

**Bestimmung von strahlungsbedingten,
atmosphärischen Erwärmungsraten
aus MSG-Daten**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Naturwissenschaften im Fachbereich

Geowissenschaften

der Universität Hamburg

vorgelegt von

Oliver Sievers

aus Bad Segeberg

Hamburg, 2004

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

aufgrund der Gutachten von Prof. Hartmut Graßl
und Prof. Andreas Macke

Hamburg, den 15.12.2004

Professor Dr. Helmut Schleicher (Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften)

Zusammenfassung

Im Rahmen der Einführung der neuen europäischen geostationären Wettersatelliten stellt diese theoretische Studie ein Verfahren zur Abschätzung von atmosphärischen Erwärmungsraten, die durch Strahlungsflussdichtedivergenzen bedingt sind, vor. Erwärmungsraten in der Atmosphäre stellen einen wichtigen Teil des Quellterms für die verfügbare potentielle Energie dar, welche der Atmosphäre die Möglichkeit zu dynamischer Aktivität verleiht. Da zur Ableitung der Änderung der verfügbaren potentiellen Energie eine großräumige Kenntnis der Erwärmungsraten notwendig ist, bietet sich die Nutzung von Satellitendaten an. Ein aus Strahlungstransportrechnungen erzeugter Datensatz simuliert die Messung des neuen europäischen geostationären Wettersatelliten und die zugehörigen spektralen Erwärmungsraten in mehreren Schichten der Atmosphäre, welche dann mit Hilfe von neuronalen Netzen miteinander in Beziehung gesetzt werden. Die Anwendung des neuronalen Netzes auf einen Testdatensatz zeigt, dass in der unteren Troposphäre 68% der Schätzungen, was bei einer Normalverteilung dem beidseitigen Abstand der Standardabweichung entspräche, weniger als 0.1 K/Tag vom Soll entfernt sind. Verglichen mit der Standardabweichung der im Datensatz angenommenen Werte stellt dies eine Genauigkeit von knapp 19% dar. In der oberen Troposphäre und der Stratosphäre werden Werte von 0.24 K/Tag (12%) und 0.05 K/Tag (5%) erreicht, was allerdings durch die zu berücksichtigende Verrauschung der Satellitenmessung und anderer Fehler nicht ganz erreicht wird.

Abstract

This theoretical thesis presents a method to estimate atmospheric heating rates related to radiative flux divergences. Such heating rates are an important part of the source of available potential energy which allow atmospheric motion by conversion to kinetic energy. To develop the change in available potential energy the knowledge of the large scale heating rates is necessary wherefore the usage of satellites makes sense. From radiative transfer calculations a dataset is created with simulated measurements of the first Meteosat Second Generation Satellite and corresponding spectral heating rates at three altitude levels. These two vectors are linked together by neural networks. Applying the trained networks to a verification dataset, it is found that 68% of all estimates of the net heating rate in the lower troposphere differ less than 0.1 K/day from the „truth“ given in the test dataset. Corresponding to the standard deviation of the dataset values, this exhibits an accuracy of 19%. In the upper troposphere and the stratosphere the values are 0.24 K/day (12%) and 0.05 K/day (5%), respectively. Due to the noise level of the satellite instruments and other errors the final accuracy will be a bit lower.

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung	1
1.1. Allgemeines	1
1.2. Zielsetzung	4
2. Motivation / Theorie	5
2.1. Verfügbare Potentielle Energie	5
2.2. Strahlung in der Atmosphäre	8
3. Historie	13
3.1. Wechselwirkung von Strahlung und Atmosphäre	13
3.2. Meteosat und MSG	14
4. Methodik	17
4.1. Dateninversion	17
4.2. Strahlungstransportmodell	20
4.3. Datensatz	21
4.4. Neuronales Netz	26
4.5. Modellkombination	29
4.6. Verifikation	30
5. Ergebnisse	35
5.1. Wertebereich des Datensatzes	35
5.2. Grundlegende Zusammenhänge	41
5.3. Anwendung des Neuronalen Netzes	53

5.4. Kombination von Abschätzungen	66
5.5. Andere Geometrien	75
6. Fehleranalyse	77
6.1. Fehlende GERB-Daten	77
6.2. Geringe räumliche GERB-Auflösung	78
6.3. Verrauschte Satellitenmessung	80
6.4. Variierender Emissionskoeffizient	81
6.5. Vereinfachte Wolkenphysik	84
6.6. Grenzen zwischen Netzen	89
7. Fallstudie	93
7.1. Synoptische Situation	93
7.2. Geometrie und Daten	94
7.3. Ergebnisse der neuronalen Netze	99
7.4. Vertikalprofile von Erwärmungsraten	109
8. Zusammenfassung und Ausblick	113
8.1. Zusammenfassung	113
8.2. Ausblick	115
9. Literatur	119
Anhang A. Standardprofile und Albeden	127
A.1. Profile	127
A.2. Albeden	131
Anhang B. Liste der verwendeten Akronyme und Abkürzungen .	133
Anhang C. Abbildungsverzeichnis	135
Anhang D. Tabellenverzeichnis	139
Anhang E. Hilfsmittel und Danksagung	141
E.1. Danksagung	141
E.2. Hilfsmittel	142
E.3. Erklärung	142

1. EINLEITUNG

1.1. Allgemeines

Die Strahlungsbilanz der Erde bzw. des Klimasystems Erde, zu welchem Landmasse, Atmosphäre und Ozean gerechnet werden, stellt ein wesentliches Element der meteorologischen Forschung dar. Die solare Einstrahlung ist die einzige wesentliche Energiequelle für dieses System und sorgt durch ihre räumliche Verteilung für den dynamischen Antrieb von Atmosphäre und Ozean. Schon im 18. Jahrhundert wurde die generelle Bedeutung einer differentiell unterschiedlichen Strahlungsbilanz für die Dynamik der Atmosphäre, insbesondere auf großen räumlichen Skalen, von George Hadley erkannt, wobei zunächst die thermische Konvektion als Antrieb für Ausgleichsströmungen zwischen Gebieten mit unterschiedlich starker solarer Einstrahlung am Erdboden im Vordergrund des Interesses stand.

Die direkte Wechselwirkung zwischen Strahlung und Atmosphäre wird dagegen erst seit etwa Anfang des 20. Jahrhunderts untersucht. Zunächst wurden, wie z.B. bei Emden (1913), vertikale Verteilungen der Temperatur im Strahlungsgleichgewicht berechnet, wobei anfänglich nur Wasserdampf als solarer Absorber und thermischer Emitter betrachtet wurde. Nach diversen Zwischenstufen stellten dann Manabe und Möller (1961) ein Modell der Allgemeinen Zirkulation vor, welches die Gase Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon bzw. ihre Wechselwirkung mit der Strahlung sowohl im solaren als auch im thermischen Teil des Spektrums umfasste. Der Einfluss von Wolken blieb hier noch unberücksichtigt, denn wie Reynolds *et al.* (1973) bemerkten, fanden die ersten flugzeuggestützten Messungen von solarer Absorption in Wolken erst um 1958 und damit zu spät für oben genannte Untersuchung statt. Den erstmaligen direkten Vergleich von radiometrischen und mikrophysikalischen Messungen in Cirrus-Wolken veröffentlichten Griffith und Cox (1977).

Für die breite Öffentlichkeit ist heute die Diskussion häufig auf die Energiebilanz der inte-

grierten atmosphärischen Säule reduziert, insbesondere im Zusammenhang mit der Frage einer anthropogen verursachten Verschiebung des Strahlungsgleichgewichtes durch zusätzlich bzw. verstärkt eingebrachte klimawirksame Spurengase. Weniger Beachtung findet der Einfluss von Wechselwirkungen zwischen Strahlung und der inhomogenen Atmosphäre, da naturgemäß nur direkt fühlbare, oberflächennahe Folgen von meteorologischen Erscheinungen vom Menschen wahrgenommen werden und so von unmittelbarem Interesse für die Allgemeinheit sind. Nichtsdestotrotz ist die horizontale und vertikale Verteilung der strahlungsrelevanten Parameter von entscheidender Bedeutung für die gesamte Dynamik der Atmosphäre.

Auch in der numerischen Wettervorhersage ist man auf die Kenntnis der Erwärmungsraten angewiesen. So weist Heise (2002) darauf hin, dass die Erdoberfläche im Mittel eine positive, die Atmosphäre eine im Mittel negative Strahlungsbilanz zeigt und die zum Ausgleich führenden turbulenten Wärme Flüsse unmittelbar das bodennahe Temperaturfeld, Verdunstungs- und Kondensationsprozesse und damit den Niederschlag beeinflussen. Die bei der Kondensation erreichte Tropfen- bzw. Eisteilchengröße hängt ebenfalls von der lokalen Erwärmungsrate ab (Zhang *et al.*, 1992). Weiterhin ändern vertikal unterschiedliche Erwärmungsraten direkt die Stabilitätsverhältnisse in der Atmosphäre, so dass die Kenntnis derselben entscheidend für die Vorhersage von Turbulenz und Konvektion ist. Dementsprechend ist eine Strahlungsparametrisierung Teil der Modellkette des DWD, die allerdings trotz massiver Vereinfachungen in der Strahlungstransportrechnung noch so aufwendig ist, dass sie im Lokalmodell nur stündlich, auf globaler Ebene sogar nur zweistündlich gerechnet werden kann (Heise, 2002). Wie Stephens (1984) bemerkt, hängt die nötige Genauigkeit der Strahlungsparametrisierung innerhalb eines numerischen Modells stark von der synoptischen Gegebenheit ab. Bei bestimmten dynamischen Situationen kann die strahlungsbedingte Erwärmung in der Atmosphäre um Größenordnungen hinter andersweitig begründeten Erwärmungsraten zurückbleiben, wobei Stephens aber bei den von ihm gebrachten Beispielen die jeweilige Größenordnung des Strahlungsanteils an den beobachteten Erwärmungen nicht quantifiziert, sondern nur auf den mittleren Wert im wolkenfreien Fall verweist. Im Ergebnis ist die Kenntnis der Strahlung und der daraus resultierenden Erwärmungsraten bei längerfristigeren Rechnungen wichtiger als bei Kurzfristrechnungen (Rockel und Raschke, 1994).

Die Relevanz der atmosphärischen strahlungsbedingten Erwärmungen für die Dynamik lässt sich formal zeigen. Der einzige Quellterm für kinetische Energie in der Atmosphäre, also für dynamische Prozesse, ist nach Lorenz (1955) die verfügbare potentielle Energie, die sich

als Funktion von mittlerer Temperatur, Abweichung von derselben sowie vom vertikalen Temperaturgradienten ergibt. Die lokale Strahlungsbilanz (genauer: die mittlere Abweichung der Strahlungsflussdichtedivergenz von ihrem Mittelwert in Verbindung mit der vorherrschenden Temperaturanomalie) ist für diesen Term wiederum die wichtigste Quelle. Damit ergibt sich die räumliche Inhomogenität der Strahlungsparameter in der Atmosphäre als wesentlicher, wenn auch indirekter Quellterm für die Dynamik. Während auf den großen räumlichen Skalen der allgemeinen Zirkulation die wesentliche Ursache hierfür im breitenabhängigen Angebot von solarer Energie und den damit verbundenen unterschiedlichen Temperaturprofilen zu finden ist, sind auf den kleinen und mittleren Skalen insbesondere die Wolken als Grund von Inhomogenitäten in den Strahlungsparametern zu nennen.

Da sich sowohl die verfügbare potentielle Energie als auch der in Kapitel 2 beschriebene zugehörige Quellterm aus mehreren über Druckflächen gemittelten Werten zusammensetzt, ist eine flächendeckende Beobachtung bzw. Bestimmung dieser Werte notwendig. Hierzu gehören, wie oben bereits erwähnt, die Profile von Temperatur, Wasserdampf und anderen Gasen sowie von Wolkenparametern. Weder mit bodengebundenen noch mit flugzeuggestützten Messungen ist man in der Lage, zeitnah große Flächen messtechnisch zu erfassen, ohne dabei einem erheblichen Aufwand zu unterliegen. Daher ist es unerlässlich, Satelliten als Messträger einzusetzen. Die Nutzung der Werte in der Kurz- und Kürzestfristprognose erfordert weiterhin eine hohe zeitliche Auflösung, so dass die Verwendung von geostationären Satelliten nahe liegt. In Europa sind dieses die Satelliten der Meteosat-Reihe, die gegenwärtig auf die neue Generation, MSG (*Meteosat Second Generation*), umgestellt wird. Im August 2002 wurde der erste Satellit der Serie MSG in eine geostationäre Umlaufbahn gebracht. Ende Januar 2004 hat dieser den operationellen Dienst aufgenommen, um die erste Generation von Meteosat-Satelliten abzulösen, die sich in dieser Form seit 1977 mit unveränderter Leistungsspezifikation im All befindet. Allerdings wird auch MSG nur passive Messinstrumente tragen und somit nicht in der Lage sein, hinreichend Daten zur Bestimmung von Wolkenunterkanten bereitzustellen. In dieser Arbeit wird theoretisch untersucht, inwieweit die MSG-Messung alleine in der Lage ist, hinreichend Informationen zur Bestimmung der atmosphärischen Erwärmungsrate zu liefern. Daher wird bewusst auf eine Einbeziehung von numerischen Atmosphärenmodellen, welche weitere Information über die Lage der Wolken, insbesondere ihrer Unterkante, ergeben könnten, verzichtet.

1.2. Zielsetzung

Im Rahmen der Einführung des MSG untersucht diese Arbeit, ob und mit welchen zu erwartenden Fehlern Strahlungsflussdichte-Divergenzprofile und hieraus dann Erwärmungsraten aus Strahldichtemessungen des MSG abgeleitet werden können. Diese Ableitung stellt den ersten Schritt zur Bestimmung von Feldern des Quellterms von verfügbarer potentieller Energie dar. Hierbei wird nur der statische Zustand der Atmosphäre betrachtet, das heißt der erste Schritt des Wechselwirkungskreislaufes *Strahlungsdivergenz* \Rightarrow *Dynamik* \Rightarrow *Wolkenparameter* \Rightarrow *Strahlungsdivergenz*.

Hierzu wird in Kapitel 2 die Motivation vertieft, indem grundlegende theoretische Hintergründe zu den Themen verfügbare potentielle Energie sowie Strahlungstransport in der Atmosphäre vorgestellt werden. Anschließend wird die Geschichte der Forschung über Strahlungsbilanzen kurz nachgezeichnet, gefolgt von einem Überblick über die Möglichkeiten der kommenden Meteosat-Generation, insbesondere im Vergleich zur heutigen Generation. Die gewählte Methode zur Gewinnung von Vertikalprofilen der Strahlungsflussdichtedivergenz aus MSG-Daten wird in Kapitel 4 dargelegt, wobei insbesondere das hier verwendete Strahlungstransport-Programm STREAMER vorgestellt wird. Es folgen die Ergebnisse der Arbeit in Kapitel 5 sowie eine umfassende Fehlerdiskussion. Anhand einer Fallstudie in Kapitel 7 werden die Anwendbarkeit der Methode auf reale Daten untersucht sowie verbleibende Probleme diskutiert. Den Abschluss bilden eine Zusammenfassung und ein Ausblick auf kommende wissenschaftliche Programme, in deren Kontext diese Arbeit gehört.

2. MOTIVATION / THEORIE

In dem folgenden Kapitel werden einige theoretische Grundlagen erläutert, soweit sie zum Verständnis der Motivation oder zum weiteren Aufbau der Arbeit nötig sind. Angelehnt an die in der Einleitung erfolgte Motivation wird zunächst der Begriff der verfügbaren potentiellen Energie als Quelle für die atmosphärische Dynamik eingeführt. Dieselbe speist sich überwiegend aus der Strahlungsdivergenz, so dass im zweiten Teil des Kapitels einige grundlegende Eigenschaften von Strahlung in der Atmosphäre dargestellt werden.

2.1. Verfügbare Potentielle Energie

Das dynamische Potential der Atmosphäre wird durch die Verfügbarkeit von kinetischer Energie bestimmt. Als adiabatischer Quellterm hierfür galt lange Zeit die totale potentielle Energie, die sich aus Energie des Schwerepotentials und innerer Energie der Atmosphäre zusammensetzt. Lorenz (1955) wies darauf hin, dass eine horizontal geschichtete und damit dynamisch inaktive Atmosphäre auch durch partielle Abkühlung, also eine Verringerung der totalen potentiellen Energie, gestört und damit dynamisch aktiv werden kann. Als Quelle für kinetische Energie schlug Lorenz in Anlehnung an Margules (1903) das Konzept der verfügbaren potentiellen Energie vor. Diese wird definiert als Differenz aus vorhandener totaler potentieller Energie (künftig „potentielle Energie“ genannt) und ihrem durch adiabatische Umschichtung gewonnenem Minimum, welches bei horizontal homogener Schichtung erreicht wird.

Der Energiekreislauf der Atmosphäre nach Lorenz (1955) ist schematisch in Abbildung 1 dargestellt. Durch adiabatische Energieumwandlungen (C_x) kommt es zu Umverteilungen zwischen kinetischer und potentieller, zonaler und turbulenter Energie, während diabatische Prozesse den Energieaustausch mit der Umgebung regeln. Kinetische Energie wird dissipiert

(D_X) und somit dem System entzogen, während durch nicht-adiabatische Prozesse wie z.B. Erwärmung durch Wechselwirkung der Atmosphäre mit der Strahlung verfügbare potentielle Energie aus der Umgebung generiert (G_X) wird. Diese Darstellung macht deutlich, dass das dynamische Potential der Atmosphäre nicht allein durch die kinetische, sondern durch die Summe aus kinetischer und verfügbarer potentieller Energie bestimmt wird. Im folgenden wird der Quellterm der atmosphärischen Energie, G , näher dargestellt.

Die mittlere verfügbare potentielle Energie \bar{A} der Atmosphäre ohne Aufteilung in zonalen und turbulenten Anteil ergibt sich nach Lorenz (1955) zu:

$$\bar{A} = \frac{1}{2} \int_0^{p_0} \frac{\overline{(T')^2}}{(\Gamma_d - \bar{\Gamma})\bar{T}} dp \quad (1)$$

Grundsätzlich sind im folgenden überstrichene Ausdrücke wie: $\overline{(\quad)}$ das Zeichen für Mittelung über eine Druckfläche, apostrophierte Ausdrücke (T') sind Abweichungen von diesem Mittel. In Gleichung (1) bedeuten A die verfügbare potentielle Energie (von engl.: *available potential energy*), p den Druck, T die Temperatur und Γ den vertikalen Temperaturgradienten. Γ_d ist der trockenadiabatische Temperaturgradient, und \bar{p}_0 der mittlere Druck an der Erdoberfläche. Zu beachten ist hierbei, dass sowohl Temperatur als auch Temperaturgradient abhängig vom Druck sind. Winston und Krueger (1961) weisen darauf hin, dass eine kurzfristige Änderung der mittleren verfügbaren potentiellen Energie vor allem durch eine Veränderung der räumlichen Varianz der Temperatur auf den Druckflächen, $\overline{(T')^2}$, erreicht wird, während die mittlere Temperatur \bar{T} und der mittlere Temperaturgradient $\bar{\Gamma}$ in bestimmten Druckniveaus nur längerfristigen Schwankungen unterzogen sind.

Die Erzeugung von verfügbarer potentieller Energie (G) stellt sich (wiederum nach Lorenz, 1955) dar zu:

$$G = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{\Gamma_d \overline{T'Q'}}{(\Gamma_d - \bar{\Gamma})\bar{T}} dp \quad (2)$$

Erstmals tritt mit dem Term Q hier die Zufuhr von Wärme auf. Demnach ist die Erzeugung von verfügbarer potentieller Energie proportional zur Kovarianz zwischen den Abweichungen von Temperatur und Wärmezufuhr von ihren jeweiligen Mittelwerten, nämlich dem Term $\overline{T'Q'}$. Eine Erwärmung von überdurchschnittlich temperierten Luftmassen wird demzufolge ebenso wie die Abkühlung kalter Gebiete eine Erhöhung der verfügbaren potentiellen Energie nach sich ziehen, während eine Abkühlung warmer bzw. die Erwärmung kalter Gebiete (schlicht: ein Temperatúrausgleich) eine Verringerung derselben bedeutet.

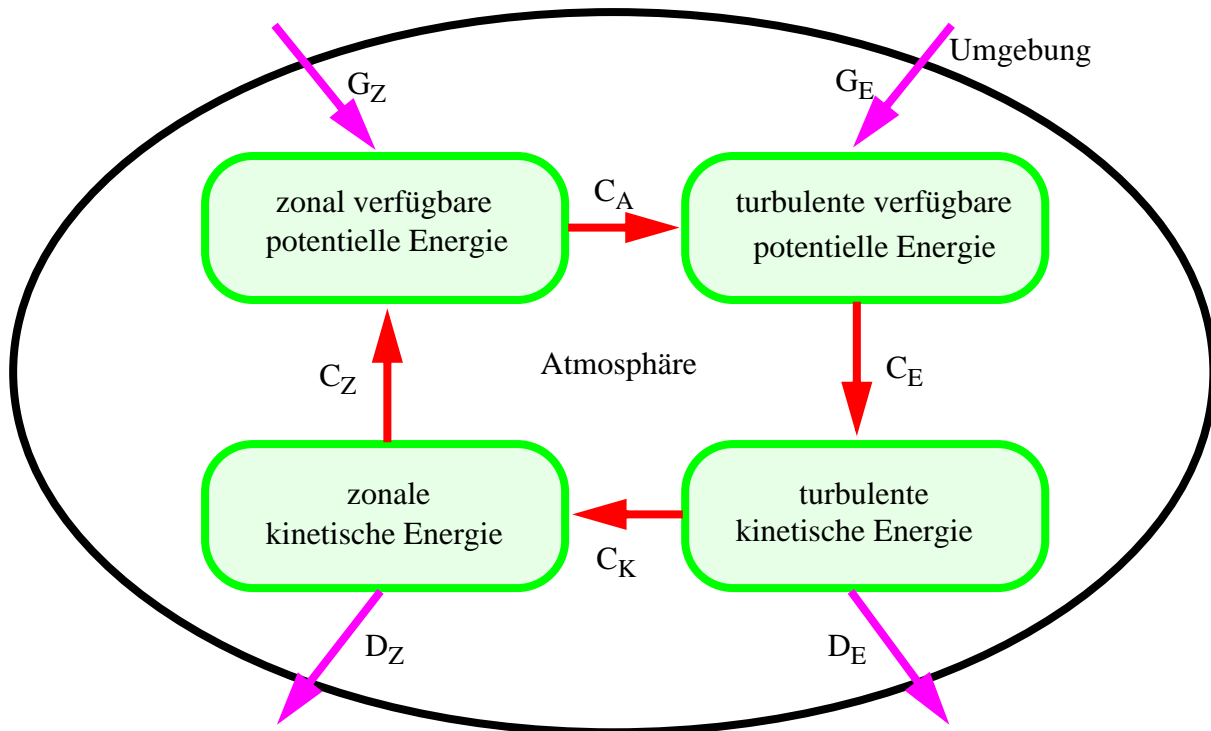


Abbildung 1: Energiezyklus nach Lorenz (1955); Indizes: Z für Änderungen innerhalb zonaler, E innerhalb turbulenter (engl.: Eddy), A innerhalb verfügbarer potentieller (engl.: available potential) und K innerhalb kinetischer Energie

Mögliche Ursachen für eine lokale diabatische Wärmeänderung sind Strahlungsdivergenzen, molekularer (fühlbarer) Wärmefluss, die Umsetzung latenter Wärme sowie Advektion von Wärmeenergie. Untersucht man diese Terme auf ihr Vermögen, das dynamische Potential der Atmosphäre durch Bereitstellung verfügbarer potentieller Energie zu erhöhen, bleiben lediglich die Strahlungsdivergenz sowie die Umsetzung von latenter Wärme als mögliche Quellterme. Der molekulare Wärmefluss ist grundsätzlich dem Temperaturgradienten entgegengesetzt, führt also zu einem Temperatúrausgleich. Ebenso sorgt die Wärmedivektion (mit anschließender Durchmischung der verschiedenen Luftmassen) stets für einen Ausgleich bestehender Temperaturunterschiede¹. Latente Wärme wird bei Kondensation von Wasserdampf bzw. Gefrieren von Wasser freigegeben. Sofern dieses bei Einmischung von feuchter Luft in relativ kältere Luftmassen geschieht, sind T' und Q' negativ korreliert. Anders dagegen bei konvektionsbedingter Abkühlung feuchter Luft, die ihre Feuchtigkeit aus umliegenden, relativ kälteren Gebieten bezieht. Hier erfolgt die Energiefreisetzung durch die

1. Diese Aussagen zum Wärmeaustausch treffen nur global zu. Auf regionaler Ebene können Temperaturgegensätze auch verstärkt werden. Lediglich im Gesamtgebiet, welches von einem Wärmeaustausch betroffen ist, wird die verfügbare potentielle Energie reduziert.

Kondensation bzw. die Vereisung in relativ wärmeren sowie die vorherige Energieaufnahme durch Verdunstung in relativ kälteren Gebieten, so dass eine positive Korrelation von T' und Q' zu beobachten ist. So beziehen tropische Wirbelstürme ihre zerstörerische Energie zu einem großen Teil aus latenter Wärme - ohne entgegenwirkende Prozesse würden tägliche Erwärmungsraten von bis zu 1200 K messbar sein (Anthes, 1982).

Auch wenn die Freisetzung von latenter Wärme damit in mesoskaligen Systemen eine dominierende Rolle in der Erzeugung verfügbarer potentieller Energie einnehmen kann, soll in dieser Arbeit die Strahlungsdivergenz als Quellterm bzw. deren Ableitung aus Satellitendaten betrachtet werden, da der Einfluss der Strahlung im globalen Mittel höher ist. Zum Verständnis derselben wird im Folgenden ein kurzer Überblick über die Physik der Strahlung gegeben (s.a. Natsuyama *et al.*, 1998).

2.2. Strahlung in der Atmosphäre

Der strahlungsbedingte Energieumsatz in der Atmosphäre wird durch zwei Bereiche im elektromagnetischen Spektrum dominiert. Die einzige relevante Energiequelle für das Klimasystem der Erde, welches aus (bewachsener) Landmasse, Ozean und Atmosphäre besteht, ist die von der Sonne einfallende solare Strahlung im Wellenlängenbereich zwischen etwa 0.2 und 4 μm , im folgenden kurzwellige Strahlung genannt. Senke für den im Klimasystem absorbierten, also nicht reflektierten Anteil ist der thermische Bereich zwischen 4 μm und etwa 100 μm , nachfolgend langwellige Strahlung genannt.

Grundsätzlich ergibt sich die emittierte Strahlung von Körpern, die sich im (lokalen) thermischen Gleichgewicht befinden, gemäß dem Planckschen Strahlungsgesetz

$$B_{\lambda}(T)d\lambda = \frac{2c^2h}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\left(\frac{ch}{k\lambda T}\right)} - 1} d\lambda \quad (3)$$

als Funktion von Temperatur T und Wellenlänge λ , wobei c die Lichtgeschwindigkeit, h das Plancksche Wirkungsquantum und k die Boltzmann-Konstante sind. Sowohl die Sonne als auch die Erdatmosphäre (letztere bis zu einer Höhe von etwa 50 km) emittieren mit hinreichender Genauigkeit Schwarzkörperstrahlung gemäß (3), was unter Annahme typischer Temperaturen von 5800 K für die Sonne bzw. 300 K für die Erde zu den in Abbildung 2 skizzierten spektralen Verteilungen von Strahlungsenergie führt. Die solaren Werte wurden dabei auf die am Oberrand der Erdatmosphäre einfallende mittlere Energie normiert. Während

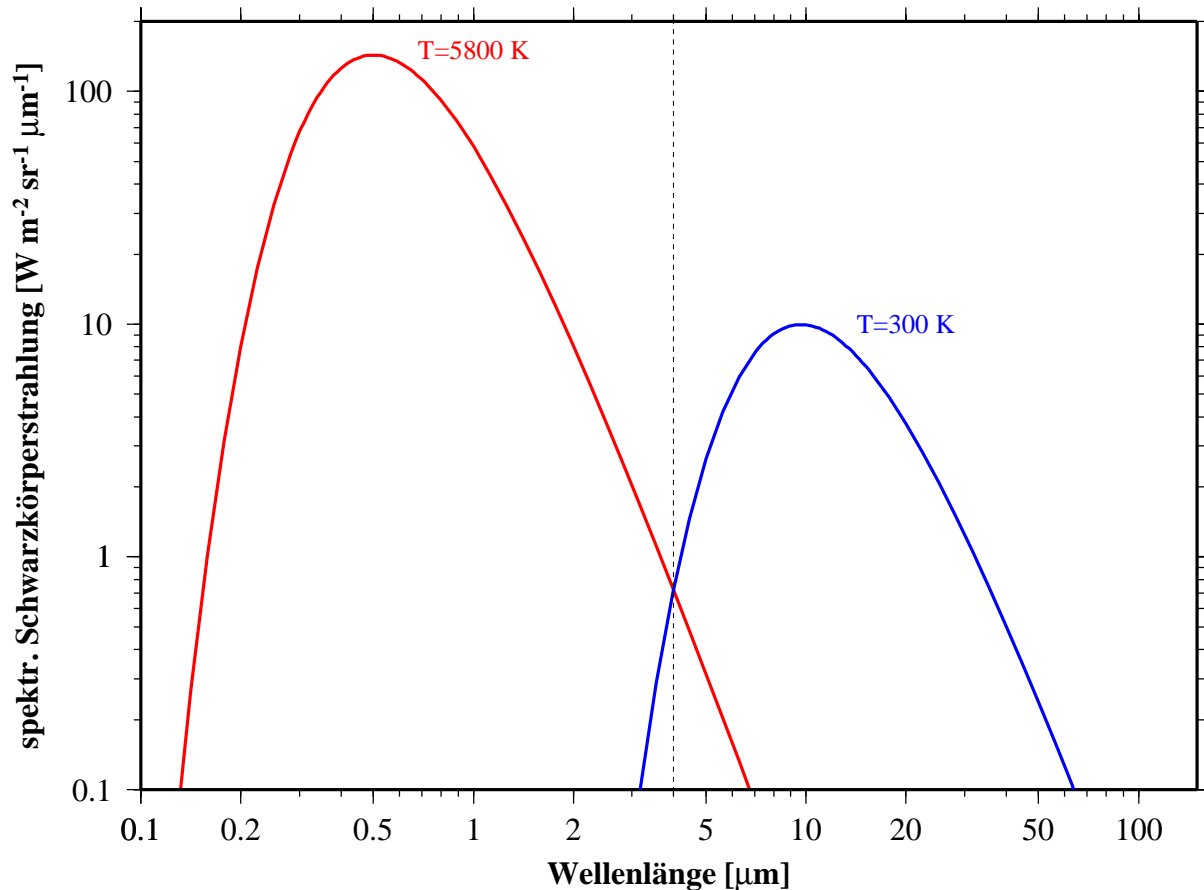


Abbildung 2: Spektrale Planckfunktionen für Schwarzkörperstrahler mit Temperaturen von 5800K (rot, Oberflächentemperatur der Sonne) bzw. von 300 K (blau, typische hohe Oberflächentemperatur der Erde) als Funktion der Wellenlänge

die unnormierte Planckkurve einer Temperatur T jede andere Planckkurve mit kleinerem T^* vollständig einhüllt, erfahren solare und terrestrische Planckfunktion durch diese Normierung einen Schnittpunkt bei $4 \mu\text{m}$. Energetisch gesehen ist der Überlappungsbereich in den meisten Anwendungsgebieten irrelevant, so dass die oben angeführte Trennung zwischen kurz- und langwelliger Strahlung bei $4 \mu\text{m}$ gerechtfertigt ist.

Die räumliche Verteilung der Strahlung, wie sie sich aufgrund der Wechselwirkung mit der Atmosphäre, aber auch der Erdoberfläche darstellt, wird durch die Strahlungstransportgleichung (STG) beschrieben. In der hier vorteilhaften differentiellen Form ergibt sich an einem Punkt P die entlang eines Wegelementes \vec{s} gerichtete spektrale Strahlendichte \vec{L}_ν zu (siehe z.B. Grassl, 1978):

$$d\vec{L}_v(P, \hat{s}) = (-\vec{L}_v(P, \hat{s}) + \vec{J}_v(P, \hat{s}))d\tau_v \quad (4)$$

wobei in der optischen Dicke τ der Extinktionskoeffizient e_v und das Wegelement ds miteinander verknüpft sind. Damit ergibt sich mit dem ersten Term in Gleichung (4) eine der einfallenden Strahldichte proportionale Schwächung, die sich gemäß der Definition der Extinktion aus Absorption und Streuung zusammensetzt. Der Quellterm \vec{J}_v ergibt sich aus temperaturabhängiger Planck-Strahlung gemäß Gleichung (3) (unter oben angeführter Einschränkung des lokalen thermischen Gleichgewichts) sowie Streuung von Strahlung aus allen anderen Raumrichtungen in die Richtung von \hat{s} . Die Lösung der STG, die im Allgemeinen nicht analytisch, sondern nur numerisch erfolgen kann, erfordert damit die Kenntnis der räumlichen Verteilung von Absorptionskoeffizient, Temperatur und Streufunktion. Auf die gewählte Methode zur Lösung der STG wird bei der Besprechung des Strahlungstransportmodells im Kapitel 4.2 eingegangen.

Die Größenordnung der beteiligten Prozesse ist in Abbildung 3 dargestellt, wobei die linke Hälfte den solaren, die rechte Hälfte den thermischen Bereich der Strahlung repräsentiert. Die Zahlenwerte beziehen sich auf die solare Einstrahlung, die mit 100% angenommen wird. Zu beachten ist besonders, dass über 50% der Extinktion im solaren Spektralbereich (39% der eingestrahnten Energie) an bzw. in Wolken stattfindet, was auch den Einfluss der latenten Wärme übersteigt.

Zur Bestimmung der Strahlungsdivergenz am Punkt P wird Gleichung (4) über alle Raumwinkel integriert. Man erhält die Divergenz der durch die Einheitsfläche fallenden Nettostrahlungsflussdichte \vec{F}_v :

$$div\vec{F}_v = e_v(-\overline{L}_v + \overline{J}_v) \quad (5)$$

wobei der Überstrich ($\overline{\quad}$) hier eine Mittelung über alle Raumwinkel bedeutet. Sowohl bei Messungen als auch in vielen Strahlungstransportmodellen wird üblicherweise die vereinfachende Annahme einer horizontal homogenen Schichtung getroffen. Damit wird die Raumkoordinate auf die Höhe reduziert und die Nettoflussdichtedivergenz ergibt sich zu:

$$div\vec{F}_v = \frac{\partial}{\partial z}\vec{F}_v \quad (6)$$

Insbesondere können Messungen der Strahlungsdivergenz nur durch Messungen der Nettostrahlungsflussdichte \vec{F}_v in verschiedenen Höhen z durchgeführt werden. Damit ergibt sich

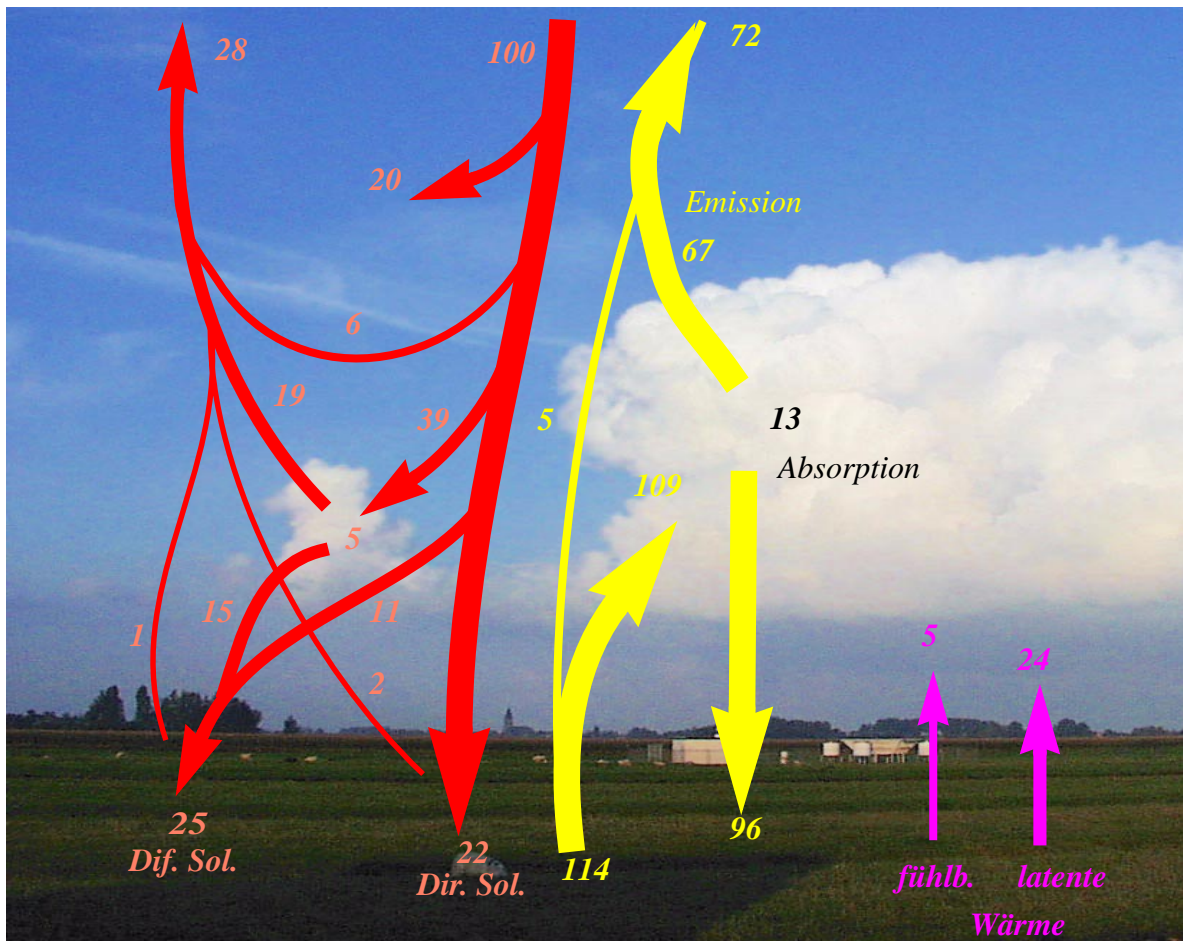


Abbildung 3: Energiehaushalt des Systems Erde-Atmosphäre (Zahlenwerte nach Raschke, 1989). Die Zahlenwerte sind relativ zur eingestrahelten Energie (=100%).

die mittlere Strahlungsdivergenz innerhalb der eingeschlossenen Schicht zu

$$\vec{\text{div}}F_v = \frac{\Delta F_v}{\Delta z} \quad (7)$$

Die so erhaltene Strahlungsdivergenz kann nun über die interessierenden Wellenlängen integriert und in Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten umgerechnet werden, um ein Maß für den Quellterm der verfügbaren potentiellen Energie zu erhalten. Sofern die Veränderung der Strahlungsenergie vollständig in eine Temperaturänderung umgesetzt wird, erhält man

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{\Delta F_v}{\Delta z} \quad (8)$$

wobei $c_p=1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ die spezifische Wärme von trockener Luft bei konstantem Druck und ρ die Luftdichte ist. Sofern als Höhenkoordinate der Druck p anstelle der geometrischen

Höhe z gewählt wird, erhält man unter Berücksichtigung der hydrostatischen Grundgleichung

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = -\frac{g}{c_p} \cdot \frac{\Delta F_v}{\Delta p} \quad (9)$$

mit der Erdbeschleunigung $g = -9.81 \text{ ms}^{-2}$. Diese Temperaturänderung stellt den in den späteren Kapiteln abzuschätzenden Parameter dar.

3. HISTORIE

3.1. Wechselwirkung von Strahlung und Atmosphäre

Der Beginn der Forschung rund um die Wechselwirkung von Strahlung und Atmosphäre ist zu Anfang des 20. Jahrhunderts anzusiedeln. Mit der voneinander unabhängigen Entdeckung der Tropopause und der Temperaturinversion in der unteren Stratosphäre im Jahre 1902 durch Richard Aßmann und Leon Tesserenc de Bort stellte sich die Frage nach dem Grund für die bis dato unerklärliche und zuvor lange Zeit als Messfehler verleugnete Temperaturzunahme in diesen Höhenschichten. In ersten Arbeiten (Humphreys, 1909; Gold, 1909; Emden, 1913) wurde die Temperaturverteilung im Strahlungsgleichgewicht errechnet, indem der Wasserdampf in der Atmosphäre als grauer Strahler angenommen und solare Absorption und thermische Emission berücksichtigt wurden. Emden (1913) erhielt so im Höhenbereich oberhalb von etwa 6 bis 8 Kilometern eine Isothermie, darunter eine stark instabile Schichtung.

Allerdings wurden hier, wie Möller (1941) zeigte, fehlerhafte Absorptionskoeffizienten verwendet, und die Neuberechnung ergab keine durch Wasserdampf erzeugte Inversion bzw. Isothermie. Auch quantenmechanische Berechnungen der Wasserdampfbanden, wie sie durch King (1952) und Yamamoto (1955) durchgeführt wurden, stützen die Aussage, dass das Strahlungsverhalten des Wasserdampfes nicht zur Beschreibung des gefundenen Temperaturprofils hinreichend ist. Erst durch die zwischenzeitlich erfolgte zusätzliche Betrachtung von Ozon im solaren Bereich (Gowan, 1928) sowie der CO₂-Bande bei 15 µm und der 9.6 µm-Bande des Ozon (Gowan, 1947) konnte das beobachtete Temperaturprofil qualitativ nachvollzogen werden, wenn auch bei zu hohen Absolutwerten der Temperatur. Manabe und Möller (1961) haben durch die vollständige Einbeziehung von Kohlendioxid, Wasserdampf und Ozon sowohl im kurzwelligen als auch im langwelligen Bereich den trockenadiabatischen Temperaturgradienten simulieren können, was von ihnen zum Antrieb eines globalen Zirkulationsmodells in zwei Schichten genutzt wurde.

Schon zuvor wurden die Kenntnisse von der Wechselwirkung zwischen Strahlung und Atmosphäre für Abschätzungen des Wärmehaushaltes herangezogen. Aus klimatologischen Daten von Temperatur-, Wasserdampf- und Wolkenverteilungen erstellten u.a. London (1957), Clapp (1961), Katayama (1966, 1967a,b) und Dopplick (1970) erste Statistiken von Wärme- und Strahlungsbilanzen. Den umgekehrten Weg gingen Davies (1963) und Wei *et al.* (1983), die aus beobachteten Bewegungen der Atmosphäre die generierte Energie und daraus Energiebilanzverteilungen berechneten. Budyko (1969) stellte den Einfluss einer veränderten kurzwelligen Strahlung auf die Temperatur der Atmosphäre vor, wobei der Fokus auf dem Einfluss von Vulkanaktivität auf die Eisbedeckung der Erde lag. Schneider (1972) dagegen untersuchte explizit die Rolle von Wolken auf die Strahlungsbilanz und führte einen Sensitivitätsparameter ein, der den Einfluss des Wolkenbedeckungsgrades auf die Nettostrahldichte am Oberrand der Atmosphäre (*TOA*) angibt. Im globalen Mittel fand er aus Klimatologien eine Nettoabkühlung durch Wolken. Dieses Ergebnis wird auch durch Untersuchungen der Strahlungsbilanz anhand von globalen Zirkulationsmodellen gestützt (z.B. Herman *et al.*, 1980).

Seit Beginn der meteorologischen Satellitennutzung werden diese auch zur Abschätzung des Strahlungshaushaltes herangezogen, wobei sowohl operationelle meteorologische Satelliten vom Nimbus-3 (Raschke *et al.*, 1973) bis zum Meteosat (Stuhmann, 1993) als auch eigens entwickelte Satellitenprogramme wie ERBE (Barkstrom, 1984), CERES (Wielicki *et al.*, 1996) oder ScaRaB (Kandel *et al.*, 1998) genutzt wurden. Stuhmann und Smith (1988 a,b) haben erstmals die Vertikalverteilung der Strahlungsbilanz aus Satellitendaten abgeleitet. Keine der bisherigen Satellitenmissionen war allerdings in der Lage, sowohl die hohe zeitliche Auflösung eines geostationären Satelliten mit der direkten breitbandigen Strahlungsmessung am Atmosphärenoberrand zu vereinigen. Diese Möglichkeit wird erstmals mit dem neuen europäischen Wettersatelliten, MSG, vorhanden sein.

3.2. Meteosat und MSG

Als Antwort auf den ersten experimentellen amerikanischen geostationären Wettersatelliten, ATS-I, der im Dezember 1966 gestartet wurde und bis 1972 in Betrieb war, begannen 1968 erste Untersuchungen zu einem möglichen europäischen Wettersatelliten. Bau und Betrieb wurden 1972 beschlossen, das erste Exemplar der Meteosat-Serie wurde 1977 gestartet. Alle 30 Minuten werden Bilder der sichtbaren Erdscheibe in drei Frequenzbändern aufgenommen. Diese liegen im sichtbaren Bereich bei $0.7 \mu\text{m}$, im sogenannten Wasserdampfkanal bei

6.3 μm und im Infraroten bei etwa 11.5 μm . Bei einer horizontalen Auflösung am Satelliten-Subpunkt, der beim jeweils operationellen Meteosat über dem Nullmeridian konstant gehalten wird, von 2.5 km im Sichtbaren bzw. 5 km im Infraroten vermag der Satellit etwa ein Viertel der Erdoberfläche auswertbar abzubilden. Die geographischen Grenzen liegen etwa bei 60° nördlicher bzw. südlicher Breite und 60° westlicher bzw. östlicher Länge.

Im Jahre 1990 wurde die Entwicklung einer neuen Generation von Meteosat-Satelliten, MSG, beschlossen, dessen erstmaliger Start im August 2002 erfolgte. MSG trägt zwei Instrumente, die im Vergleich zu Meteosat neue Möglichkeiten eröffnen. Die Abbildung der Erdscheibe in schmalbandigen Frequenzbändern wird auf MSG von SEVIRI (*engl.: Spinning Enhanced Visual and InfraRed Imager*) übernommen. Den vormals drei Kanälen stehen jetzt zwölf gegenüber, die zeitliche Auflösung ist auf 15 Minuten erhöht worden. In Abbildung 4 sind die Veränderungen der spektralen Empfindlichkeitsfunktionen von Meteosat (rot) gegen SEVIRI (grün und blau) dargestellt. Der sichtbare Kanalbereich bleibt durch den HRV-Kanal erhalten, wobei allerdings die räumliche Auflösung auf etwa 1x1 km² erhöht wurde. Spektral betrachtet wird der sichtbare Bereich durch die zwei neuen Kanäle bei 0.6 μm und 0.8 μm feiner aufgelöst, im nahen Infraroten bei 1.6 μm und bei 3.8 μm sind zwei weitere Kanäle hinzugekommen. Während der sog. Wasserdampfkanal bei 6.2 μm wiederum erhalten bleibt, wird der bisherige Infrarotkanal durch zwei schmalere Kanäle bei 10.2 und 12.0 μm ersetzt und durch vier weitere schmalbandige Spektralbereiche bei 7.3, 8.7, 9.7 und 13.4 μm ergänzt. Abgesehen vom hoch-auflösenden HRV-Kanal liegt die räumliche Auflösung aller Kanäle bei etwa 2 x 2 km².

Als zweites Instrument kommt auf MSG GERB (*engl.: Geostationary Earth Radiation Budget*) zum Einsatz, welches Bilder der breitbandigen Abstrahlung der Erde erstellt. Ebenfalls mit einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten wird die kurzwellige Abstrahlung zwischen 0.35 μm und 4 μm sowie die gesamte Ausstrahlung zwischen 0.35 μm und etwa 30 μm gemessen. Aus der Subtraktion beider Messungen ergibt sich der langwellige Anteil. Hierbei wird eine horizontale Auflösung von 100 x 100 km² erreicht.

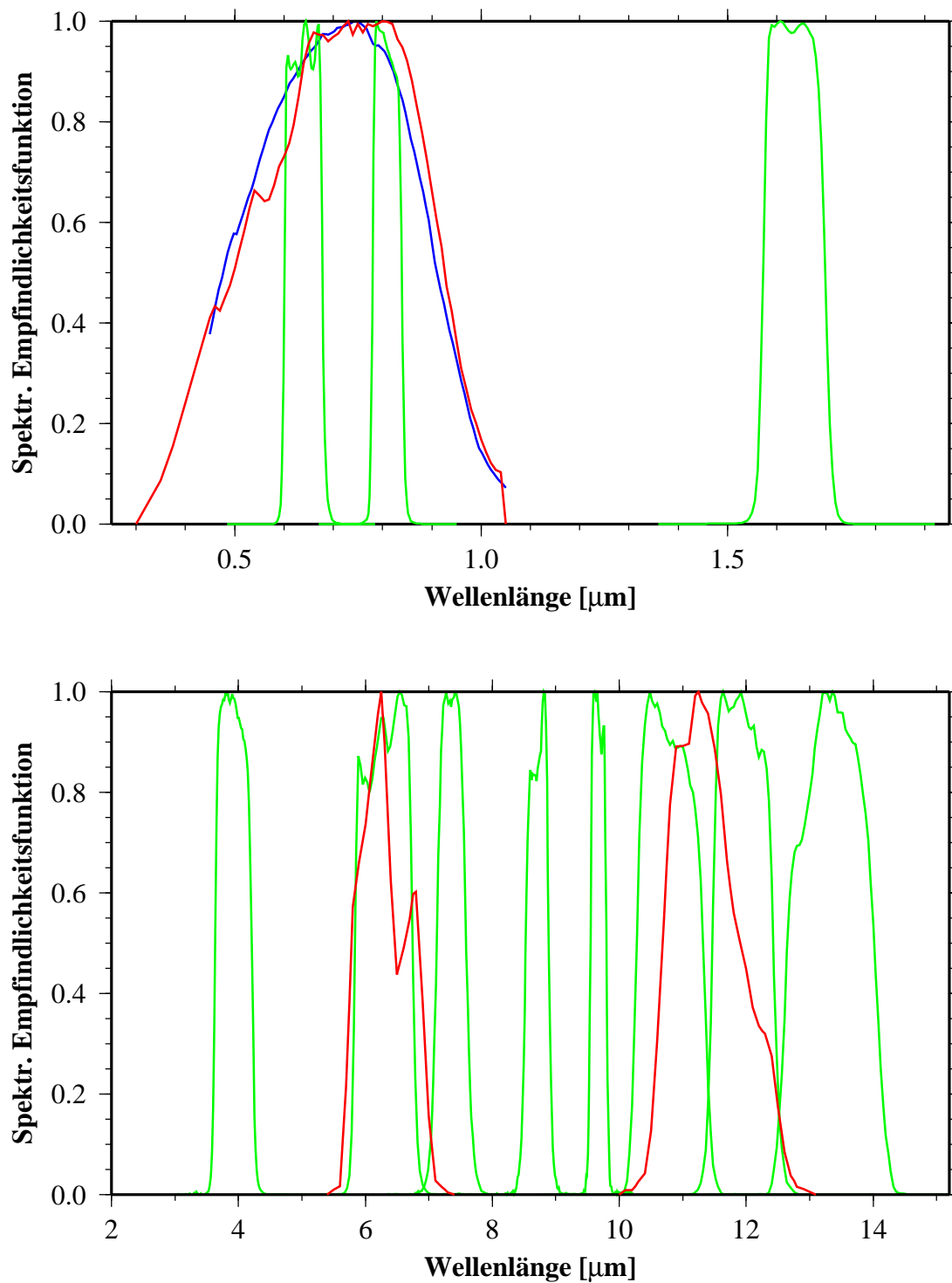


Abbildung 4: Normierte Empfindlichkeitsfunktionen der Kanäle des Instrumentes SEVIRI (grün; Kanal HRV:blau) sowie der Messkanäle auf Meteosat-4 (rot)

4. METHODIK

Die Methodik zur Ableitung von Vertikalprofilen der Strahlungsflussdichtedivergenz aus Satellitenmessungen, wie sie im kommenden Kapitel vorgestellt wird, ergibt sich aus den Prinzipien der Auswertung von Fernerkundungsdaten (z.B. Rodgers 2000). Für diese Ableitung ist zunächst ein Datensatz aus zu bestimmender physikalischer Größe und vom Instrument wahrgenommener Messgröße entweder aus Experimenten oder Simulationen zu erstellen. Mittels geeigneter Methoden wird anschließend aus diesem Datensatz ein funktionaler Zusammenhang zwischen Messung und physikalischer Größe angenähert. Im Rahmen dieser Arbeit wird hierzu ein neuronales Netzwerk eingesetzt, mit welchem kurz- und langwellige sowie die Netto-Erwärmungsraten separat aus den Satellitendaten bestimmt werden. Weiterhin werden die abgeleiteten kurz- und langwelligen Erwärmungsraten zu einem zweiten Wert der Nettoerwärmungsraten addiert, welcher mittels einer Linearkombination mit der direkten Vorhersage zu einer verbesserten Abschätzung herangezogen wird.

Im Folgenden wird zunächst die grundsätzliche Problematik der Dateninversion behandelt, daran anschließend das zur Berechnung des Datensatzes verwendete Strahlungstransportmodell vorgestellt und dann die Gestaltung des Datensatzes selber beschrieben. Einer kurzen Vorstellung der Idee der neuronalen Netze folgt die Beschreibung der Modellkombination. Den Abschluss des Kapitels bildet die Einführung verschiedener Maße zur Verifikation der Abschätzungen.

4.1. Dateninversion

In der Fernerkundung wird nicht der zu messende Zustand des betrachteten Objektes selbst bestimmt, sondern die Auswirkungen dieses Zustandes auf einen Informationsträger, zumeist elektromagnetische Strahlung einer bestimmten Wellenlänge. Die Vorwärtsfunktion, f , be-

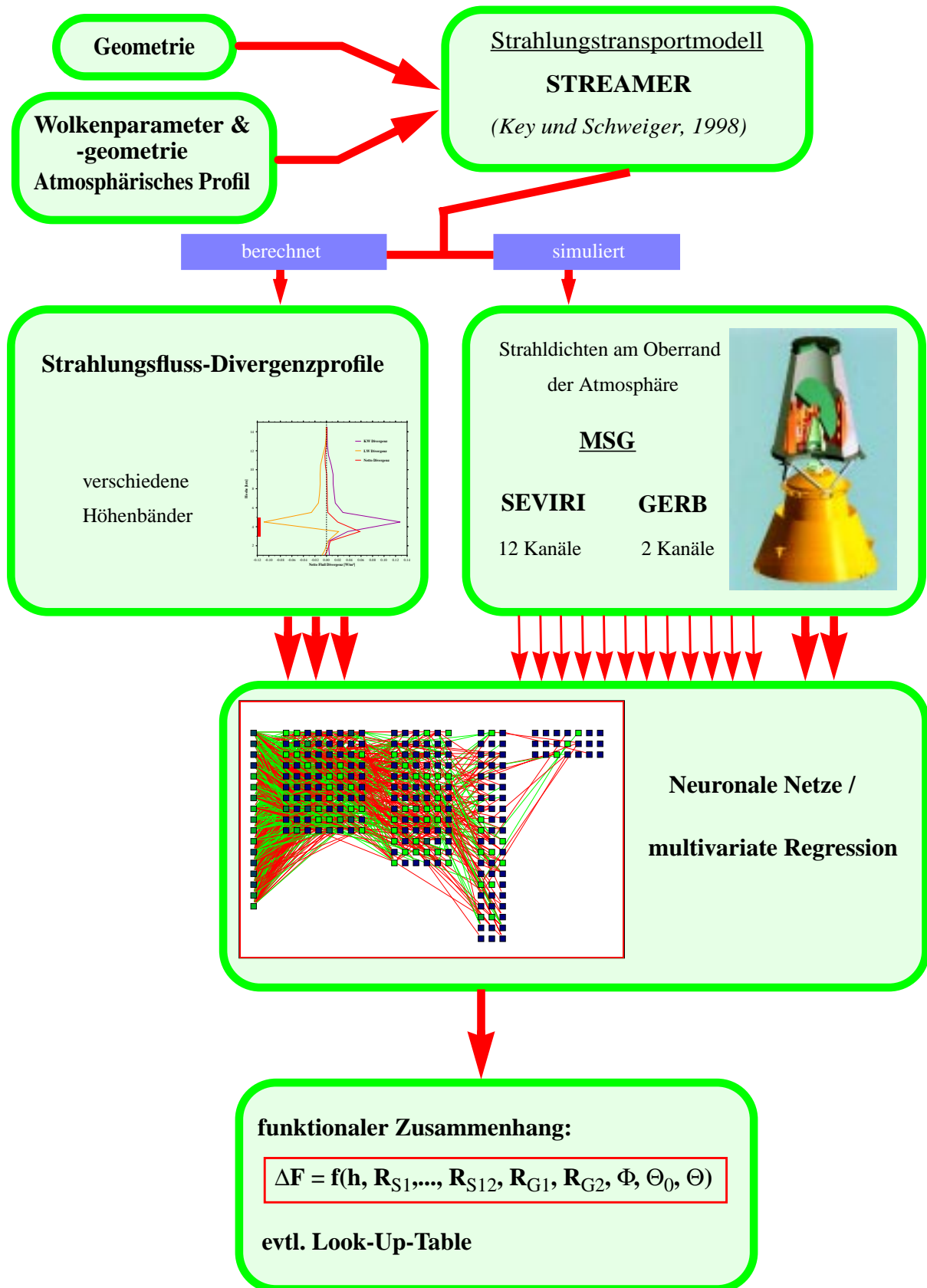


Abbildung 5: Flussdiagramm zur Methodik

stimmt hierbei die Abhängigkeit des Messvektors, \mathbf{y} , vom Objektzustand, \mathbf{x} :

$$\mathbf{y} = f(\mathbf{x}) \quad (10)$$

Jeder Messwert \mathbf{y} ist Teil des m -dimensionalen Messphasenraumes, der Objektzustand \mathbf{x} wird durch eine Position im n -dimensionalen Zustandsphasenraum gekennzeichnet. Die Vorwärtsfunktion ist im Normalfall nicht exakt bekannt und muss durch ein Vorwärtsmodell, F , angenähert werden:

$$\mathbf{y} = F(\mathbf{x}) \quad (11)$$

Das Vorwärtsmodell wird in der Satellitenfernerkundung durch ein Strahlungstransportmodell verwirklicht, welches für gegebene Zustände der Atmosphäre (\mathbf{x}) die am Satelliten zu erwartende Strahldichte in allen gewünschten Wellenlängenbereichen (\mathbf{y}) berechnet. Um nun aus der Satellitenmessung den wahrscheinlichsten Zustand der Atmosphäre zu erhalten, muss mittels entsprechender Verfahren die zu F passende Umkehrfunktion R gefunden werden:

$$\mathbf{x} = R(\mathbf{y}) \quad (12)$$

wobei erschwerend die Fehlerbehaftung der Messung hinzukommt.

