

**CO₂-Äquivalenzfaktoren
atmosphärischer Spurengase**

vorgelegt von
cand. phys.

Peter H. Gebauer

zur Erlangung des
Grades
Diplomphysiker

im Juni 1995

vorgelegt an der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

Referent: Prof. Dr. K. Heinloth,
Physikalisches Institut der Universität Bonn

Koreferent: Prof. Dr. D. Poppe,
Institut für Atmosphärische Chemie,
Forschungszentrum Jülich

*„Nach dem Verschmutzungsgrad der Atmosphäre
zu urteilen, müßten wir in der zweiten Hälfte
des zwanzigsten Jahrhunderts angekommen sein“
Mr. Spock nach einem Zeitsprung vom 23. ins
20. Jahrhundert (StarTrek IV)*

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	7
2	Atmosphäre und Treibhauseffekt	10
2.1	Die Atmosphäre	10
2.1.1	Zusammensetzung der Atmosphäre	10
2.1.2	Temperaturprofil der Atmosphäre	11
2.1.3	Einstrahlung und globale Zirkulation	12
2.2	Der Treibhauseffekt	12
2.2.1	Strahlung schwarzer Körper	12
2.2.2	Strahlungsbilanz der Atmosphäre im Temperaturgleichgewicht	14
2.3	Spurengase und Temperaturänderung	19
2.4	Andere Einflüsse auf die Strahlungsbilanz	19
3	CO₂-Äquivalenzfaktoren	20
3.1	Überblick über die historische Entwicklung	21
3.2	Verwendung	23
3.3	Theoretischer Überblick	24
3.4	Definitionen	30
3.4.1	IPCC-Definition	30
3.4.2	Szenariorientierte Definition	32
3.4.3	Betrachtungszeitunabhängige Definition	33
3.4.4	GWPs, die nicht CO ₂ als Relativgas verwenden	34
3.4.5	Indirektes GWP	35
3.5	Notwendigkeit einer internationalen Einigung	37
4	Atmosphärische Spurengase	38
4.1	Nettostrahlungsfluß und Konzentration	38
4.2	Kohlendioxid (CO ₂)	39
4.2.1	Quellen und Senken	39
4.2.2	Rückkopplungen	42
4.2.3	Strahlungswirkung und Absorptionsbanden	42
4.3	Wasserdampf (H ₂ O)	44
4.3.1	Quellen und Senken	44
4.3.2	Rückkopplungen	44
4.3.3	Strahlungswirkung	45
4.3.4	CO ₂ -Äquivalenzfaktor von stratosphärischem Wasserdampf	47
4.4	Methan (CH ₄), leichtflüchtige Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe	47
4.4.1	Quellen und Senken	48
4.4.2	Übersicht über die Chemie des Methans	50
4.4.3	Rückkopplungen	51

4.4.4	CO ₂ -Äquivalenzfaktor von Methan	51
4.5	Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW), Halone	53
4.5.1	Quellen und Senken	53
4.5.2	CO ₂ -Äquivalenzfaktoren	55
4.6	Distickstoffoxid (N ₂ O), Stickoxide (NO _x), Ammoniak (NH ₃), Salpetersäure (HNO ₃)	56
4.6.1	Quellen und Senken	57
4.6.2	Chemie der Stickoxide	58
4.6.3	CO ₂ -Äquivalenzfaktoren von Stickstoffverbindungen	59
4.7	Ozon (O ₃)	60
4.7.1	Quellen und Senken	61
4.7.2	Überblick über die Ozonchemie	61
4.7.3	Strahlungswirkung des troposphärischen Ozons	63
4.8	Kohlenmonoxid (CO)	63
4.8.1	Quellen und Senken	64
4.8.2	Chemischer Überblick	65
5	Analyse der CO₂-Äquivalenzfaktoren	65
5.1	Auswirkung von Veränderungen bei Parametern der IPCC-Definition	66
5.1.1	Einfluß des Überlappterms	67
5.1.2	Änderung der Betrachtungszeit	67
5.1.3	Änderung der Lebensdauer	69
5.1.4	Änderung des GWPs mit der Konzentration	72
5.1.5	Änderung der Strahlungsparameter	75
5.2	Untersuchung der szenariorientierten Definition	76
5.3	Mögliche Fehlerquellen bei der Berechnung von CO ₂ -Äquivalenzfaktoren	78
5.3.1	Wissenschaftliche Unsicherheiten	78
5.3.2	Konventionelle Unsicherheiten	79
5.3.3	Methodische Unsicherheiten	79
5.3.4	Unsicherheiten in der Modellierung des Kohlendioxidkreislaufes	80
5.3.5	Unsicherheiten bei der Berechnung der indirekten CO ₂ -Äquivalenzfaktoren	81
5.3.6	Unsicherheiten bei der Berechnung der direkten CO ₂ -Äquivalenzfaktoren	81
5.4	Fehlerverhalten der CO ₂ -Äquivalenzfaktoren	82
6	Anwendung im IKARUS-Modellsystem	84
6.1	Energiebedingte Nicht-CO ₂ -Treibhausgase	84
6.2	GWPs im IKARUS-Modellsystem	87
6.2.1	Kurzbeschreibung des IKARUS-Modellsystems	87
6.2.2	Realisierung der GWPs in IKARUS	88

7 Zusammenfassung	95
Literatur	98
Danksagung	103
Erklärung	104

Tabellenverzeichnis

1	<i>Bestandteile der natürlichen, trockenen Atmosphäre</i>	10
2	<i>GWPs von Methan</i>	52
3	<i>Zusammenstellung einiger halogener Kohlenwasserstoffe</i>	54
4	<i>GWPs von Fluorchlorkohlenwasserstoffen</i>	55
5	<i>GWPs von Distickstoffoxid</i>	60
6	<i>Übersicht der globalen Quellen und Senken von Ozon</i>	61
7	<i>Indirekte GWPs an der Ozonentstehung beteiligter Gase</i>	63
8	<i>Indirekte GWPs von Kohlenmonoxid</i>	65
9	<i>GWP-Änderungen bei der IPCC-Definition durch verschiedene Parameterunsicherheiten</i>	83
10	<i>Bei den Beispielrechnungen in IKARUS eingesetzte GWPs</i>	88
11	<i>Durchgeführte Berechnungen</i>	89

Abbildungsverzeichnis

1	Temperaturverlauf in der Atmosphäre	11
2	Solare Einstrahlung und Wärmeabstrahlung in Abhängigkeit vom Breitengrad	13
3	Spektrum eines Schwarzen Körpers bei $T = 20^\circ\text{C}$	14
4	Schema zur Strahlungsbilanz im Gleichgewicht	16
5	Absorptionsspektren verschiedener Spurengase	18
6	Anteile einzelner Gase am zusätzlichen Treibhauseffekt in den achtziger Jahren	20
7	Abbaukurven von Emissionsimpulsen für Kohlendioxid und Methan	22
8	Werte unterschiedlicher GWP-Definitionen für Methan	37
9	Temperatur und CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre in den letzten 220 000 Jahren	39
10	Schema des Kohlenstoffkreislaufes	41
11	CO_2 -Rückkopplungsschema	43
12	Schema des Wasserkreislaufes	45
13	Rückkopplungsschema für Wasserdampf	46
14	Emissionsquellen von Methan	49
15	Globale jährliche Distickstoffoxidemissionen	58
16	Zusammenhänge der Ozonchemie	62
17	Globale jährliche Kohlenmonoxidemissionen	64
18	GWP von Methan in Abhängigkeit von der Distickstoffoxidkonzentration	67
19	GWP von Methan in Abhängigkeit von der Betrachtungszeit t_0	68
20	GWP von FCKW-12 in Abhängigkeit von der Betrachtungszeit t_0	68
21	GWP von Methan in Abhängigkeit von der Impulslebensdauer $\tau(\text{CH}_4)$	69
22	GWP von FCKW-12 in Abhängigkeit von der Impulslebensdauer $\tau(\text{FCKW-12})$	70
23	GWP von Methan in Abhängigkeit von der Gewichtung der Impulslebensdauer $\tau_j(\text{CO}_2)$	71
24	GWP von Methan in Abhängigkeit von der Impulslebensdauer $\tau_j(\text{CO}_2)$	72
25	Variation des GWPs von Methan mit der Änderung des Exponenten der Methankonzentration	73
26	Variation des GWPs von FCKW-12 mit der Änderung des Exponenten der Konzentration von FCKW-12	74
27	Variation des GWPs von Methan mit der Änderung des Exponenten der Kohlendioxidkonzentration	75
28	Globale Emissionen und Anteile der energiebedingten Emissionen	84
29	Gesamtemissionen und Anteile der energiebedingten Emissionen in den alten Bundesländern 1989	85

30	<i>Mit den IPCC-Daten gewichtete Gesamtemissionen und Anteile der energiebedingten Emissionen 1989</i>	85
31	<i>Sektorale Aufteilung der Emissionen</i>	86
32	<i>Aufteilung des Energieeinsatzes auf die verschiedenen Energieträger</i>	90
33	<i>Gewinnung und Import verschiedener Energieträger</i>	91
34	<i>Aufteilung der Gesamtemissionen (nicht gewichtete Summe) auf die verschiedenen Sektoren.</i>	93
35	<i>Differenz der Kosten für das optimierte Energiesystem zum Basisfall</i>	94
36	<i>Emissionen der einzelnen Gase</i>	95

1 Einleitung

Im Jahre 1987 haben 24 Staaten und die EG das Montrealer Protokoll zur Reduzierung der Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW)¹ beschlossen. Inzwischen sind alle wichtigen Produzenten und Konsumenten von FCKW beigetreten. Das Ziel des Protokolls ist die Reduktion dieser Stoffe in der Atmosphäre, da sie die Hauptverursacher für die Verminderung der Ozonschicht sind. [Bundestag90]

Die Klimarahmenkonvention von Rio de Janeiro 1992 lenkte sowohl in der Politik als auch in der Öffentlichkeit das Augenmerk auf ein weiteres Problem, den anthropogenen Treibhauseffekt. Es gibt kaum noch Zweifel daran, daß durch menschliche Aktivitäten ein Anstieg der globalen Konzentrationen klimarelevanter Spurengase in der Atmosphäre bewirkt wird. Auf der Rio-Konferenz wurde versucht, sich auf Maßnahmen gegen einen weiteren Anstieg zu einigen. Die unterzeichneten Staaten vereinbarten, eine Stabilisierung der Treibhausgaskonzentrationen auf einem Niveau zu erreichen, auf dem eine bedrohliche, durch den Menschen verursachte, Beeinflussung des Klimasystems ausgeschlossen werden kann (nach Artikel 2 der Konvention). [Bundestag94b]

Bei der Formulierung von Vorschriften für die Einschränkung der Produktion und Verwendung der FCKW erwiesen sich die relativen Faktoren der Ozonverminderung durch Gase (Ozon Depletion Potentials, ODPs) als nützlich. Durch diese ODPs kann man bei Reduktionsvorgaben die unterschiedliche Wirksamkeit der Fluorchlorkohlenstoffe berücksichtigen und einer Einführung von Ersatzstoffen mit ähnlicher Wirkung vorbeugen. Je höher der ODP-Wert eines Gases, umso größer ist die Zerstörungskraft auf das stratosphärische Ozon.

Das *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, [Houghton et al.90] und [Bolin et al.94]) hat, nachdem andere Autoren einen ähnlichen Wert vorschlugen, das *Global Warming Potential*, GWP, für die relative Treibhauswirkung von Spurengasen definiert. Je größer die Temperaturwirkung eines Gases, umso größer ist sein GWP-Wert. Seit 1990 (siehe [Fisher et al.90]) werden Werte für die globalen Erwärmungsfaktoren (GWPs) angegeben, von denen die gebräuchlichsten die CO₂-Äquivalenzfaktoren sind.

Der Treibhauseffekt wird von Spurengasen in der Atmosphäre hervorgerufen, die

¹FCKW bezeichnet als Sammelbegriff alle voll- und teilhalogenierten Kohlenwasserstoffe, H-FCKW nur die teilhalogenierten.

die von der Erdoberfläche ausgesendete Infrarotstrahlung absorbieren und zurückstrahlen². Diese Gase, zum Beispiel Wasserdampf, kommen auf natürliche Weise vor und sorgen für eine Mitteltemperatur von $+15^{\circ}\text{C}$. Durch anthropogene Einflüsse, wie die Verbrennung von fossilen Energieträgern, steigt der Anteil an treibhausrelevanten Gasen. Auch nichtnatürliche Gase wie die oben erwähnten FCKW gelangen in die Atmosphäre, so daß der *zusätzliche* Treibhauseffekt die globale Mitteltemperatur steigen läßt. Dies kann Folgen wie den Anstieg des Meeresspiegels oder eine Verschiebung der Klimazonen haben.

Die vorliegende Arbeit hat die Aufgabe, einen Überblick über die Entwicklung der Anwendung der GWPs zu geben, die verschiedenen Definitionen und deren Zweckmäßigkeit zu erläutern, ihre Verlässlichkeit zu analysieren und die aktuellen Werte zusammenzustellen. Daneben soll als Anwendungsbeispiel die Verwendung im IKARUS-Modellsystem diskutiert werden.

Bei den GWPs sollen Emissionen in ihrer Wirkung auf die Mitteltemperatur verglichen werden.

Vorbemerkungen

Im folgenden sind Abkürzungen und Symbole mit ihrer Bedeutung und eventuell mit ihren Einheiten aufgeführt:

Abkürzungen:

GWP	Global Warming Potential
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
FCKW	Fluorchlorkohlenwasserstoffe
F-11	FCKW-11; CCl_3F
F-12	FCKW-12; CCl_2F_2
H-FCKW	teilhalogenierte Fluorchlorkohlenwasserstoffe

Symbole:

<i>ppmv</i>	Parts per million by volume; 10^{-4} Volumenprozent
<i>ppbv</i>	Parts per billion by volume; 10^{-7} Volumenprozent
<i>T</i>	Temperatur (<i>K</i> , Kelvin)
ΔT	global gemittelte Temperaturänderung der Atmosphäre in der Betrachtungszeit t_0

²siehe Kapitel 2.2

P_a	absorbierte Strahlungsleistung eines schwarzen Körpers (W , Watt)
P_e	emittierte Strahlungsleistung eines schwarzen Körpers (W , Watt)
B	emittierte Strahlungsflußdichte eines schwarzen Körpers ($W m^{-2}$)
B_λ	Strahlungsflußdichte eines schwarzen Körpers in Abhängigkeit von der Wellenlänge ($W m^{-1}$)
$B_{\tilde{\nu}}$	Strahlungsflußdichte eines schwarzen Körpers in Abhängigkeit von der Wellenzahl ($W m^{-3}$)
$\Phi_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z)$	global gemittelte eingestrahelte Strahlungsflußdichte in der Höhe z mit der Wellenzahl $\tilde{\nu}$ aus dem Zenitwinkel θ ($W m^{-2}$)
$\Phi_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z)$	global gemittelte abgestrahlte Strahlungsflußdichte in der Höhe z mit der Wellenzahl $\tilde{\nu}$ aus dem Winkel θ ($W m^{-2}$)
$S_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z)$	global gemittelte eingestrahelte Strahlungsflußdichte in der Höhe z mit der Wellenzahl $\tilde{\nu}$ ($W m^{-2}$)
$S_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z)$	global gemittelte abgestrahlte Strahlungsflußdichte in der Höhe z mit der Wellenzahl $\tilde{\nu}$ ($W m^{-2}$)
$I_{\downarrow}(z)$	global gemittelte eingestrahelte Strahlungsflußdichte in der Höhe z ($W m^{-2}$)
$I_{\uparrow}(z)$	global gemittelte abgestrahlte Strahlungsflußdichte in der Höhe z ($W m^{-2}$)
$\Delta I(z)$	global gemittelte Nettostrahlungsflußdichte in der Höhe z ($W m^{-2}$)
F_{\downarrow}	in die Atmosphäre eingestrahelte, global gemittelte Strahlungsflußdichte ($W m^{-2}$)
F_{\uparrow}	von Boden und Atmosphäre emittierte, global gemittelte Strahlungsflußdichte ($W m^{-2}$)
ΔF	Nettostrahlungsflußdichte in die Atmosphäre im globalen Mittel ($W m^{-2}$)
R	Zerfallsfunktion eines Emissionsimpulses
τ	Zerfallszeit eines Emissionsimpulses, nach der die Impulsmenge bis auf etwa 1/3 abgebaut ist (<i>Jahre</i>)
t_0	Betrachtungszeit, über die die Treibhauswirkung eines Gases kumuliert wird (<i>Jahre</i>)
ρ	Dichte eines Gases in der Höhe z und zur Zeit t
$c(t)$	Konzentration eines Gases in der Höhe z zur Zeit t
$k_{\tilde{\nu}}$	Absorptionskoeffizient bei der Wellenzahl $\tilde{\nu}$
$\sigma_{\tilde{\nu}}$	Reflexionskoeffizient bei der Wellenzahl $\tilde{\nu}$
θ	Zenitwinkel
M	Molmasse eines Gases ($kg mol^{-1}$)
c_p	spezifische Wärme eines Gases bei konstantem Druck (JK^{-1})

Indizes

Der Index 0 bezieht sich in dieser Arbeit das Relativgas im GWP, also meistens CO_2 (Ausnahme in Kapitel 3.4.4).

Der Index i bezieht sich in dieser Arbeit auf das untersuchte Gas.

Tabelle 1: Bestandteile der natürlichen, trockenen Atmosphäre (nach [Mortimer86] und [Bolin et al.94])

Gas	chemische Formel	Volumenanteil
Stickstoff	N ₂	78,08%
Sauerstoff	O ₂	20,95%
Argon	Ar	0,93%
Kohlendioxid	CO ₂	280 ppmv
Neon	Ne	18 ppmv
Helium	He	5 ppmv
Krypton	Kr	1 ppmv
Methan	CH ₄	700 ppbv
Distickstoffoxid	N ₂ O	275 ppbv

2 Atmosphäre und Treibhauseffekt

2.1 Die Atmosphäre

2.1.1 Zusammensetzung der Atmosphäre

Sowohl über Klima und Wetter als auch direkt über Luft hat die Atmosphäre großen Einfluß auf das menschliche Leben. In dieser Arbeit wird die Atmosphäre in einer Zusammensetzung vor dem Jahre 1850 als *natürliche* Atmosphäre bezeichnet.

Die natürliche Atmosphäre besteht aus verschiedenen Gasen, deren Partialdruck zum Außenrand der Atmosphäre hin exponentiell abnimmt. Eine für den Strahlungshaushalt wichtige Ausnahme bildet dabei das Ozon. Tabelle 1 listet einige wesentliche Bestandteile der trockenen³, bodennahen Atmosphäre mit ihren Volumenanteilen auf.

Bis auf die Edelgase sind diese Gase strahlungsaktiv. Das heißt, sie absorbieren Strahlung bestimmter Wellenlängen und emittieren sie wieder, dann als Infrarotstrahlung. Durch diese Vorgänge wird das Temperaturprofil der Atmosphäre (Abbildung 1) wesentlich bestimmt.

Zusätzlich zu diesen Gasen besteht die Atmosphäre, besonders in der untersten Schicht, aus Wasserdampf. Der Wasserdampfgehalt beträgt im globalen zeitlichen Mittel etwa 0,5%, ist jedoch stark temperaturabhängig ([Bundestag90]) und kann regional bei warmer Luft auf 3% steigen.

³ohne Wasserdampf, da dieser sehr variabel ist

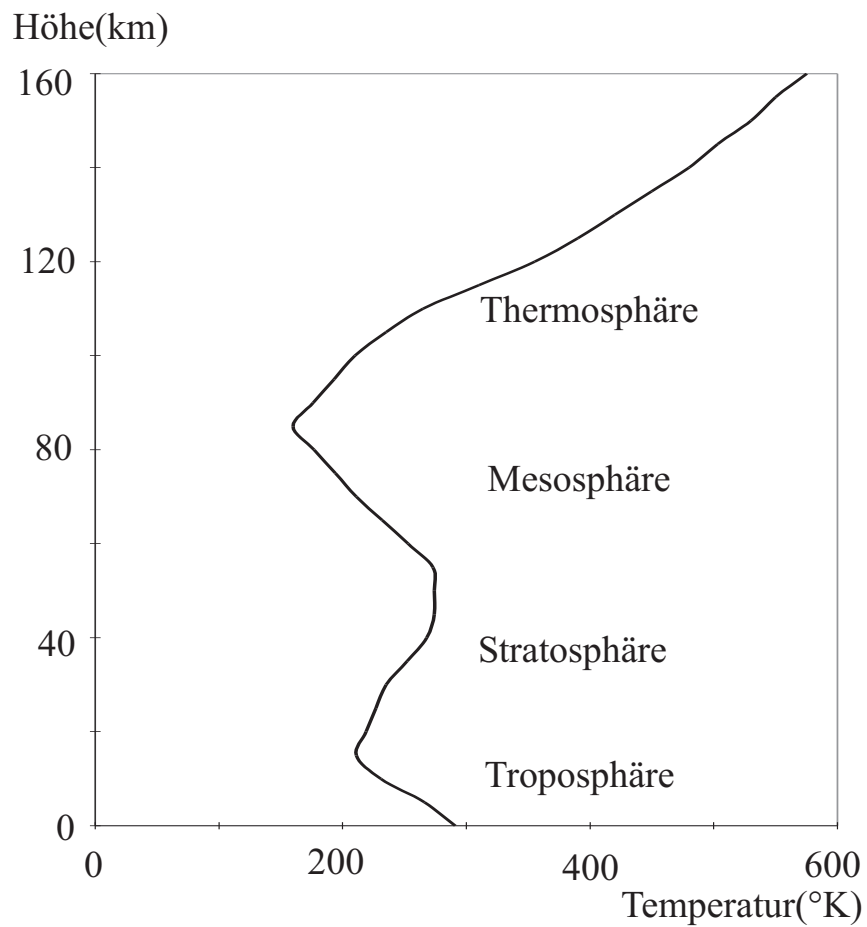


Abbildung 1: Temperaturverlauf in der Atmosphäre (nach [Heicklen76])

2.1.2 Temperaturprofil der Atmosphäre

Der vertikale Temperaturverlauf in der Atmosphäre ist in Abbildung 1 über relativ große tages- und jahreszeitliche Schwankungen gemittelt dargestellt. Meso- und Thermosphäre sind für das Wetter- und Klimageschehen von untergeordneter Bedeutung.

2.1.3 Einstrahlung und globale Zirkulation

Für den Temperaturverlauf ist neben den konvektiven Prozessen die Einstrahlung zusammen mit der Absorption durch Spurengase maßgeblich. Zunächst wird der UV-Bereich bis 200 nm des durch die Atmosphäre fallenden Sonnenlichts von O₂ und N₂ absorbiert. Im Bereich der Thermosphäre nimmt die Strahlungsflußdichte durch diese Absorption ab, also auch die in Wärme umgesetzte eingestrahlte Energie. Der nahe UV-Bereich (200 bis 300 nm) wird mit zunehmender Atmosphärendichte durch die O₃-Bildung und -Zerstörung in der Mesosphäre absorbiert. Die Temperatur steigt in dieser Schicht mit abnehmender Höhe. Das Absorptions- und damit das Wärmemaximum definiert die Stratopause, eine gedachte Grenzlinie zwischen Mesosphäre und Stratosphäre. In letzterer, tiefer liegenden Schicht wird die Absorption durch Ozon geringer. Mit zunehmendem Wasserdampfgehalt wird in der Troposphäre Infrarotstrahlung absorbiert, wodurch die Temperatur mit abnehmender Höhe steigt (siehe [Heicklen76]).

Die einfallende Strahlungsleistung ist von der geographischen Breite abhängig (Abbildung 2). Je höher der Breitengrad, umso flacher und mit geringerer Strahlungsflußdichte (Strahlungsleistung pro Fläche) fällt das Sonnenlicht ein. In den hohen Breiten wird im jahreszeitlichen Mittel mehr ab- als eingestrahlt. In den Tropen verhält es sich umgekehrt. Die Abstrahlung liegt im infraroten Wellenlängenbereich, die solare Einstrahlung im sichtbaren.

Die Folge dieses Ungleichgewichts ist der Transport „zuviel“ eingestrahelter Energie von den Tropen zu den Polen, so daß Luft- und Ozeanzirkulation (zum Beispiel durch den Golfstrom) für den Energieaustausch sorgen. Insbesondere für die Vorhersage regionaler Klimaveränderungen ist es daher wichtig, die Ozean- und Luftströme in Klimamodellen möglichst genau erfassen zu können.

2.2 Der Treibhauseffekt

Auf der Erde herrscht eine globale Durchschnittstemperatur von +15°C. Eine Temperatur zwischen 0°C und 100°C ist Voraussetzung dafür, daß Wasser flüssig ist, und damit für irdisches Leben. Zur Erklärung der Höhe der Durchschnittstemperatur wird seit *Fourier (1827)* die Atmosphäre mit einem Treibhaus verglichen (siehe Hinweis bei [Ramanathan88]). Die zugehörige Strahlungsbilanz wird im folgenden erläutert.

2.2.1 Strahlung schwarzer Körper

Für die Absorptions- und Emissionsvorgänge ist die Strahlung schwarzer Körper wichtig.

Ein schwarzer Körper absorbiert Licht aller Wellenlängen. Nach dem Kirchhoffschen Gesetz wird im *Temperaturgleichgewicht* die gesamte absorbierte Strah-

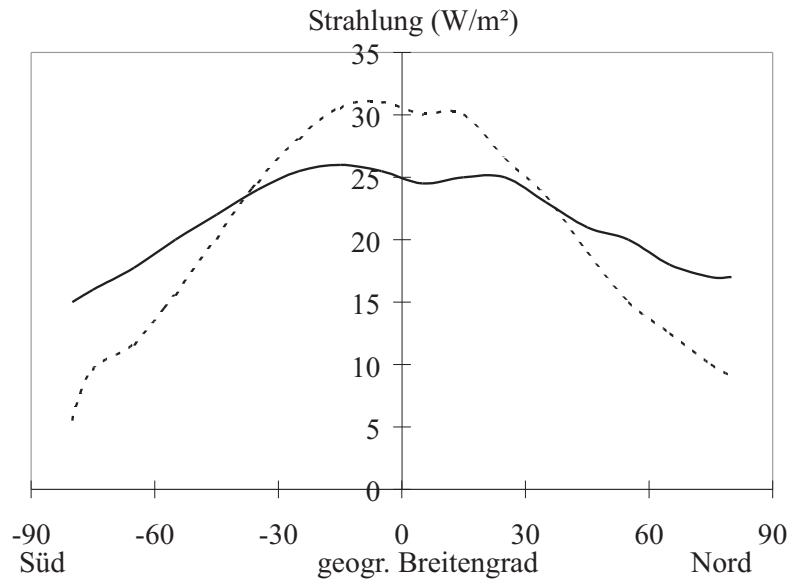


Abbildung 2: Gemessene solare Einstrahlung und Wärmeabstrahlung in Abhängigkeit vom Breitengrad (jahreszeitlich gemittelt); durchgezogen: infrarote Abstrahlung, gestrichelt: solare Einstrahlung (nach [Paltridge and Platt76])

lungsleistung wieder reemittiert:

absorbierte Strahlungsleistung (P_a) = emittierte Strahlungsleistung (P_e).

Die von der Oberfläche eines schwarzen Körpers emittierte Strahlungsflußdichte ist von ihrer Temperatur nach dem Stefan – Boltzmann – Gesetz abhängig:

$$B(T) = \sigma T^4 \quad (1)$$

wobei σ die Stefan–Boltzmann–Konstante ($5,67 * 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$) und T die Temperatur der Strahleroberfläche sind.

Die von einem schwarzen Körper emittierte Strahlung teilt sich auf die Wellenlängen nach dem Planckschen Strahlungsgesetz auf:

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} * \frac{1}{e^{hc/(kT\lambda)} - 1} \quad (2)$$

(Mit λ : Wellenlänge, h : Plancksches Wirkungsquantum, c : Lichtgeschwindigkeit und k : Boltzmann-Konstante)

In Abbildung 3 ist für $T = 293 K$ die Funktion $B_\lambda(T)$ skizziert. Bei der Temperatur der Sonnenoberfläche ($T = 5770 K$) liegt ihr Maximum im Bereich sichtbaren Lichts, bei der Temperatur der Erdoberfläche im Infrarotbereich.

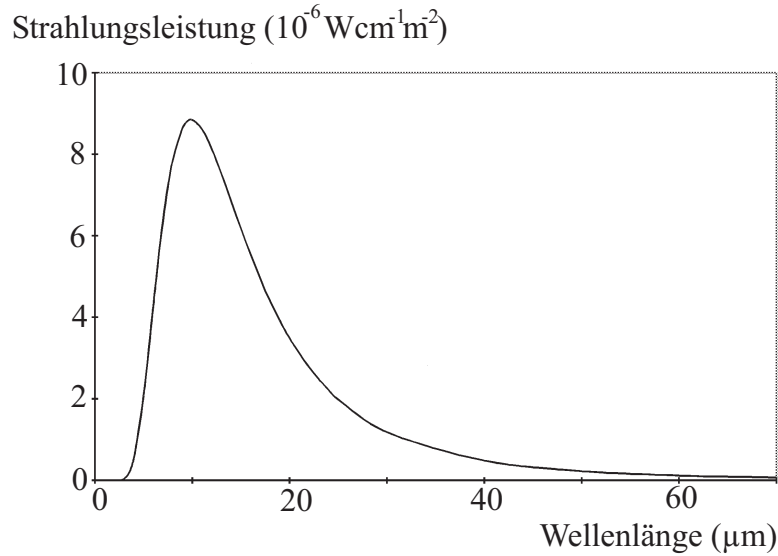


Abbildung 3: *Spektrum eines Schwarzen Körpers bei $T = 20^\circ\text{C}$*

Die meisten Körper absorbieren allerdings nur partiell. Ein Teil der Strahlung wird reflektiert, sie sind also keine schwarzen Körper. Das Reflexionsvermögen wird durch die Albedo angegeben⁴. Die Albedo ist der Quotient aus reflektierter und einfallender Strahlungsleistung.

2.2.2 Strahlungsbilanz der Atmosphäre im Temperaturgleichgewicht

Die Theorie der Strahlungsbilanz beruht wesentlich auf der Annahme, daß die Atmosphäre im Gleichgewicht ist. Nimmt man an, daß eine Änderung des Strahlungsgleichgewichtes mit einer Änderung des Temperaturgleichgewichtes verbunden ist, folgt, daß eine Änderung der Nettostrahlungsflußdichte (ΔF) im globalen Mittel mit einer Änderung der globalen Durchschnittstemperatur gekoppelt ist. Durch die Konzentrationserhöhung von im Infraroten absorbierenden Spurengasen wird ΔF erhöht. ([Ramanathan75])

Alle in diesem Abschnitt erwähnten Strahlungsflüsse sind im jahreszeitlichen Mittel angegeben und über die geographische Breite gemittelt.

Im Gleichgewicht ist ΔF null, da die eingestrahlte Leistung wieder abgegeben wird. Die Einstrahlung erfolgt nach Gleichung 2 mit Maximum im sichtbaren Wellenlängenbereich, die Abstrahlung im infraroten. Abbildung 4 zeigt ein Schema für die Strahlungs- und Energieflüsse in der Atmosphäre.

Die von der Sonne emittierte Strahlung hat am Außenrand der Erdatmosphäre ei-

⁴Typische Werte für einige Oberflächen sind: frischer Schnee 80–85%; Grasland 20–25%; Regenwald 8–12%; Wasser bei hohem Sonnenstand 3–5% (bei tiefem 50–80%); dichte Wolken 70–80% Reflexion.[Flohn88]

ne Strahlungsflußdichte von 1373 Wm^{-2} durch eine Fläche senkrecht zum Strahl⁵. Da die Erde näherungsweise kugelförmig ist, ist die insgesamt bestrahlte Fläche um den Faktor vier größer (Verhältnis Kugeloberfläche zu Querschnitt), so daß der globale durchschnittliche Strahlungsfluß 343 Wm^{-2} beträgt. In Abbildung 4 ist dieser Strahlungsfluß durch den Pfeil **a** symbolisiert.

⁵entspricht der „Solarkonstante“, die aber nur in gewissen Grenzen konstant ist (Sonnenfleckzyklus, Variation der Erdbahnparameter). Eine Änderung um $\pm 1\%$ hätte eine Wirkung in der Größenordnung des zusätzlichen Treibhauseffektes ([Wang et al.86]).

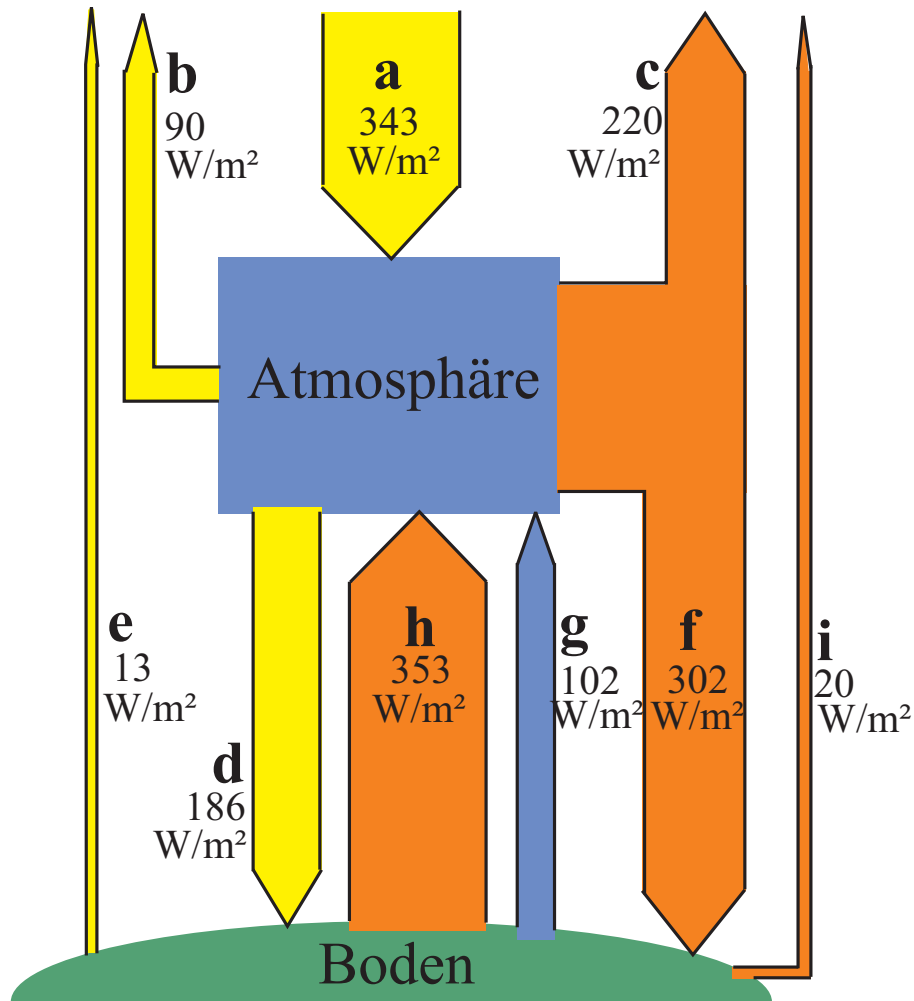


Abbildung 4: Schema zur Strahlungsbilanz im Gleichgewicht

Solare Einstrahlung:

Reflexion durch Wolken, Aerosole
und Rayleighstreuung:

Strahlung der Atmosphäre in den
Weltraum:

Durch die Atmosphäre dringende
Strahlung:

Vom Boden reflektierte solare Strahlung:

Strahlung der Atmosphäre zum Boden:

Vom Boden absorbiert und in latente
und fühlbare Wärme umgewandelt:

Vom Boden absorbiert und in Wärme-
strahlung umgewandelt:

Durch die Atmosphäre dringende

Ausstrahlung des Bodens:

a Maximum im Sichtbaren

b Maximum im Sichtbaren

c Maximum im Infraroten

d Maximum im Sichtbaren

e Maximum im Sichtbaren

f Maximum im Infraroten

g

h Maximum im Infraroten

i Maximum im Infraroten

(nach [Roedel92])

Etwa 30 % davon werden durch Wolken oder Aerosole in das All reflektiert oder gestreut (**b**) und ungefähr die Hälfte dringt durch die Atmosphäre und wird vom Erdboden absorbiert (**d**).

