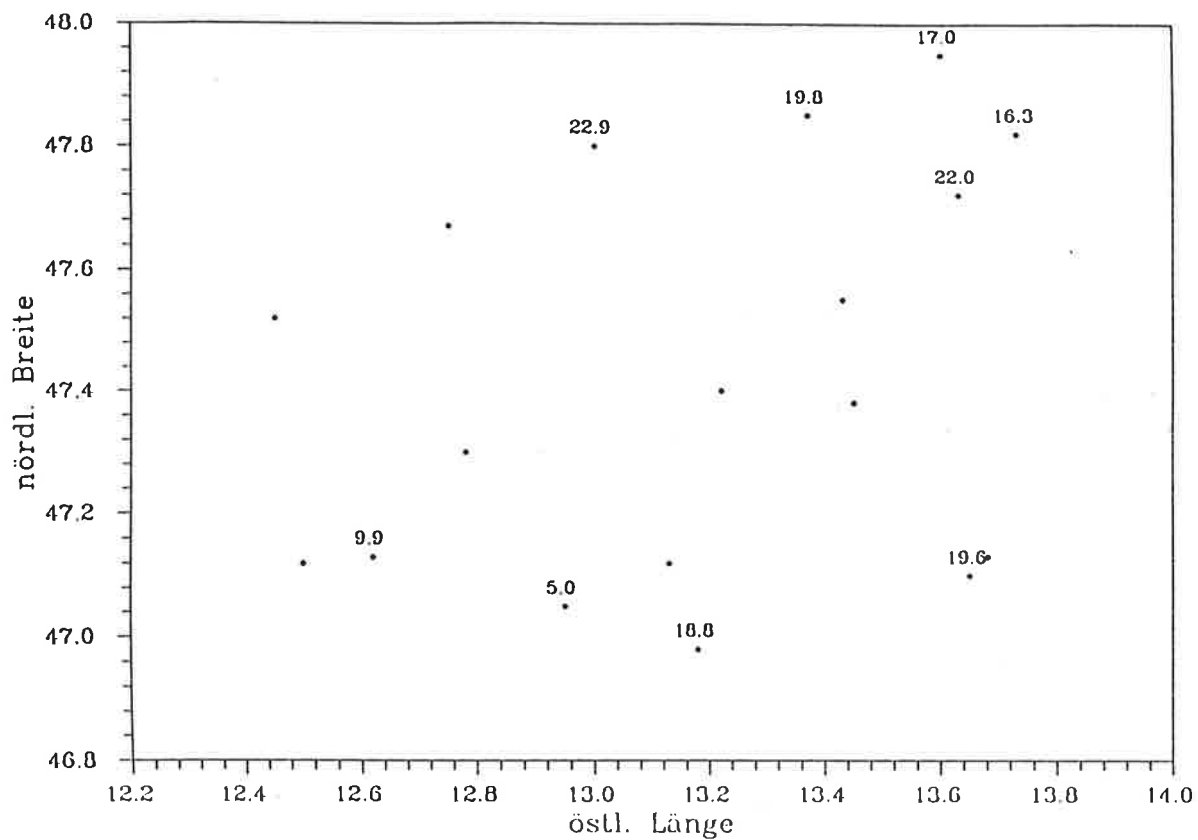
Bedeckungsgrad 05.05.86; 9:00 UTC [Achteln]



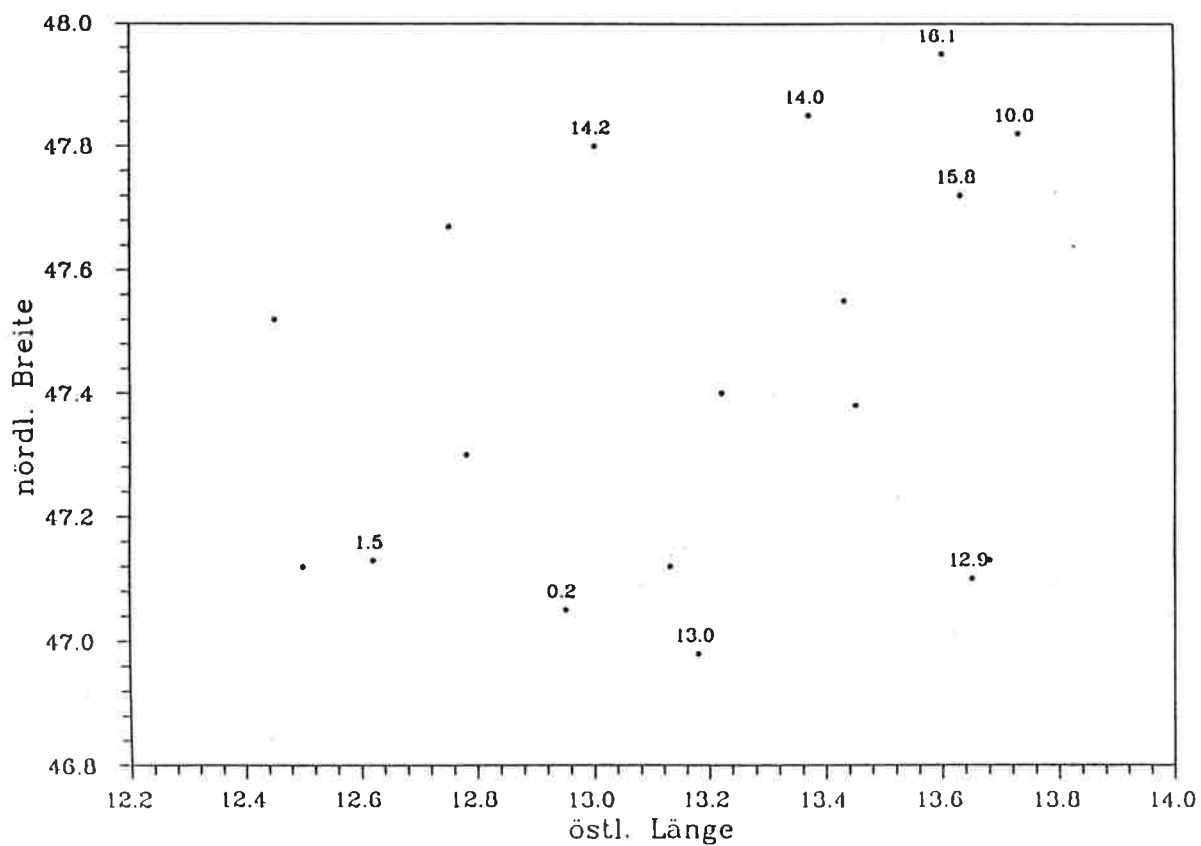
21.05.86



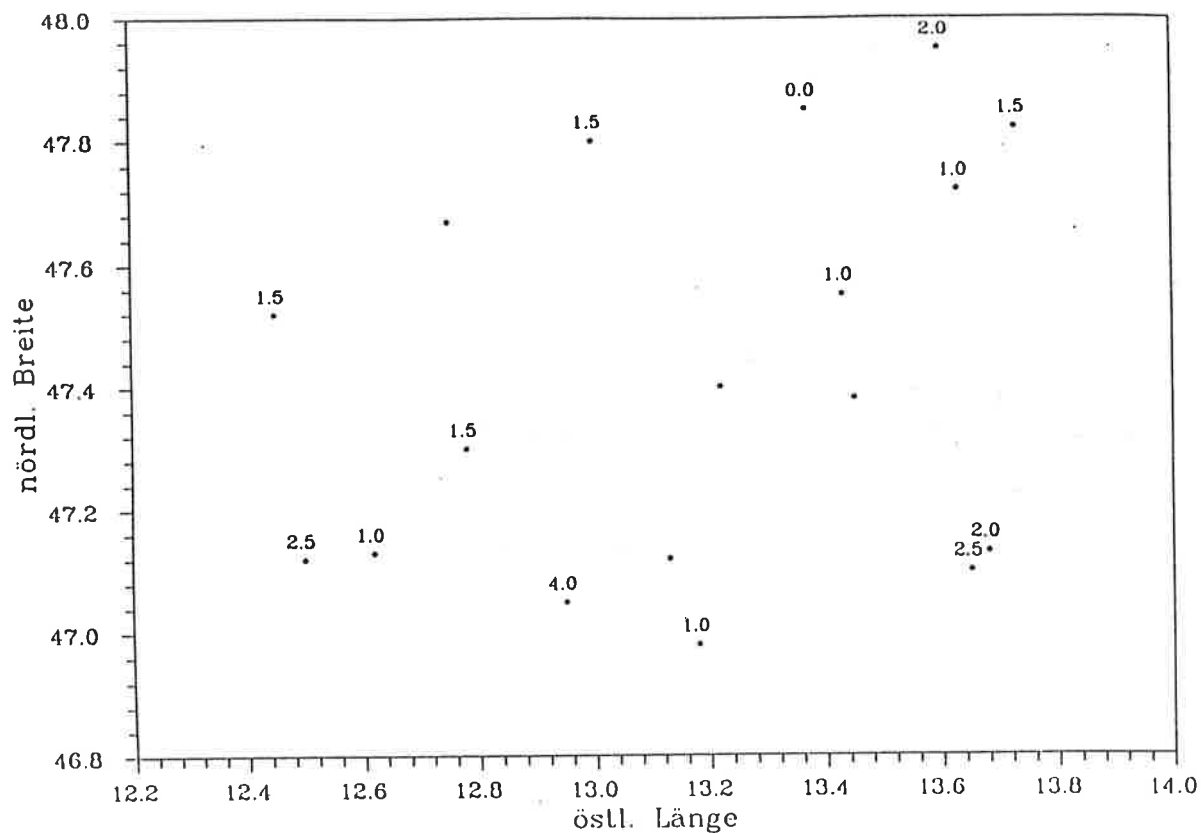
Temperatur 21.05.86; 9:00 UTC [°C]



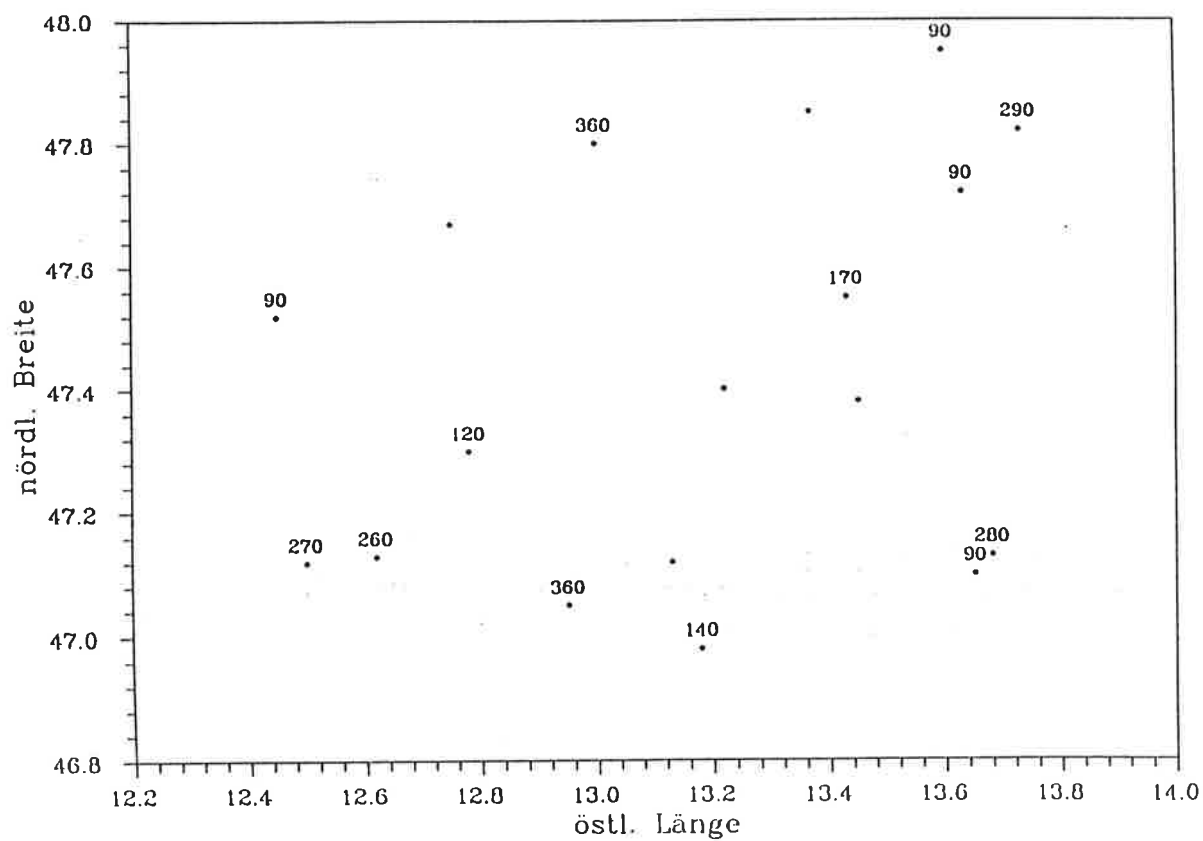
Feuchttemperatur 21.05.86; 9:00 UTC [°C]