Unabhängig von der gewählten Methode, die Umkehrfunktion zu finden, ist ein Datensatz erforderlich, der sowohl den Messphasenraum als auch den Zustandsphasenraum hinreichend abdeckt. In Abbildung 5 ist die Vorgehensweise schematisch dargestellt. Der zu messende Zustand der Atmosphäre ist die Strahlungsflussdichtedivergenz in verschiedenen Höhenbändern, der zur Verfügung stehende Messwert ist die von den auf MSG befindlichen Instrumenten registrierte Strahldichte. Beide Vektoren werden unter Vorgabe der Beobachtungsgeometrie, der atmosphärischen sowie wolkenphysikalischen Parameter mit Hilfe des Strahlungstransportmodells berechnet. Im Unterschied zum Vorwärtsmodell in Gleichung (11) ist der zu bestimmende Wert hier ebenfalls eine Funktion des Atmosphärenzustandes, der durch die in das Modell einfließenden Parameter \mathbf{x} beschrieben wird. Bezeichnen also \mathbf{d} die Strahlungsflussdichtedivergenzen, \mathbf{m} die Messungen an MSG und D und M die dazugehörigen Vorwärtsmodelle, so erhält man (unter Vernachlässigung der Fehler):

$$\mathbf{d} = D(\mathbf{x}) \quad (13)$$

$$\mathbf{m} = M(\mathbf{x}) \quad (14)$$

und daraus folgend die gewünschte Abhängigkeit:

$$\mathbf{d} = D(R(\mathbf{m})) \quad (15)$$

wobei R hier die Umkehrung von M darstellt. Diese Funktion $D(R(\mathbf{m}))$ wird mittels des erzeugten Datensatzes abgeleitet.

4.2. Strahlungstransportmodell

Für die Berechnung der Strahlung in der Atmosphäre (Flüsse und Strahldichten) wurde das Strahlungstransportmodell STREAMER ausgewählt, welches von Key und Schweiger (1998) vorgestellt wurde. An dieser Stelle werden kurz die wesentlichen Eigenschaften des Modells aufgezeigt, für nähere Betrachtungen wird auf das Handbuch der Software (Key, 1999) verwiesen.

Zur Berechnung der Strahlungsflüsse und daraus ihrer vertikalen Divergenzen dient die von Toon *et al.* (1989) vorgestellte Zwei-Strom-Näherung als Basis. Zdunkowski *et al.* (1980) sowie Meador und Weaver (1980) haben gezeigt, dass dieses schnelle Verfahren Strahlungsflüsse hinreichend genau zu berechnen in der Lage ist. Berücksichtigt wird bei allen Varianten der Zwei-Strom-Näherung nicht-isotrope Mehrfachstreuung in plan-parallel homogenen, absorbierenden Atmosphärenschichten. Ausgehend von der Strahlungsübertragungsgleichung (4) erhält man durch Integration über alle Raumwinkel sowie empirischen Annahmen über das Streuverhalten grundsätzlich folgendes Differentialgleichungssystem zur Beschreibung der aufwärts bzw. abwärts gerichteten Strahlungsflüsse:

$$\frac{\partial F_n^+}{\partial \tau_n} = \gamma_{1n} F_n^+ - \gamma_{2n} F_n^- - S_n^+ \quad (16)$$

$$\frac{\partial F_n^-}{\partial \tau_n} = \gamma_{2n} F_n^+ - \gamma_{1n} F_n^- + S_n^+ \quad (17)$$

wobei der Index n für jede Schicht steht und die γ_{in} lineare Funktionen der Einfachstreueralbedo und des Asymmetriefaktors darstellen, die je nach Variante der Näherung unterschiedlich definiert sind. Die S_n sind die Quellterme des Strahlungsflusses. Zu beachten ist, dass wie schon (4) auch das Gleichungssystem (16)/(17) eine spektrale Darstellung ist, da die die Extinktion beschreibenden Funktionen γ_{in} ebenso wie der Quellterm spektrale Eigenschaften aufweisen.

Unter der Voraussetzung, dass der Quellterm eine lineare Funktion der optischen Dicke ist, lässt sich das System analytisch lösen, wobei die Randbedingungen durch die jeweils angrenzenden Schichten vorgegeben werden.

Die Strahldichten lassen sich mit dieser schnellen Methode nicht ermitteln. Hierzu wird die Methode der Diskreten Ordinaten gewählt, welche bei Stamnes *et al.* (1988) beschrieben wird. Ebenso wie die Zweistrom-Methode wird von der spektralen Strahlungsübertragungsgleichung (4) ausgegangen. Die darin enthaltene Phasenfunktion wird durch $2N$ Legendre-Polynome, die Strahldichte durch eine Fourier-Reihe in ebenfalls $2N$ Koeffizienten ausgedrückt. Das die Strahldichte beschreibende $2N$ -dimensionale gekoppelte Differentialgleichungssystem, welches man dadurch erhält, lässt sich unter der Annahme von homogenen Schichten entkoppeln und in ein Eigenwertproblem der Dimension $2N \times 2N$ überführen. Dieses lässt sich schichtweise unter Berücksichtigung der Randbedingungen lösen.

Zur Beschleunigung der Rechnungen sind in STREAMER die spektralen optischen Eigenschaften wie Absorptionskoeffizient, Phasenfunktion oder Albedo nicht monochromatisch, sondern als Mittel über relativ breite Spektralintervalle gegeben. Im solaren Bereich zwischen $0.28 \mu\text{m}$ und $4.0 \mu\text{m}$ liegen 24 solche Bänder vor, im langwelligen Bereich bis $500 \mu\text{m}$ weitere 105. Damit können Strahlungsprozesse in der Atmosphäre zwar nicht beliebig, aber doch vielfach hinreichend genau spektral aufgelöst werden. Das Programm berücksichtigt wahlweise Absorption der vier Gase Wasserdampf, Kohlendioxid, Sauerstoff und Ozon, sowie stets die Absorption in Wolken und Aerosolen. Für letztere stehen fünf optische Modelle zur Verfügung, die in vier verschiedenen Vertikalverteilungen gewählt werden können. Wolken können nahezu frei definiert werden, wahlweise Wasser-, Eis- oder Mischwolken mit beliebigen effektiven Radien, Wassergehalten, optischen bzw. geometrischen Dicken und Ober- bzw. Unterkanten. Bis zu zehn Wolken können teils überlappend oder nebeneinander definiert werden. Weiterhin ist der Benutzer frei in der Definition der atmosphärischen Profile von Druck, Temperatur, Feuchte, Ozon und Extinktion durch Aerosole.

4.3. Datensatz

Bei der Berechnung des Datensatzes muss eine sinnvolle Beschränkung in der möglichen Vielfalt der Eingabeparameter erfolgen, um den Rechenaufwand in einem vertretbaren Rahmen zu belassen. Dabei werden drei wesentliche einschränkende Annahmen getroffen:

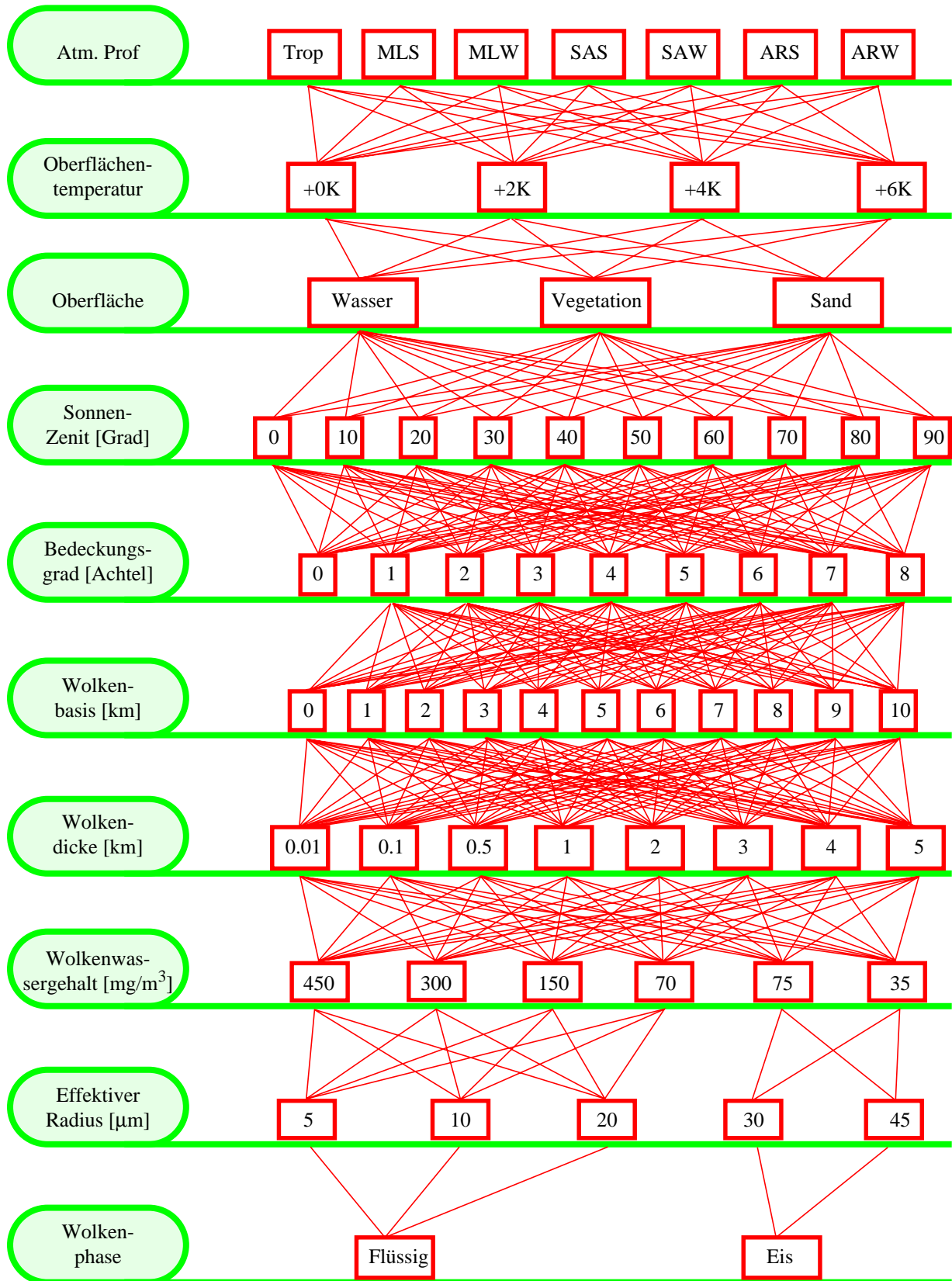


Abbildung 6: Schematische Darstellung der im Datensatz variablen Eingabeparameter

- Aerosole sind für die Strahlungsbilanz nur in Ausnahmefällen relevant;
- Die Emissivität des Erdbodens im Infraroten ist spektral konstant und vom Bodentyp unabhängig;
- Wolken treten nur in einer Schicht gleichzeitig auf.

Die Annahme über die Aerosole stützt sich auf Cox und Griffith (1978), die festgestellt haben, dass Aerosole nur im Bereich von Staubausbrüchen für die Strahlungsdivergenz relevant sind. Als Konsequenz wird bei den Berechnungen nur maritimes Aerosol mit einer optischen Dicke von 0.08 („Hintergrundaerosol“) betrachtet. Die Emissivität des Erdbodens wird konstant bei 0.99 gehalten, der dadurch entstehende Fehler wird im Kapitel 6.4 betrachtet. Dagegen stellt die Annahme einer Ein-Schicht-Wolke die größte Einschränkung dar. Vorhandene Publikationen zeigen hier eine große Uneinheitlichkeit. So definieren Wang und Rossow (1995) 44% aller Wolken als einschichtig, Sheu *et al.* (1997) nur 36%, Wang *et al.* (1999) dagegen je nach Ort und Jahreszeit durchschnittlich etwa 70%.

Die im Datensatz variierten Parameter sind in Abbildung 6 dargestellt. Im Bereich der atmosphärischen Randbedingungen werden die sieben in STREAMER vorgegebenen Standardprofile von Temperatur (Abbildung 72), Wasserdampf (Abbildung 73) und Ozon (Abbildung 74) genutzt, die, abgesehen von den arktischen Bedingungen, von Ellingson *et al.* (1991) übernommen wurden. Mit den Temperaturprofilen schwankt auch die Höhe der Tropopause zwischen 8 und 15 Kilometern Höhe. Die Erdoberfläche wird durch die spektralen Modelle von Meerwasser, Vegetation sowie Sand (Abbildungen 75 und 76) gebildet, wobei die Oberflächentemperatur jeweils durch die Bodentemperatur des Temperaturprofils gegeben ist, aber auch in 2-Kelvin Schritten um bis zu 6 Kelvin erhöht sein kann, um den Tagesgang der Oberflächentemperatur anzudeuten. Der Sonnenzenitwinkel wird in 10-Grad-Schritten vom senkrechten Stand bis zur Nachtsituation (≥ 90 Grad) variiert. Alle diese Kombinationen werden sowohl für den wolkenlosen als auch für den bewölkten Fall berechnet.

Bei den Wolken wird zwischen Eis- und Wasserwolken unterschieden, Mischphasen treten nicht auf. Hierbei wird vorausgesetzt, dass die Wolken über ihre gesamte vertikale Erstreckung homogen in der Zusammensetzung sind. Weiterhin treten Eiswolken nur bei einer Wolkenoberkantentemperatur unterhalb des Gefrierpunktes, Wasserwolken bei einer Basistemperatur oberhalb des Gefrierpunktes auf. Sofern beide Voraussetzungen zutreffen, werden auch beide Phasen berechnet (vergleiche Abbildung 7). Die Mikrophysik von Wolken

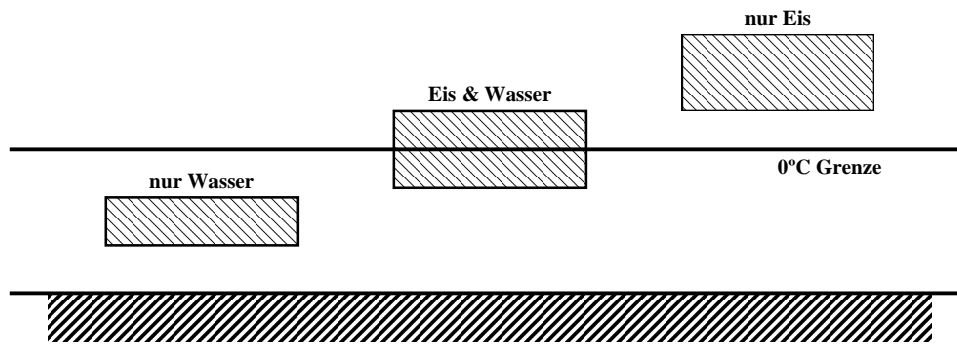


Abbildung 7: Skizzierung der Bedingungen zur Existenz für Eis- und Wasserwolken

ist sehr variabel, in der Literatur finden sich für Flüssigwasserwolken meist Werte für effektive Radien zwischen 5 und 10 μm (z.B. Feigelson, 1978; Sassen *et al.*, 1999), selten auch Werte bis 20 μm (Han *et al.*, 1995; Wetzel und Stowe, 1999). Der Flüssigwassergehalt der Wolken wird in vier Schritten zwischen 70 mg/m^3 und 450 mg/m^3 variiert und deckt damit nahezu den gesamten von STREAMER unterstützten Bereich (50-500 mg/m^3) ab. Vereinfachend wird jedoch von einem konstanten Wassergehalt innerhalb einer Wolke ausgegangen. Der für das Streuverhalten von Eiswolken entscheidende äquivalente effektive Radius wurde von Francis *et al.* (1998) zwischen etwa 20 und 50 μm bestimmt. Dementsprechend werden für die Simulation von Eiswolken effektive Radien von 30 μm (in Anlehnung an das ISCCP-Projekt, Rossow und Schiffer, 1999) und 45 μm gewählt. Die Eiswassergehalte von 35 und 75 mg/m^3 decken einen mittleren Bereich der vorkommenden natürlichen Variabilität ab, STREAMER akzeptiert Werte zwischen 0.7 und 110 mg/m^3 .

Die Wolkenbasis nimmt Werte zwischen der Oberfläche und 10 km Höhe an, während die geometrische Dicke zwischen 10 Metern und maximal 5 Kilometern schwankt. Aus Linearkombinationen mit den Ergebnissen des wolkenfreien Falles wird weiterhin der Bedeckungsgrad in Achteln variiert. Insgesamt ergibt sich ein Datensatz von 252372 nutzbaren Profilen für jeden berechneten Sonnenzenitwinkel. Die Aufteilung auf die unterschiedlichen atmosphärischen Profile sowie auf die Wolkenphase ist in Abbildung 8 dargestellt. Lediglich bei dem tropischen Profil sowie den Sommerprofilen der mittleren Breiten und der Subarktis treten positive Temperaturen und damit Wolken in flüssiger Phase auf.

Für jedes atmosphärische Profil werden die Strahlungsflussdichten in 25 Schichten sowie die spektrale Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre berechnet. Erste werden in Erwär-

mungsraten umgerechnet, wobei in Anlehnung an Stuhmann und Smith (1988a) eine Beschränkung auf drei Höhenbänder stattfindet. Im Gegensatz zur genannten Veröffentlichung und unter Berücksichtigung der von STREAMER verwendeten metrischen Höhenkoordinate werden hier die Grenzen zwischen den Schichten bei 5 Kilometern und 10 Kilometern und nicht bei fixen Druckniveaus gewählt. Aus sprachlichen Gründen werden diese Höhenbänder im Folgenden als untere bzw. obere Troposphäre sowie Stratosphäre bezeichnet werden, auch wenn die Tropopause als Grenze im meteorologischen Sinne je nach verwendetem Temperaturprofil in abweichenden Höhen zwischen 8 und 15 Kilometern liegt. Die für die Berechnung der Erwärmungsraten gemäß Gleichung (9) notwendige Kenntnis der variierenden Druckniveaus folgt aus den Standardprofilen (Anhang A.: *Standardprofile und Albeden*, Abbildung 71). Unterschieden wird zwischen kurz- und langwelliger Erwärmung sowie der Nettoerwärmung als Summe aus beiden.

Da die Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre winkelabhängig ist, wird der Zenitwinkel in 10-Grad-Schritten zwischen 0 Grad (senkrechter Ausfall) und 80 Grad variiert, ebenso der relative Azimutwinkel im Kurzwelligen (relativ zur einfallenden Sonnenstrahlung) zwischen 0 Grad (Vorwärtsstreuung) und 180 Grad (Rückwärtsstreuung). Mit Hilfe der spektralen Empfindlichkeitsfunktionen der MSG-Instrumente (vergleiche Abbildung 4) wird die von jedem

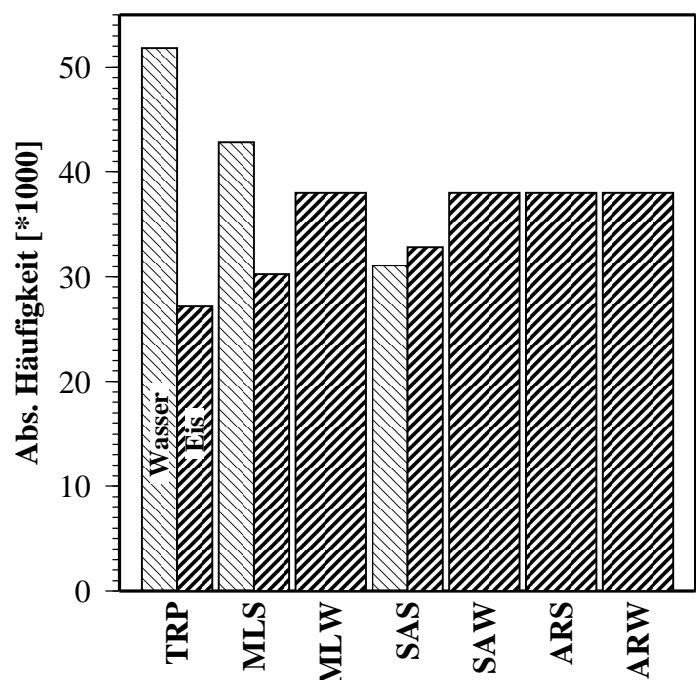


Abbildung 8: Häufigkeiten der Simulationen, aufgeteilt nach atmosphärischen Standard-Profilen (Tropisch TRP; Mittlere Breiten Sommer/Winter MLS / MLW; Subarktischer Sommer/Winter SAS / SAW; Arktischer Sommer/Winter ARS / ARW)

Instrumentenkanal „gemessene“ Strahldichte bestimmt. Zur besseren Vergleichbarkeit werden diese Werte normiert. Als normierter Wert dient im Kurzwelligen die Reflektivität L^*_i :

$$L^*_i = \frac{\pi \cdot L_i}{\mu \cdot E_{0,i}} \quad (18)$$

mit der im Kanal i gemessenen Strahldichte L_i , dem Kosinus des Sonnenzenitwinkels μ sowie derjenigen Strahldichte $E_{0,i}/\pi$, welche das Sonnenlicht nach einer Reflektion an einer vollständig und isotrop rückstreuenden Oberfläche erzeugen würde. Im Langwelligen ist die Nutzung der Helligkeitstemperatur T_H üblich, welche die Temperatur ist, die ein Schwarzkörper haben müsste, um im jeweiligen Kanal eine identische Strahldichte zu erzeugen:

$$\int (B_\lambda(T_H) \cdot P_i(\lambda)) d\lambda = L_i \quad (19)$$

wobei P_i hier die spektrale Empfindlichkeitsfunktion im Kanal i des Instruments ist.

Die „Messung“ am Satelliten stellt einen 15-dimensionalen Vektor dar, der sich aus den 2 Werten des GERB-Instrumentes sowie den 12 Kanälen von SEVIRI zusammensetzt. Der $3.7 \mu\text{m}$ Kanal von SEVIRI misst sowohl kurz- als auch langwellige Anteile, so dass dieser Kanal mit zwei Werten (Reflektivität und Helligkeitstemperatur) in den Messvektor eingeht. Unter Berücksichtigung aller genutzten Sonnen- und Satellitenzenitwinkel sowie relativen Azimutwinkel umfasst der Datensatz etwa 1.8 Milliarden mögliche Messvektoren.

4.4. Neuronales Netz

4.4.1. Grundlagen

Künstliche neuronale Netze stellen den Versuch dar, das natürliche Prinzip der Informationsverarbeitung in biologischen Systemen mit Hilfe der Computertechnik zu simulieren. In Abhängigkeit vom behandelten Problem ist die Aufgabe des neuronalen Netzes, eine unbekannte Funktion:

$$Y(x): R^k \rightarrow R^l: x \rightarrow Y(x) \quad (20)$$

darzustellen, wobei diese Funktion $Y(x)$ im konkreten Fall durch Gleichung (15) gegeben ist. Diese Darstellung wird durch eine Anzahl von miteinander vernetzten sog. Neuronen erreicht. In der hier betrachteten einfachsten Form sind die Neuronen in Schichten angeordnet, wobei jedes Neuronenpaar innerhalb benachbarter Schichten durch ein als Synapse bezeichnetes Ge-

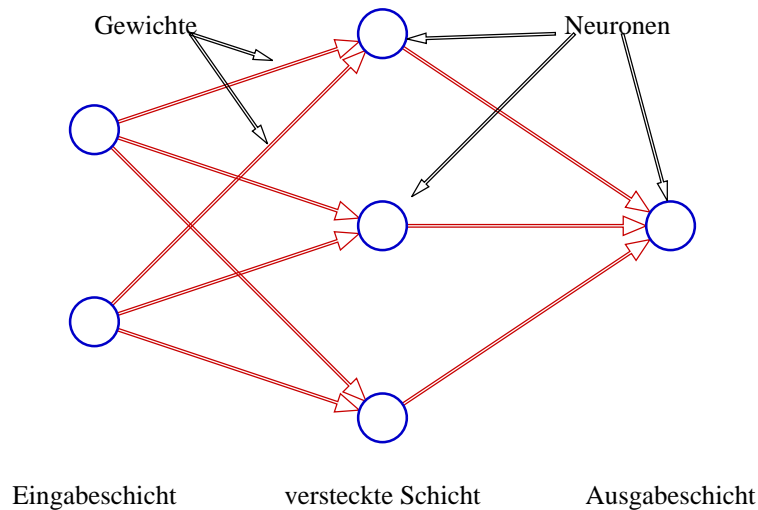


Abbildung 9: Prinzipieller Aufbau eines Neuronalen Netzes

wicht verknüpft ist (vergl. Abbildung 9). Aus der abzubildenden Funktion (20) ergibt sich die Notwendigkeit, k Neuronen zur Eingabe des unabhängigen Phasenraumes und l Neuronen zur Ausgabe des abhängigen Phasenraumes vorzuhalten, womit sich eine Richtung des Netzes ergibt. Dazwischen sind eine beliebige Anzahl versteckter Neuronen in beliebig vielen Schichten angeordnet.

Innerhalb jedes Neurons mit Ausnahme der Eingabeneuronen wird die Ausgabe der gesamten vorherigen Schicht verarbeitet (Abbildung 10). Die in das Neuron eingehende Information e_i ist die mit den entsprechenden Synapsen w_{ji} gewichtete Summe der Ausgaben a_j der vorhergehenden Schicht. Nach Abzug einer für jedes Neuron spezifischen Verschiebung b_i wird eine

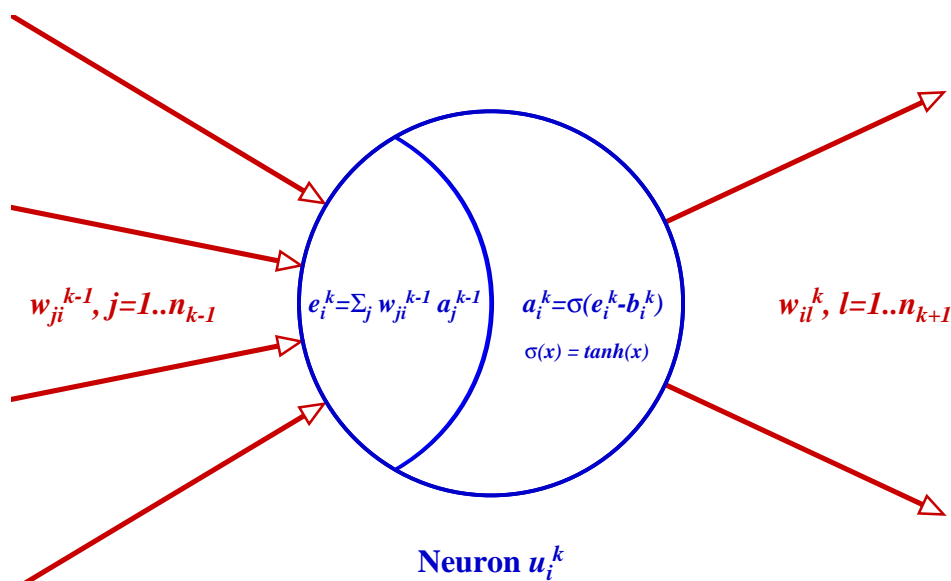


Abbildung 10: Informationsverarbeitung im i -ten Neuron der k -ten Schicht des Netzes

nichtlineare Funktion σ auf den erhaltenen Wert angewendet und dann als Ausgabe a_i an die Neuronen der nachfolgenden Schicht weitergegeben. Aufgrund der leichten Ableitbarkeit wird $\sigma(x) = \tanh(x)$ gewählt.

Wird ein Element eines k -dimensionalen unabhängigen Phasenraumes an die k Eingabeneuronen angelegt, so erhält man an den Ausgabeneuronen eine Position im l -dimensionalen abhängigen Phasenraum. Damit stellt das gesamte Netz N eine Funktion

$$N(\mathbf{x}, \mathbf{W}, \mathbf{b}): R^k \rightarrow R^l: \mathbf{x} \rightarrow N(\mathbf{x}, \mathbf{W}, \mathbf{b}) \quad (21)$$

mit konstantem Gewichtevektor \mathbf{W} und Verschiebungsvektor \mathbf{b} dar. Diese Werte sind zunächst unbekannt und müssen durch das Training des Netzes bestimmt werden, wobei das Ziel sein muss, die Funktion $Y(\mathbf{x})$ durch $N(\mathbf{x}, \mathbf{W}, \mathbf{b})$ möglichst gut anzunähern. Die Qualität des Netzes kann mittels einer zu definierenden Fehlerfunktion F bestimmt werden, für welche man hier die quadratische Norm im R^l wählt:

$$F(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{W}, \mathbf{b}) = \|\mathbf{y} - \mathbf{n}(\mathbf{x}, \mathbf{W}, \mathbf{b})\|^2 \quad (22)$$

Dabei sind $\mathbf{y} = Y(\mathbf{x})$ die gewünschte Ausgabe für ein beliebiges Element \mathbf{x} des Datensatzes und $\mathbf{n} = N(\mathbf{x}, \mathbf{W}, \mathbf{b})$ das zugehörige Ergebnis des neuronalen Netzes mit den gegenwärtigen Parametern. Die Netzgüte ergibt sich dann aus dem über den gesamten Trainingsdatensatz summierten Fehler:

$$F(\mathbf{W}, \mathbf{b}) = \sum_i F(\mathbf{x}^i, \mathbf{y}^i, \mathbf{W}, \mathbf{b}) \quad , \quad (23)$$

wobei der Index i für alle Elemente des Datensatzes steht. Bei einem Netz mit insgesamt m Gewichten und n Neuronen erhält man damit eine Funktion $R^{m+n} \rightarrow R$, die jeder möglichen Belegung der \mathbf{W} und \mathbf{b} einen Fehlerwert zuweist. Damit wird die sogenannte Fehleroberfläche definiert, deren Minimum die gesuchte optimale Darstellung von $Y(\mathbf{x})$ durch $N(\mathbf{x}, \mathbf{W}, \mathbf{b})$ beschreibt.

4.4.2. Anwendung

Zur Berechnung des neuronalen Netzes kam das Programmpaket *Stuttgart Neural Network Simulator* (SNNS) in der Version 4.1 zum Einsatz, welches von der Universität Tübingen bereitgehalten wird (im Internet unter <http://www-ra.informatik.uni-tuebingen.de/SNNS/>). Die Bestimmung des Minimums der Fehleroberfläche erfolgt mittels der sogenannten *BackPropa-*

gation Methode. Hierbei werden die Vektoren W und b zunächst mittels einer Zufallsbelegung initialisiert. Iterativ werden anschließend der momentane Fehler bestimmt, der Gradient der Fehleroberfläche berechnet und dann die Gewichte entlang des Gradienten verändert, so dass eine Verkleinerung des Fehlers zu erwarten ist. Die Topologie des Netzes, also die Anzahl und Größe der Schichten, wird sukzessive verändert, bis benötigte Rechenzeit und erzielte Genauigkeit in einem vernünftigen Verhältnis erscheinen.

Die Dauer der jeweiligen Optimierung eines neuronalen Netzes hängt sowohl von der Größe des Netzes, im wesentlichen der Anzahl der Gewichte, als auch von der Größe des zur Optimierung benutzten Datensatzes ab. Da mit der Komplexität der Abhängigkeiten auch die benötigte Größe des Netzes wächst, ist es sinnvoll, für mehrere zu definierende Teilbereiche des Datensatzes getrennte neuronale Netze zu bestimmen. Im Bereich der Satellitendaten bietet sich eine Aufteilung nach Beobachtungsgeometrien und Sonnenstand an, da diese Werte für jedes Bildelement leicht zu bestimmende Funktionen der Zeit sind. Um die Werte beliebiger Geometrien interpolieren zu können, ist es notwendig, für alle variierten Winkel jeweils zwei „benachbarte“ im Abstand von 10 Grad in den Teildatensatz aufzunehmen. Der exemplarische Datensatz, dem die in Kapitel 5 vorgestellten Ergebnisse zu Grunde liegen, enthält Messvektoren für Sonnenzenitwinkel von 0 und 10 Grad, für Satellitenzenitwinkel ebenfalls von 0 und 10 Grad (also ein quasi senkrechter Lichtausfall aus der Atmosphäre) sowie für maximal zurückgestreutes Sonnenlicht (relativer Azimutwinkel 170 und 180 Grad). Aus diesem Teildatensatz, der 2 934 144 Vektoren enthält, werden zur weiteren Rechenzeitreduktion per Zufallsgenerator knapp 10% (299 996 Vektoren) ausgewählt, die die statistische Bandbreite des gesamten Teildatensatzes widerspiegeln und zur Optimierung herangezogen werden.

4.5. Modellkombination

Wird ein physikalischer Zustand vorhergesagt bzw. aus anderen Größen abgeleitet, so lassen sich mehrere voneinander unabhängige Vorhersagen zu einer gemeinsamen, im Mittel besseren Aussage kombinieren. Die Genauigkeit der Ableitungen oder Vorhersagen wird typischerweise durch den mittleren quadratischen Fehler *MSE* (*mean square error*) bzw. dessen Wurzel dargestellt. Unter Minimierung des Fehlers der Kombination werden die Koeffizienten der linearen Kombination bestimmt, also durch eine multi-variate Regression. Diese Methode der Vorhersagenkombination geht auf Thomson (1977) zurück und wurde von Fraedrich und Leslie (1987) zur Kombination von Wahrscheinlichkeitsvorhersagen ausgebaut.

Liegen zwei Abschätzungen ϕ_I und ϕ_2 eines zu beobachtenden Zustandes ϕ_B vor, so lässt sich die Linearkombination ϕ_K

$$\phi_K = c + \alpha_1 \cdot \phi_1 + \alpha_2 \cdot \phi_2 \quad (24)$$

definieren. Der mittlere quadratische Fehler MSE zwischen kombinierter Abschätzung und Beobachtung ergibt sich zu

$$MSE = \overline{(\phi_K - \phi_B)^2} = \overline{(c + \alpha_1 \cdot \phi_1 + \alpha_2 \cdot \phi_2 - \phi_B)^2} \quad (25)$$

und lässt sich bezüglich der Parameter c , α_1 und α_2 mittels einer multivariaten Regression minimieren. Hierzu wird ein Datensatz verwendet, der unabhängig von demjenigen sein muss, der zur Optimierung der neuronalen Netze verwendet wurde. Im linken Teil von Abbildung 11 ist die Abfolge der Kombination schematisch dargestellt. Der letztlich abzuschätzende Parameter ist die Nettoerwärmungsrate der Atmosphäre in verschiedenen Höhenschichten. Nachdem die neuronalen Netze anhand des Lerndatensatzes trainiert wurden, werden sie auf den Kombinationsdatensatz angewendet. Als Ergebnis erhält man die kurzwellige, die langwellige und die Netto-Erwärmungsrate jeweils aus unabhängigen Schätzungen. Kurz- und langwellige Erwärmungsrate werden zu einer zweiten Abschätzung der Nettoerwärmungsrate addiert, welche mit der ersten linear verknüpft wird. Mittels linearer Regression werden die Koeffizienten der Linearkombination bestimmt, die dann bei einer späteren Anwendung des neuronalen Netzes z.B. auf einen Verifikationsdatensatz zur Anwendung kommen.

4.6. Verifikation

Die Qualität jedes abgeleiteten Modells zur Abschätzung physikalischer Parameter wird mittels einer problemspezifischen Verifikation getestet. Hierzu wird ein weiterer Datensatz, der unabhängig von allen zur Modellbildung verwendeten Datensätzen sein muss, genutzt. In der vorliegenden Arbeit dient eine 257 162 Vektoren starke Teilmenge aus dem Datensatz zur Verifikation. An dieser Stelle werden die später genutzten Verifikationsmaße vorgestellt.

Absolute Fehlermaße sind der mittlere Fehler ME (*mean error*), der in Gleichung (25) bereits eingeführte mittlere quadratische Fehler MSE und die Wurzel aus letzterem, $RMSE$ (*root mean square error*). Ist ϕ_I die Schätzung eines Zustandes ϕ_B , so ergibt sich der mittlere Fehler zu

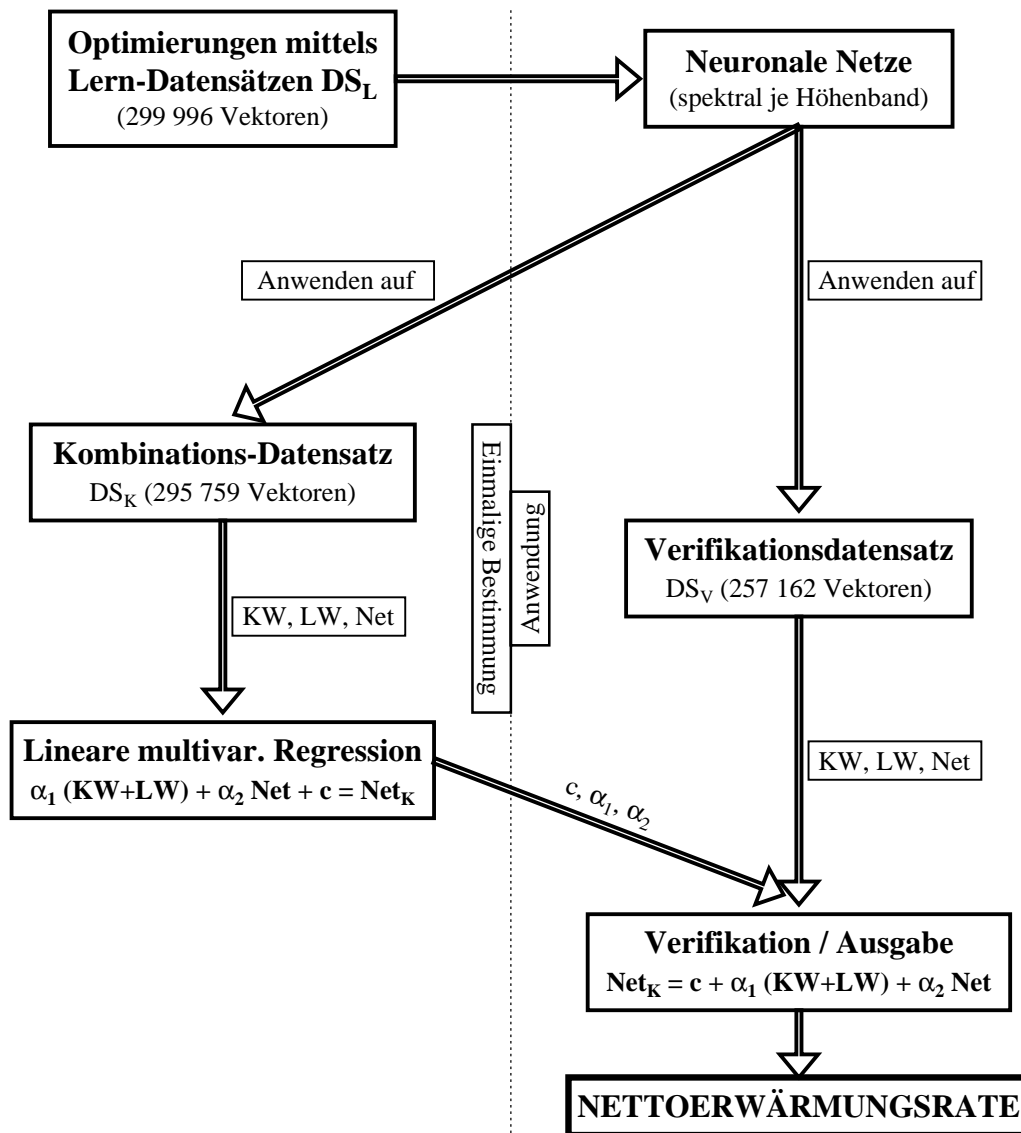


Abbildung 11: Flussdiagramm der Kombination von Vorhersagen und der Verifikation

$$ME = \overline{(\phi_1 - \phi_B)} = \bar{\phi}_1 - \bar{\phi}_B \quad (26)$$

Dieser Wert ist ein Maß für systematische Fehler des Modells und sollte den Wert Null annehmen. Der *MSE* dagegen als quadratischer Abstand gibt die Varianz des Fehlers wieder und stellt somit ein Maß der Schätzgenauigkeit dar. Dieser Wert wird innerhalb des Trainings der neuronalen Netze minimiert. Der *RMSE* wiederum, definiert als

$$RMSE = \sqrt{MSE} = \sqrt{(\phi_1 - \phi_B)^2}, \quad (27)$$

ist die Standardabweichung des Fehlers und somit einheitgleich zum abzuschätzenden Parameter. Daher stellt er eine sehr anschauliche Größe für die erreichte Genauigkeit dar. Die Häu-

figkeitsverteilung der erreichten Fehler lässt sich darüber hinaus als Histogramm darstellen.

Zur Aufschlüsselung des Fehlerverhaltens ist neben diesen „globalen“ Fehlerwerten die Einführung von „lokalen“ Größen nötig, welche das nähere Verhältnis von Zustand und Schätzung beschreiben. In Anlehnung an das von Murphy und Winkler (1987) eingeführte Verifikationskonzept für Vorhersagen wird die gemeinsame Verteilung $p(\phi_I, \phi_B)$ von Zustand ϕ_B und dessen Abschätzung ϕ_I als Häufigkeitsfunktion der Wertepaare (ϕ_I, ϕ_B) definiert. Durch diese Gegenüberstellung erhält man direkt die Qualität der einzelnen Schätzung. Ein die gemeinsame Verteilung beschreibendes Maß ist der Korrelationskoeffizient r . Dieser ist definiert als

$$r = \frac{\overline{(\phi_I - \bar{\phi}_I)} \cdot \overline{(\phi_B - \bar{\phi}_B)}}{\sqrt{\overline{(\phi_I - \bar{\phi}_I)^2}} \cdot \sqrt{\overline{(\phi_B - \bar{\phi}_B)^2}}} \quad (28)$$

mit möglichen Werten zwischen -1 und +1.

Um weitere Informationen über die gemeinsame Verteilung zu erhalten, werden bedingte Verteilungen eingeführt. Diese stellen Häufigkeitsverteilungen unter Randbedingungen dar. Unterschieden werden hier bedingte Verteilungen $p(\phi_I|\phi_B)$ der Abschätzungen sowie bedingte Verteilungen $p(\phi_B|\phi_I)$ der Beobachtungen. Erstere beschreiben die Verteilung der Abschätzungen für den Fall, dass ein bestimmter Zustand ϕ_B vorliegt und sind somit ein Maß für die Vorhersagbarkeit bestimmter Zustände. Umgekehrt beschreibt die bedingte Verteilung der Beobachtungen die Häufigkeitsverteilung von möglichen Zuständen, die bei einer bestimmten Schätzung die Wirklichkeit darstellen. Damit erhält man ein Fehlermaß in Abhängigkeit von der Schätzung. Zusammen mit den Häufigkeitsverteilungen $p(\phi_B)$ der Beobachtungen und $p(\phi_I)$ der Schätzungen gilt:

$$p(\phi_I, \phi_B) = p(\phi_I|\phi_B) \cdot p(\phi_B) = p(\phi_B|\phi_I) \cdot p(\phi_I) \quad (29)$$

Dargestellt werden die bedingten Verteilungen als bedingte Quantile-Diagramme. Diese Abbildungen zeigen die Kurven des Medians (50%), der Quartile (25% und 75%) und der Dezile (10% und 90%) der jeweiligen bedingten Verteilung bei einer Klassenbreite von jeweils 0.25 K/Tag. Zur Abschätzung der Glaubwürdigkeit der bedingten Quantile ist die Kenntnis der Häufigkeitsverteilung der jeweils unabhängigen Größe notwendig, die als Histogramm in jeder Abbildung mit dargestellt ist. Eine hohe relative Häufigkeit innerhalb einer Klasse be-

deutet gleichzeitig eine hohe Signifikanz der zugehörigen bedingten Verteilung. Weiterhin sind in den Teilen b) der Abbildungen die Quartil-Differenzen D_Q :

$$D_Q = Q_{75\%} - Q_{25\%} \quad (30)$$

als weiteres Maß für die Variabilität des Fehlers, nämlich als Breite des Wertebereiches, innerhalb dessen 50% der bedingten Größe liegen, sowie die Asymmetrie A :

$$A = (D_{90\%} - M_{50\%}) - (M_{50\%} - D_{10\%}) \quad (31)$$

als Differenz der oberen und der unteren Breite der Verteilung aufgetragen.

5. ERGEBNISSE

In diesem Kapitel werden die aus dem Datensatz abgeleiteten Ergebnisse präsentiert. Zunächst werden einige statistische Eigenschaften des Datensatzes sowie Zusammenhänge zwischen strahlungsbedingten Erwärmungsraten und anderen Parametern anhand ausgewählter Fälle vorgestellt. Die neuronalen Netze werden trainiert und angewandt. Anhand der hierbei ermittelten Fehlermaße werden die Abschätzbarkeit der Nettoerwärmungsraten bei bestimmten atmosphärischen Zuständen sowie der zu erwartende Fehler bei bestimmten Ausgaben der neuronalen Netze diskutiert. Die unabhängig voneinander ermittelten Erwärmungsraten in verschiedenen Spektralbereichen werden zu einer gemeinsamen Abschätzung kombiniert, und die erzielte Verbesserung der Abschätzung wird diskutiert.

5.1. Wertebereich des Datensatzes

Wie bereits erwähnt ist bei der Erstellung des Datensatzes zu beachten, dass der Wertebereich der simulierten vorherzusagenden Größe den Gesamtbereich der möglichen Zustände möglichst weiträumig abdeckt. Weder Neuronale Netze noch nichtlineare Regressionsverfahren sind in der Lage, Werte außerhalb des Wertebereiches des Datensatzes vernünftig zu extrapolieren. Die Verteilungen der simulierten Erwärmungsraten bei einem Sonnenzenitwinkel von Null Grad sind in Abbildung 12 für die verschiedenen Höhenbänder (a-c) sowie die verschiedenen Spektralbereiche (rot kurzwellig, blau langwellig und grün Netto) dargestellt. In der unteren Troposphäre¹ (Abbildung 12c) sind sowohl kurz- als auch langwellige Erwärmungsraten annähernd gaußverteilt, wobei die Nettoerwärmungsrate als Summe der beiden

1. Es sei nochmals daran erinnert, dass die Bezeichnungen „Troposphäre“ und „Stratosphäre“ im Zusammenhang mit den Erwärmungsraten aus sprachlichen Gründen gewählt wurden, um die wiederholte Nutzung des Terms: „im Höhenbereich zwischen x und y Kilometern“ zu vermindern. Die Tropopause als Grenze im meteorologischen Sinne liegt nicht konstant bei 10 Kilometern, sondern schwankt mit den verwendeten Temperaturprofilen zwischen 8 und 15 Kilometern.

anderen eine deutlich schmalere Verteilung zeigt. Diese Werte lassen daher eine zufriedenstellende Ableitbarkeit mittels statistischer Mittel erwarten. Die spektralen Erwärmungsraten in der oberen Troposphäre (Abbildung 12b) zeigen dagegen ein breites, flach auslaufendes Kontinuum mit jeweils mehreren scharfen Maxima innerhalb des Wertebereiches, in welchem auch in der unteren Atmosphäre die Maxima liegen. Jede dieser Spitzen lässt sich jeweils einem atmosphärischen Profil von Temperatur, Druck und Wasserdampf zuordnen. Die Nettoerwärmungsraten zeigen sogar ein einzelnes, scharf ausgeprägtes Maximum bei leichten Erwärmungen und ebenfalls ein weit auslaufendes Kontinuum. Hier ist, ebenso wie bei den Werten für die obere Atmosphäre (Abbildung 12a), wo die Verteilungen bei ähnlich breiten Ausdehnungen noch schärfere Maxima zeigen, eine reduzierte Genauigkeit zumindest bei Werten aus den schwach besetzten Flanken zu erwarten. Minima und Maxima sowie die jeweiligen Standardabweichungen der Erwärmungsraten sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Mit sich veränderndem Sonnenzenitwinkel ändert sich die kurzweilige und damit auch die Netto-Strahlungsdivergenz. Die Abhängigkeit der Verteilungshäufigkeiten der simulierten Erwärmungsraten im Datensatz vom Sonnenzenitwinkel ist in den Abbildungen 13 bis 15 dargestellt. In allen Höhenbändern wird die Verteilung der kurzweiligen Erwärmungsraten mit zunehmenden Sonnenzenitwinkel schmaler, wobei der Wert des Maximums kleiner wird. In gleicher Weise wird die Verteilung der Nettoerwärmungsraten breiter und nähert sich derjenigen der langweiligen Erwärmungsraten an. Gleichzeitig wird der Wertebereich der kurzweiligen Erwärmungsraten eingeschränkt.