Auch der Boden und die Ozeanoberfläche reflektieren einen Teil (**e**). Der Rest des einfallenden Strahlungsflusses (**a** – **d**) wird von den Bestandteilen der Atmosphäre absorbiert.

Die von Atmosphäre und Boden absorbierte Strahlung wird in Wärme umgewandelt. Die Atmosphäre emittiert durch diese Erwärmung teilweise nach oben und teilweise nach unten.

Durch die Erwärmung des Bodens wird Energie in Verdunstung oder Konvektion (**g**) umgewandelt und zum Teil als Wärmestrahlung emittiert. Die Wärmestrahlung vom Boden in die Atmosphäre ist durch den Pfeil **h**, direkt in den Weltraum durch den Pfeil **i**, symbolisiert. Aufgrund der Erwärmung der Atmosphäre durch den von der Sonne und vom Boden einfallenden Strahlungsfluß emittiert sie Infrarotstrahlung in den Weltraum (**c**) und zum Boden (**f**). Der Strahlungsfluß im Infraroten von Atmosphäre in den Boden wird „Gegenstrahlung“ genannt.

Für die Energiebilanz des Bodens bedeutet das, daß der Hauptteil der Einstrahlung im Infraroten liegt. Am Boden gilt:

$$\mathbf{d} + \mathbf{f} = \mathbf{e} + \mathbf{g} + \mathbf{h} + \mathbf{i}$$

Die Energiebilanz der Atmosphäre ist:

$$\mathbf{a} + \mathbf{h} + \mathbf{g} = \mathbf{b} + \mathbf{c} + \mathbf{d} + \mathbf{f}$$

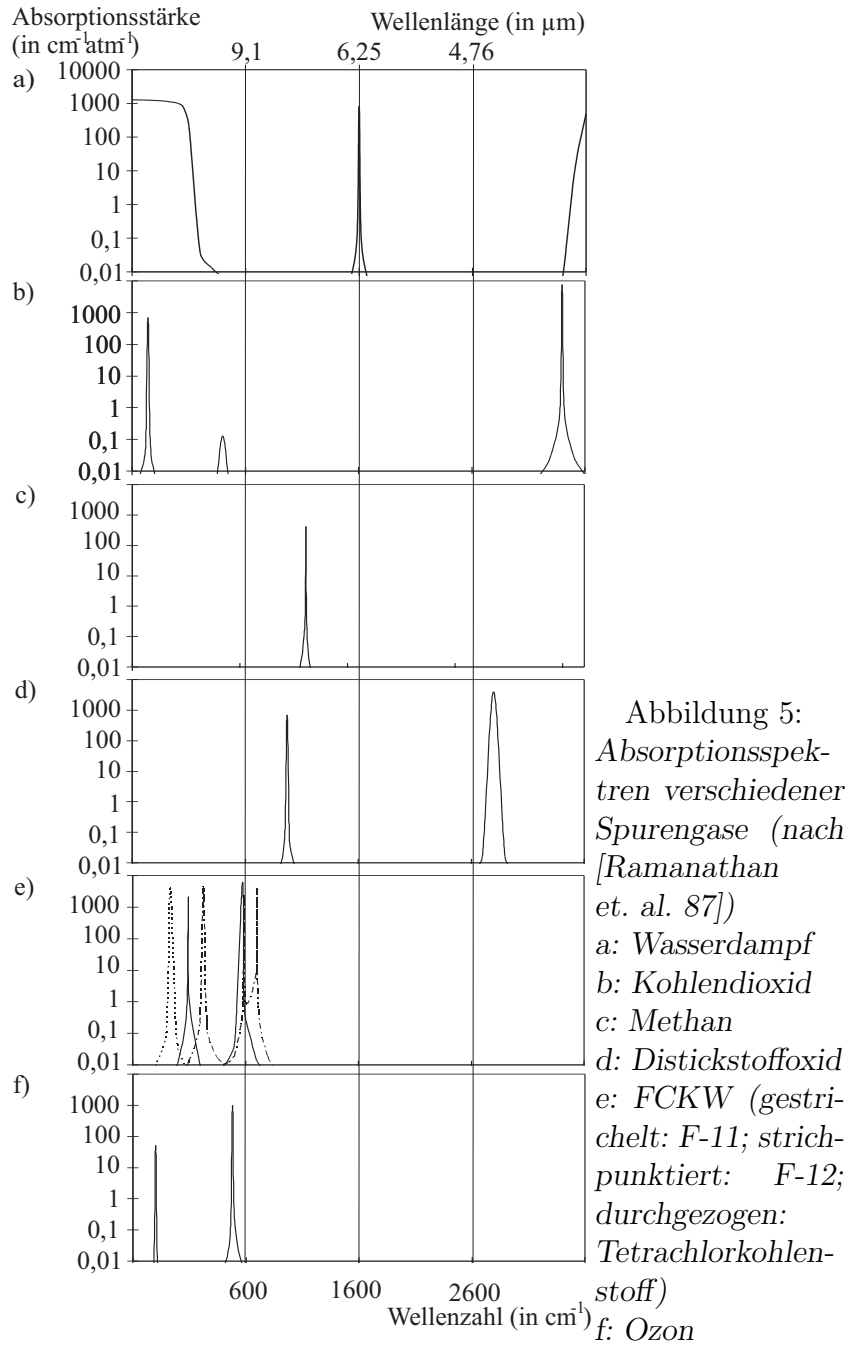
Nach obiger Gleichung ist der gesamte Strahlungsfluß in den Boden 488 Wm^{-2} . Davon werden 102 Wm^{-2} in latente und konvektive Wärme (**g**) umgewandelt. Die Wärmeabstrahlung von 386 Wm^{-2} entspricht nach Gleichung 1 einer Temperatur von $+15 \text{ }^\circ\text{C}$. Den Effekt der Erhöhung des Strahlungsflusses durch die Gegenstrahlung nennt man *natürlichen Treibhauseffekt*.

Im Gleichgewicht ist der Strahlungsfluß aus dem System Atmosphäre und Erdoberfläche heraus:

$$\mathbf{b} + \mathbf{c} + \mathbf{e} + \mathbf{i} = \mathbf{a},$$

dem solaren Strahlungsfluß in das System hinein.

Durch die Emission von Gasen mit Absorptionsbanden im Infraroten wird der in der Atmosphäre in Wärme umgewandelte Anteil des Strahlungsflusses erhöht. Dadurch erhöht sich die Gegenstrahlung (**f**) und die Infrarotabstrahlung (**c**) in den Weltraum bis sich ein neues Gleichgewicht zwischen ein- und ausstrahlenden Flüssen einstellt. Die erhöhte Gegenstrahlung hat einen höheren gesamten Strahlungsfluß in den Boden und damit eine erhöhte Bodentemperatur zur Folge. Dieser Effekt ist der *zusätzliche Treibhauseffekt*.



2.3 Spurengase und Temperaturänderung

Aus der Änderung des Strahlungsgleichgewichts folgt eine Temperaturänderung der Erdoberfläche und der Atmosphäre. Im Zusammenhang mit dem zusätzlichen Treibhauseffekt wird eine solche Änderung durch die Konzentrationsänderung von Spurengasen mit Absorptionslinien im infraroten Wellenlängenbereich verursacht.

Die Erhöhung der Spurengaskonzentrationen wird anthropogenen Aktivitäten zugeschrieben. Seit 1938 gilt der Zusammenhang zwischen einer Erhöhung der Kohlendioxidkonzentration und der Verwendung fossiler Brennstoffe als nachgewiesen (Callendar, nach [Flohn81]). Zu diesen kommen noch Emissionen aus Abholzung und Brandrodung (Kapitel 4.2.1).

Sowohl natürlich⁶ vorkommende, als auch durch den Menschen verursachte⁷ Spurengase haben die Eigenschaft, nur im Infraroten zu absorbieren, für sichtbares Licht dagegen durchlässig zu sein.

Abbildung 5 zeigt Ausschnitte der Absorptionsspektren der wichtigsten Treibhausgase im „atmosphärischen Fenster“. Das atmosphärische Fenster umfaßt den Wellenlängenbereich von 8 μm bis 13 μm . Da Wasserdampf in der Atmosphäre in einer Konzentration vorkommt, in der die H₂O-Absorptionsbanden weitgehend gesättigt sind, liegt die Infrarotabstrahlung von Erdoberfläche und Atmosphäre hauptsächlich außerhalb dieser Banden im atmosphärischen Fenster ([Roedel92]). Die Absorption durch Spurengase ist daher besonders relevant, wenn sie Absorptionsbanden in diesem Bereich haben. Wasserdampf hat dort ein niedriges kontinuierliches Spektrum, so daß eine starke Erhöhung der H₂O-Konzentration ebenfalls eine Änderung der Strahlungsbilanz mit erhöhter Gegenstrahlung hat.

2.4 Andere Einflüsse auf die Strahlungsbilanz

Andere Effekte, die die Strahlungsbilanz beeinflussen, sind die Änderung der Albedo (verstärkte Wolkenbildung) und Absorption durch Aerosole, Änderungen des solaren Strahlungsflusses und Rückkopplungsmechanismen wie stärkere Verdunstung oder Vegetationsveränderung.

Insbesondere können Aerosole, die sowohl natürlich als auch anthropogen entstehen, auf die Strahlungsbilanz einen Einfluß von ähnlicher Größenordnung wie der derzeitige Nettostrahlungsfluß durch den zusätzlichen Treibhauseffekt haben. Aerosole kommen mit Partikeldurchmessern von 0,1 bis 100 μm vor ([Houghton et al.92]). Sie können, je nach Zusammensetzung, sehr unterschiedliche Wirkung haben. Die für die Strahlungsbilanz wichtigsten Aerosole sind Sulfataerosole⁸ mit einem Durchmesser von 0,1 bis 1 μm . Sie haben eine höhere Albedo als die Mee-

⁶zum Beispiel H₂O, CO₂ und CH₄

⁷zum Beispiel FCKW und vermehrt CO₂

⁸Sie entstehen größtenteils aus SO₂, das hauptsächlich von Verbrennungsprozessen und Vulkanismus herrührt ([Houghton et al.92]).

resoberfläche, die den größten Teil der Erdoberfläche ausmacht. Der zweite Effekt ist die Erhöhung der Anzahl der Kondensationskeime. Dadurch entstehen mehr Wolken mit einer hohen Albedo. Insgesamt wird durch Aerosole die Reflexion der Atmosphäre (Abbildung 4, **b**) verstärkt, so daß die Strahlungsflüsse **c**, **d** und **f** verringert werden. Nach Modellrechnungen hat dies einen negativen Effekt von $-1,6$ bis $-2,2 \text{ Wm}^{-2}$ auf den Strahlungsfluß in die Atmosphäre (**a** – **b**)⁹.

[Jones et al.94]

3 CO₂-Äquivalenzfaktoren

Vorbemerkungen

Bei CO₂-Äquivalenzfaktoren wird die Treibhauswirkung als Temperaturwirkung oder Nettostrahlungsflußdichte eines betrachteten Gases in Relation zu der Wirkung von Kohlendioxid gesetzt. Kohlendioxid entsteht bei jedem Verbrennungsprozeß. Bei einer Gewichtung mit CO₂-Äquivalenzfaktoren ist Kohlendioxid mit etwa 50% am zusätzlichen Treibhauseffekt beteiligt. Daher ist es für den Treibhauseffekt das wichtigste anthropogene Spurengas. Abbildung 6 zeigt die gewichteten Anteile der wichtigsten Spurengase am zusätzlichen Treibhauseffekt in den achtziger Jahren.

Eine Vielzahl der Spurengase können durch chemische Wechselwirkungen andere Gase produzieren (wie die Produktion von Ozon durch Stickstoffoxide). Diese können ihrerseits treibhauswirksam sein. Ihre Treibhauswirkung wird den Ursprungsgasen im indirekten GWP zugeordnet.

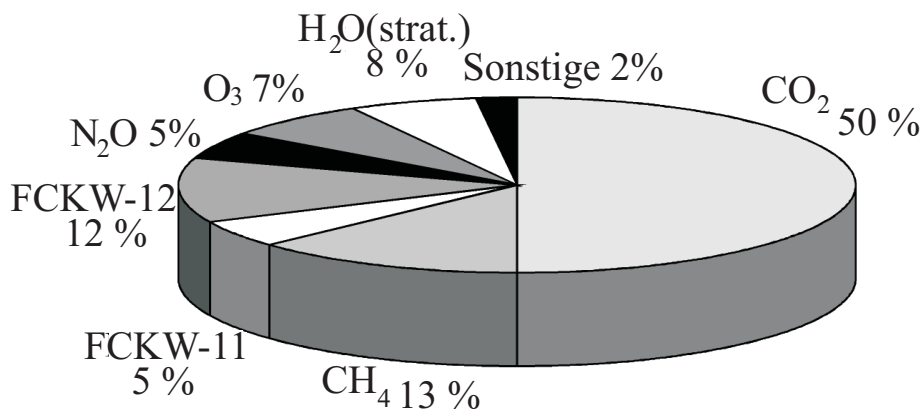


Abbildung 6: Anteile einzelner Gase am zusätzlichen Treibhauseffekt (Strahlungswirkung) in den achtziger Jahren (in Prozent, global) ([Bundestag94a], Seite 79)

⁹Der zusätzliche Treibhauseffekt wird zur Zeit auf $+2$ bis $+2,5 \text{ Wm}^{-2}$ geschätzt ([Jones et al.94])

Kohlendioxid wird wegen seiner Wichtigkeit normalerweise als Relativgas bei der Bestimmung der GWPs verwendet. Nachteilig dabei ist, daß CO_2 nicht eine dominierende Hauptsenke, sondern mehrere hat. Daher sind in der Berechnung des CO_2 -Äquivalenzfaktors eines Gases sowohl nach der Definition vom IPCC als auch nach der Definition von [Rotmans und den Elzen92] (siehe Kapitel 3.4.2) Kohlenstoffkreislaufmodelle enthalten. Sie simulieren die Aufnahme durch die verschiedenen Senken mit den charakteristischen Lebensdauern.

Für die Berechnung der GWPs in dieser Arbeit wurde ein parametrisierter Ausdruck nach Maier-Reimer und Hasselmann ([Lelieveld, Crutzen and Brühl93]) für die Zerfallsfunktion R_0 eines CO_2 -Impulses verwendet (Gleichung 3).

Um eine Emission unabhängig von ihrer lokalen Quelle in ihrer globalen Wirkung einschätzen zu können, bedient man sich der Annahme, daß die Emission „impuls-“förmig sei. Das heißt, eine bestimmte Menge des betreffenden Gases wird in die Atmosphäre gebracht und ist instantan global verteilt. Danach erfolgt der Zerfall gemäß den Kurven in Abbildung 7.

Dabei wird von den sonstigen Emissionen und Veränderungen der Konzentrationen abgesehen.

$$R_0 = a_0 + \sum_{j=1}^4 a_j e^{-t/\tau_j} \quad (3)$$

Hierbei sind die Koeffizienten und Exponenten: $a_0 = 0,131$, $a_1 = 0,201$, $\tau_1 = 362,9$ Jahre, $a_2 = 0,321$, $\tau_2 = 73,6$ Jahre, $a_3 = 0,249$, $\tau_3 = 17,3$ Jahre und $a_4 = 0,098$ und $\tau_4 = 1,9$ Jahre. Dies trägt den unterschiedlich schnellen Abbauprozessen und den charakteristischen Lebensdauern τ Rechnung: Deposition im tiefen Ozean (τ_1), Aufnahme in der oberen Ozeanschicht (τ_2) und Aufnahme in der Biosphäre und im Boden (τ_3 und τ_4).

Die Zeitabhängigkeit des Impulses von Gasen mit *einer* dominierenden Senke ist die Zerfallsfunktion mit der Lebensdauer τ :

$$R_i = e^{-t/\tau} \quad (4)$$

Emissionen werden im internationalen Gebrauch meist in Masseneinheiten angegeben. Daher werden in dieser Arbeit die CO_2 -Äquivalenzfaktoren ebenfalls auf Massenbasis angegeben. Die Umrechnung erfolgt mit Hilfe von:

$$\text{GWP}_{\text{Masse}} = \frac{M_0}{M_i} \text{GWP}_{\text{Konzentration}}$$

3.1 Überblick über die historische Entwicklung

Schon seit längerer Zeit ([Ramanathan75]) ist bekannt, daß zum anthropogenen Treibhauseffekt nicht nur Kohlendioxid, sondern auch andere durch menschl-

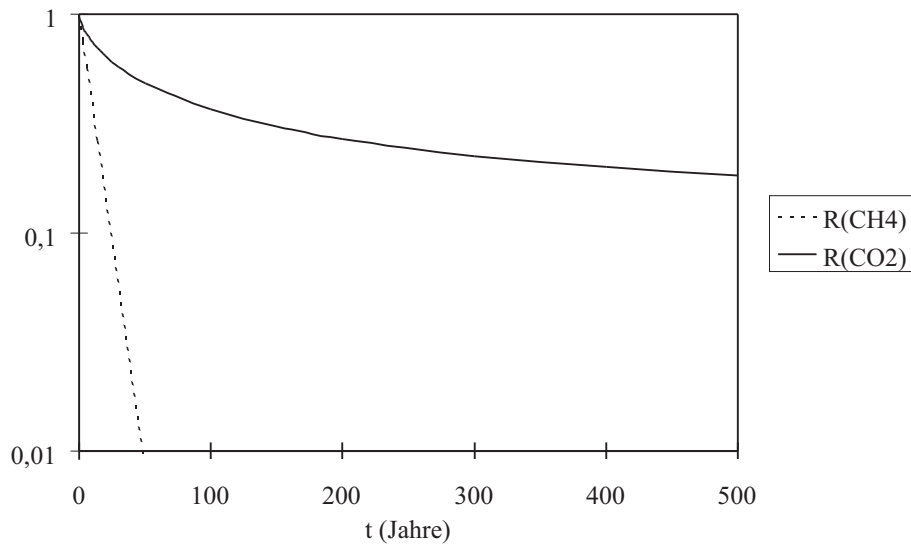


Abbildung 7: Abbaukurve eines Emissionsimpulses für $\tau = 10,5$ Jahre (Zerfallszeit von Methan, gestrichelt) und eines CO_2 -Emissionsimpulses (durchgezogen). Die logarithmische Skala verdeutlicht den im Gegensatz zum CO_2 -Abbau exponentiell erfolgenden CH_4 -Abbau.

che Nutzung emittierte Gase beitragen. Ramanathan errechnete den Nettostrahlungsfluß in die Atmosphäre durch die Absorption durch F-11 (CCl_3F) und F-12 (CCl_2F_2) bei Konzentrationen bis 5 *ppbv* und folgerte daraus eine Erhöhung der Erdoberflächentemperatur. In diesem Artikel wies Ramanathan darauf hin, daß neben den direkten auch indirekte, durch Rückkopplungen entstandene Effekte zu berücksichtigen sind. Als Beispiel führte er die Einflüsse der vermehrten Verdunstung von Wasser und der Ozonverminderung in der Stratosphäre an. Beides seien Effekte, die vermutlich den Nettostrahlungsfluß verringern würden.

Ein Jahr später ([Wang et al.76]) erschien in einem Artikel eine Aufstellung aller bekannten Treibhausgase mit den direkten und indirekten Wirkungen. Die Autoren errechneten mit Hilfe ihres Modells den Nettostrahlungsfluß und den Temperaturanstieg bei Verdopplung der damaligen Treibhausgaskonzentrationen. Sie machten allerdings auf die Unsicherheiten in der Berechnung aufmerksam, die durch unzureichende Daten und unzureichendes Verständnis, zum Beispiel des Wasserkreislaufes, entstanden.

Nach einer Reihe von Studien veröffentlichte Ramanathan 1987 einen ausführlichen Artikel über den anthropogenen Treibhauseffekt, der insbesondere chemische Effekte mit einbezog ([Ramanathan et al.87]).

Das erste Global Warming Potential (GWP), das dazu diente, eine ungefähre Vorstellung über die Größe des Treibhauseffektes der FCKW zu vermitteln, ist bei Ramanathan ([Ramanathan88]) zu finden: „For example, the addition of one

molecule of CFC-11 and CFC-12 can have the same greenhouse warming effect as adding 10^4 molecules of CO_2 to the atmosphere.“ Dieses GWP vergleicht die FCKW- mit der CO_2 -Emission auf molarer Basis.

Damit ist auch umrissen, was ein solcher Wert leisten soll, nämlich einen Vergleich der Wirksamkeit der Emission verschiedener Gase bezüglich ihres Temperatureffektes zu ermöglichen. Diese Idee griff das *Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton et al.90] auf, um eine möglichst einfache Basis für Entscheidungen auf politischer Ebene geben zu können.

3.2 Verwendung

Der Verwendungszweck¹⁰ des GWPs bestimmt auch seine Definition. Ohne Angabe dieses Zweckes und der damit verbundenen Einschränkungen ist die Angabe eines GWPs sinnlos, da es noch keinen einheitlichen Standard gibt. In Zukunft könnte ein Standard durch internationale Vereinbarungen festgelegt werden.

Das GWP soll folgende Aussage ermöglichen ([Houghton et al.90]):

Die Emission einer Menge des Gases X ist um das GWP-fache treibhauswirksamer als die Emission der gleichen Menge des Referenzgases Y.

Zum Beispiel

ist die Erwärmung durch einen Emissionsimpuls von 37 Mt Methan¹¹ gleich der Erwärmung durch 37 Mt Kohlendioxid multipliziert mit dem GWP von Methan. Bei einer Betrachtungszeit von $t_0=20$ Jahren ist das GWP von Methan 62 ([Bolin et al.94]). Die Wirkung von 37 Mt Methan entspricht kumuliert über 20 Jahre also der Wirkung von 2,3 Gt CO_2 entsprechend 0,63 Gt Kohlenstoff. Das ergibt eine Erwärmung von ca. $0,003^\circ C$, oder als Formel:

$$\begin{aligned}\Delta T_{CH_4} &= \text{GWP}(CH_4) \Delta T_{CO_2} \\ &= 0,003^\circ C\end{aligned}$$

Dieser Wert wurde mit Hilfe der durchschnittlichen jährlichen Erwärmung durch CO_2 nach [Dickinson and Cicerone86] errechnet. Er ist durch die Unsicherheit der Vorhersage der Temperaturänderung mit der CO_2 -Konzentration ungenau.

Um eine so vereinfachende Aussage wie oben treffen zu können, muß eine Vielzahl von Annahmen gemacht werden. Dort liegen auch die Schwachstellen des GWP-Konzeptes, nämlich wenn die Annahmen, die für die Berechnung gemacht wurden, nicht genannt werden. Im internationalen Rahmen ist eine Vereinbarung über die Standards der Berechnung wesentlich, da ansonsten eine wirksame

¹⁰zum Beispiel die Beurteilung der Wirkung einer Emission auf den durch einen Temperaturanstieg verursachten Meeresspiegelanstieg

¹¹Diese Menge entspricht dem durchschnittlichen jährlichen globalen Zuwachs ([Bolin et al.94]).

Verpflichtung auf Reduktionsziele nicht möglich ist. Eine weitere wichtige Rolle können sie bei der Verifikation internationaler Verträge über Reduktionsziele spielen ([Katscher94]).

Das Konzept der CO₂-Äquivalenzfaktoren ist allerdings nicht nur für die internationale Klimapolitik von Bedeutung, sondern dient auch der Abschätzung der Effektivität von Maßnahmen.

Zum Beispiel gehen in die Bewertung der Klimawirksamkeit verschiedener fossiler Brennstoffe die Gewichtungen durch GWPs ein. So ist der Brennstoffwechsel von Kohle und Öl zu Erdgas nur dann sinnvoll, wenn gewährleistet ist, daß die Verlustrate an CH₄ unter einem bestimmten Prozentsatz bleibt¹², da CH₄ einen CO₂-Äquivalenzfaktor hat, der größer als eins ist. Bei der Untersuchung von emissionsverursachenden Techniken auf ihr Verminderungspotential hin, wie es das IKARUS-Modellsystem ([Hake et al.94]) leistet, kann man sich das Konzept ebenfalls zunutze machen.

3.3 Theoretischer Überblick

Die Berechnung des Global Warming Potentials erfordert Kenntnis des Zusammenhangs von Konzentrationsänderung und Erwärmung. Die aus einem Emissionsimpuls resultierende Erwärmung innerhalb einer Betrachtungszeit t_0 wird in Beziehung zur Erwärmung gesetzt, die aus dem gleichen Impuls für CO₂ folgen würde.

Für die im folgenden skizzierte Übersichtsrechnung sind Näherungen erforderlich, die in dynamischen Modellen für die Beschreibung des Klimas nicht gemacht werden. Die Wärmestrahlung wird als Voraussetzung für die folgenden Rechnungen als einzig wirksamer Energieaustauschprozeß der Atmosphäre betrachtet. In der Realität stellt sie zwar den größten Anteil, ist aber neben Konvektion, Wärmeleitung, Verdunstung, Kondensation und chemischer Reaktion nur *einer* der energetischen Prozesse, die in der Atmosphäre stattfinden. Modelle sind in der Lage, auch die anderen Energieaustauscharten zu simulieren. Die hier vorgenommene Näherung führt dazu, daß die zeitliche Temperaturänderung dT/dt in einer Schicht dz proportional zur eingestrahnten Nettostrahlungsflußdichte $d\Delta I(z)$ ist:

$$d\Delta I(z) = \rho(t, z) c_p \frac{dT}{dt} dz \quad (5)$$

(nach [Houghton86]).

Die im Zusammenhang mit dem GWP betrachteten Zeiträume sind gewöhnlich wesentlich länger als die Durchmischungszeit der Troposphäre (etwa ein Jahr).

¹²[Lelieveld and Crutzen92]: < 2,4 bis 2,9 % Verlust für den Wechsel Öl zu Gas; < 4,3 bis 5,7 % für Kohle zu Gas in einem Zeitraum von zehn Jahren

Die Verlustrate in der Bundesrepublik Deutschland betrug 1987 0,2% ([Pospischill93]), weltweit nach grober Abschätzung 1-2% (nach [Heinloth94b])

Dadurch kann man annehmen, daß die Änderungsrate dT/dt von z unabhängig ist. Es ergibt sich bei Integration von Gleichung 5 über die Höhe:

$$\Delta F = \int_0^\infty d\Delta I dz = c_p \frac{dT}{dt} \int_0^\infty \rho(t, z) dz \quad (6)$$

$$\Rightarrow \frac{1}{c_p} \left(\int_0^\infty \rho(t, z) dz \right)^{-1} \Delta F = \frac{dT}{dt}. \quad (7)$$

Bevor diese Gleichung weiter behandelt werden kann, muß geklärt werden, wie ΔF errechnet werden kann. ΔF ist die Nettostrahlungsflußdichte, also die Differenz zwischen der in die Atmosphäre eingestrahnten und der von ihr ausgestrahlten Strahlungsflußdichte:

$$\Delta F = F_\downarrow - F_\uparrow. \quad (8)$$

Wenn man eine planparallele Atmosphäre als einfaches Atmosphärenmodell zugrunde legt, kann man von den Änderungen, die die einfallende Strahlungsflußdichte $\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z)$ in einer Schicht der Dicke dz erfährt, ausgehen, um die Strahlungsflußdichte in die Atmosphäre F_\downarrow zu berechnen. Ein Teil von $\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z)$ wird absorbiert:

$$-\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z) k_{\tilde{\nu}} \rho(t, z) dz$$

mit $k_{\tilde{\nu}}$ als Absorptionskoeffizient in Abhängigkeit von der Wellenzahl $\tilde{\nu}$; ein weiterer Teil wird gestreut:

$$-\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z) \sigma_{\tilde{\nu}} dz$$

mit $\sigma_{\tilde{\nu}}$ als Reflexionskoeffizienten.

Zusätzlich wird die Schicht nach dem Kirchhoffschen und dem Stefan-Boltzmann-Gesetz¹³ wie ein schwarzer Körper mit der Temperatur T eine Strahlung der Flußdichte $k_{\tilde{\nu}} \rho(t, z) B_{\tilde{\nu}}(T) dz$ aussenden (siehe Gleichung 2). Die durch die Schicht gestrahlte Flußdichte ändert sich also um:

$$\begin{aligned} d\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z) &= -\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z) k_{\tilde{\nu}} \rho(t, z) dz - \Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z) \sigma_{\tilde{\nu}} \rho(t, z) dz \\ &\quad + k_{\tilde{\nu}} \rho(t, z) B_{\tilde{\nu}}(T) dz \\ &= -\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z) (k_{\tilde{\nu}} + \sigma_{\tilde{\nu}}) \rho(t, z) dz + k_{\tilde{\nu}} \rho(t, z) B_{\tilde{\nu}}(T) dz. \end{aligned} \quad (9)$$

Die nach oben gestrahlte Flußdichte der unter der Schicht liegenden Atmosphäre und des Bodens wird ebenfalls geändert:

$$d\Phi_\uparrow^{\tilde{\nu}}(z) = -\Phi_\uparrow^{\tilde{\nu}}(z) k_{\tilde{\nu}} \rho(t, z) dz + k_{\tilde{\nu}} \rho(t, z) B_{\tilde{\nu}}(T) dz. \quad (10)$$

¹³siehe Kapitel 2.2.1

Streuung erfolgt hauptsächlich in Wellenlängenbereichen $\leq 1\mu m$, daher spielt sie bei der Infrarotabstrahlung keine Rolle.

Beide Gleichungen gelten nur für einen festen Winkel θ . Da die gesamte einfallende Strahlung in Gleichung 5 eingeht, muß über die obere beziehungsweise untere Halbkugel an der Schicht integriert werden:

$$dS_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z) = \int_{2\pi} d\Phi_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z) d\Omega$$

$$dS_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z) = \int_{2\pi} d\Phi_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z) d\Omega$$

$d\Omega$ ist ein infinitesimales Raumwinkelement. Als gute Näherung kann man in den Gleichungen $B_{\tilde{\nu}}(T)$ durch $\pi B_{\tilde{\nu}}(T)$, dz durch $(5/3)dz$ und $\Phi^{\tilde{\nu}}(z)$ durch $S^{\tilde{\nu}}(z)$ ersetzen ([Houghton86]), so daß sich ergibt:

$$dS_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z) = -\frac{5}{3}S_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z)(k_{\tilde{\nu}} + \sigma_{\tilde{\nu}})\rho(t, z) dz + \frac{5}{3}\pi k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z)B_{\tilde{\nu}}(T) dz$$

$$dS_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z) = -\frac{5}{3}S_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z)k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z) dz + \frac{5}{3}\pi k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z)B_{\tilde{\nu}}(T) dz.$$

Die Gleichungen sind von der Wellenzahl abhängig, daher wird über $\tilde{\nu}$ integriert, um den gesamten Strahlungsfluß zu erhalten:

$$\begin{aligned} dI_{\downarrow}(z) &= \int_0^{\infty} dS_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z) d\tilde{\nu} \\ &= -\frac{5}{3} \int_0^{\infty} [\Phi_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z)(k_{\tilde{\nu}} + \sigma_{\tilde{\nu}})\rho(t, z) dz] d\tilde{\nu} \\ &\quad + \frac{5}{3}\pi \int_0^{\infty} [k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z)B_{\tilde{\nu}}(T) dz] d\tilde{\nu} \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} dI_{\uparrow}(z) &= \int_0^{\infty} dS_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z) d\tilde{\nu} \\ &= -\frac{5}{3} \int_0^{\infty} [\Phi_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z)k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z) dz] d\tilde{\nu} \\ &\quad + \frac{5}{3}\pi \int_0^{\infty} [k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z)B_{\tilde{\nu}}(T) dz] d\tilde{\nu}. \end{aligned} \quad (12)$$

Der gesamte Nettostrahlungsfluß in die Atmosphäre ergibt sich aus der über die Höhe z integrierten Differenz des ein- und des ausgestrahlten Flusses.

$$\begin{aligned}
\Delta F &= \int_0^\infty d\Delta I(z) dz \\
&= \int_0^\infty [dI_\downarrow(z) - dI_\uparrow(z)] dz \\
&= \int_0^\infty dI_\downarrow(z) dz - \int_0^\infty dI_\uparrow(z) dz \\
&= -\frac{5}{3} \int_0^\infty \int_0^\infty [\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z)(k_{\tilde{\nu}} + \sigma_{\tilde{\nu}})\rho(t, z)] d\tilde{\nu} dz \\
&\quad + \frac{5}{3} \pi \int_0^\infty \int_0^\infty [k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z)B_{\tilde{\nu}}(T)] d\tilde{\nu} dz \\
&\quad + \frac{5}{3} \int_0^\infty \int_0^\infty [\Phi_\uparrow^{\tilde{\nu}}(z)k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z)] d\tilde{\nu} dz \\
&\quad - \frac{5}{3} \pi \int_0^\infty \int_0^\infty [k_{\tilde{\nu}}\rho(t, z)B_{\tilde{\nu}}(T)] d\tilde{\nu} dz \\
&= -\frac{5}{3} \int_0^\infty \int_0^\infty [\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z)(k_{\tilde{\nu}} + \sigma_{\tilde{\nu}}) \\
&\quad - \Phi_\uparrow^{\tilde{\nu}}(z)k_{\tilde{\nu}}] \rho(t, z) d\tilde{\nu} dz. \tag{13}
\end{aligned}$$

Setzt man ΔF nach Gleichung 13 in Gleichung 7 ein, erhält man für dT/dt :

$$\begin{aligned}
\frac{dT}{dt} &= -\frac{5}{3c_p} \left(\int_0^\infty \rho(t, z) dz \right)^{-1} \int_0^\infty \int_0^\infty [\Phi_\downarrow^{\tilde{\nu}}(z)(k_{\tilde{\nu}} + \sigma_{\tilde{\nu}}) \\
&\quad - \Phi_\uparrow^{\tilde{\nu}}(z)k_{\tilde{\nu}}] \rho(t, z) d\tilde{\nu} dz. \tag{14}
\end{aligned}$$

Gleichung 14 beschreibt die Erwärmungsrate der Atmosphäre durch eine Emission, da sie vom Dichteverlauf abhängig ist. Um die Erwärmung pro Dichteänderung zu erhalten, muß dT/dt noch nach der Dichte abgeleitet werden. Dies erfordert die Kenntnis der Abhängigkeit der Temperaturänderung von der Dichteänderung, die nicht problemlos analytisch herleitbar ist, da die Abhängigkeit der Nettoeinstrahlung von der Dichte und den Absorptionsbanden modelliert werden muß.

