

Sensitivitätsstudie zur Bestimmung der Meeresoberflächen- temperatur aus Messungen des Satelliten TET-1

NORA METTIG¹, RALF REULKE¹, JÜRGEN FISCHER², RENÉ PREUSKER² & ECKEHARD LORENZ¹

Zusammenfassung: Das Ziel dieser Arbeit ist die Entwicklung und Anwendung einer Methodik zur erstmaligen Bestimmung der Meeresoberflächentemperatur (engl. Sea Surface Temperature) aus Messungen des Satelliten TET-1 im infraroten Spektralbereich (3,8 μm und 8,8 μm). Für die Abschätzung des Einfluss der Atmosphäre wurden zunächst Strahlungstransportsimulationen durchgeführt und die stärksten Einflussfaktoren analysiert. Anschließend wurde die Sea Surface Temperature mittels einer Look-Up Table und eines Optimal Estimation Prozessors bestimmt. Die Ergebnisse können mit einer Unsicherheit von 1,7-2,0 K angegeben werden. Abschließend wurden die bestimmten SSTs mit einem Datensatz der GRSST verglichen und eine systematische Abweichung von +1-2 K festgestellt.

1 Einleitung und Problemstellung

Die Bestimmung der Meeresoberflächentemperatur oder Sea Surface Temperature (SST) gehört zu den grundlegenden Messungen in der Meteorologie, Klimatologie und Ozeanografie. Die SST enthält Informationen über Meeresströmungen und Ozeanwirbel (MILLERO 2005), der Anstieg der Meerestemperaturen ist ein wichtiges Indiz für die Klimaerwärmung (BARALE 2010) und die SST ist die Schnittstelle zwischen Ozean und Atmosphäre sowie ein Parameter für die Kopplung dieser beiden Systeme. Für globale und regionale Wettermodelle ist die SST ein entscheidender Eingangsparameter. Für die Datenassimilation der Modelle ist es wichtig, sowohl die SST als auch deren Genauigkeit möglichst präzise zu kennen.

Die Bestimmung der SST mit Hilfe von Satelliten bietet viele Vorteile: Während beispielsweise Bojen oder Schiffe nur punktuelle Messungen liefern können, ermöglichen Satelliten eine große räumliche Abdeckung eines Gebietes. Es ist möglich größere räumliche Strukturen, wie die turbulente Durchmischung zweier Ozeanströmungen, zu erkennen. Die Satellitenmessungen erzeugen zeitlich und räumlich hoch aufgelöste, globale und relativ kontinuierliche Datensätze aus denen die SST abgeleitet werden kann.

Der Nachteil der Satellitenmeteorologie besteht darin, dass relevante Größen nur indirekt bestimmt werden können. Der gesuchte Wert muss aus den gemessenen Daten abgeleitet, „invertiert“, werden. Eine weitere Schwierigkeit bei der exakten Bestimmung besteht im Einfluss der Atmosphäre. Ein Signal von der Erdoberfläche, das vom Satelliten gemessen wird, muss die Erdatmosphäre erst durchqueren bevor es von der Kamera erfasst werden kann. Den größten Einfluss auf das gemessene Signal bei etwa 10 μm nehmen die 10 km mächtige Troposphäre und

¹ Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Institut für Optische Sensorsysteme, Rutherfordstraße 2, D- 12489 Berlin-Adlershof, E-Mail: nora.mettig@dlr.de

² Freie Universität Berlin, Institut für Weltraumwissenschaften, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, D-12165 Berlin

der darin enthaltene Wasserdampf (EMERY et al. 1994). In den Tropen kann die Abweichung zwischen gemessener SST und berechneter SST ohne Berücksichtigung der Strahlungsprozesse in der Atmosphäre bis zu 10 K betragen (MAUL & SIDRAN 1973).

Ziel dieser Arbeit soll die erstmalige Berechnung der SST aus den Messungen des Satelliten TET-1 (REILE 2013) des DLRs, sowie die Abschätzung des Einflusses von verschiedenen atmosphärischen und technischen Parametern auf die SST, sein. Mit Hilfe von Strahlungstransportsimulationen mit MODTRAN® werden die erwarteten spektralen Strahldichten am Satellit für unterschiedliche Zustände der Atmosphäre berechnet und daraus eine Look-Up Table erstellt. Mittels dieser und einer Optimal Estimation (siehe Kapitel 2: Methodik) kann dann die SST abgeschätzt werden. Eine Besonderheit ist die hohe räumliche Auflösung von bis zu 160 m bei Infrarotaufnahmen mit TET-1, welche deutlich höher ist als jene anderer aktueller SST-Produkte. Abschließend wird die geschätzte SST mit Hilfe eines globalen täglichen GHRSSST-Produktes verifiziert.