Tabelle 1: Wertebereich der simulierten Erwärmungsraten (alles in K/Tag), Teildatensatz mit Sonnenzenitwinkeln 0 und 10 Grad

		Minimum	Maximum	Streuung
über 10km	KW	0.79	9.57	1.23
	LW	-4.46	0.98	0.51
	Netto	-0.60	8.71	0.94
5-10km	KW	0.02	8.53	1.42
	LW	-5.78	3.46	1.14
	Netto	-0.26	7.02	1.13
0-5km	KW	0.00	4.83	0.84
	LW	-3.43	1.17	0.70
	Netto	-1.28	2.95	0.49

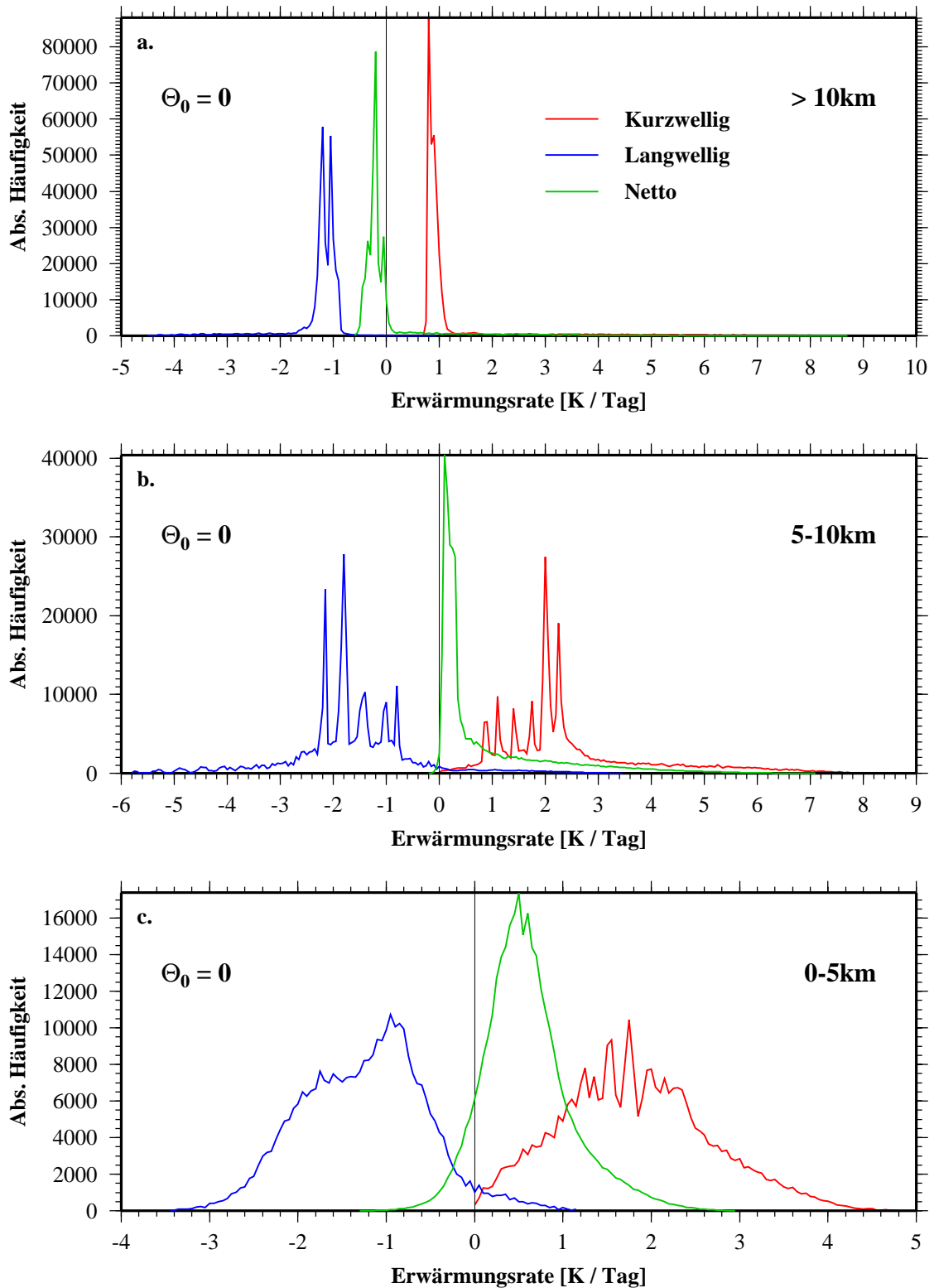


Abbildung 12: Häufigkeit der simulierten Erwärmungsraten (Breite 0.05 Kelvin pro Tag), aufgeteilt nach Höhenbändern für alle atmosphärischen Profile bei einem Sonnenzenitwinkel von 0 Grad. a. Oberhalb 10 km Höhe; b. 5-10 km Höhe; c. Oberfläche bis 5 km Höhe

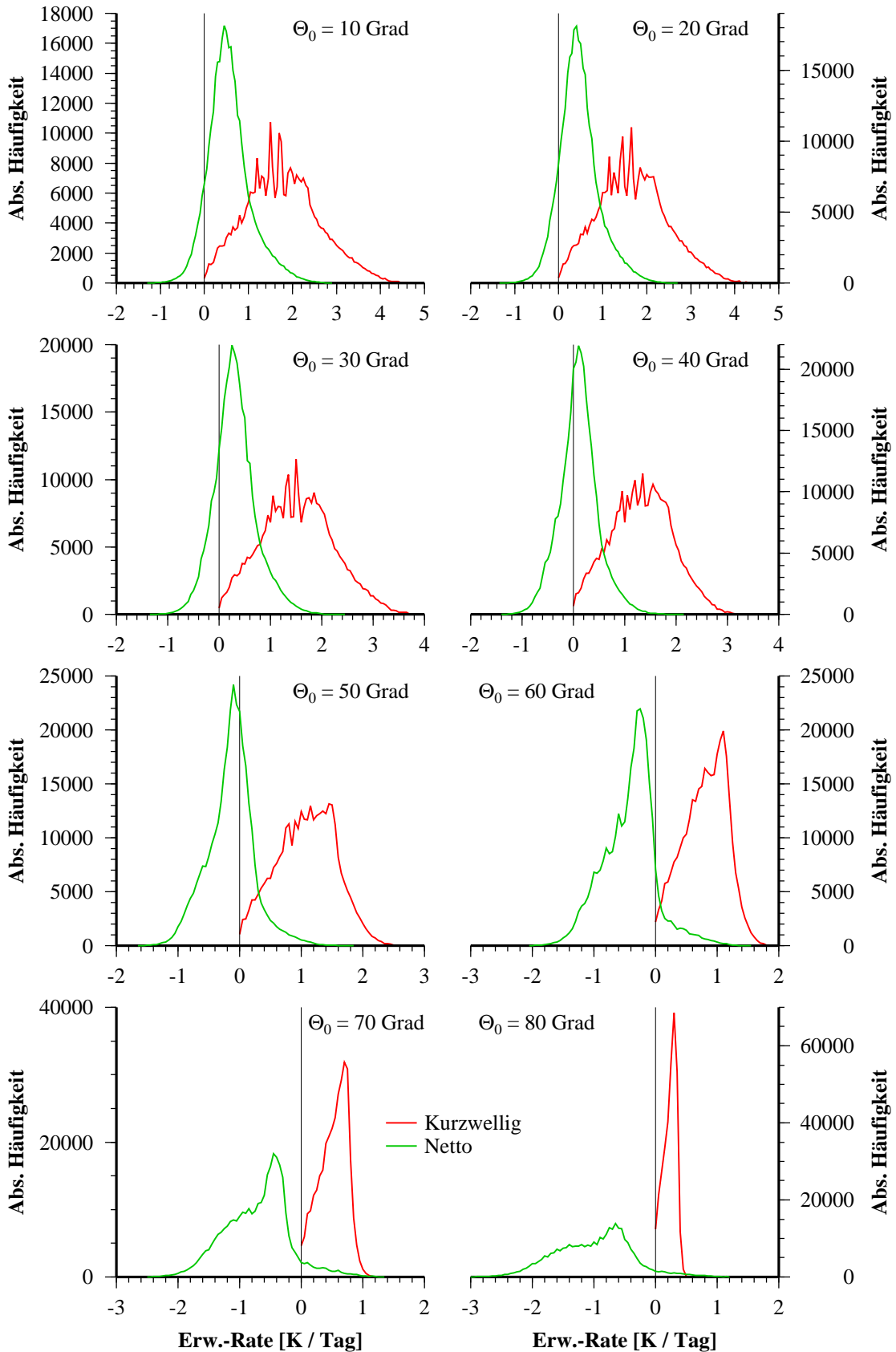


Abbildung 13: Häufigkeit der simulierten kurzwelligen und Netto-Erwärmungsraten von 0 - 5 Kilometer Höhe (Breite 0.05 Kelvin pro Tag), aufgeteilt nach Sonnenzenitwinkeln für alle atmosphärischen Profile

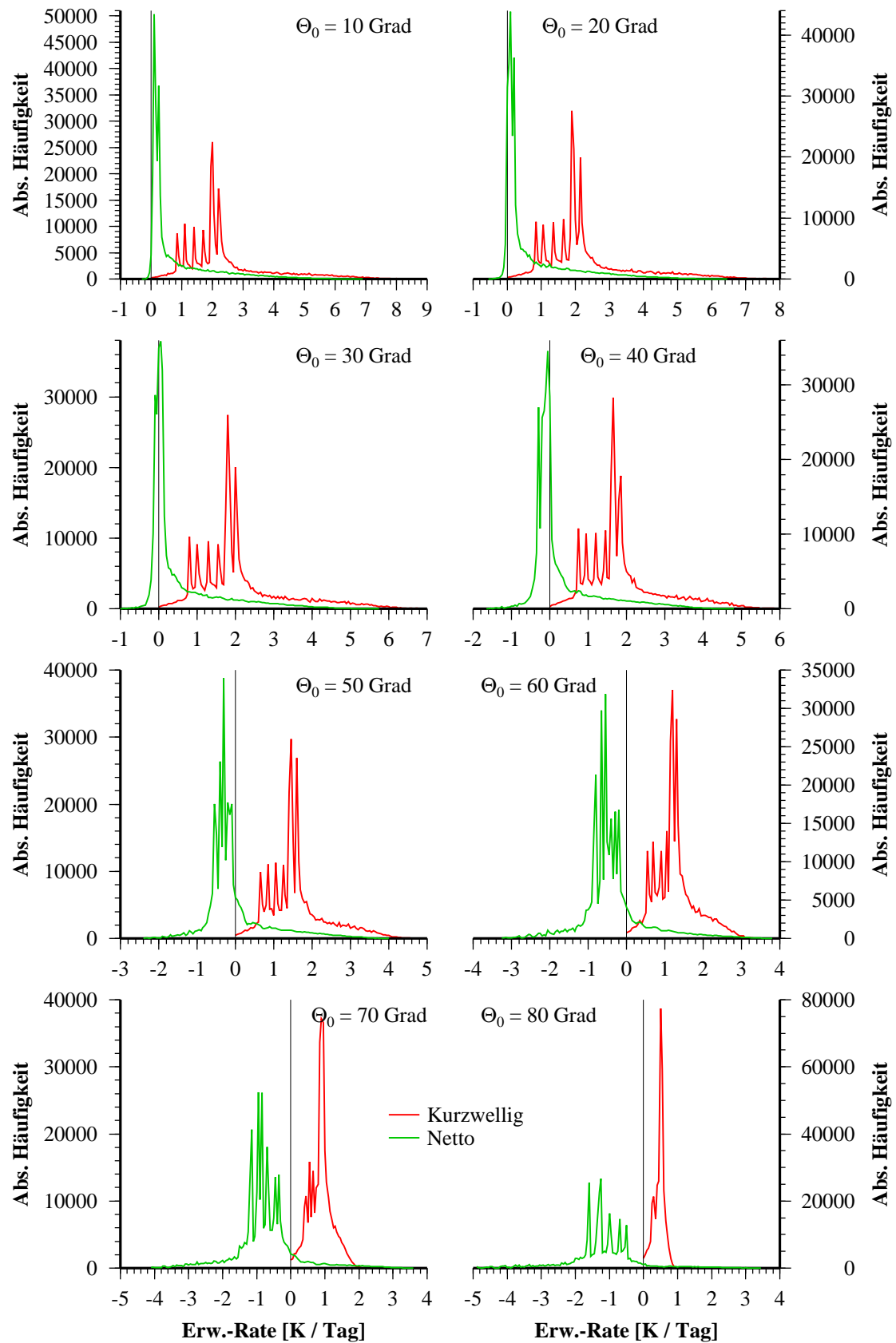


Abbildung 14: Wie in Abbildung 13, aber im Höhenband 5 - 10 Kilometer

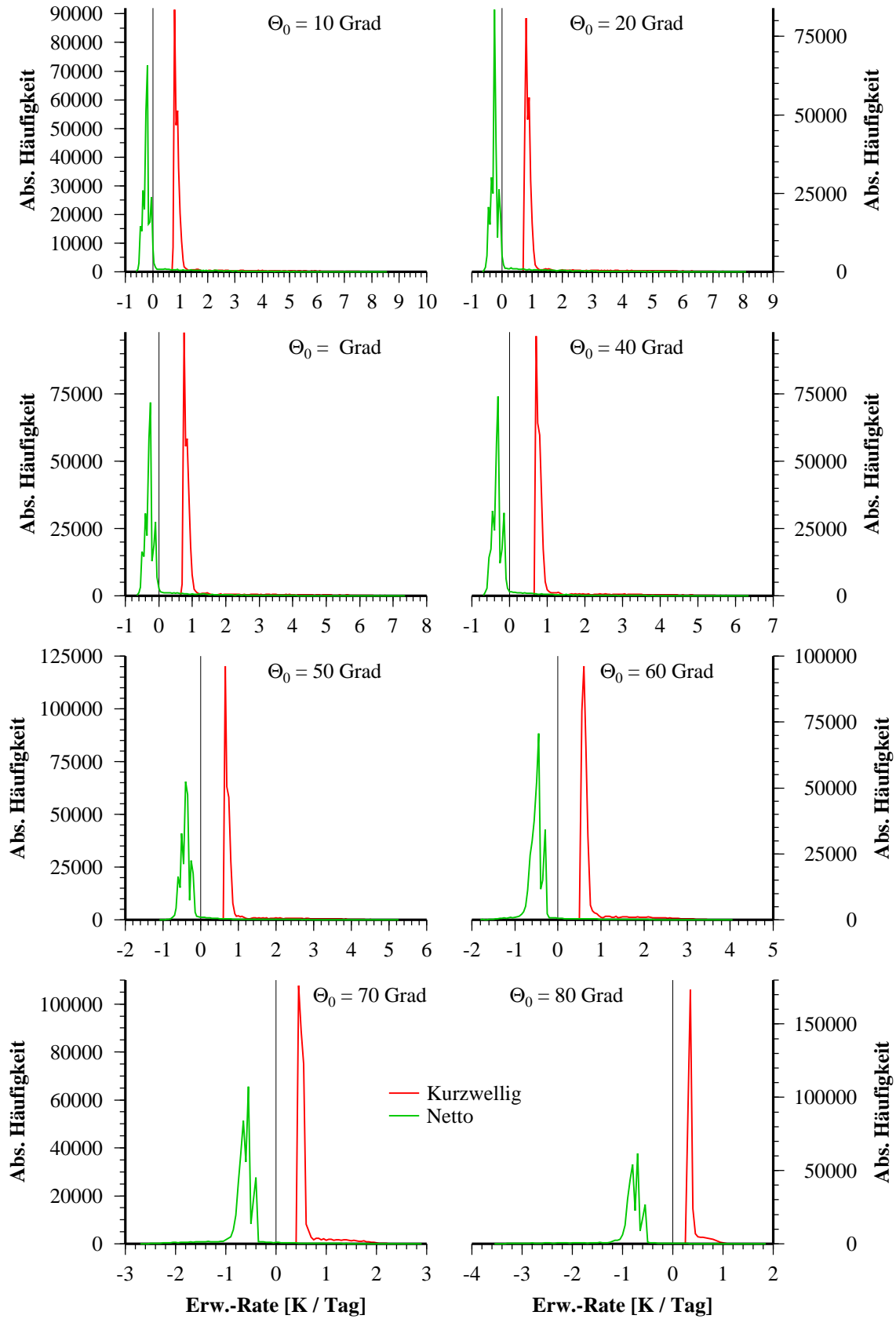


Abbildung 15: Wie Abbildung 13, aber für das Höhenband oberhalb 10 Kilometer

5.2. Grundlegende Zusammenhänge

In den Abbildungen 16 bis 18 sind die Abhängigkeiten der ermittelten Erwärmungsraten von den variierten atmosphärischen Parametern dargestellt, wobei jeweils die drei betrachteten Höhenbänder einzeln betrachtet werden. Sofern die entsprechenden Parameter nicht variiert werden, liegt eine Sommeratmosphäre der mittleren Breiten über einer Wasseroberfläche mit einer Oberflächentemperatur von 294 K zu Grunde. Bei einem Sonnenzenitwinkel von 0 Grad (senkrechter Einfall) werden exemplarisch zwei Wolken und der wolkenfreie Fall betrachtet. Diese Wolken sind Eiswolken mit einem effektiven Radius von 30 μm und einem Flüssigwassergehalt von 0.035 g/m^3 , zwischen 2 und 5 Kilometern bzw. zwischen 7 und 10 Kilometern Höhe gelegen. Inwieweit diese Wolken in der Natur in relevanter Häufigkeit auftreten, wird hier nicht hinterfragt. Zur Darstellung der zu betrachtenden Abhängigkeiten ist die Wahl von identischen physikalischen und geometrischen Eigenschaften entscheidend. Nach den in Abbildung 7 skizzierten Bedingungen zur Existenz von Eis- und Wasserwolken sind für beide Geometrien reine Eiswolken möglich.

Abbildung 16 zeigt den Zusammenhang zwischen Erwärmungsrate und Sonnenzenitwinkel. Für den „Nachtfall“ $\Theta \geq 90^\circ$ wurden die kurzwelligen Flüsse als Null definiert. Die kurzwellige Erwärmungsrate wird im Wesentlichen durch den Kosinus des Winkels bestimmt, allerdings mit Abweichungen. Die zur Verfügung stehende Strahlungsflussdichte nimmt mit dem Kosinus ab, gleichzeitig nimmt die Weglänge zu. Da die Absorption nicht linear mit der Weglänge steigt, nimmt die Erwärmungsrate mit zunehmendem Sonnenzenitwinkel zwar ab, jedoch langsamer, als eine Abschätzung mittels des Kosinus ergeben würde. Diese Differenz wird innerhalb von Wolken besonders stark. Unterhalb von Wolken ist die Energiedichte daher weiter reduziert als bei hohen Sonnenständen, so dass die Erwärmungsrate hier relativ niedriger ausfällt.

Nur einen kleinen Einfluss hat die gewählte Oberfläche. Da, wie erwähnt, die langwellige Emissivität für alle Untergründe identisch gewählt wurde, machen sich unterschiedliche Böden nur durch die unterschiedlichen kurzwelligen spektralen Albeden (vergl. die Abbildungen 75 und 76) in den kurzwelligen Erwärmungsraten bemerkbar. Während die Reflektivität über Wasserflächen spektral konstant, dafür aber stark vom Sonnenzenitwinkel abhängig ist, geht STREAMER bei Vegetation und Sand von isotropen Reflektionseigenschaften aus. Bei senkrechtem Sonnenstand ist die Albedo von Wasser deutlich kleiner als diejenige der Landoberflächen. Im Resultat erhält man über Wasserflächen eine geringere Erwärmungsrate

(Abbildung 17), während zwischen Vegetation und Sand nur vernachlässigbare Unterschiede entstehen. Am größten sind die Unterschiede für den wolkenfreien Fall in der unteren Troposphäre, wo aber auch nur Unterschiede zwischen Wasser und Sand von weniger als 0.5 K/Tag auftreten. In den oberen Bereichen der Atmosphäre liegen die Differenzen dagegen deutlich unter der Grenze von 0.1 K/Tag.

Deutlich macht sich die Variation von Temperaturprofil und Oberflächentemperatur im Langwelligen bemerkbar. In Abbildung 18 sind die Abhängigkeiten der langwelligen (links) und Netto-Erwärmungsraten (rechts) von der Oberflächentemperatur dargestellt. Die gepunkteten Linien verbinden dabei jeweils gleiche Temperaturprofile, die durchgezogenen Linien jeweils gleiche Temperaturdifferenzen zwischen Temperaturprofil an der Oberfläche und tatsächlicher Oberflächentemperatur. Es wird deutlich, dass in der unteren Troposphäre die Temperaturdifferenz zwischen Erdboden und Atmosphäre die langwellige Erwärmungsrate signifikant modifiziert. Insbesondere im bewölkten Fall (rot und blau) übersteigt dieser Einfluss denjenigen des atmosphärischen Temperaturprofils. In der oberen Troposphäre und darüber ist dagegen nur die atmosphärische Temperatur, nicht aber eine Erwärmung des Erdbodens relevant.

Eine Veränderung der Wolkenmikrophysik macht sich vor allem in der kurzwelligen Erwärmungsrate bemerkbar (Abbildung 19). Innerhalb und unterhalb von Flüssigwasserwolken (untere Reihe) ist der effektive Radius die entscheidende Größe, während der Flüssigwassergehalt vergleichsweise geringe Variationen der Erwärmungsraten hervorruft. Oberhalb der Wolke nimmt der durch die Mikrophysikänderung verursachte Einfluss ab, wobei mit zunehmendem Abstand von der Wolkenoberkante der Wassergehalt relativ an Bedeutung gegenüber dem effektiven Radius gewinnt. Bei Eiswolken haben Wassergehalt und effektiver Radius dagegen im eingesetzten Bereich der Mikrophysik einen ähnlich starken Einfluss.

Die Abhängigkeit der Erwärmungsraten von der Wolkengeometrie (Abbildungen 20 bis 28) stellt sich vielschichtig dar. Dargestellt sind jeweils die Erwärmungsraten in Abhängigkeit von der Wolkenoberkante, zusammengefasst nach allen Wolken mit jeweils gleicher Unterkantenhöhe (durchgezogene farbige Linien) bzw. gleicher geometrischer Dicke (gepunktete Linien). Die horizontale gepunktete Linie, welche die jeweils linken Enden der farbigen Linien verbindet, repräsentiert die Wolkendicke Null, also den wolkenfreien Fall. Im Gegensatz zu den vorher betrachteten Fällen wird hier die Winteratmosphäre der mittleren Breiten betrach-

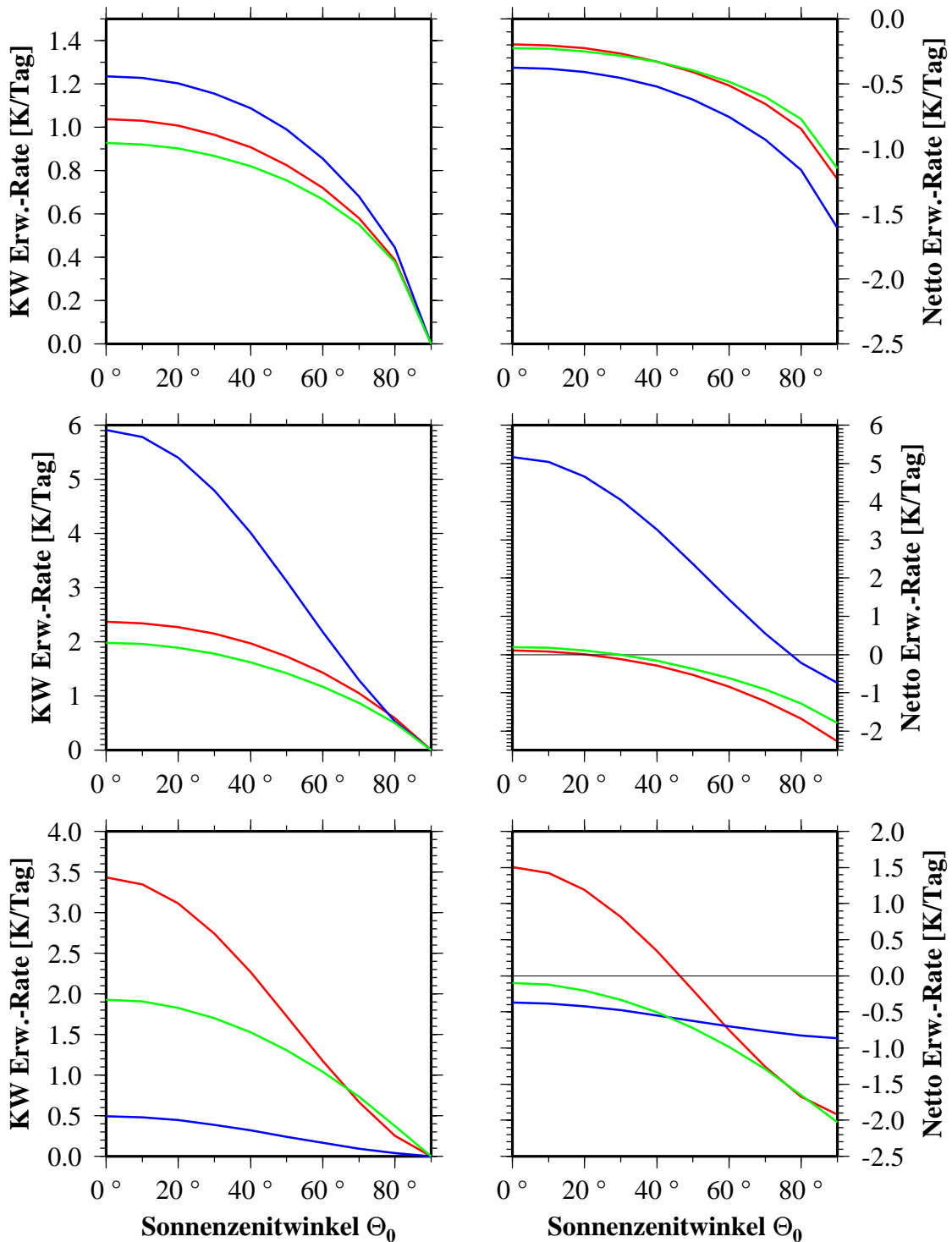


Abbildung 16: Abhängigkeit der Erwärmungsraten (links kurzweilig, rechts Netto) vom Sonnenzenitwinkel in den Höhenbändern 0-5 km (unten), 5-10 km (Mitte) und oberhalb 10 km (oben) für eine Eiswolke mit einer vertikalen Erstreckung von 2 bis 5 km Höhe (rot) bzw. von 7 bis 10 km Höhe (blau) sowie im wolkenlosen Fall (grün) (über Wasser, Sommeratmosphäre in mittleren Breiten)

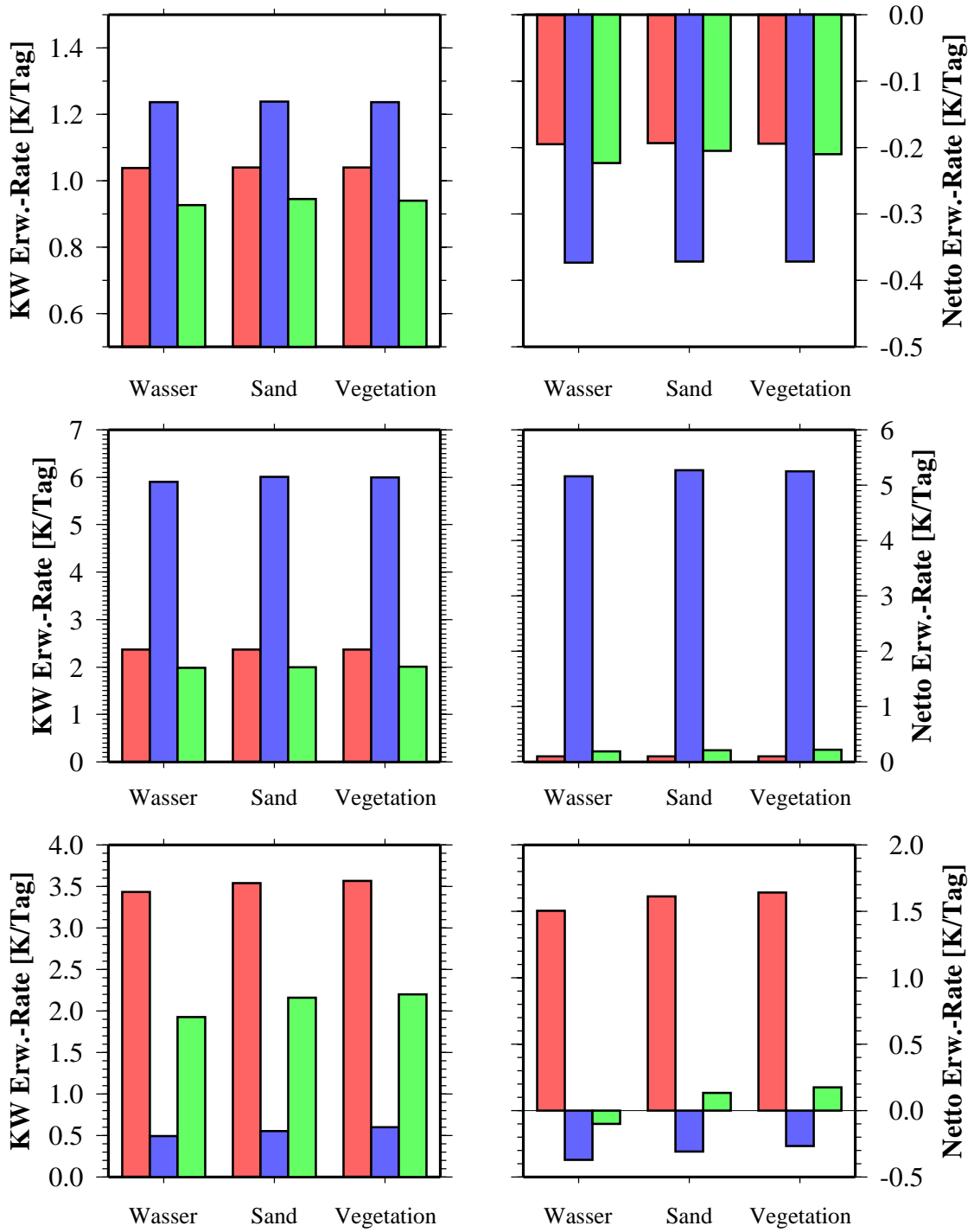


Abbildung 17: Inhalte und Farben wie in Abbildung 16, aber in Abhängigkeit vom Untergrund (Sonnzenitwinkel 0 Grad, Sommeratmosphäre in mittleren Breiten)

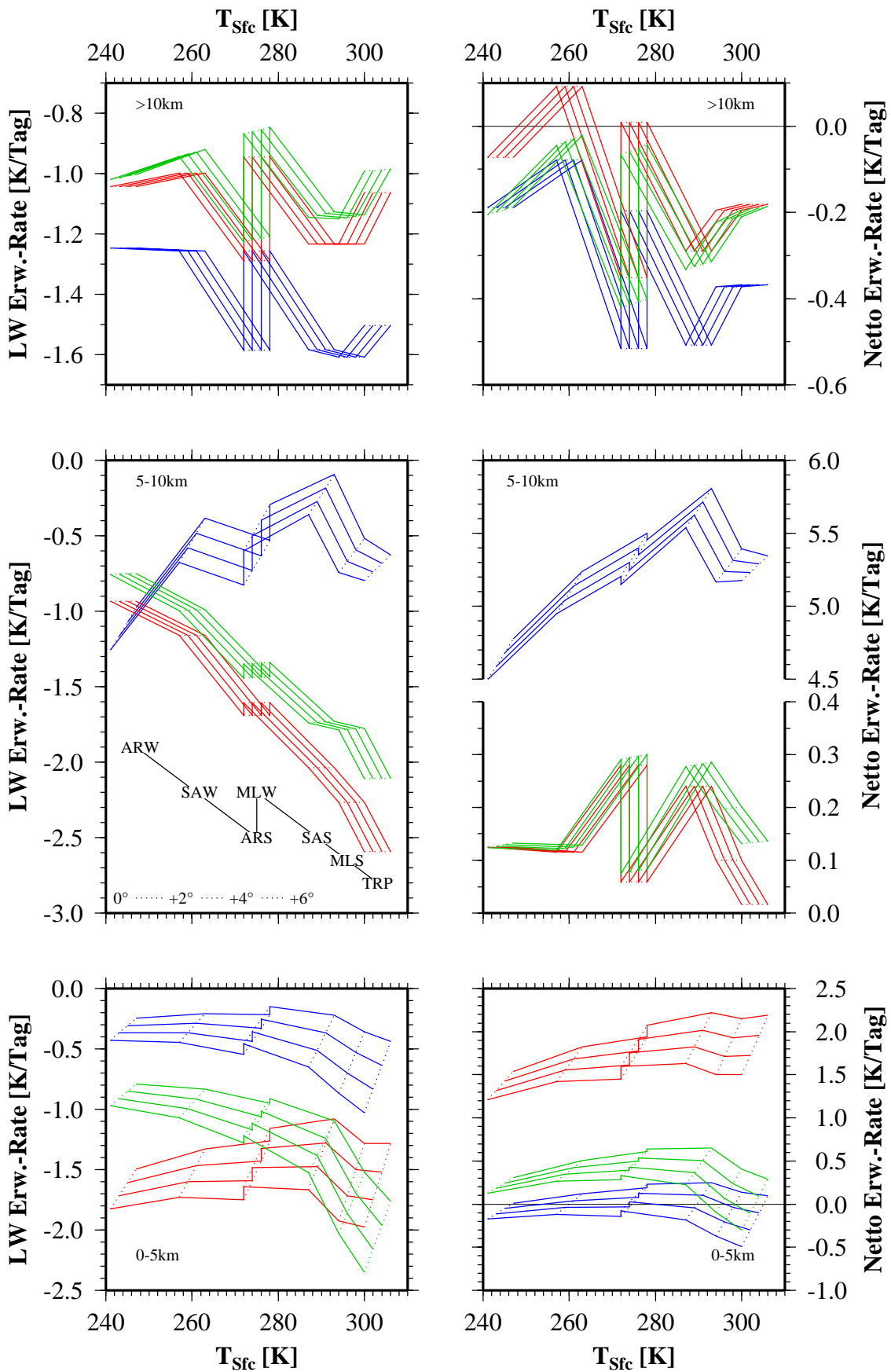


Abbildung 18: Wie Abbildung 16, aber Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur

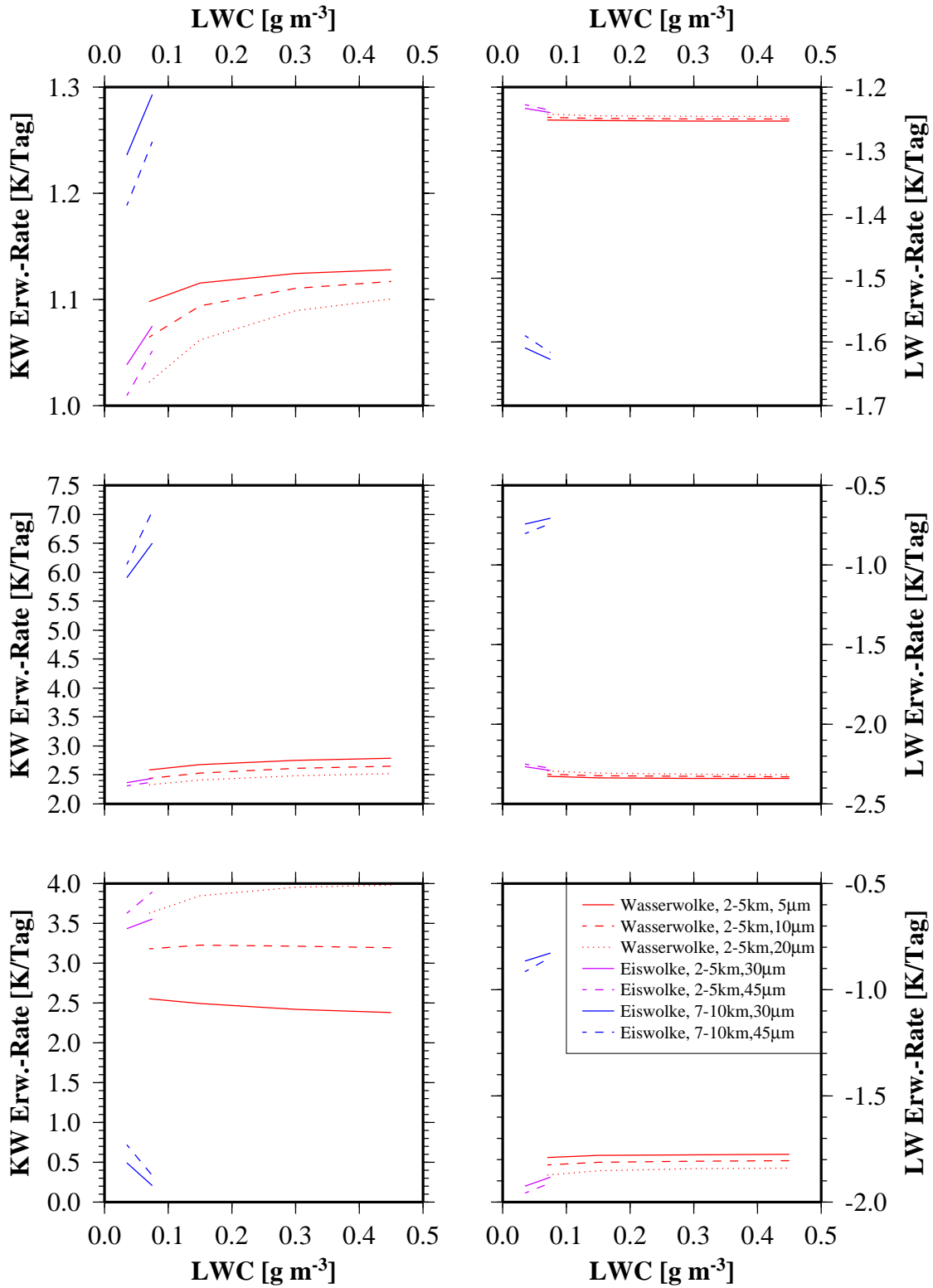


Abbildung 19: Abhängigkeit der kurz- (links) und langwelligen (rechts) Erwärmungsraten vom Wolkenwassergehalt für verschiedene effektive Radien in den Höhenbändern 0-5 km (unten), 5-10 km (Mitte) und oberhalb 10 km (oben)

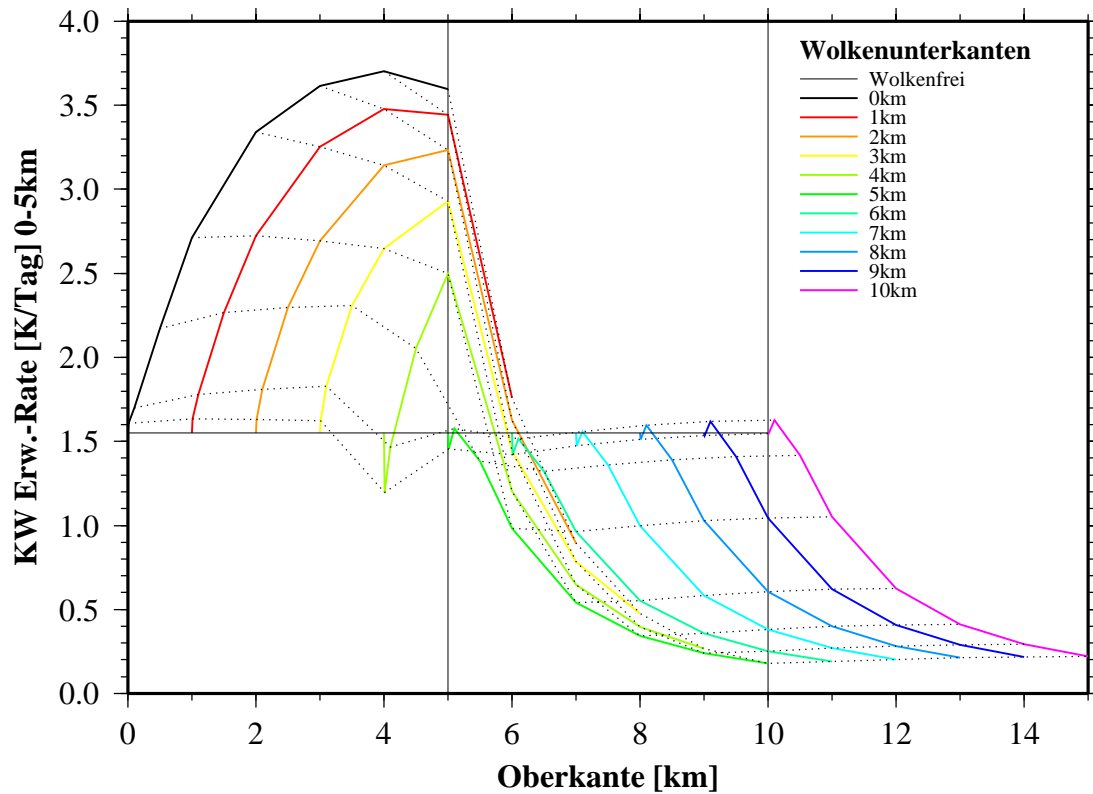


Abbildung 20: Zusammenhang zwischen mittlerer bodennaher kurzweiliger Erwärmungsrate (0-5 km) und Wolkenoberkantenhöhe; die farbigen Linien verbinden Wolken gleicher Unterkantenhöhe (Wolkendicken v.l.n.r.: 0, 10, 100, 500, 1000, 2000, 3000, 4000 und 5000 Meter)

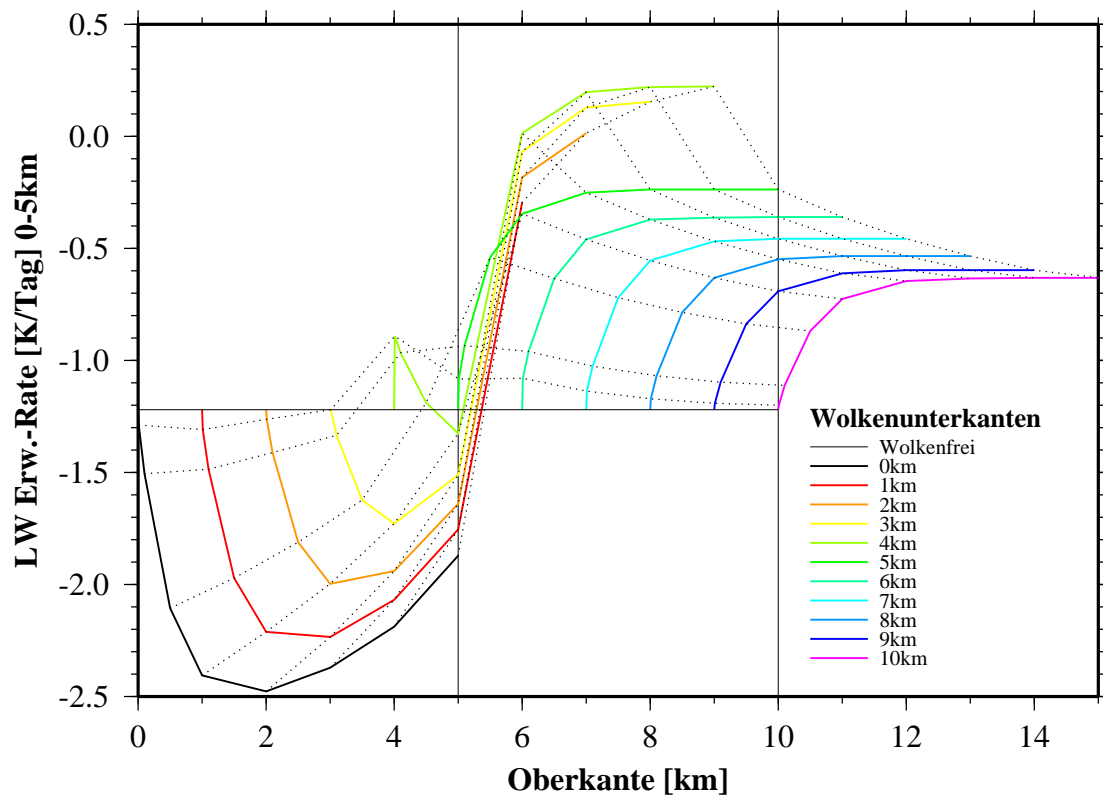


Abbildung 21: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere langweilige Erwärmungsrate

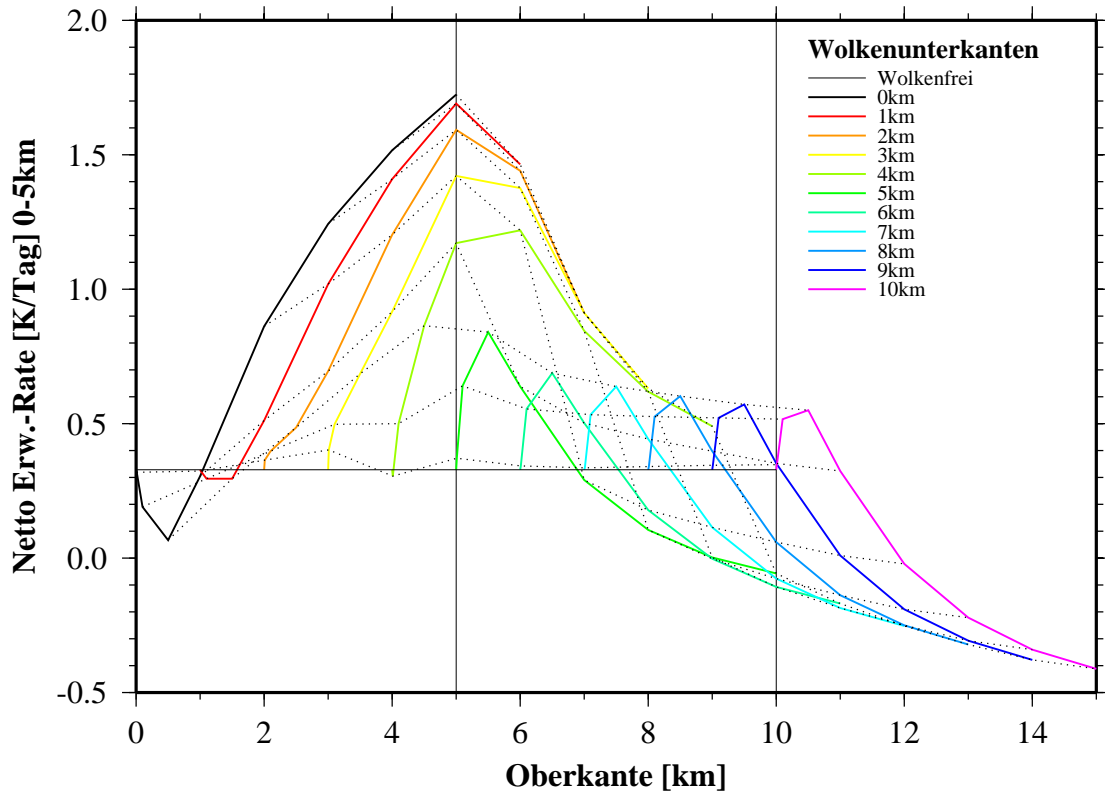


Abbildung 22: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere Netto-Erwärmungsrate

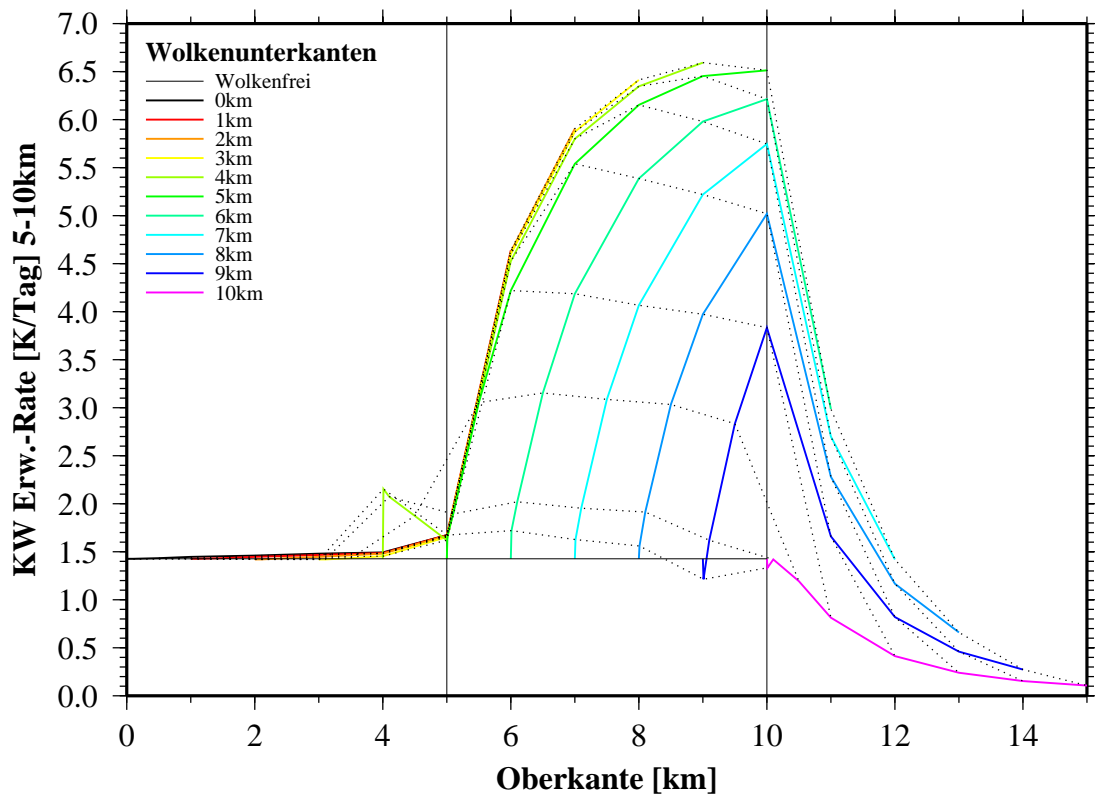


Abbildung 23: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere kurzwellige Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 km Höhe

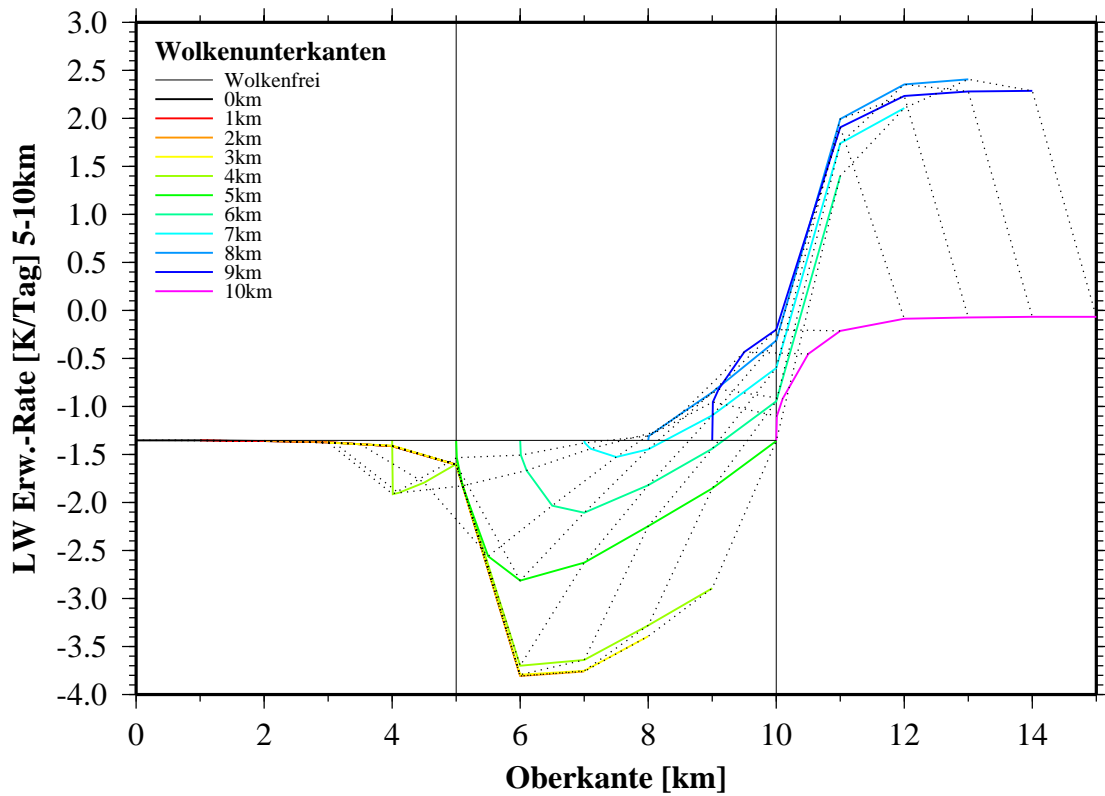


Abbildung 24: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere langwellige Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 km Höhe

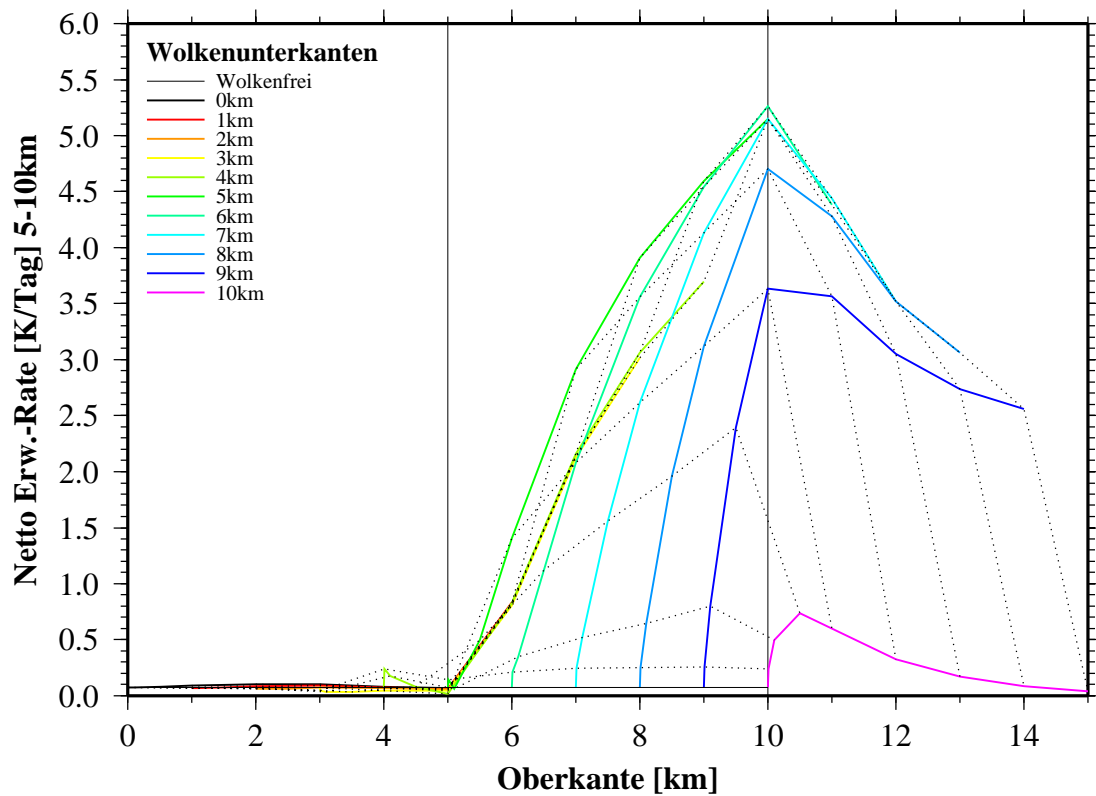


Abbildung 25: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere Netto-Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 km Höhe

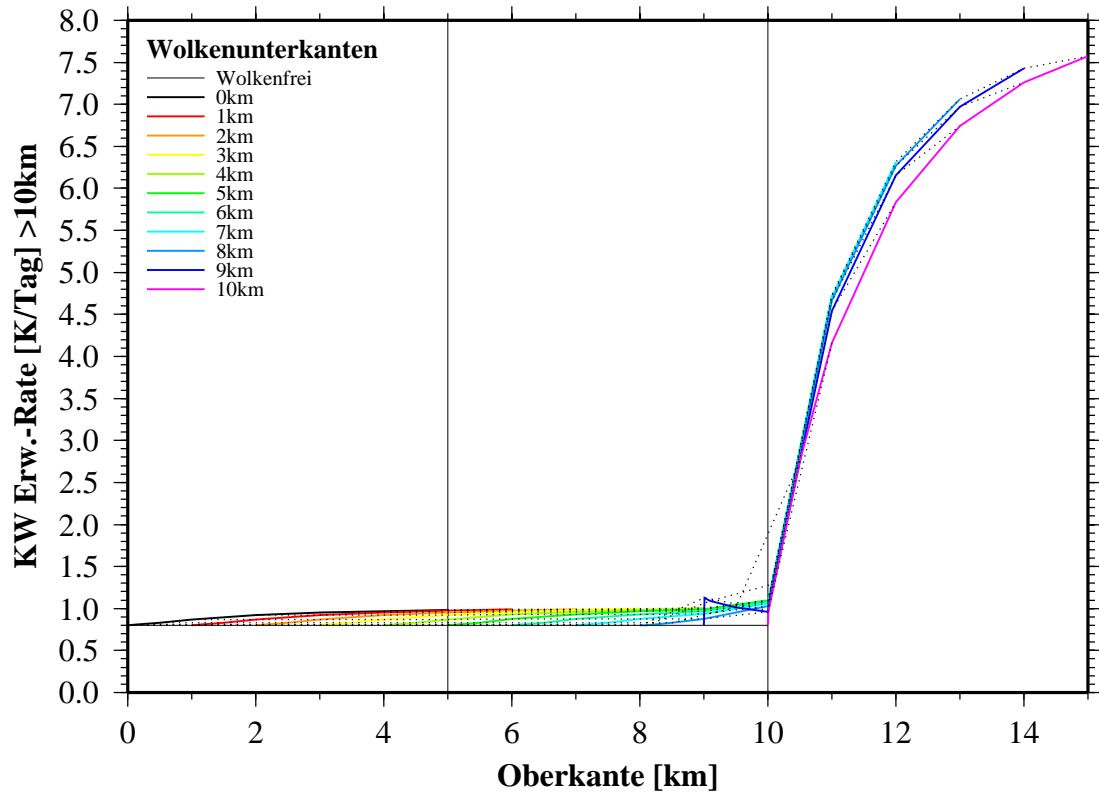


Abbildung 26: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere kurzwellige Erwärmungsrate oberhalb von 10 km

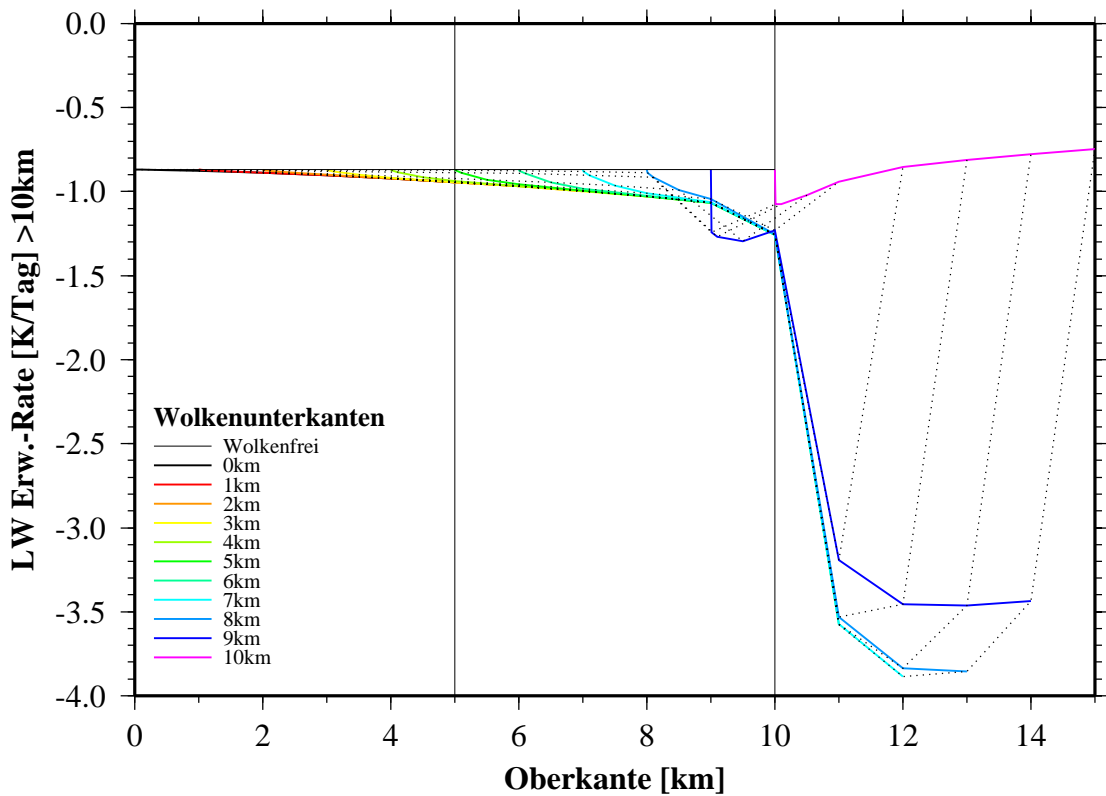


Abbildung 27: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere langwellige Erwärmung oberhalb von 10 km

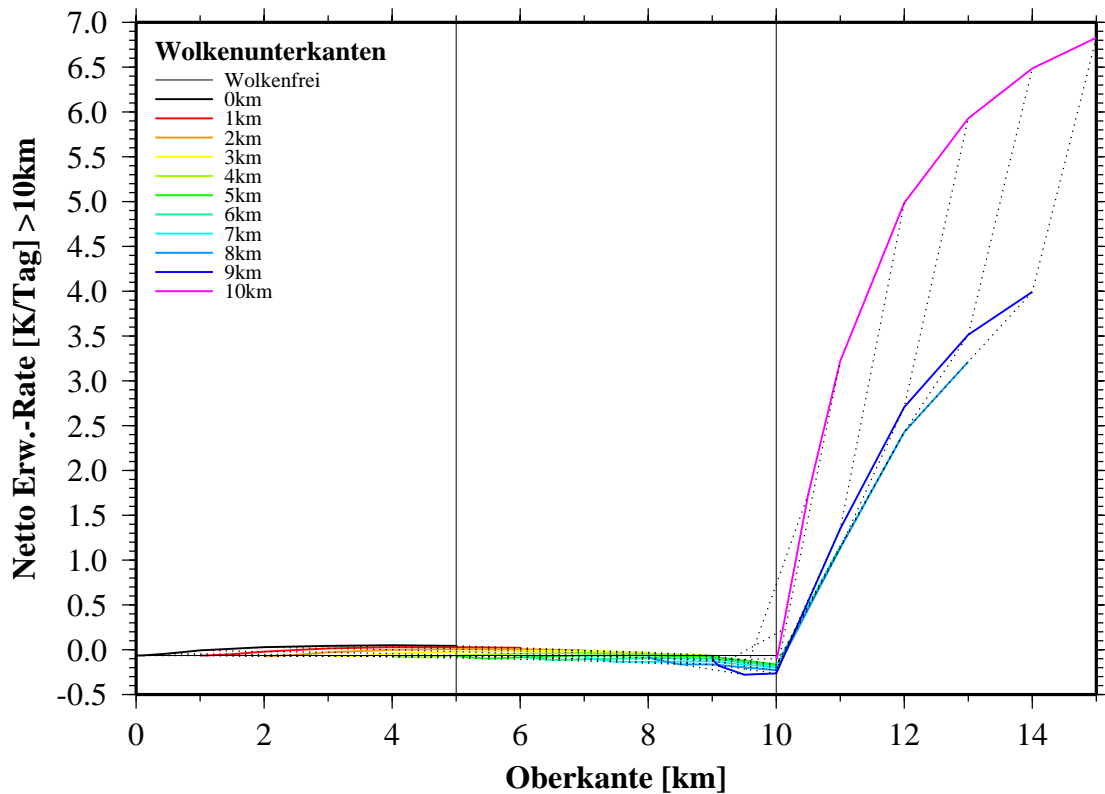


Abbildung 28: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere Netto-Erwärmungsrate oberhalb von 10 km

tet.