Die Ableitung der Gleichung 14 nach der Dichte wird vom Zeitpunkt des Impulses ($t = 0$) bis zur Betrachtungsdauer t_0 integriert. Man erhält Gleichung 15.

$$\int_0^{t_0} \frac{d^2T}{d\rho(t, z) dt} dt = -\frac{5}{3c_p} \int_0^{t_0} \frac{d}{d\rho(t, z)} \left[\left(\int_0^\infty \rho(t, z) dz \right)^{-1} \int_0^\infty \int_0^\infty \left[\Phi_{\downarrow}^{\tilde{\nu}}(z)(k_{\tilde{\nu}} + \sigma_{\tilde{\nu}}) - \Phi_{\uparrow}^{\tilde{\nu}}(z)k_{\tilde{\nu}} \right] \rho(t, z) d\tilde{\nu} dz \right] dt. \quad (15)$$

Dieses Integral ist nur numerisch lösbar. Als Parameter gehen in diese Gleichung die Dichte $\rho(t, z)$ des Gases, die Absorptions- und Reflexionskoeffizienten ($k_{\tilde{\nu}}$ und $\sigma_{\tilde{\nu}}$), die Lebensdauer τ , die Wärmekapazität c_p und die emittierte Menge ein. Gleichung 15 beschreibt die Temperaturänderung als Folge der Strahlungswirkung eines Emissionsimpulses, kumuliert über eine Zeit t_0 . Dabei ist zu berücksichtigen, daß sehr grobe Näherungen gemacht wurden. Sie werden hier noch einmal aufgeführt:

1. Der Strahlungstransfer wird als einziger Energieaustausch angenommen. In der Realität tragen noch andere Energieflüsse zur Temperaturänderung bei (konvektiver und latenter Wärmetransport).
2. Das Zerfallsgesetz für den Emissionsimpuls (Gleichung 4) ist von zahlreichen Einflußfaktoren wie der Anzahl chemischer Reaktionen, ihrer Reaktionsgeschwindigkeiten, den Depositionsgeschwindigkeiten und der Anzahl der Reservoirs abhängig und damit keine einfache e -Funktion.
3. Es wurde angenommen, daß die Änderungsrate der Temperatur mit der Zeit (dT/dt) von z unabhängig ist. In der Realität gilt das als Näherung nur für die Troposphäre.
4. Die spezifische Wärme c_p bei konstantem Druck wird als konstant mit der Höhe angenommen. Da der Druck aber mit zunehmender Höhe abnimmt, nimmt auch c_p mit der Höhe ab, allerdings in geringerem Maße.
5. Die Atmosphäre wird als planparallel betrachtet.
6. Strenggenommen emittieren weder der Boden, noch die Sonne, noch eine Atmosphärenschicht wie ein schwarzer Körper, sondern „grau“. Das heißt, es gibt bestimmte Wellenlängen, bei denen nichts oder weniger emittiert wird.
7. Die Integration der Gleichungen 9 und 10 wird durch eine Näherung ersetzt.

8. Für die numerische Integration von Gleichung 15 ist außerdem noch ein Bändermodell für die Beschreibung der Spektren erforderlich. Hier treten Schwierigkeiten in der Beschreibung der Temperatur- und Druckabhängigkeit der Absorptionskoeffizienten auf.

Die Näherungen 1. und 6. beinhalten die größten Unsicherheiten. Sie entstehen durch noch unzureichende Kenntnisse über die Zusammenhänge in der Atmosphäre und durch die Bildung von Durchschnittswerten, die regionale Besonderheiten nicht berücksichtigen. Rückkopplungen können oft nicht quantifiziert werden, obwohl sie das Klimasystem stark beeinflussen.

Das GWP ist der Quotient der Temperaturänderung in der Zeit t_0 von zwei Gasen:

$$\begin{aligned}
 \text{GWP} &= \frac{\int_0^{t_0} d^2 T_i / (d\rho_i(t, z) dt) dt}{\int_0^{t_0} d^2 T_0 / (d\rho_0(t, z) dt) dt} \\
 &= \left(\int_0^{t_0} \frac{d}{d\rho_i(t, z)} \left[\left(\int_0^\infty \rho_i(t, z) dz \right)^{-1} \int_0^\infty \int_0^\infty \left[(\Phi_{\downarrow}^{\tilde{\nu}_i}(z)(k_{\tilde{\nu}_i} + \sigma_{\tilde{\nu}_i}) \right. \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. \left. + \Phi_{\uparrow}^{\tilde{\nu}_i}(z)k_{\tilde{\nu}_i}\rho_i(t, z) \right] d\tilde{\nu} dz \right] dt \right) \\
 &\quad \left(\int_0^{t_0} \frac{d}{d\rho_0(t, z)} \left[\left(\int_0^\infty \rho_0(t, z) dz \right)^{-1} \int_0^\infty \int_0^\infty \left[(\Phi_{\downarrow}^{\tilde{\nu}_0}(z)(k_{\tilde{\nu}_0} + \sigma_{\tilde{\nu}_0}) \right. \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. \left. + \Phi_{\uparrow}^{\tilde{\nu}_0}(z)k_{\tilde{\nu}_0}\rho_0(t, z) \right] d\tilde{\nu} dz \right] dt \right)^{-1}. \tag{16}
 \end{aligned}$$

Diese Gleichung zeigt die wesentliche Abhängigkeit des GWP vom Nettostrahlungsfluß. Dies resultiert aus Annahme 1., mit der alle Energieflüsse außer der Strahlung vernachlässigt werden. Mit Hilfe von Funktionen des zeitlichen und vertikalen Dichteverlaufs, Bändermodellen und der Abhängigkeit des Strahlungsflusses von der Dichte, der Wellenzahl und der Höhe, kann man das GWP mit Gleichung 16 errechnen. Allerdings ist insbesondere der Strahlungsfluß eine Größe, bei der die genannten Abhängigkeiten nicht ausreichend bekannt sind, so daß er durch Messung und Modellierung nachgebildet wird. Zusätzlich werden Absorptions- und Reflexionskoeffizienten modelliert. Auf solchen Modellen basieren die in Kapitel 3.4 beschriebenen Definitionen.

3.4 Definitionen

Die Nettoeinstrahlung und die damit verbundene Temperaturänderung sind wesentlich für die Definition der GWPs. Je nach verwendetem Modell unterscheiden sich die Definitionen verschiedener Autoren.

Im folgenden werden die in der Literatur vorhandenen Definitionen vorgestellt.

3.4.1 IPCC-Definition

Bis 1994 hat das *Intergovernmental Panel on Climate Change* indirekte und direkte GWP-Werte unterschieden. Der direkte GWP-Wert wurde anhand der Strahlungswirkung eines anthropogen emittierten Gases ermittelt ([Houghton et al.90]). Der indirekte Werte bezog sich auf die Strahlungswirkung der durch chemische Wechselwirkung entstandenen Treibhausgase. Zum Beispiel entsteht zusätzlicher stratosphärischer Wasserdampf durch die Oxidation von Methan. Der indirekte GWP-Wert des emittierten Gases (zum Beispiel Methan) wurde über die Temperaturwirkung der produzierten Gase (zum Beispiel stratosphärischen Wasserdampf und andere) errechnet. Das ergab für Methan ein indirektes GWP von insgesamt 36. Im 1994 erschienenen Report gibt das IPCC für Methan einen Gesamt-GWP-Wert (ohne Einbeziehung des zusätzlichen CO₂) und bei den indirekten GWPs das Vorzeichen der Wirkung an ([Bolin et al.94]). Bei Methan ist diese Wirkung „positiv“ eingeschätzt. Dagegen ist die indirekte Wirkung der FCKW durch die Ozonverminderung negativ, da mehr ultraviolette Strahlung in die Troposphäre dringt. Dies beschleunigt die Produktion von Radikalen, so daß mehr Spurengasmoleküle oxidiert werden. Außerdem gelangt weniger Infrarotstrahlung aus der Stratosphäre, in der weniger Energie absorbiert wird, in die Troposphäre ([Ramaswamy et al.92]).

Unter der Annahme, daß die Temperaturänderung zum Nettostrahlungsfluß proportional ist¹⁴, ist es möglich, die relative Temperaturänderung, die das GWP wiedergeben soll, durch die relative Änderung des Nettostrahlungsflusses auszudrücken.

$$\begin{aligned}
 \Delta T &\propto \Delta F \\
 \Rightarrow \text{GWP} &:= \frac{\int_0^{t_0} [d^2T/(dc_i(t, z) dt)] R_i(t) dt}{\int_0^{t_0} [d^2T/(dc_0(t, z) dt)] R_0(t) dt} \\
 &= \frac{\int_0^{t_0} [d\Delta F_i/dc_i(t, z)] R_i(t) dt}{\int_0^{t_0} [d\Delta F_0/dc_0(t, z)] R_0(t) dt}. \tag{17}
 \end{aligned}$$

¹⁴Das entspricht Annahme 1.

In dieser Gleichung bezieht sich der Zähler auf das Spurengas, dessen GWP berechnet werden soll; der Nenner bezieht sich auf das Referenzgas. $R_i(t)$ ist die Funktion, die die Abnahme der Konzentration einer zusätzlichen Gasmenge mit der Zeit angibt (siehe oben). Zur Vereinfachung definiert man

$$f := \frac{d\Delta F}{dc(t, z)},$$

als Änderung des Nettostrahlungsflusses mit der Änderung der Volumenkonzentration. Bei Gasen sind *mol*- und Volumenkonzentrationen nahezu proportional, daher entspricht dies einer GWP-Definition auf *mol*-Basis.

Da, wie im vorhergehenden Abschnitt erläutert, eine analytische Berechnung nicht möglich ist, werden Modelle benutzt, um ΔF anzunähern. Für Kohlendioxid gilt nach [Houghton et al.90]:

$$\Delta F_0 = s_0 \ln(c_0(t)/c_0(0)) \quad (18)$$

wobei $c_0(t)$ die Konzentration mit Emissionsimpuls in *ppmv* ist und $c_0(0)$ die Konzentration vor dem Impuls (ebenfalls in *ppmv*). $s_0 = 6,3 \text{ W m}^{-2}$ ist der Strahlungsparameter. Er hängt von den Absorptionsbanden des Gases ab.

$R_i(t)$ ist in Gleichung 17 die Zerfallsfunktion des Emissionsimpulses (siehe *Vorbemerkungen*). Diese Näherung kann verwendet werden, da die Betrachtungszeit größer als die Durchmischungszeit der Troposphäre ist.

Das IPCC benutzt ein Kohlenstoffkreislaufmodell, mit dem die zeitliche Änderung des CO_2 -Impulses bestimmt wird.

In Gleichung 17 wird über t_0 (Betrachtungszeitraum) integriert. Man erhält als Integral die kumulierte Änderung des Nettostrahlungsflusses pro Konzentrationsänderung über den Zeitraum t_0 .

Durch Unsicherheiten in den einzelnen Parametern wird der relative Fehler der GWPs vom IPCC mit $\pm 35\%$ ([Bolin et al.94]) angegeben. Berechnet man mit diesem Ansatz das direkte GWP von F-11 für $t_0 = 20$ Jahre mit einer Lebensdauer von $\tau = 50$ Jahre ([Bolin et al.94]), so erhält man mit Gleichung 17:

$$\text{GWP(F-11)} = \frac{\int_0^{t_0} f_i e^{-t/\tau} dt}{\int_0^{t_0} f_0 (a_0 + \sum_{j=1}^4 a_j e^{-t/\tau_j}) dt} \sim 4000$$

Die Emission von F-11 ist demnach 4000-fach treibhauswirksamer als die Emission von CO_2 . Das IPCC gibt für F-11 einen Wert von 5000 auf Massenbasis an ([Bolin et al.94]), nimmt allerdings einen Fehler von $\pm 35\%$ an. Der oben errechnete Wert liegt also innerhalb der Fehlergrenzen. Der Unterschied von 20% zum IPCC-Wert zeigt, inwieweit unterschiedliche Annahmen über die Kohlendioxidabbauprozesse eine Rolle spielen. Für die IPCC-Berechnung wurde ein Kohlenstoffkreislaufmodell verwendet, das neuere Erkenntnisse über die Senkenstärken

(zum Beispiel die sogenannte CO₂-Düngung; siehe Kapitel 4.2.2) berücksichtigt. Dies ist sicherlich eine genauere Vorgehensweise als die Annäherung durch die oben erwähnte, zehn Jahre alte, Zerfallskurve für CO₂, die bei der eigenen Berechnung verwendet wurde. Dennoch ist es auch auf diesem analytischen Weg möglich, die Größenordnung des GWPs zu bestimmen.

Die IPCC-Definition unterstellt ein Emissionsszenario, das dadurch festgelegt ist, daß sich die Hintergrundkonzentrationen bis auf den Emissionsimpuls nicht verändern. Auf diese Weise ist es möglich, eine Diskussion über die Prognose des Energiebedarfs, aus dem CO₂-Emissionen folgen würden, zu vermeiden. Ein unterlegtes Emissionsszenario wäre als Annahme immer angreifbar und daher dem Zweck des GWPs als politisches Mittel nicht zuträglich.

3.4.2 Szenariorientierte Definition

Im Gegensatz zum IPCC wird bei der folgenden Definition wird angenommen, daß die Emissionen einem bestimmten Szenario folgen.

Nach der Veröffentlichung des zweiten IPCC-Berichtes 1992 erschien ein Artikel von Rotmans und den Elzen ([Rotmans and den Elzen92]), in dem die Autoren die Unsicherheit der Annahmen, die für die IPCC-Definition notwendig sind, kritisierten. Sie gaben ihrerseits eine vollständig auf einem Modell basierende Definition an. Die mit Hilfe des Modells berechneten Temperaturänderungen durch den Gasimpuls werden mit den Temperaturänderungen durch den Kohlendioxidimpuls verglichen.

Die Annahme eines Emissionsimpulses entspricht der IPCC-Definition. Zusätzlich werden steigende Spurengaskonzentrationen angenommen, die mit Hilfe von Emissionsszenarien aus Modellen abgeschätzt werden.

$\Delta T(t)$ ist die Temperaturdifferenz, die in der Zeit von 0 bis t durch den Anstieg der Hintergrundspurengase verursacht wird. $\Delta T_i(t)$ beziehungsweise $\Delta T_0(t)$ ist die Temperaturänderung der Atmosphäre inklusive des Emissionsimpulses des betrachteten Gases. Um die gesamte Temperaturwirkung des Impulses ohne die „normale“ Hintergrundtemperaturänderung über den Betrachtungszeitraum t_0 zu erhalten, wird die Differenz der ΔT über t_0 integriert.

$$\text{GWP} := \frac{\int_0^{t_0} (\Delta T_i(t) - \Delta T(t)) dt}{\int_0^{t_0} (\Delta T_0(t) - \Delta T(t)) dt}. \quad (19)$$

Die Differenz der ΔT ist demnach die Temperaturänderung durch einen Emissionsimpuls ohne Hintergrundtemperaturänderung, die von anderen Spurengasen mit ansteigenden Konzentrationen verursacht werden. Diese Definition beschreibt im Gegensatz zur IPCC-Definition die Wirkung einer Emission in einer Atmosphäre, die gemäß einem bestimmten Emissionsszenario ansteigende Spurengaskonzentrationen beinhaltet.

Die Autoren kommen mit Hilfe ihrer Modelle auf ein GWP für F-11 von 5527 im Betrachtungszeitraum von $t_0 = 20$ Jahre. Sie verwenden das vom IPCC als „Business as usual“ bezeichnete Szenario (siehe [Rotmans and den Elzen92]). Das GWP liegt innerhalb der Fehlergrenzen des IPCC-Wertes (siehe oben).

Der Vorteil dieser Definition liegt darin, daß direkt Temperaturänderungen aus den Klimamodellen eingehen. Dadurch fällt die Annahme weg, daß die Temperaturänderung proportional zur Änderung des Nettostrahlungsflusses ist. Sie ist nur dann richtig, wenn man die Wirkung der Rückkopplungen zum Beispiel im Kohlendioxidkreislauf oder im Wasserkreislauf vernachlässigt.

Für die Berechnung der GWPs nach dieser Definition werden Modelle benötigt, die die Temperaturänderung möglichst genau beschreiben können. Allerdings haben unterschiedliche zur Zeit verwendete Modelle eine „Streubreite“ in der Vorhersage der Temperaturänderung von mehreren Grad Celsius ([Bolin et al.94]). Ein weiterer Nachteil ist, daß bei dieser Definition Annahmen über die künftige Entwicklung der Spurengaskonzentrationen gemacht werden müssen. Es sind Szenarien notwendig, die bei einem bestimmten menschlichen Verhalten (zum Beispiel forcierter Klimaschutz) die Emissionen vorhersagen. Diese Szenarien sind, wenn sie als Prognosen verstanden werden, immer angreifbar.

3.4.3 Betrachtungszeitunabhängige Definition

Die beiden vorherigen Definitionen beinhalten eine Integration über die Zeit bis t_0 . Die Betrachtungszeit t_0 muß gemäß der Problemstellung gewählt werden. Wenn es darum geht, innerhalb eines kurzen Zeitraums größtmögliche Wirkung von Reduktionsmaßnahmen zu erreichen, ist es angebracht, einen Zeitraum von $t_0 = 20$ Jahren zu wählen. Wie man anhand des GWPs (siehe Kapitel 4) erkennen kann, haben Gase mit geringer Lebensdauer innerhalb dieses Zeitraumes die stärkste Wirkung. Ein kurzfristiges Reduktionsziel ist also durch Verminderung der Emission dieser Gase erreichbar. Stellt sich die Frage, welche Gase auf lange Sicht die größte Treibhauswirkung haben, so sollte ein Zeitraum von 100 bis zu 500 Jahren gewählt werden. Diese Überlegung ist dann sinnvoll, wenn man die Wirkung von Gasen auf langfristige Prozesse, wie zum Beispiel den Anstieg des Meeresspiegels, beurteilen möchte.

Diese Möglichkeit, den Betrachtungszeitraum beliebig wählen zu können, ist einigen Autoren zu willkürlich. Sie schlugen deshalb betrachtungszeitunabhängige Definitionen vor. Zeitunabhängigkeit kann man auf zwei Wegen erreichen:

Der erste ist die Betrachtung der *sofortigen* relativen Änderung des Nettostrahlungsflusses (sofortiges GWP):

$$\text{GWP}_s = \frac{d\Delta F_i/dc_i(t)}{d\Delta F_0/dc_0(t)} \quad (20)$$

(nach [Lelieveld, Crutzen and Brühl93]). Ein Beispiel für die Anwendung eines solchen GWPs geben [Hammond et al.90]. Die Autoren schlagen vor, in interna-

tionalen Vereinbarungen die Jahresemissionen eines Gases mit einem „Faktor für die Effektivität der Infraroterwärmung“ zu gewichten. Dieser Faktor ist für F-11 auf Massenbasis 1083.

Hammond et al. betrachten den Ansatz der sofortigen Wirkung als beste Möglichkeit, um die wirtschaftliche Effektivität einer Reduzierung zu beurteilen. Sie hätte außerdem den Vorteil, zum Nachweis der Nichteinhaltung von Reduktionsverpflichtungen dienen zu können. Die Autoren gewichten den *Anstieg* der mit Hilfe der GWPs in CO₂-Äquivalente umgerechneten Spurengaskonzentrationen mit den nationalen Anteilen an der *Bruttoemission* und erhalten so den Anteil eines Staates am Anstieg der CO₂-äquivalenten Konzentration.

Ein Nachteil dieser Definition ist, daß eine langfristig größere Wirkung, die von langlebigen Gasen ausgeht, nicht erkannt wird. Hammond et al. führen als Vorteil die große Transparenz an.

Als zweite Möglichkeit, Zeitunabhängigkeit zu erreichen, kann man die *Gesamtwirkung* einer Emission betrachten, wobei die Betrachtungsdauer t_0 unendlich wird ([Lashof and Ahuja90]):

$$\text{GWP}_\infty = \frac{\int_0^\infty f_i R_i(t) dt}{\int_0^\infty f_0 R_0(t) dt}. \quad (21)$$

Diese Definition betont die langfristige Wirkung der Nettostrahlungsänderung und vermeidet die Diskussion um eine uneinheitliche Wahl des Betrachtungszeitraumes¹⁵. Soll der GWP-Wert allerdings dazu benutzt werden, die Wirkung von Gasen in kurzer Zeit, zum Beispiel den Einfluß der Erwärmung auf Vegetationsveränderungen, zu beurteilen, so wird durch die Definition die Wirkung kurzlebiger Gase unterschätzt. Bei diesen Gasen kann auch mit raschen Maßnahmen zur Emissionsverringerung durch die kurze Lebensdauer ein Erfolg gegen die Klimaveränderung erreicht werden.

Für viele Anwendungen ist es vorteilhaft, wenn die Betrachtungszeit dem Problem angepaßt werden kann. Dies leisten die in diesem Abschnitt vorgestellten Definitionen nicht. Allerdings muß bei gegebener Wahlmöglichkeit bei der Angabe von GWPs erwähnt werden, über welchen Zeitraum integriert wurde. Bei einer Wahlmöglichkeit der Betrachtungszeit muß in internationalen Abkommen zur Reduktion Einigung über die Betrachtungsdauer erzielt werden.

Beide hier vorgeschlagene Definitionen sind Abwandlungen der IPCC-Definition und haben als solche die gleichen Vor- und Nachteile.

3.4.4 GWPs, die nicht CO₂ als Relativgas verwenden

In der IPCC-Definition (Gleichung 17) wurde CO₂ als Relativgas vorgeschlagen, da es das wichtigste sei. Dagegen wurde in einem der ersten Artikel zum The-

¹⁵Das GWP_∞ hat nach [Lashof and Ahuja90] für F-11 einen Wert von 1300

ma „relative Erwärmungsfaktoren“ FCKW-11 als Relativgas verwendet (siehe [Fisher et al.90]). Die Autoren verglichen verschiedene Ersatzstoffe für die FCKW in ihrer Klimawirksamkeit. Aufgrund der kürzeren Lebensdauer der Ersatzstoffe (vornehmlich H-FCKW) ist deren Treibhauswirkung geringer ([Fisher et al.90]). Der Betrachtungszeitraum wurde von den Autoren aufgrund der langen Lebensdauer der FCKW auf $t_0 = \infty$ gesetzt, so daß sie (bei jeweils gleicher Emissionsmenge):

$$\text{GWP}_{\text{F-11}} = \frac{\Delta T_i \tau_i / M_i}{\Delta T_0 \tau_0 / M_0}.$$

erhielten. In dieser Gleichung bezieht sich der Index 0 auf das Referenzgas FCKW-11.

M ist das Molekulargewicht des Gases, ΔT die *kumulierte* Temperaturänderung durch eine Konzentrationsänderung, und τ ist die Lebensdauer ([Fisher et al.90]). Bei einer Untersuchung, wie sie von Fisher et al. vorgenommen wurde, kann es für den Vergleich von Gasen einer Klasse (zum Beispiel FCKW) von Vorteil sein, ein anderes Relativgas als CO_2 zu wählen. Bei einem solchen Vergleich ist es günstig, wenn Lebensdauern, Konzentrationen und die Absorptionsstärke der Gase ähnlich sind. Bei diesem Vorgehen treten Unterschiede zwischen den Gasen durch das GWP deutlicher zu Tage, als dies in Relation zu CO_2 möglich ist. Im Vergleich aller Treibhausgase¹⁶ ist es sinnvoll, ein Relativgas zu wählen, das durch die Häufigkeit eine besondere Rolle spielt. Für die politische Anwendung sollen die GWPs eine möglichst leicht vorstellbare Größe sein. Dazu ist es hilfreich, ein wichtiges Spurengas als Relativgas zu wählen. Daher ist CO_2 als „Standard“-Relativgas in Gebrauch (siehe [Bolin et al.94]).

3.4.5 Indirektes GWP

Wie bereits erwähnt, gibt es außer den von Menschen emittierten Treibhausgasen auch solche, die durch chemische Wechselwirkungen oder andere Rückkopplungen entstehen. Bei praktisch jeder Spurengaskonzentration gibt es zumindest Klimaeinflüsse. So wird die Aufnahme von CO_2 durch die Biosphäre stark vom Klima geregelt. Ein Beispiel für ein zum größten Teil durch andere Gase verursachtes Spurengas ist Ozon. Ebenfalls indirekt wird zusätzlicher Wasserdampf produziert. Eine Temperaturzunahme verursacht eine erhöhte Verdunstung und damit mehr Wasserdampf in der Atmosphäre, der wiederum für eine Erhöhung der Temperatur sorgt¹⁷. Auch vom Menschen wird Wasserdampf, etwa durch Bewässerung

¹⁶Nach [Fisher et al.90] hat N_2O ein $\text{GWP}_{\text{F-11}}$ von 0,08 und CO_2 ein $\text{GWP}_{\text{F-11}}$ von 0,0004.

¹⁷Bei einer im globalen Mittel gemessenen Temperaturzunahme gegenüber vorindustriellen Zeiten von $0,5^\circ\text{C}$ ist die globale Wasserdampfänderung von der Größenordnung 1%. Über den warmen Ozeanen (Indischer Ozean und Westpazifik) mit einer Temperatur um die 26°C steigt der Wasserdampfgehalt bei einer Temperaturänderung von $0,5^\circ\text{C}$ bis 1°C um etwa 30%. Das verursacht lokal den doppelten Anstieg des Nettostrahlungsflusses als durch die „trockenen“, direkten Spurengase allein. [Heinloth94b]

oder Verbrennung wasserstoffhaltiger Energieträger, emittiert.

Nachdem 1990 das IPCC seine Definition vorgeschlagen hat, erweiterten Lelieveld und Crutzen den GWP-Begriff ([Lelieveld and Crutzen92]). Sie faßten die indirekten GWPs in eine Formel, um die Schätzungen des IPCC in diesem Bereich zu umgehen. Das indirekte GWP ist als Erwärmungsfaktor des emittierten Gases zu verstehen, da die GWPs immer auf die Emission bezogen werden. Zum Beispiel entsteht durch die Oxidation von Methan in der Stratosphäre vermehrt H₂O, das eine starke Treibhauswirkung hat (siehe Kapitel 4.3). Die folgende Definition faßt direktes und indirektes GWP zusammen:

$$\text{GWP}_{i\&d} = \frac{\int_0^{t_0} (f_i + \sum_j (f_j \partial c_j / \partial c_i)) R_i dt}{\int_0^{t_0} f_0 R_0(t) dt}. \quad (22)$$

f ist wie in Kapitel 3.4.1 definiert. Der Summenindex j bezeichnet dabei die Gase, die indirekt hervorgerufen werden. $\partial c_j / \partial c_i$ ist die Änderung der Konzentration des beeinflussten Gases (j) durch das betrachtete Gas (i). Auf diese Weise wird der Strahlungsanteil der zusätzlich entstehenden Gase (bei Methan stratosphärischer Wasserdampf, CO₂ und andere) dem Gas zugerechnet, das durch seine Reaktionen andere produziert. Diese Definition wurde von den Autoren ([Lelieveld and Crutzen92]) zur Berechnung des indirekten GWPs von Methan verwendet. Dabei ist die Lebensdauer der hauptsächlich produzierten Gase klein gegen die Lebensdauer von Methan, so daß Gleichung 22 korrekt ist. Werden jedoch Gase mit langer Lebensdauer produziert, so ist ihre Zerfallskurve nicht durch $R_i(t)$ beschrieben. Das heißt, Gleichung 22 enthält für ein solches Gas nicht die richtige Abbaukurve. Ein Korrekturvorschlag ist in Gleichung 23 enthalten, die die Lebensdauern der produzierten Gase berücksichtigt:

$$\text{GWP}_{i\&d} = \frac{\int_0^{t_0} (f_i R_i(t) + \sum_j (f_j \partial c_j / \partial c_i) R_j(t)) dt}{\int_0^{t_0} f_0 R_0(t) dt}. \quad (23)$$

Vom IPCC ([Bolin et al.94]) wird inzwischen für Methan das indirekte GWP mit dem direkten in einem Wert zusammengefaßt. Dadurch wird berücksichtigt, daß die Höhe der Emission von Methan auf seine Lebensdauer Einfluß hat. Das GWP für CH₄ wird dort auf 62 geschätzt (für 20 Jahre). Im IPCC-Bericht 1992 ([Houghton et al.92]) ist es mit 35 angegeben und erfaßt nur die direkte Wirkung. Für die anderen indirekten GWPs macht das IPCC keine Angaben, sondern gibt den verstärkenden beziehungsweise den abschwächenden Effekt an. Zum Beispiel kann das indirekte GWP der FCKW durch die Ozonverminderung (siehe Abschnitt *IPCC-Definition*) in der Größenordnung des direkten Effektes, aber mit negativem Vorzeichen, liegen. Dieser Effekt wird in der oben genannten Gleichung durch ein negatives $\partial c_j / \partial c_i$ berücksichtigt.

Die Ergänzung des GWPs um die indirekte Wirkung ist notwendig, verkompliziert aber auch die Rechnung oder die Modelle.

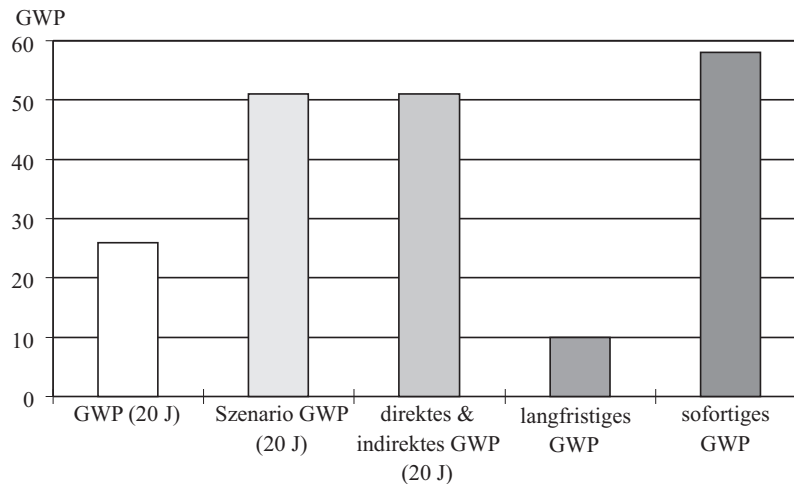


Abbildung 8: Werte unterschiedlicher GWP-Definitionen für Methan mit CO_2 als Relativgas (auf Massenbasis).

$\text{GWP}(20 J)$ bezieht sich auf Gleichung 17 mit $t_0 = 20$ Jahre, Szenario – $\text{GWP}(20 J)$ auf Gleichung 19 und direktes und indirektes $\text{GWP}(20 J)$ auf Gleichung 22. Bei den beiden anderen GWPs ist – nach der Definition – die Betrachtungsdauer $t_0 = 0$ und $t_0 = \infty$. Das langfristige GWP stammt aus Gleichung 21, das sofortige GWP aus Gleichung 20.

3.5 Notwendigkeit einer internationalen Einigung

Die unterschiedlichen Werte für GWPs haben einen starken Einfluß auf die Einschätzung der Wichtigkeit der Reduktionsmaßnahmen für die einzelnen Gase. Ist der GWP-Wert gering, so sind kurzfristige Maßnahmen zur Senkung der jeweiligen Konzentration nicht vordringlich. Ist er jedoch hoch, so kann eine erhebliche Reduktion der Treibhauswirkung durch die Vermeidung von Emissionen dieses Gases erreicht werden.

Damit könnte ein Staat ein in CO_2 -Äquivalenten vorgegebenes Reduktionsziel durch Einsparung des kurzlebigen Gases erreichen, ohne Einsparung in den CO_2 -Emissionen vornehmen zu müssen. Die Höhe der Werte hat auch erheblichen Einfluß auf die Wahl des Energieträgers. Bei gegebener Emission fossilen Methans aus Förder-, Leitungs- und Tankanlagen ist das GWP von Bedeutung, um den Vor- oder Nachteil gegenüber anderen Energieträgern einschätzen zu können¹⁸.

¹⁸siehe Fußnote auf Seite 22

Bei internationalen Abkommen kann es beispielsweise für Staaten mit erheblichem Viehbestand ungünstig sein, wenn das GWP von Methan hoch ist. Daher sollte die Definition verbindlich festgelegt sein, ohne auf eine Aktualisierung nach den neusten wissenschaftlich gesicherten Erkenntnissen zu verzichten.

Die gleichen Folgen unterschiedlicher GWPs auf Grund unterschiedlicher Definitionen treten auch bei nicht einheitlicher Wahl von t_0 auf. Der eben genannte Staat mit hohem Viehbestand wird vermutlich eher auf eine langfristige Betrachtungszeit dringen, da das GWP von Methan dann kleiner als bei einer kurzfristigen Betrachtungszeit ist. Damit wäre die in CO_2 -Äquivalenten gemessene Emission dieses Staates geringer.

4 Atmosphärische Spurengase

In diesem Kapitel wird ein Überblick über verschiedene direkt oder indirekt zum Treibhauseffekt beitragende Spurengase gegeben. Die Kreisläufe werden dargestellt, chemische und andere Wechselwirkungen aufgeführt und die jeweiligen GWPs nach den verschiedenen Definitionen angegeben. Die eigenen Berechnungen werden nach Gleichung 17 und Gleichung 3 durchgeführt:

$$\text{GWP} = \frac{\int_0^{t_0} d\Delta F_i / dc_i(t) R_i(t) dt}{\int_0^{t_0} d\Delta F_0 / dc_0(t) \left(a_0 + \sum_{j=1}^4 a_j e^{-t/\tau_j} \right) dt} \quad (24)$$

4.1 Nettostrahlungsfluß und Konzentration

Die Funktion des Nettostrahlungsflusses von der Konzentration ist von der optischen Dichte γ , Gleichung 25, abhängig.

$$\gamma = \log \left(1 - \exp \left[- \int_0^\infty k_{\bar{\nu}} \rho(t, z) dz \right] \right) \quad (25)$$

Ist die optische Dichte gering (bei geringer Gaskonzentration), ist ΔF linear von der Konzentration abhängig (s ist der Strahlungsparameter):

$$\Delta F = s (c(t) - c(0)) \quad (26)$$

Bei höherer optischer Dichte (größere Konzentration) wird die Abhängigkeit wurzelförmig, da eine zusätzliche Gasmenge nicht mehr die volle Strahlung absorbieren kann:

$$\Delta F = s \left(\sqrt{c(t)} - \sqrt{c(0)} \right) \quad (27)$$

Bei sehr hoher Konzentration (hohe optische Dichte) bewirkt eine zusätzliche Gasmenge nur noch einen logarithmischen Zuwachs des Nettostrahlungsflusses:

$$\Delta F = s \ln(c(t)/c(0)). \quad (28)$$

[Houghton et al.90]

4.2 Kohlendioxid (CO₂)

Kohlendioxid ist auf Grund der emittierten Mengen das wichtigste Spurengas für den zusätzlichen Treibhauseffekt. Es unterliegt einem komplexen Kreislauf, der quantitativ noch nicht genau nachvollzogen werden kann.

In der Erdgeschichte war, wie durch Untersuchung von in Eisbohrkernen eingeschlossener Luft bekannt ist, eine Temperaturänderung immer mit einer Änderung des Kohlendioxidgehaltes der Luft korreliert. Dieser Zusammenhang läßt befürchten, daß durch den anthropogenen Anstieg der CO₂-Konzentration die globale Durchschnittstemperatur steigen wird.

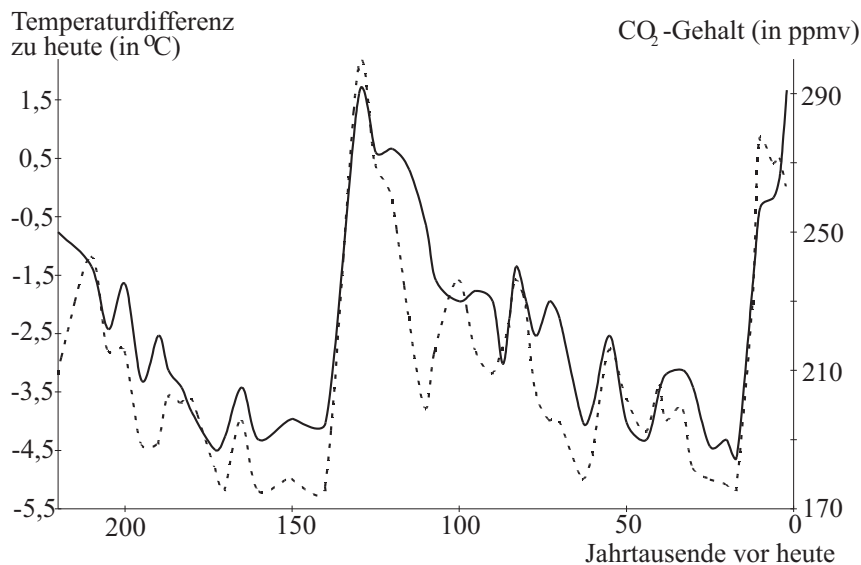


Abbildung 9: Temperatur und CO₂-Gehalt der Atmosphäre in den letzten 220 000 Jahren. Der Temperaturverlauf ist gestrichelt dargestellt, der CO₂-Konzentrationsverlauf durchgezogen. [Bolin et al.94]

4.2.1 Quellen und Senken

CO₂ unterliegt einer starken Wechselwirkung mit der Biosphäre. Ihre schwer abschätzbaren Austauschmengen mit der Atmosphäre machen die Modellierung des Kreislaufes unsicher. Abbildung 10 zeigt den Kohlenstoffkreislauf mit Reservoirs.

