

Matthias Basler  
Messung der  
Landoberflächentemperatur  
mit Fernerkundungsmethoden

3.5.2002

## Inhaltsverzeichnis

|  |           |
|--|-----------|
| <b>1 Einleitung</b> .....  | <b>1</b>  |
| <b>2 Übersicht über verwendete Sensoren</b> .....  | <b>2</b>  |
| 2.1 AVHRR auf NOAA (POES).....   | 2         |
| 2.2 TM auf Landsat.....  | 3         |
| 2.3 ATSR auf ERS-1 & 2.....  | 3         |
| 2.4 AATSR auf ENVISAT.....   | 4         |
| 2.5 ASTER auf Terra (EOS).....   | 4         |
| 2.6 METEOSAT 1-3.....  | 4         |
| 2.7 MODIS auf EOS.....   | 5         |
| 2.8 SSM/I auf F-8 & F-11 / DMSP (Defence Meteorological Satellite Program).....  | 5         |
| 2.9 Weitere untersuchte oder eingesetzte Sensoren.....   | 6         |
| <b>3 Probleme der LST-Gewinnung</b> .....  | <b>7</b>  |
| <b>4 Methodik der LST-Gewinnung im TIR</b> .....   | <b>9</b>  |
| 4.1 Physikalisch- und modellbasierte Ansätze.....  | 9         |
| 4.2 Empirische oder semiempirische Ansätze.....  | 10        |
| 4.2.1 Split-Window-Algorithmus.....  | 10        |
| 4.2.2 Dual-Channel-Algorithmus.....  | 10        |
| 4.2.3 Triple-Window-Algorithmus.....   | 11        |
| 4.2.4 Single-Channel-Algorithmen.....  | 11        |
| 4.2.5 Dual-Angle-Algorithmus (speziell für ATSR, AATSR).....   | 11        |
| <b>5 Methodik der LST-Gewinnung mit Mikrowellen</b> .....  | <b>11</b> |
| 5.1 Physikalische Modelle.....   | 12        |
| 5.2 Lineare Regressionsmodelle.....  | 13        |
| 5.3 Modelle auf Basis von Polarisationsunterschieden.....  | 14        |
| <b>6 Untersuchungen an nördlichen Ökosystemen</b> .....  | <b>14</b> |
| 6.1 Goita et al.: Characterization of Land Surface Thermal Structure from NOAA-AVHRR Data over a Northern Ecosystem..... | 15        |
| 6.1.1 Datengrundlage.....  | 15        |
| 6.1.2 Vorgehen.....  | 15        |
| 6.1.3 Ergebnisse.....  | 16        |
| 6.2 Pulliainen et al.: Retrieval of Surface Temperature in Boreal Forest Zone from SSM/I Data.....                       | 18        |
| 6.2.1 Datengrundlage.....  | 18        |
| 6.2.2 Verhalten von Emissivität, Strahlungstemperatur und LST.....   | 18        |
| 6.2.3 Methoden.....  | 20        |
| 6.2.4 Ergebnisse.....  | 20        |
| <b>7 Zusammenfassung</b> .....   | <b>22</b> |
| <b>8 Literaturverzeichnis</b> .....  | <b>23</b> |

## Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

|  |    |
|--|----|
| Abb. 1: Parameter, welche die am Sensor gemessene Strahlungstemperatur beeinflussen [eigener Entwurf nach PRATA 1994 u.a.].....  | 7  |
| Abb. 2: Scheinbare Emissivität eines bestimmten Pixels in Nordfinnland bei 37 GHz im Jahresverlauf [PULLIAINEN ET AL. 1997].....   | 12 |
| Abb. 3: Eine Übersicht der erforderlichen Schritte von den Ausgangsbildern zur LST. $T_i^*$ und $T_i$ sind die scheinbare und die korrigierte Strahlungstemperatur für die Kanäle $i = 3, 4$ & $5$ , $T_{n_i}^*$ und $T_{n_i}$ sind die Werte für die Nachtaufnahmen [GOÏTA ET AL. 1997, 286]..... | 15 |
| Abb. 4: Korrelation der Ergebnisse, die mit dem TS-RAM- bzw. dem $\Delta$ day-Modell unter Verwendung der Kanäle 3 und 4 entstanden. Oben die Emissivität im Kanal 3, unten die LST [GOÏTA ET AL. 1997, 287].....  | 16 |
| Abb. 5: Verhalten der Strahlungstemperatur, der LST und der scheinbaren Emissivität während eines Untersuchungszeitraumes. Man beachte die unterschiedliche Achsenskalierung im oberen Bild [PULLIAINEN ET AL. 1997, 1192].....  | 18 |
| Tab. 1: Kanäle des SSM/I und ihre räumliche Auflösung [HOLLINGER ET AL. 1990 In: PULLIAINEN ET AL. 1997, 1189].....  | 5  |
| Tab. 2: Emissivitäten einiger Bodenbedeckungen (im thermischen Infrarotbereich) [BAUMGARTNER ET AL. 1985 In: LÖFFLER 1994, 75].....  | 8  |
| Tab. 3: Vergleich der in Finnland eingesetzten Methoden: Gesamtergebnis sowie Abschneiden in Nordfinnland (#111 und #131, viel homogener Wald) und Südfinnland (#249, vielfältigere Landbedeckung) [PULLIAINEN 1997, 1198].....  | 19 |

## Formelzeichen und Abkürzungen

|  |   |
|--|---|
| HTE/ <i>hot temperature events</i>       | Hochtemperaturereignisse  |
| LST/ <i>land surface temperature</i>     | Landoberflächentemperatur   |
| SST/ <i>sea surface temperature</i>      | Wasseroberflächentemperatur   |
| IFOV/ <i>instantaneous field of view</i> | durch ein Pixel abgedeckte Erdoberfläche eines Sensors                                  |
| NIR, SWIR, TIR                           | Nahes, mittleres und thermales Infrarot   |
| rms/ <i>root mean square</i>             | mittlerer quadratischer Fehler  |
| $r^2$                                    | Bestimmtheitsmaß  |
| $T_s$                                    | Landoberflächentemperatur (= LST)   |
| $T_\lambda$                              | Strahlungstemperatur (= Helligkeitstemperatur) am Sensor, abhängig von der Wellenlänge  |
| $T_i, T_j$                               | Strahlungstemperatur am Sensor, abhängig vom verwendeten Kanal $i$ bzw. $j$ des Sensors |
| $\lambda$                                | Wellenlänge oder Wellenlängenbereich eines Sensorkanals                                 |
| B(T)                                     | Strahldichte (abhängig von der Temperatur)  |
| $I^\uparrow, I^\downarrow$               | nach oben bzw. nach unten gerichtete atmosphärische Strahlung                           |
| $\tau$                                   | Transmissivität der Atmosphäre  |
| $\epsilon$                               | Emissivität   |

## 1 Einleitung

Neben Landoberflächenparametern wie der Landbedeckung und Biomasse spielt die Temperatur eine wichtige Rolle für den Stoffkreislauf und seine Geschwindigkeit, und somit auch für den globalen Kohlenstoffkreislauf. Dabei beschränkt sich die Temperaturmessung mittels Fernerkundung nicht nur auf die Erfassung der Landoberflächentemperatur (*land surface temperature*, LST), sondern es wurden auch erfolgreich Versuche unternommen, Waldbrände zu kartieren, Gefrier- und Tauvorgänge zu beobachten sowie Luft- und Wolkenoberflächentemperatur zu messen. In dieser Arbeit liegt der Schwerpunkt allerdings auf der Landoberflächentemperatur, im folgenden als „LST“ bezeichnet.

Die Landoberflächentemperatur ist allgemein als die „skin temperature of the ground“ [QIN & KARNIELI 1999, 2368], also „die Oberflächentemperatur des Bodens“ definiert. Dies ist problematisch, da die optische Fernerkundung in bewachsenem Gelände nur die Oberflächentemperatur der Bodenbedeckung (*vegetation canopy*) messen kann, nicht jedoch die Temperatur der eigentlichen darunter liegenden Bodenoberfläche.

Tatsächlich ist bei vielen Publikationen festzustellen, daß als Referenztemperatur zur Kalibrierung (*ground truth*) gar nicht die Landoberflächentemperatur i.e.S. verwendet wurde. Oft wurde zum Beispiel die in Klimastationen gemessene Temperatur in zwei Metern Höhe über dem Boden  $T_{2m}$  als Referenz eingesetzt. Insofern lieferten die Algorithmen ebenfalls jene Lufttemperatur. Auch NOAA-Klimadaten sowie Simulationen aus Modellen dienten zum Teil als Referenz.

Bereits an der Notwendigkeit vieler Wissenschaftler, die Referenzdaten für ihre Untersuchungen „auf Umwegen“ zu erlangen, erkennt man, daß die Fernerkundung die bisher einzige Methode ist, die Landoberflächentemperatur großflächig, zeitgleich mit Satellitenbildern und mit einer – verglichen zu Klimastationen – relativ hohen räumlichen Auflösung zu messen. In vielen Gebieten ist es die überhaupt einzige Methode, Temperaturinformationen zu erhalten.

Dabei ist für die Klimamodellierung gerade dieser Parameter sehr bedeutend. Die LST bestimmt die Biomasseproduktion (vgl. LGRSS 1998) und über Auftau- und Gefriervorgänge ihren zeitlichen Rahmen in subarktischen, borealen und gemäßigten Gebieten. Damit zusammen hängt die Geschwindigkeit vieler Stoffumsatzvorgänge, insbesondere in belebter Materie, die durch die LST gesteuert wird. Auch für Hydrologie, Evapotranspiration, Energiebalance und HTE (*hot temperature events* wie z.B. Vulkanausbrüche) spielt die LST eine Rolle. Nicht zuletzt ist sie bestimmend für die Gefahr von Waldbränden, die im Kohlenstoffkreislauf ebenfalls eine entscheidende Rolle spielen.

Auch für die Landwirtschaft besitzt die LST eine Bedeutung, da sich durch sie Voraussagen über die zu erwartende Ernte, für das Bewässerungsmanagement und das Frostrisiko ermitteln lassen [VALOR ET AL. 2000].