Sowohl die kurzwellige (Abbildung 20) als auch die langwellige (Abbildung 21) Erwärmungsrate in der unteren Troposphäre zeigen ein zweigeteiltes Verhalten, je nachdem, ob die Wolkenoberkante innerhalb der betrachteten Schicht (entsprechend unterhalb 5 km) oder darüber liegt. Ist ersteres der Fall, so nimmt die kurzwellige Erwärmungsrate mit der geometrischen Dicke der Wolke zu, wobei tiefer gelegene Wolken mit großer Vertikalerstreckung eine größere Erwärmung zur Folge haben als höhere Wolken. Liegt dagegen die Wolkenoberkante oberhalb von 5 km und damit außerhalb des Bandes, in welchem die Erwärmungsrate bestimmt wird, so kommt es im Vergleich zum wolkenfreien Fall zu einer Abkühlung, die mit der Dicke der Wolke zunimmt, aber nur sehr schwach von der Höhe der Wolke abhängt. Lediglich bei sehr dicken Wolken, deren Oberkante oberhalb von 5 km liegt, die aber sehr weit in die untere Troposphäre hineinreichen (rote bzw. orange Linie), kann es (bei der hier gezeigten Mikrophysik) noch zu einer leichten Erwärmung unterhalb von 5 km kommen.

Die langwellige Erwärmungsrate in der unteren Troposphäre (Abbildung 21) zeigt ein analoges, allerdings „spiegelverkehrtes“ Bild. Sofern die Wolke vollständig auf den Bereich un-

terhalb von 5 Kilometern beschränkt bleibt, kommt es im Vergleich zum wolkenfreien Fall zu einer Abkühlung. Dieser Effekt steigt mit zunehmender Wolkendicke, gleichzeitig führt jedoch die abnehmende Temperatur mit der Höhe zu einer Dämpfung der Abkühlung, so dass die maximale Abkühlung bei mittleren Vertikalerstreckungen zu finden ist. Liegt die Wolkenoberkante oberhalb des betrachteten Höhenbandes, kommt es in diesem Band zu einer relativen Erwärmung im Vergleich zum wolkenfreien Fall. Auch dieser Effekt nimmt mit zunehmender Höhe der Wolke ab, allerdings ist die Wolkenunterkante für das Maß der Erwärmung die entscheidende Größe. Abhängig von der Wolkenunterkantenhöhe wird mit zunehmender geometrischer Dicke der Wolke ein Sättigungsniveau erreicht.

Die Summe beider Wellenlängenbereiche, also die Nettoerwärmungsrate (Abbildung 22), zeigt, dass vorhandene Wolken in fast allen Höhenlagen zu einer Erwärmung der unteren Troposphäre im Vergleich zum wolkenlosen Fall führen. Lediglich dünne bodennahe und dicke hohe Wolken kühlen die bodennahe Atmosphäre.

Die mittleren Erwärmungsraten in der oberen Troposphäre (5 bis 10 km, Abbildungen 23 bis 25) zeigen ein ähnliches Verhalten, wobei die Amplituden der Effekte größer sind. Sofern die Wolkenoberkante unterhalb des Höhenbandes liegt, kommt es zu keiner relevanten Änderung der Erwärmungsrate verglichen mit dem wolkenlosen Fall. Für den Fall der innerhalb bzw. oberhalb des Höhenbandes liegenden Wolkenoberkante gelten die oben für die untere Troposphäre gemachten Angaben. Im Unterschied zu letzterem Höhenband kommt es in der oberen Troposphäre aber bei keiner Wolke zu relativen Abkühlungen.

In der Stratosphäre (Abbildungen 26 bis 28) kommt es bei tiefliegenden Wolken, die nicht über 10 Kilometer hinausragen, nur zu einer geringen Erhöhung der kurzwelligen Erwärmung. Ebenso ist nur eine geringe langwellige Abkühlung zu erwarten. Reicht die Oberkante der Wolke dagegen in das Höhenband oberhalb 10 Kilometern hinein, so kommt es zu einer starken, nur von der Wolkenoberkante abhängenden kurzwelligen Erwärmung. Die gleichfalls auftretende langwellige Abkühlung dagegen ist von der Unterkante der Wolke abhängig. Sofern die Wolke komplett innerhalb dieses Höhenbandes liegt (violette Linie), so kommt es zu keiner signifikanten Änderung der Erwärmungsrate mehr. Der Grund hierfür ist in dem gewählten Temperaturprofil zu suchen, welches oberhalb von 10 Kilometern nur noch eine schwache Temperaturabnahme zeigt (vergl. Abbildung 72).

Andere Veröffentlichungen zeigen ähnliche Größenordnungen der Erwärmungsraten, wo-

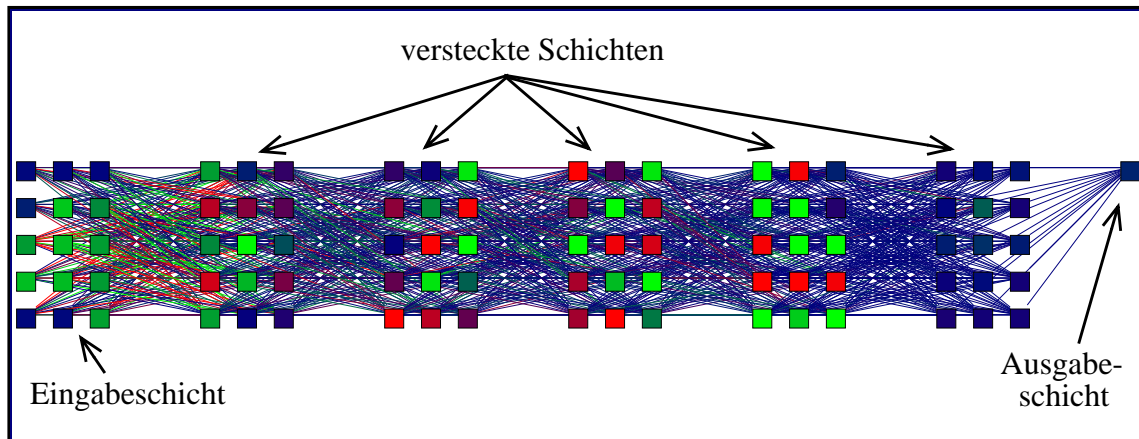


Abbildung 29: Topologie des am häufigsten verwendeten neuronalen Netzes (die Farben der Verbindungslinien stellen das Gewicht, die Farben der Neuronen den Wert bei zufälliger Belegung mit einem Element des Datensatzes dar)

bei die Vielfältigkeit der Darstellung einen direkten Vergleich verhindert. So berechnet und misst Stephens (1978 a,b) die Profile von stündlichen Temperaturänderungen innerhalb von Wasserwolken, Weare (1988) dagegen berechnet vertikal hochaufgelöst zonal gemittelte tägliche diabatische Temperaturänderungen aus den Ergebnissen eines globalen Zirkulationsmodells, Cox und Griffith (1978) zeigen mittlere Strahlungsflussdichtedivergenzprofile mit einer Auflösung von 100 hPa. Stuhlmann und Smith (1988 a,b) geben Strahlungsflussdichtedivergenzen für bestimmte Wolkenklassen in drei Schichten der Atmosphäre an, wobei lediglich die Abhängigkeit von der optischen Tiefe der Wolke, aufgrund der geringen Fallzahl aber nicht diejenige von der Wolkenhöhe berücksichtigt wird. Ebenso wie im vorliegenden Datensatz geben sie Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten von etwa 1 Kelvin pro Tag an.

5.3. Anwendung des Neuronales Netzes

Die Ableitung der atmosphärischen Erwärmungsraten erfolgt getrennt nach Wellenlänge und Höhenbändern in jeweils spezifisch trainierten neuronalen Netzen. Da stetige Funktionen zwar prinzipiell immer durch dreischichtige neuronale Netze beliebig genau angenähert werden können (Hornik *et al.*, 1989), aber über die benötigte Topologie des Netzes keine allgemeine Aussage getroffen werden kann, muss durch systematische Variation von Schicht- und Neuronenanzahl versucht werden, ein Optimum zu finden. Als Randbedingungen stehen hier 15 Eingabeneuronen für den Messvektor am Satelliten (vergleiche Kapitel 4.3.: *Datensatz*) und ein Ausgabeneuron für die jeweils interessierende Erwärmungsrate fest. Die dazwischen liegenden versteckten Schichten werden variiert.

Bei der Bestimmung des jeweils „optimalen“ Netzes kommen drei aus dem Lerndatensatz, wie er in Kapitel 4.4.2 beschrieben wurde, ermittelte Fehlermaße zur Anwendung. Das Netz soll vor allem eine geringe Streuung des Fehlers, also einen kleinen *RMSE*, erzeugen und damit verbunden einen hohen Korrelationskoeffizienten zwischen Schätzung und Beobachtung. Der systematische Fehler *ME* ist an dieser Stelle noch von nachgeordneter Bedeutung, da davon ausgegangen wird, dass dieser durch die spätere Kombination von Schätzungen verringert werden kann. Für die „optimalen“ Netztopologien nach jeweils 3200 Iterationen mit nach und nach verkleinerten Schrittweiten auf der Fehleroberfläche sind diese Fehlermaße in Tabelle 2 aufgeführt. Zumeist führen 5 versteckte Schichten mit jeweils 15 Neuronen zum besten Ergebnis (vergleiche Abbildung 29), lediglich zur Ermittlung der kurzwelligen Erwärmungsrate in der oberen Troposphäre sowie der langwelligen Erwärmungsrate oberhalb von 10 km erwies sich die Einführung einer sechsten Schicht bei gleichzeitiger Beschränkung auf 12 Neuronen je Schicht als wirkungsvoll. Zwar ist nicht auszuschließen, dass eine weitere Erhöhung der Neuronenzahl zu weiter verbesserten Ergebnissen führen kann, allerdings sind die zu erwartenden Verbesserungen im Verhältnis zur erhöhten Rechenzeit nur klein, so dass auf eine Untersuchung noch größerer Netze verzichtet wird. Weiterhin werden die hier ermittelten Netztopologien auch für andere Beobachtungsgeometrien und Sonnenzenitstände, welche hier nicht näher behandelt werden sollen, genutzt. Nachdem die Entscheidung für jeweils eine spezifische Topologie gefallen war, wurden die Netze weitere 700 Iterationen lang trainiert, bis nahezu keine Verbesserung mehr feststellbar war.

Um die Qualität der trainierten Netze benennen zu können, werden sie auf den Verifikati-

Tabelle 2: Fehlermaße der Lerndatensätze für „optimale“ Schichtanzahl (1) und Anzahl von Neuronen je Schicht (2) nach jeweils 3200 Iterationen

		(1)	(2)	Korrelation (%)	<i>ME</i> (K/Tag]	<i>RMSE</i> [K/Tag]
0-5 km	KW	5	15	99.52	0.0047	0.082
	LW	5	15	98.31	0.0083	0.13
	Net	5	15	96.26	-0.0035	0.13
5-10 km	KW	6	12	96.30	-0.0029	0.38
	LW	5	15	97.04	0.0036	0.28
	Net	5	15	95.13	-0.042	0.35
>10 km	KW	5	15	95.29	-0.019	0.37
	LW	6	12	88.73	-0.011	0.23
	Net	5	15	92.62	-0.010	0.36

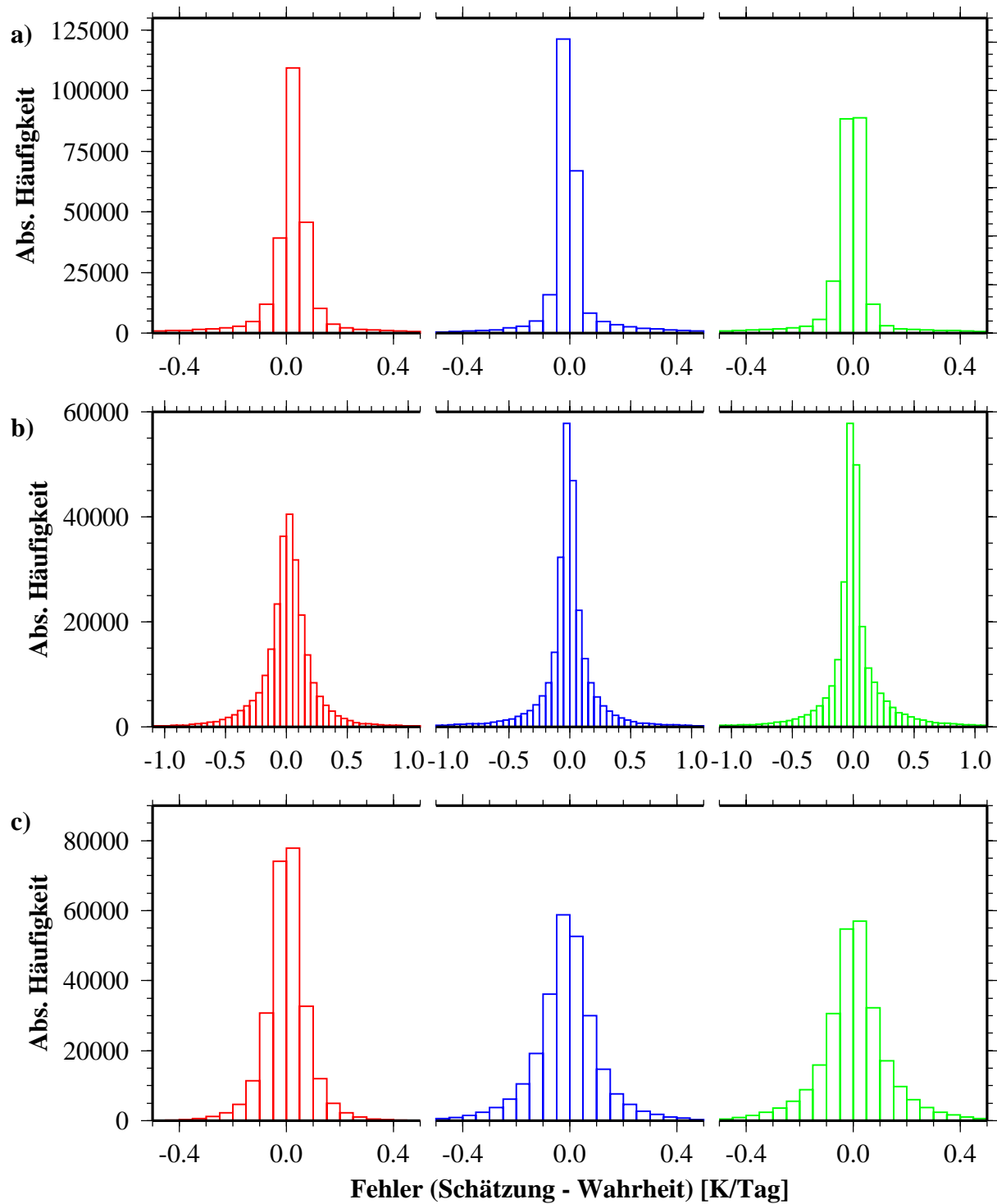


Abbildung 30: Fehlerhistogramm der Verifikationsdatensätze für kurzweilige (rot), langweilige (blau) und Nettoerwärmungsrate (grün) oberhalb von 10 km (a), zwischen 5 und 10 km (b) und unterhalb von 5 km (c)

onsdatensatz angewendet, welcher aus 257162 Vektoren besteht. Erste Aussagen lassen sich aus den „globalen“ Fehlermaßen, die in Tabelle 3 aufgeführt sind, treffen. Zunächst fällt die nur geringe Abweichung der Werte gegenüber den Ergebnissen des Lerndatensatzes (Tabelle 2) auf. Dies zeigt, dass die voneinander unabhängigen Datensätze statistisch den gesamten Datensatz hinreichend repräsentieren und die trainierten neuronalen Netze auch für weitere Daten aus diesem Datensatz Abschätzungen vergleichbarer Güte erwarten lassen. Die systematischen Fehler ME liegen für nahezu alle Netze unter einem hundertstel Kelvin Temperaturänderung pro Tag und sind durchweg vernachlässigbar. Die Standardabweichung des Fehlers, durch den $RMSE$ gegeben, liegt für die untere Troposphäre bei Werten um 0.1 Kelvin pro Tag, in der oberen Troposphäre und darüber zwischen etwa 0.25 K/Tag und 0.4 K/Tag mit nahezu identischen Werten in jeweils gleichen Wellenlängenbereichen.

Tabelle 3: Fehlermaße des Verifikationsdatensatzes

		Korrelation (%)	ME (K/Tag]	$RMSE$ [K/Tag]
0-5 km	KW	99.52	-0.0010	0.083
	LW	98.32	0.012	0.13
	Net	96.25	0.0037	0.13
5-10 km	KW	96.26	-0.0015	0.39
	LW	96.99	0.0073	0.28
	Net	95.02	-0.0029	0.35
>10 km	KW	95.24	-0.028	0.38
	LW	87.96	0.0038	0.24
	Net	92.47	0.0087	0.36

Für eine Aussage über das tatsächliche Streuverhalten des Fehlers ist die Standardabweichung allerdings nur bedingt geeignet. Bei normalverteilten Daten liegen 68% der Werte innerhalb des Bereiches $\pm\sigma$ (wenn σ die Standardabweichung und der Mittelwert der Daten Null ist), 95.5% innerhalb des Bereiches $\pm 2\sigma$. Aus der Verteilung der Fehler (Abbildung 30) wird ersichtlich, dass die Annahme einer Normalverteilung hier aufgrund der scharfen Maxima nur begrenzt angewendet werden kann. Tatsächlich grenzt der Fehlerbereich $\pm 2\sigma$ durchgehend den Bereich ab, innerhalb dessen etwa 95% der Abschätzungen liegen, wobei im Falle der kurzweiligen Erwärmung in der mittleren und oberen Atmosphäre diese Breite durch die doppelte Standardabweichung deutlich überschätzt wird. Die Mehrzahl der Abschätzungen liegt jedoch in einem sehr engen Bereich um den echten Wert. So ist der Fehler in der oberen Tro-

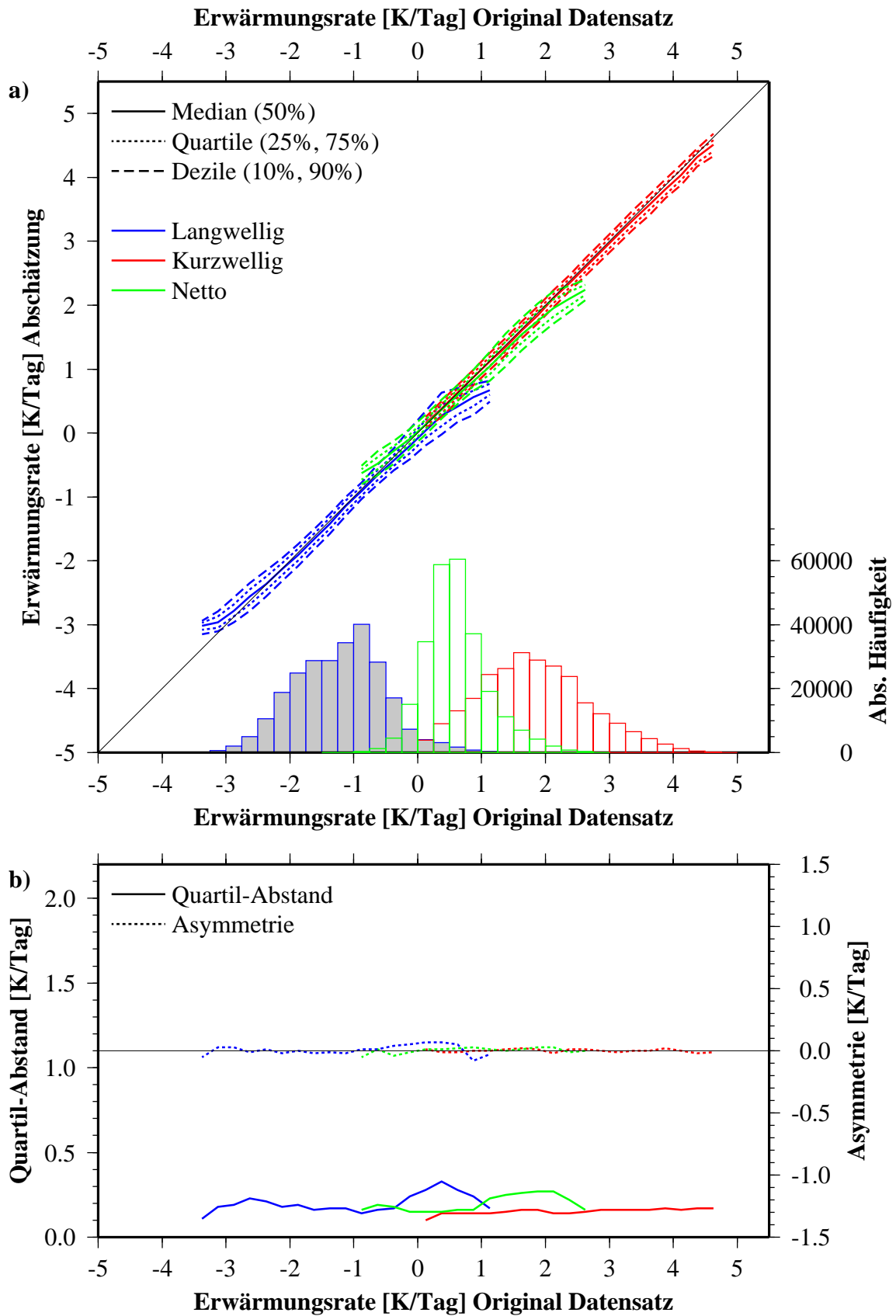


Abbildung 31: Bedingte Verteilung $p(H_S/H_B)$ und Randverteilung $p(H_B)$ (a) sowie zugehörige Quartil-Abstände und Asymmetrien (b) der spektralen Erwärmungsraten in der unteren Troposphäre

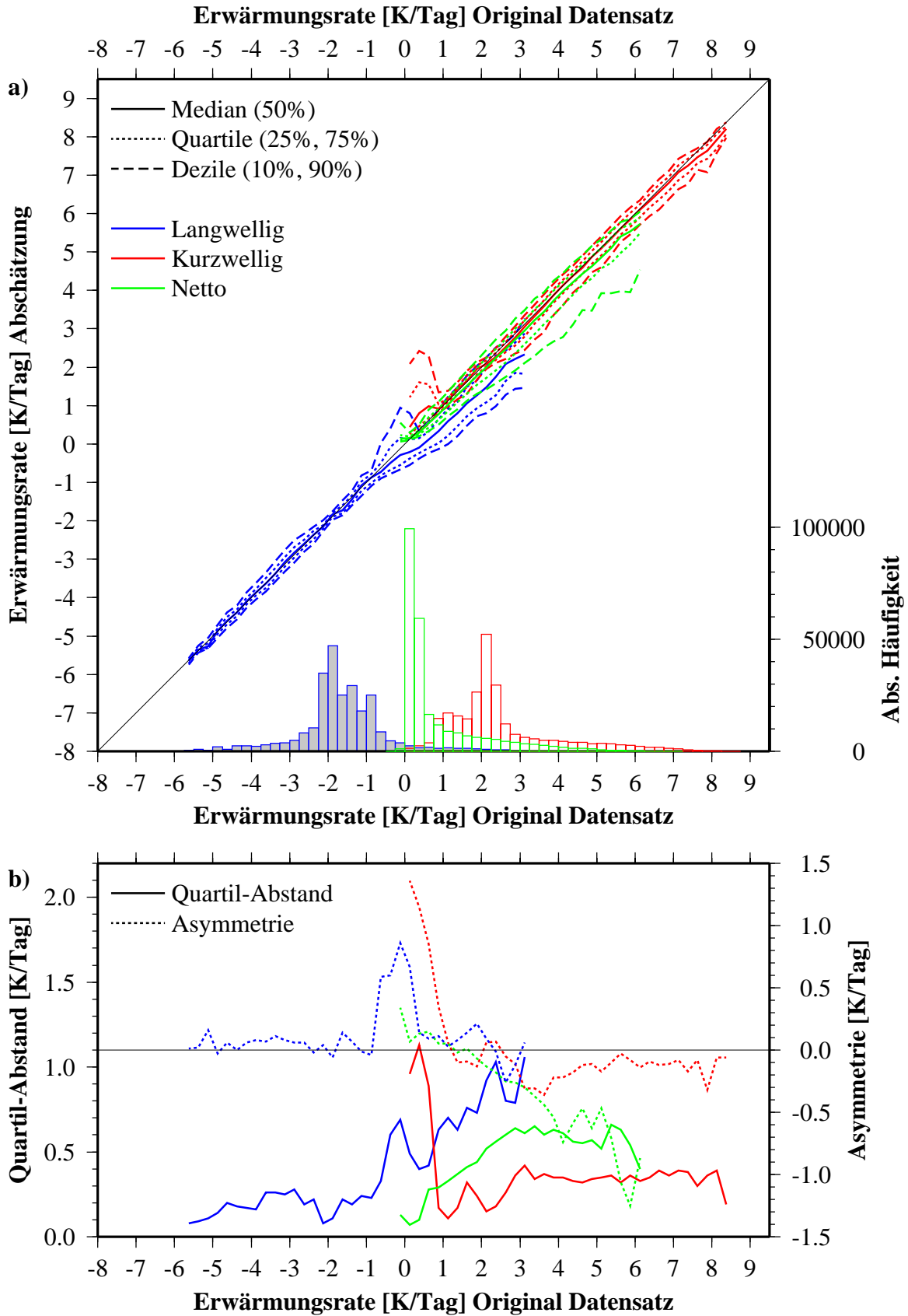


Abbildung 32: Wie Abbildung 31, aber obere Troposphäre

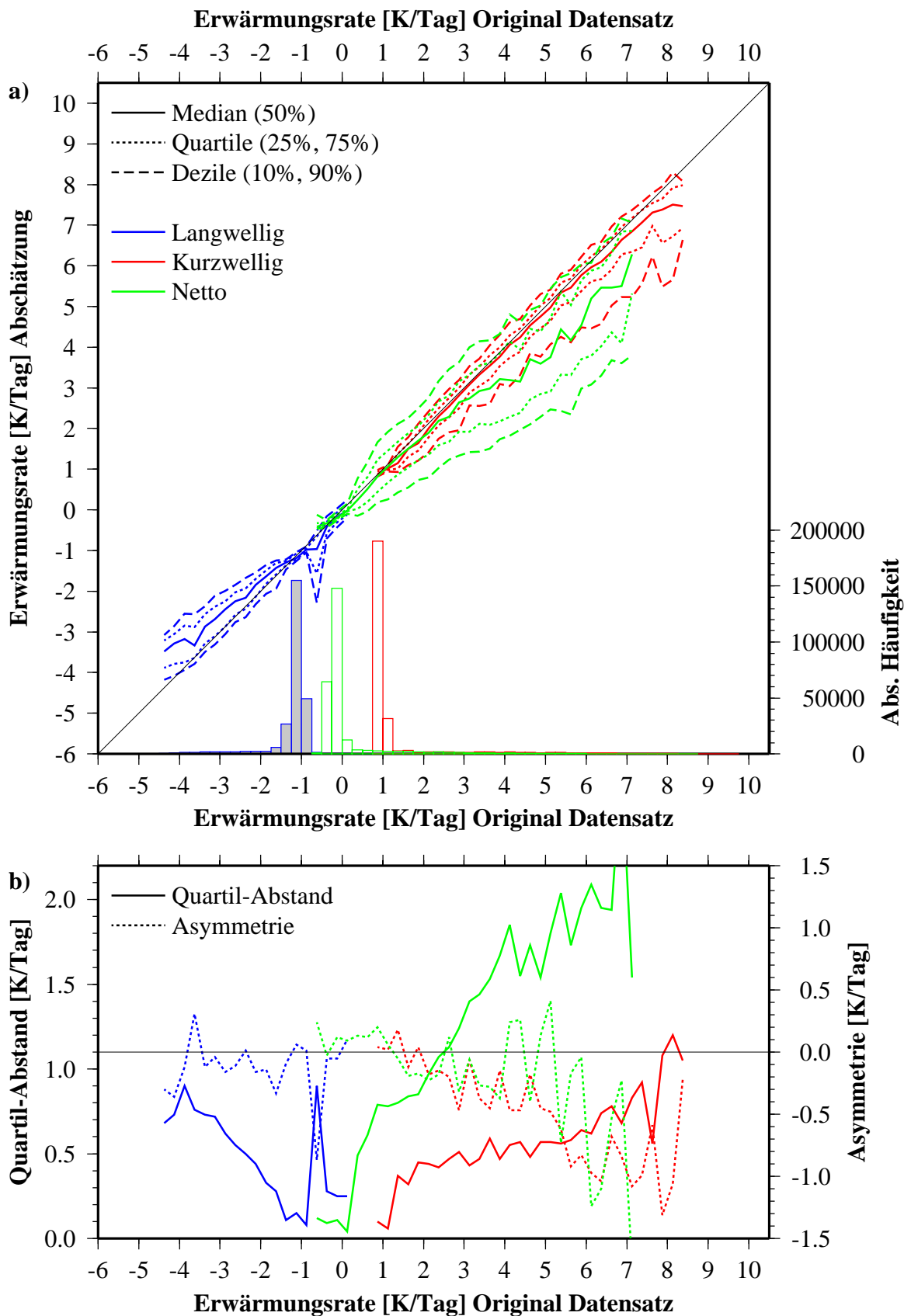


Abbildung 33: Wie Abbildung 31, aber oberhalb von 10 Kilometern

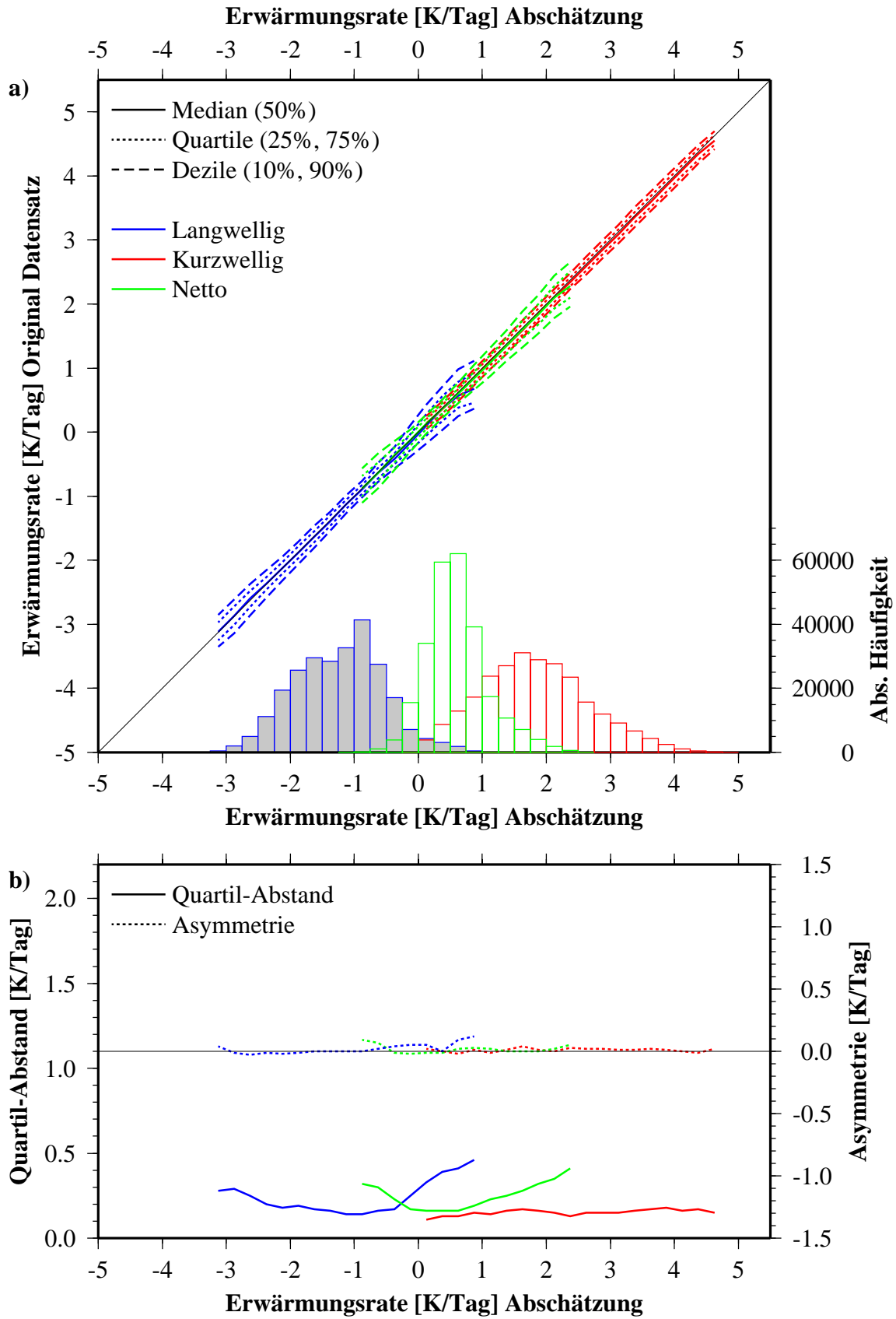


Abbildung 34: Bedingte Verteilung $p(H_B/H_S)$ und Randverteilung $p(H_S)$ (a) sowie zugehörige Quartil-Abstände und Asymmetrien (b) der spektralen Erwärmungsraten in der unteren Troposphäre

osphäre in allen Wellenlängenbereichen in 80% der erfolgten Abschätzungen kleiner als 0.25 K/Tag, in der unteren Troposphäre kleiner als 0.15 K/Tag, und oberhalb von 10 km sogar kleiner als 0.1 K/Tag. 50% aller Werte lassen sich stets in einem Abstand von deutlich weniger als 0.1 K/Tag, in der Stratosphäre von weniger als 0.05 K/Tag von der Beobachtung finden.

Eine Aussage über die Vorhersagbarkeit bestimmter Zustände mittels der neuronalen Netze lässt sich durch die Analyse der Quantildiagramme der bedingten Verteilungen $p(H_S / H_B)$, wie sie in den Abbildungen 31 bis 33 dargestellt sind, machen. In der unteren Troposphäre (Abbildung 31) lässt sich die kurzweilige Erwärmungsrate für den gesamten Wertebereich gut abschätzen. Die Verteilung liegt sehr symmetrisch bei konstanter, niedriger relativer Breite um die Winkelhalbierende. Gleiches gilt im Wesentlichen auch für langweilige und Netto-Erwärmungsrate, allerdings stellt man fest, dass langweilige Erwärmungen, also positive Erwärmungsraten, trendmäßig unterschätzt werden. Ebenso wird der Betrag der Abkühlung für große negative Werte unterschätzt. Beide Effekte finden sich analog bei der Nettoerwärmungsrate wieder. Allerdings treten diese Fälle selten auf, so dass diese Modellschwäche vernachlässigbar ist.

Ein vergleichbares Bild ergibt sich in der oberen Troposphäre (Abbildung 32). Auffällig ist die leicht negative Asymmetrie der kurzweiligen Abschätzung über weite Bereiche des Wertebereiches, die für Werte unterhalb von einem Kelvin Temperaturerhöhung pro Tag deutlich positiv wird und an dieser Stelle mit einer Zunahme des Quartil-Abstandes (der vor allem durch die Zunahme der Streuung oberhalb des Medians bedingt ist) gekoppelt ist. Ebenso findet sich im Langweiligen bei leicht negativen Erwärmungsraten eine positive Asymmetrie, die auf eine Anzahl von Überschätzungen bei wenigen eng begrenzten Werten zurückzuführen ist. Positive Werte werden wiederum zu klein und mit größerer Streuung abgeschätzt, was wegen der geringen Anzahldichte auch hier nur begrenzt in die Statistik eingeht. In der Summe zeigt sich selten eine größere Erwärmung, die dann eher zu klein und mit einer zunehmend negativen Asymmetrie vorhergesagt wird.

In der Stratosphäre (Abbildung 33) findet sich ein großer Wertebereich möglicher Erwärmungsraten, allerdings zeigt die Häufigkeitsverteilung in allen Spektralbereichen ein sehr scharfes Maximum. Dementsprechend sind die Quantile gegen die Winkelhalbierende gedreht. Während häufig vorkommende Werte sehr gut abgeschätzt werden, werden größere (kleinere) Werte unterschätzt (überschätzt). Weder Asymmetrie noch Streubreite sind aller-

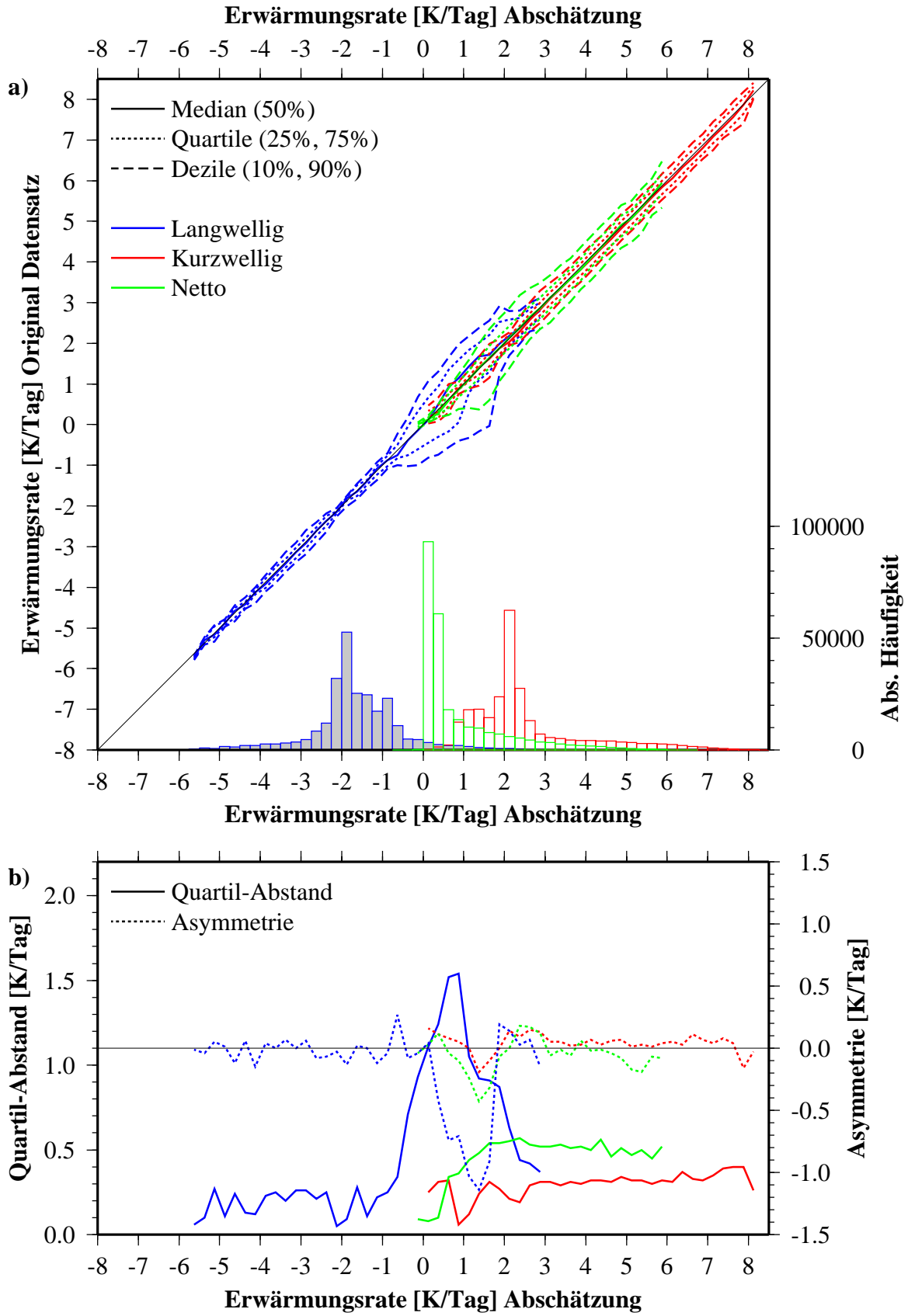


Abbildung 35: Wie Abbildung 34, aber obere Troposphäre

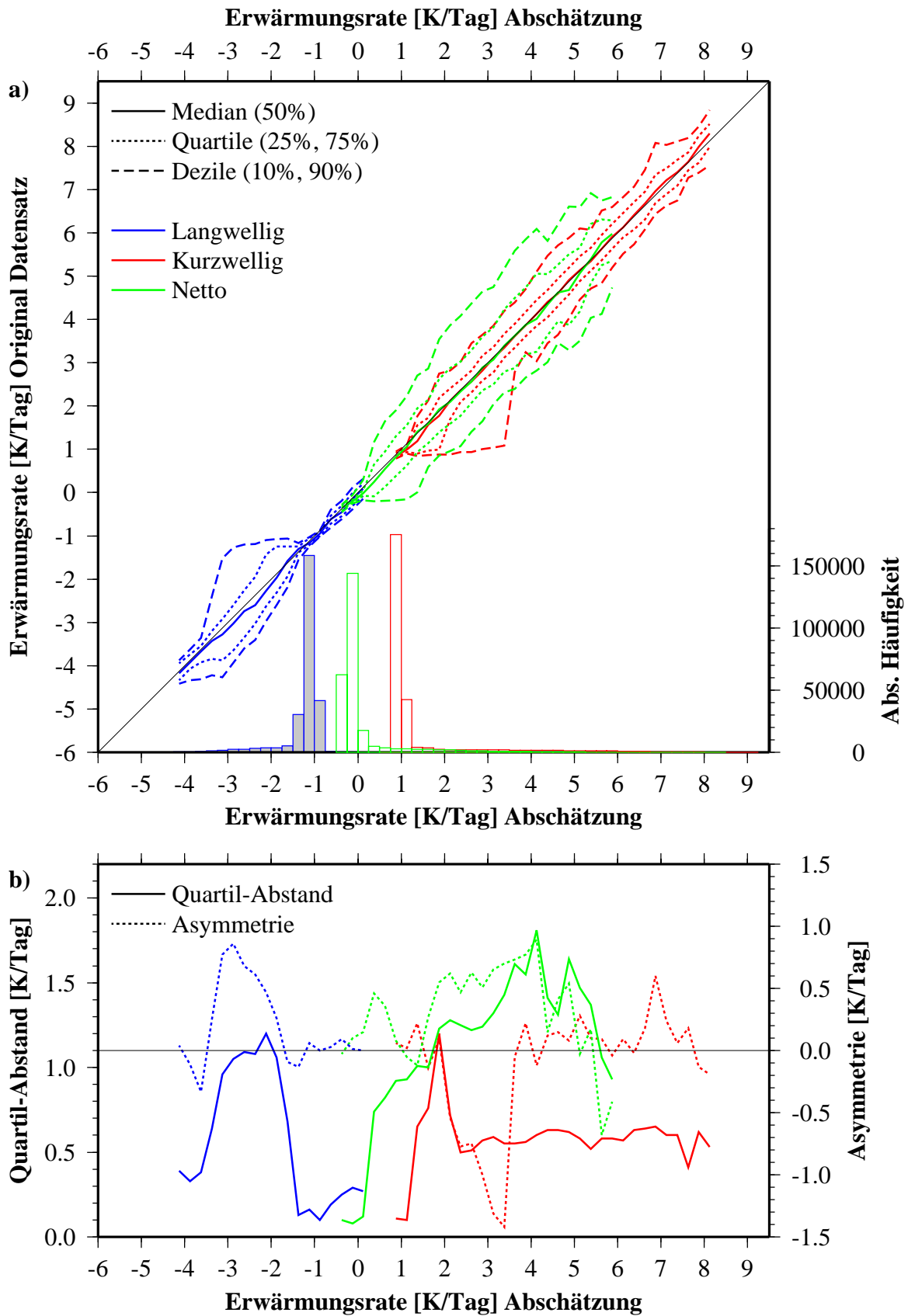


Abbildung 36: Wie Abbildung 34, aber oberhalb von 10 Kilometern

dings außerhalb der Maxima besonders aussagekräftig, so dass eine nähere Betrachtung nicht erfolgt.

Anhand der bedingten Verteilungen $p(H_B / H_S)$ der Beobachtungen (Abbildungen 34 bis 36) wird der mögliche Wertebereich der „echten“ Erwärmungsrate bei einer gegebenen Schätzung dargestellt. In allen betrachteten Fällen liegt der Median der Verteilung exakt auf der Winkelhalbierenden, lediglich oberhalb von 10 Kilometern (Abbildung 36) und in der oberen Troposphäre bei positiven langwelligen Schätzwerten treten bei geringen Besetzungszahlen geringfügige Abweichungen auf. Es ist also stets die erfolgte Schätzung mit gleicher Wahrscheinlichkeit zu groß oder zu klein. In der unteren Troposphäre (Abbildung 34) zeigt sich in allen Wellenlängen eine schmale, sehr symmetrische Verteilung der möglichen Beobachtungen über den gesamten Schätzbereich. Im Kurzwelligen liegt der echte Wert mit 50%iger Wahrscheinlichkeit nicht weiter als etwa 0.07 K/Tag, dem halben Quartilabstand, von der Schätzung entfernt. Für die am häufigsten vorkommenden Schätzwerte der langwelligen und der Netto-Erwärmungsrate zwischen -1 und -2 K/Tag bzw. zwischen 0 und 1 K/Tag ist eine vergleichbare Abweichung möglich, mit abnehmender Anzahldichte verdoppelt sich der Quartilabstand ungefähr.

Im Höhenbereich zwischen 5 und 10 km ist der Quartilabstand im Kurzwelligen bei wiederum hoher Symmetrie nahezu konstant bei 0.3 K/Tag. Eine ähnliche Streuung der wahren Werte um die Schätzung findet sich für langwellige Abkühlungen. Wird dagegen eine langwellige Erwärmung prognostiziert, so wird der Wertebereich, innerhalb dessen die tatsächliche Erwärmungsrate liegt, deutlich breiter. Mit einer Wahrscheinlichkeit von 50% weicht der beobachtete Wert um mehr als 0.5 K/Tag, bei Prognosen zwischen etwa 0.5 und 1 K/Tag sogar um mehr als etwa 0.8 K/Tag von dieser Schätzung ab. Weiterhin ist der Median in diesem Bereich der Abschätzung erhöht, der echte Wert ist demnach hier mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 50% höher als die Schätzung. Dieses wird begleitet von einer negativen Asymmetrie. Vereinfacht gesagt ist die Beobachtung demnach entweder etwas größer oder deutlich kleiner als die Vorhersage. Die abgeschätzte Nettoerwärmungsrate zeigt ein scharfes Maximum bei geringen Erwärmungsraten, in mehr als 50% aller Fälle wird eine Nettoerwärmung von weniger als 0.5 K/Tag prognostiziert. In diesen Fällen wird der wahre Wert kaum von dieser Erwartung abweichen. Bei größeren Schätzwerten wächst der Bereich, innerhalb dessen die Beobachtung mit einer Wahrscheinlichkeit von 50% liegt, auf etwa 0.25 K/Tag.

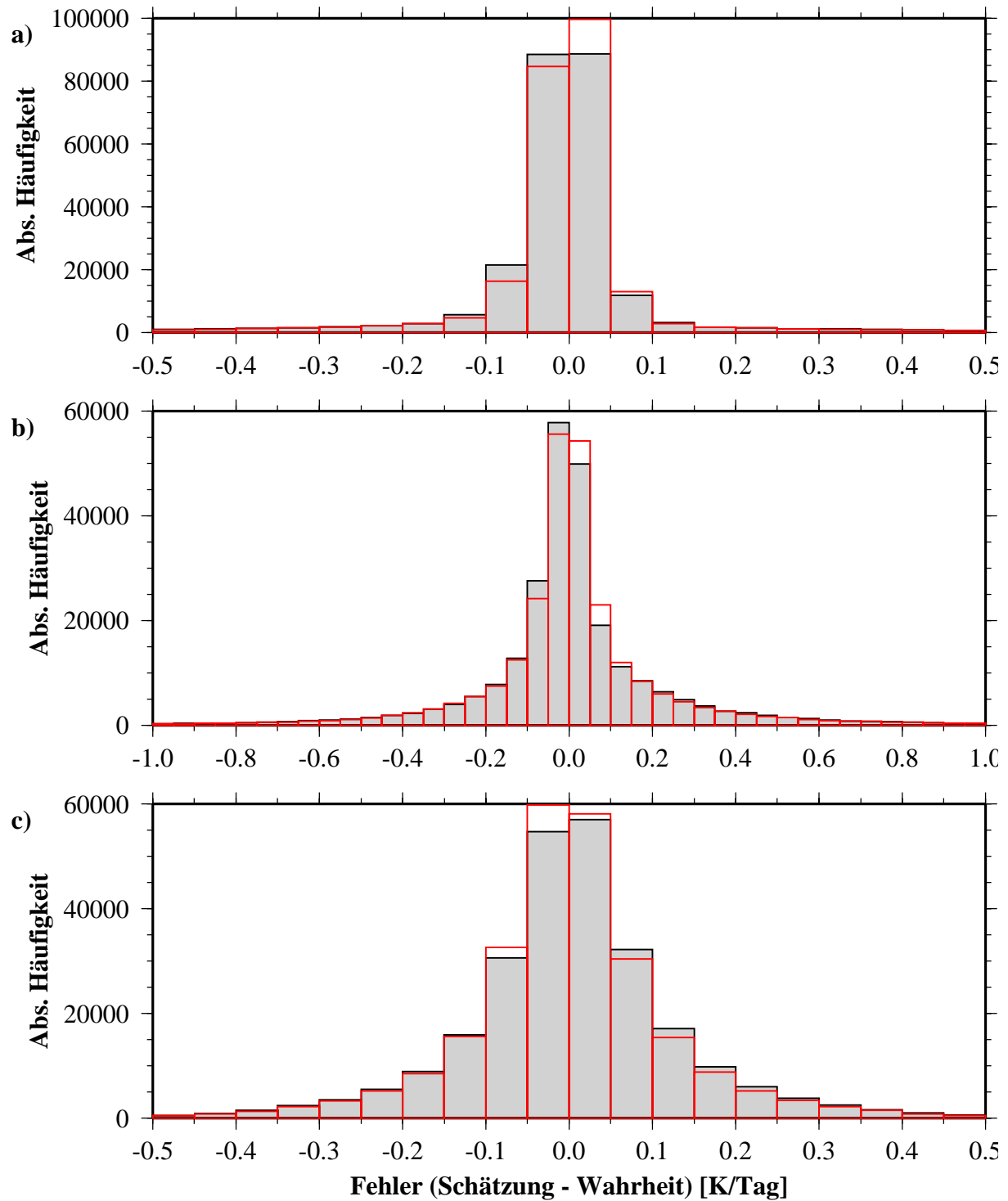


Abbildung 37: Fehlerhistogramme der Nettoerwärmung bei Abschätzung durch neuronales Netz (schwarz) und bei Kombination aller Wellenlängenbereiche (rot) oberhalb von 10 km (a), zwischen 5 und 10 km (b) und unterhalb von 5 km (c)

Oberhalb von 10 Kilometern werden in allen Spektralbereichen zumeist wenig verschiedene Prognosen abgegeben, von denen die Wirklichkeit nur wenig abweichen wird. Sofern doch einmal eine größere Erwärmung (im kurzwelligen und Netto) bzw. Abkühlung vom Modell erwartet wird, steigt der Unsicherheitsbereich schnell an. Im Kurz- und Langwelligen wird der wahre Wert bei geringfügig erhöhten Schätzungen entweder verhältnismäßig nah an der Schätzung liegen oder den Wert der häufigsten Prognose haben (der mit dem am häufigsten tatsächlich vorkommenden Wert übereinstimmt).

5.4. Kombination von Abschätzungen

Die durch Anwendung der neuronalen Netze gewonnenen Abschätzungen von kurz- und langwelligen Erwärmungsraten ergeben in der Summe einen zweiten Erwartungswert für die Nettoerwärmungsrate neben der aus dem neuronalen Netz erhaltenen. In Anlehnung an Gleichung (24) werden diese beiden Werte zu einer kombinierten Abschätzung verknüpft:

$$Net_K = c + \alpha_1 \cdot (KW + LW) + \alpha_2 \cdot Net \quad (32)$$

Die Parameter c , α_1 und α_2 werden mit Hilfe eines unabhängigen Datensatzes und einer Regressionsanalyse bestimmt, so dass der mittlere Fehler der kombinierten Schätzung kleiner ist als die Fehler der Einzelschätzungen. Der zur Koeffizientenbestimmung genutzte Datensatz wird durch eine 295759 Vektoren starke Teilmenge des gesamten Datensatzes definiert. Es werden die in Tabelle 4 aufgeführten Koeffizienten ermittelt.

Tabelle 4: Abgeleitete Koeffizienten zur Bestimmung der kombinierten Abschätzung der Nettoerwärmungsrate $N_K=c+\alpha_1(KW+LW)+\alpha_2 Net$

Höhe	Konstante c	α_1	α_2
0-5 km	0.00390542	0.419013	0.586066
5-10 km	-0.00878763	0.298558	0.711195
> 10 km	-0.00820789	0.484317	0.528512

Im Folgenden wird die Kombination auf die Ergebnisse des Verifikationsdatensatzes angewendet. Aus dem Vergleich der Fehlerverteilungen (Abbildung 37) vor und nach Anwendung der Kombination erkennt man, dass die Zahl der kleinen Fehler durch die Kombination zunimmt. In der unteren Troposphäre (Abbildung 37c) erhöht sich die Besetzungsdichte der Fehlerklassen zwischen -0.05 (leichte Überschätzung der Erwärmungsrate) und +0.1 K/Tag (leichte Unterschätzung), wobei hauptsächlich die Anzahl der Überschätzungen reduziert

wird. Zwischen 5 und 10 Kilometern (Abbildung 37b) nimmt die Anzahl der kleineren Fehler verhältnismäßig wenig zu, hier findet sich durch die Kombination vor allem eine Begradigung der zuvor leicht positiv schiefen Verteilung. Umgekehrt kommt es in der hohen Atmosphäre (Abbildung 37a) zu einer Verschiebung von leichten Unter- zu leichten Überschätzungen, wobei der Fehler im Mittel aber kleiner wird. In 80% der Fälle weicht die Schätzung für die untere Troposphäre nicht mehr als 0.14 K/Tag nach oben oder unten vom Soll ab. Bezogen auf den gesamten Wertebereich, welchen die Erwärmungsrate im Datensatz einnimmt, beträgt der 80%-Fehler nur 4.3%. Für die obere Troposphäre und die Stratosphäre ergeben sich Werte

Tabelle 5: Fehlermaße der Nettoerwärmungsrate in der unteren Troposphäre bei direkter Ableitung aus einem Neuronalen Netz und bei Kombination mit Kurz- und Langwelliger Schätzung

	Neuronales Netz	Kombinierte Schätzung
Korrelation (%)	96.25	96.61
<i>ME</i> (K/Tag)	0.0037	-0.00032
<i>RMSE</i> (K/Tag)	0.13	0.13

Tabelle 6: Wie Tabelle 5, aber in der oberen Troposphäre

	Neuronales Netz	Kombinierte Schätzung
Korrelation (%)	95.02	95.25
<i>ME</i> (K/Tag)	-0.0029	0.000011
<i>RMSE</i> (K/Tag)	0.35	0.35

Tabelle 7: Wie Tabelle 5, aber oberhalb 10 Kilometer

	Neuronales Netz	Kombinierte Schätzung
Korrelation (%)	92.47	93.06
<i>ME</i> (K/Tag)	0.0087	0.000055
<i>RMSE</i> (K/Tag)	0.36	0.35

von 3.6% und 0.9%, wobei diese Abnahme in der mit der Höhe wachsenden Differenz zwischen maximal und minimal vorkommender Erwärmungsrate begründet liegt. Entscheidender für die Genauigkeit sind allerdings weniger die Extremwerte, sondern eher die Breite der Verteilung, also die Standardabweichung. Nimmt man diese als Referenz und vergleicht sie mit derjenigen Fehlerbreite, innerhalb derer 68% der Fehler liegen, so erhält man eine Genauigkeit der Abschätzung von 19.1% in der unteren Troposphäre, von 11.7% in der oberen Troposphäre

re und von 4.7% in der Stratosphäre. Wird hingegen auf die Kombination der Abschätzungen verzichtet, reduzieren sich die Genauigkeiten auf 20.5%, 12.5% und 5.1%.