Ein großer Teil des auf der Erde vorhandenen Kohlendioxids wird durch Atmung und Stoffwechsel in der Vegetation gespeichert (610 *Gt C*). Durch den Abbau der Flora oder die Nahrungsaufnahme und Veratmung der Fauna wird das Kohlendioxid wieder frei (60 *Gt C/Jahr*). Damit unterliegt der CO₂-Kreislauf einem Jahresgang, da die zu großen Teilen auf der nördlichen Halbkugel bestehende Vegetation im Herbst mehr CO₂ abgibt als aufnimmt. Im nördlichen Frühjahr wird mehr aufgenommen als abgegeben. In Humus und Böden ist ebenfalls ein großer Kohlenstoffanteil (2190 *Gt C*) gespeichert.

Der Austausch des Speichers Biosphäre/Boden mit der Atmosphäre ist in einen natürlichen Anteil¹⁹ und einen Anteil, der durch anthropogene Nutzung entsteht²⁰, aufgeteilt.

Die Hydrosphäre stellt ebenfalls sowohl Quelle, Speicher als auch Senke dar. In der oberen Ozeanschicht werden 1020 *Gt C* gespeichert. CO₂ wird nach dem *Henry-Dalton*-Gesetz (gelöste Menge \propto Partialdruck) in dieser Schicht als Kohlensäure gelöst. Bei konstantem Partialdruck stehen Lösung und Ausgasung im Gleichgewicht. Der in Lösung gehende Anteil (92 *Gt C/Jahr*) ist größer, als der ausgegaste (90 *Gt C/Jahr*), da in den letzten Jahrzehnten der CO₂-Partialdruck anstieg. In der oberen Ozeanschicht liegt die Verweilzeit des gelösten CO₂ bei einer Größenordnung von hundert Jahren. Von dort wird ein Teil des CO₂ mit dem tiefen Ozean ausgetauscht, in dem die Verweilzeit wesentlich länger ist (einige tausend Jahre). Weitere Speicher sind die marinen Organismen (hauptsächlich Algen), der gelöste organische Kohlenstoff, der durch Absterben der marinen Organismen entsteht, und die Sedimente, die Kohlenstoff aus dem tiefen Ozean aufnehmen.

Anthropogen sind im wesentlichen zwei weitere Quellen. Zum einen werden fossile Brennstoffe auf Kohlenstoffbasis zur Energiegewinnung verbrannt (5,5 *Gt C/Jahr*)²¹. Eine andere Quelle ist die mit Entwaldung verbundene Änderung der Landnutzungsformen (1,6 *Gt C/Jahr*). Die agrarische Nutzung hat in Relation zum Wald eine geringere CO₂-Speicherkapazität. Diese zwei – eigentlich geringen – Emissionen (insgesamt zirka 4 % der jährlichen Gesamtemission) kumulieren in der Atmosphäre. Ein Teil des zusätzlich in die Atmosphäre gelangten CO₂ wird durch den Ozean (2 *GtC/Jahr*) und die Biosphäre (CO₂-Düngung, 1,4 *GtC/Jahr*) aufgenommen. [Bolin et al.94]

¹⁹60 *Gt/Jahr* Ausatmung und aerobe Destruktion; 61,4 *Gt/Jahr* Aufnahme durch Pflanzen und CO₂-Düngeeffekt (Der CO₂-Düngeeffekt gilt inzwischen als nachgewiesen; [Bolin et al.94]. Er beruht auf einem höheren Angebot an Kohlenstoff in der Luft, so daß Pflanzen mehr assimilieren können.)

²⁰mit (+) in Abbildung 10 markiert, 1,6 *Gt/Jahr* durch Wechsel der Landnutzung, 0,5 *Gt/Jahr* Aufnahme in den nördlichen Wäldern

²¹Ein weiter Anteil wird beispielsweise durch die Zementproduktion emittiert. Beim Brennen von Kalziumcarbonat CaCO₃ zu gebranntem Kalk CaO entsteht CO₂. Durch diese Reaktion entstehen bei der Produktion einer Tonne Zement etwa 500 *kg* CO₂. Zusätzlich entsteht CO₂ durch die Verbrennung zum Erhitzen des CaCO₃. [Kehrbaum95]

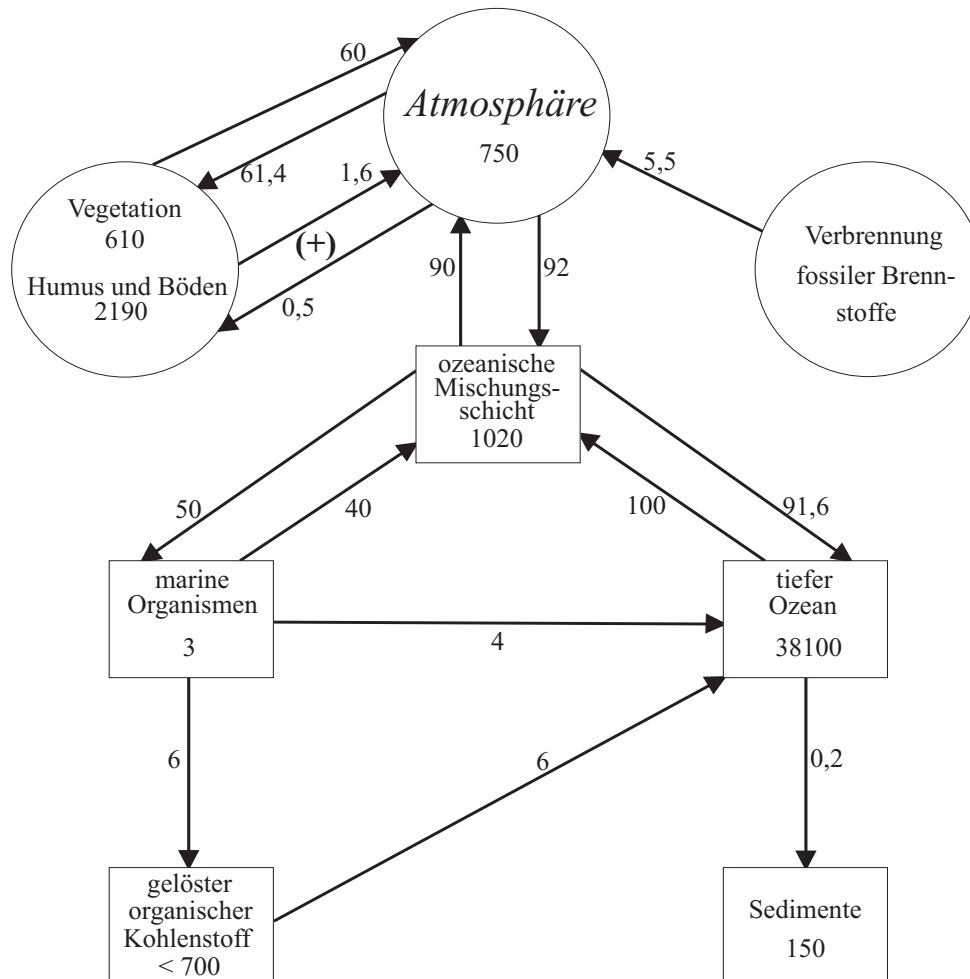


Abbildung 10: Schema des globalen Kohlenstoffkreislaufes. Angaben zu den Reservoiren in Gigatonnen Kohlenstoff (Gt C), zu den Flüssen in Gigatonnen Kohlenstoff pro Jahr (Gt C/Jahr). Der mit (+) markierte Austausch ist die Einbringung von CO₂ in die Atmosphäre durch den Wechsel in der Landnutzung, der mit Waldzerstörung verbunden ist. Davon abgezogen wird die Bindung von CO₂ in den wachsenden Wäldern in der gemäßigten Zone. (Nach einer Schätzung von [Bolin et al.94])

4.2.2 Rückkopplungen

Die Klimaveränderung durch CO_2 kann Rückkopplungen durch Einwirkungen auf Reservoirs haben, die die CO_2 -Konzentration bestimmen (siehe Abbildung 11). Die Bindung von CO_2 im Oberflächenwasser der Ozeane und der Transport in tiefe Schichten durch die thermohaline Zirkulation ist von deren Temperatur und dem CO_2 -Partialdruck abhängig. Sollte sich durch eine Klimaänderung eine Änderung der Ozeanzirkulation ergeben, ist eine positive Rückkopplung zu erwarten. Wie Modelle zeigen, nimmt bei einer Erwärmung die thermohaline Zirkulation, durch die CO_2 in die unteren Ozeanschichten transportiert wird, ab. Dadurch würde weniger CO_2 im Ozean aufgenommen, so daß mehr in der Atmosphäre verbleibt.

Der CO_2 -Düngeeffekt ist global schwer abzuschätzen, da das Stickstoff- und Wasserangebot in vielen Gegenden der Erde die CO_2 -Aufnahme limitiert. Die klimatische Beeinflussung der Vegetation stellt ebenfalls eine Rückkopplung dar. Diese Beeinflussung ist regional unterschiedlich und kann sich sowohl in verbesserten als auch verschlechterten Wachstumsbedingungen niederschlagen.

Möglich ist eine Rückkopplung über die Verlangsamung des Ozonabbaus durch Abkühlung der Stratosphäre ([Bundestag88], Seite 163). Die Intensität der eindringenden UV-Strahlung wird geringer und damit auch die Pflanzenschädigung. Andererseits wird durch einen langsamen Ozonabbau – im Gegensatz zu einem schnellen – mehr Infrarotstrahlung in die Troposphäre dringen. Gegenwärtig scheint dies für den Nettostrahlungsfluß der dominierende Effekt zu sein (nach [Ramaswamy et al.92]).

Diese Rückkopplungen sind sehr schwer einzuschätzen, da gerade die Auswirkungen einer Klimaänderung auf die den atmosphärischen CO_2 -Gehalt stark beeinflussenden Reservoirs Ozean und Biosphäre nicht einmal im Vorzeichen vorhersagbar sind. Modelle können helfen, festzustellen, welche Wechselwirkungen relevant sind und in welche Richtung sie wirken.

Kohlendioxid ist ein chemisch sehr inertes Gas, so daß es in der Atmosphäre im wesentlichen nicht reagiert. Es gibt Gase wie Methan oder Kohlenmonoxid, bei deren Oxidation CO_2 entsteht. Die Treibhauswirkung des zusätzlichen CO_2 wird dem GWP der verursachenden Gase zugerechnet ([Bolin et al.94]).

4.2.3 Strahlungswirkung und Absorptionsbanden

Wasserdampf ist der Hauptverursacher des natürlichen Treibhauseffektes (siehe [Bundestag94a]). Das Absorptionsspektrum der Atmosphäre zeigt im Infrarotbereich ein „Fenster“, in dem wenig Absorption stattfindet. In diesem Wellenlängenbereich (von $8 \mu\text{m}$ bis $13 \mu\text{m}$) hat Wasserdampf keine starken Absorptionsbanden, und die Infrarotstrahlung erreicht für Erdbodentemperaturen gerade das Maximum (siehe Kapitel 2.2). Diese Strahlung kann, weil sie vom Wasserdampf kaum

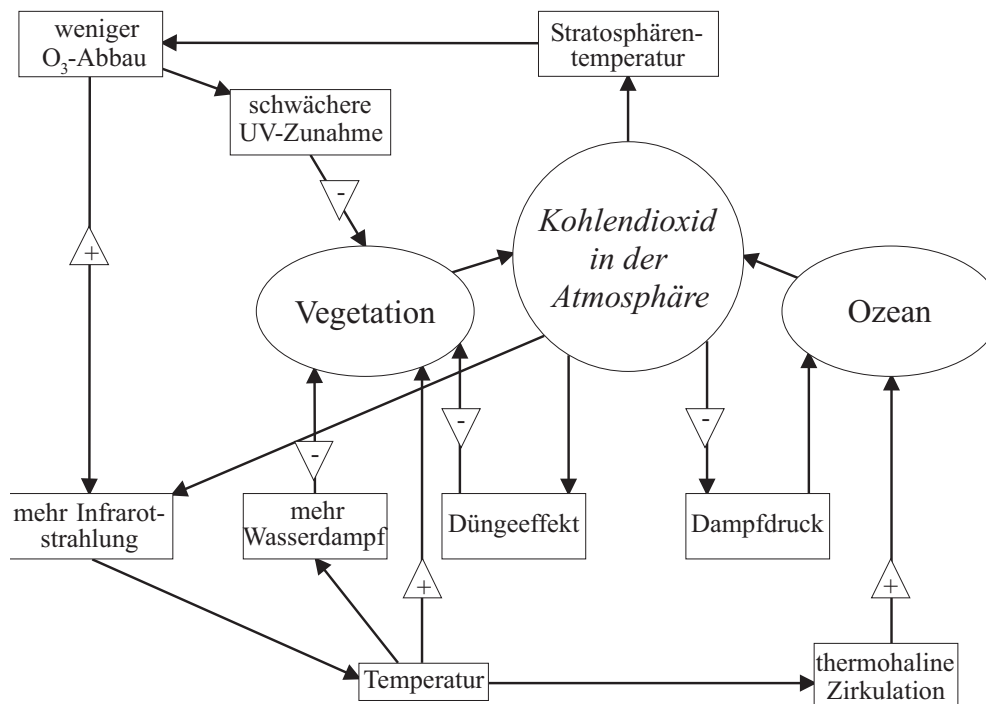


Abbildung 11: Schema der Rückkopplungen, die den CO₂-Gehalt in der Atmosphäre beeinflussen. Positive (verstärkende) Rückkopplungen sind mit einem nach oben zeigenden, negative mit einem nach unten zeigenden Dreieck gekennzeichnet.

absorbiert wird, ungehindert durch die Atmosphäre gelangen. Sollte es innerhalb dieses Fensters Absorptionsbanden anderer Gase geben, so haben sie eine besonders starke Wirkung, da dieser Bereich derjenige ist, der für das Strahlungsgleichgewicht sorgt. Die in Abbildung 5 b gezeigten Absorptionsbanden von CO₂ liegen am Rand dieses Bereiches. Die Absorption ist wegen des Wasserdampfrotationsbandes und des hohen CO₂-Gehaltes nicht linear, sondern logarithmisch mit der Konzentration steigend. Ein zusätzliches Molekül CO₂ hat bei einer hohen Konzentration weniger Wirkung als bei einer niedrigen. Zwei weniger bedeutsame Bänder von CO₂ liegen bei 3 bis 4 μm und bei 10 μm ([Ramanathan et al.87]). Aufgrund dieser Eigenschaften hat das IPCC 1990 den Nettostrahlungsfluß von CO₂ nach Gleichung 28 angegeben ([Houghton et al.90]). Bei einem Strahlungsparameter von $s = 6,3 \text{ Wm}^{-2}$ werden die Konzentrationen in *ppmv* angegeben. Der Strahlungsparameter stammt aus dem IPCC-Modell und gilt nur für $c < 1000 \text{ ppmv}$.

4.3 Wasserdampf (H₂O)

Wasserdampf ist zum überwiegenden Teil ein durch chemische oder andere Wechselwirkung entstehendes Treibhausgas. Er hat am Treibhauseffekt einen Anteil von 62% ([Bundestag90]). Die größte Menge atmosphärischen Wasserdampfes enthält die untere Troposphäre. Dort ist die charakteristische Verweilzeit²² sieben bis acht Tage. Daher ist der H₂O-Anteil in der Atmosphäre räumlich und zeitlich sehr variabel ([Bundestag90]). Über Verdunstung und Niederschlag sorgt Wasserdampf für einen Teil des Energietransportes als latente Wärme von der Oberfläche (Verdunstung als Energieaufnahme) in die untere Troposphäre (Kondensation als Energiebereitstellung).

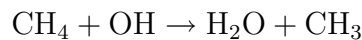
Inzwischen ist die Zunahme des Wasserdampfgehaltes in der Troposphäre, insbesondere in den Tropen, nachgewiesen. Es wird vermutet, daß dieser Effekt (neben einer Temperaturerhöhung) durch eine ebenfalls gemessene Verstärkung der Windgeschwindigkeit und der atmosphärischen Zirkulation entsteht. [Flohn92]

4.3.1 Quellen und Senken

Die Hauptquelle des Wasserdampfes in der Atmosphäre ist die Verdunstung von kontinentaler (70 *Gt/Jahr*, siehe Abbildung 12) und ozeanischer Erdoberfläche (454 *Gt/Jahr*).

Eine im Vergleich geringe Menge Wasserdampf wird in der Stratosphäre durch die Oxidation von Methan durch OH-Radikale erzeugt und durch hochfliegende Flugzeuge eingebracht.

Der wichtigste Abbauprozess für Methan ist sowohl in der Tropo-, als auch in der Stratosphäre die Reaktion mit OH-Radikalen ([Dlugokencky et al.94]):



In der Stratosphäre werden über diese Reaktion etwa 30 *Mt* CH₄ pro Jahr abgebaut ([Lelieveld and Crutzen92]). Methan greift auch in die Zyklen zur Ozonverminderung und -produktion ein. Dabei wird aus etwa 10 *Mt* CH₄ Wasserdampf gebildet.

Der Wassergehalt in der Troposphäre liegt im globalen Mittel bei ca. 0,5% des Volumens, bei warmer Luft können es regional auch 3% sein.

Die Hauptsinken für Wasserdampf sind Kondensation (Wolken- oder Nebelbildung) und Niederschlag.

4.3.2 Rückkopplungen

Der Wasserkreislauf ist über die Verdunstung stark mit der Temperatur gekoppelt. Jede Erwärmung – vor allem der Ozeane²³ – hat eine Steigerung der Verdun-

²²Das ist die Zeit, die sich ein Molekül im Mittel im jeweiligen Speicher befindet.

²³siehe Fußnote auf Seite 33

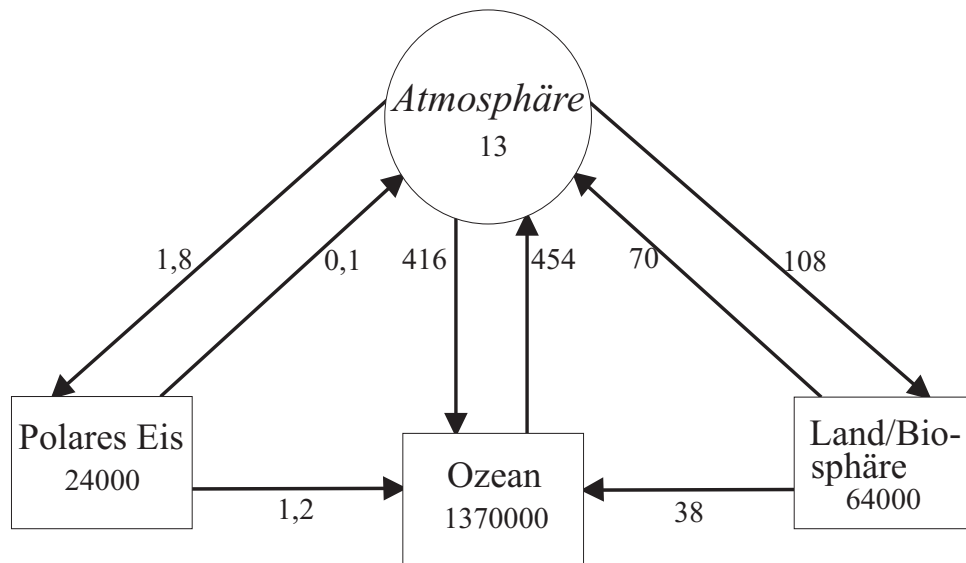


Abbildung 12: Schema des globalen Wasserkreislaufes; Reservoirs in Gt, Flüsse in Gt/Jahr. (nach [Bundestag90])

stung zu Folge. Je höher die Wassertemperatur eines Meeres ist, desto empfindlicher reagiert die Verdunstung auf eine Temperaturänderung, da sie exponentiell von der Temperatur abhängt ([Flohn89]).

Durch den erhöhten Wasserdampfgehalt der Luft werden verstärkt Wolken gebildet. Einerseits haben niedrige Wolken eine hohe Albedo, das ergäbe eine negative Rückkopplung, andererseits ist ein erhöhter Wasserdampfgehalt, wenn er nicht zu Wolkenbildung führt, ein zusätzlicher Infrarotabsorber. Die vermehrte Verdunstung führt somit zu einer negativen und einer positiven Rückkopplung (siehe Abbildung 13).

Eine Temperaturerhöhung könnte ein Auftauen der Permafrostböden zur Folge haben, so daß zusätzliches Methan in die Atmosphäre und damit auch in die Stratosphäre gelangt. Diese Rückkopplung ist zur Zeit vermutlich nur gering ([Heinloth94a]).

4.3.3 Strahlungswirkung

Das Absorptionsspektrum für Wasserdampf in der Atmosphäre ist weitgehend gesättigt. Dieses Spektrum läßt das sogenannte „atmosphärische Fenster“ ($8 \mu m$ bis $13 \mu m$, siehe Kapitel 2) frei. Dennoch kann sich auch durch zusätzliches H_2O eine höhere Treibhauswirkung ergeben. Wasserdampf hat im Bereich des Fensters

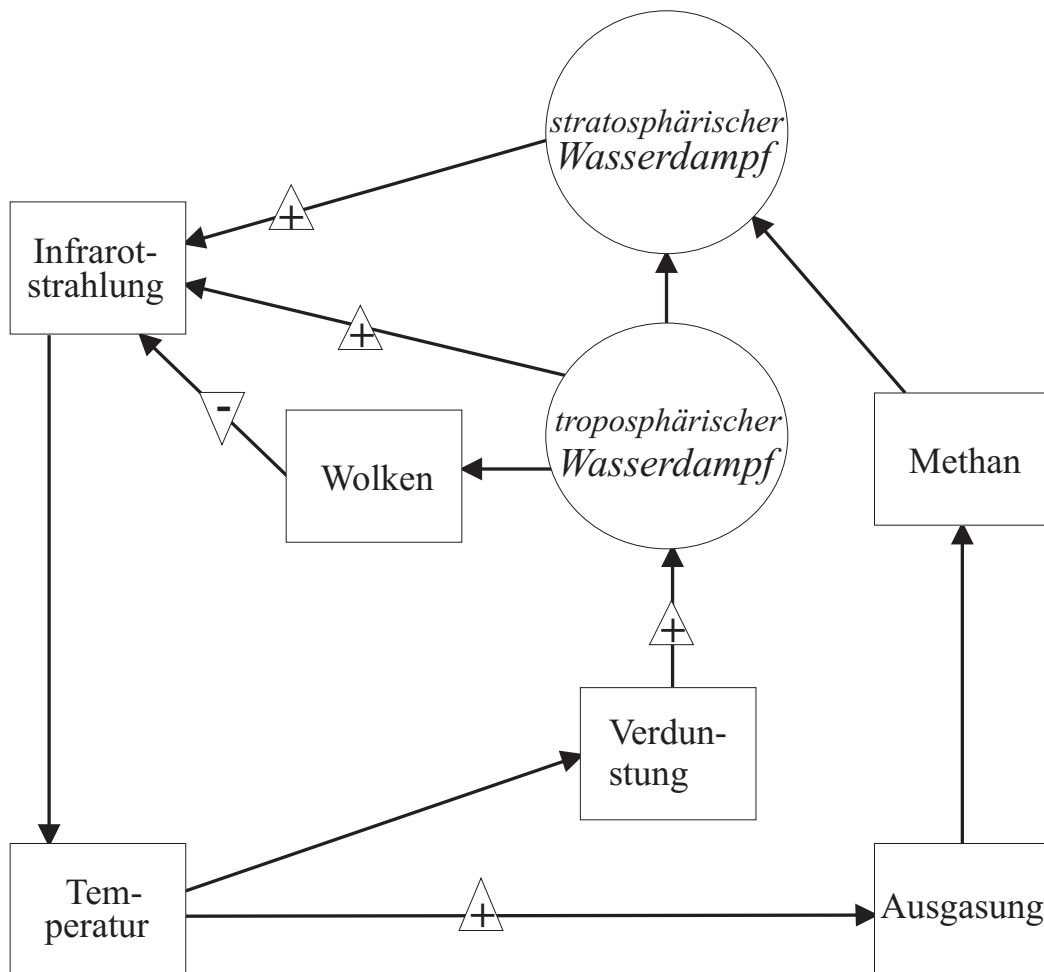


Abbildung 13: Schema der Rückkopplungen im Wasserkreislauf. Positive (verstärkende) Zyklen sind mit einem nach oben zeigenden, negative mit einem nach unten zeigenden Dreieck gekennzeichnet

ein kontinuierliches Spektrum geringer Absorptionsstärke, das erst bei erhöhter Konzentration einen Beitrag zur Absorption leistet. Einfluß hat ebenfalls das Rotationsspektrum im Bereich ab $13 \mu\text{m}$ (Abbildung 5 a).

Wasserdampf kann, wenn er zu Wolken kondensiert, noch andere Strahlungseigenschaften haben. Dünne und sehr hohe Wolken (zum Beispiel die Kondensationsstreifen von Flugzeugen) lassen sichtbares Licht passieren, absorbieren aber infrarote Strahlung. Tiefe Wolken dagegen reflektieren den größten Teil der Strahlung (70 bis 80%, [Flohn88]).

Das IPCC hat 1990 für den stratosphärischen Wasserdampf eine Strahlungswirkung nach der Gleichung 27 angegeben, da sie von der Methankonzentration abhängt. Wird diese in *ppmv* angegeben, so ist der Strahlungsparameter für durch Methan verursachten stratosphärischen Wasserdampf $s = 0,011 \text{ W m}^{-2} \sqrt{\text{ppmv}}^{-1}$. Dieser Wert stammt ebenso wie derjenige für die Strahlungswirkung von CO_2 aus dem IPCC-Modell ([Houghton et al.90]).

4.3.4 CO_2 -Äquivalenzfaktor von stratosphärischem Wasserdampf

Der Temperatureffekt des stratosphärischen Wasserdampfes wird Methan als indirekter Effekt zugeschrieben. Werden die GWPs mit Hilfe von Modellen errechnet, kann zusätzlich die Chemie des Methans beachtet werden. Modelle sind in der Lage, die wichtigsten Reaktionen zu berücksichtigen.

Das IPCC hat in seinem Bericht von 1990 das indirekte GWP von Methan bezüglich des stratosphärischen Wasserdampfes mit 10 auf Massenbasis für 20 Jahre angegeben. Im 92er Bericht wurde es nicht mehr quantifiziert. Das IPCC sah den Unsicherheitsbereich als zu groß an.

Eigene Berechnungen ergeben mit einer geschätzten Lebensdauer von Methan in der Stratosphäre von 25 Jahren über $t_0 = 20$ Jahre:

$$\text{GWP}_{\text{indir}} \sim 17 \text{ (auf kg-Basis).}$$

Dieser Wert ist gegenüber der IPCC-Schätzung um 70% zu hoch. Dies ist eine Folge der in dieser Berechnung höher gewählten Methanlebensdauer in der Stratosphäre. Nimmt man dieselbe Lebensdauer wie in der übrigen Atmosphäre an, so erhält man den IPCC-Wert. Die Reaktionsgeschwindigkeit in der Stratosphäre ist allerdings viel niedriger als in der Troposphäre. Daher ist die Lebensdauer eines Methanimpulses in der Stratosphäre größer.

4.4 Methan (CH_4), leichtflüchtige Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe

Methan ist sowohl ein direkter Infrarotabsorber, als auch ein Produzent von Gasen, die wiederum als Absorber wirken (beispielweise CO_2). Wie bei Kohlendioxid konnte auch bei Methan für die letzten 200 000 Jahre eine enge Korrelation

zwischen der Konzentration und der Temperatur durch Untersuchung von in Eisbohrkernen eingeschlossener Luft festgestellt werden. Daneben spielt Methan in der Atmosphärenchemie eine sehr wichtige Rolle.

Die Quellen von Methan sind natürlich und anthropogen. In den letzten Jahrzehnten wurde ein Anstieg der Konzentration gemessen, der den Aktivitäten des Menschen zugeschrieben wird. Der Anstieg verlangsamt sich allerdings seit einigen Jahren, 1992 war er in der nördlichen Hemisphäre fast null (2 *ppbv* pro Jahr; [Dlugokencky et al.94]). [Dlugokencky et al.94] vermuten, daß dieser Rückgang durch verringerte Emission von Erdgas aus der ehemaligen Sowjetunion und verminderte Biomassenverbrennung verursacht wurde.

Die globale CH₄-Konzentration unterliegt ebenso wie die CO₂-Konzentration einem Jahresgang, der ein Maximum im Frühjahr und ein Minimum im Herbst zeigt ([Bolin et al.94], [Dlugokencky et al.94]). Dieser Effekt ist eine Folge der Abhängigkeit des Hauptabbauprozesses (Oxidation von CH₄ durch OH-Radikale) von der Sonneneinstrahlung ([Poppe et al.94]).

Andere Kohlenwasserstoffe haben wegen ihrer geringen Konzentration kaum direkte Strahlungswirkung.

4.4.1 Quellen und Senken

Die Methankonzentration der Troposphäre betrug 1992 1,75 *ppmv*²⁴, das entspricht einer Menge von 4,9 *Gt* CH₄ ([Bundestag94a]).

CH₄ entsteht biologisch durch die anaerobe Verwesung von Biomasse. Natürliche Quellen sind Feuchtgebiete, Exkreme, Termiten und andere. Möglicherweise tragen auch der Ozean und der geologische Hydratabbau einen erheblichen Teil zur Methanemission bei. Durch die Kopplung an Biomasse gibt es weitere anthropogene Quellen, zum Beispiel in der Nahrungsmittelproduktion. In Reisfeldern und in Verdauungstrakten von Wiederkäuern entstehen 16 bis 33% ([Bundestag94a]) der gesamten jährlichen Methanemission. Das entspricht 34 bis 39% der anthropogenen Emissionen. Abbildung 14 zeigt die Größe der verschiedenen Quellen.

Eine neue CH₄-Quelle könnte durch die Verwesung von Kohlenstoff, der durch den CO₂-Düngeeffekt verstärkt im Wurzelwerk der Pflanzen gespeichert wurde, entstehen ([Dacey et al.94]).

Nach [Dlugokencky et al.94] ist ein deutliches Gefälle von der Nord- zur Südhemisphäre der Konzentration feststellbar, weil ein großer Teil der Methanquellen auf der Nordhalbkugel liegt.

Bei konstanten globalen Emissionen würde sich die Methankonzentration nach Modellrechnungen ([Bolin et al.94]) im Jahr 2050 bei etwa 1,9 *ppmv* aufgrund der – im Vergleich zu anderen wichtigen Treibhausgasen – recht kurzen Verweilzeit einpendeln.

²⁴zum Vergleich: vor 1750 betrug er 0,7 *ppmv*

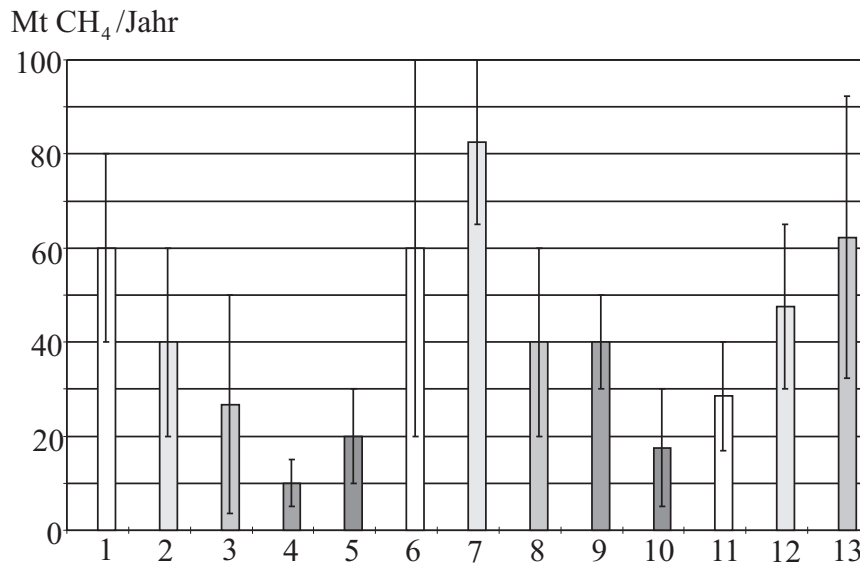


Abbildung 14: Anteile der verschiedenen Quellen an der Gesamtmethanemission. (nach [Bundestag94a] und [Bolin et al.94])

Feuchtgebiete der Tropen	1	Mülldeponien	8
Feuchtgebiete Tundren	2	Biomassenverbrennung	9
Ozean	3	Kohleverbrennung	
geologische Quellen	4	bei niedrigen Temperaturen	10
Termiten	5	Kohleminen	11
Reisfelder	6	Öl- und Gasgewinnung	12
Viehhaltung	7	Sonstiges	13

1990 waren 29% der Methanemissionen der Bundesrepublik energiebedingt, davon mehr als zwei Drittel durch den Steinkohlebergbau; 32% kamen aus der Landwirtschaft, davon zwei Drittel aus der Fermentation, und 39% aus Mülldeponien.

Andere leichtflüchtige Kohlenwasserstoffe spielen eine wichtige Rolle in der Chemie der Troposphäre. Durch ihre kurzen Lebensdauern (zum Beispiel Ethen (C_2H_4) ein Tag, Propan (C_3H_8) zehn bis zwölf Tage und Ethin (C_2H_2) vier Monate; [Ramanathan et al.87], [Wang et al.86]) und der regionalen Emittenten (Industrieländer) sind sie in der räumlichen Verteilung sehr variabel. Global werden vom Menschen circa 140 *Mt/Jahr* emittiert, von der Biosphäre 490 bis 830 *Mt/Jahr*. Ein Viertel der anthropogenen Emissionen entstehen durch den Straßenverkehr, 14% durch Lösungsmittelherstellung und -verwendung und insgesamt 47% durch die Gewinnung, Verteilung und den Verbrennung von fossilen Ener-

gieträgern. Ein nicht quantifizierter Anteil entsteht auch bei der Biomassenverbrennung. Europa alleine emittiert 24,5 *Mt/Jahr*. [Bolin et al.94]

In der Bundesrepublik entstehen die leichtflüchtigen Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe zu 40% aus der Lösungsmittelherstellung und -verwendung und zu 42% aus dem Straßenverkehr ([Bundestag94b]).

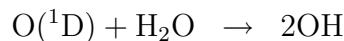
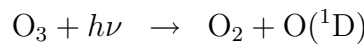
Bei allen Kohlenwasserstoffen ist die Oxidation durch OH die wichtigste Senke (bei Methan werden etwa 83% (445 *MtCH₄/Jahr*) der Emissionen auf diese Weise abgebaut, siehe Seite 42).

