

UNIVERSITÄT LEIPZIG

FAKULTÄT FÜR PHYSIK UND
GEOWISSENSCHAFTEN

INSTITUT FÜR METEOROLOGIE

DIPLOMARBEIT

Infrarotmesstechnik und ihre Anwendung in der Meteorologie

Vorgelegt von: Marcel König

Geboren am: 09. Juli 1982

In: Schmölln

zum

Erlangen des akademischen Grades

DIPLOM-METEOROLOGE

Betreuer:

Dr. Armin Raabe

Verantwortlicher Hochschullehrer: Prof. Dr. Gerd Tetzlaff

Tag der Einreichung:

03. Februar 2009

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Die Atmosphäre	3
2.1	Eigenschaften der Atmosphäre	3
2.2	Struktur der Atmosphäre	4
2.3	Rolle des Wasserdampfes in der Atmosphäre	5
2.3.1	Methoden der Wasserdampfsondierung	7
3	Grundlagen	10
3.1	Fernerkundung der Helligkeitstemperatur	10
3.1.1	Das elektromagnetische Spektrum	10
3.1.2	Grundlegende physikalische Gesetze	11
3.1.3	Temperatur	17
3.1.4	Mathematisches Messprinzip einer Infrarotkamera	17
3.2	Langwellige Strahlung in der Atmosphäre	20
3.2.1	Strahlungshaushalt / Energiebilanz	20
3.2.2	Wechselwirkung der Strahlung mit der Atmosphäre	24
3.2.3	Langwelliges Strahlungstransportmodell im infrarotem Spektralbereich	25
4	Meteorologische Erfahrungen aus infrarot-technischen Aufnahmen	28
4.1	Grundlegende Aufgabenbereiche der Infrarot-Thermografie	28
4.2	Eigene Anwendungen mit der Kamera	30
4.2.1	Bodenoberflächentemperatur	30
4.2.2	Messung einer definierten Wasserdampfwolke	36
4.2.3	Messung der Wolkenunterkantentemperatur	41
4.2.4	Wärmestrahlung einer Wachskerze	48
5	Langwellige infrarote Strahlung aus der Atmosphäre	51
5.1	Motivation für die Erstellung eines Strahlungstransportmodells	51

5.2	Modellrechnung	57
5.3	Berechnungen mit einem höhenkonstanten Absorptionskoeffizienten	61
5.4	Höhenvariierende Absorption und weitere Programmänderungen	65
5.5	Berechnungen bis in die hohe Atmosphäre	71
Literaturverzeichnis		IV
Abbildungsverzeichnis		VIII
Tabellenverzeichnis		XII
Danksagung		XIII
Eidesstattliche Erklärung		XIV

Zusammenfassung

Das Hauptziel der Arbeit ist die Beschreibung und Quantifizierung des Einflusses der Atmosphäre auf die infrarote Strahlung. Mit der Infrarotkamera vom Typ *Varioscan 3021-ST* sollten Infrarotmessungen von verschiedenen Objekten durchgeführt werden. Das verwendete Messgerät bestimmt die Strahlung im Wellenlängenbereich von 8 - 14 μm . Die Messungen beinhalten Infrarotaufnahmen von unterschiedlich entfernten Objekten. Aufgrund der verschiedenen Entfernungen durch die Atmosphäre lassen sich aus den erzielten Resultaten meteorologische Parameter ableiten. Die Ergebnisse wurden diskutiert und zur Beschreibung der Eigenschaften der Atmosphäre verwendet. Ein Weiteres Ziel war die Korrektur der Strahlungstemperatur von weit entfernten Objekten. Verantwortlich für die Absorption der Strahlung ist der atmosphärische Wasserdampf in der Grenzschicht. Bei geringen Entfernungen unter einem Dekameter kann der Einfluss der Atmosphäre auf die Wärmestrahlung vernachlässigt werden.

Bei der Messung der Strahlungstemperatur des Erdbodens, bei dem der Atmosphäreneinfluss keine signifikante Rolle spielt, lässt sich ohne der Beachtung der Emissivität der Absolutwert der Oberflächentemperatur nicht angeben. Durch die Einbeziehung der Emissivität spielt die Umgebungstemperatur eine entscheidende Rolle für die gemessene Strahlungstemperatur des Bodens.

Die Abdampffahne eines Kühlturmes besitzt ähnliche Eigenschaften wie die einer Wolke. Um die atmosphärische Absorption zu beschreiben, diente diese definierte Wolke als entferntes Messobjekt.

Ein mit Wolken bedeckter Himmel zeigt den steigenden Einfluss der Atmosphäre mit zunehmender Entfernung zur Wolke auf die Strahlungstemperatur der Wolke. Eine Wolke kann nur unter bestimmten Voraussetzungen als Schwarzer Strahler bezeichnet werden. Die Dicke der Wolke ist entscheidend für deren Strahlungsemission.

Bei einem wolkenlosen Himmel ist die gemessene Strahlungstemperatur direkt über dem Horizont mit der Lufttemperatur in 2 m Höhe identisch. Der längste Weg dieser Strahlen erfolgt durch die untersten und wärmsten Luftschichten der Atmosphäre. Die Wasserdampfkonzentration besitzt ihr Maximum ebenfalls in Bodennähe. Vernachlässigt man die Atmosphärenkrümmung, durchquert ein nahezu horizontaler Strahl eine Strecke von ca. 10 km, in der er die Luftschichten oberhalb von 2 m nicht überschreitet.

Um die Temperaturstrahlung aus den einzelnen Winkelementen zu bestimmen, wurde der komplette Himmel bis zum Zenit mit der Infrarotkamera sondiert. Dieses gemessene

Strahlungstemperaturprofil gibt eine Aussage über die optischen Eigenschaften der Atmosphäre. Mit Hilfe eines in dieser Arbeit entwickeltes Strahlungstransportmodells wurden diese optischen Eigenschaften in Form von Absorption und Emission langwelliger Strahlung quantifiziert und an zahlreichen Messungen erprobt. Für die Strahlungstransportprozesse ist die temperaturspezifische Emission langwelliger Strahlung von hoher Bedeutung. Das Temperaturprofil der Atmosphäre wird aus Radiosondendaten gewonnen. Als Ausgabe besitzt dieses Transfermodell die Absorptionskoeffizienten in verschiedenen Höhen. Bei der Auswertung der Ergebnisse dieser Rechnungen ist es möglich den bodennahen Absorptionskoeffizient eine Größenordnung zuzuordnen.

Die Absorptionskoeffizienten wurden mit dem atmosphärischen Wasserdampf in der Grenzschicht korreliert. Dabei wurde der Kreis mit dem Vergleich der oben bestimmten Absorption und dem korreliertem Wasserdampf geschlossen. Bedenkt man einige Approximationen des Strahlungstransfermodells, so ist das Ergebnis der berechneten Absorptionskoeffizienten noch nicht optimal, trotzdem ist diese Absorptionsverteilung für weiterführende Anwendung brauchbar.

In der Zukunft müsste anhand von verschiedenen Messungen bei unterschiedlicher Wasserdampfkonzentration die Auswirkung des Strahlungstransportmodells auf die Absorptionskoeffizienten näher bestimmen werden. Wie stark unterscheiden sich die Absorptionskoeffizienten und deren vertikales Profil bei Messungen in einer trockenen Atmosphäre, von der einer feuchteren Atmosphäre? Um Fragen wie diese zu klären, müsste die geografische Distanz und Zeitpunkt zwischen Infrarotmessung und Radiosondenaufstieg verkleinert werden um damit den Einfluss der horizontalen Inhomogenitäten zu verringern.

Zusätzlich müsste die Wolkentemperatur mit Hilfe der Radiosondendaten und die infrarot gemessene Wolkentemperatur verglichen werden und daraus Aussagen über die Emission einer Wolke zu bekommen. Auch für andere Strahlungstemperaturmessungen, wie die der Erdbodentemperatur, müsste man gezielte Experimente zur Untersuchung der Emission dieser Objekte durchführen. Bei besonders steilen und hohen Felswänden könnte sich, bei ausreichender Entfernung der Kamera, der Temperaturgradient der Luft durch die Messung der Felswandoberfläche bestimmen lassen. Vorausgesetzt die Oberfläche der Felswand übernimmt ihren vertikalen Temperaturgradient von der umgebenden Luft.

1 Einleitung

Fernerkundungsinstrumente bestimmen meteorologische Parameter basierend auf der Auswertung von elektromagnetischen Wellen und deren Wechselwirkung mit dem Untersuchungsgebiet. Für die Meteorologie ist diese Störung der Messsignale von entscheidender Bedeutung für die Eigenschaften des durchstrahlten Mediums. Die Größe dieses Einflusses hängt stark vom jeweiligen Zustand der Atmosphäre ab und liefert wertvolle Information über deren aktuelle Struktur. Derzeit wird z. B. der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre (IWV) auf diese Art und Weise gewonnen.

Ein allgemeiner Vorteil der Fernerkundungsinstrumente ist die Messung von Informationen über viele Orte zu einem bestimmten Zeitpunkt. Eine so flächendeckende Messung ist mit in situ Messgeräten nicht möglich. Ohne das Messgebiet durch Einbringen von Messinstrumenten wesentlich zu beeinflussen, lässt sich ein umfassender Überblick über das Medium geben. Die Infrarot-Thermografie mit der Messung der von einem Objekt abgestrahlten infraroten Strahlung, reiht sich damit in das umfangreiche Gebiet der Fernerkundung ein. Im Unterschied zum sichtbaren Bereich strahlt jeder Körper infrarote Strahlung ab. Ist man in der Lage deren Intensität zu bestimmen, so kann die Verteilung der Oberflächentemperatur ermittelt werden.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Beschreibung der, über einen längeren Weg hinweg störenden, Atmosphäreneinflüsse mittels Infrarotmessungen. Als Messgerät wird eine transportable Infrarotkamera vom Typ Varioscan 3021-ST verwendet. Diese Kamera misst die gesamte auf sie fallende infrarote Strahlung im Wellenlängenbereich 8 - 14 μm . Es soll herausgefunden werden, welche meteorologischen Parameter einen signifikanten Einfluss auf die Wechselwirkung der Strahlung mit der Atmosphäre besitzen. Dementsprechend wird die infrarote Strahlung aus dem bewölkten sowie unbewölkten Himmel gemessen. Mit Hilfe verschiedener Entfernungen zu Messobjekten soll die Stärke des Atmosphäreneinflusses quantifiziert werden. Die atmosphärenkorrigierte Wolkentemperatur und weitere Ergebnisse sollen durch verschiedene Experimente in dem Gebiet der Infrarot-Thermografie ermittelt werden. Für diese Korrektur muss die Stärke der Absorption in der Atmosphäre bekannt sein.

In diesem Zusammenhang hat schon Bignell (1970) in seiner Arbeit die starke Abhängigkeit des Absorptionskoeffizienten vom Wasserdampfpartialdruck bei seinen horizontalen Messungen nachgewiesen. Bei anderen Spurengasen gestaltet es sich etwas schwieriger, da diese Gase in wesentlich geringeren Mengen als Wasserdampf vorkommen. Bei der Detektion der Wolkentemperatur gibt es mit anderen Messgeräten bereits Erkenntnisse. Mit einem

Infrarot-Radiometer kann die thermische Eigenstrahlung der Atmosphäre im infraroten Spektralbereich bestimmt werden, sodass bei einer Wolkendecke die Temperatur der unteren Wolkenkontur gemessen werden kann [Crewell et al. (1999)]. Ein für uns sichtbares Bild über eine größere Fläche liefert der Infrared Cloud Imager. Bei diesem Messgerät handelt es sich um eine kommerzielle Microbolometer Kamera, welche ohne das starke Herabkühlen der Technik auskommt. Wie bei Shaw et al. (2005) genauer zu lesen, kann aufgrund einer Spiegelvorrichtung nahezu der komplette Himmel abgetastet werden.

2 Die Atmosphäre

Die Atmosphäre der Erde ist eine gasförmige Hülle, die unseren Planeten umgibt. In ihr spielen sich sämtliche wetterwirksame Prozesse ab. Eines der wichtigsten in ihr vorkommenden Elemente ist das in drei verschiedenen Aggregatzuständen auftauchende Wasser. In Bezug auf die Erdatmosphäre nimmt das Wasser eine Schlüsselrolle ein und macht so die Erde zu einem ausgezeichneten Ort, wo Leben in einer Vielzahl möglich ist.

2.1 Eigenschaften der Atmosphäre

Unsere Atmosphäre beeinflusst wesentlich den Energietransfer zwischen Sonne und Planet, sowie den Energieaustausch zwischen verschiedenen Gebieten der Erde. Diese Energieüberführungen zwischen den einzelnen Gebieten sind maßgeblich für die Ausprägung des Klimas auf der Erde verantwortlich [Peixoto and Oort (1992)].

Die Atmosphäre ist durch verschiedenste physikalische und chemische Prozesse stark mit den Ozeanen und Kontinenten verbunden und spiegelt im physikalischen Sinne die Eigenschaften eines thermo-hydrodynamischen Systems wieder [Kraus (2004)].

Mit Hilfe seines thermodynamischen und mechanischen Zustands und der speziellen individuellen Zusammensetzung wird ein solches System charakterisiert. Die in der Zustandsgleichung verknüpften Variablen Druck, Temperatur und Dichte sind thermodynamische Variablen, welche den Zustand der Atmosphäre beschreiben. Die Atmosphäre wird durch die unterschiedlichen Eigenschaften des Windfeldes und deren Veränderung in Raum und Zeit charakterisiert. Um deren Zustand allerdings genau definieren zu können, müssen Informationen über zusätzliche Variablen vorhanden sein [Liljequist (1984)]. Zu diesen Variablen gehören z. B. die diabatische Erwärmung, die Wolkenbildung und die damit zusammenhängenden Niederschlagsprozesse, auch wegen ihrer zentralen Bedeutung für das Klima der Erde.

Allerdings kann man die Atmosphäre nicht als ein abgeschlossenes System betrachten, da es sich ständig in Wechselwirkung mit der Umgebung befindet. Diese Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und den benachbarten Systemen äußern sich beispielsweise im Austausch von Masse, Impuls und Energie. Es existieren somit Flüsse dieser Systemeigenschaften über die Grenzen der Atmosphäre hinweg. Da fast alle natürlichen chemischen Reaktionen auf der Erde im direkten oder indirekten Einfluss mit dem Sonnenlicht stehen, muss die Atmosphäre als Durchgangsmittel der Sonnenenergie untersucht werden.

2.2 Struktur der Atmosphäre

Ausgehend von den verschiedenen Eigenschaften unserer Lufthülle und der Berücksichtigung bestimmter physikalischer Gesetze besitzt die Atmosphäre eine Struktur. Ein sehr wichtiger Faktor für diese Struktur ist die Gravitationswirkung der Erde. Der Stärke der terrestrischen Gravitationsanziehung entsprechend sind ca. 99 % der gesamten atmosphärischen Masse auf einer Hülle unterhalb einer Höhe von 30 km über dem Erdboden konzentriert, obwohl man der Atmosphäre formal keine äußere Berandung zuspricht. Damit ergibt sich eine wesentlich größere horizontale als vertikale Ausdehnung (vertikale Ausdehnung anhand der Distanz von Nord- zu Südpol ≈ 20000 km) der Atmosphäre [Liljequist (1984)]. Die Erdgravitation hat nicht nur eine rein existenzielle Bedeutung für die Atmosphäre, sondern ist auch der kritische Faktor hinsichtlich deren vertikalen Aufbaus. Dies beinhaltet, dass jegliche atmosphärische Zirkulation mit einer Ausdehnung größer 10 km als eine quasi - horizontale Bewegung angesehen werden kann. Somit ist die vertikale Bewegung der Gaspartikel stets wesentlich kleiner als deren horizontale Verschiebung im Gegensatz zu kleinskaligeren Zirkulationen, wo die horizontale Skale nicht über die der Vertikalen hinauskommt. Diesen kinematischen Zwängen ist die Strömung der Luft ausgesetzt.

Die Strukturierung der Atmosphäre beruht auf physikalischen Gesetzen. Sie ist z. B. durch die physikalischen Größen Druck und Temperatur gestaffelt. Während der Luftdruck und damit auch die Luftdichte wegen der abnehmenden Gravitationskraft der Erde mit zunehmender Höhe kontinuierlich abnimmt, weist hingegen die Temperatur Minima und Maxima auf dem Weg durch die Atmosphäre auf. Anhand dieses Temperaturprofils lässt sich die Atmosphäre in verschiedene Bereiche gliedern. Vom Erdboden an sinkt die Temperatur bis in eine Höhe von ca. 10 km (die Tropopause), solange keine Inversionsschicht für einen positiven Temperaturgradienten sorgt. Dieser Abschnitt wird Troposphäre genannt. In der darüber liegenden Schicht, der Stratosphäre, nimmt die Temperatur aufgrund der Ozonabsorption bis auf ca. 0 °C in einer Höhe von 50 km wieder zu. Oberhalb dieser Schicht schließt sich die Mesosphäre an, in der die Temperatur wieder abnimmt, um ab einer Höhe von ca. 80-90 km wieder stark anzusteigen. Aus diesem Grund wird der oberste Bereich der Atmosphäre auch Thermosphäre genannt.

Neben der Temperatur gibt es noch die Möglichkeit der Einteilung der Atmosphäre aufgrund ihrer Gasdurchmischung in Homosphäre und Heterosphäre. In der Homosphäre findet man eine weitgehend eine gleichmäßige Verteilung der Gasbestandteile unabhängig von ihrer Molekülmasse, wohingegen in der Heterosphäre die Gasmoleküle auf Grund der

Boltzmann-Statistik molekular-kinetisch entmischt werden. In den oberen Bereichen der Erdatmosphäre steigen die freien Weglängen der Moleküle auf Grund des geringen Drucks an [Kockarts (2002)].

Als weiteres Kriterium existiert die elektrische Ladung der Atome als eine Einteilung der Lufthülle. Bis etwa 75 km spricht man von der Neutrosphäre und darüber hinaus von der Ionosphäre, welche sich durch ihre Ionenkonzentrationen unterscheiden.

2.3 Rolle des Wasserdampfes in der Atmosphäre

Da der Wasserdampf in den infrarot-technischen Aufnahmen dieser Arbeit eine zum Teil entscheidende Rolle spielt, soll hier kurz die Funktion des Wasserdampfes in der Atmosphäre dargelegt werden.

Das anorganische Element Wasser tritt in der Atmosphäre in den drei Aggregatzuständen fest, flüssig und gasförmig auf. Der gasförmige Zustand des Wassers, der Wasserdampf, ist das wichtigste Treibhausgas in der Atmosphäre und trägt somit zum Treibhauseffekt bei. Denn es ist ein wesentlicher Absorber von langwelliger Strahlung und verhindert somit die ungehinderte Abstrahlung der terrestrischen Wärmestrahlung. Aus diesem Grund sind die physikalischen Merkmale des Wasserdampfes in der Atmosphäre von enormer Bedeutung für das Klima auf der Erde.

Im flüssigen Zustand kommt Wasser meist in Wolken vor, deren Wirkungen auf das Klima noch nicht komplett verstanden werden. Dazu zählt z. B. der unterschiedliche Temperatureffekt, welchen die Wolken in verschiedenen Höhen auf der Erde haben. Zum einen gibt es den Abschattungseffekt der kurzwelligeren Sonnenstrahlung und der damit verbundenen Abkühlung (Kühlfunktion) bzw. die Unterdrückung der Ausstrahlung der Erde. In fester Form spielt Wasser vor allem in hohen Zirruswolken oder sogar in der Stratosphäre als Polare Stratosphärische Wolke (PSC) eine Rolle. Bei diesen Eiswolken gilt ähnliches wie für die Flüssigphasenwolken. Deswegen ist es wichtig, dem Wasser in seinen verschiedenen Formen in der Atmosphäre Beachtung zu schenken, um somit mehr unverstandenen Prozessen in der Meteorologie bzw. Klimatologie auf die Spur zu kommen.

Der in der Troposphäre enthaltene Wasserdampf hat seinen hauptsächlichlichen Ursprung in der Verdampfung von flüssigem Wasser von der Erd- bzw. Wasseroberfläche. Nahezu keines der gasförmigen Elemente (Stickstoff, Sauerstoff, Argon, Kohlenstoffdioxid) ist so großen Schwankungen unterzogen wie der Wasserdampf, weshalb dessen Verteilung in der Atmosphäre recht unregelmäßig ist. Durch diese Schwankungen ist es schwierig den genauen

Beitrag zur Strahlungsbilanz abzuschätzen. Verglichen mit Radiosondenmessung lässt sich am ehesten ein exponentielles Profil an die Werte anpassen [Lüdi et al. (2003)].

$$\rho_w(h) = \rho_w(0)e^{(-h/h_0)} \quad (2.1)$$

In Gleichung 2.1 ist $\rho_w(0)$ die Wasserdampfdichte am Boden und h_0 die Skalenhöhe. Die Skalenhöhe lässt sich so wählen, dass die Integration von Gleichung 2.1 den vertikal integrierten Wasserdampf ergibt. Im Allgemeinen ist fast der gesamte Wasserdampf der Atmosphäre in der Troposphäre gespeichert. Darüber verhindert die Tropopause mit ihrer tiefen Temperatur den Austausch mit der Stratosphäre, denn der aufsteigende Wasserdampf gefriert und sinkt, enthalten in den verschiedensten Formen von Eisteilchen, in tiefere Schichten herab. Die Verteilung des Wasserdampfes in der Atmosphäre hängt vorwiegend von den Prozessen Konvektion, Kondensation und Verdampfung ab. Eine detaillierte Betrachtung dieser Prozesse würde den Rahmen dieser Diplomarbeit sprengen und es wird daher nur auf weiterführende Literatur verwiesen [Pankrath (1973), Rogers (1996)].

Das Wasser ändert seinen Aggregatzustand von gasförmig zu flüssig, indem warme feuchte Luftmassen aufsteigen und auf Grund der Abnahme der Temperatur nicht mehr so viel Wasserdampf enthalten und somit kondensieren. Die relative Feuchte beträgt 100 % und es bilden sich kleine Wolkentröpfchen (Kondensation), welche im Gesamten dann eine Flüssigwasserwolke repräsentieren. Bei dieser Kondensation stellt die freigesetzte latente Wärme zusätzlich Energie für den weiteren Aufstieg eines Luftpaketes zur Verfügung. Diese freigesetzte latente Wärme trägt zum Energieaustausch zwischen Äquator und Pol bei, da wegen des Einstrahlungswinkels die Äquatorgebiete mehr Energie von der Sonne erhalten, als die polaren Gebiete. Erst wenn die Fallgeschwindigkeit der Tropfen größer als die Auftriebsgeschwindigkeit wird, endet das Wachstum der Tröpfchen durch Kondensation. Diese Wolken können sich durch Einmischung trockener bzw. wärmerer ungesättigter Luft wieder langsam auflösen oder weiter anwachsen, um riesige Konvektionstürme, z. B. in den Tropen, zu bilden. Sie befördern die Feuchtigkeit komplett durch die Troposphäre bis an die obere Grenze, die Tropopause.

Eine wichtige Größe bei der Beschreibung des atmosphärischen Wasserdampfes ist der vertikal integrierte Wasserdampfgehalt *IWV* (Integrated Water Vapor).

$$IWV = \int_0^{s_0} \rho_v(h)dh \quad (2.2)$$

Der *IWV*, der von verschiedenen Messinstrumenten gemessen werden kann, wird in der Einheit [kg/m^2] angegeben. Ein typischer Wert von $IWV = 20 \text{ kg/m}^2$ für die Sommer-

monate ist z. B. in [Mätzler et al. (2002)] beziffert. Das Ausfällbare Niederschlagswasser (Precipitable Water) PW mit der Einheit [mm] ist die Menge des flüssigen Wassers in einer Säule. Diese Höhe der Wassersäule mit einer definierten Fläche berechnet sich indem der IWW durch die Dichte des Wasser geteilt wird. Mit seinen Eigenschaften ist der Wasserdampf in der Atmosphäre enorm wichtig für die Zusammenhänge des Wetters bzw. in größeren Zeiträumen für das Klima unseres Planeten.

2.3.1 Methoden der Wasserdampfsondierung

Wegen des großen Einfluss des Wasserdampfes auf das Klima versucht man ihn mit verschiedenen Systemen zu sondieren. Viele Methoden bei der atmosphärischen Fernerkundung beruhen auf Wechselwirkung von elektromagnetischer Strahlung mit atmosphärischen Bestandteilen bzw. darauf, dass die zu bestimmende Quantität durch eine Veränderung ihrerseits einen messbaren Strahlungsunterschied am entsprechenden Instrument verursacht. Wie viele andere atmosphärische Größen wechselwirkt der Wasserdampf auf ganz spezielle Art und Weise mit der elektromagnetischen Strahlung. Allerdings sind dafür ganz bestimmte Bereiche des elektromagnetischen Spektrums verantwortlich.

Einige dieser Methoden können mit der Absorption solarer Strahlung, der Absorption und Emission infraroter Strahlung, der Emission von Mikrowellen sowie mit den Laufzeitunterschieden umschrieben werden. Im Rahmen dieser Diplomarbeit wird näher auf die zweite Methode, die Absorption und Emission von infraroter Strahlung anhand einer verwendeten Infrarotkamera, eingegangen. Eine kurze Beschreibung satellitengestützter Messmethoden soll nun folgen.

Die Absorption der solaren Strahlung auf dem Weg Sonne-Oberfläche-Sensor wird mit verschiedenen Verfahren (z. B. MODIS-FUB) betrachtet. Es wird die Wasserdampftransmission mit Hilfe des Verhältnisses zweier benachbarter Kanäle ermittelt, wobei sich einer der beiden Kanäle in einer Absorptionsbande des Wasserdampfes befindet. Auf diese Weise lässt sich durch das Verhältnis der beiden Strahldichten der einzelnen Kanäle eine Aussage über den Gehalt an atmosphärischen Wasserdampf geben. Es wird an dieser Stelle von monochromatischer Strahlung ausgegangen. Die Ableitung und genaue Beschreibung dieser Messmethode mit einzelne Vergleichstests sind in [Albert et al. (2005)] detailliert aufgeführt.

Eine etwas andere Methode, dem atmosphärischen Wasserdampf zu erfassen, ist das Global Positioning System (GPS). Das GPS - Signal wird auf dem Weg zum Empfänger von der

Atmosphäre beeinflusst und enthält wertvolle Informationen über deren Eigenschaften. Der Fehler, der bei der Navigation mit GPS wesentlich stört, wird im Bereich der Meteorologie für eine Aussage über die Eigenschaften der Atmosphäre genutzt. Dieser gibt eine Angabe zum Wasserdampf in dem durchstrahlten Medium wieder. Dieses aus mindestens 24 Satelliten und Receivern bestehende System kommuniziert durch elektromagnetische Signale im Mikrowellenbereich (19 cm, 24 cm). Auf dem Weg durch die Atmosphäre durchquert das Signal verschiedene Atmosphärenschichten mit unterschiedlichen Brechungsindizes. Daher kommt das Signal nicht auf geometrisch direktem Weg zum Empfänger. Es entsteht ein Weglängenunterschied, welcher sich in einen trockenen, der von Luftbestandteilen wie Sauerstoff und Stickstoff abhängt, sowie einen feuchten Anteil, der nur vom Wasserdampf abhängt, zerlegen lässt. Die Totale Laufzeitverzögerung/Weglängendifferenz kann gemessen werden. Mit Hilfe von Modellen kann der trockene Anteil berechnet werden. Der feuchte Anteil des Weglängenunterschiedes ergibt sich dann aus der Differenz zwischen dem gesamten gemessenen Weglängenunterschied und dem trockenen Anteil. Dieser nun bestimmte feuchte Anteil steht im direkten Zusammenhang mit dem vertikal integrierten Wasserdampf in der Atmosphäre und ist daher sehr variabel [Troller (2004)].

Neben den Radiosonden wird noch ein weiteres Messsystem operationell zur Bestimmung des Wasserdampfes in der Atmosphäre eingesetzt. Der Mikrowellen-Profiler des DWD (Deutscher Wetterdienst) liefert atmosphärische Daten wie Bewölkung unabhängig von der Tageszeit. Mit der großen Wellenlänge stellen Wolken kein Hindernis dar, die atmosphärischen Profile von Temperatur und Feuchte zu bestimmen. Das Prinzip der Mikrowellenradiometrie basiert auf der Messung von Strahlung, die atmosphärische Gasmoleküle durch Rotationsbewegungen emittieren. Aufgrund ihrer Frequenzabhängigkeit lässt sich die gemessene Strahlung eindeutig den jeweiligen Spurengasen zuordnen. Es wird in verschiedenen Kanälen an den Flanken der Wasserdampflinie zwischen 22 und 31 GHz zur Bestimmung von Feuchteprofilen und zwischen 50 und 60 GHz zur Bestimmung des Temperaturprofils gemessen [Rose et al. (2005)]. Nach der Messung in einigen Spektralintervallen mit einem Wasserdampf-Radiometer, wie es z. B. vom DWD in Lindenberg betrieben wird, können die Profile mittels zweier Methoden berechnet werden. Zum Einen gibt es ein Regressionsverfahren, zum Anderen eine Berechnung mittels eines neuronalen Netzwerkes. Während das neuronale Netz auf der Strahlungstransportrechnung beruht, wurde das Regressionsverfahren auf der Basis direkter Vergleiche von Mikrowellenspektren und dazugehörigen Radiosondenprofilen entwickelt.

Ein weiteres sehr aktuelles meteorologisches Messgerät ist das LIDAR (Light Detection and Ranging). Im Gegensatz zu den oben genannten Messgeräten ist das LIDAR eine aktive Fernerkundungsmethode. Es wird aktiv elektromagnetische Strahlung in Form von Laserimpulsen ausgesendet. Ein kleiner Teil dieser Strahlung wird an den atmosphärischen Gasen und Aerosolteilchen zurückgestreut und detektiert. Aus der gemessenen Zeitdifferenz zwischen Aussendung und Empfang der Signale kann die Entfernung der reflektierenden Teilchen ermittelt werden. Die gemessene Intensität gibt hingegen Aufschluss über die Stärke der Reflexion und somit der Konzentration der reflektierenden Teilchen. Um auf die Konzentration von Wasserdampf bzw. anderer atmosphärischer Bestandteile zu schließen, müssen Impulse in verschiedenen Wellenlängen ausgesandt werden. Durch die zusätzliche Entfernungsbestimmung ist man in der Lage, gut aufgelöste Vertikalprofile von atmosphärischen Parametern, u. a. von Wasserdampf, abzuleiten. Dies ist ein großer Vorteil gegenüber den anderen Messmethoden. Auf weiterführende Literatur zu diesem Thema sei jedoch auf [Guzzi (2003)] und [Hinkley (1976)] verwiesen.

3 Grundlagen

Um die Ausarbeitungen über die Infrarot-Thermografie in den nachfolgenden Kapiteln besser verstehen zu können, werden in diesem Kapitel die grundlegenden Gesetze der Strahlungsphysik und die Wechselwirkung der Strahlung mit der Atmosphäre erläutert.

3.1 Fernerkundung der Helligkeitstemperatur

Fernerkundungsverfahren erfreuen sich in der gegenwärtigen Zeit und dem heutigen Wissenschaftsstandard immer größerer Beliebtheit. Man ist in der Lage, eine umfassende Information über ein Medium zu erlangen, ohne es durch Einbringen von Messinstrumenten wesentlich zu stören. Des Weiteren bekommt man einen Überblick über das Messgebiet. Berührungslose Messverfahren liefern Informationen von vielen Orten zu einem bestimmten Zeitpunkt. Genau diese Eigenschaften besitzt die Infrarotkamera und lässt sich damit gut in das umfangreiche System der Fernerkundung einreihen. Das nächste Kapitel soll die physikalischen Eigenschaften der Wärmestrahlung näher erläutern.