## 2 Übersicht über verwendete Sensoren

Die Temperatur der Erde liegt bei rund 300 K. Damit liegt gemäß dem Wienschen Verschiebungsgesetz  $\lambda_{\max} = 2,9 \cdot 10^6 \text{ nm}^\circ\text{K} / T$  die maximale Ausstrahlung der Erdoberfläche bei  $9,6 \mu\text{m}$  [GREHN 1992<sup>2</sup>]. Diese Wellenlänge liegt im Bereich des thermalen Infrarots (ca. 3 bis  $1000 \mu\text{m}$ ). Tatsächlich bieten sich aufgrund der atmosphärischen Fenster besonders die Wellenlängen zwischen  $3,5$  und  $3,9$  sowie zwischen  $9$  und  $13 \mu\text{m}$  an [PRATA 1994]. In dem Bereich um  $10 \mu\text{m}$  liegen zum Beispiel die spektralen Bänder 4 und 5 des NOAA-AVHRR mit  $10,5$ - $11,3 \mu\text{m}$  bzw.  $11,5$ - $12,5 \mu\text{m}$  sowie der Kanal 6 des Landsat TM mit  $10,4$ - $12,5 \mu\text{m}$  [QIN & KARNIELI 1999]. Auch die Wellenlängen  $11 \mu\text{m}$  und  $12 \mu\text{m}$  des ATSR [siehe ESA 2001a] können eingesetzt werden. Neben diesen im Infrarot arbeitenden Satelliten wurde aber auch der Einsatz von passiven Mikrowellen, insbesondere mit SSM/I ( $19$ - $85 \text{ GHz}$ ) und SMMR, erforscht. Diese besitzen den Vorteil beinahe Wolken- und Atmosphärenunabhängigkeit. Dazu kommen erfolgreiche Untersuchungen über Kombination von Sensoren wie dem AVHRR mit seiner guten zeitlichen Auflösung von einem Tag und dem Thematic Mapper mit der guten räumlichen Auflösung von  $120 \text{ m}$  [IWRMS 2000].

Die folgenden Kapitel zeigen die für die Erfassung der LST eingesetzten Sensoren, geben einen Überblick über thermale Einsatzgebiete und technische Daten und verweisen auf einen kleinen Auszug der vielfältigen Literatur für die Methodik sowie Möglichkeiten des Datenerwerbs.

### 2.1 AVHRR auf NOAA (POES)

Instrumentenbeschreibung: AVHRR = Advanced Very High Resolution Radiometer  
bevorzugter LST-Sensor dank guter Datenverfügbarkeit und Eignung

Auflösung:  $1,1 \text{ km}$  bei Nadir,  $4 \text{ km}$  bei Rand, 10 bit, tägliche Daten

Verwendete Wellenlängen: Kanal 3:  $3,55$ - $3,93 \mu\text{m}$   
Kanal 4:  $10,5$ - $11,3 \mu\text{m}$   
Kanal 5:  $11,5$ - $12,5 \mu\text{m}$

Einsatzgebiete: LST, SST, Wolkentemperatur, HTE

Literatur Theorie: PRATA 1993, PRATA 1994, GOÏTA ET AL. 1997, QIN & KARNIELI 1999  
u.v.a.m.

Operationelle Daten: DLR: <http://www.dfd.dlr.de/products/index.html> (Stand 24.5.2001)

Der AVHRR ist der mit Abstand am häufigsten eingesetzte Sensor. Er liefert Tag- und Nachtaufnahmen in drei für die LST-Bestimmung relevanten Kanälen mit ausreichender Auflösung. Für diesen Sensor wurden bereits etliche Algorithmen entwickelt und getestet (siehe Kapitel 4).

## **2.2 TM auf Landsat**

|                           |   |
|---------------------------|---|
| Instrumentenbeschreibung: | TM = Thematic Mapper, passiver mechanischer Scanner   |
| Auflösung:                | 120 m im Thermalkanal, 8 bit unkalibriert, Repetitionsrate 16 Tage  |
| Verwendete Wellenlängen:  | Kanal 6: 10,4-12,5 $\mu\text{m}$  |
| Einsatzgebiete:           | LST   |
| Literatur Theorie:        | QIN ET AL. 2001   |
| Operationelle Daten:      | verfügbar von verschiedenen Quellen, siehe<br><a href="http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/daccess.html">http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/daccess.html</a> (Stand 25.5.2002) |

Der Landsat-TM verfügt nur über einen Kanal im thermalen Infrarot. Dies ist der Kanal 6 mit einer Auflösung von 120 Metern und einem Wellenlängenbereich von 10,45 bis 12,50  $\mu\text{m}$ . Im Gegensatz zum AVHRR profitiert der Thematic Mapper von einer neunfachen Auflösung, die die Gefahr von *mixed pixels* zumindest verringert. Allerdings sind auch Nachteile vorhanden: Die Auswertung von nur einem Kanal ist in der Regel ungenauer, zumal der Landsat TM über keine interne Kalibrierung verfügt [QIN ET AL. 2001]. Auch seine zeitliche Wiederholrate ist mit 16 Tagen unzureichend. Deshalb ist der TM Kanal 6 bis heute kaum für die Ermittlung der LST eingesetzt wurden [ebenda].

Die wesentlichen Schritte wie die Ermittlung der Emissivität  $\epsilon$  und die Atmosphärenkorrektur können denen des AVHRR entsprechen.

## **2.3 ATSR auf ERS-1 & 2**

|                              |  |
|------------------------------|--|
| Instrumentenbeschreibung:    | ATSR = Along Track Scanning Radiometer and Microwave Sounder         |
| Auflösung:                   | IFOV: 1 km x 1 km (Nadir), 1,5 km x 2 km (vorwärts, 47° Winkel)      |
| Verwendete Wellenlängen:     | um 3,7 $\mu\text{m}$<br>um 10,8 $\mu\text{m}$<br>um 12 $\mu\text{m}$ |
| Einsatzgebiete:              | SST, LST, Gesamtwasserdampfgehalt der Atmosphäre                     |
| Literatur Theorie:           | PRATA 1994   |
| Literatur Sensor / Produkte: | ESA 2001a, ESA 2001b   |

Die Aufnahme einer Szene aus zwei verschiedenen Winkeln ermöglicht den Einsatz des Dual-Angle-Algorithmus (siehe Kapitel 4.2.5).

## 2.4 AATSR auf ENVISAT

|                             |  |  |
|-----------------------------|--|--|
| Instrumentenbeschreibung:   | AATSR = Advanced Along Track Scanning Radiometer<br>Mechanischer Scanner, Nachfolger von ATSR1 & 2   |  |
| Auflösung:                  | bis zu 1 km bei Nadir, 12 bit?   |  |
| Verwendete Wellenlängen:    | um 3,7 $\mu\text{m}$<br>um 10,7 $\mu\text{m}$<br>um 12 $\mu\text{m}$   |  |
| Einsatzgebiete:             | SST, LST   |  |
| Informationen zum Sensor:   | ESA 1998   |  |
| Auswahl geplanter Produkte: | <b>ATS_TOA_1P = Level 1b</b> ( <i>TOA Radiance (Localisation, calibration, angles appended) in the 7 channels nadir and forwards views, 8.4Mb / 512km · 512km</i> )<br><b>ATS_NR__2P = Level 2</b> ( <i>Sea Land and Clouds geophys. Parameters: 1.6 Mb / 512km · 512km</i> ) [ESA 1998] |  |

## 2.5 ASTER auf Terra (EOS)

|                           |  |  |
|---------------------------|--|--|
| Instrumentenbeschreibung: | ASTER = Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer   |  |
| Auflösung:                | 90 m im TIR, 12 bit  |  |
| Verwendete Wellenlängen:  | Band 10: 8.125 - 8.475 $\mu\text{m}$<br>Band 11: 8.475 - 8.825 $\mu\text{m}$<br>Band 12: 8.925 - 9.275 $\mu\text{m}$<br>Band 13: 10.25 - 10.95 $\mu\text{m}$<br>Band 14: 10.95 - 11.65 $\mu\text{m}$ | (insgesamt 14 Kanäle im VIS+NIR, SWIR und TIR, getrennt auf 3 Modulen) |
| Einsatzgebiete:           | HTE, LST, SST  |  |
| Literatur Theorie:        | LIANG 2001   |  |
| Operationelle Produkte:   | <a href="http://asterweb.jpl.nasa.gov/products/RN_surface_leaving_radiance-TIR.htm">http://asterweb.jpl.nasa.gov/products/RN_surface_leaving_radiance-TIR.htm</a> (Stand 24.5.2002).                 |  |

## 2.6 METEOSAT 1-3

|                           |   |  |
|---------------------------|---|--|
| Instrumentenbeschreibung: | geostationäre Wettersatelliten                                      |  |
| Auflösung:                | 5 km im TIR, Bilddaten alle 30 min, Daten über Atmosphäre alle 6 h  |  |
| Verwendete Wellenlängen:  | Kanal 2: 5,7-7,1 $\mu\text{m}$ und Kanal 3: 10,5-12,5 $\mu\text{m}$ |  |

Einsatzgebiete: Temperaturmessung, Wolkentemperatur, Wettervorhersage allgemein

Literatur Theorie: GÖTTSCHE & OELSEN 2001, OELSEN ET AL. 2001

Daten und Informationen: [www.eumetsat.de](http://www.eumetsat.de) (Stand 25.5.2002) u.v.a.m.

Aufgrund seiner geringen Auflösung und großen Überdeckung wird Meteosat vor allem für großräumige, kontinentüberdeckende Messungen eingesetzt.