Ein Anteil von 40 *MtCH₄/Jahr* wird in die Stratosphäre transportiert. Dort greift Methan in die Ozonchemie ein und produziert Wasserdampf²⁵. Im Boden lebende methanotrophe Bakterien nehmen einen Anteil von 5 bis 60 *MtCH₄* im Jahr auf ([Bundestag94a]). Durch einen Konkurrenzprozeß bei der Methanaufnahme durch methanotrophe Bakterien kann es bei vermehrter Stickstoffdüngung zu verminderter Methanaufnahme kommen ([King and Schnell94]).

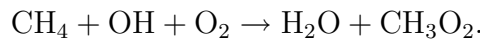
Die Senkenstärken sind nur ungenau bekannt. Dagegen kann der atmosphärische Zuwachs gut bestimmt werden. Er beträgt zur Zeit 37 *MtCH₄/Jahr* (nach [Bolin et al.94]).

4.4.2 Übersicht über die Chemie des Methans

Alle Spurengase, die Wasserstoffatome enthalten, reagieren mit OH-Radikalen. Diese sind daher für die Spurengaskonzentrationen und -lebensdauern von großer Bedeutung. In der Troposphäre werden diese Radikale von Licht der Wellenlänge im Bereich von $290\text{ nm} \leq \lambda \leq 320\text{ nm}$ erzeugt:



Die Reaktion von OH mit Kohlenwasserstoffen erzeugt Peroxiradikale:



Diese führen zu einer Reaktionskette, bei der Sauerstoff, Wasser, Kohlendioxid und – je nach NO_x -Konzentration – Ozon frei werden ([Lelieveld and Crutzen92]). Bei starkem NO_x -Angebot²⁶ bewirken Kohlenwasserstoffe über den Umweg Kohlenmonoxid die Bildung von troposphärischem Ozon („Sommersmog“). Ist dagegen die NO_x -Konzentration geringer, so wird Ozon abgebaut. [Bundestag90] Methan kann die Stratosphärenchemie durch die Bildung von OH-Radikalen über den HO_x -Zyklus stark beeinflussen. [Bundestag90]

²⁵siehe Kapitel 4.3

²⁶ $\frac{\text{Konzentration}(\text{NO})}{\text{Konzentration}(\text{O})_3} > \frac{1}{4000}$ ([Bolin et al.94])

Die Chemie der Kohlenwasserstoffe ist kompliziert und zum Teil noch nicht bekannt. Eine Einbeziehung in Klimamodelle erscheint zwar notwendig, ist aber auch mit vielen Schwierigkeiten behaftet. Neben der Komplexität erschweren insbesondere die durch die Reaktionen möglichen Rückkopplungen die Modellierung.

4.4.3 Rückkopplungen

Die hohe Abhängigkeit der Methankonzentration vom Abbau durch OH-Radikale kann zur Folge haben, daß bei einer hohen Methankonzentration die OH-Konzentration vermindert wird. Dadurch stehen für eine Reaktion mit CH_4 weniger Radikale zur Verfügung, so daß der Abbau langsamer wird. Dieser Effekt konnte nach [Lelieveld, Crutzen and Brühl93] noch nicht zweifelsfrei gemessen werden. Um diesen Effekt bei der Berechnung der GWPs zu berücksichtigen, ist im IPCC-Bericht von 1994 die Methanlebensdauer von 10,5 auf $14,5 \pm 2,5$ Jahre verlängert worden ([Bolin et al.94]).

Eine weitere positive Rückkopplung kann das Auftauen der nördlichen Permafrostböden sein. Dort ist Methan als Hydrat gebunden und eingefroren. Die Vorkommen werden auf ca. 10000 Gt CH_4 geschätzt ([Bundestag90]). Sollten die Böden auf Grund einer Temperaturerhöhung auftauen, so ist eine Methanemission in der Größenordnung der Emission durch Kohleverbrennung (17 Mt/Jahr) zu erwarten.

4.4.4 CO_2 -Äquivalenzfaktor von Methan

Methan hat im Infraroten Absorptionsbanden bei 3 μm und bei 7 μm (Abbildung 5 c). Die Konzentration von CH_4 ist so hoch, daß bei der Absorption ein Sättigungseffekt eintritt, so daß die Strahlungswirkung nicht linear mit der Konzentration ansteigt, sondern mit der Wurzel aus der Konzentration (nach Gleichung 27, [Houghton et al.90]). Bei Konzentrationsangaben in ppbv beträgt der Methanstrahlungsparameter $s = 0,036 \text{ W m}^{-2} (\sqrt{\text{ppbv}})^{-1}$. Im Bereich um 7 μm hat auch N_2O ein Absorptionsband. Dadurch wird ein Teil des Strahlungsflusses durch N_2O und ein Teil durch CH_4 absorbiert. Eine verstärkte N_2O -Konzentration wirkt also auf den von der CH_4 -Konzentration abhängigen Nettostrahlungsfluß. Nach Hansen (zitiert nach [Houghton et al.90]) kann man diesem Effekt durch einen „Überlappterm“ (da sich die Absorptionsbänder überlappen) in Gleichung 27 Rechnung tragen (c_c ist die Methankonzentration, c_n ist die Distickstoffoxidkonzentration):

$$\Delta F = s \left(\sqrt{c_c(t)} - \sqrt{c_c(0)} \right) - \left[g(c_c(t), c_n(0)) - g(c_c(0), c_n(0)) \right].$$

$g(x, y)$ ist folgende empirische Funktion (wobei x und y Konzentrationen in ppbv sind):

$$g(x, y) = 0,47 * \ln \left(1 + 2,01 * 10^{-5} (xy)^{0,75} + 5,31 * 10^{-15} x(xy)^{1,52} \right). \quad (29)$$

Dieser Überlappterm gilt für CH₄ und in ähnlicher Weise für N₂O.²⁷

Tabelle 2: GWPs für Methan mit verschiedenen Lebensdauern (τ) und Betrachtungszeiten (t_0)

GWPs für den Betrachtungszeitraum t_0		
t_0	eigene Berechnung (direkt), Glg. 24	
	$\tau = 10,5$ Jahre	$\tau = 14,5$ Jahre
20	24	30
100	9,6	13
500	1,4	2
t_0	[Houghton et al.90] direkt $\tau = 10,5$ Jahre	[Bolin et al.94] indirekt $\tau = 14,5$ Jahre
	20	26
100	6	24,5
500	2	7,5
t_0	[Rotmans and den Elzen92] indirekt	[Lelieveld and Crutzen92] indirekt
	20	51
100	29	15
	[Hammond et al.90] direkt $t_0=1$ Jahr	[Lashof and Ahuja90] indirekt $t_0 = \infty$
		15,8

Mit Hilfe dieser Funktion erhält man für $f = \partial \Delta F / \partial c_c(t)$ einen Wert von $0,0003 \text{ Wm}^{-2} \text{ ppbv}^{-1}$. Die Berechnung des direkten GWPs von Methan wird auf gleiche Weise wie in Kapitel 3.4.1 (dort für FCKW-11) durchgeführt (siehe auch Gleichung 24).

GWP ~ 24 auf kg-Basis.

²⁷siehe Kapitel 4.6

Tabelle 2 gibt einen Überblick über die GWPs in verschiedenen Publikationen. Angaben für das direkte GWP mit einem Zeithorizont von 20 Jahren liegen zwischen 24 und 30, die für die indirekten GWPs zwischen 51 und 62. Die eigenen Berechnungen der direkten GWPs liegen innerhalb einer 30 prozentigen Abweichung vom IPCC-Wert, also innerhalb des von den Autoren angegebenen Fehlers von $\pm 35\%$. Diese Abweichung stammt daher, daß das IPCC ein Kohlenstoffkreislaufmodell verwendet. Alle Werte der Tabelle sind Berechnungen auf Massenbasis.

4.5 Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW), Halone

Fluorchlorkohlenwasserstoffe haben Eigenschaften, die sie für menschliche Nutzung sehr geeignet machen. Die vollhalogenierten FCKW²⁸ haben keine natürlichen Quellen. Sie sind nicht brennbar und in den meisten Fällen nicht toxisch und sehr reaktionsträge. Weiterhin verfügen sie über geeignete physikalische Eigenschaften wie Siedepunkte, die sie als Kältemittel einsetzbar machen. [Bundestag88]

Dieselben Eigenschaften wirken bei einer Freisetzung in die Atmosphäre nachteilig. Durch ihre Reaktionsträgheit ist die Verweildauer sehr groß. Der einzige Abbauprozess für die vollhalogenierten FCKW ist die Photolyse in der Stratosphäre. Bei dieser Aufspaltung werden reaktive Chlor- oder Fluorverbindungen frei, die mit Ozon eine katalytische Abbaureaktion eingehen. Daher gefährden sie die Ozonschicht. Neben dieser Eigenschaft absorbieren sowohl die voll- als auch die teilhalogenierten Fluorchlorkohlenwasserstoffe im Strahlungsfenster der Atmosphäre (siehe Abbildung 5 e).

Teilhalogenierte FCKW²⁹ werden sowohl natürlich (in den Ozeanen) als auch anthropogen produziert, ihre Lebensdauer ist geringer als die der vollhalogenierten FCKW, da sie durch OH-Radikale abgebaut werden können.

4.5.1 Quellen und Senken

Die chemischen Eigenschaften machen die FCKW auf vielfältige Weise nutzbar. Im Bereich der Schaumstoffherstellung werden sie als Blähmittel verwendet. Sie werden als Kühlmittel (zum Beispiel in Kühlschränken und Klimaanlage), als Treibmittel (in Spraydosen) und als Reinigungs- und Lösungsmittel eingesetzt. Halone (Bromierte Kohlenwasserstoffe) werden hauptsächlich als Feuerlöschmittel eingesetzt. Daneben können FCKW bei verschiedenen industriellen Produktionsverfahren entstehen (zum Beispiel CF_4 bei der Aluminiumherstellung oder Tetrachlorkohlenstoff CCl_4 als Zwischenprodukt bei der FCKW-Herstellung). [Bundestag90], [Schreiner94]

²⁸in diesen Verbindungen sind keine Wasserstoffatome enthalten

²⁹Kohlenwasserstoffe, bei denen nicht alle Wasserstoffatome durch Chlor oder/und Fluor ersetzt sind

Tabelle 3: Zusammenstellung einiger halogenierter Kohlenwasserstoffe

Bezeichnung	chem. Formel	Konz. '92 (in ppbv)	Lebensdauer in Jahren	Hauptquellen	globale Emissionen in $10^3 t/Jahr$
FCKW-11	CCl_3F	0,27 ^a	50±5 ^a	Verschäumung ^b	213 ^b
FCKW-12	CCl_2F_2	0,50 ^a	102 ^a	Kühlung ^b	225 ^b
FCKW-13	$CClF_3$		640 ^a		
FCKW-113	$C_2Cl_3F_3$	0,08 ^a	85 ^a	Lösungsmittel Reinigungsmittel ^c	170 ^a
FCKW-114	$C_2Cl_2F_4$	0,02 ^a	300 ^a		5,1 ^a
FCKW-115	C_2ClF_5	< 0,01 ^a	1700 ^a	Kühlung ^c	12,5 ^a
Tetrachlorkohlenstoff	CCl_4	0,13 ^a	42 ^a	Produktion von FCKW-11 und -12 ^c	
H-FCKW-22	CF_2HCl	0,11 ^a	13,3 ^a	Ersetzung von FCKW-12 ^a	237,3 ^b
Methylchloroform	CH_3CCl_3	0,16 ^a	5,4±0,6 ^a	Ozean ^a Metallreinigung ^c	600 ^a
Halon 1301	$CBrF_3$	0,002 ^a	65 ^a	Feuerlöscher ^c	3 ^a
Halon 1211	$CBrClF_2$	0,0025 ^a	20 ^a		9,5 ^a
Methylbromid	CH_3Br	0,012 ^a	1,3 ^a	Ozean ^a Pflanzenschutz ^c	75-120 ^a
FKW-R134a	CH_2FCF_3		17,7 ^a	Ersetzung von FCKW-12 ^b	150 ^b
Tetrafluorkohlenstoff	CF_4	0,07 ^a	50000 ^a	Aluminiumherstellung ^a	

^a1992er Daten, [Bolin et al.94]^b1991er Daten, [Bundestag94a]^c[Bundestag90]

Für die wichtigsten Anwendungen existieren inzwischen Ersatzverbindungen, da sich die größten Produzentenstaaten im Montrealer Protokoll zum Schutz der Ozonschicht von 1987 verpflichtet haben, ihre Emissionen für einige dieser Verbindungen zu reduzieren. Daher ist die Emission einiger FCKW (vor allem FCKW-11 und FCKW-12) zurückgegangen, und die Konzentrationen haben sich stabilisiert ([Bolin et al.94]). Allerdings haben auch die Ersatzverbindungen (meist teilhalogenierte Kohlenwasserstoffe (H-FCKW) oder fluorierte Kohlenwasserstoffe) ein beträchtliches Treibhauspotential.

Tabelle 3 listet die wichtigsten Verbindungen, ihre Konzentrationen, ihre Lebensdauern und ihre Hauptquellen auf.

Tabelle 4: GWP_s für verschiedene FCKW aus unterschiedlichen Literaturquellen

Bezeichnung	Betrachtungszeit t_0 (Jahre)	eigene Berechnung Glg. 24	[Houghton et al.90]	[Bolin et al.94]
FCKW-11	20	3882	4500	5000
	100	3394	3500	4000
	500	520	1500	1400
FCKW-12	20	6164	7100	7900
	100	7210	7300	8500
	500	1516	4500	4200
H-FCKW-22	20		4100	4300
	100		1500	1700
	500		510	520
CCl ₄	20		1900	2000
	100		1300	1400
	500		460	500
		[Rotmans and den Elzen92]	[Hammond et al.90] $t_0 = 1$ Jahr	[Lashof and Ahuja90] $t_0 = \infty$ Jahre
FCKW-11	20	5527	1083	1300
	100	5173		
FCKW-12	20	8144	1568	3700
	100	10677		
H-FCKW-22	20	4592		410
	100	2142		
CCl ₄	20	2032		
	100	1600		

Bei vollhalogenierten FCKW gibt es keine Rückkopplungen. Die Abbaureaktion der teilhalogenierten FCKW ist die Oxidation durch OH. Dies führt zu einer Rückkopplung, die bereits im Abschnitt über Methan besprochen wurde. Eine Reduktion der OH-Konzentration verlängert die Lebensdauer der H-FCKW. Die Konzentration der anderen durch OH beeinflussten Spurengase wird ebenfalls verändert.

4.5.2 CO₂-Äquivalenzfaktoren

FCKW haben im infraroten Bereich starke Absorptionsbanden. Abbildung 5 e zeigt die Absorptionsspektren von FCKW-11 (F-11), FCKW-12 (F-12) und CCl₄.

Die Strahlungswirkung der FCKW ist wegen der geringen in der Atmosphäre enthaltenen Menge linear von der Konzentration abhängig (Gleichung 26). Bei Konzentrationsangaben in *ppbv* sind die Strahlungsparameter:

$s(F - 11) = 0,22 \text{ Wm}^{-2} \text{ppbv}^{-1}$ und $s(F - 12) = 0,28 \text{ Wm}^{-2} \text{ppbv}^{-1}$. Das daraus folgende GWP ist als Beispiel schon in Kapitel 3.4.1 berechnet worden. In Tabelle 4 werden die GWPs nach den verschiedenen Definitionen aufgeführt.

Durch die Ozonverminderung in der Stratosphäre wird ein negativer indirekter Effekt bewirkt, denn durch die geringere stratosphärische Absorption wird mehr solare Strahlung aber weniger Infrarotstrahlung in die Troposphäre und zum Boden emittiert.

Die Wirkung der geringeren Infraroteinstrahlung ist größer als der Effekt der vermehrten solaren Einstrahlung, so daß insgesamt weniger Strahlungsleistung in die Atmosphäre dringt als ohne Ozonabbau ([Ramaswamy et al.92]). Dies könnte den direkten Strahlungseffekt der FCKW sogar kompensieren, ist hier aber nicht berücksichtigt.³⁰

4.6 Distickstoffoxid (N_2O), Stickoxide (NO_x), Ammoniak (NH_3), Salpetersäure (HNO_3)

Stickstoffverbindungen stammen zum großen Teil aus menschlichen Aktivitäten. N_2O (Lachgas) ist ein Gas mit lange Lebensdauer. Es wird in der Stratosphäre abgebaut und hat (neben der Treibhauswirkung in der Troposphäre) dort vermindernde Wirkungen auf die Ozonschicht. Die Konzentration lag 1992 bei 311 *ppbv*.

Weitere Stickstoffverbindungen sind die Stickoxide. Sie haben zwar Absorptionsbanden im Infrarotbereich, aber auf Grund kurzer Verweildauern (einige Stunden, [Ramanathan88]) eine geringe direkte Treibhauswirkung. Sie spielen durch die Wechselwirkung mit Ozon eine wichtige Rolle für den indirekten Treibhaus-effekt.

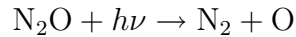
Ein Folgeprodukt der Reaktionen von NO_x mit OH-Radikalen ist Salpetersäure, die aus der Troposphäre ausgewaschen wird.

Ammoniak hat keinen großen Einfluß auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre, ist aber durch die Oxidation zu NO_x für die Chemie der Atmosphäre relevant. Es entsteht unter anderem aus der Verbrennung von Biomasse und einer Reihe biologischer Prozesse ([Lee and Atkins94]). Im wesentlichen bildet es Säuren, die ausgewaschen werden [Wang et al.76]. Die Lebensdauer beträgt wenige Tage (siehe [Ramanathan et al.87]).

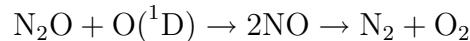
³⁰siehe auch Kapitel 3.4.1

4.6.1 Quellen und Senken

Die Photolyse in der Stratosphäre stellt für N_2O die Hauptsenke (ungefähr 90%) dar. Für diesen Prozeß ist Licht mit Wellenlängen zwischen 180 und 230 *nm* nötig.



(nach [Wang et al.76]). Ein Teil von etwa 10% wird, ebenfalls in der Stratosphäre, durch angeregte Sauerstoffatome abgebaut:



(nach [Wang et al.76]). Möglicherweise wird ein noch nicht quantifizierbarer Anteil im Boden aufgenommen. In die Stratosphäre gehen etwa $12,3 \pm 4 \text{ Mt N/Jahr}$ über.

Da diese Abbauprozesse in der Stratosphäre stattfinden, laufen sie nur langsam ab. Daraus resultiert eine Lebensdauer von etwa 120 ± 30 Jahren [Bolin et al.94]. Natürliche Quellen von N_2O sind die Ausgasung aus Ozeanen ($3 \pm 2 \text{ Mt N/Jahr}$) und Böden ($5 \pm 2,5 \text{ Mt N/Jahr}$). Anthropogene Quellen sind die Verbrennung von Biomasse ($0,5 \pm 0,4 \text{ Mt N/Jahr}$), Landwirtschaft ($1,9 \pm 1,7 \text{ Mt N/Jahr}$) und Industrie ($1,3 \pm 0,5 \text{ Mt N/Jahr}$). Die Angaben zur Größe der Quellen sind mit großen Fehlern behaftet. Dennoch ist die Schätzung des jährlichen Zuwachses sicherer, da sie aus Messungen extrapoliert wird. Die Zuwachsrate beträgt zur Zeit $3,9 \pm 0,8 \text{ Mt N/Jahr}$. [Bolin et al.94]

Die Schätzungen der Enquetekommission des Bundestages „Schutz der Erdatmosphäre“ liegen, bis auf den atmosphärischen Zuwachs, etwas niedriger (siehe Abbildung 15).

Die Bundesrepublik alleine emittierte 1990 etwa $0,22 \text{ Mt N/Jahr}$ als N_2O (nach [Bundestag94b]).

Werden die heutigen Distickstoffoxidemissionen beibehalten, wird sich die Konzentration in einigen hundert Jahren bei ungefähr 400 *ppbv* stabilisieren (siehe [Bolin et al.94]).

Stickoxide (NO_x), unter denen sowohl NO als auch NO_2 zusammengefaßt werden, stammen zu einem sehr großen Teil aus Verbrennungsprozessen bei hohen Verbrennungstemperaturen (24 Mt N/Jahr). $0,5 \text{ Mt N/Jahr}$ werden als NO_x von hochfliegenden Flugzeugen direkt in die untere Stratosphäre injiziert. Dort greifen sie in die Ozonchemie ein. Als NO_x werden 8 Mt N/Jahr bei der Verbrennung von Biomasse emittiert und etwa 12 Mt N/Jahr von Böden (zum größten Teil durch Stickstoffdüngung) ausgegast. Eine natürliche, erhebliche Quelle von NO_x ist die Entstehung durch Blitze (etwa 5 Mt N/Jahr). Diese Angaben stammen von [Bolin et al.94] und sind auf $\pm 30\%$ genau. Die Gesamtemissionen werden auf etwa $110 \text{ Mt } NO_2/Jahr$, das sind $33,5 \text{ Mt N/Jahr}$, geschätzt. Die Bundesrepublik hat daran einen Anteil von $3,15 \text{ Mt } NO_2/Jahr$ ($0,96 \text{ Mt N/Jahr}$;

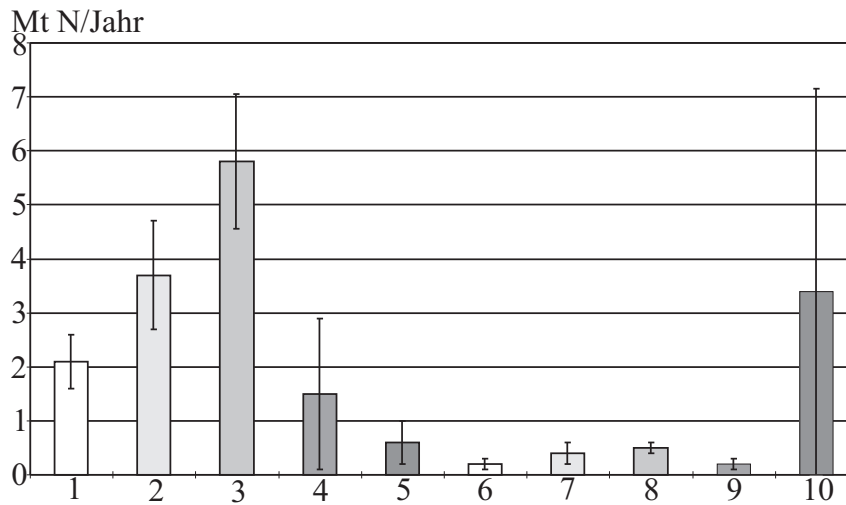


Abbildung 15: Globale jährliche Distickstoffoxidemissionen (nach einer Schätzung von [Bundestag94a])

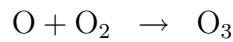
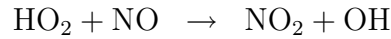
Ozean	1	stationäre Verbrennung	6
Böden/Wälder	2	mobile Verbrennung	7
ges. natürliche Quellen	3	Adipinsäureherstellung	8
Landwirtschaft	4	Salpetersäureproduktion	9
Verbrennung von Biomasse	5	ges. anthropogene Quellen	10

[Bundestag94b]).

Nach [Ramanathan et al.87] beträgt die durchschnittliche Konzentration von NO_x in der Atmosphäre $0,05 \text{ ppbv}$. Allerdings ist es kaum sinnvoll, eine Durchschnittskonzentration anzugeben, da die Konzentrationen über drei Größenordnungen variieren. In Reinluftgebieten kann sie $0,01 \text{ ppbv}$ betragen, in Ballungsräumen von 10 ppbv bis zu Spitzenwerten von einigen 100 ppbv steigen ([Bundestag88]). Diese Ungleichverteilung ist eine Folge der kurzen Verweilzeit von nur wenigen Stunden. Als Senke fungiert hauptsächlich die oben genannte Reaktion mit OH-Radikalen. Die dabei entstehende Salpetersäure kann durch chemische Reaktionen und Auswaschung abgebaut werden ([Wang et al.76]).

4.6.2 Chemie der Stickoxide

Nach [Kleinman94] gibt es zwei Arten chemischer Prozesse für NO_x . Ihre Umsätze hängen von den Konzentrationen ab. Sind die NO_x -Werte hoch, können nicht alle Moleküle durch OH-Radikale abgebaut werden, so daß der Reaktionszyklus der Ozonproduktion ablaufen kann:



([Ramanathan et al.87]). Ist die Konzentration niedrig, so kann der in Kapitel 4.6.1 erwähnte N_2O -Abbau durch OH erfolgen ([Kleinman94]). Der Zusammenhang zwischen NO_x -Konzentration und troposphärischer Ozonchemie wurde schon in Kapitel 4.4.2 (Seite 48) erwähnt.

In der Stratosphäre wirkt NO ozonzerstörend, NO_2 dagegen zerstörungshemmend.

4.6.3 CO_2 -Äquivalenzfaktoren von Stickstoffverbindungen

Abbildung 5 d zeigt das Spektrum von N_2O . Bei $7,5 \mu m$ erkennt man das mit Methan überlappende Absorptionsband. Wie bei Methan ist auch bei Distickstoffoxid eine Konzentration erreicht, bei der die Absorption nicht mehr linear mit der Konzentration zunimmt. Daher hat das IPCC 1990 die Strahlungswirkung nach Gleichung 27 mit

$$\Delta F = s \left(\sqrt{c_n(t)} - \sqrt{c_n(0)} \right) - \left[g(c_c(0), c_n(t)) - g(c_c(0), c_n(0)) \right]$$

angegeben (Konzentrationen in $ppbv$, $s = 0,14 W m^{-2} \sqrt{ppbv}^{-1}$). Gleichung 29 beschreibt den Überlappterm g .

In Tabelle 5 sind die berechneten GWPs mit den Angaben einiger Autoren verglichen.

1990 hat das IPCC ([Houghton et al.90]) eine vorläufige Schätzung („[The] indirect effects are highly model dependent and they will need further revision and evaluation“, Seite 60) über die Größe des GWPs von Stickoxiden abgegeben. Diese indirekten GWPs sollten die Wirkung von NO_x über den Anstieg des troposphärischen Ozons ausdrücken und betragen für 20 Jahre 150, für 100 Jahre 40 und für 500 Jahre 10. Im zweiten Bericht 1992 wurde dann den Zweifeln nachgegeben, ob es überhaupt sinnvoll wäre, für ein so ungleichmäßig verteiltes Gas wie die NO_x ein *Global Warming Potential* anzugeben. Außerdem variierten die Modelle, die die Wirkung der Stickoxide simulieren sollten, sehr stark. Es wurde lediglich vermerkt, daß sie OH- und O_3 -produzierend wirken und damit einen Effekt auf die Treibhausgase Methan (vermindernd) und Ozon (vermehrend) haben. [Houghton et al.92]

Tabelle 5: GWPs von Distickstoffoxid

	GWPs für den Betrachtungszeitraum t_0		
t_0	eigene Berechnung Glg. 24	[Houghton et al.90]	[Bolin et al.94]
20	223	270	290
100	274	290	320
500	63	190	180
	[Rotmans and den Elzen92]	[Lashof and Ahuja90] $t_0 = \infty$ Jahre	[Hammond et al.90] $t_0 = 1$ Jahr
20	280	180	keine Angaben
100	35		

4.7 Ozon (O_3)

Ozon hat in der Atmosphäre eine dreifache Wirkung. Die erste ist die Filterfunktion der Ozonschicht in der Stratosphäre für ultraviolette Strahlung. Dort befindet sich der größte Teil des atmosphärischen Ozons (90%). Zweitens ist es durch sein Absorptionsband im Strahlungfenster bei $9,6 \mu m$ treibhauswirksam (Abbildung 5 f). Drittens ist O_3 für den Menschen ab einer Konzentration von mehr als 100 *ppbv* toxisch. Es reizt Schleimhäute und Augen und beeinträchtigt die Lungenfunktionen. Ab 80 *ppbv* wirkt es pflanzenschädigend und vermindert ihre CO_2 -Assimilationsfähigkeit. [Bundestag88]

In diesem Kapitel wird nur das troposphärische Ozon in Bezug auf seine Treibhausrelevanz behandelt.

Aufgrund der kurzen Lebensdauer von einigen Monaten ist Ozon global sehr ungleichmäßig verteilt. In den nördlichen Breiten von 60° bis 70° liegt das Maximum von im Mittel 50 *ppbv*. Allerdings können auch hier die Werte in extremen Sommersmogsituationen einige hundert *ppbv* erreichen. In den Tropen liegt die Durchschnittskonzentration bei 10 *ppbv*, auf der Südhalbkugel bei 10 bis 20 *ppbv*. Die Produktion von bodennahem Ozon ist stark von der Sonneneinstrahlung abhängig, so daß sie sowohl einem Jahresgang (mit Maximum im Frühsommer), als auch einem Tagesgang folgt. Der Tagesgang resultiert aus der photochemischen Produktion von O_3 aus NO_2 und seinem nächtlichen Abbau durch NO .

Obwohl die Chemie des Ozons und die lokale Verteilung nicht genau bekannt sind, ist im Mittel ein Anstieg zu erkennen. Seit 1978 wurde auf der Zugspitze ein Trend von etwa 40 *ppbv* auf 50 *ppbv* 1989 gemessen [Bundestag90].

4.7.1 Quellen und Senken

Ozon ist ein durch chemische Wechselwirkung entstehendes Gas. Es wird weder von natürlichen noch von nennenswerten anthropogenen Quellen emittiert. Ozon wird in der Troposphäre durch die Wechselwirkung von Kohlenwasserstoffen (KWS), Stickoxiden und Kohlenmonoxid durch Photooxidation gebildet (etwa $5130 \text{ Mt } O_3/\text{Jahr}$, [Bundestag90]). Ein weiterer Teil stammt aus dem Transport von Luftmassen aus der Stratosphäre in die Troposphäre (ungefähr 720 bis $1220 \text{ Mt } O_3/\text{Jahr}$, [Bundestag90]).

Ozon wird durch Licht mit der Wellenlänge $\lambda \leq 320 \text{ nm}$ gespalten und reagiert mit HO_2 und OH . Dadurch werden pro Jahr etwa $2300 \text{ Mt } O_3$ abgebaut. Eine weitere große Senke ist die trockene Deposition. Tabelle 6 gibt eine Übersicht über die Quellen und Senken.

Tabelle 6: Übersicht der globalen Quellen und Senken von Ozon, Daten für 1980 ([Bundestag90])

Quellen	Mt Ozon/Jahr
Transport von der Stratosphäre	1220
Oxidation von CO , CH_4 und KWS	5130
Senken	Mt Ozon/Jahr
trockene Deposition	1420
Bildung von OH	2260
Verlust durch $O(^1D)$	25
Reaktion mit NO_x	170
Reaktion mit ungesättigten Kohlenwasserstoffen	175
Reaktion mit HO_2 und OH	2300

4.7.2 Überblick über die Ozonchemie

Eine schematische Übersicht über die wichtigsten Zusammenhänge der atmosphärischen Ozonchemie gibt Abbildung 16. Einige Aspekte der Ozonchemie wurden schon in Kapitel 4.4.2 im Rahmen der mit ihr eng verknüpften Methanchemie besprochen, eine weitere Behandlung der Zusammenhänge würde über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen.

In der Troposphäre entsteht O_3 aus Kohlenwasserstoffen oder Kohlenmonoxid durch die Katalyse mit NO_x . Als Beispiel soll die Oxidation von CO dienen. Der Prozeß läuft mit Licht einer Wellenlänge $\lambda \leq 400 \text{ nm}$ ab.

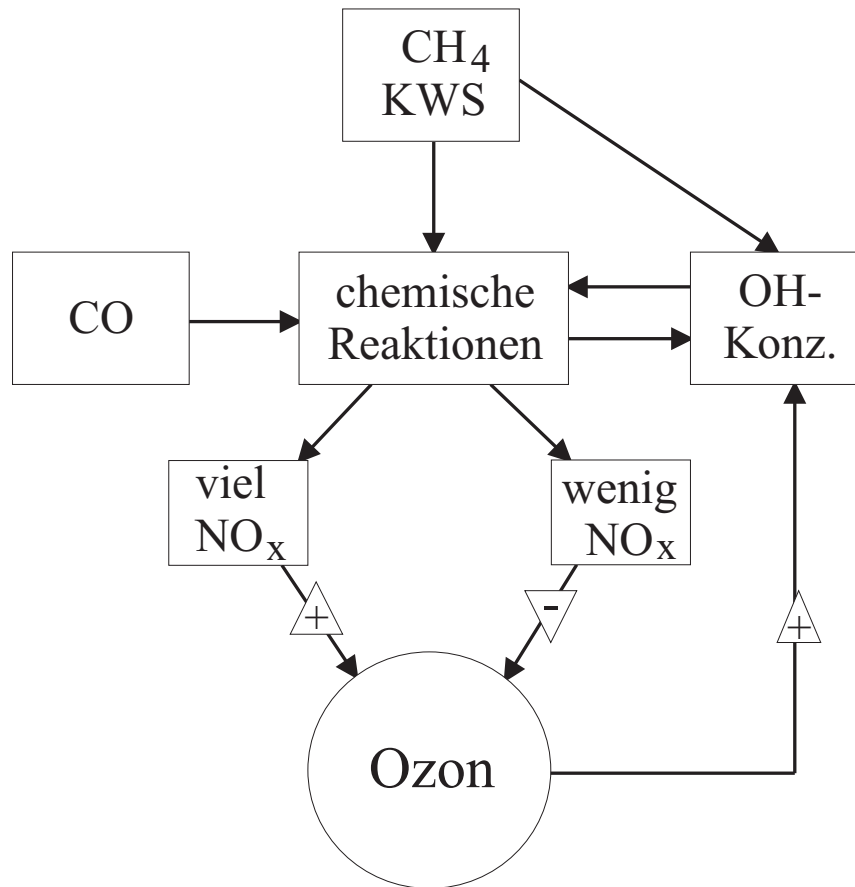
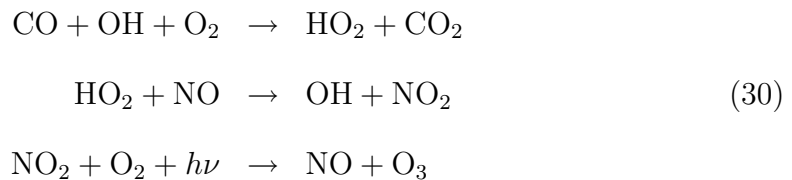
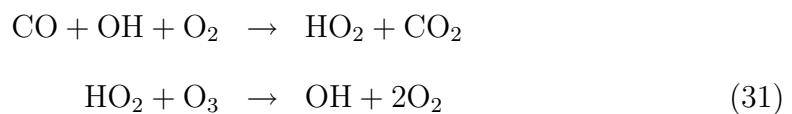


Abbildung 16: Zusammenhänge der Ozonchemie. Kohlenwasserstoffe (CH_4 , KWS) und Kohlenmonoxid (CO) produzieren in Anwesenheit von großen Mengen NO_x Ozon. Bei geringem NO_x -Angebot wird Ozon abgebaut. Für die chemischen Reaktionen ist OH nötig. Die OH-Konzentration wird durch die Kohlenwasserstoffe und das Ozon bestimmt.



Ozon kann aber auch durch stärkere CO-Emissionen abgebaut werden:



Reaktion 30 läuft ungefähr 4000mal schneller als Reaktion 31 ab. Ist die Konzentration des Ozons 4000fach höher als die der NO_x , kann Reaktion 31 ablaufen. In diesem Fall wird Ozon abgebaut. [Bundestag88]

Bei einem Konzentrationsverhältnis von

$$\frac{c(\text{NO}_x)}{c(\text{O}_3)} \geq \frac{1}{4000}$$

wird Ozon gebildet. Da für den Bildungsprozeß Sonnenlicht benötigt wird, kann er nur tagsüber stattfinden. Daher folgt die bodennahe Ozonkonzentration einem ausgeprägten Tagesgang.