2 Methodik

Sowohl die Sensitivitätsstudie zur Atmosphärenkorrektur, als auch die Bestimmung der SST erfolgt auf Grundlage von Strahlungstransportsimulationen mit MODTRAN®5. Es wurden zunächst unterschiedliche Zustände der Atmosphäre simuliert, um den Einfluss der Atmosphäre auf die Messungen von TET-1 abschätzen zu können. Mit diesen Daten konnte eine *Look-Up Table* (LUT) erstellt werden. Zusammen mit der LUT und einem *Optimal Estimation* Prozessor wurden schließlich die SST für verschiedene TET-1 Aufnahmen bestimmt.

2.1 Erstellung der *Look-Up Table*

Die *Look-Up Table* besteht aus einzelnen Simulationen mit MODTRAN®5 für die beiden Wellenlängenbereiche der Infrarotkameras des Satelliten TET-1. Es werden anhand der Strahlungstransportalgorithmen für jede einzelne Wellenlänge eines Spektralbereiches eine vertikale Strecke zwischen dem Boden und einer angegebenen Höhe von 500 km simuliert. Dabei ist es möglich die Spektraldichten im terrestrischen und solaren/lunaren Bereich zu berechnen und dabei Mehrfachstreuung zu berücksichtigen. Für alle betrachteten atmosphärischen Zustände wurde die Albedo der Ozeanoberfläche mit 0,02 (Ozean) angegeben. Die in der Simulation enthaltenen Aerosoleffekte sind durch maritime Aerosolprofile, welche sich an die ausgewählten Atmosphärenmodelle anpassen, beschrieben.

Neben diesen gleichbleibenden Grundeinstellungen von MODTRAN®5 wurden diverse Parameter der Simulation variiert, um die verschiedenen Zustände der Atmosphäre zu erzeugen. Der natürliche Bereich der SST wurde mit 5K-Schritten von 270 K bis 305 K abgedeckt. Wasserdampf, als ein essentieller Parameter in der Atmosphäre, soll ebenfalls innerhalb der gesamten natürlichen Variabilität verändert werden. Die Tabelle 1 zeigt neben den Werten für den Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre sämtliche in den Simulationen variierte Parameter. Diese sind der Aufnahmeblickwinkel in °, die Sichtweite (VIS) in km, der Ozonwert in $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ und Dobson Units (DU) sowie die unterschiedlichen verwendeten Atmosphärenmodelle.

Insgesamt ergeben sich aus diesen Variationen 70 000 mit MODTRAN®5 durchgeführte Simulationen. Für die weitere Bearbeitung wurde eine siebendimensionale *Look-Up-Table* mit

den 70 000 Einträgen erstellt. Diese LUT kann zum einem für die Auswertung der Sensitivität bezüglich der variierten Parameter verwendet werden und bildet zum anderen die Grundlage der *Optimal Estimation*.

Tab. 1: Variable Parameter der Strahlungstransportsimulationen.
Es ergeben sich 70 000 durchgeführte Simulationen für verschiedene atmosphärische Zustände.

Parameter	Variationsbereich
SST	270 – 305 K
Wasserdampf	0,01 – 7 g·cm ⁻²
Ozon	100 – 500 DU
Sichtweite	1 – 70 km
Aufnahmewinkel	0 – 40 ° Abweichung von Nadir
Atmosphärenmodell	5 Modelle, Angepasst an Klimazonen (tropisch - polar)

2.2 *Optimal Estimation* zur Bestimmung der Sea Surface Temperature

Für die Berechnung der SST ist, wie bei der Bestimmung von allen meteorologischen Parametern aus gemessenen Strahlungsgrößen, eine Invertierung notwendig. Dabei wird versucht aus der gemessenen Strahldichte möglichst genau auf die SST rückzuschließen und störende Parameter, welche das Signal maßgeblich mit beeinflussen, weitgehend einzugrenzen. Mit dem Invertierungsalgorithmus (engl. *Retrieval Algorithm*) werden aus den vorher simulierten atmosphärischen Zuständen, einem gegebenen a priori Wissen zu den gesuchten Parametern, den Strahlungsmessungen sowie Angaben über Ungenauigkeiten die gesuchten Größen SST und Wasserdampfgehalt ermittelt.

Im ersten Schritt werden die einzelnen, in der LUT enthaltenen, Simulationen interpoliert und zu Funktionen, Vorwärtsmodell genannt, zusammengefasst. Mit diesem Vorwärtsmodell kann bei bekannten Atmosphärischen Größen (SST, Wasserdampf, Ozon...) die zu erwartende messbare Strahlung am Satelliten bestimmt werden. Ziel ist es jedoch mit Hilfe der *Optimal Estimation* diesen Schritt umzukehren und aus der gemessenen Strahldichte die SST zu bestimmen. Dafür sind neben den Satellitenmessungen noch Vorwärtsmodellparameter notwendig, welche zur Spezifizierung des Vorwärtsmodells dienen. Diese Parameter sind die in Kapitel 2.1 beschriebenen Variablen wie Sichtweite, Ozon oder Atmosphärenmodell.