3.1.1 Das elektromagnetische Spektrum

Das elektromagnetische Spektrum wird von den unterschiedlichen Arten der elektromagnetischen Wellen beschrieben. Es umfasst einen Wellenlängenbereich von über 13 Größenordnungen.

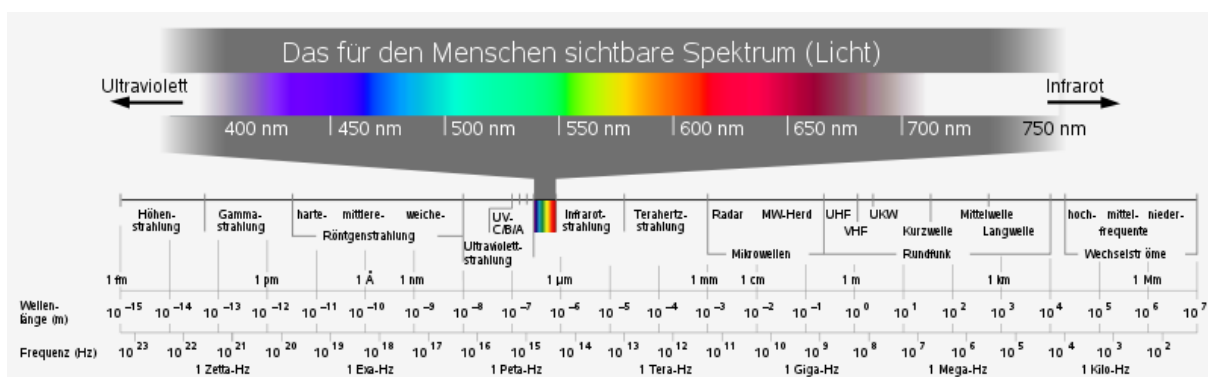


Abbildung 3.1: Spektrum der elektromagnetischen Strahlung, [Wikiversity (2008)].

Dieser reicht von 1 nm bis hin zu einigen Kilometern Wellenlänge. Angefangen bei der kurzwelligen Röntgen- und UV-Strahlung über den anschließend nur kleinen Bereich der

sichtbaren und der in dieser Arbeit wichtigen infraroten Strahlung bis hin zu den langwelligen Mikrowellen- und Rundfunkwellen kann man das elektromagnetische Spektrum zur besseren Übersicht unterteilen. Die Infrarotstrahlung schließt sich im Bereich der langwelligen Seite des sichtbaren Spektrums an das rote Licht bei einer Wellenlänge von ca. 760 nm an und erstreckt sich bis etwa 1 mm Wellenlänge. Bei der infraroten Temperaturmessung ist allerdings nur der Bereich bis etwa 20 μm von Bedeutung. Dieser unterteilt sich nochmals in das Nahe Infrarot (SWIR), das Mittlere Infrarot (MWIR) und das Ferne Infrarot (LWIR).

Erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts gelang die Erkenntnis, dass Wärmestrahlung und andere elektromagnetische Wellen wie sichtbares Licht und Radiowellen wesensgleich sind. Jetzt folgten die Entdeckungen der Strahlungsgesetze durch KIRCHHOFF, STEFAN - BOLTZMANN, WIEN und PLANCK [InfraTec (2008)].

3.1.2 Grundlegende physikalische Gesetze

Die Energie der Strahlung lässt sich durch die Frequenz bzw. unter Hinzunahme der Lichtgeschwindigkeit durch die Wellenlänge beschreiben.

$$E = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad (3.1)$$

Je kurzwelliger dabei die Strahlung, desto größer ist der Betrag der bereitgestellten Energie, da $E \propto 1/\lambda$. Damit lässt sich auch erklären, warum die maximal abgestrahlte Energie der Erde geringer ist als die der Sonne. In Abbildung 3.2 ist die jeweils abgegebene Strahlungsenergie eines mit der Temperatur 6000 K (Sonne) und 300 K (Erde) strahlenden Schwarzen Körpers dargestellt.

Ein Körper, der all die auf ihn gerichtete Strahlung aufnimmt und später wieder abgibt, wird in der Literatur als Schwarzer Körper bezeichnet. Ein idealer Schwarzer Körper ist so definiert, dass er Strahlung jeder Wellenlänge vollkommen absorbiert. Dies beinhaltet auch, dass kein Körper bei gegebenen Werten der Temperatur und der Wellenlänge eine stärkere Emission aufweisen kann als eben der Schwarze Körper [Kraus (2004)]. Die Emission ist die Fähigkeit eines Körpers, Energie in Form von Wellen oder Teilchen abzugeben. In der Natur existiert kein idealer Schwarzer Körper, denn feste Körper wie Kohle, die dem Betrachter schwarz erscheinen, sind nur im sichtbaren Spektralbereich schwarz. In anderen Wellenlängenbereichen zeigen sie Reflexionen und können damit nicht die gesamte auftreffende Strahlung aufnehmen. Alle natürlichen Körper haben eine Emissivität von $0 < \epsilon < 1$.

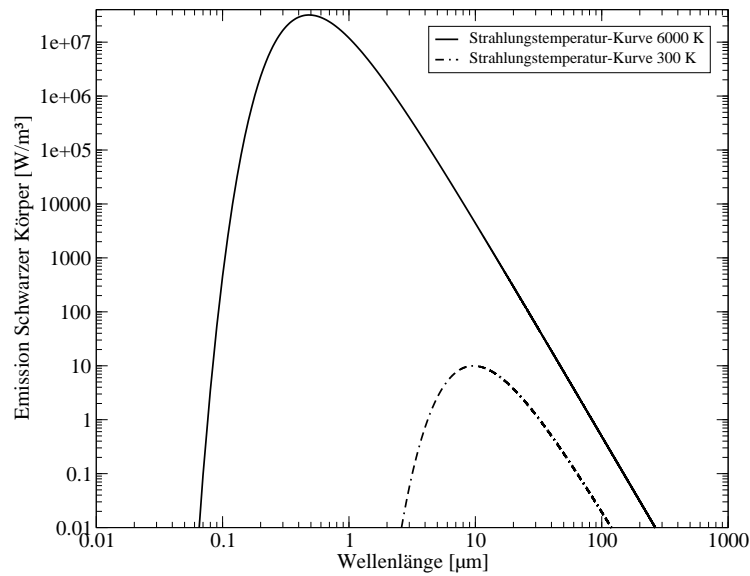


Abbildung 3.2: Die mit dem PLANCKschen Strahlungsgesetz berechneten Strahlungskurven eines Schwarzen Körpers. Die durchgezogene Linie entspricht der Strahlung eines Körpers mit der Temperatur von 6000 K und die gestrichelte Linie eines mit 300 K.

Diese Emissivität lässt sich folgendermaßen berechnen:

$$\epsilon(\lambda) = \frac{E^{\text{natürlich}}(\lambda)}{E^{\text{schwarz}}(\lambda)} \quad (3.2)$$

Hierbei ist $E^{\text{natürlich}}$ die Ausstrahlung eines natürlichen Körpers und E^{schwarz} die eines Schwarzen Körpers. Jeder natürliche Körper hat seine eigene spektrale charakteristische Emissionkurve, d. h. die Emissivität ist für jede Wellenlänge λ verschieden. Es hat sich in der Praxis bewährt, die Gesetzmäßigkeiten auf einen so genannten “natürlich” Grauen Körper anzuwenden, bei ihm die Emissivität nicht mehr von der Wellenlänge abhängig ist. Zuerst gelang es PLANCK die spektrale Verteilung der von einem Schwarzen Körper ausgesandten Strahlung zu beschreiben. Man formuliert das PLANCKsche Strahlungsgesetz folgendermaßen:

$$M(\lambda, T) = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5 (e^{\frac{ch}{\lambda k T}} - 1)} \quad (3.3)$$

In Gleichung 3.3 ist $h = 6,6256 \cdot 10^{-34} \text{ Js}$ das PLANCKsche Wirkungsquantum, k die STEFAN - BOLTZMANNkonstante, c die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum, T die Temperatur und λ die Wellenlänge der Strahlung. Wie bereits oben gezeigt, ist die ausgesandte Strahlung abhängig von der Wellenlänge und zusätzlich noch von der Temperatur des Körpers. Die Erde mit einer durchschnittlichen Temperatur von ca. 300 K besitzt eine andere Strahlungskurve als die Sonne mit 6000 K. Dies erkennt man sehr gut an den beiden Ener-

giemaxima in Abbildung 3.2. Das Maximum der von der Sonne abgegebenen Strahlung liegt zwischen 400 und 500 nm im grünen Wellenlängenbereich. Dies lässt sich mit dem WIENSchen Verschiebungsgesetz berechnen, welches im unteren Abschnitt näher erläutert wird. Erst Objekte mit einer Temperatur größer 500 °C emittieren auch Licht im sichtbaren Bereich, was als Glühen von Eisen bekannt ist. Die gesamte Strahlung, die ein Körper einer bestimmten Temperatur abgibt, ist gleich der Fläche unterhalb der PLANCKschen Strahlungskurve. Dies beschreibt folgendes Integral.

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} M(\lambda) d\lambda \quad \text{mit} \quad \begin{array}{l} \lambda_1 = 0 \\ \lambda_2 = \infty \end{array} \quad (3.4)$$

Integriert man das PLANCKsche Strahlungsgesetz über alle Wellenlängen, erhält man somit das bekannte Gesetz von STEFAN-BOLTZMANN. Die Strahlungsenergiemenge, die von einer Flächeneinheit und in einer Zeiteinheit von der Materie abgegeben wird, ist entsprechend dem STEFAN-BOLTZMANNschen Gesetz, proportional zur vierten Potenz der Temperatur der Flächeneinheit [Liou (2006)]. Der sich berechnende Proportionalitätsfaktor σ ist die STEFAN-BOLTZMANN-Konstante $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$.

$$M = \sigma T^4 \quad (3.5)$$

Da man theoretisch die gesamte Strahlung M eines Körpers messen könnte, würde man über diese Beziehung auf die Temperatur des Strahlung aussendenden Körpers schließen. In der Praxis können jedoch die meisten Geräte nur einen stark begrenzten Wellenlängenbereich abdecken, ist das Gesetz von STEFAN-BOLTZMANN nur eingeschränkt anwendbar. Stattdessen müsste eine Integration über einen begrenzten Wellenlängenbereich erfolgen.

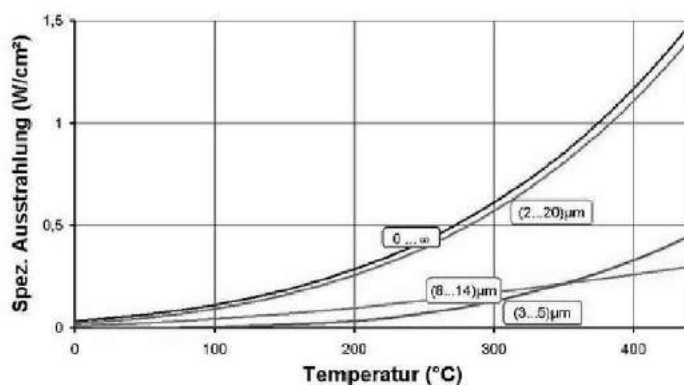


Abbildung 3.3: Spezifische Ausstrahlung eines Schwarzkörpers einer beliebigen Temperatur in begrenzten Wellenlängenbereichen, [InfraTec (2008)].

Will man praktisch thermografische Messungen durchführen, muss unbedingt die thermische Messanordnung (siehe Kapitel 3.1.4), die Messstrecke und das Messgerät mit einbezogen werden.

Die spezifische Ausstrahlung über einen begrenzten Wellenlängenbereich ist in Abbildung 3.3 zu sehen. Es ist die spezifische Ausstrahlung in Abhängigkeit vom Wellenlängenbereich über der Temperatur des Körpers dargestellt. Es ist erkennbar, dass der begrenzte Wellenlängenbereich ($2 - 20 \mu\text{m}$) in erster Näherung relativ gut mit dem PLANCKschen Strahlungsgesetz übereinstimmt. Das heißt, es wird nur wenig Strahlung in dem von dem begrenzten Gebiet nicht abgedeckten Wellenlängenbereichen emittiert. Wohingegen bei kleineren Segmenten ($3 - 5 \mu\text{m}$ oder $8 - 14 \mu\text{m}$) die Abweichung zum unbegrenztem Integral wesentlich deutlicher wird. Zusätzlich zeigt es das Phänomen, dass sich diese beiden Strahlungstemperatur-Kennlinien schneiden, was zur Folge hat, dass bei einer Temperatur von $350 \text{ }^\circ\text{C}$ der $8 - 14 \mu\text{m}$ Spektralbereich mehr Energie abstrahlt als der kurzwelligere Bereich ($3 - 5 \mu\text{m}$). Nach einem Schnittpunkt der beiden Strahlungs-Temperatur-Kennlinien bei ca. $350 \text{ }^\circ\text{C}$ ist es umgekehrt.

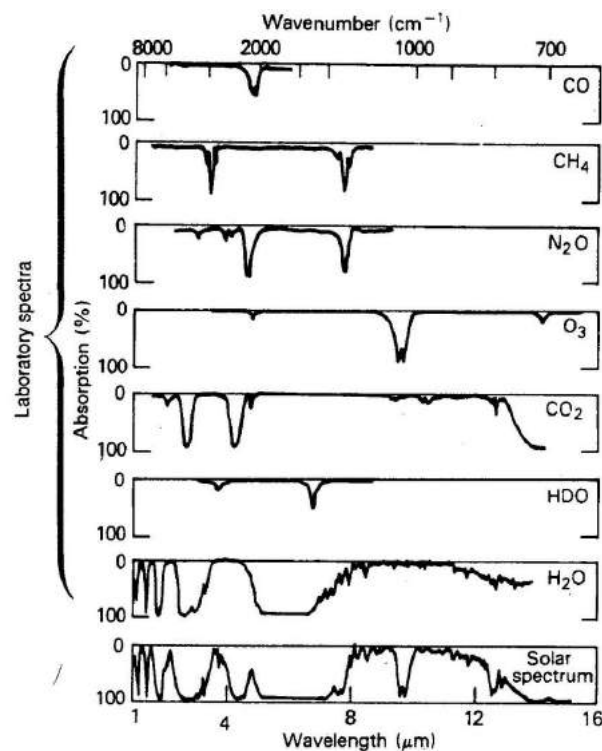


Abbildung 3.4: Diese einzelnen Abschnitte zeigen die Energieabsorption der verschiedenen Gase. Der unterste Abschnitt zeigt die gesamte Absorption von den Gasen. Die Form der gesamten Absorption wird hauptsächlich durch die Wasserdampfabsorption dominiert, [Accetta (1993)].

Des Weiteren kann die Messstrecke einen bedeutenden Einfluss auf das Messergebnis haben. Meist ist Luft, mit ihren infrarotoptischen Eigenschaften, das Medium, durch welches die Strahlung vom Messobjekt zum Messgerät gelangt. Es sind vor allem die beiden im Infrarot absorbierenden Gase Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid, welche die Durchlässigkeit von Luft in einem breiteren Spektralbereich beeinflussen. Das Ozon besitzt nur einen schmale Absorptionsbande, welche vor allem in höheren Schichten zur Wirkung kommt.

Wie in Abbildung 3.4 erkennbar, ist die Absorption von Luft stark wellenlängenabhängig. Besonders deutliche Schwankungen sind im kurzwelligen Bereich, wo gute Durchlässigkeit und starke Dämpfung sehr schnell wechseln, bevor man in einen Bereich zwischen 3 - 5 μm kommt, welcher eine relativ gute Transmission besitzt. Diesen Bereich nennt man das kurzwellige Atmosphärische Fenster. Dieser Spektralbereich ermöglicht es der Erde ihre Energie in die äußeren Atmosphärenschichten bzw. den Weltraum abzugeben, bevor zwischen 8 μm und 14 μm das langwelligere Fenster mit schwachen aber dennoch signifikanten Absorptionsprozessen aufwartet. Hierfür ist wiederum der atmosphärische Wasserdampf verantwortlich, der in bei diesen Wellenlängen ein Absorptionsbereich besitzt. Außerdem besitzt Ozon (O_3) bei ca. 9.5 μm eine Absorptionsbande.

Viele Infrarotmessgeräte messen im Bereich dieses Atmosphärischen Fensters, da hier im Gegensatz zu Kurzwelligeren, wo bereits über Messstrecken von einigen 10 Metern Schwächung auftritt, auch über lange Strecken hinweg eine recht hohe Transmission vorliegt. Gebiete mit starker Absorption lassen sich immer bestimmten Gasen zuordnen.

Wie bereits oben erwähnt, haben die mit dem PLANCKschen Strahlungsgesetz berechneten Strahlungskurven ein Maximum, welches sich mit abnehmender Temperatur zu immer größeren Wellenlängen verschiebt. Um dieses Maximum zu berechnen, muss das PLANCKsche Gesetz nach der Wellenlänge λ differenziert und Null gesetzt werden. Es ergibt sich eine Beziehung zwischen dem Maximum der Intensität bei einer bestimmten Wellenlänge λ_{max} .

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_\lambda}{\partial \lambda} &= 0 \quad \dots \\ -2hc^2 \cdot e^{\frac{hc}{\lambda kT}} \cdot \left(5\lambda - \frac{hc}{kT}\right) & \\ 5\lambda - \frac{hc}{kT} &= 0 \quad (3.6) \\ T\lambda_{max} &= \frac{hc}{5k} = const \\ \lambda_{max} &= \frac{2896}{T} \mu\text{mK} = const \end{aligned}$$

Das ist das WIENSche Verschiebungsgesetz. Deutlich erkennbar ist die Antiproportionalität zwischen maximaler Wellenlänge und der Temperatur des Körpers. Der Proportionalitätswert 2896 errechnet sich aus den Werten des PLANCKschen Wirkungsquantums der STEFAN - BOLTZMANNkonstante und der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum. Je geringer die Temperatur, desto langwelliger das Strahlungsmaximum. Setzt man in das WIENSche Verschiebungsgesetz die Temperatur der menschlichen Haut von ca. 32°C (305.15 K) ein, so ergibt sich das Strahlungsmaximum bei einer Wellenlänge von 9.5 μm . Das Maximum von 1200°C glühenden Eisen liegt bei kurzwelligeren 2 μm .

Der im Modell beschriebene Schwarze Strahler ist für die Betrachtung der Strahlungsgesetze unerlässlich. Da es in der Natur keinen Schwarzen Strahler gibt, muss das Strahlungsgesetz in modifizierter Form auf die in der Natur vorkommenden Strahler angewendet werden. Folglich haben vom Schwarzen Körper abweichende Objekte einen Einfluss auf unser Messergebnis. Um das Gesetz auf die reale Natur anzuwenden führt man den Parameter des Emissionsgrades ein. Dieser ist ein Maß dafür, wie stark der Körper elektromagnetische Strahlung abgibt. Demzufolge besitzt ein Schwarzer Strahler einen Emissionsgrad von Eins. Alle Darlegungen beruhen auf der Annahme, dass sich der Körper im thermodynamischen Gleichgewicht befindet [Liou (2006)].

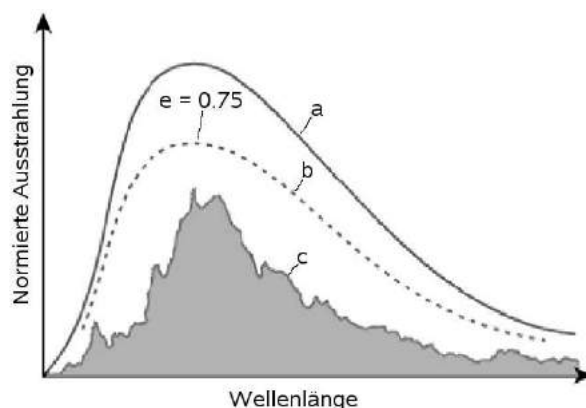


Abbildung 3.5: Spektrale Emissivität eines a: Schwarzen Strahlers, b: Grauen Strahlers mit der Emissivität $\varepsilon = 0.75$ und c: eines realen Körpers mit einem wellenlängenabhängigen Emissivitätswert, [InfraTecGmbH (2000)].

Integriert über alle Wellenlängen, muss der Emissionsgrad gleich dem Absorptionsgrad sein, da sonst der Körper mehr Strahlung aufnimmt als er abgibt und somit Energie speichern würde. In der Natur vorkommende Körper absorbieren nur einen Teil der einfallenden Strahlung, der Rest wird reflektiert oder transmittiert.

Abbildung 3.5 zeigt den spektralen Absorptionsgrad für einen a: Schwarzen Strahler, b: Grauen Strahler und c: beliebig reellen Körper dargestellt. Der Emissionsgrad variiert deutlich mit der Wellenlänge. Des Weiteren ist er von der Materialzusammensetzung, der Oberflächenbeschaffenheit, dem Winkel zur Flächennormalen sowie der Temperatur und vom Polarisationsgrad abhängig [InfraTec (2008)]. Bei Metallen ist der Emissionsgrad relativ niedrig, sehr stark von der Oberflächenbeschaffenheit abhängig und zu größeren Wellenlängen hin abfallend. Emissionsgrade können experimentell bestimmt werden, indem man in das Objekt bohrt und die gewöhnliche Berührungstemperatur in diesem Loch mit der Strahlungstemperatur vergleicht. λ

3.1.3 Temperatur

Laut Becker and Li (1995) müssen verschiedene Temperaturbegriffe unterschieden werden. Die Thermodynamische Temperatur T_{st} ist definiert für ein sich im thermodynamischen Gleichgewicht befindliches Medium, gemäß des Zweiten Hauptsatzes der Thermodynamik. Die Oberflächentemperatur ist für nicht isotherme Körper als Temperaturgrenze eines Volumens, dessen Größe gegen Null strebt, definiert. Wegen der großen Oberflächengradienten und eventuellen lokalen Störungen kann es schwierig sein, die Oberflächentemperatur mittels Thermometer zu messen.

Die Strahlungstemperatur T_{sr} wird aus der von einer Oberfläche emittierten Strahlung hergeleitet. An dieser Stelle wird immer davon ausgegangen, dass der Körper die Eigenschaften eines Schwarzen Strahlers besitzt, andererseits muss mit einer Emissivität ε gerechnet werden. Die Strahlungstemperatur, oder auch *skin temperature* genannt, und die thermodynamische Temperatur sind für homogene und isotherme Flächen äquivalent. Allerdings können bei Nichtisothermie der Flächen die beiden Temperaturwerte sehr schwer verglichen werden [Becker and Li (1995)].

3.1.4 Mathematisches Messprinzip einer Infrarotkamera

Infrarotkameras nehmen elektromagnetische Strahlung im langwelligen Spektralbereich auf. Ein typischer Spektralbereich ist der von 8 - 14 μm . Vereinzelt gibt es auch Geräte, welche die Energie in einem anderen Wellenlängenbereich messen, um bestimmte Absorptionsbanden von Gasen zu ermitteln. Die Thermografische Grundgleichung regelt die Strahlungsanteile, die von der Infrarotkamera aufgenommen werden und aus welcher dann die Objekttemperatur berechnet wird.

Mit Hilfe der schematischen Darstellung in Abbildung 3.6 sollen die verschiedenen Strahlungsanteile deutlich gemacht werden. Bei quasi allen infrarot Messungen muss man diese typische Messanordnung beachten. Das Messobjekt sendet außer der durch seine Temperatur ϑ_O und seinem Emissionsgrad ϵ emittierte Strahlung Φ_ϵ auch noch reflektierte Strahlung Φ_ρ und transmittierte Strahlungsanteile Φ_τ aus, welche separat betrachtet werden.

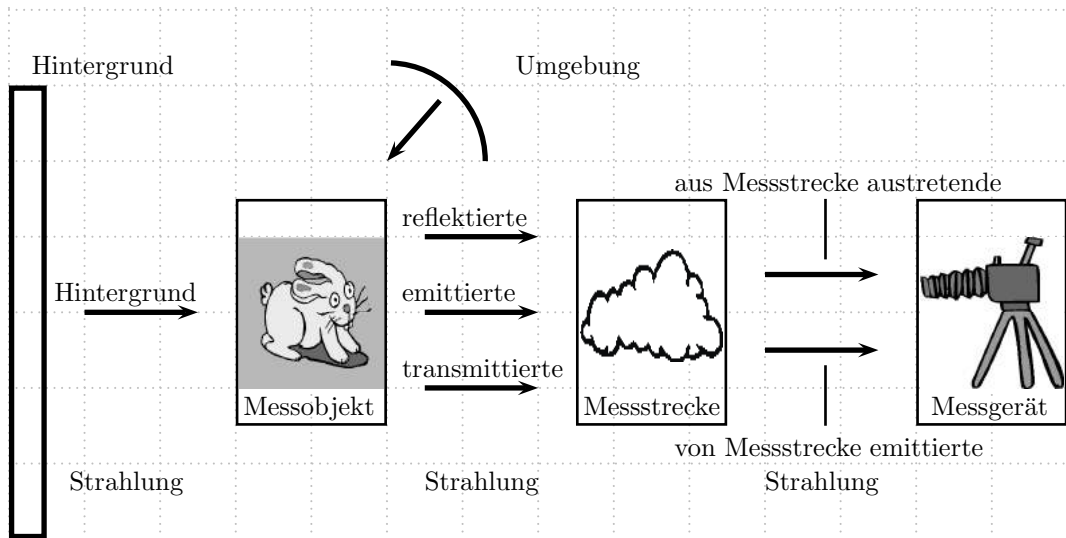


Abbildung 3.6: Pyrometrisch-thermografische Messanordnung.

Die reflektierte Strahlung ergibt sich aus der Schwarzkörperstrahlung der Umgebung mit der Umgebungstemperatur ϑ_U , sowie der Stärke der Reflexion des Messobjektes, welche als Reflexionsvermögen ρ angegeben wird. Im Gegensatz dazu hängt der durch das Messobjekt transmittierte Teil der Strahlung von der Hintergrundstrahlungstemperatur ϑ_{BG} und von dem Messobjekt spezifischen Transmissionsgrad τ ab. Die aufgeführten Strahlungsanteile ergeben sich zu

$$\begin{aligned}\Phi_\epsilon &= \epsilon \cdot \Phi(\vartheta_O) \\ \Phi_\rho &= \rho \cdot \Phi(\vartheta_U) \\ \Phi_\tau &= \tau \cdot \Phi(\vartheta_{BG}).\end{aligned}\tag{3.7}$$

Dabei beschreibt der hintere Teil der Gleichung die von einem Schwarzen Strahler dieser Temperatur ausgesandte Strahlung. Diese drei Strahlungsanteile treten additiv ($\Phi_0 = \Phi_\epsilon + \Phi_\rho + \Phi_\tau$) in die Messstrecke ein. Die verschiedenen Strahlungseigenschaften (ϵ, ρ, τ) müssen sich dementsprechend zu Eins addieren. Wenn das Messobjekt keine Strahlung durchlässt,

also einen Transmissionsgrad von $\tau = 0$ besitzt, so ergibt sich die Gleichung:

$$\begin{aligned} 1 &= \epsilon + \rho + \tau \\ \text{zu } 1 &= \epsilon + \rho. \end{aligned} \quad (3.8)$$

Deshalb vereinfacht sich die nun in die Messstrecke eintretende Strahlung zu

$$\Phi_O = \epsilon \cdot \Phi(\vartheta_O) + (1 - \epsilon) \cdot \Phi(\vartheta_U). \quad (3.9)$$

Diese Strahlung wird beim Passieren der Messstrecke durch Absorption und Reflexion abgeschwächt, sodass hierfür das Transmissionsvermögen τ_M der Messstrecke (z. B. Luft) angegeben wird. Am Ende der Messstrecke kommt die abgeschwächte Strahlung Φ'_O an.

$$\Phi'_O = \tau_M \cdot \Phi_O \quad (3.10)$$

Mit der zusätzlich durch die Temperatur der Messstrecke ϑ_M emittierten Strahlung erreicht das Messgerät letztendlich die Summe Φ_G der beiden Strahlungsanteile.

$$\Phi_G = \tau_M \cdot \Phi_O + (1 - \tau_M) \cdot \Phi(\vartheta_M) \quad (3.11)$$

Der erste Summand der Gleichung 3.11 ist der durch die Messstrecke abgeschwächte Teil. Dieser wird komplettiert durch die emittierte Strahlung aus der Messstrecke. Die Messstrecke emittiert somit genau den Teil der Strahlung $(1 - \tau_M)$, der von ihr im gleichen Moment absorbiert wurde ($\tau_M < 1$). Setzt man jetzt noch das Φ_O aus Gleichung 3.9 ein und stellt nach der gesuchten Objekttemperatur um, so erhält man

$$\vartheta_O = \Phi^{-1} \left(\frac{\frac{\Phi_G - (1 - \tau_M) \cdot \Phi(\vartheta_M)}{\tau_M} - (1 - \epsilon) \cdot \Phi(\vartheta_U)}{\epsilon} \right). \quad (3.12)$$

Dabei ist $\Phi(\vartheta)$ die gerätespezifische, insbesondere durch den spektralen Messbereich bestimmte Temperaturkennlinie des Messgerätes, wobei Φ^{-1} die Umkehrfunktion darstellt. Die meisten Infrarotkameras sind so eingestellt, dass sich das Messobjekt nicht weiter als ein paar Meter von der Kamera entfernt befindet. In diesem Fall wird der Transmissionsgrad der relativ kurzen Messstrecke auf $\tau_M = 1$ gesetzt. Somit tritt keine nennenswerte Beeinflussung der Infrarotstrahlung durch Absorption in der Messstrecke auf. Auch der Teil, der von ihr emittiert wird, kann somit vernachlässigt werden.

$$\vartheta_O = \Phi^{-1} \left(\frac{\Phi_G - (1 - \epsilon) \cdot \Phi(\vartheta_U)}{\epsilon} \right) \quad (3.13)$$

mit $\epsilon = 1$ für Schwarzen Strahler

$$\vartheta_O = \Phi^{-1}(\Phi_G) \quad (3.14)$$

In Gleichung 3.13 erkennt man sehr gut die Grundlagen der Strahlungsphysik. Geht man von einem Schwarzen Strahler aus, d. h. dass er all die auf ihn gerichtete Strahlung absorbiert und anschließend emittiert, so ist $\epsilon = 1$ und die Gleichung vereinfacht sich nochmals. Sobald es sich nicht um einen Schwarzen Strahler handelt, also $\epsilon < 1$, zählt die Umgebungstemperatur in Form der Reflexion am Messobjekt mit zu der in die Kamera eintretenden Strahlung hinzu [InfraTec (2008)].

3.2 Langwellige Strahlung in der Atmosphäre

In diesem Kapitel wird die elektromagnetische Strahlung in der Atmosphäre näher betrachtet. Allerdings wird auf Grund des Umfangs das Hauptaugenmerk auf den langwelligen Anteil der Strahlung durch die Atmosphäre gelegt. Den langwelligen Anteil der elektromagnetischen Strahlung mit einer Wellenlänge größer $4 \mu m$ nennt man Wärmestrahlung der Erde oder auch terrestrische Strahlung. Im Gegensatz dazu spricht man von solarer Strahlung, wenn man die von der Sonne emittierte kurzwellige Energie beschreibt.