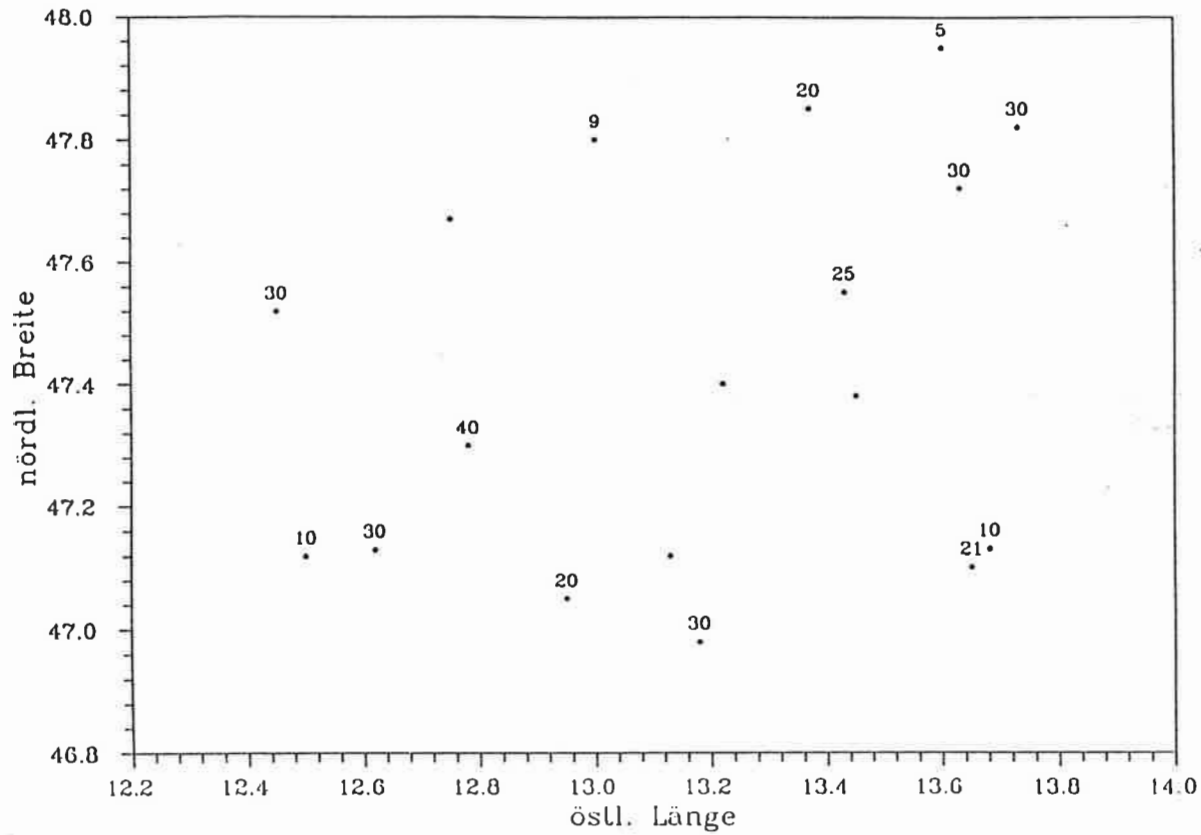
Windgeschwindigkeit 21.05.86; 9:00 UTC [kn]



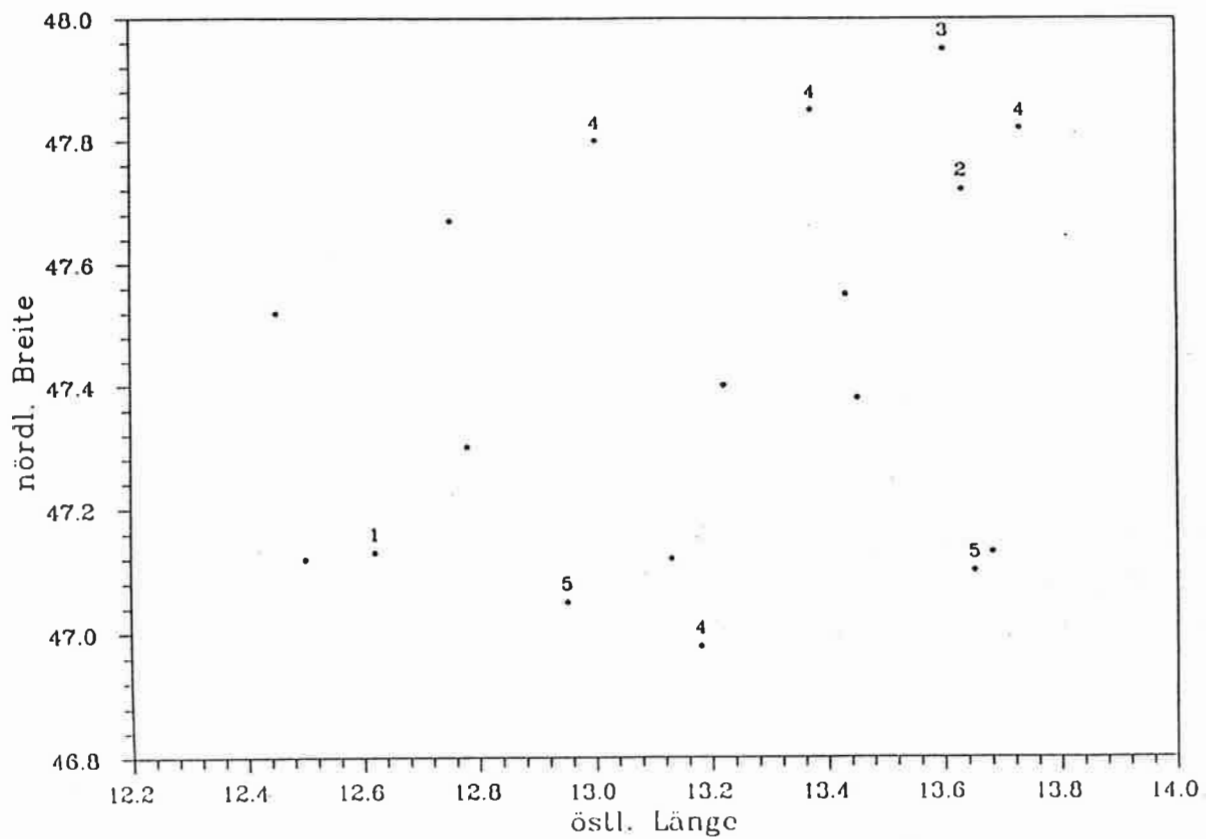
Windrichtung 21.05.86; 9:00 UTC [Grad]



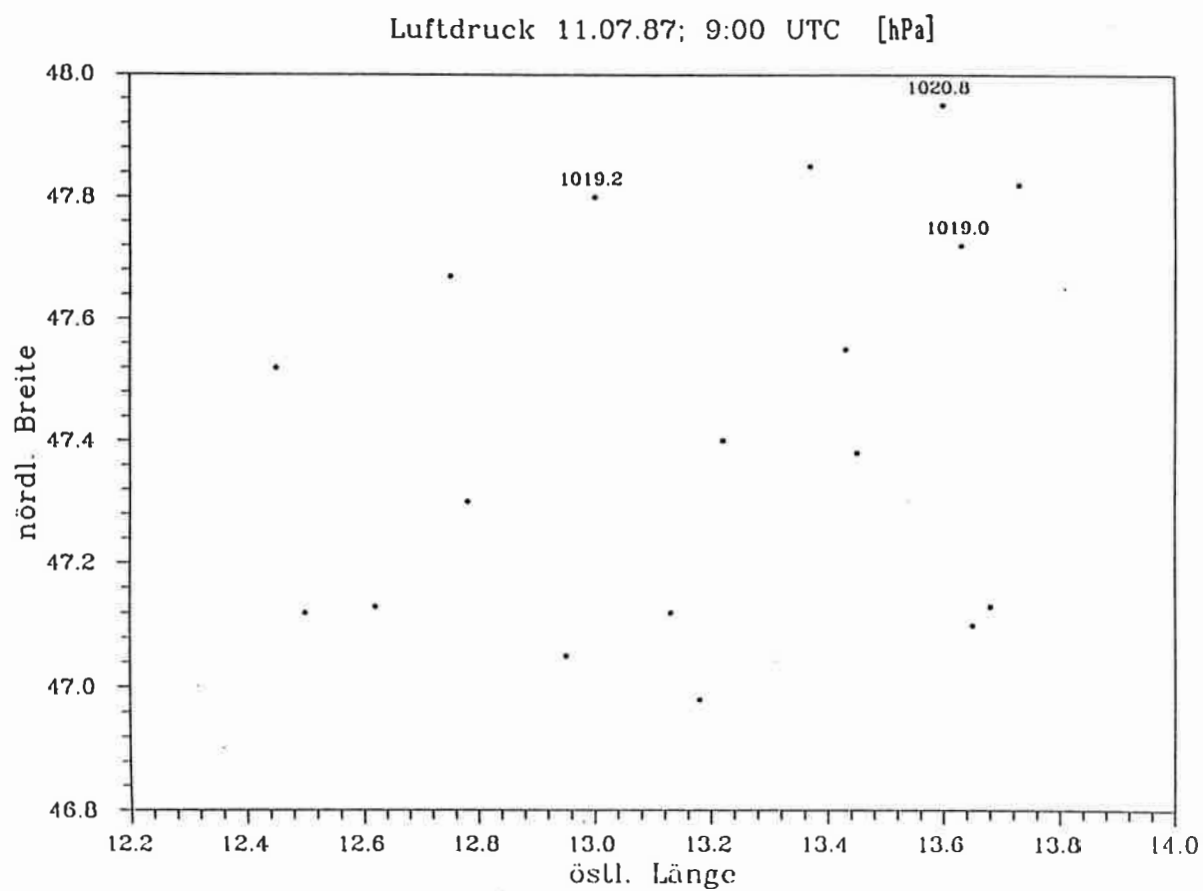
Sichtweite 21.05.86; 9:00 UTC [km]