Das Herzstück der *Optimal Estimation* bildet die Kostenfunktion $J(\vec{x})$, welche es zu minimieren gilt. Eine ausführliche Beschreibung des *Optimal Estimation* Prozesses findet sich bei RODGERS (1976) und RODGERS (2000). Die Iterationsschritte \vec{x}_{i+1} werden wiederholt bis ein Konvergenzkriterium erfüllt, oder die maximale Anzahl an Schritten erreicht ist. Die Kostenfunktion lautet:

$$J(\vec{x}) = (\vec{x} - \vec{x}_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (\vec{x} - \vec{x}_a) + (\vec{y} - f(\vec{x}))^T \mathbf{S}_e^{-1} (\vec{y} - f(\vec{x})) \quad (1)$$

Der erste Summand gibt die quadratische Abweichung zwischen dem gesuchten Ergebnisvektor \vec{x} und dem Vorwissen \vec{x}_a (GFS Globalmodell) gewichtet mit der Genauigkeit des Vorwissens \mathbf{S}_a^{-1} wieder. Der zweite Summand beschreibt die quadratische Abweichung von Messung \vec{y} und Vorwärtsmodell $f(\vec{x})$ gewichtet mit der Genauigkeit der Messung \mathbf{S}_e^{-1} .

Die Iterationsschritte berechnen sich mit Hilfe des Newton-Iterationsverfahrens:

$$\vec{x}_{i+1} = \vec{x}_i - (\mathbf{S}_a^{-1} + \mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_e^{-1} \mathbf{K}_i)^{-1} [\mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_e^{-1} \cdot g(\vec{x}_i) - \mathbf{S}_a^{-1} \cdot (\vec{x}_a - \vec{x}_i)] \quad (2)$$

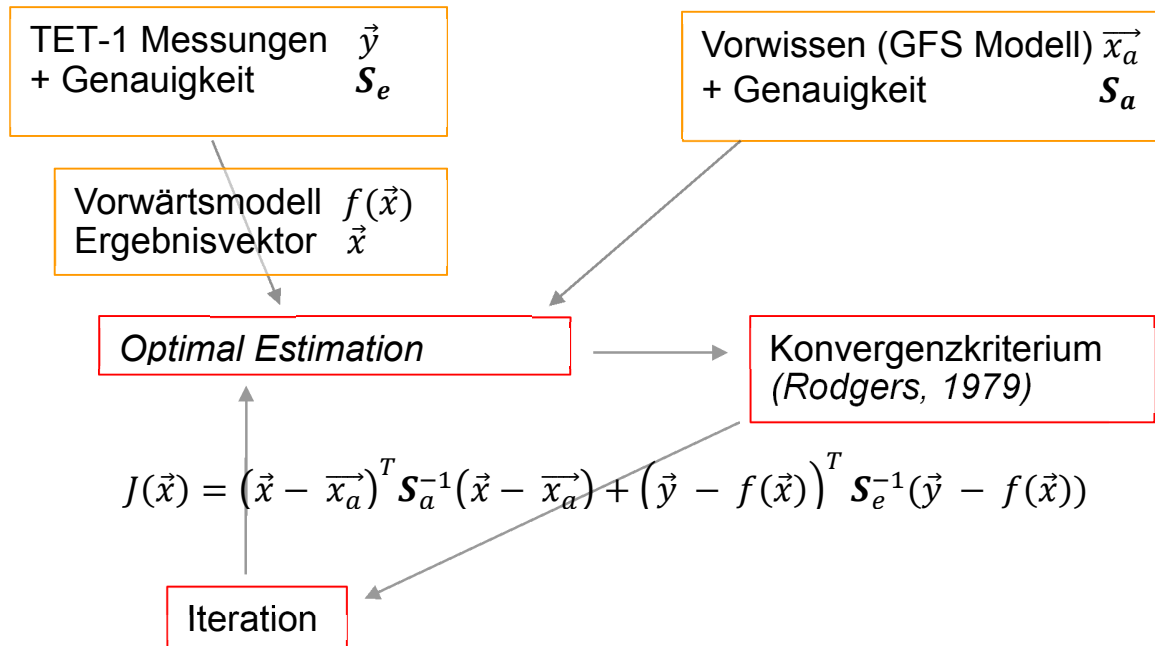


Abb. 1: Schema *Optimal Estimation* Prozess. Eingangsdatensätze sind die TET-1 Messungen der Strahldichte und Temperatur und Wasserdampf des GFS Globalmodells und deren Genauigkeiten. Basierend auf dem zuvor erstellten Vorwärtsmodell (*Look-Up Table*) wird die *Optimal Estimation* durchgeführt, indem die Kostenfunktion $J(\vec{x})$ minimiert wird. Diese Schritte werden so lang iteriert, bis das Konvergenzkriterium (nach Rodgers) erfüllt ist.