3.2.1 Strahlungshaushalt / Energiebilanz

Die Erde mit ihrer Atmosphäre befindet sich bekanntlich im näherungsweise ausgeglichenen Energiegleichgewicht. Aus diesem Grund muss ungefähr so viel Energie abgegeben werden wie aufgenommen wird. Diese Energien werden in Form von der Sonne abgegebener und auf der Erde ankommender Strahlung mit der von der Erde emittierten Strahlung verglichen. Die Strahlungsflussdichte, der von der Sonne kommenden und über alle Wellenlängen integrierten Strahlung, wird als Naturkonstante bezeichnet und beträgt für eine Fläche senkrecht zur Einstrahlung etwa $1368 W/m^2$. Sie beschreibt die näherungsweise konstante Bestrahlungsstärke der Sonne an der Obergrenze der Atmosphäre im mittleren Sonnenabstand.

Diese "Konstante" unterliegt einer geringen natürlichen Schwankung, welche sich um einen Wert von ca. 1 % ansiedelt [Schönwiese (1994)]. Allerdings erhält jedes Element der Kugeloberfläche, welche man sich um die Erde legt, offensichtlich weniger Strahlung von der

Sonne als es der Solarkonstante entspricht. Die Erde empfängt Sonnenstrahlung nur auf einer Halbkugel. Schaut man von der Sonne in Richtung Erde, so nimmt diese nur eine Fläche ein, welche kleiner als die der Erdoberfläche ist (Schattenfläche). Genau um dieses Verhältnis verringert sich die auf der Erde ankommende Sonnenstrahlung im globalen Mittel. Das Verhältnis der Kreisfläche zur Kugeloberfläche ist $\pi R^2/4\pi R^2$, sodass sich die Solarkonstante verringert zu

$$I_k^* = \frac{\pi R_{Erde}^2}{4\pi R_{Erde}^2} I_k = \frac{I_k}{4}. \quad (3.15)$$

Demnach können im Mittel nur noch maximal 343 W/m^2 von der Erde absorbiert werden. Geht man davon aus, dass die Temperatur auf der Erde im Mittel konstant ist, es also weder eine Erwärmung noch eine Abkühlung geben soll, müssen sich die einfallende und die ausgesendete Strahlung kompensieren wenn man von Speicherung der Sonnenenergie durch Pflanzen absieht.

Im Folgenden wird der Strahlungshaushalt der Erde an der Erdbodenoberfläche im globalen Mittel betrachtet. Die Strahlungsbilanz E an dieser Fläche ergibt sich aus den beiden Strahlungsflussdichten zum einen von oben $E \downarrow$ und zum anderen von unten $E \uparrow$. $E \downarrow$ ist die von der Sonne kommende kurzwellige Einstrahlung und $E \uparrow$ ist die langwellige Ausstrahlung der Erde laut STEFAN-BOLTZMANN. Stellt man eine Bilanz auf, in der sich beide Anteile kompensieren, erhält man die Strahlungstemperatur der Erde.

$$\begin{aligned} E \downarrow &= I_k^* = \frac{I_k}{4}, & E \uparrow &= \sigma T_{Erde}^4 \\ E &= E \downarrow - E \uparrow = 0, & E \downarrow &= E \uparrow \\ \rightarrow \frac{I_k}{4} &= \sigma T_{Erde}^4, & \Rightarrow T_{Erde} &= \sqrt[4]{\frac{I_k}{4 \cdot \sigma}} = 279\text{K} = 6^\circ\text{C} \end{aligned} \quad (3.16)$$

Die durchschnittliche Temperatur auf der Erde müsste also 6°C betragen. Da aber aus klimatologischen Daten eine mittlere globale Lufttemperatur von 15°C hervorgeht, muss an dieser einfachen Strahlungsbilanz eine Änderung vorgenommen werden, denn ohne eine Reflexionsgrad ist dieses Modell unrealistisch. Geht man davon aus, dass ein Teil der solaren Strahlung reflektiert wird, sei es von Wolken, Aerosolen oder der Erdoberfläche selbst, so kann dieser Strahlungsanteil nicht dazu verwendet werden die Atmosphäre zu erwärmen. Man definiert einen Reflexionsgrad, welcher von Satelliten gemessen, einen mittleren Wert von 30% besitzt. Er wird auch als Albedo bezeichnet [Schönwiese (1994)]. Das vereinfachte

Modell von Gleichung 3.16 ändert sich zu

$$\begin{aligned}
 E \downarrow &= I_k^* = \frac{I_k}{4}, & E \uparrow &= \sigma T_{Erde}^4 + a \cdot \frac{I_k}{4} \\
 E &= E \downarrow - E \uparrow = 0, & E \downarrow &= E \uparrow \\
 \rightarrow \frac{I_k}{4} &= \sigma T_{Erde}^4 + a \cdot \frac{I_k}{4}, & \implies T_{Erde} &= \sqrt[4]{(1-a) \frac{I_k}{4 \cdot \sigma}} = 255\text{K} = -18^\circ\text{C}.
 \end{aligned} \tag{3.17}$$

Die mittlere Strahlungstemperatur von -18°C ist wesentlich tiefer als die 6°C aus der obigen Rechnung, da die Erde nicht mehr so viel Energie von der Sonne erhält. Dieser um 33 K von dem Klimamittel abweichende Wert entspricht in etwa der Temperatur in 5000 m Höhe bei einem Druck von ca. 550 hPa. Ausgehend vom Druck entspricht dies der Mitte der Atmosphäre.

Man kann also von einem Gleichgewicht zwischen solarer und terrestrischer Strahlung sprechen. Das Zusammenwirken dieser beiden Anteile führt zu dem viel diskutierten Treibhauseffekt der Atmosphäre. Dieser entspricht der Tatsache, dass man in Bodennähe eine viel höhere Lufttemperatur antrifft, als die mit dem obigen Strahlungsgleichgewicht berechnete Strahlungstemperatur der Erde. Die Erde emittiert mit einer Temperatur von -18°C Strahlung in den Weltraum, während aber in Bodennähe im langzeitlich globalem Mittel eine Lufttemperatur in einer Höhe von 2 m 15°C herrscht. Diese um 33 K höhere Temperatur lässt sich mit den in der Atmosphäre vorkommenden Treibhausgasen z. B. Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid, sowie den Wolken und Aerosolteilchen, welche als Strahler absorbieren und emittieren, erklären.

Diesen Effekt kann man mit Hilfe eines Zwei-Flächen-Modells beschreiben. Der Einfachheit halber stattet man die beiden Flächen mit bestimmten Eigenschaften aus. Die obere Fläche stellt die Atmosphäre dar, welche die solare Strahlung von der Sonne ungehindert passieren lässt, aber im langwelligen Spektralbereich jegliche Strahlung absorbiert. Der Erdboden als untere Fläche besitzt im Solaren ein Reflexionsvermögen von 30 %. Wie auch die obere Fläche ist der Boden im terrestrischen Wellenlängenbereich "schwarz".

Anhand der Skizze in Abbildung 3.7 lässt sich der Strahlungstransport durch die Atmosphäre beschreiben. Die solare Strahlung geht ohne mit ihr zu wechselwirken durch die Atmosphärenfläche A, trifft auf den Boden, wo nur 70 % dieser Strahlung vom Boden absorbiert wird. Der Rest wird reflektiert und geht ohne weitere Wechselwirkung zurück in den Weltraum.

Durch die absorbierte Strahlung kann der Boden jetzt mit einer Temperatur T_B im terrestrischen Spektralbereich strahlen. Also emittiert der Erdboden laut STEFAN-BOLTZMANN

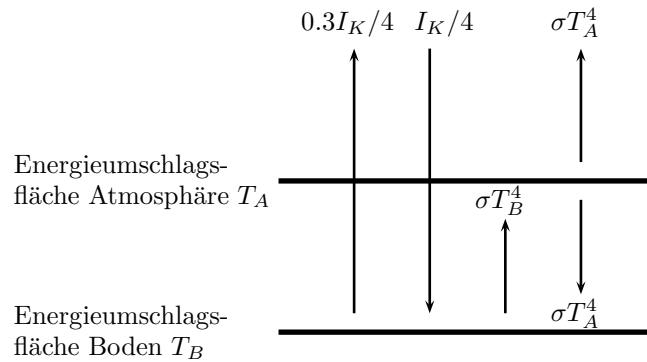


Abbildung 3.7: Skizze des Zwei-Flächenmodells, mit den dargestellten Pfeilen, welche die Energieflüsse symbolisieren, verändert nach [Kraus (2004)].

mit σT_B^4 . Da die obere Fläche A keine langwellige Strahlung durchlässt, absorbiert sie die vom Boden kommende Strahlung. In der Realität würde diese von z. B. Wolken oder Aerosolen absorbiert. Diese Fläche A muss daher auch mit dieser Temperatur strahlen, jedoch emittiert sie mit σT_A^4 nach oben und unten! Aus diesem Grund bekommt die Bodenfläche noch zusätzliche Energie, um ihre Temperatur zu erhöhen. Die Strahlungsbilanzen der jeweiligen Flächen lassen sich folgendermaßen darstellen

$$\begin{array}{lll}
 \text{Bilanz der Fläche A} & -2\sigma T_A^4 + \sigma T_B^4 & = 0 \\
 \text{Bilanz der Fläche B} & \sigma T_A^4 - \sigma T_B^4 + 0.7\frac{I_K}{4} & = 0 \\
 \text{Summe} & \sigma T_A^4 + 0.7\frac{I_K}{4} & = 0.
 \end{array} \tag{3.18}$$

Löst man die dritte Zeile nach T_A auf, so erhält man wie bereits zuvor für die Atmosphärenflächentemperatur, -18°C . Setzt man diese nun in die obere Gleichung ein, dann bekommt man ein T_B von $303\text{ K} \hat{=} 30^\circ\text{C}$ heraus. Nun lässt sich erkennen, dass die Lufttemperatur am Boden deutlich höher als T_A ist.

Diese höhere Temperatur entsteht durch die langwellige Emission der atmosphärischen Gase Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid sowie der Wolken und Aerosolteilchen, hier schematisch in der Fläche A. Diesen Effekt der höheren Temperatur am Boden gegenüber der Strahlungstemperatur nennt man Treibhauseffekt der Erde (Glashauswirkung der Atmosphäre) [Kraus (2004)].

Allerdings ist diese Temperatur T_B um einiges höher als die jahreszeitliche Mitteltemperatur, was auf die Einfachheit des Modells zurückzuführen ist. Zum Beispiel ist die Atmo-

sphäre nicht völlig “schwarz” im terrestrischen Spektrum, sondern es gibt atmosphärische Fenster (Wellenlängenbereiche), in denen die Atmosphäre die terrestrische, von der Erde abgegebene, Strahlung nicht absorbiert und in den Weltraum abgibt. Weiterhin lässt die Atmosphäre auch die kurzwellige solare Strahlung nicht vollkommen ungehindert zum Erdboden passieren. Außerdem symbolisiert die Fläche B aus 3.18 den Boden, d. h. bei $z = 0$ m und nicht die darüber liegende Luftschicht in 2 m Höhe, wo die global gemittelte Lufttemperatur verglichen wird. Es existieren vertikale Flüsse fühlbarer und latenter Wärme, welche Energie in vertikaler Richtung transportieren und dadurch die Lufttemperatur in 2 m Höhe ändern. All diese Eigenschaften der Atmosphäre wurden in dem einfachen Zwei-Flächen-Modell nicht berücksichtigt.

3.2.2 Wechselwirkung der Strahlung mit der Atmosphäre

Sowohl die solare als auch die terrestrische Strahlung unterliegt auf ihrem Weg durch die Atmosphäre bestimmten Wechselwirkungen. Diese können in drei Strahlungsfaktoren zusammen gefasst werden: Absorption, Emission und Streuung. Mit Hilfe dieser Strahlungsfaktoren verändert die Atmosphäre ihre Strahlungseigenschaften. Während die Intensität, Wellenlänge, Frequenz, Richtung und spektrale Verteilung der Strahlung verändert wird, beeinflusst die Atmosphäre die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Strahlung kaum.

Der entscheidend beeinflussende Prozess in der Atmosphäre, der bei der Infrarot-Thermografie genutzt wird, ist die Absorption. Es ist die Aufnahme von Strahlungsenergie durch einen Körper oder eine Substanz und dessen Transformation der kurzwelligen Einstrahlung in entsprechende langwellige Ausstrahlung.

Ein Gasmolekül würde Strahlung einer bestimmten Wellenlänge nur dann absorbieren, wenn es mit Hilfe der Strahlung seine innere Energie erhöhen kann. Die innere Energie der Gasmoleküle ist gequantelt und lässt sich in verschiedene Zustände der Elektronenhülle, sowie in Schwingungs- und Rotationszustände einteilen. Durch Absorption von Strahlung gelangt das Molekül in einen höheren angeregten Zustand. Die verschiedenen Übergänge der Zustände hängen vom Energiegehalt der Strahlung ab. Während elektronische Übergänge energiereiche und damit kurzwellige Strahlung aus dem UV-Bereich ($\lambda < 0.4 \mu\text{m}$) erfordern, besitzen Übergänge zwischen Vibrationszuständen typische Energien im infraroten Spektralbereich ($0.7 - 20 \mu\text{m}$). Rotationsübergänge finden erst im ferneren Infrarot jenseits von $20 \mu\text{m}$ statt. Der sichtbare Spektralbereich fällt also in die Elektronen- und Vibrationsübergänge. Die Gasmoleküle stellen das absorbierende Medium dar.

Die Strahlungsabsorption von Aerosol sollte auch nicht vernachlässigt werden. Allerdings müssen hier Informationen über Materialeigenschaften, Anzahl- sowie Größenverteilung der Partikel und der relativen Feuchte der Atmosphäre vorhanden sein. Die relative Feuchte ist insofern von Bedeutung, da atmosphärische Aerosole als Kondensationskerne wirken und durch Anlagerung von Wasser ihre Absorptionseigenschaften ändern [Liljequist (1984)].

Die Intervalle der Atmosphäre, die durch ein hohes Transmissionsvermögen gekennzeichnet sind (Atmosphärische Fenster) erstrecken sich von 3.4 - 4.2 μm und von 8 - 14 μm [Vogt (1996)]. Trotzdem gibt es in diesen Fenstern schwache Absorptionsprozesse, die einen signifikanten Einfluss auf ein gemessenes infrarotes Signal haben. Diese Absorptionsprozesse sind auf den Wasserdampf zurückzuführen, der zusätzlich starken Schwankungen unterliegt [Grant (1990)].

Die Streuung hingegen erfolgt an Partikeln, deren Radius kleiner als die Wellenlänge der Strahlung ist. Die Wellenlängen im hauptsächlich betrachteten Spektralbereich sind groß gegenüber den Gasmolekülen aus der Luft. Dieser Zusammenhang wird mit der RAYLEIGH-Streuung umschrieben. Allerdings ist sie im thermischen Infrarot wegen ihrer λ -Abhängigkeit vernachlässigbar. Dies gilt auch für kleine Aerosolteilchen in der Luft. Man bedenke, dass bei der Streuung im Gegensatz zur Absorption nur eine Umverteilung der Strahlung in andere Raumrichtungen erfolgt. Resultiert die Streuung allerdings durch Partikel mit Radien im Bereich 0.1 - 10 μm , also vorwiegend Wassertröpfchen, so spricht man von MIE-Streuung [Warnecke (1997)]. Bei der Fernerkundung im thermischen Infrarot für eine wolkenfreie Atmosphäre kann die Streuung in erster Näherung vernachlässigt werden.

3.2.3 Langwelliges Strahlungstransportmodell im infrarotem Spektralbereich

Entsprechend der in Kapitel 3.2.2 vorgelegten Eigenschaften der Atmosphäre wird die in ihr emittierte Strahlung verändert. Einer dieser Prozesse ist die temperaturabhängige Emission und Absorption in der von Strahlung durchlaufenen Luftsäule durch Tröpfchen, Aerosole und vor allem optisch wirksame Gase.

Der Ausgangspunkt der Strahlungstransferbetrachtungen ist das LAMBERT'sche Gesetz. Es verringert die durch das Medium transportierte Strahlungsintensität auf Grund von Extinktionsvorgängen.

$$I_\lambda = I_0 \cdot e^{-x_\lambda s} \quad (3.19)$$

Es ist I_0 die in das Medium eintretende Strahlung und I_λ die durch das Medium abgeschwächte Strahlung. Dabei ist x_λ die wellenlängenabhängige Extinktion und s die Wegstre-

cke durch das Medium. Der Begriff der Extinktion bedeutet allgemein die Abschwächung der Strahlungsintensität durch die Prozesse Absorption und Streuung. Allerdings kann bei der Fernerkundung im thermischen Infrarot für eine wolkenfreie Atmosphäre die Streuung in erster Näherung vernachlässigt werden (siehe Kapitel 3.2.2). Betrachtet man einen dünnen Strahl, der durch ein Medium, welches sich im thermodynamischen Gleichgewicht befindet, dringt, so wird er dabei einerseits durch Absorption abgeschwächt und andererseits durch Emission des Mediums verstärkt. Dies lässt sich mit der differentiellen Änderung der Radianz ausdrücken.

$$\frac{dI_\lambda}{ds} = -a(\lambda)(I_\lambda - J_\lambda) \quad (3.20)$$

In Gleichung 3.20 ist s der Weg durch das Medium, J_f die Quellfunktion und a der Absorptionskoeffizient. Der Absorptionskoeffizient gibt an, wie stark elektromagnetische Strahlung aufgenommen werden kann. Die linke Seite des Terms symbolisiert die Änderung der Strahlungsintensität auf der Wegstrecke ds . Der Term $-a(f)I_f$ charakterisiert eine Art Senke der Strahlungsintensität, also ein Strahlung absorbierendes Medium. Hingegen ist $a(f)J_f$ ein Medium, welches emittierend als Quelle der Strahlungsintensität dient.

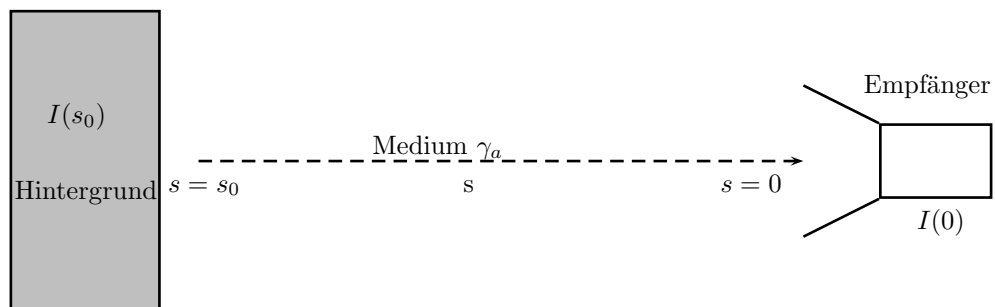


Abbildung 3.8: Randbedingungen für die Lösung der differentiellen Strahlungstransportgleichung (3.20).

Der Absorptionskoeffizient ist gleichzeitig ein Maß für die Stärke der von einem Medium zuvor aufgenommene und dann mit der jeweiligen Strahlungstemperatur emittierte Intensität. Für die Quellfunktion J_f lässt sich das PLANCKsche Strahlungsgesetz aus Gleichung 3.3 einsetzen. Weiterhin wird von der Annahme ausgegangen, dass es sich um eine planparallele Atmosphäre handelt, also nur Änderungen in der Atmosphäre in vertikaler, aber nicht in horizontaler Richtung erlaubt sind. Dies bedeutet die Absorptions- und Emissionsprozesse sind unabhängig von der Azimutrichtung. Dementsprechend ist die Strahlung nur noch vom Zenitwinkel und der vertikalen Position abhängig. Diese Differentialgleichung

kann man mit den dafür bestimmten Randbedingungen folgendermaßen schreiben:

$$I_\lambda(0) = \underbrace{I_\lambda(s_0)e^{-\gamma(s_0)}}_{\substack{\text{Hintergrundstrahlung} \\ \text{die durch Absorption in} \\ \text{der Atm. abgeschwächt wird}}} + \underbrace{\int_0^{s_0} a(\lambda)M_\lambda(T)e^{-\gamma(s)}ds}_{\substack{\text{in der Messstrecke} \\ \text{emittierte Strahlung}}}$$
(3.21)

mit γ ... Opazität $\gamma = \int_0^s a(\lambda, s')ds'$.

Geht man davon aus, dass $M = \sigma \cdot T^4$ ist, so müssen nur die Temperaturstruktur der Atmosphäre, sowie die Stärke der Absorption der Gasmoleküle in der Atmosphäre bekannt sein. Die Stärke der Absorption lässt sich proportional zur Molekülverteilung der Atmosphäre angeben, sofern man den Wasserdampf vernachlässigt. Durch eine Inversion der Strahlungstransportgleichung lässt sich unter Einbeziehung von Strahlungsgrößen etwas über die Eigenschaften der Atmosphäre ableiten.

4 Meteorologische Erfahrungen aus infrarot-technischen Aufnahmen

Infrarotkameras haben bei der Temperaturmessung entscheidende Vorteile im Bereich des störungsfreien Messens einer meteorologischen Größe. Diese Messverfahren können einen Parameter eines Mediums bestimmen, ohne dies durch Einbringen eventueller Messinstrumente zu stören. Bei in situ Messungen wird das zu untersuchende Medium immer beeinflusst. Ob diese Störung signifikant gegenüber der Messgenauigkeit ist, soll an dieser Stelle nicht näher erläutert werden. Einzelne Fernerkundungssatelliten sind mit einem infraroten Kamerasystem ausgerüstet, um aus großen Höhen die Wolkenoberkanten- oder die Erdbodenoberflächen-Temperatur zu sondieren. Vom Boden aus werden Infrarotkameras noch nicht routinemäßig zur Beobachtung meteorologischer Größen eingesetzt.

Fernerkundungsverfahren können Informationen von vielen Orten zu einem bestimmten festen Zeitpunkt liefern. Genau in diesem Punkt liegt der große Vorteil der Infrarotkamera, bei der ein ganzes Gebiet (Fläche) zu einem einzigen Zeitpunkt betrachtet wird. Man erhält eine große Dichte der Messdaten, welche von in situ Geräten nicht annähernd erreicht werden kann. Oft geben Fernerkundungsaufnahmen auch einen über eine Wegstrecke x integrierten Messwert wieder. Einerseits ist es von Vorteil einen integralen Wert eines Parameters zu bekommen, andererseits ist man auch an Profilen interessiert. Diese zeigen den Fernerkundungsverfahren Grenzen auf und können ohne zusätzliche Daten kaum hervorgebracht werden. Allerdings gibt es auch Nachteile, denn ohne Beachtung der Umgebungsbedingungen muss mit einem modifizierten Ergebnis gerechnet werden. Diese zusätzlichen Parameter müssen bekannt sein.

4.1 Grundlegende Aufgabenbereiche der Infrarot-Thermografie

Diese berührungslose Temperaturmessmethode findet in vielen Bereichen Anwendung. Aufgrund der oben genannten Vorteile werden diese der in situ Temperaturmessung bevorzugt. Soll z. B. ein technisches Gerät über einen längeren Zeitraum überwacht werden, kann dies mit einer Infrarotbildkamera erfolgen, denn viele technische Geräte werden heiß bevor sie ausfallen. So kann man wichtige Bauelemente ständig beobachten und bei Bedarf austauschen, bevor der Ausfall von Teilen zu größeren Schäden an der Gesamtheit der Maschine führt. Da die Infrarotkameras diese Problemstellen frühzeitig entdecken, werden sie zu einem extrem kosteneffizienten Instrument. In diesem Zusammenhang werden

Qualitätssicherungen durch Beobachtungen mit der Kamera durchgeführt. Qualitätsunterschiede lassen sich durch unterschiedliche Oberflächentemperatur erkennen.

Genau diese Temperaturunterschiede helfen der Medizin beim Erkennen von Verletzungen. Die Feuerwehr setzt diese Geräte ein, z. B. beim Aufspüren von Personen in verrauchten Gebäuden oder der Suche nach Vermissten bzw. Verbrechern im Wald oder bei Dunkelheit. Bei der Brandbekämpfung werden versteckte Glutnester aufgespürt und können dadurch unschädlich gemacht werden. Gerade in der Dunkelheit lässt sich mit der für die Augen unsichtbaren Wärmestrahlung verschieden warmer Objekte sehr gut erkennen.

Eine weitaus größere Rolle spielt die Thermografie in der Baubranche zur Visualisierung von Energieverluste. Wie Abbildung 4.1 zeigt, kann man Schwachstellen in der Wärmedämmung



Abbildung 4.1: Wärmebild eines Gebäudes mit typischen Wärmebrücken wie schlecht abgedichteten Rolladenkästen, Heizkörpernischen sowie Fehler in der Außendämmung der Wände. [Bundesverband Deutscher Baustoff-Fachhandel e. V. (2008)]

und Undichtheiten von Heizungsanlagen sichtbar machen. Solche Energieverschwender werden Wärmebrücken genannt, an welchen die Wärme relativ leicht zur Oberfläche der Außenwand gelangen und mit der Infrarotkamera detektiert werden kann. Somit geht dem Haus Wärmeenergie nach außen verloren und es herrscht an der Innenseite der Wand eine tiefere Temperatur. An solchen Stellen kann es zur Auskondensation bzw. Niederschlag von Feuchtigkeit aus der Umgebungsluft kommen.

Bei der Gebäudethermografie sind einige wichtige Parameter genau einzuhalten, um ver-

nünftige Abbilder der Wärmestruktur des Gebäudes zu erzielen. Es muss mindestens ein Temperaturunterschied von 10 K zwischen Innen und Außen vorliegen, damit die Wärmebrücken auch sichtbar werden. Des Weiteren sollte keine direkte Sonnenstrahlung auf die Hauswand fallen und die Windgeschwindigkeit sollte während der Messung 1 m/s nicht überschreiten, da sonst Abweichungen der Temperaturmessung auftreten können. Bei zu starkem Wind wird die hauchdünne Luftschicht, die sich über der Oberfläche der Wand bildet, sofort wieder weggeblasen und die Messung dadurch beeinträchtigt. Mit der Infrarotkamera wird nur die oberste Schicht der Oberfläche detektiert und infolge des Wärmetransports durch Wind verändert sich diese oberste Schicht der Oberflächen recht schnell.

Das Leipziger Institut für Meteorologie (LIM) hat einige Erfahrungen mit der Infrarotkamera gemacht. In diesem Zusammenhang kam sie bei dem Experiment STINHO (STruktur des turbulenten Transports über INHOMogener Unterlage) in Lindenberg zum Einsatz. Damit wurde die Inhomogenität der Temperaturverteilung verschiedener Bodenoberflächen verdeutlicht [Raabe (2005)].

4.2 Eigene Anwendungen mit der Kamera

In diesem Abschnitt sollen die eigens durchgeführten Infrarotaufnahmen meteorologisch betrachtet werden. Für die in der Diplomarbeit verwendeten Aufnahmen stand eine scannende Infrarotkamera zur Verfügung. Es handelt sich hierbei um das Gerät vom Typ *Varioscan 3021-ST*. Mit dieser sind alle nachfolgenden Bilder entstanden. Weiterhin wird versucht die meteorologische Erkenntnis aus den Wärmebildern abzuleiten und diese darzustellen.

4.2.1 Bodenoberflächentemperatur

Der vorwiegende Verwendungszweck dieser Kamera besteht darin, einen festen Körper zu sondieren, wie beispielsweise die Messung der Erdbodentemperatur. Diese gilt als ein Maß für die in dem Erdboden gespeicherte Wärmeenergie und ist somit für die Beschleunigung wichtiger chemischer Reaktionen und Entwicklungsprozesse im Erdboden verantwortlich. Eine Temperaturerhöhung um 10 K steigert die Reaktionsgeschwindigkeit biochemischer Prozesse um das zwei- bis dreifache in einem Temperaturbereich zwischen 0°C und 40 °C. Die Temperatur ist einer von den im Boden stark schwankenden Parametern. Sie ist abhängig, von der Wärmezufuhr bzw. dem Wärmeverlust, aber auch von speziellen Bodeneigenschaften wie Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit. Der positive Eintrag, d. h. die Wärmezufuhr erfolgt fast ausschließlich durch die Sonneneinstrahlung, welche in ih-

rer Intensität stark schwankt. Die Wärmeverluste beinhalten die Wärmeabstrahlung des Bodens sowie den Verlust durch die Verdunstungswärme. Diese beiden Flüsse nennt man fühlbarer- und latenter Wärmestrom.

Die Wärmekapazität ist stark abhängig vom Wassergehalt des Bodens, da die Wärmekapazität von Wasser deutlich höher ist als die von Luft bzw. mineralischen und organischen Substanzen. Weiterhin ist die Wärmeleitfähigkeit stark vom Luftgehalt des Bodens abhängig. Luft ist ein Wärmeisolator und kann somit die Wärmeleitfähigkeit des Bodens primär bestimmen. Man kann hiermit sagen, dass sich ein feuchter Boden langsamer erwärmt, dafür aber seine Wärme besser speichert und damit langsamer abgibt [Schroeder (1992)].

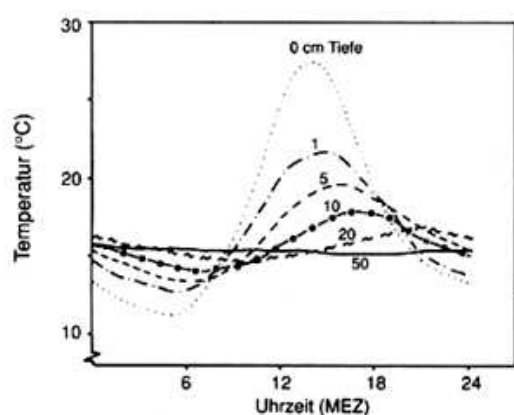


Abbildung 4.2: Tagesgang der Temperatur in verschiedenen Bodentiefen, [Geiger (1961), Mieß (1968), Scheffer and Schachtschabel (2002)].

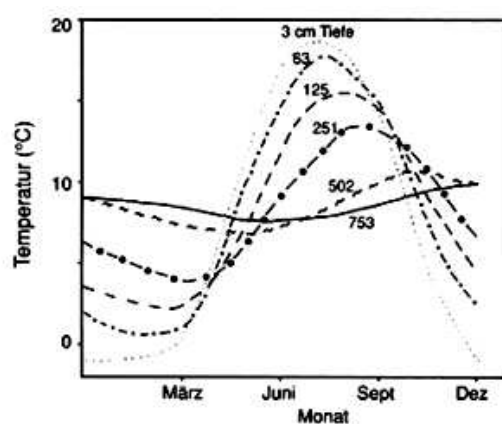


Abbildung 4.3: Jahresgang der Temperatur in verschiedenen Bodentiefen, [Geiger (1961), Mieß (1968), Scheffer and Schachtschabel (2002)].

Die Bodentemperatur unterliegt aufgrund des Zusammenspiels dieser vier Faktoren periodischen Schwankungen, welche zu Einführungszwecken in Abbildung 4.2 und 4.3 abgebildet sind. Diese findet man in der Zeitskala von einem Tag bzw. über die Jahreszeiten bis zu einem Jahr. Je tiefer man in den Boden vordringt, desto geringer sind die Schwankungen, welche ihr Maximum in der Mittagszeit bzw. Sommermonaten haben, ausgeprägt und der Boden wird hinsichtlich der Temperaturänderung träger. Dabei treten die Schwankungen zeitlich verzögert auf. Die Temperaturschwankungen im Boden resultieren aus dem rhythmischen Wechsel zwischen Ein- und Ausstrahlung. Der Energieaustausch geht an der Erdbodenoberfläche von statten. Dementsprechend sind die Temperaturschwankungen im tages- sowie im jahreszeitlichen Verlauf am Größten.