Diese Einschätzung wird durch die summarischen Fehlermaße, die in den Tabellen 5 bis 7 für die verschiedenen Höhenbänder aufgelistet sind, gestützt. Die Korrelation zwischen Modellergebnis und Wahrheit erhöht sich überall deutlich um mehrere zehntel Prozentpunkte. Damit verbunden sinkt der *RMSE* um 2% (obere Troposphäre) bis knapp 5% (untere Troposphäre). Ebenso wird der systematische Fehler um eine (untere Troposphäre) bis zwei (obere Troposphäre und Stratosphäre) Größenordnungen reduziert.

Die prinzipielle Vorhersagbarkeit bestimmter Zustände, wie sie im vorherigen Kapitel besprochen wurde, ändert sich nicht. Die bedingten Verteilungen $p(H_S/H_B)$ der Schätzungen für die Kombinationen im Vergleich zur unmittelbaren Abschätzung sind in den Abbildungen 38 bis 40 dargestellt. In allen drei Höhenbändern liegt der Median nach der Kombination durchgehend näher an der Winkelhalbierenden, wobei über weite Bereiche auch die Streubreite der Schätzungen abnimmt. Insbesondere die selten vorkommenden großen Nettoerwärmungen in der mittleren (Abbildung 39) und hohen Atmosphäre (Abbildung 40) lassen sich nach der Kombination besser vorhersagen.

Eine ähnliche Aussage lässt sich für den möglichen Wertebereich der tatsächlichen Erwärmungsrate bei bestimmten Vorhersagen machen (Abbildungen 41 bis 43). Im unteren (Abbildung 41) und mittleren Höhenband (Abbildung 42) nimmt der Quartilabstand rund um den gleichbleibenden Median ab, so dass die statistische Abweichung der Wahrheit von der gemachten Schätzung geringer ausfällt. Oberhalb von 10 Kilometern dagegen nimmt zwar der Quartilabstand ebenfalls (nahezu) durchgehend ab, gleichzeitig kommt es zu einer leichten, aber auffälligen Verschiebung des Medians in Richtung Überschätzung. Dies stimmt mit der oben gemachten Aussage bei der Analyse der Fehlerverteilungen überein. Weiterhin fällt auf, dass in den beiden oberen Höhenbändern der Wertebereich der Schätzungen durch die Kombination größer wird. Auch sehr große Nettoerwärmungsraten werden mit der Kombination hier gelegentlich erwartet, wobei der tatsächliche Wert nicht weiter von dieser Prognose abweichen wird als bei kleineren Abschätzungen.

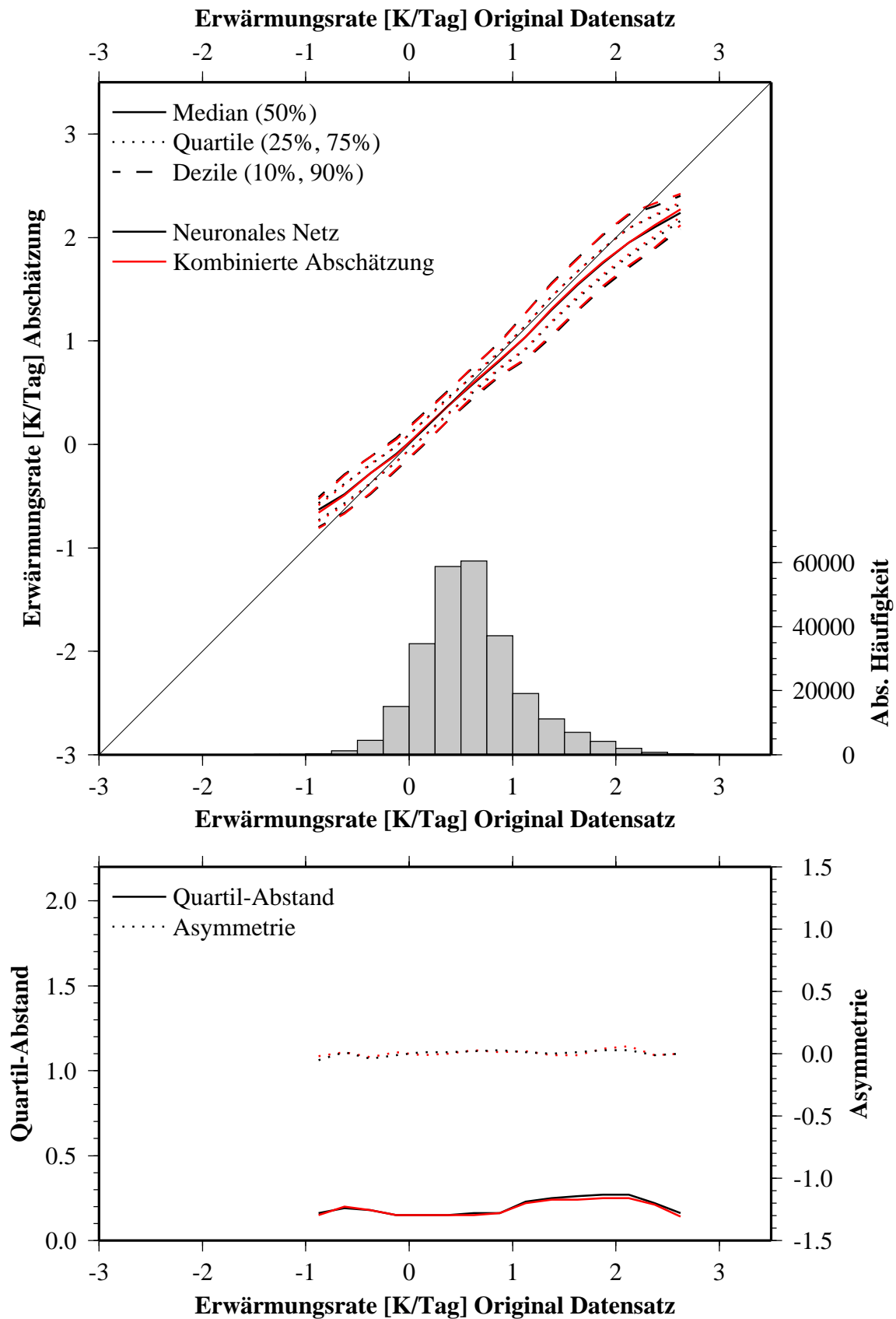


Abbildung 38: Wie Abbildung 31, aber für die Abschätzungen der Nettoerwärmungsrate unmittelbar mittels des neuronalen Netzes sowie die Kombination aller Spektralbereiche

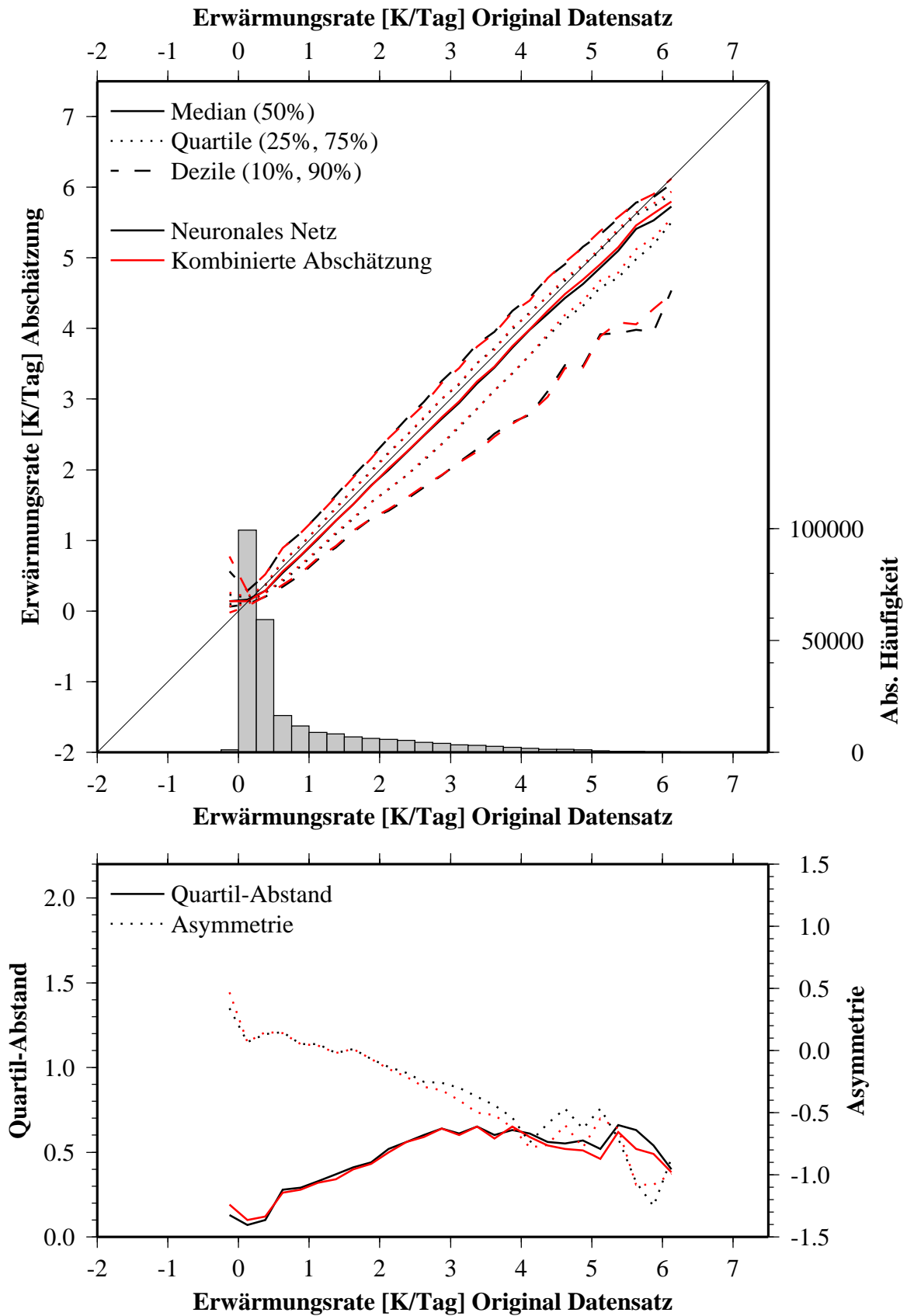


Abbildung 39: Wie Abbildung 38, aber für die obere Troposphäre

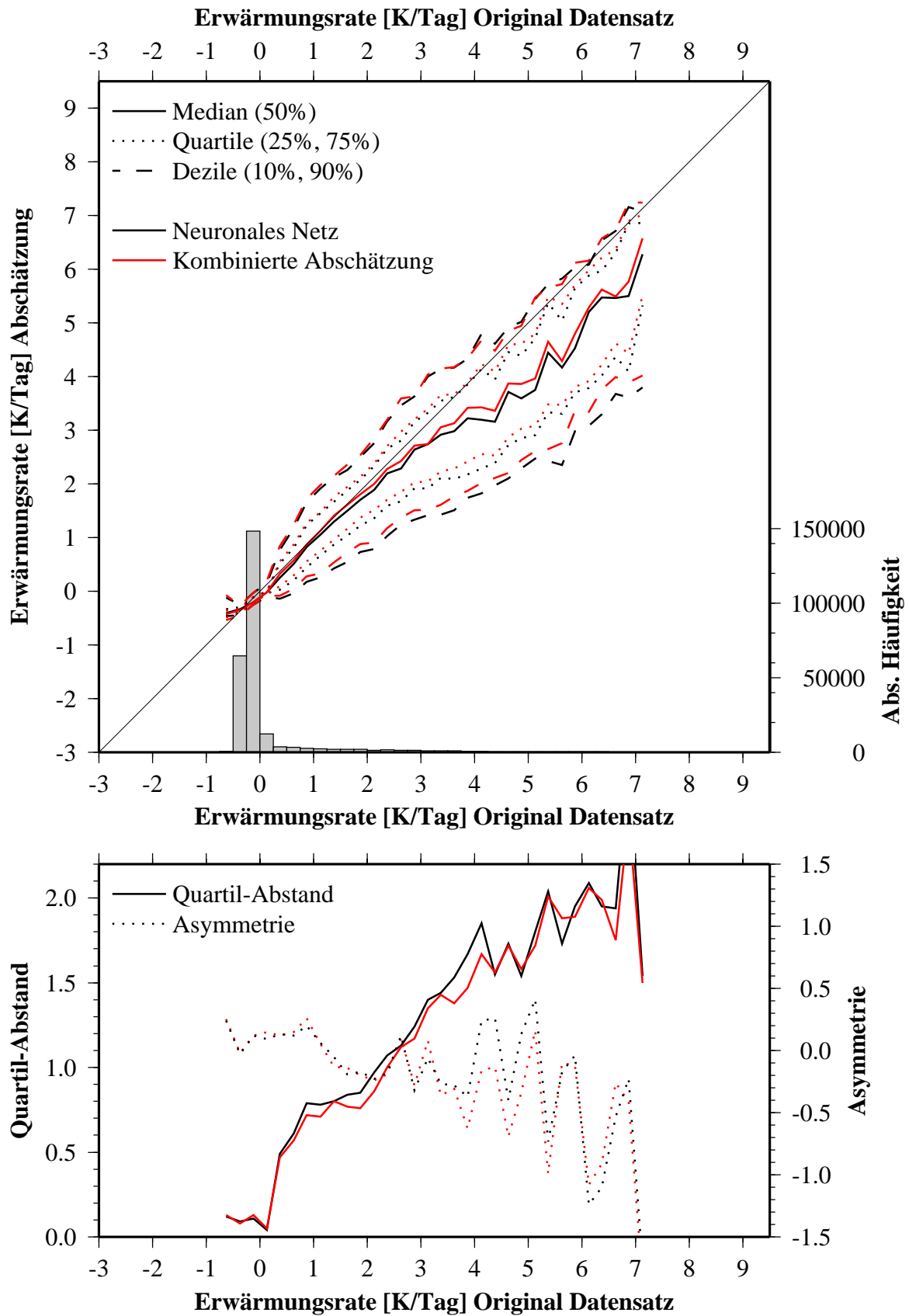


Abbildung 40: Wie Abbildung 38, aber oberhalb von 10 Kilometern

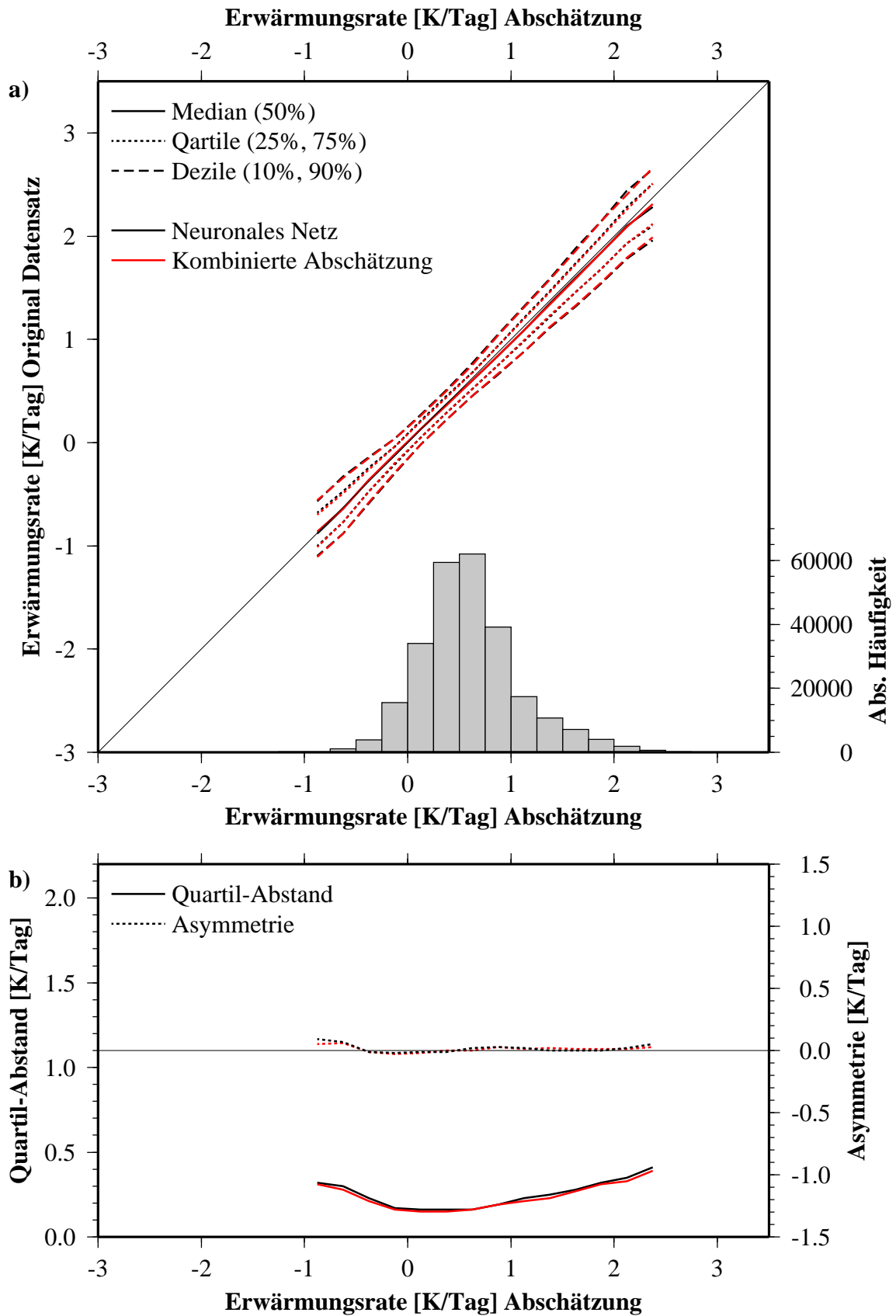


Abbildung 41: Wie Abbildung 34, aber für die Abschätzungen der Nettoerwärmungsrate unmittelbar mittels neuronalen Netzes sowie die Kombination aller Spektralbereiche

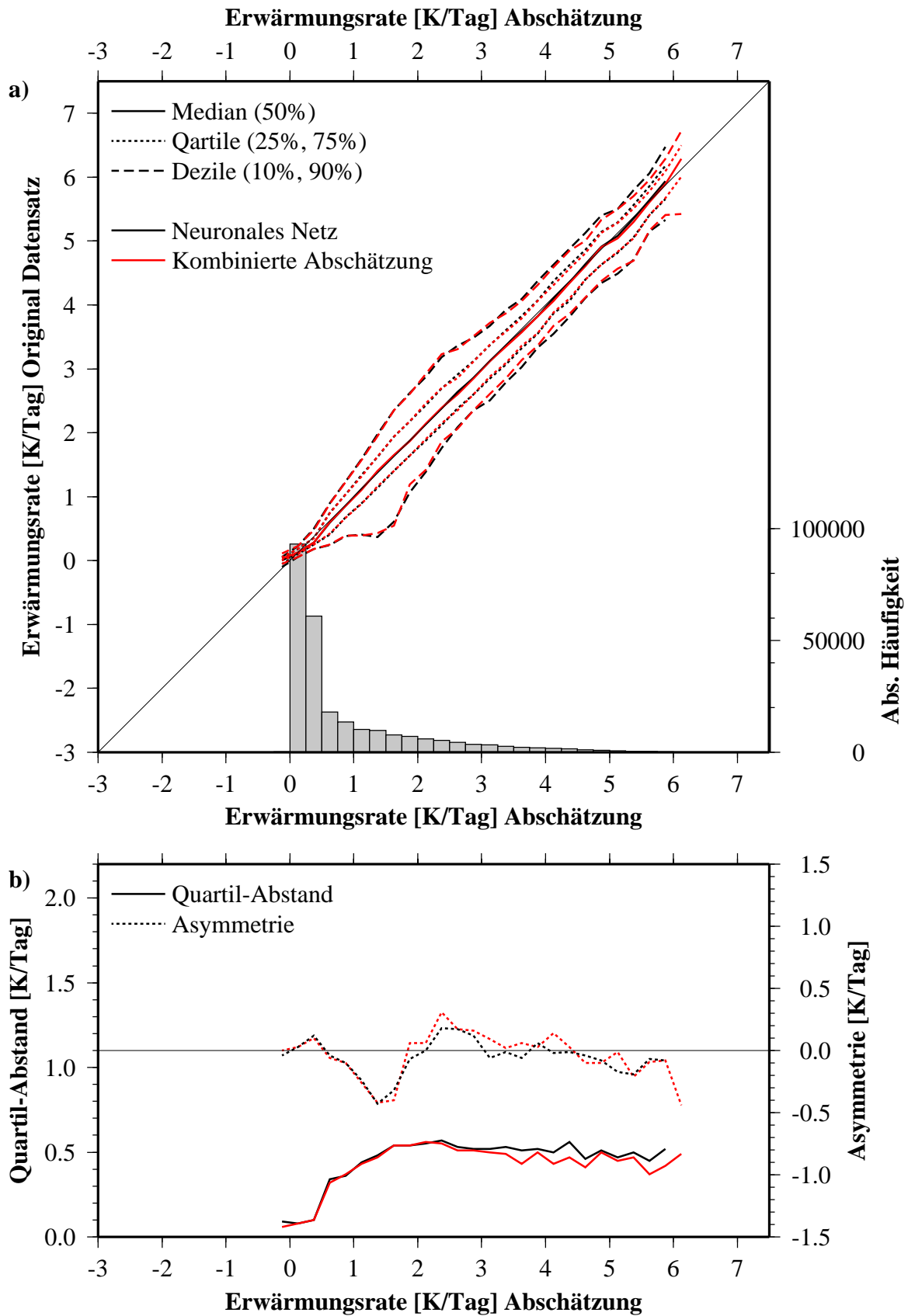


Abbildung 42: Wie Abbildung 41, aber für die obere Troposphäre

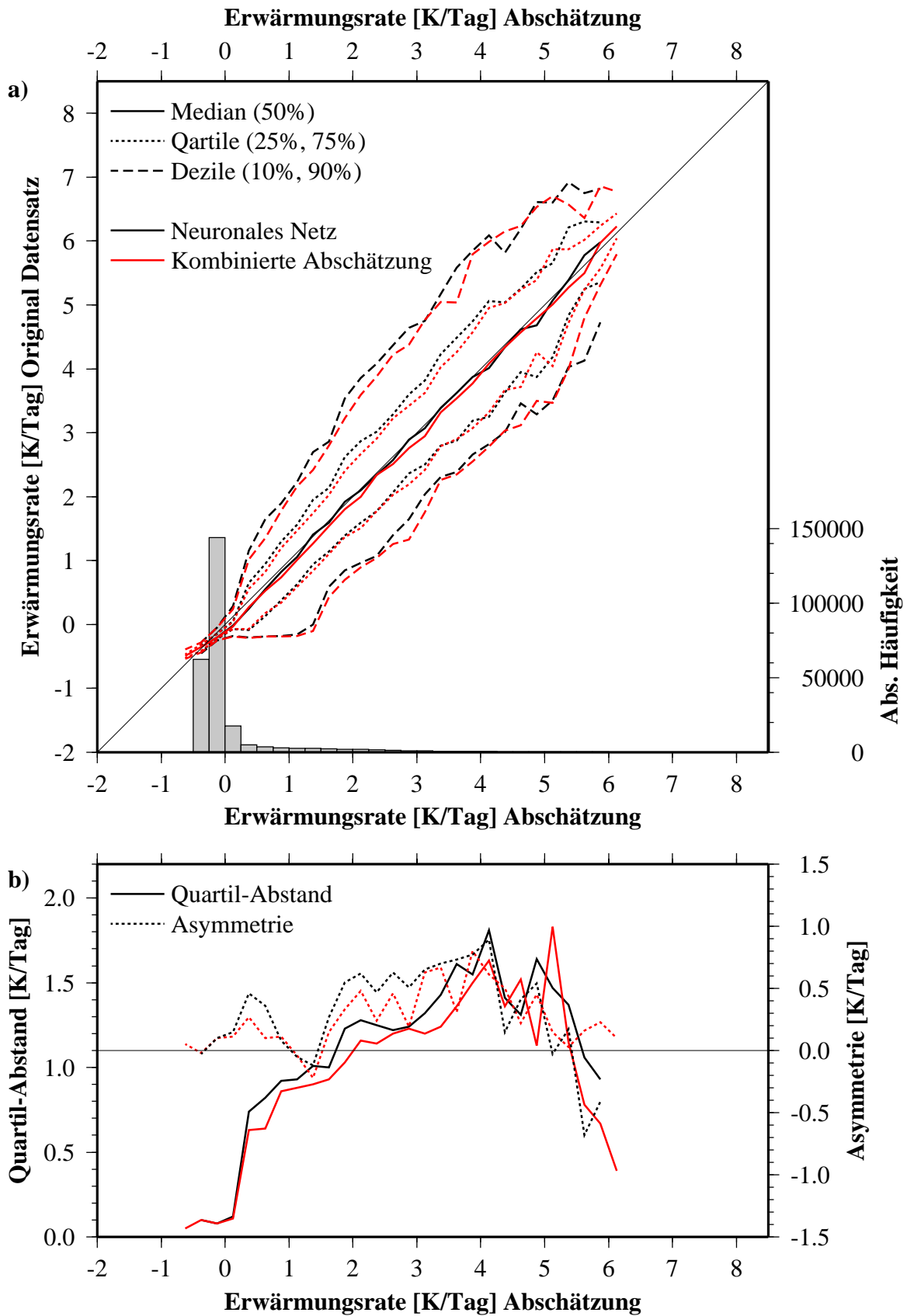


Abbildung 43: Wie Abbildung 41, aber oberhalb von 10 Kilometern

5.5. Andere Geometrien

Die bisher betrachteten Ergebnisse behandelten ausschließlich dasjenige neuronale Netz, welches Abschätzungen der Erwärmungsraten für einen (nahezu) senkrechten Sonnenstand (zwischen 0 und 10 Grad), einen (nahezu) senkrechten Satellitenstand (ebenfalls zwischen 0 und 10 Grad) sowie einen relativen Azimutwinkel zwischen 170 und 180 Grad erlaubt. Sofern die Beleuchtungs- und/oder Beobachtungsgeometrien geändert werden, kommen andere neuronale Netze zur Anwendung, die abweichende Fehlermaße haben (können). Im Folgenden wird die Abhängigkeit der erreichten Genauigkeit von der Beobachtungsgeometrie betrachtet. Hierzu werden Sonnen- und Satellitenzenit um bis zu 60 Grad aus der Vertikalen geneigt und wie im vorangehenden Kapitel 5.4 die Fehlerbreite betrachtet, innerhalb derer jeweils 68% der Fehler liegen. Um Aussagen zur relativen Genauigkeit zu erhalten, werden diese Werte zur doppelten Standardabweichung der jeweiligen Originaldatensätze in Verbindung gesetzt.

Die neuronalen Netze zeigen in den verschiedenen Höhenbändern unterschiedliche Abhängigkeiten von der Geometrie (Abbildung 44). Während in der unteren Troposphäre (grün) der Fehler nahezu ausschließlich vom Satellitenzenit, aber nicht vom Sonnenzenitwinkel abhängt, ändert sich der Fehler in der Stratosphäre (blau) nur mit dem Sonnenstand. In der mittleren Troposphäre (rot) steigt der Fehler mit zunehmender Abweichung vom senkrechten Sonnenstand zunächst an, um dann wieder leicht abzunehmen. Im Vergleich zur Breite der Originalverteilung bedeutet dieses eine Konvergenz des relativen Fehlers, bei sich änderndem Satellitenstand bleibt der relative Fehler durchgehend konstant.

Eine Aufteilung der Fehler in einen kurz- und einen langwelligen Anteil (ohne Abbildung) zeigt die Ursache dieses unterschiedlichen Verhaltens. In der unteren Troposphäre ist der Fehler der Netto-Erwärmung durch den Fehler der Erwärmungsrate im Langwelligen dominiert. Diese wiederum ist unabhängig vom Sonnenstand, zeigt aber eine Abhängigkeit vom Satellitenzenit. Die Genauigkeit der kurzwelligen Erwärmung ist in diesem Höhenband dagegen nahezu unabhängig von der Geometrie. In der oberen Troposphäre und der Stratosphäre zeigt sich eine starke Abhängigkeit der hier dominierenden kurzwelligen Genauigkeit vom Sonnenzenitwinkel, während der Satellitenzenitwinkel hier ebenso wenig eine Rolle spielt wie die gesamte Geometrie für die langwellige Genauigkeit.

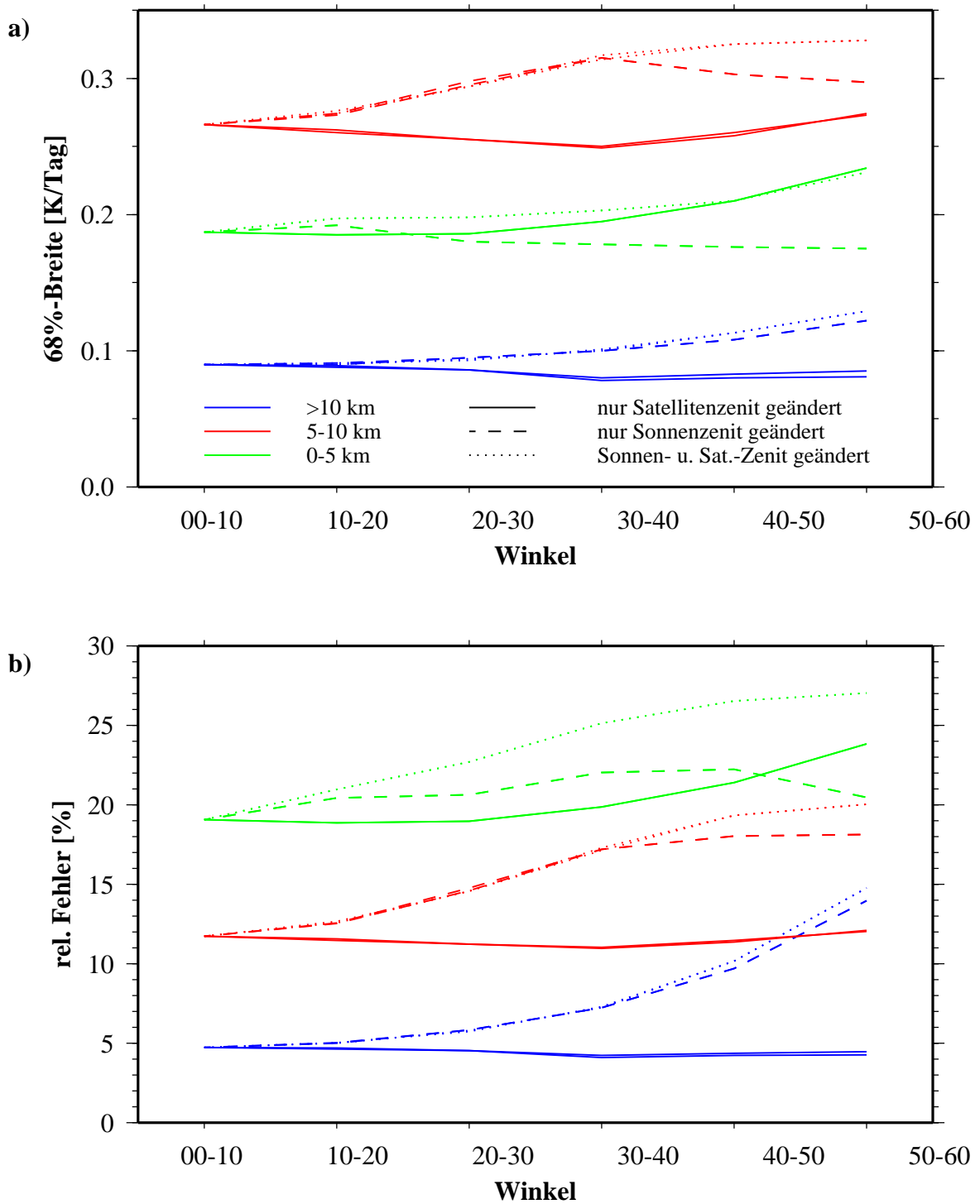


Abbildung 44: Abhängigkeit der Fehlermaße von geänderten Satelliten- und Sonnenzenitwinkeln nach jeweils identischem Lernprozess. a) Absoluter Fehler, der von 68% der Abschätzungen nicht übertroffen wird; b) Fehler aus a), aber relativ zur doppelten Standardabweichung des Originaldatensatzes

6. FEHLERANALYSE

Bei den bisherigen Überlegungen wurde stets davon ausgegangen, dass zwar durch den Einsatz des neuronalen Netzes ein Fehler auftritt, der einfließende Datensatz aber perfekt im Sinne von nicht fehlerbehaftet ist. Dass dem nicht so ist, wurde bereits bei der Beschreibung des Datensatzes (Kapitel 4.3) angesprochen. Im Folgenden werden mögliche Fehlerquellen auf ihren Einfluss auf das Schätzmodell untersucht. Dieses beschränkt sich auf die Abschätzung der Nettoerwärmungsraten.

6.1. Fehlende GERB-Daten

Das Breitbandspektrometer GERB wird unter bestimmten Bedingungen zeitweise außer Betrieb genommen. Insbesondere bei einer weitgehenden Übereinstimmung der Umlaufebene des Satelliten mit der Ekliptik wird zur Vermeidung von direkt einfallendem Sonnenlicht in das Instrument auf Messungen verzichtet. Sofern für solche Fälle kein zusätzliches neuronales Netz, welches sich auf die SEVIRI-Messung als Eingabevektor beschränkt, trainiert werden soll, müssen die beiden breitbandigen Kanäle aus den SEVIRI-Messungen simuliert werden. Diese Schmal-zu-Breitband-Konversion ist nicht Teil dieser Arbeit. Um die Auswirkungen solcher reduzierter Messungen auf die abgeschätzten Erwärmungsraten zu simulieren, wird hier eine sehr einfache Berechnung der breitbandigen Strahldichten durchgeführt. Getrennt nach kurz- und langwelligem Bereich werden die Messungen von SEVIRI mittels Linearkombinationen verknüpft, deren Koeffizienten wiederum durch je eine multivariate lineare Regression anhand des Kombinationsdatensatzes ermittelt wurden. Angewendet auf die Elemente des Verifikationsdatensatzes zeigt sich eine sehr hohe Korrelation von jeweils 99.9% zwischen „simulierten“ und „echten“ GERB-Messungen. Der *RMSE* liegt für die Reflektivität bei knapp unter 0.01 (also etwa bei 1%) und für die Helligkeitstemperatur bei etwa einem halben Kelvin.

Wird der Verifikationsdatensatz mit den nunmehr geschätzten GERB-Daten als Eingabe für das Modell genutzt, so stellt man erwartungsgemäß einen erhöhten *RMSE* bei verringerter Korrelation zwischen Schätzung der Nettoerwärmungsrate und dem wahren Wert fest. In den beiden troposphärischen Höhenbändern ist die Abnahme der Genauigkeit gering, der Korrelationskoeffizient sinkt um jeweils 1.5 bis 2 Prozentpunkte (siehe Tabelle 8). Den höchsten Ein-

Tabelle 8: Fehlermaße der kombinierten Nettoerwärmungsraten für den Original Verifikationsdatensatz und bei Ersatz der breitbandigen Messungen durch eine Linearkombination aus den schmalbandigen Kanälen

		Original Verifikations-Datensatz	GERB als Linearkombination aus SEVIRI
0-5 km	Korrelation [%]	96.61	94.87
	<i>ME</i> [K/Tag]	-0.00032	0.026
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.13	0.16
5-10 km	Korrelation [%]	95.25	93.69
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.000011	-0.0075
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.35	0.40
>10 km	Korrelation [%]	93.06	85.54
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.000055	0.0082
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.35	0.49

fluss auf die Genauigkeit hat eine korrekte Messung des GERB-Instrumentes in der oberen Atmosphäre, wo die Annäherung der breitbandigen Strahldichte eine Vergrößerung des *RMSE* um über 40% bewirkt, während die Korrelation auf etwa 85% sinkt. Der systematische Fehler *ME* wird ebenfalls überall erhöht, verbleibt aber auf einem vernachlässigbaren Niveau. Es bleibt festzuhalten, dass mit einer verbesserten Schmal-zu-Breitband-Umrechnung die hier dargestellte Genauigkeit übertroffen werden wird.

6.2. Geringe räumliche GERB-Auflösung

Eine weitere Fehlerquelle ist die geringe räumliche Auflösung des Breitbandspektrometers. Jedem Bildelement der GERB-Messung sind eine Vielzahl von SEVIRI-Messungen zuzuordnen, und umgekehrt ist jede einem SEVIRI-Bildelement zugeordnete GERB-Messung nicht zwangsläufig für diesen Bildpunkt repräsentativ. In der vorliegenden Arbeit wird davon ausgegangen, dass die Erwärmungsraten auf der horizontalen Skala der SEVIRI-Kanäle abge-

Tabelle 9: Fehlermaße der kombinierten Nettoerwärmungsraten bei verschiedenen verrauschten breitbandigen Messwerten; angegebene Rauschwerte sind Maximalabweichungen

		$\Delta r = \pm 0$ $\Delta T = \pm 0K$	$\Delta r = \pm 0.01$ $\Delta T = \pm 1K$	$\Delta r = \pm 0.05$ $\Delta T = \pm 5K$	$\Delta r = \pm 0.1$ $\Delta T = \pm 10K$
0-5 km	Korrelation [%]	96.61	96.37	94.49	95.51
	<i>ME</i> [K/Tag]	-0.00032	-0.041	-0.113443	-0.058095
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.126	0.131	0.16	0.15
5-10 km	Korrelation [%]	95.25	94.94	93.50	94.99
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.000011	0.018	0.057	0.037
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.35	0.36	0.41	0.36
>10 km	Korrelation [%]	93.06	91.78	86.77	92.20
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.000055	0.042	0.096	0.019
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.35	0.38	0.48	0.37

schätzt werden. Demnach ist die zugehörige breitbandige Messung als mit einem Fehler behaftet anzusehen, der mit der Wolkeninhomogenität innerhalb eines Bildelementes der GERB-Messung korreliert ist. Ein Maß für die zu erreichende Genauigkeit ließe sich aus einer Betrachtung der auftretenden Varianz der räumlich hoch auflösenden Kanäle innerhalb eines GERB-Bildpunktes ableiten, was allerdings nicht in dieser Arbeit geschieht.

Zur Simulation der Inhomogenität innerhalb eines Bildelementes der breitbandigen Messung wird zum errechneten GERB-Signal, welches einer homogenen Atmosphäre entspricht, ein zufälliger Wert addiert. Im Mittel über den Verifikationsdatensatz zeigt die Häufigkeitsverteilung des so erzielten künstlichen Fehlers ein Maximum bei Null und eine beidseitig lineare Abnahme der Häufigkeit bis zu einem maximal vorkommenden Wert. Dieser ist in den kurzwelligen Kanälen als Reflektivitätendifferenz, im Langwelligen als Differenz der Helligkeitstemperatur gegeben. Bei angenommenen Breiten der Wertebereiche von Eins bei der Reflektivität (0 bis 1) und 100 K bei der Helligkeitstemperatur werden maximale Abweichungen von jeweils 1%, 5% und 10% in beide Richtungen von der Wahrheit betrachtet.

Die resultierenden Fehlermaße der Modelle finden sich in Tabelle 9. Bei nur geringen Abweichungen von unter 1% vom horizontal homogenen Fall finden sich auch nur geringe Verschlechterungen des Schätzmodells, welche mit dem Anstieg der maximalen Abweichung der breitbandigen Werte stark ansteigt. Für einen maximal 5-prozentigen Fehler liegen die Werte

in einer vergleichbaren Größe wie im Fall der Abschätzung der breitbandigen Werte aus den schmalbandigen. Allerdings zeigt sich bei einer weiteren „Inhomogenisierung“ der simulierten GERB-Bildelemente, dass die neuronalen Netze bei unterschiedlichen Messvektoren verschieden stark auf eine Verrauschung reagieren. Die Genauigkeit der Schätzung, dargestellt durch die Korrelation oder im umgekehrt proportionalen Sinne durch den *RMSE*, ist bei relativen Fehlern in den GERB-Kanälen von bis zu 10% durchweg höher als bei nur halb so großen Abweichungen, in der oberen Troposphäre und der Stratosphäre sogar höher als bei den betrachteten Fällen mit nur einem Prozent maximaler Abweichung. Der Grund für diese Verbesserung des Ergebnisses trotz stärkerer Verrauschung ist darin zu suchen, dass jeweils andere Messvektoren mit einem starken Rauschen belegt werden. Wird das zehnpromzentige Rauschen nicht unabhängig, sondern durch Verdoppelung des fünfprozentigen Rauschens auf den jeweiligen Messvektoren erzeugt, so findet man eine stark reduzierte Genauigkeit.

6.3. Verrauschte Satellitenmessung

Auch das schmalbandige Spektrometer misst nicht fehlerfrei. Vor dem Start wurde das Rauschniveau der verschiedenen SEVIRI-Kanäle ausgemessen (Aminou *et al.*, 1999), wobei Standardabweichungen von maximal 0.0015 für die Reflektivitäten mit dem größten Wert im HRV-Kanal und um 0.15 K für die Helligkeitstemperaturen gefunden wurden. Hier weichen die Kanäle bei 6.2 μm leicht, die Kanäle bei 9.7 μm und 13.4 μm mit Werten von 0.21 K bzw. 0.23 K etwas stärker nach oben ab, während andere Kanäle (insbesondere der 8.7 μm und der 10.8 μm -Kanal) deutlich geringere Rauschpegel zeigen. Zur Überprüfung der Empfindlichkeit der hier gezeigten Verfahren auf dieses Rauschen wird analog zum obigen Verrauschen der simulierten GERB-Messung ein zufallserzeugter Fehler zu allen SEVIRI- und auch GERB-Messungen addiert, dessen Häufigkeitsverteilung wiederum beidseitig von der zentralen Null linear bis hin zu einem maximalen Fehler abnimmt.

Das minimal hier gewählte Rauschniveau (Tabelle 10) ist an die gemessenen Werte angelehnt. Allerdings sind die maximalen Fehler für alle kurz- und langwelligen Kanäle jeweils identisch gewählt. Eine maximale Abweichung von 0.005 in der Reflektivität bei SEVIRI und 0.01 bei GERB (entsprechend 1%) sowie von 0.15 K in der Helligkeitstemperatur (1 K im langwelligen GERB-Kanal) ist in vielen Kanälen schon als hohes Rauschniveau zu bezeichnen. Dennoch sind die Abweichungen gegenüber dem ungestörten Datensatz (vergl. linke Spalte in Tabelle 9) nur gering und zur Hälfte auf die Verrauschung der GERB-Messungen

zurückzuführen. Mit größeren Werten des maximalen Rauschens nimmt die Genauigkeit dann

Tabelle 10: Fehlermaße der kombinierten Nettoerwärmungsraten bei verschiedenen verrauschten schmal- und breitbandigen Messwerten; angegebene Rauschwerte sind Maximalabweichungen

		$\Delta r_S = \pm 0.005$ $\Delta T_S = \pm 0.15K$ $\Delta r_G = \pm 0.01$ $\Delta T_G = \pm 1K$	$\Delta r_S = \pm 0.01$ $\Delta T_S = \pm 0.15K$ $\Delta r_G = \pm 0.01$ $\Delta T_G = \pm 1K$	$\Delta r_S = \pm 0.03$ $\Delta T_S = \pm 0.3K$ $\Delta r_G = \pm 0.04$ $\Delta T_G = \pm 2K$	$\Delta r_S = \pm 0.05$ $\Delta T_S = \pm 0.45K$ $\Delta r_G = \pm 0.08$ $\Delta T_G = \pm 3K$
0-5 km	Korrelation [%]	96.22	95.12	79.76	76.31
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.00072	0.14	0.16	0.10
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.14	0.15	0.31	0.35
5-10 km	Korrelation [%]	94.00	93.05	87.79	90.84
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.040	0.11	-0.33	0.21
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.39	0.42	0.57	0.49
>10 km	Korrelation [%]	91.06	89.26	88.03	87.23
	<i>ME</i> [K/Tag]	-0.082	-0.097	-0.058	0.16
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.43	0.49	0.45	0.60

stark ab, allerdings sind die hier angenommenen Fehler nicht mehr durch Eigenschaften der Radiometer zu erwarten, aber unter Umständen durch die später besprochene Annäherung der Phasenfunktion innerhalb des Strahlungstransportmodells. Der Vergleich der besten 68% der Schätzungen (beidseitiger Abstand einer Standardabweichung bei Normalverteilungen) mit der Standardabweichung der Originaldaten (Tabelle 1) ergibt für den geringsten Rauschpegel erreichbare Genauigkeiten von 20.8%, 13.3% und 6.4% in den drei Höhenbändern (im Vergleich zu 19.1%, 11.7% und 4.7% im unverrauschten Fall). Für die stärker verrauschten Daten (dritte Datenspalte in Tabelle 10) liegen die Fehler bei etwa 63%, 34% und 14%.

6.4. Variierender Emissionskoeffizient

Aus Gründen der Rechenzeitminimierung wurde, wie bereits in Kapitel 4.3 erwähnt, im Langwelligen ein für alle Oberflächen identischer Emissionskoeffizient angenommen. Bei Strahlungstransportrechnungen wird häufig davon ausgegangen, dass die Oberfläche die Strahlungseigenschaften eines Schwarzkörpers hat. Der gewählte Wert von 0.99 stellt die in der Natur vorkommende Obergrenze des Emissionskoeffizienten dar und kommt z.B. bei Na-

delwäldern, Neuschnee, Ackerböden und Tundrenlandschaften vor. Auch Ozeanoberflächen zeigen eine nur geringe Abweichung vom Schwarzkörperverhalten. Eine gemeinsame untere Grenze für alle diese Oberflächentypen lässt sich bei 0.90 ziehen, lediglich Wüsten und alter Schnee zeigen geringere Emissivitäten bis zu etwa 0.85. Diese unterschiedlichen Werte führen zu einem signifikanten Unterschied in der aufwärts gerichteten langwelligen Strahlung, wobei die Kenntnis des Emissionskoeffizienten u.a. zur Bestimmung der Oberflächentemperatur notwendig ist. Folgerichtig gibt es Bemühungen, auch mittels MSG den Emissionskoeffizienten der Erdoberfläche abzuschätzen (z.B. Dash *et al.*, 2002).

Wie Abbildung 45 zeigt, ist der Einfluss einer veränderten Bodenemission auf die atmosphärische Erwärmungsrate dagegen vernachlässigbar. Für zwei Eiswolken mit Grenzen zwischen 2 und 5 Kilometern und 7 und 10 Kilometern sowie den wolkenfreien Fall wurde mit der Randbedingung einer Sommeratmosphäre der mittleren Breiten die Bodenemissivität bis zu einem Wert von 0.80 gesenkt. In der Stratosphäre (oberster Bildteil) ist im Falle der Anwesenheit von Wolken unterhalb von 10 Kilometern Höhe überhaupt kein Einfluss der Bodenemissivität auf diese Höhenschicht auszumachen, lediglich im wolkenfreien Fall nimmt die langwellige Abkühlung leicht mit abnehmender Emission zu. Die Differenz zwischen den Werten für Emissionskoeffizienten von 0.99 und 0.85 liegt aber noch unterhalb von 0.01 K/Tag. In der oberen Troposphäre zeigt sich nur bei Anwesenheit von Wolken in dieser Schicht eine nennenswerte Reaktion. Hier nimmt die Abkühlung bei einer Absenkung der Bodenemission auf 0.80 um etwa 0.15 K/Tag zu, was aber nur einem Drittel der Standardabweichung des Fehlers des Kombinationsmodells (Tabelle 6) entspricht.

In der unteren Troposphäre ist die Auswirkung einer Änderung der Bodeneigenschaften erwartungsgemäß im Mittel am größten. Insbesondere im wolkenfreien Fall zeigt sich eine erhöhte Abkühlung. Betrachtet man eine Emissivität von 0.85 im Vergleich zum Schwarzkörper, so liegt die Differenz bei etwa 0.1 K/Tag, was in der Größenordnung der Standardabweichung des Modellfehlers (Tabelle 5) liegt. Die bewölkten Fälle liegen mit Differenzen von 0.05 K/Tag bei der tiefen Wolke und von 0.06 K/Tag bei der hohen Wolke um den Faktor 2 darunter.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Änderung der Nettoerwärmungsraten aufgrund der Veränderung der Bodenemissivität nur in Ausnahmefällen und nur bei extremer Absenkung des Emissivitätskoeffizienten aus dem Fehlerbereich der kombinierten neuronalen

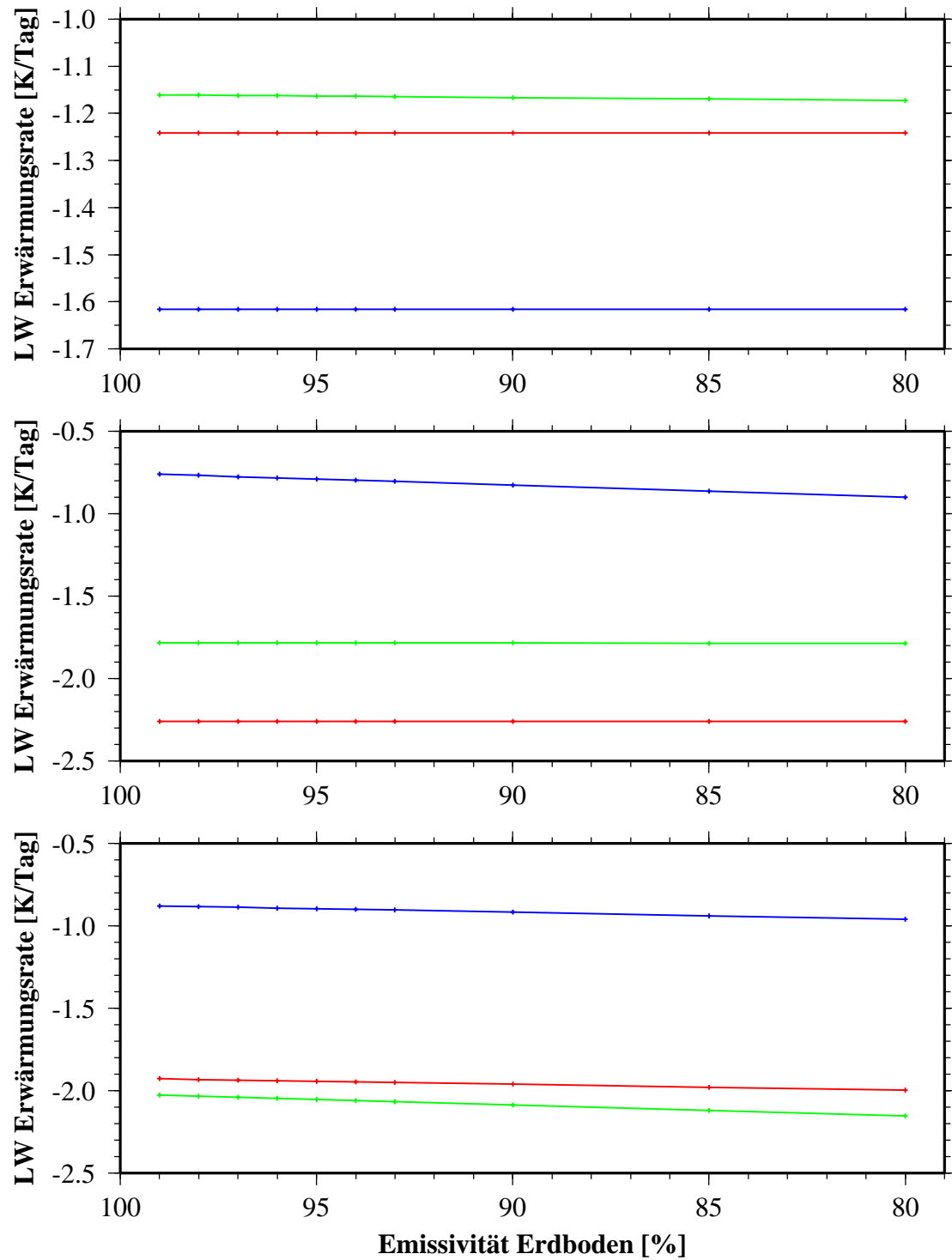


Abbildung 45: Langwellige Erwärmungsraten in Abhängigkeit von der Bodenemissivität in den Höhenbändern 0-5km (unten), 5-10km (Mitte) und oberhalb 10km (oben) für Eiswolken zwischen 2 und 5km Höhe (rot), zwischen 7 und 10km Höhe (blau) sowie im wolkenfreien Fall (grün)

Netze herausfällt. Geht man davon aus, dass in der Natur Bodenemissionen von unter 0.90 nicht im großen Umfang vorkommen, ist die Annahme der annähernden Schwarzkörperstrahlung für alle Bodentypen gerechtfertigt.

6.5. Vereinfachte Wolkenphysik

Das Strahlungstransportmodell nutzt verschiedene Vereinfachungen der Wolkenphysik, um einen akzeptablen Rechenaufwand zu erreichen. Die wesentlichen Vereinfachungen betreffen eine Annäherung der Phasenfunktion, die angenommene Nicht-Existenz mehrerer Wolken-schichten sowie die angenommene horizontale und vertikale Homogenität der wolkenphysika-lischen Parameter. Der Einfluss dieser Vereinfachungen soll nun kurz dargestellt werden.

6.5.1. Phasenfunktion

Zusammen mit den skalaren Größen Extinktion und Einfachstreuabsorbedo beschreibt die Pha-senfunktion das Streuverhalten von Strahlung einer bestimmten Wellenlänge in einem Medi-um. Während die beiden skalaren Größen die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Streuprozesses angeben, stellt die Phasenfunktion die Wahrscheinlichkeitsverteilung für be-stimmte Streurichtungen dar. Für kugelförmige Teilchen, wie sie in Wasserwolken auftreten, lässt sie sich aus der Mie-Theorie theoretisch ableiten. Bei Eisteilchen dagegen hängt sie stark von der Form der Eiskristalle ab, weshalb Phasenfunktionen für eine Vielzahl von Verteilun-gen in Form und Größe abgeleitet wurden (Macke *et al.*, 1998; Key *et al.*, 2002).