3 Daten

3.1 Messungen von TET-1

Die verwendeten Satellitendaten stammen aus dem L2 Produkt der TET-1 Messungen und beinhalten die Strahldichten der beiden infraroten Kanäle MWIR (3,4 – 4,2 μm) und LWIR (8,5 – 9,3 μm). Es wurden ausschließlich Nachtaufnahmen verwendet, um die Problematik der solaren Einstrahlung im Kanal MWIR vernachlässigen zu können. Das geodätische Referenzsystem der Daten ist WGS84 und die Messungen sind untereinander co-registriert. Die Auflösung am Boden beträgt ca. 150 m bei einer Genauigkeit der Georeferenzierung von etwa 500 m. Die Schwadbreite beträgt 178 km und die Länge der aufgenommenen Szene kann je nach ausgewählter Aufnahmezeit variieren. Die Messungen der Strahldichte liegen in der Einheit $\text{W}/(\text{sr m}^2 \mu\text{m})$ und einer Genauigkeit von 0,005 $\text{W}/(\text{sr m}^2 \mu\text{m})$ (MWIR) bzw. 0,05 $\text{W}/(\text{sr m}^2 \mu\text{m})$ (LWIR) vor.

Damit ergibt sich eine *Error-Covarianve*-Matrix \mathbf{S}_e von:

$$\mathbf{S}_e = \begin{pmatrix} 0,005 \frac{W}{sr\ m^2\ \mu m} & 0 \\ 0 & 0,05 \frac{W}{sr\ m^2\ \mu m} \end{pmatrix} \quad (3)$$

3.2 Globalmodell GFS

Das *Global Forecast System* (GFS) ist ein von den *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) betriebenes globales Wettervorhersagemodell, welches aus gekoppelten Atmosphären-, Ozean-, Boden-, und Seeismodellen besteht. Es beruht auf zahlreichen Atmosphären- und Bodenparametern wie Temperatur, Wind, Niederschlag, Feuchte und Ozonkonzentration. Für die Auswertung werden zwei der über zweihundert Ausgabeparameter als Vorwissen verwendet: Temperatur am Boden (*TMPS surface*) und in der Atmosphäre enthaltenes, niederschlagsfähiges Wasser (*PWAT*). Die Auflösung am Boden beträgt $0,5^\circ$ lon/lat und die Unsicherheit der beiden Parameter wird angegeben mit:

$$\mathbf{S}_a = \begin{pmatrix} 2 \left(\frac{g}{cm^2}\right)^2 & 0 \\ 0 & 10\ K^2 \end{pmatrix} \quad (4)$$

4 Ergebnisse

4.1 Sensitivitätsstudie Atmosphärenkorrektur

Ausgangspunkt für die Sensitivitätsstudie sind die mit MODTRAN® durchgeführten Strahlungstransportsimulationen. Es soll der Einfluss von verschiedenen atmosphärischen und technischen Parametern auf die Bestimmung der SST untersucht werden. Auf den Parameter Wasserdampf wird in besonderem Maße eingegangen, da dieser, wie nach Literaturrecherchen zu erwarten war, den größten Einfluss auf die SST nimmt.

Die Abbildung 2 verdeutlicht die Abhängigkeit der SST von dem in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampf bei verschiedenen Atmosphärenmodellen im Kanal LWIR (8,5 - 9,3 μm). Ein anderer gegenübergestellt werden die am Boden vorrausgesetzte SST und die simulierte, theoretische am Satelliten messbare, *Brightness Temperature* (BT). Die BT liegt je nach Temperaturbereich in allen Atmosphärenmodellen ca. 5 – 10 K niedriger als die SST. Dies entspricht der Größenordnung der Absorption aller atmosphärischen Parameter. Der Effekt der Wasserdampfabsorption kann aus dem Abstand der Geraden untereinander bestimmt werden. So ergibt sich beispielsweise im Mid-Latitude Summer bei 285 K (BT) eine Unsicherheit von 7 K bei unbekanntem Wasserdampfgehalt. Wie zu erwarten treten größere Abweichungen in Atmosphärenmodellen mit höherer maximaler Wasserdampfkonzentration auf. Im Modell des Mid-Latitude Winter beträgt die Unsicherheit maximal 4 K, während in der tropischen Atmosphäre bis zu 10 K Unsicherheit auftreten können. In den wärmeren Atmosphären kommt es außerdem zu einer Überschneidung der Geraden. Während oberhalb des Schnittpunktes die

Unsicherheit durch Wasserdampfabsorption entsteht, dominieren im unteren Bereich Effekte der Emission. Ist bei niedrigen Temperaturen in diesen Modellen (Tropical, Mid-Latitude und Sub-Arctic Summer) viel Wasserdampf vorhanden, emittiert dieser mehr Strahlung als er absorbiert. Allerdings ist dieses Ergebnis der Simulation nur bedingt plausibel, da bei niedrigeren Temperaturen nicht unbegrenzt Wasserdampf in der Atmosphäre vorhanden ist, sondern dieser als Niederschlag ausfällt. Am Schnittpunkt der Geraden wiegen sich Absorption und Emission auf und die Unsicherheit durch Wasserdampf verschwindet. Im spektralen Bereich des Kanals MWIR tritt ebenfalls eine Abhängigkeit der SST vom Wasserdampf auf, diese ist jedoch etwas schwächer ausgeprägt. Andere untersuchte Parameter (siehe Tabelle 1) wurden ebenso untersucht, erzeugen jedoch geringere Effekte.