Es wird deutlich, dass mit steigender Bodentiefe das Tagestemperaturmaximum sich immer weiter in Richtung 18 Uhr verschiebt. Genau dieser Effekt ist in der jahreszeitlichen Schwankung zu erkennen. In 500 cm Tiefe befindet sich das Maximum erst im Monat Oktober, während es in 63 cm Tiefe schon Mitte August erreicht wird.

In Verbindung mit einem Projekt sollten bei Feldmessungen in der Nähe von Hannover/Fuhrberg die vertikalen Ströme fühlbarer und latenter Wärme ermittelt werden. Gleichzeitig waren noch andere Institute mit verschiedenen Messinstrumenten am Messplatz vertreten. Die vertikalen Ströme sollten mittels akustischer Laufzeittomografie bestimmt werden, wobei der Zeitpunkt der Umkehrung der Ströme bei Sonnenauf- bzw. Sonnenuntergang von enormer Bedeutung ist. Mit Hilfe der Bodenoberflächentemperatur kann der Zeitpunkt dieser Umkehrung genauer bestimmt werden.

Die Bestimmung der Erdbodenoberflächentemperatur wurde mit Hilfe der Infrarotkamera, mit der man im Zeitraum von Sonnenauf- und Sonnenuntergang ca. jede Minute ein Bild aufnahm, getätigt. Das Temperaturfeld des Messplatzes wurde von einer etwas erhöhten Position durchgeführt. Das Messfeld war mit etwa knöchelhohen Gräsern bestückt. Abbildung 4.4 zeigt ein Foto vom Messplatz aus der Blickrichtung der Kamera.

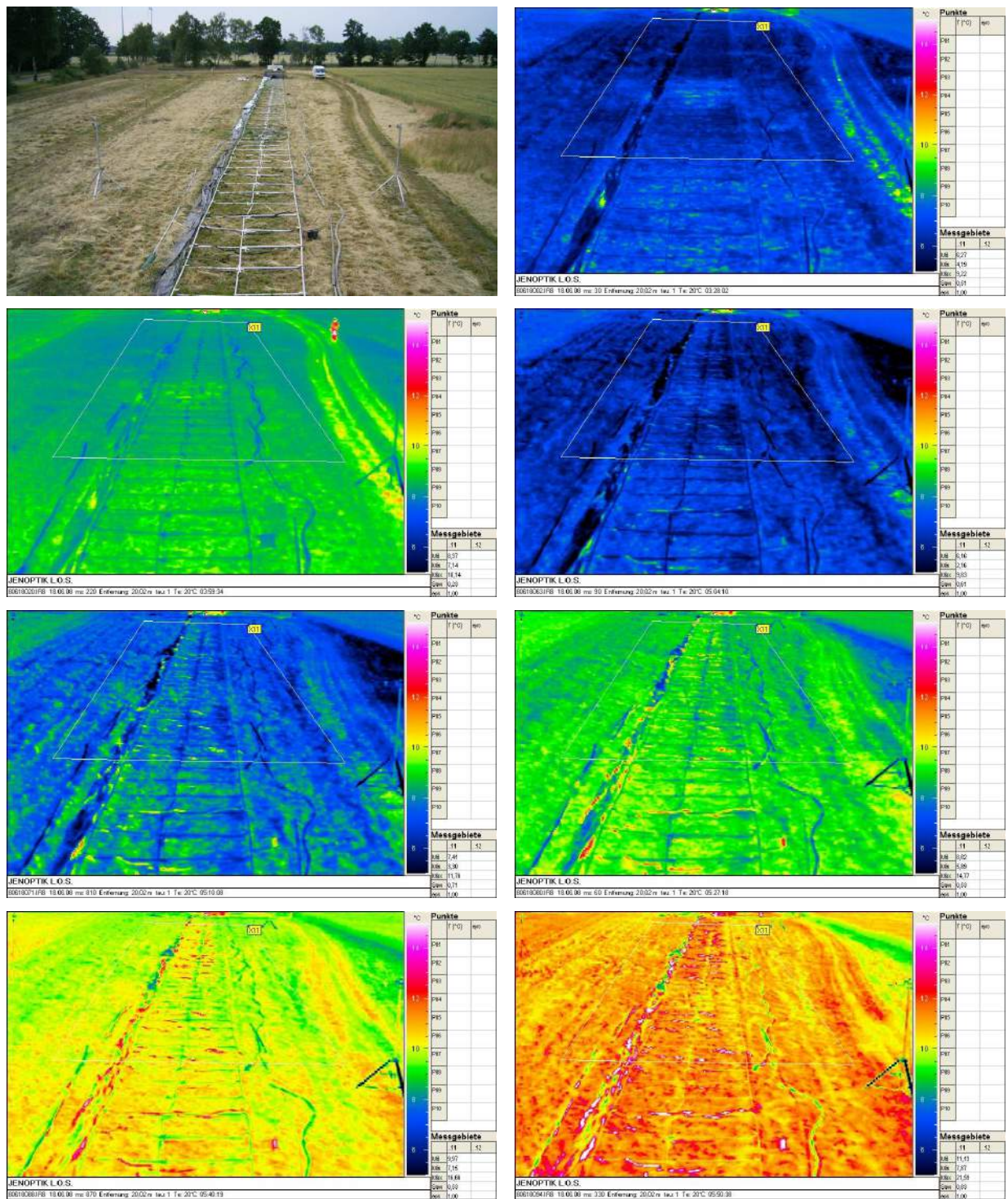


Abbildung 4.4: Foto des Messplatzes und chronologisch angeordnete Infrarotbilder vom Messplatz in Fuhrberg. [(1.Reihe links) Foto (1.Reihe rechts) 3:28 Uhr; (2.Reihe links) 3:59 Uhr (2.Reihe rechts) 5:04 Uhr; (3.Reihe links) 5:10 Uhr (3.Reihe rechts) 5:27 Uhr; (4.Reihe links) 5:40 Uhr (4.Reihe rechts) 5:50 Uhr].

Auf den chronologisch geordneten Infrarotbildern in Abbildung 4.4 ist neben dem mit einem weißen Trapez eingegrenzten akustischen Messfeld auch noch ein Gestänge von einem abgebauten Zelt zu sehen, welches von anderen Instituten bei ihren Messungen genutzt wurde. Um diese Bilder auszuwerten, kann mit Hilfe einer Software die Temperatur eines jeden Pixels innerhalb des Trapezes ausgelesen und ein Temperaturmittelwert berechnet werden, womit man einen Überblickswert der Bodentemperatur erhält.

Auf dem rechten Bild in Reihe eins ist eine relativ homogene Temperaturverteilung zu sehen. Die durchschnittliche Strahlungstemperatur beträgt 6.3 °C . Eine knappe halbe Stunde später ist die Strahlungstemperatur des Bodens auf 8.4 °C gestiegen. Die Vermutung liegt nahe, dass diese Erwärmung aufgrund des nahenden Sonnenaufgangs, bzw. dessen Strahlungsenergie von diffusem Licht von statten geht. Doch dann ist in der Abbildung 4.4 wieder eine Abkühlung des Bodens erkennbar (2. Reihe rechts). Die Strahlungstemperatur sank bis auf einen Wert von 5.4 °C , bevor dann die Erwärmung durch die Sonne begann. Auf dem Bild vom Zeitpunkt 5:10 Uhr MEZ (3. Reihe links) lassen sich schon die ersten inhomogenen Stellen feststellen, welche von den Sonnenstrahlen als erstes erreicht werden. Auf den folgenden Bildern erkennt man nicht eine so homogene Temperaturverteilung des gesamten Messplatzes wie auf den ersten Bildern, sondern eine stark indifferente Erwärmung einzelner Flächen. Dies hängt mit dem unterschiedlichen Erreichen der Sonnenstrahlen der einzelnen Flächen zusammen. Schon 40 min nach Sonnenaufgang ist die durchschnittliche Erdbodenstrahlungstemperatur auf 11.2 °C angestiegen.

Bei der genauen Betrachtung des Himmels während der Messung konnte man eine recht dicke Wolke erkennen, die im Zeitraum 3:21 Uhr bis 4:15 Uhr MEZ über den Messplatz zog. Aufgrund dieser Wolke konnte der Boden nicht mehr so stark abstrahlen und somit die Wärmeenergie aus tieferen Schichten im Boden nach oben strömen, während im wolkenlosen Fall die Wärmeenergie in Form von langwelliger Strahlung abgegeben werden konnte. Nach dem Durchzug der Wolke und dem damit verbundenen ansteigen der Strahlungstemperatur des Bodens konnte dieser durch steigende Abstrahlung erst wieder ab ca. 4:10 Uhr MEZ auskühlen. Nachdem gegen 5:10 Uhr MEZ die ersten Sonnenstrahlen den Boden erreichten, stieg die Bodenstrahlungstemperatur schnell an.

In Abbildung 4.5 ist weiterhin die akustisch gemessene Lufttemperatur in 0.5 m und in 2.7 m dargestellt, mit deren Hilfe die vertikalen Wärmeströme berechnet werden. Da der Boden nicht als Schwarzer Strahler mit der Emissivität $\varepsilon = 2$ betrachtet werden kann, wird die Bodentemperatur auf der Grundlage der in Kapitel 3.1.4 beschriebenen Gleichung 3.13

korrigiert. Es wird infrarote Strahlung aus der Umgebung am Boden reflektiert und von der Kamera detektiert.

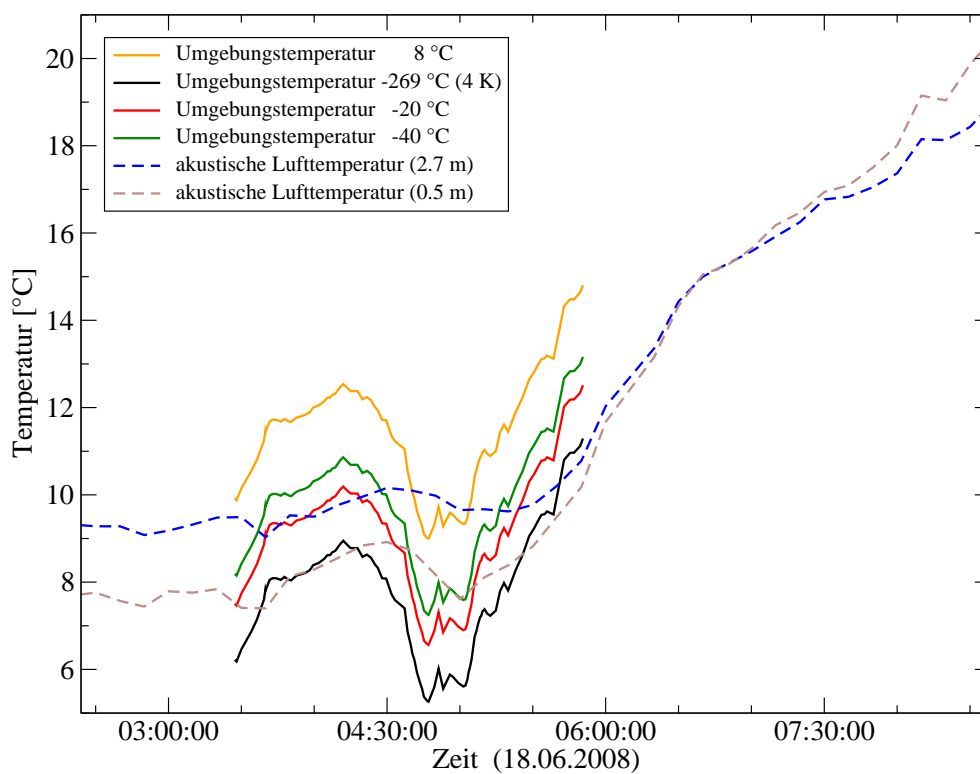


Abbildung 4.5: Es sind die Zeitreihen der akustisch gemessenen Lufttemperatur (gestrichelte Linien) vom 18.06.2008 in verschiedenen Höhen dargestellt. Die durchgezogenen Linien zeigen die Temperatur des Bodens bei einer Emissivität von $\varepsilon = 0.95$ unter Einbeziehung der verschiedenen Umgebungstemperaturen auf der Grundlage der Gleichung 3.13.

In Abhängigkeit der Größe der Umgebungstemperatur verschiebt sich die gemessene Bodentemperatur in Abbildung 4.5. Würde man bei der Umgebungstemperatur von der Lufttemperatur (8 °C) in bodennähe ausgehen, so wäre die schwarze Kurve die berechnete Bodentemperatur. Allerdings wird schnell klar, dass es nicht die infrarote Strahlung der Luft ist, welche eine Auswirkung auf die Erdbodentemperatur hat. Auf Grund des Winkels, mit dem die Kamera auf den Boden schaut, muss eher die kalte Himmelsstrahlung den reflektierenden Anteil in Gleichung 3.13 übernehmen. Deshalb ist die rote Kurve in Abbildung 4.5 mit der Umgebungstemperatur $\vartheta_U = -20\text{ °C}$ und die grüne Linie mit $\vartheta_U = -40\text{ °C}$ berechnet. Dieser Temperaturbereich entspricht der ungefähren Himmelsstrahlung unter diesem Winkel. Die orange Linie wird ohne Beachtung der Umgebungstemperatur (4 K) berechnet und stellt somit die größte Abweichung von der realen Temperatur dar.

Um die Erdbodentemperatur noch genauer zu messen, müsste man gleichzeitig die Him-

melsstrahlung über der Wiesenfläche bestimmen. Eine weitere Möglichkeit wäre den Boden von der störenden Himmelsstrahlung zu schützen. Dies könnte mit einem großen Tuch über der Messfläche realisiert werden.

Abbildung 4.5 zeigt außerdem nachts eine deutlich niedrigere Lufttemperatur in 0.5 m Höhe in der Nähe des Bodens, als in 2.7 m Höhe, woraus geschlossen werden kann, dass die Wärmeströme in Richtung des Bodens gerichtet sind. Allerdings dreht sich diese Differenz während des Sonnenaufgangs um, da der Boden und dadurch die knapp darüber liegenden Luftschichten stärker erwärmt werden (positiver nach oben gerichteter Wärmestrom). Der Zeitpunkt der Umkehrung der Ströme ist laut der Lufttemperaturmessungen gegen 6:45 Uhr MEZ abzulesen.

Egal welche Bodentemperaturkurve man betrachtet, bei Sonnenaufgang steigt sie wesentlich stärker als die Lufttemperatur an. Erst allmählich wirkt sich die Temperaturerhöhung auf die Luftschichten über dem Boden aus. Dies verdeutlicht die Erwärmung der Luftschichten durch den Boden und die damit verbundenen Wärmeströme.

Des Weiteren erfasst die Kamera nur die oberste, 1 mm starke, Schicht, denn nur diese Schicht gibt Strahlung ab. Ein paar Millimeter weiter unten herrscht eine leicht veränderte Temperatur. Der Boden ist auch bewachsen, so dass mit der Kamera oftmals leider nur die Temperatur der Gräser gemessen wurde.

4.2.2 Messung einer definierten Wasserdampf Wolke

Obwohl der eigentliche Zweck dieser Infrarotkamera darin besteht, einen festen Körper ohne durch ihn transmittierte Strahlung zu messen, soll in den nächsten Kapiteln die Sondierung von Wolken bzw. Strukturen mit wolkenähnlichen Eigenschaften beschrieben werden. Aus meteorologischer Sicht ist es interessant, die Wolkenuntergrenzentemperatur messen zu können und mit Hilfe dieser Temperatur mehr über die Eigenschaften der Wolken zu erfahren. Anhand der Temperatur der Wolke lassen sich Aussagen treffen, wie die Verteilung der Aggregatzustände des Wassers innerhalb der Wolke ist.

Die Hersteller der Infrarotkamera geben einen sehr kleinen Fehlerbereich der Temperatur an, jedoch mit der Einschränkung, dass sich das Messobjekt nur einige Dekameter von der Kamera entfernt befindet. In dieser Einschränkung steckt das Hauptproblem bei der Beobachtung der Wolkentemperatur im infraroten Spektralbereich. Bei einer Entfernung unter einem Dekameter spielt das Medium Luft in der Messtrecke keine große Rolle und kann vernachlässigt werden. Allerdings gewinnt dieser Einfluss bei Entfernungen ab 100 Metern

an Bedeutung. Da Wolken meist eine Höhe von mehr als 100 m haben und eventuell durch einen Elevationswinkel die Messstrecke bis zur Wolke noch länger wird, muss dieser Einfluss der dazwischen liegenden Luft quantifiziert werden.

Bei der Messung der Strahlungstemperatur der Wolkenunterkante mit einer Infrarotkamera vom Boden aus kann die Messstrecke in Bezug auf deren Einfluss auf die langwellige Strahlungsenergie der Wolke nicht vernachlässigt werden. Gerade in den untersten Schichten der Atmosphäre befindet sich der meiste Wasserdampf. Da die Infrarotkamera im Bereich 8 - 14 μm misst und sich dort der Absorptionsbereich des Wasserdampfes befindet, wird die gemessene Strahlung entscheidend beeinflusst. Wie groß dieser Einfluss ist, hängt von verschiedenen meteorologischen Parametern wie der Temperatur der Luftschichten zwischen Kamera und Wolke, sowie eben erwähnten Wasserdampf ab.

Wenn man sich überlegt, dass bei Betrachtung der Wolkenunterkanten der Strahl eine unterschiedliche Weglänge durch die Atmosphäre bis zur Kamera verfolgt sowie unterschiedlich lange Wegstrecken durch die z. B. unterste Luftschicht erfährt, so ist natürlich der daraus resultierende Atmosphären Einfluss differierend. In Folge dessen ist die an der Kamera ankommende Wärmestrahlung winkelabhängig.

Den kleinsten Atmosphärenfehler hätte man in Zenit-Richtung. Um eine Aussage über die Größe der Atmosphärenverfälschung zu bekommen, muss man die Wolkenunterkante aus verschiedenen Winkeln betrachten (siehe Abb. 4.14). Entweder man verlegt seinen Standort, um den Winkel zur Wolke zu verändern oder man wartet bis die Wolke etwas weiter gezogen ist, wobei die zeitliche Veränderung der Eigenschaften der Wolke nicht zu vernachlässigen ist. Durch diese Veränderungen kann die Wolkentemperatur variieren. Verantwortlich für diese Eigenschaftsänderung der Wolke sind die Prozesse Diffusion und Advektion zu nennen. Um den Einfluss der zeitlichen Änderung der Wolke so zu verringern, entstand die Idee der Vermessung einer Wasserdampf Wolke eines nahegelegenen Kraftwerkes, in der Leipziger Umgebung.

Das mit Braunkohle befeuerte Dampfkraftwerk in Lippendorf besitzt zwei Kühltürme. Sie sind ca. 175 m hoch und im Leipziger Süden von sehr vielen Punkten aus zu sehen. Diese aus den Kühltürmen austretende und bis in große Entfernungen sichtbare Wasserdampf Wolke sollte das Messobjekt der Kamera werden. Anhand der annähernden Konstanz der Eigenschaften der Dampf Wolke über kleine Zeiträume (ca. 2 h) würde diese als eine Art Kalibrierungswolke fungieren.



Abbildung 4.6: Vogelperspektivischer Blick auf das Kraftwerk Lippendorf mit den rot nummerierten Messstellen. Gelb eingekreist sind die beiden 175 m hohen Kühltürme, verändert [Google Inc. (2008)].

Beginnend mit einer Messung direkt am Turm wurde die Wolke aus verschiedenen Entfernungen innerhalb kurzer Zeit vermessen und dokumentiert. Eine Übersicht über die Messorte und der Lage der Kühltürme ist in Abbildung 4.6 zu sehen. So müsste bei der Auswertung der Messungen die Strahlungstemperatur der Wolke bei unterschiedlichen Entfernungen auch unterschiedlich sein, vorausgesetzt die Lufttemperatur ist verschieden von der Strahlungstemperatur der Wolke. Bis zu einer Entfernung von ca. 10 km war die Wolke noch gut auf den Bildern der Infrarotkamera zu sehen. Auf den auszuwertenden Bildern ist zusätzlich der 175 m hohe Kühlturm zu sehen, dessen Strahlungstemperatur viel homogener als die der Wolke ist und auch vermessen wurde. Allerdings unterschied sich die

Strahlungstemperatur der Oberfläche des Turmes nur sehr gering von der Lufttemperatur und konnte damit nicht für die Auswertung des Messstreckeneinflusses verwendet werden.



Abbildung 4.7: Fotografische Aufnahme des Kraftwerk Lippendorf von der Messstelle 4.

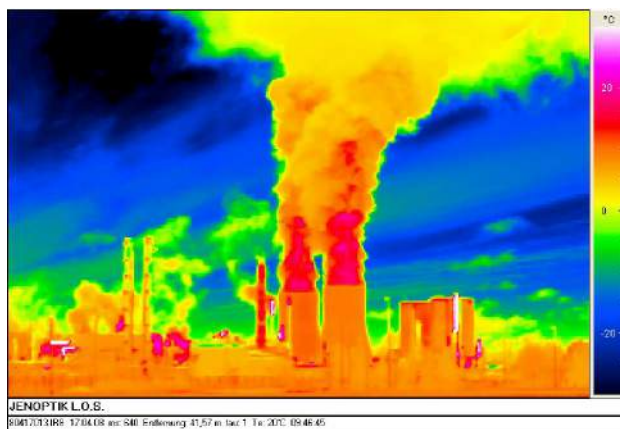


Abbildung 4.8: Infrarot Aufnahme des Kraftwerk Lippendorf von der Messstelle 4.

Setzt man eine Strahlungstransportgleichung an, wie sie später auch im Modell (Kapitel 5) verwendet wird, so kann die Absorption der Strahlung durch die Messstrecke berechnet werden. Als Grundlage dafür dient die eigentliche Strahlungstemperatur des Wolke von der Messung genau am Kühlturm und die durch die Atmosphäre veränderte Strahlungstemperatur in z. B. 8 km Entfernung ermittelt. Dazwischen strahlt natürlich die Luft mit der über zwei Stunden gerundeten Lufttemperatur von 9.0 °C.

Messung	Entfernung	Temp. (Wolke)	Temp. (Turm)
Messung 1	3920 m	15.43 °C	9.79 °C
Messung 2	1700 m	16.44 °C	10.03 °C
Messung 3	1150 m	17.41 °C	9.51 °C
Messung 4	1450 m	16.13 °C	9.11 °C
Messung 5	220 m	16.59 °C	10.42 °C
Messung 6	2750 m	17.48 °C	10.97 °C
Messung 7	4500 m	15.46 °C	10.46 °C
Messung 8	6750 m	13.72 °C	10.41 °C
Messung 9	9350 m	12.84 °C	9.34 °C

Tabelle 1: Aufstufung der Messungen am Kraftwerkes Lippendorf vom 17.04.2008.

In Abbildung 4.9 sind die in Tabelle 1 aufgelisteten Strahlungstemperaturwerte über der Entfernung dargestellt. Da mit wachsender Entfernung der Einfluss der Messstrecke immer größer wird, müssten sich die Temperaturwerte der Lufttemperatur asymptotisch nähern.

Zum Vergleich soll die gepunktete Linie in Abbildung 4.9 die über den Zeitraum der Messung relativ konstant gebliebene Lufttemperatur darstellen.

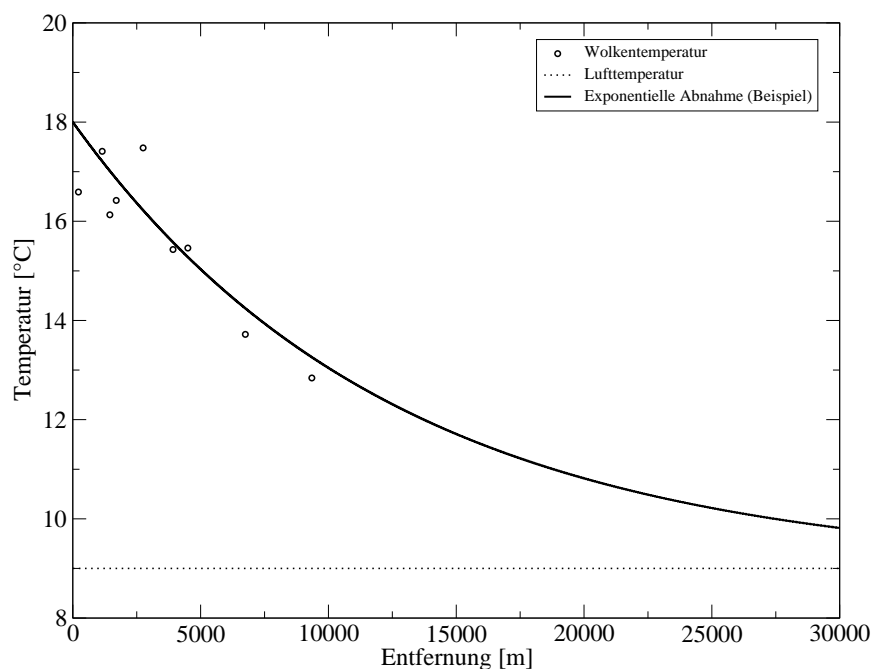


Abbildung 4.9: Exponentielle Abnahme der Strahlungstemperatur der Wolke über der Entfernung und dessen Annäherung an die Lufttemperatur (gepunktete Linie).

Die Annäherung der Werte an die Lufttemperatur gibt eine als Beispiel gewählte exponentielle Abnahme deutlich wieder. Erst in sehr großen Entfernungen wird die Lufttemperatur beinahe erreicht. Mit Hilfe dieser Daten kann man den absorbierenden Einfluss der Messstrecke auf diese Strahlungstemperaturwerte der Wolke berechnen. Als Grundlage muss man die Art Strahlungstransportgleichung 3.21 aus Kapitel 3.2.3 verwenden. In Gleichung 4.1 ist sie für diesen speziellen Fall dargestellt, wobei die Hintergrundstrahlung $I_\lambda(s_0)$ und die emittierte Strahlung $M_\lambda(T)$ durch das STEFAN-BOLTZMANNsche Gesetz ersetzt wurden. Darin ist die Temperatur T_M die mit der Kamera gemessene Strahlungstemperatur, T_L die Lufttemperatur, T_O die Temperatur der Wolke, a der Absorptionskoeffizient und l die Entfernung zur Wolke enthalten.

$$\sigma T_M^4 = \sigma T_0^4 \cdot e^{-a \cdot l} + \sigma T_L^4 \cdot (1 - e^{-a \cdot l}) \quad \Rightarrow \quad a = -\frac{\ln \left(\frac{\sigma T_M^4 - \sigma T_L^4}{\sigma T_0^4 - \sigma T_L^4} \right)}{l} \quad (4.1)$$

Berechnet man diesen Absorptionswert a für alle verschiedenen Entfernungen und bildet das Mittel, so gibt der Wert $a = 3.95 \cdot 10^{-5} \text{ 1/m}$ den Absorptionskoeffizienten der Luft an. Somit ist bereits nach einem Kilometer 5 % und nach zehn Kilometer 33 % der Strahlung

absorbiert. Wie später noch gezeigt wird, müsste dieser Wert den ungefähren Startwert der Absorptionskoeffizienten der untersten Schicht wiedergeben und sich mit steigender Höhe verändern. Dieser ist jedoch stark vom Wasserdampf der Atmosphäre in den untersten Schicht abhängig, sodass er etwas variieren kann.

In so einer Art und Weise müsste man den Strahlungstransport durchführen, will man eine genaue Information über die Temperatur einer entfernten Wolke haben. Wie oben erwähnt, wird die Temperaturstrahlung der Wolke durch die zu durchquerende Messstrecke absorbiert. Dies entspricht dem ersten Teil der Gleichung in 4.1. Weiterhin strahlt die Messstrecke auch selbst Energie in diesem Wellenlängenbereich aus, was der zweite Term in Gleichung 4.1 darstellt. All das führt zu eben diesem Fehler, der mit Hilfe dieser Arbeit erörtert und quantitativ etwas näher beschrieben werden soll. Bei dieser einfachen Strahlungstransportgleichung geht die auf die Kamera treffende langwellige Strahlung nur durch die unterste Schicht der Atmosphäre.

4.2.3 Messung der Wolkenunterkantentemperatur

Beobachtet man eine natürliche Wolke, so muss die von der z. B. 1500 m hohen Wolke emittierte langwellige Strahlung durch mehrere Schichten “transportiert” werden. In diesem Fall braucht man, um eine genaue Korrektur der Strahlungstemperatur durchzuführen, Informationen über die optischen Eigenschaften aller Schichten bis zur Wolke.

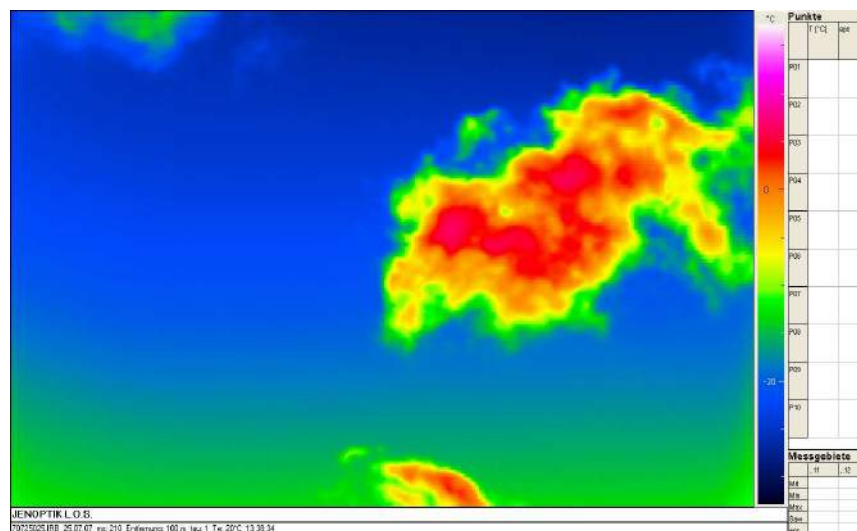


Abbildung 4.10: In der abgebildeten Infrarotaufnahme einer kleinen Wolke unterscheiden sich die kälteren äußeren Bereiche recht deutlich von dem warmen zentral gelegen Kern um ca 10 K.

Die Frage ist, wie stark die Luftschicht zwischen Wolke und Kamera absorbiert. Da die Wolke etwas höher ist, hat nicht nur die Bodenfeuchte und die bodennahe Lufttemperatur einen Einfluss auf den Fehler. Sondern auch in den höheren Schichten muss es eine meteorologische Größe geben, von welcher die Absorption abhängig ist. Im Allgemeinen korreliert die Absorption mit dem atmosphärischen Wasserdampf.

Schaut man mit der Infrarotkamera in den bewölkten Himmel, wie es Abbildung 4.10 zeigt, erkennt man eine inhomogene Temperaturstrahlung der Wolke. Nicht nur, dass die Strahlungstemperatur der Wolke durch die Luftschichten verändert wird, es gibt zusätzlich Strahlungsunterschiede in den einzelnen Bereichen der Wolke. Es ist demzufolge schwierig eine Wolkenunterkantentemperatur abzulesen. Man hat es eben nicht mit einem festen Körper zu tun, bei welchem mit einer genau definierten langwelligen Strahlung eines undurchlässigen festen Körpers zu rechnen ist. Die Besonderheiten können an den Rändern einer nicht über den ganzen Himmel ausgedehnten Wolke gesehen werden. Die Temperatur der Wolkenränder ist wesentlich geringer als die der zentraleren Bereiche der Wolke. Es treten Unterschiede von ca. 10 K auf.