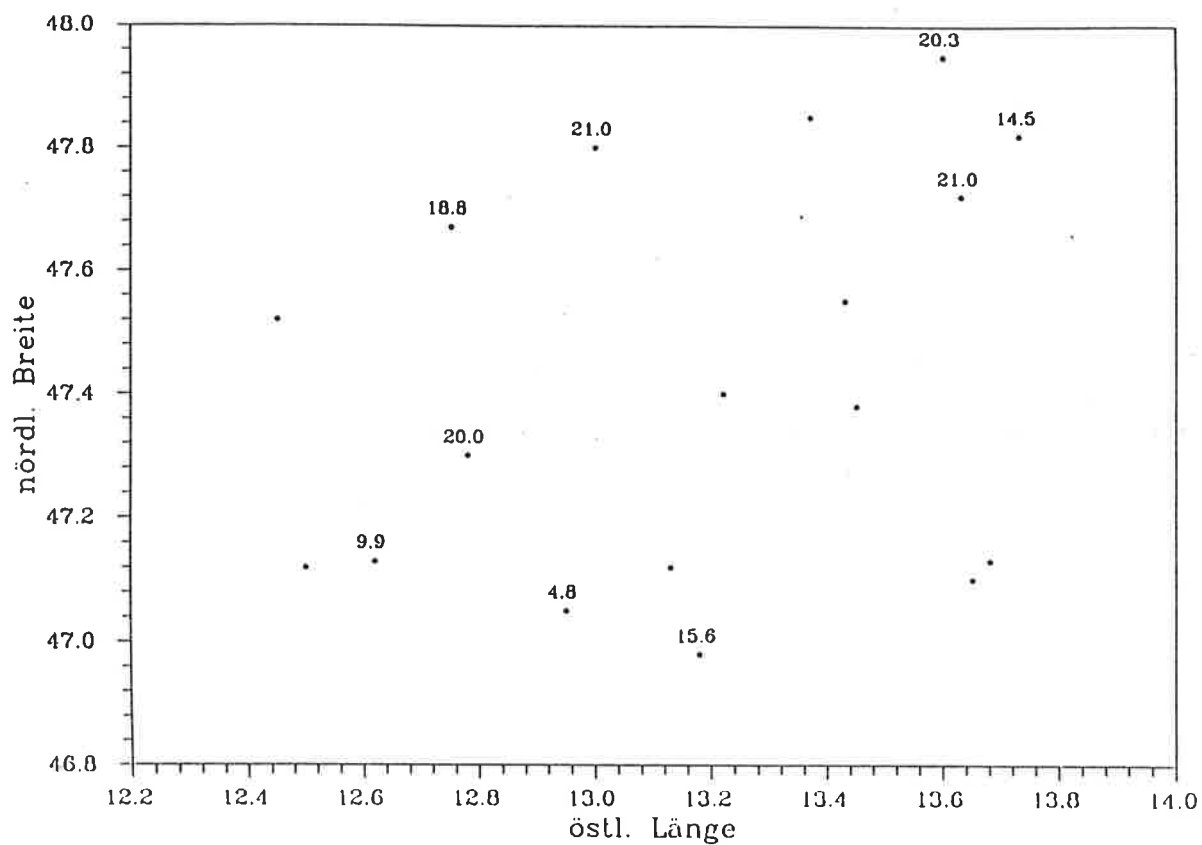
Bedeckungsgrad 21.05.86; 9:00 UTC [Achteln]



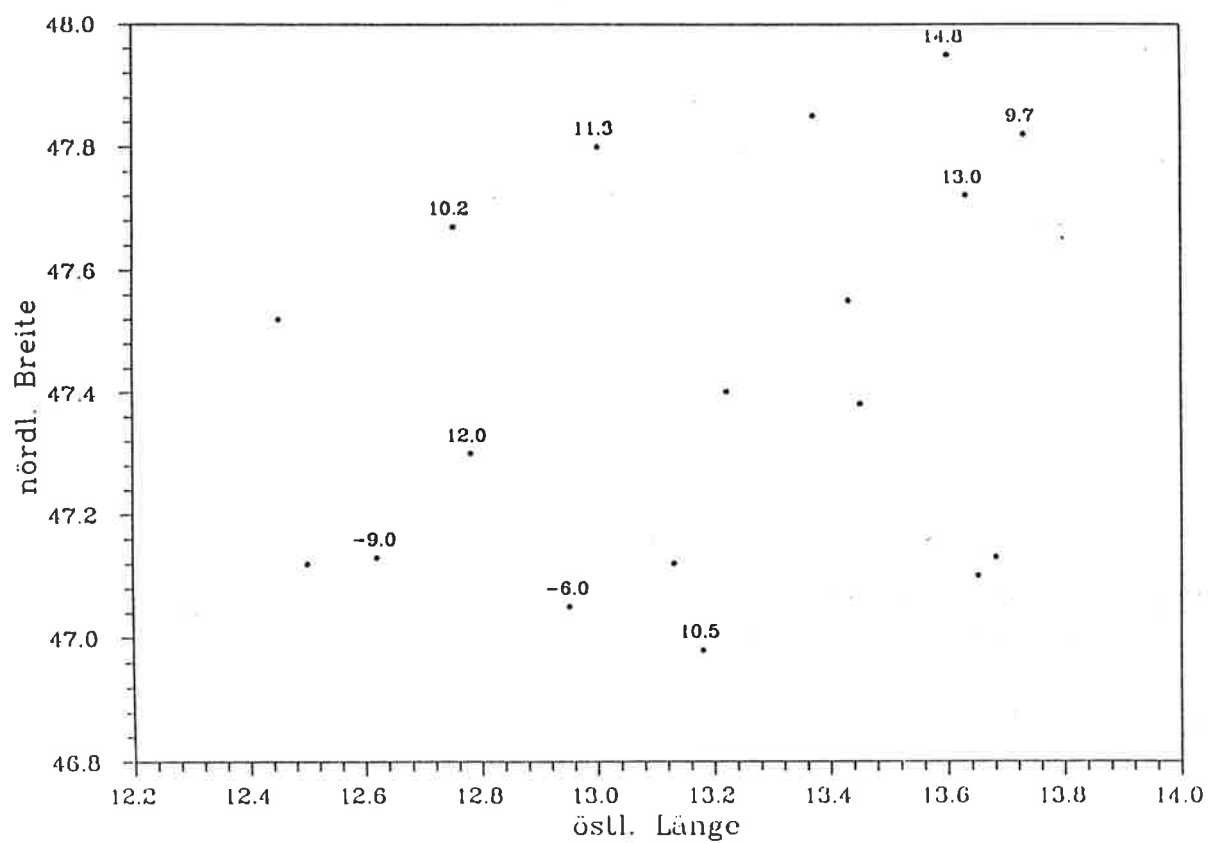
11.07.87



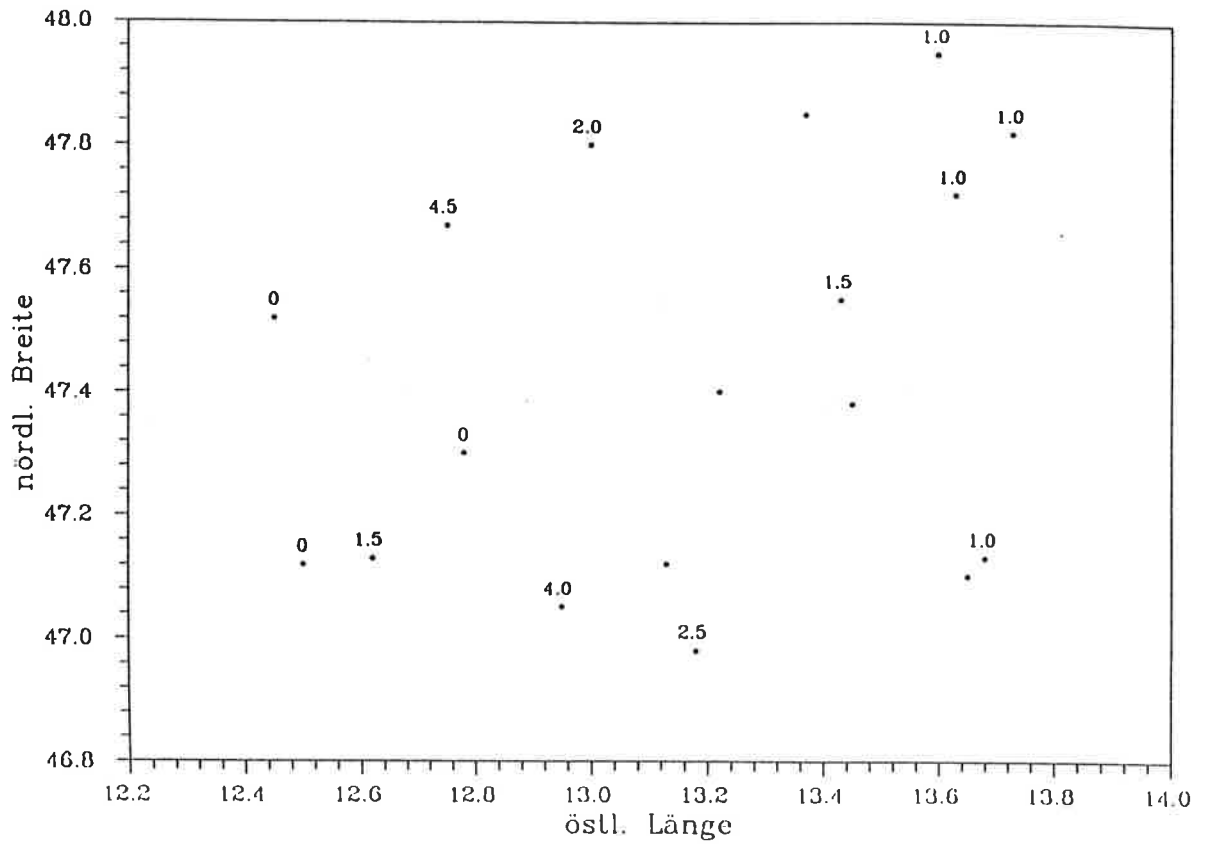
Temperatur 11.07.87; 9:00 UTC [°C]



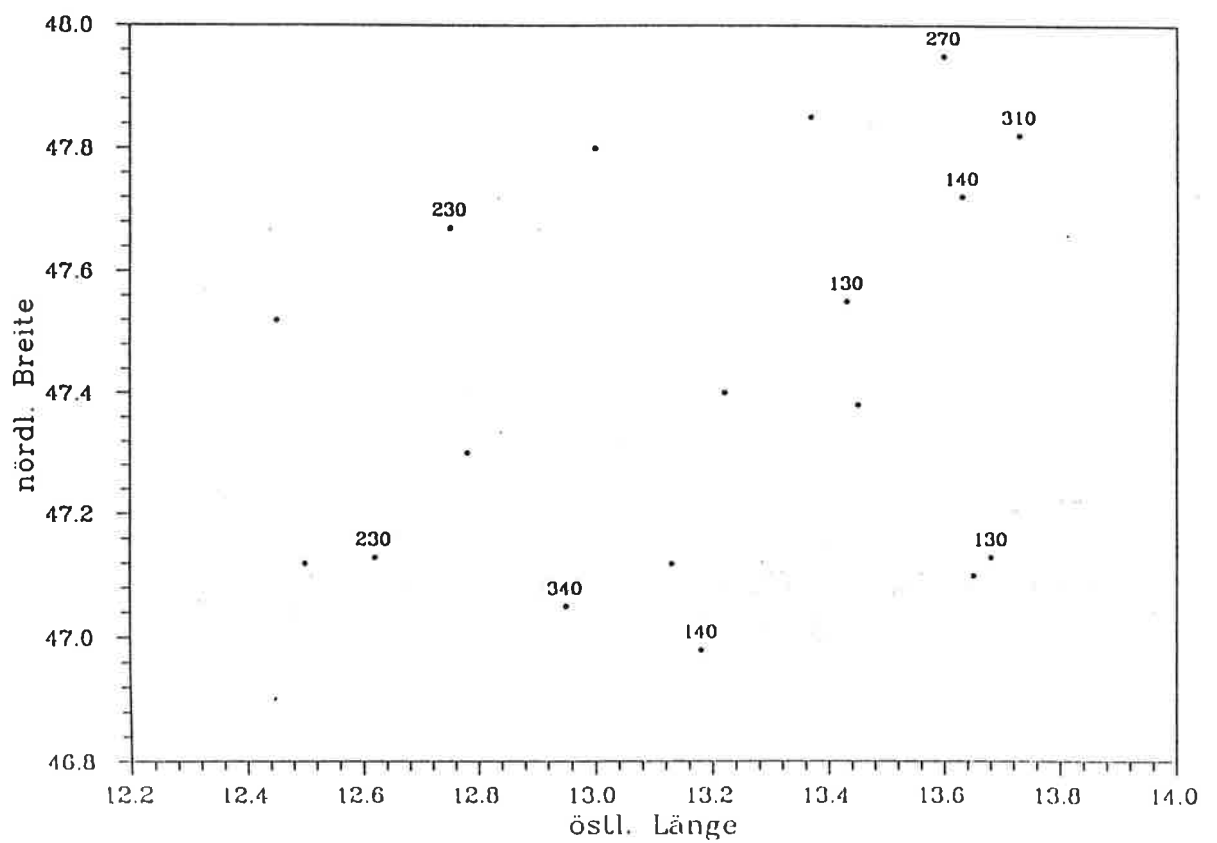
Feuchttemperatur 11.07.87; 9:00 UTC [°C]