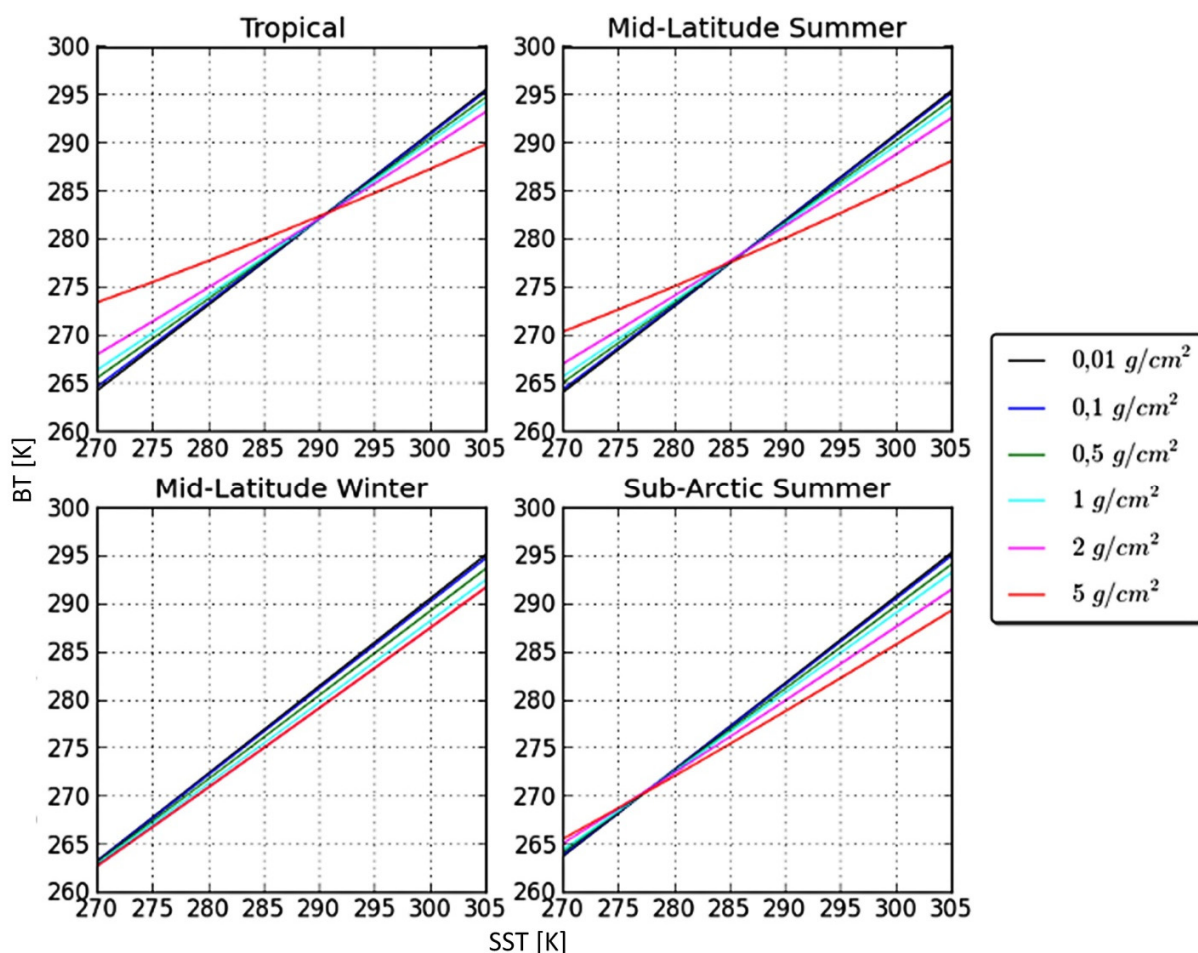


Abb. 2: Abhängigkeit der SST von dem in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampf in $g \cdot cm^{-2}$ bei verschiedenen Atmosphärenmodellen im Kanal LWIR (8,5 - 9,3 μm). Gegenübergestellt sind die theoretisch am Satellitenmessbare *Brightness Temperature* (BT) und die SST am Boden.