4.7.3 Strahlungswirkung des troposphärischen Ozons

Abbildung 5 f zeigt das Absorptionsspektrum von Ozon im Infrarotbereich. Auf Grund der derzeitigen Ozonkonzentration wird die Nettoeinstrahlung nach Gleichung 26 berechnet ([Houghton et al.90]). $s(\text{O}_3)$ ist bei Konzentrationsangaben in ppbv $0,02 \text{ W m}^{-2} \sqrt{\text{ppbv}}^{-1}$.

Da Ozon kein in nennenswerten Umfang direkt emittiertes Gas ist, gibt es hierfür auch kein GWP. Seine Strahlungswirkung wird als indirekter Effekt den produzierenden Gasen zugerechnet. Die indirekten GWPs sind schwer zu berechnen, da hierzu die gegenseitige Beeinflussung der Konzentrationen bekannt sein muß. Tabelle 7 listet die indirekten GWPs der an der Ozonproduktion beteiligten Gase auf. Insbesondere haben die Stickoxide einen großen Stellenwert, da sie katalytisch wirken. Dennoch ist es wegen der kurzen Lebensdauer des Ozons kritisch, ein *Global Warming Potential* anzugeben, da es erhebliche Unterschiede in der regionalen Verteilung gibt.

Tabelle 7: Indirekte GWPs an der Ozonentstehung beteiligter Gase; NMKWS: Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe; ([Houghton et al.90])

direkt emittiertes Gas	Betrachtungszeit t_0		
	20 Jahre	100 Jahre	500 Jahre
CO	5	1	0
CH ₄	24	8	3
NO _x	150	40	14
NMKWS	28	8	3

4.8 Kohlenmonoxid (CO)

Genau wie die Stickoxide hat CO zwar Absorptionsbanden im Infrarotbereich, aber Konzentration (40 ppbv auf der Südhalbkugel und 200 ppbv auf der Nord-

halbkugel, [Bundestag88]) und kurze Lebensdauer (einige Monate) verhindern, daß es direkt treibhauswirksam ist. Indirekt ist Kohlenmonoxid durch seine Wirkung auf den OH-Haushalt und durch die Produktion von Ozon und Kohlendioxid wichtig. Es ist dadurch mit etwa 1% am zusätzlichen Treibhauseffektes beteiligt ([Houghton et al.90]).

4.8.1 Quellen und Senken

Eine wichtige CO-Quelle ist die Verbrennung fossiler Brennstoffe. Wird der Kohlenstoff nicht vollständig oxidiert, wird CO emittiert. Daher konnte man in Ballungsräumen, in denen die Verkehrsdichte hoch ist und auch eine große Anzahl anderer Emittenten vorhanden ist, Konzentrationen bis zu 10 ppmv messen ([Bundestag88]). Durch strengere Emissionsauflagen in den Industriestaaten sind die Konzentrationen rückläufig. Das Verhältnis von CO- zu CO₂-Emission hat sich nach [Bakwin et al.94] und [Khalil and Rasmussen94] seit 1970 halbiert.

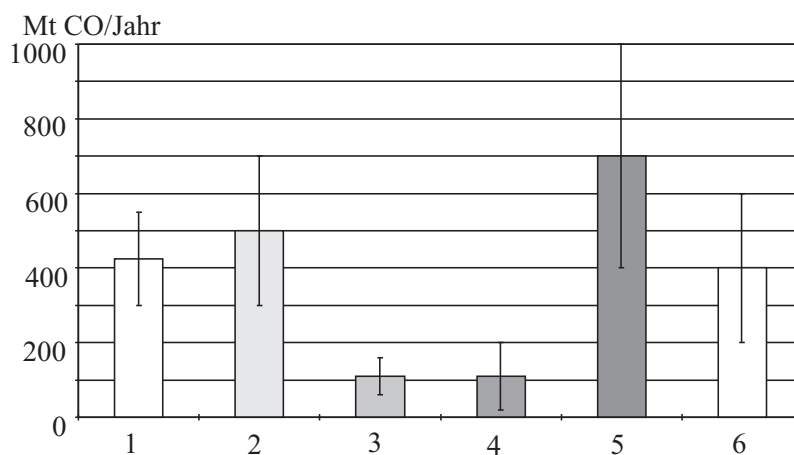


Abbildung 17: Globale jährliche Kohlenmonoxidemissionen (nach einer Schätzung von [Bolin et al.94]); (NMKWS: Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe)

<i>technische Quellen</i>	1	<i>Ozeane</i>	4
<i>Verbrennung von Biomasse</i>	2	<i>Oxidation von Methan</i>	5
<i>biogene Emissionen</i>	3	<i>Oxidation von NMKWS</i>	6

Abbildung 17 zeigt die verschiedenen Quellen. Die meisten Quellen sind auf der Nordhalbkugel lokalisiert. Da der interhemisphärische Austausch in einem Zeitraum von mindestens einem Jahr stattfindet, ist Kohlenmonoxid durch die kurze Lebensdauer auf der Nordhalbkugel in höherer Konzentration gegenüber der Südhalbkugel vorhanden ([Bakwin et al.94]).

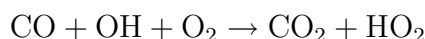
Ungefähr 60% der Emissionen sind anthropogenen Ursprungs ([Bundestag90]). Davon stammt ein großer Teil des CO-Budgets aus der Oxidation von Kohlenwasserstoffen.

In der Bundesrepublik wurden 1990 10,8 Mt CO emittiert. Davon in energiebedingten Prozessen 10,1 Mt CO und durch industrielle Prozesse 0,7 Mt CO. Von den energiebedingten Emissionen verursacht allein der Straßenverkehr 6,0 Mt CO, der damit den größten Anteil ausmacht. [Bundestag94b]

Etwa 90% der Kohlenmonoxidemissionen werden durch OH-Radikale oxidiert. Dies entspricht $2000 \pm 600 \text{ Mt CO/Jahr}$. Ein Anteil von $445 \pm 195 \text{ Mt CO/Jahr}$ wird im Boden mikrobiologisch abgebaut. Vermutlich geht auch ein kleiner Teil ($\sim 100 \text{ Mt CO}$) in die Stratosphäre über.

4.8.2 Chemischer Überblick

Mit der Reaktion



hat Kohlenmonoxid Einfluß auf die OH-Radikal-Konzentration. Dadurch beeinträchtigt es den Abbau der anderen durch OH oxidierten Gase. Des weiteren wirkt CO, wie in Kapitel 4.4.2 erwähnt, auf den Ozon- und Kohlendioxidgehalt. Darauf beruht auch das vom IPCC 1990 veröffentlichte indirekte GWP:

Tabelle 8: Indirekte GWPs von Kohlenmonoxid (Houghton et al.90)

produziertes Gas	Betrachtungszeit t_0		
	20 Jahre	100 Jahre	500 Jahre
CO ₂	2	2	2
O ₃	5	1	0

5 Analyse der CO₂-Äquivalenzfaktoren

Der überwiegende Teil der in Kapitel 3.4 vorgestellten Definitionen sind Abwandlungen der IPCC-Definition. Auf dieser liegt daher der Schwerpunkt der folgenden Analyse. Daneben wird auch die szenariorientierte Definition von Rotmans und den Elzen betrachtet. Letztere beruht vollständig auf einem Modell, das hier nicht untersucht werden kann, so daß sie nur am Rande behandelt wird.

Alle im folgenden errechneten GWPs sind auf Massensbasis umgerechnet und für ein Gas mit relativ kurzer Lebensdauer (Methan, $\tau=14,5$ Jahre) und ein Gas mit relativ langer Lebensdauer (FCKW-12, $\tau=102$ Jahre, [Bolin et al.94]) errechnet.

5.1 Auswirkung von Veränderungen bei Parametern der IPCC-Definition

Die Grundlage dieses Abschnittes bildet die in Kapitel 3.4.1 vorgestellte Definition (Gleichung 17):

$$\text{GWP} := \frac{\int_0^{t_0} d\Delta F(\text{Gas})/dc(t, \text{Gas})R(\text{Gas}, t) dt}{\int_0^{t_0} d\Delta F(\text{CO}_2)/dc(t, \text{CO}_2)R(\text{CO}_2, t) dt}.$$

In dieser Gleichung sind mehrere mit Unsicherheiten behaftete Parameter enthalten. Der Term $d\Delta F/dc(t, \text{Gas})$ beruht auf Strahlungsflußmodellen, deren Resultat der Nettostrahlungsfluß ΔF in Abhängigkeit von der Anfangskonzentration $c(0)$ und der zeitabhängigen Konzentration c ist. Für Methan ergibt sich (siehe Kapitel 4.4.4):

$$\Delta F_c = s_c \left(\sqrt{c_c(t)} - \sqrt{c_c(0)} \right) - \left[g(c_c(t), c_n(0)) - g(c_c(0), c_n(0)) \right]$$

($g(x, y)$ nach Gleichung 29).

Für FCKW-12 (F-12) ist ΔF (siehe Kapitel 4.5.2):

$$\Delta F_{F-12} = s_{F-12} [c_{F-12}(t) - c_{F-12}(0)].$$

Unsicherheiten liegen in den Strahlungsparametern ($s_c = 0,036 \text{ W m}^{-2} \sqrt{\text{ppbv}}^{-1}$ und $s_{F-12} = 0,28 \text{ W m}^{-2} \text{ ppbv}^{-1}$), dem Überlappterm und den Abhängigkeiten von den Konzentrationen. Der Term $R(t)$ (siehe Gleichung 4) ist durch die Abhängigkeit von den Lebensdauern τ unsicher.

Ein weiterer Parameter ist die Integrations- oder Betrachtungszeit t_0 . Sie wird nach der Problemstellung gewählt und ist damit eine von außen vorgegebene Variable. Führt man Differentiation und Integration aus, so folgt:

- für Methan:

$$\text{GWP}(\text{CH}_4) = \frac{\left(s_c / [2\sqrt{c_c(t)}] - \partial g / \partial c_c(t) \right) \tau_c (1 - e^{-t_0/\tau_c})}{s_0/c_0(t) (a_0 t_0 + \sum_{j=1}^4 a_j \tau_j (1 - e^{-t_0/\tau_j}))},$$

- für FCKW-12:

$$\text{GWP}(\text{FCKW} - 12) = \frac{s_{F-12} \tau_{F-12} (1 - e^{-t_0/\tau_{F-12}})}{s_0/c_0(t) (a_0 t_0 + \sum_{j=1}^4 a_j \tau_j (1 - e^{-t_0/\tau_j}))}.$$

5.1.1 Einfluß des Überlappterms

Um die Wichtigkeit des Überlappterms beurteilen zu können, wurde die Betrachtungszeit von 0 bis 600 Jahre variiert und das GWP von Methan mit und ohne Überlappterm errechnet. Für alle Betrachtungszeiten lag der Wert ohne Überlappterm etwa 16% höher.

Weiterhin wurde die CH_4 -Konzentration variiert. Dabei ergab sich, daß das GWP ohne Überlappterm um 15 bis 17% höher als mit Überlappterm ist. Der Unterschied liegt damit zwar innerhalb der vom IPCC angenommenen $\pm 30\%$ Fehler, ist aber dennoch bei einem sechstel des GWPs nicht unbedeutend.

Der Einfluß der Änderung der N_2O -Konzentration auf das GWP von Methan ist gering, wie Abbildung 18 zeigt. Er liegt im Bereich von $\pm 5\%$ bei einer Variation der N_2O -Konzentration von $\pm 30\%$ um den heutigen Wert. Für größere Konzentrationen nimmt das GWP leicht ab, da mit steigender N_2O -Konzentration der Einfluß von N_2O auf den Treibhauseffekt stärker wird.

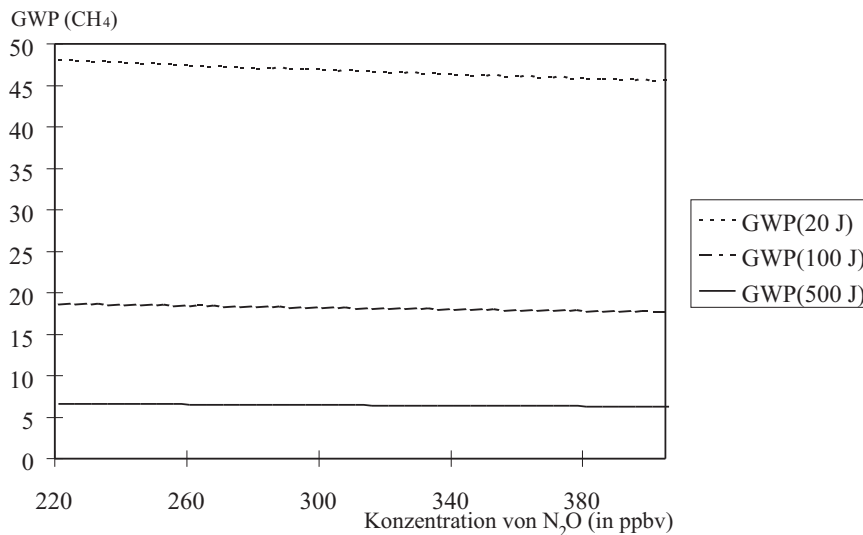


Abbildung 18: GWP von Methan in Abhängigkeit von der Distickstoffoxidkonzentration (heutiger Wert: 311 ppbv, [Bolin et al.94])

5.1.2 Änderung der Betrachtungszeit

Mit wachsender Betrachtungszeit sinkt das GWP. Der Emissionsimpuls von Methan wird wesentlich schneller abgebaut als der von Kohlendioxid. Daher nimmt auch die kumulierte Wirkung des Impulses mit der Betrachtungsdauer relativ zu Kohlendioxid ab. Abbildung 19 zeigt, daß diese Abnahme, wie auch der Abbau des Emissionsimpulses, exponentiell erfolgt.

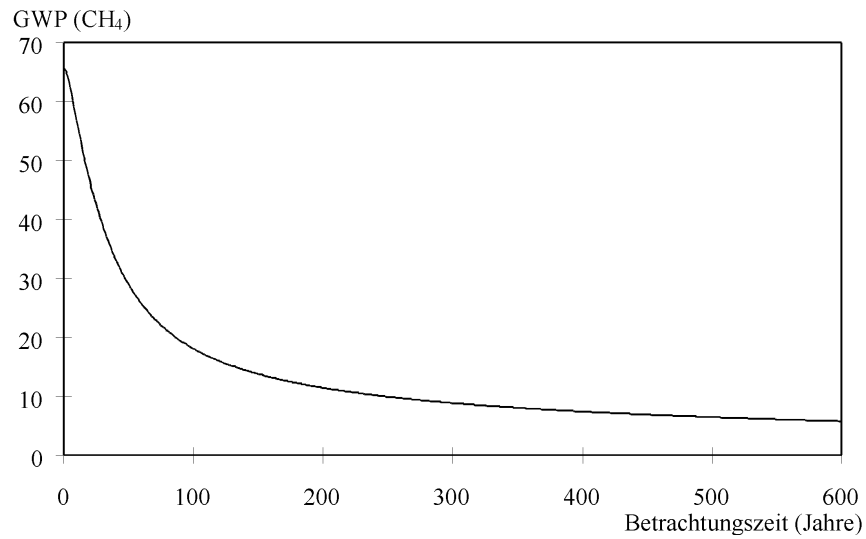


Abbildung 19: *GWP von Methan in Abhängigkeit von der Betrachtungszeit t_0*

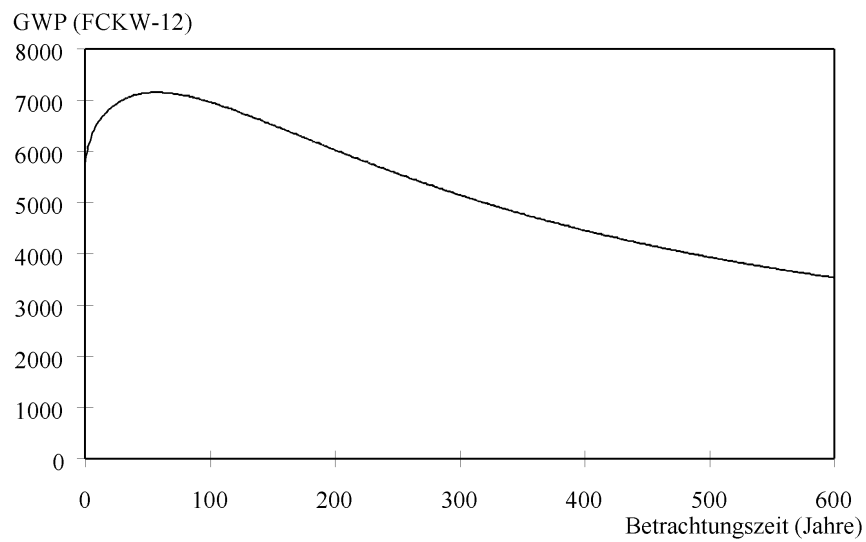


Abbildung 20: *GWP von FCKW-12 in Abhängigkeit von der Betrachtungszeit t_0*

Bei FCKW-12 liegt die Lebensdauer des Impulses mit 102 Jahren in der Größenordnung der Lebensdauer des Kohlendioxidimpulses (um 120 Jahre). Je größer sie ist, desto länger steigt die kumulierte Treibhauswirkung. In Abbildung 20 steigt das GWP mit der Betrachtungszeit zunächst an, da die kumulierte Wirkung von FCKW-12 zunimmt. Da die Lebensdauer von FCKW-12 etwas kürzer ist als die CO_2 -Lebensdauer, nimmt die kumulierte Treibhauswirkung von FCKW-12 ab einem bestimmten Zeitpunkt langsamer als bei CO_2 zu. Dadurch sinkt das GWP ab diesem Zeitpunkt (hier bei etwa $t_0=60$ Jahre).

Die folgenden Berechnungen erfolgten immer für drei Betrachtungszeiten, 20, 100 und 500 Jahre. Generell zeigt sich, daß die Sensitivität bei großen Betrachtungszeiten am geringsten ist.

5.1.3 Änderung der Lebensdauer

Wie schon im vorigen Abschnitt bemerkt, spielt die Lebensdauer des betrachteten Gases, besonders in Relation zur Kohlendioxidlebensdauer, eine wichtige Rolle.

Änderung Lebensdauer beim untersuchten Gas

Die Abhängigkeit des GWPs von der Lebensdauer des Gasimpulses ist fast linear. Mit steigender Lebensdauer nimmt es zu, da der Gasimpuls länger strahlungswirksam ist.

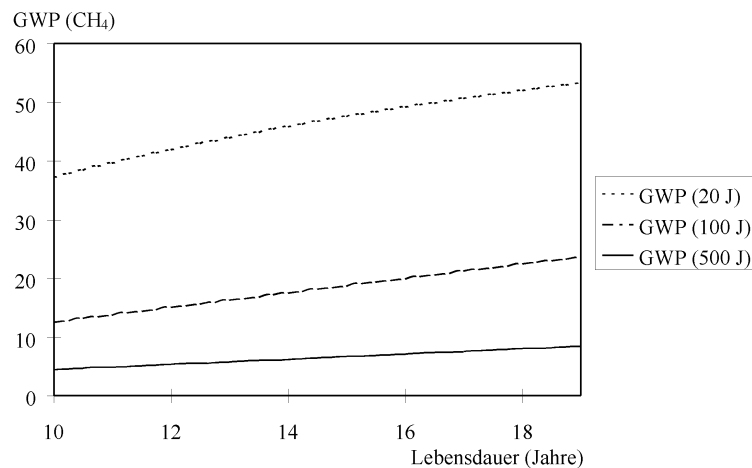


Abbildung 21: GWP von Methan in Abhängigkeit von der Impulslebensdauer $\tau(\text{CH}_4)$ für die Betrachtungszeiten 20, 100 und 500 Jahre

Bei einer Betrachtungsdauer von 20 Jahren ist die Variation des GWPs mit der Lebensdauer am stärksten. Bei längeren Betrachtungsdauern ist die Unsicherheit der Lebensdauer nicht sehr relevant, da bis dahin bereits ein recht großer Anteil des Impulses abgebaut ist.

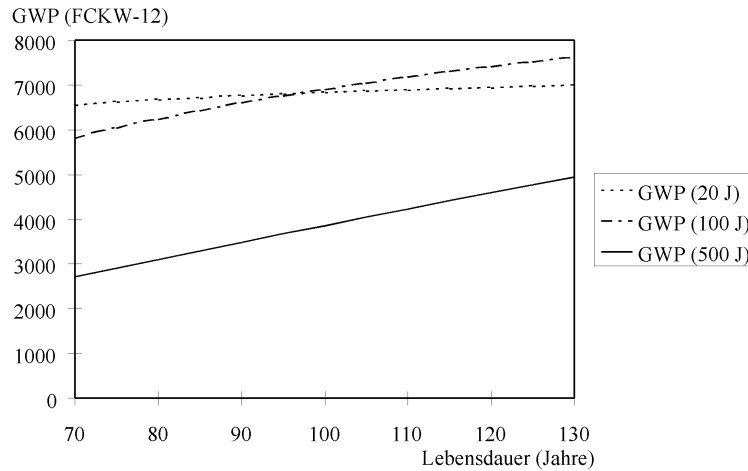


Abbildung 22: GWP von FCKW-12 in Abhängigkeit von der Impulslebensdauer τ (FCKW-12) für die Betrachtungszeiten 20, 100 und 500 Jahre

Die relative Variation des GWPs von FCKW-12 und CH₄ mit der Lebensdauer ist gleich groß. Eine Ausnahme bildet das GWP für $t_0 = 20$ Jahre von FCKW-12, hier liegt die Betrachtungsdauer weit unterhalb der Lebensdauer. Daher hat ihre Variation in diesem Fall kaum Einfluß auf das GWP (siehe Abbildung 22).

Änderung Lebensdauer beim Relativgas

Durch die verschiedenen Senken mit ihren charakteristischen Zeitskalen wurde zu Beginn von Kapitel 3 (Gleichung 3) für Kohlendioxid nicht *eine* exponentielle Abbaukurve, sondern eine gewichtete Summe solcher Funktionen angenommen.

$$R_0 = a_0 + \sum_{j=1}^4 a_j e^{t/\tau_j}$$

Hierbei sind die Koeffizienten und Exponenten: $a_0 = 0,131$, $a_1 = 0,201$, $\tau_1 = 362,9$ Jahre, $a_2 = 0,321$, $\tau_2 = 73,6$ Jahre, $a_3 = 0,249$, $\tau_3 = 17,3$ Jahre und $a_4 = 0,098$ und $\tau_4 = 1,9$ Jahre ([Lelieveld, Crutzen and Brühl93]). Diese aus einem Modell entnommene Formel kann auf zwei Arten variiert werden. Die Gewichte a_j können verschoben werden, und es können längere oder kürzere Lebensdauern gewählt werden. Die erste Möglichkeit entspricht der Annahme, daß eine größere (oder kleinere) Menge CO₂ von Senken mit langer (oder kurzer) Zeitskala der Wechselwirkung aufgenommen wird. Als zweite Möglichkeit kann die Lebensdauer des Impulses bezüglich einer bestimmten Senke variiert werden. Für Abbildung 23 wurden die Gewichte a_0 und a_1 für die langfristigen Senken von 0,221 und 0,246 bis zu den Werten $a_0 = 0,071$ und $a_1 = 0,171$ gesenkt. Die Gewichte a_3 und a_4 wurden für die kurzfristigen Senken von 0,204 und 0,008

bis 0,279 und 0,158 erhöht. Damit ist eine große Bandbreite möglicher Variation abgedeckt.

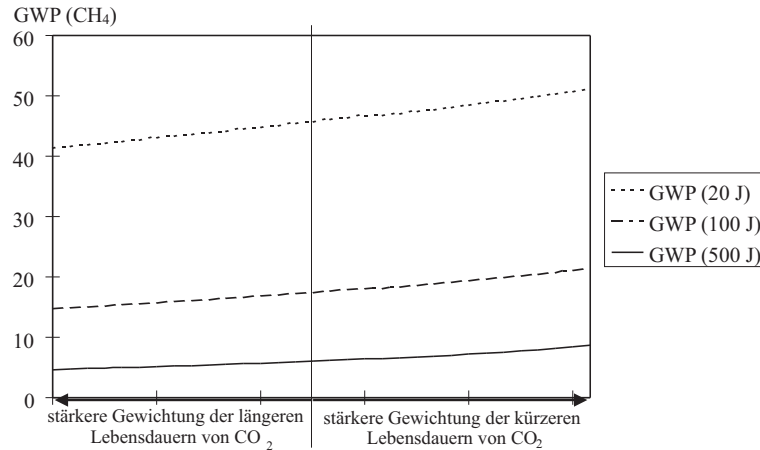


Abbildung 23: *GWP von Methan in Abhängigkeit von der Gewichtung der Impulslebensdauer $\tau_j(\text{CO}_2)$ für die Betrachtungszeiten 20, 100 und 500 Jahre*

Das Resultat ist eine fast lineare Abhängigkeit von den Gewichten. Dominieren kurzfristige Senken den CO_2 -Abbau, ist das GWP höher, da dann größere Mengen CO_2 schnell abgebaut werden, so daß sie eine geringere Treibhauswirkung haben. Dominieren langfristige Senken, hat CO_2 eine höhere kumulierte Wirkung, so daß die Wirkung von CH_4 in der Relation geringer wird.

Für die Variation der Lebensdauern wurde Gleichung 3 abgewandelt zu:

$$R_0 = \sum_{j=0}^4 a_j e^{-t/\tau_j},$$

wobei τ_0 auf 100 000 Jahre gesetzt wurde. Die Variation der Lebensdauern in Abbildung 24 ist von links nach rechts im Bereich t_0 von 10 000 bis 190 000 Jahre, t_1 von 36,29 bis 689,51 Jahre, t_2 von 7,36 bis 139,84 Jahre, t_3 von 1,73 bis 32,87 Jahre und t_4 von 0,19 bis 3,61 Jahre. Damit nehmen die Lebensdauern in der Abbildung nach rechts zu.

Das GWP von Methan fällt exponentiell mit steigender CO_2 -Lebensdauer. Wie bei unterschiedlichen Gewichten für die einzelnen Senken, steigern längere Lebensdauern die Wirkung. Daher sinkt die Wirkung von CH_4 relativ zu CO_2 bei steigenden CO_2 -Lebensdauern. Allerdings ändert sich das GWP bei unsicheren Kohlendioxidlebensdauern wesentlich stärker als bei der Variation der Senkengewichte a_j .

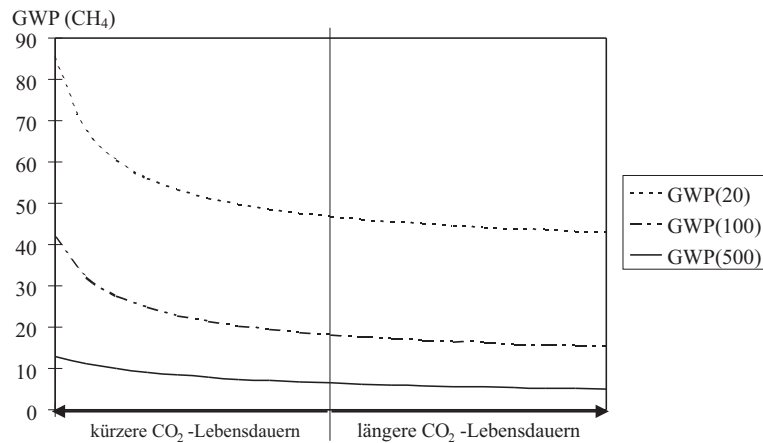


Abbildung 24: *GWP von Methan in Abhängigkeit von der Impulslebensdauer $\tau_j(\text{CO}_2)$ für die Betrachtungszeiten 20, 100 und 500 Jahre*

5.1.4 Änderung des GWPs mit der Konzentration

Unsicher ist bei der Abhängigkeit des GWPs von der Konzentration der beteiligten Gase sowohl die *Art* der Abhängigkeit, als auch der *Betrag* der Konzentration. Das GWP ist linear von der Kohlendioxidkonzentration abhängig. Die Wirkung einer Menge CO₂ läßt bei steigender Konzentration nach. Damit steigt die Wirkung des betrachteten Gases relativ zur Wirkung von CO₂ bei steigender CO₂-Konzentration.

Das GWP ist nicht von der F-12-Konzentration abhängig, da diese so gering ist, daß jedes zusätzliche Kilogramm dieselbe relative Wirkung hat.

Die Abhängigkeit des GWPs von der Methankonzentration ist proportional zu $1/\sqrt{c_c(t)}$, das heißt, das GWP ändert sich nur wenig mit der Konzentration. Bei einer Änderung der Konzentration um $\pm 30\%$ liegt die Änderung des GWPs für $t_0 = 20$ Jahre bei $\pm 20\%$. Für längere Betrachtungszeiten ist die Abhängigkeit geringer. Steigt die CH₄-Konzentration, so sinkt die Wirkung einer zusätzlichen Emission, also auch das GWP.

Die Art der Abhängigkeit wird hier durch die durch die Variation des Exponenten der Konzentration untersucht.

Der Exponent der Methankonzentration nach dem IPCC-Modell beträgt 0,5 für das GWP von Methan. Ist die Abhängigkeit von der Konzentration geringer, so ist das GWP erheblich höher.

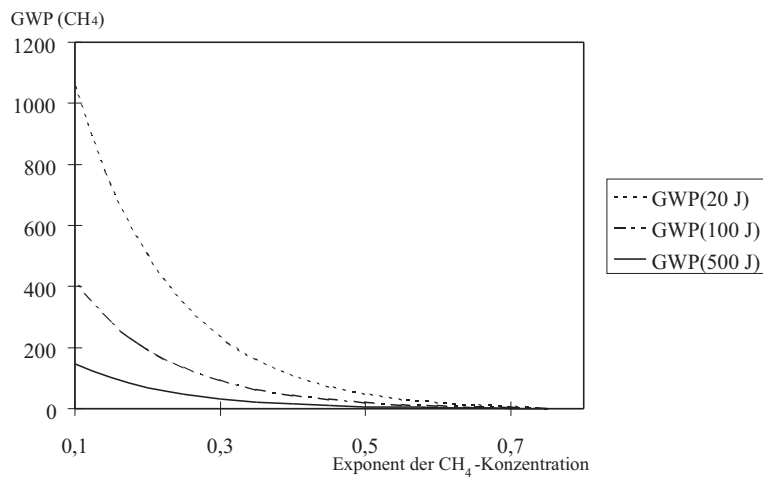


Abbildung 25: Variation des GWPs von Methan mit der Änderung des Exponenten der Methankonzentration für die Betrachtungszeiten 20, 100 und 500 Jahre

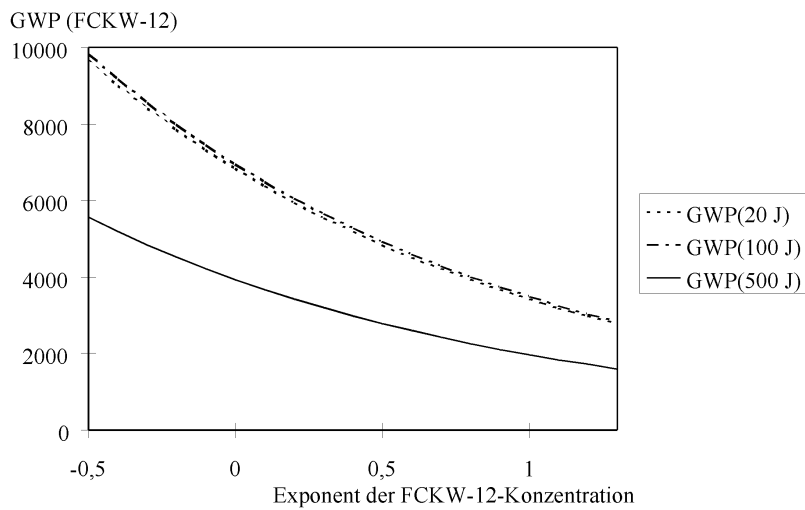


Abbildung 26: Variation des GWPs von FCKW-12 mit der Änderung des Exponenten der Konzentration von FCKW-12 für die Betrachtungszeiten 20, 100 und 500 Jahre

Die Abhängigkeit von der Konzentration kann als eine Aussage über den Grad der Sättigung der Absorptionsbanden interpretiert werden. Je größer die Abhängigkeit, desto größer ist die Sättigung. Mit zunehmender Sättigung ist der Effekt einer zusätzlichen Menge des Gases geringer. Der Grad der Sättigung bei Methan liegt zwischen der Sättigung bei FCKW-12 (nicht gesättigt) und bei CO₂ (stark gesättigt). Damit ist die Abhängigkeit vom Exponenten bei FCKW-12 niedriger und bei CO₂ stärker (Abbildung 26 und 27) als bei Methan (Abbildung 25).

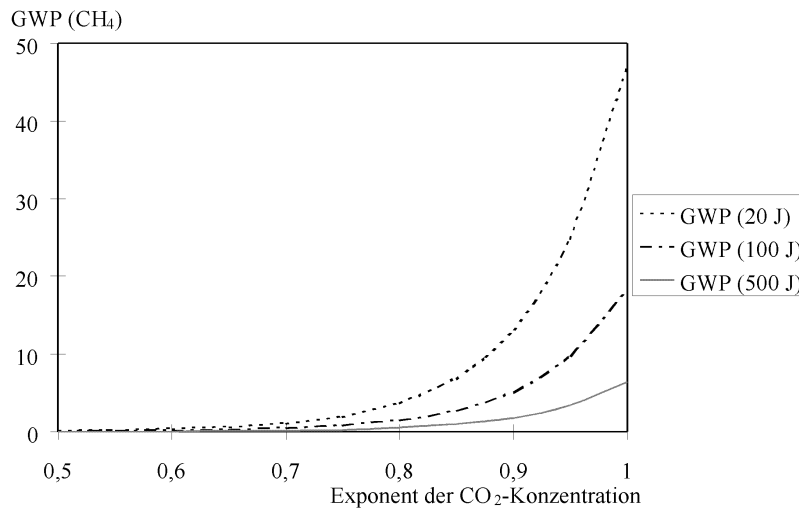


Abbildung 27: Variation des GWPs von Methan mit der Änderung des Exponenten der Kohlendioxidkonzentration von CO₂ für die Betrachtungszeiten 20, 100 und 500 Jahre

Das GWP steigt mit dem Exponenten der Kohlendioxidkonzentration, da mit erhöhter Relevanz der CO₂-Konzentration die Wirkung einer zusätzlichen Menge CO₂ nachläßt, also die relative Wirkung von Methan zunimmt.

Die Art der Abhängigkeit von der Gaskonzentration ist wesentlich für das GWP, also ob die Absorptionsbanden eines bestimmten Gases gesättigt sind. Allerdings sind Änderungen um $\pm 20\%$ (also cirka von $\sqrt{c_c(t)}$ zu $\sqrt[3]{c_c(t)}$ oder $\sqrt[3]{c_c(t)^2}$) noch nicht sehr relevant. Geht die Unsicherheit aber darüber hinaus, ist die dadurch verursachte Unsicherheit der GWPs erheblich. Der Exponent kann nicht über eins liegen, da ansonsten die Funktion ΔF negativ wäre.

5.1.5 Änderung der Strahlungsparameter

Der Strahlungsparameter s , der in die Abhängigkeit der Nettoeinstrahlung von der Konzentration eingeht, beträgt bei Methan $0,036 \text{ Wm}^{-2} \sqrt{\text{ppbv}^{-1}}$, bei F-12 $0,28 \text{ Wm}^{-2} \text{ppbv}^{-1}$ und bei Kohlendioxid $6,3 \text{ Wm}^{-2}$ ([Houghton et al.90]). Diese

Faktoren sind aus einem Strahlungstransfermodell abgeleitet. Sie sind hauptsächlich von den Absorptionsbanden abhängig. Die GWPs hängen linear von ihnen ab. Eine Ausnahme bildet der CO₂-Strahlungsparameter, der zum GWP umgekehrt proportional ist. Eine Schwankung der Parameter der untersuchten Gase um $\pm 30\%$ ergibt eine Schwankung der GWPs in der gleichen Größenordnung.