## 2.7 MODIS auf EOS

Instrumentenbeschreibung: MODIS = Moderate-Resolution Imaging Spectrometer

Auflösung: 1,1 km bei Nadir, 4 km bei Rand, 10 bit

Verwendete Wellenlängen: 8-14  $\mu\text{m}$

Einsatzgebiete: LST, SST, Wolkentemperatur

Literatur Theorie: WAN 1999, SNYDER 1997, LIANG 2001

Operationelle Daten: <http://edcdaac.usgs.gov/modis/mod11b1.html> (Stand 24.5.02)

## 2.8 SSM/I auf F-8 & F-11 / DMSP (Defence Meteorological Satellite Program)

Instrumentenbeschreibung: SSM/I = Special Sensor Microwave/Imager  
abbildender passiver Mikrowellensensor  
Scan-Winkel zu Nadir:  $45^\circ$ , Auftreffwinkel zur EO:  $36,9^\circ$ ,  
DMSP: Höhe 830 km, sonnensynchroner Orbit  
[NGDC N.N., McFARLAND ET AL. 1990 ]

Verwendete Frequenzen  
und ihre Auflösung:

(Wellenlängen entsprechend  
1,5 cm bei 19,35 GHz,  
1,35 cm bei 22,235 GHz,  
0,8 cm bei 37 GHz,  
0,35 cm bei 85,5 GHz)

| Frequency<br>(GHz) | Polarization | 3 dB Footprint size (km) |             |
|--------------------|--------------|--------------------------|-------------|
|                    |              | Along-track              | Cross-track |
| 19.35              | vertical     | 69                       | 43          |
| 19.35              | horizontal   | 69                       | 43          |
| 22.235             | vertical     | 60                       | 40          |
| 37.0               | vertical     | 37                       | 28          |
| 37.0               | horizontal   | 37                       | 29          |
| 85.5               | vertical     | 15                       | 13          |
| 85.5               | horizontal   | 15                       | 13          |

Tab. 1: Kanäle des SSM/I und ihre räumliche Auflösung [Hollinger et al. 1990 In: PULLIAINEN ET AL. 1997, 1189].

Einsatzgebiete: LST

Literatur Theorie: McFARLAND ET AL. 1990, PULLIAINEN ET AL. 1997

Mikrowellensensoren wie SSM/I oder SMMR profitieren davon, daß sie Wolken durchdringen und somit wetterunabhängig sind. Unterhalb von 30 GHz sind sie zudem nahezu unabhängig von



atmosphärischen Bedingungen. Nachteile ergeben sich einerseits aus der relativ geringen Auflösung und beim Einsatz über Schnee und Wasser sowie bei Gebieten mit starken Niederschlagsereignissen (siehe Kapitel 4.4).

## **2.9 Weitere untersuchte oder eingesetzte Sensoren**

SMMR auf Nimbus-7 (Scanning Multichannel Microwave Radiometer)

Quellen: LAMBERT, V. M. & M. J. McFARLAND 1987, CALVET ET AL. 1994

BIRD (Bi-spectral InfraRed Detection): Kanäle 3.4-4.2  $\mu\text{m}$  und 8.5-9.3  $\mu\text{m}$ . BIRD wurde eigentlich für HTE (*hot temperature events*) und Vegetationszustand entwickelt, ist mit Einschränkungen aber auch für die LST nutzbar. Quelle: LIPPERT 2000

HCMM: alter Sensor (1978-1981), 1 TIR-Kanal, Quelle:

[http://www.gsfc.nasa.gov/gsfcservice/gallery/fact\\_sheets/general/sat.htm](http://www.gsfc.nasa.gov/gsfcservice/gallery/fact_sheets/general/sat.htm) (Stand 24.5.2002)

TIMS (Thermal Infrared Multispectral Scanner): flugzeuggetragener Sensor, Quelle: SNYDER 1997

### 3 Probleme der LST-Gewinnung

Im Gegensatz zu Anwendungen wie der Landnutzungs-klassifikation ist bei der Errechnung der LST eine exakte Kalibration vonnöten, da eine qualitative Auswertung erfolgt. Somit sind für die Berechnung der LST etliche Punkte zu beachten:

1. Satellitendaten stellen im günstigsten Fall die Strahlungstemperatur  $T_\lambda$  (*brightness temperature*) am Sensor dar. Daraus muß mittels verschiedener Methoden die LST (oft auch  $T_s$  bezeichnet) ermittelt beziehungsweise approximiert werden. Bei einigen Sensoren, bei denen keine operationellen Strahlungsbilder angeboten werden (wie z.B. der Thematic Mapper) müssen die DN-Werte erst in Strahlungstemperaturen  $T_\lambda$  oder spektrale Strahldichten  $B_\lambda(T_\lambda)$  am Sensor umgerechnet werden. Dazu werden z.B. von der NASA missions- und sensorspezifische Formeln zur Verfügung gestellt [QIN ET AL. 2001].

2. Bei einem idealen Schwarzkörper gilt für die spektrale Strahldichte die Plancksche Strahlungsgleichung:

$$B_\lambda(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{C_2/\lambda T} - 1)} \quad \text{mit} \quad C_1 = 1,1910 \cdot 10^{-16} \text{ Wm}^2,$$

$C_2 = 1,4387 \cdot 10^4 \mu\text{m}^\circ\text{K}$ , der Temperatur  $T$  (in diesem Fall die LST), der Wellenlänge  $\lambda$  und der von der Temperatur des Körpers abhängigen spektralen

Strahldichte  $B_\lambda(T)$ . Die Erdoberfläche und ihre Bedeckung sind aber keineswegs ideale Schwarzkörper, sondern geben weniger Strahlung ab. Dies wird durch die Emissivität  $\epsilon_\lambda$  beschrieben. Diese Emissivität ist sowohl abhängig von der Wellenlänge (und damit dem Kanal des Sensors) als auch von der Bodenbedeckung (siehe Tab. ). Obwohl die Werte in der Realität nur zwischen 0,9 und 0,98 schwanken, ist, wie Untersuchungen gezeigt haben, die LST sehr sensibel gegenüber der Emissivität [LIANG 2001]. Deshalb kommt der genauen Emissivitätsbestimmung ein hoher Stellenwert zu.

(Bei der Erfassung der Wasseroberflächentemperatur (SST) besteht das Problem nicht in dieser Weise, da die Emissivität als räumlich konstant angesehen werden kann. Deswegen ist die Erfassung der LST ungleich schwieriger als die der SST.)

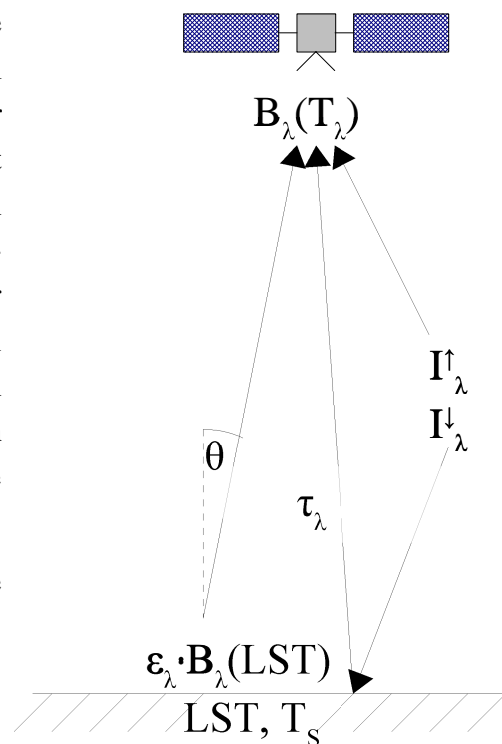


Abb. 1: Parameter, welche die am Sensor gemessene Strahlungstemperatur beeinflussen [eigener Entwurf nach PRATA 1994 u.a.].

|                                |       |                       |       |
|--------------------------------|-------|-----------------------|-------|
| Wasser, rein, 1 °C             | 0.998 | Laubwald              | 0.950 |
| Schnee, frisch gefallen        | 0.986 | Nadelwald             | 0.970 |
| Schnee, trocken, -2.5 °C       | 0.996 | Feldspat              | 0.870 |
| Schnee, verschmutzt            | 0.969 | Basalt                | 0.904 |
| Eis                            | 0.980 | Granit                | 0.815 |
| Sand, fein, trocken            | 0.949 | Quarzsand, grobkörnig | 0.914 |
| Sand, fein, naß                | 0.962 | Glas                  | 0.900 |
| Lehm, sandig, trocken          | 0.954 | Quarz                 | 0.712 |
| Lehm, sandig, naß              | 0.968 | Papier, weiß          | 0.900 |
| Torf, trocken                  | 0.970 | Menschliche Haut      | 0.980 |
| Torf, naß                      | 0.983 | Messing, poliert      | 0.100 |
| Gras, grün,<br>dichte Struktur | 0.986 | Eisen, poliert        | 0.300 |
|                                |       | Aluminiumfolie        | 0.050 |

Tab. 2: Emissivitäten einiger Bodenbedeckungen (im thermischen Infrarotbereich) [BAUMGARTNER ET AL. 1985 In: LÖFFLER 1994, 75].

3. Die am Sensor gemessene Strahldichte  $B_{\lambda}(T_{\lambda})$  ist außer von der tatsächlich vom Boden abgegebenen Strahlung  $\varepsilon_{\lambda} \cdot B_{\lambda}(LST)$  auch abhängig von atmosphärischen Störungen (siehe Abb. 1). Die Transmissivität  $\tau_{\lambda}$  beschreibt dabei, wieviel Prozent der Strahlung die Atmosphäre durchdringen können. Dies ist vor allem vom Wasserdampf und  $CO_2$  in der Atmosphäre abhängig. Auch am Sensor gemessen werden die Störgrößen  $I^{\uparrow}_{\lambda}$  und  $(1-\varepsilon_{\lambda}) \cdot I^{\downarrow}_{\lambda}$ , die nach oben gerichtete atmosphärische Strahlung bzw. der reflektierte Anteil der nach unten gerichteten atmosphärischen Strahlung [QIN & KARNIELI 1999, QIN ET AL. 2002, GOÏTA ET AL. 1997]. Damit ergibt sich nach QIN ET AL. [2001, 2723] folgende sogenannte „Strahlungstransfergleichung“:

$$B_{\lambda}(T_{\lambda}) = \tau_{\lambda} \cdot [\varepsilon_{\lambda} \cdot B_{\lambda}(LST) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) \cdot I^{\downarrow}_{\lambda}] + I^{\uparrow}_{\lambda}$$

Diese Formel stellt eine Möglichkeit der Atmosphärenkorrektur dar. Es ist durchaus üblich, die dafür benötigten Eingangswerte  $\varepsilon$ ,  $\tau$ ,  $I^{\uparrow}$  und  $I^{\downarrow}$  auf andere atmosphärische Meßwerte wie Wasserdampf- und Temperaturprofile der Atmosphäre zurückzuführen [siehe QIN ET AL. 2002].