Soll die Phasenfunktion $P(\Theta)$ im Strahlungstransportmodell nicht durch diskrete Werte in Winkelklassen beschrieben werden, so muss eine angemessene Näherung der beliebig kompli-zierten Phasenfunktion eingesetzt werden. Eine wenig aufwendige und weit verbreitete Me-thode hierfür ist die von Henyey und Greenstein (1941) eingeführte Näherung, welche eine einfache Funktion des Asymmetrieparameters g ist:

$$P_{HG}(\Theta) = \frac{1}{2} \cdot \frac{1 - g^2}{(1 - 2g \cos \Theta + g^2)^{3/2}} \quad (33)$$

Dieser Asymmetrieparameter ist definiert als mittlerer Kosinus des Streuwinkels Θ , dement-sprechend nimmt er Werte zwischen 1 (vollständige Vorwärtsstreuung) und -1 (vollständige Rückstreuung) an. Für jede Phasenfunktion (auch die Henyey-Greenstein-Näherung) gilt:

$$\int_{\Omega} P(\Theta) \cos \Theta d\Omega = g \quad (34)$$

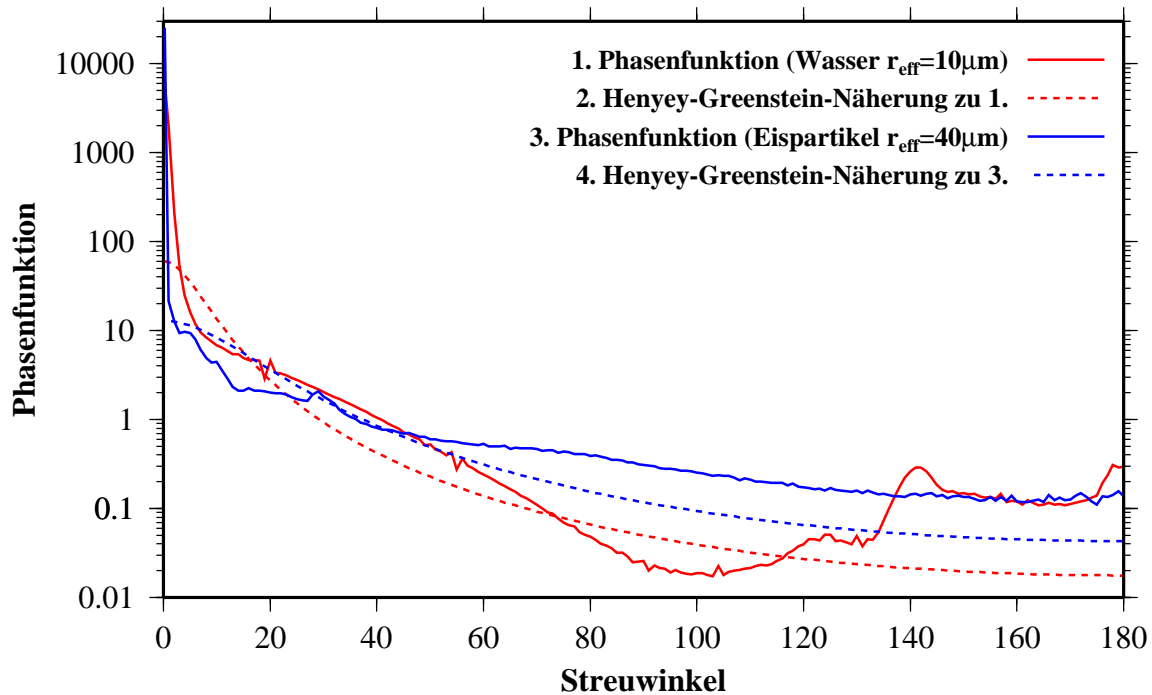


Abbildung 46: Phasenfunktionen bei einer Wellenlänge von 550 nm für Wasser- und Eiswolken sowie zugehörige Henyey-Greenstein-Näherungen; Phasenfunktion für Wasser aus Mie-Rechnungen, für Eis nach Macke et al. (1998) (Daten von A. Macke, 2001)

Haben zwei Phasenfunktionen einen identischen Asymmetrieparameter, so ist der Anteil von vorwärts und rückwärts gestreuter Strahlung gleich. Daher lassen sich Strahlungsflussdichten bei bekanntem Asymmetriefaktor mit dieser Näherung korrekt berechnen, während es bei der Berechnung von Strahldichten zu signifikanten Fehlern kommt.

Beispiele für die Unterschiede zwischen „echten“ Phasenfunktionen und ihren Henyey-Greenstein-Näherungen sind in Abbildung 46 dargestellt. Die aus der Mie-Theorie ermittelte Phasenfunktion zeigt ein Minimum für die Seitwärtsstreuung sowie insbesondere im Bereich der Rückwärtsstreuung mehrere lokale Maxima. Durch das monotone Verhalten der Näherung ist diese nicht in der Lage, dieses Verhalten nachzuempfinden. Für Eispartikel sind sich exakte Phasenfunktion und Henyey-Greenstein-Näherung deutlich ähnlicher, so dass hier von kleineren Fehlern auszugehen ist. Allerdings ist die Variabilität der Mikrophysik in Eiswolken auch deutlich größer, so dass eine große Unsicherheit in Bezug auf die zu wählende Phasenfunktion vorherrscht. Key et al. (2002) haben erhebliche Unterschiede in der Reflektivität bei verschiedenen angenommenen Eis-Phasenfunktion gefunden, die im Bereich von ± 0.15 lagen.

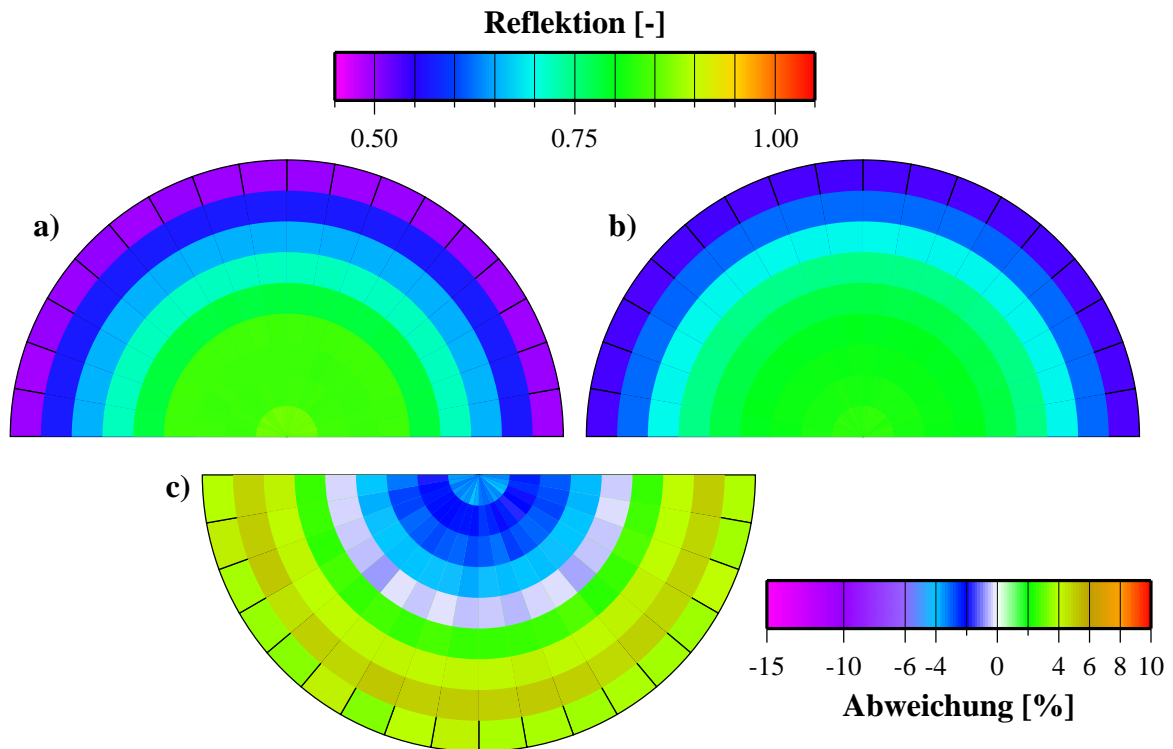


Abbildung 47: Reflektivitäten für homogene Wasserwolken ($r_{eff}=10 \mu m$) mit „echter“ Phasenfunktion (a) und Henyey-Greenstein-Näherung (b) sowie die relative Differenz (c). Sonnenzenitwinkel ist 0 Grad. Umlaufend relativer Azimutwinkel (10° -Klassen, Vorwärtsstreuung rechts), von innen nach außen zunehmender Zenitwinkel (0-90 Grad, 10-Grad-Klassen)

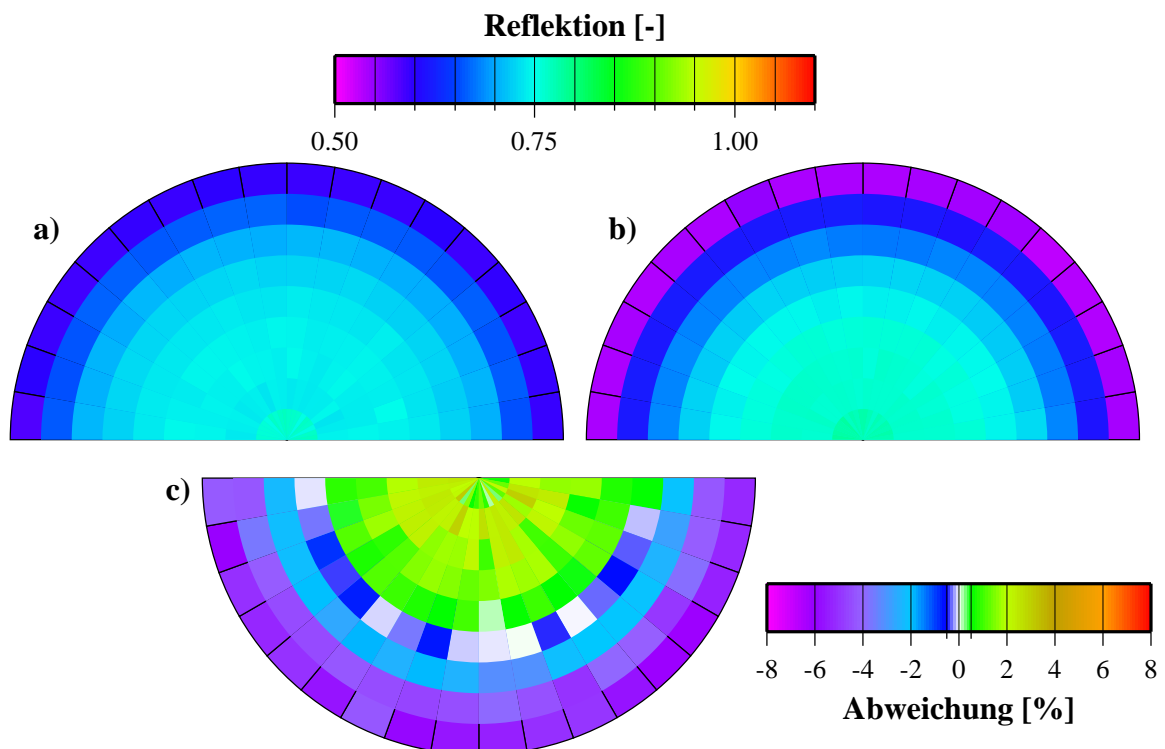


Abbildung 48: Wie Abbildung 47, aber Eiswolke mit $r_{eff}=40 \mu m$

Eine systematische Untersuchung von verschiedenen Strahlungstransportmodellen, die teils auf Mie-basierten Phasenfunktionen, teils auf die Henyey-Greenstein-Näherung zurückgreifen, zeigt je nach Streuwinkel Unterschiede in den ermittelten Reflektivitäten bis zu 0.2 (Rob Roebeling, persönliche Mitteilung 2003). Insbesondere bei großem Zenitwinkel des Beobachters bei gleichzeitig niedrigem Sonnenstand kommt es zu solch großen Abweichungen. Bei hohen Sonnenständen dagegen ist der gemachte Fehler kleiner, wie die Abbildungen 47 bis 50 zeigen. Diesen Abbildungen liegen exemplarische Rechnungen mit dem Monte-Carlo-Strahlungstransportmodell GRIMALDI zu Grunde, welches an der Universität Kiel entwickelt und z.B. in Macke *et al.* (1999) beschrieben wurde. Für eine vertikale Sonneneinstrahlung (Abbildungen 47 und 48), wie sie bislang bei der Fehlerbesprechung der neuronalen Netze betrachtet wurde, und hohen Beobachtungsgeometrien zeigt sich eine durchschnittliche Unterschätzung der Reflektivität von Wasserwolken bei Anwendung der Henyey-Greenstein-Näherung um 3.5% (bezogen auf den normalen Wertebereich zwischen Null und Eins) sowie eine durchschnittliche Überschätzung bei Eiswolken um 1.5%. Der Vergleich der beiden Abbildungen macht auch das unterschiedliche Verhalten der Näherung für Wasser und Eis deutlich. Während die Henyey-Greenstein-Näherung für Wasserwolken die direkte Rückstreuung eher unter- und dafür die seitliche Streuung zu hoch einschätzt, ist es bei Eiswolken umgekehrt. Hier wird die direkte Rückstreuung zu Lasten der Seitwärtsstreuung zu hoch eingeschätzt. Aller-

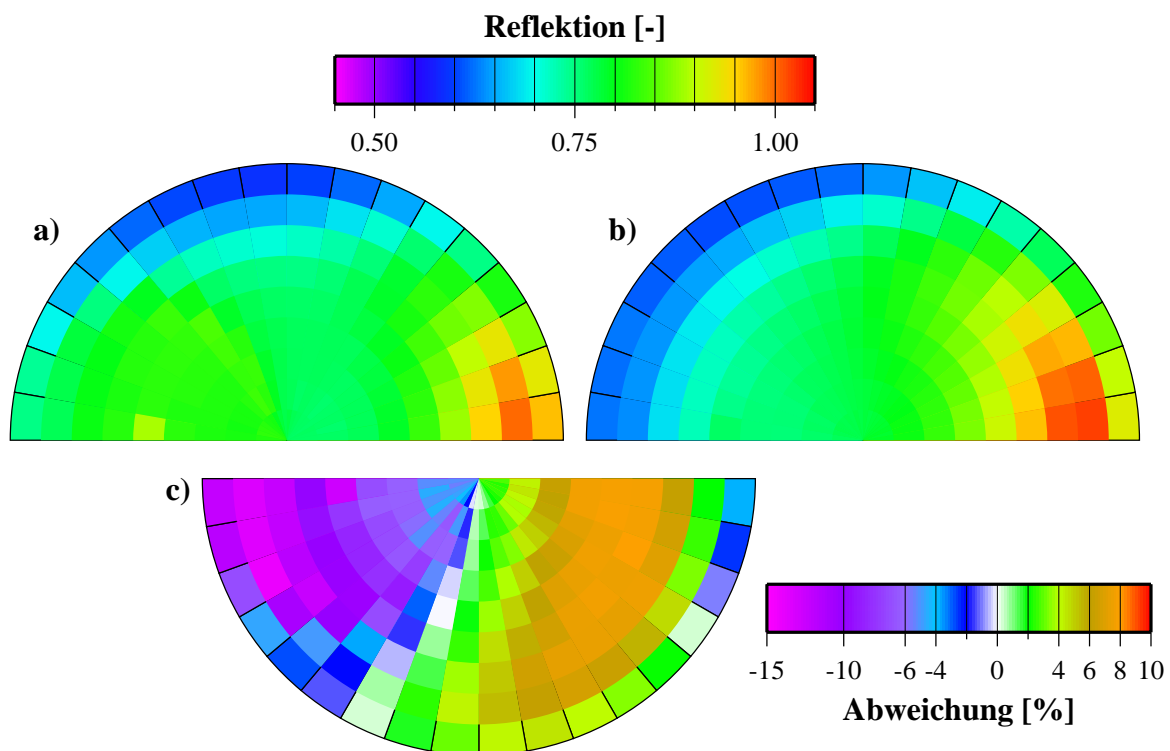


Abbildung 49: Wie Abbildung 47, aber für einen Sonnenzenitwinkel von 45 Grad

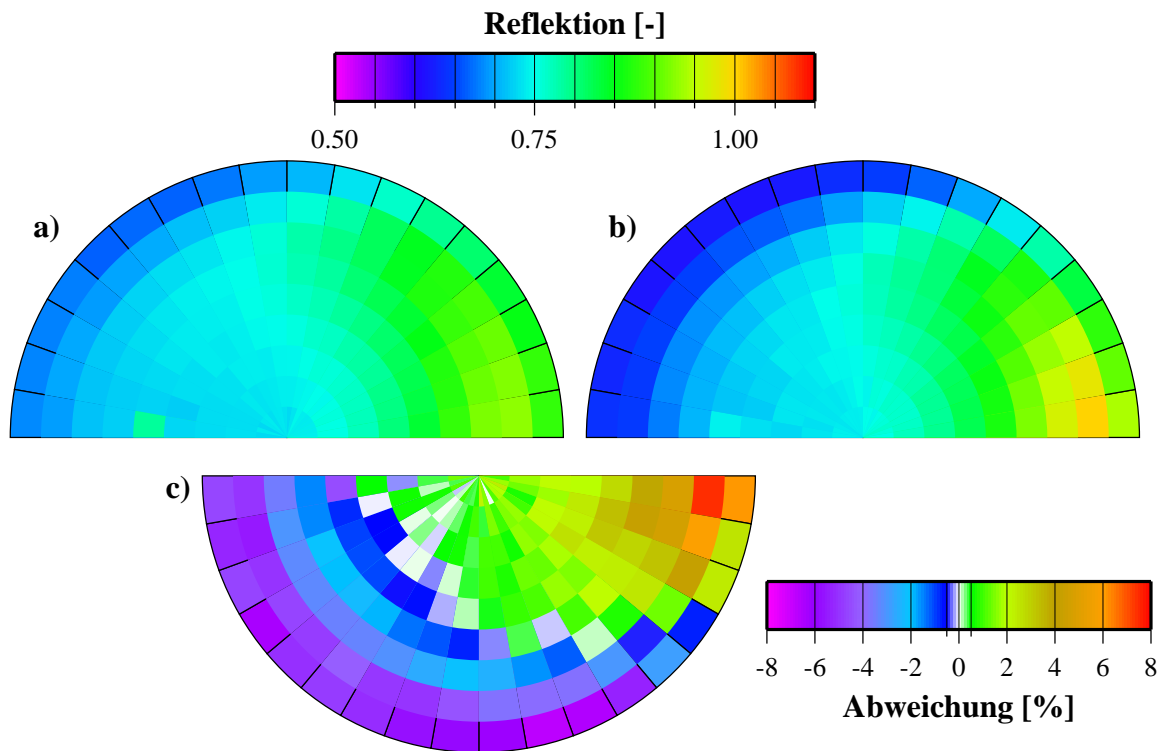


Abbildung 50: Wie Abbildung 48, aber für einen Sonnenzenitwinkel von 45 Grad

dings liegen die Abweichungen bei dem hohen Sonnenstand für alle Beobachtungsgeometrien bei unter 5%.

Dies ändert sich für höhere Sonnenzenitwinkel. Die Abbildungen 49 und 50 zeigen analoge Ergebnisse für einen Sonnenzenitwinkel von 45 Grad. Bei Wasserwolken (Abbildung 49) fällt vor allem die deutliche Unterschätzung der Rückwärtsstreuung durch die Näherung auf, die die Zunahme der Reflektivität verglichen mit der Seitwärtsstreuung nicht darstellt. Entsprechend treten im Bereich der Rückwärtsstreuung je nach Beobachtungszenitwinkel Fehler bis zu 15% auf. Die Vorwärtsstreuung wird besser simuliert, hier treten maximale Fehler von unter 10% auf. Für die Eiswolke (Abbildung 50) dagegen finden sich für die hohen Beobachtungsgeometrien durchwegs positive Abweichungen, die aber stets unter 2.5% liegen. Bei Beobachtungen, die dichter am Horizont erfolgen, nimmt der Fehler zwar zu, bleibt aber in dem Bereich möglicher Satellitenzenitwinkel, welche bei einem geostationären Satelliten auftreten können, unterhalb von 5%.

6.5.2. Dreidimensionale Effekte von Wolken

Ein nach wie vor ungelöstes Problem ist eine allgemeine Berücksichtigung von Wolkeninhomogenitäten auf das Strahlungsfeld. Sowohl Inhomogenitäten der größerskaligen Geometrie als auch kleinskalige Fluktuationen der Mikrophysik der Wolken modifizieren die

Strahlung, wobei der Einfluss der geometrischen Variationen deutlich größer ist als derjenige der Mikrophysik (Zuev und Titov, 1995). Insbesondere bei gebrochener konvektiver Bewölkung kommt es bei Nutzung einer homogenen Näherung zu großen Abweichungen, da es vor allem bei einem hohem Sonnenstand zu Abschattungen und Mehrfachstreuungen zwischen einzelnen Wolkelementen kommt. Abschätzungen der Fehler, die durch eine Homogenisierung der Wolke gemacht werden, finden sich z.B. bei Oreopoulos und Barker (1999) und Scheirer (2001). Allerdings liegt der Fokus dieser Arbeiten bei globalen Zirkulationsmodellen und den Fehlern, die bei einer homogenen Wolkenannahme auf typischen Gitterskalengrößen gemacht werden. Wie Scheirer und Macke (2001) zeigen, lässt sich das Strahlungsfeld der inhomogenen Bewölkung auf solch großen Skalen hinreichend dadurch simulieren, dass auf Skalen von wenigen Kilometern eine homogene Bewölkung angenommen wird und die unabhängig voneinander berechneten Strahlungsgrößen jeder Säule gemittelt werden. Die hierfür notwendige Kenntnis der Variabilität der Wolkenparameter liegt hier aufgrund der hohen räumlichen Auflösung von SEVIRI vor, welche in derselben Größenordnung wie die in Scheirer und Macke (2001) genutzte Auflösung liegt. Aus diesem Grunde erscheint die Annahme einer homogenen Bewölkung auf einzelnen Bildelementen des schmalbandigen Radiometers vertretbar.

6.6. Grenzen zwischen Netzen

Sobald aus einer räumlich auflösenden Messung beliebige Größen mittels eines Modells abgeleitet werden sollen, dessen Parameter keine stetigen Funktionen des Ortes sind, kommt es an den Sprungstellen dieser Parameter zwangsläufig zu Unstetigkeiten der abgeleiteten Größen. Die hier vorgestellten neuronalen Netze werden für verschiedene Klassen von Beobachtungs- und Beleuchtungsgeometrien unabhängig voneinander trainiert. Daher ist nicht davon auszugehen, dass Messungen, deren Geometrie die Zuordnung zu verschiedenen Klassen erlaubt, in den zugehörigen Netzen identische Abschätzungen ergeben. Sofern die Netze jedes für sich frei von systematischen Fehlern sind und die Fehlerstatistik beliebiger Teilmengen (wie z.B. der auf der Grenze zum benachbarten Netz liegenden Vektoren) die Fehlerstatistik des gesamten Datensatzes widerspiegelt, so ist allerdings eine im Mittel identische Abschätzung zu erwarten.

Zur exemplarischen Darstellung des Verhaltens werden hier das oben betrachtete Netz für Sonnenzenitwinkel zwischen 0 und 10 Grad bei nahezu senkrechtem Satellitenstand zwischen

0 und 10 Grad und rückgestreutem Sonnenlicht mit einem relativen Azimut zwischen 170 und 180 Grad sowie das benachbarte Netz mit identischer Beobachtungsgeometrie und einem Sonnenzenitwinkel zwischen 10 und 20 Grad betrachtet. Ein zufällig ausgewählter Testdatensatz mit 100000 Vektoren, welche ausschließlich einen Sonnenzenitwinkel von 10 Grad repräsentieren, wird in beide Netze eingelesen und die Differenz der jeweils abgeschätzten Nettoerwärmungen untersucht. Es zeigt sich, dass die Verteilungen der Schätzungen in beiden Netzen nahezu identische Korrelationen und Streuungen, dargestellt durch den *RMSE*, aufweisen (Tabelle 11). Ein systematischer Unterschied findet sich allerdings in allen Höhenbändern im mittleren Fehler, *ME*. Während die Nettoerwärmungsraten bei dem auf geringere Zenitwinkel optimierten Netz im Mittel leicht überschätzt werden, werden sie im zweiten Netz im Mittel leicht unterschätzt. Dies wird auch bei der Betrachtung der Differenz beider Schätzungen deutlich, deren Häufigkeitsverteilung in Abbildung 51 dargestellt ist. Im Mittel wird das näher am Sonnen-Subpunkt gelegene Netz (SZA00/10) eine um etwa 0.03 bis 0.05 K/Tag höhere Schätzung der Nettoerwärmungsrate liefern, wobei der Mittelwert der Abweichung in jedem Höhenband durch die Differenz der mittleren Fehler definiert ist. Diese Unsicherheit liegt in derselben Größenordnung wie der durch ein leichtes Rauschen über den Satellitenmessungen hervorgerufene Fehler (Tabelle 10).

Tabelle 11: Fehlermaße der kombinierten Nettoerwärmungsrate für Messungen bei SZA=10° bei Anwendung zweier möglicher neuronaler Netze

		Netz SZA 00-10	Netz SZA 10-20
0-5 km	Korrelation [%]	96.54	96.48
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.013	-0.017
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.126	0.127
5-10 km	Korrelation [%]	95.25	95.17
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.017	-0.038
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.34	0.35
>10 km	Korrelation [%]	92.99	92.71
	<i>ME</i> [K/Tag]	0.0084	-0.037
	<i>RMSE</i> [K/Tag]	0.34	0.35

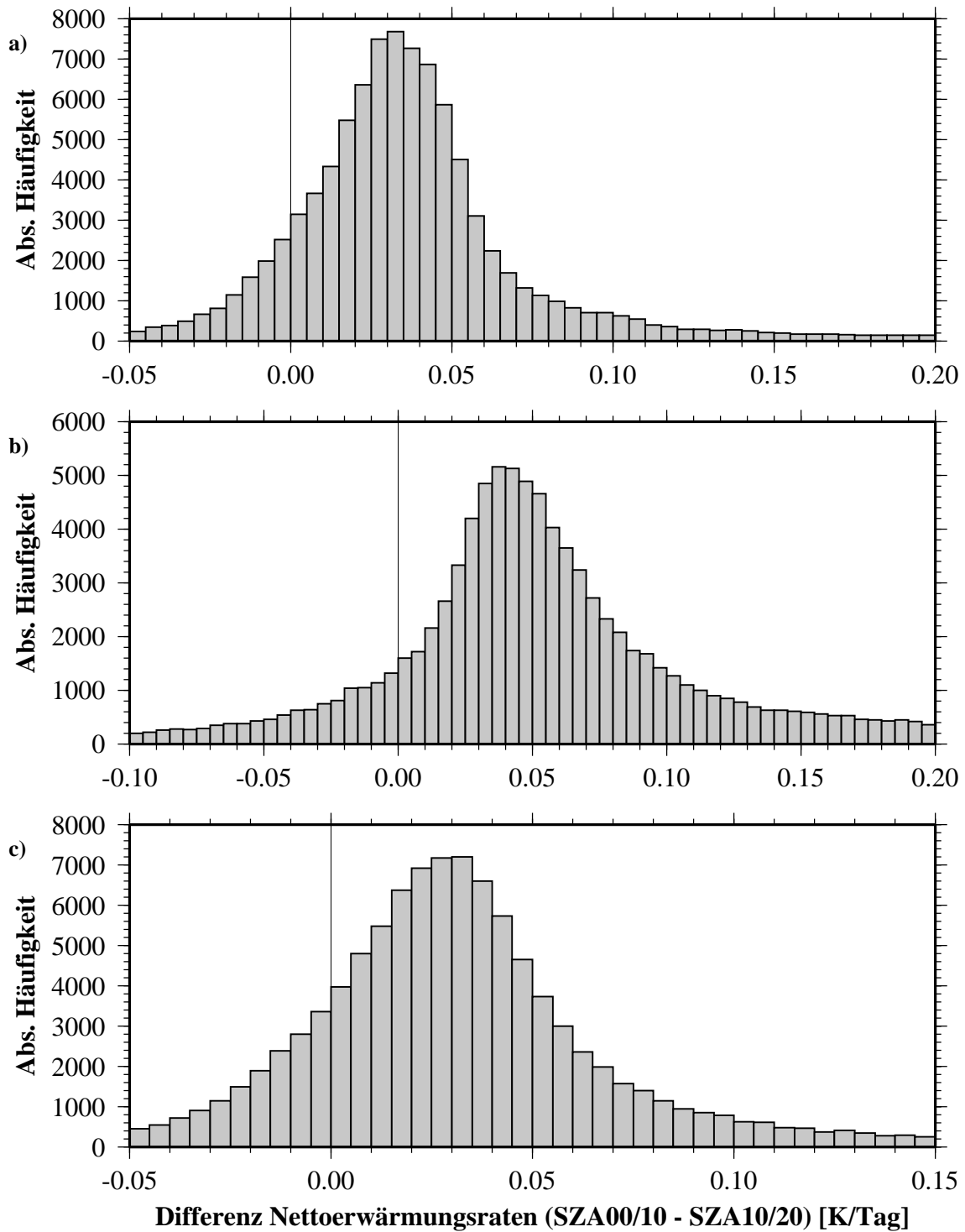


Abbildung 51: Häufigkeitsverteilung der Abweichung zwischen den Abschätzungen der Nettoerwärmungsrate an benachbarten neuronalen Netzen; a) Stratosphäre, b) obere Troposphäre, c) untere Troposphäre

7. FALLSTUDIE

Im folgenden Kapitel soll anhand eines Anwendungsbeispiels gezeigt werden, welches Ergebnis eine Anwendung des Verfahrens auf reale Daten hat. Als Datensatz dient eine MSG-Messung vom 23.09.2003, 1200 UTC. Aus Kapazitätsgründen wird nicht die gesamte Erde betrachtet, sondern es findet eine Beschränkung auf den europäischen Bereich statt. Die vorliegenden Daten wurden vom Deutschen Wetterdienst überlassen und liegen in der Europa-Projektion des DWD vor. Dies ist eine polarstereografische Projektion mit einer mittleren horizontalen Auflösung von 5 Kilometern. Auf die bei dieser Projektion entstehenden Fehler wird hier nicht eingegangen.

Es wird zunächst die synoptische Situation zum Zeitpunkt der Fallstudie beschrieben, gefolgt von der Beschreibung der vorliegenden Daten und der sich ergebenden Beobachtungsgeometrien, über welche die benötigten neuronalen Netze ermittelt werden. Diese werden anschliessend angewendet. Insbesondere werden auftretende Schwachstellen bei der Anwendung untersucht, indem zunächst Karten der spektralen Erwärmungsraten in allen Höhenbändern dargestellt und abschliessend Profile von Nettoerwärmungen an ausgewählten Positionen analysiert werden.

7.1. Synoptische Situation

Am 23.09.2003 bestimmt ein Tiefdruckgebiet mit Kern über Nordskandinavien mit seinen Ausläufern das Wettergeschehen in weiten Teilen Europas. Wie auf dem Satellitenbild von 1200 UTC (Abbildung 52) zu erkennen ist, reicht eine Kaltfront von Finnland über Polen, Süddeutschland und die Alpen bis zu den Pyrenäen. Auf ihrer Rückseite bildet sich in einer Nordwest-Strömung konvektive Bewölkung über der Nordsee, Norddeutschland und den Beneluxstaaten. Über Russland sind Reste der zugehörigen Warmfront zu erkennen. Weitere

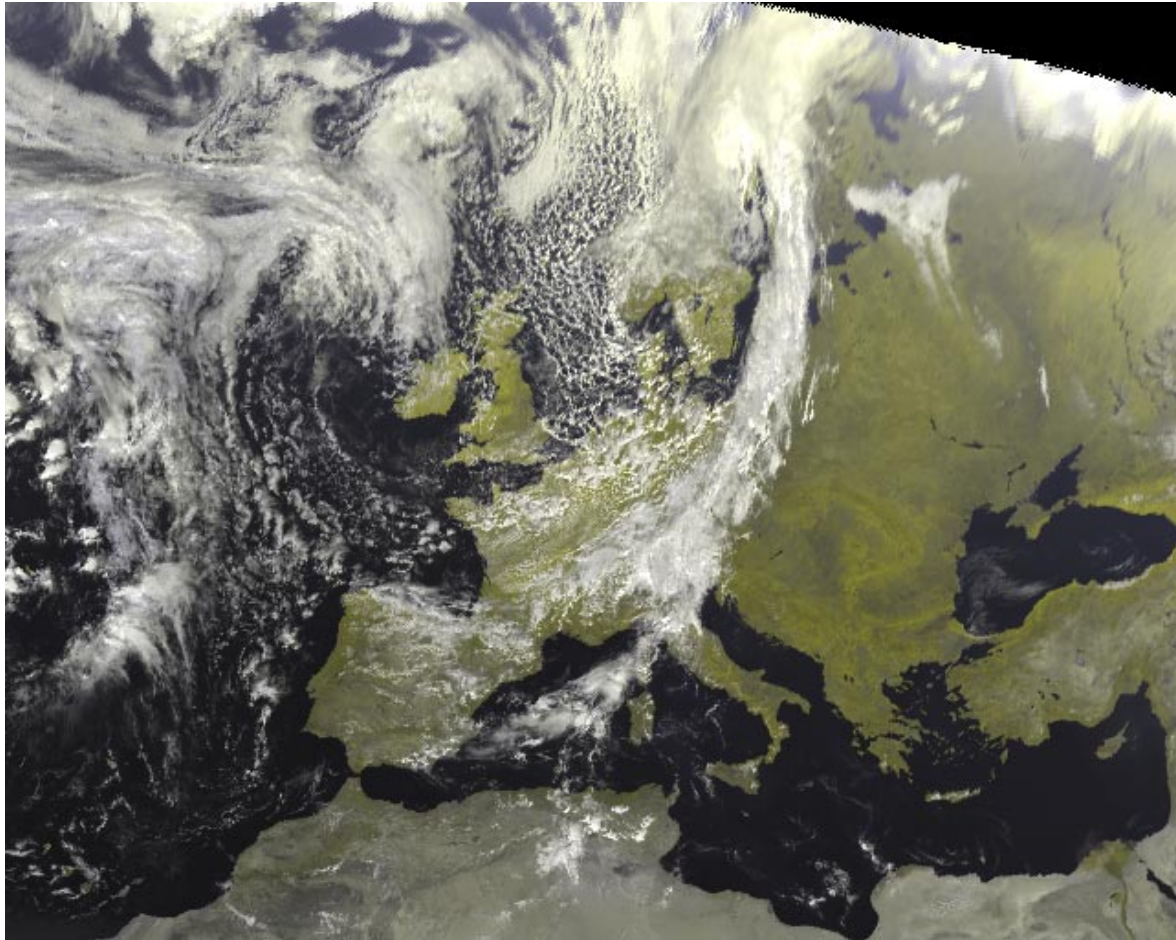


Abbildung 52: MSG-Bild zum Zeitpunkt der Fallstudie (23.09.2003, 1200 UTC) in der DWD-Europa-Projektion; Kontrastverstärktes Farbkomposit-Bild der Kanäle $0.8 \mu\text{m}$ (Farbkanäle rot/grün) und $0.6 \mu\text{m}$ (blau) mit einer Auflösung von 5 Kilometern

Wolkenfelder werden durch einen Trog über dem westlichen Mittelmeer sowie durch die Ausläufer von Tiefdruckgebieten bei Island begründet. Über dem Südwesten der britischen Inseln liegt eine kleinräumige, aber intensive Hochdruckzelle. Ebenso liegt Südosteuropa vom südlichen über das östliche Mittelmeer bis zum Schwarzen Meer unter dem Einfluss eines ausgedehnten Hochdruckgebietes.

7.2. Geometrie und Daten

Der gewählte Zeitpunkt für die Fallstudie vereint den maximal möglichen täglichen Sonnenzenitwinkel über dem Messgebiet und den Tag der Tag- und Nachtgleiche. In der Konsequenz steht die Sonne zum Zeitpunkt der Datenaufnahme nahezu unmittelbar hinter dem Satelliten, was die Anzahl der benötigten neuronalen Netze stark reduziert, da einerseits Son-

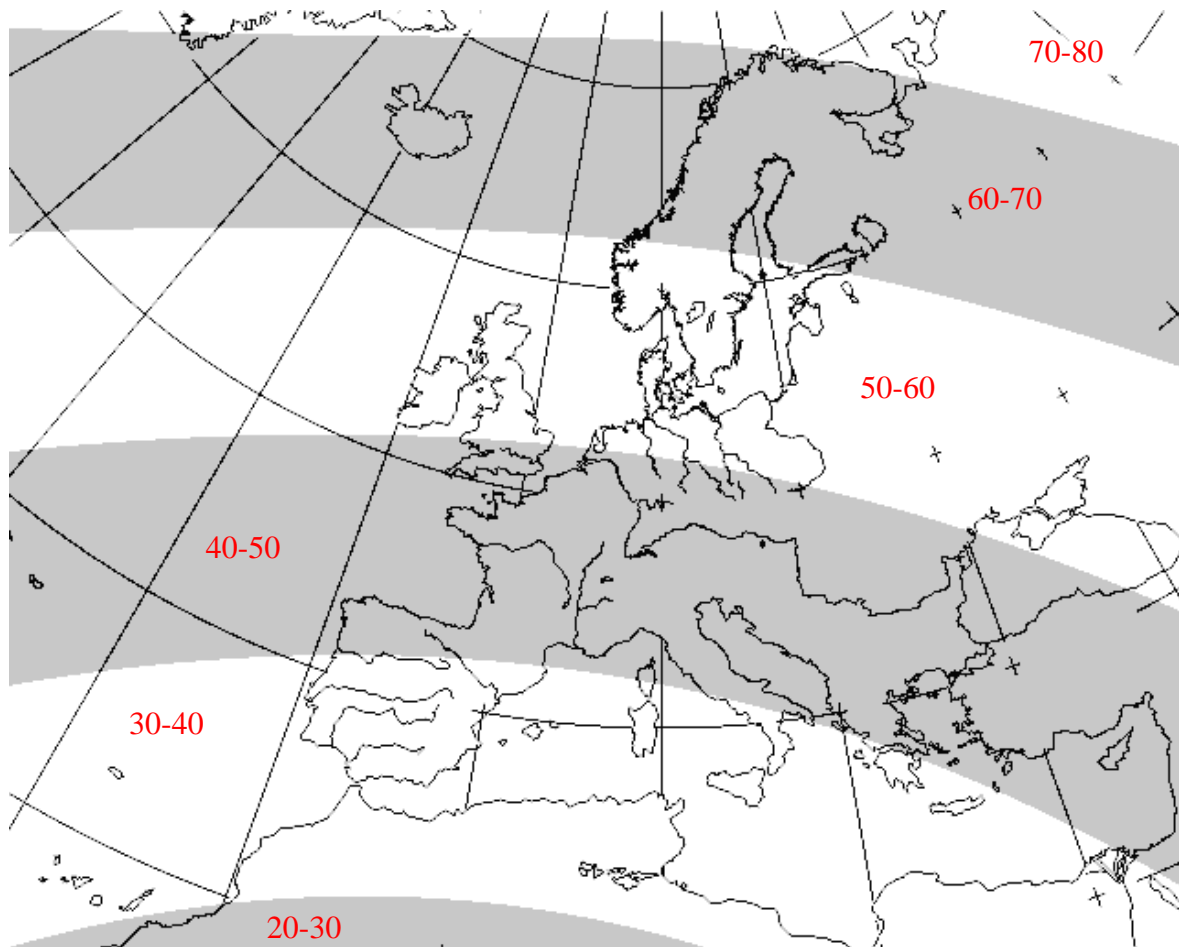


Abbildung 53: DWD-Europa-Projektion: Klassen von Sonnenzenitwinkeln (Breite 10 Grad) zum Zeitpunkt der Fallstudie

nen- und Satellitenzenitwinkel stark korrelieren und andererseits global nur relative Azimutwinkel nahe der Rückwärtsstreuung vorkommen.

Für jeden Ort (λ, ϕ) auf der Erde ergibt sich der Sonnenzenitwinkel Z_S aus dem Sonnensubpunkt (λ_S, ϕ_S) zum betrachteten Zeitpunkt und dem von 90 Grad abgezogenen Großkreisabstand zwischen beiden Punkten:

$$Z_S = 90 - \arccos(\sin \phi \cdot \sin \phi_S + \cos \phi \cdot \cos \phi_S \cdot \cos(\lambda - \lambda_S)) \quad (35)$$

Diese Gleichung macht allerdings nur eine sinnvolle Aussage, sofern die Sonne am betrachteten Ort über dem Horizont steht. Auch werden Refraktionseffekte ignoriert, die allerdings bei den hier ermittelten Winkeln keine nennenswerten Auswirkungen verursachen. Für das hier betrachtete Gebiet zur gegebenen Zeit ergeben sich die in Abbildung 53 gezeigten Sonnenzenitwinkel, wobei die Darstellung an die Klasseneinteilung der neuronalen Netze angelehnt ist.

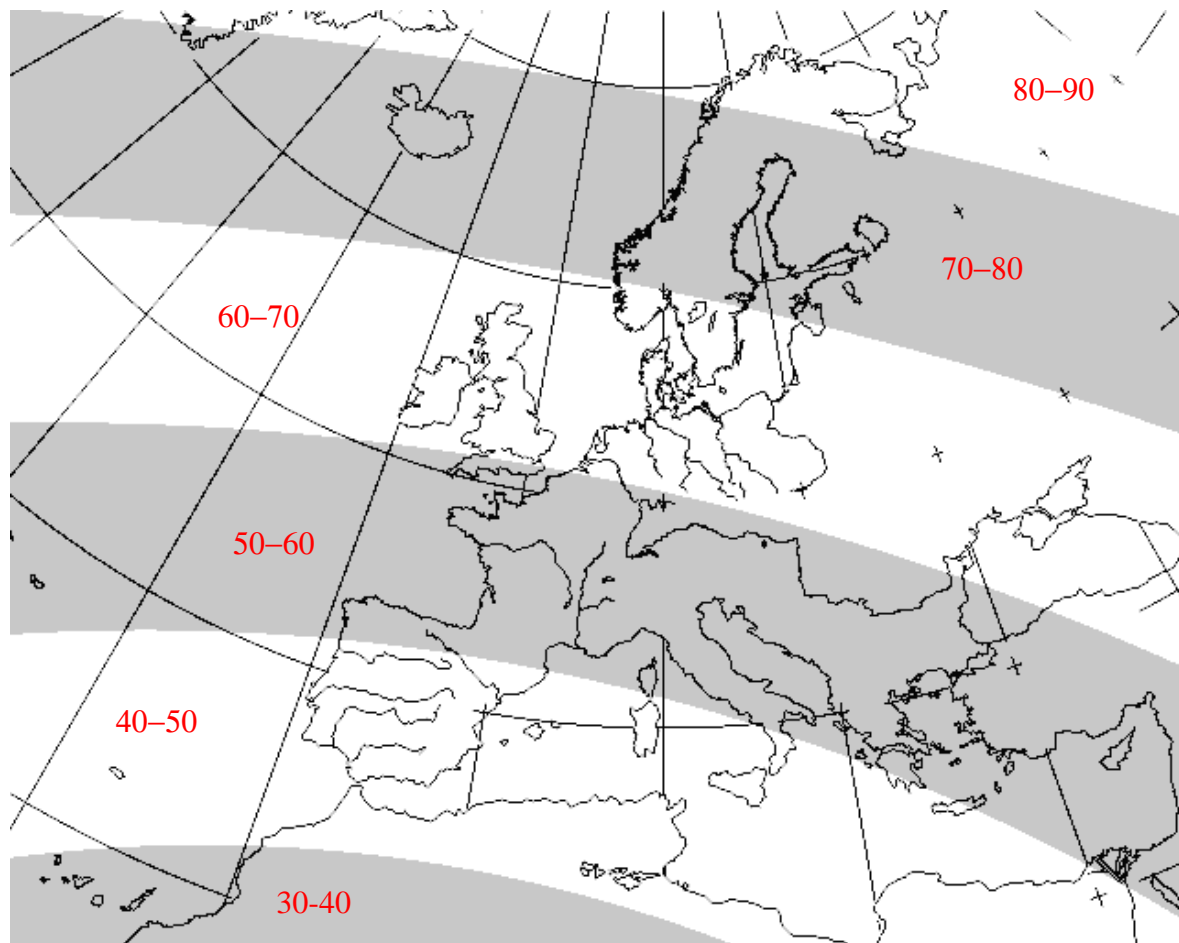


Abbildung 54: DWD-Europa-Projektion: Klassen von Satellitenzenitwinkeln (Breite 10 Grad) zum Zeitpunkt der Fallstudie

Ebenfalls mit Hilfe von Gleichung (35) lässt sich der Zenitwinkel des Satelliten über jedem Punkt der Erde berechnen. Allerdings muss zusätzlich berücksichtigt werden, dass die Entfernung des Satelliten von der Erde im Gegensatz zur Sonne nicht als unendlich angenommen werden kann. Daher erscheint der Satellit näher am Horizont als die Sonne. Im betrachteten Gebiet ist der Satellitenzenitwinkel zwischen etwa 5 Grad im Süden und über 10 Grad im Nordosten größer als der Sonnenzenitwinkel. Die für die Auswahl der neuronalen Netze relevanten Klassen von Satellitenzenitwinkeln sind in Abbildung 54 dargestellt. Gebiete, in denen der Satellitenzenitwinkel über 85 Grad steigt, werden in der DWD-Darstellung ausgeklammert, daher fehlen in der oberen rechten Ecke von Abbildung 52 Daten.

Wie im theoretischen Teil der Arbeit gezeigt wurde, steigt der zu erwartende Fehler in der Abschätzung der Erwärmungsraten mit zunehmenden Zenitwinkeln. Daher werden in der folgenden Anwendung die Erwärmungsraten nur für Orte berechnet, an denen sowohl Sonne als

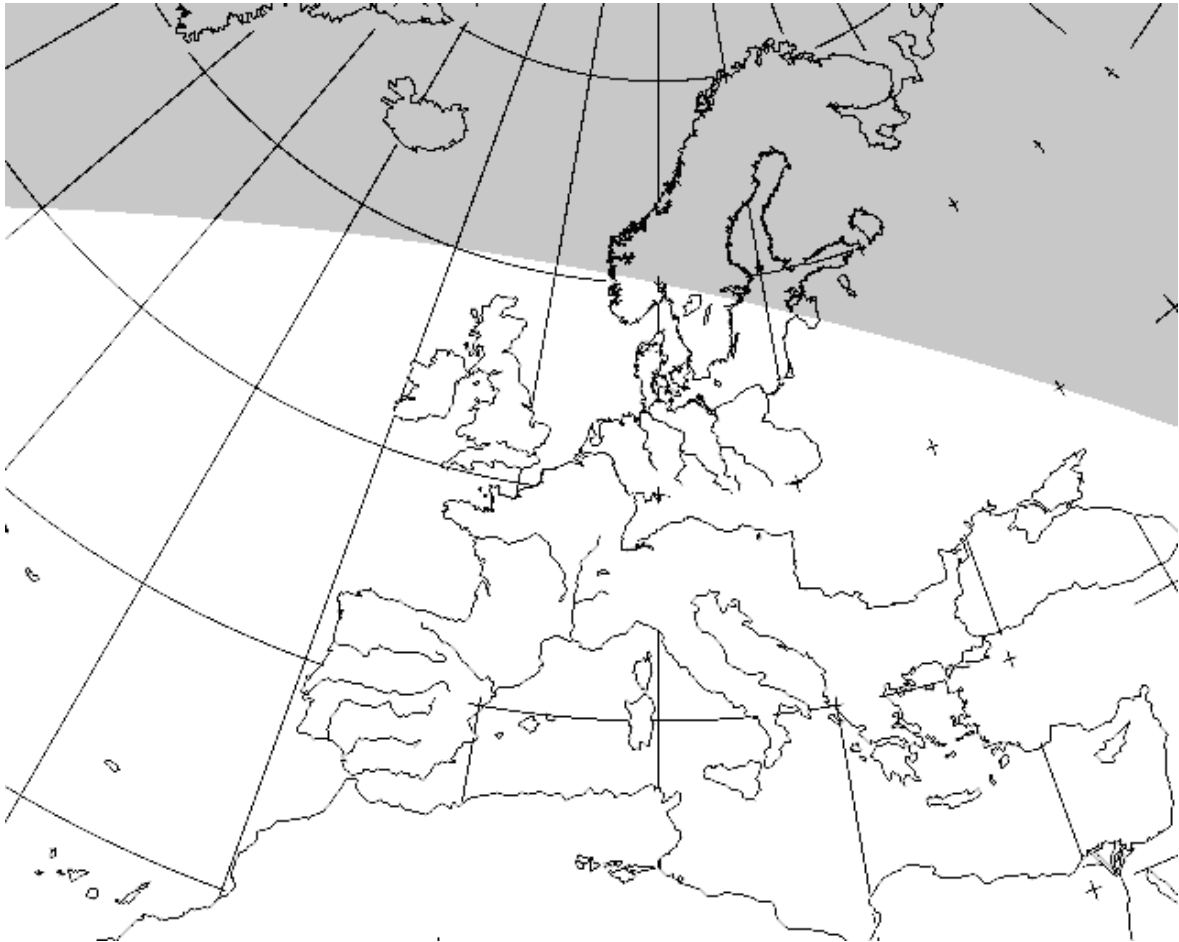


Abbildung 55: DWD-Europa-Projektion: von der Abschätzung der Erwärmungsraten ausgeschlossenes Gebiet (grau)

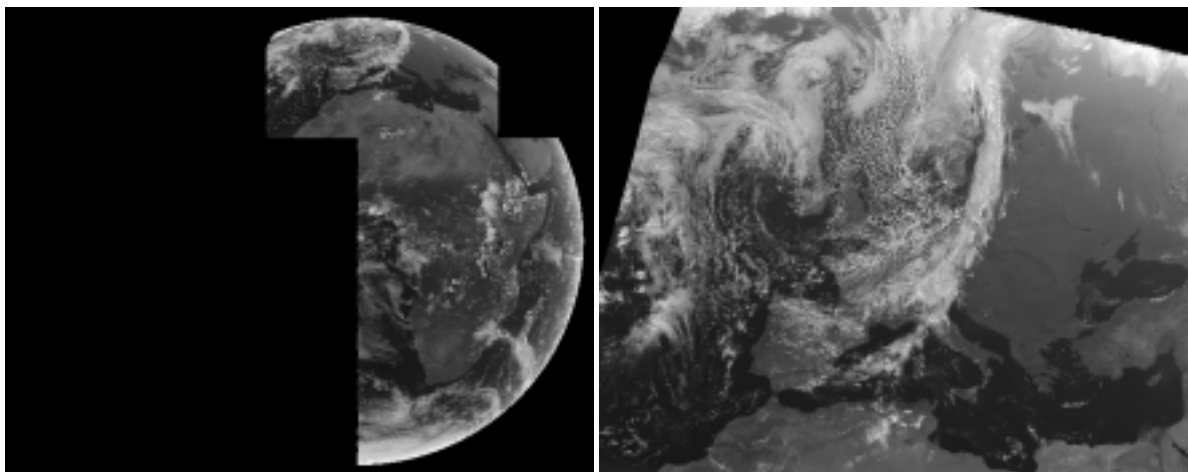


Abbildung 56: Messgebiet des HRV-Kanals zum Zeitpunkt der Fallstudie; links Erdabdeckung, rechts DWD-Europa-Projektion

auch Satellit wenigstens 20 Grad über dem Horizont stehen, der Zenitwinkel also kleiner als 70 Grad ist. Das auf diese Weise von der weiteren Betrachtung ausgeschlossene Gebiet ist in Abbildung 55 grau hinterlegt.

Aus der Kombination der beiden Zenitwinkel ergibt sich die Menge der notwendigen neuronalen Netze. Da der relative Azimut hier nicht unter 178 Grad sinkt, also durchgehend derselben Klasse angehört, ergeben sich lediglich 15 verschiedene neuronale Netze für das gesamte Messgebiet, von denen 10 im Gebiet der hinreichend kleinen Zenitwinkel liegen und daher zur Anwendung kommen.

In der Verfügbarkeit der Daten gibt es einige Einschränkungen. Aufgrund der Übereinstimmung von Satellitenbahn und Eklipse liegen für den gesamten September keine Daten von GERB vor (EUMETSAT, 2003). Wie in Kapitel 6.1 gezeigt, werden die SEVIRI-Daten über eine lineare Regression zu einer simulierten GERB-Messung kombiniert. Die hierfür notwendigen Koeffizienten wurden für jedes neuronale Netz separat aus dem jeweiligen Kombinationsdatensatz bestimmt.

Nicht korrigiert werden kann die eingeschränkte Verfügbarkeit von Daten des HRV-Kanals. Aus Kapazitätsgründen übermittelt der Satellit nicht die Gesamtheit dieser hochaufgelösten Daten, sondern nur die Hälfte (EUMETSAT, 2001). Welcher Teil der Messung übertragen wird, kann von EUMETSAT frei definiert werden. Zum Zeitpunkt der Fallstudie liegen im Norden Daten von Europa und im Süden der östlichen Hälfte der sichtbaren Erdscheibe vor (linker Teil von Abbildung 56). Daraus resultierend ist ein Teil des Gebietes, welches durch die DWD-Europa-Projektion abgedeckt wird, ohne HRV-Daten (rechter Teil von Abbildung 56, linke obere Ecke). In der Konsequenz wird es nötig sein, weitere neuronale Netze zu trainieren, die auf die Eingabe des HRV-Kanals verzichten. An dieser Stelle wird das Fehlen der Daten nicht beachtet, so dass sich der Effekt eines fehlenden Kanals auf die Ergebnisse untersuchen lässt.

Für das gewählte Beispiel nicht relevant ist die Tatsache, dass die Satellitendaten von EUMETSAT auf eine fixe Satellitenposition von 0 Grad Länge umgerechnet werden, um kleine Schwankungen der tatsächlichen Position auszugleichen und die Konsistenz mit dem bestehenden operationellen Satelliten (Meteosat-7) zu bewahren (EUMETSAT, 2001). Während der Erprobungsphase von MSG, die im September 2003 noch nicht abgeschlossen war, wurde die Position des MSG-1 bei einer Position von knapp 10 Grad West konstant gehalten (EU-

METSAT, 2003). Dementsprechend kommt es am gegenüberliegenden, hier östlichen Rand der sichtbaren Projektion der Daten zu Ungenauigkeiten durch notwendige Datenextrapolationen. In Abbildung 52 ist dieser Effekt im oberen rechten Datenbereich sichtbar, indem die Abbildung unscharf wirkt. Der betroffene Bereich liegt jedoch vollständig innerhalb des von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossenen Gebietes, so dass auf eine weitere Betrachtung an dieser Stelle verzichtet werden kann.

7.3. Ergebnisse der neuronalen Netze

Durch die Anwendung des Verfahrens auf die Daten ergeben sich die in den Abbildungen 57 bis 68 dargestellten Erwärmungsraten. In allen Spektralbereichen und allen Höhenbändern ist die Klasseneinteilung der zugrunde liegenden Berechnungen deutlich zu erkennen. An den Grenzen zwischen unterschiedlichen Netzen kommt es zum Teil zu erheblichen Sprüngen in den Ergebnissen, die nicht vollständig darauf zurückzuführen sind, dass jedes Netz mittlere Geometrien beschreibt. Teilweise scheinen die Netze unterschiedliche Nullpunktsverschiebungen zu haben, was durch die identischen Lernregeln für alle Netze erklärt werden kann. Ein auffälliges Beispiel ist z.B. in Abbildung 57 der schmale Streifen zwischen Südengland und der Donaumündung, der eine reduzierte Erwärmung gegenüber den nördlich und südlich angrenzenden Gebieten zeigt. Zusätzliche Trainingsiterationen in betroffenen Netzen werden diese Effekte verringern können. Wie in Kapitel 5.3 bereits erwähnt wurde, werden für die neuronalen Netze in verschiedenen geometrischen Klassen jeweils identische Netzwerktopologien verwendet, daher könnten mit zusätzlichem Aufwand geometrieabhängige optimale Netzwerktopologien gesucht werden. Dieser Aufwand ist jedoch innerhalb dieser Arbeit nicht mehr zu leisten.

Unabhängig von den absoluten Werten der Erwärmungsraten lassen sich anhand der Ergebnisse einige Aussagen treffen. Im bodennahen Höhenband bis 5 Kilometer Höhe (Abbildung 57) finden sich die größten kurzwelligen Erwärmungsraten über dem Nordosten Afrikas mit einem starken Gradienten zum Mittelmeer. Die beiden Netze, die einen Satellitenzenitwinkel zwischen 30 und 40 Grad beschreiben (vergl. Abbildung 53), ergeben geringere Erwärmungen sowohl über Wasser als auch über Land. Wie die hier punktuell auftretenden, physikalisch nicht sinnvollen Abkühlungen zeigen, liegt in diesem Bereich eine übermäßige Nullpunktsverschiebung vor, dennoch wird auch hier über Land eine größere Erwärmung als über Wasser erzielt. Ebenso finden sich unter den hochreichenden Wolkengebieten Erwärmungen, die aber

mit zunehmendem Sonnenzenitwinkel abnehmen und im nördlichsten betrachteten Bereich verschwinden. Auffällig ist weiterhin das Gebiet des Warmsektors, welches etwa über Westrussland liegt. Hier kommt es zu deutlich verringerten Erwärmungen. Dieses Gebiet scheint sich bis zur afrikanischen Küste fortzusetzen, allerdings wird dieses Verhalten in dem Streifen, der über dem ehemaligen Jugoslawien, Griechenland und der Türkei liegt, nicht in dieser Deutlichkeit wiedergegeben. Hier sind die Werte durchgehend höher.