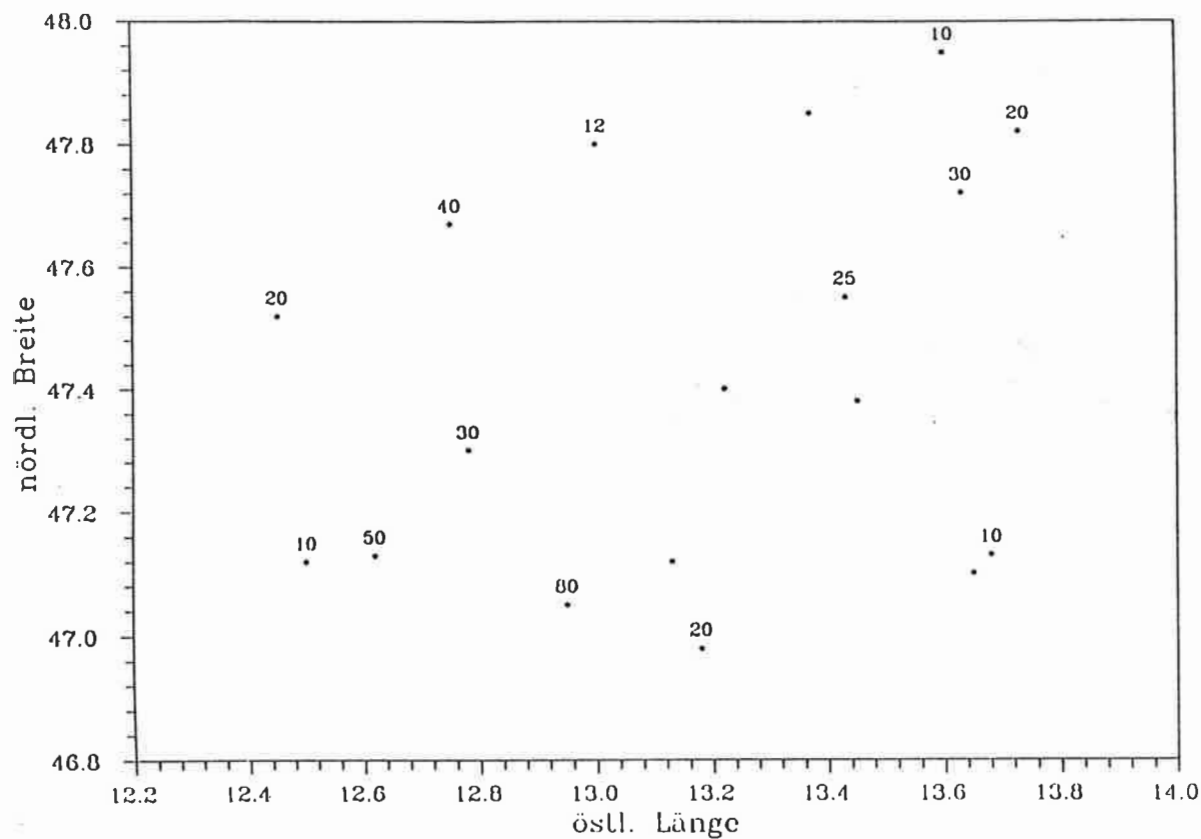
Windgeschwindigkeit 11.07.87; 9:00 UTC [kn]



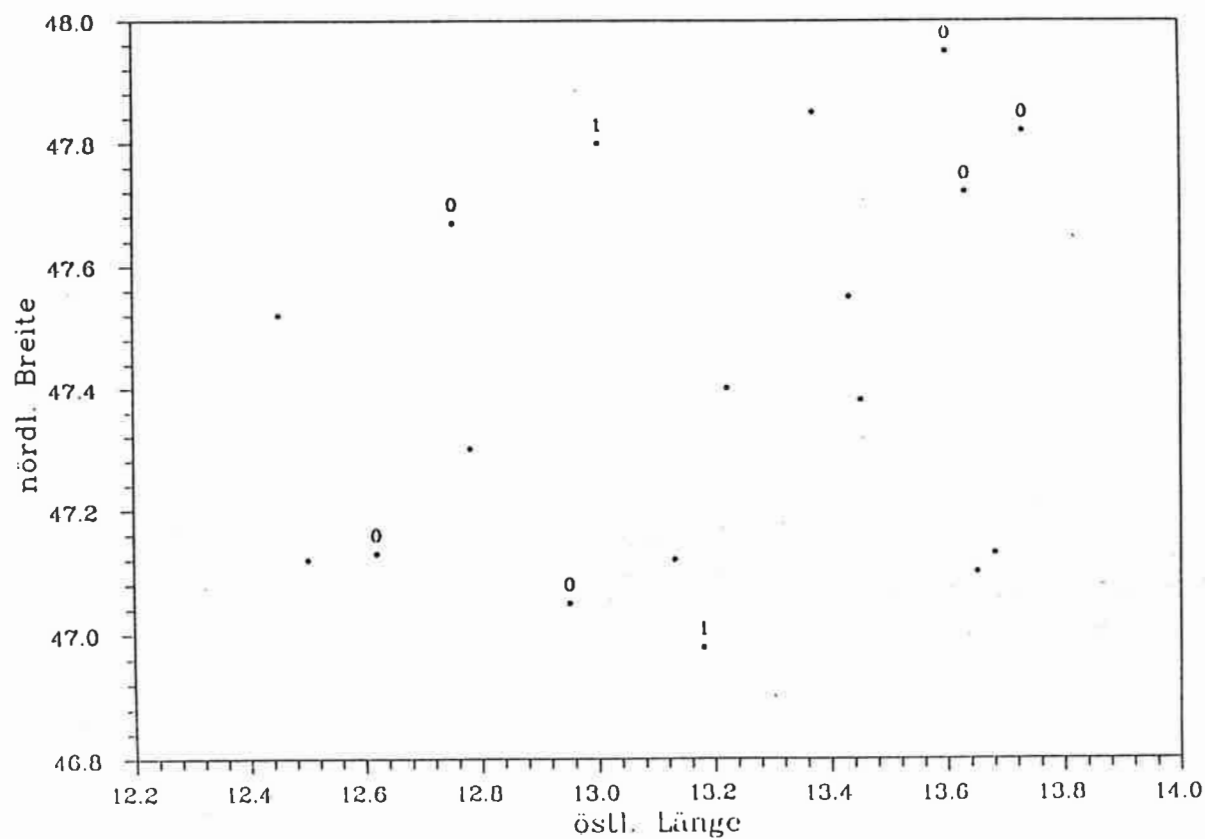
Windrichtung 11.07.87; 9:00 UTC [Grad]



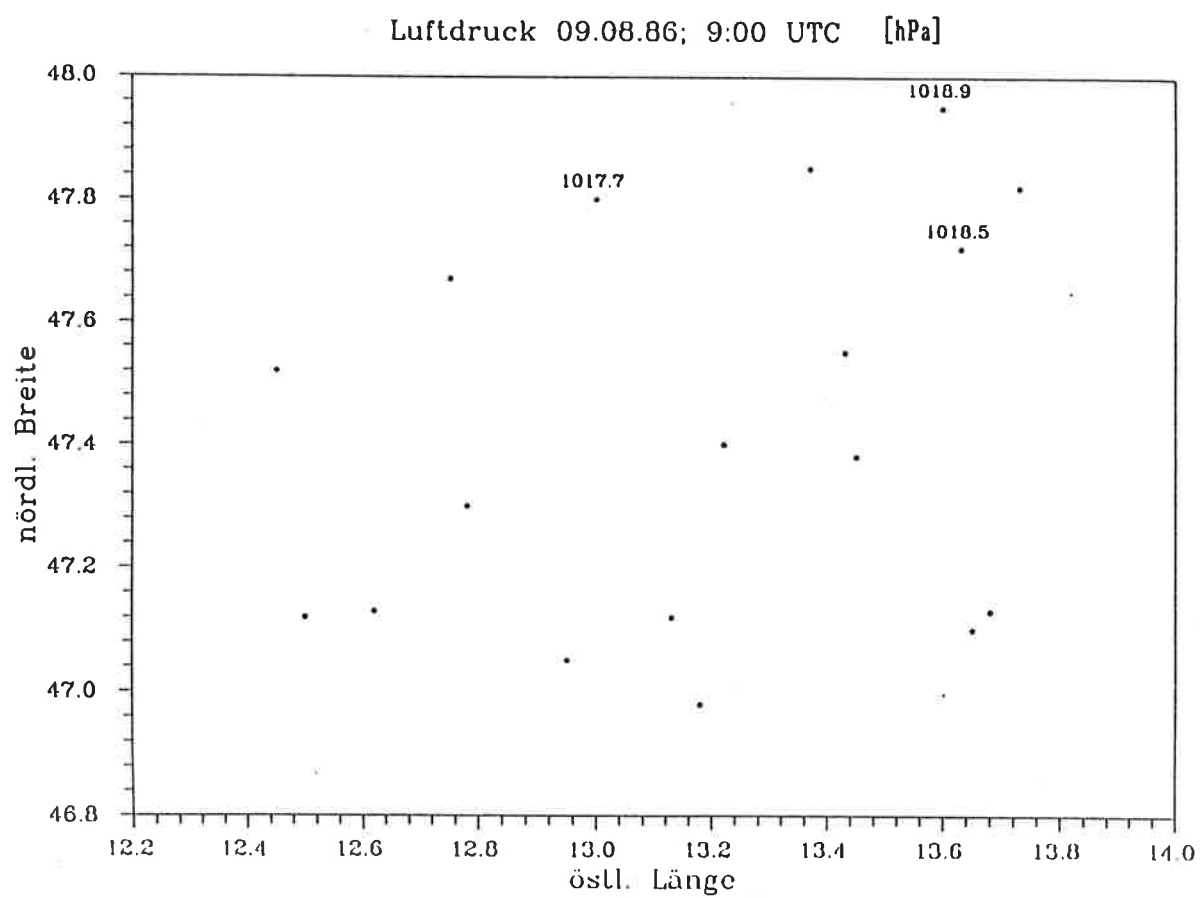
Sichtweite 11.07.87; 9:00 UTC [km]