4. Bei vielen Sensoren muß zusätzlich noch der Einfallswinkel  $\theta$  des Sensors bei der Atmosphärenkorrektur in Betracht gezogen werden.
5. Die Auflösung vieler Satelliten, wie zum Beispiel jene des AVHRR mit 1 km, ist wesentlich größer als die tatsächlich am Boden vorherrschende Temperaturverteilung. Dies führt zu „mixed pixels“. Ein Vergleich zu *in situ*-Messungen ist schwierig, da dies meist nur Punktmessungen sind, die nicht notwendigerweise mit der Durchschnittstemperatur der Pixelfläche übereinstimmen [PRATA 1994].
6. Im atmosphärischen Fenster zwischen 3,5 und 3,9  $\mu m$  muß bei tagsüber aufgenommenen Satellitendaten zusätzlich der Einfluß der Reflektion von Sonnenlicht herausgerechnet werden [GOÏTA ET AL. 1997]. Bei den Kanälen des TIR ist der Reflexionseinfluß vernachlässigbar.

Zur Lösung dieser Probleme wurden verschiedenste Methoden entwickelt, angefangen von empirischen Modellen bis zu komplexen atmosphärischen Simulationen. Die meisten von ihnen besitzen folgende (oder ähnliche) Grundannahmen [nach PRATA 1994]:

- Monochromatische Strahlung. Jedem Sensorkanal wird eine mittlere Wellenlänge zugeordnet.
- Lambertsche Oberfläche. Das bedeutet richtungsunabhängige Reflexion auf der EO.
- Isotrope Himmelsstrahlung. Die Himmelsstrahlung ist richtungsunabhängig.
- Keine azimutale Abhängigkeit. Bei gleichem Einfallswinkel ist die Blickrichtung unerheblich.
- Keine Streuung. Ein Pixel wird also nicht von seinen Nachbarpixeln beeinflusst.

Die Algorithmen für NOAA-AVHRR und ATSR finden sich ausführlich in den Arbeiten von PRATA [1994] sowie von QIN & KARNELI [1999]. QIN ET AL. [2001] gehen auf den Landsat TM ein. Die Algorithmen für SMM/I-Mikrowellendaten werden bei PULLIAINEN ET AL. [1997] und MCFARLAND ET AL. [1990] beschrieben. Die wichtigsten sollen hier kurz dargestellt werden:

## 4 Methodik der LST-Gewinnung im TIR

### 4.1 Physikalisch- und modellbasierte Ansätze

Generell existiert auch bei Hinzunahme mehrerer Kanäle oder multitemporaler Aufnahmen keine rein mathematische Lösung für die Erfassung der Emissivität und der Atmosphärenparameter. Viele Methoden versuchen daher, diese Parameter separat aus anderen Daten zu gewinnen.

Für die Emissivität existieren mehrere Ansätze [LIANG 2001]. Zum einen ist in den letzten Jahren nach einem Zusammenhang zwischen der Emissivität und dem NDVI geforscht wurden. Tatsächlich bestätigen viele Studien einen Zusammenhang [LIANG 2001, 264]. Die Vorteile dieses Verfahrens liegen darin, daß Sensoren wie AVHRR die Berechnung des NDVI aus den gleichen Satellitendaten zulassen, wie für die LST-Erfassung verwendet wurden – lediglich andere Kanäle werden verwendet. Man erhält Karten des NDVI, die mit der gleichen Auflösung und zu den gleichen Zeitpunkten wie die TIR-Szenen aufgenommen wurden [PRATA 1994] Der zweite Ansatz verwendet Landnutzungskarten, welche zum Beispiel mit dem TM erstellt wurden, sowie Labor-Emissivitätsmessungen häufiger Böden, Blätter und ähnlichem und versucht so, aus der Landnutzungskarte eine Emissivitätskarte zu erstellen. Dabei gestaltet sich die Vielfalt der Landbedeckungen und ihrer Emissivitäten als Hauptproblem [LIANG 2001, 264].

Den Atmosphärenparametern wird meist mit einer Atmosphärenmodellierung mit LOWTRAN-7, MODTRAN oder S6 Rechnung getragen [u.a. QIN ET AL. 2001, PRATA 1994]. Diese Modelle berechnen die geforderten Parameter. Als Eingabedaten der Modelle dienen in der Regel Radiosondendaten, welche beispielsweise mittels Wetterballons an Klimastationen gemessen

werden. Sind auf diesem Wege keine Profile für Temperatur und Feuchte vorhanden, werden den Modellen beiliegende Standardprofile eingesetzt [QIN ET AL. 2001].

Der theoretische-physikalische Ansatz brachte bei PRATA [1994] auf einem idealen Testgebiet („Walpeup Site“, Australien) eine Genauigkeit von  $rms = 1,4^{\circ}C$ .

## **4.2 Empirische oder semiempirische Ansätze**

Bei den empirischen Ansätzen wird auf eine Atmosphärenkorrektur mittels Bestimmung der Atmosphärenparameter verzichtet. An ihre Stelle tritt eine lineare Regressionsgleichung mit einem oder mehreren Kanälen. Bei den meisten derzeitigen Methoden muß die Emissivität der einzelnen Pixel dennoch bekannt sein (siehe Kapitel 4.1).

### **4.2.1 Split-Window-Algorithmus**

Für die Berechnung der LST werden zwei Kanäle eines atmosphärischen Fensters herangezogen. (Das atmosphärische Fenster wird geteilt, daher *split window*.) Die Grundformel lautet  $LST_{SW} = a_1 T_i + b_1 T_j + c_1$  oder  $LST_{SW} = T_i + a_1 (T_i - T_j) + b_1$  mit  $T_i$  und  $T_j$  als die Strahlungstemperaturen der beiden Kanäle und  $a_1$ ,  $b_1$  und  $c_1$  als zu ermittelnde Korrekturfaktoren (siehe PRATA 1993, PRATA 1994, QIN & KARNIELI 1999). Aufgrund der unterschiedlichen Emissivitäten müssen die Regressionsfaktoren für jede Bodenbedeckung separat berechnet werden. Dabei erhielt PRATA [1994] auf dem idealen Testgelände in Australien abhängig von der Landnutzung (verschiedene Grade von Weizenbedeckung oder unbewachsener Boden) die Werte  $0,95 \leq r^2 \leq 0,99$  und  $0,73 \leq rms \leq 3,33^{\circ}C$ .

### **4.2.2 Dual-Channel-Algorithmus**

Sind wie beim AVHRR auch Kanäle in dem atmosphärischen Fenster von 3,5 bis 3,9  $\mu m$  vorhanden, so kann der Dual-Channel-Algorithmus eingesetzt werden. Seine Grundformel ist mit der oben genannten identisch:  $LST_{DC} = a_1 T_i + b_1 T_j + c_1$ . Der Vorteil ist, daß das atmosphärische Fenster bei 3,7  $\mu m$  durchlässiger ist, was geringere atmosphärische Absorption bedeutet. Der Nachteil dieses Verfahrens besteht darin, daß sie aufgrund der noch starken Sonnenreflektion im Bereich bei 3,7  $\mu m$  nicht oder nur bei zusätzlicher Korrektur tagsüber eingesetzt werden kann. Der Dual-Channel-Algorithmus lieferte die Genauigkeiten  $0,84 \leq r^2 \leq 0,91$  und  $1,1 \leq rms \leq 1,7^{\circ}C$  auf dem idealen Testgebiet.

### 4.2.3 Triple-Window-Algorithmus

Werden alle drei Kanäle (3, 4 und 5 des AVHRR) für die Berechnung herangezogen, so spricht man von einem Triple-Window-Algorithmus. Laut PRATA [1994] ist diese Möglichkeit aber in der Praxis zu umständlich.

### 4.2.4 Single-Channel-Algorithmen

Unter bestimmten Inversionswetterlagen in klaren Nächten ist der Einsatz eines Single-Channel-Algorithmus mit Temperaturgenauigkeiten von bis zu 1°C möglich [PRATA 1994]. Die entsprechende Formel lautet  $LST_{DC} = a_1 T_i + b_1$ , wobei ein beliebiger thermaler Kanal (3, 7, 11 oder 12  $\mu\text{m}$ ) eingesetzt werden kann. Hierbei wurden auf dem idealen Testgelände Werte von  $0,78 \leq r^2 \leq 89$  und  $1,3 \leq \text{rms} \leq 2,0^\circ\text{C}$  gemessen.

### 4.2.5 Dual-Angle-Algorithmus (speziell für ATSR, AATSR)

Im Gegensatz zu Sensoren wie AVHRR und TM nimmt der ATSR die Erdoberfläche in zwei Winkeln (Nadir und 47° Einfallswinkel) auf und ermöglicht somit einen neuen Ansatz:

Es wird davon ausgegangen, daß die Emissivität winkelunabhängig ist, während die atmosphärischen Störeinflüsse eine Winkelabhängigkeit besitzen. Somit läßt sich – vereinfacht gesagt – aus der Differenz der beiden Werte der Einfluß der Atmosphäre berechnen und dadurch die Strahlungstemperatur korrigieren [PRATA 1994].

## 5 Methodik der LST-Gewinnung mit Mikrowellen

Wie bei den infrarotbasierten Systemen muß auch bei passiven Mikrowellensystemen eine Korrektur für die Atmosphäreneinflüsse und die Emissivität erfolgen. Generell besitzt die passive Mikrowellentechnik einige Einschränkungen, die bei McFARLAND ET AL. [1990, 839] wie folgt zusammengefaßt wurden:

„Land surface temperatures retrieval for snow surfaces would be very difficult, if not impossible, due to the physics of passive microwave emission from snow. The radiation from snow is not a function of the surface temperature. Land surfaces with large areas of water present, such as lakes and flooded soils, would also present problems due to the integrated influence of the much lower brightness temperature and higher polarization differences for water. Similarly, the presence of falling rain would mask the radiation emitted from the surface.“

Somit ist eine Erfassung der LST mittels Mikrowellen nur für schneefreie, trockene Gebiete möglich. Dies bestätigt auch der Jahresverlauf der Emissivität (Abbildung 2).