Im langwelligen Spektralbereich (Abbildung 58) kommt es in der bodennahen Schicht nahezu durchgehend zu Abkühlungen. Lediglich über der Nordsee und einigen wenigen anderen Gebieten zeigen sich Erwärmungen im Langwelligen, die nach den in Abbildung 21, Kapitel 5.2 gemachten Aussagen mittelhohen, geometrisch dicken Wolken zuzuordnen sind. Allgemein finden sich die stärksten Abkühlungen über südlichen Landflächen, was mit den dort vorherrschenden hohen Temperaturen zu erklären ist. Sowohl über Land als auch über Wasser existiert ein Gradient als Funktion des Sonnenzenitwinkels, der zu geringeren Abkühlungen im Norden führt. Wolken führen auch in Bodennähe aufgrund der Absorption grundsätzlich zu teilweise deutlich verringerten Abkühlungen. Insbesondere hohe Wolken verhindern die Ausstrahlung.

In der Summe ergibt sich netto (Abbildung 59 und Abbildung 60) in diesem Höhenband eine Erwärmung unter Wolken und eine Abkühlung im wolkenfreien Fall. Sofern nur das neuronale Netz zur Bestimmung der Nettoerwärmung angewendet wird (Abbildung 59), zeigt sich, dass in demselben Gebiet, das auch im Kurzwelligen zu hohe Werte liefert, anscheinend wiederum zu hohe Erwärmungen insbesondere unter hochreichenden Wolken bzw. zu niedrige Abkühlungen im wolkenfreien Fall auftreten. In der Kombination der drei Netze (Abbildung 60) sind die Gradienten zwischen benachbarten Netzen deutlich reduziert. Auffällig ist hier die starke Abkühlung im Bereich des Warmsektors über Westrussland über Land, während die Abkühlung über dem Schwarzen Meer deutlich geringer ausfällt. Weiterhin ist die relativ hohe Erwärmung über Nordostafrika zu nennen. In diesem Gebiet wird im $7.3 \mu\text{m}$ Wasserdampfkanal eine Temperatur gemessen, die oberhalb des vom Datensatz abgedeckten Bereiches liegt, was auf eine extrem trockene Atmosphäre hinweist. Aus diesem Grunde ist das neuronale Netz zu Extrapolationen gezwungen, was zu nicht abschätzbaren Fehlern in allen Spektralbereichen führt.

Starke Nullpunktverschiebungen zwischen den angewendeten neuronalen Netzen prägen

das Bild bei der kurzwelligen Erwärmung in der mittleren Atmosphäre zwischen 5 und 10 Kilometern (Abbildung 61). Es gibt starke Erwärmungsraten über den Landflächen, hohe Wolken reduzieren die Erwärmung verglichen mit dem wolkenfreien Fall. Dagegen haben niedrige Wolken keinen nennenswerten Einfluss. Allerdings zeigen die unerwartet starken Gegensätze zwischen Land und Wasser (vergl. Abbildung 17, wonach die Art der Oberfläche keinen Einfluss haben sollte), dass der Datensatz offensichtlich Mängel in der Häufigkeitsverteilung besitzt. Insbesondere die Nicht-Berücksichtigung der unterschiedlichen Emissivitäten ist hier wiederum zu nennen. Ein anderer Effekt zeigt sich in dem Streifen, welcher von Südengland über die Donaumündung hinwegführt. Der Kaltfront, die nördlich und südlich dieses Streifens kühlend im Vergleich zum wolkenlosen Fall wirkt, wird hier eine starke Erwärmung zugeordnet, die nicht durch eine Verschiebung des Nullpunktes erklärt werden kann, wie der Vergleich des Warmsektors in diesem Streifen mit dem südlich davon liegenden Gebiet zeigt. Anscheinend ist die bislang getroffene Voraussetzung gleicher Netzwerktopologien für gleiche Spektralbereiche und Höhenbänder, aber unterschiedliche Beobachtungsgeometrien hier nicht hinreichend.

Betrachtet man die Abkühlungen im Langwelligen in der mittleren Atmosphäre (Abbildung 62), fällt vor allem die starke Abkühlung im Bereich des bereits mehrfach erwähnten Warmsektors auf. Ebenfalls hohe Abkühlungsraten finden sich im Bereich der mittelhohen konvektiven Bewölkung über der Nordsee, was nach den in Abbildung 24 gemachten Überlegungen zu erwarten war. Reduzierte Abkühlungsraten bis hin zu leichten Erwärmungsraten gibt es im Bereich der hohen Wolken. Ein Unterschied zwischen den Bodenbeschaffenheiten lässt sich nicht zeigen.

Die Nettoerwärmung in diesem Höhenband (Abbildung 63) zeigt in erster Linie ein Süd-Nord-Gefälle. Während sich die mittlere Atmosphäre in Gebieten mit hohem Sonnenstand überwiegend leicht erwärmt, kommt es bei großen Sonnenzenitwinkeln eher zu leichten Abkühlungen. Als Ausnahmen fallen die hohen Wolken auf, die durchgehend zu größeren Erwärmungsraten führen. Werden die drei Abschätzungen kombiniert (Abbildung 64), kommen die Schwachpunkte der Einzelabschätzungen zum Vorschein. Aus der kurzwelligen Abschätzung ergeben sich hohe Erwärmungen über Land, aus der langwelligen eine starke Abkühlung im Bereich des Warmsektors. Die erhöhte Erwärmung durch die hohen Wolken wird aus der reinen Nettoabschätzung übernommen.

Oberhalb von 10 Kilometern Höhe zeigt sich im Kurzwelligen (Abbildung 65) ein relativ homogenes Bild. Wie aus dem Kapitel über die grundlegenden Zusammenhänge zu erwarten war, kommt es im Bereich der hohen Wolken zu großen Erwärmungsraten. Ebenso wie schon in der mittleren Atmosphäre findet sich über Teilen der Landmasse eine leicht erhöhte Erwärmungsrate, die aus dem Datensatz heraus nicht zu erklären ist. Offensichtlich kann auch hier durch ein weiteres Training des neuronalen Netzes das Ergebnis noch verbessert werden. Die langwellige Abkühlung (Abbildung 66) entspricht dagegen den Erwartungen. Lediglich im Bereich der sehr hohen Wolken kommt es zu erhöhten Abkühlungsraten. Der übrige Bereich zeigt eine einheitliche leichte Abkühlung, die vom Untergrund und tiefen Wolken nicht beeinflusst wird.

Die direkt berechnete (Abbildung 67) und die aus der Kombination der drei Abschätzungen gewonnene Nettoerwärmung (Abbildung 68) der hohen Atmosphäre zeigen eine hohe Korrelation, wobei die Amplitude der Kombination höher ist. In beiden Fällen zeigt sich im Bereich der hohen Wolken eine hohe Erwärmungsrate, ansonsten eine geringe Abkühlungsrate. Auch bei dem neuronalen Netz zur direkten Bestimmung der Erwärmungsrate zeigt sich teilweise eine Abhängigkeit vom Untergrund, so dass dieser Effekt in der Kombination noch herausgehoben wird und vor allem im südlichen Bereich zu nahezu durchgehender Erwärmung über Nordafrika und der Iberischen Halbinsel, aber auch im Bereich nördlich des Schwarzen Meeres führt.

Das Fehlen der Daten im hochauflösenden Kanal macht sich vor allem in den kurzwelligen Erwärmungsraten bemerkbar, in der bodennahen Schicht auch in der langwelligen Abkühlungsrate. In allen Fällen kommt es ohne die HRV-Daten zu höheren Erwärmungsraten bzw. Abkühlungsraten, wobei der Effekt im Kurzwelligen mit der Höhe ansteigt. Ebenso kommt es für die Nettoerwärmungsraten zu einer Verschiebung des abgeschätzten Wertes zu größeren Werten, wobei das Fehlen der Daten bei der Kombination der Einzelabschätzungen naturgemäß stärker zum Tragen kommt.

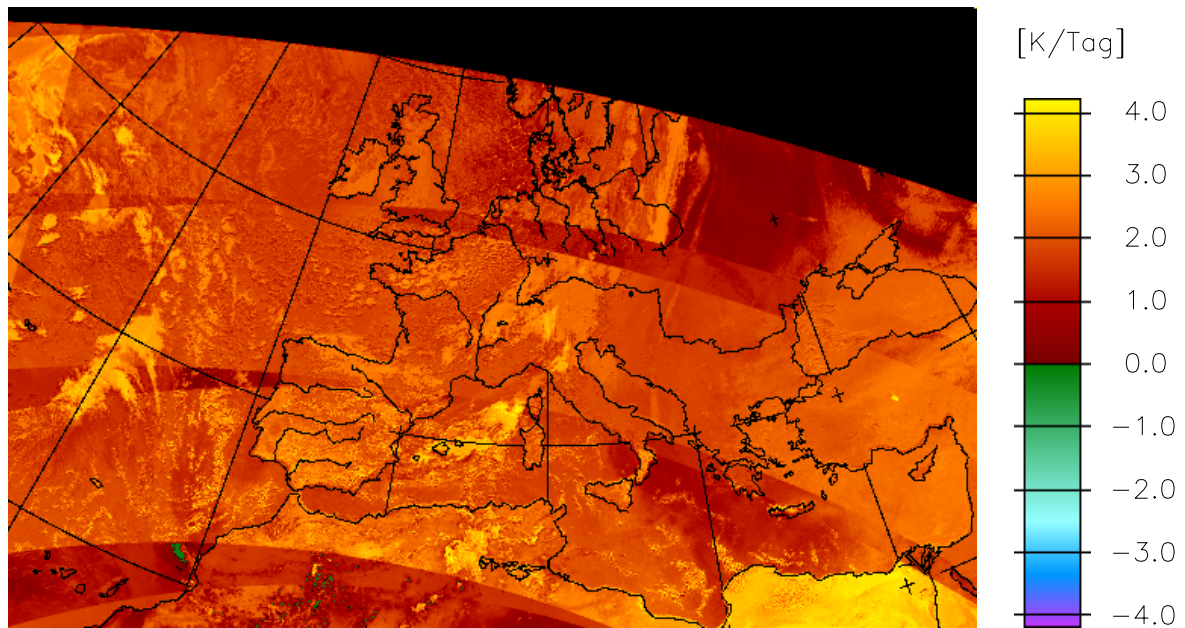


Abbildung 57: Kurzwellige Erwärmungsrate im Höhenband zwischen 0 und 5 Kilometern

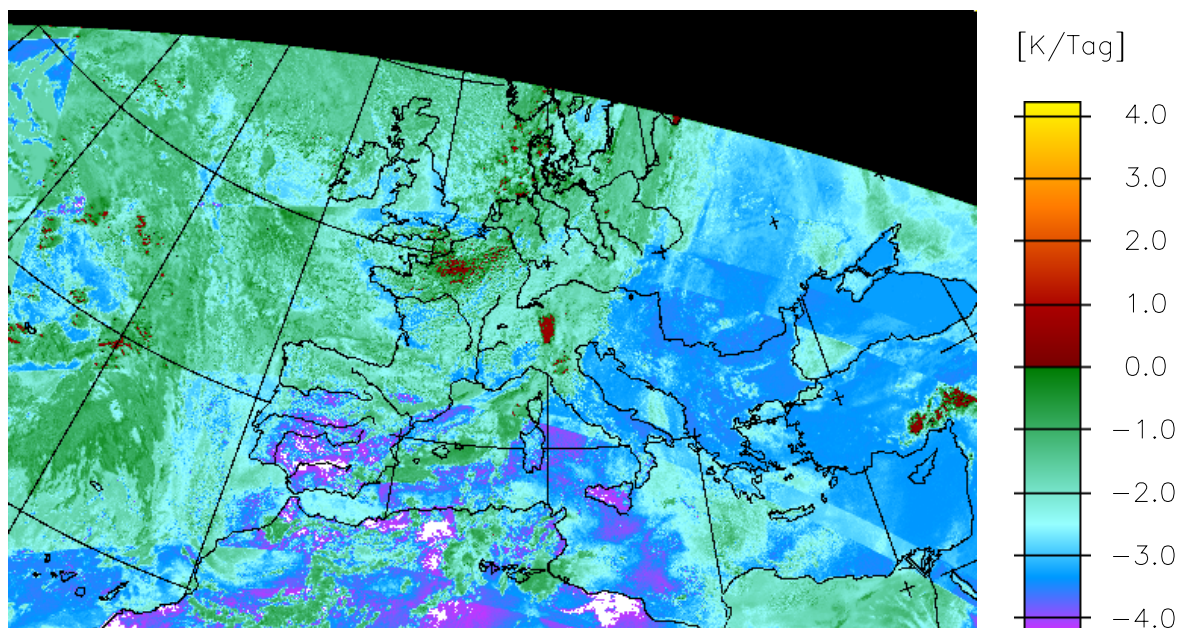


Abbildung 58: Langwellige Erwärmungsrate im Höhenband zwischen 0 und 5 Kilometern

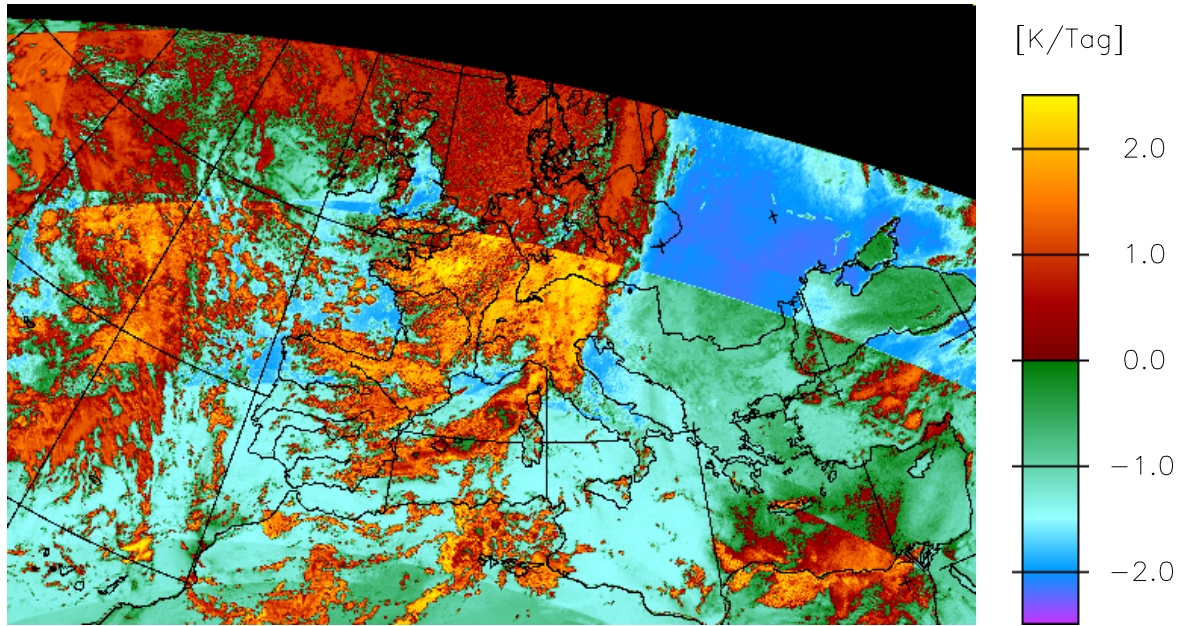


Abbildung 59: Netto-Erwärmungsrate im Höhenband zwischen 0 und 5 Kilometern

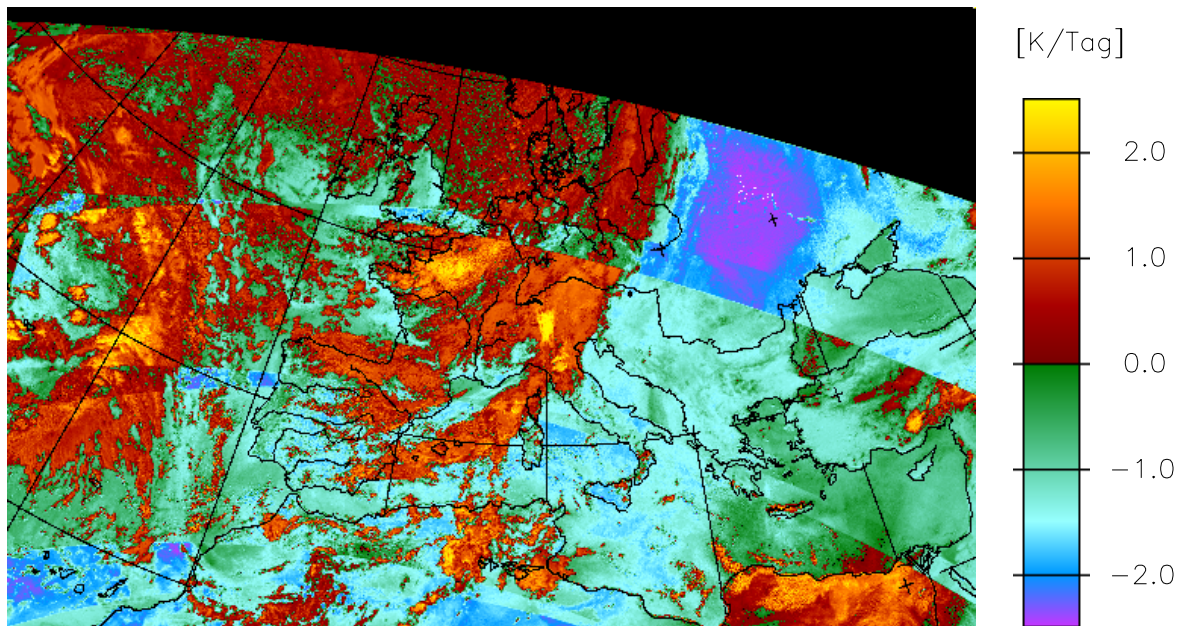


Abbildung 60: Netto-Erwärmungsrate im Höhenband zwischen 0 und 5 Kilometern, aber aus einer Linearkombination der drei Einzelabschätzungen

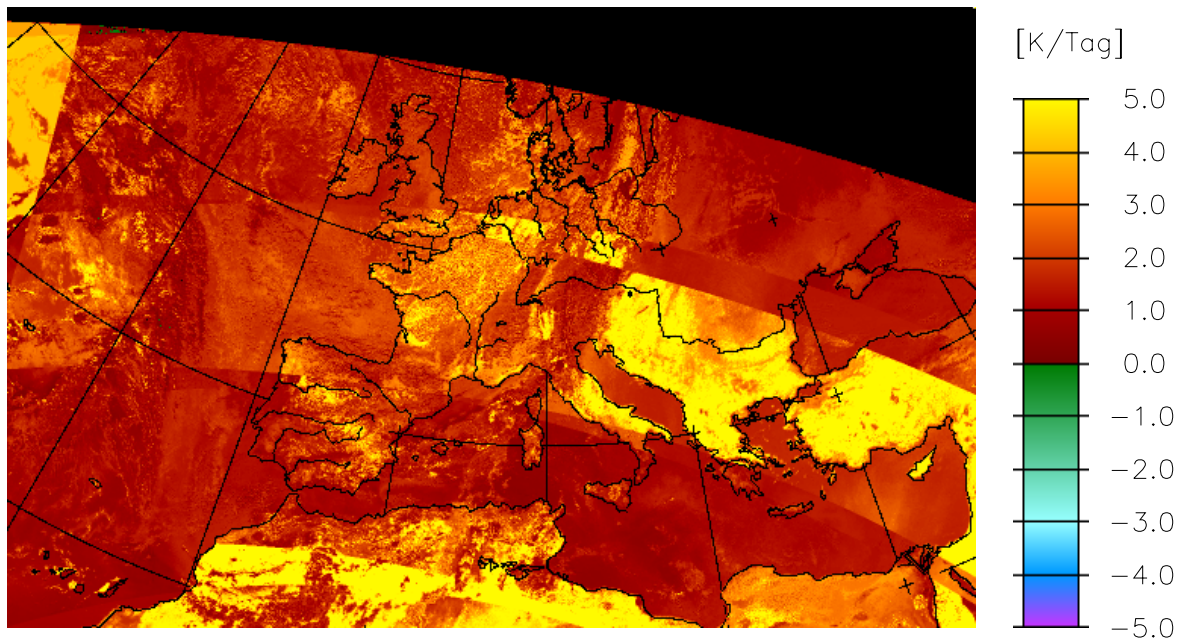


Abbildung 61: Kurzwellige Erwärmungsrate im Höhenband zwischen 5 und 10 Kilometern

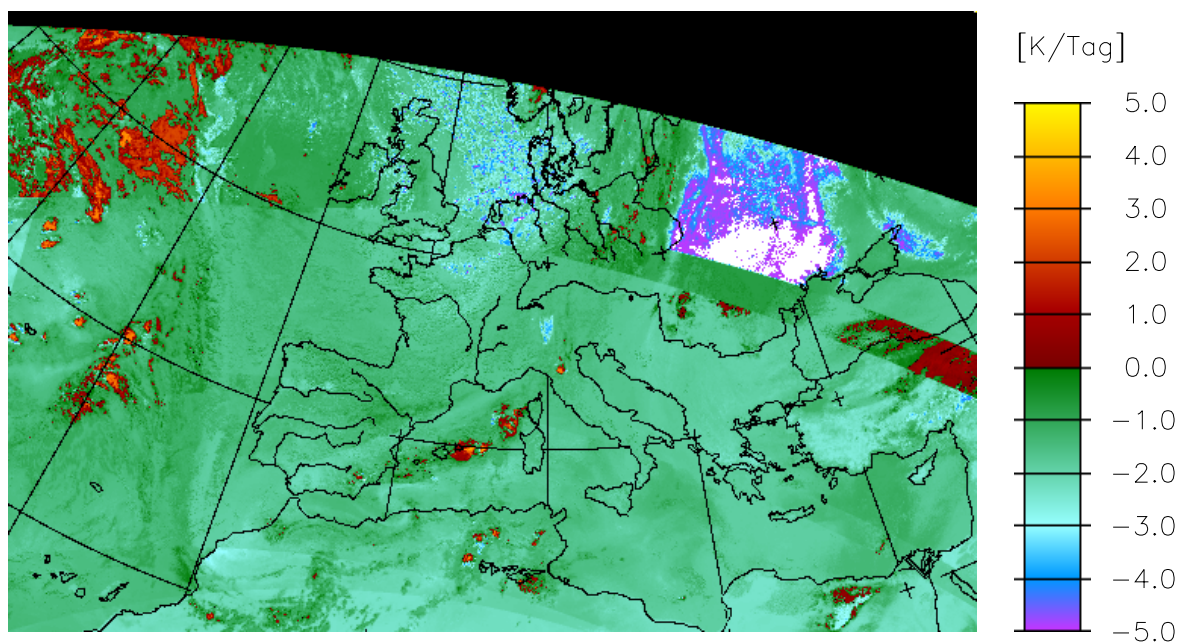


Abbildung 62: Langwellige Erwärmungsrate im Höhenband zwischen 5 und 10 Kilometern

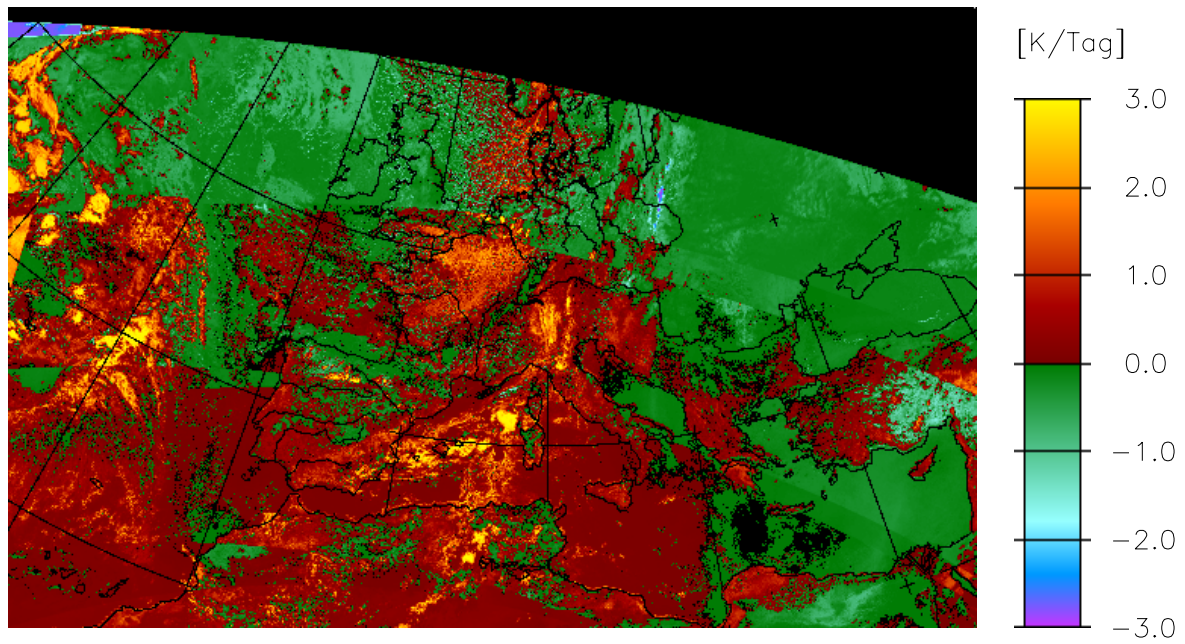


Abbildung 63: Netto-Erwärmungsrate im Höhenband zwischen 5 und 10 Kilometern

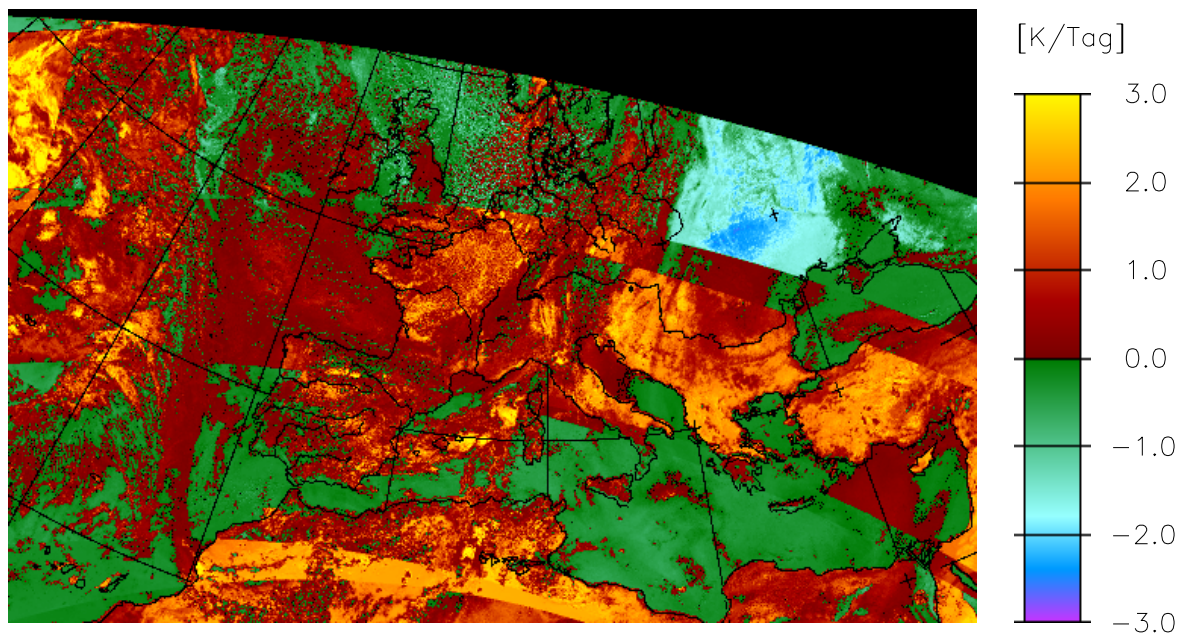


Abbildung 64: Netto-Erwärmungsrate im Höhenband zwischen 5 und 10 Kilometern, aber aus einer Linearkombination der drei Einzelabschätzungen

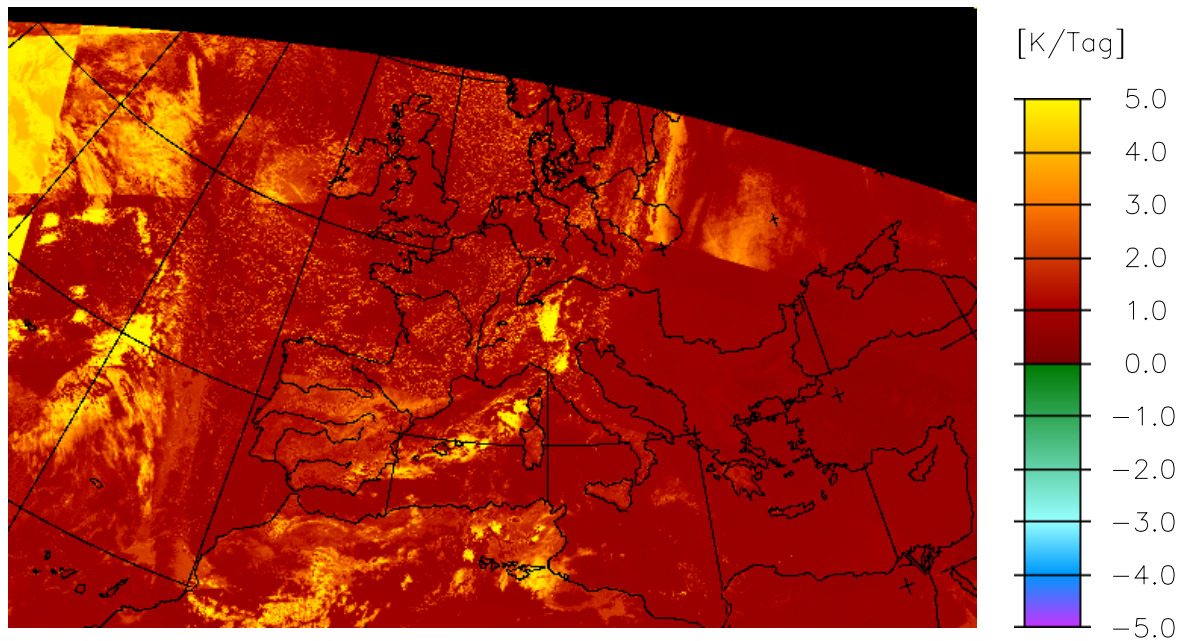


Abbildung 65: Kurzwellige Erwärmungsrate im Höhenband oberhalb von 10 Kilometern

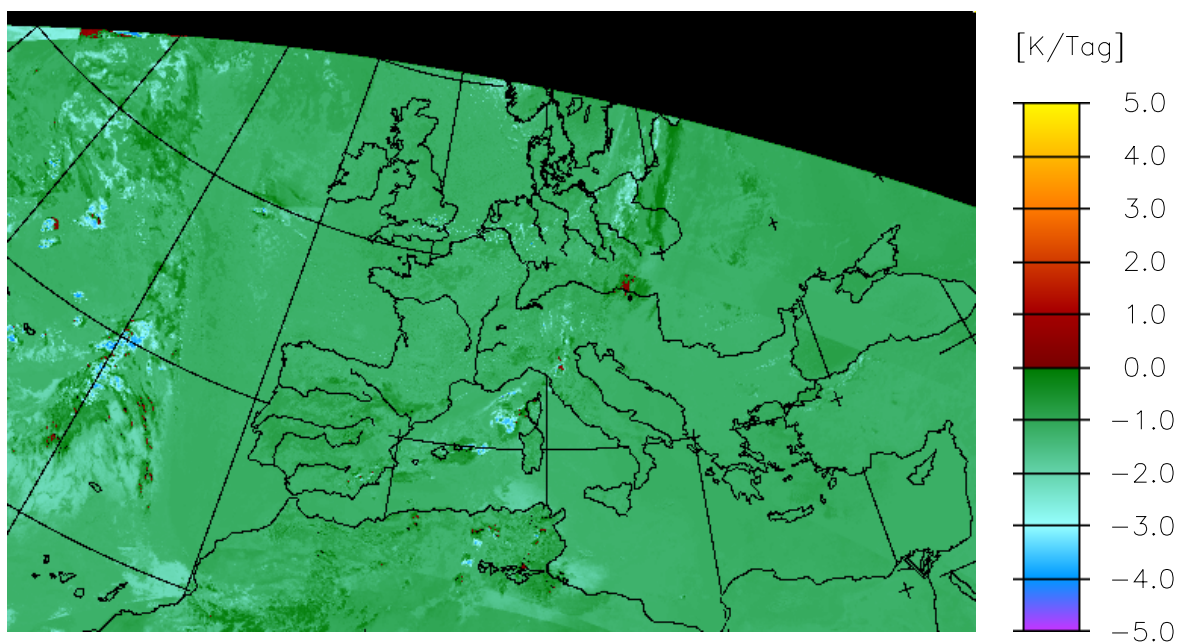


Abbildung 66: Langwellige Erwärmungsrate im Höhenband oberhalb von 10 Kilometern

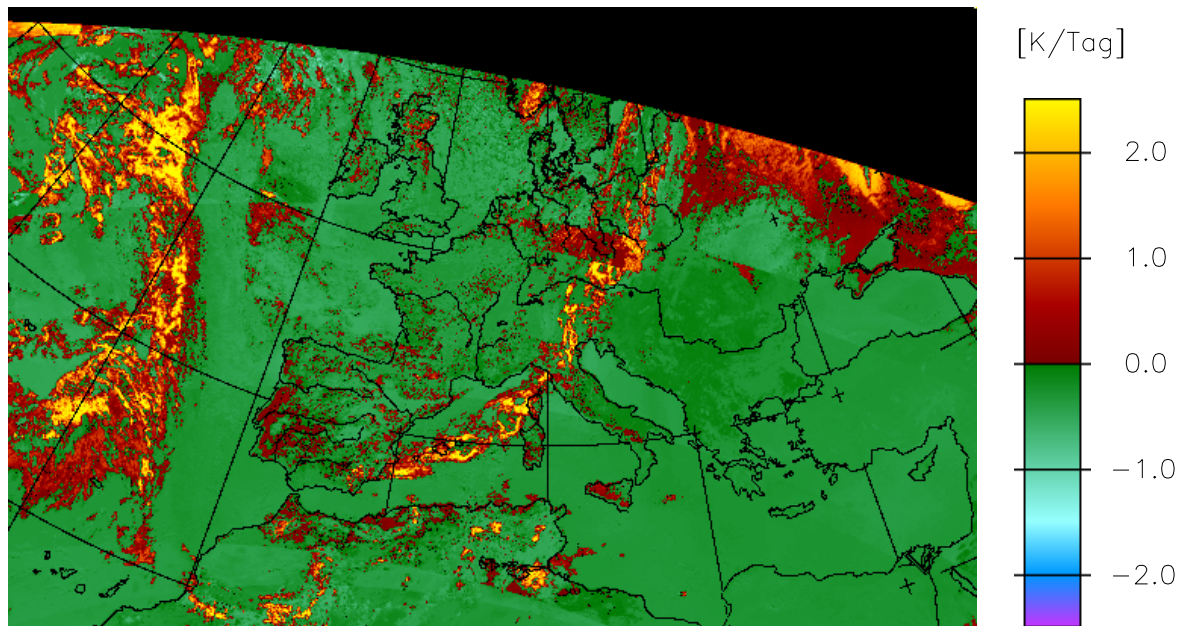


Abbildung 67: Netto-Erwärmungsrate im Höhenband oberhalb von 10 Kilometern

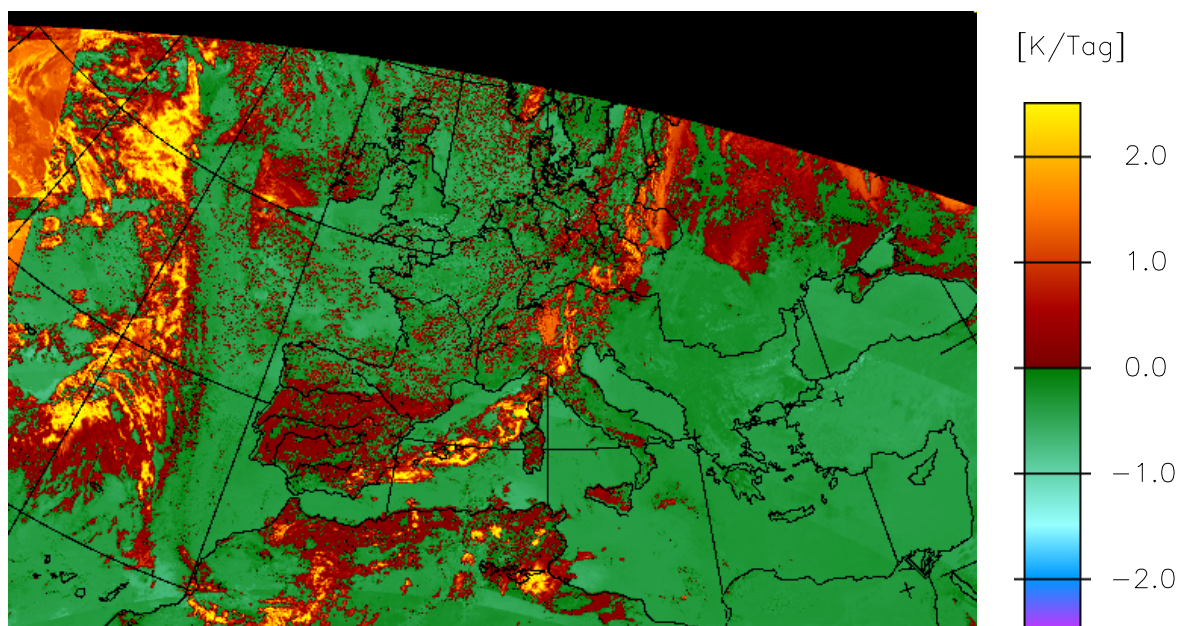


Abbildung 68: Netto-Erwärmungsrate im Höhenband oberhalb von 10 Kilometern, aber aus einer Linearkombination der drei Einzelabschätzungen

7.4. Vertikalprofile von Erwärmungsraten

Ein vorrangiges Ziel dieser Arbeit ist die Ableitung von Vertikalprofilen der strahlungsbedingten Erwärmung in der Atmosphäre. Die Kenntnis derselben erlaubt zum Beispiel Rückschlüsse auf Wolkenverteilungen oder, in Verbindung mit den hier nicht betrachteten Temperaturprofilen, auf zunehmende lokale Labilisierung der Atmosphäre. Anhand einiger ausgewählter Profile soll das demonstriert werden.

Abbildung 69 zeigt vor dem Hintergrund des Satellitenbildes die Lage der neun gewählten Profile. Um die Erwärmungsraten im Verlauf verschiedener synoptischer Prozesse zu dokumentieren, wurden Gruppen von Orten gebildet und die kombinierten Nettoerwärmungen in allen drei Höhenbändern betrachtet. Die so gewonnenen Profile sind dann in Abbildung 70 dargestellt, wobei das Höhenband oberhalb 10 Kilometer nicht nur, wie in der Abbildung, bis 15 Kilometer Höhe, sondern bis 100 Kilometern reicht.

Im Bereich der Nordsee kommt es im Kaltluftsektor hinter der Kaltfront zu konvektiver Bewölkung, die in Zellen angeordnet ist. Um den Unterschied in den Erwärmungsraten zwischen bewölkter und unbewölkter Atmosphäre bei (nahezu) identischen sonstigen Bedingungen zu verdeutlichen, sind die Profile A (wolkenfrei) und B (bewölkt) gewählt worden. Im wolkenfreien Fall (A) zeigt sich in der unteren Troposphäre eine leichte Erwärmung, in der oberen Troposphäre keine Änderung der Temperatur und oberhalb von 10 Kilometern Höhe

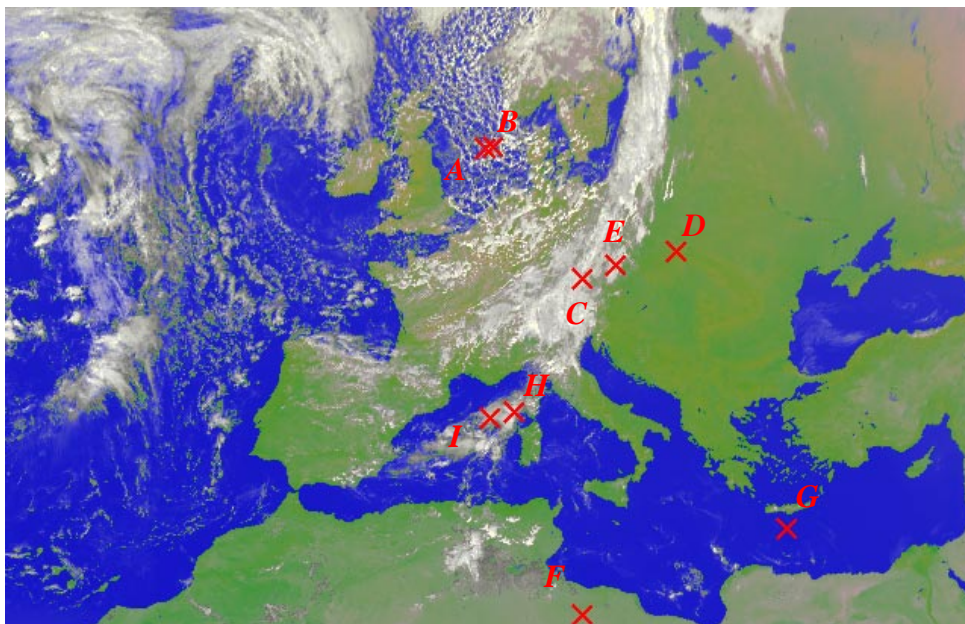


Abbildung 69: Übersicht über die Positionen der betrachteten Vertikalprofile (A-I)

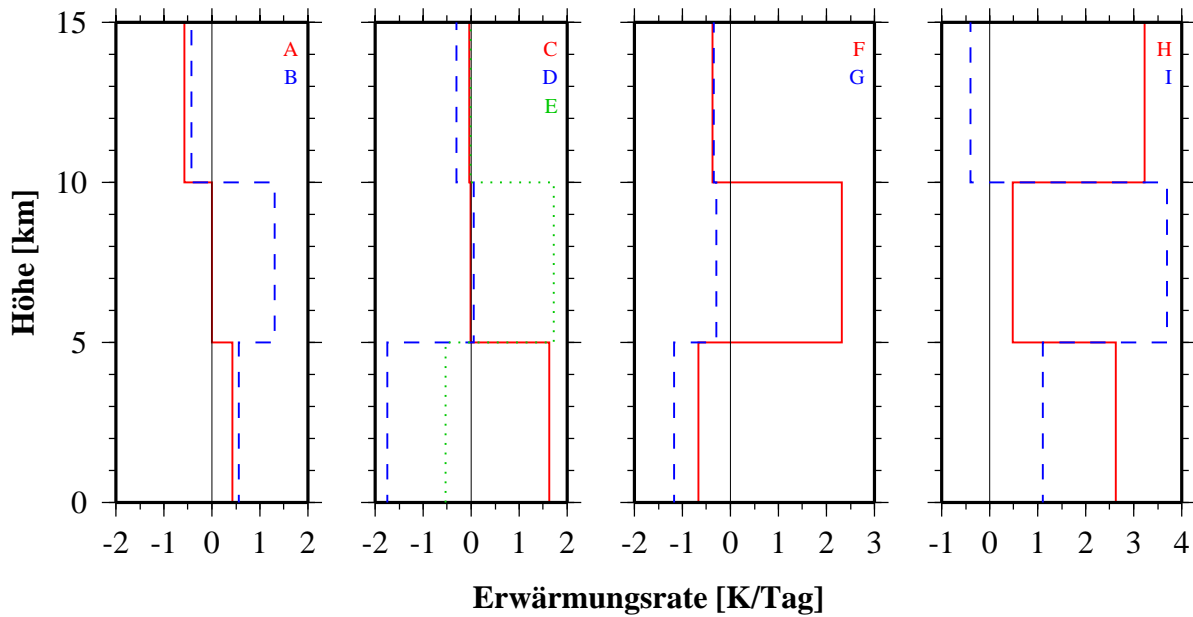


Abbildung 70: Vertikalprofile atmosphärischer Erwärmungsraten an den Positionen A-I (vergl. Abbildung 69), errechnet aus Linearkombination der Ergebnisse der neuronalen Netze für kurz-, langwellige und Netto-Erwärmung

eine leichte Abkühlung. Dies korrespondiert sehr gut mit den Ergebnissen, die nach den in Kapitel 5.2 aufgezeigten grundlegenden Zusammenhängen, die sich aus dem Datensatz für die Winteratmosphäre in mittleren Breiten ergeben (auch bei den folgenden Beispielen: vergleiche die Nettoerwärmungen in Abbildung 22, 25 und 28). Solange die konvektiven Zellen also im Verhältnis zur Luftmasse stationär sind, kommt es zu einer Labilisierung in den Wolkenlücken. Im bewölkten Fall (B) dagegen findet sich eine höhere Erwärmung in der oberen Troposphäre. Da die Erwärmung in der unteren Troposphäre gegenüber dem wolkenlosen Fall nahezu unverändert ist, deutet dies darauf hin, dass die Bewölkung vollständig im Bereich zwischen 5 und 10 Kilometern Höhe liegt und eine Dicke von etwa 1000 bis 2000 Metern hat. Die Luftmasse als Ganzes wird durch die höhere Erwärmung in der oberen Troposphäre stabilisiert. Der Vergleich der Profile A und B zeigt also bereits, dass konvektive Wolkenfelder nicht stationär sind, da wolkenfreie Gebiete labiler werden und sich somit Konvektion ausbilden kann, während im Bereich vorhandener Konvektion ein stabilisierender und somit die Konvektion unterdrückender Einfluss vorherrscht.

Kaltfronten sind im Wesentlichen durch drei Abschnitte gekennzeichnet: den mehr oder weniger wolkenfreien Warmsektor vor der Front, die eigentliche Front mit hochreichender

Konvektion sowie die Rückseite mit sich auflösendem Altostratus, Stratocumulus und später Cumulus. Dieser allerletzte Bereich weit hinter der Front wurde im vorhergehenden Absatz besprochen, die Profile C, D und E liegen dagegen in unmittelbarer Frontumgebung. Der Punkt D liegt im Warmsektor vor der Front, Profil E schneidet die hochreichende Konvektion im Frontbereich und Profil C den stratiformen Bereich unmittelbar hinter der Front. Entsprechend unterschiedlich sind die Vertikalprofile der Erwärmungsraten. Vor der Front (D) herrscht in der unteren Troposphäre eine starke Abkühlung, in der oberen Troposphäre dagegen gleichbleibende Temperatur vor. Der Vergleich mit dem Datensatz führt zu widersprüchlichen Ergebnissen. Abkühlungen in dieser Größenordnung in den unteren 5 Kilometern der Atmosphäre sind danach bei der dort vorliegenden Beleuchtungs- und Beobachtungsgeometrie nur bei tiefliegender dünner Stratusbewölkung und hohen Temperaturen zu erwarten. Für diesen Wolkentyp ist aber laut Datensatz in der mittleren Atmosphäre ebenfalls eine mittlere Abkühlung zu erwarten, während die ermittelte leichte Abkühlung in der Stratosphäre wiederum zu der Nebellage passt. Eine mögliche Erklärung findet sich im reduzierten Wasserdampfgehalt vor der Front, der insbesondere im 7,3 μm -Kanal sichtbar wird und zu höheren Abkühlungsraten in der unteren sowie niedrigeren Abkühlungsraten in der oberen Troposphäre führt, wie zu Vergleichszwecken durchgeführte Strahlungstransportrechnungen zeigen. Unter Berücksichtigung dieser modifizierten Erwärmungsraten stimmen die gefundenen Werte gut mit den Werten im Datensatz für die wolkenlose Atmosphäre bei höheren Temperaturen überein. Bezieht man auch die Daten mit der jeweils nächsthöheren Sonnenstands- und Satellitenzenitklasse ein, so lassen die ermittelten Werte unmittelbar auf semitransparenten, durchbrochenen Cirrus schliessen, was im Warmsektor vor einer Front sicherlich keine ungewöhnliche Bewölkung wäre.

Die hochreichende Konvektion im Bereich der Front (Profil E) führt zu hohen Erwärmungsraten in der mittleren Atmosphäre und geringen Abkühlungsraten in Bodennähe. Da im Bereich oberhalb von 10 Kilometern Höhe keine Temperaturänderung festgestellt wird, deutet dies auf eine Wolkenobergrenze deutlich oberhalb dieser Grenzschicht hin. Im Datensatz finden sich für Erwärmungsratenprofile in dieser Größenordnung Wolkenoberkanten nicht unter 12000 Metern, Wolkenunterkanten nicht oberhalb 9000 Meter. Allerdings weist der Datensatz gerade hier Lücken auf, da keine Wolken mit einer vertikalen Ausdehnung von über 5000 Metern einbezogen sind. Der Punkt C liegt dagegen hinter der Front, hier kommt es nur in der unteren Troposphäre zu einer nicht unerheblichen Erwärmung und damit Labilisierung. Dies entspricht laut Datensatz in etwa stratiformer Bewölkung zwischen 3 und 6 Kilometern bei

niedrigen Temperaturen und damit derjenigen Erwartung, die sich aus der theoretischen Beschreibung der Kaltfront ergeben hat.

Die Profile F und G zeigen die unterschiedlichen Auswirkungen von Land und Wasser bei mehr oder weniger klarem Himmel, der Vergleich mit dem Profil D zeigt ausserdem noch den Effekt unterschiedlicher Geometrien. Wie schon im vorherigen Unterkapitel angemerkt wurde, zeigt sich vor allem in der oberen Troposphäre ein unerwartet starker Unterschied in den Erwärmungsraten. Über der libyschen Wüste (F) erhält man in dieser Höhe eine starke Erwärmung, die, sofern man ein korrektes und hinreichendes Training des neuronalen Netzes unterstellt, nur durch eine Wolkenschicht mittlerer Mächtigkeit in eben diesem Höhenband zu erklären ist. Allerdings ist diese nicht nachzuweisen, so dass eher von einem Mangel des hier eingesetzten Netzes ausgegangen werden muss. Die Ergebnisse in der unteren Troposphäre und der Stratosphäre stellen sich dagegen wie erwartet mit geringeren Abkühlungsraten über Land (F) sowohl gegenüber dem Wasserprofil (G) als auch dem Profil mit niedrigerer Sonneneinstrahlung (D) im unteren und nahezu identischen Ergebnissen im oberen Höhenband dar. Sucht man wiederum im Datensatz nach übereinstimmenden Profilen, so erhält man für das Profil G wie schon beim Profil D eine dünne Wolkenschicht in unmittelbarer Bodennähe. Allerdings ist auch hier auf den niedrigen Wasserdampfgehalt hinzuweisen.

Abschliessend werden zwei Profile im Verlauf des Mittelmeertroges betrachtet. Im vorderen Bereich des Troges liegt das Profil H. Die beobachtete hohe Erwärmungsrate in der Stratosphäre und die moderate Erwärmungsrate in der oberen Troposphäre deuten auf sehr hochreichende Konvektion mit Obergrenzen um 12 Kilometern hin, mit welcher jedoch die gleichfalls hohe bodennahe Erwärmung nicht in Übereinstimmung zu bringen ist. Dies spricht ebenfalls für hohe Konvektion, die aber Obergrenzen unterhalb etwa 9 Kilometern aufweisen müsste. Hier wird der Nachteil des unabhängigen Trainings der verschiedenen Netze deutlich, identische Situationen können von den verschiedenen Netzen durchaus unterschiedlich „interpretiert“ werden. Ähnlich sieht das Ergebnis des Profils I im rückwärtigen Bereich des Troges aus. Die Erwärmungsraten, wie sie oberhalb von 5 Kilometern abgeleitet werden, entsprechen einem optisch dicken Cirrus unterhalb von 10 Kilometern. Dieser würde aber in Bodennähe zu einer deutlich geringeren Erwärmungsrate führen als sie abgeleitet wird. Wie bereits in Kapitel 7.3 erwähnt, ergeben sich im südlichen Bereich weiträumig gerade unter hochreichender Bewölkung zu große Erwärmungsraten in der unteren Troposphäre, so dass von einem Mangel im Lerndatensatz ausgegangen werden muss.

8. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Diese Arbeit beschreibt die Entwicklung eines Verfahrens zur Abschätzung strahlungsbedingter Erwärmungsraten in der Atmosphäre unter Nutzung von Satellitendaten. Hierzu werden simulierte Daten des ersten Satelliten der neuen Meteosat-Generation, MSG, verwendet. Das folgende Kapitel fasst die Vorgehensweise und die Ergebnisse der Arbeit zusammen und schließt mit einem Ausblick auf mögliche Verbesserungen des Modells, die sich zum Einen aus identifizierten Fehlerquellen, zum Anderen aus zukünftigen Projekten der internationalen Forschergemeinschaft ergeben.

8.1. Zusammenfassung

Das Klimasystem der Erde bezieht seine Energie aus der von der Sonne eingestrahnten Strahlungsenergie, wobei im globalen und zeitlichen Mittel ein Gleichgewicht zwischen solarer Einstrahlung einerseits und Reflexion und thermischer Ausstrahlung andererseits vorliegen muss. In Abhängigkeit von diversen physikalischen Parametern kommt es zu Wechselwirkungen zwischen dem aus Atmosphäre, Land- und Wassermassen bestehenden Klimasystem und der Strahlung in allen vorkommenden Wellenlängen, welche zu lokalen Erwärmungen und Abkühlungen führen. Seit Lorenz (1955) ist bekannt, dass sowohl Erwärmungen als auch Abkühlungen innerhalb der Atmosphäre zu einer Generierung bzw. Verstärkung dynamischer Prozesse innerhalb derselben führen, sofern durch diese Änderungen Temperaturgradienten entstehen oder verstärkt werden. Die hierfür notwendigen diabatischen Wärmeänderungen lassen sich außer durch die Umsetzung von latenter Wärme nur durch Strahlungsflussdichtedivergenzen erzeugen. Während die globale Zirkulation in erster Linie durch die durch Landmassenverteilung und die damit verbundene Strahlungsflussdichtedivergenz zwischen Land- und Wasserflächen und den Feuchtetransport angetrieben wird, führen lokale Divergenzen der Strahlungsflussdichte innerhalb der Atmosphäre zu Störungen dieser Zirkulation.

Zur großräumigen, zeitlich hoch aufgelösten Ableitung der Strahlungsdivergenz bietet sich die Nutzung von Satellitendaten an. Insbesondere geostationäre Satelliten ermöglichen eine hohe zeitliche Auflösung, wobei die neue Generation von Meteosat-Satelliten (MSG) eine bislang nicht gekannte Kombination von hoher zeitlicher, räumlicher und spektraler Auflösung bietet. Umgerechnet in eine Bilanz der verfügbaren potentiellen Energie könnten diese Werte insbesondere zur Kurzzeitprognose von Wetteränderungen herangezogen werden.

Zur Ableitung der atmosphärischen Erwärmungsraten aus den Satellitenmessungen wird zunächst mittels eines Strahlungstransportmodells ein Datensatz aus synthetischen Strahldichten in den spektralen Kanälen des MSG für eine Vielzahl von atmosphärischen Zuständen und Beobachtungsgeometrien erzeugt und durch die strahlungsbedingten Erwärmungsraten in drei Höhenbändern für eben diese Zustände ergänzt. Ein zufällig ausgewählter Teil dieses Datensatzes wird als Trainingsdatensatz für neuronale Netze genutzt, welche den funktionalen Zusammenhang zwischen der Satellitenmessung und den spektralen Erwärmungsraten in den gewählten Höhenbändern simulieren. Dieses wird für unterschiedliche Klassen von solarer und Beobachtungsgeometrie getrennt durchgeführt. Anhand eines unabhängigen Teil des Datensatzes wird eine Linearkombination zwischen der kurz- und langwelligen sowie der Netto-Erwärmungsrate ermittelt, um so eine optimierte Abschätzung der Netto-Erwärmungsrate zu erlangen.

Die Verifikation der neuronalen Netze mit Hilfe eines weiteren unabhängigen Teils des Datensatzes zeigt eine Korrelation von rund 95% zwischen „echter“ Erwärmungsrate laut Datensatz und der Abschätzung, welche mit dem Abstand vom Erdboden leicht abnimmt. Die Häufigkeitsverteilung des Fehlers zeigt ein scharfes Maximum bei kleinen Werten. Vereinzelt werden jedoch auch sehr große Fehler gemacht. Während 50% aller Schätzwerte in der unteren Troposphäre (obere Troposphäre; Stratosphäre) nicht mehr als 0.06 K/Tag (0.07 K/Tag; 0.03 K/Tag) von der „Realität“ entfernt liegen, erfordern die besten 80% mit maximalen Abweichungen von 0.14 K/Tag, 0.24 K/Tag und 0.08 K/Tag etwa die dreifache Fehlerbreite. Nimmt man die besten 68% als Grundlage und setzt die gemachten Abweichungen zur Standardabweichung der Originaldaten ins Verhältnis, so erhält man Genauigkeiten von 19% (12%; 5%). Sofern ein zufälliges Rauschen, welches in der Stärke das Rauschniveau der Instrumente simuliert, über die Daten gelegt wird, so sinkt diese Genauigkeit geringfügig auf 21% (13%; 6%). Stärkeres Rauschen lässt den Fehler dann aber schnell steigen.