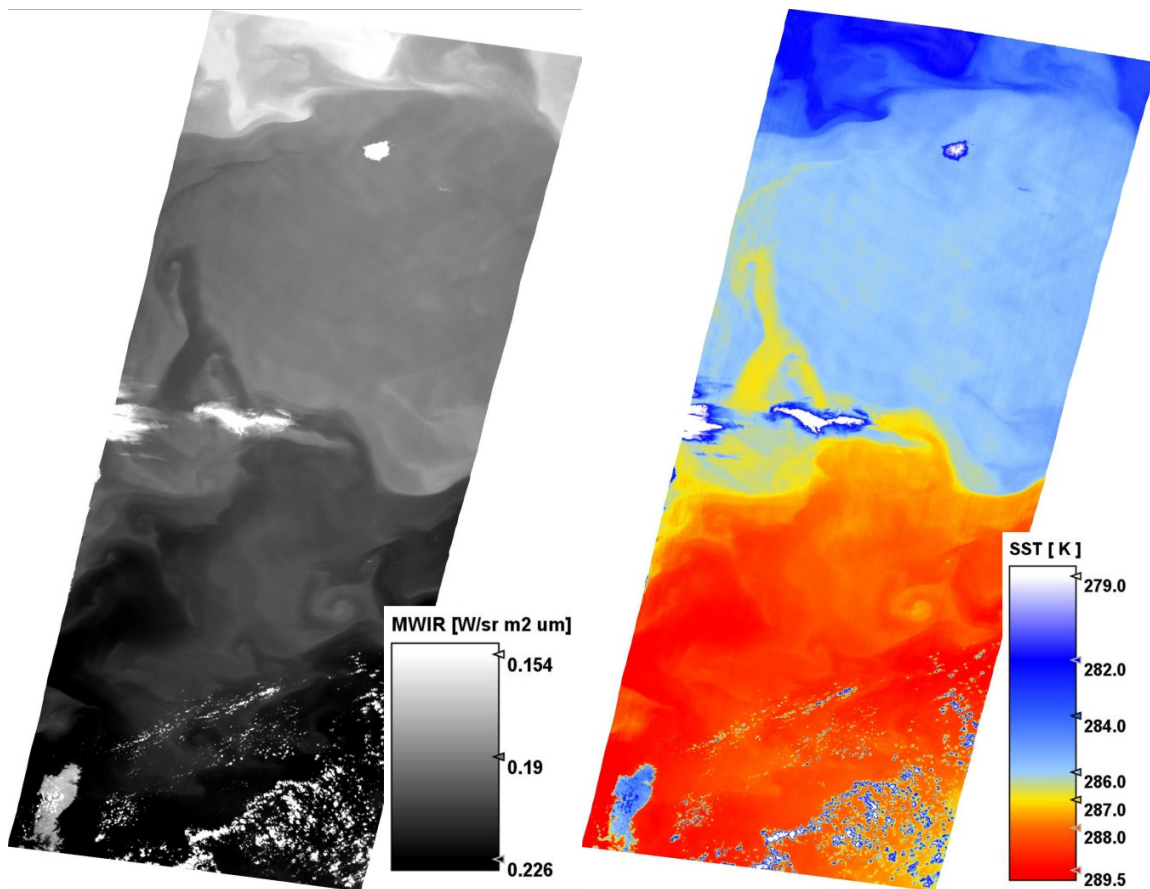


Abb. 3: Links: Strahldichten $[W \cdot (sr \cdot m^2 \cdot \mu m)^{-1}]$ des L2-Produkts von TET-1 im Kanal MWIR. Rechts: Das Ergebnis der mit *Optimal Estimation* berechnete SST [K].

4.2 Bestimmung der Sea Surface Temperature

Die Bestimmung der SST erfolgt wie in Kapitel 2.2 beschrieben mit Hilfe des *Optimal Estimation* Prozessors unter Einbeziehung der *Look-Up Table*. Es sollen hier die Ergebnisse aus den Daten der Szene vom 02.03.2016 um 16:44 Uhr UTC über dem Japanischen Meer genauer betrachtet werden (siehe Abb. 3).

Die Abbildung 3 (rechts) zeigt die Schätzung der SST mit einem relativ großen Gradienten von bis zu 7 K zwischen Nord und Süd. Im südlichen Teil des Ozeans beträgt die SST ca. 288 – 289 K während im nördlichen Teil kühlere Strömungen mit einer Temperatur von ca. 282K vorliegen. Sichtbar werden im südlichen Bereich turbulente Strukturen, welche sich auch in Richtung Norden ausdehnen. Diese Strukturen sind zum Teil kleinskalig und können aufgrund der hohen Auflösung der IR Kameras von TET-1 dargestellt werden. Auffallend kühlere Objekte