5.2 Untersuchung der szenariorientierten Definition

Der Bericht von [Rotmans and den Elzen92] gibt die Möglichkeit einer kurzen Analyse der von den Autoren verwendeten Methode zu Berechnung der GWPs. In jedem Fall sind für die Berechnung der GWPs Annahmen über Hintergrundkonzentrationen oder Emissionen erforderlich. Beim IPCC sind die Annahmen für die GWP-Berechnung:

- Die Hintergrundkonzentrationen sind konstant.
- Die Emissionen des untersuchten Gases und des Relativgases sind impulsförmig.

Bei [Rotmans and den Elzen92] gibt es verschiedene Wahlmöglichkeiten der Emissionsszenarien. Für die Berechnung der GWPs schlagen die Autoren das Stabilisierungsszenario vor, nach dem sich in der zweiten Hälfte des nächsten Jahrhunderts die Konzentrationen stabilisieren. Auch von ihnen wird für die Berechnung der GWPs eine impulsförmige Emission der betreffenden Gase angenommen. Die Annahmen sind daher:

- Die Hintergrundkonzentrationen stabilisieren sich nach 2050.
- Die Emissionen des untersuchten Gases und des Relativgases sind impulsförmig.

Die Berechnung der GWPs auf analytischem Weg hat nach [Rotmans and den Elzen92] die Unsicherheit der Vereinfachung von nichtlinearen Prozessen in der Atmosphäre.

Die Autoren verwendeten ein Emissionsmodell, an das die atmosphärischen Prozesse lediglich in parametrisierter Form angekoppelt wurden. Das Modell besteht aus Teilmodellen für energetische und nichtenergetische Emissionen, Waldzerstörung, Sozioökonomie und den Meeresspiegelanstieg. Des Weiteren sind Teilmodelle für den Kohlenstoffkreislauf und für die Chemie und die Energiebilanz der Atmosphäre enthalten. Auf diesen beruht die Simulation der Temperaturänderung.

Das Teilmodell für die Atmosphärenchemie war nicht sehr weitgehend. Beispielsweise wurde der indirekte Effekt des Methans durch troposphärisches Ozon und stratosphärischen Wasserdampf als Faktor 1,3, also als 30%-ige zusätzliche Wirkung im GWP berücksichtigt. Für die Energiebilanz der Atmosphäre wurde die

Abhängigkeit des Nettostrahlungsflusses von der Konzentration aus dem IPCC-Bericht von 1990 ([Houghton et al.90]) verwendet³¹. Das IPCC bezeichnete die indirekte Wirkung von Methan in seinem Bericht 1992 als nur in der Größenordnung abschätzbar. Die Angabe von [Rotmans and den Elzen92] mit 30% kann somit nur als grobe Parametrisierung angesehen werden.

Für die Berechnung des GWPs benutzen [Rotmans and den Elzen92] die Gleichung (siehe Kapitel 3.4.2):

$$\text{GWP}_i(t_0) = \frac{\int_0^{t_0} (\Delta T_i(t) - \Delta T(t)) dt}{\int_0^{t_0} (\Delta T_0(t) - \Delta T(t)) dt}.$$

$\Delta T_i(t)$ beziehungsweise $\Delta T_0(t)$ sind die Temperaturänderungen der Atmosphäre inklusive des Emissionsimpulses des betrachteten Gases, $\Delta T(t)$ die Temperaturänderung aufgrund des angenommenen Szenarios. Die Autoren verwendeten zwei Methoden zur GWP-Berechnung.

Bei der ersten wurde ein Emissionsszenario entwickelt, bei dem sich die Spurengaskonzentrationen in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts stabilisierten. Die Temperaturänderung für dieses Szenario und für dasselbe Szenario mit dem zusätzlichen Impuls von 100 Mt des Spurengases³² wurden berechnet. Durch die Differenz der beiden Temperaturänderungen ist der Einfluß der Wahl des Szenarios gemindert. Die Differenzen der Temperaturänderungen wurden dann gemäß obiger Gleichung mit denjenigen des CO₂-Impulses verglichen.

Die Autoren berechneten mit der zweiten Methode den Temperaturzuwachs eines Impulses von 100 Mt CO₂ und suchten mittels eines trial-and-error-Verfahrens die Impulsmenge des Spurengases, die die gleiche Erwärmung verursachte, um die Ergebnisse der ersten Methode zu validieren. [Rotmans and den Elzen92]

Die Werte unterscheiden sich nicht wesentlich. GWPs nach der ersten Methode sind um 3% höher als nach der zweiten Methode. Zur Abschätzung des Einflusses des Szenarios berechneten die Autoren die GWPs für ein Emissionsszenario, daß das IPCC als „Business as Usual“ entwickelt hat. Die Rechnung mit diesen Werten lieferte 5% (Methan) bis 16% (FCKW) niedrigere Werte als beim Stabilisierungsszenario. Damit ist der Einfluß der gewählten Emissionsabschätzungen nach Ansicht der Autoren erheblich ([Rotmans and den Elzen92]).

Die GWPs sind gegenüber denjenigen vom IPCC ([Houghton et al.90]) erheblich höher³³. [Rotmans and den Elzen92] sehen den Grund in den Unterschieden der verwendeten Kohlenstoffkreislaufmodelle. Sie bemängelten, daß das Modell vom IPCC nicht im Gleichgewicht sei und keine negativen Rückkopplungen berücksichtigen würde. Fälschlicherweise folgerten sie daraus eine Überschätzung der

³¹siehe Kapitel 4

³²bei den FCKW nur 1 Mt, da das Modell sonst instabil geworden wäre

³³für N₂O um 14%

für CH₄ um 50%

für FCKW-12 um 26%

CO₂-Konzentrationen und damit des Nettostrahlungsflusses durch Kohlendioxid. Dadurch seien die GWPs vom IPCC *unterschätzt* ([Rotmans and den Elzen92]) worden.

Allerdings führt eine hohe CO₂-Konzentration dazu, daß ein zusätzlicher CO₂-Impuls eine geringere Wirkung gegenüber einem Impuls bei niedriger Konzentration hat. Dadurch wird das GWP höher, da im Nenner der Definition die über t_0 kumulierte Treibhauswirkung des Impulses steht. Somit würde der Argumentation nach [Rotmans and den Elzen92] eine *Überschätzung* der GWPs folgen.

Der Grund für die Abweichung ist wahrscheinlich eher in den unterschiedlichen Szenarien zu sehen, da bei den Emissionsszenarien die CO₂-Konzentration stärker steigt als die Konzentration der anderen Gase. Folgt man der gerade durchgeführten Argumentation, so liegt eine Überschätzung der GWPs durch [Rotmans and den Elzen92] nahe.

5.3 Mögliche Fehlerquellen bei der Berechnung von CO₂-Äquivalenzfaktoren

Die besten aktuellen Modelle zur Klimasimulation sind gekoppelte Zirkulationsmodelle (GCMs, General Circulation Modells). Sie lösen an den Schnittpunkten eines globalen Netzes die Gleichungen für die Energie- und Stoffflüsse. Zur Zeit ist wegen der Beschränktheit der Rechenleistung die gebräuchliche Maschenweite etwa 500 km x 500 km. [Cubasch et al.95]

Für die Berechnung der GWPs muß mit diesen Modellen gearbeitet werden. Von ihnen kann die Temperaturänderung durch einen Gasimpuls oder zumindest der Nettostrahlungsfluß durch die Konzentrationsänderung berechnet werden. Die in dieser Arbeit verwendeten Nettostrahlungsflüsse sind Beispiele.

Die Unsicherheiten des verwendeten Modells haben damit Auswirkungen auf die GWPs. [Rotmans and den Elzen92] machten drei Gruppen von Unsicherheiten bei der GWP-Berechnung aus. Dies sind wissenschaftliche, konventionelle und methodische Unsicherheiten.

5.3.1 Wissenschaftliche Unsicherheiten

Die wissenschaftlichen Unsicherheiten liegen in der unzureichenden Kenntnis vieler relevanter Prozesse. Einerseits ist möglicherweise ein Teil der Wechselwirkungen, die das Klima beeinflussen, gar nicht bekannt, andererseits können einige Wechselwirkungen nicht quantifiziert werden.

Besondere Schwierigkeiten liegen in den Rückkopplungen in den Gaskreisläufen (besonders H₂O und CO₂). Diese Rückkopplungen können zum Beispiel über die Wolkenbildung große Wirkung auf den Strahlungshaushalt haben. Sie sind nur schwer quantifizierbar. Die Komplexität der Kreisläufe läßt sich im Modell nur schwer nachbilden. Zum Beispiel hängt die im grönländischen Eisschild gespeicherte Wassermenge von den Niederschlägen ab. Diese hängen nicht nur von

der Temperatur ab, sondern auch von anderen Faktoren, wie der Hauptrichtung der Wanderung von Tiefdruckgebieten, Sturmhäufigkeiten und anderen (siehe [Bromwich95]).

Bei numerischen Experimenten wird immer wieder auf die unzureichende Datenbasis verwiesen, da anhand dieser Daten die Modelle kalibriert und überprüft werden müssen. Die Modelle reagieren oft empfindlich gegenüber einer Änderung der Anfangsbedingungen, so daß eine unzureichende Datenbasis weitergehende Fehler zur Folge haben kann. [Cubasch et al.95]

Die Änderung von Parametern kann ebenfalls eine große Änderung der Modellvorhersage nach sich ziehen. Zum Beispiel ist die Wechselwirkung zwischen Wolken und Strahlungshaushalt nur ungenau bekannt. So ist die Absorption der kurzwelligen Sonneneinstrahlung durch Wolken möglicherweise signifikant unterschätzt worden ([Cess et al.95])³⁴. Das kann auch auf den durch ein Gas verursachten Nettostrahlungsfluß und damit auf das GWP Einfluß haben.

5.3.2 Konventionelle Unsicherheiten

Unsicherheiten auf Grund unterschiedlicher Konventionen sind einfacher beherrschbar als methodische und wissenschaftliche. Insbesondere bei der GWP-Berechnung würde die Festschreibung einer Definition als internationaler Standard Abweichungen beseitigen, die durch unterschiedliche Annahmen entstehen.

Den Modellen wird die Art der Änderungen der Treibhausgaskonzentrationen vorgeschrieben. Diese folgen bestimmten Emissionsszenarien und sind nur selten über Rückkopplungen mit dem Klimamodell verbunden (siehe [Cubasch et al.95]).

Auch leichte Veränderungen in der Definition einer Klimaänderung können Auswirkungen haben. So unterscheidet sich das Ergebnis der Klimasimulation, ob die Klimaänderung als Differenz zwischen dem Modellauf zur Klimaänderung und den ersten zehn Jahren des Kontrolllaufes definiert ist, oder ob diese Differenz für jedes entsprechende Jahr als Änderung definiert ist ([Cubasch et al.95]).

5.3.3 Methodische Unsicherheiten

Eine enge Grenze wird der Simulation des Klimas durch die Maschenweite der Berechnung gesetzt, da auf modernen Großrechnern selbst mit dem groben 500 km x 500 km Gitter für Simulationen von einigen Jahrzehnten Rechenzeiten von Wochen bis Monaten benötigt werden ([Cubasch et al.95]).

Physikalische Prozesse unterhalb dieser Skala müssen für den entsprechenden Bereich parametrisiert werden. Die Modelle sind oft gegenüber der Parameterwahl sensitiv.

In heutigen Klimamodellen werden unbekannte Parameter justiert, bis das heute existierende Klima hinreichend gut simuliert wird. Diese Justierung erfolgt

³⁴Die Bewölkung wird in den Modellen parametrisiert, da sie auf räumlichen Skalen abläuft, die kleiner als die Maschenweite des Netzes sind ([Cubasch et al.95]).

unter anderem durch die „Flußkorrektur“, die in den simulierten Energie- und Stofffluß zwischen Ozean und Atmosphäre eingeht. Diese Korrektur ist durch die ungenaue Simulation durch die große Maschenweite notwendig, kann aber zu Vorhersagefehlern führen, die nicht unbedingt erkennbar sind. Als Test wurde in einem numerischen Experiment absichtlich ein Fehler eingebaut, der durch Justieren beseitigt wurde, so daß das heutige Klima simuliert werden konnte. Trotz dieser korrekten Simulation war der Fehler weiterhin im Modell enthalten, so daß er möglicherweise auf Vorhersagen Einfluß hatte. [Kerr94]

Ein weiterer Effekt ist das „Kaltstartproblem“. Beim Start der Modelle wird angenommen, daß „Ozean und Atmosphäre im Gleichgewicht mit der heutigen Konzentration der Treibhausgase“ seien ([Cubasch et al.95]). Allerdings ändern sich die Treibhausgaskonzentrationen schon seit längerer Zeit, so daß in den Klimamodellen diese Zeitspanne unberücksichtigt bleibt. Dies kann zu einer Unterschätzung der tatsächlichen Temperaturänderung (in °C) von etwa 10% führen. [Cubasch et al.95]

Eine ungenaue Simulation kommt durch die meistens im Modell nicht enthaltene Biosphäre und den Kohlenstoffkreislauf, der gesondert modelliert wird, zustande. Die eigenständigen Teilmodelle und können nur begrenzt mit dem Ozean-Atmosphärenmodell wechselwirken ([Cubasch et al.95]).

Die Effekte der Wechselwirkung mit der Biosphäre können erhebliche Auswirkungen haben. Beispielsweise rückten vor etwa 6000 Jahren boreale Wälder in den nördlichen Breiten durch erhöhte Durchschnittstemperaturen vor und verringerten wahrscheinlich dabei die Albedo der bedeckten Oberfläche. Dadurch stieg die Absorption an der Oberfläche und damit die Temperatur. Dies könnte einen zusätzlichen Effekt von bis zu +4°C gehabt haben ([Foley et al.94]).

Zusätzlich werden die Nicht-CO₂-Spurengase normalerweise nicht explizit berechnet ([Wang et al.91]). Modelle, die Nicht-CO₂-Gase durch CO₂-Äquivalente einbeziehen, können höchstens eingeschränkt für die Berechnung von GWPs eingesetzt werden, da sonst das gewünschte Ergebnis als Voraussetzung im Modell liegen würde. Sie könnten zur Berechnung des Verhaltens der Hintergrundatmosphäre dienen.

Trotz der vielen unterschiedlichen Voraussetzungen liefern die verschiedenen Modelle ein ähnliches Verhalten der Durchschnittstemperatur und produzieren sogar ähnliche regionale Muster für die Änderung der Durchschnittstemperatur ([Cubasch et al.95]).

5.3.4 Unsicherheiten in der Modellierung des Kohlendioxidkreislaufes

Die Modellierung des CO₂-Kreislaufes ist durch die vielen Wechselwirkungen und möglichen Rückkopplungen besonders schwierig. Daher sind die meisten Modelle mit zeitunabhängigen Anfangs- und Randbedingungen versehen. So wird der Wert für die Emission aus dem Wechsel in der Landnutzung für die 80er Jahre nach Abschätzungen festgelegt. Als einzige Landsenke wird in manchen Model-

len der CO₂-Düungeeffekt behandelt, da die Biosphäre weitgehend CO₂-neutral ist. Das bedeutet, daß weder die Atmung der Biosphäre, also vereinfacht die CO₂-Aufnahme durch Flora und die Abgabe durch Fauna, noch die Destruktionsprozesse simuliert werden.

Rückkopplungen von Temperaturerhöhung, Wassermangel oder Verschiebung von Regengebieten auf die Vegetation werden normalerweise nicht simuliert. Auch gibt es in den Modellen keine Limitierung für das Pflanzenwachstum durch das Stickstoffangebot.

Kohlenstoffkreislaufmodelle werden meist anhand des CO₂-Budget der 80er Jahre kalibriert. Schätzungen der anthropogenen Quellen sind ohne Fehlerbreite einbezogen.

Durch die Schwierigkeit, den Kohlenstoffkreislauf als Gleichgewichtsmodell zu simulieren, reagieren die Modelle sensitiv in der Aufnahme von CO₂ in der Biosphäre durch ein vermehrtes Kohlendioxidangebot. Schwanken die Angaben zur Verbesserung des Pflanzenwachstums bei einer angenommenen Verdopplung der CO₂-Konzentration von 10 bis 40%, so ergibt sich in der Vorhersage der CO₂-Konzentration ein Fehler von mindestens 10%. [Bolin et al.94]

5.3.5 Unsicherheiten bei der Berechnung der indirekten CO₂-Äquivalenzfaktoren

Die Chemie der Atmosphäre ist zum Teil noch nicht bekannt. Es werden daher bei der Berechnung des indirekten GWPs möglicherweise relevante Prozesse übersehen. Die reaktiven Gase sind räumlich und zeitlich sehr variabel. Sie haben allerdings einen Anteil an der Produktion von für den Strahlungshaushalt wichtigen Gasen. Für sie kann aber nur schwer eine globale Durchschnittskonzentration und eine globale Strahlungswirkung errechnet werden. Da die Wirkung dieser Gase zunächst regional ist, ist auch der Sinn eines GWPs für kurzlebige Gase in Zweifel gezogen worden. [Houghton et al.92]

Bei einer Definition wie Gleichung 22 muß die Änderung einer Gaskonzentration in Abhängigkeit von der Konzentration des emittierten Gases oder zumindest die Reaktionsraten für die Berechnung des indirekten GWPs bekannt sein. Zusätzlich treten Unsicherheiten bei der Berechnung der direkten GWPs auf.

5.3.6 Unsicherheiten bei der Berechnung der direkten CO₂-Äquivalenzfaktoren

Das Global Warming Potential soll eine Aussage über die relative Temperaturwirkung der Spurengase machen. Dennoch geht in der Berechnung nach der IPCC-Definition der Nettostrahlungsfluß ein. Damit sind mögliche Temperaturregelmäßigkeiten von der Berechnung ausgeschlossen.

Die Lebensdauer der Gasimpulse wird abgeschätzt und mit Hilfe von Kreislaufmodellen berechnet. Diese Modelle sind ungenau, da eine globale Durchschnitts-

bildung über alle Quellen und Senken eines Gases sehr schwierig ist.

Aus dem Strahlungstransfermodell stammt der Strahlungsparameter s . Er hängt von der Stärke und der Lage der Absorptionsbanden ab. Außerdem gehen in diesen Modellen die Konzentrationen der Gase als Hintergrundatmosphäre ein. Bei der IPCC-Definition bleiben diese Konzentrationen konstant (siehe [Houghton et al.92]). Die Sicherheit des Strahlungsparameters hängt sowohl von der Genauigkeit, mit der die Absorption durch das betreffende Gas bekannt ist, als auch von der Güte des Strahlungstransfermodells ab.

Die Konzentrationen der Gase sind durch inzwischen kontinuierliche Messung in mehreren Stationen relativ genau bekannt.

Bei der Wahl der Betrachtungsdauer t_0 kann es unterschiedliche Ansichten über den zur Problemstellung passenden Zeithorizont geben.

Die Variation der hier erwähnten Parameter wurde in Kapitel 5.1 in seiner Wirkung auf das GWP beschrieben.

5.4 Fehlerverhalten der CO₂-Äquivalenzfaktoren

Die CO₂-Äquivalenzfaktoren, wie sie mit der vom IPCC veröffentlichten Definition in Kapitel 5.1 untersucht wurden, sind von den Exponenten der Konzentrationen am stärksten abhängig. Die angenommene Abhängigkeit des Nettostrahlungsflusses von der Konzentration muß daher möglichst sicher sein. Bei geringen Konzentrationen ist die Abhängigkeit linear (zum Beispiel F-11) und bei höheren Konzentrationen wurzelförmig (zum Beispiel Methan). Ist die Konzentration so hoch wie bei Kohlendioxid, so ist sie logarithmisch. Diese Abhängigkeiten sind gut bekannt und daher relativ sicher. Je höher die Konzentration ist, um so stärker ändert sich das GWP mit dem Exponenten der Konzentration.

Die Betrachtungszeit hat ebenfalls einen erheblichen Einfluß auf das GWP, wenn sie größer als die Lebensdauer des Impulses ist. Allerdings ist sie – je nach vorgesehener Anwendung – wählbar.

Tabelle 9 zeigt die Schwankung des GWPs für die jeweils angegebenen Variationen der Parameter. Die Variationen der Betrachtungsdauer und der Exponenten sind nicht in der Tabelle enthalten, da sich das GWP mit ihnen in besonderer Weise ändert.

Die Lebensdauer τ , die Kohlendioxidparameter a_j und τ_j und der Strahlungsparameter $s(\text{Gas})$ sind die unsichersten Parameter. Die Unsicherheit in der Bestimmung des Nettostrahlungsflusses pflanzt sich in das GWP fort.

Das IPCC gibt in dem Bericht von 1994 ([Bolin et al.94]) einen Fehlerbereich von $\pm 35\%$ an, obwohl mit einem, gegenüber dem im 1990er Bericht verwendeten, verbesserten Kohlenstoffkreislaufmodell gearbeitet wurde. Angesichts der oben erwähnten Unsicherheiten scheint dieser Fehlerbereich durchaus sinnvoll zu sein.

Bei der szenariorientierten Definition werden die Unsicherheit der GWPs von [Rotmans and den Elzen92] mit $\pm 16\%$ angegeben. Da die Formeln für die Netto-

Tabelle 9: GWP-Änderungen bei der IPCC-Definition durch verschiedene Parameterunsicherheiten

Parameter	Variation	GWP (CH ₄)			GWP (FCKW-11)		
		20 J	100 J	500 J	20 J	100 J	500 J
τ	$\pm 30\%$	$\pm 18\%$	$\pm 31\%$	$\pm 31\%$	$\pm 4\%$	$\pm 13\%$	$\pm 29\%$
a_j	$\leq \pm 50\%$	$\pm 9\%$	$\pm 19\%$	$\pm 30\%$			
τ_j	$\leq \pm 90\%$	$\pm 32\%$	$\pm 45\%$	$\pm 56\%$			
$c(\text{CO}_2)$	$\pm 30\%$	$\pm 30\%$					
$c(\text{CH}_4)$	$\pm 30\%$	$\pm 20\%$					
$s(\text{Gas})$	$\pm 30\%$	$\pm 30\%$			$\pm 30\%$		

einstrahlung aus dem IPCC-Bericht entnommen wurden, sind die Sensitivitäten ähnlich. Die hohen Abweichungen von den IPCC-Werten³⁵ begründen [Rotmans and den Elzen92] mit den unterschiedlichen Kohlenstoffkreislaufmodellen. Dagegen liegt der wesentliche Grund in der Verwendung unterschiedlicher Emissions-szenarien.

Für eine internationale Vereinbarung ist die IPCC-Definition vermutlich am geeignetsten. Im einzelnen tragen zu dieser Einschätzung folgende Gründe bei:

- Der Fehlerbereich von $\pm 35\%$ erscheint tolerabel im Vergleich mit den anderen Definitionen.
- Die anderen Definitionen beruhen mindestens zum Teil auf der IPCC-Definition.
- Eine ständige Überprüfung der eingehenden Parameter und Methoden ist durch das IPCC gewährleistet. Das ist insbesondere für die Einschätzung der indirekten GWPs wichtig.
- Die IPCC-Definition ist transparent und, wie in Kapitel 5 gezeigt, einfach handhabbar.
- Das IPCC hat eine international anerkannte Legitimation. Daher ist eine Einigung auf internationaler Ebene auf die vom IPCC errechneten Werte einfacher als auf Werte aus anderen Definitionen.

³⁵+14 bis 50 % des IPCC-Wertes

- Das IPCC hat durch die Zusammenarbeit mit sehr vielen Wissenschaftlern einen hohen wissenschaftlichen Konsens erreicht.

Da bei einer Einigung über einen internationalen Standard, der die Interessen einzelner Länder berühren kann, nicht nur wissenschaftliche Aspekte eine Rolle spielen, sind hier ebenfalls Fragen der politischen Realisierbarkeit angesprochen. Fragen des Energiemarktes und -verbrauchs spielen bei den Emissionen eine erhebliche Rolle. Daher werden im folgenden die Emissionsdaten mit den IPCC-Werten gewichtet und der Einfluß der GWPs und ihrer Schwankungen auf das IKARUS-Modellsystem untersucht.

6 Anwendung im IKARUS-Modellsystem

6.1 Energiebedingte Nicht-CO₂-Treibhausgase

Um einschätzen zu können, wie groß der Anteil der energiebedingten Emissionen an den Gesamtemissionen global und in Deutschland ist, sind in Abbildung 28 und 29 die Gesamtemissionen der einzelnen Gase und der Anteil durch energetische Nutzung dargestellt.

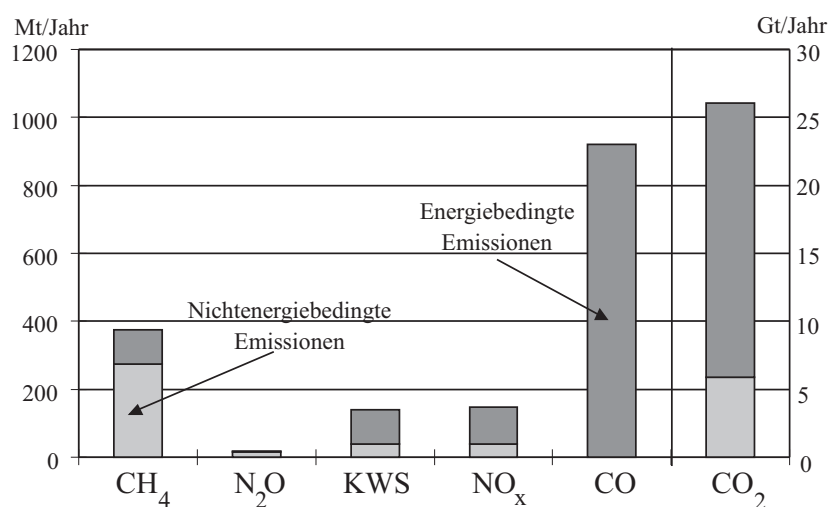


Abbildung 28: Globale Emissionen und Anteile der energiebedingten Emissionen im Durchschnitt der achtziger Jahre (nach [Bolin et al.94]); die rechte Skala bezieht sich auf CO₂, die linke auf die anderen Gase.

Die energiebedingten Emissionsdaten stammen aus dem IKARUS-Modellsystem. Sie unterscheiden sich vor allem in den Daten zu den einzelnen Sektoren von den Daten, die das Umweltbundesamt veröffentlicht hat ([Umweltbundesamt91]).

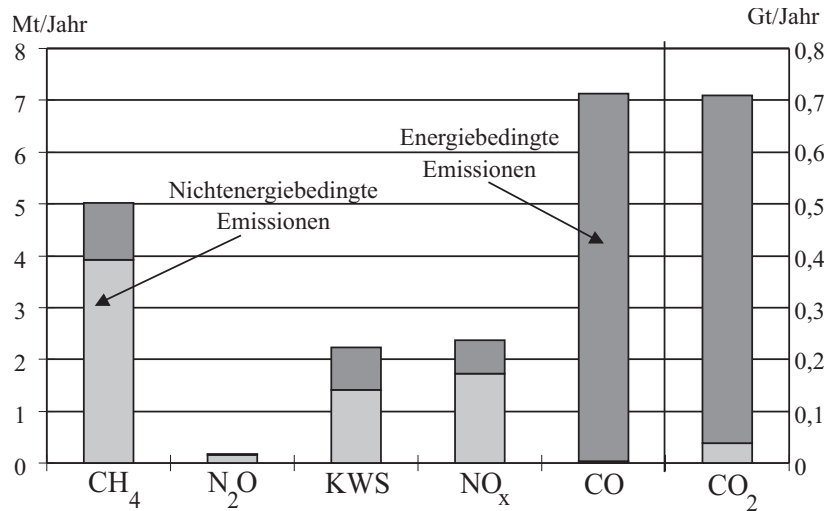


Abbildung 29: Gesamtemissionen und Anteile der energiebedingten Emissionen in den alten Bundesländern 1989 (nach [Bundestag94b] und IKARUS-Modellsystem); die rechte Skala bezieht sich auf CO₂, die linke auf die anderen Gase.

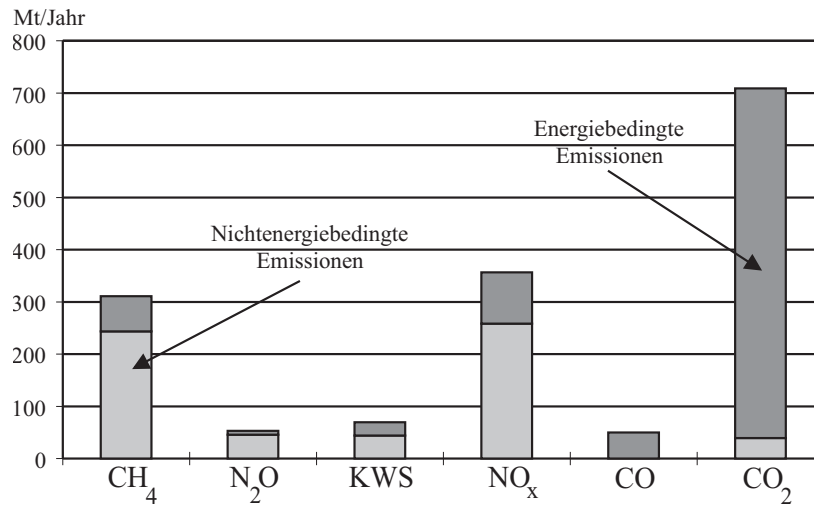


Abbildung 30: Mit den IPCC-Daten (Kapitel 4) gewichtete Gesamtemissionen und Anteile der energiebedingten Emissionen 1989 ([Bundestag94b], [Bolin et al.94], und IKARUS-Modellsystem)

Die Abweichung ist in einer unterschiedlichen Gliederung der Untersektoren und Emittenten begründet. Die Daten der IKARUS-Datenbank sind aus den einzelnen in den Sektoren vorhandenen Techniken aggregiert und daher auch bis zur Einzeltechnik zurückzuverfolgen ([Markewitz95]).

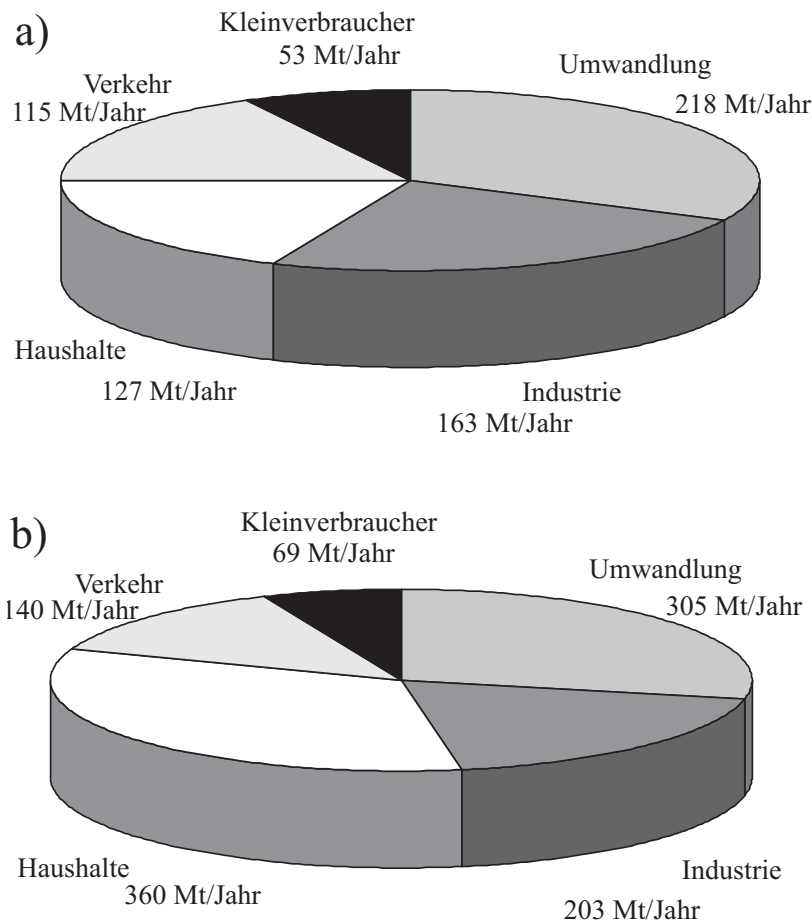


Abbildung 31: a) Sektorale Aufteilung der energiebedingten Emissionen in Deutschland nach Menge
 b) Mit den IPCC-GWPs gewichtete sektorale Aufteilung in Deutschland 1989 ([Bolin et al.94] und IKARUS-Datenbank)

Die Anteile der energiebedingten Emissionen reichen von geringen Anteilen (11% bei Distickstoffoxid) bis zu sehr hohen (94% bei Kohlendioxid).

Vergleicht man die emittierten Mengen (Abbildung 29) so liegt der größte Anteil bei den energetischen CO₂-Emissionen. Werden diese Emissionen mit den GWPs gewichtet (Abbildung 30), so haben die CO₂-Emissionen immer noch den größten Anteil, aber die Emissionen der anderen Gase erhalten ebenfalls hohe Bedeutung.

Die sektorale Aufteilung der Emissionen nach der IKARUS-Datenbank ist in Abbildung 31 gezeigt. Der Umwandlungssektor umfaßt unter anderem Stromerzeugung, Raffinerien sowie Fernwärmeerzeugung und -verteilung. Der Industriesektor ist in zehn Subsektoren aufgeteilt. Im Haushaltssektor sind die Emissionen aus der Endenergienutzung in den Bereichen Raumwärme, Licht, Warmwasser etc. enthalten. Der Verkehrssektor umfaßt sowohl Güter- als auch Personenverkehr. Im Sektor Kleinverbrauch sind Techniken aus Industrie- und Haushaltssektor enthalten. [Hake et al.94]

6.2 GWPs im IKARUS-Modellsystem

6.2.1 Kurzbeschreibung des IKARUS-Modellsystems

Der Kern des IKARUS-Modellsystems besteht aus einer modellinternen Datenbank und einem Optimierungsmodell. In der Datenbank sind energierelevante Techniken, wie ein Kohlekraftwerk oder ein Zentralheizungssystem, und ihre Nutzung in Deutschland abgebildet. Der Benutzer kann für die Stützjahre 1989, 2005 und 2020 Fälle konstruieren. Dazu geht er von einem vorhandenen Fall aus und beschränkt etwa die Preisentwicklung oder die Emissionen. Emissionsbegrenzungen können auf allen Ebenen gesetzt werden. Das heißt, die Emissionen der Untersektoren (etwa der Hoch-, Mittel- und Niedrigspannungsebene im Umwandlungssektor), Sektoren (zum Beispiel des Haushaltssektors) oder die gesamten Emissionen in der Bundesrepublik durch Energiegewinnung, -transport und -nutzung können limitiert werden.

Die Beschränkungen wirken sich in einem linearen Gleichungssystem aus. Dieses Gleichungssystem wird in eine Matrix gefaßt, die innerhalb der linearen Optimierung verwendet wird. Die Optimierung sucht die kostenminimale Lösung. [Hake et al.94]

Allerdings sind nur interne Kosten berücksichtigt. Dem Benutzer steht es offen, die Energiepreise entsprechend seiner Vorstellung über die externen Kosten zu erhöhen.

Die Struktur des IKARUS-Optimierungsmodells basiert auf einzelnen Techniken. Diese Techniken sind in Platzhaltern realisiert. Die Platzhalter sind Datensatzmuster, in die Emissionen, Kosten, Energieumsätze etc. eingetragen werden können, oder – in den sogenannten BASIS-Fällen – schon vorliegen. Alle Techniken sind offen und können vom Benutzer geändert werden. [Hake et al.94] Diese Platzhalter werden über Gleichungen verkettet. Die Gleichungen können vom Benutzer vorgegebenen Restriktionen unterliegen, zum Beispiel eine festgeschriebene Nutzung deutscher Steinkohle in der Verstromung.