Bei der Beobachtung des mit leichter Kumulusbewölkung überzogenen Himmels lässt sich die Temperaturstrahlung mehrerer Wolken messen. Die Temperaturstrahlung der Wolken trifft somit aus verschiedenen Winkeln in die Infrarotkamera ein.

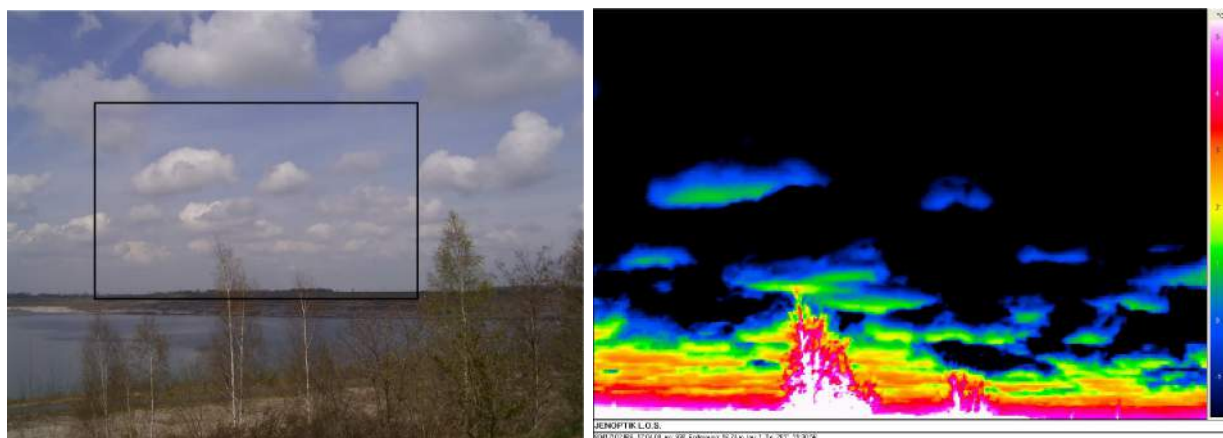


Abbildung 4.11: Links: Foto eines mit leichter Kumulus Bewölkung bedeckten Himmels. Die rechteckige Auswahl verdeutlicht das Blickfenster der Infrarotkamera. Rechts: Dazugehörige Infrarotkameraaufnahme.

Sondiert man die Wolkenunterkante bei verschiedenen Winkeln, geht man von der Hypothese aus, dass sich die Wolkenbasen auf einer einheitlichen Höhe befinden. Unter der Annahme einer homogenen Atmosphäre über einem horizontal begrenzten Gebiet mit den

gleichen meteorologischen Parametern müsste dieser Hypothese Glauben geschenkt werden. Das Kumuluscondensationsniveau liegt in diesem Gebiet auf derselben Höhe, und somit kommt es ab dieser Höhe zur Ausbildung von Wolken. Weiterhin dürfte sich die Wolkenbasistemperatur der einzelnen Wolken auch nur geringfügig ändern.

Diese Wetterlagen sind besonders im Sommer anzutreffen, bei der sich diese Kumuluswolken von geringer Ausdehnung ausbilden. Während einer solchen Wetterperiode wurde die in Abb. 4.11 gezeigte Messung unternommen. Das rechte Foto in Abbildung 4.11 zeigt neben dieser typischen Bewölkung ein Rechteck, welches den Sichtbereich der Infrarotkamera symbolisiert. In der rechtsseitigen Infrarotaufnahme sind die Wolken deutlich von dem kalten Hintergrund abgehoben. Mit abnehmendem Höhenwinkel werden die Wolken deutlich wärmer angezeigt, da die Wolken in verschiedenen Höhenwinkeln unterschiedlich weit von der Infrarotkamera entfernt sind.

Auf Grund der ungleichen Entfernungen wirkt der Atmosphäreneinfluss unterschiedlich auf die langwellige Strahlung. Um die Temperatur aus dem Infrarotfoto abzulesen, könnte man das Maximum jeder einzelnen Wolke erfassen, denn die wärmste Temperatur muss aus thermodynamischer Sicht an der Wolkenbasis vorliegen.

Wird diese gemessene Strahlungstemperatur geplottet, so erkennt man auch an dieser Stelle die Annäherung der Temperatur an die Lufttemperatur (Vergleiche Abb. 4.9). Je näher die Wolke an der Kamera ist, desto kälter ist sie und desto näher kommt man wahrscheinlich seiner wahren Temperatur. Auch für dieses Beispiel soll eine Grafik erklärend wirken.

In Abbildung 4.12 ist eine Beispiellinie (durchgezogene Linie) zu sehen, welche die asymptotische Annäherung an die bodennahe Lufttemperatur ($9\text{ }^{\circ}\text{C}$) gezeigt. Die wahre Wolkenunterkantentemperatur müsste am Schnittpunkt der Asymptote mit der Ordinate bei einer Temperatur von ca. $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegen.

Anhand des Taupunktes am Boden ($1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) und der Lufttemperatur ($9\text{ }^{\circ}\text{C}$) lässt sich mit der HENNINGSchen Formel (4.2) die ungefähre Wolkenhöhe ausrechnen. Dabei ist h_W die Wolkenhöhe, T_L die Lufttemperatur und T_τ der Taupunkt in 2 m Höhe.

$$h_W = 123(T_L - T_\tau) \quad (4.2)$$

Für den 17.04.2008 betrug also die Wolkenhöhe zum Zeitpunkt der Messung $\approx 900\text{ m}$. In diesen 900 m kann die Temperatur aufgrund der Abkühlung von $-0.65\text{ K}/100\text{ m}$ nur um ca. 6 K bis zur Wolkenbasis absinken und sich damit eine Wolkenbasistemperatur von ca. $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ einstellen. Jedoch wurde eine Strahlungstemperatur von $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ bei den Wolken mit relativ kurzer Entfernung gemessen. Es spielt also eine weitere Strahlungseigenschaft der Wolke

in die gemessenen Werte, denn die niedrigen Temperaturwerte könnten sonst nicht erklärt werden.

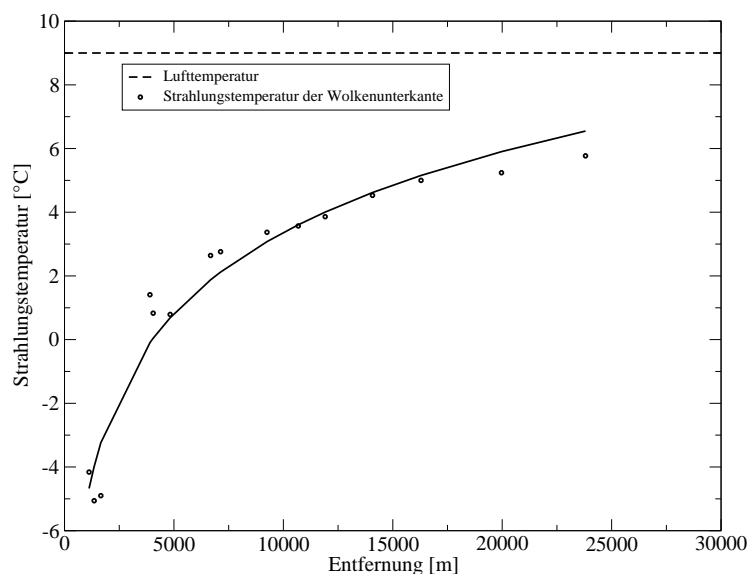


Abbildung 4.12: Es ist die Strahlungstemperatur der Wolkenunterkante über der Entfernung zur Wolke dargestellt. Zur Entfernungsbestimmung wird eine Wolkenbasishöhe von 900 m angenommen. Die gestrichelte Linie bei 9 °C symbolisiert die bodennahe Lufttemperatur in 2 m Höhe.

Ein fester Körper emittiert langwellige Strahlung. Dass durch so einen festen Körper auch Strahlung transmittiert, ist kaum anzunehmen. Im Speziellen bedeutet das für die Strahlungstemperaturmessung, dass die von einem Körper hinter dem Messobjekt kommende Strahlungsenergie nicht berücksichtigt werden muss. Wie ist es aber nun bei einer Wolke? Eine Wolke besteht aus vielen Wassertröpfchen, die mit ihrer Temperatur strahlen. Hier kann nicht von einem festen Körper ausgegangen werden. Erst nach einer bestimmten Wegstrecke in der Wolke werden die Querschnittsflächen der Wassertröpfchen in Bezug auf die Gesamtfläche der Wolke zu eins. Bei dünnen Wolken gibt es Strahlen aus dem Hintergrund, die diese durchdringen ohne auf ein Wassertröpfchen gestoßen zu sein und somit trotzdem den Weg in die Kamera finden. Es kann also zusätzlich durch die Tröpfchen transmittierte Strahlung geben, welche vom Wasser nur teilweise absorbiert werden. Das kleine Volumen der Tropfen reicht nicht aus, um die komplette langwellige Strahlung zu absorbieren. In Folge dessen wird ein Teil davon die Wassertröpfchen als transmittierter Strahl wieder verlassen.

Es kommt darauf an, wie dick diese Wolke ist. Bei einer relativ dünnen Wolkendecke würde

zu viel von der kalten Hintergrundstrahlung durch die Wolke in die Kamera gelangen, bzw. nicht genug Wärmestrahlung durch die Wolke emittiert werden. Die Wolke erscheint der Kamera etwas kälter. Die in Abbildung 4.11 gemessene Wolke kann nicht als Schwarzer Körper betrachtet werden. Sie lässt einen nicht zu vernachlässigenden Wert an Hintergrundstrahlung transmittieren bzw. emittiert nicht wie ein Schwarzer Strahler.

Es könnte folglich eine Art minimale Dicke der Wolke geben, damit die Strahlungstemperatur überhaupt gemessen werden kann. Mit diesem Hintergrund wurde ein Experiment gesucht, wie man diese minimale Dicke der Wolke bestimmen könnte. Man müsste einen groben Überblick bekommen, ob eine z. B. 100 m dicke Wolkendecke schon als Schwarzer Strahler langwellige Strahlung emittiert. An einem Nebeltag wurden dahingehend Aufnahmen mit der Kamera getätigt. Nebel ist im Prinzip eine auf dem Erdboden aufsitzende Wolke. Die meteorologischen Eigenschaften sind dabei gleich, bis auf einen Unterschied. Während bei jeder Wolke eine vertikale Windgeschwindigkeit durch Aufstieg der Luftmassen von größer Null vorliegt, ist diese bei Nebel am Boden gleich Null.

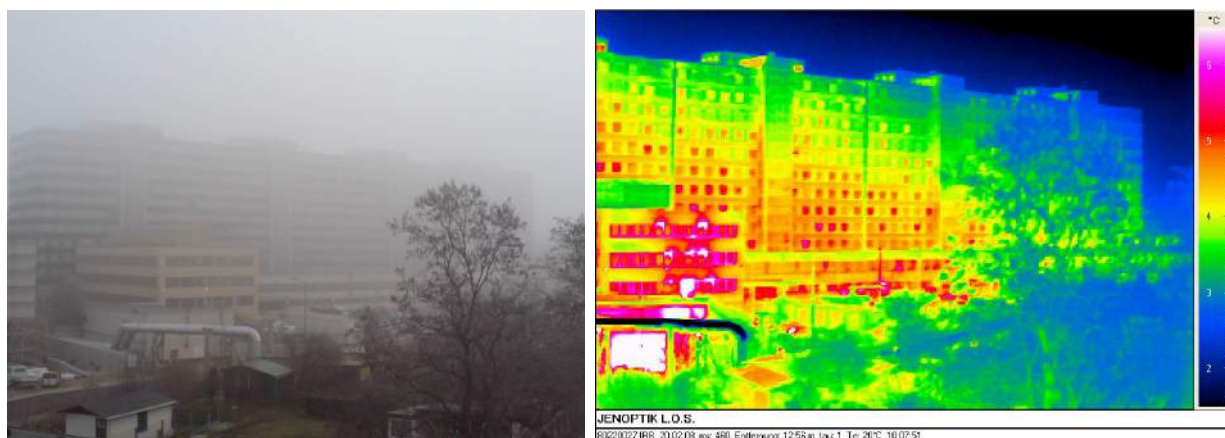


Abbildung 4.13: Blick auf das Gebäude neben dem Leipziger Institut für Meteorologie während einer Nebelwetterlage. Das linke Bild wurde im sichtbaren Spektralbereich aufgenommen, während das Rechte das Gebäude im infraroten Spektralbereich zeigt. Im linken Bild ist die rechte Hausecke des Gebäudes fast nicht mehr zu erkennen, während sie in der rechten Aufnahme noch deutlich zu sehen ist.

Wenn man ein Objekt mit einer von der Luft verschiedenen Temperatur durch den Nebel bzw. die Wolke nicht mehr erkennen kann, so ist die Wolke in der Entfernung von der Kamera bis zum Objekt optisch dicht. Im Speziellen kann die Kamera das Objekt nach dieser Strecke nicht mehr wahrnehmen. Anhand der ermittelten Entfernung bis zur rechten Ecke des Gebäudes kann man sagen, dass eine Wolke mit einer Dicke von 250 m im sichtbaren

Bereich optisch dicht ist. Allerdings lässt sich im infraroten Spektralbereich die 250 m entfernte rechte Hausecke des Gebäudes noch gut erkennen.

Sicherlich gibt es gewisse Unterschiede, ob es sich um eine reine Flüssigphasen-, Mischphasen- oder Eisphasenwolke handelt. Des Weiteren hat die Tropfengrößenverteilung bzw. Tropfenzahl einen großen Einfluss auf die optische Dicke der Wolke. Eine andere Fehlerquelle ist der Temperaturunterschied zwischen Messobjekt und Luft. Die Wärmestrahlung eines Objektes mit einer sehr hohen Temperatur gegenüber der Luft braucht einen längeren Weg durch die Wolke, bis die gesamte Wärmestrahlung von den Wassertröpfchen der Wolke absorbiert wurde. Anders ausgedrückt, kann man sagen, dass an der Kamera nur die Wärmestrahlung der von den Wassertröpfchen emittierten Wärmestrahlung ankommt.

Die Temperatur des Messobjektes nähert sich mit steigender Entfernung asymptotisch der Lufttemperatur an. Für eine Grobabschätzung darf die Wolke eine Dicke von 500 m kaum unterschreiten, um als fester, im infraroten schwarz strahlender Körper betrachtet werden zu können. Es existiert bekanntlich eine Abkühlung mit der Höhe innerhalb der Wolke. Demnach besagt eine grobe Fehlerabschätzung: Bei einer 500 m dicken Wolke detektiert man mit der Kamera nicht nur die unterste Schicht, sondern erhält auch noch Strahlung aus höheren Schichten der Wolke, die laut Thermodynamik dann schon wieder einige Kelvin kälter sind.

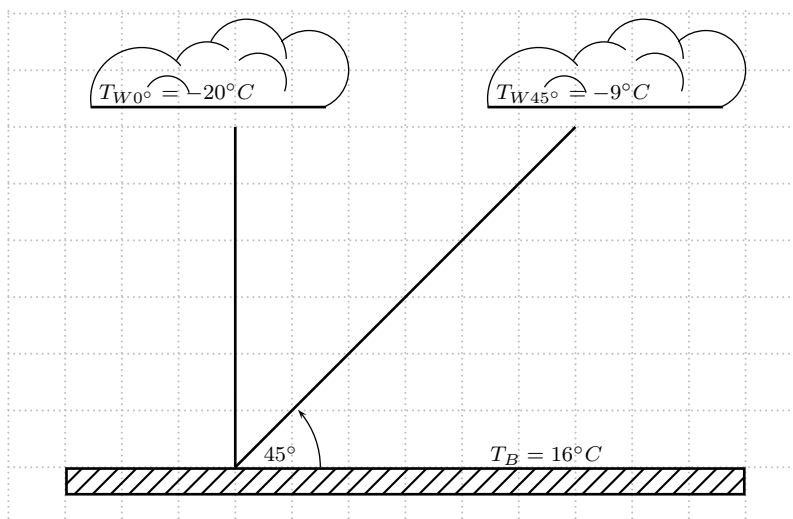


Abbildung 4.14: Strahlungstemperatur der Wolkenunterkante bei zwei verschiedenen Beobachtungswinkeln vom Boden aus.

Es existiert eine relativ empirische Lösung des Absorptionsproblems nach Robert Roseeu (2008) (SatGeo). Es soll mit einem Infrarotthermometer die Wolkenhöhe abgeschätzt wer-

den, wobei die Verfälschung der Strahlungstemperatur der Wolke durch die Messstrecke korrigiert wird. Allerdings werden bei dieser Korrektur nicht die Transmissionseigenschaften der Wolke beachtet. Ein Absorptionskoeffizient der Luftschicht zwischen Wolke und Boden spielt in den empirischen Berechnungen ebenfalls keine Rolle. Es wird davon ausgegangen, dass die Strahlungstemperatur der Wolke in einem 45° Winkel über dem Horizont gemessen wird und dann die Wolke innerhalb kürzester Zeit genau über den Beobachter advehiert und die Strahlungstemperatur der selben Wolke in Zenitrichtung gemessen werden kann. Beide Werte der Temperatur zeigen einen Unterschied, welcher durch die verschieden langen Messstrecken begründet ist.

Vorausgesetzt die Wolke verändert ihren Eigenschaften wie Temperatur und Höhe während des Weiterzugs nicht. Das Infrarotthermometer zeigt bei der Zenitmessung die Temperatur T_{0° und in 45° T_{45° an. Am Boden herrscht die Temperatur T_B . Es existiert die Temperaturdifferenz $\Delta T = T_{0^\circ} - T_{45^\circ} = 11$ K zwischen den beiden Wolkentemperaturwerten der 0° und 45° Messung. Mit Hilfe einer empirischen Korrekturformel 4.3 wird der Einfluss der Messstrecke heraus gerechnet.

$$\begin{aligned} T_{0_{korrr}} &= T_0 + \sqrt{\frac{(T_0 - T_{45})^2}{2}} \\ T_{0_{korrr}} &= T_0 + \frac{1}{\sqrt{2}}(T_0 - T_{45}) \\ T_{0_{korrr}} &= \underline{-27.8^\circ C}. \end{aligned} \quad (4.3)$$

Die Temperatur $T_{0_{korrr}}$ gibt die korrigierte Temperatur der Wolkenbasis an. Da die Wolke in Zenitrichtung eine Strahlungstemperatur von $T_{0^\circ} = -20^\circ C$ aufweist, muss die Messstrecke die Temperatur der Wolke um 7.8 K geändert haben. Nimmt man an, dass sich die Temperatur bis zur Wolke standardmäßig um -0.65 K/100 m abkühlt, lässt sich mit Hilfe der Bodentemperatur und der eben korrigierten Wolkenunterkantentemperatur die Wolkenhöhe abschätzen.

$$\Delta T_{korrr} = T_B - T_{0_{korrr}} \quad \longrightarrow \quad H = \Delta T_{korrr} \cdot \frac{100 \text{ m}}{0.65 \text{ K}} = \underline{6700 \text{ m}} \quad (4.4)$$

Diese empirische Bestimmung des Atmosphäreinflusses bei der Messung der Wolkentemperatur mittels Infrarotthermometer setzt sich nicht mit den Problemen der Absorptionskoeffizienten der Luftschichten oder den Transmissionseigenschaften der Wolke auseinander.

4.2.4 Wärmestrahlung einer Wachskerze

Ähnlich den Gegebenheiten in der Atmosphäre kann man diese auch im Labor nachstellen. In der Atmosphäre will man eine kalte Wolke durch die wärmere feuchte Atmosphäre hindurch detektieren. Den Einfluss, den dabei die wärmere Atmosphäre besitzt, wurde in Kapitel 4.2.3 erläutert. Eine vergleichbare Messanordnung zeigt ein Experiment im Labor, bei dem die Anordnung so gewählt wird, dass ein kaltes Objekt durch eine warme Schicht hindurch gemessen werden kann. Es gibt die verschiedensten Objekte, welche langwellige Wärmestrahlung abgeben können und die ein interessantes Messobjekt darstellen.

An dieser Stelle soll kurz auf die Wärmestrahlung einer Wachskerze eingegangen werden. Eine Wachskerze besteht aus einem nicht schmelzbaren Docht, der von Wachs umgeben ist, welcher einen niedrigen Schmelzpunkt hat. Wenn der Docht angezündet wird, schmilzt das Wachs und durch die Kapillarwirkung steigt das geschmolzene Wachs am Docht hinauf. Dort verdampft es, um dann in Verbindung mit Sauerstoff zu verbrennen. Mit Hilfe der Konvektion, also dem Aufsteigen der warmen Verbrennungsgase wird die Flamme mit unverbrauchter nachströmender Luft versorgt. Somit entsteht die charakteristisch langgestreckte Form der Kerze. Ein kurzer Docht lässt die Flamme nur wenig russen.

Es stellt sich die Frage, was sieht die Infrarotkamera, wenn sie auf eine Kerze gerichtet wird? Die wärmsten Bereiche der Wachskerze liegen außerhalb des von dem menschlichen Auge sichtbaren gelben Bereichs. Dieser Bereich trägt nicht zur Lichterzeugung bei, denn an der Stelle steht genügend Sauerstoff für eine vollständige rußfreie Verbrennung zur Verfügung. Diese Zone ist die heißeste der Kerze mit bis zu 1400 °C. Innerhalb der Flamme verbrennt der Wachs nur unvollständig, was zur Rußbildung führt. Diese schwarzen Rußteilchen leuchten intensiv und sind damit verantwortlich für die Lichterzeugung [Büll (1965)]. Es stellt sich die Frage, ob die Rußteilchen konzentriert genug sind, um von der Kamera detektiert zu werden oder schaut die Kamera durch diese hindurch?

Theoretisch ist dieser Versuchsaufbau dasselbe Prinzip wie bei Messungen an einer Wolke. Angenommen, man möchte die hinter der Kerze befindliche Wandtemperatur detektieren, muss aber trotzdem durch die Kerze hindurch schauen, so ergibt sich ein Absorptionsproblem. In der Atmosphäre will man die kältere Wolkentemperatur bestimmen, doch wird die Wärmestrahlung der Wolke durch die darunterliegenden wärmeren Luftschichten verändert und somit nicht der wahre Temperaturwert der Wolke wiedergegeben. Bei dem Flammenexperiment soll auch die kältere Wandtemperatur bestimmt werden, jedoch wird diese Temperaturinformation fast völlig durch die Wärmestrahlung der Flamme überdeckt. Die kältere

Wärmestrahlung aus dem Hintergrund wird von den Luftschichten bzw. der Flamme absorbiert, je nach Absorptionskoeffizient der Schicht. Außerdem strahlt die Zwischenschicht mit ihrer Temperatur und einem Emissionswert nach STEFAN - BOLTZMANN.

Wie in Abbildung 4.15 zu sehen ist, liegt die Temperatur der Kerze außerhalb des verwendeten Kalibrierbereichs der Kamera. Die Software kann diese Temperaturwerte außerhalb des Kalibrierbereiches nicht mehr darstellen. Außerhalb dieser Bereiche zeigt die Kamera plausible Werte.

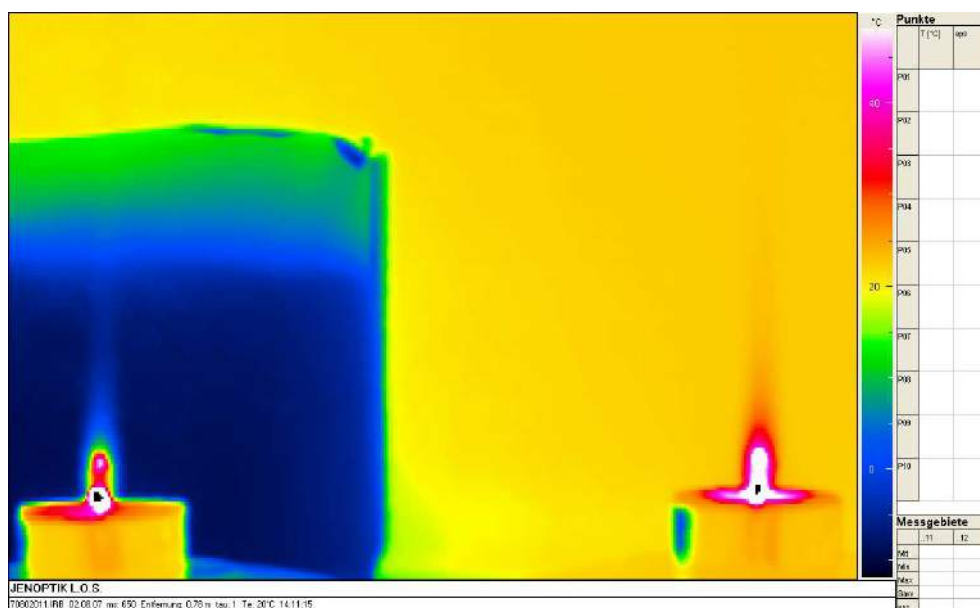


Abbildung 4.15: Infrarot - Aufnahme zweier Kerzen vor verschieden temperiertem Hintergrund.

Über der Flamme, wo Rußteilchen nach oben befördert werden, erkennt man einen dünnen Streifen höherer Temperatur. Diese Werte spiegeln jedoch keine reale Temperatur wieder. In diesen Bereichen sind zu wenige Rußteilchen, die mit der Flammentemperatur Strahlung emittieren bzw. viel von der kälteren Hintergrundstrahlung transmittieren. Bei diesem Experiment müsste man sehen, ob sich an der Temperatur, die die Kamera im Bereich der Kerze detektiert, etwas ändert, wenn die Hintergrundstrahlung unterschiedlich ist. In Abbildung 4.15 wird gezeigt, dass hinter der linken Kerze ein Eisblock gestellt wurde. Die Temperatur des Eisblocks zeigt Werte um die -8 °C , ohne Beeinflussung durch die Kerze und eine Wandtemperatur von 20 °C . Diese Temperaturunterschiede sind in der Mitte der Kerze nicht so stark sichtbar, weil hier die Konzentration an Rußteilchen zu hoch ist. In den Außenbereichen, wo die Verbrennung vollständiger ist, kann noch etwas aus dem Hintergrund “durchscheinen”.

Bei der Messung der Temperaturwerte des Hintergrundes besitzt die Messstrecke (hier die Kerze) einen entscheidenden Einfluss. Am besten ist dieser Zusammenhang der aufsteigenden heißen Luft zu beobachten. Durch dieses Experiment gelangt man außerdem zu einer zusätzlichen Erkenntnis. Will man hingegen die Strahlungstemperatur der Kerzenflamme sondieren, so hat die Hintergrundstrahlung wegen des Emissionswertes der Kerzenflamme von signifikant kleiner ein einen entscheidenden Einfluss auf die Temperaturmessung der Flamme. Für tiefer greifende Einsichten müsste man das Experiment noch komplexer gestalten und detaillierte Aufnahmen durchführen. Des Weiteren besitzt die Flamme eine zu inhomogene Temperaturverteilung um mit den Strahlungstransfergleichungen Berechnungen anzustellen. Da die Temperatur in diesem Fall außerhalb des Temperaturbereichs der Kamera ist, lassen sich bestimmte Regionen nicht gut vergleichen. Man erkennt nur überschlagsmäßig die transmittierte unterschiedlich starke Hintergrundstrahlung.

5 Langwellige infrarote Strahlung aus der Atmosphäre

Richtet man die Kamera in den oberen Halbraum und möchte neben den Wolken vor allem die über eine lange Entfernung integrierte Wärmestrahlung aus dem unbewölkten Himmel messen, so spielen die Strahlungseigenschaften der einzelnen Luftschichten eine entscheidende Rolle. Auf Grund der großen Entfernung gibt es genügend Aerosolteilchen bzw. Gasmoleküle, die mit ihrer Temperatur langwellige Strahlung emittieren. Mit Hilfe der gemessenen Werte und der Aufstellung einer Strahlungstransportgleichung in der wolkenlosen Atmosphäre soll in den folgenden Kapiteln der Atmosphäreneinfluss näher charakterisiert werden. Unter Zuhilfenahme von Rechentechnik wurde ein Modell entwickelt, welches den Strahlungstransport wiedergibt.

5.1 Motivation für die Erstellung eines Strahlungstransportmodells

Ohne den Einfluss der Messstrecke auf die langwellige Strahlung genauer zu kennen, können keine präzisen Aussagen aus der mit einer Infrarotkamera gemessenen Temperatur der Wolken gemacht werden.

Schaut man sich die Wolke in Abbildung 4.14 genauer an, so zeigt diese bei einer 45° Messung eine wärmere Temperatur als in Zenitrichtung. Stellt man sich den Strahlenweg vor, der die Wolke und das Messgerät verbindet, so erkennt man, dass die Strahlung bei Außerzenitrichtung zum einen, einen längeren Weg zurücklegt und zum anderen auch ein größerer Teil der Strecke in den unteren wärmeren Atmosphärenschichten erfolgt. Daher zeigt das Infrarotthermometer eine höhere Temperatur der Wolke in 45° als in Zenitrichtung, obwohl selbst diese in Zenitrichtung zu hoch angezeigt wird.

Genau dieser Sachverhalt ist bei der Auswertung folgender Infrarotbilder zu erkennen. Zwar gibt es auf den Bildern keine Wolken, die als eine Art Hintergrundstrahlung wirken, dennoch lässt sich der Atmosphäreneffekt wunderbar erkennen. Direkt über dem Horizont ist die höchste Temperatur in der Infrarotaufnahme zu registrieren. Je weiter man aufsteigt, desto kälter wird die Strahlungstemperatur des Himmels. Bei der Messstrecke des Strahls, der den Weg von nahezu kurz über dem Horizont in die Infrarotkamera findet, handelt es sich um die unterste und wärmste Schicht der Atmosphäre. Der Strahl geht über mehrere Kilometer direkt über den Untergrund. In diesem Fall ist der Untergrund die Ostsee, welche homogen in ihrer Temperaturverteilung ist, wobei man beachten muss, dass die Wassertemperatur in Ufernähe natürlich etwas höher als auf der offenen See ist.

Auch die Temperaturverteilung der Wassertemperatur unterhalb dieser Messtrecke ist relativ ausgeglichen. Nahe dem Horizont beträgt die Wassertemperatur jedoch keine 14 °C, wie es aus dem Bild hervorgeht. Vielmehr ist es eine Eigenschaft von Wasser, die langwellige Strahlung unter kleinen Winkeln nahezu vollständig an der Meeresoberfläche zu reflektieren. Es wird demnach die kalte Himmelsstrahlung auf der See reflektiert und gelangt in das Objektiv der Kamera.

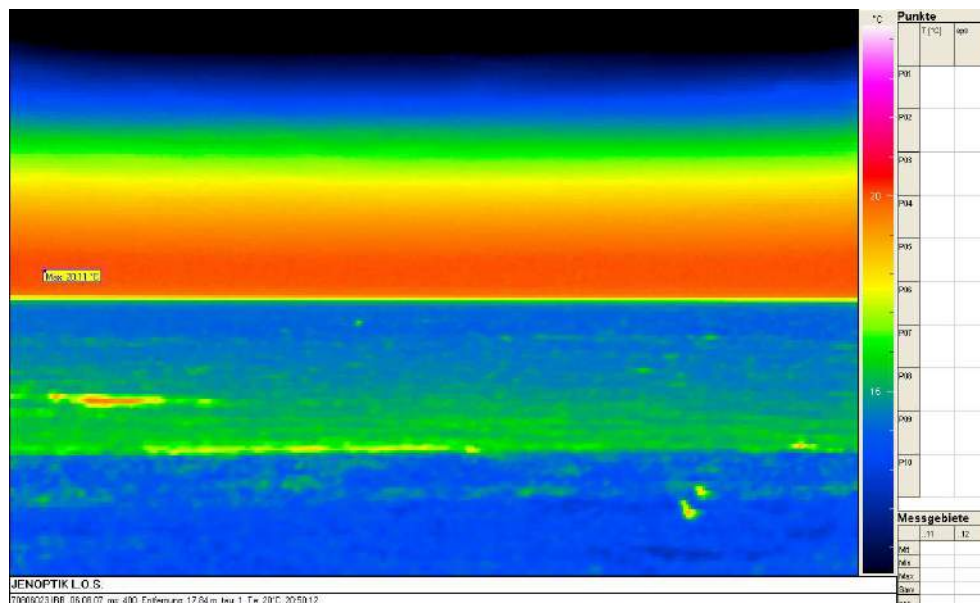


Abbildung 5.1: Infrarot - Bild des Horizonts an der Ostsee. Der untere Teil zeigt die Strahlungstemperaturverteilung der Wasseroberfläche und oberhalb des Horizonts ist die homogene Temperaturverteilung des wolkenlosen Himmels zu sehen.

Im Vordergrund der Aufnahme von Abbildung 5.1 vom 06.08.2007 um 20:50 Uhr MEZ ist der kalte, schon etwas ausgekühlte, Strand zu sehen. Die Temperaturstrahlung, welche hier im Bild knapp über dem Horizont mit einer Temperatur von 19.7 °C (bzw. das absolute Maximum bei 20.1 °C, aus der Software der Infrarotkamera in Abbildung 5.1 erkennbar) zu sehen ist, kommt aus der Luftschicht, dessen Höhe auf einer Länge von mindestens 2 mal x nicht die 2 m Höhe überschreitet.

Nimmt man an, dass die Luftdichte in der untersten Schicht am größten und der Wasserdampfgehalt sehr hoch ist, so kann man davon ausgehen, dass diese Luftsäule auf einer Länge von 2 mal der Strecke x optisch dicht ist. Die Wärmestrahlung dahinter würde nicht mehr bis zur Infrarotkamera durchdringen und hat somit keinen Einfluss auf die gemessene Temperaturstrahlung aus dieser Schicht. Laut dem in Kapitel 4.2.2 berechneten Absorptionskoeffizienten $a = 3.95 \cdot 10^{-5} \text{ 1/m}$ würde sich die Strahlung von Objekten in 10 km

Entfernung schon um 33 % abschwächen. So wird die kalte Temperaturstrahlung, die ihren Ursprung in noch größerer Entfernung hat, durch die gesamte Messstrecke absorbiert.

$$x = \sqrt{(6365000 + 1.8)^2 - 6365000^2} = \underline{4786m} \quad (5.1)$$

Die Atmosphärenkrümmung des Strahlengangs wird nicht berücksichtigt!

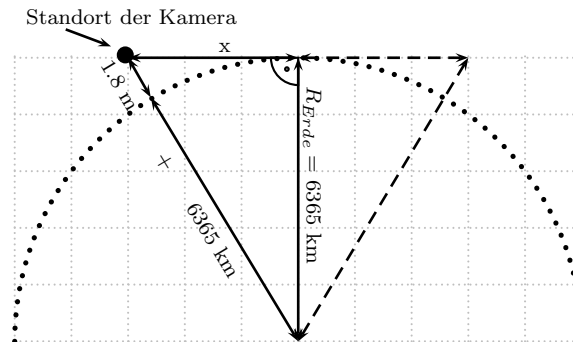


Abbildung 5.2: Skizze der Horizontentfernung, ohne Berücksichtigung der atmosphärischen Krümmung der Strahlen. Vom Standort der Kamera aus, wird in Richtung Horizont entlang der Strecke x mit der Infrarotkamera die Strahlungstemperatur sondiert.

Deshalb muss die gezeigte Strahlungstemperatur der Lufttemperatur in ca. 2 m entsprechen. Die Lufttemperatur an der Station in Zingst betrug zum Zeitpunkt der Messung 20 °C und anhand der Abbildung 5.1 kann man eine Strahlungstemperatur von 19.7 °C ablesen. Es ist erkennbar, dass die gemessene Lufttemperatur mit der im infrarot beobachteten Strahlungstemperatur knapp über dem Horizont übereinstimmt. Eine kleine Fehlerquelle könnten die eventuell auftretenden Temperaturdifferenzen über Wasser und über Land sein.

Weiterhin fällt die doch sehr homogene Strahlungstemperaturabnahme des Himmels in Abbildung 5.1 auf, welche durch den glatten und homogenen Übergang der Farben rot über gelb und grün bis hin zu blau und letztendlich schwarz verdeutlicht wird. Die Abbildung zeigt auch in horizontaler Raumrichtung Homogenität. Die Kamera hat einen horizontalen Öffnungswinkel von 30 ° und es ist kein signifikanter Unterschied in der Temperaturabnahme zwischen dem linken und dem rechten Rand des Bildes erkennbar. Diese Homogenität entsteht durch die Integration (Mittelung) der Strahlungstemperatur über eine lange Entfernung und auch die Strahlungsphysik der meteorologischen Parameter in dieser Schicht trägt zu diesem homogenen Ergebnis bei.

Im Gegensatz dazu ist die Temperaturverteilung der Wasseroberfläche eher inhomogen.

Aufgrund der Wellenbewegung des Wassers ist der Winkel der Wasseroberfläche verschieden und verursacht somit die unterschiedliche Reflexion der kalten Hintergrundstrahlung. Mit diesen ersten Aufnahmen wird versucht das Verständnis der langwelligen Infrarotstrahlung aus dem oberen Halbraum Stück für Stück besser zu verstehen. Beim genaueren Überlegen kann man sich vorstellen, dass die durch die Infrarotkamera gemessene Strahlungstemperatur bis zu dem Zenitwinkel weiter abnehmen muss. Theoretisch müsste das absolute Minimum direkt bei 90° über der Kamera liegen, denn genau bei diesem Winkel wird der kürzeste Weg durch die unteren warmen Atmosphärenschichten zurückgelegt. Um dies auch praktisch zu zeigen, müsste man ein Infrarotbild aufnehmen können, welches den gesamten Himmel vom Horizont (0°) bis zum Zenit (90°) abscannt. Leider hat die Infrarotkamera nur einen vertikalen Öffnungswinkel von 20° , weshalb man beginnend vom Horizont diese Profilmessung aus mindestens fünf einzelnen Bildern zusammenstellen muss. Glücklicherweise kann man die unterste Messung optisch gesehen, direkt auf der Ostsee, bzw. dem Horizont, auflegen und somit einen Fixpunkt (0°) bekommt, von dem aus die weiteren Winkel berechnet werden (siehe Abbildung 5.3).

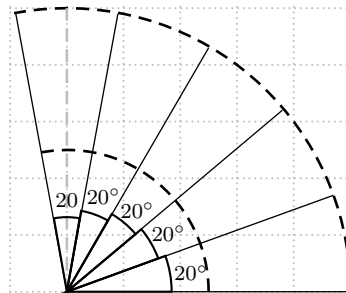


Abbildung 5.3: Beschreibung der Zusammenstellung eines Temperaturprofils auf Grund des kleinen horizontalen Öffnungswinkels der Infrarotkamera mittels fünf übereinander gelegten Bildern. Die Unterkante der ersten Aufnahme wird direkt auf den 0° Horizont aufgelegt und reicht 20° in Richtung Zenit. Mit einem möglichst gut übereinstimmenden Übergang werden für ein Profil fünf übereinander liegende Aufnahmen gemacht.

Ansonsten ist es schwierig abzuschätzen, ob die unterste freie Sichtstrecke zum Himmel noch oberhalb des 0° - Horizonts liegt. Wegen der homogenen Temperaturverteilung der Meeresoberfläche sind kaum starke Temperaturunterschiede der Luft in der Horizontalen zu erwarten.

Die Übergänge zwischen den einzelnen Bildern müssen recht genau sein, da ein Unterschied von ca. 1° in dem weiter unten folgenden Diagramm sichtbar wäre. Später wurde mit Hilfe eines elektronischen Winkelmessers und dem Überlappen der Bilder dieser Fehlerquelle ent-

gegengewirkt. Natürlich darf das horizontale Blickfeld der Kamera beim Umsetzen für die fünf folgenden Bilder nicht verändert werden, um die Einbeziehung weiterer Fehlerquellen zu vermeiden.

Es wird ein Text - File erzeugt, indem für jeden der 360×240 Pixel ein Temperaturwert zugeordnet wird. Mit einem Fortran-Programm war es dann möglich aus dieser Text - Datei die Temperaturwerte einer bestimmten Spalte herauszuschreiben und einem Winkelwert zuzuordnen. Ausgelesen aus einer Spalte wird aller 0.08° ($20^\circ/240$ Pixel) ein Temperaturwert der Atmosphäre bestimmt.

Es sollte möglichst ein komplett wolkenfreier Himmel zu den Messungen vorhanden sein, um nicht in irgendeinem Abschnitt des Profils die zusätzliche Wolkentemperaturstrahlung in der Kamera zu registrieren. Auch nur ein leichter Schleier (hohe Zirren) würde die Temperaturstrahlung stark verändern. Später lies sich mit der Suche nach dem Minimum in jeder Zeile des Bildes auch ein Profil bestimmen, obwohl leichte Kumulusbewölkung den Himmel überzog. Es wurde also für jede Zeile und damit für jedes Winkelement die kälteste Temperatur aus der Zeile gesucht, so dass eine Wolke ohne Beeinflussung der Messung am Himmel schweben konnte. Aufgrund der oben gezeigten horizontalen Homogenität ist der dadurch auftretende Fehler durch die verschiedenen Horizontalrichtungen sehr gering.

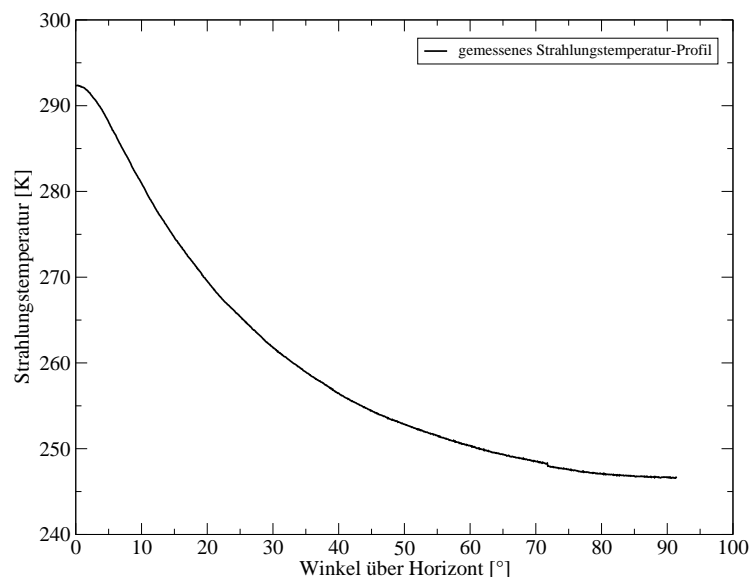


Abbildung 5.4: Gemessenes Strahlungstemperaturprofil des wolkenlosen Himmels.

In Abbildung 5.4 ist ein Profil der Strahlungstemperatur über dem Winkel aufgezeichnet. Die höchste Temperatur ist bei 0° , dem Horizont, zu verzeichnen und fällt bis zum Minimum in Zenitrichtung. Der anfänglich starke Abfall verflacht immer mehr, sodass die größte

Temperaturänderung in den untersten 30 ° der Atmosphäre zu verzeichnen ist. Anhand einiger solcher Messungen an verschiedenen Tagen lässt sich zeigen, dass die grobe Struktur der Kurve immer gleich bleibt. Sicherlich wird beim Startpunkt am Horizont die jeweilige Lufttemperatur der an verschiedenen Tagen durchgeführte Messungen getroffen.

Viel interessanter zeigt sich der obere Winkelbereich. Dieser unterscheidet sich in verschiedenen Messungen an unterschiedlichen Tagen trotz möglicher gleicher ‐Ausgangstemperatur‐. Die Ursache dieser Veränderungen liegt in den Eigenschaften der Atmosphäre. Ist z. B. weniger Wasserdampf in der Luft, kann mit der Infrarotkamera bis in kältere Schichten hinauf geschaut werden, was zur Folge hat, dass die gemessene Temperatur geringer ist. In diesem Fall wird weniger Strahlung von dem im infraroten Wellenlängenbereich emittierenden Wasserdampf abgegeben. Hat man eine sehr feuchte Atmosphäre mit viel gasförmigem Wasserdampf, wird an der Kamera eine höhere Strahlungstemperatur registriert. Dem zu Folge muss die Form dieser Kurve einen Aufschluss über die Eigenschaften der Atmosphäre zu diesem Zeitpunkt geben.

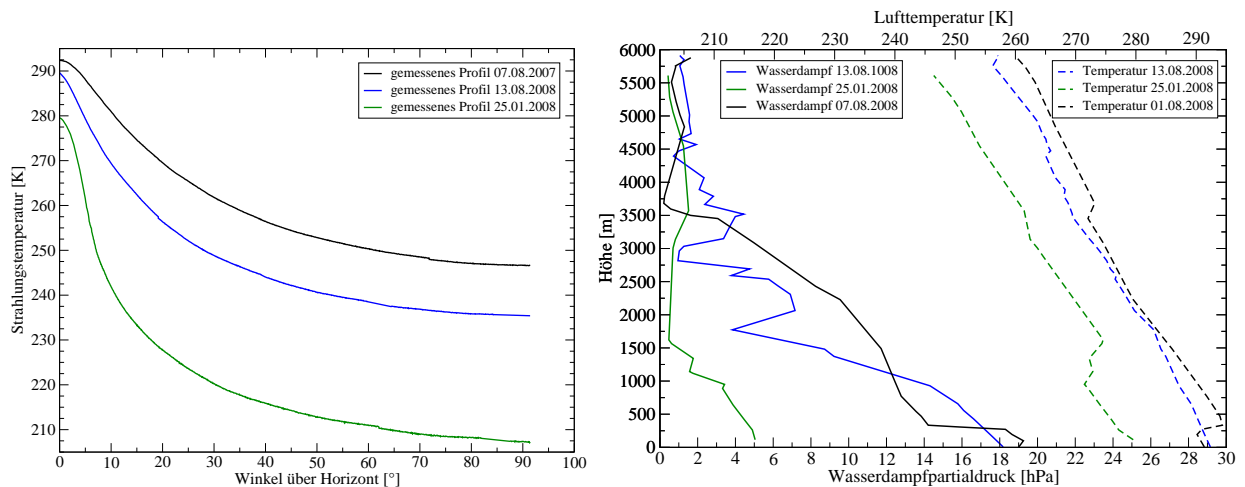


Abbildung 5.5: Vergleich dreier Strahlungstemperaturprofile. In der linken Grafik sind die mit Infrarotkamera gemessenen Strahlungstemperaturprofile dargestellt, während in der rechten Grafik der Wasserdampfdruck (durchgezogen - unten) und die Lufttemperatur (gestrichelt - oben) gegenüber der einzelnen Höhen abgetragen ist.

In der linken Grafik in Abbildung 5.5 erkennt man die deutlich niedrigere Strahlungstemperatur bei der Wintermessung (25.01.2008) gegenüber den beiden anderen. Aufgrund des niedrigeren Precipitable Water von 13.7 mm bei der Wintermessung, können kältere Temperaturen detektiert werden. Das vertikale Profil des Wasserdampfpartialdrucks (durchgezogene Linie) ist in der rechten Grafik dargestellt. Der Vergleich der Lufttemperaturprofile

(gestrichelte Linie) zeigt natürlich auch deutlich niedriger Werte als bei den beiden anderen Tagen. Jedoch lässt sich auch bei beiden Sommermessungen am 07.08.2007 und 13.08.2008 mit einem Precipitable Water von 31.1 mm und 28.4 mm Unterschiede erkennen.

Nun lässt es die Frage offen, welche Parameter der Atmosphäre neben dem Wasserdampf für die Form der Kurve verantwortlich sind. Ist allein die Teilchendichte der Gasmoleküle, nur die Menge an Wasserdampf oder vielleicht der Aerosolgehalt der Atmosphäre für die Kurve verantwortlich? Ein entscheidender Faktor ist auch das Temperaturprofil der Atmosphäre. Hält sie sich an den Standard und nimmt mit zunehmender Höhe linear ab oder gibt es Unregelmäßigkeiten, wie eine Inversion oder ein Kaltlufttropfen in der Höhe, denn das Medium strahlt abhängig von seiner Temperatur infrarote Strahlung ab. Diese Fragestellungen sollen in den nachfolgenden Kapiteln erarbeitet werden.

5.2 Modellrechnung

Es stellt sich die Frage: Kann diese Form der Kurve anhand von fundierten physikalischen Gesetzmäßigkeiten modelliert werden?

Auf der wissenschaftlichen Suche nach der Quantifizierung dieses Atmosphäreneinflusses und der programmiertechnischen Umsetzung der Strahlungstransportgleichung gab es immer wieder neue Aspekte, die durchdacht werden mussten. Um eine solche Kurve mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen zu modellieren, müssen Vereinfachungen in Bezug auf die Atmosphäre getroffen werden, ohne dabei wichtige Aspekte zu vernachlässigen.

Die an der Kamera ankommende infrarote Strahlung ist eine Integration aller Strahlungsanteile in einer vertikal stark ausgedehnten Luftsäule. Die Infrarot - Kamera misst eine Strahlungsintensität, die aus einem Raumwinkelement in das Objektiv fällt. Die Strahlungsintensität wird mit Hilfe einer Invertierungsfunktion in eine Strahlungstemperatur umgewandelt.

Um die Strahlung, die aus dem oberen Halbraum der Atmosphäre kommt, besser beschreiben zu können, wird die Atmosphäre wie in vielen anderen Atmosphärenmodellen in einzelne Schichten unterteilt. In jeder einzelnen Schicht in Abbildung 5.6 sind die Strahlungseigenschaften jeweils konstant. Mit Hilfe einer Standardatmosphäre wird jeder 100 m dicken Schicht bis in 8000 m Höhe ein Temperaturwert zugeordnet. Da jede Schicht eine bestimmte Temperatur besitzt, strahlt diese laut STEFAN - BOLTZMANN mit $\sigma \cdot T_s^4$ infrarote Strahlung ab. In Abbildung 5.6 sind einige Strahlen eingezeichnet, die verdeutlichen sollen, aus welcher Richtung dieser Strahl kommt und welchen Weg er durch eine mit einer

bestimmten Temperatur versehenen Schicht zurücklegt.

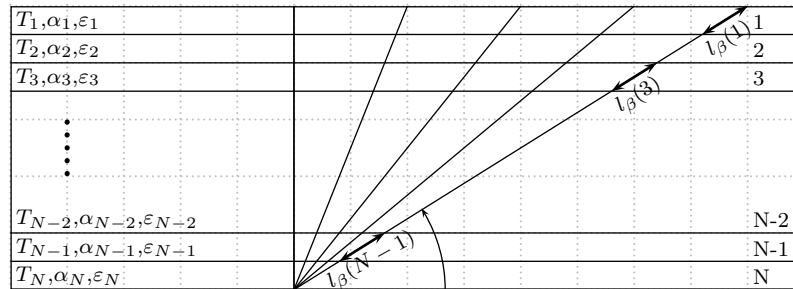


Abbildung 5.6: Schichtenaufbau der Atmosphäre mit Beschreibung der Parameter in den einzelnen Schichten. Die vertikal orientierten Linien verdeutlichen die Wegstrecken der gemessenen Strahlen.

Die wichtigsten Punkte im Strahlungstransport sind die Emission und die Absorption von langwelliger Strahlung. Je nach Strahlungseigenschaften der Schicht absorbiert sie einen Teil der durch sie hindurch tretenden langwelligen Strahlung. Sind in einer Schicht, durch einen hohen statischen Luftdruck, viele Gasmoleküle pro Volumen, so wird viel Wärmestrahlung von diesen aufgenommen. Auch ein hoher Anteil an gasförmigem Wasserdampf erhöht die Absorption in der Schicht. Allerdings kann die Schicht diese Energie nicht speichern und dadurch wärmer und wärmer werden, sondern sie gibt diese aufgenommene Energie respektive ihrer Schichttemperatur als langwellige Strahlung wieder ab.

Da die Strahlungseigenschaften in den einzelnen Schichten unterschiedlich sind, wie auch der Luftdruck bzw. der Anteil an Wasserdampf, sind die Absorptions- bzw. Emissionskoeffizienten für jede Schicht unbekannt. Laut Kapitel 3.1.4 müssen die Strahlungsanteile Emission + Reflexion + Absorption Eins ergeben. Man nimmt an, dass die langwellige Strahlung an den Luft- bzw. Wasserdampfmolekülen nicht reflektiert wird und die Absorption in einer Strecke mit der Transmission durch diese Strecke im Zusammenhang steht. Daher vereinfacht es sich zu $\alpha + \varepsilon = 1$ und es lässt sich die Emission durch die Absorption darstellen, d. h. der Teil der Strahlung, den die Messstrecke absorbiert, wird durch sie wieder emittiert.

$$\begin{aligned}
E_1 &= & + \varepsilon_1 \sigma T_1^4 \\
E_2 &= E_1 \cdot \alpha_2 & + \varepsilon_2 \sigma T_2^4 \\
E_3 &= E_2 \cdot \alpha_3 & + \varepsilon_3 \sigma T_3^4 \\
E_4 &= E_3 \cdot \alpha_4 & + \varepsilon_4 \sigma T_4^4 \\
&& \vdots \\
E_N &= E_{N-1} \cdot \alpha_N & + \varepsilon_N \sigma T_N^4
\end{aligned} \tag{5.2}$$

Die Gleichung 5.2, welche das Strahlungstransportmodell beschreibt, lässt sich am besten anhand der Skizze in Abbildung 5.6 erläutern. Diese Gleichungen sollen die Grundlage der Modellierung der langwelligen Strahlung bilden. Dieses Modell spiegelt nicht die komplette Realität wieder, aber beschreibt die realen Verhältnisse insgesamt recht gut.

Die Strahlung, welche an der Unterkante der Schicht 1 ankommt, wird in der ersten Zeile von Gleichung 5.2 ermittelt. Sie berechnet sich nur aus der in der Schicht 1 mit der Emissivität ε_1 und der Temperatur T_1 emittierten Strahlung. In Schicht 2 strahlt der eben berechnete Strahlungsanteil E_1 von oben hinein und wird aufgrund des Absorptionskoeffizienten α_2 der Schicht 2 teilweise absorbiert. Folglich setzt sich die an der Unterkante von Schicht 2 gemessene Strahlung aus dem um α_2 verringerten Teil der Strahlung E_1 und den in dieser Schicht hinzukommenden emittierten Anteil $\varepsilon_2 \sigma T_2^4$ zusammen. Selbiges gilt für die nächste Schicht. Der wiederum von oben in die Schicht eintretende, gerade berechnete Teil wird durch α_3 in der Schicht 3 abgeschwächt. Außerdem kommt die Strahlung dazu, die anhand der Temperatur T_3 in dieser Schicht emittiert wird. Beide zusammen ergeben somit den Anteil E_4 .

So lässt sich das Modell Schicht für Schicht bis zum Boden, wo das Messgerät steht, fortsetzen. Dort sollte genau der Teil ankommen, der mit der Infrarotkamera gemessen wurde. Die Anzahl der Schichten und damit die Schichtdicke kann beliebig gewählt werden.

Durch gewisse Umformungen lässt sich das Gleichungssystem 5.2 in das von 5.3 überführen.

$$\begin{aligned}
 E_1 &= & +\varepsilon_1\sigma T_1^4 \\
 E_2 &= \varepsilon_1\sigma T_1^4 \cdot \alpha_2 & +\varepsilon_2\sigma T_2^4 \\
 E_3 &= \varepsilon_1\sigma T_1^4 \cdot \alpha_2 \cdot \alpha_3 & +\varepsilon_2\sigma T_2^4 \cdot \alpha_3 & +\varepsilon_3\sigma T_3^4 \\
 E_4 &= \varepsilon_1\sigma T_1^4 \cdot \alpha_2 \cdot \alpha_3 \cdot \alpha_4 & +\varepsilon_2\sigma T_2^4 \cdot \alpha_3 \cdot \alpha_4 & +\varepsilon_3\sigma T_3^4 \cdot \alpha_4 & +\varepsilon_4\sigma T_4^4 \\
 & & & \vdots & \\
 E_N &= \varepsilon_1\sigma T_1^4 \cdot \alpha_2 \dots \alpha_N & +\varepsilon_2\sigma T_2^4 \cdot \alpha_3 \dots \alpha_N & +\varepsilon_3\sigma T_3^4 \cdot \alpha_4 \dots \alpha_N & +\dots & +\varepsilon_N\sigma T_N^4
 \end{aligned} \tag{5.3}$$

Beim Vergleich der beiden Gleichungssysteme von beispielsweise Schicht 4 kann festgestellt werden, dass sich E_4 jetzt aus vier Anteilen zusammensetzt. Der erste Anteil ist der in Schicht eins emittierte Strahlungsbeitrag $\varepsilon_1\sigma T_1^4$, welcher beim Durchgang durch die Schichten zwei, drei und vier jeweils um die Absorptionskoeffizienten α_2 , α_3 und α_4 verringert wurde. Alle Schichten unterhalb der emittierenden Schicht absorbieren einen Teil der Strahlung. Geht man davon aus, dass die Energie des absorbierten Teils in einer Schicht wieder abgegeben werden muss, so emittiert diese Schicht also genau diesen Strahlungsanteil. Mathematisch lässt sich diese Strahlungseigenschaft der Schicht in folgender Beziehung wiedergeben: $\varepsilon = 1 - \alpha$. Somit ergibt sich für jede Schicht nur eine Unbekannte.

Für die ersten Berechnungen und um annähernd richtige Strahlungswerte am Boden zu erhalten, wird ein einheitlicher Absorptionskoeffizient für alle Schichten definiert. Er ist in diesem Fall nicht höhenabhängig. Folglich kann durch Änderung dieses homogenen Absorptionskoeffizienten die Strahlung, welche am Boden gemessen werden soll, verändert werden. Bei den ersten Berechnungen strahlte jede Schicht als ein Schwarzer Strahler, ohne einen Emissionskoeffizient, aber die Temperaturstrahlung aus einer Luftschicht ist einfach zu weit von der eines Schwarzen Strahlers entfernt. Erst mit Hilfe der oben genannten Beziehung zwischen Absorption und Emission in einer Schicht konnte dieser Zusammenhang im Modell verwendet werden.

Aufgrund der Messungen der Strahlung aus verschiedenen Raumrichtungen, erkennt man, dass die gemessene Strahlung aus jeder Raumrichtung unterschiedlich ist. Der Grund ist vorerst in dem unterschiedlichen Weg der Strahlen durch die Schichten zu suchen. Alle Strahlen in allen Winkelementen gehen durch die gesamte Anzahl der Schichten, aber der entscheidende Punkt ist die Länge des Weges in jeder einzelnen Schicht. Man erkennt sofort, dass die Strahlen bei einem Winkel nahe der 90° den kürzesten Weg durch alle Schichten zurücklegen. Hingegen verlaufen die flacheren Strahlen wesentlich länger in der

einen oder anderen Schicht. Dieser Aspekt muss bei der Strahlungstransportberechnung unbedingt berücksichtigt werden, indem die genaue Wegstrecke des Strahlenganges durch die jeweilige Schicht berechnet wird. Je länger der Weg eines Strahls durch ein Medium ist, desto mehr wird er in diesem Medium absorbiert. Die Berechnung der Wegstrecken lässt sich bei diesem einfachen Schichtenaufbau relativ leicht realisieren. Zur Beschreibung schaut man in Abbildung 5.6, wo die Wegstrecken verschiedener Strahlen eingezeichnet sind. Mit Hilfe des Winkels, ab Horizont zählend, können die Strecken berechnen werden. Da man aus Signifikanzgründen die Streuung vernachlässigen kann, ergibt sich die Extinktion im LAMBERT - BEERschen Gesetz nur noch als Absorption, wobei a den Absorptionskoeffizient definiert.

$$E = E_0 \cdot \alpha(l) = E_0 \cdot e^{-a \cdot l(s)} \quad (5.4)$$

In Folge dessen ist die Absorption, wie oben beschrieben, von der Weglänge $l(s)$ abhängig. Der Längenparameter wird mit in die Strahlungstransportgleichung einbezogen. Je länger der Strahlungsweg $l(s)$ für eine Schicht s ist, desto größer ist die Absorption α bei gleichbleibendem Absorptionskoeffizient a .

5.3 Berechnungen mit einem höhenkonstanten Absorptionskoeffizienten

Diese oben genannten Annahmen und Eigenschaften wurden in einem Fortran-Programm zusammengefügt und für eine Atmosphäre mit 50 Schichten zu je 100 m Dicke der Strahlungstransport modelliert. Die Temperatur der N-ten Schicht (Bodenschicht) wurde auf den Wert der Lufttemperatur festgelegt. Wie oben gezeigt, kann die Lufttemperatur auch mit der Strahlungstemperatur direkt über dem Horizont gleichgesetzt werden. Bei der Annahme dieser Einteilung der Atmosphäre in Schichten muss bei der Berechnung der Weglängen beachtet werden, dass die Dicke der einzelnen Schichten bei kleinen Winkeln knapp über dem Horizont Probleme verursachen, da sich die Strahlen dann nur durch die unterste Schicht ausbreiten, aber in der Realität trotzdem auch höhere Schichten durchqueren. Natürlich nimmt man dabei an, dass diese Schichten nahezu unendlich in der Horizontalen ausgehnt sind.

Bei den ersten Rechnungen stellten sich jedoch nicht die erhofften, zum gemessenen Profil passenden, Ergebnisse ein. Die Abweichung von Simulation und Messung resultiert aus dem rechtwinkligen Schichtaufbau der Atmosphäre und dem damit verbundenen zu großen Fehler in der Dickeberechnung der Schichten.

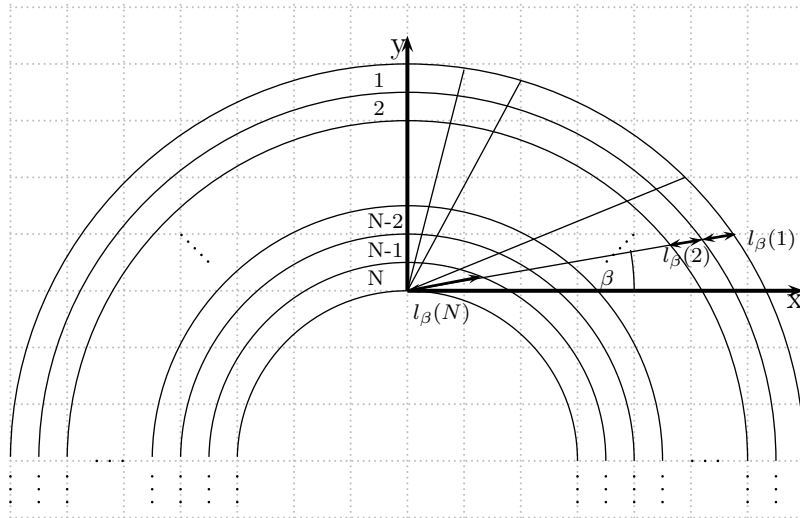


Abbildung 5.7: Gewölbter Schichtenaufbau der Atmosphäre zur besseren Bestimmung der Weglängen in den einzelnen Schichten.