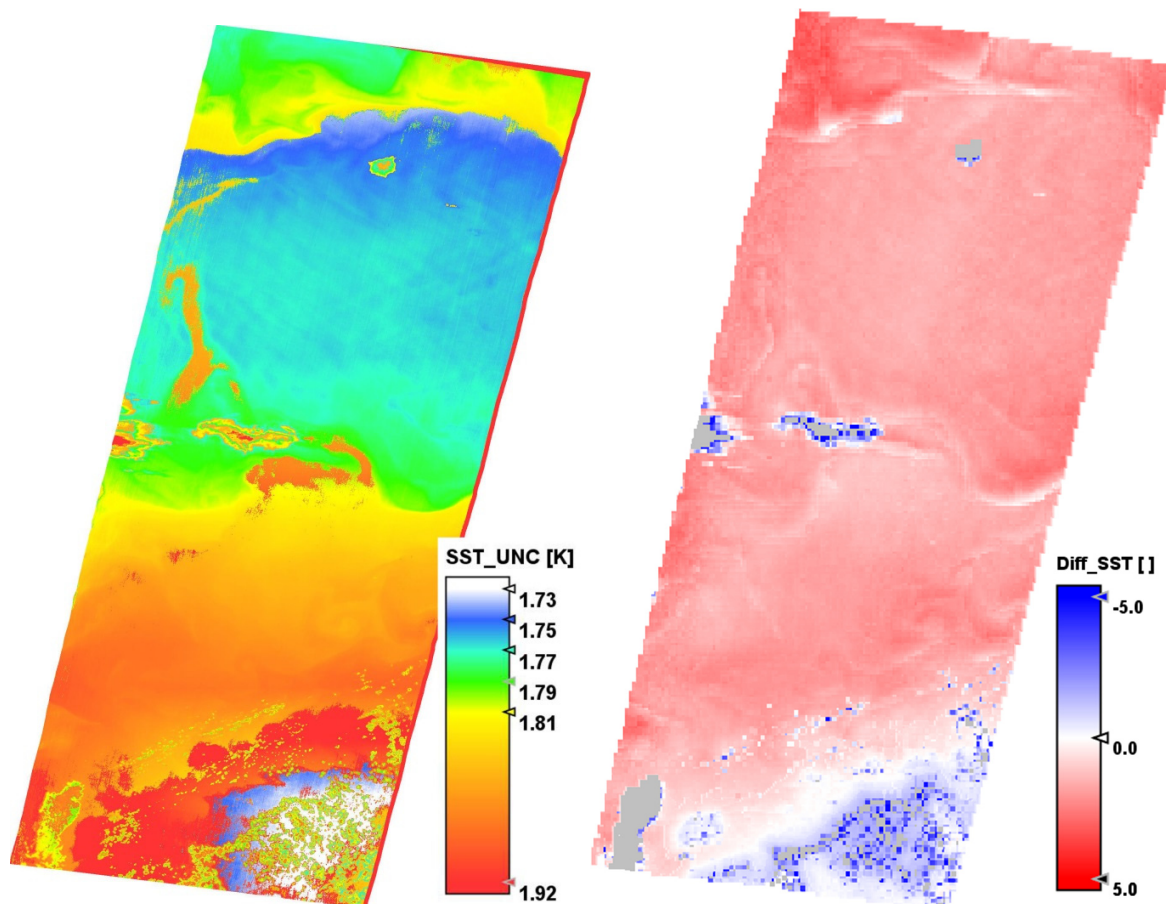


Abb. 4: Links: Genauigkeit der SST in K aus der *Retrieval-Error-Covariance*-Matrix. Rechts: Validierung der Ergebnisse. Differenz zwischen errechneter SST und Vergleichsprodukt (L-4 SST-Produkt GHRSSST)

können in dieser Szene anhand ihrer Oberflächentemperatur als Wolken oder Landflächen interpretiert werden. Da zu den TET-1 Aufnahmen momentan keine Wolkenmaske verfügbar ist, lässt sich deren Lokalisation und Umfang in diesem Fall nur aus den Temperaturunterschieden ableiten. Im Süden scheinen kleinskalige Wolkenstrukturen aufzutreten und im mittleren Bereich der Aufnahme können zwei größere kompaktere Wolken erkannt werden. Die im Norden der Szene auftretenden kühleren Gebiete sind wahrscheinlich durch Wasserdampf in der Atmosphäre entstanden. Dieser lässt die darunter liegenden Wasserfläche kälter erscheinen.

Im Rahmen der Masterarbeit werden außerdem die Unsicherheiten, welche sich aus der *Retrieval-Error-Covariance*-Matrix ableiten lassen, der Anteil der Messung an der Lösung, bestimmt aus der *Averaging-Kernel*-Matrix, die Kostenfunktion, die Anzahl an Iterationsschritten sowie die Konvergenz des Prozessors bewertet. Die Unsicherheit bzw. Genauigkeit der SST ist in Abbildung 4 (rechts) dargestellt. Es handelt sich dabei um die Werte der Hauptdiagonalen der *Retrieval-Error-Covariance*-Matrix. Diese berücksichtigt sowohl die Unsicherheit der Messung, als auch die des eingegangenen Globalmodells anteilig. Die angegebene Unsicherheit in dieser Szene beträgt $\pm 1,75$ bis $\pm 1,9$ K und ist damit größer als bei

momentan verfügbaren operationellen SST Produkten. Ein Grund hierfür ist allerdings im verwendeten Globalmodell zu sehen. Für dieses wurde mit einer Genauigkeit von ± 3 K angenommen, da dessen Auflösung sehr gering ist und innerhalb der Modellpixel starke Temperaturgradienten auftreten können. Die Verwendung eines höher aufgelösten Modells als Eingangsdatensatz könnte die Unsicherheit des Ergebnisses der SST reduzieren. Auffällig bei der Betrachtung der Unsicherheit ist der Bereich im Südosten der Szene. Hier scheint sich unter den kleinskaligen Wolkenstrukturen die Unsicherheit der SST zu verringern. Die Betrachtung der Kostenfunktion und des Konvergenzkriteriums (nicht abgebildet) zeigen jedoch, dass der Optimal Estimation Prozessor hier die Iteration nicht beenden kann und zu keinem Ergebnis kommt. Damit können diese Bereiche nicht ausgewertet werden.