Jedoch besitzen Mikrowellen gegenüber Infrarotstrahlung auch einige Vorteile: Nach PULLIAINEN ET AL. [1997] sind passive Messungen mit Mikrowellen unabhängig von der Wolkenbedeckung und könnten, wenn die Satelliten dies zuließen, über den ganzen Tag verteilt durchgeführt werden. (Im Falle des SSM/I konnte beispielsweise McFARLAND ET AL. [1990] nur den aufsteigenden Überflug 6:00 Uhr morgens nutzen.) Auch ist nach PULLIAINEN ET AL. [1997] der Effekt der Atmosphäre erst oberhalb von ca. 30 GHz relevant.

## 5.1 Physikalische Modelle

Beobachtungen und Messungen von PULLIAINEN ET AL. [1997] in Finnland haben ergeben, daß die scheinbare Emissivität (siehe unten) zeitlich über das Jahr unverändert ist, allerdings nur während der schneefreien Zeit. Räumlich sind aufgrund der Landnutzungsunterschiede allerdings deutliche Emissivitätsunterschiede vorhanden.

Die *inversion method* nach PULLIAINEN ET AL. besitzt zwei Schritte: In dem ersten wird die scheinbare Emissivität eines Punktes berechnet, und in dem zweiten wird diese Emissivität zum

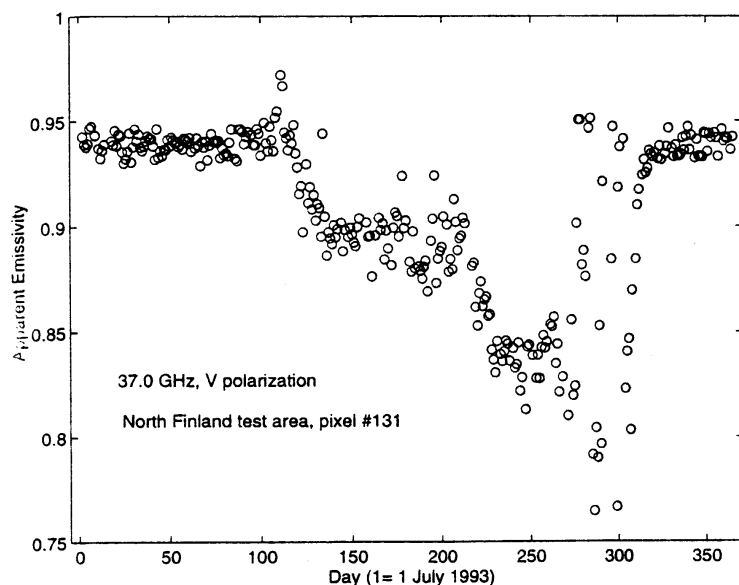


Abb. 2: Scheinbare Emissivität eines bestimmten Pixels in Nordfinland bei 37 GHz im Jahresverlauf [PULLIAINEN ET AL. 1997].

Umrechnen der Strahlungstemperatur zur LST verwendet. Der erste Schritt verwendet einen Teil der Datenreihe (z.B. 30 Messungen) und dazu die durchschnittlichen atmosphärischen Bedingungen als multitemporale Ausgangsreihe. Da hier mit statistischen, multitemporalen Werten gearbeitet wird, ist der Einsatz von Durchschnittswerten für die Atmosphäre gerechtfertigt [PULLIAINEN ET AL. 1997]. Das Modell, das hierbei zum Einsatz kommt, berücksichtigt wieder die übliche Strahlungstransfergleichung mit  $\epsilon$ ,  $\tau$ ,  $I^\uparrow$  und  $I^\downarrow$ . Aus diesen Größen wird die Strahlungstemperatur modelliert. Der Quotient zwischen der tatsächlichen Strahlungstemperatur dieser modellierten Temperatur wird als durch die Emissivität verursacht angenommen und als scheinbare Emissivität bezeichnet.

Als zweites erfolgt nun das Berechnen der LST aus der Strahlungstemperatur am Sensor. Die Emissivität ist aus dem ersten Schritt bekannt. Mittels eines *maximum likelihood*-Algorithmus und statistischer Atmosphärenkorrektur (siehe PULLIAINEN ET AL. [1997, 1193] für Details) kann dann die physikalische Temperatur aus der Strahlungstemperatur aller Kanäle bestimmt werden.

## 5.2 Lineare Regressionsmodelle

Wie auch bei der Auswertung von Infrarotdaten können einfache Regressionsmodelle eingesetzt werden. So untersuchte McFARLAND ET AL. [1990], die Möglichkeit, aus SMM/I-Daten der „Central Plains“ der USA die Landoberflächentemperatur zu ermitteln, wobei er aber als Referenz (*ground truth*) die NOAA Climatological Data (CD) einsetzte. Diese Daten weisen bei feuchtem, bewölktem Wetter die beste Korrelation mit der tatsächlichen LST auf; bei trockenen sonnigen Tagen sind die Abweichungen am größten [McFARLAND ET AL. 1990, 840].

Wie bereits beschrieben, besitzt der Sensor SMM/I sieben Kanäle. McFARLAND ET AL. untersuchten, welche Kombination die besten Ergebnisse einer guten Korrelation zwischen berechneten Temperaturwerten und den NOAA-CD-Werten erbrachten. Dies war für das alle Landnutzungen umfassende Testgebiet bei einer Kombination von 85V (85 Ghz, Vertikal polarisiert), 37H, 22V, 19V und 19H mit  $r^2 = 0,791$  der Fall.

Auch ein zweites, auf physikalischen Überlegungen basierendes Regressionsmodell wurde getestet. Es bestand aus den Kanälen 85V, 37V, 22V und 19H und lieferte eine Korrelation von  $R^2 = 0,79$  auf allen Landnutzungsklassen. Dieses Modell entstand aus der Überlegung:

$$LST = A_1 * 37V + A_2 * (37V - 22V) + A_3 * (37V - 19H) + A_4 * 85V$$

Dabei ist 37V der primäre Temperaturkanal. Der Term (37V-22V) sollte den atmosphärischen Wasserdampf korrigieren, der Polarisationsunterschied (37V-19H) sollte eine Korrektur für das Wasser auf der EO bieten, und der Kanal 85V sollte die Schwankungen der Atmosphärischen Dämpfung ausgleichen [McFARLAND ET AL. 1990, 842]. Allerdings wurde ermittelt, daß auch andere Kanalkombinationen, wie beispielsweise die Substitution von 37V durch 19V annähernd gleiche Ergebnisse brachten. Auch wurde festgestellt, daß der Kanal 85V dem Kanal 37V als „primären Temperaturkanal“ vorzuziehen ist, vermutlich, da er eine geringere Eindringtiefe besitzt, und somit eine bessere Übereinstimmung mit den Lufttemperaturen der NOAA-Daten bietet [ebenda].

Auch PULLIAINEN ET AL. [1997] haben ein Regressionsmodell für ihre Studien in Finnland getestet (siehe Kapitel 6.2). Insgesamt äußerten sie sich trotz der guten Ergebnisse kritisch gegenüber den Regressionsformeln, da sie empirisch erhalten wurden [PULLIAINEN ET AL. 1997, 1198]:

„... [R]egression formulas have some drawbacks that do not appear in the case of the physical model-based inversion method. First, regression formulas require teaching data over long periods. Second, they employ several model coefficients that do not have any physical background. Since the physical background is lacking, the applicability of the method is restricted to conditions similar to those under which the algorithm was developed.“



### **5.3 Modelle auf Basis von Polarisationsunterschieden**

Oft wurde der Unterschied der zwei Polarisierungen einer Wellenlänge, vorzugsweise von 19V und 19H als Basis für Abschätzungen der LST verwendet. Im Grunde stellt der Ansatz der Polarisationsunterschiede einen Sonderfall der empirischen Modelle dar, die im folgenden beschrieben werden.

## **6 Untersuchungen an nördlichen Ökosystemen**

Praktische Anwendungen der LST-Erfassung sind rar, und die Verfahren sind noch nicht operationell [LIPPERT 2000, 3]. Zwar finden sich in der Literatur viele Aufsätze, in denen neue oder verbesserte Algorithmen getestet oder bereits vorhandene Algorithmen verglichen wurden. All diesen Aufsätzen ist jedoch gemein, daß die Methoden entweder nur auf speziellen idealen Testgebieten untersucht werden oder große Bereiche der Landoberfläche ausgeschlossen werden mußten. Insbesondere Gebirge und reliefierte Flächen, aber auch Pixel mit Wasserflächen oder bestimmten Landnutzungen (problematisch durch die große Auflösung der Sensoren) und schneebedeckte Flächen stellen, wie bereits erklärt, Probleme dar. Darum ist die Anwendung in der borealen Zone und der Tundrazone problematisch. Dies und die gerade beschriebene Methodik soll an zwei Beispielen mit AVHRR- bzw. SSM/I-Daten verdeutlicht werden.

### **6.1 GOÏTA ET AL.: Characterization of Land Surface Thermal Structure from NOAA-AVHRR Data over a Northern Ecosystem**

Dieser Aufsatz verwendet AVHRR-Daten, um die „*land surface thermal patterns*“ (definiert als Landoberflächenemissivität und -temperatur) im Gebiet von Québec, Kanada zu ermitteln. Das Testgebiet liegt zwischen 45° und 60° Nord und 60 und 80° West. Während der südliche Teil durch dichte Vegetation aus Laub-, Misch- und Nadelwald charakterisiert ist, nimmt die Vegetation nach Norden hin ab, bis nur noch Tundrabeldeckung aus dichten Flechtenpolstern und gelegentlichen Sträuchern vorhanden ist.