Bei der Anwendung des Systems auf reale Daten werden Erwärmungsraten abgeleitet, die sich im Wesentlichen gut mit den aus theoretischen Überlegungen erhaltenen Erwartungen decken. Insbesondere bei den kurzweiligen Erwärmungsraten in der mittleren und oberen Atmosphäre zeigt sich jedoch, dass eine Netzwerktopologie, die für eine bestimmte Geometrie als optimal abgeleitet wurde, bei anderen Geometrien Ergebnisse von reduzierter Qualität ergeben kann. Insbesondere unter hochreichender Bewölkung finden sich in der unteren Troposphäre teilweise zu hohe Erwärmungen. Weiterhin wird deutlich, dass die neuronalen Netze darauf angewiesen sind, in allen Messkanälen Daten vorzufinden, die innerhalb des vom Trainingsdatensatz aufgespannten Wertebereiches liegen müssen. Sowohl bei teilweise fehlenden als auch bei zu großen oder zu kleinen Daten in einzelnen Kanälen ergeben sich keine sinnvollen Ergebnisse. Eine weitere Einschränkung der Genauigkeit ist in der Einteilung der Beobachtungs- und Beleuchtungsgeometrien in Klassen begründet. Hierdurch werden stetige Gradienten zu Treppenfunktionen reduziert.

8.2. Ausblick

Die Strahlung wird in der Atmosphäre vor allem an und in Wolken modifiziert, wobei die Mikrophysik und die Geometrie derselben entscheidende Größen sind. Eine Bestimmung von Erwärmungsraten in der Atmosphäre setzt also zwingend eine möglichst genaue Kenntnis der Wolkeneigenschaften voraus. Dieses Wissen ist aber zur Zeit ausgesprochen lückenhaft (Randall *et al.*, 2003). Aus diesem Grunde sind eine Reihe von Projekten in Vorbereitung, die hier zu Verbesserungen führen sollen.

Vergangene Projekte wie z.B. das Projekt CLIWA-NET (Crewell *et al.*, 2000, 2001, 2002) haben versucht, mittels der Kombination von bodengebundenen passiven (Mikrowellenradiometer) und aktiven (Radar, Lidar) Messungen mit flugzeuggestützten Mikrophysikmessungen Informationen über Vertikalverteilungen der Wolken und ihrer Eigenschaften zu erhalten. Auch mit gleichzeitig gemachten passiven Satellitenaufnahmen wurden diese Ergebnisse verglichen (Feijt *et al.*, 2002). Aufgrund des Aufwandes sind die gewonnenen Datensätze aber zwangsläufig zeitlich relativ kurz und auch nur regional gültig.

Folgerichtig planen die Weltraumagenturen Missionen, die eine globale Abdeckung für längere Zeiträume ermöglichen. Im Jahre 2005 wird die NASA den sogenannten A-Train vervollständigen, einer dicht beieinander positionierten Kette von polar umlaufenden Satelliten (Stephens *et al.*, 2002). Diese tragen u.a. ein 94 GHz-Wolkenradar und ein Zweikanal-Lidar

zur Profilierung der Atmosphäre, Polarisationsmesser und Strahlungsbudgetmesser. Aus den gewonnenen Daten sollen u.a. Profile von Wolken- und Aerosoleigenschaften und daraus auch Profile von Erwärmungsraten bestimmt werden. Eine sehr ähnliche Ausrüstung wird der Satellit EarthCARE der ESA tragen, der allerdings erst ab 2008 die Wechselwirkung von Wolken, Aerosolen und Strahlung untersuchen soll (ESA, 2001).

Beiden Satellitenmissionen ist gemein, dass sie keine operationelle Bestimmung der Erwärmungsprofile vornehmen werden, sondern Forschungssatelliten mit dem Ziel einer verbesserten Kenntnis von Wolken- und Aerosoleigenschaften und -verteilungen sowie darauf beruhend einer verbesserten Einbindung ebendieser in Klima- und Wettervorhersagemodelle sein werden. Entsprechend sind die Missionen auf wenige Jahre ausgelegt. Auch in Bezug auf die frühestmögliche Datenverfügbarkeit kann das in dieser Arbeit vorgestellte Verfahren somit ein Bindeglied sein zwischen heute verfügbaren Satellitendaten und den kommenden Missionen sowie zwischen Forschung und operationellem Betrieb.

Die heute verfügbaren Satelliteninstrumente sind passiv und daher nicht in der Lage, die Vertikalstruktur der Bewölkung aufzulösen. Eine Berücksichtigung von Mehrschichtwolken würde daher eine zusätzliche Informationsquelle erfordern. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt bieten sich hier die Ausgaben von numerischen Atmosphärenmodellen an, aus denen Wolkenober- und -unterkanten ausgelesen werden können. Auch für Radiosondenprofile existieren Verfahren, aus diesen Wolkenprofile abzuleiten (Wang und Rossow, 1995), allerdings ist hier die geringe räumliche und zeitliche Verfügbarkeit von Radiosondenaufstiegen im Vergleich zu den Messungen des MSG zu berücksichtigen. Sofern die Erwärmungsraten in eine Budgetrechnung der verfügbaren potentiellen Energie umgesetzt werden sollen, ist die Kenntnis der großräumige Temperaturverteilung notwendig, so dass dann auf jeden Fall die Ergebnisse der Atmosphärenmodelle benötigt werden.

Das Ergebnis dieser Arbeit liefert Raum für diverse Erweiterungen bzw. Verbesserungen. Diese liegen vor allem im Bereich der Datensatzerweiterung, hauptsächlich durch Mehrschichtwolken, sowie im Bereich der verbesserten Wolkenmikrophysik. Über beide Parameter kann man mit den oben angeführten geplanten Forschungsmissionen neue Erkenntnisse erwarten. Die neueste Version von STREAMER erlaubt die nahezu freie Wahl der Phasenfunktion, so dass im Bereich der kurzwelligen Reflektivitäten eine Verringerung des Modellfehlers erreicht werden kann, ohne auch die langwelligen Rechnungen zu wiederholen. Diese wiederum kön-

nen durch variierende Emissionskoeffizienten des Erdbodens erweitert werden, was zwar nur geringe Änderungen der Nettoerwärmungsraten, aber doch messbare Unterschiede im Messvektor des Satelliten zur Folge hat. Weiterhin sind Algorithmen zur Ableitung von Aerosol-Parametern aus MSG-Daten in Vorbereitung (Dammann *et al.*, 2002), die eine Einbeziehung verschiedener Aerosoltypen und -größenverteilungen in die Ableitung der lokalen Erwärmungsraten nach sich ziehen könnten.

Die Tatsache, dass der hochauflösende Kanal die Erdscheibe nicht komplett bedeckt und die breitbandigen Messungen des GERB-Instrumentes nicht zu jeder Zeit verfügbar sind, legt es nahe, weitere neuronale Netze zu trainieren, welche im Eingabedatensatz auf die Informationen dieser drei Kanäle verzichten. Mit dieser Reduzierung der spektralen Information wird allerdings eine Reduzierung der Genauigkeit verbunden sein. Im Gegenzug liesse sich die Klasseneinteilung der Geometrien beseitigen, indem die Information über die drei zu betrachtenden Winkel in den Eingabedatensatz aufgenommen werden und auf ein getrenntes Training verzichtet wird. Um hierbei allerdings die Gesamtheit der Daten im Trainingsdatensatz hinreichend zu repräsentieren, wäre ein sehr großer Datensatz notwendig, der zu entsprechend langen Trainingszeiten führt. Aufgrund nicht hinreichend vorhandener Rechnerkapazitäten wurde dieser Ansatz bislang nicht verfolgt.

9. LITERATUR

- Aminou, D.M.A., A. Ottenbacher, B. Jacquet und A. Kassighian, 1999: Meteosat second generation: on-ground calibration, characterisation and sensitivity analysis of SEVIRI imaging radiometer. *Proceedings of SPIE „Earth Observing Systems IV“*, **3750**, 419-430.
- Anthes, R.A., 1982: Tropical Cyclones: Their Evolution, Structure and Effects. Meteor. Monogr., No. 41, Amer. Meteor. Soc., 208 S.
- Barkstrom, B.R., 1984: The earth radiation budget experiment (ERBE). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 1170-1185.
- Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus*, **21**, 611-619.
- Clapp, P.F., 1961: Normal heat sources and sinks in the lower troposphere in winter. *Monthly Weather Review*, **89**, 147-162.
- Cox, S.K. und K.T. Griffith, 1978: Tropospheric radiative divergence during Phase III of the GARP atlantic tropical experiment (GATE). Atmos. Sci. Pap. No. 291, Colorado State University, 166 S.
- Crewell, S., U. Löhnert, A. van Lammeren und M. Quante, 2000: Cloud Remote Sensing by Combining Synergetic Sensor Information. *Phys. Chem. Earth (B)*, **25**, 1043-1048.
- Crewell, S., Drusch, M., Löhnert, U., Simmer, C., Van Lammeren, A. und das CLIWA-NET Project Team, 2001: Cloud Observations from the Ground-Based CLIWA-NET Network I (CNN I) during BRIDGE EOP I. Conference Proceedings, Third Study Conference on BALTEX, Mariehamn, 2.-6. Juli 2001, 43-44.

-
- Crewell, S., M. Drusch, E. Van Meijgaard und A. Van Lammeren, 2002: Cloud Observations and Modelling within the European BALTEX Cloud Liquid Water Network. *Boreal Environment Research*, **7**, 235-245.
- Dammann, K.W., R. Hollmann und R. Stuhlmann, 2002: Study of aerosol impact on the earth radiation budget with satellite data. *Adv. Space Res.*, **29**, 1753-1757.
- Dash, P., F.-M. Göttsche und F.-S. Olesen, 2002: Potential of MSG for surface temperature and emissivity estimation: considerations for real-time applications. *Int. J. Remote Sensing*, **23**, 4511-4518.
- Davis, P.A., 1963: An Analysis of the Atmospheric Heat Budget. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20**, 5-22.
- Dopplick, T.G., 1970: Global Radiative Heating of the Earth's Atmosphere. Report No. 24, Planetary Circulations Project, Dept. of Meteorology, M.I.T., 128 S.
- Ellingson, R.G., J. Ellis und S. Fels, 1991: The intercomparison of radiation codes used in climate models: long wave results. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 8929-2953.
- Emden, R., 1913: Über Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung: Ein Beitrag zur Theorie der oberen Inversion. *Sitzungsberichte, Akademie der Wissenschaften, München*, **1**, 55-142.
- ESA, 2001: EarthCARE - Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer. Reports for Assessment, ESA SP-1257(1), 130 S.
- EUMETSAT, 2001: Meteosat second generation level 1.5 image data format description. Eumetsat Doc. No. EUM/MSG/ICD/105, 212 S.
- EUMETSAT, 2003: Quarterly operations report 2003 / Q3. Eumetsat Doc. No. EUM/OPS/REP/03/1129, 92 S.
- Feijt, A.J., D. Jolivet, and E. van Meijgaard, 2002: Retrieval of the spatial distribution of liquid water path from combined ground-based and satellite observations for atmospheric model evaluation. *Boreal Environment Research*, **7**(4), 265-271.
- Feigelson, 1978: Preliminary radiation model of a cloudy atmosphere. Part I - structure of clouds and solar radiation. *Beitr. Phys. Atm.*, **51**, 203-229.

- Fraedrich, K. und L. Leslie, 1987: Combining predictive schemes in short-term forecasting. *Monthly Weather Review*, **115**, 1640-1654.
- Francis, P.N., P. Hignett und A. Macke, 1998: The retrieval of cirrus cloud properties from aircraft multi-spectral reflectance measurements during EUCREX '93. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **124**, 1273-1291.
- Gold, E., 1909: The isothermal layer of the atmosphere and atmospheric radiation. *Proceedings of the Royal Society of London (A)*, **82**, 43-70.
- Gowan, E.H., 1928: The effect of ozone on the temperature of the upper atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London (A)*, **120**, 655-669.
- Gowan, E.H., 1947: Ozonosphere temperatures under radiative equilibrium. *Proceedings of the Royal Society of London (A)*, **190**, 219-226.
- Grassl, H., 1978: Strahlung in getrübten Atmosphären und in Wolken. *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften*, 37, 136 S.
- Griffith, K.T. und S.K. Cox, 1977: Infrared radiative properties of tropical cirrus clouds inferred from broadband measurements. Atmos. Sci. Pap. No. 269, Colorado State University, 102 S.
- Han, Q., W. Rossow, R. Welch, A. White und J. Chou, 1995: Validation of satellite retrievals of cloud microphysics and liquid water path using observations from FIRE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 4183-4195.
- Heise, E., 2002: Die neue Modellkette des DWD - Parametrisierungen. *Promet*, **27** (3-4), 130-141.
- Heney, L.C. und J.L. Greenstein, 1941: Diffuse radiation in the Galaxy. *Astrophys. J.*, **93**, 70-83.
- Herman, G.F., M.-L.C. Wu und W.T. Johnson, 1980: The effect of clouds on the earth's solar and infrared radiation budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 1251-1261.
- Hornik, K., M. Stinchcombe und H. White, 1989: Multilayer feedforward networks are universal approximators. *Neural Networks*, **2**, 359-366.

-
- Humphreys, W.J., 1909: Vertical temperature-gradients of the atmosphere, especially in the region of the upper inversion - a suggested explanation of the isothermal layer. *Astrophysical Journal*, **29** (1), 14-32.
- Kandel, R., M. Viollier, P. Raberanto, J.-Ph. Duvel, L.A. Pakhomov, V.A. Golovko, A.P. Trishchenko, J. Mueller, E. Raschke und R. Stuhlmann, 1998: The ScaRaB earth radiation budget dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 765-783.
- Katayama, A., 1966: On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere (I). *Journal of Meteorological Society of Japan II*, **44**, 381-401.
- Katayama, A., 1967a: On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere (II). *Journal of Meteorological Society of Japan II*, **45**, 1-25.
- Katayama, A., 1967b: On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere (III). *Journal of Meteorological Society of Japan II*, **45**, 26-38.
- Key, J.R., 1999: Streamers user's guide. Technical Report 96-01, Department of Geography, Boston University, 90 S.
- Key, J.R. und A.J. Schweiger, 1998: Tools for atmospheric radiative transfer: STREAMER and FLUXNET. *Computers & Geosciences*, **24**, 443-451.
- Key, J.R., P. Yang, B.A. Baum und S.L. Nasiri, 2002: Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 4181, doi:10.1029/2001JD000742.
- King, J.I., 1952: Line absorption and radiative equilibrium. *Journal of Meteorology*, **9**(5), 311-321.
- London, J., 1957: A study of the atmospheric heat balance. Final Report Contract No. AF 19(122)-165, Department of Meteorology and Oceanography, College of Engineering, New York University, 99 S.
- Lorenz, E.N., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, **7**, 157-167.
- Macke, A., P.N. Francis, G.M. McFarquhar und S. Kinne, 1998: The role of ice particle shapes and size distributions in the single scattering properties of cirrus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**, 2874-2883.
-

- Macke, A., D. Mitchell und L. von Bremen, 1999: Monte Carlo radiative transfer calculations for inhomogeneous mixed phase clouds. *Phys. Chem. Earth (B)*, **24**, 237-241.
- Manabe, S. und F. Möller, 1961: On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Monthly Weather Review*, **89**, 503-532.
- Margules, M., 1903: Über die Energie der Stürme. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Zentralanstalt für Meteorologie, Wien, 1-26.
- Meador, W.E. und W.R. Weaver, 1980: Two-stream approximations to radiative transfer in planetary atmospheres: A unified description of existing methods and a new improvement. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 630-643.
- Möller, F., 1941: Die Wärmestrahlung des Wasserdampfes in der Atmosphäre. *Beiträge zur Geophysik*, **58 (1/2)**, 11-61.
- Murphy, A.H. und R.L. Winkler, 1987: A general framework for forecast verification. *Monthly Weather Review*, **115**, 1330-1338.
- Natsuyama, H.H., S. Ueno und A.P. Wang, 1998: Terrestrial radiative transfer - modeling, computation and data analysis. Springer-Verlag Tokyo, 279 S.
- Oreopoulos, L. und H.W. Barker, 1999: Accounting for subgrid-scale cloud variability in a multi-layer 1D solar radiative transfer algorithm. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **125**, 301-330.
- Randall, D., M. Khairoutdinov, A. Arakawa und W. Grabowski, 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1547-1564.
- Raschke, E., T.H. Vonder Haar, W.R. Bandeen und M. Pasternak, 1973: The annual radiation balance of the earth-atmosphere system during 1969-1970 from Nimbus-3 measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **30**, 341-364.
- Raschke, E., 1989: Der Strahlungshaushalt der Erde. *Naturwissenschaften*, **76**, 351-357.
- Reynolds, D.W., T.H. Vonder Haar und S.K. Cox, 1973: The effect of solar radiation absorption in the tropical troposphere. Atmos. Sci. Pap. No. 210, Colorado State University, 43 S.
- Rockel, B. und E. Raschke, 1994: Inclusion of radiation in mesoscale models. In: Mesoscale Modelling of the Atmosphere, *Meteorological Monographs*, Vol. **25**, No. 47, 39-45.

-
- Rodgers, C.D., 2000: Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice. World Scientific Publishing Co. Ltd., 256 S.
- Rossow, B. und R.A. Schiffer, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2261-2287.
- Sassen, K., G.G. Mace, Z. Wang, M.R. Poellot, S.M. Sekelsky und R.E. McIntosh, 1999: Continental stratus clouds: a case study using coordinated remote sensing and aircraft measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 2345-2358.
- Scheirer, R., 2001: Solarer Strahlungstransport in der inhomogenen Atmosphäre. Doktorarbeit, Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrecht-Universität Kiel, Nr. 322.
- Scheirer, R. und A. Macke, 2001: On the accuracy of the independent column approximation in calculating the downward fluxes in the UV-A, UV-B and PAR spectral ranges. *J. Geophys. Res.*, **106 (D13)**, 14,301-14,312.
- Schneider, S.H., 1972: Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: the effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1413-1422.
- Sheu, R.-S., J.A. Curry und G. Liu, 1997: Vertical stratification of tropical cloud properties as determined from satellite. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 4231-4245.
- Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe und K. Jayaweera, 1988: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, **27**, 2501-2509.
- Stephens, G.L., 1978 a: Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**, 2111-2122.
- Stephens, G.L., 1978 b: Radiation profiles in extended water clouds. II: Parametrization schemes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**, 2123-2132.
- Stephens, G.L., 1984: The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Monthly Weather Review*, **112**, 826-867.

- Stephens, G.L., D.G. Vane, R.J. Boain, G.G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A.J. Illingworth, E.J. O'Connor, W.B. Rossow, S.L. Durden, S.D. Miller, R.T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu und das CloudSat Science Team, 2002: The CloudSat mission and the A-train. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771-1790.
- Stuhlmann, R., 1993: Feasibility study for calculating cloud-generated radiative flux divergence from Meteosat imagery data. GKSS Report No. 17575, 84 S.
- Stuhlmann, R. und G.L. Smith, 1988a: A study of cloud-generated radiative heating and its generation of available potential energy. Part I: Theoretical background. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 3911-3927.
- Stuhlmann, R. und G.L. Smith, 1988b: A study of cloud-generated radiative heating and its generation of available potential energy. Part II: Results for a climatological zonal mean january. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 3928-3943.
- Thomson, P.D., 1977: How to improve accuracy by combining independent forecasts. *Monthly Weather Review*, **105**, 228-229.
- Toon, O.B., C.P. McKay, T.P. Ackerman und K. Santhanam, 1989: Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 16287-16301.
- Wang, J. und W.B. Rossow, 1995: Determination of cloud vertical structure from upper-air observations. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 2243-2258.
- Wang, J., W.B. Rossow, T. Uttal und M. Rozendaal, 1999: Variability of cloud vertical structure during ASTEX observed from a combination of rawinsonde, radar, ceilometer, and satellite. *Monthly Weather Review*, **127**, 2484-2502.
- Weare, B.C., 1988: Diabatic heating in the UCLA general circulation model. *Journal of Climate*, **1**, 704-714.
- Wei, M.-Y., D.R. Johnson und R.D. Townsend, 1983: Seasonal distribution of diabatic heating during the first GARP global experiment. *Tellus A*, **35**, 241-255.
- Wetzel, M.A. und L.L. Stowe, 1999: Satellite-observed pattern in stratus microphysics, aerosol optical thickness, and shortwave radiative forcing. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 31.287-31.299.

-
- Wielicki, B.A., B.R. Barkstrom, E.F. Harrison, R.B. Lee III, G.L. Smith und J.E. Cooper, 1996: Clouds and the earth's radiant energy system (CERES): an earth observing experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 853-868.
- Winston, J.S. und A.F. Krueger, 1961: Some aspects of a cycle of available potential energy. *Monthly Weather Review*, **89**, 307-318.
- Yamamoto, G., 1955: Radiative equilibrium of the earth's atmosphere. II. The use of rosseland's and chandrasekhar's means in the line absorbing case. *Scientific Reports of the Tohoku University, Ser. 5, Geophysics*, **6 (3)**, 127-136.
- Zdunkowski, W.G., R.M. Welch und G. Korb, 1980: An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 147-166.
- Zhang, Y., M. Laube und E. Raschke, 1992: Evolution of stratiform cirrus simulated in a lifting layer. *Beitr. Phys. Atmos.*, **65**, 23-33.
- Zuev, V.E. und G.A. Titov, 1995: Radiative transfer in cloud fields with random geometry. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 176-190.

ANHANG A. STANDARDPROFILE UND ALBEDEN

A.1. Profile

A.1.1. Druck

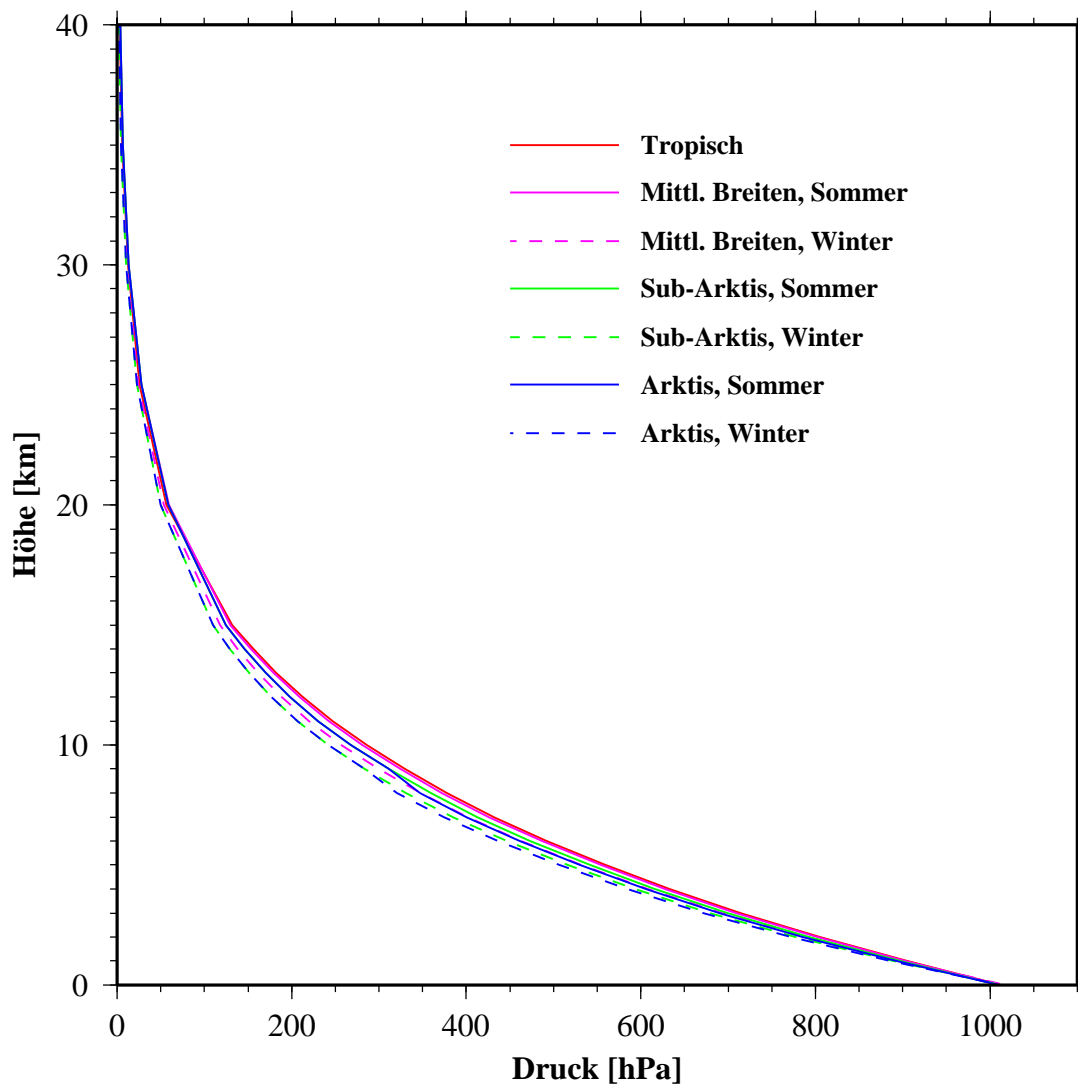


Abbildung 71: Vertikalprofile der Standardatmosphären: Druck

A.1.2. Temperatur

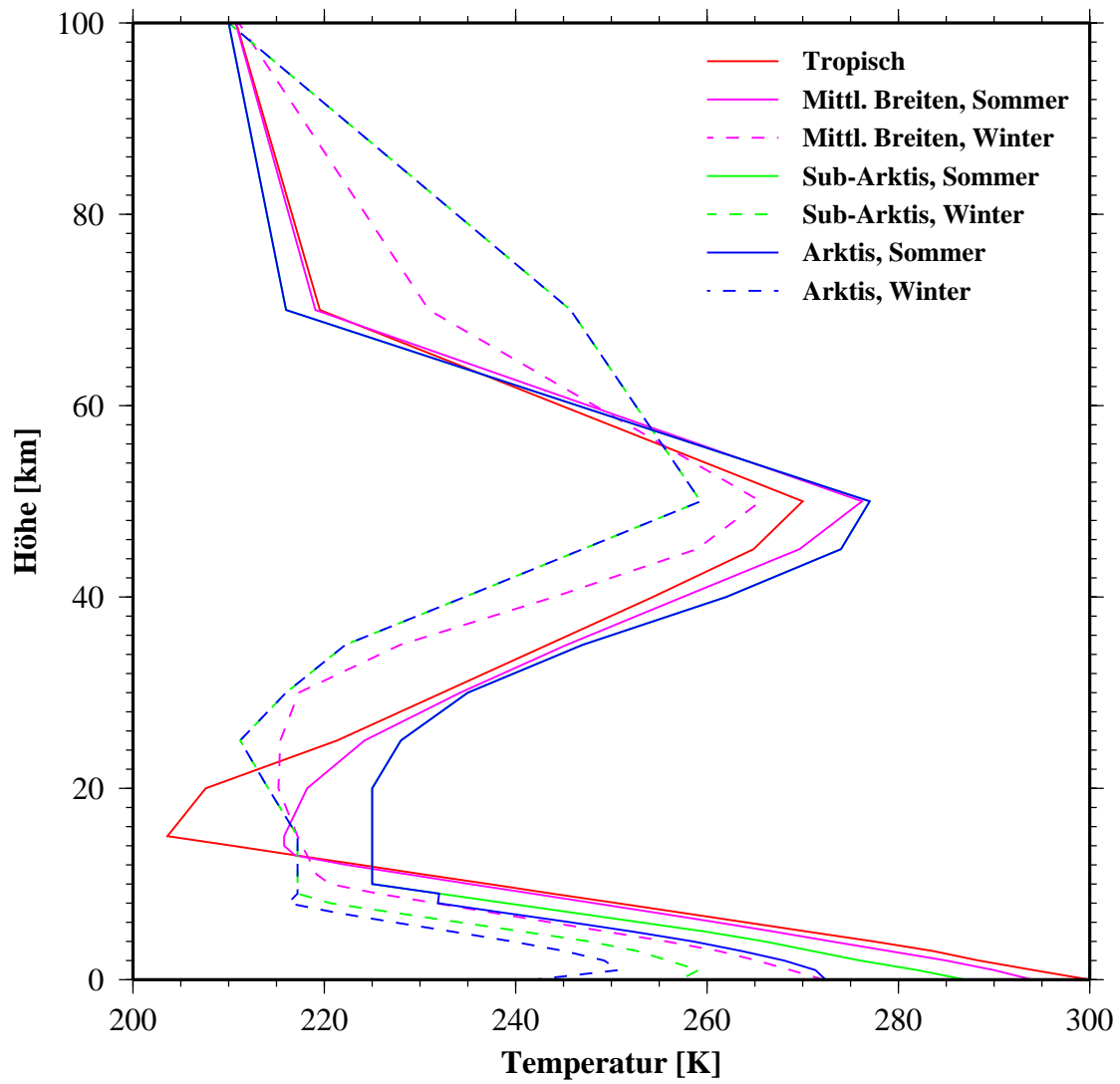


Abbildung 72: Vertikalprofile der Standardatmosphären: Temperatur

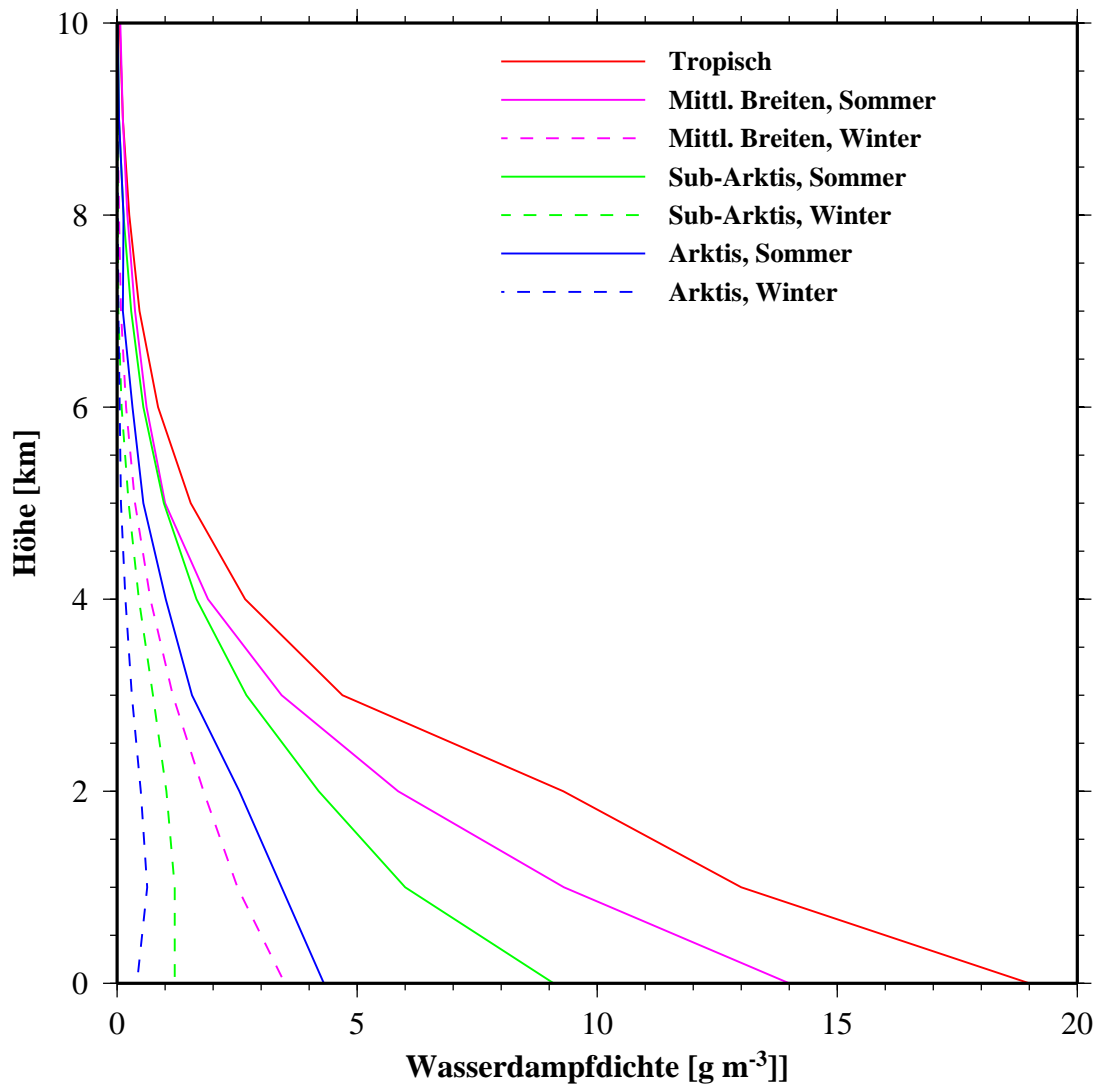
A.1.3. Wasserdampfdichte

Abbildung 73: Vertikalprofile der Standardatmosphären: Wasserdampfdichte

A.1.4. Ozon

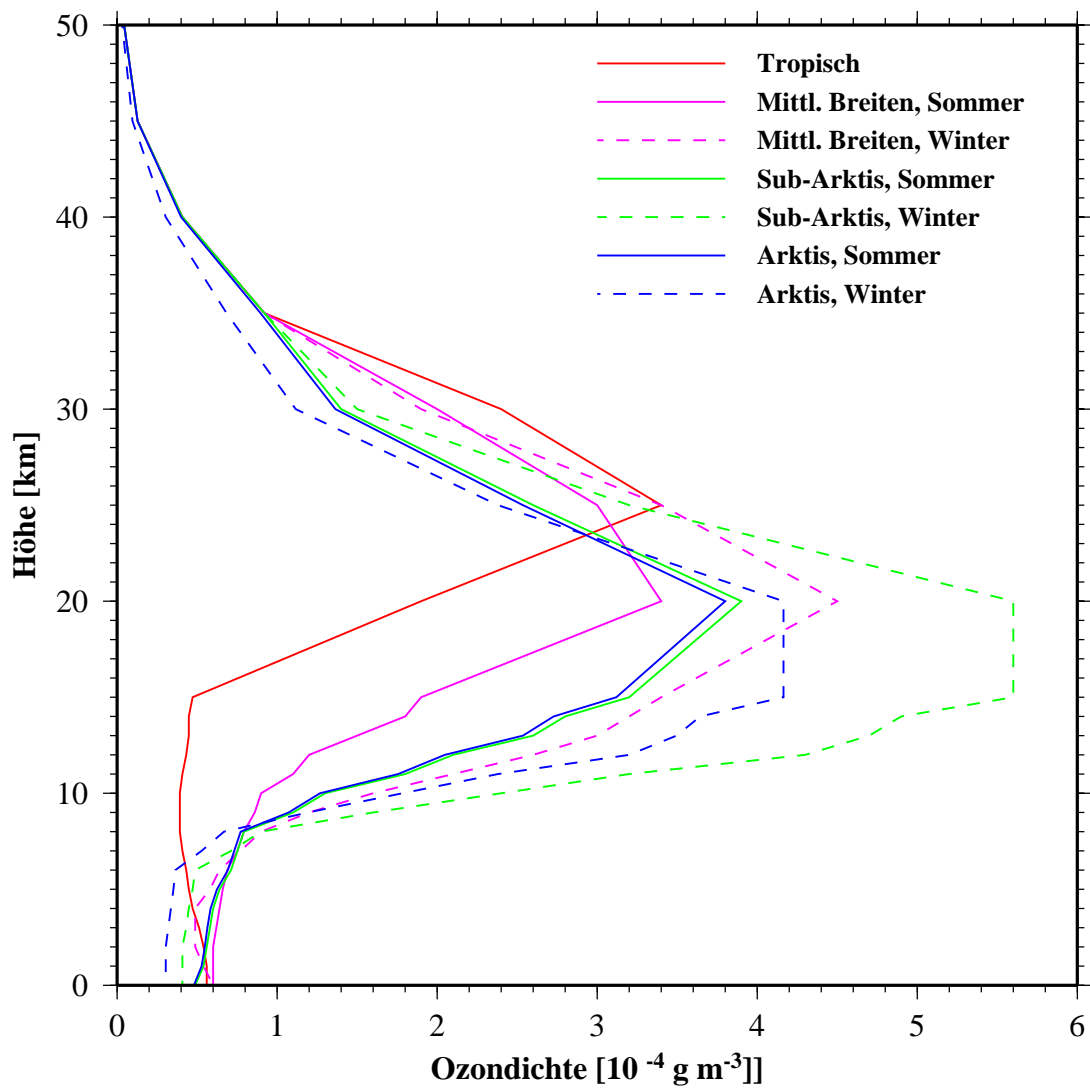


Abbildung 74: Vertikalprofile der Standardatmosphären: Ozon

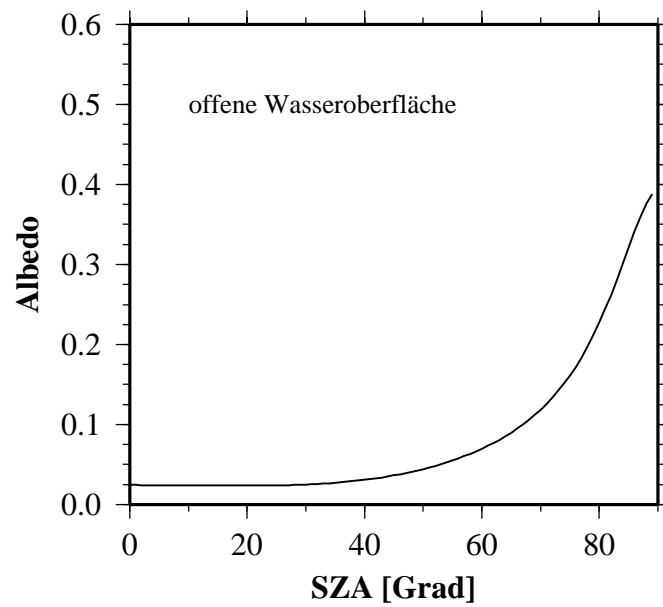
A.2. Albeden

Abbildung 75: Albedo für offene Wasseroberfläche

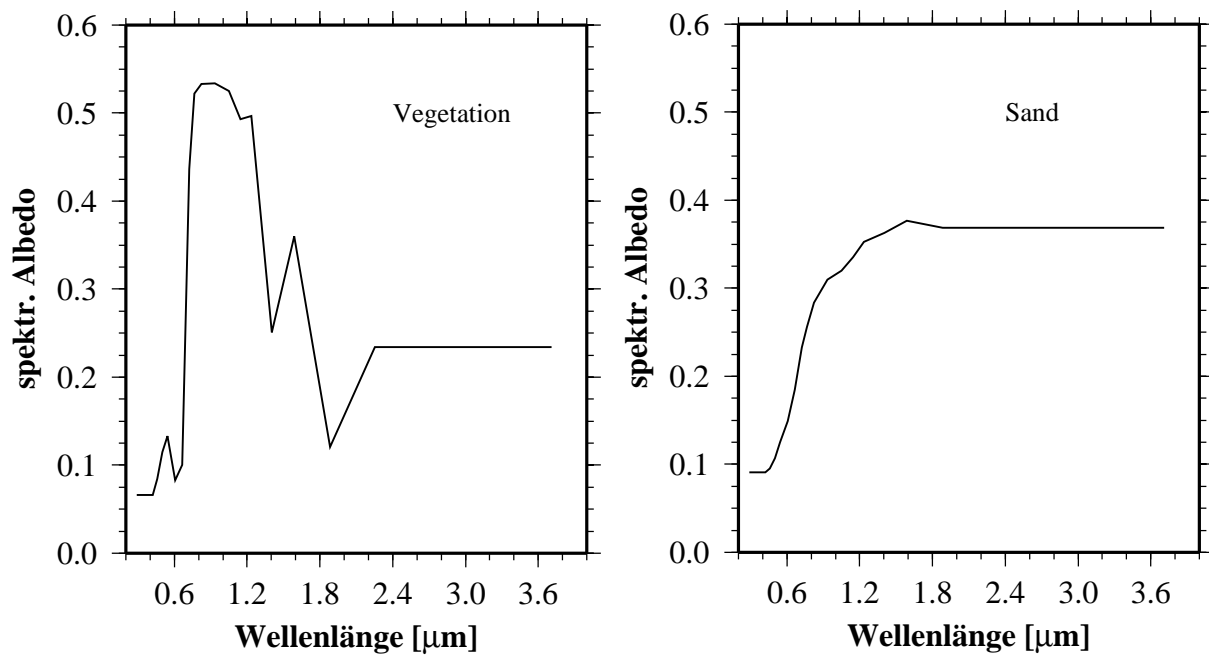


Abbildung 76: Spektrale Albeden für Vegetation (links) und Sand (rechts)

ANHANG B. LISTE DER VERWENDETEN AKRONYME UND ABKÜRZUNGEN

<i>ARS</i>	<i>Arctic Summer</i>
<i>ARW</i>	<i>Arctic Winter</i>
<i>CERES</i>	<i>Clouds and the Earth's Radiant Energy System</i>
<i>ERBE</i>	<i>Earth Radiation Budget Experiment</i>
<i>GERB</i>	<i>Geostationary Earth Radiation Budget</i>
<i>HRV</i>	<i>High Resolution Visible</i>
<i>KW</i>	<i>Kurzwellig</i>
<i>LW</i>	<i>Langwellig</i>
<i>ME</i>	<i>Mean Error</i>
<i>MLS</i>	<i>Mid Latitude Summer</i>
<i>MLW</i>	<i>Mid Latitude Winter</i>
<i>MSE</i>	<i>Mean Square Error</i>
<i>MSG</i>	<i>Meteosat Second Generation</i>
<i>RMSE</i>	<i>Root Mean Square Error</i>
<i>SAS</i>	<i>Sub-Arctic Summer</i>
<i>SAW</i>	<i>Sub-Arctic Winter</i>
<i>ScaRaB</i>	<i>Scanner for Radiation Budget</i>
<i>SEVIRI</i>	<i>Spinning Enhanced Visual and InfraRed Imager</i>
<i>STG</i>	<i>Strahlungstransportgleichung</i>
<i>SZA</i>	<i>Solar Zenith Angle</i>
<i>ToA</i>	<i>Top of Atmosphere</i>
<i>TRP</i>	<i>Tropical</i>
<i>UTC</i>	<i>United Time Coordinated</i>

ANHANG C. ABBILDUNGSVERZEICHNIS

<i>Abb. 1: Energiezyklus nach Lorenz (1955)</i>	7
<i>Abb. 2: Spektrale Planckfunktionen für Schwarzkörperstrahler mit Temperaturen von 5800K bzw. von 300 K als Funktion der Wellenlänge</i>	9
<i>Abb. 3: Energiehaushalt des Systems Erde-Atmosphäre</i>	11
<i>Abb. 4: Normierte Empfindlichkeitsfunktionen der Kanäle des Instrumentes SEVIRI sowie der Messkanäle auf Meteosat-4</i>	16
<i>Abb. 5: Flussdiagramm zur Methodik</i>	18
<i>Abb. 6: Schematische Darstellung der im Datensatz variablen Eingabeparameter</i> ..	22
<i>Abb. 7: Skizzierung der Bedingungen zur Existenz für Eis- und Wasserwolken</i>	24
<i>Abb. 8: Häufigkeiten der Simulationen nach Standard-Profilen</i>	25
<i>Abb. 9: Prinzipieller Aufbau eines Neuronalen Netzes</i>	27
<i>Abb. 10: Informationsverarbeitung im i-ten Neuron der k-ten Schicht des Netzes</i> ...	27
<i>Abb. 11: Flussdiagramm der Kombination von Vorhersagen und der Verifikation</i> ..	31
<i>Abb. 12: Häufigkeit der simulierten Erwärmungsraten</i>	37
<i>Abb. 13: Häufigkeit der simulierten kurzwelligen und Netto-Erwärmungsraten von 0 - 5 Kilometer Höhe</i>	38
<i>Abb. 14: Wie in Abbildung 13, aber im Höhenband 5 - 10 Kilometer</i>	39
<i>Abb. 15: Wie Abbildung 13, aber für das Höhenband oberhalb 10 Kilometer</i>	40
<i>Abb. 16: Abhängigkeit der Erwärmungsraten vom Sonnenzenitwinkel</i>	43
<i>Abb. 17: Wie in Abbildung 16, aber in Abhängigkeit vom Untergrund</i>	44

Abb. 18: Wie Abbildung 16, aber Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur	45
Abb. 19: Abhängigkeit Erwärmungsraten vom Wolkenwassergehalt	46
Abb. 20: Zusammenhang zwischen mittlerer bodennaher kurzweiliger Erwärmungsrate (0-5 km) und Wolkenoberkantenhöhe	47
Abb. 21: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere langweilige Erwärmungsrate	47
Abb. 22: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere Netto-Erwärmungsrate	48
Abb. 23: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere kurzweilige Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 km Höhe	48
Abb. 24: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere langweilige Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 km Höhe	49
Abb. 25: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere Netto-Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 km Höhe	49
Abb. 26: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere kurzweilige Erwärmungsrate oberhalb von 10 km	50
Abb. 27: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere langweilige Erwärmung oberhalb von 10 km	50
Abb. 28: Wie Abbildung 20, aber für die mittlere Netto-Erwärmungsrate oberhalb von 10 km	51
Abb. 29: Topologie des am häufigsten verwendeten neuronalen Netzes	53
Abb. 30: Fehlerhistogramm der Verifikationsdatensätze	55
Abb. 31: Bedingte Verteilung $p(H_S H_B)$ und Randverteilung $p(H_B)$ (a) sowie zugehörige Quartil-Abstände und Asymmetrien (b) der spektralen Erwärmungsraten in der unte- ren Troposphäre	57
Abb. 32: Wie Abbildung 31, aber obere Troposphäre	58
Abb. 33: Wie Abbildung 31, aber oberhalb von 10 Kilometern	59
Abb. 34: Bedingte Verteilung $p(H_B H_S)$ und Randverteilung $p(H_S)$ (a) sowie zugehörige Quartil-Abstände und Asymmetrien (b) der spektralen Erwärmungsraten in der unte- ren Troposphäre	60
Abb. 35: Wie Abbildung 34, aber obere Troposphäre	62
Abb. 36: Wie Abbildung 34, aber oberhalb von 10 Kilometern	63
Abb. 37: Fehlerhistogramme der Nettoerwärmung bei Abschätzung durch neuronales	

<i>Netz (schwarz) und bei Kombination aller Wellenlängenbereiche</i>	65
<i>Abb. 38: Wie Abbildung 31, aber für die Abschätzungen der Nettoerwärmungsrate mittels des neuronalen Netzes sowie die Kombination aller Spektralbereiche</i>	69
<i>Abb. 39: Wie Abbildung 38, aber für die obere Troposphäre</i>	70
<i>Abb. 40: Wie Abbildung 38, aber oberhalb von 10 Kilometern</i>	71
<i>Abb. 41: Wie Abbildung 34, aber für die Abschätzungen der Nettoerwärmungsrate unmittelbar mittels neuronalen Netzes sowie die Kombination aller Spektralbereiche</i>	72
<i>Abb. 42: Wie Abbildung 41, aber für die obere Troposphäre</i>	73
<i>Abb. 43: Wie Abbildung 41, aber oberhalb von 10 Kilometern</i>	74
<i>Abb. 44: Abhängigkeit der Fehlermaße von geänderten Satelliten- und Sonnenzenitwinkeln nach jeweils identischem Lernprozess</i>	76
<i>Abb. 45: Langwellige Erwärmungsraten in Abhängigkeit von der Bodenemissivität</i>	83
<i>Abb. 46: Phasenfunktionen bei einer Wellenlänge von 550 nm für Wasser- und Eiswolken sowie zugehörige Henyey-Greenstein-Näherungen</i>	85
<i>Abb. 47: Reflektivitäten für homogene Wasserwolken ($r_{\text{eff}}=10 \mu\text{m}$) mit „echter“ Phasenfunktion und Henyey-Greenstein-Näherung sowie die relative Differenz</i>	86
<i>Abb. 48: Wie Abbildung 47, aber Eiswolke mit $r_{\text{eff}}=40 \mu\text{m}$</i>	86
<i>Abb. 49: Wie Abbildung 47, aber für einen Sonnenzenitwinkel von 45 Grad</i>	87
<i>Abb. 50: Wie Abbildung 48, aber für einen Sonnenzenitwinkel von 45 Grad</i>	88
<i>Abb. 51: Häufigkeitsverteilung der Abweichung zwischen den Abschätzungen der Nettoerwärmungsrate an benachbarten neuronalen Netzen; a) Stratosphäre, b) obere Troposphäre, c) untere Troposphäre</i>	91
<i>Abb. 52: MSG-Bild zum Zeitpunkt der Fallstudie (23.09.2003, 1200 UTC) in der DWD-Europa-Projektion; Kontrastverstärktes Farbkomposit-Bild der Kanäle $0.8 \mu\text{m}$, $0.8 \mu\text{m}$ und $0.6 \mu\text{m}$ mit einer Auflösung von 5 Kilometern</i>	94
<i>Abb. 53: DWD-Europa-Projektion: Streifen mit gleichem Sonnenzenitwinkel (Breite 10 Grad) zum Zeitpunkt der Fallstudie</i>	95
<i>Abb. 54: DWD-Europa-Projektion: Streifen mit gleichem Satellitenzenitwinkel (Breite 10 Grad) zum Zeitpunkt der Fallstudie</i>	96
<i>Abb. 55: DWD-Europa-Projektion: von der Abschätzung der Erwärmungsraten ausgeschlossen Gebiet (grau)</i>	97

<i>Abb. 56: Messgebiet des HRV-Kanals zum Zeitpunkt der Fallstudie; links Erdabdeckung, rechts DWD-Europa-Projektion</i>	97
<i>Abb. 57: Kurzwellige Erwärmungsrate zwischen 0 und 5 Kilometern</i>	103
<i>Abb. 58: Langwellige Erwärmungsrate zwischen 0 und 5 Kilometern</i>	103
<i>Abb. 59: Netto-Erwärmungsrate zwischen 0 und 5 Kilometern</i>	104
<i>Abb. 60: Netto-Erwärmungsrate zwischen 0 und 5 Kilometern, aber aus einer Linearkombination der drei Einzelabschätzungen</i>	104
<i>Abb. 61: Kurzwellige Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 Kilometern</i>	105
<i>Abb. 62: Langwellige Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 Kilometern</i>	105
<i>Abb. 63: Netto-Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 Kilometern</i>	106
<i>Abb. 64: Netto-Erwärmungsrate zwischen 5 und 10 Kilometern, aber aus einer Linearkombination der drei Einzelabschätzungen</i>	106
<i>Abb. 65: Kurzwellige Erwärmungsrate oberhalb von 10 Kilometern</i>	107
<i>Abb. 66: Langwellige Erwärmungsrate oberhalb von 10 Kilometern</i>	107
<i>Abb. 67: Netto-Erwärmungsrate oberhalb von 10 Kilometern</i>	108
<i>Abb. 68: Netto-Erwärmungsrate oberhalb von 10 Kilometern, aber aus einer Linearkombination der drei Einzelabschätzungen</i>	108
<i>Abb. 69: Übersicht über die Positionen der betrachteten Vertikalprofile (A-I)</i>	109
<i>Abb. 70: Vertikalprofile atmosphärischer Erwärmungsraten</i>	110
<i>Abb. 71: Vertikalprofile der Standardatmosphären: Druck</i>	127
<i>Abb. 72: Vertikalprofile der Standardatmosphären: Temperatur</i>	128
<i>Abb. 73: Vertikalprofile der Standardatmosphären: Wasserdampfdichte</i>	129
<i>Abb. 74: Vertikalprofile der Standardatmosphären: Ozon</i>	130
<i>Abb. 75: Albedo für offene Wasseroberfläche</i>	131
<i>Abb. 76: Spektrale Albeden für Vegetation (links) und Sand (rechts)</i>	131

ANHANG D. TABELLENVERZEICHNIS

<i>Tab. 1: Wertebereich der simulierten Erwärmungsraten (alles in K/Tag), Teildatensatz mit Sonnenzenitwinkeln 0 und 10 Grad</i>	36
<i>Tab. 2: Fehlermaße der Lerndatensätze für „optimale“ Schichtanzahl (1) und Anzahl von Neuronen je Schicht (2) nach jeweils 3200 Iterationen</i>	54
<i>Tab. 3: Fehlermaße des Verifikationsdatensatzes</i>	56
<i>Tab. 4: Abgeleitete Koeffizienten zur Bestimmung der kombinierten Abschätzung der Nettoerwärmungsrate $N_{\mathbf{K}}=c+\alpha_1(KW+LW)+\alpha_2 \text{Net}$</i>	66
<i>Tab. 5: Fehlermaße der Nettoerwärmungsrate in der unteren Troposphäre bei direkter Ableitung aus einem Neuronalen Netz und bei Kombination mit Kurz- und Langwelliger Schätzung</i>	67
<i>Tab. 6: Wie Tabelle 5, aber in der oberen Troposphäre</i>	67
<i>Tab. 7: Wie Tabelle 5, aber oberhalb 10 Kilometer</i>	67
<i>Tab. 8: Fehlermaße der kombinierten Nettoerwärmungsraten für den Original Verifikationsdatensatz und bei Ersatz der breitbandigen Messungen durch eine Linearkombination aus den schmalbandigen Kanälen</i>	78
<i>Tab. 9: Fehlermaße der kombinierten Nettoerwärmungsraten bei verschiedenen verrauschten breitbandigen Messwerten</i>	79
<i>Tab. 10: Fehlermaße der kombinierten Nettoerwärmungsraten bei verschiedenen verrauschten schmal- und breitbandigen Messwerten</i>	81
<i>Tab. 11: Fehlermaße der kombinierten Nettoerwärmungsrate für Messungen bei $\text{SZA}=10^\circ$ bei Anwendung zweier möglicher neuronaler Netze</i>	90

ANHANG E. HILFSMITTEL UND DANKSAGUNG

E.1. Danksagung

Diese Arbeit wäre nicht entstanden, hätte es eine Reihe von Personen nicht gegeben. Ohne einen Anspruch auf Vollständigkeit möchte ich einigen von ihnen besonders danken, nämlich:

- Prof. em. Dr. E. Raschke für die Möglichkeit, die Arbeit beim Institut für Atmosphärenphysik (später Institut für Küstenforschung) bei der GKSS anzufertigen;
- Prof. Dr. H.Graßl und Prof. Dr. A. Macke für die Übernahme der Begutachtung;
- Dr. R. Stuhlmann, der vor seinem Wechsel zu EUMETSAT geduldig versucht hat, mir die Problematik rund um verfügbare potentielle Energie und Strahlung näherzubringen;
- den Mitgliedern des Institutes, insbesondere Dr. R. Hollmann, Dr. J. Meywerk und M. Quante, für ihre Unterstützung und Diskussionsbereitschaft sowie ein tolles Arbeitsklima, in welchem ich mich stets wohlfühlt habe;
- Prof. Dr. A. Macke und Dr. R. Scheirer von der Universität Kiel für viele Diskussionen und Hilfen rund um den drei-dimensionalen Strahlungstransport; insbesondere A. Macke für seine Hilfe bei den Phasenfunktionen;
- dem Referat für Fernerkundung beim Deutschen Wetterdienst für die Überlassung der Daten für die Fallstudie, insbesondere J. Asmus für seine Erklärungen rund um die Datenformate;
- und nicht zuletzt meiner Ulrike, die mich die ganze Zeit über nicht nur ertragen, sondern getragen hat.

E.2. Hilfsmittel

Diese Arbeit ist am Institut für Küstenforschung des GKSS Forschungszentrum in Geesthacht entstanden. Größtenteils wurden die Berechnungen unter Sun Solaris auf einer Ultra Sparc X sowie weiteren Unix-Rechnern des Zentrums sowie des Deutschen Klima-Rechenzentrums in Hamburg durchgeführt. Es wurden die dort vorliegenden GNU-C, Fortran 77 und 90 Compiler sowie die Datenvisualisierungssoftware IDL verwendet. Die Textverarbeitung erfolgte mit Framemaker, Version 5.5. Die Abbildungen entstanden teils direkt im Textverarbeitungsprogramm, teils mit Hilfe des Softwarepaketes *GMT* und zum Teil unter IDL.

E.3. Erklärung

Hiermit erkläre ich, Oliver Sievers, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst habe und ausschließlich die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe.