

Vereinfachtes eindimensionales Modell zur Simulation der Erderwärmung durch anthropogenes Kohlenstoffdioxid

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktoringenieurin

(Dr.-Ing.)

von Dipl.-Ing. Nadine Lorenz
geb. am 27.12.1982 in Magdeburg

genehmigt durch die Fakultät für Verfahrens- und Systemtechnik
der Otto-von-Guericke-Universität Magdeburg

Promotionskommission:

Prof. Dr.-Ing. Ulrich Krause (Vorsitz)
Prof. Dr.-Ing. Eckehard Specht (Gutachter)
Prof. Dr.-Ing. Michael Beckmann (Gutachter)
Prof. Dr.-Ing. Rudolf Eggers (Gutachter)

eingereicht am: 30.05.2012

Promotionskolloquium am: 14.09.2012

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin am Lehrstuhl für Thermodynamik und Verbrennung des Instituts für Strömungsmechanik und Thermodynamik an der Otto-von-Guericke-Universität Magdeburg.

Für die Möglichkeit der Durchführung der Promotion, den stets zahlreichen und wertvollen Anregungen sowie der Betreuung möchte ich mich ganz herzlich bei Herrn Prof. Dr.-Ing. Eckehard Specht bedanken.

Bei Herrn Prof. Dr.-Ing. Michael Beckmann vom Institut für Energietechnik der Technischen Universität Dresden und Herrn Prof. Dr.-Ing. Rudolf Eggers vom Institut für Thermische Verfahrenstechnik der Technischen Universität Hamburg-Harburg bedanke ich mich für die Begutachtung der Arbeit.

Allen Mitarbeitern des Instituts möchte ich für die gute Zusammenarbeit und die kollegiale Unterstützung meinen Dank sagen. Besonders Herrn Gourisankar Sandaka und Herrn Ashok Kumar Nallathambi bin ich für ihre Hilfsbereitschaft und ihr Dasein sehr dankbar.

Von ganzem Herzen möchte ich meiner Familie für ihre vielfältige Unterstützung danken. Mein besonderer Dank richtet sich an meine Mutti, die mich auf dem Weg der Promotion immer ermutigt und liebevoll begleitet hat.

Magdeburg, September 2012

Nadine Lorenz

Abstract

Global warming is a widely discussed topic for which the opinions vary to a greater extent. Numerous models have already been developed to compute the effects of human influence on the climate. These models are often very complex and quite difficult to comprehend. Furthermore, the parameters of the global warming from the models of various climate institutes differ considerably. Thus the different approaches of the people range from climate disaster to climate lie. Therefore a simplified mathematical model has been developed to understand the effect of carbon dioxide on the mechanism of global warming.

With the help of this simplified model, the effect of anthropogenic carbon dioxide on the global temperature of the earth has been determined. For describing the mechanism of the greenhouse effect, it is sufficient to consider the earth as a body with uniform temperature. A characterization of the local temperature distribution on the earth is not the purpose of this model. The heat transfer in the atmosphere, in particular the radiation, can be described by known relations in thermal engineering. Here, the radiation exchange between the gas which is containing water vapor and carbon dioxide and the earth's surface as well as the clouds is considered. In addition, the effect of convection and evaporation in the atmosphere on the heat transfer is investigated.

The model is validated with the known average temperature of the earth. The heat transfer coefficient due to free convection acts as an adjustment parameter. Also, the influence of the carbon dioxide and the sensitivity of various other parameters on the global temperature of the earth are discussed. Parameters such as the emissivity of the gases H_2O and CO_2 , the evaporation heat of water, the convective heat transfer coefficient, the emissivity of the clouds and the height of clouds were studied in depth. In addition to that, with this model, the effect of the individual parameters on the temperature of the gas below and above the clouds and of the clouds can be predicted.

In this work the mass transfer of carbon dioxide from the atmosphere into the oceans is mathematically described. The response of the oceans to a change in carbon dioxide content in the atmosphere has also been demonstrated.

Kurzfassung

Die globale Erwärmung ist aktuell ein vieldiskutiertes Thema, bei dem die Meinung sehr weit auseinander geht. Zahlreiche Modellrechnungen von verschiedenen Klimainstituten wurden bereits erstellt, um die Auswirkungen des menschlichen Einflusses auf das Klima zu ermitteln. Diese Modelle sind meist sehr komplex und lassen sich schwer nachvollziehen. Des Weiteren weichen die Werte für die globale Erwärmung von den erstellten Modellrechnungen erheblich voneinander ab. Den Ergebnissen kann daher nur geglaubt werden. Somit reichen die unterschiedlichen Betrachtungsweisen der Menschen von Klimakatastrophe bis Klimälüge. So wurde ein einfaches mathematisches Modell entwickelt, um den Mechanismus des Treibhauseffektes durch das Kohlenstoffdioxid verständlich zu machen.

Mit diesem vereinfachten Modell soll gezeigt werden, wie das anthropogene Kohlenstoffdioxid die globale Erdtemperatur beeinflusst. Dazu wird die Erde mit einer einheitlichen Temperatur betrachtet. Die Beschreibung der örtlichen Temperaturverteilung auf der Erde ist nicht Ziel dieses Modells. Der Wärmeübergang in der Atmosphäre, insbesondere der durch Strahlung, wird durch bekannte Beziehungen aus der Ingenieurtechnik beschrieben. Hierbei wird der Strahlungsaustausch zwischen dem wasserdampf- und kohlenstoffdioxidhaltigen Gas mit der Erdoberfläche und den Wolken betrachtet. Zusätzlich wird die Wirkung der Konvektion und Verdampfung in der Atmosphäre auf den Wärmeübergang untersucht.

Das Modell wird validiert mit der bekannten mittleren Temperatur der Erde. Als Anpassungsparameter dient der Wärmeübergangskoeffizient durch die freie Konvektion. Dadurch kann der Einfluss des Kohlenstoffdioxids und die Sensibilität verschiedener anderer Parameter diskutiert werden. Parameter wie die Emissionsgrade von Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid, die Verdampfungswärme von Wasser, die konvektive Wärmeübertragung, der Emissionsgrad der Wolken und die Wolkenhöhe wurden in diesem Modell berücksichtigt. Es wird gezeigt, wie empfindlich die Temperatur der Erde auf eine Veränderung reagiert. Ebenso kann mit diesem Modell die Wirkung der einzelnen Parameter auf die Gastemperatur unter und über den Wolken sowie auf die Wolkentemperatur dargestellt werden.

Des Weiteren wird im Rahmen dieser Arbeit der Stoffübergang des Kohlenstoffdioxids aus der Atmosphäre in die Weltmeere mathematisch beschrieben. Die Reaktion der Ozeane auf eine Veränderung der Kohlenstoffdioxidkonzentration in der Atmosphäre wurde aufgezeigt.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	viii
Tabellenverzeichnis	ix
Nomenklatur	x
1 Einleitung	1
2 Grundlagen zum Klimasystem und seine Modellierung	3
2.1 Das Klimasystem	3
2.1.1 Allgemeine Komponenten des Klimasystems	3
2.1.2 Aufbau und Dynamik der Atmosphäre	5
2.1.3 Bedeutung der Ozeane im Klimasystem	7
2.2 Treibhausgase in der Atmosphäre	9
2.2.1 Was sind Treibhausgase?	9
2.2.2 Kohlenstoffdioxid als Treibhausgas	9
2.2.3 Wasserdampf und andere Treibhausgase	11
2.3 Treibhauseffekt und die Erderwärmung	12
2.4 Modellierung der Globalen Erwärmung	14
2.4.1 Klimamodelle	14
2.4.2 IPCC Szenarien	16
2.4.3 Unsicherheiten und Grenzen der Klimamodelle und Szenarien	18
3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs	20
3.1 Grundlagen der Wärmestrahlung	20
3.2 Solare Einstrahlung	24
3.3 Einfluss der Erdoberfläche auf die solare Strahlung	26
3.4 Terrestrische Strahlung der Erde	27
3.5 Beeinflussung der Strahlungsströme durch die Atmosphäre	28
3.6 Strahlungs- und Energiebilanzen	29
3.7 Verteilung der Erdoberflächentemperatur	32
3.8 Wärmetransportmodell des einfachen Treibhauses	35
3.9 Modell mit Einfluss latenter und sensibler Wärme	38
4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung	45
4.1 Modellbeschreibung	45

Inhaltsverzeichnis

4.2	Strahlungsaustausch	47
4.2.1	Energiebilanz an strahlenden Oberflächen	47
4.2.2	Netzwerkmethode mit strahlendem Gas	48
4.3	Gasstrahlung von Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf	52
4.3.1	Gehalt an CO ₂ und H ₂ O in der Atmosphäre	52
4.3.2	Strahlungseigenschaften von Gasen	54
4.3.3	Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke	57
4.4	Emissionsgrad unter den Wolken	62
4.5	Emissionsgrad von Kohlendioxid über den Wolken	63
4.5.1	Gesamtemissionsgrad von CO ₂	63
4.5.2	Emissionsgrad nach dem Graugas Modell	70
4.5.3	Emissionsgrad nach VDI	72
4.5.4	Vergleich der Emissionsgrade	73
4.6	Der Wärmeübergangskoeffizient als Anpassungsparameter	74
4.7	Einfluss der CO ₂ -Konzentration auf die Temperatur	79
4.8	Sensibilität der Erdtemperatur	82
4.8.1	Klimasensitivität	82
4.8.2	Reaktion auf Rückkopplungen	84
5	Stoffübergang von Kohlenstoffdioxid in die Weltmeere	89
5.1	Kohlenstoffaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean	89
5.1.1	Allgemeines zum Stoffaustausch	89
5.1.2	Bestimmung des Stoffübergangskoeffizienten	92
5.2	Dissoziationsreaktion des Kohlenstoffdioxids mit Wasser	95
5.3	CO ₂ -Massenfluss zwischen Atmosphäre und Ozeane	100
5.4	Reaktion der Ozeane auf eine Änderung der CO ₂ -Konzentration	100
6	Entwicklung der Erderwärmung	103
6.1	Rückblick in die Vergangenheit	103
6.2	CO ₂ -Emissionen in der Atmosphäre	107
6.2.1	Quellen und Senken von Kohlendioxidemissionen	107
6.2.2	Massenbilanz von Kohlendioxid in der Atmosphäre	109
6.3	Zukünftige Entwicklungstrends	111
6.3.1	Fossiler Energieverbrauch	111
6.3.2	CO ₂ -Gehalt in der Atmosphäre	112
6.3.3	Temperaturanstieg der Erde	113
6.4	Folgen des Temperaturanstiegs	114
7	Schlussfolgerungen	118
	Literaturverzeichnis	127

Abbildungsverzeichnis

2.1	Klimasystem	4
2.2	Aufbau der Atmosphäre	6
2.3	Atmosphärische Zirkulation	7
2.4	Globale Meeresströmungen	8
2.5	Kohlenstoffkreislauf	10
2.6	Anteil der Treibhausgase an den Gesamtemissionen	14
2.7	Globale Erdoberflächenerwärmung	18
3.1	Spektrum der elektromagnetischen Strahlung	21
3.2	Energieverteilung der schwarzen Strahlung	22
3.3	Rotation der Erde um die Sonne	25
3.4	Solare Strahlungsflussdichte in Abhängigkeit des Breitenkreis	25
3.5	Terrestrische Strahlung der Erde	28
3.6	Mittlere Strahlungsbilanz der Erdoberfläche	30
3.7	Strahlungsbilanz der Erde	31
3.8	Mittlere Temperatur der Erde in Abhängigkeit vom Emissionsgrad der Erde	33
3.9	Mittlere Jahrestemperatur der Luft	34
3.10	Modell des einfachen Treibhauses	35
3.11	Einfluss der Albedo auf die Temperatur des Glasdaches	37
3.12	Einfluss der Albedo auf die Temperatur des Erdbodens für unter- schiedliche Emissionsgrade des Glasdaches	37
3.13	Einfluss der Albedo auf die Temperatur des Erdbodens für unter- schiedliche Emissionsgrade des Erdbodens	38
3.14	Modell mit Verdunstung	39
3.15	Temperatur der Wolken in Abhängigkeit vom Emissionsgrad	40
3.16	Temperatur der Erde in Abhängigkeit von der Verdunstung	41
3.17	Modell ergänzt durch Konvektion \dot{q}_α	42
3.18	Temperatur der Erde in Abhängigkeit von der Konvektion	43
4.1	Wärmetransportmodell mit Gasstrahlung	45
4.2	Energieströme an einer grau strahlenden Oberfläche	47
4.3	Ersatzschaltbild für den Strahlungsaustausch	49
4.4	Temperatur und Sättigungsdruck in der Atmosphäre	53
4.5	Sättigungsmenge in der Atmosphäre	54
4.6	Emissionsspektrum von Kohlendioxid und Wasserdampf	55

Abbildungsverzeichnis

4.7	Abnahme der Strahlungsintensität in einem absorbierenden Medium der Dicke L	56
4.8	Partialdruck*Schichtdicke von CO_2 über den Wolken	60
4.9	Partialdruck*Schichtdicke von CO_2 unter den Wolken	61
4.10	Partialdruck*Schichtdicke von CO_2 über den Wolken	61
4.11	Emissionsgrad von Kohlendioxid nach Hottel, Egbert 1942	62
4.12	Emissionsgrad des Gasgemisches unter den Wolken	63
4.13	Energierohdichte in einem Wellenlängenbereich von λ_1 bis λ_2	64
4.14	Bruchteilmfunktion der Banden von Kohlenstoffdioxid bestimmt nach Gleichung (4.50)	66
4.15	Bruchteilmfunktion der Banden von Kohlenstoffdioxid vereinfacht berechnet	67
4.16	Bandabsorption der $15\text{-}\mu\text{m}$ -Bande	69
4.17	Emissionsgrad des Kohlenstoffdioxids in Abhängigkeit der Temperatur	69
4.18	Veränderung des Emissionsgrades $\varepsilon_{\text{CO}_2}$ durch eine CO_2 -Erhöhung	70
4.19	Veränderung des Emissionsgrades $\varepsilon_{\text{CO}_2}$ durch eine CO_2 -Erhöhung nach dem Graugas-Modell	72
4.20	Veränderung des Emissionsgrades $\varepsilon_{\text{CO}_2}$ durch eine CO_2 -Erhöhung nach VDI	73
4.21	Veränderung des Emissionsgrades $\varepsilon_{\text{CO}_2}$ durch eine CO_2 -Erhöhung Vergleich	74
4.22	Temperatur der Erde in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Emissionsgrade der Wolken	75
4.23	Temperatur der Erde in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Wasserdampfkonzentrationen	75
4.24	Temperatur des Gases unter den Wolken in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang	76
4.25	Temperatur des Gases unter den Wolken in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Emissionsgrade der Wolken	77
4.26	Temperatur des Gases über den Wolken in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Emissionsgrade der Wolken	78
4.27	Temperatur der Wolken in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Emissionsgrade der Wolken	78
4.28	Erderwärmung in Abhängigkeit von der CO_2 -Konzentration	79
4.29	Temperatur des Gases unter den Wolken in Abhängigkeit von der CO_2 -Konzentration	80
4.30	Temperatur des Gases über den Wolken in Abhängigkeit von der CO_2 -Konzentration	81
4.31	Temperatur der Wolken in Abhängigkeit von der CO_2 -Konzentration	81
4.32	Klimasensitivität	83
4.33	Erderwärmung in Abhängigkeit von der Solarkonstante	85
4.34	Erderwärmung in Abhängigkeit von der Wasserdampferhöhung	85

Abbildungsverzeichnis

4.35	Erderwärmung in Abhängigkeit von der Verdunstungsrate	86
4.36	Erderwärmung in Abhängigkeit vom Wolkenanteil	87
4.37	Erderwärmung in Abhängigkeit von der Albedo der Erdoberfläche .	88
5.1	Stofftransport nach der Zweifilmtheorie	90
5.2	Vergleich der Gastransferraten verschiedener Studien in Abhängig- keit von der Windgeschwindigkeit für Meerwasser bei 20 °C	94
5.3	Stoffübergangskoeffizient $\beta_{CO_2,l}$ in Abhängigkeit von der Windge- schwindigkeit für Meerwasser bei 15 °C	95
5.4	Existenzbereiche des Carbonatsystems in Abhängigkeit vom pH-Wert	99
5.5	pH-Wert in Abhängigkeit von der Konzentration an gelösten CO ₂ .	101
5.6	Konzentration an gelösten CO ₂ in Abhängigkeit von der Temperatur	102
6.1	Nordhemisphären Mitteltemperatur der letzten 10000 Jahre	104
6.2	Temperaturanomalie seit 1880	105
6.3	CO ₂ -Konzentration in der Atmosphäre	106
6.4	Temperatur der Erde in der Vergangenheit	107
6.5	Entwicklung des weltweiten Energieverbrauches	108
6.6	Energiebedingte Kohlenstoffdioxidemissionen weltweit	108
6.7	Jährliche Änderung des CO ₂ -Gehaltes in der Atmosphäre	111
6.8	Zukünftige Entwicklung des Primärenergieverbrauchs	112
6.9	Zukünftige Entwicklung des CO ₂ -Gehaltes in der Atmosphäre . . .	113
6.10	Zukünftige Entwicklung der Temperatur der Erde	114
6.11	Thermische Ausdehnung der Ozeane	115

Tabellenverzeichnis

2.1	Zusammensetzung der Atmosphäre	5
2.2	Treibhausgase in der Atmosphäre	9
2.3	Kohlenstoffspeicher im Überblick	10
2.4	Aufschlüsselung der Treibhausgase hinsichtlich des natürl. Treib- hauseffekts	13
2.5	Mittlere Erwärmung der Erdoberfläche und Meeresspiegelanstieg . .	18
3.1	Bodenalbedo für verschiedene Oberflächen	27
4.1	Partialdruck*Schichtdicke	59
4.2	Bruchteilfunktion	65
4.3	Banden des Kohlenstoffdioxids	66
5.1	Formulierungen zur Gastransferrate k in cm/h	93

Nomenklatur

Lateinische Buchstaben

Formelzeichen	Bezeichnung	Einheit
A	Fläche	$[m^2]$
A	Bandenabsorption	$[1/cm]$
a	Absorptionskoeffizient	$[1/bar/m]$
\dot{B}	Bestrahlung	$[W]$
\dot{b}	Bestrahlungsichte	$[W/m^2]$
C	Volumenkonzentration	$[ppm]$
c	Wärmekapazität	$[J/kg/K]$
c_0	Vakuumlichtgeschwindigkeit	$3 \cdot 10^8 [m/s]$
c_1	1. Plancksche Konstante	$3,7418 \cdot 10^{-16} [W m^2]$
c_2	2. Plancksche Konstante	$1,4388 \cdot 10^{-2} [m K]$
c_i	Konzentration des Stoff i	$[mol_{Gas}/mol_{H_2O}]$
D	Diffusionskoeffizient	$[m^2/s]$
D	Durchmesser	$[m]$
E	Energieverbrauch	$[MJ/a]$
\dot{E}	Eigenemission	$[W]$
\dot{e}	Energiestromdichte	$[W/m^2]$
\dot{e}	Eigenemissionsdichte	$[W/m^2]$
F_s	Bruchteilfunktion	$[-]$
g	Erdbeschleunigung	$9,81 [m/s^2]$
H	Tiefe Ozean	$[m]$
h	Planck-Konstante	$6,626 \cdot 10^{-34} [W s^2]$
\dot{H}	Helligkeit	$[W]$
\dot{h}	Helligkeitsdichte	$[W/m^2]$
He	Henrykoeffizient	$[bar mol_{H_2O}/mol_{Gas}]$
I	Intensität	$[W/m^2/sr]$
k	Boltzmann-Konstante	$1,38 \cdot 10^{-23} [W s/K]$
k	Gastransferrate	$[cm/h]$
L	Länge	$[m]$
M	Masse	$[kg]$
\tilde{M}	Molmasse	$[g/mol]$
\dot{M}	Massenstrom	$[kg/s]$

Nomenklatur

\dot{n}	Stoffstromdichte	$[mol/m^2/s]$
p	Druck	$[Pa]$
\dot{Q}	Wärmestrom	$[W]$
\dot{q}	Wärmestromdichte	$[W/m^2]$
\tilde{R}	universelle Gaskonstante	$8,31[J/mol/K]$
R	spezielle Gaskonstante	$[J/kg/K]$
R_E	Radius Erde	$[m]$
R_i	Oberflächenwiderstand	$[1/m^2]$
R_{ik}	Strahlungsaustauschwiderstand	$[1/m^2]$
S	Salinität	$[g_{Salz}/kg_{Meerwasser}]$
s	Abstand Sonne-Erde	$[m]$
T	Temperatur	$[K]$
u	Windgeschwindigkeit	$[m/s]$
Δh	Verdampfungsenthalpie	$[J]$
Δh_v	Spezifische Verdampfungsenthalpie	$[J/kg]$
X	Beladung	$[kg/kg]$
Z	Höhenkoordinate	$[m]$

Griechische Buchstaben

Formelzeichen	Bezeichnung	Einheit
α	Wärmeübergangskoeffizient	$[W/m^2/K]$
α	Absorptionsgrad	$[-]$
α	Albedo	$[-]$
β	Wärmeausdehnungskoeffizient	$[1/K]$
β	Stoffübergangskoeffizient	$[m/s]$
δ	Grenzschichtdicke	$[m]$
ε_i	Emissionsgrad	$[-]$
ε_{ij}	Strahlungsaustauschgrad	$[-]$
λ	Wärmeleitkoeffizient	$[W/m/K]$
λ	Wellenlänge	$[\mu m]$
ν	kinematische Viskosität	$[m^2/s]$
ϑ	Temperatur, Celsius	$[^\circ C]$
ρ	Dichte	$[kg/m^3]$
ρ	Reflexionsgrad	$[-]$
σ	Stephan-Boltzmann-Konstante	$5,67 \cdot 10^{-8}[W/m^2/K^4]$
τ	Transmissionsgrad	$[-]$
φ	relative Luftfeuchtigkeit	$[-]$
φ_{ij}	Einstrahlzahl	$[-]$
ψ	Winkel zur Flächennormale	$[rad]$

Indizes

Index	Bezeichnung
B	Boden
ch	Charakteristische Länge
D	Dampf
D	Dach
E	Erde
g	Gas
L	Luft
O	Oberfläche
0	Normbedingungen
S	Sonne
s	schwarze Strahlung
s	Sättigung
v	bezogen auf Verdampfung
W	Wolken
W	Wasser
∞	Weltall
α	bezogen auf Konvektion
ε	bezogen auf Strahlung
λ	bezogen auf Wellenlänge

Vorzeichen	Bezeichnung
Δ	Differenz
d	differentiell
∂	partiell
\int	Integral
Σ	Summe

Abkürzungen

Abkürzung	Bezeichnung
C	Kohlenstoff
CO	Kohlenstoffmonoxid
CO ₂	Kohlenstoffdioxid
CH ₄	Methan
O	Sauerstoffion
O ₂	Sauerstoff
O ₃	Ozon

Nomenklatur

H_2O	Wasser
CO_3^{2-}	Carbonation
H_2	Wasserstoff
H^+	Wasserstoffion
HCO_3^-	Hydrogencarbonation
OH^-	Hydroxidion
N_2	Stickstoff
N_2O	Distickstoffoxid
G	Gas
En	Enhancementfaktor
TA	totale Alkalinität
ALK	Carbonalkalinität
DIC	total dissolved inorganic carbon
pH	pH-Wert

Kennzahlen

Gr	Graßhofzahl
Nu	Nusseltzahl
Pr	Prandtlzahl
Re	Reynoldszahl
Sh	Sherwoodzahl
Sc	Schmidtzahl

1 Einleitung

In den vergangenen Jahrzehnten haben die weltweiten Naturkatastrophen in Anzahl und Intensität zugenommen. Starke Wirbelstürme wie die Hurrikane Katrina und Rita wüteten im Jahr 2005 in Teilen Amerikas. Doch Tornados sind schon lange nicht nur ein Phänomen in den USA, auch in Deutschland kam es in den letzten Jahren immer wieder zu starken Windhosen. Ebenfalls ist die Anzahl starker Niederschläge gestiegen, und die daraus resultierenden Hochwasser treten immer häufiger auf. Eine besonders schwere Flutkatastrophe traf Pakistan im Jahr 2010. Auch das Schmelzen der Gletscher und Polkappen in einer bedrohlichen Geschwindigkeit führt zur Besorgnis. Die Folgen von Klimakatastrophen sind verheerend; sie zerstören ganze Dörfer und können mehrere tausend Todesopfer fordern. In Zukunft werden sich die Katastrophen fortsetzen und verstärken. Klimakatastrophen werden als Konsequenz der globalen Erwärmung gesehen. Diese stellt eines mit der größten zu lösenden Probleme der Menschheit in der Zukunft dar. Folgedessen rückt das Thema der globalen Erwärmung immer mehr in die Diskussion der Öffentlichkeit und beschäftigt die Politik wie auch die Wissenschaft.

Von großer Bedeutung ist die Frage nach dem Einfluss der Zunahme der Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre auf das Klima. Klimaforscher sehen einen möglichen Zusammenhang zwischen dem Anstieg der Konzentration und der globalen Temperaturerhöhung der letzten Jahrzehnte. Höchstwahrscheinlich wurde der größte Teil der globalen Erwärmung durch den Menschen verursacht. Bereits seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts werden Klimamodelle mit Hochleistungsrechnern erstellt, um das zukünftige Klima vorherzubestimmen. Hierbei wird von verschiedenen Szenarien und Einflussparametern ausgegangen. Aufgrund der Komplexität sind solche Computersimulationen schwierig zu verstehen und führen bei einigen Wissenschaftlern zu Zweifeln, ob die Erderwärmung durch anthropogenes Kohlenstoffdioxid existiert. In der IPCC Studie sind eine Vielzahl von Ergebnissen dargestellt und diskutiert. Nur eine einfache mathematische Beschreibung des Treibhauseffekts fehlt. Auch in Lehrbüchern, wie z. B. das bekannte Buch "Wärme- und Stoffübertragung" von Baehr und Stephan, gibt es noch keine vereinfachten Berechnungen der Erderwärmung durch eine Zunahme der CO₂-Konzentration. Um die Wirkung der wichtigsten Einflussgrößen zu veranschaulichen, werden in der Natur- und Ingenieurwissenschaft physikalische bzw. technische Vorgänge mit einfachen eindimensionalen Modellen beschrieben. Da nicht alle lokalen Effekte in einem eindimensionalen Modell berücksichtigt werden können, ist die Genauigkeit begrenzt. Nur mit Hilfe von dreidimensionalen Differentialgleichungssystemen sind

1 Einleitung

genauere Berechnungen möglich. Durch die Wahl entsprechender Annahmen lassen sich lokale Effekte darstellen; wodurch es aber auch zu erheblichen Abweichungen der Ergebnisse von dreidimensionalen Modellen kommen kann. Ein Verständnis für die komplexen Zusammenhänge können mit einem eindimensionalen Modell erreicht werden. Daher ist die Verwendung eines einfachen Modells sinnvoll. Meist werden mathematische Modelle durch eine geeignete Wahl verschiedener Parameter wie z. B. Wärmeübergangskoeffizienten oder Reaktionskoeffizienten an die Wirklichkeit angepasst.

Im Rahmen dieser Arbeit wird ein einfaches analytisches Modell entwickelt, mit dem die Erderwärmung berechnet werden kann. Der Wärmeübergangsmechanismus in der Atmosphäre wird durch bekannte Beziehungen aus der ingenieurtechnischen Praxis beschrieben. Im Zentrum steht die Frage, welchen Einfluss das vom Menschen erzeugte Kohlenstoffdioxid auf die weitere Entwicklung der Erdtemperatur ausübt. Grundlage für dieses Modell ist die Annahme einer einheitlichen Erdoberflächentemperatur der Erde sowie stationäre Bedingungen. Somit ist eine eindimensionale Betrachtung in vertikaler Richtung möglich. Eine Beschreibung der örtlichen Temperaturverteilung auf der Erde ist nicht Ziel des Modells. Das Modell wird validiert mit der bekannten mittleren Temperatur der Erde. Somit kann die Wirkung unterschiedlicher Parameter auf die Temperatur der Erde beschrieben und diskutiert werden. Betrachtet werden hierbei die Veränderung der Sonnenstrahlung, die Albedo sowie die Wärmeübergangsmechanismen der Gasstrahlung, Festkörperstrahlung, Konvektion, Verdampfung und Kondensation. Durch Variation der entsprechenden Parameter wird gezeigt, wie empfindlich die Temperatur der Erde auf eine Veränderung reagiert. Andere Faktoren wie z. B. die Zirkulation der Atmosphäre und der Ozeane, Kopplungseffekte zwischen Atmosphäre und Ozeanen sowie die Rolle der anderen Treibhausgase neben Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf werden in diesem Modell nicht berücksichtigt.

Einen starken Einfluss auf den atmosphärischen CO_2 -Gehalt haben die Ozeane, da sie in der Lage sind, Kohlenstoffdioxid aufzunehmen und zu speichern. Folglich sind die Ozeane von großer Bedeutung für die Entwicklung des globalen Klimas. Ziel dieser Arbeit ist es, den Zusammenhang zwischen dem atmosphärischen Kohlenstoffdioxid und den Ozeanen darzustellen. Dazu wird der Stoffübergang des Kohlenstoffdioxids aus der Atmosphäre in die Weltmeere mathematisch modelliert. Die hierbei ablaufenden Vorgänge werden ausführlich beschrieben. Dabei muss berücksichtigt werden, dass Kohlenstoffdioxid in Wasser Kohlensäure bildet und dissoziiert.

Von besonderem Interesse ist es zu wissen, wie sich die Temperatur der Erde in den nächsten Jahrzehnten entwickeln wird. Auf Basis des prognostizierten Verbrauches an fossilen Brennstoffen wird schließlich der zukünftige CO_2 -Anstieg in der Atmosphäre ermittelt. Aus diesem wird in einem letzten Schritt der zukünftige Temperaturanstieg der Erdoberfläche bestimmt.

2 Grundlagen zum Klimasystem und seine Modellierung

2.1 Das Klimasystem

2.1.1 Allgemeine Komponenten des Klimasystems

Um das Klima und seine Veränderungen besser verstehen zu können, ist es wichtig, sich im Vorfeld mit den Grundlagen der Klimatologie vertraut zu machen. Vorab soll zunächst geklärt werden, was unter dem Begriff Klima zu verstehen ist, und was der Unterschied zum Begriff Wetter ist. Das Wetter beschreibt den messbaren Zustand der Troposphäre an einem bestimmten Ort zu einem bestimmten Zeitpunkt. Wetter ist für Jedermann spürbar in Form von Regen, Wind, Hitze oder Kälte. Das Klima dagegen beschreibt den durchschnittlichen Zustand in einem bestimmten Gebiet über einen längeren Zeitraum (Jahre bis Jahrtausende). Um Aussagen über das Klima machen zu können, werden Klimaelemente wie Lufttemperatur, Luftdruck, Luftfeuchtigkeit, Wind, Bewölkung und Niederschlag gemessen. Diese Messgrößen sollten immer im Zusammenhang mit den klimabestimmenden Faktoren betrachtet werden, wie z. B. Höhenlage, Lage zum Meer, Breitenlage, Relief und die vorherrschende Windrichtung. Das Klimasystem setzt sich aus verschiedenen Komponenten zusammen:

- Atmosphäre (Lufthülle) mit den Windsystemen und der Wolkenbildung
- Biosphäre (Lebewesenwelt) mit Tieren und Pflanzen
- Hydrosphäre (Wasserhülle) mit Meeren, Flüssen, Seen und Regen
- Kryosphäre (Eishülle) mit Schnee, Gebirgsgletschern und Meereis
- Pedosphäre (Bodenhülle) Trennschicht zwischen Atmos- und Lithosphäre
- Lithosphäre (Gesteinshülle) Erdkruste mit festen Gestein und Vulkanen

Diese Einzelkomponenten sind eng miteinander verknüpft. Sie berühren, durchdringen und beeinflussen sich gegenseitig. Demnach stehen die einzelnen Komponenten miteinander in Wechselwirkung, wie in der Abbildung 2.1 dargestellt ist. Die Atmosphäre steht z.B. über die gewaltigen Strömungen und den Stoffaustausch mit den Ozeanen in Interaktion. Ebenso beeinflusst die Vegetation den Kohlendioxidgehalt in der Atmosphäre. Aber auch die Atmosphäre mit ihrer chemischen

Zusammensetzung bewirkt Veränderungen in der Vegetation. Weiterhin wirken die Schnee- und Eisgebiete aufgrund der Reflektion der Sonnenstrahlung auf die Temperatur der Atmosphäre ein. Alle diese Komponenten reagieren unterschiedlich schnell auf Veränderungen.

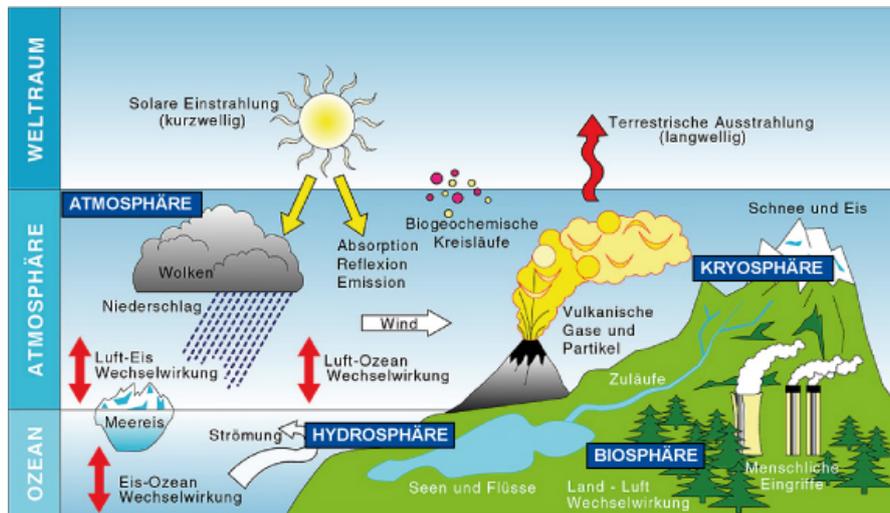


Abbildung 2.1: Klimasystem (www.bildungsserver.hamburg.de)

Innerhalb des Klimasystems kommt es nicht nur zu Wechselwirkungen zwischen den Teilsystemen sondern auch zu Rückkopplungen (Feedbacks). Diese Rückkopplungen können zum einen positiv wie auch negativ sein. Positive Rückkopplungen verstärken und beschleunigen gleichzeitig die Wirkung von Effekten. Negative Rückkopplungen dagegen verringern den Effekt. Im Folgenden werden einige Rückkopplungsmechanismen kurz dargestellt.

Erwärmt sich die Atmosphäre, nimmt die Verdunstung zu, folglich befindet sich mehr Wasserdampf in der Atmosphäre. Wasserdampf absorbiert die Infrarotstrahlung der Erdoberfläche und trägt somit zu einer Erhöhung der mittleren Erdoberflächentemperatur bei. Wasserdampf beschleunigt somit den Treibhauseffekt. Dieser Vorgang wird als positive Wasserdampfrückkopplung bezeichnet. Der Rückgang der Vereisung stellt die Schnee- und Eis-Albedo Rückkopplung dar. Durch das Abschmelzen der Gletscher sowie der Eis- und Schneebedeckung wird weniger Strahlung ins Weltall reflektiert; demnach erwärmt sich die Erdoberfläche stärker. Demzufolge ist auch diese Rückkopplung positiv. Eine Veränderung der Strahlung durch Wolken wird Wolkenrückkopplung genannt. Wobei diese zum einen positiv wie auch negativ sein kann. Wolken haben in zweierlei Hinsicht Einfluss auf die Strahlung. Eine Zunahme der hohen Wolken führt zu einer positiven Rückkopplung, da die Wolken die Strahlung von der Erdoberfläche absorbieren und somit den Treibhauseffekt verstärken. Tiefhängende Wolken dagegen reflektieren

einen Großteil der Sonnenstrahlung. Dies führt zu einem Energieverlust und daraus resultierend zu einer Abkühlung (negative Rückkopplung). Ebenso besteht eine Rückkopplung zwischen dem Ozean und der Atmosphäre. Aufgrund der ozeanischen Zirkulation wird Wärme transportiert. Schon eine kleine Veränderung im Wärmetransport könnte eine erhebliche Veränderung des Klimas bedeuten. Ebenso nimmt die Löslichkeit für Kohlenstoffdioxid im Ozean ab, wenn sich das Wasser erwärmt. Dies wiederum erhöht den CO₂-Gehalt in der Atmosphäre, woraus eine weitere Erderwärmung resultiert.

2.1.2 Aufbau und Dynamik der Atmosphäre

Die Atmosphäre ist für den Menschen eine der bedeutendsten Komponente des Klimasystems. Der Zustand der Atmosphäre sowie alle Geschehnisse in ihr betreffen die Lebewesen direkt [7]. Vielen Ereignissen und ihren Folgen wie Hitze- oder Kälteeinbrüchen, Überschwemmungen sowie starken Stürmen sind wir teilweise hilflos ausgeliefert. Ebenso entscheidet die Atmosphäre darüber, welche Regionen der Erde überhaupt bewohnbar sind, und welche aufgrund von extremer Trockenheit oder Kälte nicht geeignet sind. Was aber genau ist nun die Atmosphäre? Die Atmosphäre ist die gasförmige Hülle, die von der Gravitationskraft festgehalten wird und somit die Erdoberfläche umgibt. Zusammengesetzt ist die Atmosphäre aus einem Gemisch aus unterschiedlichen Gasen. Die Tabelle 2.1 gibt einen Überblick über die wesentlichen Bestandteile und deren Konzentration in der Atmosphäre. Bis zu einer Höhe von 100 km haben die Schichten eine gleichmäßig durchmischte Zusammensetzung. Dieser Bereich wird daher auch Homosphäre genannt.

Gas	Konzentration [%]
Stickstoff	78
Sauerstoff	21
Argon	0,9
Kohlendioxid	0,038

Tabelle 2.1: Zusammensetzung der Atmosphäre

Die elektromagnetische Strahlung der Sonne wird auf ihrem Weg zur Erde durch die Absorption mit den unterschiedlichen Bestandteilen in der Atmosphäre verändert. Es ergeben sich so einzelne Sphären mit unterschiedlichem Temperaturverlauf, wie in der Abbildung 2.2 dargestellt. In der Troposphäre (0-20 km) befindet sich 99 % des Wasserdampfes der Atmosphäre. Wobei sich 80 % der Gesamtmenge des Wassers unterhalb von 3000 m Höhe befindet. Durch Wärmestrahlung und Wasserverdunstung nimmt die Temperatur zunächst um 6 Kelvin pro Kilometer ab und erreicht ein Minimum von -60 °C. Die anschließende Stratosphäre (20-50 km) beinhaltet als Hauptbestandteil Ozon. Das Ozon absorbiert die Strahlungsenergie der Sonne, was zu einer Erwärmung um 1-2 K pro Kilometer führt. Die Temperatur steigt in dieser Zone bis auf 0 °C in einer Höhe von 50 km. Danach

fällt die Temperatur in der Mesosphäre (50-80 km) wieder ab, da in dieser Schicht die Konzentration an Ozon und Wasserdampf sehr klein ist und die Strahlung nur durch Sauerstoff absorbiert wird. Ab einer Höhe von 100 Kilometer, Beginn der Thermosphäre (100-500 km), steigt die Temperatur bis oberhalb 1000 °C an. In diesem Bereich liegen die Gase nicht mehr als Moleküle, sondern in Ionen vor. Somit ergibt sich eine Ausschichtung nach der molaren Masse. Die sich daran anschließende Exosphäre (>500 km) wird als Übergang zwischen Atmosphäre und Weltall bezeichnet.

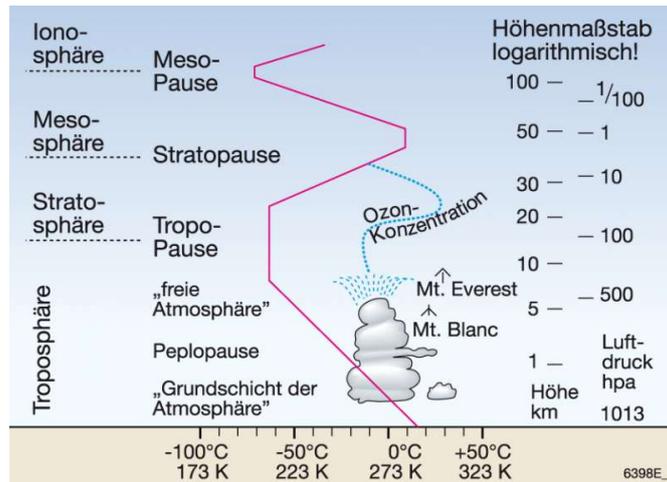


Abbildung 2.2: Aufbau der Atmosphäre (www.diercke.at)

Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre

Als allgemeine Zirkulation der Atmosphäre wird die mittlere geschlossene Strömung in der Lufthülle der Erde bezeichnet, die sich aufgrund globaler Unterschiede im Wärmehaushalt ergibt. Bedingt durch die unterschiedliche Energiezufuhr bilden sich Gebiete mit Wärmeüberschuss (Äquator) und Wärmedefizit (Pole) heraus. Infolgedessen stehen sich eine warme und zwei kalte Luftmassen gegenüber, zwischen denen sich jeweils in der Frontalzone ein Druck- und Temperaturgefälle bildet. Am Äquator ergibt sich durch das Aufsteigen der warmen Luft am Boden ein Tief und in großer Höhe ein Hochdruckgebiet. An den Polen dagegen verbleibt die kalte Luft in Bodennähe; hier entsteht ein Hoch und in entsprechender Höhe ein Tief. Durch das Druckgefälle entsteht ein Druckausgleichswind vom Höhenhoch über den Äquator zum Höhentief über den Polen. Am Boden wird der Druck vom polaren Hoch zum äquatorialen Tief abgesenkt. Demnach müsste sich auf der Nordhalbkugel ein ständig wehender Nordwind ergeben. Durch die Rotation der Erde und der daraus resultierenden Corioliskraft werden die Winde abgelenkt. Die

atmosphärische Zirkulation, dargestellt in der Abbildung 2.3, gliedert sich in drei Teilzirkulationen. Zwischen 30° nördlicher und 30° südlicher Breite befindet sich die **tropische Passatzirkulation**. Die Winde in dieser Zone werden als Passate bezeichnet. Sie wehen relativ gleichmäßig auf der Nordhalbkugel aus Nordost und auf der Südhalbkugel aus Südost. Im Bereich der äquatorialen Tiefdruckrinne laufen die Passatströmungen zusammen. Dieser Bereich ist auch als innertropische Konvergenzzone (ITC) bekannt. Polwärts schließen sich bei etwa 35° die subtropischen Hochdruckgebiete an, in denen häufig Windstille herrscht. In den Breiten zwischen 35° bis 70° folgt die **außertropische Zirkulation** oder auch Westwinddriftzone bezeichnet. Diese Zone ist gekennzeichnet durch vorwiegend westliche Winde sowie geprägt durch dynamisch entstandene Zyklone und Antizyklone. An die Zone der Westwinddrift schließt sich die **Polarzirkulation**. In dieser wehen hauptsächlich polare Ostwinde zwischen der subpolaren Tiefdruckrinne und dem Polarhoch. Aufgrund dieser gewaltigen Windsysteme werden riesige Luft- und Wärmemengen ausgetauscht, wodurch die extremen Temperaturunterschiede auf der Erdoberfläche minimiert werden.

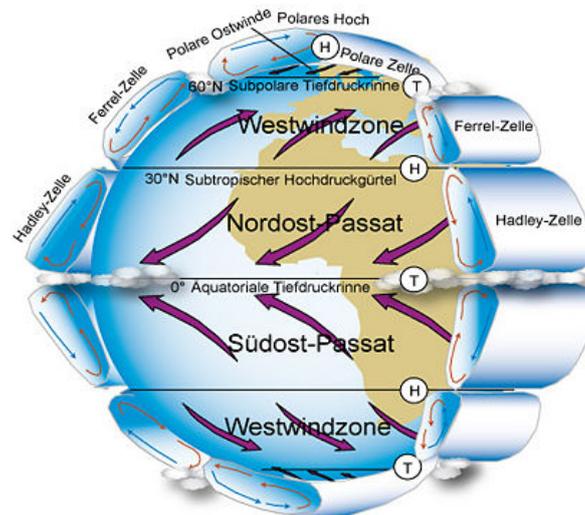


Abbildung 2.3: Atmosphärische Zirkulation (www.wiki.bildungsserver.de/klimawandel)

2.1.3 Bedeutung der Ozeane im Klimasystem

Die Ozeane bedecken ca. 71 % der gesamten Erdoberfläche. Aufgrund der hohen spezifischen Wärmekapazität fungieren die Ozeane als globale Wärmespeicher. Bei Temperaturunterschieden erwärmen und kühlen sie sich wesentlich langsamer ab als die Atmosphäre. Dadurch haben die Ozeane eine ausgleichende Wirkung auf die Temperaturschwankungen der Atmosphäre. Aufgrund des Transports riesiger Wärmemengen, der sich durch die zahlreichen Meeresströmungen ergibt, haben

die Ozeane einen entscheidenden Einfluss auf das Klima. Eine der bedeutendsten Strömung ist die thermohaline Zirkulation, oder auch globales Förderband genannt. Diese globale Zirkulation verbindet, wie in der Abbildung 2.4 ersichtlich, die Weltmeere miteinander.

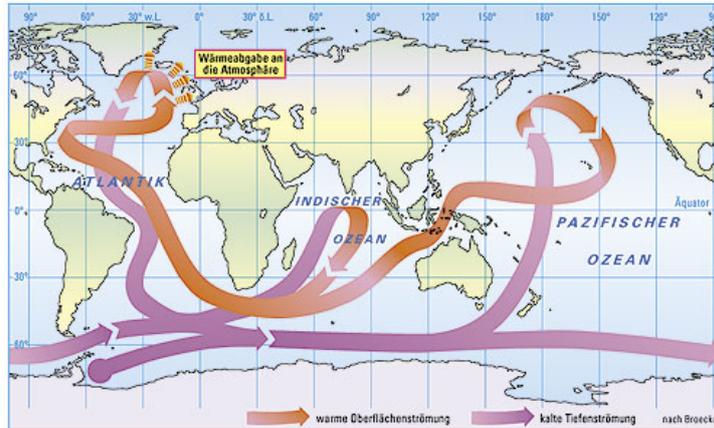


Abbildung 2.4: Globale Meeresströmungen (www.klett.de)

Ursache für diesen Kreislauf sind zum einen unterschiedliche Temperaturen und zum anderen unterschiedliche Salzkonzentrationen der Ozeane. Das Meerwasser im Nordatlantik ist sehr kalt sowie auch salzreich und besitzt somit eine hohe Dichte. Demzufolge sinkt das schwere Wasser bis auf eine Tiefe von 4 km ab und fließt am Meeresboden als Tiefenströmung bis zum Südatlantik. Von hier wird es dann weiter in den indischen und pazifischen Ozean transportiert. Im Bereich des Äquators erwärmt sich das Wasser und fließt zurück zur Oberfläche, wo es dann als Oberflächenströmung um Afrika herum nach Mittelamerika strömt. Von dort gelangt es zurück in den Nordatlantik, dort schließt sich der Kreislauf schließlich wieder. Ein weiterer kennzeichnender Prozess für die Ozeane ist der Stoffaustausch zwischen der Wasseroberfläche und der Atmosphäre. Durch Verdunstung und Niederschlag wird Wasser in Form eines Kreislaufes ausgetauscht. Am Äquator, wo die Sonneneinstrahlung am stärksten ist, steigt feuchte Luft auf. Der Vorgang wird zusätzlich noch durch die beiden Passatströmungen in diesem Gebiet begünstigt. Da für die Verdunstung viel Energie benötigt wird, hat sich die Wasseroberfläche abgekühlt. Die warme Luft steigt weiter auf, kondensiert und setzt Wärme in die Atmosphäre frei. Des Weiteren sind die Ozeane eines mit der größten Kohlenstoffspeicher und spielen somit eine entscheidende Rolle im globalen Kohlenstoffkreislauf. Die Weltmeere besitzen die Fähigkeit, das Kohlendioxid aus der Atmosphäre aufzunehmen. Zwischen der Atmosphäre und den Ozeanen werden gegenwärtig über 90 Gt Kohlenstoff pro Jahr ausgetauscht. Auf den komplexen Vorgang des Austausches von Kohlenstoffdioxid zwischen den beiden Subsystemen Ozean und Atmosphäre wird in Kapitel 5 näher eingegangen.

2.2 Treibhausgase in der Atmosphäre

2.2.1 Was sind Treibhausgase?

Treibhausgase haben einen großen Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Es handelt sich hierbei um gasförmige Stoffe in der Atmosphäre, die einen Teil der von der Erdoberfläche kommenden Infrarotstrahlung absorbieren. Sie tragen somit zu einem natürlichen als auch zu einem anthropogenen Treibhauseffekt bei. Eines der wichtigsten Treibhausgase in der Atmosphäre ist Wasserdampf, gefolgt vom Kohlenstoffdioxid. Hinzu kommen weitere Treibhausgase wie Methan, Lachgas, FCKWs und Ozon. In der Tabelle 2.2 sind die Konzentrationen der wichtigsten Treibhausgase zusammengestellt. Es wird deutlich, dass Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre am meisten vorkommen. Der Anteil von Methan und Lachgas ist wesentlich geringer.

Gas	Konzentration
Wasserdampf	variabel 0-2%
Kohlendioxid	385 ppm
Methan	1774 ppb
Lachgas	319 ppb

Tabelle 2.2: Treibhausgase in der Atmosphäre (nach wiki.bildungsserver)

2.2.2 Kohlenstoffdioxid als Treibhausgas

Kohlendioxid ist ein farbloses, geruchloses und unbrennbares Gas. Es ist eine chemische Verbindung der Elemente Kohlenstoff und Sauerstoff. Kohlendioxid ist ein grundlegender Bestandteil im Lebenskreislauf aller Lebewesen. Daher stellt der Kohlenstoffkreislauf einen der wichtigsten Kreisläufe für das Leben dar. Die einzelnen Sphären des Klimasystems dienen hierbei als Stoffspeicher für den Kohlenstoff in bestimmten chemischen Verbindungen. In der Atmosphäre sind gegenwärtig 790 Gt Kohlenstoff in Form von Kohlendioxid (CO_2), Kohlenmonoxid (CO) und Methan (CH_4) gespeichert. Die Biosphäre enthält Kohlenstoff hauptsächlich in organischen Verbindungen wie z. B. Proteinen und Fetten. In gelöster Form als Hydrogencarbonat- (HCO_3^-), Carbonationen (CO_3^{2-}) und ($CO_2(aq)$) kommt Kohlenstoff in der Hydrosphäre vor. Die Böden (Pedosphäre) der Erde beinhalten ebenfalls Kohlenstoff in Form von Mineralien, Torf und Humus. Der Kohlenstoffspeicher von Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Pedosphäre enthalten zusammen nur etwa 0,05 % des gesamten Kohlenstoffes. Den größten Kohlenstoffspeicher stellt die Lithosphäre dar. In ihr ist etwa 99,5 % des Kohlenstoffes fest in Kohle, Erdöl, Erdgas und Carbonatgesteinen gebunden. Die einzelnen Kohlenstoffspeicher mit ihren Kohlenstoffmengen sind in der Tabelle 2.3 dargestellt.

2 Grundlagen zum Klimasystem und seine Modellierung

Speicher	Kohlenstoffmenge in GtC	Form
Atmosphäre	790	CO_2 , CO , CH_4
Biosphäre	703	Organische Verbindungen
Pedosphäre	1500	Humus, Torf
Hydrosphäre	35000	CO_2 , HCO_2 , CO_3^{2-}
Lithosphäre	75014100	$CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$, foss. Brennstoffe, Gashydrate

Tabelle 2.3: Kohlenstoffspeicher im Überblick, [52]

Die verschiedenen Kohlenstoffspeicher stehen in einer ständigen Wechselwirkung untereinander und tauschen kontinuierlich Kohlenstoff miteinander aus. Die Abbildung 2.5 stellt systematisch dar, wie der Kohlenstoff zwischen den einzelnen Kohlenstoffspeichern ausgetauscht wird. Es wird deutlich, dass sich innerhalb des Kohlenstoffkreislaufes mehrere Teilkreisläufe ergeben.

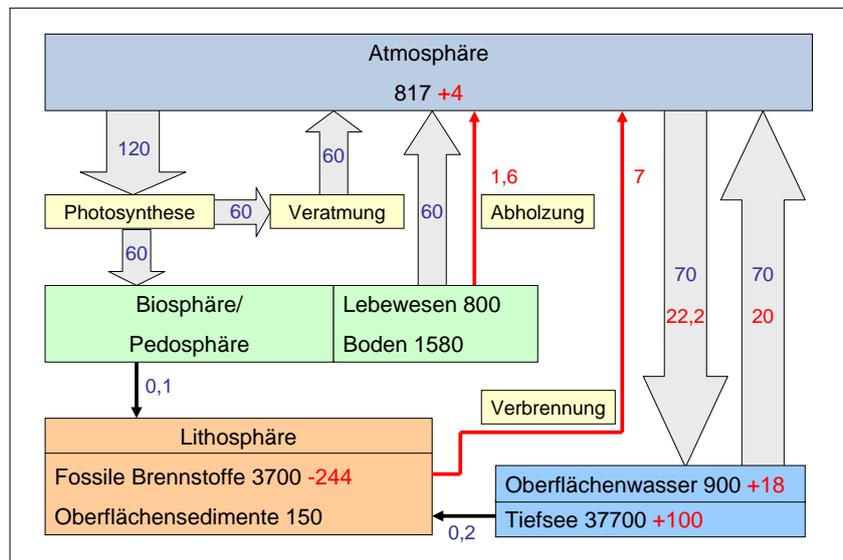


Abbildung 2.5: Kohlenstoffkreislauf Wert $\cdot 10^{12}$ kgC (eig. Darstellung nach [64])

Eines mit der wichtigsten Kreisläufe ist der biosphärische Kohlenstoffkreislauf. Bei diesem sind die Wechselbeziehungen zwischen Atmosphäre und Biosphäre entscheidend. Über die Biosphäre wird aufgrund der Atmung der Lebewesen sowie durch die Zersetzung von toter Biomasse Kohlendioxid in die Atmosphäre gebracht. Als Ausgleich entziehen die Pflanzen wiederum Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre für die Photosynthese. Hierbei wandeln die Pflanzen mit Hilfe von Sonnenlicht Kohlenstoff zu Sauerstoff um und fördern dadurch ihren Wachstumsprozess. Eben-

so wird aus der Abbildung 2.5 sichtbar, dass durch Diffusion Kohlenstoffdioxid zwischen der Luft und dem Oberflächenwasser der Erde ausgetauscht wird. Da bei beiden dieser Kreisläufe das Kohlendioxid nur kurzzeitig (Minuten bis einige Tausend Jahre) gespeichert wird, handelt es sich um kurzfristige Kohlenstoffdioxidkreisläufe. Anders verhält es sich beim langfristigen Kohlendioxidkreislauf, bei dem die Speicherzeit von Kohlenstoff Millionen bis Milliarden Jahre betragen kann. Aufgrund von geochemischen Prozessen ergibt sich beim langfristigen Kohlendioxidkreislauf ein Austausch von Kohlendioxid zwischen der Atmosphäre und dem Tiefenwasser der Ozeane, wie auch bei den Sedimenten der Lithosphäre. Die Kohlenstoffflüsse und die Austauschprozesse zwischen den Sphären im Einzelnen können der Abbildung 2.5 entnommen werden. Wobei die schwarzen Zahlen den Kohlenstoffspeicher, die blauen Zahlen die jährlichen Flüsse vor der industriellen Revolution und die roten Zahlen die Flüsse, die durch den Menschen verursacht wurden, angeben. Alle Angaben sind in $10^{12} kg C$. Ohne den Eingriff des Menschen in den Kohlenstoffkreislauf liegt ein Gleichgewicht der Kohlenstoffflüsse zwischen den unterschiedlichen Speichern vor. Durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe wie Erdgas, Erdöl und Kohle oder aus der Zementherstellung sowie durch die Brandrodung von Wäldern werden jährlich zusätzlich Kohlendioxidemissionen in die Atmosphäre eingebracht. Dadurch wird das Gleichgewicht zwischen den Zu- und Abflüssen innerhalb des Kohlenstoffkreislaufes gestört. Aufgrund der höheren Konzentration an Kohlendioxid in der Atmosphäre nehmen auch die Ozeane mehr CO_2 auf. Dies wiederum kann durch eine erhöhte Umwandlung von CO_2 in Kohlensäure zu einer Versauerung der Meere führen.

2.2.3 Wasserdampf und andere Treibhausgase

Wasserdampf

Wasserdampf ist eines der bedeutendsten Treibhausgase. Es hat in Bezug auf den natürlichen Treibhauseffekt einen Anteil von etwa 62 %. Der Gehalt an Wasserdampf in der Atmosphäre wird vorwiegend durch Verdunstungsvorgänge verändert und weniger durch menschliche Aktivitäten.

Methan

Methan hat momentan einen Anteil von 1,8 ppm in der Atmosphäre und jährlich werden weltweit 350 Mt in die Atmosphäre emittiert. Es entsteht zum einen aus natürlichen Quellen, wie Sümpfen und Wäldern und zum anderen aus anthropogenen Quellen, zu denen der Reisanbau, die Viehhaltung, die Mülldeponien wie auch die Erdgasförderung zählen.

Distickstoffoxid

Distickstoffoxid (N_2O), auch bekannt als Lachgas, dient vorwiegend als Narkosemittel. Der Gehalt in der Atmosphäre beträgt zur Zeit 320 ppb (parts per billion) und die atmosphärische Lebensdauer liegt bei 150 Jahren. Eine wichtige Quelle für N_2O -Emissionen, die zu einer Konzentrationserhöhung führen, ist die Landwirtschaft durch die Verwendung von Stickstoffdüngern. Ebenfalls wird N_2O durch Herstellungsprozesse in der chemischen Industrie direkt in Atmosphäre eingetragen. Im Jahr 2009 betragen in Deutschland die Emissionen an Distickstoffoxid 216 Tausend Tonnen [85].

Fluorchlorkohlenwasserstoffe

Die Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs) kamen vorwiegend in Haushalten durch die Verwendung von Kühlmitteln für Kühlschränke sowie als Treibgas in Spraydosen zum Einsatz. Aber auch als Schäumittel für Kunststoffe und in Feuerlöschgeräten fanden sie Anwendung. Seit den 80er und 90er Jahren des 20. Jh. wurde der Verbrauch an FCKWs erheblich reduziert. Es stellte sich heraus, dass FCKWs in beachtlichem Maße zum Ozonabbau beitragen und so die schützende Ozonschicht zerstört wird. Gegenwärtig liegt die atmosphärische Konzentration der Fluorchlorkohlenwasserstoffe bei etwa 1 ppb.

Ozon

Ozon (O_3) entsteht durch eine photochemische Reaktion von Stickoxiden und Kohlenwasserstoffen mit Sonnenlicht. Der Gehalt in der Atmosphäre beträgt ungefähr 40 ppb, wobei die Konzentration mit steigender Höhe zunimmt. Das meiste in der Atmosphäre vorkommende Ozon liegt in der Stratosphäre vor, wo es die von der Sonne kommenden schädlichen Strahlen (UVB) filtert. Dieser Bereich der Atmosphäre in 15-50 km Höhe wird als Ozonschicht bezeichnet. Etwa ein Zehntel des Gesamt Ozons befindet sich in der bodennahen Troposphäre. Dort absorbiert es die Infrarotstrahlung der Erde und trägt somit ebenfalls zum Treibhauseffekt bei.

2.3 Treibhauseffekt und die Erderwärmung

Offenbar erhielt der Treibhauseffekt seinen Namen durch die ähnliche Funktionsweise eines Treibhauses. Sonnenlicht kann durch das Glasdach ungehindert in das Treibhaus einfallen und den Erdboden erwärmen. Für die langwellige Wärmestrahlung des Bodens dagegen stellt das Dach einen Widerstand dar. Analoge Effekte treten beim atmosphärischen Treibhauseffekt auf. Die kurzwellige Strahlung von der Sonne trifft auf die Erde und erwärmt die Oberfläche. Diese wiederum gibt langwellige infrarote Strahlung ab. Ein geringer Teil dieser Strahlung wird direkt

ins Weltall abgestrahlt. Ein weiterer Teil dieser Strahlung wird von den in der Atmosphäre in ihrer natürlichen Menge vorkommenden Treibhausgasen absorbiert. Die Treibhausgase stellen einen Widerstand für die Abstrahlung der langwelligen IR-Strahlung dar. Um diesen Widerstand zu überwinden, ist eine höhere Temperaturdifferenz nötig. Somit steigt die Temperatur der Erdoberfläche solange an, bis das Gleichgewicht zwischen Ein- und Ausstrahlung wieder hergestellt ist. In der Tabelle 2.4 ist der Beitrag zur natürlichen Temperaturerhöhung der einzelnen Treibhausgase nach [74] aufgeschlüsselt. Demnach erhöht sich die Temperatur der Erde um 33 °C. Dieser Wert ist nicht nachvollziehbar, da die Erde ohne Atmosphäre schwer zu beschreiben ist. Des Weiteren ist der prozentuale Anteil der Treibhausgase am natürlichen Treibhauseffekt dargestellt.

Gas	Beitrag zur natürl. Temperaturerhöhung [°C]	Anteil am natürl. Treibhauseffekt [%]
Wasserdampf	20,6	62
Kohlendioxid	7,2	22
Ozon, bodennah	2,4	7
Lachgas	1,4	4
Methan	0,8	2,5
weitere	ca. 0,6	2,5
Summe	33	100

Tabelle 2.4: Aufschlüsselung der Treibhausgase hinsichtlich des natürl. Treibhauseffekts

Infolge menschlicher Aktivitäten werden weitere Treibhausgase in die Atmosphäre eingebracht. In der Abbildung 2.6 ist der Anteil der einzelnen Treibhausgase in Kohlendioxidäquivalenten an den Gesamtemissionen dargestellt. Durch das Einbringen weiterer Treibhausgase, z. B. durch die Verbrennung von fossilen Brennstoffen, der Brandrodung oder der Viehzucht nimmt der Gehalt der absorbierenden Gase u. a. an Kohlendioxid, Methan und Lachgas in der Atmosphäre zu. Die zusätzliche Menge an Treibhausgasen führt zu einem weiteren Anstieg der Erdoberflächentemperatur. Dieser Vorgang wird als anthropogener Treibhauseffekt bezeichnet. Begriffe wie die globale Erwärmung oder der Klimawandel werden oft mit dem anthropogenen Treibhauseffekt in Zusammenhang gebracht. Als die globale Erwärmung bezeichnen Wissenschaftler den weltweiten Anstieg der Erdoberflächentemperatur, welcher durch den Menschen verursacht wurde. Die Treibhausgase, insbesondere das anthropogene Kohlenstoffdioxid, werden als Hauptverursacher gesehen. Wie aus der Abbildung 2.6 ersichtlich ist, hat Kohlenstoffdioxid mit insgesamt 77 % den höchsten Anteil am anthropogenen Treibhauseffekt. Unter dem Begriff Klimawandel wird nicht nur die globale Erwärmung verstanden, sondern auch die Erwärmung der Erde durch natürliche Klimaschwankungen. Diese können durch eine Variation der Solarkonstante oder durch den Ausbruch eines Vulkans entstehen.

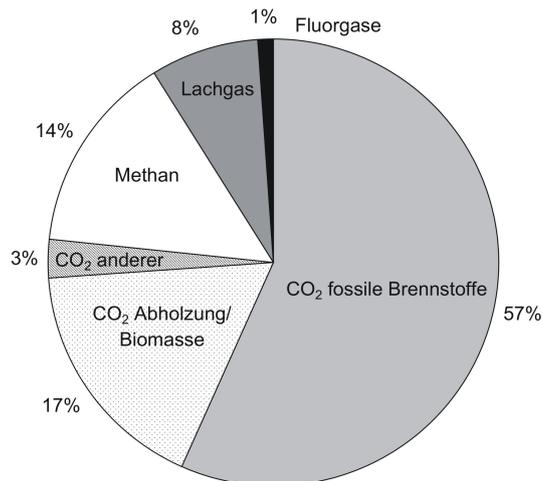


Abbildung 2.6: Anteil der Treibhausgase an den Gesamtemissionen nach [38]

2.4 Modellierung der Globalen Erwärmung

2.4.1 Klimamodelle

Klimamodelle unterschiedlicher Komplexität werden verwendet, um Informationen über das zukünftige Klima zu erhalten. Je nach Anwendung und der benötigten Beschreibung von Einzelheiten des Systems, gibt es eine Anzahl von Möglichkeiten zur Erstellung eines Klimamodells. Ein ausführlicher Überblick zu den verschiedenen Arten von Klimamodellen wird in [59], [92] und [81] präsentiert. Nach McGuffie und Henderson-Sellers [58] lassen sich die physikalischen Klimamodelle in vier Basistypen einteilen:

- Energiegleichgewichtsmodelle
- Eindimensionale Strahlungskonvektionsmodelle
- Zweidimensionale statistisch dynamische Modelle
- Generelle Zirkulationsmodelle

Eines der einfachsten Modelle sind die **Energiegleichgewichtsmodelle**. Diese Modelle berechnen die Gleichgewichtstemperatur des Klimasystems unter einfachen Annahmen. Das Modell betrachtet dazu ein abgeschlossenes System, bestehend aus Erde mit Atmosphäre und Weltraum. Nulldimensionale Energiebilanzmodelle berechnen die gemittelte globale Erdoberflächentemperatur in Abhängigkeit von der solaren Einstrahlung und der terrestrischen Ausstrahlung. Eindimensionale

Modelle dagegen lösen die Erdoberfläche in Breitengraden auf. Es werden vereinfachte Bedingungen verwendet, die zu einem Energiegleichgewicht in den verschiedenen Breitenzonen führen. Drei Energieströme bestimmen hierbei hauptsächlich das Gleichgewicht. Das ist zum einen die solare Einstrahlung und zum anderen die langwellige Abstrahlung sowie der Austausch der Energie zwischen den Breitengraden. Somit können Untersuchungen zum Verhalten des Systems bezüglich der äußeren und inneren Einflussparameter durchgeführt werden. Die Solarkonstante und die Variation der mittleren Einstrahlung stellen hierbei äußere Einflüsse dar. Innere Einflussgrößen sind z. B. Albedo, Wolken, Treibhausgase oder die Transporteffizienz für den internen Energieaustausch. Erste Modelle zur Darstellung der Veränderung der Gleichgewichtstemperatur der Erdoberfläche bei Variation der solaren Einstrahlung wurden bereits 1969 von Budyko [10] und Sellers [77] entwickelt. Ebenso wurde der Einfluss der Albedo [68], [47] und des Orbitparameters [8] in Studien diskutiert.

Das thermische Gleichgewicht in bestimmten Schichten der Atmosphäre kann unter Verwendung des **eindimensionalen Strahlungskonvektionsmodells** berechnet werden. Es können so Aussagen über das vertikale Temperaturprofil getroffen werden. Da bei der Bilanzierung zusätzlich zur Strahlung die Konvektion mit berücksichtigt wird, stellen diese Modelle eine Weiterentwicklung dar. Manabe und Möller erstellten bereits 1961 eines der ersten Strahlungskonvektionsmodelle. In dem von Manabe und Strickler 1964 entwickeltem Modell konnte die Wirkung des natürlichen und anthropogenen Treibhauseffekts dargestellt werden [53]. Ramanathan und Coakley entwickelten 1978 ebenfalls ein Strahlungskonvektionsmodell, mit dem die globale und saisonale mittlere Oberflächen- und Atmosphärentemperatur bestimmt werden konnte [67]. Ebenso wurde in diesem Modell die Rückkopplung zwischen der Oberflächentemperatur und des Wasserdampfgehaltes in der Atmosphäre betrachtet.

Ein weiteres Modell ist das **zweidimensionale statistisch dynamische Modell**. In diesem wird die allgemeine Zirkulation in einer in vertikalen Zonen aufgeteilten Atmosphäre simuliert. Des Weiteren werden Oberflächenprozesse, wie z. B. der Luft- und Wärmeenergieaustausch in der horizontalen Ebene, beschrieben. Zusätzlich wurde in diesen Modellen zum ersten Mal die Atmosphärenchemie mit einbezogen. Williams und Davies [96] entwickelten ein zweidimensionales statistisches dynamisches Modell, welches eines der ersten dieser Art war. Dieses wurde dann von Kurihara [45] weitergeführt.

Bei den **generellen Zirkulationsmodellen** handelt es sich um dreidimensionale Modelle mit denen es möglich ist, dynamische Grundgleichungen mit thermodynamischen Gleichungen zu koppeln. Eine entscheidende Rolle bei der Entwicklung der Zirkulationsmodelle spielt die Computertechnologie. Erst mit der Einführung von elektronischen Rechneranlagen war es möglich, die in ihren Gleichungen extrem aufwendigen und komplexen Zirkulationsmodelle zu lösen. Bereits im Jahr

1956 entwickelte Phillips mit Hilfe eines Computers mit nur 5 Kilobyte Speicher das erste allgemeine Zirkulationsmodell der Atmosphäre. Auch heute können nur Forschungsinstitute mit leistungsfähigen und mit hoher Rechnerkapazität ausgestatteten Rechnersystemen komplexe globale Zirkulationsmodelle erstellen. Hier seien z. B. das Hadley Centre for Climate Prediction and Research in England, das National Center for Atmospheric Research oder das Geophysical Fluid Dynamics Laboratory in Amerika und nicht zuletzt das Max Planck Institut für Meteorologie in Deutschland genannt. Es gibt unterschiedliche Formen der globalen Zirkulationsmodelle. Es werden Modelle für die Atmosphäre, für die Erdoberfläche und für die Ozeane erstellt. Die allgemeinen Zirkulationsmodelle bestehen aus einer Reihe von partiellen Differentialgleichungen, mit denen das System beschrieben wird. Eine analytische Lösung in geschlossener Form ist somit nicht möglich. Es wird daher eine Approximation angewandt, bei welcher die Raum- und Zeitkoordinate durch eine 3-dimensionale Gitterteilung in endlich viele Teile zerlegt werden (Diskretisierung). Die Lösung solcher Zirkulationsmodelle ist somit numerisch sehr aufwendig zu berechnen. Eines der ersten Zirkulationsmodelle für die Atmosphäre wurde bereits 1967 von Kasahara und Washington entwickelt. Einer der Vorreiter in der Entwicklung von Zirkulationsmodellen des Ozeans war Bryan. Ihm gelang es im Jahr 1969 erstmals ein Modell für den globalen Ozean zu erstellen. In den achtziger und neunziger Jahren wurde verstärkt an der Entwicklung von gekoppelten Atmosphären-Ozeanmodellen gearbeitet. Diese Modelle sind eines der umfangreichsten Modelle, da sie versuchen, das Klima möglichst genau wiederzugeben.

2.4.2 IPCC Szenarien

Im vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen -dem Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)- wurden mit Hilfe von Projektionen Aussagen über die zukünftige Temperaturentwicklung getroffen. Dazu wurden 40 verschiedene Szenarien erstellt, die auf unterschiedlichen Annahmen unter anderem zur demographischen, sozialen, wirtschaftlichen und energiepolitischen Entwicklung im 21. Jahrhundert basieren. Die Emissionsszenarien wurden in vier charakteristische Familien A1, B1, A2, B2 gegliedert, die sich darin unterscheiden, ob die künftige Entwicklung mehr global einheitlich oder regional verschieden, mehr Wirtschafts- oder Umweltorientiert ablaufen wird.

A1. Die A1-Szenarien beschreiben eine Welt mit einer Weltbevölkerung, die zum Jahr 2050 den höchsten Stand erreichen wird und anschließend bis 2100 wieder auf 7 Mrd. abnehmen wird. Des Weiteren wird von einem schnellen Wirtschaftswachstum in einer globalisierten Welt ausgegangen. Grundlegend ist das Zusammenwachsen im Bereich Verkehr und Kommunikation sowie das wechselseitige Aufeinanderwirken in sozialen und kulturellen Dingen. Die A1-Szenarienfamilie selbst wird nochmals in drei Szenariengruppen nach unterschiedlichen Ausrichtungen des

Technologiefortschritts im Energiesektor unterteilt: fossil-intensiv (A1FI), nicht-fossile Energiequellen (A1T) oder eine ausgewogene Nutzung aller Quellen (A1B).

A2. Die A2-Szenarien gehen von einer sehr heterogenen Welt aus. Da die internationale Zusammenarbeit gering ist, werden neue Technologien in einigen Gebieten schneller Anwendung finden als in anderen. Die wirtschaftliche Entwicklung ist regional, da sich die Industrie vorwiegend in rohstoffreichen Gebieten ansiedelt. Aufgrund eines stetigen Bevölkerungswachstums ist der Aufbau einer effizienten Landwirtschaft notwendig. Zum Erhalt der Eigenständigkeit der einzelnen Regionen verläuft der Austausch von Gütern, Kapital und Innovationen äußerst langsam.

B1. Die B1-Szenarien beschreiben eine einheitliche Welt mit der gleichen Bevölkerungsentwicklung wie in der Szenariengruppe A1. Es wird ein schneller Wandel der wirtschaftlichen Strukturen in Richtung einer Dienstleistungs- und Informationswirtschaft bei gleichzeitiger Einführung von umweltfreundlichen und effizienten Technologien angenommen. Der Schwerpunkt liegt in der Sicherung einer wirtschaftlichen, sozialen und umweltgerechten Nachhaltigkeit sowie in der Schaffung einer sozialen Gerechtigkeit.

B2. In den B2-Szenarien wird eine Welt mit Lösungen für eine wirtschaftliche, soziale und umweltgerechte Nachhaltigkeit auf lokaler und regionaler Ebene mit einer stetig ansteigenden Weltbevölkerung angenommen. Wohlstand, Gerechtigkeit und Umweltschutz haben Vorrang, die wirtschaftliche Entwicklung verläuft weniger schnell und auf mittlerem Stand. Dafür wird ein hoher technologischer Fortschritt erzielt.

Der von der IPCC in zahlreichen Simulationen unter Verwendung eines generellen Atmosphären-Ozean-Zirkulationsmodell ermittelte Verlauf der Erwärmung der Erdoberflächentemperatur bis zum Jahr 2100 ist in der linken Hälfte der Abbildung 2.7 dargestellt.

Die schwarze Linie beschreibt die Messwerte bis zum Jahr 2000. Die Linie in pink beschreibt die zukünftige Erwärmung unter der Annahme, dass die Emissionen auf dem Niveau des Jahres 2000 konstant gehalten werden. Hierfür würde sich eine Erwärmung bis 2100 von 0,6 °C ergeben. Die drei weiteren Kurven beschreiben die künftigen globalen Mittelwerte der Erwärmung an der Erdoberfläche für die drei Szenarien A2 (rot), A1B (grün) und B1 (blau) bezogen auf den Zeitraum 1980-1999. Es wird deutlich, dass die höchste Erwärmung im A2-Szenario zu verzeichnen ist. Die Balken in der Abbildung zeigen die wahrscheinliche Bandbreite sowie die beste Schätzung, dargestellt durch die schwarze Linie innerhalb jedes Balkens, für die sechs Szenarien am Ende des 21. Jahrhunderts. Auf der rechten Seite der Abbildung 2.7 sind die prognostizierten Änderungen der Oberflächentemperatur für die drei Szenarien A2, A1B und B1 zu sehen. Es wird deutlich, dass die größte Erwärmung in den hohen nördlichen Breiten stattfindet.

Die Tabelle 2.5 gibt einen Überblick über die in den verschiedenen Szenarien ermit-

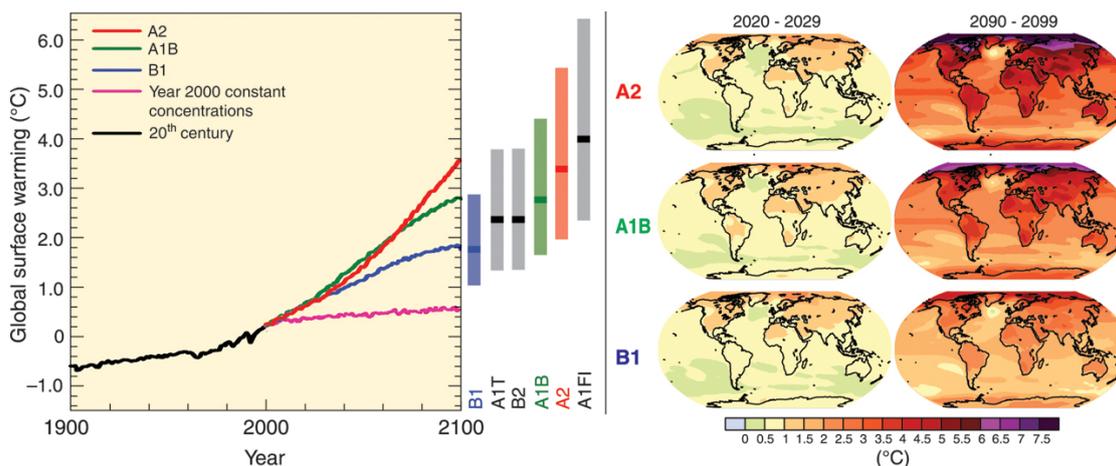


Abbildung 2.7: Globale Erdoberflächenerwärmung, [38]

telten globalen Erwärmung der bodennahen Luft sowie den Meeresspiegelanstieg für den Zeitraum von 2090-2099 gegenüber 1980-1999. Für das Szenario A1FI ergibt sich der höchste Wert für die Erwärmung von 4,0 °C als beste Schätzung; die Bandbreite liegt in einem Bereich von 2,4-6,4 °C. Für das niedrigste Szenario (B1) folgt für die Erwärmung 1,8 °C mit einer Bandbreite von 1,1-2,9 °C. Für den Anstieg des Meeresspiegels ergibt sich für das niedrigste Szenario ein Wertebereich von 18-38 cm und für das höchste Szenario liegt der Meeresspiegelanstieg in einem Bereich von 26-59 cm.

Szenario	Bandbreite [°C]	Beste Schätzung [°C]	Meeresspiegelanstieg [m]
A1FI	2,4-6,4	4,0	0,26-0,59
A2	2,0-5,4	3,4	0,23-0,51
A1B	1,7-4,4	2,8	0,21-0,48
B2	1,4-3,8	2,4	0,20-0,43
A1T	1,4-3,8	2,4	0,20-0,45
B1	1,1-2,9	1,8	0,18-0,38

Tabelle 2.5: Mittlere Erwärmung der Erdoberfläche und Meeresspiegelanstieg, [38]

2.4.3 Unsicherheiten und Grenzen der Klimamodelle und Szenarien

Trotz des starken Fortschritts in der Entwicklung der Klimamodelle ist jedes dieser Modelle mit Unsicherheiten behaftet. Diese können unterschiedliche Ursachen haben. Unsicherheiten entstehen z. B. durch einen begrenzten Kenntnisstand über das Klimasystem. Zwar sind die Wissenschaftler mit den physikalischen Grund-

lagen des Treibhauseffektes vertraut, dennoch sind die Dynamik, die chemischen Vorgänge in der Atmosphäre und die Rolle der Wolken und deren Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Erde unzureichend bekannt. Des Weiteren sind in einem so komplexen Klimasystem oft nicht alle Prozesse bekannt und das wechselseitige Aufeinandereinfließen der Komponenten innerhalb des Systems, lässt sich kaum vorhersagen. Zudem können Kopplungen und Feedbacks zu unerwarteten Ereignissen führen.

Unsicherheiten können ebenfalls aus der Wahl der äußeren Einflussgrößen resultieren. Vorhersagen des zukünftigen Klimas basieren meist auf Grundlage von Beobachtungen der Vergangenheit. Eines der größten Unsicherheitsfaktoren ist der Einfluss des Menschen. Es lassen sich nur unsichere Abschätzungen zur Entwicklung der Weltbevölkerung, des Energieverbrauchs und zur Nutzung von Energieressourcen sowie zum Fortschritt neuer Technologien machen.

Der derzeitige Stand der Computertechnik ist bereits in der Lage, Klimamodelle zu erstellen, die die zukünftige Entwicklung der globalen Erwärmung relativ gut beschreiben können. Doch auch diese Modelle stoßen bei der Vorhersage des Klimas unter Einbeziehung des Verhaltens der Wolken an Grenzen. Auch das Zusammenspiel von Atmosphäre und ozeanischer Zirkulation stellt eine große Herausforderung dar. Aufgrund der Rechnerkapazität und der daraus resultierenden Begrenzung der räumlichen Auflösung können einige Prozesse, welche für das Klima relevant sind, nicht vollständig und korrekt dargestellt werden. Besonders für begrenzte Gebiete (lokal) sind Vorhersagen problematisch, da zum Teil keine Daten zu den Einflüssen, Auswirkungen und Zusammenhängen der Klimakomponenten vorhanden sind. Ebenso entstehen Unsicherheiten durch Fehler in den Inputs, durch starke Vereinfachung der Modellstruktur und durch nicht optimal ausgewählte Modellparameter.

Zusammenfassend lässt sich schlussfolgern, dass die Klimamodelle wie auch die Szenarien von Unsicherheiten beeinflusst werden. Um den Prozess der globalen Erwärmung genauer vorhersagen zu können, sollten die Unsicherheiten möglichst quantifiziert und minimiert werden. Demnach sollte bei jeder Modellierung überprüft werden, ob das System richtig verstanden und das Problem korrekt formuliert wurde. Somit ist in Bezug auf das Verstehen des komplexen Klimasystems noch eine verstärkte Forschung notwendig.

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

Die Wärmeübertragung durch Strahlung hat eine große Bedeutung für die Erde, denn nur durch sie ist Leben möglich. Der Strahlungs- und Wärmehaushalt des Systems wird bestimmt durch die solare Einstrahlung, der terrestrischen Strahlung der Erde sowie durch Wärme- und Energietransportprozesse in der Atmosphäre. Zum besseren Verständnis der ablaufenden Prozesse werden zunächst die Grundlagen der Wärmestrahlung dargestellt. Dabei werden Grundkenntnisse über die unterschiedliche Ausstrahlung von Körpern benötigt, um die Unterschiede zwischen der Ausstrahlung der Erde und der Sonne sowie der Wirkung der Atmosphäre zu verstehen. Des Weiteren werden die verschiedenen Strahlungsflüsse beschrieben, die Gesamtenergiebilanz erstellt und die sich daraus ergebenden Oberflächentemperaturen dargelegt. Mit einem Wärmetransportmodell werden der Einfluss der Albedo sowie die Wärmeübertragungsmechanismen von Verdunstung und Konvektion auf die Temperatur der Erde aufgezeigt.

3.1 Grundlagen der Wärmestrahlung

Jeder Körper sendet entsprechend seiner Temperatur eine Strahlung aus, unabhängig vom Temperaturniveau der Umgebung (Prévostsches Gesetz). Diese Wärmeabgabe bzw. auch die Wärmeaufnahme ist nicht an Materie gebunden, sondern es handelt sich hierbei um elektromagnetische Wellen in einem Wellenlängenbereich von $0,1$ bis $100 \mu\text{m}$. Die Strahlung in diesem Bereich wird als Wärmestrahlung bezeichnet. Das ist auch der Bereich, der für die Klimatologie von besonderer Bedeutung ist. Sie umfasst einen Teil der ultravioletten Strahlung, der sichtbaren Strahlung sowie einen Teil der Infrarotstrahlung. Die Abbildung 3.1 gibt einen Überblick über die Gesamtheit aller elektromagnetischen Wellen. Von diesem elektromagnetischen Spektrum nimmt das Auge des Menschen nur einen kleinen Bereich wahr, und zwar den des sichtbaren Lichtes. Diese sichtbare Strahlung liegt in einem Wellenlängenbereich zwischen etwa $0,38$ und $0,78 \mu\text{m}$. Der für Satelliten erfassbare Infrarotbereich schließt sich auf der Seite der längeren Wellenlängen bis etwa $1000 \mu\text{m}$ an; gefolgt von den Mikro- und Radiowellen, welche am langwelligen Ende des elektromagnetischen Spektrums liegen. Im Bereich der kleineren Wellenlängen schließt sich bis zu einer Wellenlänge von $0,01 \mu\text{m}$ die ultraviolette Strahlung an. Danach folgt die Röntgen- und Gammastrahlung. Ihre Wellen haben

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

hohe Frequenzen und demnach auch sehr hohe Energien. Die Höhen- oder auch kosmische Strahlung bildet das Ende der kurzwelligen Strahlung.

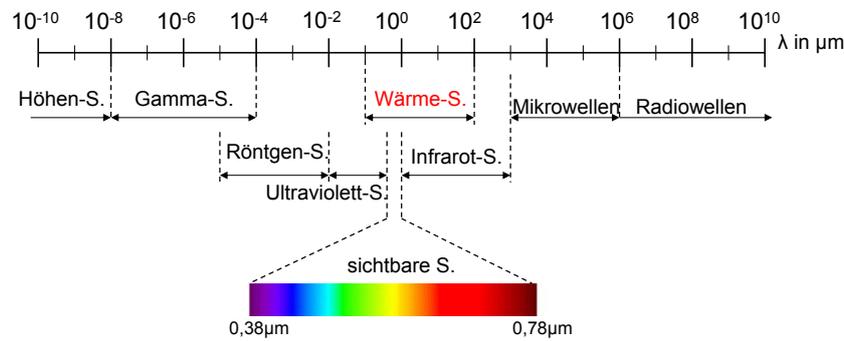


Abbildung 3.1: Spektrum der elektromagnetischen Strahlung nach [39]

Die Intensität der elektromagnetischen Strahlung eines Körpers ist eine Funktion der Temperatur wie auch der Wellenlänge. Ein schwarzer Körper absorbiert die gesamte auf ihn treffende Strahlung. Für den Fall des schwarzen Strahlers gilt das **Plancksche Strahlungsgesetz**

$$\dot{e}_{s\lambda} = \frac{c_1}{\lambda^5 \cdot (\exp [c_2 / (\lambda \cdot T)] - 1)} \quad (3.1)$$

Darin wird c_1 als erste und c_2 als zweite Plancksche Strahlungskonstante bezeichnet. Diese lassen sich wie folgt berechnen

$$c_1 = 2 \cdot \pi \cdot c_0^2 \cdot h, \quad c_2 = \frac{h \cdot c_0}{k} \quad (3.2)$$

Hierin ist $c_0 = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$ die Vakuumlichtgeschwindigkeit, $h = 6,626 \cdot 10^{-34} \text{ W s}^2$ die Planck-Konstante und $k = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ W s/K}$ die Boltzmann-Konstante.

Die Energiestromdichte nach Gleichung (3.1) ist mit der Temperatur als Kurvenparameter im Bild 3.2 graphisch dargestellt. Es wird deutlich, dass mit steigender Temperatur die Energiestromdichte stark zunimmt und dass sich das Intensitätsmaximum zu kleineren Wellenlängen verschiebt.

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

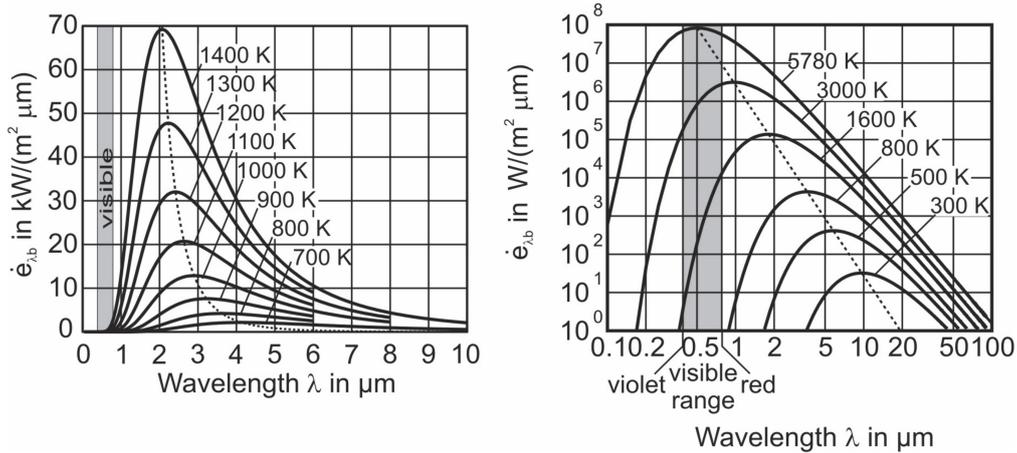


Abbildung 3.2: Energieverteilung der schwarzen Strahlung nach [39]

Nach dem **Wienschen Verschiebungsgesetz** wird das Maximum der Strahlung mit zunehmender Temperatur bei kleineren Wellenlängen ausgesandt. Somit fällt ein immer größerer Anteil der gesamten ausgestrahlten Energie in den sichtbaren Wellenlängenbereich. Die Wellenlänge, bei der die Energiestromdichte bei der Temperatur T den maximalen Wert annimmt, lässt sich mit der Gleichung (3.3) bestimmen

$$\lambda_{max} = \frac{2898}{T} \mu m K . \quad (3.3)$$

Die von einem Körper abgegebene oder aufgenommene Gesamtstrahlung kann durch Integration der Gleichung (3.1) über alle Wellenlängen berechnet werden. Es ergibt sich somit folgender Ausdruck

$$\dot{q}_s = \int_0^{\infty} \dot{e}_{s\lambda} \cdot d\lambda = \frac{\pi^4 \cdot c_1}{15 \cdot c_2^4} \cdot T^4 . \quad (3.4)$$

Nach der Gleichung (3.4) ist die bei einem schwarzen Körper durch Strahlung übertragene gesamte Wärmestromdichte proportional zur vierten Potenz seiner absoluten Temperatur. Mit den in der Gleichung (3.2) aufgeführten Planckschen Strahlungskonstanten ergibt sich die sogenannte Stefan-Boltzmann-Konstante zu

$$\sigma = \frac{\pi^4 \cdot c_1}{15 \cdot c_2^4} = 5,67 \cdot 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4} \quad (3.5)$$

und somit gilt für den Wärmestrom eines schwarzen Körpers das **Stefan-Boltzmann-Gesetz**

$$\dot{q}_s = \sigma \cdot T^4 . \quad (3.6)$$

Wird die Temperatur eines schwarzen Körpers verdoppelt, so nimmt die Strahlungsintensität nach Gleichung (3.6) den 16-fachen Wert an. Der schwarze Körper emittiert die maximale Energie. Alle anderen Körper reflektieren oder lassen einen gewissen Teil der Strahlung durch. Infolgedessen emittieren bzw. absorbieren diese Körper einen kleineren Wärmestrom als der schwarze Körper. Der Wärmestrom berechnet sich dann mit der Gleichung (3.7), in welcher zusätzlich der Emissionsgrad des Körpers mitberücksichtigt wird

$$\dot{q} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 . \quad (3.7)$$

Die von einem Körper emittierte Strahlung hängt von der Richtung ab. Senkrecht zur Oberfläche wird die höchste Wärmestromdichte abgegeben. Die unter dem Winkel zur flächennormalen ausgesendete Wärmestromdichte nimmt proportional zum Kosinus dieses Winkels ab. Bei kleiner werdendem Einfallswinkel vergrößert sich die Fläche, aber die Strahlungsstärke verringert sich. Mit Hilfe des **Lambertschen Gesetzes** lässt sich die richtungsabhängige Wärmestromdichte wie folgt berechnen

$$\dot{q}_\psi = \dot{q} \cdot \cos\psi . \quad (3.8)$$

Jeder Körper, der auftreffende Strahlung absorbiert, kann auch Strahlung emittieren. Dieser Zusammenhang lässt sich mit dem **Kirchhoffschen Strahlungsgesetz** beschreiben. Unter der Voraussetzung, dass eine gleiche Wellenlänge, eine gleiche Temperatur und eine gleiche Strahlungsrichtung vorliegen, ist der spektrale Emissionsgrad gleich dem spektralen Absorptionsgrad

$$\alpha(\lambda, \varphi, \phi, T) = \beta(\lambda, \varphi, \phi, T) . \quad (3.9)$$

3.2 Solare Einstrahlung

Die Strahlung der Sonne ist die wichtigste Energiequelle für die Erde und hat somit einen wesentlichen Einfluss auf das Klima der Erde. Der von der Sonne zur Erde abgestrahlte Wärmestrom kann mit Hilfe des Stephan-Boltzmann Gesetzes wie folgt berechnet werden

$$\dot{Q}_S = \varphi \cdot A_E \cdot \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T_S^4 - T_E^4) . \quad (3.10)$$

Hierin ist φ der Austauschgrad, für welchen entsprechend gilt

$$\varphi = \frac{A_S}{\pi \cdot s^2} . \quad (3.11)$$

Eingesetzt in die Gleichung (3.10) ergibt folgenden Ausdruck

$$q_S = \frac{A_S}{\pi \cdot s^2} \cdot \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T_S^4 - T_E^4) . \quad (3.12)$$

Da die Temperatur der Erde im Vergleich zur Sonnentemperatur sehr klein ist, kann sie in der Gleichung (3.12) vernachlässigt werden. Durch das Einsetzen der entsprechenden Fläche ($A_S = \pi R_S^2$) und mit der Annahme, die Sonne strahlt als Schwarzer Körper ($\varepsilon = 1$), folgt

$$q_S = \frac{R_S^2}{s^2} \cdot \sigma \cdot T_S^4 . \quad (3.13)$$

Die in der Gleichung (3.13) beschriebene Wärmestromdichte wird als Solarkonstante bezeichnet. Die Solarkonstante ist der Betrag, der von der Sonne kommenden Strahlung, die am äußeren Rand der Atmosphäre senkrecht auf eine gedachte Fläche trifft. Wie aus der Abbildung 3.3 sichtbar wird, umkreist die Erde die Sonne auf einer elliptischen Bahn. Daher variiert der Abstand zwischen Sonne und Erde. Im Januar wird das Perihel durchlaufen, indem die Erde der Sonne am nächsten ist ($147 \cdot 10^6 \text{ km}$). Anfang Juli dagegen ist die Entfernung mit ($152 \cdot 10^6 \text{ km}$) am größten (Aphel). So ergeben sich Unterschiede für die Solarkonstante von 1415 bis 1323 W/m^2 . Aus Satellitenmessungen wurde ein Wert von $1371,5 \pm 0,17 \text{ W}/\text{m}^2$ ermittelt [36]. Für die weiteren Berechnungen wird eine Solarkonstante von 1368 W/m^2 gewählt.

Die Erdachse ist um $23,5^\circ$ zur Senkrechten der Erdbahnebene geneigt. Die Schiefe der Achse führt im Jahresumlauf von etwa 365 Tagen zu einer unterschiedlichen

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

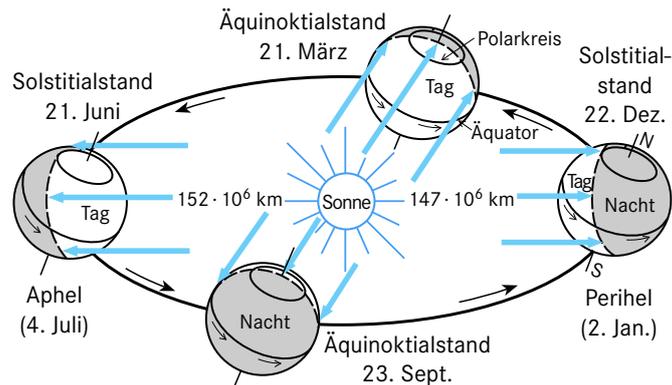


Abbildung 3.3: Rotation der Erde um die Sonne (entnommen aus [41])

Bestrahlung der Erde. Die daraus resultierenden Unterschiede im Wärmehaushalt zwischen den Gebieten am Äquator und an den Polen führen zur Ausbildung der Klimazonen (Tropen, gemäßigte Zone, Polare Zone). In der Abbildung 3.4 ist die Strahlungsflussdichte der Solarstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre zu den Solstitien und Äquinoktien in verschiedenen Breitengraden dargestellt.

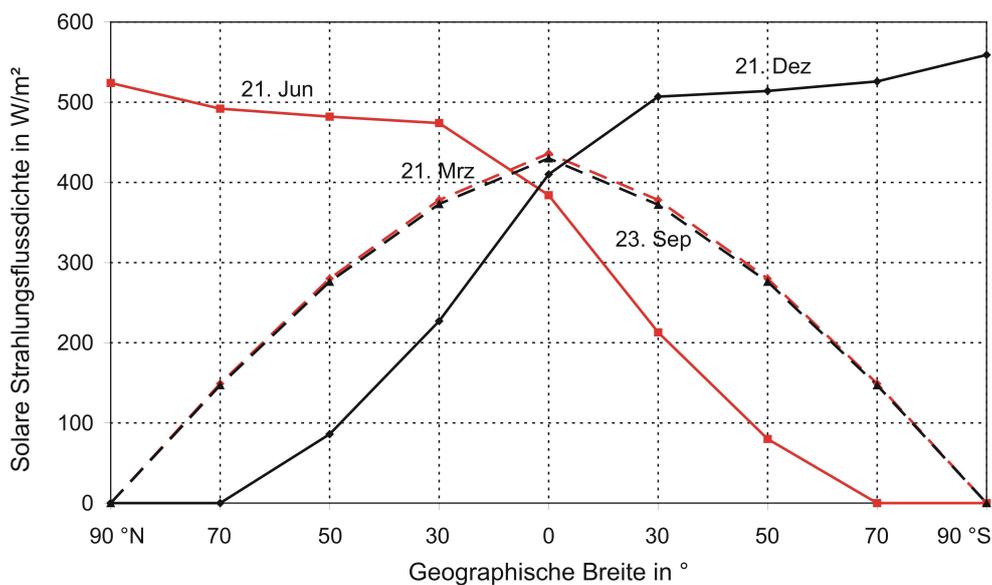


Abbildung 3.4: Solare Strahlungsflussdichte an der Obergrenze der Atmosphäre zu den Solstitien und Äquinoktien in Abhängigkeit des Breitenkreises (eig. Darstellung, Daten entnommen aus [93])

Aus der Abbildung 3.4 lässt sich folgendes schlussfolgern: Am 21. März und 23. September ergibt sich jeweils ein Maximum der Strahlungsflussdichte der Solarstrahlung am Äquator. Des Weiteren wird eine symmetrische Verteilung der Strahlungsflussdichte zwischen Nord- und Südhalbkugel deutlich. Zum Zeitpunkt des Winters beträgt die zugeführte Strahlungsflussdichte an den Polen den Wert Null, während im Sommer das Strahlungsmaxima in den Polgebieten liegt. Wobei die Südhalbkugel im Sommer (21. Dezember) etwas höhere Werte in der solaren Einstrahlung aufweist als die Nordhalbkugel (21. Juni). Aufgrund der unterschiedlichen Beleuchtungs- und Strahlungszeiten sowie der Schwankung der Sonnenhöhe, insbesondere in den Mittelbreiten, kommt es zur Herausbildung der Jahreszeiten. Die Drehung der Erde um ihre eigene Achse dauert 24 Stunden und verursacht die Tageszeiten.

Wie aus den vorangestellten Ausführungen und aus der Abbildung 3.3 entnommen werden kann, trifft die Strahlung der Sonne immer nur auf einer Halbkugel auf die Erde. Um ein globales Mittel der solaren Strahlungsmenge zu bestimmen, muss der Strahlungsfluss auf die gesamte Erdoberfläche bezogen werden. Da die Querschnittsfläche der Erde nur ein Viertel der Oberfläche der Erdkugel entspricht, gilt

$$q_{SE} = q_S \cdot \frac{\pi \cdot R_E^2}{4\pi \cdot R_E^2} . \quad (3.14)$$

Die Einstrahlung auf die gesamte Erdoberfläche ohne Einfluss der Atmosphäre beträgt dann im globalen Mittel $q_{SE} = 342 \text{ W/m}^2$.

3.3 Einfluss der Erdoberfläche auf die solare Strahlung

Die auf die Erdoberfläche treffende Solarstrahlung wird entsprechend der Beschaffenheit der Oberfläche reflektiert. Das Verhältnis von der Erdoberfläche reflektierten Strahlung zur eintreffenden Sonnenstrahlung wird als Albedo, genauer als Bodenalbedo, bezeichnet. Sie wird meistens als Prozentwert der einkommenden Strahlung ausgedrückt. Die Tabelle 3.1 gibt einen Überblick über das Rückstrahlvermögen verschiedener Oberflächen. So ergibt sich für schneebedeckte Flächen ein hohes Albedo, da hier ein Rückstrahlvermögen von durchschnittlich 90 % vorliegt. Der Regenwald dagegen hat mit etwa 10 % ein geringes Albedo, und demnach wird hier weniger Strahlung reflektiert. Unter dem planetaren Albedo wird das Gesamtstreuungvermögen der Erde verstanden. Dies beträgt 30 % und bezieht sich auf die solare Einstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre.

Die Erdoberfläche ist ebenfalls in der Lage, einen Teil der solaren Strahlung zu absorbieren und somit Energie aufzunehmen. Infolgedessen erwärmt sich die Oberfläche, was wiederum zu einer Temperaturerhöhung führt. Wie hoch diese ist, hängt zum einen von der aufgenommenen Strahlungsmenge, zum anderen aber auch von

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

Oberfläche	Bodenalbedo
Regenwald	0,10-0,15
Wüste	0,30-0,45
Wasser	kleiner 0,08
Neuschnee	0,80-0,95
Wolken	0,40-0,60

Tabelle 3.1: Bodenlbedo für verschiedene Oberflächen, [11]

den Stoffeigenschaften wie die spezifische Wärmekapazität und die Wärmeleitfähigkeit des Materials ab. Die wesentlichen Hauptbestandteile der Natur wie Wasser, Luft, Gestein und die Vegetation weisen hinsichtlich ihrer Stoffwerte entscheidende Unterschiede auf. Im Vergleich wird für die Erwärmung von 1 m^3 Wasser die meiste Energie benötigt, während Luft sich relativ schnell erwärmt. Beim Betrachten der Wärmeleitfähigkeit lassen sich auch hier deutliche Unterschiede erkennen. Trockene Luft besitzt eine geringere Wärmeleitfähigkeit als Wasser, und ist damit ein schlechterer Wärmeleiter. In Abhängigkeit des betrachteten Materials ergibt sich daher ein unterschiedlicher Strahlungsumsatz bzw. eine andere Wärmeverteilung der Oberfläche.

3.4 Terrestrische Strahlung der Erde

Die Erde gibt entsprechend ihrer Oberflächentemperatur langwellige Strahlung (terrestrische Strahlung) in einem Wellenlängenbereich zwischen 3 und $100 \mu\text{m}$ mit einem Intensitätsmaximum bei $10 \mu\text{m}$ ab. Mit Hilfe des Stefan-Boltzmann Gesetzes kann die Ausstrahlung der Erdoberfläche berechnet werden. Es gilt

$$\dot{q} = \varepsilon_E \cdot \sigma \cdot T_E^4 . \quad (3.15)$$

Wäre die Erde ein idealer schwarzer Körper mit einem Emissionsvermögen $\varepsilon = 1$ würde nach Gleichung (3.15) die Wärmeausstrahlung der Erdoberfläche 390 W/m^2 betragen. In der Abbildung 3.5 ist die terrestrische Strahlung der Erde in Abhängigkeit von der Temperatur der Erdoberfläche für unterschiedliche Emissionsvermögen dargestellt. Es ist erkennbar, dass die Temperatur einen stärkeren Einfluss auf die Ausstrahlung hat, als der Emissionsgrad. Des Weiteren wird deutlich, dass sich in Gebieten mit hohen Oberflächentemperaturen eine hohe Ausstrahlung ergibt. Dies gilt insbesondere für die Wüsten mit Temperaturen um die $27 \text{ }^\circ\text{C}$ und einem Emissionsvermögen des trockenen Sandes von $\varepsilon = 0,91$. Regionen mit niedrigen Oberflächentemperaturen besitzen dagegen eine geringe Ausstrahlung. Zu beobachten ist dies vorwiegend an den Polen bei Temperaturen von $-33 \text{ }^\circ\text{C}$. Unter der Annahme, dass Wärme über der Oberfläche gleichmäßig verteilt wird und

so die mittlere Temperatur der Erde konstant und einheitlich $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ist und das Emissionsvermögen der Erdoberfläche 95% beträgt, lässt sich die thermische Abstrahlung der Erdoberfläche im globalen Mittel mit 371 W/m^2 bestimmen. Das ist mehr Energie als von der Erde in Form von solarer Strahlung aufgenommen wird. Demnach scheint das Gleichgewicht zwischen der Wärmezufuhr durch die Sonne und der Wärmeabgabe durch die Abstrahlung der Erde verletzt. Dieses Ungleichgewicht wird durch das Vorhandensein der Atmosphäre ausgeglichen.

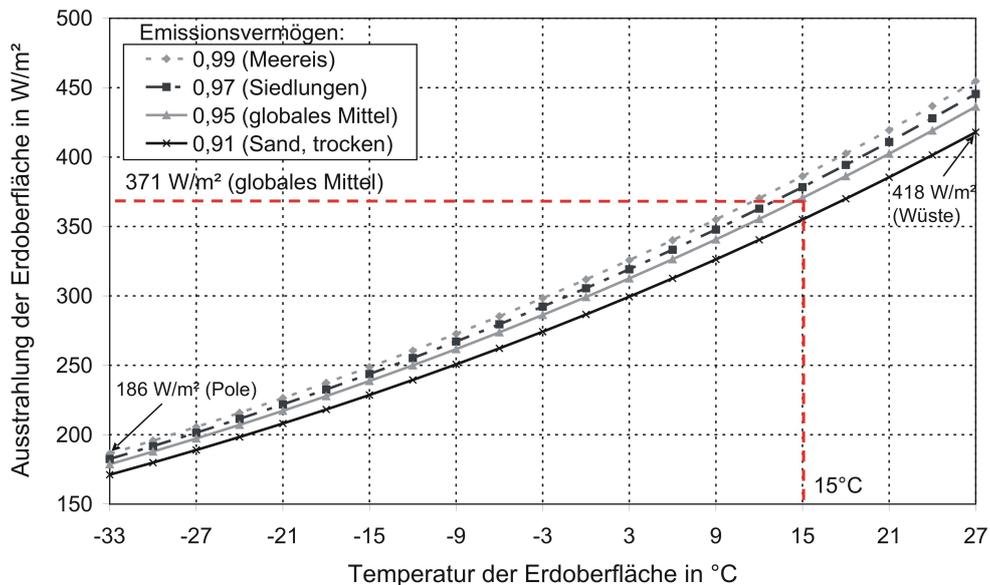


Abbildung 3.5: Terrestrische Strahlung der Erde in Abhängigkeit von der Temperatur der Erdoberfläche für unterschiedliche Emissionsvermögen

3.5 Beeinflussung der Strahlungsströme durch die Atmosphäre

Die Atmosphäre beeinflusst zum einen die kurzwellige Strahlung der Sonne und zum anderen die Infrarotstrahlung, welche von der Erde ausgesandt wird. Auf ihrem Weg zur Erdoberfläche wird die solare Strahlung durch zwei Vorgänge beeinflusst. Sie wird durch Streuung reduziert sowie durch die selektive Absorption geschwächt. Absorbiert wird die solare Strahlung im Wesentlichen durch das stratosphärische Ozon. Im ultravioletten Wellenlängenbereich ($0,1 - 0,38\ \mu\text{m}$) absorbiert Ozon annähernd vollständig die Sonnenstrahlung und filtert somit die schädlichen UV-Strahlen der Sonne. Die anderen Treibhausgase wie Wasserdampf, Kohlenstoffdioxid sowie Methan und Lachgas lassen die Strahlung der Sonne un-

gehindert passieren. Der Haupteinfluss der Atmosphäre auf die solare Strahlung resultiert aus der starken Streuung dieser kurzwelligen Strahlung an Luftmolekülen, Aerosolteilchen und Wolkentröpfchen. Eine besondere Rolle spielt dabei die Rayleigh-Streuung an den Molekülen der Luft. Sie ist bedeutend für das Himmelslicht sowie für die optischen Effekte wie Morgen- und Abendrot. Hierauf wird an dieser Stelle jedoch nicht weiter eingegangen.

Wie bereits aus Kapitel 3.4 bekannt ist, liegt die Wärmestrahlung der Erde in einem Wellenlängenbereich von $3 - 100 \mu\text{m}$. Auf ihrem Weg durch die Atmosphäre wird diese Infrarotstrahlung von den Treibhausgasen absorbiert. Wobei die unterschiedlichen Gase nur in einsprechenden Banden, d.h, in ganz bestimmten Wellenlängenbereichen die Strahlung absorbieren. Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid stellen die beiden wichtigsten Absorber in der Atmosphäre dar. Wasserdampf absorbiert die Strahlung besonders in den Wellenlängenbereich von $5 - 8 \mu\text{m}$ und oberhalb $20 \mu\text{m}$. Kohlenstoffdioxid absorbiert verstärkt bei Wellenlängen um die $4,7 \mu\text{m}$ und zwischen 13 und $16 \mu\text{m}$. Demnach ergibt sich ein Bereich, in dem die Wärmestrahlung der Erde ungehindert ins Weltall gelangt. Dieser Bereich wird als atmosphärisches Fenster bezeichnet und liegt zwischen $8 - 12 \mu\text{m}$. Andere Treibhausgase absorbieren Strahlung außerhalb dieses Fensters. Methan besitzt nach [46] Absorptionsbanden bei $2,37$, $3,31$ und $7,65 \mu\text{m}$ und Lachgas nach [84] bei $4,5$ und $7,8 \mu\text{m}$. Ozon absorbiert Strahlung bei kleinen Wellenlängen bis $0,3 \mu\text{m}$, was in Bezug auf die Wärmestrahlung der Erde aber keine Bedeutung hat. Lediglich eine schwache Ozonbande bei $9,6 \mu\text{m}$ befindet sich im atmosphärischen Fenster. Zusammenfassend lässt sich schlussfolgern, dass die Treibhausgase, welche sich in der Atmosphäre befinden, einen Großteil der von der Erde ausgestrahlten Infrarotstrahlung absorbieren.

3.6 Strahlungs- und Energiebilanzen

Strahlungsbilanz der Erdoberfläche

Die Strahlungsaufnahme der Erdoberfläche ist zum einen von der geographischen Breite und der Jahreszeit sowie von der Art der Oberfläche abhängig. Die Strahlung, welche die Erdoberfläche abgibt, wird bestimmt durch die Temperatur und die Beschaffenheit der Oberfläche. Dementsprechend folgt für jeden Ort eine andere Strahlungsbilanz. In der Abbildung 3.6 ist die mittlere Strahlungsbilanz der Erdoberfläche nach Monaten für ausgewählte Breitenkreise dargestellt. Es wird deutlich, dass am Äquator (0°C) ganzjährig nahezu die gleiche mittlere und positive Strahlungsbilanz vorliegt. Aufgrund des hohen Wasserdampfgehaltes in der Atmosphäre in der Nähe des Äquators wird die Abstrahlung gehindert. In den beiden Monaten März und Oktober erreicht die Strahlungsbilanz am Äquator ihren Höchstwert mit $10,6$ und $10,7 \text{ Wh/cm}^2$. Auf der Nordhalbkugel ergibt sich im Sommer ein viel geringeres Energiegefälle zwischen den Tropen (30°N) und

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

dem Nordpol (90°N) als auf der Südhalbkugel. Auf der Nordhalbkugel ergibt sich im Monat Juli eine Differenz von $4,7 \text{ Wh/cm}^2$, während auf der Südhalbkugel im Januar eine Differenz von $10,6 \text{ Wh/cm}^2$ folgt. Bei einem Vergleich der Werte für die Strahlungsbilanz an den Polen ($90^\circ\text{N}=7,4 \text{ Wh/cm}^2$ und $90^\circ\text{S}=-2,8 \text{ Wh/cm}^2$) ist erkennbar, dass sich das größere Energiegefälle auf der Südhalbkugel aus der fast dreimal geringeren Energieaufnahme am Südpol resultiert. Dies ist primär in der höheren Albedo am Südpol aufgrund der Schnee- und Eisdecke begründet. Im Winter dagegen verhält es sich genau entgegengesetzt, dort weist die Nordhalbkugel ein größeres Energiegefälle auf. Ursache dafür ist die Schneebedeckung der Kontinente auf der Nordhalbkugel. Beim Betrachten des Jahresmittels wird im Bereich niedriger geographischer Breite mehr Sonnenstrahlung absorbiert, als Wärmestrahlung abgestrahlt wird. Im Gegensatz wird in den mittleren und hohen Breiten mehr Strahlung emittiert, als absorbiert. Somit ergibt sich eine negative Strahlungsbilanz. Das Ungleichgewicht in der Strahlungsbilanz wird aber durch die Zirkulation der Atmosphäre sowie durch die Meeresströmungen ausgeglichen.

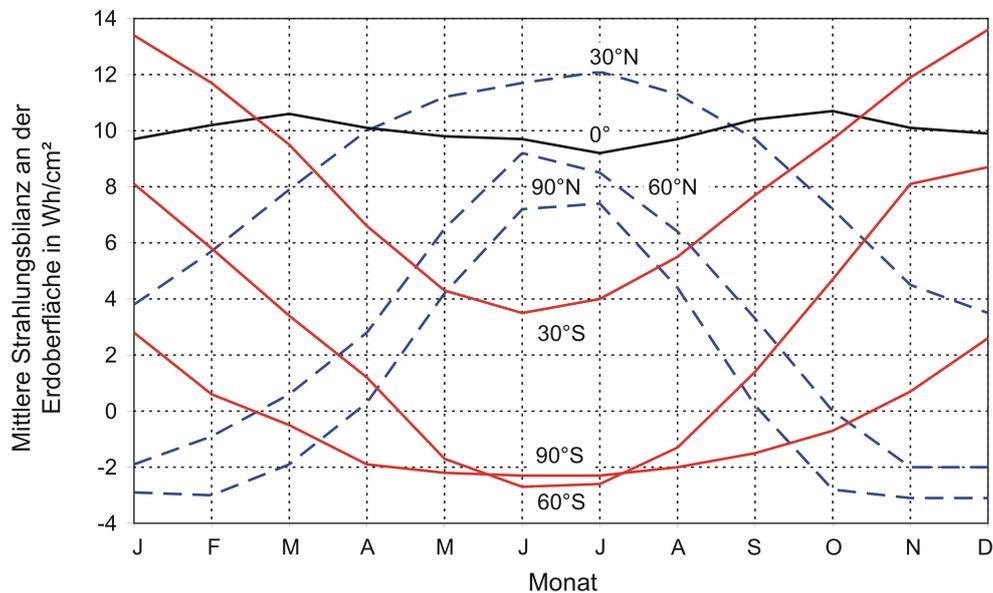


Abbildung 3.6: Mittlere Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche nach Monaten (eig. Darstellung, Daten entnommen aus [93])

Gesamtbilanz von Erdoberfläche und Atmosphäre

Im Bild 3.7 sind die prozentualen Strahlungs- und Energieflüsse im System Weltall, Erdoberfläche und Atmosphäre dargestellt. Wobei die zugeführten Flüsse mit einem positiven und die abgeführten Flüsse mit einem negativen Vorzeichen versehen sind.

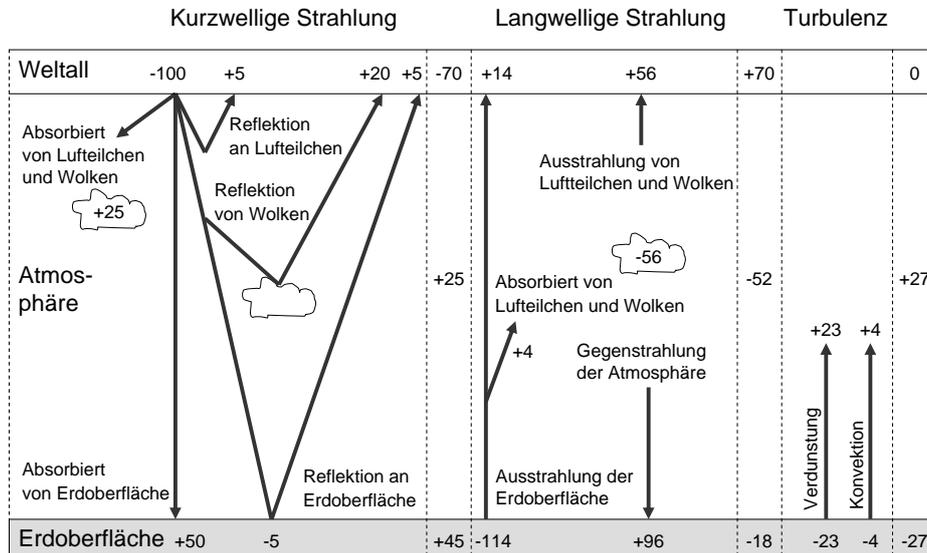


Abbildung 3.7: Strahlungsbilanz im System Atmosphäre und Erdoberfläche (eig. Darstellung nach [75] und [42])

Von der kurzwelligen Sonnenstrahlung werden ca. 30 % von der Atmosphäre und der Erdoberfläche ungenutzt ins Weltall zurückreflektiert. Somit reduziert sich die Wärmestromdichte auf 240 W/m^2 . Die Wolken und die Atmosphäre absorbieren 25 % der Strahlung. Die verbleibenden 45 % werden von der Erdoberfläche (Land, Ozeane) absorbiert. Im thermischen Gleichgewicht muss die der Erde zugeführte Energie auch wieder abgegeben werden. Dazu strahlt die Erdoberfläche Wärme ab. Die abgestrahlte Wärmestromdichte beträgt 390 W/m^2 , was 114 % entspricht. Beim Vergleich der Wärmeabstrahlung mit der Sonneneinstrahlung wird deutlich, dass die Strahlung der Erdoberfläche höher ist. Ein Teil dieser langwelligen Strahlung gelangt durch das atmosphärische Fenster direkt ins Weltall, der andere Teil wird durch die Atmosphäre, also durch Wolken und Treibhausgase, absorbiert. Diese erwärmen sich und strahlen entsprechend 56 % ins Weltall bzw. ergibt sich eine Gegenstrahlung zur Erdoberfläche von 96 %. In der Gesamtbilanz absorbiert die Erdoberfläche 45 % der Strahlung, emittiert effektiv aber nur 18 % von ihr. Dies bewirkt eine positive Energiebilanz der Erdoberfläche und eine im gleichen Grö-

ßenverhältnis negative Bilanz der Atmosphäre. Damit die Strahlungsbilanz nach außen Null beträgt, muss die Bilanz zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre ausgeglichen werden. Dazu wird die Energie in Form von latenter und sensibler Wärme in der Atmosphäre transportiert. Die latente Wärme ist die Wärmemenge, die nach dem Verdunstungsvorgang im Wasserdampf enthalten ist und durch die Kondensation zurückgewonnen wird. Die sensible Wärme entsteht durch Konvektion. Somit ergeben sich zwei zusätzliche Wärmeströme zum einen durch Verdunstung (23 % entsprechen 79 W/m^2) und zum anderen durch Konvektion (4 % entsprechen 14 W/m^2).

3.7 Verteilung der Erdoberflächentemperatur

Zunächst wird die Temperaturverteilung der Erdoberfläche ohne Atmosphäre bestimmt. Für den Fall, dass die Erde kein perfekter Wärmeleiter ist und der Wärmeeindringkoeffizient Null ist, muss der von der Erdoberfläche absorbierte Wärmestrom sofort wieder emittiert werden. Die solare Einstrahlung ist somit von der geographischen Breite abhängig und kann mit Hilfe des Lambertischen Gesetzes Gl. (3.8) beschrieben werden. Es gilt

$$\dot{q}_S \cdot \cos\psi = \varepsilon_E \cdot \sigma \cdot T_E^4(\psi) . \quad (3.16)$$

Demnach ist die Temperatur von der geographischen Breite abhängig und kann nach Gl.(3.17) bestimmt werden

$$T_E(\psi) = \sqrt[4]{\frac{\dot{q}_S \cdot \cos\psi}{\varepsilon_E \cdot \sigma}} . \quad (3.17)$$

Der mittlere Emissionsgrad der Erdoberfläche wird mit $\varepsilon_E = 0,95$ angenommen. Nach der Gleichung (3.17) ergibt sich eine maximale Oberflächentemperatur der Erde am Äquator ($\psi = 0^\circ$) von $126 \text{ }^\circ\text{C}$; an den Polen ($\psi = 90^\circ$) eine minimale Temperatur von $-273 \text{ }^\circ\text{C}$. Dies würde in etwa den Verhältnissen auf dem Mond entsprechen.

Im zweiten Fall wird angenommen, dass die auf die Erdoberfläche aufgeprägte Wärme ideal über die Oberfläche verteilt wird. Daraus resultiert eine einheitliche und konstante Oberflächentemperatur der Erde. Für die mittlere Temperatur der Erdoberfläche gilt dann

$$\bar{T}_E = \sqrt[4]{\frac{\dot{q}_{SE}}{\varepsilon_E \cdot \sigma}} . \quad (3.18)$$

Demnach ist die mittlere Temperatur der Erde abhängig vom Emissionsgrad der Erde. In der Abbildung 3.8 ist die mittlere Temperatur der Erde dargestellt. Variiert wurde der Emissionsgrad der Erde zwischen 0,9 und 1; wobei eins bedeutet, dass die Erde ein schwarzer Körper ist. Aus der Abbildung 3.8 wird deutlich, dass je höher der Emissionsgrad der Erde ist, umso geringer ist die mittlere Temperatur der Erde. Das resultiert aus der Bedingung, dass der Wärmestrom der von der Erde aufgenommen wird, auch wieder abgegeben werden muss. Dieser Wärmestrom q_{SE} ist konstant. Erhöht sich der Emissionsgrad der Erde muss folglich nach der Gl. (3.18) die mittlere Temperatur der Erde sinken. Unter der Annahme die Erde sei ein schwarzer Körper, beträgt die mittlere Temperatur der Erde $5,7\text{ }^\circ\text{C}$. Mit der mittleren Wärmestromdichte von $q_{SE} = 342\text{ W/m}^2$ und einem mittleren Emissionsgrad der Erde von 0,95 ergibt sich eine Temperatur der Erdoberfläche von $\bar{T}_E = 9,3\text{ }^\circ\text{C}$. Die Durchschnittstemperatur der Erde liegt bei $15\text{ }^\circ\text{C}$. Folglich macht die Atmosphäre nach diesen Berechnungen nur $6\text{ }^\circ\text{C}$ aus und nicht wie in Kapitel 2.3 in Tabelle 2.4 aufgeführten $33\text{ }^\circ\text{C}$.

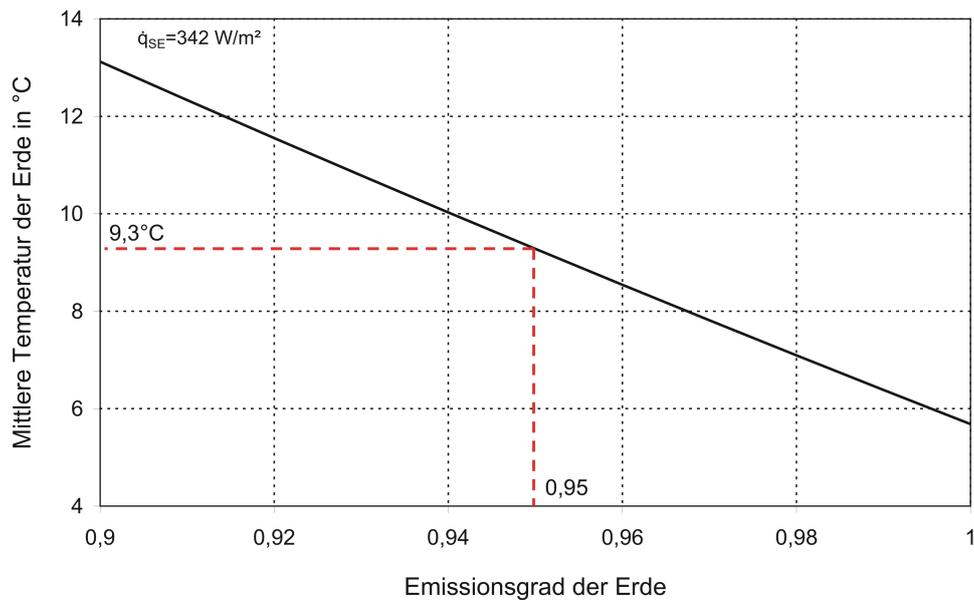


Abbildung 3.8: Mittlere Temperatur der Erde in Abhängigkeit vom Emissionsgrad der Erde

In der Abbildung 3.9 ist die horizontale Verteilung der Lufttemperatur dargestellt. Diese ist eng mit der Temperatur der Erdoberfläche verknüpft und hängt

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

demnach auch vom Strahlungs- und Wärmehaushalt ab. Zu sehen ist die theoretische Strahlungstemperatur, aus der Strahlungsbilanz berechnet, und die wirklich mittlere Jahrestemperatur unter Berücksichtigung der Atmosphäre. Es wird deutlich, dass sich Unterschiede im Verlauf der beiden Kurven ergeben. Während die theoretische Strahlungstemperatur am Äquator wesentlich über der mittleren Jahrestemperatur liegt, erreicht sie an den Polen erheblich geringere Werte. Nur im Bereich der 30°-Breiten entspricht die theoretische Strahlungstemperatur der wirklichen mittleren Jahrestemperatur. Aus dem Vergleich wird ersichtlich, dass innerhalb der 30°-Breiten Wärme abgegeben wird. Die Wärme wird durch die starke Verdunstung des Wasserdampfes in den Tropen und durch die Meeresströmungen transportiert. Allen Gebieten zwischen 40 °C und den Polen wird Wärme zugeführt.

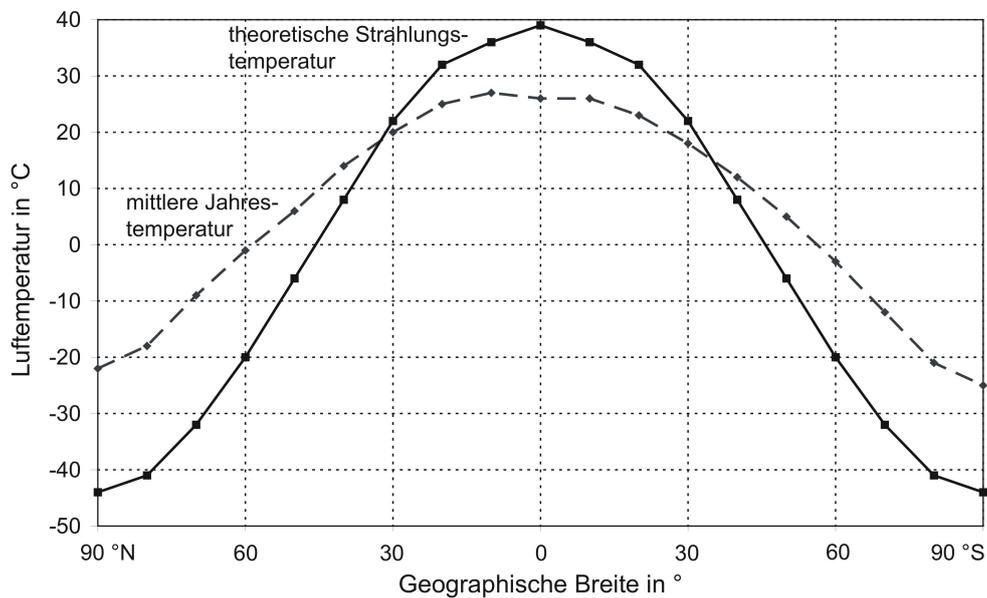


Abbildung 3.9: Vergleich der tatsächlichen mittleren Jahrestemperatur mit der theoretischen Strahlungstemperatur für unterschiedliche geographische Breiten (eig. Darstellung, Daten entnommen aus [93])

3.8 Wärmetransportmodell des einfachen Treibhauses

Zunächst wird das Wärmetransportmodell für ein einfaches Treibhaus erstellt. Der Einfluss der Atmosphäre wird bei diesem Modell nicht berücksichtigt. Die Strahlung wird zwischen dem Erdboden, dem Glasdach und dem Weltall ausgetauscht. Mit Hilfe dieses Modells soll der Einfluss unterschiedlicher Parameter auf die Erdtemperatur aufgezeigt werden. Untersucht wurde dabei die Abhängigkeit vom Emissionsgrad des Erdbodens und vom Emissionsgrad des Glasdaches sowie der Albedo. In der Abbildung 3.10 ist das einfache Treibhausmodell zu sehen.

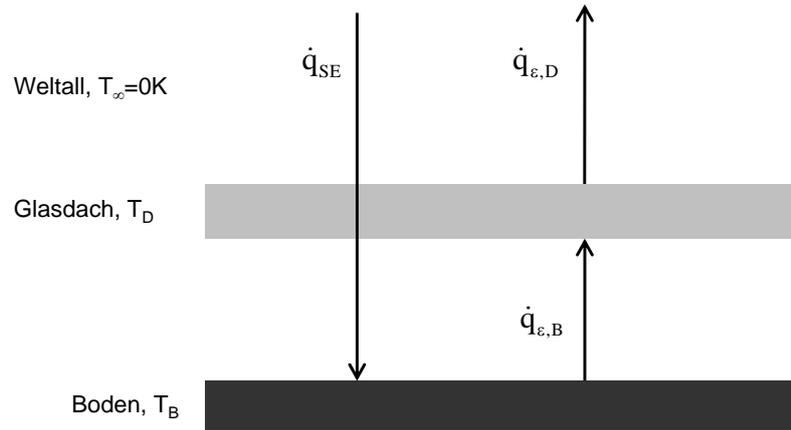


Abbildung 3.10: Modell des einfachen Treibhauses

Die auf den Erdboden treffende Sonnenstrahlung erwärmt diesen. Der Wärmestrom \dot{q}_{SE} beträgt 342 W/m^2 . Im Gleichgewicht muss die von der Erdoberfläche absorbierte Energie wieder abgeführt werden. Die Wärme wird in diesem Modell allein durch direkte Strahlung von der Erdoberfläche an das Glasdach transportiert. Daher gilt für die Erdoberfläche folgende Gleichung

$$\dot{q}_{SE} \cdot (1 - \alpha) = \dot{q}_{\epsilon,B} = \varepsilon_{BD} \cdot \sigma \cdot (T_B^4 - T_D^4) , \quad (3.19)$$

worin T_B und T_D die Temperatur des Erdbodens bzw. des Glasdaches, α die Albedo und ε_{BD} den effektiven Emissionsgrad zwischen Erdoberfläche und Glasdach darstellen.

Die von dem Glasdach aufgenommene Wärme wird von diesem wiederum durch direkte Strahlung in das Weltall abgegeben

$$\dot{q}_{SE} \cdot (1 - \alpha) = \dot{q}_{\epsilon,D} = \varepsilon_{D\infty} \cdot \sigma \cdot (T_D^4 - T_\infty^4) . \quad (3.20)$$

Hierin sind T_∞ die Temperatur des Weltalls und $\varepsilon_{D\infty}$ der effektive Emissionsgrad zwischen Glasdach und Weltall. Die Temperatur des Weltalls beträgt Null Kelvin. Unter der Annahme, dass der Boden und das Dach als zwei parallele Platten betrachtet werden, gilt für die effektiven Emissionsgrade ε_{BD} und $\varepsilon_{D\infty}$

$$\varepsilon_{BD} = \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon_B} + \frac{1}{\varepsilon_D} - 1}, \quad \varepsilon_{D\infty} = \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon_D} + \frac{1}{\varepsilon_\infty} - 1}. \quad (3.21)$$

Da das Weltall ein schwarzer Körper ist, folgt für den Emissionsgrad $\varepsilon_\infty = 1$. Der Emissionsgrad des Glasdaches wird in einem Bereich von 0,88 bis 0,94 variiert. Für den Emissionsgrad des Bodens wird ein Wert von 0,95 angenommen. Mit Hilfe der Gleichungen (3.19), (3.20) und (3.21) können die Temperaturen des Erdbodens und des Glasdaches bestimmt werden.

Die Abbildung 3.11 zeigt die Temperatur des Glasdaches für die verschiedenen Emissionsgrade des Glasdaches sowie die Abhängigkeit von der Albedo. Es wird deutlich, dass die Albedo einen starken Einfluss auf die Temperatur des Glasdaches ausübt. Bei einer vollständigen Aufnahme der Strahlung ($\alpha = 0$) ergibt sich bei einem Emissionsgrad von 0,92 eine Temperatur für das Glasdach von 12 °C. Bei einer Albedo von 0,5 ist die Temperatur mit -34 °C wesentlich geringer, da die Hälfte der Sonnenstrahlung zurück ins Weltall reflektiert wird. Des Weiteren ist sichtbar, dass eine Zunahme des Emissionsgrades des Daches von 0,88 auf 0,94 in einer Abnahme der Temperatur des Glasdaches um 4 °C resultiert.

In der Abbildung 3.12 ist die Temperatur des Erdbodens in Abhängigkeit der Albedo für die unterschiedlichen Emissionsgrade des Glasdaches dargestellt. Auch hier führt die Zunahme der Albedo zu einer erheblichen Abnahme der Bodentemperatur. Für den Fall, dass die gesamte Strahlung von dem Erdboden absorbiert wird ($\alpha = 0$), ergibt sich bei einem Emissionsgrad von $\varepsilon_D = 0,92$ eine Bodentemperatur von 67 °C, während die Erdbodentemperatur bei einer Albedo von 0,5 nur noch 13 °C beträgt. Der tendenziell gleiche Kurvenverlauf wird in der Abbildung 3.13 sichtbar. In dieser ist die Temperatur des Erdbodens für verschiedene Emissionsgrade des Bodens sowie die Abhängigkeit der Albedo aufgezeigt. Ebenso ist erkennbar, dass eine Veränderung im Emissionsgrad des Erdbodens in einem Bereich von 0,90 bis 0,98 eine Änderung in der Erdbodentemperatur von 3 °C bewirkt.

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

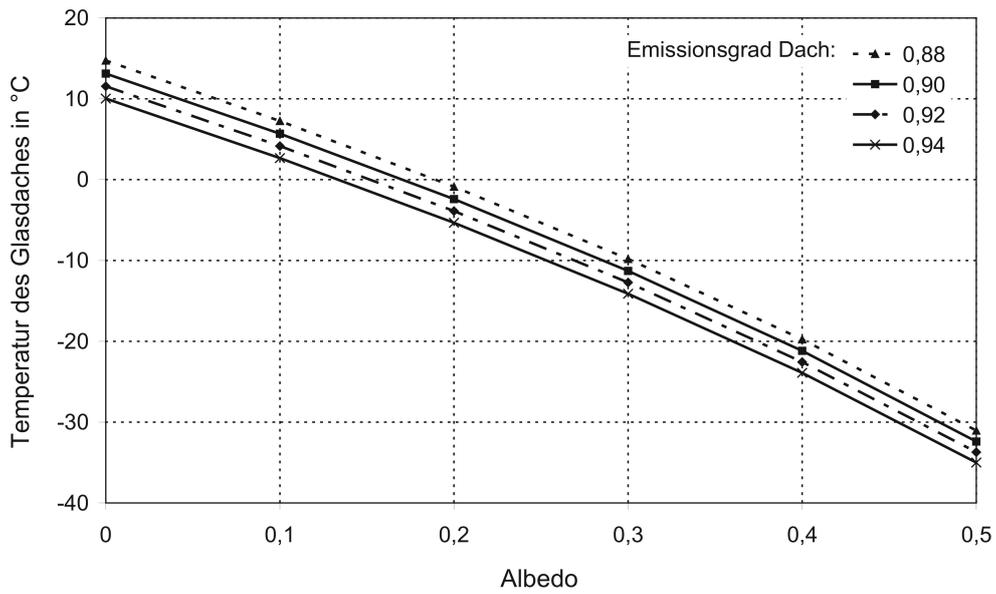


Abbildung 3.11: Einfluss der Albedo auf die Temperatur des Glasdaches

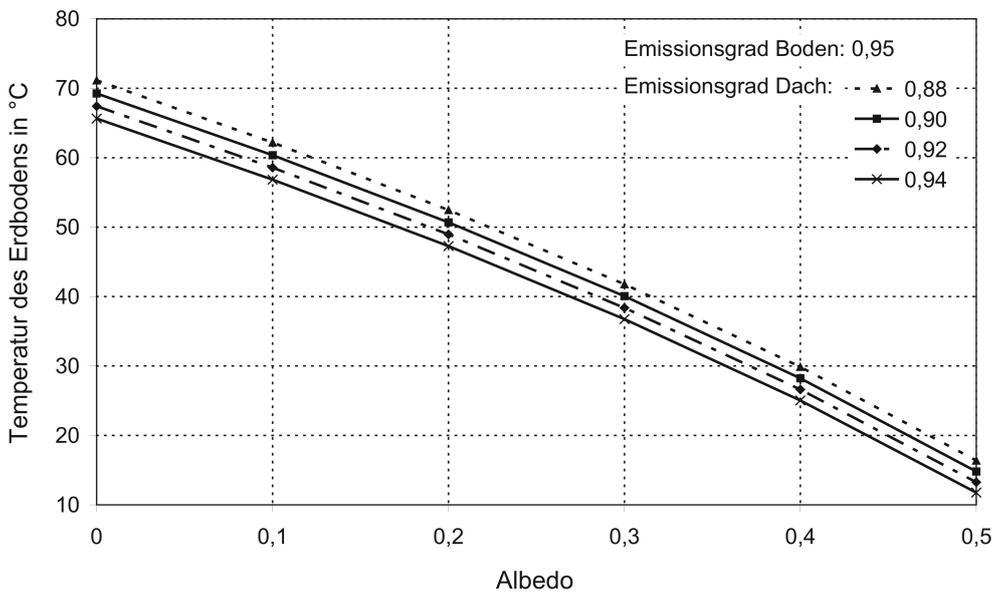


Abbildung 3.12: Einfluss der Albedo auf die Temperatur des Erdbodens für unterschiedliche Emissionsgrade des Glasdaches

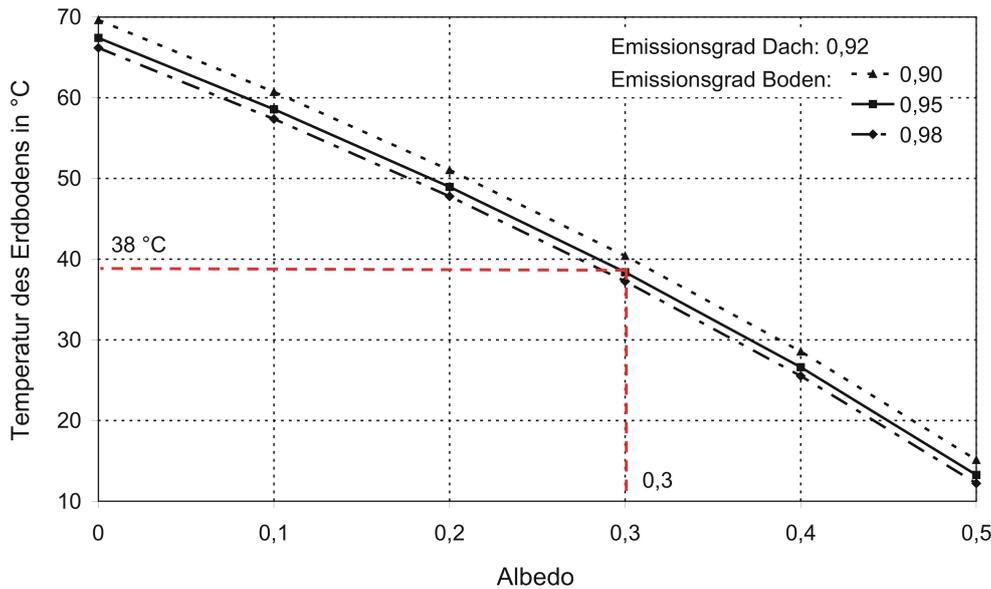


Abbildung 3.13: Einfluss der Albedo auf die Temperatur des Erdbodens für unterschiedliche Emissionsgrade des Erdbodens

3.9 Modell mit Einfluss latenter und sensibler Wärme

Das Modell des einfachen Treibhauses wird im Folgenden auf den Strahlungs- und Wärmeübergang zwischen Erde, Wolken und Weltall angewendet. In diesem Modell wird der Einfluss der Atmosphäre berücksichtigt. Zunächst soll der Kreislauf aus Verdunstung und Niederschlag mit einbezogen werden. Wasser bzw. Wasserdampf in der Atmosphäre spielt eine entscheidende Rolle, da es der einzige Bestandteil ist, der in allen drei Aggregatzuständen auftritt. Die eigentliche Bedeutung des Wasserdampfes liegt in der Energieumwandlung z. B. bei der Kondensation oder der Verdunstung. Der Wasserdampf besitzt somit ein erhebliches Energiepotenzial und ist zusätzlich in der Lage, Energie zu transportieren. Wasserdampf in der Atmosphäre entsteht hauptsächlich durch die Verdunstung von Wasser von den Land- und Wasseroberflächen. Bei diesem Prozess steigt Wasserdampf auf, kühlt sich ab und kondensiert in den Wolken aus, um dann als Niederschlag auszufallen. Im globalen Mittel entspricht in diesem Wasserkreislauf die mittlere Verdunstung den mittleren Niederschlägen. Da durch die Verdunstung ebenfalls Wärme von der Erdoberfläche transportiert wird, muss das Modell um den Wärmestrom \dot{q}_v erweitert werden. Das Modell ist in Abbildung 3.14 zu sehen. In diesem Modell wird die Erde nun von Wolken umgeben. Etwa 50 % der Erde sind mit Wolken bedeckt. Die Strahlung auf die Erdoberfläche wird daher um 25 % reduziert. Da in der Atmosphäre auch Staub, Aerosole und eine kurzwellige H_2O -Bande vorhanden sind, wird die Gesamtstrahlung auf die Erdoberfläche um

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

30 % reduziert, was als globales Albedo bezeichnet wird. Somit folgt für den auf die Erdoberfläche treffenden Wärmestrom $\dot{q}_E = 240 \text{ W/m}^2$. Dieser Wert für die Einstrahlung dient als Grundlage der nachfolgenden Modelle.

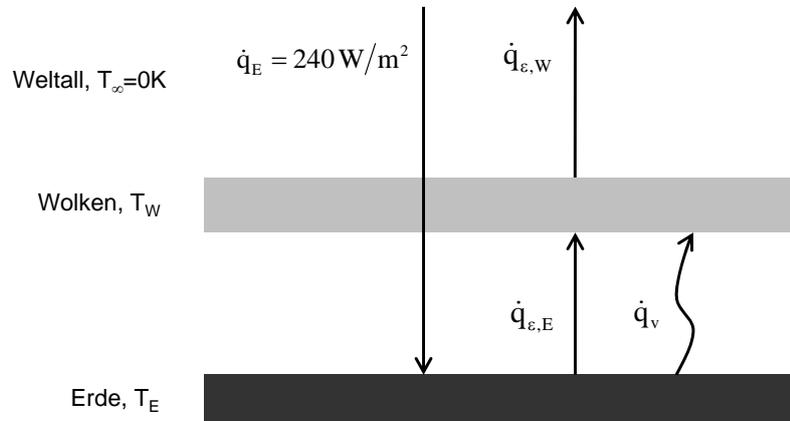


Abbildung 3.14: Modell mit Verdunstung

Die Erdoberfläche gibt in diesem Modell die Wärme durch direkte Strahlung und durch Verdunstung an die Wolken ab. Unter Berücksichtigung der Verdunstung ergibt sich

$$\dot{q}_E = \dot{q}_{\epsilon,E} + \dot{q}_v = \epsilon_{EW} \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_W^4) + \dot{q}_v . \quad (3.22)$$

Die Wolken dagegen geben die Wärme allein durch die direkte Strahlung ins Weltall ab. Es gilt

$$\dot{q}_E = \dot{q}_{\epsilon,W} = \epsilon_{W\infty} \cdot \sigma \cdot (T_W^4 - T_\infty^4) . \quad (3.23)$$

Durch Umstellen der Gleichung (3.23) ergibt sich der Ausdruck für die Temperatur der Wolken folgendermaßen

$$T_W = \sqrt[4]{\frac{\dot{q}_E}{\epsilon_{W\infty} \cdot \sigma}} . \quad (3.24)$$

Wird die Gleichung (3.24) in die Gleichung (3.22) eingesetzt und entsprechend umgestellt, kann die Temperatur der Erde mit Hilfe der Gleichung (3.25) berechnet werden

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

$$T_E = \sqrt[4]{\frac{\dot{q}_E}{\sigma} \cdot \left(\frac{1 - (\dot{q}_v/\dot{q}_E)}{\varepsilon_{EW}} + \frac{1}{\varepsilon_{W\infty}} \right)}. \quad (3.25)$$

Für die effektiven Emissionsgrade ε_{EW} und $\varepsilon_{W\infty}$ gilt wiederum Folgendes

$$\varepsilon_{EW} = \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon_E} + \frac{1}{\varepsilon_W} - 1}, \quad \varepsilon_{W\infty} = \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon_W} + \frac{1}{\varepsilon_\infty} - 1}. \quad (3.26)$$

Die nach Gleichung (3.24) berechnete Temperatur der Wolken ist in Abbildung 3.15 dargestellt. Variiert wurde der Emissionsgrad der Wolken. Es wird deutlich, dass mit Zunahme des Emissionsgrades die Temperatur der Wolken abnimmt. Bei einem Emissionsgrad von 0,90 beträgt die Temperatur der Wolken $-11,3\text{ °C}$ und sinkt auf eine Temperatur von $-16,8\text{ °C}$ bei einem Emissionsgrad von 0,98. Aufgrund des thermischen Gleichgewichtes muss der von den Wolken in das Weltall abgegebene Wärmestrom konstant sein. Da der Emissionsgrad der Wolken steigt und somit auch der Strahlungsaustauschgrad zwischen Wolken und Weltall, muss folglich die Temperatur der Wolken sinken.

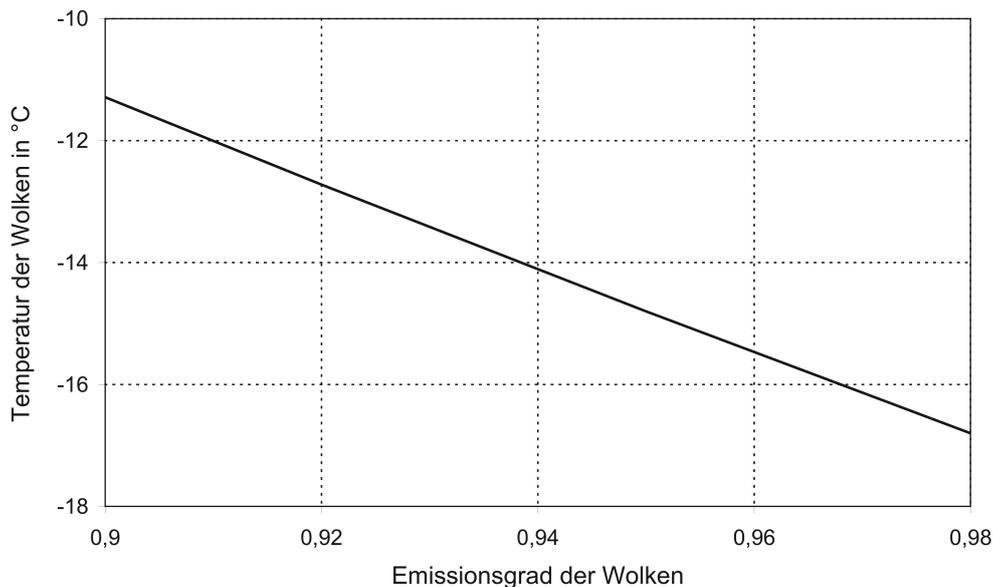


Abbildung 3.15: Temperatur der Wolken in Abhängigkeit vom Emissionsgrad

Auf Grundlage der ermittelten Temperatur der Wolken ist es nun möglich, die Temperatur der Erde zu bestimmen. Die Abbildung 3.16 gibt einen Überblick

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

über die Temperatur der Erde in Abhängigkeit von der Verdunstung und für verschiedene Emissionsgrade der Wolken. Für den Emissionsgrad der Erde wird nach [69, 93] ein Wert von 0,95 angenommen. Es ist ersichtlich, dass eine Zunahme in der Verdunstung zu einer Abnahme der Erdtemperatur führt. Bei einer Erhöhung der Verdunstung von 0 auf 100 W/m^2 verringert sich die Temperatur der Erde um etwa die Hälfte. Der Einfluss des Emissionsgrades der Wolken auf die Temperatur der Erde ist nicht so charakteristisch; führt jedoch bei einem Anstieg des Emissionsgrades der Wolken von 0,90 auf 0,98 zu einer Abnahme der Erdtemperatur von etwa $7 \text{ }^\circ\text{C}$.

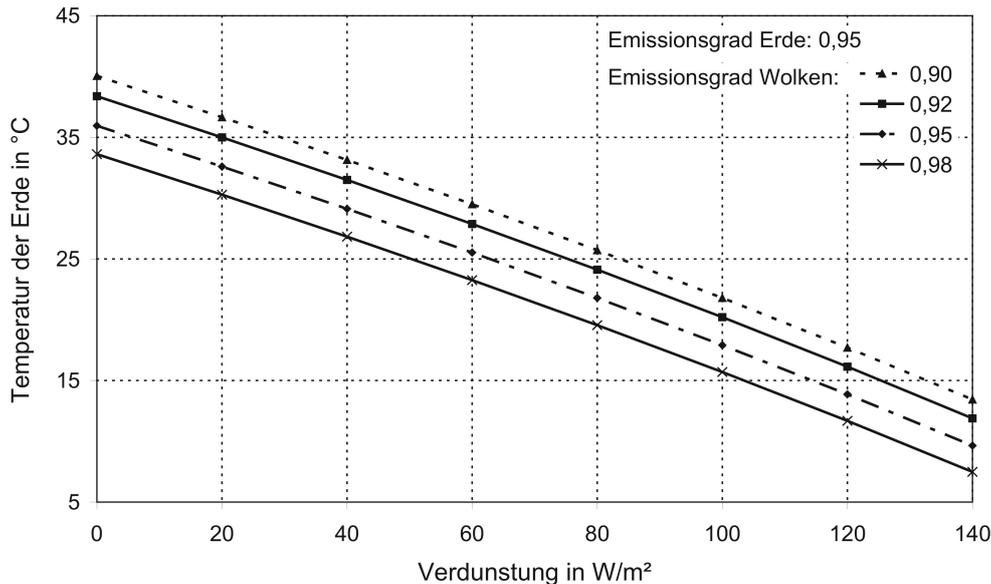


Abbildung 3.16: Temperatur der Erde in Abhängigkeit von der Verdunstung

Die durchschnittliche Verdunstungsrate auf der Erde beträgt 1000 mm pro Quadratmeter [69]. Mit der Verdampfungsenthalpie des Wassers $\Delta h_v = 2500 \text{ kJ/kg}$ und mit Hilfe der Gleichung (3.27) lässt sich der Wärmestrom, welcher aus der Verdunstung resultiert, berechnen

$$\dot{q}_v = \dot{m}_v \cdot \Delta h_v = 79 \text{ W/m}^2 . \quad (3.27)$$

Demzufolge ergibt sich ein durchschnittlicher Wärmestrom aufgrund der globalen Verdunstung von 79 W/m^2 . Aus der Abbildung 3.16 folgt bei dieser Verdunstung und einem Emissionsgrad der Wolken von $\varepsilon_W = 0,92$ eine Temperatur der Erdoberfläche von $24 \text{ }^\circ\text{C}$. Verglichen mit der Oberflächentemperatur des einfachen Treibhauses (Abb. 3.13) von $38 \text{ }^\circ\text{C}$ ist diese Temperatur deutlich geringer.

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

Um den Einfluss des konvektiven Wärmeüberganges auf die Erdtemperatur aufzuzeigen, wird in einem nächsten Schritt das Modell um den Parameter der Konvektion erweitert. Durch den Prozess der Konvektion wird zudem Wärme von der Erdoberfläche transportiert. In der Abbildung 3.17 ist das Modell dargestellt.

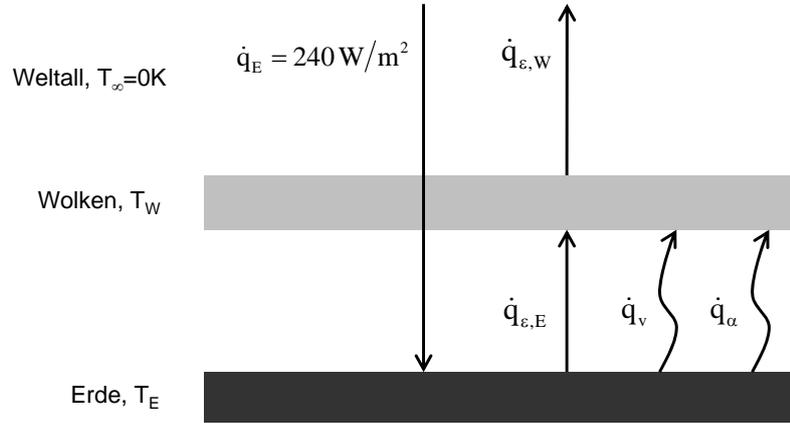


Abbildung 3.17: Modell ergänzt durch Konvektion \dot{q}_α

Für die Erdoberfläche ergibt sich die Bilanz in Gleichung (3.28) unter Einbeziehung des zusätzlichen Wärmestroms durch Konvektion

$$\dot{q}_E = \dot{q}_{\epsilon,E} + \dot{q}_\alpha + \dot{q}_v . \quad (3.28)$$

Mit den entsprechenden Wärmeströmen für die Strahlung, Konvektion und Verdampfung

$$\dot{q}_{\epsilon,E} = \epsilon_{EW} \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_W^4)$$

$$\dot{q}_\alpha = \alpha \cdot (T_E - T_W)$$

$$\dot{q}_v = 79 \text{ W/m}^2$$

folgt für die Bilanzgleichung der Erdoberfläche

$$\dot{q}_E = \epsilon_{EW} \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_W^4) + \alpha \cdot (T_E - T_W) + 79 \text{ W/m}^2 . \quad (3.29)$$

Von den Wolken wird die Wärme wieder durch direkte Strahlung an das Weltall abgegeben

$$\dot{q}_E = \varepsilon_{W\infty} \cdot \sigma \cdot (T_W^4 - T_\infty^4) . \quad (3.30)$$

Es ist nun möglich, mit Hilfe der Gleichungen (3.29) und (3.30) die Temperatur der Erde in Abhängigkeit von der Konvektion iterativ zu bestimmen. Der Temperaturverlauf für den Wärmeübergangskoeffizienten α in einem Bereich von $0-5\text{W}/\text{m}^2/\text{K}$ ist in der Abbildung 3.18 zu sehen. Demnach nimmt die Temperatur der Erde mit Zunahme des konvektiven Wärmeübergangs ab. Zum Vergleich wurde der Temperaturverlauf ohne Verdunstung und für eine Verdunstung von $79\text{W}/\text{m}^2$ dargestellt. Auch hier wird der Zusammenhang deutlich, dass der Vorgang der Verdunstung zu einer Abnahme der Erdtemperatur führt.

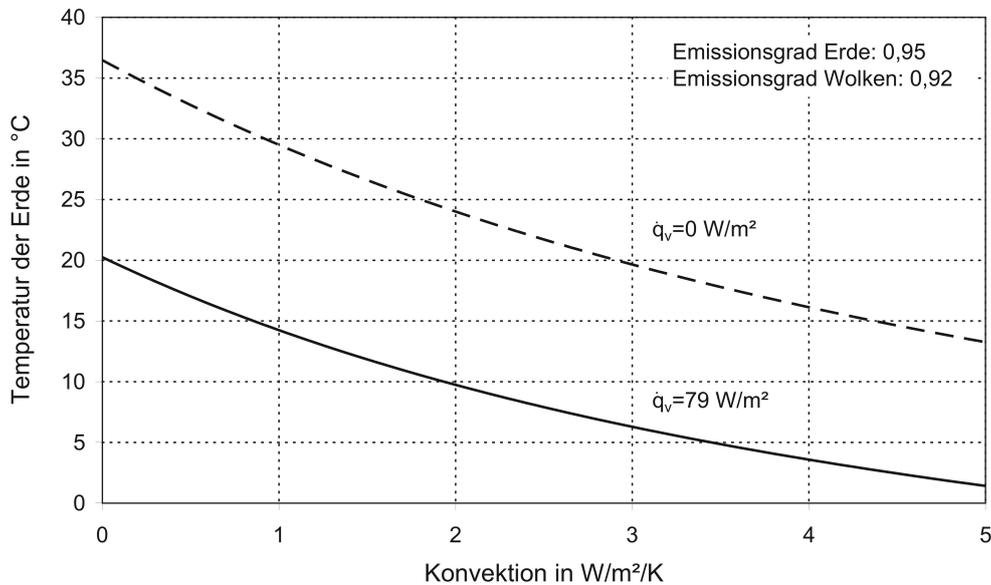


Abbildung 3.18: Temperatur der Erde in Abhängigkeit von der Konvektion

Bestimmung des Wärmeübergangskoeffizienten α

Der konvektive Wärmetransport zwischen der Erde und den Wolken ist ein sehr komplexer Vorgang, der genau nur mit den aufwändigen Berechnungen aus dem Bereich der Klimaforschung ermittelt werden kann. In der Technik ist es üblich,

3 Mechanismus des Strahlungs- und Wärmeübergangs

den konvektiven Wärmetransport mit Nusseltfunktionen zu beschreiben. Für diese hier durchgeführten einfachen Betrachtungen zur prinzipiellen Darstellung des Mechanismus der globalen Erwärmung wird in grober Näherung die Nusseltfunktion für die freie Konvektion einer waagerechten Platte verwendet

$$Nu = 0,14 \cdot (Gr Pr)^{1/3} . \quad (3.31)$$

Weiterhin gilt für die Nusseltzahl folgende Gleichung

$$Nu = \frac{\alpha \cdot L_{ch}}{\lambda} . \quad (3.32)$$

Die Grashofzahl lässt sich mit der Gleichung (3.33) bestimmen

$$Gr = \frac{g \cdot \beta \cdot L_{ch}^3 \cdot (T_E - T_W)}{\nu^2} , \quad (3.33)$$

und für die Prandtlzahl gilt

$$Pr = \frac{\nu \cdot \rho \cdot c}{\lambda} . \quad (3.34)$$

Werden die entsprechenden Stoffwerte der Luft in die Gleichungen eingesetzt, ergibt sich ein Wärmeübergangskoeffizient in der Größenordnung von $5 \text{ W/m}^2/\text{K}$.

Für einen Wärmeübergangskoeffizienten von $5 \text{ W/m}^2/\text{K}$ und einer Verdunstung von 79 W/m^2 folgt aus der Abbildung 3.18 eine Temperatur der Erdoberfläche von $2 \text{ }^\circ\text{C}$. Die mittlere Temperatur der Erdoberfläche liegt mit $15 \text{ }^\circ\text{C}$ wesentlich höher. Demnach müssen die sich in der Atmosphäre befindlichen Treibhausgase einen entscheidenden Einfluss auf die Temperatur ausüben. Sie führen zu einer Erhöhung der Erdoberflächentemperatur. Die Wirkung der Treibhausgase, insbesondere von Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid, wird ausführlich im Kapitel 4 betrachtet.

4 Wärmeübergangmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

4.1 Modellbeschreibung

Auf der Basis des im Kapitel 3.9 beschriebenen Modells wird nun der Einfluss der Gasstrahlung berücksichtigt. Der Mechanismus des Wärmeübergangs des Modells beim Vorhandensein von Gasstrahlung unter und über den Wolken ist in der Abbildung 4.1 dargestellt.

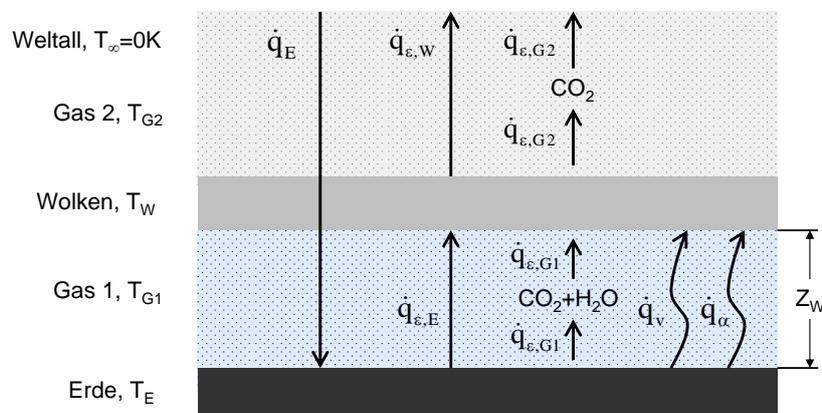


Abbildung 4.1: Wärmetransportmodell mit Gasstrahlung

Die Strahlung \dot{q}_E der Sonne, welche die Erdoberfläche erreicht, ist mit 240 W/m^2 vorgegeben und muss zur Einhaltung des thermischen Gleichgewichtes wieder ins Weltall abgeführt werden. Die Wärme wird zunächst auf unterschiedliche Weise von der Erdoberfläche an die Wolken abgegeben. Die Wärme wird zum einen direkt an die Wolken $\dot{q}_{\epsilon,E}$ und zum anderen an das Gas zwischen Erde und Wolken abgestrahlt $\dot{q}_{\epsilon,G1}$. Dieses Gas, hier mit G1 bezeichnet, besteht aus Wasserdampf und CO_2 als absorbierende Komponenten. Diese vom Gas absorbierte Wärme wird dann an die Wolken weitergestrahlt. Weiterhin wird Wärme wiederum von der Erdoberfläche an die Wolken durch Konvektion \dot{q}_α und Verdunstung \dot{q}_v übertragen. Für die Bilanz der eingestrahelten und abgestrahnten Wärmeströme an der Erdoberfläche gilt als Gleichung

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

$$\dot{q}_E = \dot{q}_{\varepsilon,E} + \dot{q}_{\varepsilon,G1} + \dot{q}_\alpha + \dot{q}_v . \quad (4.1)$$

Durch Einsetzen der entsprechenden Wärmeströme in die Gleichung (4.1) ergibt sich

$$\dot{q}_E = \varepsilon_{EW} \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_W^4) + \varepsilon_{EG1} \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_{G1}^4) + \alpha \cdot (T_E - T_W) + 79 \text{ W/m}^2 . \quad (4.2)$$

Hierin bedeuten T_E , T_W , T_{G1} die Temperatur der Erde, der Wolken und des Gases 1, ε_{EW} und ε_{EG1} die effektiven Emissionsgrade, α der Wärmeübergangskoeffizient und σ die Stefan-Boltzmann Konstante. Die Wärme wird anschließend von den Wolken in das Weltall nur noch durch Strahlung abgeführt. Über den Wolken ist nahezu kein Wasserdampf mehr vorhanden, da dieser an den Wolken kondensiert ist. Als strahlungsaktives Gas ist somit nur noch CO_2 existent. Die anderen strahlungsaktiven Gase wie Methan und Lachgas werden hier aufgrund ihrer geringeren Konzentration vernachlässigt. Ein Teil der von den Wolken aufgenommenen Strahlung wird wieder direkt abgestrahlt; der andere Teil wird vom CO_2 zunächst absorbiert und dann weiter ins Weltall abgestrahlt. Für die Strahlung gilt

$$\dot{q}_E = \varepsilon_{W\infty} \cdot \sigma \cdot (T_W^4 - T_\infty^4) + \varepsilon_{G2\infty} \cdot \sigma \cdot (T_{G2}^4 - T_\infty^4) . \quad (4.3)$$

Hierin sind $\varepsilon_{W\infty}$ und $\varepsilon_{G2\infty}$ die effektiven Emissionsgrade und T_{G2} die mittlere Temperatur des Gases über den Wolken. Die Temperatur T_∞ des Weltalls beträgt 0 Kelvin. Die Temperatur der beiden Gase ergibt sich aus der Bedingung, dass die vom Gas absorbierte Wärme gleich der emittierten Wärme ist. Damit folgt

$$\varepsilon_{EG1} \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_{G1}^4) = \varepsilon_{G1W} \cdot \sigma \cdot (T_{G1}^4 - T_W^4) \quad (4.4)$$

$$\varepsilon_{WG2} \cdot \sigma \cdot (T_W^4 - T_{G2}^4) = \varepsilon_{G2\infty} \cdot \sigma \cdot (T_{G2}^4 - T_\infty^4) \quad (4.5)$$

mit den effektiven Emissionsgraden ε_{EG1} , ε_{G1W} , ε_{WG2} und $\varepsilon_{G2\infty}$. Auf die Berechnung dieser effektiven Emissionsgrade wird im Abschnitt 4.2 eingegangen. Mit den oben genannten vier Gleichungen können dann die vier Temperaturen T_E , T_W , T_{G1} und T_{G2} berechnet werden.

4.2 Strahlungsaustausch

4.2.1 Energiebilanz an strahlenden Oberflächen

Beim Strahlungsaustausch zwischen mehreren Oberflächen besteht im Allgemeinen eine Wechselwirkung aller beteiligten Körper. Demnach tauschen alle Körper in Abhängigkeit ihrer Strahlungseigenschaften miteinander Energie aus. Somit strahlt nicht nur der wärmere Körper auf den kälteren, sondern auch der kältere auf den wärmeren. Für die Energiebilanz an grau strahlenden Oberflächen ergeben sich folgende Energieströme, welche auch in der Abbildung 4.2 schematisch dargestellt sind.

- Bestrahlung (\dot{B}): Gesamtheit aller auftreffenden Strahlungsenergieströme
 Helligkeit (\dot{H}): insgesamt vom Körper ausgehende Energieströme
 Eigenemission (\dot{E}): Wärmestrom, den ein Körper aufgrund seiner Temperatur entsprechend dem Planckschen Gesetz und seines Emissionsgrades abgibt

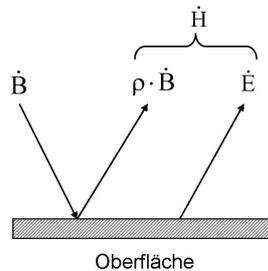


Abbildung 4.2: Energieströme an einer grau strahlenden Oberfläche

Die Helligkeit \dot{H} umfasst den abgeführten Reflexionsanteil ρ der Bestrahlung \dot{B} sowie die Eigenemissionen \dot{E} . Somit lässt sich die Helligkeit wie folgt ausdrücken

$$\dot{H} = \dot{E} + \rho \cdot \dot{B} . \quad (4.6)$$

Für die Eigenemission der jeweiligen Fläche A_i gilt

$$\dot{E}_i = A_i \cdot \varepsilon_i \cdot \sigma \cdot T_i^4 . \quad (4.7)$$

Hierin sind ε_i der Emissionsgrad und T_i die Temperatur der Fläche A_i . Zur weiteren Berechnung werden die entsprechenden Energiestromdichten eingeführt

$$\dot{b}_i = \frac{\dot{B}_i}{A_i}, \quad \dot{h}_i = \frac{\dot{H}_i}{A_i}, \quad \dot{e}_i = \frac{\dot{E}_i}{A_i}.$$

Der von einer Oberfläche A_i abgegebene bzw. aufgenommene Wärmestrom beträgt

$$\dot{Q}_i = A_i \cdot (\dot{h}_i - \dot{b}_i). \quad (4.8)$$

Wird die Bestrahlung in der Gleichung (4.8) durch \dot{b}_i aus der Gleichung (4.6) ersetzt, ergibt sich

$$\dot{Q}_i = \frac{A_i \cdot \varepsilon_i}{\rho_i} \cdot (\dot{e}_{si} - \dot{h}_i). \quad (4.9)$$

Ebenso muss für den Strahlungsaustausch zwischen zwei Flächen gelten

$$\dot{Q}_{ik} = A_i \cdot \varphi_{ik} \cdot (\dot{h}_i - \dot{h}_k). \quad (4.10)$$

Wird in Gleichung (4.9) der Oberflächenwiderstand mit

$$R_i = \frac{\rho_i}{A_i \cdot \varepsilon_i} \quad (4.11)$$

und in der Gleichung (4.10) der Strahlungsaustauschwiderstand mit

$$R_{ik} = \frac{1}{A_i \cdot \varphi_{ik}} \quad (4.12)$$

ersetzt, wird eine Analogie zum Ohmschen Gesetz mit $I = U/R$ deutlich.

4.2.2 Netzwerkmethod mit strahlendem Gas

Bei elektrischen Vorgängen fließt ein elektrischer Strom I aufgrund eines Spannungsunterschiedes U , wobei dieser Fluss durch den elektrischen Widerstand R behindert wird. Es gilt das Ohmsche Gesetz in der Form $I = U/R$. Analog fließt bei der Wärmeübertragung ein Wärmestrom \dot{Q} . Die beiden treibenden Potenziale sind zum einen die Helligkeitsdichte \dot{h} und zum anderen die Eigenemissionsdichte

é. Den Widerstand stellen der Strahlungsaustauschwiderstand (Transmissionswiderstand) und der Oberflächenwiderstand (Nettowärmewiderstand) dar. Mit Hilfe der Netzwerkmethodé lässt sich der Strahlungsaustausch zwischen zwei Oberflächen und einem strahlungsaktivem Gas bestimmen. Hierbei werden die Gesetzmäßigkeiten, die bereits aus der Elektrotechnik bekannt sind, angewandt. In der Abbildung 4.3 ist die Netzwerkanalogie für den Strahlungsaustausch zwischen Erde, Gas und Wolken nach [33, 39, 60] dargestellt.

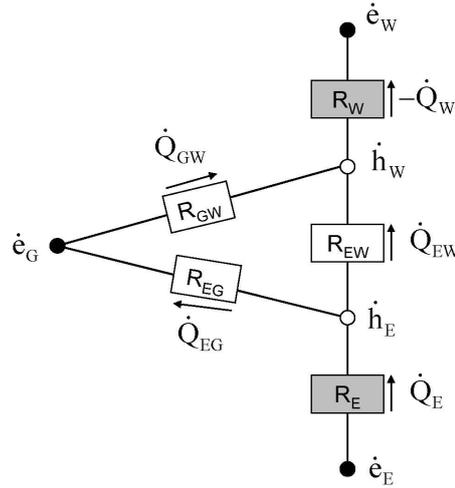


Abbildung 4.3: Ersatzschaltbild für den Strahlungsaustausch

Für den zwischen den Eckpunkten Erde und Wolken insgesamt resultierenden Wärmestrom gilt

$$\dot{Q}_{EG1W} = \frac{\dot{e}_E - \dot{e}_W}{R_{Ges}} . \quad (4.13)$$

Zur Ermittlung des Gesamtwiderstandes gelten die Kirchhoffschen Gesetze aus der Elektrotechnik. Bei der Parallelschaltung von k Widerständen addieren sich die Kehrwerte der Widerstände $\frac{1}{R_{ges}} = \sum_k \frac{1}{R_k}$. Werden k Widerstände in Reihe geschaltet, so addieren sich die Einzelwiderstände ($R_{ges} = \sum_k R_k$).

Um den Gesamtwiderstand des in Abbildung 4.3 dargestellten Netzwerkes zu bestimmen, wird in einem ersten Schritt der Teilwiderstand gebildet, der sich zwischen den Punkten \dot{h}_W und \dot{h}_E ergibt. Die Widerstände R_{GW} und R_{EG} sind nacheinander geschaltet und liegen parallel zum Widerstand R_{EW} . Somit ergibt sich die Gleichung (4.14) für den Teilwiderstand

$$R_I = \frac{1}{\frac{1}{R_{EW}} + \frac{1}{R_{G1W} + R_{EG1}}} . \quad (4.14)$$

Der insgesamt fließende Wärmestrom \dot{Q}_{EG1W} muss nach der Abbildung 4.3 die Widerstände R_E , R_I und R_W überwinden. Da diese drei Widerstände in Reihe geschaltet sind, ergibt sich die Gleichung (4.15) für den Gesamtwiderstand des Systems

$$R_{Ges} = R_E + R_I + R_W . \quad (4.15)$$

Die Gleichung 4.14 in Gleichung (4.15) eingesetzt, führt zu folgendem Gesamtwiderstand

$$R_{Ges} = R_E + \frac{1}{\frac{1}{R_{EW}} + \frac{1}{R_{G1W} + R_{EG1}}} + R_W . \quad (4.16)$$

Für die Oberflächenwiderstände gilt

$$R_E = \frac{1 - \varepsilon_E}{A_E \cdot \varepsilon_E}, \quad R_W = \frac{1 - \varepsilon_W}{A_W \cdot \varepsilon_W} . \quad (4.17)$$

Hierin sind ε_E und ε_W der Emissionsgrad der Erde bzw. der Wolken und A ist die jeweilige Fläche.

Für die Strahlungsaustauschwiderstände gilt

$$R_{EW} = \frac{1}{A_E \cdot \varphi_{EW} \cdot \tau_{G1}}, \quad R_{EG} = \frac{1}{A_E \cdot \varepsilon_{G1}}, \quad R_{GW} = \frac{1}{A_W \cdot \varepsilon_{G1}} . \quad (4.18)$$

Darin stellen τ_{G1} den Transmissionsgrad, ε_{G1} den Emissionsgrad des Gases 1 und φ_{EW} die Einstrahlzahl dar.

Da bei Gasen die Reflexion der Strahlung vernachlässigt werden kann, lässt sich der Absorptionsgrad in der Form $\alpha = 1 - \tau$ ausdrücken. Des Weiteren gilt für das hier angenommene graue Gasverhalten: $\varepsilon = \alpha$, somit ergibt sich $\tau_{G1} = 1 - \varepsilon_{G1}$. Da der Abstand der Wolken gering ist im Vergleich zur Krümmung, gilt für die Einstrahlzahl $\varphi_{EW} = 1$ sowie für die Flächen $A_E = A_W$. Unter Berücksichtigung der getroffenen Annahmen folgt für den gesamten Widerstand

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

$$R_{Ges} \cdot A_E = \frac{2}{1 - \varepsilon_{G1}} + \frac{1}{\varepsilon_E} + \frac{1}{\varepsilon_W} - 2 . \quad (4.19)$$

Zur Berechnung des Wärmestroms nach Gl. (4.13) werden noch die Eigenemissionsdichten benötigt. Für diese gilt

$$\dot{e}_{sE} = \sigma \cdot T_E^4, \quad \dot{e}_{sW} = \sigma \cdot T_W^4 . \quad (4.20)$$

Der Wärmestrom wird zweckmäßigerweise mit dem effektiven Emissionsgrad beschrieben

$$\dot{Q}_{EG1W} = A_E \cdot \varepsilon_{EG1W} \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_W^4) \quad (4.21)$$

oder ausgedrückt als Wärmestromdichte

$$\dot{q}_{EG1W} = \varepsilon_{EG1W} \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_W^4) . \quad (4.22)$$

Der effektive Emissionsgrad ε_{EG1W} lässt sich mit Hilfe der Gleichung (4.19) bestimmen zu

$$\varepsilon_{EG1W} = \frac{1}{\frac{2}{2 - \varepsilon_{G1}} + \frac{1}{\varepsilon_E} + \frac{1}{\varepsilon_W} - 2} . \quad (4.23)$$

Für die Strahlung der Wolken ins Weltall gilt der gleiche Mechanismus. Da das Weltall als schwarzer Körper betrachtet wird, folgt für die Strahlung ins Weltall

$$\dot{q}_{WG2\infty} = \varepsilon_{WG2\infty} \cdot \sigma \cdot T_W^4 . \quad (4.24)$$

Mit $\varepsilon_\infty = 1$ folgt für den effektiven Emissionsgrad

$$\varepsilon_{WG2\infty} = \frac{1}{\frac{2}{2 - \varepsilon_{G2}} + \frac{1}{\varepsilon_W} - 1} . \quad (4.25)$$

Die Wirkung der Gasstrahlung lässt sich anschaulich darstellen, wenn die Emissionsgrade der beiden festen Oberflächen eins gesetzt werden. Dann folgt für den Wärmestrom durch Strahlung

$$\dot{q}_{WG2\infty} (\varepsilon_E = \varepsilon_W = 1) = \left(1 - \frac{1}{2} \cdot \varepsilon_{G2}\right) \cdot \sigma \cdot T_W^4 \quad (4.26)$$

$$\dot{q}_{EG1W} (\varepsilon_E = \varepsilon_W = 1) = \left(1 - \frac{1}{2} \cdot \varepsilon_{G1}\right) \cdot \sigma \cdot (T_E^4 - T_W^4) . \quad (4.27)$$

An diesen beiden Gleichungen lässt sich die Wirkung der Gase anschaulich zeigen. Je höher der Emissionsgrad des Gases wird, desto geringer wird der effektive Emissionsgrad. Das Gas wirkt somit wie ein Strahlungsschirm, der die Abstrahlung behindert. Der effektive Emissionsgrad kann jedoch nicht kleiner werden als 0,5, so dass auch bei einem optisch dichten Gas weiterhin Wärme durchgelassen wird. Da in dem hier betrachteten Fall der Wärmestrom durch die Sonne vorgegeben wird, muss der höhere Widerstand durch eine höhere Temperaturdifferenz ausgeglichen werden. Dieses ist vereinfachend ausgedrückt der Treibhauseffekt der Atmosphäre. Für die zur Berechnung der Gastemperaturen T_{G1} und T_{G2} benötigten effektiven Emissionsgrade gilt

$$\varepsilon_{EG1} = \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon_E} + \frac{1}{\varepsilon_{G1}} - 1} \quad \varepsilon_{G1W} = \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon_{G1}} + \frac{1}{\varepsilon_W} - 1}$$

$$\varepsilon_{WG2} = \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon_W} + \frac{1}{\varepsilon_{G2}} - 1} \quad \varepsilon_{G2\infty} = \varepsilon_{G2} .$$

Der Emissionsgrad der Erde wird mit 0,95 angenommen [69, 93]. Der Emissionsgrad der Wolken hängt von der Art der Wolken ab und wird in einem Bereich von 0,90 bis 0,98 variiert. Zur Berechnung der effektiven Emissionsgrade wird der Emissionsgrad der Gase benötigt. Auf dessen Berechnung wird im Folgenden eingegangen.

4.3 Gasstrahlung von Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf

4.3.1 Gehalt an CO₂ und H₂O in der Atmosphäre

Der Gehalt an Kohlenstoffdioxid ist in der Atmosphäre relativ gleichmäßig verteilt und beträgt aktuell 389 ppm. Wasserdampf zeigt im Gegensatz zum Kohlenstoffdioxid große Unterschiede in der örtlichen Konzentration. Der Gehalt an

Wasserdampf ist zum einen abhängig von der geographischen Lage (horizontale Verteilung) und zum anderen von der Höhe (vertikale Verteilung). Wobei bis zu einer Höhe von 3 km bereits 3/4 der Gesamtmenge an Wasserdampf in der Atmosphäre enthalten ist [93]. Der Anteil des Wasserdampfes in der Atmosphäre liegt zwischen 0-4 %. Die in der Luft enthaltene gasförmige Wassermenge wird als Luftfeuchtigkeit bezeichnet. Je wärmer die Luft ist, desto höher ist die aufnehmbare Feuchtigkeit. Die Aufnahmefähigkeit der Luft an Wasserdampf ist durch den Sättigungsdampfdruck des Wassers im Gemisch begrenzt. Werte für den Sättigungsdampfdruck können aus Dampftafeln entnommen werden oder mit der Clausius Clapeyronsche Gleichung berechnet werden

$$p_s = p_0 \cdot \exp \left(\left[\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_s} \right] \cdot \frac{\Delta h}{R_D} \right) . \quad (4.28)$$

Mit zunehmender Höhe nehmen die Temperatur und der Sättigungsdruck ab. In der Abbildung 4.4 ist der Verlauf der Temperatur und des Sättigungsdruckes in der Atmosphäre in Abhängigkeit von der Höhe dargestellt. Es wird deutlich, dass die Temperatur linear abnimmt und zwar rund $-0,65 \frac{K}{100m}$ [44], währenddessen der Sättigungsdruck exponentiell mit der Höhe abnimmt.

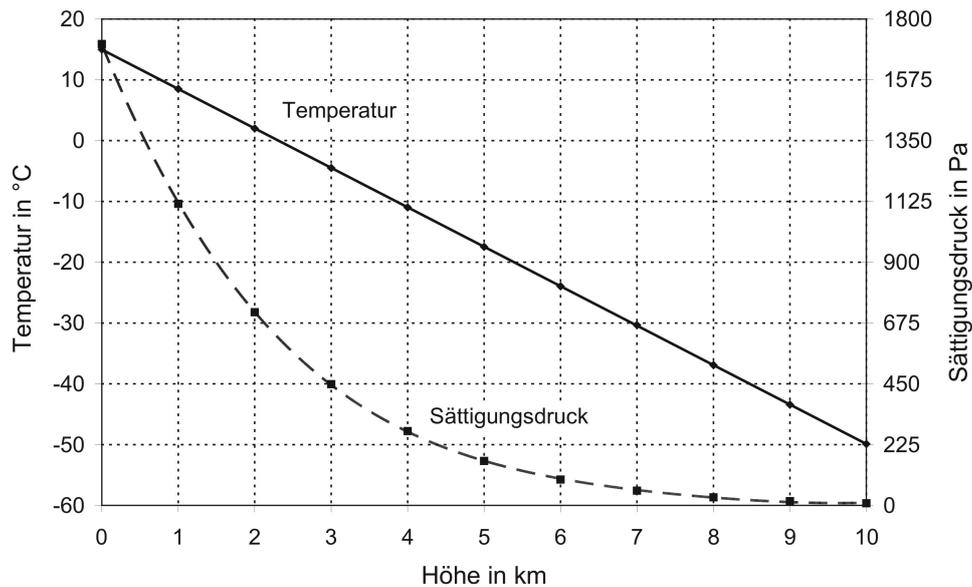


Abbildung 4.4: Temperatur und Sättigungsdruck in der Atmosphäre

Die kühlere Luft kann nicht mehr so viel Wasserdampf aufnehmen. Nach Erreichen des Taupunktes beginnt das Wasser zu kondensieren. Die Menge an Wasserdampf

die aufgenommen werden kann, bis eine Sättigung eintritt, wird als Sättigungsmenge bezeichnet. In der Abbildung 4.5 ist die Menge an Wasserdampf dargestellt, die die Atmosphäre aufnehmen kann, ohne dass eine Kondensation eintritt. Der Partialdruck des Wasserdampfes entspricht dem des Sättigungsdampfdruckes. Zum einen ist der Verlauf zu sehen, der sich ergeben würde, wenn der Gesamtdruck der Atmosphäre mit zunehmender Höhe konstant wäre. Zum anderen zeigt die Abbildung 4.5 die Abnahme der Sättigungsmenge unter Berücksichtigung der Gesamtdruckabnahme mit der Höhe. Es wird deutlich, dass aufgrund der Abnahme des Gesamtdruckes die Atmosphäre mehr Wasserdampf aufnehmen kann.

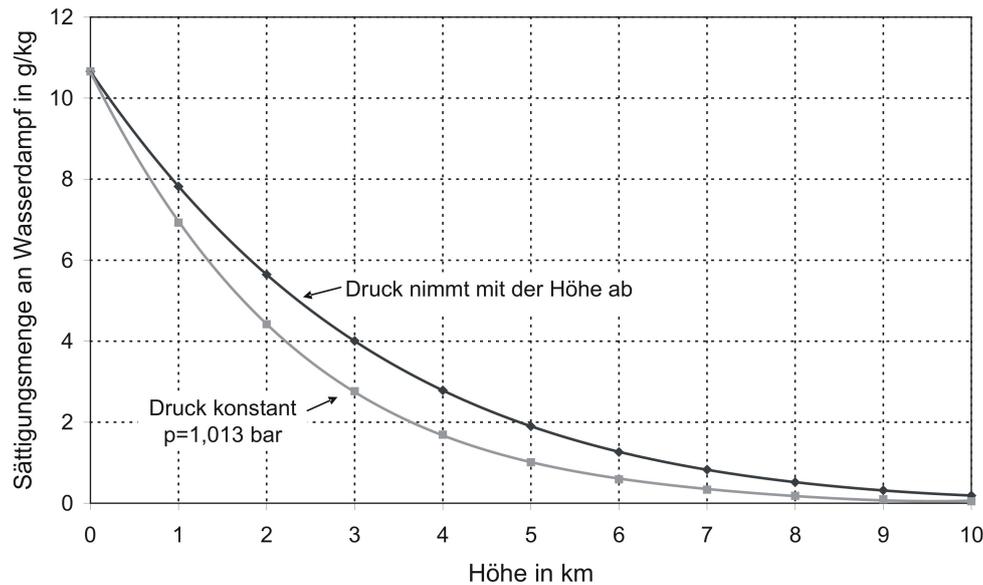


Abbildung 4.5: Sättigungsmenge in der Atmosphäre

Für eine mittlere Temperatur der Erde von 15 °C und einer durchschnittlichen Luftfeuchtigkeit von 60% ergibt sich eine absolute Feuchte von $7\text{ g}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{kg}_{\text{Luft}}$. Daraus folgt eine Konzentration an Wasserdampf in der Atmosphäre von 1% . Da ein mittlerer Wert der Wasserdampfkonzentration in der Atmosphäre nicht bekannt ist, wird dieser Wert für die weiteren Berechnungen als oberer Grenzwert angenommen.

4.3.2 Strahlungseigenschaften von Gasen

Gasstrahlung entsteht aufgrund von Kernschwingungen mehratomiger Moleküle. Daher strahlen elementare Gase wie H_2 , N_2 und O_2 keine Wärme aus, da ihnen die elektrische Ladung fehlt. In der Atmosphäre sind die wichtigsten Strahler Kohlendioxid und Wasserdampf. Diese Gase emittieren nicht wie feste Körper kontinuierlich über alle Wellenlängen, sondern selektiv in eng begrenzten Banden. Die

Abbildung 4.6 zeigt das Emissionsspektrum von Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf. Es wird deutlich, dass Wasserdampf im Bereich von 1 bis 8 μm innerhalb einzelner Banden strahlt und oberhalb 15 μm ein sehr hohes Absorptionsvermögen besitzt. Die drei bedeutendsten Banden im Kohlenstoffdioxidspektrum sind die 2,7- μm -, die 4,3- μm - und die 15- μm -Bande. Des Weiteren existieren noch drei zusätzliche Banden im Bereich 2,0 μm , 9,4 μm und 10,4 μm ; wobei diese Banden sehr schwach sind und praktisch nicht mit in Betracht gezogen werden. Die 4,3- μm -Bande ist zwar ziemlich intensiv, aber ihr Effekt auf die atmosphärische Strahlung kann vernachlässigt werden. Für die in der Atmosphäre relevante Bedingung der niedrigen Temperatur ($T < 300 K$) hat nur noch die 15- μm -Bande wesentlichen Einfluss auf den Emissionsgrad. Der Bereich zwischen 8 und 12 μm wird als atmosphärisches Fenster bezeichnet, da in diesem Bereich weder Kohlenstoffdioxid noch Wasserdampf Strahlung absorbiert.

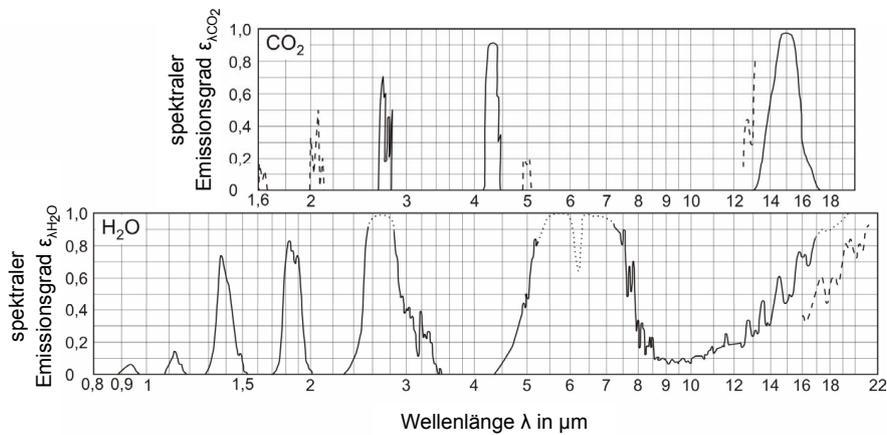


Abbildung 4.6: Emissionsspektrum von Kohlendioxid und Wasserdampf bei Atmosphärendruck nach [39]

Gase absorbieren auftreffende Strahlung nur in größeren Schichtdicken, da nur dann die Absorption eine Funktion der Weglänge ist. Die Strahlungsintensität innerhalb eines Gasraumes nimmt längs des Weges dx kontinuierlich ab, wie in der Abbildung 4.7 zu sehen ist.

Die Abnahme der Intensität lässt sich mit dem Absorptionsgesetz von Bouguer darstellen

$$dI_\lambda(x) = -k_\lambda I_\lambda(x) dx . \quad (4.29)$$

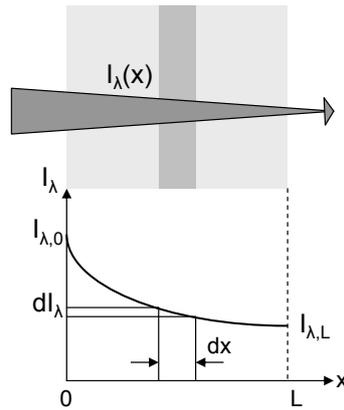


Abbildung 4.7: Abnahme der Strahlungsintensität in einem absorbierenden Medium der Dicke L

Nach Trennung der Variablen und durch die Integration von $x = 0$ zu $x = L$ sowie unter der Annahme, dass die Absorption unabhängig vom Weg ist, folgt die Gleichung (4.30)

$$\frac{I_{\lambda,L}}{I_{\lambda,0}} = \exp(-k_{\lambda}L) . \quad (4.30)$$

Wird die aus dem Medium austretende Intensität ins Verhältnis zu der eintretenden Intensität gesetzt, lässt sich der spektrale Transmissionsgrad τ_{λ} allgemein definieren. Der Transmissionsgrad stellt den Anteil der Strahlung dar, der von einem Medium bei einer bestimmten Wellenlänge durchgelassen wird

$$\tau_{\lambda} = \frac{I_{\lambda,L}}{I_{\lambda,0}} = \exp(-k_{\lambda}L) . \quad (4.31)$$

Für den Fall das $\tau_{\lambda} = 1$ ist, wird keine Strahlung absorbiert und demnach bleibt die Strahlungsintensität konstant. Strahlung die ein nicht streuendes Medium passiert, wird entweder absorbiert oder durchgelassen. Es gilt daher $\alpha_{\lambda} + \tau_{\lambda} = 1$ und für die spektrale Absorptivität folgt

$$\alpha_{\lambda} = 1 - \tau_{\lambda} = 1 - \exp(-k_{\lambda}L) . \quad (4.32)$$

Nach dem Kirchhoffschen Gesetz in Gleichung (3.9) lässt sich der spektrale Emissionsgrad folgendermaßen ausdrücken

$$\varepsilon_\lambda = \alpha_\lambda = 1 - \exp(-k_\lambda L) . \quad (4.33)$$

Die Konstante $-k_\lambda$ ist bei Gasen mit idealen Verhalten linear vom Druck abhängig und wird wie folgt in das Produkt

$$-k_\lambda = -a_\lambda \cdot p_i \quad (4.34)$$

aufgespalten. Wobei $-a_\lambda$ der Absorptionskoeffizient und p_i der Partialdruck des Gases i ist. Durch Einsetzen des Produktes in die Gleichung (4.33) ergibt sich der spektrale Emissionsgrad in der Form

$$\varepsilon_\lambda = 1 - \exp(-a_\lambda \cdot p_i L) . \quad (4.35)$$

Wie aus der Gleichung (4.35) deutlich wird, ist der spektrale Emissionsgrad eines Gases abhängig vom Partialdruck und der Schichtdicke. Daher wird im Folgenden das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke für die Atmosphäre berechnet.

4.3.3 Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke

Die Bestimmung des Emissionsgrades von Kohlenstoffdioxid sowie von Wasserdampf setzt voraus, dass das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke für Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf in der Atmosphäre bekannt ist. Der Partialdruck nimmt mit der Höhe ab, da der Gesamtdruck mit der Höhe abnimmt. Daher wird der Partialdruck durch die Konzentration entsprechend ersetzt

$$p_i = p \cdot C_i \quad (4.36)$$

worin i für CO_2 und H_2O steht. Die Konzentration von CO_2 bleibt über der Höhe konstant; der Luftdruck dagegen nimmt mit der Höhe ab. Mit der Annahme die Atmosphäre befindet sich annähert in einem hydrostatischen Gleichgewicht, wird die Schwerkraft der Erde durch die vertikale Druckkraft ausgeglichen. Die Druckabnahme in der Atmosphäre lässt sich daher mit Hilfe der hydrostatischen Grundgleichung, ausgedrückt durch das totale Differential, beschreiben

$$dp = -g \cdot \rho \cdot dz . \quad (4.37)$$

Durch Substituieren der Dichte und Integration zwischen den Grenzen p_0 und p bzw. $z_0 = 0$ und z ergibt sich die barometrische Höhenformel. Mittels dieser ist die Abnahme des Gesamtdrucks wie folgt gegeben

$$p(z) = p_0 \cdot \exp \left[-\frac{\tilde{M}_{Luft} \cdot g \cdot z}{\tilde{R} \cdot T_{Luft}} \right] . \quad (4.38)$$

Hierin sind $p_0 = 1\text{bar}$ der Oberflächendruck, \tilde{R} die universelle Gaskonstante, \tilde{M}_{Luft} die Molmasse der Luft, T_{Luft} die mittlere Lufttemperatur, g die Erdbeschleunigung und z die Höhenkoordinate.

Für den mittleren Wert des Produktes aus Partialdruck und Schichtdicke zwischen Erde und den Wolken mit der Höhe z_W folgt damit

$$p_i \cdot z_W = \frac{L_{\ddot{a}q}}{z_W} \cdot \int_0^{z_W} p_0 \cdot \exp \left[-\frac{\tilde{M}_{Luft} \cdot g \cdot z}{\tilde{R} \cdot T_{Luft}} \right] \cdot C_i \cdot dz . \quad (4.39)$$

Nach entsprechender Integration und Einsetzen der Grenzen ergibt sich für das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke unter den Wolken

$$p_i \cdot z_W = \frac{1,8 \cdot p_0 \cdot C_i \cdot \tilde{R} \cdot T_{Luft}}{g \cdot \tilde{M}_{Luft}} \cdot \left(1 - \exp \left[-\frac{\tilde{M}_{Luft} \cdot g \cdot z_W}{\tilde{R} \cdot T_{Luft}} \right] \right) . \quad (4.40)$$

Hierbei ist berücksichtigt, dass die äquivalente Schichtdicke zwischen zwei parallelen Platten, wie dies die Erde und die Wolken näherungsweise sind, um den Faktor 1,8 größer als der Abstand z_W ist [80].

Für das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke gilt oberhalb der Wolken für das dort nur noch vorhandene CO_2

$$p_{CO_2} \cdot z_\infty = \int_{z_W}^{\infty} p_0 \cdot \exp \left[-\frac{\tilde{M}_{Luft} \cdot g \cdot z}{\tilde{R} \cdot T_{Luft}} \right] \cdot C_{CO_2} \cdot dz . \quad (4.41)$$

Als analytische Lösung ergibt sich dann

$$p_{CO_2} \cdot z_\infty = \frac{p_0 \cdot C_i \cdot \tilde{R} \cdot T_{Luft}}{g \cdot \tilde{M}_{Luft}} \cdot \left(\exp \left[-\frac{\tilde{M}_{Luft} \cdot g \cdot z_W}{\tilde{R} \cdot T_{Luft}} \right] \right). \quad (4.42)$$

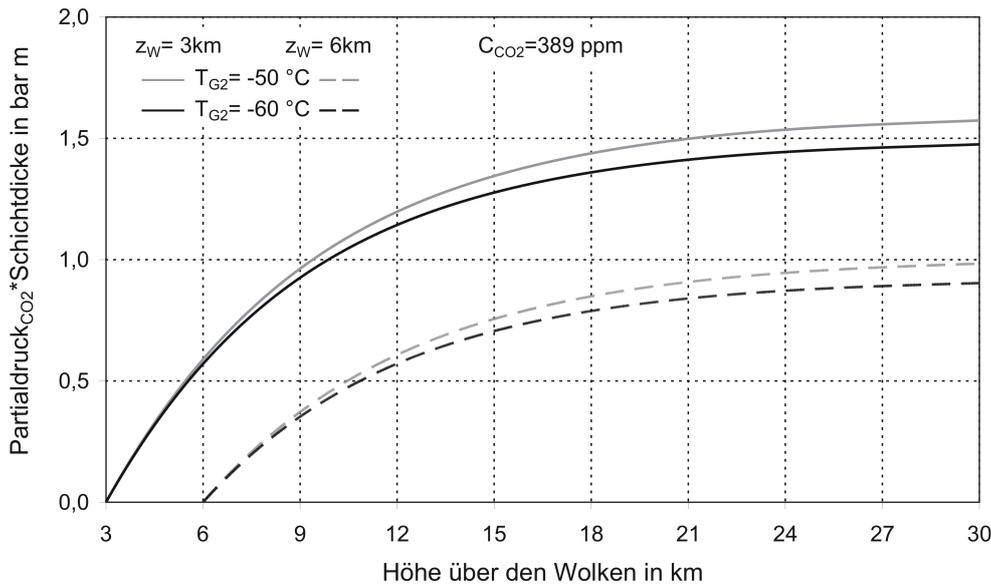
Da die Abstrahlfläche der Wolken als eine Kugelfläche angesehen wird, gibt es keine äquivalente Schichtdicke.

Die Höhe der Wolken variiert über dem Umfang der Erde sehr stark. Daher wird hier eine untere Grenze von 3 km und eine obere Grenze von 6 km angenommen. Die Höhe wird zwischen diesen Grenzen als Prozessparameter variiert. In der Tabelle 4.1 sind die Werte für das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke für Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf zusammengefasst. Für CO₂ wurde eine konstante Konzentration von aktuell 389 ppm gewählt. Da der mittlere Wert der H₂O-Konzentration in der Atmosphäre nicht bekannt ist, wurde eine obere Grenze von 1 % und eine untere Grenze von 0,5 % angenommen. Der obere Grenzwert ergibt sich bei einer mittleren Erdtemperatur von 15 °C und einer Luftfeuchtigkeit von 60 %. Es wird deutlich, dass unter den Wolken das Produkt für beide Gase mit Zunahme der Wolkenhöhe ansteigt. Über den Wolken dagegen verhält es sich für Kohlenstoffdioxid genau entgegengesetzt.

Partialdruck*Schichtdicke ($p_i z_W$ in bar m)						
	unter den Wolken		über den Wolken			
	T=4 °C		T=-50 °C		T=-60 °C	
	zw=3km	zw=6km	zw=3km	zw=6km	zw=3km	zw=6km
$C_{CO_2} = 389 \text{ ppm}$	1,76	2,97	1,60	1,01	1,49	0,92
$C_{H_2O} = 0,5 \%$	36	73	-			
$C_{H_2O} = 1 \%$	61	122	-			

Tabelle 4.1: Partialdruck*Schichtdicke

In der Abbildung 4.8 ist das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke für die Atmosphäre in Abhängigkeit der Höhe über den Wolken dargestellt. Es wurde eine mittlere Gastemperatur von -50 °C bzw. -60 °C angenommen. Es wird deutlich, dass sich das Produkt aus Partialdruck mal Schichtdicke ab einer Höhe von etwa 20 km kaum noch verändert und als nahezu konstant angesehen werden kann. Es stellt sich bei einer mittleren Gastemperatur von -60 °C ein Endwert von 1,49 bzw. 0,92 ein, welcher auch in der Tabelle 4.1 angegeben ist. Die Gasstrahlung ist also nur bis zu dieser Höhe wirksam.

Abbildung 4.8: Partialdruck*Schichtdicke von CO₂ über den Wolken

Um den Emissionsgrad bei einem Anstieg der CO₂-Konzentration zu bestimmen, ist es notwendig zu wissen, wie sich das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke in Abhängigkeit vom Kohlenstoffdioxidgehalt verhält. In der Abbildung 4.9 ist das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke für Kohlenstoffdioxid unter den Wolken dargestellt. Als Parameter wurde die Wolkenhöhe variiert. Es wird deutlich, dass das Produkt bei einem Anstieg der Kohlenstoffdioxidkonzentration zunimmt; wobei bei einer Wolkenhöhe von 6 km ein stärkerer Anstieg erkennbar ist. Wird der CO₂-Gehalt in der Atmosphäre von 350 auf 700 ppm verdoppelt, steigt das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke bei einer Wolkenhöhe von 3 Kilometern um 1,6 bar m an, während es bei 6 km sogar um 2,7 bar m ansteigt.

Das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke oberhalb der Wolken ist in der Abbildung 4.10 zu sehen. Als Einflussgröße wird neben der Wolkenhöhe noch die Temperatur des Gases mit berücksichtigt. Auch hier wird deutlich, dass mit steigender Kohlenstoffdioxidkonzentration das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke zunimmt. Nur in Bezug auf eine Verdoppelung der CO₂-Konzentration verhält sich das Produkt gegensätzlich. Folglich ist bei einer Wolkenhöhe von 3 km ein höherer Anstieg von Partialdruck mal Schichtdicke zu verzeichnen als bei 6 km. Es ergibt sich eine Zunahme von 1,4 bar m für eine Wolkenhöhe von 3 km und von 0,9 für 6 km. Des Weiteren wird aus der Abbildung 4.10 ersichtlich, dass ein Anstieg der Gastemperatur besonders bei höheren Kohlenstoffdioxidkonzentrationen ebenfalls zu einer Erhöhung von Partialdruck mal Schichtdicke führt. Die Werte für eine CO₂-Konzentration von 389 ppm sind in den beiden Diagrammen gekennzeichnet

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

und sind ebenso in der Tabelle 4.1 aufgeführt.

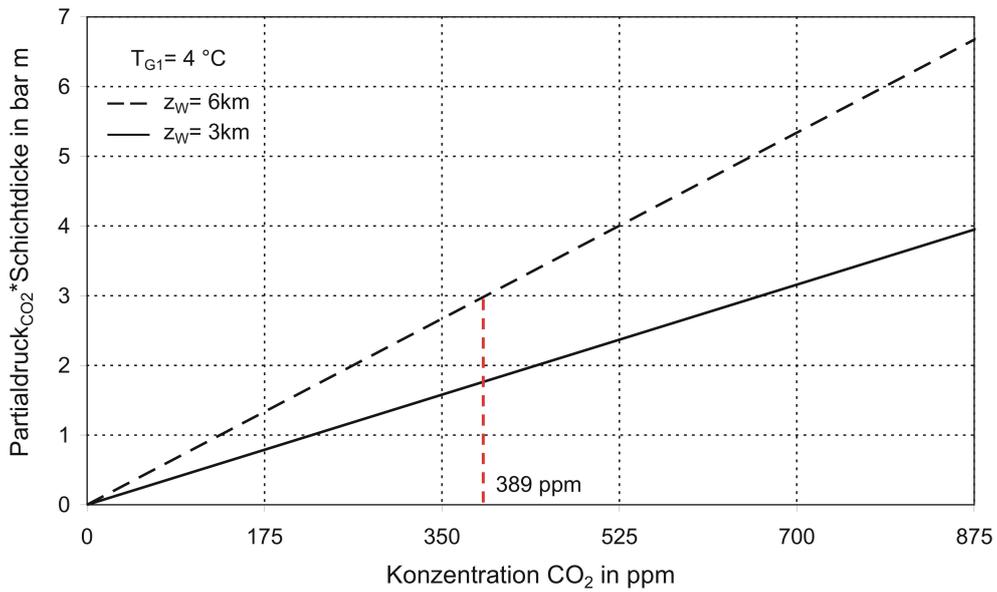


Abbildung 4.9: Partialdruck*Schichtdicke von CO₂ unter den Wolken

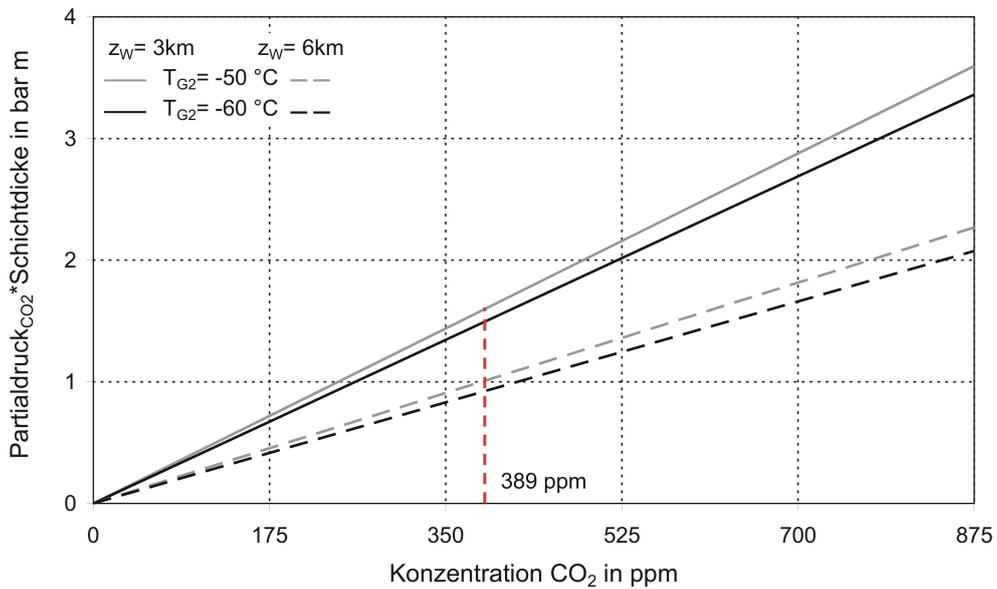


Abbildung 4.10: Partialdruck*Schichtdicke von CO₂ über den Wolken

4.4 Emissionsgrad unter den Wolken

Da die Atmosphäre unter den Wolken aus einem Gemisch von Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf besteht, lässt sich der Gesamtemissionsgrad der Gasmischung nach der Gleichung (4.43) berechnen

$$\varepsilon_{G1} = \varepsilon_{CO_2} + \varepsilon_{H_2O} - (\varepsilon_{CO_2} \cdot \varepsilon_{H_2O}) \quad (4.43)$$

Die beiden Emissionsgrade für H₂O und CO₂ kann man für die zuvor angegebenen Werte von Partialdruck und Schichtdicke aus den Bildern und Diagrammen der meisten Bücher der Wärmeübertragung [5, 21, 60, 87] ablesen. Die Abbildung 4.11 zeigt die Abhängigkeit des Emissionsgrades von Kohlenstoffdioxid vom Produkt Partialdruck mal Schichtdicke sowie von der Temperatur, wie sie in [87] zu finden ist.

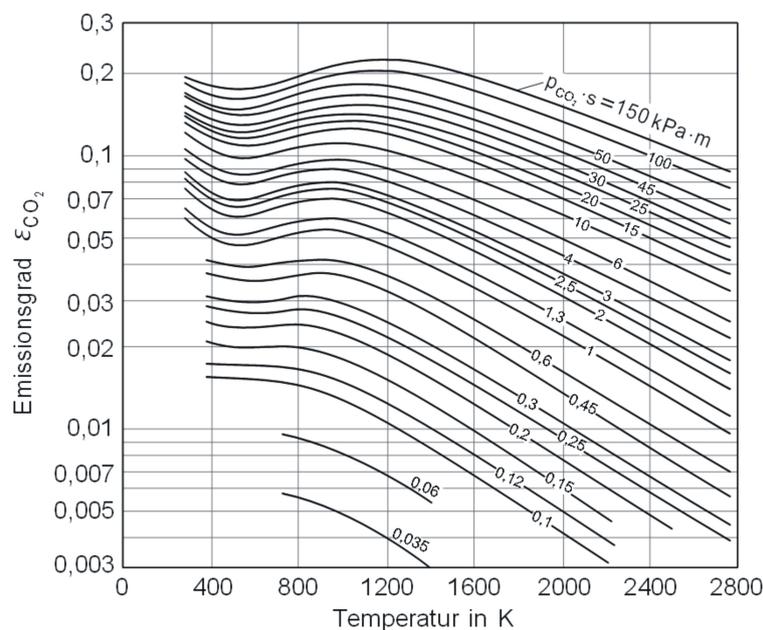


Abbildung 4.11: Emissionsgrad von Kohlendioxid nach Hottel, Egbert 1942

Aus den vorab angegebenen Gleichungen ergibt sich eine mittlere Temperatur des Gases von etwa 4 °C. In der Abbildung 4.12 ist der Gesamtemissionsgrad des Gases 1 in Abhängigkeit vom Partialdruck des CO₂ dargestellt. Parameter ist zum einen die Wolkenhöhe und zum anderen die Konzentration des Wasserdampfes. Da wie bereits erwähnt, der mittlere Wert der H₂O-Konzentration nicht bekannt ist, wird diese Konzentration als Prozessparameter variiert. Es wurde auch hier eine obere

Grenze von 1 % und eine untere Grenze von 0,5 % angenommen. Aus der Abbildung 4.12 ist ersichtlich, dass sich der Emissionsgrad bei CO₂-Konzentrationen oberhalb dem jetzigen Wert von 389 ppm nur noch unwesentlich erhöht. Jedoch muss noch der Emissionsgrad über den Wolken betrachtet werden.

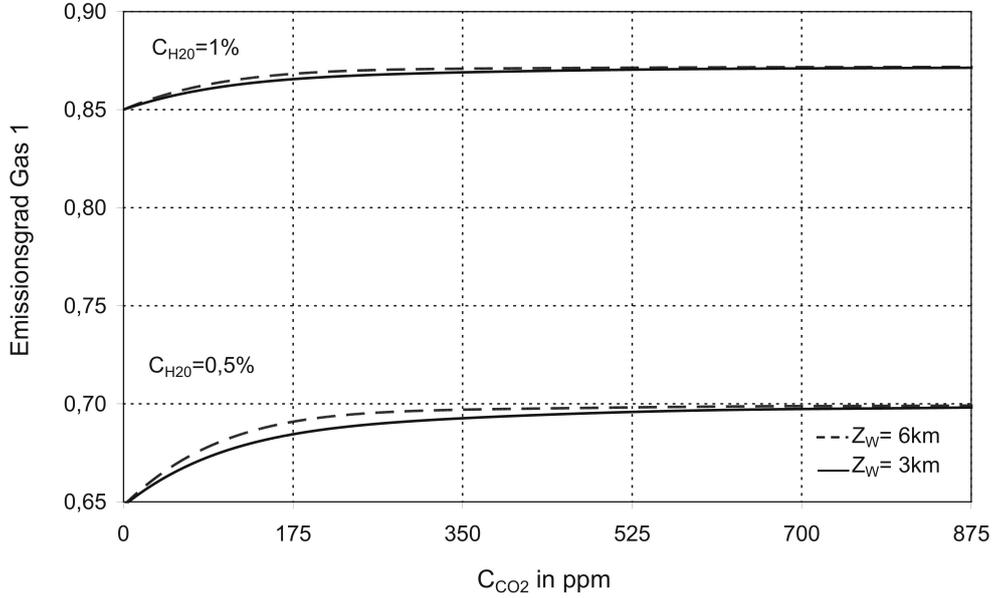


Abbildung 4.12: Emissionsgrad des Gasgemisches unter den Wolken

4.5 Emissionsgrad von Kohlendioxid über den Wolken

4.5.1 Gesamtemissionsgrad von CO₂

Die mittlere Temperatur des Gases 2 liegt bei etwa -60 °C. In den Büchern der Wärmeübertragung sind jedoch die Emissionsgrade von CO₂ oberhalb von 20 °C angegeben. Daher wird der Emissionsgrad für diese tiefen Temperaturen im Folgenden berechnet. Der gemittelte Emissionsgrad eines Gases lässt sich mit der Gleichung (4.44) berechnen. Hierin wird der Anteil der Schwarzkörperstrahlung jeder Bande mit dem spektralen Emissionsgrad multipliziert. Der Gesamtemissionsgrad eines Gases ergibt sich dann aus der Summe der Integrale über die strahlenden Banden

$$\varepsilon_{CO_2} = \frac{1}{\sigma \cdot T_{CO_2}^4} \cdot \sum_k \int_{\lambda_k^1}^{\lambda_k^2} \varepsilon_\lambda \cdot \dot{e}_{s\lambda} d\lambda . \quad (4.44)$$

Hierin sind $\dot{e}_{s\lambda}$ der Anteil der Energiestromdichte bei schwarzer Strahlung, ε_λ der spektrale Emissionsgrad in der jeweiligen Grenze λ_k^1 und λ_k^2 der k-ten Bande des Kohlenstoffdioxids. Die Abbildung 4.13 zeigt graphisch den Anteil der Energiestromdichte in einem Wellenlängenbereich von λ_1 bis λ_2 für eine gegebene Temperatur.

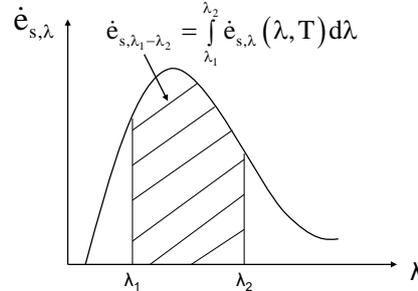


Abbildung 4.13: Energiestromdichte in einem Wellenlängenbereich von λ_1 bis λ_2

Die Integration der spektralen Energiestromdichte über das gesamte Wellenlängenspektrum ergibt die für einen schwarzen Körper abgegebene Gesamtstromdichte. Dies ist bereits bekannt als Stefan-Boltzmann-Gesetz

$$\dot{e}_s(T) = \int_0^\infty \dot{e}_{s,\lambda}(\lambda, T) d\lambda = \sigma \cdot T^4 . \quad (4.45)$$

Oft ist aber der Anteil der emittierten Strahlung in einem bestimmten Wellenlängenbereich gefragt. Für die Energiestromdichte über ein Wellenlängenband von $\lambda = 0$ bis λ folgt

$$\dot{e}_{s,0-\lambda}(T) = \int_0^\lambda \dot{e}_{s,\lambda}(\lambda, T) d\lambda . \quad (4.46)$$

Hierbei stellt sich heraus, dass das Integral in der Gleichung (4.46) nicht geschlossen lösbar ist. Deshalb wird eine dimensionslose Größe definiert, die als Bruchteilfunktion bezeichnet wird. Die Strahlung des schwarzen Körpers in einem bestimmten Wellenlängenbereich kann durch das Verhältnis

$$\frac{\dot{e}_{s,0-\lambda}(T)}{\dot{e}_s(T)} = \frac{\int_0^\lambda \dot{e}_{s,\lambda}(\lambda, T) d\lambda}{\int_0^\infty \dot{e}_{s,\lambda}(\lambda, T) d\lambda} = \frac{\int_0^\lambda \dot{e}_{s,\lambda}(\lambda, T) d\lambda}{\sigma \cdot T^4} \quad (4.47)$$

ausgedrückt werden. Die Gleichung (4.48) gibt die Bruchteilfunktion an. Sie stellt somit den Anteil der Energiestromdichte bei einer Temperatur T in dem Wellenlängenbereich 0 bis λ dar

$$F_s(\lambda \cdot T) = \frac{\int_0^\lambda \dot{e}_{s,\lambda}(\lambda, T) d\lambda}{\sigma \cdot T^4} . \quad (4.48)$$

Für eine Bande in einem Wellenlängenbereich zwischen λ_1 und λ_2 lässt sich der emittierte Bruchteil bei einer Temperatur T wie folgt berechnen

$$F_{s,\lambda_1-\lambda_2} = \frac{\int_0^{\lambda_2} \dot{e}_{s,\lambda}(\lambda, T) d\lambda - \int_0^{\lambda_1} \dot{e}_{s,\lambda}(\lambda, T) d\lambda}{\sigma \cdot T^4} . \quad (4.49)$$

Abschließend zeigt die Gleichung (4.50) den Anteil der Bande an der Schwarzkörperstrahlung, wobei $F_s(\lambda_1 T)$ und $F_s(\lambda_2 T)$ die jeweilige Bruchteilfunktion darstellen

$$F_{s,\lambda_1-\lambda_2} = F_s(\lambda_2 \cdot T) - F_s(\lambda_1 \cdot T) . \quad (4.50)$$

Eine ausführliche Funktion des Schwarzen Körpers für das Produkt aus Wellenlänge und Temperatur ist in [79] zu finden. In der Tabelle 4.2 ist die Bruchteilfunktion für ausgewählte Werte von $\lambda \cdot T$ dargestellt.

$\lambda \cdot T [\mu m \cdot K]$	$F_s(\lambda \cdot T)$
500	$1,30 \cdot 10^{-9}$
1000	0,003
2000	0,06673
3000	0,27322
4000	0,48086
5000	0,63372
10000	0,91416
20000	0,98555
30000	0,99529
40000	0,99792
50000	0,99890

Tabelle 4.2: Bruchteilfunktion

Um den Anteil der Schwarzkörperstrahlung zu bestimmen, werden die Grenzen der jeweiligen Bande benötigt. Für Kohlenstoffdioxid ergeben sich sechs Banden, deren Grenzen nach [56] in der Tabelle 4.3 dargestellt sind.

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

Band [μm]	Grenze 1 [μm]	Grenze 2 [μm]
2,0	1,9	2,1
2,7	2,6	3,0
4,3	4,2	5,1
9,4	8,9	10,0
10,4	10,0	11,8
15,0	11,8	22,2

Tabelle 4.3: Banden des Kohlenstoffdioxids

In der Abbildung 4.14 sind für die sechs Banden des Kohlenstoffdioxids die Bruchteilfunktionen dargestellt. Die Bandbreite der jeweiligen Bande wurde über die Temperatur konstant gehalten. Es wird deutlich, dass im Bereich höherer Temperaturen 1000-2400 K die Banden 2 μm und 2,7 μm anteilmäßig mehr Strahlung emittieren bzw. absorbieren. Das Maximum der 2,7- μm -Bande liegt bei ungefähr 1400 K. Im Bereich von 500 bis 1400 K ist der Anteil der 4,3 μm dominierend mit einem Maximum bei etwa 800 K. Der für die Atmosphäre entsprechende niedrige Temperaturbereich von 100-400 K wird überwiegend durch die drei 9,4 μm , 10,4 μm und 15 μm Banden bestimmt. Es wird ersichtlich, dass die 15- μm -Bande mit 0,44 bei 223 K den höchsten Anteil besitzt. Aus der aufsummierten Bruchteilfunktion lässt sich erkennen, dass der Anteil an der Schwarzkörperstrahlung von Kohlenstoffdioxid bei 280 K den höchsten Anteil mit 0,6 erreicht.

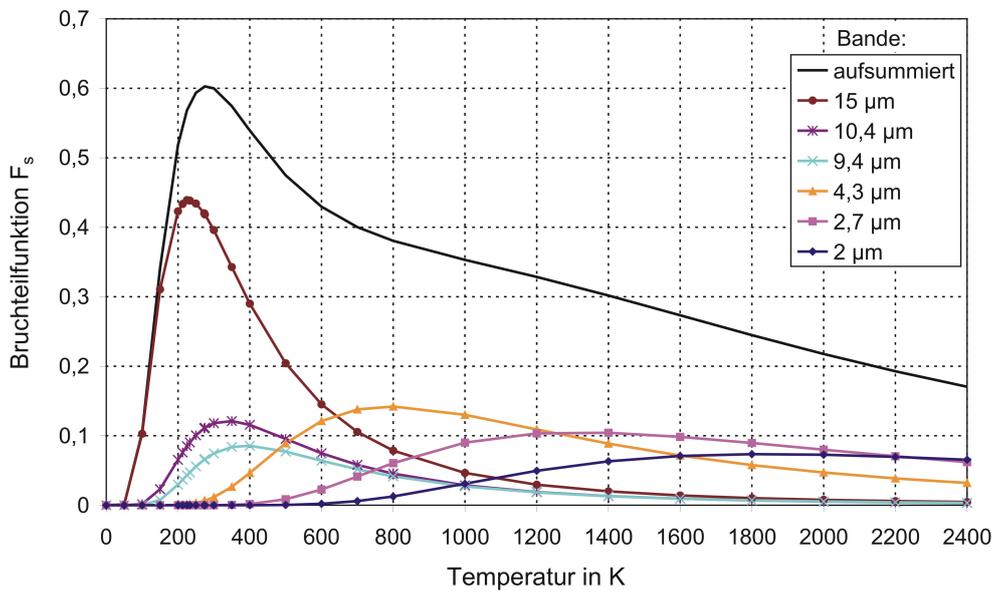


Abbildung 4.14: Bruchteilfunktion der Banden von Kohlenstoffdioxid bestimmt nach Gleichung (4.50)

Die Bruchteilfunktion der Banden lässt sich auch vereinfacht bestimmen. Hierfür wird der Anteil der Schwarzkörperstrahlung im Bandencenter nach dem Planckschen Strahlungsgesetz Gl.(3.1) berechnet und mit der entsprechenden Bandbreite wie folgt multipliziert:

$$F_{s,\lambda_1-\lambda_2} = \frac{c_1}{\lambda_{Center}^5 \cdot (\exp [c_2/(\lambda_{Center} \cdot T)] - 1)} \cdot \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{\sigma \cdot T} . \quad (4.51)$$

Die nach Gleichung (4.51) berechnete Bruchteilfunktion ist in der Abbildung 4.15 ersichtlich. Beim Vergleich mit der Abbildung 4.14 wird der gleiche Verlauf der einzelnen Kurven deutlich. Infolgedessen lässt sich bei bekannt sein des Bandencenters und der entsprechenden Grenzen der Banden die Bruchteilfunktion vereinfacht berechnen.

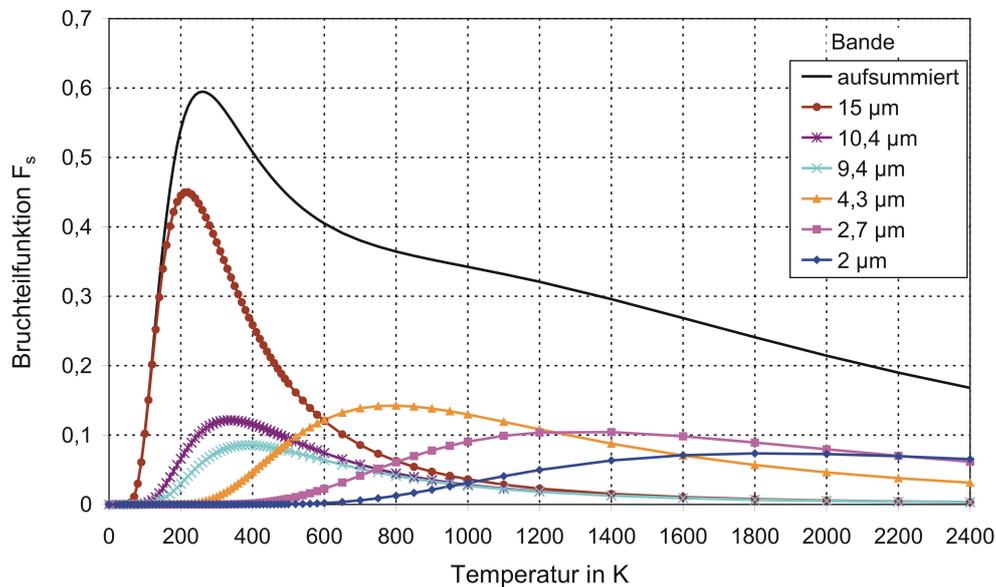


Abbildung 4.15: Bruchteilfunktion der Banden von Kohlenstoffdioxid vereinfacht berechnet

Aus der Bruchteilfunktion lässt sich durch Multiplikation mit der entsprechenden Temperatur nach Gleichung (4.52) die Energiestromdichte für die Schwarzkörperstrahlung in einem Wellenlängenbereich zwischen λ_1 und λ_2 bestimmen

$$\dot{e}_{s,\lambda_1-\lambda_2} = \sigma \cdot T^4 \cdot F_{s,\lambda_1-\lambda_2} . \quad (4.52)$$

Um den Gesamtemissionsgrad des Kohlenstoffdioxids nach der Gleichung (4.44) zu bestimmen, muss der spektrale Emissionsgrad jeder einzelnen Bande über die jeweilige Bandbreite integriert werden. Der daraus resultierende Wert wird in der Literatur als Bandenabsorption bezeichnet und wird folgendermaßen ausgedrückt:

$$A_\lambda = \int_{\lambda_k^1}^{\lambda_k^2} \varepsilon_\lambda d\lambda = \int_{\lambda_k^1}^{\lambda_k^2} 1 - \exp(-a_{\lambda,k} \cdot p_i L) d\lambda . \quad (4.53)$$

Das Bandenspektrum des Kohlenstoffdioxids setzt sich aus vielen einzelnen Spektrallinien zusammen, die sich in bestimmten Wellenlängenbereichen zu Banden zusammenschließen. Da es mathematisch sehr schwierig ist, die Absorption bzw. die Emission durch Integration jeder einzelnen Spektrallinie zu berechnen, werden in der Literatur verschiedene Modelle vorgeschlagen, mit denen die Absorption bestimmt werden kann. Diese Modelle beschreiben die Spektrallinienstruktur über ein definiertes Spektralintervall. Unterschieden wird dabei in die Schmalbanden- und Breitbandenmodelle. Bei den Schmalbandenmodellen wie z. B. das Elsasser Modell oder das Modell von Goody wird die Absorption für ein kleines Intervall innerhalb einer Bande beschrieben. Dafür wird ein Linienprofil erstellt, in dem die Linienanordnung genau definiert ist. Bei den Breitbandenmodellen dagegen wird die ganze Bande betrachtet und über diese integriert. Da bei realen Gasen die Funktion nicht stetig ist, wird zur Vereinfachung der Integration eine stetige Funktion gewählt, die je nach Modell konstant, linear oder exponentiell sein kann. Auf die mathematischen Beschreibungen der einzelnen Modelle soll an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden. Es wird auf die entsprechende Literatur [18, 25, 29, 66] verwiesen.

Für den niedrigen Temperaturbereich der Atmosphäre ist hauptsächlich die 9,4-, 10,4- und 15- μm -Bande bestimmend. Die 9,4- und 10,4- μm -Bande ist sehr schwach und kann praktisch nicht in Betracht gezogen werden. Für den Zustand der Atmosphäre hat nur die 15- μm -Bande Einfluss auf den Emissionsgrad von Kohlenstoffdioxid [43, 17]. Infolgedessen wurde für die 15- μm -Bande des Kohlenstoffdioxids die Bandabsorption mit Daten aus [18] bestimmt und in der Abbildung 4.16 dargestellt. Es ist erkennbar, dass die Absorption von der Temperatur und dem Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke abhängt. Mit steigender Temperatur nimmt die Absorption der Bande zu. Hierbei wird deutlich, dass je höher das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke ist, umso stärker ist der Anstieg.

Mit Hilfe der Bandabsorption, der Gleichung (4.44) und der Bruchteilfunktion kann der Emissionsgrad von CO_2 bestimmt werden. In der Abbildung 4.17 ist der Emissionsgrad der 15- μm -Bande des Kohlenstoffdioxids in Abhängigkeit der Temperatur dargestellt. Variiert wurde das Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke. In der Abbildung 4.17 ist die Temperatur von -55°C eingezeichnet. Hieran ist ersichtlich, dass sich der Emissionsgrad nicht nur mit der Konzentration erhöht,

sondern auch mit einem Anstieg der Temperatur. Ein Anstieg der Temperatur in der Atmosphäre bewirkt also auch bei einer konstant bleibenden CO_2 Konzentration eine Erhöhung des Emissionsgrades.

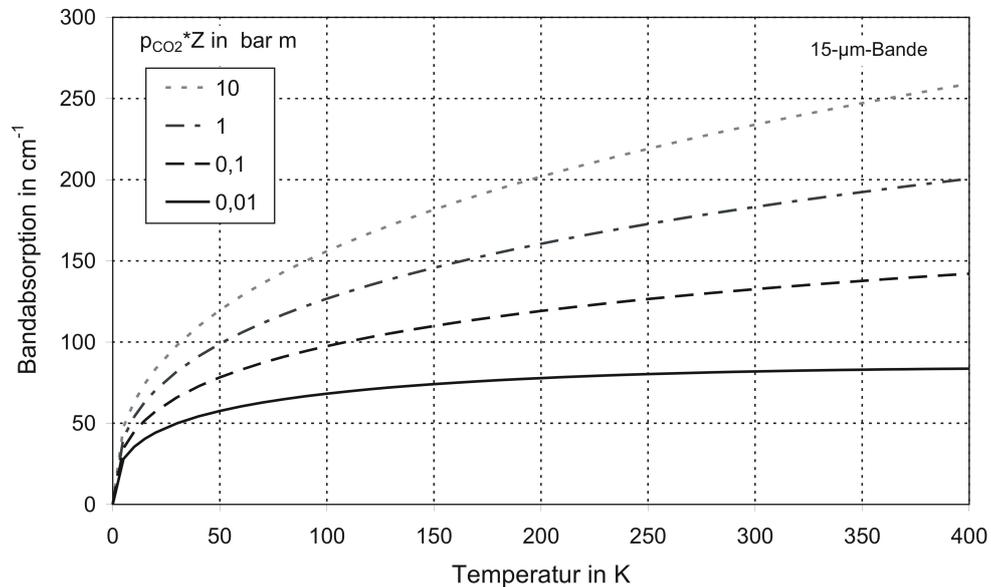


Abbildung 4.16: Bandabsorption der $15\text{-}\mu\text{m}$ -Bande

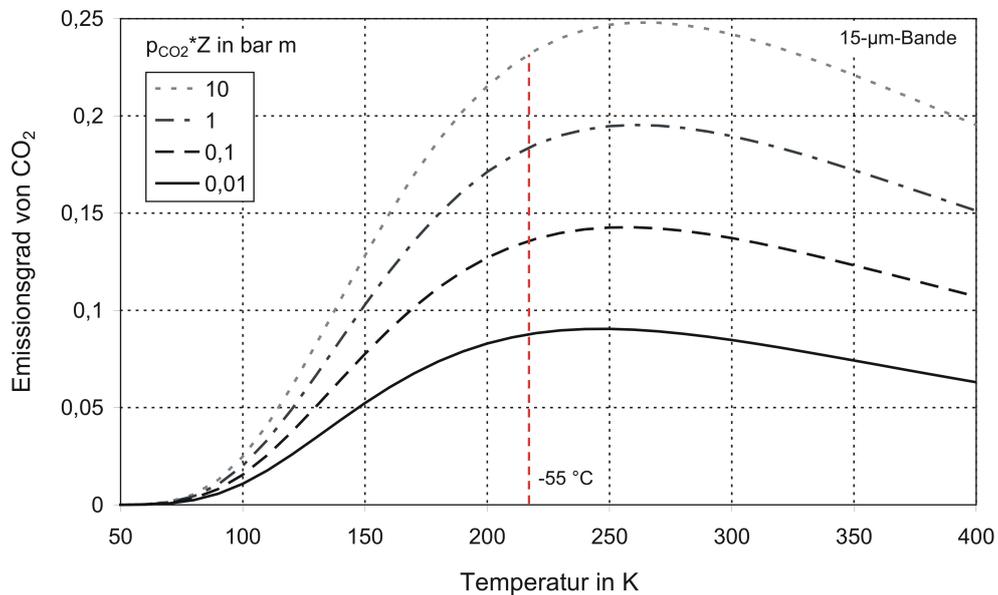


Abbildung 4.17: Emissionsgrad des Kohlenstoffdioxids in Abhängigkeit der Temperatur

Der Emissionsgrad von Kohlenstoffdioxid über den Wolken in Abhängigkeit vom CO_2 -Gehalt ist in der Abbildung 4.18 zu sehen. Für zwei unterschiedliche Wolkenhöhen und Gastemperaturen ist der Emissionsgrad dargestellt. Es wird deutlich, dass ein Anstieg der Gastemperatur von -60 °C auf -50 °C in einem Anstieg des Emissionsgrades von nur 0,003 resultiert. Bei einer Verdoppelung des Kohlendioxidgehaltes von 350 auf 700 ppm ergibt sich eine Erhöhung des Emissionsgrades um 0,015.

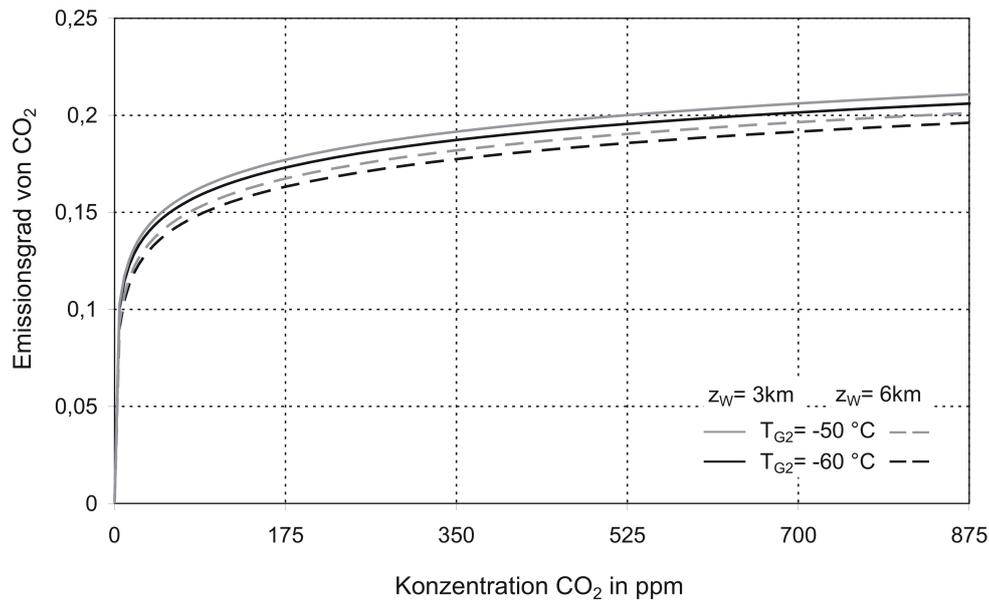


Abbildung 4.18: Veränderung des Emissionsgrades $\varepsilon_{\text{CO}_2}$ durch eine CO_2 -Erhöhung

4.5.2 Emissionsgrad nach dem Graugas Modell

Reale Gase strahlen nur innerhalb bestimmter Banden. Demnach existieren selbst bei hohen optischen Dichten noch Bereiche, in denen die Strahlung weder absorbiert noch emittiert wird. Bei der Bestimmung des Emissionsgrades wird vereinfacht von einem gemittelten Emissionsgrad ausgegangen, der sich durch die Integration über alle Wellenlängen ergibt. Der Emissionsgrad ist somit nicht mehr von der Wellenlänge abhängig, sondern nur noch von der Temperatur. Das Gas wird dann als Graues Gas betrachtet. Dementsprechend lässt sich die Beziehung zwischen dem Emissionsgrad und dem Produkt aus Partialdruck und Schichtdicke eines realen Gases näherungsweise durch eine gewichtete Summe an grauen Gasen und einer Klargaskomponente beschreiben. Diese Form wird auch als Modell der gewichteten Summe von Grau-Gasen bezeichnet. Je mehr graue Banden herangezogen werden, um so genauer ist das Ergebnis. Unter Verwendung des

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

Graugas-Modells wird der Emissionsgrad des Gases wie folgt berechnet

$$\varepsilon_G = \sum_i^n c_{g,i} \cdot (1 - \exp[-a_i \cdot p_i L]) . \quad (4.54)$$

Die Absorptionskoeffizienten a_i sind konstante Werte, während die zugehörigen Wichtungskoeffizienten $c_{g,i}$ temperaturabhängig sind. Der Absorptionskoeffizient $i = 0$ gilt für das Fenster im Spektrum und $c_{g,0}$ ist der Bereich des Spektrums, der Strahlung durchlässt. Somit gilt

$$\sum_i^n c_{g,i} = c_{g,0} + c_{g,1} + \dots + c_{g,n} = 1 . \quad (4.55)$$

Die Summe aller Wichtungsfaktoren ohne der des klaren Gases ergibt sich zu

$$Z = \sum_i^n c_{g,i} = (1 - c_{g,0}) = c_{g,1} \cdot \exp[-a_1 \cdot p_1 L] + \dots + c_{g,n} \cdot \exp[-a_n \cdot p_n L] . \quad (4.56)$$

Die Abhängigkeit des Emissionsgrades von der Gastemperatur wird durch eine einfache Funktion zur Bestimmung der Wichtungsfaktoren ausgedrückt

$$c_{g,i} = b_{1,i} + b_{2,i} (T_g/1000) + b_{3,i} (T_g/1000)^2 . \quad (4.57)$$

In [20] werden entsprechende Werte für die einzelnen Koeffizienten angegeben. Mit diesen Werten ist es möglich, den Emissionsgrad von Kohlenstoffdioxid für die beiden Gastemperaturen von -50 °C und -60 °C zu bestimmen. In der Abbildung 4.19 ist der Emissionsgrad von CO_2 , berechnet nach dem Graugas-Modell, über den Wolken dargestellt. Variiert wurde auch hier die Wolkenhöhe mit 3 und 6 km. Es wird deutlich, dass der Emissionsgrad bei einer Wolkenhöhe von 3 km etwas höher ist als bei 6 km. Der Einfluss der Gastemperatur auf den Emissionsgrad ist in diesem Temperaturbereich gering. Die jeweilige Differenz liegt bei 0,002. Aus der Abbildung 4.19 wird ebenso ersichtlich, wie sich der Emissionsgrad bei einer Verdoppelung der CO_2 -Konzentration von 350 auf 700 ppm verhält. In allen vier dargestellten Fällen ergibt sich ein Anstieg des Emissionsgrades von 0,02.

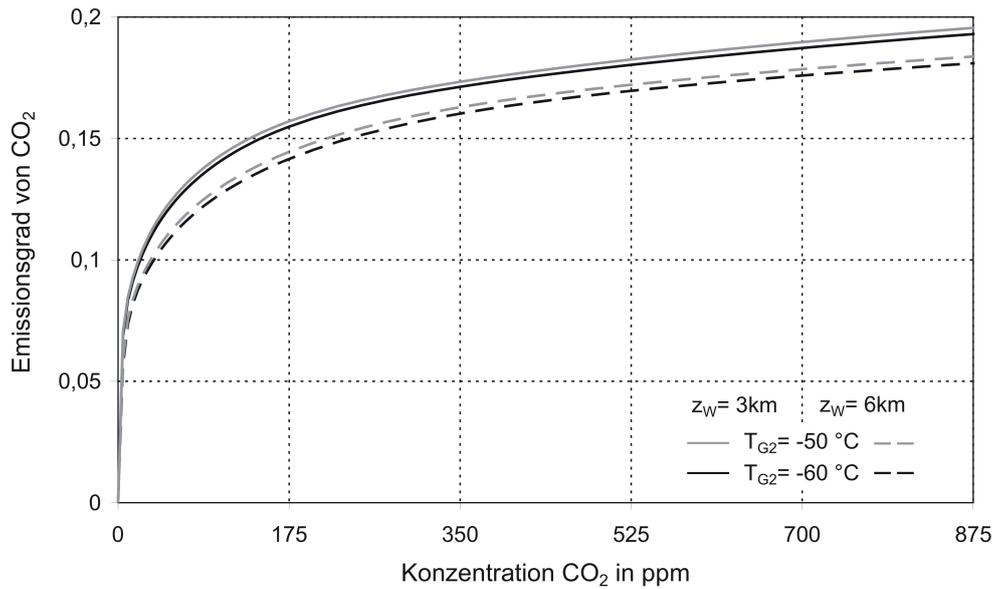


Abbildung 4.19: Veränderung des Emissionsgrades ε_{CO_2} durch eine CO₂-Erhöhung nach dem Graugas-Modell

4.5.3 Emissionsgrad nach VDI

Im VDI-Wärmeatlas [87] sind analytische Gleichungen angegeben, mit denen der Emissionsgrad von CO₂ berechnet werden kann. Der so ermittelte Emissionsgrad für das Gas über den Wolken ist in der Abbildung 4.20 in Abhängigkeit vom CO₂-Gehalt dargestellt. Es wird deutlich, dass eine Zunahme in der CO₂-Konzentration einen Anstieg des Emissionsgrades bewirkt. Bei einer Verdoppelung der CO₂-Konzentration von 350 auf 700 ppm steigt der Emissionsgrad bei einer Wolkenhöhe von 3 km um 0,015 an. Des Weiteren ist der Einfluss der Gastemperatur auf den Emissionsgrad zu sehen. Steigt die Temperatur des Gases um 10 Kelvin an, nimmt der Emissionsgrad gerade um 0,004 zu.

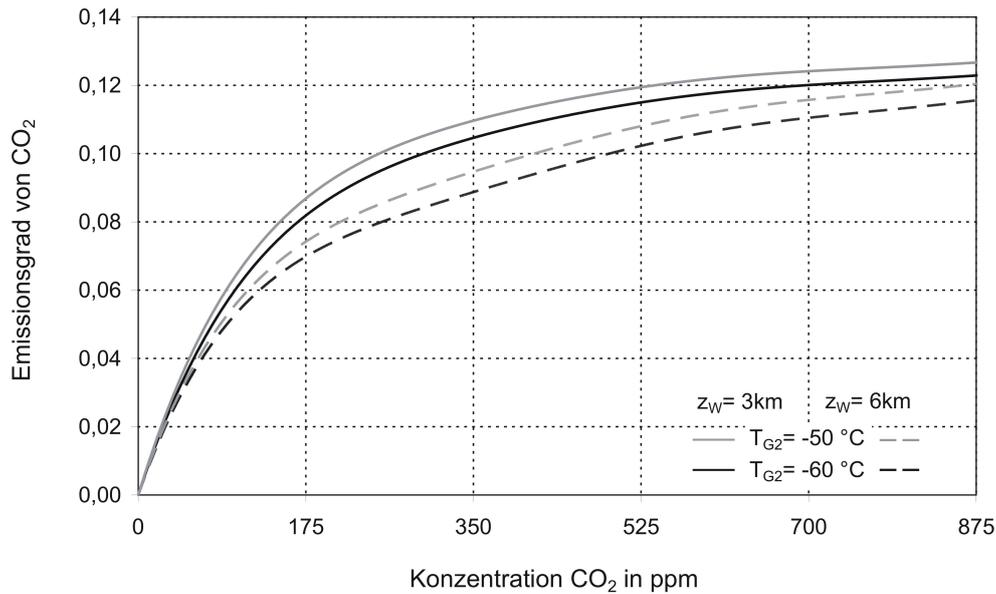


Abbildung 4.20: Veränderung des Emissionsgrades ε_{CO_2} durch eine CO_2 -Erhöhung nach VDI

4.5.4 Vergleich der Emissionsgrade

Der Emissionsgrad von Kohlenstoffdioxid wurde auf drei unterschiedliche Arten berechnet. In der Abbildung 4.21 wurde der Emissionsgrad der drei Methoden für eine Gastemperatur von -60 °C und für eine Wolkenhöhe von 6 km zusammengefasst. Somit ist ein direkter Vergleich des Emissionsgrades möglich. Es wird deutlich, dass sich die Kurvenverläufe der einzelnen Methoden unterscheiden. Die Größenordnung des Emissionsgrades weicht teilweise ab. Insbesondere der mit den analytischen Gleichungen aus dem VDI-Wärmeatlas berechnete Emissionsgrad ist wesentlich kleiner als der, welcher mit dem Graugas-Modell oder nach Gl. (4.44) bestimmt wurde. Der Emissionsgrad des Kohlenstoffdioxids nach dem Graugas-Modell bzw. nach Gl. (4.44) liegt bei einer Kohlenstoffdioxidkonzentration von 350 ppm bei Werten von 0,16 bzw. 0,18. Der Emissionsgrad nach dem VDI-Wärmeatlas beträgt bei dieser Konzentration 0,09 und ist somit um die Hälfte kleiner.

Um den Effekt einer Zunahme der CO_2 -Konzentrationen auf die Erdtemperatur zu bestimmen, ist es bedeutend zu wissen, wie sich der Emissionsgrad von CO_2 bei einem Anstieg der Kohlenstoffdioxidkonzentration verhält. Das Verhalten des Emissionsgrades bei einer Verdoppelung des CO_2 -Gehaltes von 350 auf 700 ppm ist somit der entscheidende Parameter. Dieser liegt bei allen drei Methoden in etwa in der gleichen Größenordnung von 0,015 bzw. 0,02.

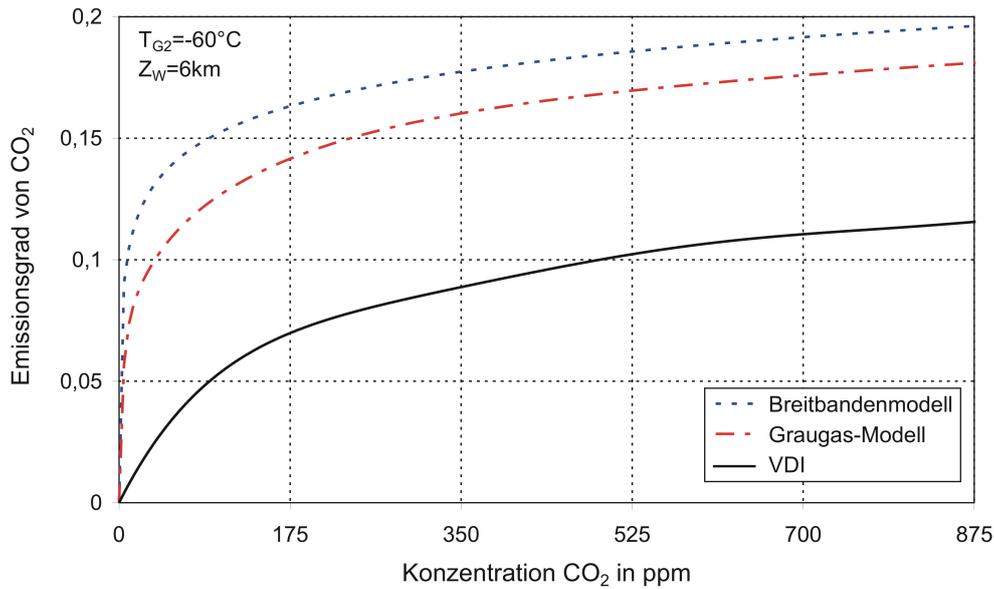


Abbildung 4.21: Veränderung des Emissionsgrades ε_{CO_2} durch eine CO₂-Erhöhung
Vergleich

4.6 Der Wärmeübergangskoeffizient als Anpassungsparameter

Die mit den bisher angegebenen Gleichungen berechnete Oberflächentemperatur der Erde ist in der Abbildung 4.22 gezeigt und zwar in Abhängigkeit vom Wärmeübergangskoeffizienten. Parameter ist der Emissionsgrad und die Höhe der Wolken. Es wird deutlich, dass die Temperatur sehr empfindlich auf kleine Veränderungen dieser Einflussgrößen reagiert. Eine Erhöhung des Wärmeübergangskoeffizienten von beispielsweise von 3 auf 4 $W/m^2/K$ oder eine Erhöhung des Emissionsgrades der Wolken von 0,92 auf 0,98 bewirkt eine Abnahme der Temperatur von 5 Kelvin.

In der Abbildung 4.23 ist die Temperatur der Erde in Abhängigkeit des Wärmeübergangskoeffizienten mit der Wasserdampfkonzentration als Parameter gezeigt. Auch hier ist ein starker Einfluss auf die Temperatur ersichtlich. Die Variationsbreite der Parameter liegt etwa in deren Genauigkeitsbereich. Da also die mittleren Werte dieser Parameter für die gesamte Atmosphäre nicht bekannt sind, kann mit diesem hier vorgestellten Modell die Temperatur der Erde nicht berechnet werden. Das Ziel des Modells besteht nicht darin, die Temperatur zu berechnen, sondern die Wirkung einer Erhöhung der CO₂-Konzentrationen aufzuzeigen. Daher wird das Modell an die wirkliche Oberflächentemperatur angepasst. Diese mittlere Temperatur der Erde wird zwischen 15 und 15,4 °C angegeben. Hier wird von einer

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

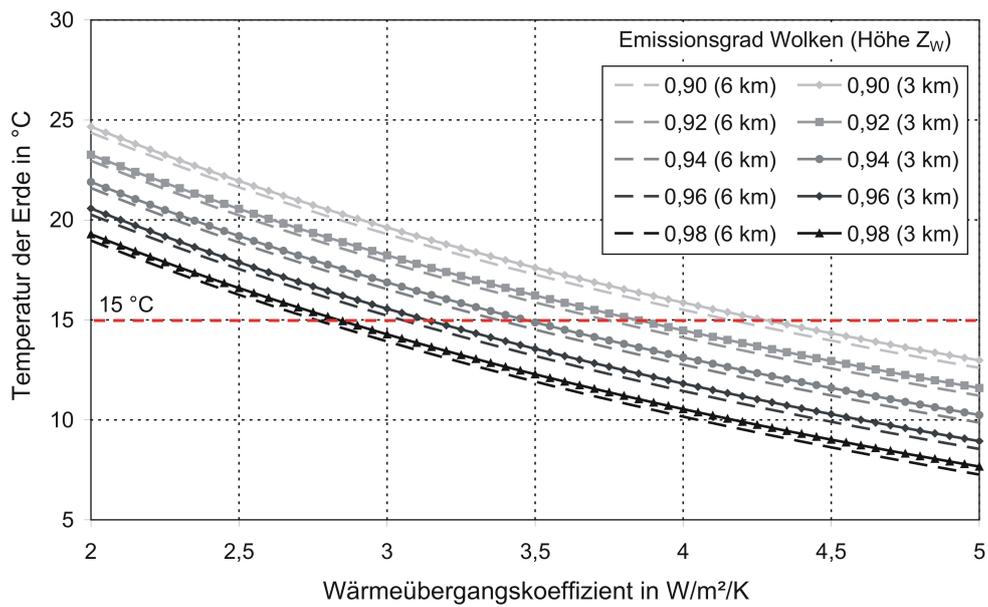


Abbildung 4.22: Temperatur der Erde in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Emissionsgrade der Wolken

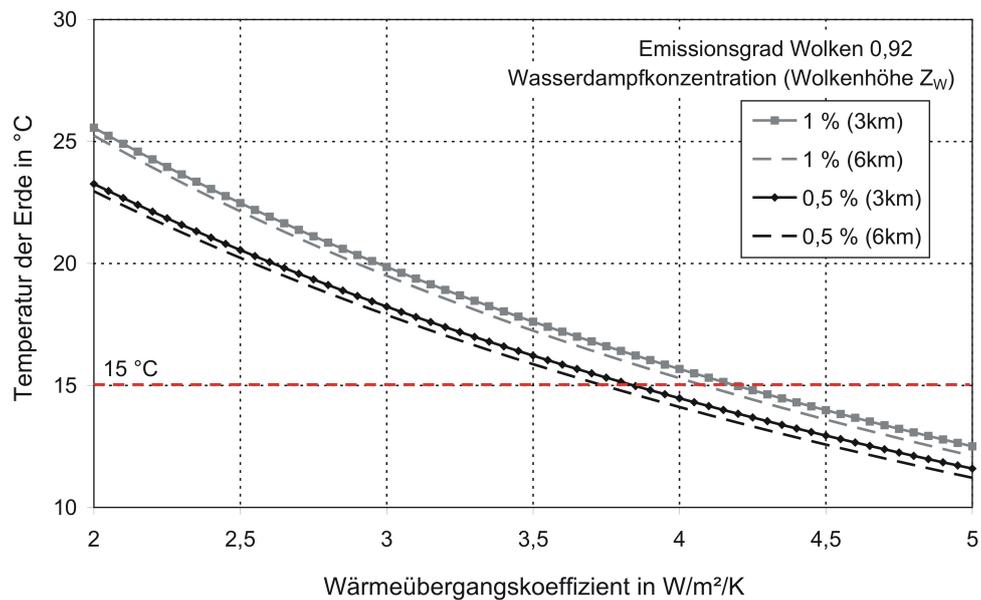


Abbildung 4.23: Temperatur der Erde in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Wasserdampfkonzentrationen

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

Temperatur von 15 °C ausgegangen, die in der Abbildung 4.22 besonders markiert ist.

Für alle diskutierten Fälle wird der Wärmeübergangskoeffizient so ausgewählt, dass sich eine Temperatur von 15 °C ergibt. Dieser Wärmeübergangskoeffizient dient somit als Anpassungsparameter des einfachen Modells an die wirkliche Erdoberflächentemperatur.

In der Abbildung 4.24 ist die Temperatur des Gases unter den Wolken in Abhängigkeit vom Wärmeübergangskoeffizienten dargestellt. Als Parameter wurde der Emissionsgrad der Wolken sowie die Wolkenhöhe variiert. Es ist erkennbar, dass diese Größen ebenfalls einen Einfluss auf die Gastemperatur haben. Eine Erhöhung des Wärmeübergangskoeffizienten von 3 auf 4 $W/m^2/K$ führt zu einer Abnahme der Gastemperatur unter den Wolken von 2 Kelvin. Bei einer Zunahme des Emissionsgrades der Wolken von 0,92 auf 0,98 ergibt sich eine Abnahme der Gastemperatur von 6 Kelvin.

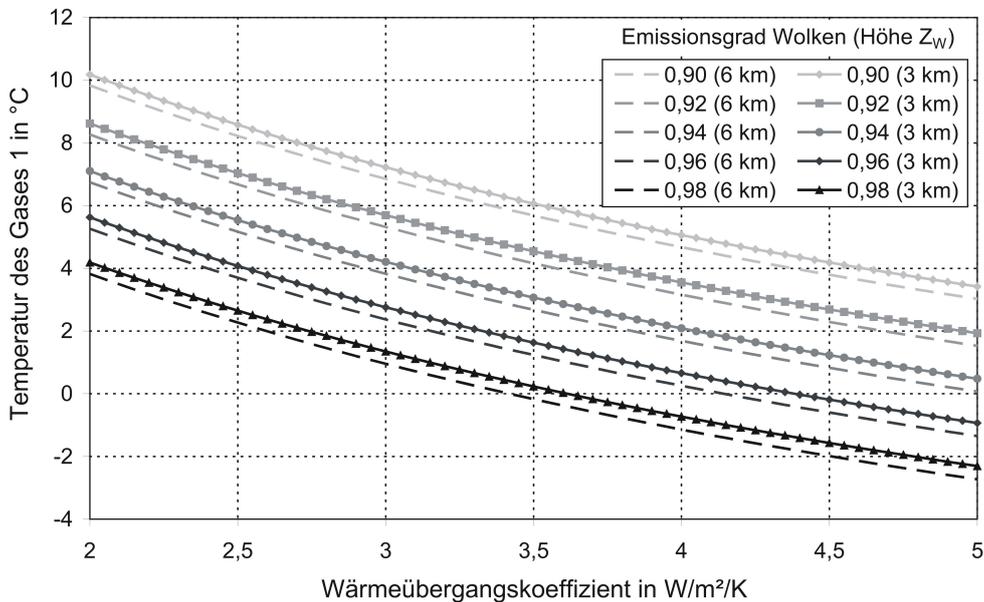


Abbildung 4.24: Temperatur des Gases unter den Wolken in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang

In der Abbildung 4.25 ist der Einfluss des Wärmeübergangskoeffizienten auf die Gastemperatur in Abhängigkeit von der Wasserdampfkonzentration zu sehen. Auch hier führt eine Zunahme des Wärmeübergangskoeffizienten zu einer Abnahme der Gastemperatur. Bei einer Erhöhung der Wasserdampfkonzentration von 0,5 auf 1 % steigt die Gastemperatur um etwa ein Kelvin an. Mit dem angepassten Wärmeübergangskoeffizienten lässt sich die Gastemperatur unter den Wolken ermit-

teln. Demnach ergibt sich eine durchschnittliche Gastemperatur von $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, die in der Abbildung 4.25 eingezeichnet ist.

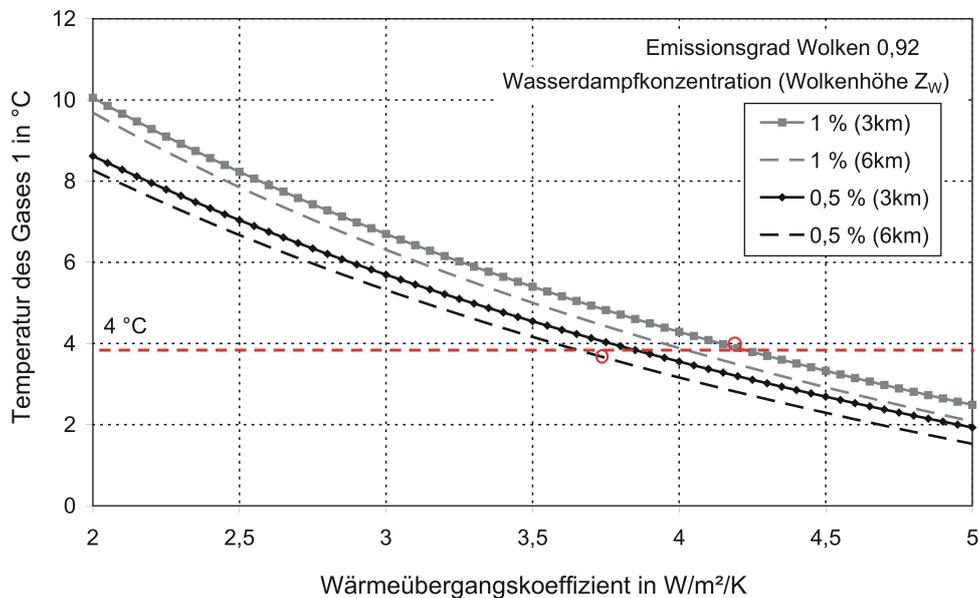


Abbildung 4.25: Temperatur des Gases unter den Wolken in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Emissionsgrade der Wolken

Die Temperatur des Gases über den Wolken ist in der Abbildung 4.26 gezeigt. Folglich ist diese nicht abhängig vom Wärmeübergangskoeffizienten und vom Emissionsgrad der Wolken. Lediglich die Wolkenhöhe hat einen geringfügigen Einfluss auf die Gastemperatur. Für die Atmosphäre über den Wolken (Gas 2) ergibt sich somit eine Temperatur von etwa $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$. Diese Temperatur wird oftmals in Flugzeugen als Außentemperatur angezeigt. Nach Abbildung 4.8 liegt die Flughöhe von 11 km etwa im mittleren Bereich des Produktes von Partialdruck und Schichtdicke. Die Temperatur in diesem Bereich stellt sich also aufgrund des Strahlungsgleichgewichtes der Atmosphäre ein.

In der Abbildung 4.27 ist die Temperatur der Wolken in Abhängigkeit vom Wärmeübergangskoeffizienten dargestellt. Es wird deutlich, dass der konvektive Wärmeübergang keinen Einfluss auf die Temperatur der Wolken hat. Bedeutsamen Einfluss auf die Temperatur der Wolken hat der Emissionsgrad der Wolken. Je höher der Emissionsgrad ist, desto niedriger ist die Wolkentemperatur. Steigt der Emissionsgrad der Wolken von 0,92 auf 0,98 an, nimmt die Temperatur der Wolken um 5 Kelvin ab. Auch die Wolkenhöhe beeinflusst die Temperatur. Bei einem Anstieg der Wolken von einer Höhe von 3 auf 6 km nimmt die Temperatur der Wolken um rund $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ab.

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

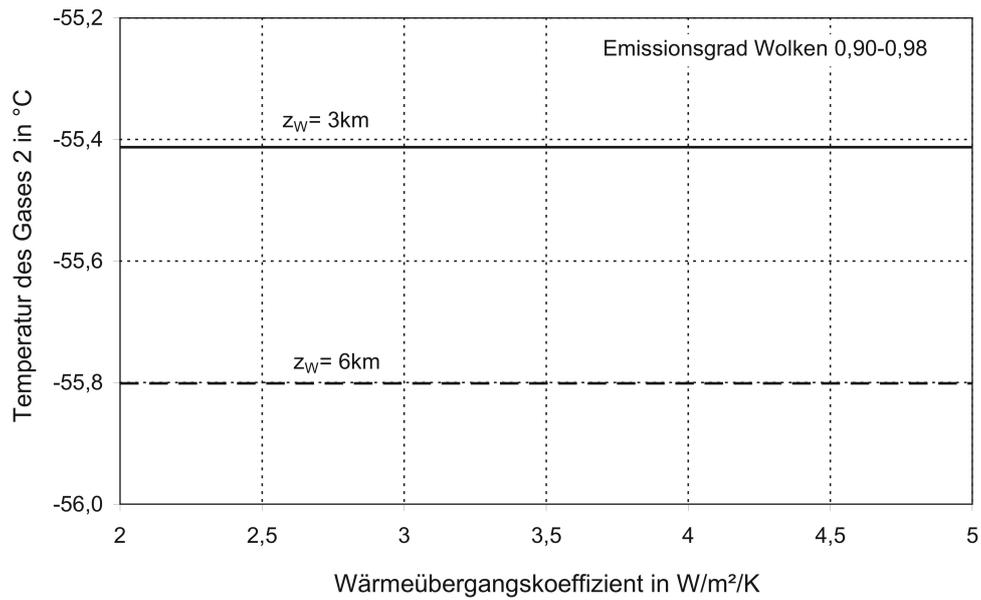


Abbildung 4.26: Temperatur des Gases über den Wolken in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Emissionsgrade der Wolken

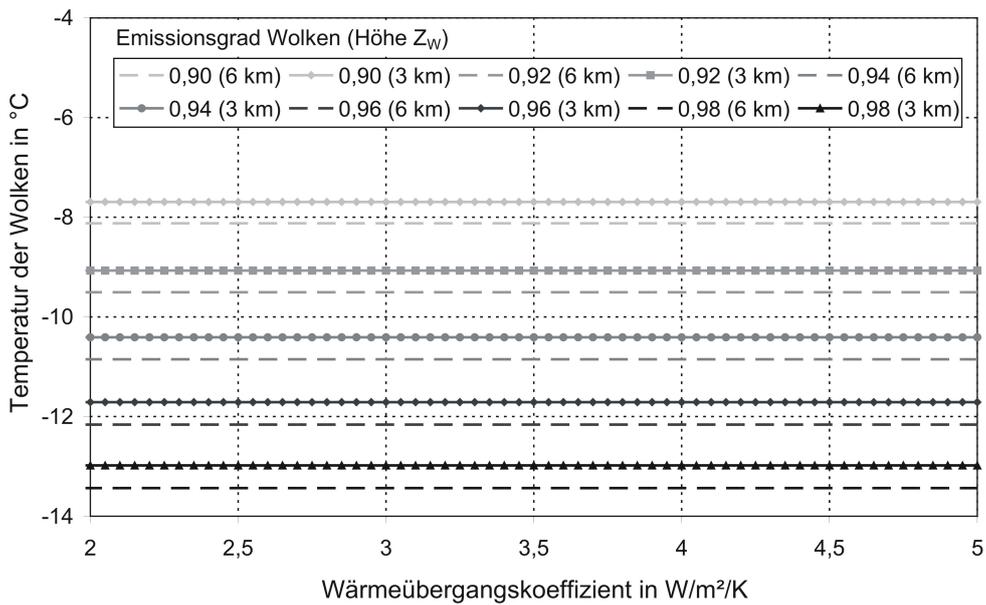


Abbildung 4.27: Temperatur der Wolken in Abhängigkeit vom konvektiven Wärmeübergang für verschiedene Emissionsgrade der Wolken

Mit dem angepassten Wärmeübergangskoeffizienten wird im Folgenden für alle Fälle der Einfluss des CO₂ untersucht.

4.7 Einfluss der CO₂-Konzentration auf die Temperatur

Auf Grundlage der vorangestellten Berechnungsgleichungen wurde die Temperatur der Erdoberfläche in Abhängigkeit von der Kohlendioxidkonzentration berechnet. Der Verlauf ist für die zwei unterschiedlichen Wolkenhöhen (Z_W) und Emissionsgrade der Wolken in der Abbildung 4.28 dargestellt. Alle Kurven schneiden sich bei 15 °C und 350 ppm, da dieses der Anpassungsparameter ist. Für alle Parameter ergeben sich nur geringfügige abweichende Verläufe. Aus der Abbildung 4.28 ist ersichtlich, wie die Temperatur der Erde mit der CO₂-Konzentration ansteigt. Ohne CO₂ wäre die Erde etwa 3 bis 4 Kelvin kälter. Unterhalb 350 ppm ist der stärkste Einfluss gegeben. Jedoch steigt auch oberhalb 350 ppm die Temperatur der Erde noch signifikant mit der CO₂-Konzentration an. Es wird deutlich, dass bei einer Verdoppelung der Kohlendioxidkonzentration von 350 ppm auf 700 ppm die Temperatur von 15 °C auf 15,6 °C ansteigt. Somit ergibt sich eine Klimasensitivität für dieses Modell von 0,6 °C.

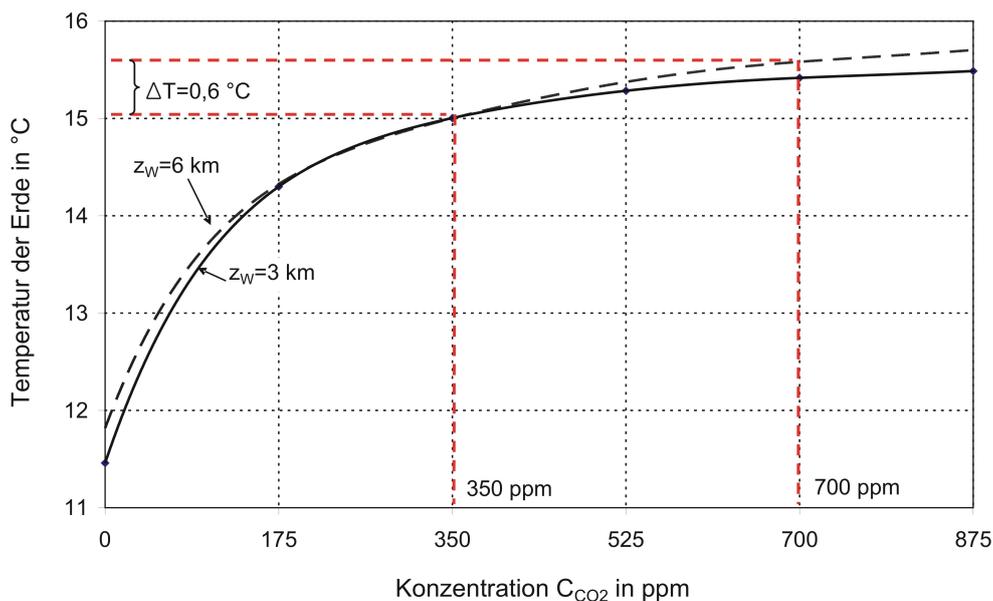


Abbildung 4.28: Erderwärmung in Abhängigkeit von der CO₂-Konzentration

In der Abbildung 4.29 ist der Einfluss der CO₂-Konzentration auf die Temperatur des Gases unter den Wolken zu sehen. Die Gastemperatur ist zum einen für zwei unterschiedliche Wolkenhöhen und zum anderen für zwei verschiedene Wasser-

dampfkonzentrationen dargestellt. Für alle vier Kurven ergibt sich eine Zunahme in der Gastemperatur, wenn die Kohlenstoffdioxidkonzentration ansteigt. Wobei der größte Anstieg zwischen 0 und 350 ppm zu verzeichnen ist. Bei einer Verdoppelung von 350 auf 700 ppm steigt die Temperatur des Gases unter den Wolken nach diesem Modell um etwa ein Kelvin an. Der Einfluss der Wasserdampfkonzentration auf die Gastemperatur ist mit einem Wert von unter 0,1 Kelvin sehr gering.

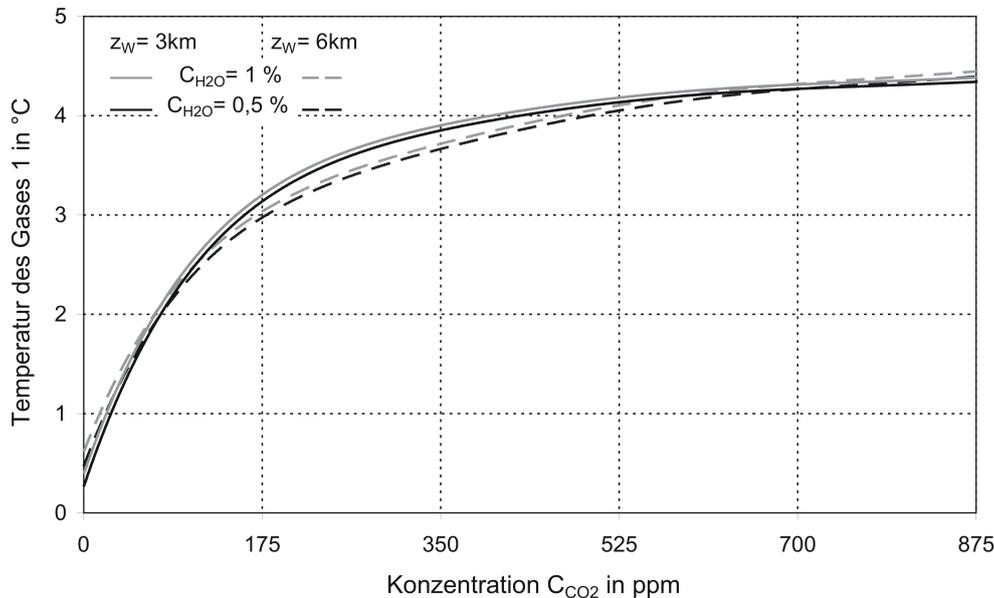


Abbildung 4.29: Temperatur des Gases unter den Wolken in Abhängigkeit von der CO₂-Konzentration

Die Abhängigkeit der Gastemperatur über den Wolken von der Kohlenstoffdioxidkonzentration ist in der Abbildung 4.30 dargestellt. Betrachtet wird als Parameter nur die Wolkenhöhe. Die Wasserdampfkonzentration beeinflusst die Gastemperatur nicht, da der Gehalt an Wasserdampf über den Wolken vernachlässigbar klein ist. Eine Erhöhung der CO₂-Konzentration bewirkt auch hier einen Anstieg der Gastemperatur. Bei einer Verdoppelung von 350 auf 700 ppm ergibt sich eine Zunahme von etwa 0,5 °C.

In der Abbildung 4.31 ist der Anstieg der Temperatur der Wolken in Abhängigkeit von der Kohlenstoffdioxidkonzentration aufgezeigt. Eine Verdoppelung des CO₂-Gehaltes bewirkt eine Zunahme der Wolkentemperatur von einem Kelvin. Als zusätzlicher Parameter wurde der Emissionsgrad der Wolken variiert. Es wird deutlich, dass sich bei einem Anstieg des Emissionsgrades der Wolken von 0,90 auf 0,98 die Temperatur der Wolken um 5 °C verringert.

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

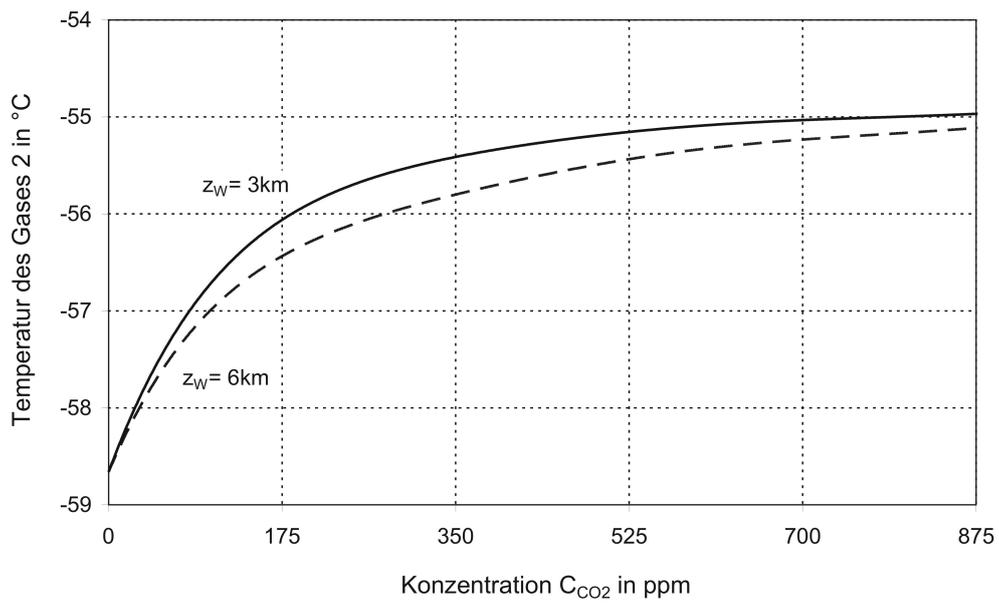


Abbildung 4.30: Temperatur des Gases über den Wolken in Abhängigkeit von der CO₂-Konzentration

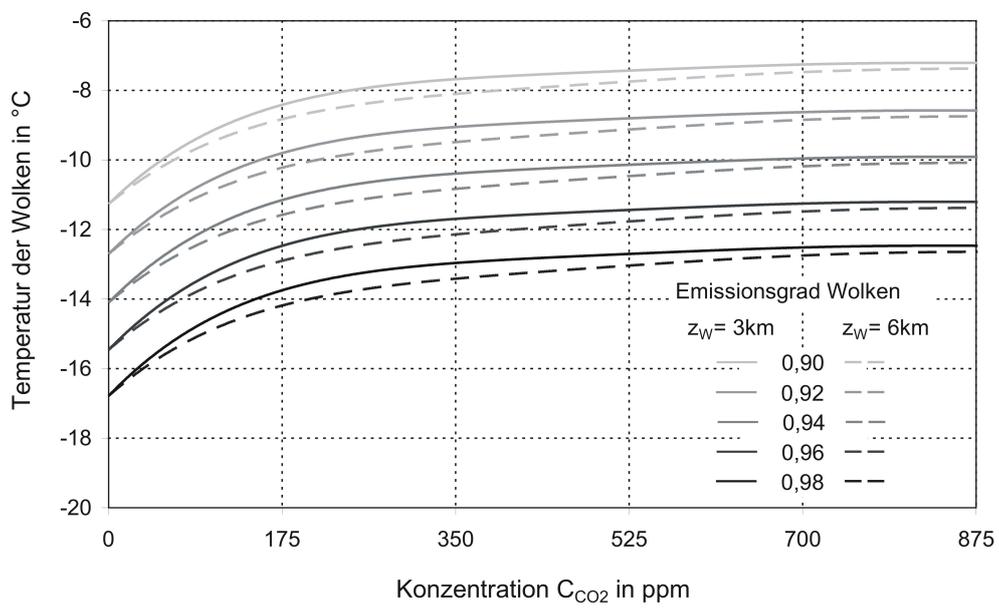


Abbildung 4.31: Temperatur der Wolken in Abhängigkeit von der CO₂-Konzentration

4.8 Sensibilität der Erdtemperatur

4.8.1 Klimasensitivität

Für die gegenwärtige Klimaforschung ist es von großem Interesse zu wissen, wie stark das Kohlendioxid auf das Klima wirkt und inwieweit sich die Temperatur der Erde bei einem Anstieg des Kohlendioxidgehaltes erhöhen wird. Ein Maß dafür, wie sensibel die Temperatur auf eine Änderung des Kohlendioxidgehaltes reagiert, ist die Klimasensitivität. Die Klimasensitivität steht für die Veränderung der gemittelten globalen, bodennahen Temperatur, die durch eine Verdoppelung der Kohlendioxidkonzentration verursacht wird. Annahme hierfür ist, dass sich das System vor und nach der Veränderung in einem Gleichgewichtszustand befindet.

Um abschätzen zu können, wie das Klimasystem auf eine Verdoppelung der Kohlendioxidemissionen reagiert, gibt es verschiedene Möglichkeiten. Zum Beispiel kann mit Hilfe von mechanischen Modellen unter Verwendung einfacher Kopplungsmechanismen, Annahmen und gegebenen Sachverhalten oder durch Simulation, welche viele Variablen und physikalische Prozesse enthalten, die Klimasensitivität bestimmt werden. Somit lassen sich Aussagen zum zukünftigen Temperaturanstieg machen. Bereits im Jahr 1896 untersuchte Arrhenius [3] den Einfluss der Kohlensäure in der Luft auf die Bodentemperatur. Er war somit einer der Ersten, der einen Zusammenhang zwischen dem Anstieg des Kohlendioxidgehaltes und einer Erhöhung der Temperatur darstellte. Weitere Studien wurden von Callendar [12] und Hulburt [35] in den 30iger Jahren des 20. Jahrhunderts erstellt, welche eine Klimasensitivität von 2-4 °C ergaben.

Mit Hilfe eines Energiegleichgewichtsmodells [61] gelang es Möller bereits im Jahr 1963 bei einer Ausgangstemperatur von 15 °C einen Temperaturanstieg der Erdoberfläche bei einer Verdoppelung der CO₂-Konzentrationen von 10 °C zu bestimmen. Unter Verwendung eines Strahlungskonvektionsmodells [4, 54] ergab sich für den Anstieg der globalen Erdtemperatur durch eine Verdoppelung der CO₂-Konzentration eine Temperaturerhöhung von 1,9 °C bzw. 2 °C. Weiterführende Untersuchungen mit einem generellen Zirkulationsmodell von Manabe und Wetherald [55] ergaben eine Temperaturerhöhung von 2,9 °C. In der Abbildung 4.32 sind die von weiteren Autoren ermittelten Bereiche für die Klimasensitivität dargestellt.

In einer Erklärung des Europäischen Instituts für Klima und Energie [19] heißt es, dass eine Klimasensitivität von 1 °C noch zu hoch ist. Nach neueren Untersuchungen von Idso und Lindzen [37, 48] ergibt sich bei einer Verdoppelung des Kohlenstoffdioxidgehaltes in der Atmosphäre ein Anstieg der Erdoberflächentemperatur um 0,4 °C bzw. 0,5 °C.

Des Weiteren ist es möglich, dass Klima in der Vergangenheit zu analysieren. Wie reagierte das System dort auf eine Änderung der Kohlendioxidkonzentration. Ausgehend von Messdaten und dem Kenntnisstand vergangener Klimaschwankungen

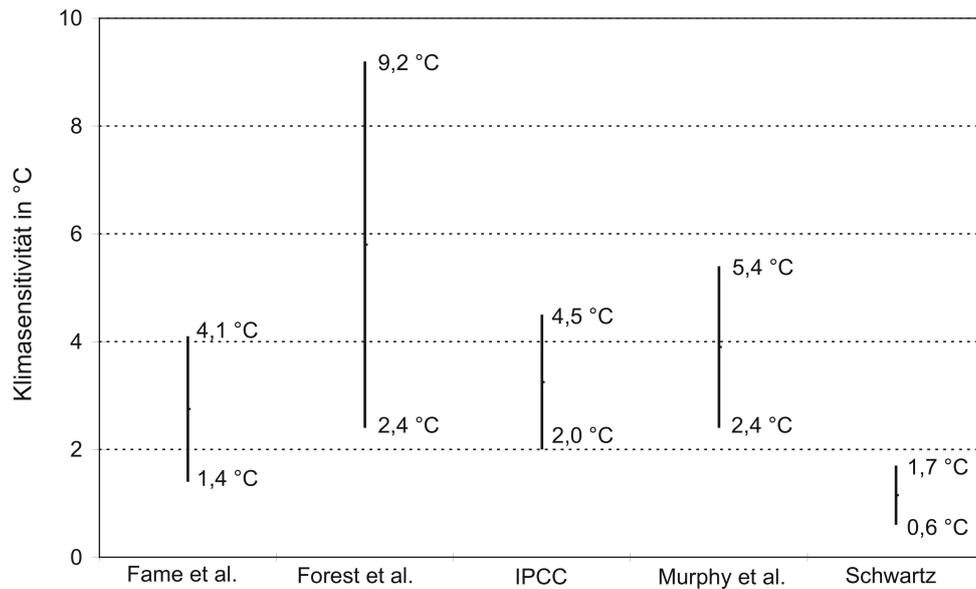


Abbildung 4.32: Klimasensitivität nach [23, 22, 38, 62, 76]

kann der Einfluss der CO_2 -Konzentration auf das Klima in einem bestimmten Zeitraum ermittelt werden. Die Werte aus Eisbohrungen von polaren Eisschilden zeigen eine Korrelation zwischen der Veränderung der eiszeitlichen Temperatur und dem Kohlenstoffdioxid. Aus diesen Untersuchungen ist bekannt, dass die Klimasensitivität der letzten ca. eine Million Jahre $3\text{--}4\text{ }^\circ\text{C}$ betrug [51]. In einer weiteren Studie von Royer [71] wurde untersucht, wie die Kohlendioxidkonzentration die Temperatur über die letzten 420 Millionen Jahre beeinflusste. Es ergab sich eine Klimasensitivität in einem Bereich von $1,5$ bis $6,2\text{ }^\circ\text{C}$ (beste Schätzung $2,8\text{ }^\circ\text{C}$). Weitere Studien zu dieser Thematik sind in der Literatur zu finden [6, 15, 16, 28, 31, 40, 82].

Wie gut lässt sich aber das Klima der Vergangenheit rekonstruieren? Die Ursachen von Klimaänderungen in der Vergangenheit sind nicht genau und ausreichend bekannt. Somit ergeben sich Unsicherheiten, wie das Klima der Vergangenheit wirklich war. Infolgedessen ist das Abschätzen der Klimasensitivität äußerst schwierig. Eine Gruppe Klimawissenschaftler vom Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) erstellte eine Studie [73], in der die aus den Klimamodellen neu gewonnenen Datensätze mit dem Eiszeitklima kombiniert wurden. Für 1000 verschiedene Modelle mit unterschiedlichen Einflussparametern wurde die Klimasensitivität bestimmt. Diese wurden dann mit den Daten aus der Eiszeit verglichen. Mit dem Ergebnis, dass sich eine Klimasensitivität von weniger als $1,2\text{ }^\circ\text{C}$ oder mehr als $4,3\text{ }^\circ\text{C}$ nicht mit den Daten aus der letzten Eiszeit vereinbaren lässt.

Unter Berücksichtigung aller aufgeführten Studien ergeben sich Temperaturen für

eine Verdoppelung der CO₂-Konzentration von 0,4 °C bis sogar 9,2 °C. Es wird deutlich, dass die Klimasensitivität der einzelnen Studien erheblich voneinander abweichen. Eine mögliche Ursache besteht in der Verwendung unterschiedlicher komplexer Modelle. Für die Lösung dieser müssen entsprechende Annahmen getroffen werden. Je nachdem welche Annahmen gemacht wurden, ergeben sich entsprechende Abweichungen in den Ergebnissen. Die mit dem hier vorgestellten vereinfachten Modell berechnete Temperaturerhöhung liegt also im unteren Bereich der in der Literatur angegebenen Modelle.

4.8.2 Reaktion auf Rückkopplungen

Wie bereits aus Kapitel 2.1.1 bekannt ist, haben die Rückkopplungen (Feedback) innerhalb des Klimasystems ebenfalls Einfluss auf die Temperaturerhöhung. Demzufolge wurden hierzu entsprechende Studien erstellt. Der Einfluss des Eis-Albedo-Feedbacks auf die Klimasensitivität wurde mit einem Strahlungskonvektionsmodell von Wang und Stone [88] untersucht. Es ergab sich eine Klimasensitivität in einem Bereich von 2-4,2 °C. Andronova [2] zeigte die Auswirkung der Vulkantätigkeit auf den Strahlungsantrieb. Die daraus resultierenden Modelle ergaben eine Temperaturerhöhung von 2-5 °C. Ein weiterer bedeutender Rückkopplungseffekt ist der von Wasserdampf und Wolken. Untersuchungen von Cess [13] ergaben eine Temperaturerhöhung in einem Bereich von 0,7-5,2 °C. Da auch die Ozeane Auswirkungen auf die Temperatur der Atmosphäre haben, erstellte Gregory [27] ein Modell, in welchem die Wärmeaufnahme durch den Ozean variiert wurde. Aus diesen Untersuchungen ergab sich eine Klimasensitivität von 1,7-2,3 °C.

Im Folgenden soll nun diskutiert werden, wie sich die Temperatur der Erde bei einer Verdoppelung der CO₂-Konzentration verhält, wenn sich weitere Parameter im Klimasystem ändern.

Die Sonne hat einen entscheidenden Einfluss auf das Klima der Erde und auf die Temperatur der Erdoberfläche. Basierend auf dem vorangestellten Modell wurde die Abhängigkeit der Erderwärmung von der Sonnenaktivität bestimmt. Der Einfluss der Solarkonstante auf die Temperatur der Erde ist in der Abbildung 4.33 dargestellt. Es wird deutlich, dass sich die Temperatur der Erde bei einer Verstärkung der Sonnenaktivität zusätzlich erwärmen wird. Nimmt die Solarkonstante um 1 % zu, steigt die Erdtemperatur bei einer Verdoppelung der CO₂-Konzentration auf 16 °C an. Die Klimasensitivität beträgt dann bereits 1 °C.

Bei einer Erhöhung der Erdtemperatur wird aufgrund der Verdunstung mehr Wasserdampf in die Atmosphäre eingebracht. Der Wasserdampf wirkt als Widerstand für die von der Erde ausgesendete Strahlung und erhöht somit die Erdtemperatur. In der Abbildung 4.34 ist der Anstieg der Temperatur der Erde bei einer Wasserdampfzunahme in der Atmosphäre zu sehen. Erhöht sich der Gehalt des Wasserdampfes um 0,1 % ergibt sich bei einer Verdoppelung der Kohlenstoffdioxidkonzentration eine Erdoberflächentemperatur von etwa 15,8 °C.

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

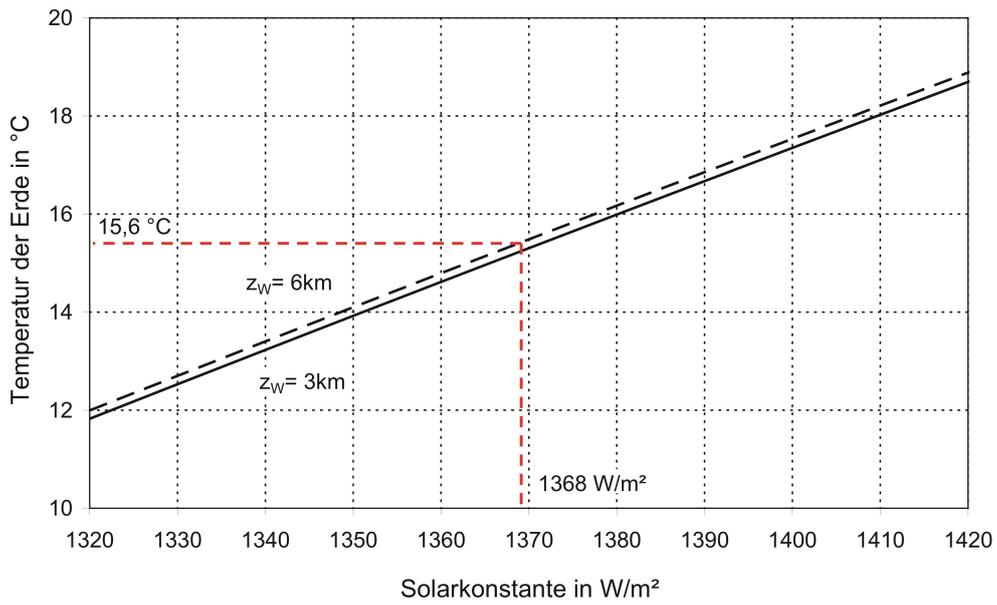


Abbildung 4.33: Erderwärmung in Abhängigkeit von der Solarkonstante

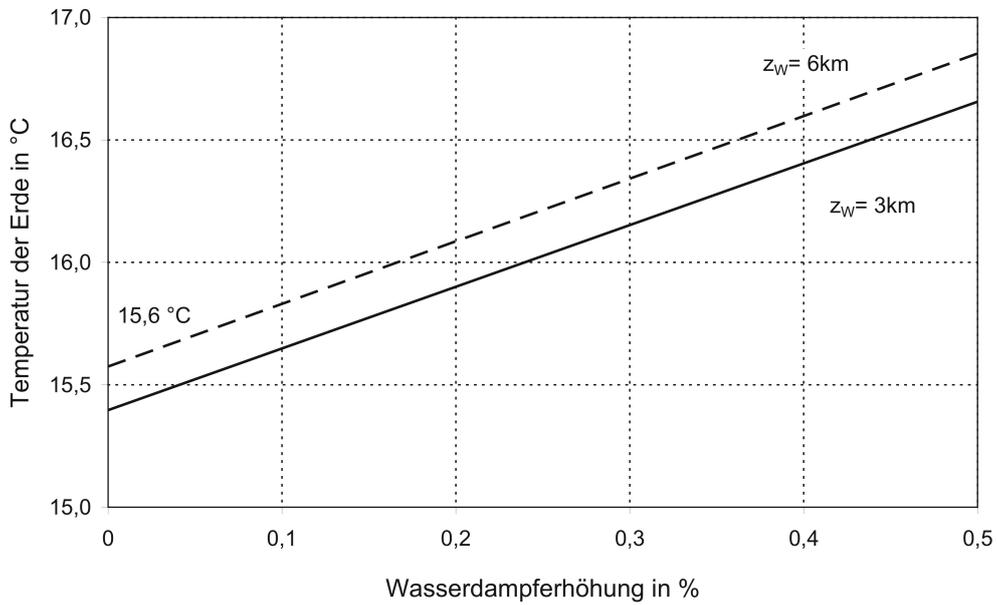


Abbildung 4.34: Erderwärmung in Abhängigkeit von der Wasserdampferhöhung

4 Wärmeübergangsmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

Aufgrund dessen, dass sich mehr Wasserdampf in der Atmosphäre befindet, nehmen die Niederschläge im Klimasystem zu. Der verstärkte Kreislauf aus Verdunstung und Niederschlag führt zu einer Abnahme der Temperatur der Erde. Dieser Einfluss ist in der Abbildung 4.35 zu sehen. Wird davon ausgegangen, dass die Verdunstungsrate um 1 % ansteigt, beträgt die Temperatur der Erde 15,4 °C. Daher ergibt sich für die Klimasensitivität ein Wert von 0,4 °C.

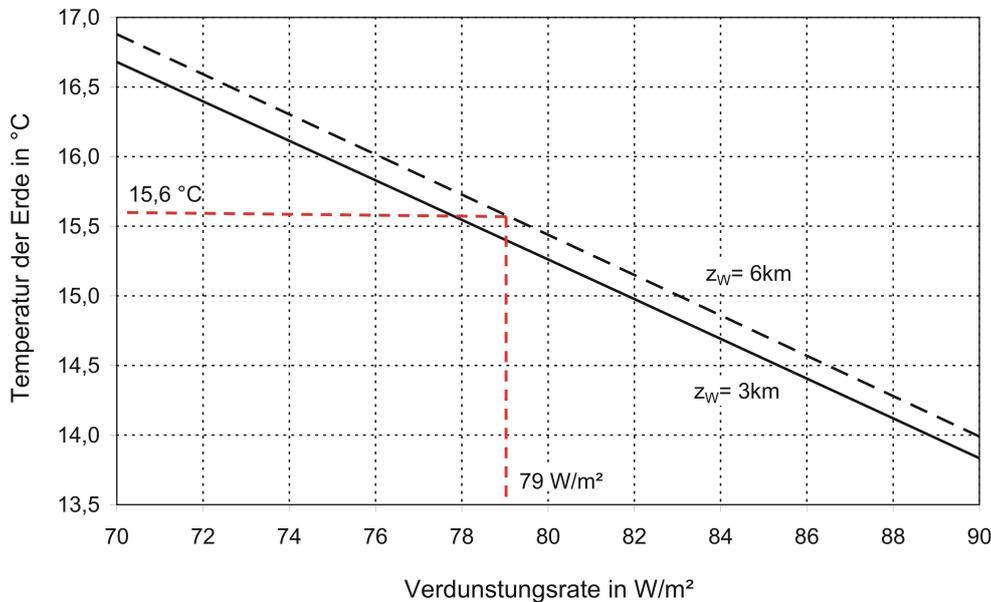


Abbildung 4.35: Erderwärmung in Abhängigkeit von der Verdunstungsrate

Durch einen höheren Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre kommt es zu einer stärkeren Wolkenbildung. Der Einfluss der Wolken auf die Temperatur der Erde kann sehr unterschiedlich sein. Tiefhängende dicke Wolken sind in der Lage, bis zu 80 % der Sonnenstrahlung zurück in das Weltall zu streuen. Da sie in etwa die gleiche Temperatur haben wie die Erdoberfläche, strahlen sie ebenfalls viel Wärme ins All. Dies führt zu einem Energieverlust und daraus resultierend zu einer Abkühlung. Hohe dünne Wolken dagegen sind aufgrund der gefrorenen Eisteilchen für das Sonnenlicht fast durchlässig, wirken aber für die Infrarotstrahlung der Erdoberfläche wie ein Widerstand. Demnach geben diese Wolken weniger Wärme in das Weltall ab und haben somit einen erwärmenden Effekt. Je nach Art und Beschaffenheit können Wolken abkühlen oder erwärmen. Entsprechend ihrer Art besitzen die Wolken unterschiedliche Albedos. Kumuluswolken z. B. haben eine Albedo von 0,75 und Zirkuswolken von 0,21 [11]. Die planetarische Albedo von 0,3 ergibt sich für eine mittlere Albedo der Wolken von 0,5 und einem Wolkenanteil von 50 %. In der Abbildung 4.36 ist die Entwicklung der Erdoberflächentemperatur für den Fall, dass der Wolkenanteil auf 55 % ansteigt, dargestellt. Es wird deutlich,

dass sich bei einer Zunahme der Wolken die Temperatur der Erde verringert. Bei einem Wolkenanteil von 55 % beträgt die Erdtemperatur nur noch 12,9 °C. Dies bedeutet, die Erdoberfläche würde sich sogar um fast 2 °C abkühlen.

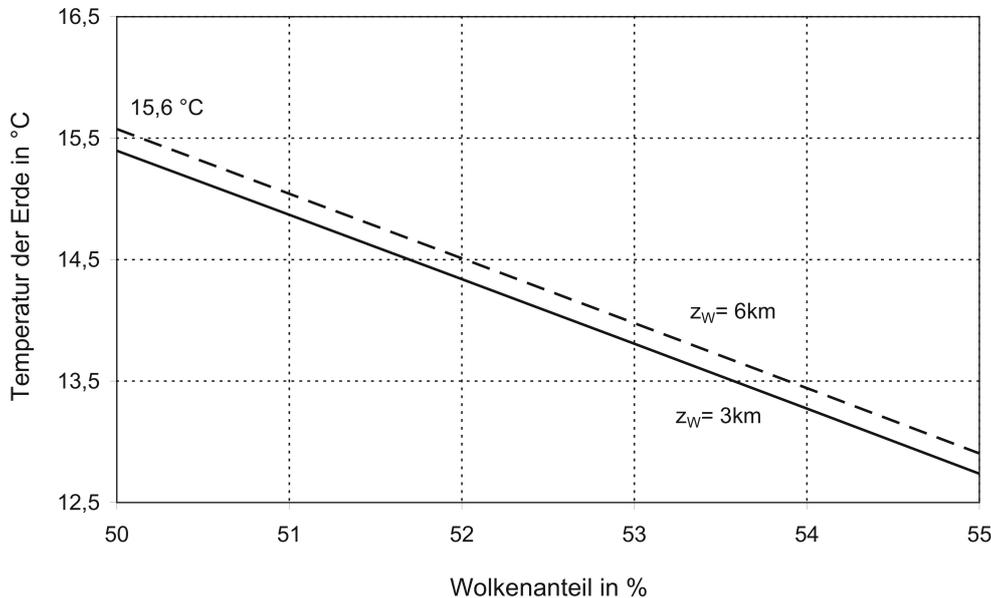


Abbildung 4.36: Erderwärmung in Abhängigkeit vom Wolkenanteil

Wie zuvor gezeigt wurde, kann aufgrund einer verstärkten Wolkenbildung die Temperatur der Erde sinken. Da die Wolken einen Teil der solaren Strahlung zurück in das Weltall reflektieren, steht dem Klimasystem weniger Energie zur Verfügung. Wie verhält es sich aber, wenn weniger Strahlung von der Sonne ins Weltall zurückgestrahlt wird und die Erdoberfläche infolgedessen mehr Strahlung absorbiert? Dies findet statt, wenn bei einer Verdoppelung der CO₂-Konzentration die Erdoberflächentemperatur ansteigt und daher immer mehr Gletscher und Eisflächen schmelzen. Gletscher und Eis haben ein sehr geringes Absorptionsvermögen und reflektieren somit einen Großteil der Strahlung. Der Anteil der Eis- und Schneeflächen beträgt etwa 3 % der gesamten Erdoberfläche. Für den Fall, dass große Teile dieser Flächen schmelzen würden, wäre die Konsequenz ein weiterer Anstieg der Erdoberflächentemperatur. Der Einfluss der Erdoberflächenalbedo auf die Temperatur der Erde bei einer Verdoppelung der Kohlenstoffdioxidkonzentration ist in der Abbildung 4.37 dargestellt. Die Albedo der Erdoberfläche beträgt im Mittel 11,5 %. Wenn sich die Albedo der Erdoberfläche um 1 % verringert, bewirkt dies eine Temperaturerhöhung der Erdoberfläche auf 15,7 °C. Die Temperatur steigt demnach um 0,7 °C an.

Aus den vorangestellten Ausführungen lässt sich schlussfolgern, dass es Parameter gibt, die zu einer weiteren Temperaturerhöhung der Erde führen, wie unter

4 Wärmeübergangmodell mit Einfluss der Gasstrahlung

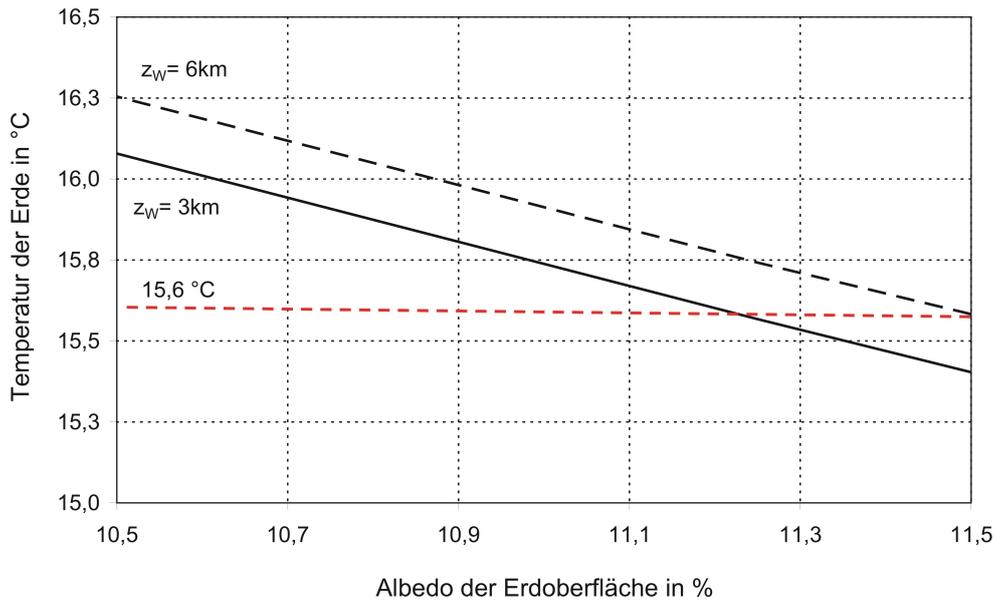


Abbildung 4.37: Erderwärmung in Abhängigkeit von der Albedo der Erdoberfläche

anderem die Sonne, der Wasserdampf in der Atmosphäre oder die Albedo der Erdoberfläche. Diese Größen werden als positive Rückkopplungen bezeichnet. Andere Einflussgrößen, wie z. B. die Verdunstung oder eine Zunahme des Wolkenanteils, bewirken eine Abnahme der Erdoberflächentemperatur und stellen demnach negative Rückkopplungen dar. Unter der Annahme, dass die Solarkonstante um 1 % ansteigt, die Wasserdampfkonzentration um 0,1 % zunimmt und die Albedo der Erdoberfläche um 1 % sinkt, werden alle Effekte, welche zu einer Temperaturerhöhung führen, zusammen wirksam. Für diesen Fall würde die Temperatur der Erde nach diesem Modell bei einer Verdoppelung der CO_2 -Konzentration von 15 auf 17,2 °C ansteigen. Dies entspricht einer Klimasensitivität von 2,2 °C.

Es gibt leider keine genauen Erkenntnisse darüber, wie sich die einzelnen Parameter innerhalb des Klimasystems entwickeln werden, und wie sie Einfluss auf die Erdtemperatur nehmen werden. Demnach ist es äußerst schwierig, Aussagen über den wirklichen Anstieg der Erdoberflächentemperatur zu treffen. Was aber gezeigt werden konnte, ist, dass die Temperatur der Erde auf alle diese Einflussparameter reagiert.

5 Stoffübergang von Kohlenstoffdioxid in die Weltmeere

5.1 Kohlenstoffaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean

5.1.1 Allgemeines zum Stoffaustausch

Um zuverlässige Aussagen zum zukünftigen Temperaturanstieg aufgrund des Konzentrationsanstiegs von Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre zu machen, ist es wichtig, den CO_2 -Austausch zwischen der Atmosphäre und dem Ozean zu kennen. Das Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre steht in Wechselwirkung mit den Weltmeeren. Dabei beeinflusst nicht nur die Atmosphäre den Ozean, sondern auch umgekehrt. Entscheidend ist dabei aber, wie bedeutsam die eine oder andere Richtung ist. Die CO_2 -Aufnahme durch die Weltmeere geschieht an der Grenzfläche von Luft und Wasser. Hierbei steht die gut durchmischte Deckschicht (50-500 m dick [97]) der Ozeane in unmittelbarem Austausch mit der Atmosphäre. Dieser Austauschvorgang beträgt in etwa eine Zeitdauer von einem Jahr. Die Aufnahmekapazität an Kohlenstoffdioxid des Ozeans wird durch das Karbonatsystem begrenzt. Nach der Aufnahme des Kohlenstoffdioxids in der Deckschicht wird das gelöste CO_2 sofort in Bikarbonat und Karbonat umgesetzt. Das im Oberflächenwasser gelöste Kohlenstoffdioxid wird nun durch zwei unterschiedliche Prozesse in den mittleren und tiefen Ozean transportiert. Das Kohlenstoffdioxid wird durch die physikalische Pumpe transportiert; wobei dieser Vorgang zum einem durch den Salzgehalt und zum anderen von der Wassertemperatur gesteuert wird. Durch eine Erhöhung des Salzgehaltes wird das Wasser schwerer, sinkt nach unten und kühlt sich ab. Aufgrund der höheren Löslichkeit von Gasen bei niedrigen Temperaturen wird das Kohlenstoffdioxid somit in die Tiefe transportiert. Der zweite Prozess wird als biologische Pumpe bezeichnet. Das Kohlenstoffdioxid wird durch das Phytoplankton in den Weltmeeren aufgenommen und durch Photosynthese für den Aufbau organischer Verbindungen verwendet. Die Beförderung des Kohlenstoffdioxids in die Tiefe des Ozeans vollzieht sich über einem Zeitraum von 500 bis 1000 Jahren.

Zweifilmtheorie des Stoffübergangs

Wird Kohlenstoffdioxid im Meerwasser gelöst, so findet ein Stofftransport von der Gasphase in die flüssige Phase statt. Innerhalb der beiden Phasen wird das Kohlenstoffdioxid durch Konvektion transportiert, da die Luft wie auch das Meer-

wasser strömende Fluide sind. Zur Beschreibung des Stoffübergangs an einer Gas-Flüssigkeitsphasengrenze findet die Zweifilmtheorie nach Whitman und Lewis Anwendung. Bei diesem Modell wird davon ausgegangen, dass sich auf beiden Seiten der Phasengrenze eine stoffliche Grenzschicht der Dicke δ ausbildet und an der Phasengrenze ein Gleichgewicht vorliegt. Innerhalb der Grenzschicht wird das Kohlenstoffdioxid ausschließlich durch molekulare Diffusion transportiert. Zur Vereinfachung wird angenommen, dass die Konzentrationen innerhalb der Grenzschicht linear abnehmen und sich so ein zeitlich konstantes Konzentrationsprofil ergibt. In der Abbildung 5.1 ist der Stofftransport nach der Zweifilmtheorie schematisch dargestellt. Da das Oberflächenwasser der Meere im Kontakt mit einer uneingeschränkten Menge an Kohlenstoffdioxid steht, handelt es sich hierbei um einen Stoffaustausch innerhalb eines offenen Systems. Demzufolge wird der Partialdruck des Kohlenstoffdioxids beim Übergang in das Wasser nicht verändert.

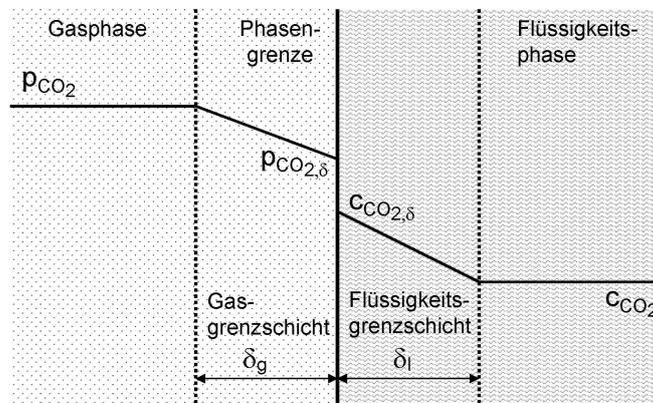


Abbildung 5.1: Stofftransport nach der Zweifilmtheorie (eign. Darstellung nach [14])

Der Stoffstrom durch die Grenzschicht kann mathematisch mit dem Fick'schen Gesetz beschrieben werden

$$\dot{n} = -D \frac{\partial c_x}{\partial x} . \quad (5.1)$$

Da für das Konzentrationsprofil innerhalb der Grenzschicht ein linearer Verlauf angenommen wird, folgt für die Stoffstromdichte

$$\dot{n}_i = \frac{D_i}{\delta} \cdot (c_{i,\delta} - c_i) . \quad (5.2)$$

Die Grenzschichtdicken δ_g (Gasseite) und δ_l (Flüssigseite) resultieren aus der Linearisierung des Konzentrationsverlaufs und lassen sich praktisch nicht bestimmen, da es sich um Modellparameter handelt. Folglich wird das Verhältnis Diffusionskoeffizient zur Grenzschichtdicke durch den Stoffübergangskoeffizienten β ersetzt. Daher gilt für die Stoffübergangskoeffizienten

$$\beta_{i,g} = \frac{D_{i,g}}{\delta_g}, \quad \beta_{i,l} = \frac{D_{i,l}}{\delta_l} . \quad (5.3)$$

Die gelöste Menge an Kohlenstoffdioxid in der Flüssigkeit wird als Konzentration c_{CO_2} und in der Grenzschicht als $c_{CO_2,\delta}$ charakterisiert. Somit lässt sich die Stoffstromdichte in der Flüssigphase durch die Gleichung (5.4) beschreiben

$$\dot{n}_{CO_2,l} = \beta_{CO_2,l} \cdot (c_{CO_2,\delta} - c_{CO_2}) . \quad (5.4)$$

Der Anteil an Kohlenstoffdioxid in der Gasphase wird als Partialdruck p_{CO_2} und in der Grenzschicht als $p_{CO_2,\delta}$ angegeben. Unter Zuhilfenahme der Gasgleichung kann der Stoffübergang von Kohlenstoffdioxid aus der Gasphase an die Phasengrenzfläche mit der Gleichung (5.5) dargestellt werden

$$\dot{n}_{CO_2,g} = \frac{\beta_{CO_2,g}}{R \cdot T} \cdot (p_{CO_2} - p_{CO_2,\delta}) . \quad (5.5)$$

Für den Stofftransport des Kohlenstoffdioxids zwischen den Phasen gilt die Annahme eines stationären Zustands; daher sind die beiden Stoffstromdichten in den Grenzschichten gleich groß

$$\dot{n}_{CO_2,g} = \dot{n}_{CO_2,l} . \quad (5.6)$$

Somit folgt die Gleichung (5.7)

$$\beta_{CO_2,l} \cdot (c_{CO_2,\delta} - c_{CO_2}) = \frac{\beta_{CO_2,g}}{R \cdot T} \cdot (p_{CO_2} - p_{CO_2,\delta}) . \quad (5.7)$$

Bei einem System, bestehend aus einem Gas und einer Flüssigkeit, wird das Phasengleichgewicht durch das Henry-Gesetz beschrieben. Über dieses sind die Konzentrationen an der Phasengrenze wie folgt gekoppelt

$$p_{CO_2,\delta} = He \cdot c_{CO_2,\delta} . \quad (5.8)$$

Beim Übergang von Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre in die Weltmeere ist der luftseitige Transferwiderstand vernachlässigbar klein. Für Kohlenstoffdioxid findet in der Gasphase ein sofortiger Konzentrationsausgleich statt. Somit tritt in der gasseitigen Grenzschicht kein Gradient auf. Es gilt

$$p_{CO_2} = p_{CO_2,\delta} \quad (5.9)$$

Mit der Annahme in Gleichung (5.9) und unter Verwendung des Henry-Gesetzes lässt sich die Gleichung für die Stoffstromdichte in der flüssigen Phase folgendermaßen darstellen

$$\dot{n}_{CO_2,l} = \beta_{CO_2,l} \cdot \left(\frac{p_{CO_2}}{He} - c_{CO_2} \right) \quad (5.10)$$

Bei Bekanntsein der Konzentrationen in der Gasphase p_{CO_2} und Flüssigkeitsphase c_{CO_2} sowie dem Stoffübergangskoeffizienten $\beta_{CO_2,l}$ kann die Stoffstromdichte und daraus resultierend der Massenfluss berechnet werden.

5.1.2 Bestimmung des Stoffübergangskoeffizienten

Der Gesamtaustausch beim Übergang des Kohlenstoffdioxids in die Weltmeere wird vom Stofftransport durch die wasserseitige Grenzschicht bestimmt. Mit Hilfe der dimensionslosen Sherwoodzahl lässt sich der Stoffübergangskoeffizient berechnen

$$Sh = \frac{\beta \cdot l_{ch}}{D} \quad (5.11)$$

Die Sherwoodzahl gibt demnach das Verhältnis vom konvektiven Stoffstrom zum Diffusionsstrom an und lässt sich aus einer Potenzfunktion für die entsprechende Konvektionsform nach der Gleichung (5.12) ermitteln

$$Sh = konst. \cdot (Re^m \cdot Sc^n)_{erzungen} = konst. \cdot (Gr^m \cdot Sc^n)_{frei} \quad (5.12)$$

Die Exponenten m und n sind von der Art der Strömung sowie von der Geometrie des Systems abhängig. Zur Bestimmung des Stoffübergangskoeffizienten von Kohlenstoffdioxid im Ozean muss der Diffusionskoeffizient von Kohlenstoffdioxid in Wasser bekannt sein. Bei 15 °C beträgt der Diffusionskoeffizient von Kohlenstoffdioxid in Wasser nach [30] $D_{CO_2,l} = 1,4 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$.

5 Stoffübergang von Kohlenstoffdioxid in die Weltmeere

Aufgrund der großen Abmessung des Ozeans ist es schwierig, einen gemittelten Stoffübergangskoeffizienten über alle Weltmeere anzunehmen. Der Stoffübergang von Kohlenstoffdioxid ist weiterhin stark von der Windgeschwindigkeit abhängig. In Gebieten, wo eine hohe Windgeschwindigkeit vorherrscht, wird der CO₂-Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean durch Brechen von Wellen und durch den Eintrag von Gasblasen zusätzlich beschleunigt. Je nach Windgeschwindigkeit u wird nach [49] in drei Bereiche unterschieden:

$u \leq 3 \text{ m/s}$ (glatte Meeresoberfläche)

$3 < u \leq 10 \text{ m/s}$ (rauhe Oberfläche ohne Brechen von Wellen)

$u > 10 \text{ m/s}$ (Wellenbrechung und Einschluss von Gasblasen)

Auf Basis dieser Untersuchungen wurden eine ganze Reihe von Gleichungen für Gastransferraten in Abhängigkeit von der Windtemperatur formuliert, welche in der Tabelle 5.1 von ausgewählten Studien zusammengefasst sind. Hierin bedeutet 660 die Schmidtzahl von CO₂ in Meerwasser bzw. 600 in frischem Wasser bei 20 °C.

Gleichung	Studie
$k = 0,31u^2 (Sc/660)^{-0,5}$ $k_{av} = 0,39u_{av}^2 (Sc/660)^{-0,5}$	Wanninkhof, 1992; [89]
$k = 0,0283u^3 (Sc/660)^{-0,5}$ $k_{av} = [1,09u_{av} - 0,333u_{av}^2 + 0,078u_{av}^3] (Sc/660)^{-0,5}$	Wanninkhof, McGillis, 1999; [91]
$k_{660} = 0,003 + 0,28u^2$	Anderson et al., 1999; [1]
$k_{600} = 0,333u + 0,222u^2$	Nightingale et al., 2000; [65]
$k_{660} = 3,3 + 0,026u^3$	McGillis et al., 2001; [57]
$k_{660} = 0,46u + 0,365u^2$	Weiss et al., 2007; [94]
$k_{660} = 0,24u^2$	Wanninkhof et al., 2009; [90]

Tabelle 5.1: Formulierungen zur Gastransferrate k in cm/h

In der Abbildung 5.2 sind für Meerwasser Gastransferraten bei einer Temperatur von 20 °C dargestellt. Verglichen werden die Gastransferraten verschiedener Studien für Windgeschwindigkeiten in einem Bereich von 0 bis 10 m/s. Es wird deutlich, dass die Gastransferrate exponentiell mit der Windgeschwindigkeit ansteigt. Je höher die Windgeschwindigkeit, desto größer ist die Gastransferrate.

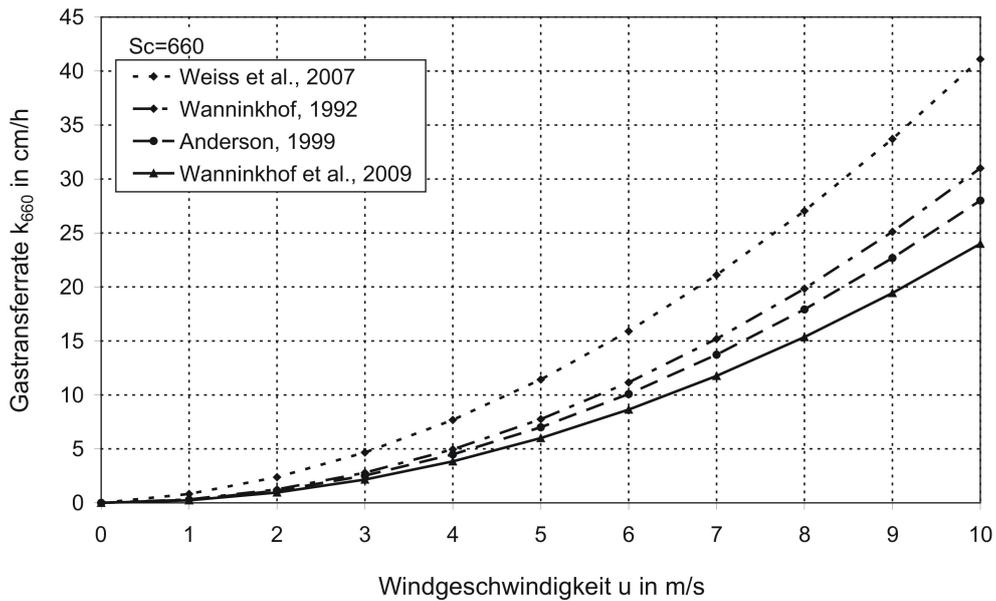


Abbildung 5.2: Vergleich der Gastransferraten verschiedener Studien in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit für Meerwasser bei 20 °C

Da die mittlere Temperatur der Meere mit 15 °C angenommen wurde, muss dies in der Schmidtzahl berücksichtigt werden. Für Seewasser mit einem Salzgehalt von 35 gilt nach [89] für die temperaturabhängige Schmidtzahl

$$Sc = 2073,1 - 125,62 \vartheta + 3,6276 \vartheta^2 - 0,043219 \vartheta^3 . \quad (5.13)$$

Wie bereits erwähnt, ist der gassetige Widerstand vernachlässigbar klein. Somit kann die Gastransterrate durch den flüssigseitigen Stoffübergangskoeffizient $\beta_{CO_2,l}$ ersetzt werden. Der Stoffübergangskoeffizient für eine Meerwassertemperatur von 15 °C ist nach [89] für Windgeschwindigkeiten von 0 bis 10 m/s in der Abbildung 5.3 zu sehen. Die Windgeschwindigkeiten an der Meeresoberfläche betragen im Durchschnitt 0,2 bis 1,5 m/s; wobei der Golfstrom sogar Geschwindigkeiten von 1,7 bis zu 3 m/s erreicht [70]. Für einen Bereich von 0,5 bis 2 m/s Windgeschwindigkeit wurde ein mittlerer Stoffübergangskoeffizient von $1,78 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ bestimmt.

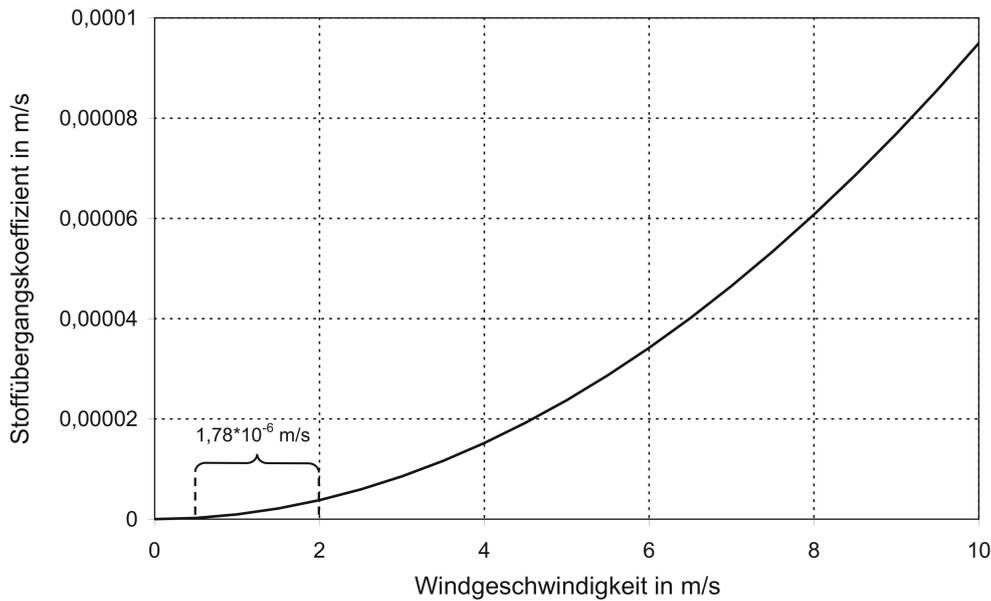
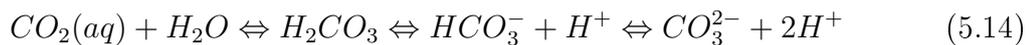


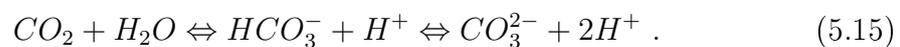
Abbildung 5.3: Stoffübergangskoeffizient $\beta_{CO_2,l}$ in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit für Meerwasser bei 15 °C

5.2 Dissoziationsreaktion des Kohlenstoffdioxids mit Wasser

Wird das Kohlenstoffdioxid vom Meerwasser aufgenommen, ergibt sich ein chemischer Prozess, bei dem das gelöste CO_2 mit Wasser zu Kohlensäure reagiert. Dabei zerfällt ein Teil in Hydrogencarbonationen und Wasserstoffionen, welche wiederum weiter zu Carbonationen und zusätzlichen Wasserstoffionen dissoziieren. Folglich liegt Kohlenstoffdioxid im Wasser gemäß der Gleichung (5.14) in drei Formen vor: als gelöstes CO_2 , als Hydrogencarbonat (HCO_3^-) und als Carbonat (CO_3^{2-}).



Das physikalisch gelöste $CO_2(aq)$ und die undissoziierte Kohlensäure H_2CO_3 werden als CO_2 zusammengefasst. Demnach ergibt sich folgendes Gleichgewicht



Wie aus der Reaktionsgleichung (5.15) ersichtlich wird, stehen die drei Formen miteinander im Gleichgewicht. Da die Wasserkonzentration sehr viel größer ist als die Konzentrationen der anderen Bestandteile, kann sie als konstant angenommen

5 Stoffübergang von Kohlenstoffdioxid in die Weltmeere

werden. Nach dem Massenwirkungsgesetz ergeben sich für die Gleichgewichtskonstanten die Gleichungen (5.16) und (5.17)

$$k_1 = \frac{[HCO_3^-] \cdot [H^+]}{[CO_2]} \quad (5.16)$$

$$k_2 = \frac{[CO_3^{2-}] \cdot [H^+]}{[HCO_3^-]} . \quad (5.17)$$

Die Gleichgewichtskonstanten k_1 und k_2 hängen von der Temperatur und dem Salzgehalt ab. Nach [98] lassen sich die Gleichgewichtskonstanten wie folgt berechnen

$$k_1 = \exp \left[2,8365 - \frac{2307,1266}{T} - 1,5529413 \ln T + \left(-0,20760841 - \frac{4,0484}{T} \right) S^{0,5} \dots \right. \\ \left. + 0,08468345S - 0,00654208S^{1,5} \right]$$

$$k_2 = \exp \left[-9,226508 - \frac{3351,6106}{T} - 0,2007543 \ln T + \left(-0,106901773 - \frac{23,9722}{T} \right) S^{0,5} \dots \right. \\ \left. + 0,1130822S - 0,00846934S^{1,5} \right] .$$

Die Summe der gelösten Kohlenstoffformen wird als gesamt gelöster anorganischer Kohlenstoff, kurz DIC (total dissolved inorganic carbon), bezeichnet und lässt sich in der folgenden Form darstellen

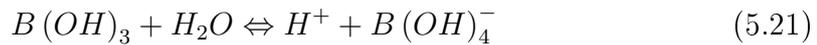
$$DIC = [CO_2] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] . \quad (5.18)$$

Der DIC stellt neben dem pH-Wert eine weitere wichtige Größe für das Dissoziationsgleichgewicht von Kohlenstoffdioxid und den Carbonaten dar. Der DIC-Wert des Meerwassers lässt sich mit Hilfe eines Coulometers direkt messen. Je nach geographischer Lage ergeben sich unterschiedliche DIC-Werte in einem Bereich zwischen 1800 und 2300 $\mu\text{mol}/\text{kg}$. Für die weitere Berechnung wird von einem globalen, mittleren DIC-Wert von 2100 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ ausgegangen [98].

Eine weitere wichtige Größe zur Charakterisierung der Säure-Baseeigenschaften des Carbonatsystems im Wasser ist die Alkalinität (ALK). Diese kennzeichnet das Säurebindungsvermögen oder vereinfacht ausgedrückt, die Fähigkeit Wasserstoffionen aufzunehmen. Die im Meerwasser enthaltenen Basen sind Hydrogencarbonate und Carbonationen. Für die Carbonatalkalinität ergibt sich somit folgende Definition

$$ALK = [HCO_3^-] + 2 [CO_3^{2-}] . \quad (5.19)$$

Im Meerwasser existieren noch weitere schwache Säuren, welche die Konzentration der Wasserstoffionen beeinflussen, und daher zur Beschreibung des Carbonatsystems mit berücksichtigt werden müssen. Das sind zum einem das Wasser und zum anderen die Borsäure. Demzufolge ergeben sich zwei weitere Dissoziationsgleichgewichte



mit den entsprechenden Gleichgewichtskonstanten

$$k_W = [H^+] \cdot [OH^-] \quad (5.22)$$

$$k_B = \frac{[B(OH)_4^-] \cdot [H^+]}{[B(OH)_3]} . \quad (5.23)$$

Die Gleichgewichtskonstanten für die Dissoziation von Wasser und Borsäure sind ebenfalls von der Temperatur und dem Salzgehalt abhängig. In [98] sind entsprechende Gleichungen zur Berechnung der Konstanten angegeben. Demnach gilt für die Gleichgewichtskonstante des Wassers

$$k_W = \exp \left[148,96502 - \frac{13847,26}{T} - 23,6521 \ln T + \dots \right. \\ \left. + \left(\frac{118,67}{T} - 5,977 + 1,0495 \ln T \right) S^{0,5} - 0,01615 S \right]$$

und für die Borsäure

$$k_B = \exp \left[\left(-8966,90 - 2890,53 S^{1/2} - 77,942 S + 1,728 S^{3/2} - 0,0996 S^2 \right) / T \dots \right. \\ \left. + 148,0248 - 137,1942 S^{1/2} + 1,62142 S \dots \right. \\ \left. - \left(24,4344 + 25,085 S^{1/2} + 0,2474 S \right) \ln T \dots \right. \\ \left. + 0,053105 S^{1/2} T \right] .$$

Aufgrund der Berücksichtigung der weiteren Säuren ergibt sich die totale Alkalinität zu

$$TA = [HCO_3^-] + 2 [CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [H^+] \cdot [OH^-] . \quad (5.24)$$

Für die totale Alkalinität gilt nach [98] ein mittlerer Wert von 2300 $\mu\text{mol}/\text{kg}$; welcher für die weiteren Berechnungen verwendet wird.

Ist der DIC-Wert sowie der pH-Wert bekannt, lassen sich die Konzentrationen an Kohlenstoffdioxid, Hydrogencarbonat und Carbonat im Meerwasser mit den folgenden Gleichungen bestimmen

$$[CO_2] = \frac{DIC}{\left(1 + \frac{k_1}{[H^+]} + \frac{k_1 \cdot k_2}{[H^+]^2} \right)} \quad (5.25)$$

$$[HCO_3^-] = \frac{DIC}{\left(1 + \frac{[H^+]}{k_1} + \frac{k_2}{[H^+]} \right)} \quad (5.26)$$

$$[CO_3^{2-}] = \frac{DIC}{\left(1 + \frac{[H^+]}{k_2} + \frac{[H^+]^2}{k_1 \cdot k_2} \right)} . \quad (5.27)$$

Die Konzentration der Wasserstoffione $[H^+]$ lässt sich aus dem pH-Wert bestimmen. Dieser wird wie folgt ausgedrückt

$$pH = -\log([H^+]) . \quad (5.28)$$

Die Weltmeere besitzen nach [32] aktuell einen pH-Wert von 8,1. Damit ergibt sich eine Konzentration der Wasserstoffionen nach Gleichung (5.28) von $7,9 \cdot 10^{-9} \text{ mol/l}$. Die Konzentration an Kohlenstoffdioxid (CO_2), Hydrogencarbonat (HCO_3^-) und Carbonat (CO_3^{2-}) im Meerwasser wurde nach den Gleichungen (5.25) bis (5.27) bestimmt. In der Abbildung 5.4 ist die Konzentration an Kohlenstoffdioxid (CO_2), Hydrogencarbonat (HCO_3^-) und Carbonat (CO_3^{2-}) in Abhängigkeit vom pH-Wert bei einer Temperatur von 15°C und einem Salzgehalt von $35 \text{ gSalz/kgMeerwasser}$ dargestellt.

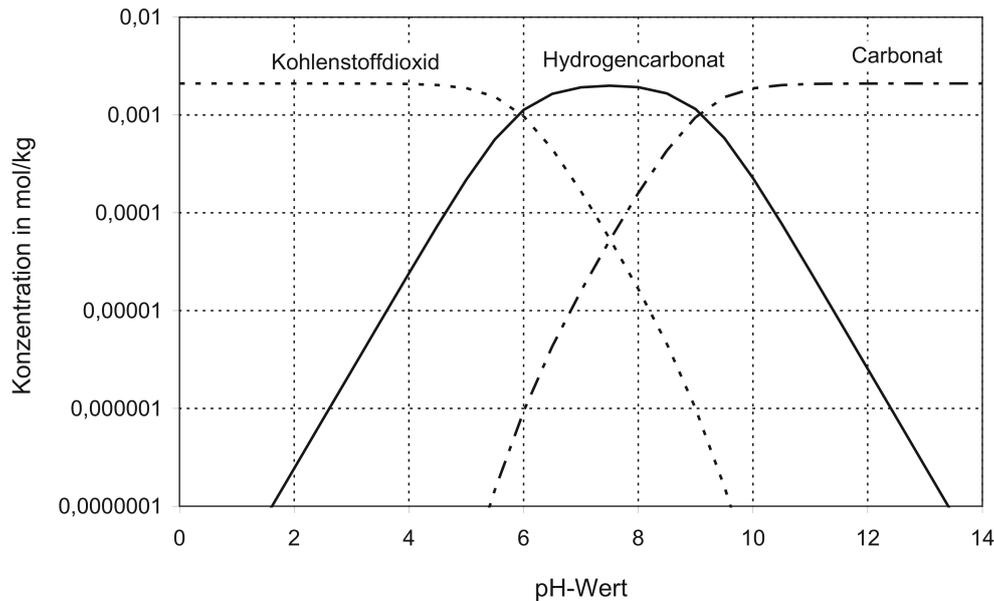


Abbildung 5.4: Existenzbereiche des Carbonatsystems in Abhängigkeit vom pH-Wert

Es wird deutlich, dass das Kohlenstoffdioxid überwiegend bei niedrigen pH-Werten (0-4) existiert und ab einem pH-Wert von 4 die Konzentration rasch abnimmt. Die Konzentration des Hydrogencarbonats hat bei einem pH-Wert 8 ein Maximum; sinkt dann aber ab, während die Konzentration an Carbonat bei höheren pH-Werten ansteigt. Bei einem pH-Wert von 8,1 ergeben sich folgende Konzentrationen: $[\text{CO}_2] = 13 \mu\text{mol/kg}$, $[\text{HCO}_3^-] = 1890 \mu\text{mol/kg}$ und $[\text{CO}_3^{2-}] = 197 \mu\text{mol/kg}$. Demnach beträgt das Verhältnis der dissoziierten Spezies zueinander $[\text{CO}_2] : [\text{HCO}_3^-] : [\text{CO}_3^{2-}] \approx 1\% : 90\% : 9\%$. Daraus wird ersichtlich, dass das Gleichgewicht mit 90 % deutlich beim Hydrogencarbonat liegt.

Aus den vorherigen Berechnungen geht hervor, dass im Meerwasser etwa $13 \mu\text{mol/kg}$ gelöstes Kohlenstoffdioxid vorliegt. Umgerechnet entspricht dies einer Konzentration von $2,3 \cdot 10^{-7} \text{ mol}_{\text{CO}_2} / \text{mol}_{\text{H}_2\text{O}}$.

5.3 CO₂-Massenfluss zwischen Atmosphäre und Ozeane

Der Massenfluss des Kohlenstoffdioxids in die Weltmeere wird zum einen durch den Konzentrationsunterschied zwischen Grenzfläche und Gleichgewicht und zum anderen durch die Geschwindigkeit des Stoffübergangs bestimmt. Für den in die Ozeane übergehenden Massenstrom gilt

$$\dot{M}_{CO_2} = A_{Ozean} \cdot \beta_{CO_2,l} \cdot \rho_{H_2O} \cdot \tilde{M}_{CO_2} / \tilde{M}_{H_2O} \cdot (c_{CO_2,\delta} - c_{CO_2}) . \quad (5.29)$$

Die Konzentration an der Phasengrenze lässt sich entsprechend des Henry-Gesetzes nach Gl.(5.8) ersetzen und somit folgt für den Massenstrom von Kohlenstoffdioxid in die Weltmeere

$$\dot{M}_{CO_2} = A_{Ozean} \cdot \beta_{CO_2,l} \cdot \rho_{H_2O} \cdot \tilde{M}_{CO_2} / \tilde{M}_{H_2O} \cdot \left(\frac{p_{CO_2}}{H_e} - c_{CO_2} \right) . \quad (5.30)$$

Hierin ist A_{Ozean} die Oberfläche der Ozeane, die in etwa 2/3 der gesamten Erdoberfläche beträgt. Die Gleichgewichtskonzentration c_{CO_2} im Ozean ist aufgrund der sofortigen Umsetzung des Kohlendioxids in Hydrogencarbonat sehr gering und kann daher mit Null angenommen werden.

Der aktuelle Gehalt des Kohlenstoffdioxids in der Atmosphäre beträgt 389 ppm. Nach [69] beträgt die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Meerwasser 0,55. Daraus ergibt sich ein Henrykoeffizient von 2415 *bar mol_{H₂O}/mol_{CO₂}*. Dementsprechend folgt für den Kohlenstoffdioxidfluss in den Ozean $\dot{M}_{CO_2} = 7,5 \text{ Gt}_{CO_2}/a$ und für den Kohlenstofffluss $\dot{M}_C = 2,04 \text{ Gt}_C/a$.

Nach dem 4. Sachstandsbericht des IPCC [38] beträgt der Kohlenstofffluss in den Ozean jährlich $2,2 \pm 0,5 \text{ Gt}$ und nach dem Global-Carbon-Project 2010 rund $2,3 \pm 0,4 \text{ Gt}$. Somit liegt der mit dem einfachen Stoffübergangsmodell berechnete Wert für den Kohlenstofffluss in dieser Größenordnung.

5.4 Reaktion der Ozeane auf eine Änderung der CO₂-Konzentration

Im Folgenden werden Voraussagen über die Reaktion der Ozeane bei einer Veränderung der atmosphärischen Konzentration an CO₂ getroffen. Steigt der Gehalt an Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre an, werden infolgedessen die Ozeane mehr CO₂ aufnehmen. Das Kohlenstoffdioxid wird im Meerwasser gemäß der Reaktionsgleichung (5.14) reagieren. Die bei der Reaktion entstehenden Wasserstoffprotonen

5 Stoffübergang von Kohlenstoffdioxid in die Weltmeere

bzw. Oxoniumionen fungieren als Säure und verringern somit den pH-Wert des Meerwassers.

In der Abbildung 5.5 ist der pH-Wert der Weltmeere in Abhängigkeit von der Konzentration an gelösten CO_2 dargestellt. Es wird deutlich, dass der pH-Wert sinkt, wenn mehr Kohlenstoffdioxid im Meerwasser gelöst wird. Verdoppelt sich die Konzentration des gelösten Kohlenstoffdioxids von aktuell 13 auf $26 \mu\text{mol/kg}$ beträgt der pH-Wert nur noch 7,8. Somit verschiebt sich der pH-Wert zunehmend in die Richtung des sauren Bereichs. Demnach kann eine weitere Zunahme des CO_2 -Gehaltes in der Atmosphäre zu einer Versauerung der Meere führen.

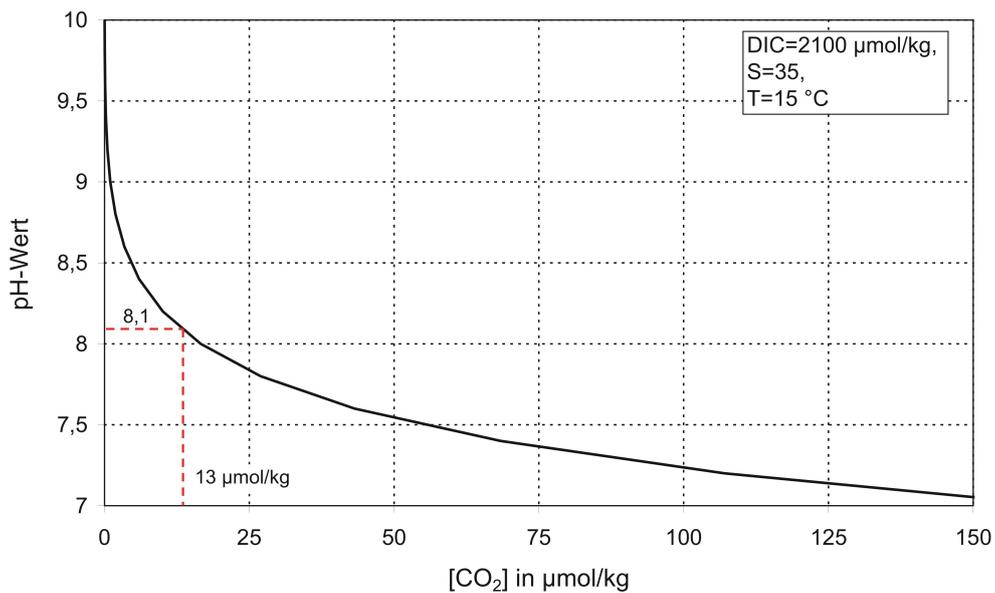


Abbildung 5.5: pH-Wert in Abhängigkeit von der Konzentration an gelösten CO_2

Ein Anstieg der Erdoberflächentemperatur resultiert ebenfalls in einer Zunahme der Oberflächentemperatur der Ozeane. Im wärmeren Wasser lässt sich weniger Kohlenstoffdioxid lösen. In der Abbildung 5.6 ist die gelöste Menge an Kohlenstoffdioxid im Ozean in Abhängigkeit von der Temperatur des Meerwassers zu sehen. Es wird deutlich, dass bei einer Zunahme der Meerwassertemperatur die Löslichkeit an Kohlenstoffdioxid abnimmt. Demnach können die Ozeane bei einem Temperaturanstieg nur noch weniger CO_2 aufnehmen. Infolgedessen verbleibt mehr Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre. Dies führt wiederum zu einem weiteren Anstieg der Temperatur.

5 Stoffübergang von Kohlenstoffdioxid in die Weltmeere

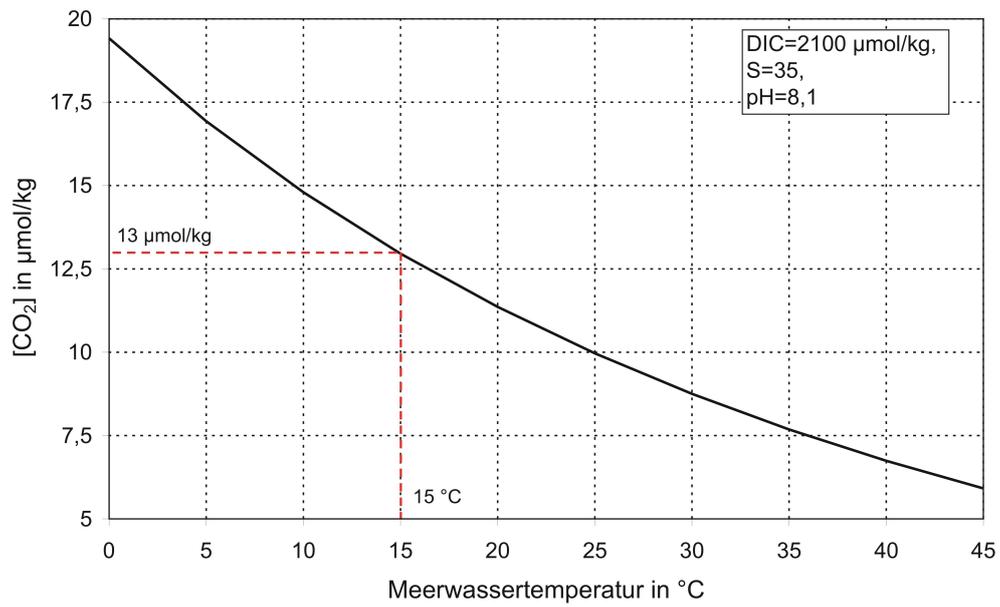


Abbildung 5.6: Konzentration an gelösten CO₂ in Abhängigkeit von der Temperatur

6 Entwicklung der Erderwärmung

6.1 Rückblick in die Vergangenheit

Die heutigen Wissenschaftler sind in der Lage, den Temperaturverlauf sowie die Entwicklung der Kohlenstoffdioxidemissionen der Vergangenheit zu rekonstruieren. Dazu werden Informationen aus Eisschilden Grönlands und der Antarktis gewonnen. Die oberen Schichten der Eisschilde stellen Ablagerungen aus der jüngeren Zeit dar, während die tieferen Schichten bis zu zehntausend Jahre alt sein können. Zur Analyse werden entsprechende Eisbohrungen durchgeführt. Die erzeugten Eisbohrkerne werden anschließend untersucht. In dem Eis sind Luftblasen eingeschlossen, deren Zusammensetzung Rückschlüsse auf den Zustand der Atmosphäre zu dieser Zeit zulassen. Des Weiteren werden Daten aus der Analyse des Eises gewonnen. Dazu wird eine Sauerstoffisotopenmessung durchgeführt. Dabei wird das Mengenverhältnis der Isotopen ^{18}O und ^{16}O gemessen. Dieses Verhältnis ist abhängig von dem Verdunstungs- und Kondensationsprozess in den Wolken. Bei der Verdunstung des Wassers gelangt das leichtere ^{16}O Isotop viel einfacher in die Atmosphäre als das schwerere ^{18}O . Bei der Kondensation werden die beiden Sauerstoffisotope getrennt; diese Trennung ist von der vorherrschenden Temperatur abhängig. Infolgedessen lässt sich aus dem Mengenverhältnis der Isotopen Aussagen zur Temperatur machen. Mit Hilfe der Eisbohrkerne lässt sich das Klima bis zu 200000 Jahre zurück rekonstruieren [34]. Daten die bis zu einer Million Jahre zurückreichen, werden aus marinen Sedimenten gewonnen.

In der Abbildung 6.1 ist die rekonstruierte Mitteltemperatur der Erde der letzten 10000 Jahre dargestellt. Es wird deutlich, dass sich nach dem Ende der Eiszeit immer wieder warme und kalte Phasen abwechselten. Beim Betrachten der letzten 1000 Jahre wird sichtbar, dass sich die Erde zunächst in der mittelalterlichen Warmphase (1100 bis 1300) befand. Auf diese Warmphase folgte dann ab 1400 die "Kleine Eiszeit", welche die jüngste Phase deutlicher Abkühlung kennzeichnet. Ab 1850 stieg die Temperatur wieder an und charakterisiert somit den Übergang zur modernen Warmephase, in der wir uns momentan befinden. Nach [86] unterliegt der Wechsel von Kalt- und Warmphasen dem 1000-Jahres-Zyklus der Sonne und lief daher synchron mit der Sonnenaktivität. In der mittelalterlichen Warmphase hatte der Zyklus folglich ein Strahlungsmaximum mit anschließendem Minimum in der Phase der "Kleinen Eiszeit". Schlussfolgernd kann demnach die Klimaerwärmung, die seit 1850 zu verzeichnen ist, zum Teil auf den natürlichen Zyklus der Sonne beruhen.

6 Entwicklung der Erderwärmung

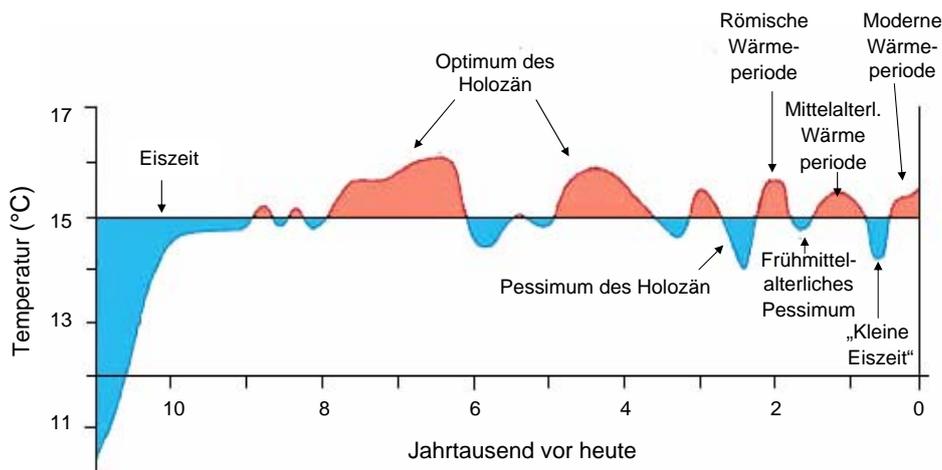


Abbildung 6.1: Nordhemisphären Mitteltemperatur der letzten 10000 Jahre nach [74, 86]

Seit etwa 150 Jahren ist es möglich, die Temperatur zu messen. In der Abbildung 6.2 ist die Entwicklung der globalen Erdtemperatur seit 1880 dargestellt. Es wird deutlich, dass sich die globale Temperatur der Erde in dem dargestellten Zeitraum um $0,8\text{ °C}$ erhöht hat. Diese Temperaturerhöhung unterteilte sich in mehrere Abschnitte und verlief somit nicht kontinuierlich. Von 1880 bis 1910 lag die globale Temperatur der Erde mit $0,08\text{ °C}$ bis $0,39\text{ °C}$ unter der Durchschnittstemperatur. Ab dem Jahr 1910 stieg die Temperatur der Erde an. Dieser Temperaturanstieg hielt über die nächsten 35 Jahre an, wodurch die globale Erdtemperatur um $0,2\text{ °C}$ (1944) über dem Mittelwert anstieg. In den darauf folgenden Jahren schloss sich eine Phase der Abkühlung an. Die globale Durchschnittstemperatur fiel leicht ab und stagnierte bis etwa 1977. Im Anschluss vollzog sich eine weitere Erwärmungsphase, in welcher die Durchschnittstemperatur nochmals um $0,5\text{ °C}$ anstieg.

Beim genauen Betrachten der Temperaturverlaufskurve in Abbildung 6.2 wird sichtbar, dass es innerhalb der einzelnen Perioden zu einigen Wärme- wie auch Kältespitzen kam. Diese resultieren aus natürlichen Klimaschwankungen. Ein Ereignis, welches zu einer plötzlichen Zunahme der globalen Temperatur führt, wird als El Niño-Phänomen bezeichnet. Dies tritt meist zur Weihnachtszeit auf, woher es auch seinen Namen hat, El Niño („das Kind“, konkreter „das Christuskind“). Unter normalen Bedingungen strömt das warme Oberflächenwasser von der südamerikanischen Pazifikküste Richtung Westen. Alle zwei bis sieben Jahre kehrt sich die Luftströmung und infolgedessen die Meereströmung um. Die Folge ist eine starke Erwärmung der oberen Wasserschichten im Pazifik vor der Küste Südamerikas, die große Gebiete der Erde beeinflusst. Das Gegenstück zum El Niño ist das La Niña („das Mädchen“), dies führt zu einer Abkühlung der globalen Temperatur. Ein weiteres Ereignis, was zu einer Kältephase führen kann, sind Vulkanausbrüche. Bei

6 Entwicklung der Erderwärmung

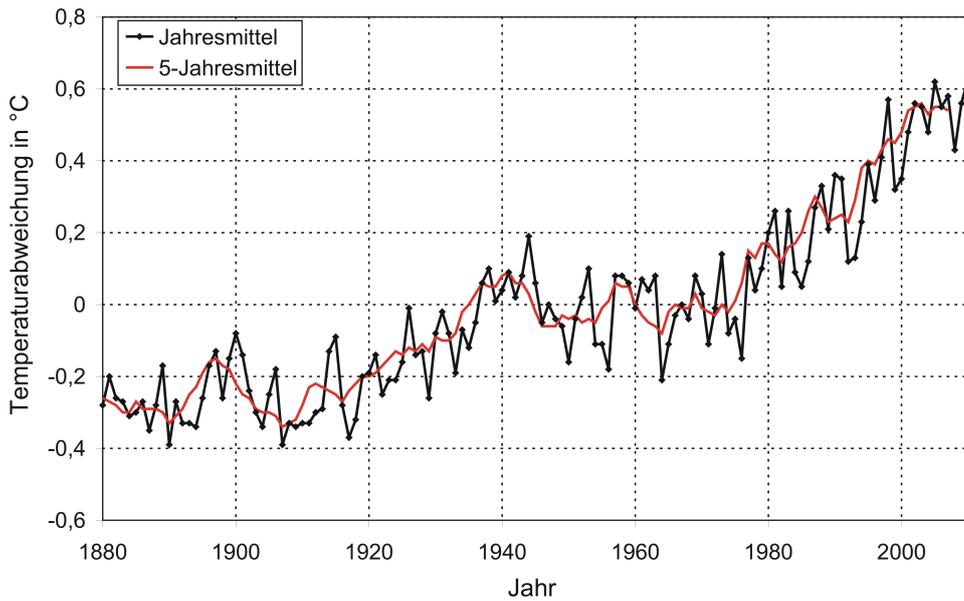


Abbildung 6.2: Temperaturanomalie seit 1880 (<http://data.giss.nasa.gov/>)

einem Vulkanausbruch werden große Mengen an Staub in die obere Atmosphäre eingebracht. Durch den Jetstream werden die Staubpartikel über den gesamten Erdball verteilt, wo sie einen Teil von der Sonnenstrahlung absorbieren und somit zu einer globalen Abkühlung von $0,2\text{ °C}$ bis sogar 5 °C führen können.

Was auch immer zu einer Zunahme der globalen Erdtemperatur führte, Kohlenstoffdioxid hat sicherlich einen gewissen Anteil dazu beigetragen. In der Abbildung 6.3 ist die Entwicklung des CO_2 -Gehaltes in der Atmosphäre seit der Industrialisierung zu sehen. Die Daten zwischen 1850 und 1950 resultieren aus den Untersuchungen der Eisbohrkerne [63]. Während dieser Zeit stieg der Gehalt an Kohlendioxid lediglich um 25 ppm an. Seit 1958 wird in der Messstation Mauna Loa auf Hawaii der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre kontinuierlich gemessen. Mit den aufgezeichneten Daten ist es möglich, den Verlauf der Kohlendioxidkonzentration zu dokumentieren [83]. Innerhalb der folgenden 50 Jahre erhöhte sich der CO_2 -Gehalt aufgrund des Fortschreitens der Industrialisierung um weitere 76 ppm. Demnach stieg die Konzentration von Kohlenstoffdioxid von 280 ppm vor der Industrialisierung auf aktuell 389 ppm an. In Zukunft wird die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre weiter ansteigen.

6 Entwicklung der Erderwärmung

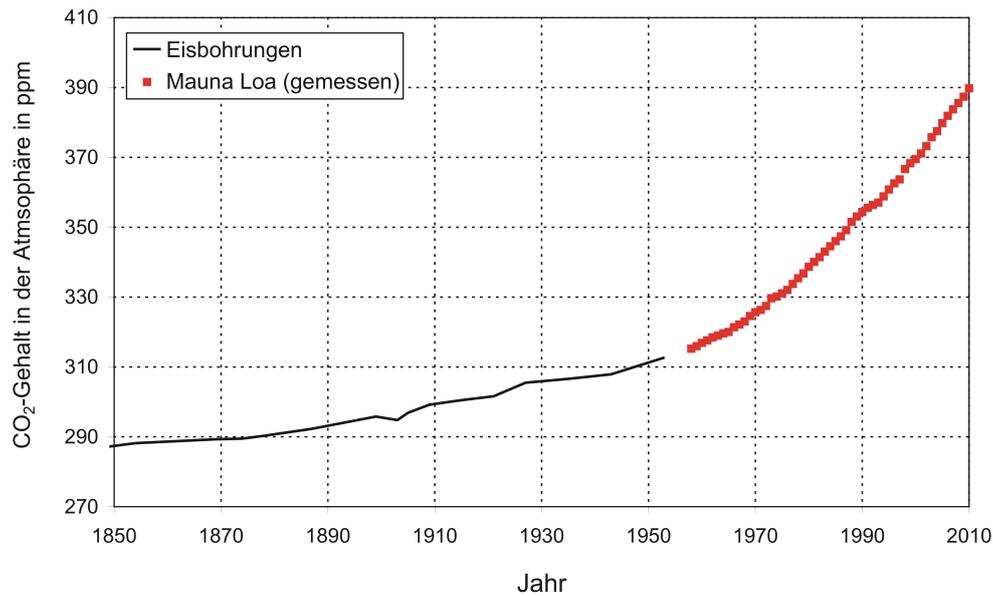


Abbildung 6.3: CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre

Auf Grundlage der bekannten Entwicklung der Kohlenstoffdioxidkonzentration in der Atmosphäre kann der Verlauf der Erdtemperatur in der Vergangenheit berechnet werden. Dazu wird das in dieser Arbeit dargestellte Modell verwendet. In der Abbildung 6.4 ist der berechnete Temperaturverlauf der Erde zu sehen. Es wird deutlich, dass nach diesen Berechnungen die Erdtemperatur von 1880 bis 2010 um $0,32\text{ °C}$ anstieg. Nach der gemessenen Temperaturentwicklung in Abbildung 6.2 ergab sich jedoch ein Anstieg für diesen Zeitraum von $0,8\text{ °C}$. Dieser Anstieg ist wesentlich höher. Wird das Jahr 1880 betrachtet, lässt sich feststellen, dass sich für die gemessene wie auch für die berechnete Temperatur eine Abweichung vom Mittelwert von etwa $-0,2\text{ °C}$ ergibt. Im Jahr 2010 dagegen liegt die Temperaturabweichung der berechneten Erdtemperatur bei $+0,11\text{ °C}$ und für die gemessene bei $+0,6\text{ °C}$. Daraus resultiert eine Differenz von rund $0,5\text{ °C}$. Demnach ist die Temperatur der Erde in diesem Zeitraum erheblich mehr angestiegen, als mit dem Modell berechnet wurde. Die berechnete Erdtemperatur ergibt sich ausschließlich aus einer Erhöhung der Kohlenstoffdioxidkonzentration in der Atmosphäre. Eine Anzahl weiterer Faktoren trug möglicherweise zu einer stärkeren Temperaturerhöhung bei. Welche Parameter das waren, und in welchem Maß diese die Erdtemperatur beeinflussten, lässt sich schwer abschätzen. Einflüsse von Rückkopplungen, natürliche Klimaschwankungen oder auch die Sonnenaktivität haben vermutlich einen Beitrag zur Temperaturerhöhung geleistet.

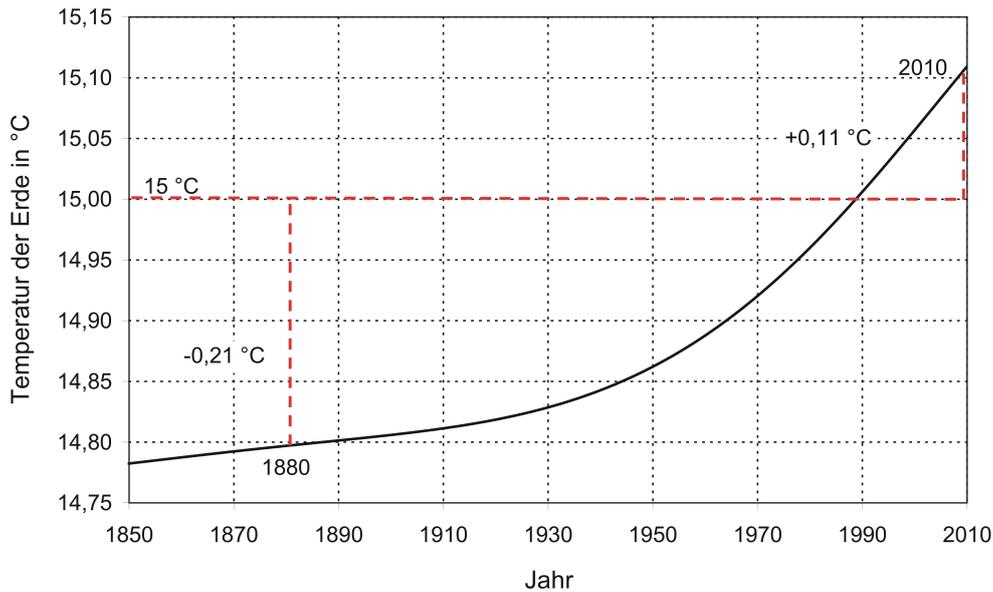


Abbildung 6.4: Temperatur der Erde in der Vergangenheit

6.2 CO₂-Emissionen in der Atmosphäre

6.2.1 Quellen und Senken von Kohlendioxidemissionen

Kohlenstoffdioxidemissionen entstehen hauptsächlich durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe wie Kohle, Öl oder Gas. Der weltweite Verbrauch an fossilen Brennstoffen ist in der Abbildung 6.5 zu sehen. Es wird deutlich, dass ein kontinuierlicher Anstieg des Energieverbrauchs zu verzeichnen ist. Seit 1990 hat sich der Energieverbrauch um den Faktor 1,5 erhöht, was eine Zunahme von ungefähr 43 % entspricht. Im Jahr 1990 hat Öl mit 45 % den größten Anteil am Energieverbrauch. Dieser Anteil verringert sich über die folgenden Jahre stetig auf 41 % im Jahr 2010. Dementsprechend stieg der Anteil des Gases innerhalb der 20 Jahre von 23 auf 26 % an. Der Anteil der Kohle lag im Durchschnitt bei 31 %. Weltweit werden durchschnittlich etwa 20 % der erzeugten Primärenergie für Transportzwecke und 40 % für die Industrie aufgewendet. Die restlichen 40 % verteilen sich auf den gewerblichen und privaten Bereich [34].

Die durch die Verwendung der fossilen Brennstoffe resultierenden Kohlenstoffdioxidemissionen sind in der Abbildung 6.6 dargestellt. Für einen Zeitraum von 20 Jahren ist die Entwicklung der globalen energiebedingten Kohlenstoffdioxidemissionen zu sehen. Es wird deutlich, dass die CO₂-Emissionen innerhalb dieser Zeit von etwa 23 auf 33 Gt angestiegen sind. Das entspricht einer Zunahme von rund 43 %. Im Jahr 2010 betragen die Kohlendioxidemissionen weltweit rund 33 Gt; davon produzierte Deutschland 830 Mt [9].

6 Entwicklung der Erderwärmung

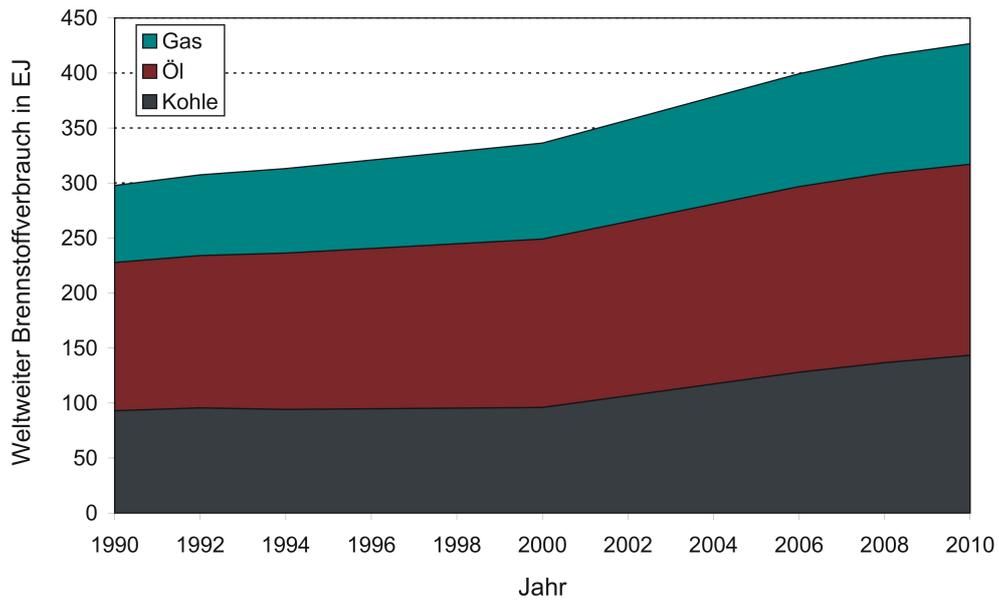


Abbildung 6.5: Entwicklung des weltweiten Energieverbrauches

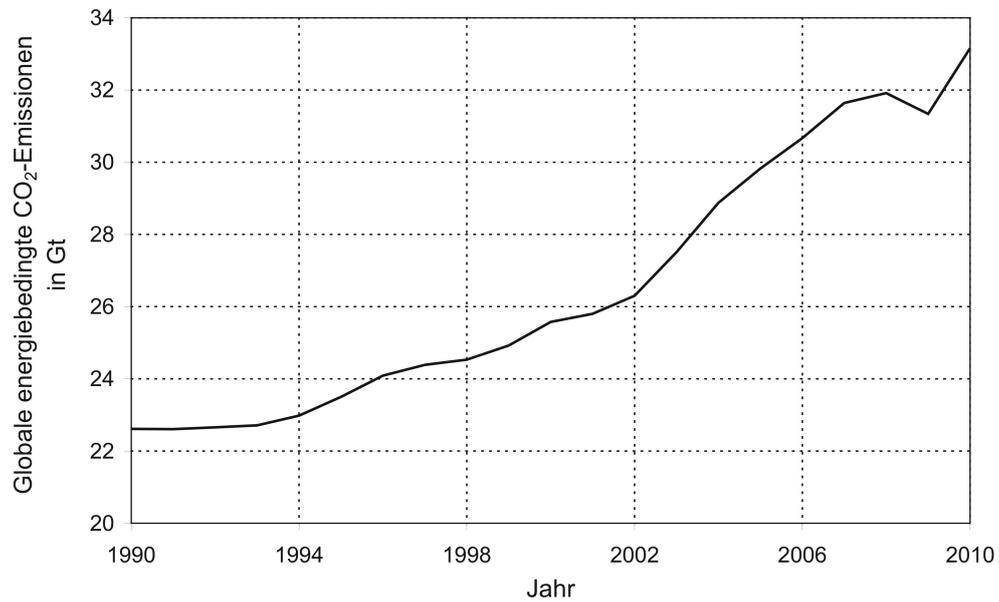


Abbildung 6.6: Energiebedingte Kohlenstoffdioxidemissionen weltweit

Eine weitere Quelle für Kohlenstoffdioxidemissionen stellt die Rodung der tropischen Regenwälder dar. Dabei werden große Flächen entwaldet, um sie anschließend landwirtschaftlich nutzen zu können. Bei der Verrottung bzw. Verbrennung der Bäume wird das zuvor gespeicherte Kohlenstoffdioxid freigesetzt. Der Anteil der Rodung an den anthropogenen Kohlenstoffdioxidemissionen beträgt nach [95] 12 %.

Den Kohlenstoffdioxidquellen stehen entsprechende Senken gegenüber. Demzufolge verbleiben nicht alle eingebrachten CO_2 -Emissionen in der Atmosphäre. Ein Teil dieser Emissionen wird von den Pflanzen zur Fotosynthese aufgenommen. Ein weiterer Teil des Kohlenstoffdioxids gelangt über den Stoffaustausch in die Ozeane (Kap. 5), wo es über Jahrzehnte gebunden ist.

6.2.2 Massenbilanz von Kohlendioxid in der Atmosphäre

Der Anstieg der Kohlenstoffdioxidemissionen in der Atmosphäre entsteht hauptsächlich durch die Verbrennung fossiler Energieträger. Für die zeitliche Änderung der in der Atmosphäre gespeicherten Masse gilt

$$\frac{dM_{CO_2}^{Luft}}{dt} = \dot{M}_{CO_2}^E(t) , \quad (6.1)$$

wobei die zusätzliche Senke in Gl.(6.1) zunächst nicht mitberücksichtigt ist. $\dot{M}_{CO_2}^E$ stellt den energiebedingten Massenstrom an CO_2 in die Atmosphäre dar und $dM_{CO_2}^{Luft}$ beschreibt den Massenanteil von Kohlenstoffdioxid in der Luft.

Der Massenanteil des Kohlendioxids in der Luft lässt sich wie folgt bestimmen

$$M_{CO_2}^{Luft} = M^{Luft} \cdot X_{CO_2} \cdot \frac{\tilde{M}_{CO_2}}{\tilde{M}_{Luft}} . \quad (6.2)$$

Hierin sind M^{Luft} die Masse der Luft, X_{CO_2} die Volumenkonzentration von Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre und \tilde{M}_{Luft} sowie \tilde{M}_{CO_2} die Molmasse von Luft bzw. Kohlenstoffdioxid. Wird die Gl.(6.2) in die Gl.(6.1) eingesetzt und entsprechend umgestellt, ergibt sich für die Änderung des Kohlendioxidgehaltes in der Atmosphäre

$$\frac{dX_{CO_2}}{dt} = \frac{\dot{M}_{CO_2}^E(t)}{M^{Luft}} \cdot \frac{\tilde{M}_{Luft}}{\tilde{M}_{CO_2}} . \quad (6.3)$$

Die Masse der Atmosphäre lässt sich aus dem Kräftegleichgewicht zwischen Schwerkraft und Druckkraft ($F_g = F_p$) herleiten. Somit gilt für die Masse der Luft

$$M_{Luft} = \frac{p \cdot A}{g} = \frac{p \cdot \pi \cdot D_E^2}{g} = 5,3 \cdot 10^{18} \text{ kg} . \quad (6.4)$$

Der durch die Verbrennung fossiler Energieträger energiebedingte Massenstrom $\dot{M}_{CO_2}^E(t)$ lässt sich mit Hilfe der Gleichung (6.5) ermitteln

$$\dot{M}_{CO_2}^E(t) = E_{Kohle} \cdot x_{CO_2}^{Kohle} + E_{\ddot{O}l} \cdot x_{CO_2}^{\ddot{O}l} + E_{Gas} \cdot x_{CO_2}^{Gas} . \quad (6.5)$$

Demnach lässt sich der energiebedingte Massenstrom aus dem Energieverbrauch und der freigesetzten Menge an Kohlendioxid des jeweiligen Brennstoffes berechnen. Weltweit werden zur Energiegewinnung Braun- und Steinkohle eingesetzt. Werden kohlenstoffhaltige Verbindungen bei Vorhandensein einer ausreichenden Menge an Sauerstoff verbrannt, bildet sich Kohlendioxid nach folgender Reaktionsgleichung



Kohle enthält nicht nur Kohlenstoff, sondern auch flüchtige Bestandteile wie z. B. Wasserstoff und Sauerstoff. Je nach Art der Kohle variiert der Anteil an Wasserdampf und Sauerstoff. Für die folgenden Betrachtungen wurde von einem Kohlenstoffmassanteil von $0,9 \text{ kg}_C/\text{kg}_{Kohle}$ ausgegangen. Mit einem Heizwert von $29 \text{ MJ}/\text{kg}_{Kohle}$ sowie dem Molmassenverhältnis von $44/12 \text{ kg}_{CO_2}/\text{kg}_C$ lässt sich ein Kohlenstoffdioxidpotenzial für Kohle von $0,1 \text{ kg}_{CO_2}/\text{MJ}$ bestimmen.

Erdöl besteht im Durchschnitt aus 86 mass-% Kohlenstoff. Mit einem Heizwert von $42 \text{ MJ}/\text{kg}_{\ddot{O}l}$ und dem Molmassenverhältnis von $44/12 \text{ kg}_{CO_2}/\text{kg}_{\ddot{O}l}$ ergibt sich ein Kohlenstoffdioxidpotenzial für Öl von $0,075 \text{ kg}_{CO_2}/\text{MJ}$.

Erdgas besteht hauptsächlich aus Methan. Verbrennt Methan als wasserstoffhaltiger Brennstoff vollständig, ergibt sich für den Umsetzungsprozess die Gleichung



Aus dieser Verbrennungsgleichung wird deutlich, dass sich ein Molmassenverhältnis von $44/16 \text{ kg}_{CO_2}/\text{kg}_{CH_4}$ und ein Kohlendioxidpotenzial von $0,05 \text{ kg}_{CO_2}/\text{MJ}$ ergibt. Demnach entstehen bei der Verbrennung von Gas nur etwa die Hälfte an Kohlendioxidemissionen pro einem Megajoule im Vergleich zur Kohle.

Mit den bekannten Energieverbräuchen der einzelnen fossilen Brennstoffe und dem entsprechenden CO_2 -Potenzial wird der Massenstrom an Kohlenstoffdioxid in die Atmosphäre nach Gl.(6.5) berechnet. Die jährliche Zunahme des Kohlenstoffdioxidgehaltes in der Atmosphäre lässt sich anschließend mit der Gl.(6.3) bestimmen. Der jährliche Anstieg der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre ist in der Abbildung 6.7 dargestellt. Des Weiteren ist die vom National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory (NOAA/ESRL) [83] gemessene Anstiegsrate von CO_2 aufgezeigt. Es wird deutlich, dass die gemessene Änderung immer kleiner ist als die Berechnete. Demnach verbleibt nicht das gesamte eingebrachte Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre. Ein gewisser Teil der Kohlenstoffdioxidemissionen wird von zusätzlichen Senken (Biosphäre, Ozeane) aufgenommen. Im Durchschnitt verbleiben in etwa 50 % der Kohlenstoffdioxidemissionen in der Atmosphäre. Ebenso wird sichtbar, dass die gemessene Anstiegsrate starke Schwankungen aufweist. Die durchschnittliche Rate beträgt 1,7 ppm/a.

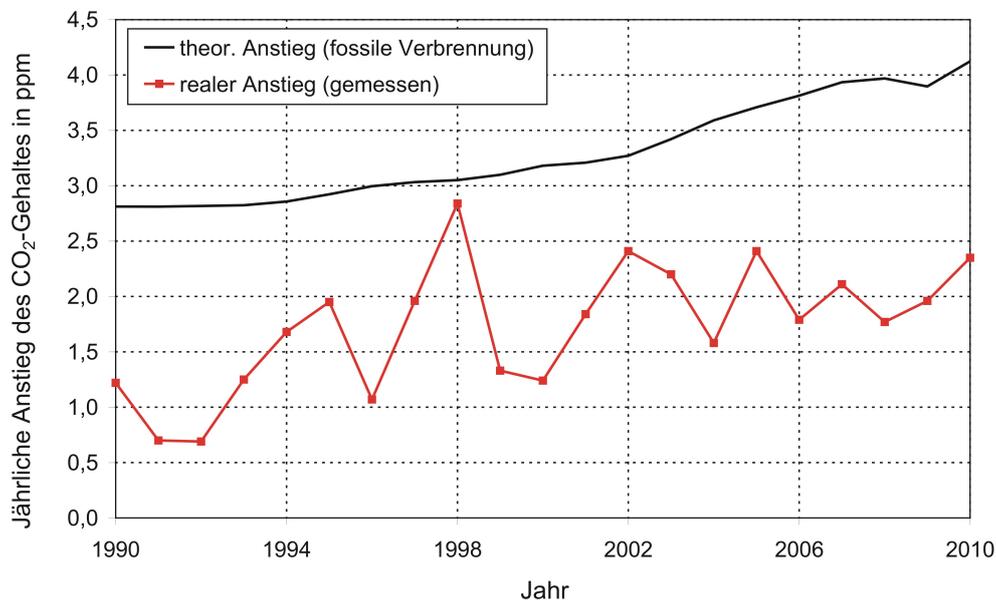


Abbildung 6.7: Jährliche Änderung des CO_2 -Gehaltes in der Atmosphäre

6.3 Zukünftige Entwicklungstrends

6.3.1 Fossiler Energieverbrauch

Um den zukünftigen Temperaturanstieg mit dem in Kapitel 4 vorgestellten Modell berechnen zu können, muss die Entwicklung der Kohlenstoffdioxidemissionen in der Zukunft bekannt sein. Diese lassen sich aus dem Energieverbrauch ermitteln.

Für die Vorhersage des zukünftigen Energieverbrauches wurden drei Szenarien erstellt. Diese sind in der Abbildung 6.8 dargestellt. Das erste Szenario stellt den schlimmsten anzunehmenden Fall dar. Es wird angenommen, dass der Energieverbrauch weiterhin stark ansteigen wird und im Jahr 2050 einen Wert von 1210 EJ erreichen wird. Die Energie wird zu 80 % durch fossile Brennstoffe wie Kohle, Öl und Gas erzeugt. Anders verhält es sich beim Shell Szenario „Scramble“ [78]; hier wird von einem Anstieg im Energieverbrauch auf 880 EJ im Jahr 2050 ausgegangen. Im Greenpeace Szenario [26] steigt der Energieverbrauch im Unterschied zu den anderen beiden Szenarien nicht weiter an. Es wird in diesem Szenario von einer starken Verbesserung der Energieeffizienz und von einer langsameren sowie nachhaltigeren wirtschaftlichen Entwicklung nach 2030 ausgegangen. Des Weiteren werden 50 % des Energieverbrauches durch erneuerbare Energien erzeugt.

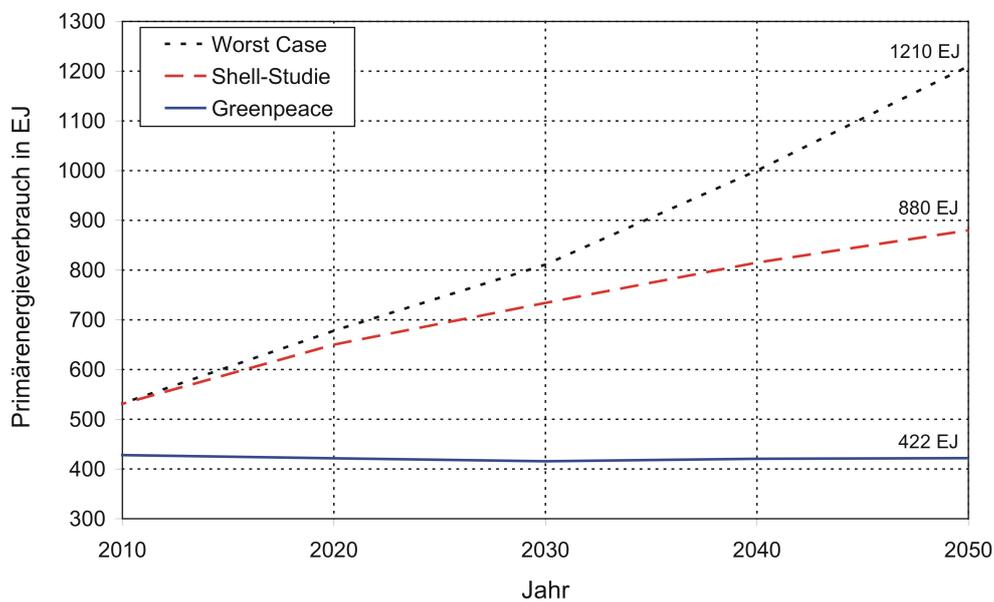


Abbildung 6.8: Zukünftige Entwicklung des Primärenergieverbrauches

6.3.2 CO₂-Gehalt in der Atmosphäre

Aus dem prognostizierten Energieverbrauch lässt sich die zukünftige Entwicklung der CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre berechnen. Unter der Annahme, dass 50 % der Kohlenstoffdioxidemissionen in der Atmosphäre verweilen, wurde für die drei Szenarien der CO₂-Gehalt bestimmt. Die Verläufe sind in der Abbildung 6.9 dargestellt. Zum Vergleich sind die Werte für die CO₂-Konzentrationen, die sich für das Jahr 2050 ergeben, in der Abbildung 6.9 eingetragen. Es wird deutlich, dass das Greenpeace Szenario mit 438 ppm die geringsten und das Worst Case

Szenario mit 544 ppm die höchsten CO₂-Konzentrationen aufzeigt. Des Weiteren wird sichtbar, dass bis zum Jahr 2050 der CO₂-Gehalt nicht auf 700 ppm ansteigen wird. Demnach wird sich der Gehalt an Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre bis dahin nicht von 350 auf 700 ppm verdoppeln.

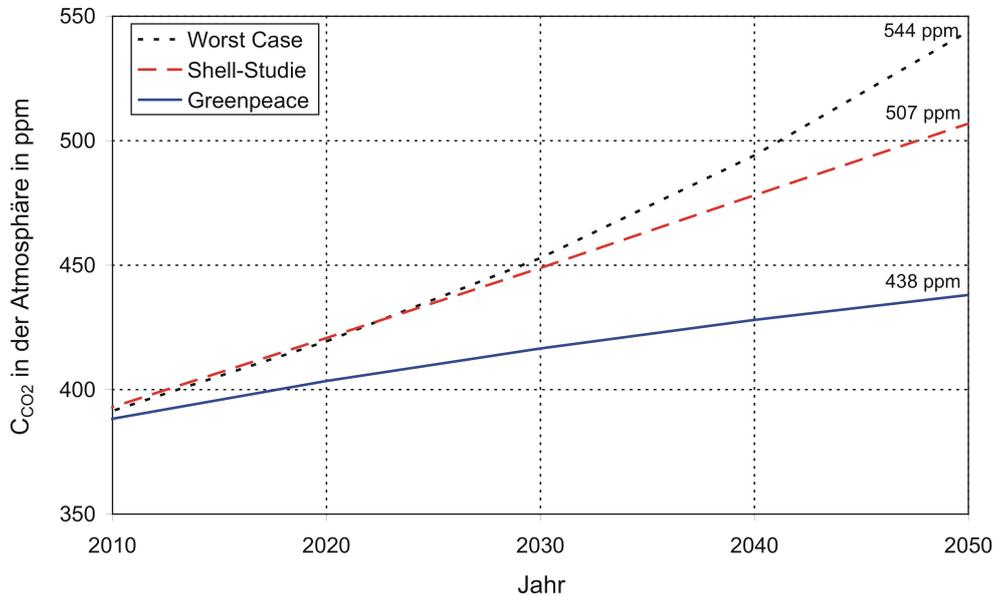


Abbildung 6.9: Zukünftige Entwicklung des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre

6.3.3 Temperaturanstieg der Erde

In einem letzten Schritt wurde aus dem CO₂-Gehalt die zukünftige Entwicklung der Erdtemperatur berechnet. Für die drei Szenarien ist der Verlauf der Temperaturerhöhung der Erde in der Abbildung 6.10 zu sehen. Nach dem Greenpeace Szenario ergibt sich für den Zeitraum von 2010 bis 2050 ein Anstieg der Erdtemperatur von gerade 0,19 Kelvin. Der größte Temperaturanstieg ist im Worst Case Szenario zu verzeichnen. Hier steigt die Temperatur bis zum Jahr 2050 um 0,34 °C an. Der in der Abbildung 6.10 dargestellte zukünftige Entwicklungstrend der Erdtemperatur ergibt sich ausschließlich durch den Anstieg der CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre. Es ist aber gut möglich, dass die Temperatur der Erde bis 2050 aufgrund anderer Einflussgrößen stärker ansteigen wird. Ursache kann eine höhere Sonnenaktivität oder eine Zunahme der Wasserdampfkonzentration in der Atmosphäre sein. Aber auch natürliche Klimaereignisse können zu einem höheren Temperaturanstieg führen.

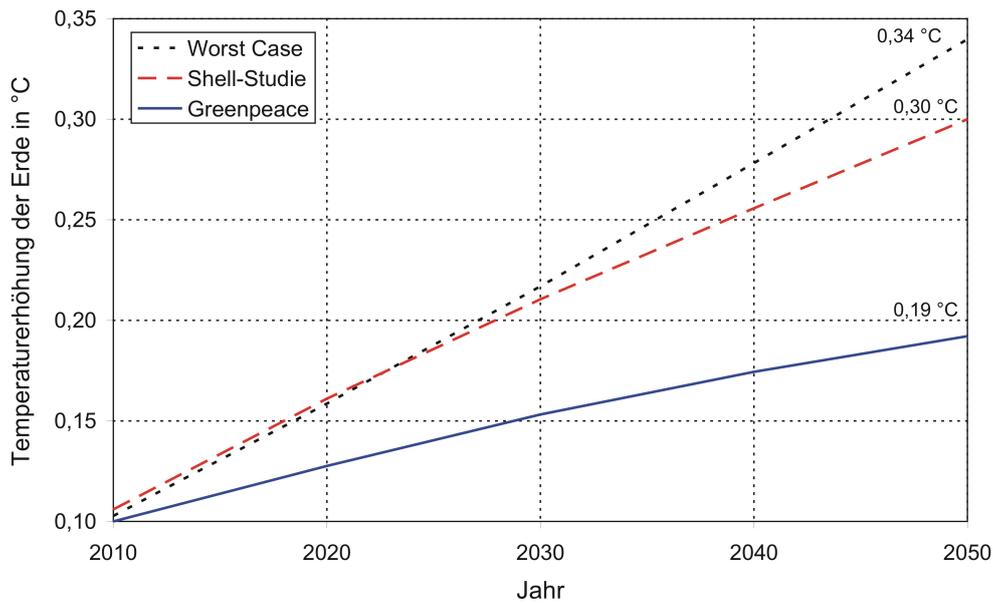


Abbildung 6.10: Zukünftige Entwicklung der Temperatur der Erde

6.4 Folgen des Temperaturanstiegs

Die Folgen eines Temperaturanstiegs vorherzusagen ist relativ schwierig, da zwar die Effekte bekannt sind, aber kein Wissen darüber vorliegt, wie diese Effekte zusammenspielen. Hinzu kommt, dass sich die Erdoberfläche nicht gleichmäßig erwärmt, da sich die Landflächen schneller aufheizen als die Wasserflächen. Daher sind die Auswirkungen eines Temperaturanstiegs der Erdoberfläche auf das Klimasystem äußerst komplex und können auf regionaler Ebene unterschiedlich ausgeprägt sein. Im Folgenden werden die Hauptfolgen der globalen Erwärmung kurz dargestellt.

Anstieg des Meeresspiegels

Die thermische Ausdehnung der Weltmeere und das Schmelzen der Eisschilde in Grönland kann zu einem Anstieg des Meeresspiegels führen. Aufgrund des Temperaturanstiegs der Atmosphäre werden sich die Ozeane erwärmen und infolgedessen expandieren. Die genaue Berechnung dieser Ausdehnung ist nicht so einfach, da nicht der gesamte Ozean gleich schnell seine Temperatur ändert. Die obere Deckschicht, die direkt mit der Atmosphäre in Kontakt steht, reagiert sofort auf einen Temperaturanstieg, während sich in den tiefen Bereichen des Ozeans die Temperatur überhaupt nicht ändert. Die thermische Ausdehnung ist stark von der Temperatur der Ozeane abhängig. Kaltes Wasser expandiert bei einer Tempera-

turerhöhung nicht so stark wie warmes Wasser. Mit der Gleichung (6.8) lässt sich der Anstieg des Meeresspiegels vereinfacht berechnen

$$\Delta H = H \cdot \beta(T) \cdot \Delta T . \quad (6.8)$$

Hierin ist ΔH der Meeresspiegelanstieg, H die Tiefe der Ozeane (3800 m) , β der thermische Ausdehnungskoeffizient von Wasser und ΔT die Änderung der Meerwassertemperatur. Bei der Berechnung des Meeresspiegelanstiegs mit Hilfe der Gl.(6.8) wird angenommen, dass die Wassertemperatur im Ozean einheitlich ist.

In der Abbildung 6.11 ist der Meeresspiegelanstieg bei einer Zunahme der Meerwassertemperatur dargestellt. Des Weiteren wird der Einfluss der Ausgangstemperatur der Ozeane veranschaulicht. Es wird deutlich, dass prinzipiell eine Zunahme der Meerwassertemperatur zu einem Anstieg des Meeresspiegels führt. Je höher hierbei die Temperatur des Ozeans ist, desto stärker ist der Anstieg. Nimmt die Temperatur des Meeres um einen Kelvin zu, bewirkt dies bei einer Meerwassertemperatur von 4,5 °C einen Meeresspiegelanstieg um 2,4 cm und bei 6 °C um 10 cm. Allein ein Temperaturunterschied von 1,5 °C resultiert in einem vierfach so großen Anstieg des Meeresspiegels.

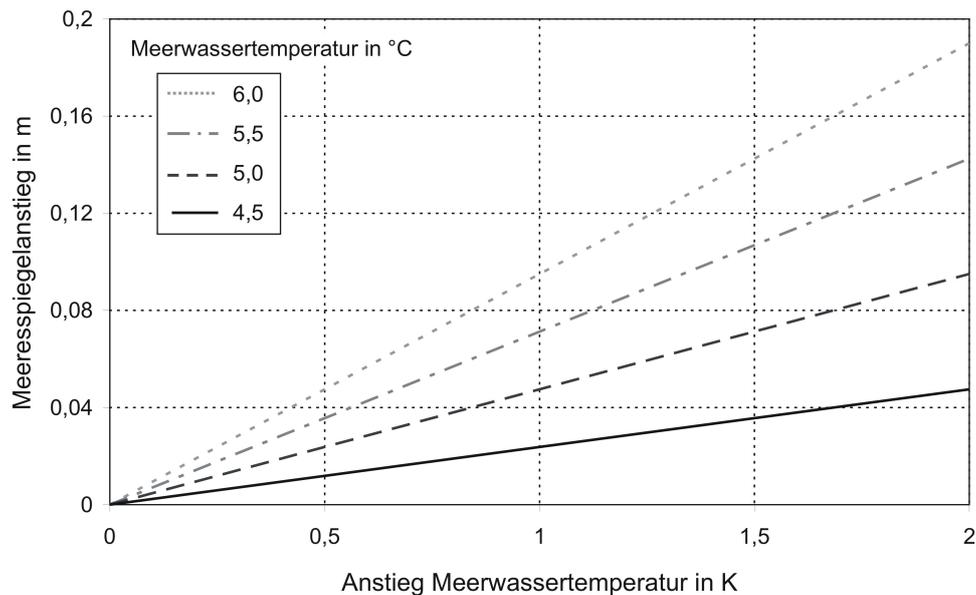


Abbildung 6.11: Thermische Ausdehnung der Ozeane

Aufgrund der thermischen Ausdehnung nimmt die Dichte des Meerwassers ab. Ebenso gelangt durch das Abschmelzen der Gletscher zusätzliches Süßwasser in die Mee-

re. Dies bewirkt eine weitere Verdünnung des Salzwassers. Durch die veränderte Dichte des Meerwassers ändern sich infolgedessen die Meeresströmungen. Forscher befürchten ein Abbrechen des Golfstromes, wodurch es zu starken Klimaänderungen kommen könnte.

Eine weitere Folge des Meeresspiegelanstiegs ist eine Zunahme von kurzen, aber heftigen Überschwemmungen an tief liegenden Küstengebieten. Bangladesch, die Niederlande und kleine flache Inseln im Pazifischen und Indischen Ozean, wie z.B. die Malediven, werden am meisten vom Meeresspiegelanstieg betroffen sein. Besonders schwerwiegend ist die Lage in Bangladesch, da es eines der ärmsten und am dichtesten besiedelsten Gebiete der Welt ist. Ein Anstieg des Meeresspiegels um 45 cm würde hier zu einem Verlust von 15.600 km² Land führen; 10-15 Millionen Menschen würden ihre Heimat verlieren [24].

Schmelzen der Gletscher, Polkappen und Permafrostböden

Infolge des Temperaturanstiegs der Erdoberfläche kommt es zu einem starken Rückgang der Gebirgsgletscher. Bis zum Jahr 2050 sollen die Gletscher der Nordhemisphäre durchschnittlich 60 % an Volumen verlieren [72]. Aber nicht nur die Inlandgletscher schmelzen, sondern auch die Eismassen im arktischen Ozean am Nordpol. Dies führt aber zu keinem weiteren Anstieg des Meeresspiegels. Das Antarktische Eis liegt mit seinen Temperaturen deutlich unter dem Gefrierpunkt, so dass ein Anstieg der Erdtemperatur nicht zu einem Schmelzen führen wird. Des Weiteren kommt es zum Tauen der Permafrostböden. Infolgedessen wird dass in den Böden gebundene Methan freigesetzt; was wiederum als wirksames Treibhausgas zu einer weiteren Erwärmung führt.

Wetterextreme

Ein Anstieg der Erdtemperatur führt zu einer Veränderung in der Menge und Verteilung der Niederschläge. Durch die Veränderung der Niederschlagsverteilung kann es in vielen Gebieten zur Wasserknappheit kommen. Besonders betroffen sind hierbei Asien und Lateinamerika aber auch Australien sowie Neuseeland.

In Europa wird es häufiger zu Hitzewellen oder Starkregen mit Überschwemmungen und Hochwasser kommen. In Amerika werden Wirbelstürme (Hurrikane) stärker und häufiger auftreten. Insbesondere die Küstengebiete von Australien, Neuseeland und Afrika sind besonders gefährdet für Stürme und Überschwemmungen.

Auswirkungen auf die Landwirtschaft

Was in welcher Region angebaut werden kann, hängt stark von den klimatischen Bedingungen ab. Insbesondere die Temperatur und die Niederschläge haben einen entscheidenden Einfluss darauf, welche Anbauprodukte unter idealen Bedingungen

gute Erträge liefern. Verändern sich die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse kann es zu erheblichen Ernteverlusten kommen. Besonders betroffen ist Afrika, wo sinkende Ernteerträge zu mehr Hungersnöten führen. Zusätzlich sind große Teile der Anbauflächen durch Winderosionen gefährdet. In manchen Regionen dagegen ergeben sich aufgrund des Temperaturanstiegs bessere Anbaubedingungen. Die Reife- und Wachstumsbedingungen des Weinanbaus in Deutschland werden sich voraussichtlich verbessern.

Krankheiten

Die Erderwärmung hat ebenfalls Auswirkungen auf die Gesundheit der Menschen. Der Mensch ist zwar in der Lage sich an gewisse Änderungen anzupassen, aber extreme Wechsel in den klimatischen Bedingungen führen zu schwerwiegenden gesundheitlichen Folgen. Insbesondere durch die Zunahme von Hitzewellen wird es zu einer erhöhten Sterblichkeit kommen. Ältere wie auch bereits gesundheitlich vorbelastete Menschen haben große Schwierigkeiten den hohen Temperaturen gewachsen zu sein. Weiterhin kommt es aufgrund der höheren Temperaturen zu einer verstärkten Ausbreitung von Krankheiten. Krankheitserreger entwickeln sich meist unter wärmeren Bedingungen besser und führen so zu einer erhöhten Ansteckung. Ein Beispiel dafür ist die Stechmücke, die Malaria überträgt. Im Gegensatz zu den Hitzewellen wird es immer weniger Kältewellen geben und so wird die Zahl der Kältetoten sinken.

Die zukünftigen Auswirkungen der globalen Erwärmung lassen sich nur schwierig einschätzen. Daher sollten Lösungsansätze zur Reduktion der Kohlenstoffdioxidemissionen vorgeschlagen werden. Aber zur Erreichung einer besseren Lebens- und Umweltqualität dürfen die anderen Probleme in der Welt nicht außer Acht gelassen werden.

Lomborg [50] fasst es wie folgt zusammen: *„Wir sollten in zweierlei Hinsicht zu einer ehrlichen Haltung finden. Erstens der Klimawandel ist kein unmittelbar bevorstehender planetarischer Notzustand, der unsere Zivilisation zerstören wird, sondern nur ein Problem unter vielen, mit denen sich die Menschheit im Lauf dieses Jahrhunderts und darüber hinaus befassen muss. Zweitens gibt es keine kurzfristigen Lösungen.[...] Deshalb können wir, wenn wir über das Problem des Klimawandels diskutieren, nicht einfach nur über CO₂ reden. Wir müssen Überlegungen zu CO₂-Emissionen und zu wirtschaftlichen Zusammenhängen einbeziehen, und zwar zum Nutzen der Menschen und der Umwelt.“*

7 Schlussfolgerungen

In dieser Arbeit wurde mit einem vereinfachten, eindimensionalen mathematischen Modell der Mechanismus der globalen Erwärmung erläutert. Zur Beschreibung des Wärmeübergangsmechanismus und zur Berechnung der Wärmeströme durch Konvektion und Strahlung in einer $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -haltigen Atmosphäre werden bekannte Gleichungen aus dem Ingenieurwesen verwendet. Der Wärmeübergangskoeffizient durch die freie Konvektion dient als Anpassungsparameter an die aktuelle Temperatur der Erde. Mit dem angepassten Wärmeübergangskoeffizienten kann der Einfluss verschiedenster Parameter auf die Erdtemperatur dargestellt werden, was ein wesentliches Ziel dieser Arbeit ist. Betrachtet wurden hierbei insbesondere der Emissionsgrad der Wolken, die Wolkenhöhe und die Wasserdampfkonzentration. Eine Erhöhung des Emissionsgrades der Wolken von 0,92 auf 0,98 bewirkt eine Abnahme der Erdtemperatur von $5\text{ }^\circ\text{C}$. Eine Verdoppelung der Wasserdampfkonzentration von 0,5 auf 1 % führt zu einem Anstieg der Temperatur der Erde von etwa $1,5\text{ }^\circ\text{C}$.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde des Weiteren der Einfluss der Kohlenstoffdioxidkonzentration auf die Temperatur der Erde aufgezeigt. Die mittlere Temperatur der Erde kann mit dem in dieser Arbeit vorgestellten Modell relativ gut berechnet werden. Das Kohlenstoffdioxid über den Wolken reduziert die Strahlung ins Weltall. Mit dem Anstieg der CO_2 -Konzentration ist eine höhere Temperaturdifferenz nötig, um den höheren Widerstand zu überwinden. Infolgedessen steigt die Temperatur der Erde an. Für eine Verdoppelung des CO_2 -Gehaltes ergibt das Modell eine Erhöhung der mittleren Erdtemperatur um $0,6\text{ }^\circ\text{C}$. Im Vergleich liegt dieser Anstieg im unteren Bereich der komplexen Modelle verschiedenster globaler Klimaforschungsinstitute. Es wurde somit gezeigt, dass ein Anstieg der Kohlenstoffdioxidkonzentration zu einer Erhöhung der mittleren Erdtemperatur führt. Der Einfluss von Kohlenstoffdioxid allein beträgt nur einen Bruchteil von $1\text{ }^\circ\text{C}$. Manche komplexe Klimamodelle prognostizieren weitaus höhere Anstiege der Erdtemperatur bis sogar $9\text{ }^\circ\text{C}$. Die großen Abweichungen können aus unterschiedlichen Annahmen zur Lösung der Modelle resultieren. Ferner können sich durch Einbeziehung der positiven und negativen Rückkopplungen innerhalb des Klimasystems erhebliche Abweichungen in den Modellen ergeben. Nach diesem Modell wird die Temperatur bei einer Verdoppelung der CO_2 -Konzentration und unter Berücksichtigung positiver Rückkopplungen um $2,2\text{ }^\circ\text{C}$ ansteigen.

Ebenfalls ist es mit dem Modell möglich, die Wirkung der einzelnen Parameter auf die Temperatur des Gases unter und über den Wolken sowie auf die Wol-

7 Schlussfolgerungen

temperatur darzustellen. Bei einer Verdoppelung des CO₂-Gehaltes steigt die Temperatur des Gases unter den Wolken wie auch die Temperatur der Wolken um 1 °C an. Die Temperatur des Gases über den Wolken nimmt um 0,5 °C zu. Bei einer Erhöhung der Wasserdampfkonzentration steigt die Gastemperatur unter den Wolken um 1 °C an. Auf die Gastemperatur über den Wolken hat die Wasserdampfkonzentration keinen Einfluss, da der Gehalt an Wasserdampf über den Wolken vernachlässigbar klein ist. Ein Anstieg des Emissionsgrades der Wolken von 0,92 auf 0,98 ergibt für die Temperatur der Wolken wie auch für die Temperatur des Gases unter den Wolken eine Abnahme von 5-6 °C.

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit ist die Berechnung des Stoffübergangs des Kohlenstoffdioxids in die Weltmeere. Der Stoffaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre hängt stark von den vorherrschenden Windgeschwindigkeiten ab. Die Herausforderung hierbei ist es, einen gemittelten Stoffübergangskoeffizient über alle Weltmeere zu bestimmen. Die Geschwindigkeiten an der Meeresoberfläche liegen in einem Bereich von 0,5 bis 2 m/s. Dafür wurde ein durchschnittlicher Stoffübergangskoeffizient von $1,78 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ ermittelt. Daraus ergibt sich ein jährlicher Massenstrom an Kohlenstoffdioxid in die Meere von 7,5 Gigatonnen. Das entspricht etwa 27 % des in die Atmosphäre eingebrachten Massenstroms an Kohlenstoffdioxid. Weitere 20 % der Kohlenstoffdioxidemissionen werden von anderen Reservoirs aufgenommen z. B. von der Biosphäre oder den Böden. Demzufolge verbleibt nur etwa die Hälfte des eingebrachten Kohlendioxids in der Atmosphäre.

Aus unterschiedlichen Prognosen für den zukünftigen Energieverbrauch bis zum Jahr 2050 wurden die jährlich in die Atmosphäre eingebrachten Kohlenstoffdioxidemissionen berechnet. Unter der Annahme, dass 50 % dieser Emissionen in der Atmosphäre verweilen, wurde der Gehalt an Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre bestimmt. Danach ergibt sich im Jahr 2050 ein maximaler Kohlenstoffdioxidgehalt von 544 ppm. Aus den berechneten CO₂-Konzentrationen wurde der zukünftige Temperaturanstieg der Erdoberfläche bestimmt. Bis zum Jahr 2050 wird demnach die Temperatur der Erde, bezogen auf den aktuellen Wert, noch um weitere 0,3 °C ansteigen.

Literaturverzeichnis

- [1] ANDERSON, D.E. ; STRIEGL, R.G. ; STANNARD, D.I. ; MICHMERHUIZEN, C.M. ; MCCONNAUGHEY, T.A. ; LABAUGH, J.W.: Estimating lake-atmosphere CO_2 exchange. In: *Limnol. Oceanogr.* 44(4) (1999), S. 988–1001
- [2] ANDRONOVA, N.G. ; SCHLESINGER, M.E.: Causes of global temperature changes during the 19th and 20th centuries. In: *Geophys. Res. Lett.* 27 (2000), S. 2137–2140
- [3] ARRHENIUS, S.: On the Influence of Carbonic Acid in the Air Upon the Temperature of the Ground. In: *Philosophical Magazine* 41 (1896), S. 237–76
- [4] AUGUSTSSON, T. ; RAMANATHAN, V.: A Radiative-Convective Model Study of the CO_2 Climate Problem. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 34 (1977), S. 448–451
- [5] BAEHR, H.D. ; STEPHAN, K.: *Wärme- und Stoffübertragung*. Berlin, Heidelberg : Springer Verlag, 2010
- [6] BARNOLA, J.M. ; RAYNAUD, D. ; KOROTKEVICH, Y.S. ; LORIUS, C.: Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . In: *Nature* 329 (1987), S. 408 – 414
- [7] BAUER, J. ; MACK, W. ; NÜBLER, W. ; RENTZMANN, K.: *Mensch und Raum Seydlitz, Physische Geographie*. Cornelsen & Schrödel, 1989
- [8] BERGER, A.L.: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 35 (1978), S. 2362–2367
- [9] BMWI: *Zahlen und Fakten, Energiedaten, Nationale und Internationale Entwicklung*. Bonn : Bundesministerium für Wirtschaft und Technologie, 2011
- [10] BUDYKO, M.I.: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. In: *Tellus* 21 (1969), S. 611–619
- [11] BURROUGHS, W.J.: *Climate Change, A multidisciplinary Approach*. Heidelberg : Cambridge University Press, 2001. – ISBN 0-521-56125-6
- [12] CALLENDAR, G.S.: The Artificial Production of Carbon Dioxide and Its Influence on Temperature. In: *Quarterly J. Royal Meteorological Society* 64 (1938), S. 223–240

- [13] CESS, R.D. ; U.A.: Intercomparison and Interpretation of Climate Feedback Processes in 19 Atmospheric General Circulation Models. In: *J. Geophys. Res.* 95 (1990), S. 16601–16616
- [14] CHRISTEN, D.S.: *Praxiswissen der chemischen Verfahrenstechnik*. Berlin : Springer Verlag, 2010. – ISBN 3-540-23452-7
- [15] COVEY, C. ; SLOAN, L.C. ; HOFFERT, M.I.: Paleoclimate data constraints on climate sensitivity: The paleocalibration method. In: *Climatic Change* 32 (1996), S. 165–184
- [16] CROWLEY, T.J.: Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. In: *Science* 289 (2000), S. 270 – 277
- [17] EDWARDS, D.K.: Absorption of Infrared Bands of Carbon Dioxide Gas at Elevated Pressures and Temperatures. In: *J. Opt. Soc. Am* (1960), S. 617–626
- [18] EDWARDS, D.K. ; MENARD, W.A.: Comparison of models for correlation of band absorption. In: *Appl. Optics* 3 (1964), S. 621–625
- [19] EWERT, F.-K. ; LÜDECKE, H.-J. ; UFER, D.: *Erklärung des Europäischen Institut für Klima und Energie (EIKE) zur beabsichtigten Verabschiedung des Energiekonzeptes der Bundesregierung*. 2010
- [20] FARAG, I.H. ; ALLAM, T.A.: Carbon dioxide standard emissivity by mixed gray-gases model. In: *Chemical Engineering Communications* 14 (1982), S. 123–131
- [21] FARAG, I.H. ; ALLAM, T.A.: Water vapor standard emissivity by mixed gray-gases model. In: *Chemical Engineering Communications* 15 (1982), S. 215–226
- [22] FOREST, C.E. ; STONE, P.H. ; SOKOLOV, A.P.: Estimated PDFs of climate system properties including natural and anthropogenic forcings. In: *Geophys. Res. Lett.* 33 (2005)
- [23] FRAME, D.J. ; BOOTH, B.B.B. ; KETTLEBOROUGH, J.A. ; STAINFORTH, D.A. ; GREGORY, J.M. ; COLLINS, M. ; ALLEN, M.R.: Constraining climate forecasts: The role of prior assumptions. In: *Geophys. Res. Lett.* 32 (2005)
- [24] GERMANWATCH: Meeresspiegelanstieg in Bangladesch und den Niederlande. In: *www.germanwatch.org* (2004)
- [25] GOODY, R.M. ; YUNG, Y.L.: *Atmospheric Radiation*. New York : Oxford University Press, Inc., 1989. – ISBN 0-19-505134-3
- [26] GREENPEACE: Energy[R]evolution. In: *http://www.greenpeace.org* (2010)

- [27] GREGORY, J.M. ; STOUFFER, R.J. ; RAPER, S.C. ; STOTT, P.A. ; RAYNER, N.A.: An observationally based estimate of the climate sensitivity. In: *J. Clim* 15 (2002), S. 3117–3121
- [28] HEGERL, G.C. ; CROWLEY, T.J. ; HYDE, W.T. ; FRAME, D.J.: Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. In: *Nature* 440 (2006), S. 1029–1032
- [29] HERTEL, T.: *Ein Modell für die Berechnung der Gasstrahlung und seine Anwendung bei der Entwicklung eines einfachen Feuerraum-Berechnungsverfahrens*, Technische Hochschule Darmstadt, Dissertation, 1992
- [30] HIMMELBLAU, D.M.: Diffusion of Dissolved Gases in Liquids. In: *Chemical Reviews* 5 (1964), S. 527–550
- [31] HOFFERT, M.I. ; COVEY, C.: Deriving Global Climate Sensitivity from Palaeoclimate Reconstructions. In: *Nature* 360 (1992), S. 573–576
- [32] HOFMANN, M. ; SCHELLNHUBER, H.-J.: Oceanic acidification affects marine carbon pump and triggers extended marine oxygen holes. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 4 (2009), S. 3017–3022
- [33] HOTTEL, H.C. ; SAROFIM, A.F.: *Radiative transfer*. New York : McGraw-Hill, 1967
- [34] HOUGHTON, J.: *Globale Erwärmung, Fakten, Gefahren und Lösungswege*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Verlag, 1997. – ISBN 3-540-618449-9
- [35] HULBURT, E.O.: The Temperature of the Lower Atmosphere of the Earth. In: *Phys. Rev.* 38 (1931), S. 1876–1890
- [36] HUPFER, P.: *Unsere Umwelt: Das Klima*. Leipzig : B. G. Teubner Verlagsgesellschaft, 1996. – ISBN 3-8154-3521-8
- [37] IDSO, S.B.: CO₂-included global warming: a skeptic’s view of potential climate change. In: *Climate Research* 10 (1998), S. 69–82
- [38] IPCC: *Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]*. Geneva, Switzerland : IPCC, 2007
- [39] JESCHAR, E. ; KOSTOWSKI, E. ; ALT, R.: *Wärmestrahlung in Industrieöfen*. Clausthal-Zellerfeld : Papierflieger-Verl. [u.a.], 2004. – ISBN 3-89720-686-2
- [40] JOUZEL, J. ; U.A.: Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. In: *Nature* 364 (1993), S. 407–412

- [41] KAPPAS, M.: *Klimatologie*. Heidelberg : Spektrum Akademischer Verlag, 2009. – ISBN 978-3-8274-1827-2
- [42] KIEHL, J.T. ; TRENBERTH, K.E.: Earth's Annual Global Mean Energy Budget. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (1997), S. 197–208
- [43] KONDRATYEV, K.Ya.: *Radiation in the Atmosphere*. Bd. 12. New York : International Geophysics Series, 1969
- [44] KRAUS, H.: *Die Atmosphäre der Erde*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Verlag, 2004. – 192–193 S. – ISBN 3-540-20656-6
- [45] KURIHARA, Y.: A Statistical-Dynamical Model of the General Circulation of the Atmosphere. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 27 (1970), S. 847–870
- [46] LEE, R.H.C. ; HAPPEL, J.: Thermal Radiation of Methane Gas. In: *Ind. Eng. Chem. Fundamentals* 3 (1964), S. 167–176
- [47] LIAN, M.S. ; CESS, R.D.: Energy Balance Climate Models: A Reappraisal of Ice-Albedo Feedback. In: *Journal of Atmospheric Science* 34 (1977), S. 1058–1062
- [48] LINDZEN, R.S. ; CHOI, Y.-S.: On the determination of climate feedbacks from ERBE data. In: *Geophys. Res. Lett.* 36 (2009), S. 6 PP
- [49] LISS, P.S. ; MERLIVAT, L.: Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis. In: *In (P. Buat-Menard, ed) The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling* (1986), S. 113–128
- [50] LOMBORG, B.: *Cool it! Warum wir trotz Klimawandels einen kühlen Kopf bewahren sollten*. München : Deutsche Verlags-Anstalt, 2008. – ISBN 978-3-421-04353-5
- [51] LORUS, C. ; JOUZEL, J. ; RAYNAUD, D. ; HANSEN, J. ; LE TREUT, H.: The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. In: *Nature* 347 (1990), S. 139 – 145
- [52] LUCIUS, E.R. ; U.A.: Modul 9 - Der Kohlenstoffkreislauf. In: <ftp://ftp.rz.uni-kiel.de/pub/ipn/SystemErde/> (2011)
- [53] MANABE, S. ; STRICKLER, R.F.: Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Convective Adjustment. In: *Journal of Atmospheric Science* 21 (1964), S. 361–385
- [54] MANABE, S. ; WETHERALD, R.T.: Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 24 (1967), S. 241–259

- [55] MANABE, S. ; WETHERALD, R.T.: The effects of doubling CO_2 concentration on the climate of a general circulation model. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 32 (1975), S. 3–15
- [56] MARIN, O. ; BUCKIUS, R.O.: A simplified wide band model for the cumulative distribution function for carbon dioxide. In: *International Journal of Heat and Mass Transfer* 41 (1998), S. 3881–3897
- [57] MCGILLIS, W.R. ; EDSON, J.B. ; HARE, J.E. ; C.W., Fairall: Direct covariance air-sea CO_2 fluxes. In: *Journal of Geophys. Res.* 106 (2001), S. 16,729–16,745
- [58] MCGUFFIE, K. ; HENDERSON-SELLERS, K.E.: Forty years of numerical climate modelling. In: *International Journal of Climatology* 21 (2001), S. 1067–1109
- [59] MCGUFFIE, K. ; HENDERSON-SELLERS, K.E.: *A Climate Modelling Primer*. West Sussex, England : John Wiley & Sons, 2005. – ISBN 0-470-85750-1
- [60] MILLS, A.F.: *Basic Heat and Mass Transfer*. Upper Saddle River, New Jersey : Prentice Hall, 1999. – ISBN 0-13-096247-3
- [61] MÖLLER, F.: On the Influence of Changes in the CO_2 Concentration in Air on the Radiation Balance of the Earth's Surface and on the Climate. In: *Journal of Geophysical Research* 68 (1963), S. 3877–3886
- [62] MURPHY, J.M. ; U.A.: Quantification of modeling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. In: *Nature* 430 (2004), S. 768–772
- [63] NEFTEL, A. ; FRIEDLI, H. ; MOOR, E. ; LÖTSCHER, H. ; OESCHGER, H. ; SIENGENTHALER, U. ; B., Stauffer: Historical CO_2 record from the Siple Station ice core. In: *A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.* (1994)
- [64] NIEDER, R. ; BENBI, D.K.: *Carbon and Nitrogen in the Terrestrial Environment*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Science and Business Media B.V., 2008. – ISBN 978-1-4020-8432-4
- [65] NIGHTINGALE, P.D. ; MALIN, G. ; LAW, C.S. ; WATSON, A.J. ; LISS, P.S. ; LIDDICOAT, M.I. ; BOUTIN, J. ; UPSTILL-GODDARD, R.C.: In situ evaluation of air-sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers. In: *Glob. Biogeochem. Cycles* 14 (2000), S. 373–387
- [66] PLASS, G.N.: Models for spectral band absorption. In: *J. Opt. Soc. Am* 48 (1958), S. 690–703

- [67] RAMANATHAN, V. ; COAKLEY, J.A.: Climate Modeling through Radiative-Convective Models. In: *Rev. Geophys. Space Phys.* 16 (1978), S. 465–490
- [68] ROBOCK, A.: The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo. In: *Monthly Weather Review* 108 (1980), S. 267–85
- [69] ROEDEL, W.: *Physik unserer Umwelt, Die Atmosphäre*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Verlag, 1992. – ISBN 3-540-54285-X
- [70] ROSENKRANZ, E.: *Das Meer und seine Nutzung*. Gotha; Leipzig : VEB Hermann Haack, 1980
- [71] ROYER, D.L. ; BERNER, R.A. ; PARK, J.: Climate sensitivity constrained by CO_2 concentrations over the past 420 million years. In: *Nature* 446 (2007), S. 530–523
- [72] SCHNEEBERGERA, C. ; BLATTERA, H. ; ABE-OUCHIB, A. ; WILD, M.: Modelling changes in the mass balance of glaciers of the northern hemisphere for a transient $2 \times CO_2$ scenario. In: *Journal of Hydrology* 282 (2003), S. 145–163
- [73] SCHNEIDER, T. Deimling von ; HELD, H. ; GANOPOLSKI, A. ; RAHMSTORF, S.: Climate sensitivity estimated from ensemble simulations of glacial climate. In: *Climate Dynamics* 27 (2006), S. 149–163
- [74] SCHÖNWIESE, C.: *Klimaänderungen, Daten, Analysen, Prognosen*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Verlag, 1995. – ISBN 3-540-59096-X
- [75] SCHÖNWIESE, C.: *Klimatologie*. Stuttgart : Eugen Ulmer KG, 2008. – ISBN 978-3-8252-1793-8
- [76] SCHWARTZ, S.E.: Heat capacity, time constant and sensitivity of earth's climate system. In: *J. Geophys. Res.* (2007)
- [77] SELLERS, W.D.: A climate model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. In: *Journal of Appl. Meteorol* 8 (1969), S. 392–400
- [78] SHELL: Shell Energy Scenarios to 2050. In: <http://www.shell.com> (2009)
- [79] SIEGEL, R. ; HOWELL, J.R. ; LOHRENGEL, J.: *Wärmeübertragung durch Strahlung, Teil 1 Grundlagen und Materialeigenschaften*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Verlag, 1988. – ISBN 3-540-18496-1
- [80] SIEGEL, R. ; HOWELL, J.R. ; LOHRENGEL, J.: *Wärmeübertragung durch Strahlung, Teil 3 Strahlungsübergang in absorbierenden, emittierenden und streuenden Medien*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Verlag, 1993. – ISBN 3-540-55082-8

Literaturverzeichnis

- [81] STORCH VON, H. ; GÜSS, S. ; HEIMANN, M.: *Das Klimasystem und seine Modellierung*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer Verlag, 1999. – ISBN 3-540-65830-0
- [82] SUNDQUIST, E.T.: Ice core links CO_2 to climate. In: *Nature* 329 (1987), S. 389–390
- [83] TANS, P. ; KEELING, D.: U.S Department of Commerce/ National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory/Global Monitoring Division. In: *www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/* (1994)
- [84] TIEN, C.L. ; MODEST, M.F. ; MCCTREIGHT, C.R.: Infrared Radiation Properties of Nitrous Oxide. In: *J. Quant. Spectrosc. Radiat.* 12 (1972), S. 267–277
- [85] UBA: *Entwicklung der Distickstoffoxid (N_2O)-Emissionen*. Dessau-Roßlau : Umweltbundesamt, 2011
- [86] VAHRENHOLT, F. ; LÜNING, S.: *Die kalte Sonne*. Hamburg : Hoffmann und Campe Verlag, 2012. – ISBN 978-3-455-50250-3
- [87] VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE, VDI-Gesellschaft Verfahrenstechnik und C.: *VDI-Wärmeatlas*. Berlin, Heidelberg : Springer Verlag, 1997. – ISBN 978-3-540-25504-8
- [88] WANG, W-C. ; STONE, P.H.: Effect of ice-albedo feedback on global sensitivity in a one-dimensionl radiative-convective climate model. In: *J. Atmos. Sci.* 37 (1980), S. 545–552
- [89] WANNINKHOF, R.: Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. In: *Journal of Geophys. Res.* 87 (1992), S. 7373–7382
- [90] WANNINKHOF, R. ; ASHER, W.E. ; HO, D.T. ; SWEENEY, C. ; MCGILLIS, W.R.: Advances in Quantifying air-sea gas exchange and environmental forcing. In: *Annu. Rev. of Marine Science* 66 (2009), S. 213–244
- [91] WANNINKHOF, R. ; MCGILLIS, W.R.: A cubic relationship between air-sea CO_2 exchange and wind speed. In: *Geophys. Res. Lett.* 26 (1999), S. 1889–1892
- [92] WASHINGTON, W.M. ; PARKINSON, C.L.: *An introduction to Three-Dimensional Climate Modeling*. United States of America : University Science Books, 2005. – ISBN 1-891389-35-1
- [93] WEISCHET, W. ; ENDLICHER, W.: *Einführung in die allgemeine Klimatologie*. Stuttgart : Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung, 2008. – ISBN 978-3-443-07142-4

- [94] WEISS, A. ; KUSS, J. ; PETERS, G. ; SCHNEIDER, B.: Evaluating transfer velocity-wind speed relationship using a long-term series of direct eddy correlation CO_2 flux measurements. In: *Journal of Marine Systeme* 66 (2007), S. 130–139
- [95] WERF, G.R. van der ; U.A.: CO_2 -Emissions from forest loss. In: *Nature Geosciences* (2009)
- [96] WILLIAMS, G. ; DAVIES, D.: A mean motion model of the general circulation. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 91 (1965), S. 471–489
- [97] WOLF-GLADROW, D.: Der Ozean als Teil des globalen Kohlenstoff-Kreislaufs. In: *UWSF-Z. Umweltchem. Ökotox.* 4 (1992), S. 20–24
- [98] ZEEBE, R.E. ; WOLF-GLADROW, D.: *CO_2 in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Amsterdam : Elsevier Science B.V., 2005. – ISBN 0444505792

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Nadine Lorenz
Geburtsdatum: 27.12.1982
Geburtsort: Magdeburg

Schulbildung

1989-1993 Grundschule Leipziger Straße, Magdeburg
1993-2002 Gymnasium, Abitur am Humboldtgymnasium Magdeburg

Hochschulausbildung

10/2002-09/2007 Studium der Verfahrenstechnik an der Otto-von-Guericke-Universität Magdeburg
ab 10/2007 Beginn der Promotion am Institut für Strömungstechnik und Thermodynamik an der Otto-von-Guericke-Universität Magdeburg

Berufliche Erfahrungen

10/2007-09/2012 Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Strömungstechnik und Thermodynamik an der Otto-von-Guericke-Universität Magdeburg

Magdeburg, 14.09.2012