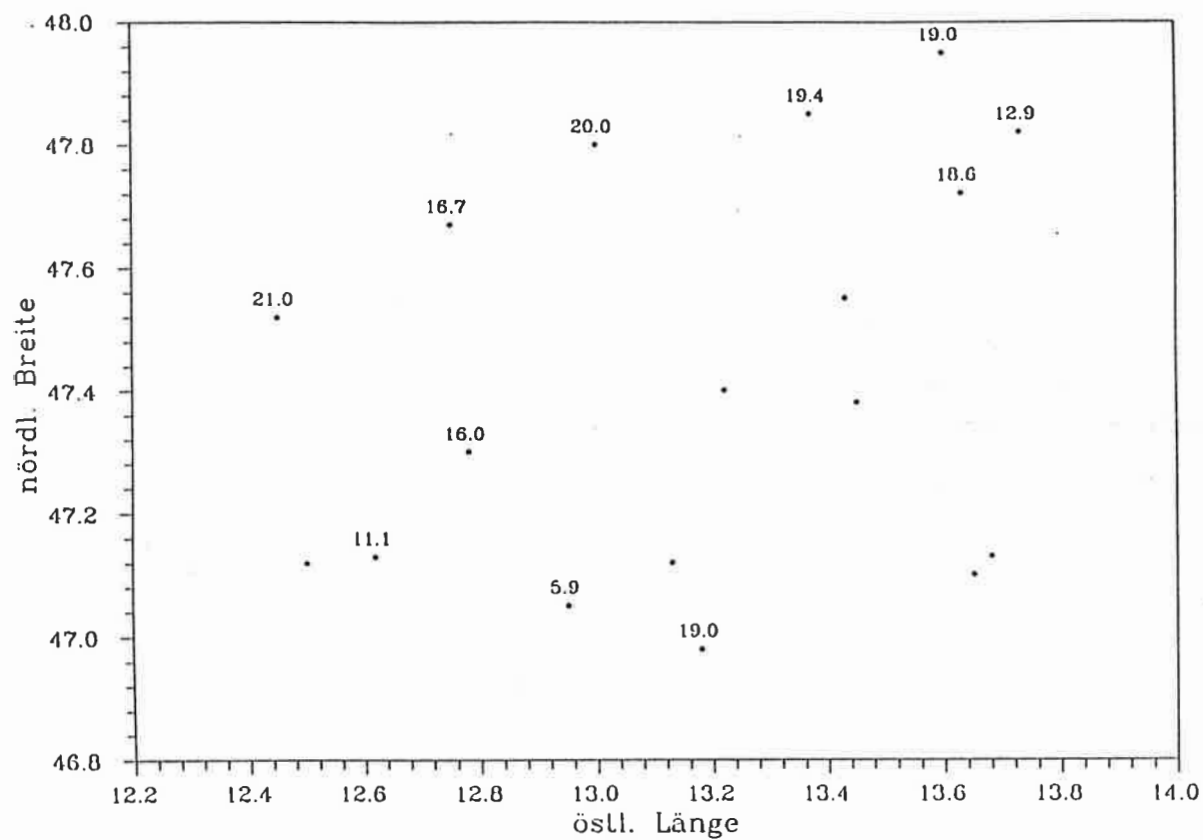
Bedeckungsgrad 11.07.87; 9:00 UTC [Achteln]



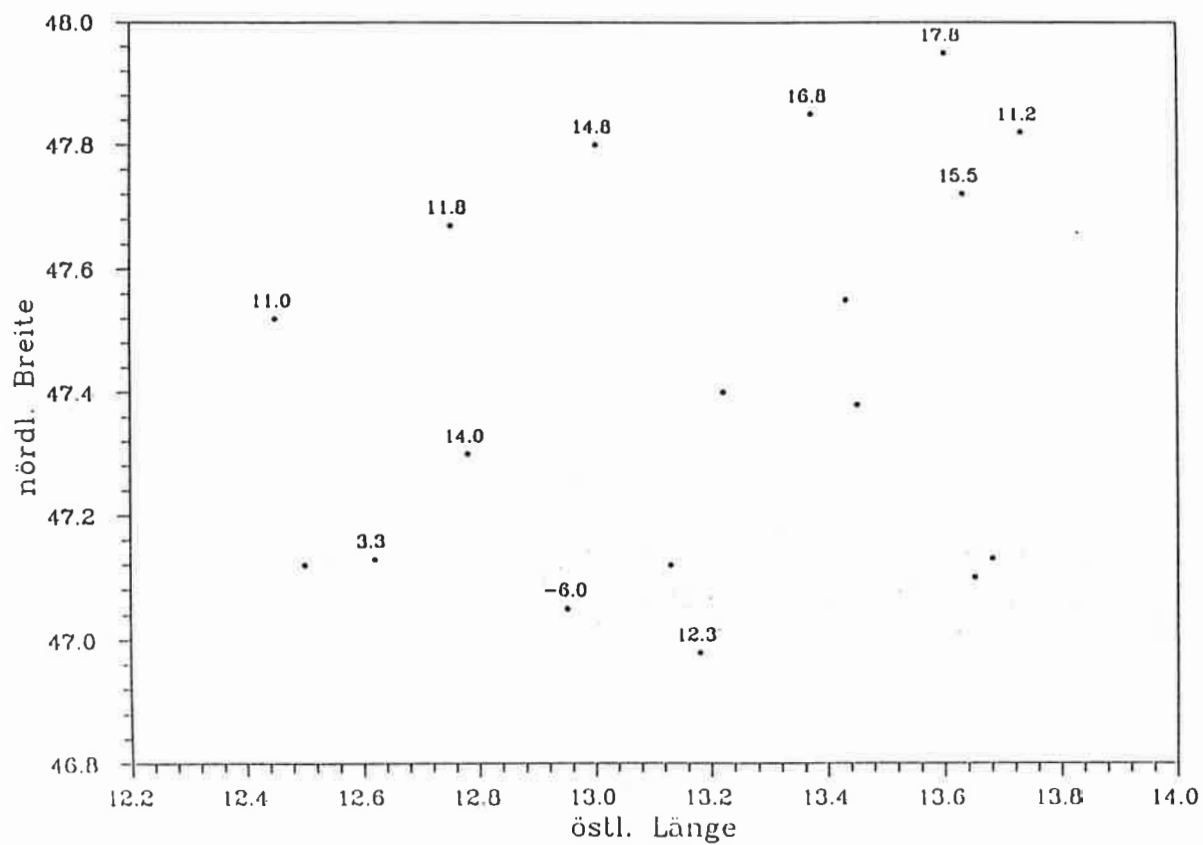
09.08.86



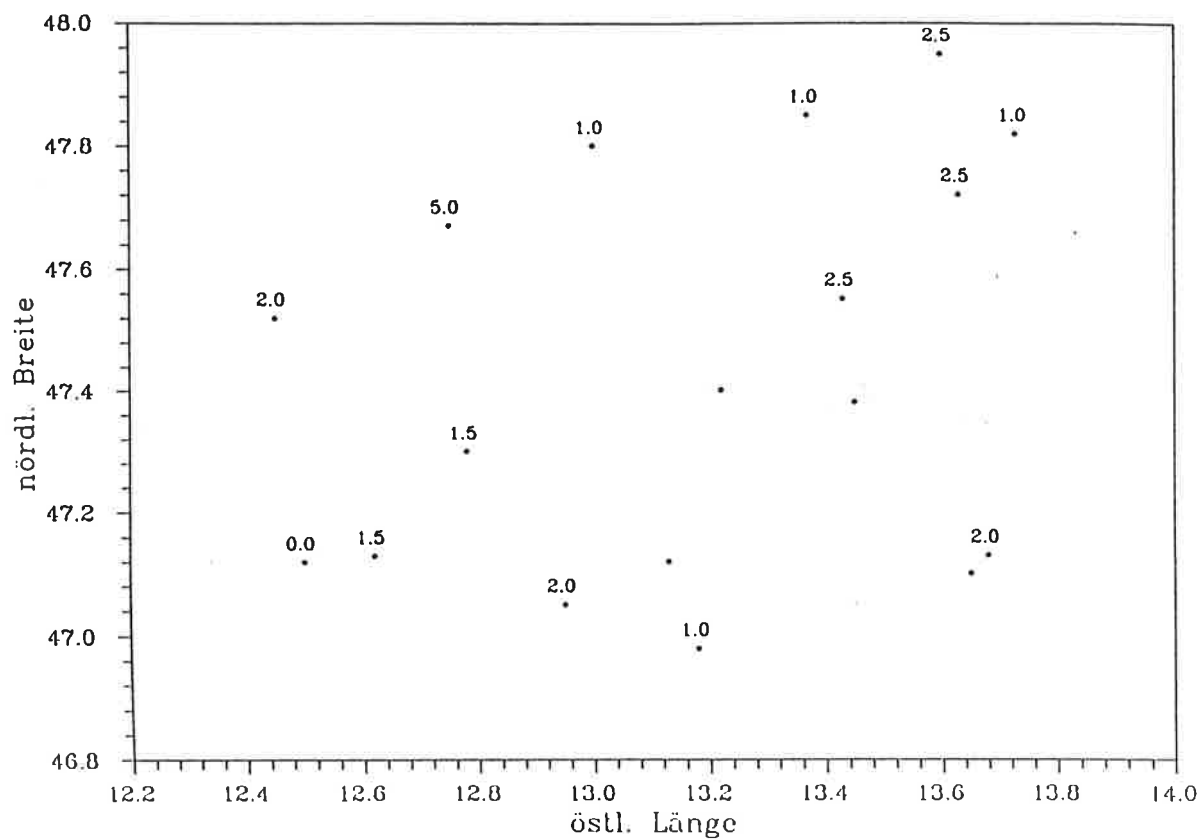
Temperatur 09.08.86; 9:00 UTC [°C]



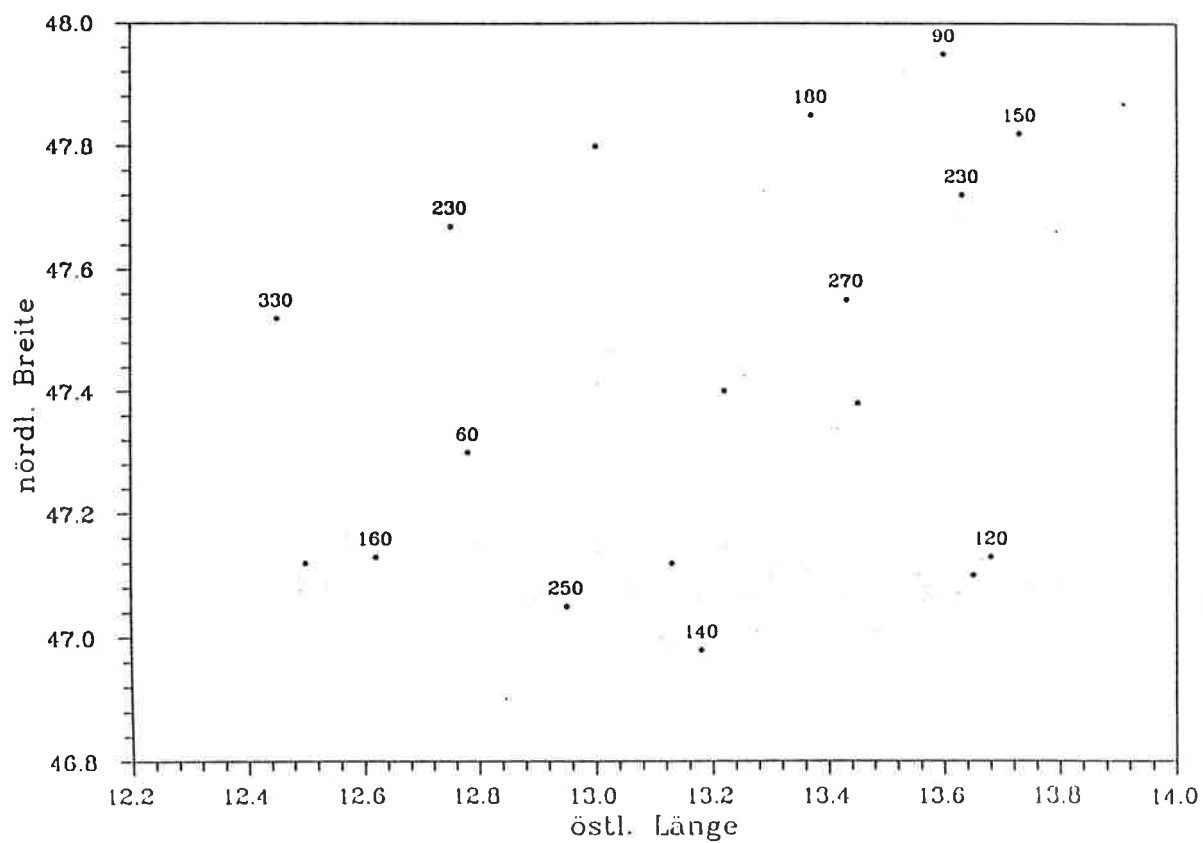
Feuchttemperatur 09.08.86; 9:00 UTC [°C]



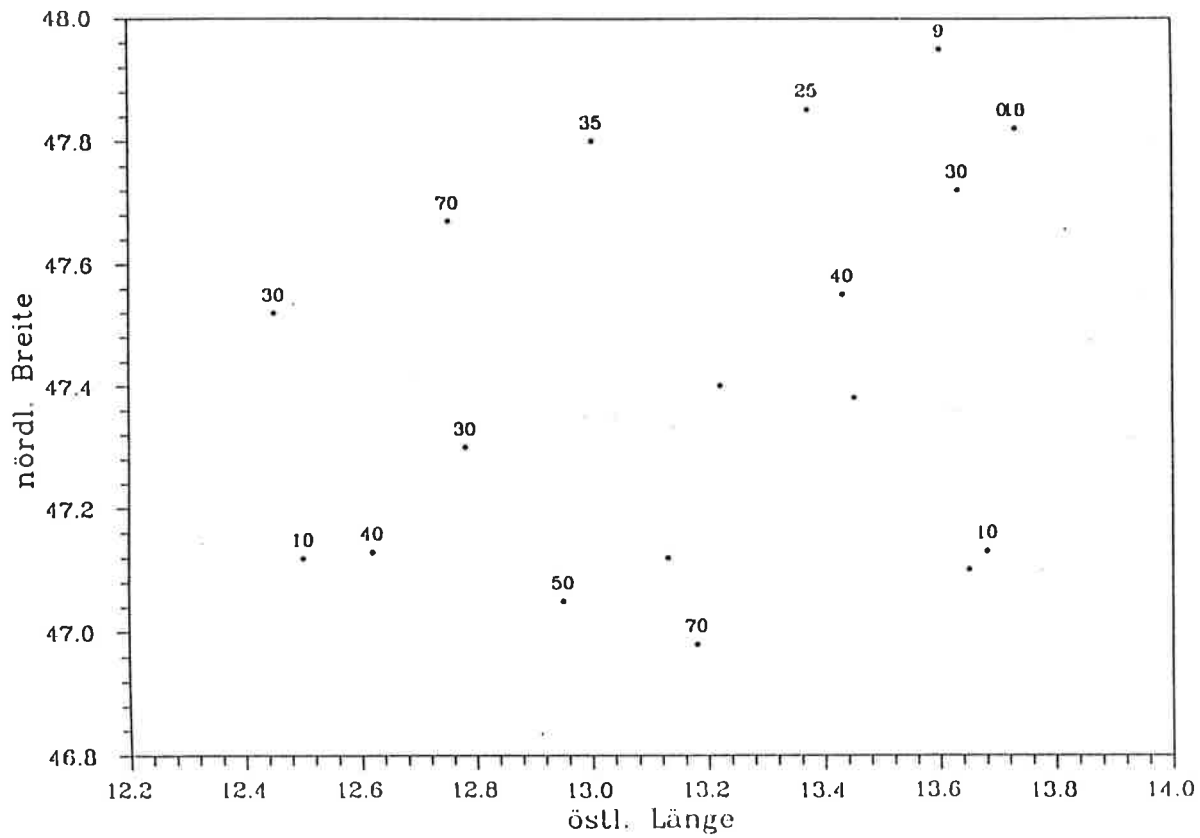
Windgeschwindigkeit 09.08.86; 9:00 UTC [kn]



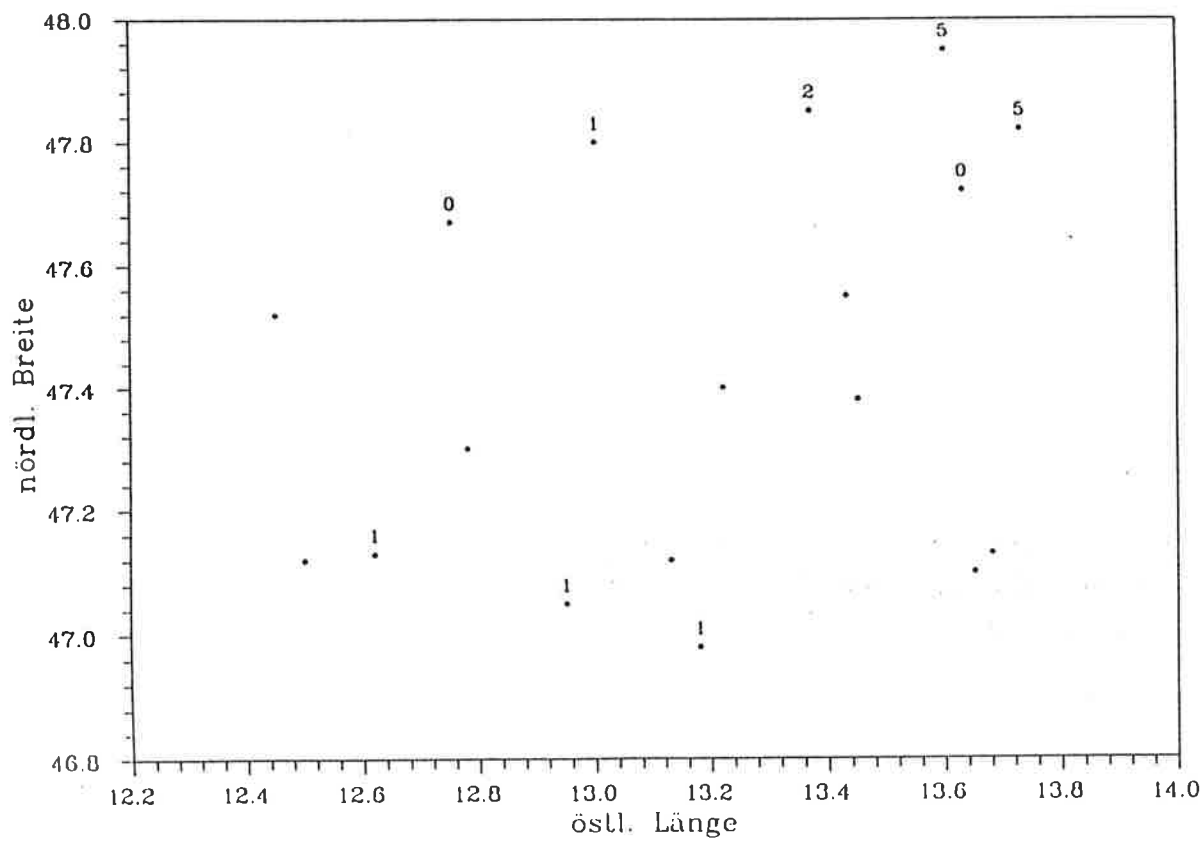
Windrichtung 09.08.86; 9:00 UTC [Grad]



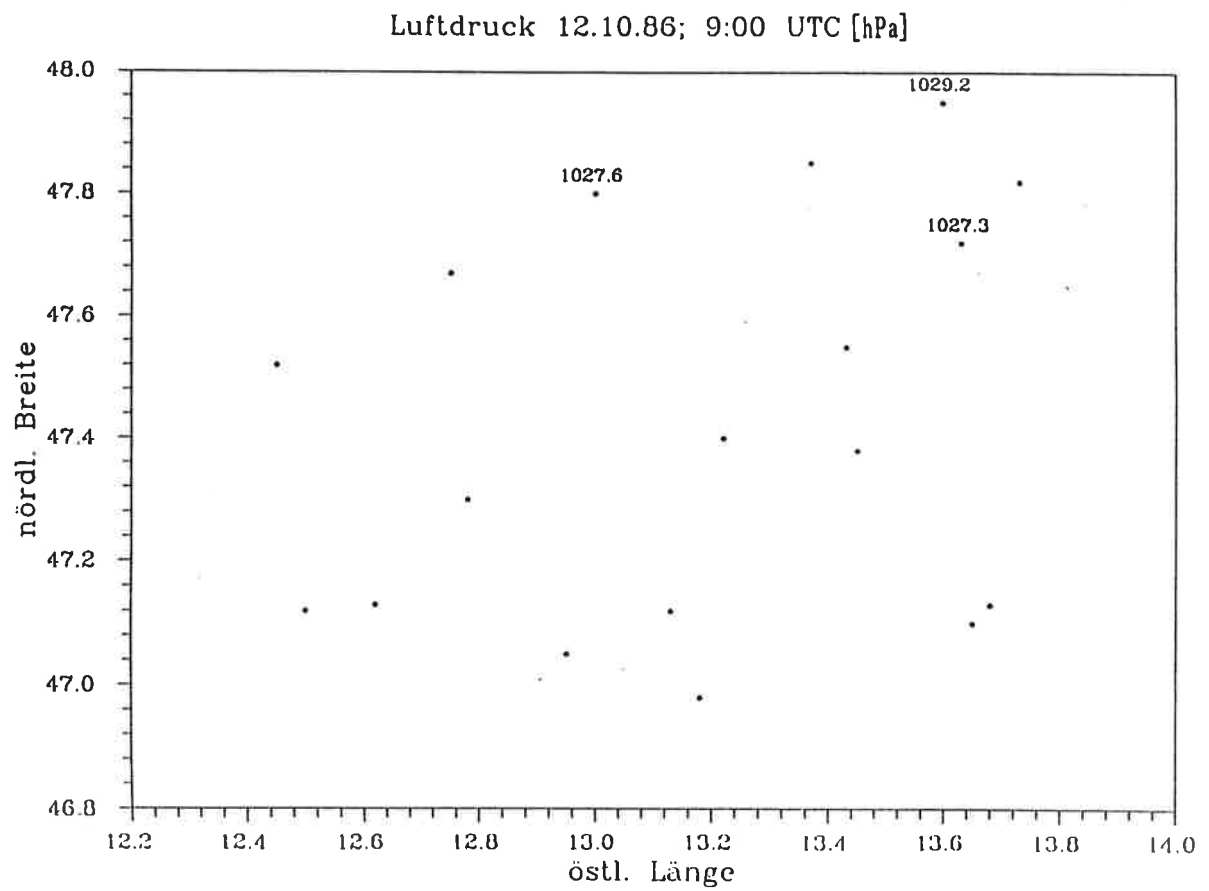
Sichtweite 09.08.86; 9:00 UTC [km]



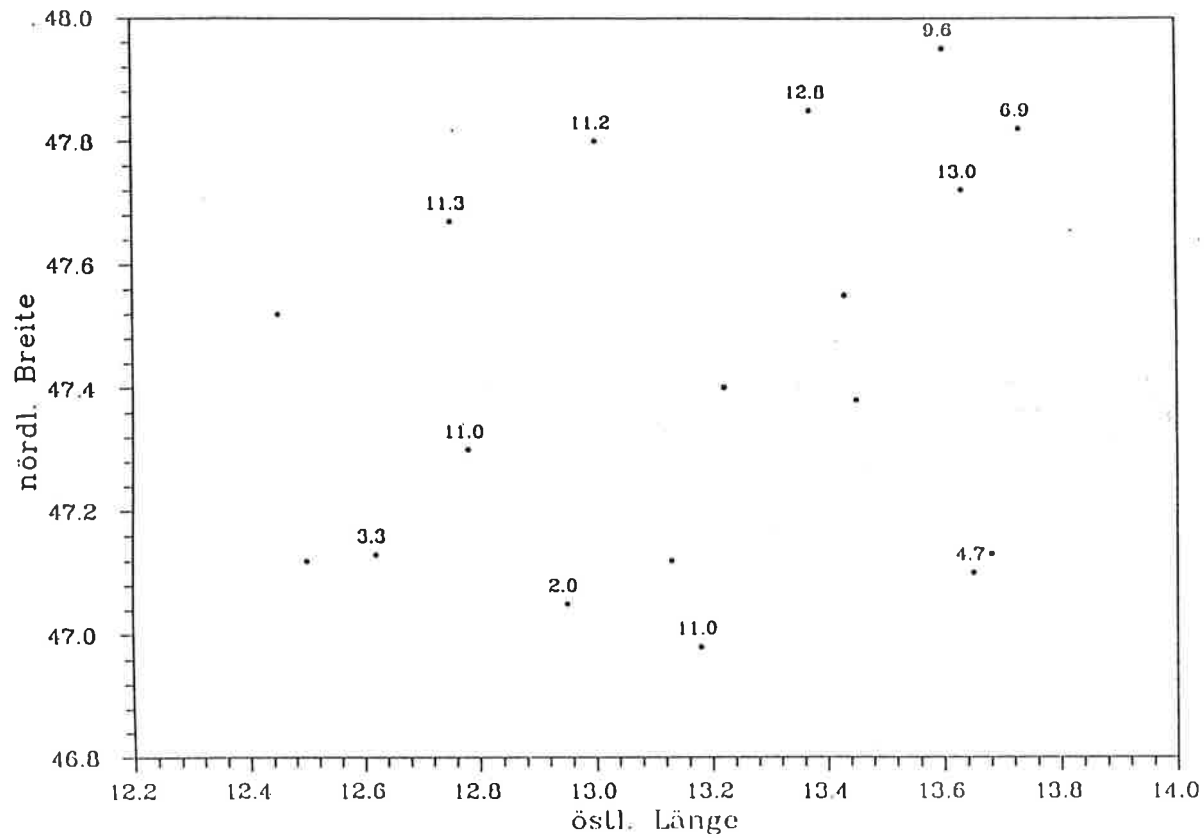
Bedeckungsgrad 09.08.86; 9:00 UTC [Achteln]



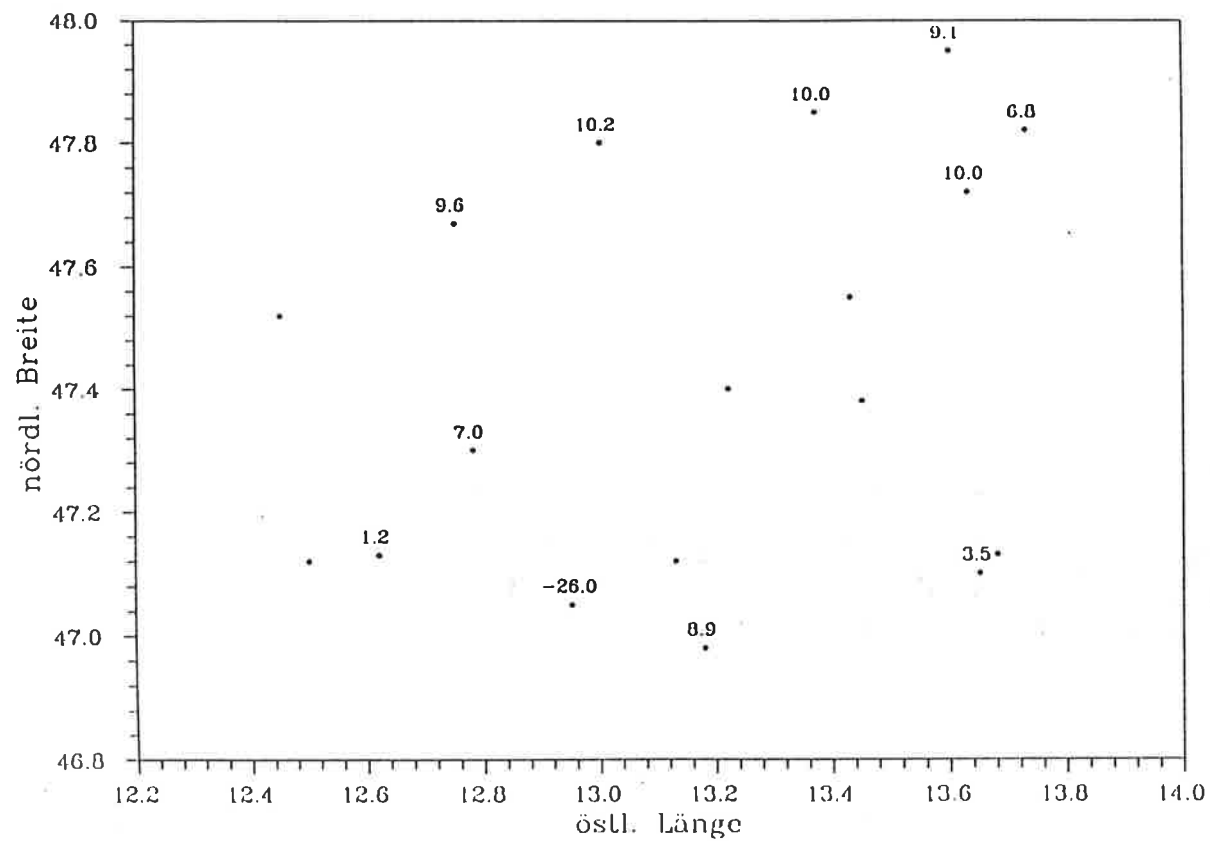
12.10.86



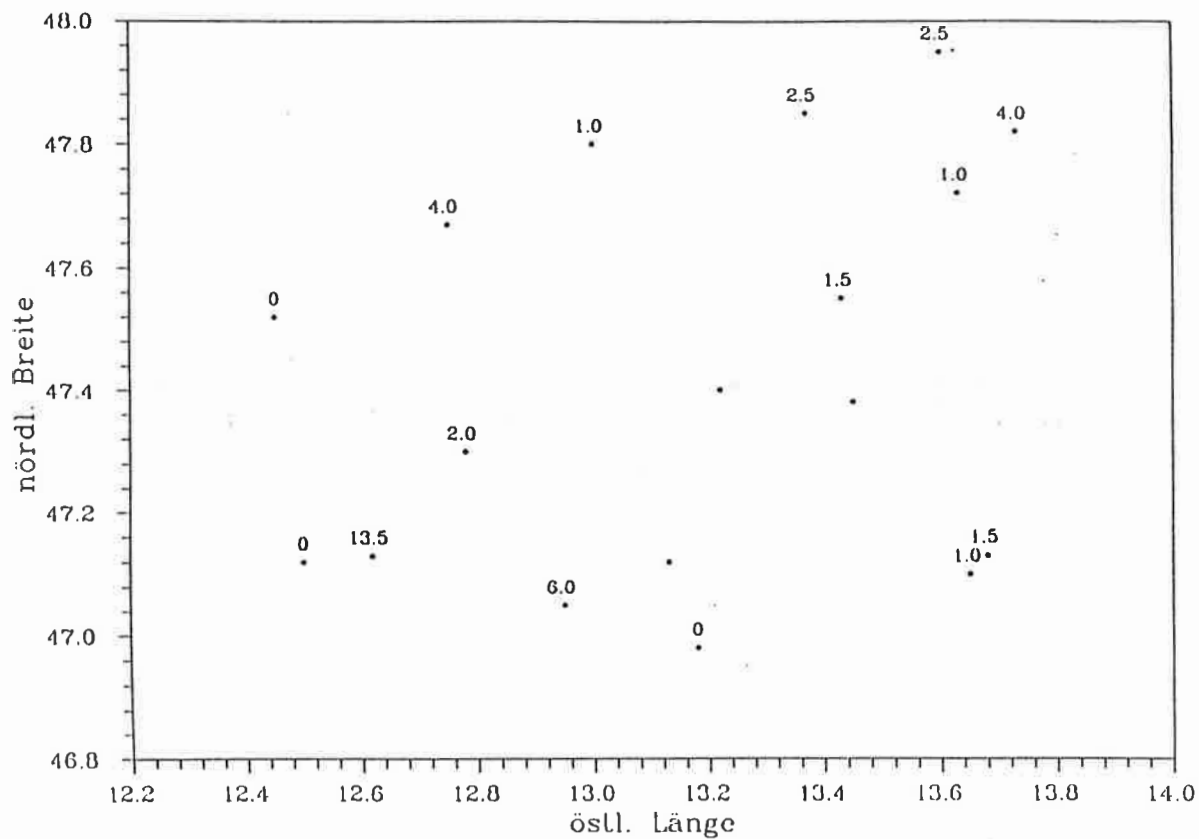
Temperatur 12.10.86; 9:00 UTC [°C]



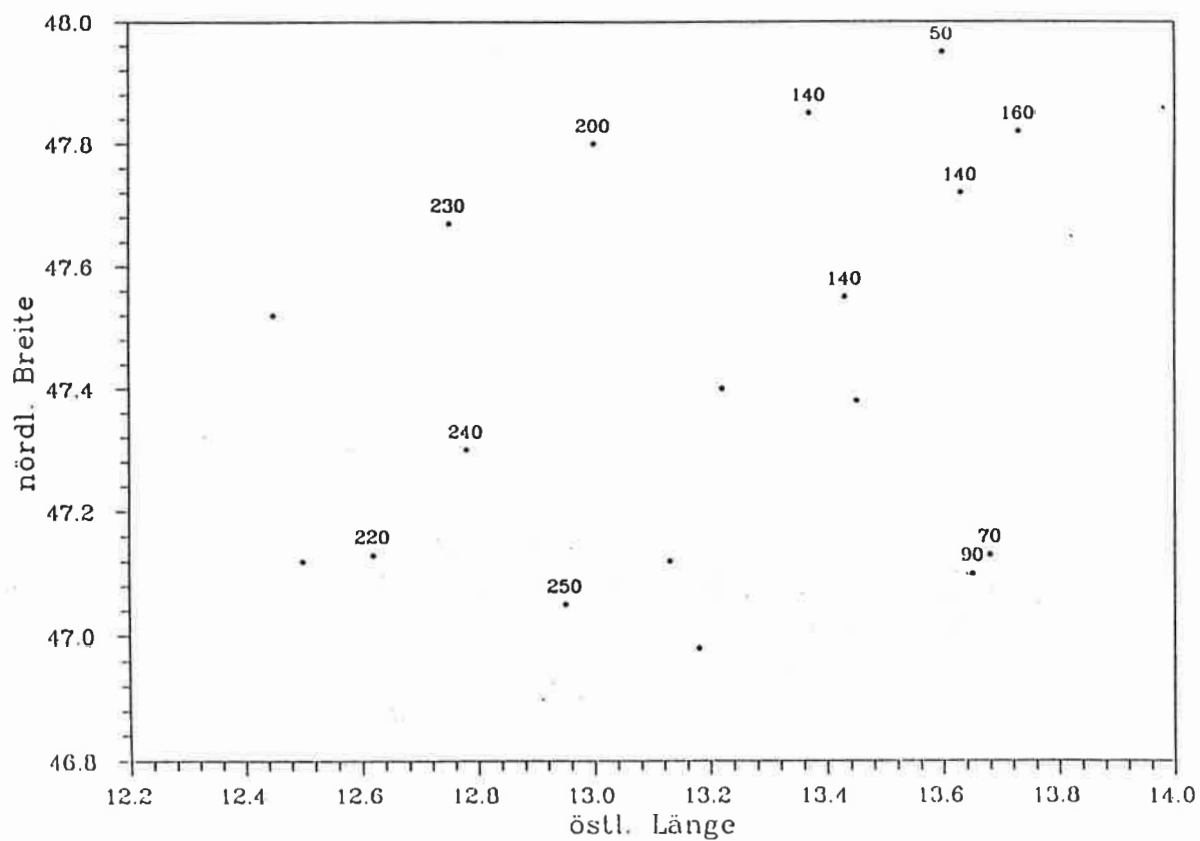
Feuchttemperatur 12.10.86; 9:00 UTC [°C]



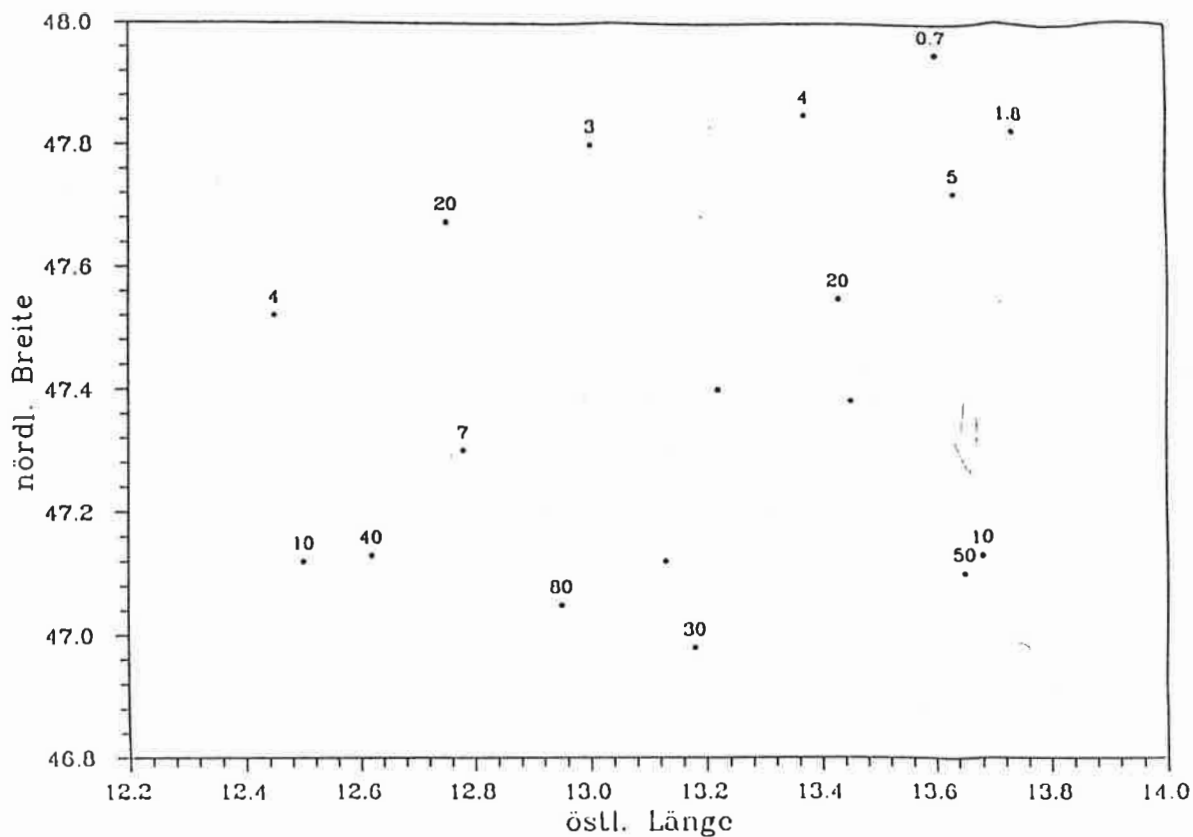
Windgeschwindigkeit 12.10.86; 9:00 UTC [kn]



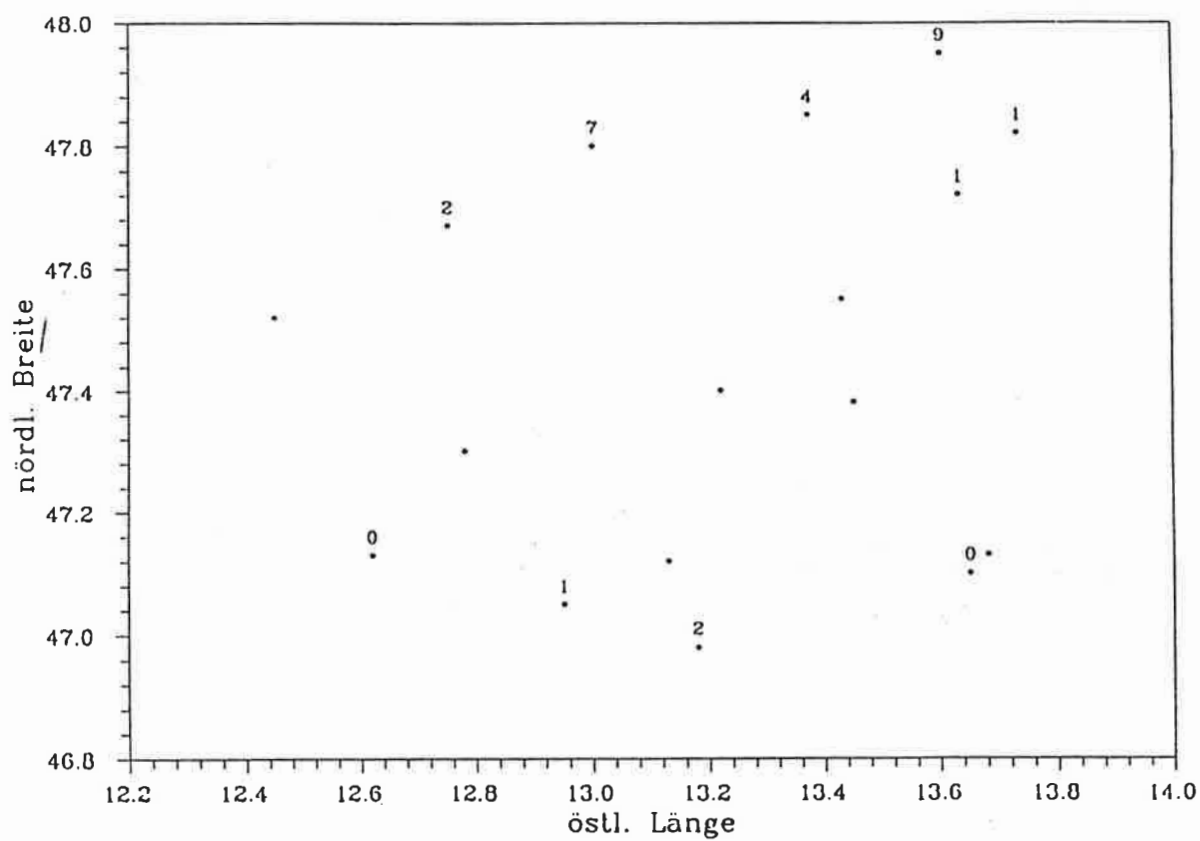
Windrichtung 12.10.86; 9:00 UTC [Grad]



Sichtweite 12.10.86; 9:00 UTC [km]



Bedeckungsgrad 12.10.86; 9:00 UTC [Achteln]



Limnologische Meßwerte

Gewässer		Waginger See		Datum 1986		Guarchnitt-Hummer		Höhe		n über B4		Bemerkungen																		
Probekontrollen								Seeltiefe ..27...		n unter Seeltiefe																				
								Sichttiefe		n (Sechschelbe)																				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Probe Nr.	Neben- tag	Datum bzw. Uhrzeit	Über- zeil	Tempe- ratur	Sätti- gung	Sauerstoff		Leit- fähig- keit	pH- Wert	Ges- amt- Härte	Kor- rosi- on	Stickstoff		Amo- nium		Aure- Stick- stoff	o-PO ₄	Phosphor		Oxidationszahl		Chlorid	Sul- fat	SDB- Tiefe	Eisen	Mangan	Zinn	Fluor- id		
						Sätti- gung	Ca ²⁺					Amo- nium	Mittel	o-PO ₄	ge- lös- tes			part-ikul- äres	CSB	NO ₃	NO ₂									
24.08.86	0			22.3		11.1																								
	2,5			20.9		11.7																								
	5	7/36		16.1	16.0	8.2			8.1			0.05		1.1		0.007														
	7,5			12.0		6.1																								
	10			8.8		5.3																								
	15	8/37		7.1		5.5			7.9			<0.01		1.3		0.026														
	20	9/38		6.3		5.1			7.7			0.01		1.3		0.028														
	26	10/39		6.0		1.4			7.6			0.37		0.9		0.040														
20.08.86	0			20.9		8.6																								
	2,5			20.9		8.5																								
	5	20/30		20.8	12.4	8.2			8.2			0.06		0.7		0.000														
	7,5			13.1		0.9																								
	10			11.4		1.6																								
	15	21/31		7.7		2.5			7.8			<0.01		1.2		0.002														
	20	22/32		7.1		0.9			7.7			0.07		1.1		0.015														
	26	23/33		6.4		0.6			7.8			0.35		0.8		0.028														

Seitgeber *Waginger, See*

Datum *1986*

Gewässernummer.....

Witterung

Höhe m über NN

Seetiefe m unter Seeshöhe

Stichtiefe m (Seichtiefe)

Sammlungen

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Probe Nr.	Nachname	Datum bzw. Stille	Überzell	Temperatur	Sättigung	Sauerstoff	Sättigung	Leitfähigkeit	pH-Wert	Gesamt-Härte	Carbonat-Härte	Ammonium	Nitrit	Nitrat	Ammonium	Phosphor	Phosphor	Phosphor	Phosphor	Chlorid	Sulfat	Silikat	Eisen	Mangan	Zink	Cadmium	Cobalt	Nickel	Chrom	Vanadium	Barium
04.04.86	0	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9
2.5	2.5	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9
5	5	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9
7.5	7.5	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9
10	10	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9
15	15	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9
20	20	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8
26	26	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4
13.5.86	0	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9
2.5	2.5	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6	11.6
5	5	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1	11.1
7.5	7.5	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3	8.3
10	10	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5
15	15	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4	6.4
20	20	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
26	26	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9	5.9

[illegible]

Laborant		Tachtingel... See		Datum		1986		Umschaltplan-Nummer		Höhe		über 10		Bemerkungen	
Proben-Nr.		Machung		Dauer		Mittel		Mittlung		Sachstelle		Sachstelle		Sachstelle	

EXAMENSARBEIT Nr. 1
Juli 1990

**Modellierung des gekoppelten Systems
Ozean-Atmosphäre in den Tropen**
Mojib Latif

EXAMENSARBEIT Nr. 2
Juli 1990

Zur Dynamik des antarktischen Zirkumpolarstromes
Jörg-Olaf Wolff

EXAMENSARBEIT Nr. 3
Juli 1990

**Zur Erniedrigung des atmosphärischen Kohlendioxidgehalts
durch den Weltozean während der letzten Eiszeit**
Christoph Heinze

EXAMENSARBEIT Nr. 4
August 1990

**Analysis and Prediction of the El Niño Southern Oscillation
Phenomenon using Principal Oscillation Pattern Analysis**
Jin-Song Xu

EXAMENSARBEIT Nr. 5
Dezember 1990

**Untersuchung zur niederfrequenten Variabilität der
Meeresoberflächentemperatur im Nordpazifik**
Ute Luksch

EXAMENSARBEIT Nr. 6
Dezember 1990

Meereismodellierung im Südlichen Ozean
Achim Stössel

EXAMENSARBEIT Nr. 7
Dezember 1990

**Principal Interaction/Oscillation Patterns Theorie und
Analysen zum El Niño/Southern Oscillation Phänomen**
Udo Weese

EXAMENSARBEIT Nr. 8
Dezember 1990

**Bestimmung des Temperaturprofils der
Troposphäre mit einem Zwei-Frequenz-LIDAR**
Felix A. Theopold

EXAMENSARBEIT Nr. 9
Januar 1991

**Modellierung des gekoppelten Systems:
Inlandeis, Übergangszone und Schelfeis
der Antarktis**
Wolfgang Böhmer

EXAMENSARBEIT Nr. 10
Januar 1991

**Interne Variabilität in einem stochastisch angetriebenen
ozeanischen Zirkulationsmodell**
Uwe Mikolajewicz

EXAMENSARBEIT Nr. 11
Februar 1991

**Bildung und Transport von Aerosolteilchen und ihre
Bedeutung für den Strahlungshaushalt**
Ingrid Schult

EXAMENSARBEIT Nr. 12
März 1991

**Strahlungsübertragung in klaren Atmosphären
im IR mit k-Verteilungs- und Linie-für-Linie Modellen**
Heinz-Dieter Hollweg

EXAMENSARBEIT Nr. 13
November 1991

Die bodennahe Luftströmung über inhomogenen Oberflächen
Martin Claußen

EXAMENSARBEIT Nr. 14
März 1992

**Windinduzierte interannuale Variabilität in der
Warmwassersphäre von 1981 bis 1987
Teil II: Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf**
Arne M. E. Winguth

EXAMENSARBEIT Nr. 15
Dezember 1992

**Fernerkundung der optischen Eigenschaften von Seen
mit Landsat 5 Thematic Mapper**
Waltraud Manschke

ISSN 0938-5177