Statt der rechteckigen Schichten hat man der Realität näher kommende gewölbte Atmosphärenschichten über der Erde gewählt. Abbildung 5.7 verdeutlicht diesen Sachverhalt. Der innerste Kreis symbolisiert die Erde. Des Weiteren werden in 100 m Abständen die Begrenzungen der Schichten um die Erde gelegt. Die Anzahl der Schichten kann frei gewählt werden. Die oben angegebenen Gleichungen 5.2 und 5.3 behalten aber ihre Gültigkeit, nur die Wegstrecke, die die einzelnen Strahlen durch das Medium vollziehen, verändern sich. Zum einen sind sie für die einzelnen Strahlen in den verschiedenen Schichten unterschiedlich und zum anderen auch etwas schwerer zu berechnen.

Die Berechnung des Abstandes von der Kamera bis zur darüber liegenden Schicht, sowie die Wegstrecke zwischen den Schichten, ist nur mit Hilfe von geometrischen Berechnungen möglich. Der Standort der Kamera wird dabei direkt in den Ursprung eines kartesischen Koordinatensystems gelegt. Ausgehend vom Punkt (0;0) laufen die Strahlen in den I. Quadranten, je nach Winkel über dem Horizont. Hat man den Abstand vom Standort zum ersten Schnittpunkt, also mit der untersten Schicht, bestimmt, so ist die nächste Wegstrecke der Abstand des Schnittpunktes mit dem zweiten Kreis zum Koordinatenursprung, welche um den untersten Abstand verkleinert ist. Derartig lässt sich diese Prozedur Schicht für

Schicht durch die Atmosphäre anwenden. Somit erhält man am Ende eine stattliche Anzahl von Abständen, die sich aus der Anzahl der Schichten mal der Unterteilung in die Winkelemente der Strahlen errechnet. Man erhält z. B. bei Schichten im Abstand von 100 m für einen horizontalen Strahl eine Distanz ($l_0(N)$) von knapp 35.7 km durch die unterste Schicht (N) und äußersten Schicht (1) immerhin noch 3 km ($l_0(1)$), wohingegen bei dem senkrechten Strahl alle Distanzen gleich dem 100 m Abstand der Schichten sind.

Durch Implementierung der neuen Abstände im Modell lassen sich neue Strahlungstemperaturprofile errechnen. In Bezug auf ein gemessenes Profil vom 07.08.2007 um 20:30 Uhr wurden verschiedene Modellläufe bei unterschiedlichen Absorptionskoeffizienten durchgerechnet. Die Lufttemperatur bzw. wärmste Temperatur in dem gemessenen Profil beträgt 19.2 °C. Dies ist somit der Startpunkt der Lufttemperatur der verschiedenen Höhenschichten, wobei die Temperatur von Schicht zu Schicht, nach der Standardatmosphäre, beginnend bei 19.2 °C, abnimmt.

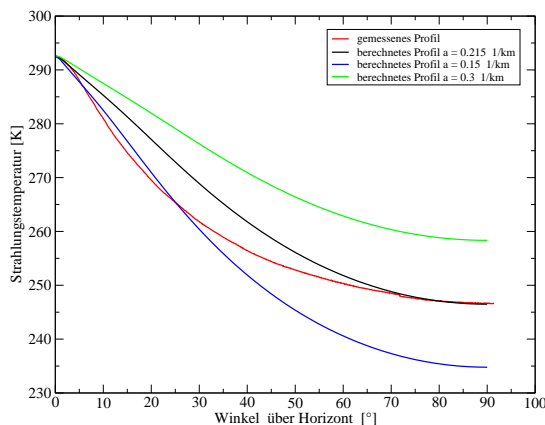


Abbildung 5.8: Ergebnis des Strahlungstransportmodells bei höhenkonstanter Absorption. Die rote Kurve zeigt das mit der Infrarotkamera gemessene Strahlungstemperaturprofil und die anderen, die jeweils mit verschiedenen Absorptionskoeffizienten modellierten Strahlungstemperaturkurven.

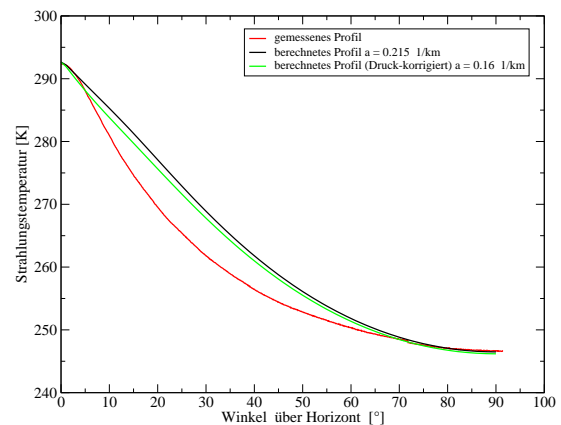


Abbildung 5.9: Ergebnis des Strahlungstransportmodells, wobei die rote Kurve das mit der Infrarotkamera gemessene Strahlungstemperaturprofil zeigt. Die schwarze und die grüne Kurve (Absorptionskoeffizienten sind mit dem Druck normiert) zeigen den Vergleich bei drucknormierter Absorption.

Der noch nicht vordefinierte Absorptionskoeffizient kann von Modelllauf zu Modelllauf geändert werden. Er wurde zunächst so gewählt, dass beide Fixpunkte (gemessene Temperatur in 0 ° und in 90 ° über dem Horizont) annähernd getroffen wurden. Die Ergebnisse zeigt Abbildung 5.8. Die grobe Form der errechneten Profilkurven passt zu der Gemesse-

nen. Die beiden Fixpunkte sind bei ca. 292.5 K und 246.5 K anzutreffen. Durch mehrmalige Rechnungen wird der Absorptionskoeffizient gefunden, dass annähernd beide Punkte getroffen werden.

In Abbildung 5.8 ist der Absorptionskoeffizient zu klein (blaue Linie - 0.15 1/Km) gewählt, so ergibt sich bei größeren Winkeln in Richtung Zenit eine zu kalte Strahlungstemperatur. Wählt man den Absorptionskoeffizient zu groß (grüne Linie - 0.3 1/Km), wird zu viel der kalten Hintergrundstrahlung absorbiert und nur die Strahlung aus den unteren wärmeren Schichten spielt in die Transportgleichung hinein. Die Strahlungstemperatur bei höheren Winkeln ist dann zu groß. Dabei muss der Absorptionskoeffizient $a = 0.2151/Km$ (schwarze Linie) eingesetzt werden, um auch den Fixpunkt bei 90 ° zu erreichen. Allerdings liegen beide Kurven im Mittelteil doch weit auseinander. Daher müssen noch weitere Verbesserungen an Strahlungsmodell vorgenommen werden.

Es wird davon ausgegangen, dass eine weitere Eigenschaft des durchstrahlten Mediums Luft eine Aussage über die Stärke der Absorption von langwelliger Strahlung in der Atmosphäre gibt. Bis jetzt war nur die sich ändernde Schichtdicke dafür verantwortlich, dass sich der höhenkonstante Absorptionskoeffizient als Produkt mit der Schichtdicke sich ändert.

Um das Modell zu verbessern und näher an die Realität anzupassen, können die Absorptionskoeffizienten auch höhenabhängig definiert werden. Die Luft hat in Erdbodennähe durch den hohen Luftdruck eine höhere Konzentration an Gasmolekülen als beispielsweise in 5000 m Höhe bei annähernd dem halben Luftdruck. Dadurch lässt sie die langwellige Strahlung schwieriger durch das Medium transmittieren. Es muss sich also der Absorptionskoeffizient mit der Höhe verändern lassen. Um dies zu realisieren wurde ein konstanter Absorptionskoeffizient mit dem normierten inversen Druck multipliziert.

$$\alpha(z) = e^{-a^* \cdot l(z)} = e^{-a \cdot \frac{1000}{p(z)} \cdot l(z)} \quad (5.5)$$

Folglich ist der Absorptionskoeffizient a^* jetzt veränderlich mit der Höhe. Bei mit der Höhe fallendem Druck wird der Exponent $-a \cdot (1000/p(z)) \cdot l(z)$ größer und damit die Absorption kleiner. Wie in Abb. 5.9 zu sehen ist, ändert sich die Kurve nur wenig. Der undefinierte "Bauch" wird nur mäßig kleiner, sodass diese Druckkorrektur noch nicht die erhoffte Verbesserung für das Modell bedeutet.

5.4 Höhenvariierende Absorption und weitere Programmänderungen

Da die Übereinstimmung der berechneten Werte mit der gemessenen Kurve noch nicht zufrieden stellend ist, werden weitere Veränderungen am Modell vorgenommen. Mit einem konstanten Absorptionskoeffizienten mit der Höhe lässt sich das gemessene Strahlungstemperaturprofil nicht reproduzieren. Die Temperaturwerte anhand der Standardatmosphäre zu nutzen, ist zu schemenhaft und soll deswegen durch die Heranziehung eines Radiosondenaufstieges ersetzt werden. Die einzelnen Schichten strahlen bekanntlich mit ihrer Temperatur und ist somit auch der wichtigste Faktor für die Berechnung des Strahlungstemperaturprofils vom Horizont bis zum Zenit. Die Temperatur der einzelnen Höhen aus den Radiosondenaufstiegen hält sich grob an den standardmäßigen Temperaturabfall mit der Höhe, trotzdem können gewisse Abweichungen auftreten und somit die Emission langwelliger Strahlung beeinflussen.

Da aus logistischen Gründen die Infrarot - und die Radiosondenmessung nicht an einem gemeinsamen Ort stattfinden konnten, musste die bodennahe Lufttemperatur der Radiosondendaten jeweils an die zusätzlich gemessene Lufttemperatur in 2 m Höhe angepasst werden. Auch die Zeiten ließen sich nicht immer vereinbaren, da bei den Infrarotmessungen annähernd eine wolkenfreie Atmosphäre zugrunde liegen und um die Mittagszeit, der Zeit der Radiosondenaufstiege, oft mit Konvektionswolken vorlieb genommen werden musste, können die Strahlungstemperaturprofilmessungen zeitlich leicht differieren. Bei den beiden benutzten Radiosondenstationen handelt es sich um die Station Lindenberg 10393 und Greifswald 10184. Aus den Werten der Radiosonde wird vorrangig die höhenzugeordnete Temperatur ausgelesen und durch Interpolation auf die 100 m Schichten angepasst. Ein Beispiel eines solchen Radiosondenprofils ist in der rechten Grafik in Abbildung 5.5 zu sehen. Für spätere Zwecke kann auch der Druck und der Taupunkt sowie weitere Daten aus den Aufstiegsdiagrammen herausgelesen werden.

Unterdessen konnte auch mit der eingebrachten Physik kein entscheidender Durchbruch an der Änderung des Absorptionskoeffizienten mit der Höhe gelingen und es musste somit eine andere Lösung gefunden werden. Es wurde das komplette Modell umgestaltet und die Absorptionskoeffizienten mit der Höhe veränderlich gemacht. Nun muss ein Weg gefunden werden, wie und durch was die Absorptionskoeffizienten definiert werden. Mit der Inversion des Gleichungssystems hat man je nach Anzahl der Schichten zu viele Unbekannte. Als die beste Variante zeigte sich die Methode der kleinsten Fehlerquadrate $rmse$ (root mean square Error). Ein anfänglich völlig wahlloses Profil der Absorptionskoeffizienten

wird so verändert, dass der Abstand der Strahlungstemperaturwerte von der berechneten zur gemessenen Kurve für jedes Winkelement minimal wird. Dies bedeutet, dass die Absorptionskoeffizienten so variiert werden, dass die berechnete Kurve zu der gemessenen Strahlungstemperaturkurve konvergiert. Vorausgesetzt das numerische Modell ist in der Lage zu konvergieren [Schönfeldt (2008)].

Nach mehrmaligen Durchläufen des Programms, nähert sich die berechnete Kurve immer mehr an die der gemessenen an. Bei jedem Durchlauf werden die Absorptionskoeffizienten wieder verändert, aber eben nur in jene Richtung, bei der der gesamte quadratische Fehler kleiner wird. Um zu starke Unterschiede der Absorptionskoeffizienten zwischen den benachbarten Schichten zu umgehen, wird nach jedem kompletten Durchlauf eine Art Dreiecksfilter über die Absorptionskoeffizienten gelegt.

$$a(s) = 0.05a(s - 1) + 0.9a(s) + 0.05a(s + 1) \quad (5.6)$$

Je nach Stärke des Filters, im Speziellen durch die Wahl des Vorfaktors, lassen sich die Absorptionskoeffizienten nur leicht oder aber eher stark an den Nachbarkoeffizienten ausrichten. Damit werden diese großen Diskrepanzen zwischen benachbarten Absorptionskoeffizienten, welche nicht real, sondern eher ein numerisches Artefakt sind, angeglichen [Schönfeldt (2008)].

Betrachtet man in diesem Zusammenhang das Prinzip des Strahlungstransports genauer, lässt sich feststellen, dass auch oberhalb der obersten Schicht (hier 8000 m) noch langwellige Strahlung in die äußerste Schicht hineintritt. Dementsprechend muss man eine gewisse Strahlung in die oberste Schicht einschleusen, um die Absorptionskoeffizienten realer zu gestalten. Weiterhin kann man nicht davon ausgehen, dass an der Oberkante der beliebig gewählten obersten Schicht keine Strahlung, im Speziellen 0 K herrschen. Da man die Anzahl der Schichten, ihre Dicke und damit die Höhe der Atmosphäre frei wählen kann, muss natürlich immer eine andere Temperatur als oberste Hintergrundstrahlung gewählt werden.

Die Temperatur am Außenrand der Atmosphäre spielt in den Strahlungstransfermodellen eine wichtige Rolle. Ist man nicht in der Lage diese Temperatur mit ausreichender Genauigkeit zu bestimmen, so treten Unterschiede in der Strahlungstransportrechnung auf, die oberhalb der Signifikanzgrenze liegen. Der Begriff der skin temperatur beschreibt die Temperaturstrahlung der äußersten Haut der Atmosphäre.

Um diesen Sachverhalt näher zu erläutern, wird ein anderes Strahlungsmodell nach Goody (1985) dargelegt. Die Atmosphäre wird wieder in verschiedene Schichten eingeteilt, aber

diesmal mit der Eigenschaft, dass die Schichtdicken so gewählt werden, dass die aus einer Schicht emittierte Strahlung in der nächstgelegenen Schicht vollständig absorbiert wird. Mit dieser Schichteneinteilung will man auf ein Temperaturprofil der Erde schließen, welches auf der Grundlage des Strahlungsgleichgewichtes beruht. Jede Schicht ist genau so dick, dass sie die gesamte Strahlung absorbiert und somit Energie von einer Schicht zur anderen transportieren. Durch die Abnahme der Dichte eines Gases mit der Höhe werden die Schichtdicken mit steigender Höhe folglich immer größer. Demzufolge dringt die Strahlung in größeren Höhen mit einer geringeren Dichte (Gasmoleküle pro Volumen) tiefer in die Schicht ein, ehe sie absorbiert wird. Je nachdem “wie viel” Atmosphäre vorhanden ist und wie effektiv diese die infrarote Strahlung absorbiert, wird die Gesamtanzahl der Schichten bestimmt. Diese Zahl ist bei Goody (1985) (Kapitel 3, Seite 63) definiert als die Optische Dicke der Atmosphäre.

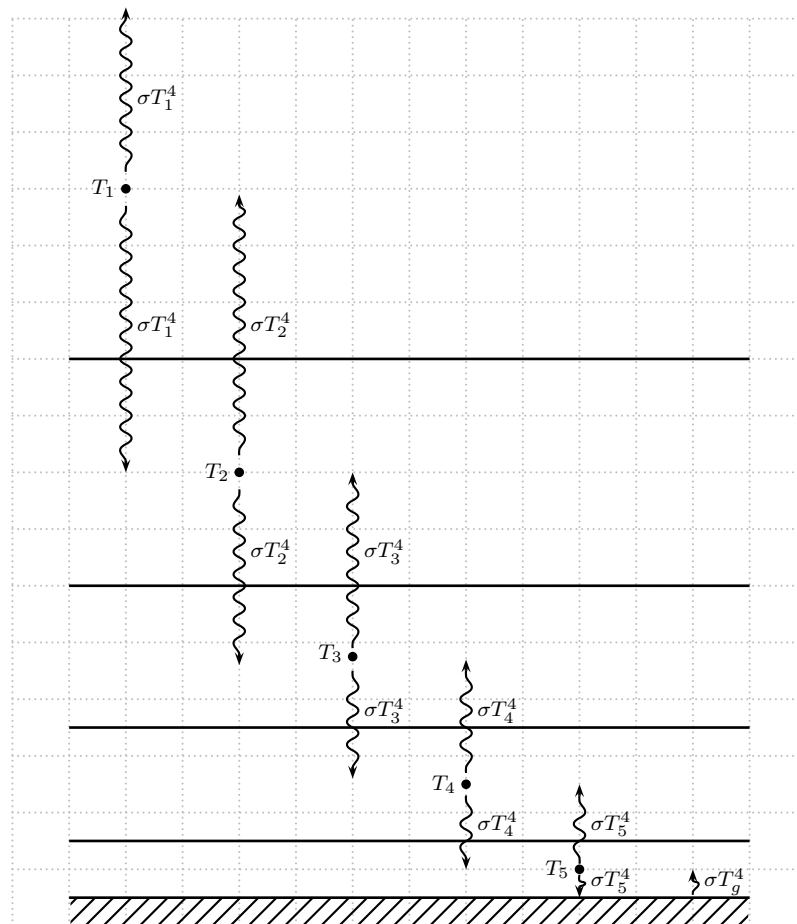


Abbildung 5.10: Schichtenaufbau der Atmosphäre mit den zwischen den Nachbarn austauschenden Strahlungsflüssen. Die solare Strahlung kann ungehindert durch die Atmosphäre transmittieren und nur den Boden erwärmen, verändert [Goody (1985)].

Die genaue Physik lässt sich anhand der Skizze in Abbildung 5.10 beschreiben. Betrachtet man z. B. die Energiebilanz an der obersten Atmosphärenschicht und definiert dort eine Temperatur T_1 , so strahlt sie mit dieser Temperatur einmal nach oben in den Weltraum und nach unten Richtung Erde. Laut der Annahme, die kurzwellige Strahlung werde nur an der Erdoberfläche umgesetzt, d. h. die Atmosphäre nur durch langwellige Wärmestrahlung vom Boden geheizt, so wird die oberste Schicht nur von der abgestrahlten Energie der darunterliegenden Schicht erwärmt. In Gleichung 5.7 wird dies anhand der abgestrahlten Energien in Form von STEFAN-BOLTZMANN dargestellt, d. h. die Strahlung in der obersten Schicht existiert nur aus dem Term $\sigma T_2^4 \uparrow$.

$$\begin{aligned}\sigma T_1^4 \uparrow + \sigma T_1^4 \downarrow &= \sigma T_2^4 \uparrow \\ \implies T_2^4 &= 2T_1^4 = 2T_e^4\end{aligned}\tag{5.7}$$

Die Energie der vorletzten Schicht setzt sich wiederum aus dem aus der obersten Schicht nach unten strahlendem Term $\sigma T_1^4 \downarrow$ und dem Term aus der darunterliegenden Schicht $\sigma T_3^4 \uparrow$ zusammen. Rechnet man die Temperatur jeweils aus und setzt diese zusammen, so kommt das in Gleichung 5.8 gezeigte Ergebnis heraus.

$$\begin{aligned}\sigma T_2^4 \uparrow + \sigma T_2^4 \downarrow &= \sigma T_3^4 \uparrow + \sigma T_1^4 \downarrow \\ \implies T_3^4 &= 2T_2^4 - T_1^4 = 4T_1^4 - T_1^4 = 3T_1^4 = 3T_e^4\end{aligned}\tag{5.8}$$

Verfolgt man dieses Schema Schicht für Schicht durch die Atmosphäre Richtung Boden, erkennt man eine Analogie.

$$T_4^4 = 4T_e^4; \quad T_5^4 = 5T_e^4\tag{5.9}$$

Selbiges gilt für den Erdboden. Für die Erdbodentemperatur folgt mit einer allgemeinen optischen Dicke die Gleichung 5.10.

$$\begin{aligned}T_g^4 &= T_e^4 + 5T_e^4 = 6T_e^4 \\ T_g^4 &= (1 + \text{optische Dicke}) \cdot T_e^4\end{aligned}\tag{5.10}$$

Die optische Dicke hängt i. A. vom vorhandenen Gas, seinen optischen Eigenschaften und der vertikalen Verteilung ab. Ein Nebeneffekt bei der Behandlung des Strahlungsmodells nach Goody (1985) sollte die am Außenrand der Atmosphäre bereitgestellte Energie und seine Wirkung auf die umgebenden Schichten sein. Je nachdem bis in welche Höhe die Strahlungstransportgleichung berechnet wird, stellt die Atmosphäre oberhalb einen unterschiedlichen Strahlungswert zur Verfügung.

Verschiedenen Vergleichsmessungen haben den enormen Einfluss der Hintergrundstrahlung

auf die Absorptionskoeffizienten wiedergegeben. Dieser Einfluss spiegelt sich vor allem in den Absorptionskoeffizienten der oberen Schichten wider, da der Strahlungsunterschied bei verschiedenen “Hintergrundstrahlwerten” ausgeglichen werden muss. Die unteren Absorptionskoeffizienten werden weniger stark beeinflusst.

Abbildung 5.11 zeigt die Bedeutung der “Hintergrundstrahlung” in einem Modelllauf mit der am 25.01.2008 aufgenommenen Messung. Die Bodentemperatur beträgt 5.8 °C. Die Funktionswerte der gemessenen und der berechneten Werte bilden die beiden Kurven im rechten Teil der Abbildung 5.11. Die rote ist die mit der Infrarotkamera gemessene und die schwarze, die mit dem Modell berechnete Kurve. In der linken Grafik ist das Absorptionsprofil mit den einzelnen Werten der Absorptionskoeffizienten in der entsprechenden Höhe dargestellt. Dies sind die reinen Absorptionskoeffizienten, ohne zusätzliche einbezogene normierte Parameter.

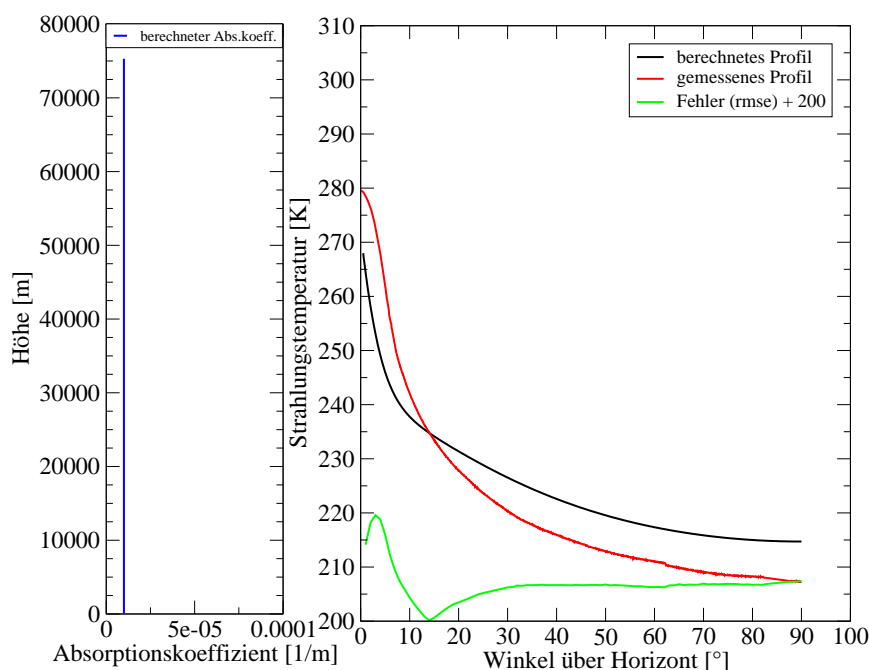


Abbildung 5.11: Vergleich des berechneten und gemessenen Strahlungstemperaturprofils. Als Hintergrundstrahlung wird an dieser Stelle 212 K angenommen.

Schaut man sich die Kurven der berechneten und der gemessenen Werte an, so erkennt man schon bei standardmäßig sehr kleinen Absorptionskoeffizienten, dass die Strahlungswerte für große Winkel auf kein niedrigeres Niveau fallen können. Der hier selbst definierte Wert der “Hintergrundstrahlung” ist zu groß. Da die Winteratmosphäre an sich schon viel kälter ist als die im Sommer, wird natürlich eine ganz andere Strahlungstemperatur von

der Kamera gemessen. Weiterhin enthält die Atmosphäre im Winter verglichen mit der im Sommer aufgrund der geringeren Temperatur auch weniger Wasserdampf. Geht man von der Absorption der Strahlung durch den Wasserdampf aus, so fällt im Winter die Strahlung auch aus größeren Höhen in die Kamera, denn der Temperaturunterschied in Abbildung 5.11 zwischen der Temperatur in Richtung Horizont und Zenit zeigt eine große Temperaturspanne von 70 K.

Dieser Effekt lässt sich in Abbildung 5.12 erkennen. Es ist die Transmission einiger verschiedener Modellatmosphären bis in eine Höhe von 23 km über der Wellenlänge aufgetragen. Man erkennt den deutlichen Unterschied in der Transmission der Luft einer Subarktischen Winteratmosphäre und einer Tropischen. Zweitere ist wesentlich wärmer und enthält somit mehr Wasserdampf, welcher die Transmission stark herabsetzt. Diese Transmissionsunterschiede sind in der Ozonbande nicht so stark ausgeprägt.

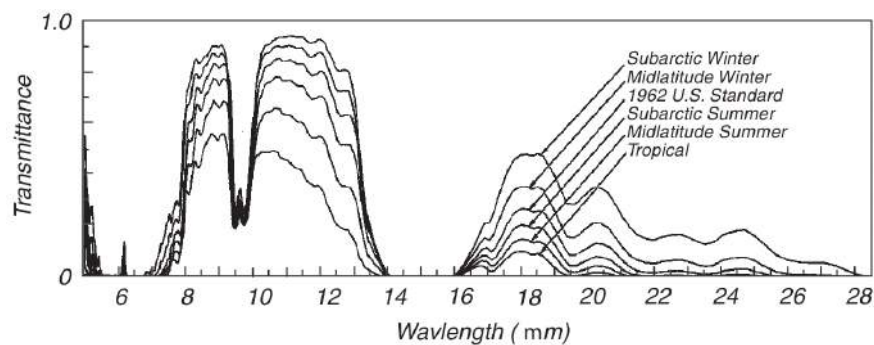


Abbildung 5.12: Atmosphärische Transmission einer vertikalen Luftsäule vom Boden bis in 23 km Höhe für verschiedene Modellatmosphären. Die Wellenlänge ist in μm angegeben. Es ist die stark schwankende Transmission der unterschiedlichen Modellatmosphären im Bereich der Wasserdampfabsorption zu sehen, [Selby and McClatchey (1975)].

Um die Größe der Strahlung für jede Messung bzw. Rechnung individuell einzustellen, müsste die "Hintergrundstrahlung" an die Messwerte gekoppelt werden. Eine Möglichkeit wäre, den Wert der Lufttemperatur in der obersten Schicht der Atmosphäre zu kennen und mit diesem in die oberste Schicht hineinzustrahlen. Allerdings muss beachtet werden, dass diese Schicht zur Hälfte nach oben und zur Hälfte nach unten strahlt (vergleiche Strahlungsmodell nach Goody (1985)). Natürlich wird auch diese Strahlung durch die jeweiligen Absorptionskoeffizienten in den darunter liegenden Schichten abgeschwächt.

Eine weitere Möglichkeit wäre, mit einem Standardtemperaturprofil der hohen Atmosphäre das Modell auch oberhalb des Radiosondenaufstieges weiterrechnen zu lassen. Somit errechnet sich das Modell die passende "Hintergrundstrahlung". Während die Modellläufe mit

Radiosondenwerten bis in ca. 30 km Höhe rechnen konnten, wird mit Hilfe von Literaturdaten dann bis in ca. 120 km modelliert. Allerdings ist nicht davon auszugehen, dass dieses Modell repräsentative Absorptionskoeffizienten in diesen Höhen berechnet. Es geht viel mehr um die Erzeugung der "Hintergrundstrahlung". Diese zweite Möglichkeit, der Berechnung bis in große Höhen soll im nachfolgenden Kapitel näher erläutert werden.

5.5 Berechnungen bis in die hohe Atmosphäre

Mit Hilfe solcher Standardtemperaturprofile der hohen Atmosphäre, welche je für Sommer und Winter unterschiedlich angegeben werden, kann das Strahlungstransportmodell weiter verbessert werden. Die Profile entstammen aus dem MSIS90-Modell, welches in Picone et al. (2002) näher beschrieben und dessen Werte in Tabelle 2 angegeben sind.

	Sommer (29.Juni)	Winter (1.Januar)
Höhe [Km]	Temperatur [K]	Temperatur [K]
0	291.4	282.3
2	283.6	273.6
4	270.8	258.9
6	256.2	243.0
8	242.3	229.2
10	230.5	219.4
12	221.7	214.4
14	216.2	212.3
16	214.4	211.1
18	215.2	210.1
20	217.7	209.6
25	224.7	212.5
30	234.5	221.0
35	249.7	235.0
40	263.8	252.1
45	271.9	262.7
50	270.4	258.3
55	260.8	247.3
60	246.2	238.7
65	229.6	233.2
70	213.0	229.4
75	196.2	226.0
80	176.0	218.6
90	162.2	196.4
100	208.9	184.8
110	245.9	236.5
120	352.8	375.2
130	487.3	523.0
140	585.5	642.1
150	657.6	740.1

Tabelle 2: Standardtemperaturprofil der hohen Atmosphäre für einen Sommer - und einen Winterfall. MSIS90-Modell für 45°N, 15°E 12 Uhr UTC, [MSIS-E-90 Atmosphere Model (2008)].

In die Berechnung eines solchen Profils gehen die Parameter geografische Länge/Breite, Tag des Jahres, Uhrzeit und Stärke der Sonnenaktivität in das Atmosphärenmodell MSIS90-Modell ein. Damit wird oberhalb des Radiosondenaufstieges mit dem Standardtemperaturprofil der hohen Atmosphäre an die Radiosondendaten angeknüpft. Durch die höherreichenden emittierfähigen Temperaturschichten kann das Modell den Strahlungstransport auch oberhalb der Radiosondendaten berechnen.

Eine dieser Berechnungen ist in Abbildung 5.13 zu sehen. Der linke Teil der Grafik zeigt wieder den Absorptionskoeffizienten in der jeweiligen Höhe und in der rechten Grafik die dazu gehörigen Strahlungstemperaturkurven. Es sind die gemessene und die berechnete Kurve, kaum noch von einander abheben. Die grüne Fehlerlinie (rmse + 200) zeigt kaum einen Wert, da die beiden Kurven gut übereinstimmen.