Die Berechnung, insbesondere die Ermittlung der Emissivität im Kanal 3 des AVHRR, erfolgte auf zwei verschiedenen Wegen, einerseits mit dem TS-RAM-Modell (Thermal SWIR Radiance Ratio Model) und andererseits mit dem  $\Delta$ day-Modell, das die Unterschiede zwischen zwei zeitlich versetzten Aufnahmen (hier 7:30 Uhr, „Nacht“ und 19:00 Uhr, „Tag“) verwendet. Beide Methoden wurden anschließend verglichen.

Außerdem haben die Autoren Zusammenhänge zwischen der LST und dem NDVI sowie zwischen der Emissivität  $\epsilon_3$  im SWIR (Kanal 3) und der Reflektivität in den sichtbaren Kanälen untersucht. An dieser Stelle soll auf diese Zusammenhänge aber nicht näher eingegangen werden.

### 6.1.1 Datengrundlage

Als Datengrundlage dienten NOAA-11-AVHRR-Daten (tagsüber und nachts) und Radiosondierungen von sechs meteorologischen Stationen, welche so die Informationen über die Atmosphäre lieferten. Diese Sondierungen zeichnen den den Gesamtwasserdampfgehalt (*integrated water vapour content*, IWC) auf. Auch Abschätzungen der Aerosolmengen in der Atmosphäre, gewonnen aus Sichtweitenmessungen bei den Stationen, wurden verwendet. Aus den AVHRR-Daten wurde außerdem eine Landnutzungskarte erstellt.

### 6.1.2 Vorgehen

Die Vorgehensweise der Autoren ist in Abbildung 3 dargestellt. Der erste Schritt war die geometrische Korrektur, die Erstellung von Teilbildern und die Umwandlung von Rohdaten in „scheinbare Strahlungstemperaturen“ (also Sensorstrahlungstemperaturen). Dies geschah mit Algorithmen des *Atmospheric Environment Service* von *Environment Canada*. Daran schloß sich

das Maskieren der bewölkten Bildbereiche und die Atmosphärenkorrektur mittels der Radiosondendaten an. Diese dienten als Eingabe für das Atmosphärenmodell LOWTRAN-7, das dann die aufwärts gerichtete Himmelsstrahlung, die reflektierte abwärts gerichtete Himmelsstrahlung und die Durchlässigkeit der Atmosphäre simulierte. Mit diesen Daten konnten nun die tatsächlichen Strahlungstemperaturen  $T_i$  (Tagaufnahmen) und  $T_{ni}$  (Nachtaufnahmen) berechnet werden.

Die weiteren Schritte waren für die beiden verwendeten Algorithmen unterschiedlich. Ziel war es jedesmal, die Emissivität im Kanal 3 ( $\epsilon_3$ ) zu errechnen. Dies ist einerseits durch die räumliche Variabilität problematisch, andererseits ist der Kanal 3 noch durch die Reflektion der Sonnenstrahlung bei Tagaufnahmen beeinflusst, was eine zusätzliche Unbekannte bedeutet. Somit mußte die Berechnung über den TISI (temperature-independent spectral index) erfolgen (siehe GOÏTA ET AL. [1997, 285] für Details). Bei Anwendung des TS-RAM-Modells wurde dieser TISI durch Regression von 135 Punkten mit bekannter Emissivität in allen Kanälen (aus einer Datenbank) mit

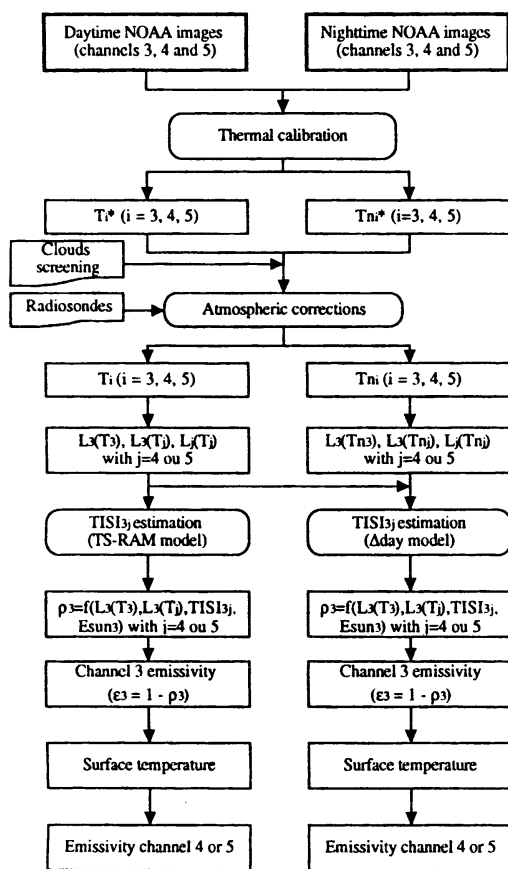


Abb. 3: Eine Übersicht der erforderlichen Schritte von den Ausgangsbildern zur LST.  $T_i^*$  und  $T_i$  sind die scheinbare und die korrigierte Strahlungstemperatur für die Kanäle  $i = 3, 4$  &  $5$ ,  $T_{ni}^*$  und  $T_{ni}$  sind die Werte für die Nachtaufnahmen [Goïta et al. 1997, 286].

den Werten der AVHRR-Bilder ermittelt. Bei dem  $\Delta$ day-Modell konnte er aus den Unterschieden zwischen Tag- und Nachtaufnahmen unter Annahme eines konstanten  $\epsilon$  ermittelt werden. Mit Hilfe des TISI ließ sich anschließend  $\epsilon_3$  ermitteln, und daraus die LST sowie  $\epsilon_4$  bzw.  $\epsilon_5$ .

Parallel dazu erfolgte auch eine Prozessierung der visuellen und NIR-Kanäle, unter anderem mit Umwandlung der Rohdaten in scheinbare Reflektivität und einer Atmosphärenkorrektur durch das SMAC-Modell (*simplified method for atmospheric correction*, nach RAHMAN UND DEDIEN 1994). Diese Kanäle dienten der Ermittlung des NDVI, dessen Verhalten in Abhängigkeit zu den Parametern  $\epsilon$  und LST untersucht wurde.

### 6.1.3 Ergebnisse

Da für die LST keine *ground truth*-Daten in der entsprechenden Auflösung vorlagen, konnten die gewonnenen Temperaturdaten nicht direkt validiert werden. Allerdings halten GOÏTA ET AL. [1997, 292] die durchgeführte Sensitivitätsanalyse mittels theoretischer Simulationen als beweiskräftig für die Anwendbarkeit der Algorithmen. Als Fehlerquellen wurden identifiziert:

- Periodisches Rauschen im Kanal 3 des AVHRR.
- Restwolken, die durch die Wolkenmaske nicht erkannt wurden. Deswegen wird bei operationeller Verwendung der Einsatz besserer Verfahren, z.B. DERRIEN ET AL. 1993 und GALLAUDET & SIMPSON 1991, empfohlen.
- Unterschiedliche Sensitivität gegenüber atmosphärischen Einflüssen in Kanal 4 und 5, die zu unterschiedlichen Ergebnissen bei den Bandkombinationen 3 & 4 bzw. 3 & 5 führten.
- Der zeitliche Abstand zwischen der Aufnahme des Satellitenbildes und der Radiosondenmessung, der in Fehlern von maximal 2° K resultieren kann.

Die für die Atmosphärenkorrektur eingesetzten IWC-Werte lieferten zufriedenstellende Resultate. Die Emissivitäten, die so berechnet wurden, waren für die Kanäle 4 und 5 recht unabhängig von der Landbedeckung und lagen generell über 0,96. Im Kanal 3 allerdings zeigten sich große Unterschiede

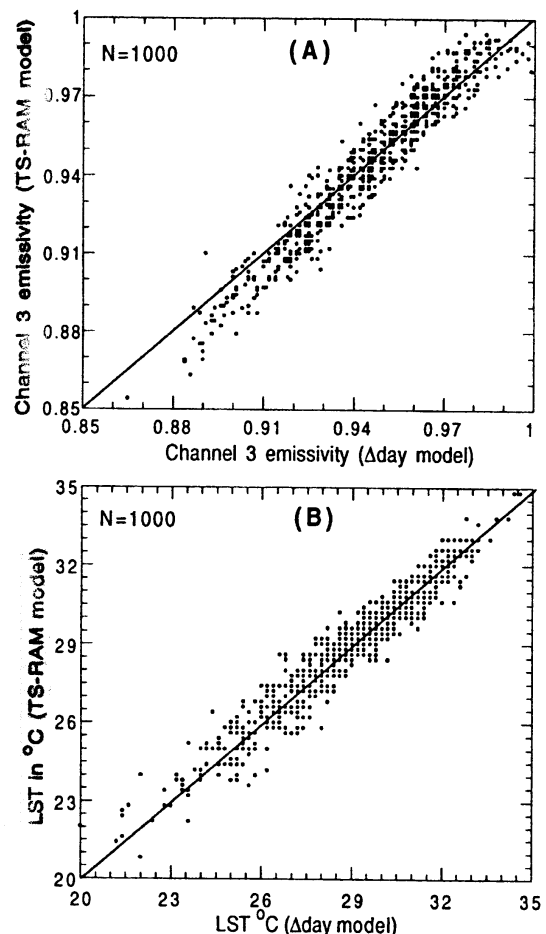


Abb. 4: Korrelation der Ergebnisse, die mit dem TS-RAM- bzw. dem  $\Delta$ day-Modell unter Verwendung der Kanäle 3 und 4 entstanden. Oben die Emissivität im Kanal 3, unten die LST [GOÏTA ET AL. 1997, 287].

zwischen den verschiedenen Landklassen, mit Werten von zum Teil unter 0,9. Allgemein wurde eine Zunahme der Emissivität mit der Zunahme der Vegetationsbedeckung beobachtet [GOÏTA ET AL. 1997, 296]. Ein genereller Trend zwischen LST und Vegetationsbedeckung bestand jedoch nicht; es wurden unter verschiedenen Bedingungen unterschiedliche und zum Teil widersprüchliche Abhängigkeiten gefunden.

Die beiden hauptsächlich untersuchten Methoden (TS-RAM und  $\Delta$ day, jeweils mit Kanal 3 & 4) zeigten gute Übereinstimmungen, sowohl bei der berechneten Emissivität im Kanal 3 als auch bei der berechneten LST (siehe Abb. 4). Für diesen Vergleich wurden 3000 zufällige Pixel ausgewählt.