Abschließend wurde eine Verifikation der Ergebnisse mit einem L-4 SST-Produkt der Gruppe GHRSSST durchgeführt (siehe Abbildung 4, links). Dafür wurde pixelweise die Differenz zwischen den errechneten Werte der SST und dem Vergleichsprodukt der GHRSSST gebildet. Hierbei zeigt sich eine systematische Abweichung von ca. $+2$ K bei allen untersuchten Szenen. Diese Abweichung verteilt sich größtenteils gleichmäßig über die gesamte Szene, wie in Abbildung 4 (links) zu sehen ist. Negative Differenzen treten nur im Bereich der Bewölkung auf, in denen der Optimal Estimation Prozessor zu keinem sinnvollen Ergebnis kommen kann. Einen leichten Einfluss scheint ebenfalls der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre auszuüben. Am nördlichen Rand der Szene mit erhöhtem Wasserdampfgehalt ist die positive Abweichung etwas stärker ausgeprägt.

5 Zusammenfassung

Die Sensitivitätsstudie zur Bestimmung der Meeresoberflächentemperatur zeigt eine weitere Anwendungsmöglichkeit der Messungen des Satelliten TET-1 auf. Mittels der hoch aufgelösten Daten ist es möglich die SST auf einer kleinen Skala zu bestimmen und so zukünftig beispielsweise Küsten- und Binnengewässer genauer zu untersuchen. Die zuvor durch Strahlungstransportsimulationen durchgeführte Sensitivitätsstudie ermöglicht einerseits die Abschätzung des Einflusses verschiedener atmosphärischer und technischer Parameter auf die SST und bildet andererseits die Grundlage der für die *Optimal Estimation* notwendige *Look-Up Table*. Besonders sensitiv reagiert die zu berechnende SST auf den Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre. Es können im Kanal LWIR unter tropischen Bedingungen bis zu 10 K Abweichung zwischen SST am Boden und messbarer Brightness Temperature am Satelliten auftreten. Da andere Parameter die SST ebenfalls beeinflussen ist eine genaue Kenntnis der atmosphärischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Messung nötig um möglichst exakte Ergebnisse zu erzielen.

Die mit Hilfe der *Optimal Estimation* bestimmte SST ist räumlich hoch aufgelöst und kann kleinskalige Turbulenzen wiedergeben. Die relative große Unsicherheit von $1,7 - 2$ K resultiert größtenteils aus dem als Vorwissen verwendeten Globalmodell. Als problematisch für das Verfahren haben sich große Wasserdampfkonzentration und unterschiedliche Bewölkung im Allgemeinen herausgestellt. Hier könnte zukünftig eine Wolkenmaske entwickelt und verwendet werden.

Die Verifikation der Ergebnisse mit einem SST-Datensatz der GHRSSST zeigt eine pixelweise systematische Abweichung von bis zu $+2$ K im Vergleich zur ermittelten SST. Diese

Abweichung liegt innerhalb des angegebenen Unsicherheitsbereichs, aber sollte dennoch genauer untersucht werden. Die Ursache dieser systematischen Abweichung in ist Rahmen der Masterarbeit nicht auszumachen. Es könnte sich hierbei beispielsweise um eine unvollständige und zu ungenaue Beschreibung der Atmosphäre handeln, oder um einen systematischen Fehler in der radiometrischen Kalibration der Satellitendaten.

6 Literaturverzeichnis

- BARALE, V., GOWER, J. F. R. & ALBEROTANZA, L., 2010: Oceanography from Space. Springer, Heidelberg
- EMERY, W. J., YU, Y. & WICK, G. A., 1994: Correcting Infrared Estimations of Sea Surface Temperature for Atmospheric Water Vapor Attenuation. *Journal of Geophysical Research: Ocean* **99**(C3), 2156-2202.
- FISCHER, C., KLEIN, D., KERR, G., STEIN, E., LORENZ, E., FRAUENBERGER, O. & BORGE, E., 2015: Data Validation and Case Studies using the TET-1 Thermal Infrared Satellite System. *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **40**(7), 1177
- MAUL, G. A. & SIDRAN, M., 1973: Atmospheric Effects on Ocean Surface Temperature sensing from the NOAA Satellite Scanning Radiometer. *Journal of Geophysical Research* **78**(12), 1909-1916.
- MILLERO, F. J., 2005: *Chemical Oceanography*, 3rd Edition, CRC Press, Boca Raton (Fla).
- REILE, H., LORENZ E. & TERZIBASCHIAN, T., 2013: The FireBird Mission – A Scientific Mission for Earth Observation and Hot Spot Detection. *Small Satellites for Earth Observation. Digest of the 9th International Symposium of the International Academy of Astronautics.* Wissenschaft und Technik Verlag.
- RODGERS, C. D., 1976: Retrieval of Atmospheric Temperature and Composition from Remote Measurements of Thermal Radiation. *Reviews of Geophysics* **14**(4), 609-624.
- RODGERS, C. D., 2000: *Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice.* World Scientific, Singapur.