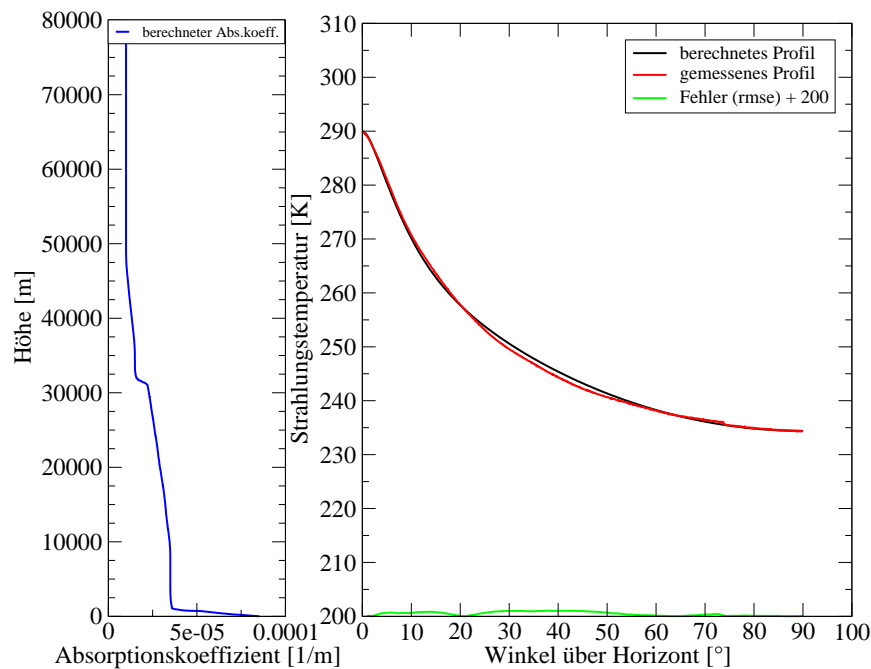


Abbildung 5.13: Vergleich des berechneten und gemessenen Strahlungstemperaturprofils. Die Hintergrundstrahlung wird an dieser Stelle durch Hinzunahme eines erweiterten Temperaturprofils für die hohe Atmosphäre vom Strahlungstransfermodell selbst berechnet.

Bei dieser Rechnung zeigen die Absorptionskoeffizienten am Boden die erwarteten hohen Werte, welche dann recht schnell abfallen und auf niedrigem Niveau verbleiben. Allerdings muss noch mal erwähnt werden, dass die Absorptionswerte in größeren Höhen keine repräsentativen Absorptionskoeffizienten darstellen, sondern vorrangig der Bestimmung der Hintergrundstrahlung dienen. Fokussiert man den Blick auf den unteren interessanteren Be-

reich wie er in Abbildung 5.14 zu sehen ist, so kann der Abfall der Absorptionskoeffizienten in den untersten Atmosphärenschichten genauer betrachtet werden. Der Absorptionskoeffizient für die unterste Schicht beträgt $8 \cdot 10^{-5} \text{ 1/m}$.

Wegen des schnellen Abfalls, muss fast die gesamte Absorption in den geringen Höhen bis 1500 m stattfinden. Der Grund der Absorption liegt in der hohen Konzentration des Wasserdampfes in der unteren Troposphäre. Der Wasserdampf besitzt im Wellenlängenintervall $8 - 14 \mu\text{m}$ eine Absorptionsbereich und kann somit die infrarote Strahlung teilweise absorbieren (siehe Abbildung 3.4). Je höher die Konzentration an Wasserdampf ist, desto weniger langwellige Strahlung kann durch so eine Luftsäule transmittieren. Auf die Absorption von Strahlung folgt immer auch die temperaturspezifische Emission langwelliger Strahlung. Daher emittieren Wasserdampfmolekülen im Infraroten. Auf Grund dieser Absorption und gleichzeitigen Emission hat die Atmosphäre Einfluss auf die alle Temperaturmessungen mittels Infrarot-Thermografie und ist somit größtenteils auf die bodennahe Wasserdampfabsorption zurückzuführen. Die Temperaturverteilung und die davon abhängige Wasserdampfverteilung ist maßgeblich für die Transparenz der Atmosphäre im langwelligen Infrarot verantwortlich. Dem entsprechend müssten die Absorptionskoeffizienten dem vertikalen Profil des Wasserdampfpartialdrucks ungefähr folgen.

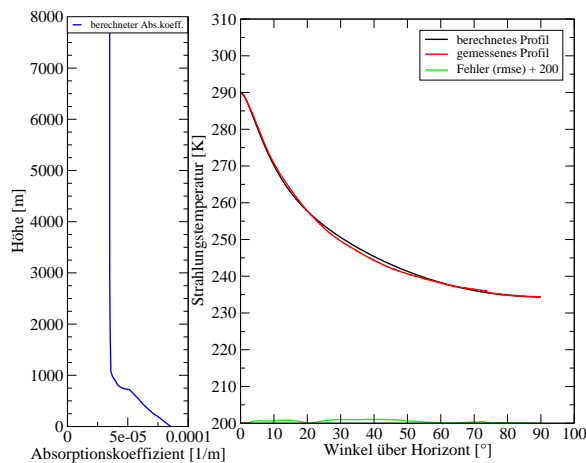


Abbildung 5.14: Vergleich des berechneten und gemessenen Strahlungstemperaturprofils, jedoch fokussiert auf die unteren Atmosphärenschichten.

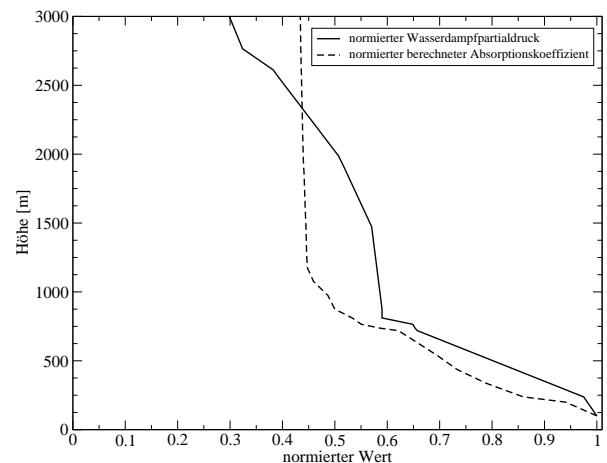


Abbildung 5.15: Vergleich der normierten Absorptionskoeffizienten mit dem normierten Wasserdampfpartialdruck. Die Normierung wird auf den untersten Wert bezogen.

Beim Vergleich der Absorptionskoeffizienten mit den Daten des Wasserdampfprofils entsteht die Abbildung 5.15. Es sind mit Hilfe der MAGNUS-Formel die Wasserdampfpartial-

drücke aus den Daten des Radiosondenaufstiegs berechnet und deren vertikales Profil mit dem der Absorptionskoeffizienten verglichen worden. Um die Daten vergleichen zu können, müssen beide Profile normiert werden. Dies geschieht durch den Quotient aus jedem Wert mit dem am Boden. Gleiches passiert mit den Werten der Absorptionskoeffizienten.

Man erkennt eine ähnlich starke Abnahme der Absorptionskoeffizienten mit der Höhe wie beim Wasserdampf in den untersten 1000 m. Dass die beiden Kurven nicht näher zusammen liegen, ist an den ungleichen Messort der Infrarotmessung und dem Radiosondenaufstieg gekoppelt. Oberhalb der 1000 m streut die Wasserdampfkurve aus den Radiosondendaten über einen etwas größeren Bereich, wohingegen die Absorptionskoeffizienten einen eher mittleren Wert widerspiegeln. Das heißt, Schichten mit unterschiedlicher Feuchtekonzentration können mit dem modellierten Strahlungstransfer nicht wieder gegeben werden, aber der unterste Bereich stimmt gut überein.

Die vertikale Verteilung von Wasserdampf in der Atmosphäre ist stark von der senkrechten Struktur der Temperatur abhängig. Mit steigender Höhe und damit abnehmender Temperatur kann die Luft nur noch wenig Wasserdampf enthalten, somit befindet sich der größte Teil des Wasserdampfes in den unteren wärmeren Atmosphärenschichten. Der Vergleich der Absorptionskoeffizienten mit dem Wasserdampfpartialdruck in Abbildung 5.15 zeigt auch das Maximum des Wasserdampfes, bzw. der Absorptionskoeffizienten in den bodennahen Schichten. Nach Lozán (2005), befindet sich die Hälfte des atmosphärischen Wasserdampfes unterhalb von 1.5 km Höhe. Weiterhin sind nur 5 % oberhalb von 5 km angesiedelt und sogar nur 1 % in der Stratosphäre anzutreffen. Laut der Abbildung 5.15 ist der Wasserdampfpartialdruck in dieser Höhe bereits auf die knappe Hälfte des Wertes vom Boden gefallen. Laut dem Modell bleibt der Absorptionskoeffizient in größeren Höhen auf niedrigem Niveau. Die Wasserdampfpartialdrücke erreichen ab einer Höhe von 4 km nur noch 4 % des bodennahen Wertes.

In dieser untersten Schicht bis etwa 1000 m korreliert der Wasserdampfpartialdruck mit den berechneten Absorptionskoeffizienten aus dem Modell. Damit lässt sich ein Zusammenhang herstellen, der die atmosphärische Absorption in Abhängigkeit vom Wasserdampfpartialdrucks angibt. Die Korrelation ist in Abbildung 5.16 dargestellt.

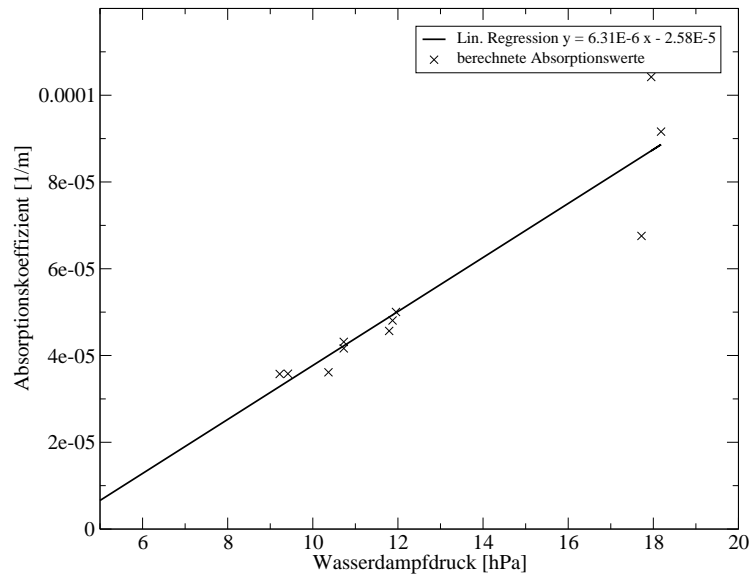


Abbildung 5.16: Korrelation zwischen dem Wasserdampfpartialdruck und dem berechneten Absorptionskoeffizienten aus dem Strahlungsmodell (Datenpunkte). Die durchgezogene Linie entspricht einer linearen Regression. Es sind die Absorptionskoeffizienten über dem Wasserdampfpartialdruck aufgetragen.

$$a = 6.31 \cdot 10^{-6} e_w - 2.58 \cdot 10^{-5} \quad (5.11)$$

Mit dieser Regressionsformel 5.11 aus Abbildung 5.16 kann der Absorptionskoeffizient mit der Einheit [1/m] in der bodennahen Schicht mit Hilfe des Partialdrucks von Wasserdampf in [hPa] abgeschätzt werden. Somit kann die Strahlungstemperatur weiter entfernter Objekte in Abhängigkeit des Wasserdampfes korrigiert werden. Damit dürfte die Infrarotkamera nicht nur bei kleinen Objektentfernungen Anwendung finden. Durchquert die Messstrecke dabei verschieden hohe Luftschichten, muss die zusätzlich zu der höhenveränderlichen Absorptionskoeffizienten das vertikale Temperaturprofil, z. B. aus der Standardatmosphäre bekannt sein. Das in Kapitel 4.2.2 erzielte Ergebnis des bodennahen Absorptionskoeffizienten $a = 3.95 \cdot 10^{-5} \text{ 1/m}$ müsste mit dieser Methode bestätigt werden können. Dieser Absorptionskoeffizient wurde bei einem bodennahen Wasserdampfpartialdruck von ca. 8 hPa mittels einer horizontalen Strahlungstemperaturmessung berechnet. Der Datenpunkt findet sich in geringem Abstand von der Regressionsgeraden in Abbildung 5.16 wider. Damit zeigt sich der Zusammenhang verschiedener Methoden der Absorptionskoeffizientenbestimmung mit dem bodennahen Feuchtegehalt der Luft.

Literatur

- Accetta, J. S. H. (1993). The infrared and electro-optical systems handbook.
- Albert, P., Bennartz, R., Preusker, R., Leinweber, R., and Fischer, J. (2005). Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22:309.
- Becker, F. and Li, Z.-L. (1995). Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4):225–253.
- Bignell, K. J. (1970). The water-vapour infra-red continuum. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96:390–403.
- Bundesverband Deutscher Baustoff-Fachhandel e. V., M. (2008).
- Büll, R. (1965). *Vom Wachs*, volume 1,8,1: Zur Phänomenologie und Technologie der Kerze unter besonderer Berücksichtigung der Wachskerze : von den Anfängen bis zur Gegenwart. Farbwerke Hoechst, Frankfurt (M)-Hoechst.
- Crewell, S., Hasse, G., Löhnert, U., Mebold, H., and Simmer, C. (1999). A ground based multi-sensor system for the remote sensing of clouds. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 24(3):207 – 211.
- Etling, D. (2008). *Theoretische Meteorologie : eine Einführung*. Springer, Berlin, 3., erw. und aktualisierte aufl. edition.
- Geiger, R. (1961). *Das Klima der bodennahen Luftschicht : ein Lehrbuch der Mikroklimatologie*. Die Wissenschaft ; 78. Vieweg, Braunschweig, 4., neubearb. u. erw. aufl. edition.
- Goody, Richard M. ; Walker, J. C. (1985). *Atmosphären*. Geowissen kompakt ; 9. Enke, Stuttgart.
- Google Inc. (2008). *Google Maps Deutschland*. <http://maps.google.de/>.
- Grant, W. B. (1990). Water vapor absorption coefficients in the 8-13-micron spectral region - A critical review. *Applied Optics*, 29:451–462.
- Guzzi, R. H., editor (2003). *Exploring the atmosphere by remote sensing techniques*. Lecture notes in physics ; 607. Springer, Berlin.

- Hinkley, Everett David [Hrsg.] ; Collis, R. T. M., editor (1976). *Laser monitoring of the atmosphere*. Topics in applied physics ; 14. Springer, Berlin.
- InfraTec (2008). *InfraTec GmbH*. <http://www.infratec.de/>.
- InfraTecGmbH (2000). *Einführung in Theorie und Praxis der Infrarot-Thermografie*.
- Kockarts, G. (2002). Transport phenomena. *JOURNAL DE PHYSIQUE IV*, 12(PR10):235–252.
- Kraus, H. (2004). *Die Atmosphäre der Erde : eine Einführung in die Meteorologie*. Springer, Berlin, 3., erw. und aktualisierte Aufl. edition.
- Lenoble, J. (1993). *Atmospheric radiative transfer*. Studies in geophysical optics and remote sensing. DEEPAK Publ., Hampton, Va.
- Liljequist, G. H. (1984). *Allgemeine Meteorologie : mit 24 Tabellen*. Springer, Heidelberg, 3., überarb. u. erw. Aufl., nachdruck edition.
- Liou, K.-N. (2006). *An introduction to atmospheric radiation*. International geophysics series ; 84. Academic Press, Amsterdam [u.a.], 2. ed., [2. print] edition.
- Lozán, J. L. H., editor (2005). *Warnsignal Klima : genug Wasser für alle?; wissenschaftliche Fakten; 71 Tab.* Verl. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg.
- Lüdi, A., Martin, L., and Mätzler, C. (2003). The retrieval of temperature profiles with the ground based radiometer system ASMUWARA. *IAP Research Report*, (2003-13).
- Mieß, M. (1968). Vergleichende Darstellung von meteorologischen Meßergebnissen und Wärmehaushaltsuntersuchungen an drei unterschiedlichen Standorten in Norddeutschland. Master's thesis, Hannover. Literaturverz. S. 198 - 210.
- MSIS-E-90 Atmosphere Model (2008). *NASA*. http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/msis_vitmo.html.
- Mätzler, C., Martin, L., Guerova, G., and Ingold, T. (2002). Assessment of integrated-water-vapor data at Bern from GPS, sun photometry, microwave radiometry and radiosonde.
- Pankrath, J. (1973). Die Wolke als mikrostrukturiertes fluides System : ein Modell konvektiver Regenfälle und deren Parametrisierung auf der Grundlage der theoretischen Wolkenphysik. Master's thesis.

- Peixoto, J. P. and Oort, A. H. (1992). *Physics of climate*. AIP; Springer, New York.
- Picone, J. M., Hedin, A. E., Drob, D. P., and Aikin, A. C. (2002). NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 107:1468.
- Raabe, A. (June 2005). Stinho structure of turbulent transport under inhomogeneous surface conditions part 1: The micro- scale field experiment. *Meteorologische Zeitschrift*, 14:315–327(13).
- Robert A. Rohde (2008). *Global Warming Art*. http://www.globalwarmingart.com/wiki/Image:Atmospheric_Transmission_png.
- Robert Roseu (2008). *SatGeo*. http://satgeo.de/satgeo/arbeitstechniken/t4_2.htm.
- Rogers, Roddy R. ; Yau, M. K. (1996). *A short course in cloud physics*. International series in natural philosophy ; 113. Butterworth Heinemann, [Woburn, Mass.], 3. ed., reprint. edition.
- Rose, T., Crewell, S., Löhnert, U., and Simmer, C. (2005). A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmospheric Research*, 75:183–200.
- Scheffer, F. and Schachtschabel, P. (2002). *Lehrbuch der Bodenkunde*. Spektrum Lehrbuch. Spektrum, Akad. Verl., Heidelberg, 15. Aufl. / neu bearb. und erw. von hans-peter blume edition.
- Schmitt, G. (1996). *Fortran-90-Kurs technisch orientiert : Einführung in die Programmierung mit Fortran 90*. Oldenbourg, München.
- Schroeder, D. (1992). *Bodenkunde in Stichworten*. Hirts Stichwortbücher. Hirt, Berlin, 5., rev. u. erw. Aufl. / von winfried e. h. blum edition. Früher im Verl. Hirt, Unterägeri.
- Schönfeldt, H. J. (2008). *persönliches Gespräch*.
- Schönwiese, C.-D. (1994). *Klimatologie : 27 Tab*. UTB ; 1793 : Geowissenschaften. Ulmer, Stuttgart.

- Selby, J. E. A. and McClatchey, R. A. (1975). Atmospheric transmittance from 0.25 to 28.5 microns: Computer code LOWTRAN 3. Technical report.
- Shaw, J., Nugent, P., Pust, N., Thurairajah, B., and Mizutani, K. (2005). Radiometric cloud imaging with an uncooled microbolometer thermal infrared camera. *Opt. Express*, 13(15):5807–5817.
- Sturm, T. F. (2006). *LATEX : Einführung in das Textsatzsystem*. Regionales Rechenzentrum für Niedersachsen, RRZN, Hannover [u.a.], 2., unveränd. Aufl. edition.
- Troller, M. (2004). *GPS based determination of the integrated and spatially distributed water vapor in the troposphere*. Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz ; 67. Schweizer. Geodät. Komm., Zürich.
- University of California (2008). *Using Imported Graphics in Documents*. <http://ds9.ssl.berkeley.edu>.
- Vogt, J. V. (1996). Land surface temperature retrieval from noaa avhrr data, in advances in the use of noaa avhrr data for land applications. Dordrecht [u.a.]. Kluwer.
- Warnecke, G. (1997). *Meteorologie und Umwelt : eine Einführung; mit 58 Tab.* Springer, Berlin, 2., überarb. u. aktual. Aufl. edition.
- Wikiversity (2008). *Fernerkundung*. http://de.wikiversity.org/wiki/Projekt:FE_Auswerteverfahren_1/Wettersatelliten/Strahlungstheoretische_Grundlagen.

Abbildungsverzeichnis

3.1	Spektrum der elektromagnetischen Strahlung, [Wikiversity (2008)].	10
3.2	Die mit dem PLANCKchen Strahlungsgesetz berechneten Strahlungskurven eines Schwarzen Körpers. Die durchgezogene Linie entspricht der Strahlung eines Körpers mit der Temperatur von 6000 K und die gestrichelte Linie eines mit 300 K.	12
3.3	Spezifische Ausstrahlung eines Schwarzkörpers einer beliebigen Temperatur in begrenzten Wellenlängenbereichen, [InfraTec (2008)].	13
3.4	Diese einzelnen Abschnitte zeigen die Energieabsorption der verschieden Gase. Der unterste Abschnitt zeigt die gesamte Absorption von den Gasen. Die Form der gesamten Absorption wird hauptsächlich durch die Wasserdampfabsorption dominiert, [Accetta (1993)].	14
3.5	Spektrale Emissivität eines a: Schwarzen Strahlers, b: Grauen Strahlers mit der Emissivität $\varepsilon = 0.75$ und c: eines realen Körpers mit einem wellenlängenabhängigen Emissivitätswert, [InfraTecGmbH (2000)].	16
3.6	Pyrometrisch-thermografische Messanordnung.	18
3.7	Skizze des Zwei-Flächenmodells, mit den dargestellten Pfeilen, welche die Energieflüsse symbolisieren, verändert nach [Kraus (2004)].	23
3.8	Randbedingungen für die Lösung der differentiellen Strahlungstransportgleichung (3.20).	26
4.1	Wärmebild eines Gebäudes mit typischen Wärmebrücken wie schlecht abgedichteten Rolladenkästen, Heizkörpernischen sowie Fehler in der Außendämmung der Wände. [Bundesverband Deutscher Baustoff-Fachhandel e. V. (2008)] .	29
4.2	Tagesgang der Temperatur in verschiedenen Bodentiefen, [Geiger (1961), Mieß (1968), Scheffer and Schachtschabel (2002)].	31
4.3	Jahresgang der Temperatur in verschiedenen Bodentiefen, [Geiger (1961), Mieß (1968), Scheffer and Schachtschabel (2002)].	31
4.4	Foto des Messplatzes und chronologisch angeordnete Infrarotbilder vom Messplatz in Fuhrberg. [(1.Reihe links) Foto (1.Reihe rechts) 3:28 Uhr; (2.Reihe links) 3:59 Uhr (2.Reihe rechts) 5:04 Uhr; (3.Reihe links) 5:10 Uhr (3.Reihe rechts) 5:27 Uhr; (4.Reihe links) 5:40 Uhr (4.Reihe rechts) 5:50 Uhr].	33

4.5	Es sind die Zeitreihen der akustisch gemessenen Lufttemperatur (gestrichelte Linien) vom 18.06.2008 in verschiedenen Höhen dargestellt. Die durchgezogenen Linien zeigen die Temperatur des Bodens bei einer Emissivität von $\varepsilon=0.95$ unter Einbeziehung der verschiedenen Umgebungstemperaturen auf der Grundlage der Gleichung 3.13.	35
4.6	Vogelperspektivischer Blick auf das Kraftwerk Lippendorf mit den rot nummerierten Messstellen. Gelb eingekreist sind die beiden 175 m hohen Kühltürme, verändert [Google Inc. (2008)].	38
4.7	Fotografische Aufnahme des Kraftwerk Lippendorf von der Messstelle 4. . .	39
4.8	Infrarot Aufnahme des Kraftwerk Lippendorf von der Messstelle 4.	39
4.9	Exponentielle Abnahme der Strahlungstemperatur der Wolke über der Entfernung und dessen Annäherung an die Lufttemperatur (gepunktete Linie).	40
4.10	In der abgebildeten Infrarotaufnahme einer kleinen Wolke unterscheiden sich die kälteren äußeren Bereiche recht deutlich von dem warmen zentral gelegen Kern um ca 10 K.	41
4.11	Links: Foto eines mit leichter Kumulus Bewölkung bedeckten Himmels. Die rechteckige Auswahl verdeutlicht das Blickfenster der Infrarotkamera. Rechts: Dazugehörige Infrarotkameraaufnahme.	42
4.12	Es ist die Strahlungstemperatur der Wolkenunterkante über der Entfernung zur Wolke dargestellt. Zur Entfernungsbestimmung wird eine Wolkenbasishöhe von 900 m angenommen. Die gestrichelte Linie bei 9 °C symbolisiert die bodennahe Lufttemperatur in 2 m Höhe.	44
4.13	Blick auf das Gebäude neben dem Leipziger Institut für Meteorologie während einer Nebelwetterlage. Das linke Bild wurde im sichtbaren Spektralbereich aufgenommen, während das Rechte das Gebäude im infraroten Spektralbereich zeigt. Im linken Bild ist die rechte Hausecke des Gebäudes fast nicht mehr zu erkennen, während sie in der rechten Aufnahme noch deutlich zu sehen ist.	45
4.14	Strahlungstemperatur der Wolkenunterkante bei zwei verschiedenen Beobachtungswinkeln vom Boden aus.	46
4.15	Ifrarot - Aufnahme zweier Kerzen vor verschieden temperiertem Hintergrund.	49

5.1	Infrarot - Bild des Horizonts an der Ostsee. Der untere Teil zeigt die Strahlungstemperaturverteilung der Wasseroberfläche und oberhalb des Horizonts ist die homogene Temperaturverteilung des wolkenlosen Himmels zu sehen. . .	52
5.2	Skizze der Horizontentfernung, ohne Berücksichtigung der atmosphärischen Krümmung der Strahlen. Vom Standort der Kamera aus, wird in Richtung Horizont entlang der Strecke x mit der Infrarotkamera die Strahlungstemperatur sondiert.	53
5.3	Beschreibung der Zusammenstellung eines Temperaturprofils auf Grund des kleinen horizontalen Öffnungswinkels der Infrarotkamera mittels fünf übereinander gelegten Bildern. Die Unterkante der ersten Aufnahme wird direkt auf den 0° Horizont aufgelegt und reicht 20° in Richtung Zenit. Mit einem möglichst gut übereinstimmenden Übergang werden für ein Profil fünf übereinander liegende Aufnahmen gemacht.	54
5.4	Gemessenes Strahlungstemperaturprofil des wolkenlosen Himmels.	55
5.5	Vergleich dreier Strahlungstemperaturprofile. In der linken Grafik sind die mit Infrarotkamera gemessenen Strahlungstemperaturprofile dargestellt, während in der rechten Grafik der Wasserdampfdruck (durchgezogen - unten) und die Lufttemperatur (gestrichelt - oben) gegenüber der einzelnen Höhen abgetragen ist.	56
5.6	Schichtenaufbau der Atmosphäre mit Beschreibung der Parameter in den einzelnen Schichten. Die vertikal orientierten Linien verdeutlichen die Wegstrecken der gemessenen Strahlen.	58
5.7	Gewölbter Schichtenaufbau der Atmosphäre zur besseren Bestimmung der Weglängen in den einzelnen Schichten.	62
5.8	Ergebnis des Strahlungstransportmodells bei höhenkonstanter Absorption. Die rote Kurve zeigt das mit der Infrarotkamera gemessene Strahlungstemperaturprofil und die anderen, die jeweils mit verschiedenen Absorptionskoeffizienten modellierten Strahlungstemperaturkurven.	63
5.9	Ergebnis des Strahlungstransportmodells, wobei die rote Kurve das mit der Infrarotkamera gemessene Strahlungstemperaturprofil zeigt. Die schwarze und die grüne Kurve (Absorptionskoeffizienten sind mit dem Druck normiert) zeigen den Vergleich bei drucknormierter Absorption.	63

5.10	Schichtenaufbau der Atmosphäre mit den zwischen den Nachbarn austauschenden Strahlungsflüssen. Die solare Strahlung kann ungehindert durch die Atmosphäre transmittieren und nur den Boden erwärmen, verändert [Goody (1985)].	67
5.11	Vergleich des berechneten und gemessenen Strahlungstemperaturprofils. Als Hintergrundstrahlung wird an dieser Stelle 212 K angenommen.	69
5.12	Atmosphärische Transmission einer vertikalen Luftsäule vom Boden bis in 23 km Höhe für verschiedene Modellatmosphären. Die Wellenlänge ist in μm angegeben. Es ist die stark schwankende Transmission der unterschiedlichen Modellatmosphären im Bereich der Wasserdampfabsorption zu sehen, [Selby and McClatchey (1975)].	70
5.13	Vergleich des berechneten und gemessenen Strahlungstemperaturprofils. Die Hintergrundstrahlung wird an dieser Stelle durch Hinzunahme eines erweiterten Temperaturprofils für die hohe Atmosphäre vom Strahlungstransfermodell selbst berechnet.	72
5.14	Vergleich des berechneten und gemessenen Strahlungstemperaturprofils, jedoch fokussiert auf die unteren Atmosphärenschichten.	73
5.15	Vergleich der normierten Absorptionskoeffizienten mit dem normierten Wasserdampfpartialdruck. Die Normierung wird auf den untersten Wert bezogen.	73
5.16	Korrelation zwischen dem Wasserdampfpartialdruck und dem berechneten Absorptionskoeffizienten aus dem Strahlungsmodell (Datenpunkte). Die durchgezogene Linie entspricht einer linearen Regression. Es sind die Absorptionskoeffizienten über dem Wasserdampfpartialdruck aufgetragen.	75

Tabellenverzeichnis

1	Auflistung der Messungen am Kraftwerkes Lippendorf vom 17.04.2008. . .	39
2	Standardtemperaturprofil der hohen Atmosphäre für einen Sommer - und einen Winterfall. MSIS90-Modell für 45°N, 15°E 12 Uhr UTC, [MSIS-E-90 Atmosphere Model (2008)].	71

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich die Gelegenheit nutzen, um mich bei Herrn Dr. Armin Raabe vom Leipziger Institut für Meteorologie der Universität Leipzig für die Bereitstellung dieses interessanten Themas und der guten Betreuung bei dessen Bearbeitung bedanken.

Auch Danke ich Herrn Prof. Dr. Gerd Tetzlaff vom Leipziger Institut für Meteorologie für die Übernahme der Begutachtung dieser Arbeit.

Des Weiteren danke ich Herrn Dr. H.-J. Schönfeldt für die wertvollen Hinweise und Anregungen, die mir bei der Bearbeitung des Themas sehr geholfen haben.

Außerdem danke ich allen Mitarbeitern des Leipziger Institut für Meteorologie für die Unterstützung, insbesondere Herrn Dipl. Met. Michael Wilsdorf für die kritische Durchsicht der Arbeit.

Besonderer Dank gilt meiner Familie, die mich in allen Abschnitten des Studiums moralisch begleitet und vor allem finanziell unterstützt haben. Abschließend möchte ich meiner Freundin Christiane für die Unterstützung in jeglicher Hinsicht danken.

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich ehrenwörtlich, dass die vorliegende Diplomarbeit selbstständig und nur unter Zuhilfenahme der angegebenen Literatur angefertigt wurde. Die aus fremden Quellen entnommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Außerdem erkläre ich mein Einverständnis, dass diese Arbeit in der Universitätsbibliothek aufgestellt und zugänglich gemacht wird.

Leipzig, 03. Februar 2009

Marcel König