Auch der Vergleich des Einsatzes der Kanäle 3 & 4 bzw. 3 & 5 brachte weitgehend übereinstimmende Ergebnisse. Lediglich bei Emissionen unter 0,92 im Kanal 3 erbrachte die Kombination 3 & 5 geringfügig höhere Werte [GOÏTA ET AL. 1997, 287].

## **6.2 PULLIAINEN ET AL.: Retrieval of Surface Temperature in Boreal Forest Zone from SSM/I Data**

Nahezu die gesamte Fläche Finnlands wurde in der Studie von PULLIAINEN ET AL. [1997] mittels Mikrowellen untersucht. Diese Gebiete sind durch verschiedene Typen borealer Nadelwälder geprägt. Die Waldbedeckung beträgt 77%, aber auch Landwirtschaft und Seen kommen vor.

### **6.2.1 Datengrundlage**

Für die Untersuchung lagen folgende Daten vor:

1. tägliche SSM/I-Daten von 1993-1994 aller Frequenzen, interpoliert auf 25 km x 25 km. Diese SSM/I-Daten sind die am Sensor gemessenen Strahlungstemperaturen. Die Aufnahmezeit beträgt 9:00 Uhr Ortszeit.
2. digitale Landnutzungsdaten
3. tägliche Lufttemperatur- und Niederschlagsinformationen von 15 Wetterstationen. Der Vergleich dieser Punktmessungen mit der 25-km-Auflösung der Satellitenbilder stellt, wie erwähnt wird, eine mögliche Fehlerquelle dar.
4. modellierte Bodenfeuchte- und -temperaturdaten einiger kleiner Testgebiete
5. halbmonatliche Schneebedeckungsinformationen für Finnland

Als Referenzdaten für die LST-Ermittlung wurden vor allem die  $T_{2m}$ -Werte verwendet. Diese stimmen in Gebieten mit borealem Wald gut mit der tatsächlichen LST überein, wohingegen auf unbewachsenen Flächen größere Unterschiede möglich sind [PULLIAINEN ET AL. 1997, 1190]. Für 56 Pixel standen zusätzlich für einen begrenzten Zeitraum modellierte Bodentemperaturen- und

Bodenfeuchten zur Verfügung, welche mittels eines Boden/Vegetation/Atmosphärenmodells erzeugt worden waren.

### 6.2.2 Verhalten von Emissivität, Strahlungstemperatur und LST

Die Ergebnisse zeigten:

1. Die Waldbiomasse besaß einen nur geringen Einfluß auf die Strahlungstemperatur am Sensor. Dafür war ein eindeutiger Zusammenhang zwischen Landbedeckung und Strahlungstemperatur festzustellen. Dies wurde auf die grobe 25 km-Auflösung der SSM/I-Daten zurückgeführt, die die geringen Biomasseunterschiede völlig verschleiert.
2. Die wichtigste Einflußgröße auf die Strahlungstemperatur ist tatsächlich die physische Temperatur  $T_{2m}$ . Die Korrelation ist umso besser, je höher der Waldanteil in einem Pixel ist.

Anschließend wurde mittels einer Division der Strahlungstemperatur am Sensor und der physischen Temperatur eine „scheinbare Emissivität“

$$\varepsilon_{a,i} = \frac{T_i}{T_{2m}}$$

errechnet und untersucht (nach PULLIAINEN ET AL. 1997, 1191]. Es zeigt sich, daß die scheinbare Emissivität eines Pixels zeitlich als unverändert angenommen werden kann (siehe Abb. unten). Dies gilt aber nur während der schneefreien Periode (vergleiche Abb. 2, Kapitel 5.1).

### 6.2.3 Methoden

Somit konnte ein physikalisch basiertes Verfahren (*inversion method*, siehe Kapitel 5.1) angewandt werden, das auf zwei Schritten beruht. Zuerst wird aus multitemporalen Aufnahmen die Emissivität für jedes Pixel und jeden Kanal berechnet. Dies wurde auf statistischem Wege mit einem auf der Strahlungstransfergleichung (siehe Kapitel 3) basierenden *maximum-likelihood*-Algorithmus

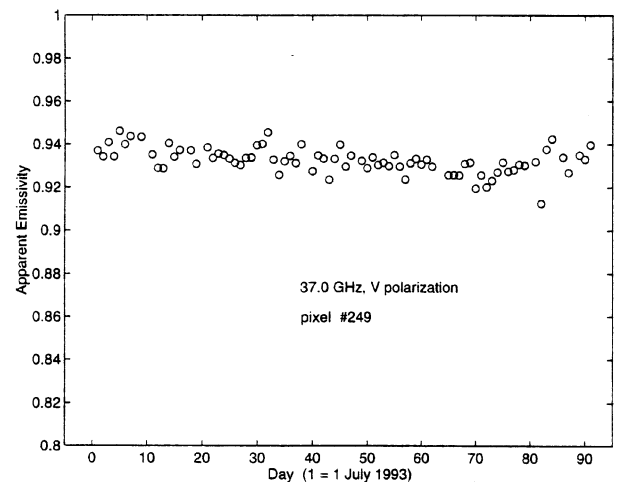
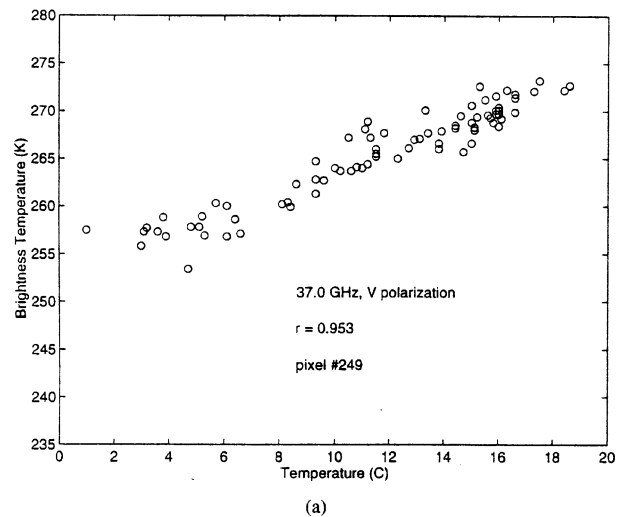


Abb. 5: Verhalten von scheinbarer Emissivität, LST und Strahlungstemperatur während eines Untersuchungszeitraumes. Man beachte die unterschiedliche Achsenkalierung im oberen Bild [PULLIAINEN ET AL. 1997, 1192].

erreicht. PULLIAINEN ET AL. bezeichneten dies als eine „Lernphase“. Anschließend konnten die berechneten Durchschnittsemissivitäten zur Berechnung der LST aus den Strahlungstemperaturen herangezogen werden. Die errechneten Werte zeigten allerdings eine konstante Abweichung von -6,03 °C gegenüber den realen Werten, was unter anderem auf Ungenauigkeiten des atmosphärischen Modells zurückgeführt wurde [PULLIAINEN ET AL. 1194].

Neben dem physikalisch basierten Verfahren wurde auch die Regressionsmethode getestet. PULLIAINEN ET AL. verwendeten alle Kanäle des SMM/I und erhielten folgende Formel:

$$LST = 0,2510 * 19V + 0,7492 * 19H + 0,2093 * 22V - 0,4387 * 37V + 0,1079 * 37H + 0,1703 * 85V - 0,0254 * 85H - 254,8$$

Diese Gleichung erbrachte  $r^2 = 0,90$  und  $rms = 1,68^\circ C$ . Auch die Verwendung einer Auswahl von Kanälen wurde mit Ergebnissen von  $r^2=0,90$  und  $rms = 1,58^\circ C$  getestet:

$$LST = 0,8315 * 19V - 0,9173 * 19H + 1,022 * 22V - 240,0$$

Der starke Unterschied zu den Werten von McFARLAND ET AL. [1990] mit  $r^2=0,79$  (Kapitel 5.3) könnte auf das andere Untersuchungsgebiet, aber auch auf andere verwendete Referenztemperaturen zurückzuführen sein.

Als drittes wurde der auf Polarisationsunterschieden basierende Algorithmus getestet. Bei PULLIAINEN ET AL. [1997] wurde folgende Gleichung getestet :

$$LST = \frac{2,275 * 19V - (2,2275 - 1) * 19H}{0,9432}$$

Sie brachte die Ergebnisse  $r^2 = 0,88$  und  $rms = 2,51^\circ C$ .

| Method                                   | All Grid Cells |                | Examples of Single Grid Cell-Wise Results |                |                  |                |                  |                |
|--|----------------|----------------|---|----------------|------------------|----------------|------------------|----------------|
|  | 48 Pixels      |                | Pixel North #111                          |                | Pixel North #131 |                | Pixel South #249 |                |
|  | rms (C°)       | r <sup>2</sup> | rms (C°)                                  | r <sup>2</sup> | rms (C°)         | r <sup>2</sup> | rms (C°)         | r <sup>2</sup> |
| Inversion Method (Eqs. (2) - (8))        | 2.25           | 0.83           | 1.37                                      | 0.94           | 1.25             | 0.95           | 2.11             | 0.87           |
| 7-Channel Multiple Regression (Eq. (9))  | 1.55           | 0.91           | 1.72                                      | 0.93           | 1.82             | 0.94           | 1.40             | 0.89           |
| 3-Channel Multiple Regression (Eq. (11)) | 1.58           | 0.90           | 1.67                                      | 0.93           | 1.75             | 0.93           | 1.52             | 0.88           |
| Polarization Difference (Eq. (12))       | 1.98           | 0.85           | 2.19                                      | 0.90           | 2.39             | 0.88           | 2.00             | 0.80           |

Tab. 3: Vergleich der in Finnland eingesetzten Methoden: Gesamtergebnis sowie Abschnitten in Nordfinnland (#111 und #131, viel homogener Wald) und Südfinnland (#249, vielfältigere Landbedeckung) [ PULLIAINEN 1997, 1198]

## 6.2.4 Ergebnisse

Die Studie erreichte insgesamt eine Genauigkeit von 1,2-2,5 °C für die LST-Erfassung mittels SMM/I-Daten, was bedeutet, daß der Mikrowelleneinsatz genauso gute Ergebnisse liefern kann wie der Einsatz von TIR. Dazu ist er nahezu wetterunabhängig. Ein Einsatz auf Schneeflächen ist jedoch nicht möglich. Die beiden neu entwickelten Methoden (*inversion method* und Regression) wurden mit der Methode mittels Polarisationsunterschieden verglichen (siehe Tabelle 3). Der Vergleich bringt das Ergebnis, daß die Regressionsansätze der physikalisch basierten Methode insgesamt noch überlegen sind. Es zeigen sich aber auch deutliche Abhängigkeiten vom Gelände. In Nordfinnland, wo der Waldanteil höher ist, ist die *inversion method* überlegen, in Südfinnland (z.B. Pixel #249) mit seiner größeren Landbedeckungsdiversität sind die Regressionsmethoden im Vorteil. Dies ist damit zu begründen, daß die *inversion method* auf der engen Korrelation zwischen physischer Temperatur und Strahlungstemperatur am Sensor basiert, die wie bereits besprochen bei Waldgebieten höher ist. Demgegenüber verwendete die Regressionsmethode als Testgebiete verschiedenste Pixel, auch solche mit Anteilen von Landwirtschaft und Wasser. Insgesamt halten PULLAINEN ET AL. physikalisch basierte Methoden aber für besser, da sie frei von Regressionskoeffizienten ohne physikalischen Hintergrund sind (siehe Kapitel 5.3). Die physikalischen Ansätze bedürfen aber noch einiger Forschung, um zum Beispiel Fehler wie die beobachtete Abweichung von 6°C bei der *inversion method* auszuschließen.

## 7 Zusammenfassung

Die Landoberflächentemperatur (LST) ist die Temperatur der Grenzschicht Luft-Boden, obwohl auch oft die bodennahe Lufttemperatur ermittelt wird. Diese Temperatur ist für ökologische und klimatologische Forschungen wichtig, da sie unter anderem das Pflanzenwachstum und somit die Biomasseproduktion bestimmt. Auch für meteorologische, hydrologische und agrarwirtschaftliche Fragestellungen wird diese Temperatur benötigt.

Zwei wesentliche Richtungen lassen sich bei der Ermittlung der LST feststellen. Auf der einen Seite ist dies die naheliegende Messung der Infrarotemission der Erdoberfläche, insbesondere in den atmosphärischen Fenstern um  $3,7 \mu\text{m}$  und zwischen  $9$  und  $13 \mu\text{m}$ . Zum anderen werden passive Mikrowellen im zweistelligen Gigahertzbereich genutzt.

Infrarotmessungen sind durch die gute Datenverfügbarkeit bei NOAA-AVHRR weit verbreitet und physikalisch gesehen naheliegend. Der Einsatz von Mikrowellen besitzt aber auch einige Vorteile: Sie können theoretisch ganztägig und auch bei Wolkenbedeckung eingesetzt werden, und Frequenzen unterhalb  $30 \text{ GHz}$  sind nahezu unabhängig von den atmosphärischen Bedingungen.

Probleme stellen sich nicht nur durch die geringe räumliche Auflösung vieler Fernerkundungssysteme wie NOAA-AVHRR ( $1 \text{ km}$ ) oder SMMR (mehrere Kilometer) und der dadurch schwierige Vergleich mit *in situ*-Punktmessungen. Auch die variablen atmosphärischen Bedingungen und die tatsächliche Emissivität müssen bei der quantitativen Auswertung der Strahlungstemperaturen (*brightness temperatures*) berücksichtigt werden.

Dies geschieht in vielen Fällen durch die einfach zu handhabenden Regressionsgleichungen, die meist zwei oder mehr, seltener nur einen Kanal zur Auswertung heranziehen. Diese Regressionsgleichungen liefern verglichen mit physikalisch basierten Methoden wie zum Beispiel der Modellierung der Atmosphäreigenschaften mittels LOWTRAN, MODTRAN, S6 oder mittels einer Strahlungs- und Vegetationsmodellierung ungefähr gleich gute Ergebnisse (mittlerer quadratischer Fehler (rms) von  $1$  bis  $3 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Trotzdem ist das Vertrauen vieler Wissenschaftler auf diese empirischen Gleichungen gering, und es gibt viele Versuche, die physikalischen Modelle zu verbessern, um auf diesem Wege die Genauigkeit der Vorhersagen weiter zu erhöhen.

Wirkliche operationelle Anwendungsbeispiele sind selten. Es fällt auf, daß viele Arbeiten auf diesem Gebiet eher theoretischen Charakter haben, und versuchen, auf mehr oder weniger idealen Versuchsgebieten die von den Autoren entwickelten Algorithmen zu testen. Viele der Verfahren weisen Limitationen auf (ebenes Gelände, keine Schneeflächen, keine Überschwemmungsflächen, keine seenreichen Gebiete), oder die Autoren weisen darauf hin, daß unter weniger idealen Bedingungen die Genauigkeit herabgesetzt sein dürfte. Somit ist die als Ziel gesetzte Genauigkeit von  $1\text{-}2 \text{ }^\circ\text{C}$  wahrscheinlich in der praktischen Anwendung nicht haltbar. Auch ein Vergleichen der erzielten Genauigkeiten ist dadurch nicht oder nur selten möglich.



## 8 Literaturverzeichnis

- CALVET, J.-C., J. P. WIGNERON, E. MOUGIN, Y. H. KERR & J. L. S. BRITO (1994): **Plant Water Content and Temperature of the Amazon Forest from Satellite Microwave Radiometry**. In: Transactions und Geoscience and Remote Sensing, 32(2), 397-407.
- ESA (1998): **AATSR Introduction**. <http://envisat.esa.int/instruments/aatsr/index.html> und Unterseiten (Stand 25.5.2002).
- ESA (2001a): **Along Track Scanning Radiometer**. <http://earth.esa.int/services/iptgatsr> (Stand 24.5.2001).
- ESA (2001b): **ERS-2 ATSR GBT: ERS-2 Along Track Scanning Radiometer (ATSR-2) Gridded Brightness Temperature Product**. <http://earth.esa.int/services/pgers2atsgbt> (Stand 24.5.2001).
- GREHN, J. [HRSG.] (1992<sup>2</sup>): **Metzler Physik**. Hannover.
- GÖTTSCHE, F. M. & F. S. OELSEN (2001): **Modelling of diurnal cycles of brightness temperature extracted from METEOSAT data**. In: Remote Sensing of Environment 76, 337-348.
- GOÏTA, K., A. ROYER & N. BUSSIÈRES (1997): **Characterization of Land Surface Thermal Structure from NOAA-AVHRR Data over a Northern Ecosystem**. In: Remote Sensing of Environment, 60, 282-298.
- IWRMS (2000): **Estimation and characterization of hydrological parameters**. <http://www-rocq.inria.fr/air/Demos/Hydrologie/iwrms.html> (Stand 23.5.2002).
- LAMBERT, V. M. & M. J. Mc FARLAND (1987): **Land surface temperature estimation over the northern Great Plains using dual polarized passive microwave data from the Nimbus 7**. ASAE Paper 87-4041.
- LIANG, S. (2001): **An Optimization Algorithm for Separating Land Surface Temperature and Emissivity from Multispectral Thermal Infrared Imagery**. In: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39(2), 264-274
- LIPPERT, K. (2000): **Temperatur-Bestimmungsmethoden für zukünftige BIRD Daten**, Dissertation. Download von: [http://edocs.tu-berlin.de/diss/2000/lippert\\_kerstin.htm](http://edocs.tu-berlin.de/diss/2000/lippert_kerstin.htm).
- LGRSS (LABORATORY FOR GLOBAL REMOTE SENSING STUDIES, UNIVERSITY OF MARYLAND) (1998): **Global Production Efficiency Model (GLO-PEM)**. <http://www.geog.umd.edu/glopem/GloPEM.html> (Stand 23.5.2002).

- McFARLAND, M. J., R. L. MILLER & C. M. U. NEALE (1990): **Land Surface Temperature Derived From the SSM/I Passive Microwave Brightness Temperatures**. In: Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28(5), 839-845.
- NGDC (N.N.): **DMSP SMM/I Documentation/Description Page**.  
[http://www.ngdc.noaa.gov/dmsp/descriptions/doc\\_ssmi.html](http://www.ngdc.noaa.gov/dmsp/descriptions/doc_ssmi.html) (Stand 14.5.2002).
- OLESEN, F. S., F. M. GÖTTSCHE & P. DASH (2001): **Bestimmung und Analyse der Temperatur von Landoberflächen aus Satellitendaten**. Download von:  
<http://www2.zamg.ac.at/~DACH2001/beitrag.htm> (Stand 24.5.2002).
- PRATA, A. J. (1994): **Land surface temperature determination from satellites**. In: Advances in space research, 14(3), 15-26.
- SNYDER, W., LYNCH, M & WAN, Z. (1997): **The International Land-Surface Temperature Workshop**. In: The Earth Observer, 9(1), 10-14 oder unter  
[http://eosps0.gsfc.nasa.gov/eos\\_observ/1\\_2\\_97/p10.html](http://eosps0.gsfc.nasa.gov/eos_observ/1_2_97/p10.html) (Stand 24.5.2002).
- QIN, Z. & A. KARNIELI (1999): **Progress in the remote sensing of LST and ground emissivity using NOAA - AVHRR data**. In: International Journal of Remote Sensing, 20(12), 2367-2393.
- QIN, Z., A. KARNIELI & P. BERLINER (2001): **A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border**. In: International Journal of Remote Sensing, 22(18), 3719-3746.
- VALOR, E., V. CASELLES, C. COLL, F. SÁNCHEZ, E. RUBIO & F. SOSPEDRA (2000): **Simulation of a medium-scale-surface-temperature instrument from Thematic Mapper data**. In: International Journal of Remote Sensing, 21(16), 3153-3159.
- WAN, Z. (1999): **MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD). Version 3.3**. Download von:  
[http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/land\\_atbd.html](http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/land_atbd.html) (Stand 23.5.2002).