6.2.2 Realisierung der GWPs in IKARUS

Da alle Emissionen verschiedener Treibhausgase bis zum Ende der Bilanzierung getrennt geführt werden, ist es möglich die Emissionen einzeln zu limitieren. Die Einführung der CO₂-Äquivalenzfaktoren ist erst bei der Summierung der einzelnen Emissionen sinnvoll. Das heißt, sie kommen auch erst dann zum Tragen, wenn der Benutzer eine Restriktion auf die Summe der gewichteten Emissionen vorgibt. [Martinsen95]

Um der heutigen politischen Situation zu entsprechen, ist in den hier durchgeführten Rechnungen ein unteres Limit für die Verstromung deutscher Stein- und Braunkohle gesetzt und kein weiterer Zubau an Kernenergie zugelassen.

In der Datenbasis des IKARUS-Optimierungsmodells ist unter anderem der bereits berechnete Fall „BASIS21“ für das Stützjahr 2005 vorhanden, der die gerade genannten Einschränkungen und keine Emissionsbegrenzungen enthält. Das Ergebnis der Rechnung ist eine starke Reduktion der Emissionen von Nicht-CO₂-Treibhausgasen gegenüber den Emissionen im Jahr 1989. Aus kostenoptimalen Aspekten, ohne Emissionsbeschränkungen, würden nach dem Modell die Emissionen von Kohlenmonoxid um 60% und von Methan um 47% gegenüber 1989 gesenkt. 37% weniger Stickoxide und 63% weniger Nicht-Methan-Kohlenwasserstoffe (KWS) würden emittiert. Der Anteil emittierten Lachgases würde dagegen um 69% ansteigen. Alle Prozentangaben sind Anteile an der 1989 emittierten Menge. Für diese Arbeit wurden fünf Rechnungen für das Jahr 2005 durchgeführt (siehe Tabelle 11).

Tabelle 10: Bei den Beispielrechnungen in IKARUS eingesetzte GWPs

Gas	Quelle	GWP	GWP niedrig	GWP hoch
CO	[Houghton et al.90]	7	5	9
NO _x	[Houghton et al.90]	150	75	225
CH ₄	[Bolin et al.94]	62	41	83
N ₂ O	[Bolin et al.94]	290	193	387
KWS	[Houghton et al.90]	31	16	47

Die erste ohne Berücksichtigung der GWPs und mit einer Begrenzung der Gesamtmenge der emittierten Gase. Diese Rechnung ist hier nicht besprochen, da die Ergebnisse dem zweiten Fall gleichen. In diesem Fall wurden die Emissionen der einzelnen Gase auf 75% der 1989er Emissionen begrenzt (Einzelreduktion). Beim ersten Fall wird durch die Begrenzung der Summe hauptsächlich die Emission von CO₂ eingeschränkt, das 1989 etwa 98% an der gesamten emittierten Masse ausmachte. Die Maßnahmen zur Reduktion des CO₂-Ausstoßes haben meist eine Reduzierung der Emissionen anderer Gase zu Folge. Die Einzellimi-

tierung der Emissionen bedeutet für das Modell die strengste hier vorgegebene Einschränkung.

Tabelle 11: *Durchgeführte Berechnungen*

Fall	Begrenzung	Bemerkungen
Basis21	keine	schon vorhanden
Summenreduzierung	... der Mengensumme um 25%	wie Einzelreduzierung
Einzelreduktion	... jedes einzelnen Gases um 25%	stärkste Einschränkung
GWP	... der gewichteten Summe um 25%	mit den mittleren GWP-Werten berechnet
GWP niedrig	... der gewichteten Summe um 25%	mit den niedrigen GWP-Werten berechnet
GWP hoch	... der gewichteten Summe um 25%	mit den hohen GWP-Werten berechnet

Im dritten Fall wurde die Gesamtemission auf 75% der 1989er Emission begrenzt, allerdings mit Berücksichtigung der unterschiedlichen GWPs. Im vierten und fünften Fall wurde genauso vorgegangen, nur wurden die GWPs auf die untere beziehungsweise obere Fehlergrenze festgelegt. Tabelle 10 zeigt die in den unterschiedlichen Fällen angenommenen GWPs.

Entgegen der Empfehlung des IPCC-Berichtes von 1992 ([Houghton et al.92]) wurden hier auch indirekte GWPs vorgesehen (bei CO, NO_x und KWS), da diese auf keinen Fall vernachlässigbar sind. Ihrer Unsicherheit wurde dadurch Rechnung getragen, daß ihre Fehlerbereiche um 50% angenommen wurden. Es wurden GWPs für den Zeitraum von 20 Jahren gewählt. Dies entspricht der Größenordnung der technischen Innovationszyklen, so daß durch eine Maßnahme die Wirkung in diesem Zeitraum festgelegt wird.

Die Ergebnisse der Fälle „GWP niedrig“ und „GWP hoch“ unterscheiden sich im Bereich der eingesetzten Energieträger und damit auch bei den Emissionen. Bei niedrigen GWPs wird mehr Erdgas als beim Basisfall eingesetzt. Dadurch kann vor allem der Ausstoß an CO, CO₂ und NO_x vermindert werden. Bei hohen GWPs wird der Gaseinsatz, bei dem höhere Mengen an Kohlenwasserstoffen und Methan emittiert werden, zurückgesetzt, da die GWPs dieser Gase zunehmenden Einfluß auf das Modellverhalten haben.

Zur Deckung des Primärenergiebedarfs wird der Steinkohleimport gesteigert. Hierbei ist zu beachten, daß die vorgelagerten Ketten nicht mit Emissionsbe-

schränkungen belegt wurden. Dies entspricht den Regeln für die nationale Inventarisierung nach den IPCC-Richtlinien.

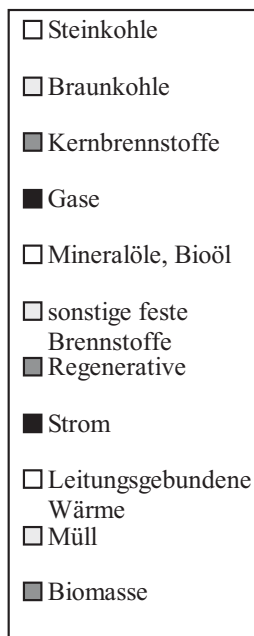
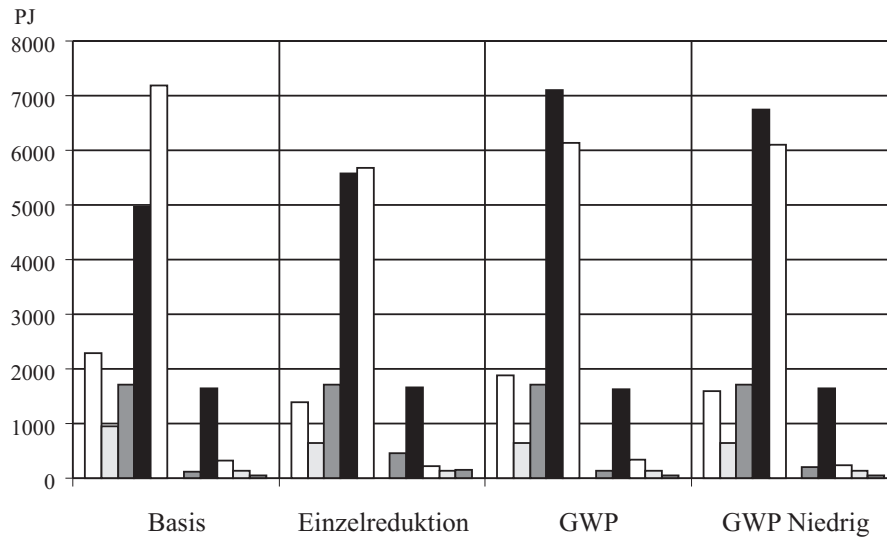


Abbildung 32: Aufteilung des Energieeinsatzes auf die verschiedenen Energieträger

Die Abweichung des Falles „hohes GWP“ vom Fall „mittleres GWP“ in den Emissionen und in der Energienutzung sind in ähnlicher Höhe wie im Fall „niedriges GWP“. Allerdings ist im Fall niedrige GWPs die Menge der Emissionen niedriger als im Fall mittlere GWPs. Im Fall hohe GWPs ist sie höher.

Letzteres liegt an der Einschränkung der CO₂-äquivalenten Emission; bei einer Begrenzung auf 75% bei hohen GWPs ist dieses Ziel schon bei einer – von der Masse her – relativ geringen Reduktion der Gase mit den höchsten GWPs erreichbar.

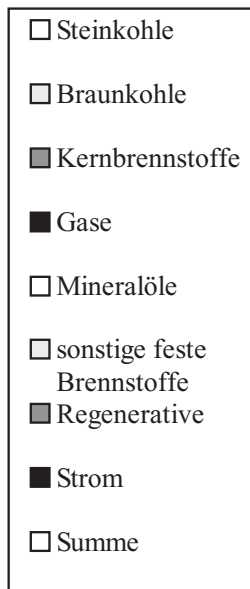
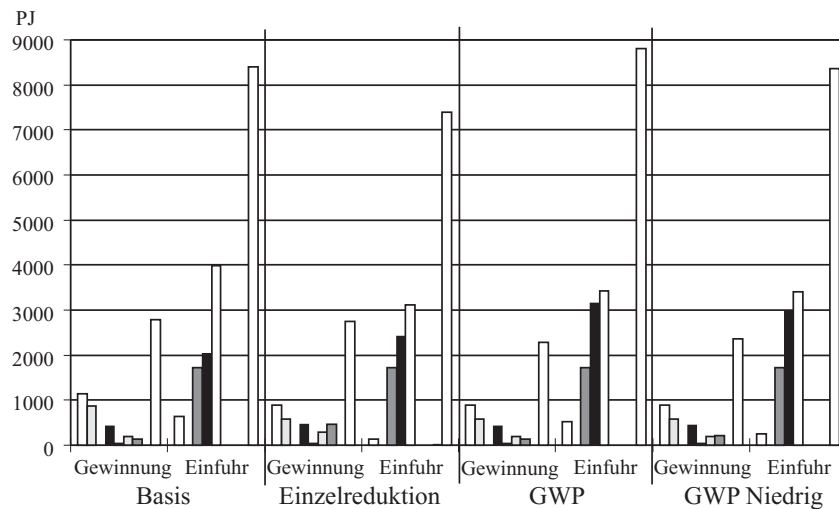


Abbildung 33: Gewinnung und Import verschiedener Energieträger

Wegen der Ähnlichkeit in der Höhe der Abweichung in den Fällen „niedriges GWP“ und „hohes GWP“ vom Fall „mittleres GWP“ wird im folgenden nur ersterer beschrieben.

Die Aufteilung der eingesetzten Energie ist für die vier Fälle „Basis“, „Einzelreduktion“, „GWP“ und „GWP niedrig“ in Abbildung 32 dargestellt. Durch die strengeren Emissionsbegrenzungen kommt es im Fall Einzelreduktion zu einem höheren Einsatz an regenerativen Energieträgern als bei den anderen Fällen. Der Einsatz von Mineralöl ist geringer als beim Basisfall.

Bei mittleren GWP-Werten geht der Einsatz von Stein- und Braunkohle zurück. Dazu kommt ein teilweiser Brennstoffwechsel von Mineralöl zu Erdgas. Nach der Rechnung mit niedrigen GWPs ist, wie bei der Rechnung mit mittleren GWP-Werten, der Einsatz von Stein- und Braunkohle geringer als beim Basisfall. Auch in diesem Fall wird ein Teil des Verbrauchs an Mineralöl durch Gas ersetzt. Inlandsgewinnung und Einfuhr werden in Abbildung 33 dargestellt. In den beiden GWP-Fällen geht sowohl die Stein- als auch die Braunkohleförderung im Land zurück, dagegen steigt der Anteil an eingeführtem Gas³⁶. Im Fall Einzel-

³⁶Die Rechnung mit hohen GWPs ergibt zwar einen höheren Einsatz von Gas als im Basisfall, allerdings einen erheblich niedrigeren als in den beiden anderen GWP-Fällen (siehe oben).

reduzierung geht die Einfuhr von Energie zurück. Der Primärenergieverbrauch sinkt (von 11185 PJ im Basisfall auf 10141 PJ), so daß die Inlandsgewinnung nicht zunimmt. Etwa 17% der Inlandsgewinnung wird dabei aus regenerativen Energiequellen gewonnen, hauptsächlich aus Windkraftanlagen. Im Basisfall sind es 4,5%.

Die Einzelreduktion ist die strengste Beschränkung für das Modell. Daher treten hier auch die geringsten Emissionen auf. In den GWP-Fällen sind die Emissionen höher als bei der Einzelreduktion und nur geringfügig niedriger als im Basisfall (Abbildung 34). In allen Fällen ist der Umwandlungssektor, vor allem die Stromproduktion, der Sektor, in dem die größten Emissionsmengen eingespart werden. Im Verkehrsbereich werden dagegen kaum Emissionen reduziert. Allerdings sind diese Emissionsangaben nicht spezifisch, das heißt nicht pro Personen- oder Tonnenkilometer oder pro produzierter Kilowattstunde. Die Nachfrage zum Beispiel im Verkehrssektor steigt nach den Prognosen an, so daß die spezifischen Emissionen bei gleichbleibenden absoluten Emissionen zurückgehen.

Die Aufteilung der Emissionen auf die einzelnen Gase (Abbildung 36) zeigt, daß vor allem Stickoxidemissionen aus der Umwandlung in Strom reduziert werden. Ebenfalls wird weniger Methan aus der Primärenergiegewinnung (Steinkohle) emittiert.

Bei niedrigen GWPs sind die Emissionen geringer als in den beiden anderen mit GWPs gerechneten Fällen. Dieser Fall liegt näher bei der Einzelreduktion, da niedrige GWPs dem Modell in der Summierung der Emissionen weniger Möglichkeit der Ersetzung einer hohen Emission eines Gases mit niedrigem GWP durch eine niedrige Emission mit hohem GWP gibt. Das Modell ist in den GWP-Fällen durch die CO₂-Äquivalenzmenge, nicht durch die Emissionsmenge, begrenzt. Kohlendioxid wird in den Fällen, in denen eine Restriktion auf die Summe der gewichteten Emissionen gelegt wurde, kaum reduziert. Der Aufwand für eine CO₂-Reduzierung ist also in jedem Fall so hoch, daß zunächst Emissionen anderer Gase reduziert werden.

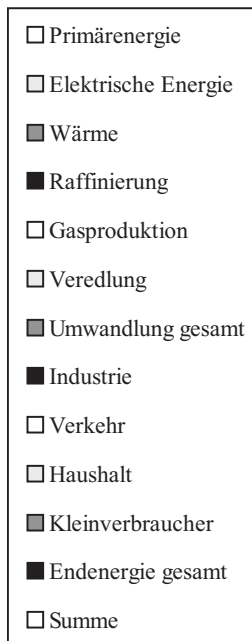
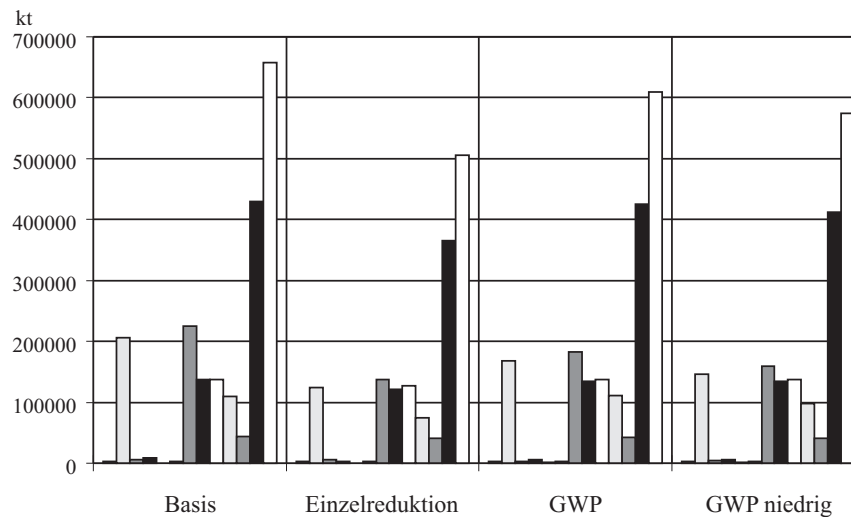


Abbildung 34: Aufteilung der Gesamtemissionen (nicht gewichtete Summe) auf die verschiedenen Sektoren.

Die Gesamtreduzierung aller Emissionen (Fall GWP) würde 700 Mio DM mehr als der Basisfall kosten. Das entspricht 0,1% der Basisfallkosten (Abbildung 35). Die strengste hier gerechnete Reduktion, der Fall Einzelreduktion würde rund 20000 Mio DM, das sind etwa 3% der Basisfallkosten, teurer.

Die Ergebnisse der Optimierung durch das IKARUS-Modellsystem sind von der Berücksichtigung der GWPs abhängig. Dabei ist die prognostizierte Reduzierung der Emissionen bei Einbeziehung der GWPs geringer als im Fall ohne die Berücksichtigung der GWPs. Dieses Modellverhalten beruht im wesentlichen darauf, daß eine zusätzliche Gleichung, innerhalb der Optimierungsmöglichkeiten liegen, zur Verfügung steht.

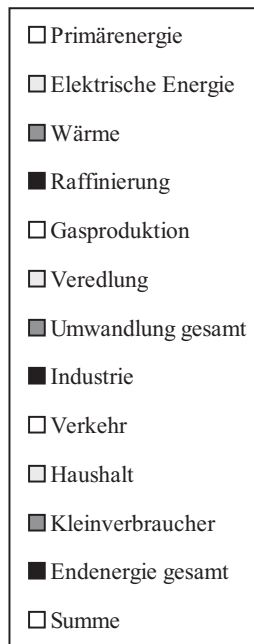
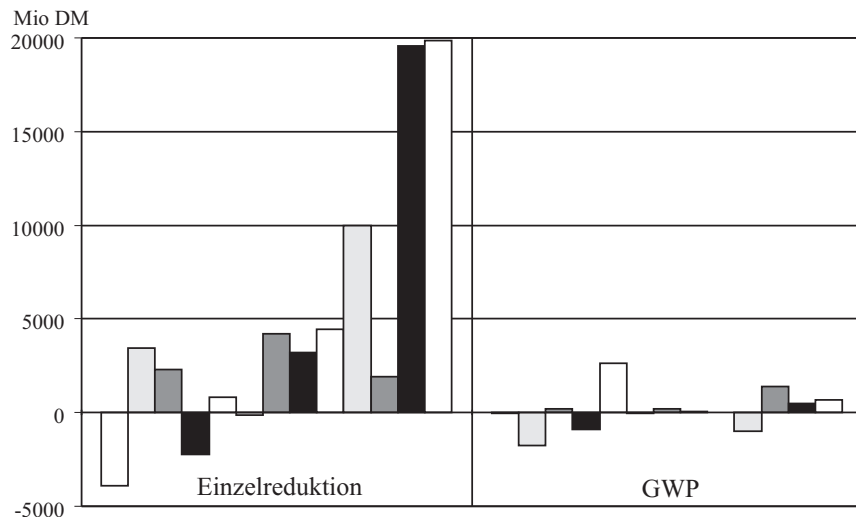


Abbildung 35: Differenz der Kosten für das optimierte Energiesystem zum Basisfall

Es stellt sich heraus, daß es zunächst am effektivsten ist, Emissionen von Gasen mit hohem GWP zu verringern. Dies ist insbesondere dadurch richtig, daß die Reduktion dieser Gase meist mit weniger Aufwand verbunden ist als die Emissionsverringern von Kohlendioxid.

Die Optimierungsergebnisse hängen auch von der Höhe der GWPs ab, wobei sowohl höhere als auch niedrigere Werte Ergebnisse mit ähnlicher Abweichung liefern. Daher ist es wichtig, daß das Modell mit den aktuellsten GWPs ausgestattet wird. Es wäre günstig, dem Benutzer die Möglichkeit zu geben, die GWPs zu ändern, um das Modell in dieser Hinsicht aktualisieren zu können. Dies würde auch der unterschiedlichen Wählbarkeit der Betrachtungsdauer Rechnung tragen.

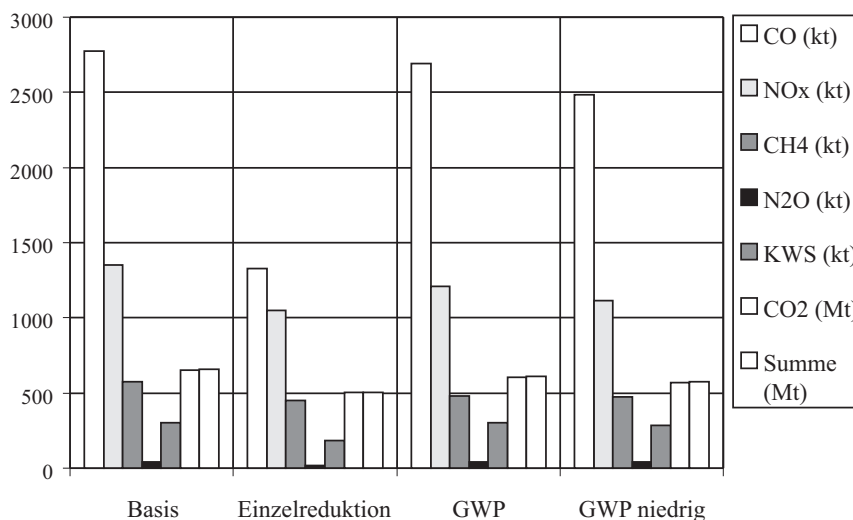


Abbildung 36: Emissionen der einzelnen Gase

Die oben durchgeführten Rechnungen machen deutlich, daß es einen großen Unterschied bedeutet, ob Einzelreduktionen für die Gase vorgeschrieben werden oder ob die Summe der bewerteten Emissionen limitiert wird.

In CO_2 -Äquivalenzmengen ausgedrückt, wurden 1989 nach der IKARUS-Statistik 1147 Mt Treibhausgase emittiert. 2005 werden es nach der Basisfall-Prognose 933 Mt sein, das sind etwa 20% weniger. Im GWP-Fall werden die Emissionen auf 856 Mt gesenkt, das sind 8% weniger als der Basisfall und – wie vorgeschrieben – 25% weniger als in der Statistik von 1989. Im Fall Einzelreduzierung werden von IKARUS 708 Mt CO_2 -Äquivalente Emissionen prognostiziert, also 17% weniger als im GWP-Fall und 38% weniger als 1989.

7 Zusammenfassung

Der Treibhauseffekt beruht auf der Absorption der Infrarotstrahlung der Erdoberfläche durch Spurengase in der Atmosphäre und der Rückstrahlung eines Teils dieser Strahlung (*Gegenstrahlung*, [Roedel92]). Durch anthropogene Emission steigt die Konzentration dieser Gase in der Atmosphäre, so daß der Treibhauseffekt verstärkt wird (*zusätzlicher* Treibhauseffekt, [Ramanathan et al.87]). Neben den anthropogenen Emissionen gelangen durch Rückkopplungen Gase in die Atmosphäre. So steigt zum Beispiel der Wasserdampfgehalt in der Luft auf Grund einer erhöhten Verdunstung durch eine höhere Temperatur. Weiterhin entstehen in der Atmosphäre treibhauswirksame Gase wie Ozon durch chemische und photochemische Wechselwirkungen ([Bundestag90]).

Die einzelnen Gase sind durch ihre Konzentrationen und ihre Absorptionsbanden unterschiedlich treibhauswirksam. Das heißt, durch die Emission einer Menge

Methan erwärmt sich die untere Atmosphäre und die Erdoberfläche nach Modellrechnungen stärker als durch die Emission der gleichen Menge Kohlendioxid. Dieser Unterschied wird in den *Global Warming Potentials* (GWPs) ausgedrückt. Sie sind relative Faktoren, die die Erwärmungswirkung der Emission eines Gases relativ zu der Emission eines anderen Gases über einen Betrachtungszeitraum ausdrücken.

Das wichtigste anthropogene Treibhausgas ist CO_2 . Daher dient es meist als Relativgas (CO_2 -Äquivalenzfaktor).

Durch die Theorie der Abhängigkeit der Erwärmung vom Nettostrahlungsfluß kann man im GWP die Näherung durch die relativen kumulierten Nettostrahlungsflüsse verwenden ([Houghton et al.90]). Verschiedene Definitionen beruhen auf dieser Annahme ([Lelieveld, Crutzen and Brühl93], [Lashof and Ahuja90], [Fisher et al.90]). [Rotmans and den Elzen92] definierten als GWP den Quotienten der Temperaturerhöhung, griffen dabei aber für die Berechnung der Temperaturerhöhung auf das IPCC-Modell zurück, so daß letztlich die Annahme der linearen Abhängigkeit der Temperaturänderung von der Änderung des Nettostrahlungsflusses nicht vermeidbar war.

Bei dieser Annahme geht man von folgenden Näherungen aus:

- Der Nettostrahlungsfluß ist der einzige Energiefluß innerhalb der Atmosphäre.
- Boden und Atmosphärenschichten emittieren als schwarze Körper.

Hinzu kommen zur Berechnung des GWPs Annahmen über das Verhalten der anderen in der Atmosphäre vorhandenen Spurengase (konstante Konzentrationen versus Emissionsszenario), über die Emission („impuls“-förmige Emission und instantane globale Verteilung) und über die Senken und die Lebensdauer gegenüber diesen Senken. Bei Kohlendioxid ist diese Abhängigkeit nicht eindeutig, so daß der Kohlenstoffkreislauf parametrisiert oder modelliert wird ([Bolin et al.94]).

Diese Annahmen schlagen sich in der Unsicherheit der Parameter in der GWP-Definition nieder. Sensitiv ist die hier hauptsächlich untersuchte analytische Definition nach dem IPCC ([Houghton et al.90]), vor allem gegenüber der Art der Abhängigkeit des Nettostrahlungsflusses von der Konzentration und der Lebensdauer des Gases und der Betrachtungszeit. Ersteres ist gut bekannt, so daß hier keine großen Unsicherheiten bestehen. Eine zusätzliche, aber anders geartete Unsicherheit entsteht durch die freie Wahl der Betrachtungsdauer nach der IPCC-Definition. Die Lebensdauer der Gase ist auf $\pm 30\%$ sicher. Diese Unsicherheiten lassen das IPCC zu dem Schluß kommen, daß auch bei den GWPs ein Fehlerbereich von $\pm 35\%$ ([Bolin et al.94]) angemessen ist.

Problematisch sind indirekte GWPs. Das sind GWPs von Gasen, die durch chemische Wechselwirkungen in der Atmosphäre zusätzliche Treibhausgase verursachen. So entsteht zum Beispiel durch die Oxidation von Methan Kohlendioxid. Diese GWPs werden den verursachenden Gasen zugeschrieben, sind aber durch

die teilweise Unkenntnis der Reaktionen und der Reaktionsraten so unsicher, daß das IPCC die 1990 erschienenen Werte ([Houghton et al.90]) in der Überarbeitung von 1992 ([Houghton et al.92]) nur noch in der Wirkungsrichtung (positiver oder negativer Nettostrahlungsfluß) veröffentlichte.

Nach den hier durchgeführten Untersuchungen ist die Fehlerangabe für die direkten GWPs, soweit eine Beurteilung möglich ist, nicht zu hoch. Für die notwendige internationale Einigung ist die IPCC-Definition geeignet, da sie bei den anderen hier vorgestellten Definitionen die Grundlage bildet, regelmäßig überprüft wird und von einer Vielzahl von Wissenschaftlern als sinnvoll anerkannt ist. Besonders letzteres ist im Hinblick auf die mögliche politische Verwendung von großer Wichtigkeit.

Bei den *energiebedingten* Treibhausgasen machen die Nicht-CO₂-Gase knapp 2% der emittierten Masse (alte Bundesländer 1989, nach der IKARUS-Datenbank) aus. Gewichtet man sie mit den jeweiligen GWPs³⁷, so ergibt sich ein Anteil von 41% an der CO₂-Äquivalenzmenge. Dies kennzeichnet die Wichtigkeit der Einbeziehung von GWPs in Optimierungsmodelle wie das verwendete IKARUS-Modellsystem ([Hake et al.94]).

Dieses optimiert nach der Methode der linearen Optimierung bei vorgegebener Maximalemission mit verschiedenen Nebenbedingungen die Energiebereitstellung, -verteilung und -nutzung unter dem Aspekt minimaler Kosten. Dabei kann die Maximalemission als Gesamtmenge, für die einzelnen Treibhausgase³⁸ oder als gewichtete Gesamtmenge angegeben werden.

Bei unterschiedlichen GWPs ergibt die Optimierung Verschiebungen in der Zusammensetzung der Primärenergieträger. Werden die Gase einzeln begrenzt, ergeben sich erheblich geringere Emissionen. Insbesondere ist das schwer reduzierbare Gas Kohlendioxid eingeschränkt.

Durch den Einfluß der GWPs auf die Optimierungsergebnisse ist es sinnvoll, die Werte im Modell zu berücksichtigen und eventuell dem Benutzer die Möglichkeit zu geben, die Werte selbst zu aktualisieren.

³⁷Für Kohlenwasserstoffe, Stickoxide und Kohlenmonoxid wurden die indirekten GWPs aus dem IPCC-Bericht 1990 ([Houghton et al.90]) und für Methan und Distickstoffoxid die GWPs aus dem IPCC-Bericht von 1994 ([Bolin et al.94]), mit einer Betrachtungszeit von 20 Jahren, gewählt.

³⁸wahlweise energiesektorspezifisch

Literatur

- [Bakwin et al.94] P. S. Bakwin et al. Carbon monoxide budget in the northern hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 21(6):433–436, March 1994.
- [Bolin et al.94] B. Bolin et al., editors. *Radiative Forcing of Climate Change, The 1994 Report of the Scientific Assessment Working Group of IPCC*, 1994.
- [Bolle et al.86] H.-J. Bolle et al. Other greenhouse gases and aerosols. In B. Bolin and D. Jäger, editors, *The greenhouse effect climatic change and ecosystems*, pages 157–203, 1986.
- [Bromwich95] D. Bromwich. Ice sheets and sea level. *Nature*, 373:18–19, January 1995.
- [Brühl93] C. Brühl. The impact of the future scenarios for methane and other chemically active gases on the gwp of methane. *Chemosphere*, 26:731–738, 1993.
- [Bundestag88] Deutscher Bundestag, Herausgeber. *Schutz der Erdatmosphäre, Zwischenbericht der Enquete-Kommission*, 1988.
- [Bundestag90] Deutscher Bundestag, Herausgeber. *Schutz der Erde, Bericht der Enquete-Kommission*, Band 1, 1990.
- [Bundestag94a] Deutscher Bundestag, Herausgeber. *Schlußbericht der Enquete-Kommission „Schutz der Erdatmosphäre“*, 1994. Bundestagsdrucksache 12/8600.
- [Bundestag94b] Deutscher Bundestag, Herausgeber. *Unterrichtung durch die Bundesregierung – Erster Bericht der Regierung der Bundesrepublik Deutschland nach dem Rahmenübereinkommen der Vereinten Nationen über Klimaänderungen*, 1994. Bundestagsdrucksache 12/8556.
- [Cess et al.95] R. D. Cess et al. Absorption of solar radiation by clouds: Observations versus models. *Science*, 267:496–499, January 1995.
- [Cubasch et al.95] U. Cubasch et al. Klimamodelle - wo stehen wir? *Physikalische Blätter*, 51(4):269–276, April 1995.
- [Dacey et al.94] J. W. H. Dacey et al. Stimulation of methane emission by carbon dioxide enrichment of marsh vegetation. *Nature*, 370:47–49, July 1994.
- [Dickinson and Cicerone86] R. E. Dickinson and R. J. Cicerone. Future global warming from atmospheric trace gases. *Nature*, 319:109–115, January 1986.

- [Dlugokencky et al.94] E. J. Dlugokencky et al. A dramatic decrease in the growth rate of atmospheric methane in the northern hemisphere during 1992. *Geophysical Research Letters*, 21(1):45–48, January 1994.
- [Fisher et al.90] D. A. Fisher et al. Model calculations of the relative effects of CFCs and their replacements on global warming. *Nature*, 344:513–516, April 1990.
- [Flohn81] H. Flohn. Klimaänderung als Folge der CO₂-Zunahme? *Physikalische Blätter*, (7):184–190, 1981.
- [Flohn88] H. Flohn. *Das Problem der Klimaänderungen*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 1988.
- [Flohn89] H. Flohn. Aktuelle Auswirkungen des Treibhauseffektes und neue Perspektiven. In *Ethik der Wissenschaften*, Seiten 86–103, Oktober 1989.
- [Flohn92] H. Flohn. Wasserdampf als Verstärker des Treibhauseffektes. Bericht bei der Anhörung der Enquete-Kommission des 12. Deutschen Bundestages „Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre“, Januar 1992.
- [Foley et al.94] J. A. Foley et al. Feedback between climate and boreal forests during the Holocene epoch. *Nature*, 371:52–54, September 1994.
- [Hake et al.94] J. Fr. Hake et al. IKARUS: A Model System to Reduce Energy-Related Greenhouse Gas Emissions in Germany. In Forschungszentrum Jülich GmbH, editor, *Advances in Systems Analysis: Modelling Energy-Related Emissions on a National and Global Level*, pages 213–238, September 1994.
- [Hammond et al.90] A. L. Hammond et al. Accountability in the greenhouse. *Nature*, 347:705–706, October 1990.
- [Hauglustaine et al.94] D. A. Hauglustaine et al. The importance of atmospheric chemistry in the calculation of radiative forcing on the climate system. *Journal of Geophysical Research*, 99(D1):1173–1186, January 1994.
- [Heicklen76] J. Heicklen. *Atmospheric Chemistry*, 1976.
- [Heinloth94a] K. Heinloth. Vortrag während des Sommerkurses 1994 der Universität Bonn und des Forschungszentrums Jülich, September 1994.
- [Heinloth94b] K. Heinloth. persönliche Mitteilung, Dezember 1994.
- [Houghton86] J. T. Houghton. *The physics of atmosphere*, 1986.
- [Houghton et al.90] J. T. Houghton et al., editors. *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*, 1990.

- [Houghton et al.92] J. T. Houghton et al., editors. *Climate Change 1992, The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*, 1992.
- [Jones et al.94] A. Jones et al. A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols. *Nature*, 370:450–453, August 1994.
- [Katscher92] W. Katscher. Vorläufige Empfehlung zur Aufnahme von relativen Treibhauspotentialen in die IKARUS-Datenbank. internes KFA-Papier, August 1992.
- [Katscher94] W. Katscher. Greenhouse gas inventories, verification activities, radiative forcing. In *International Greenhouse Gas Verification – Elements and Institutions* –, pages 16–27. KFA - TFF - Forschungszentrum Jülich GmbH, March 1994.
- [Kehrbaum95] R. Kehrbaum. persönliche Mitteilung, Februar 1995.
- [Kerr94] R. A. Kerr. Climate modeling's fudge factor comes under fire. *Science*, 265, September 1994.
- [Khalil and Rasmussen94] P. S. Khalil and R. A. Rasmussen. Global decrease in atmospheric carbon monoxide concentration. *Nature*, 370:639–641, August 1994.
- [King and Schnell94] G. M. King and S. Schnell. Effect of increasing atmospheric methane concentration on ammonium inhibition of soil methane consumption. *Nature*, 370:282–284, July 1994.
- [Kleinman94] L. I. Kleinman. Low and high NO_x tropospheric photochemistry. *Journal of Geophysical Research*, 99:16831–16838, August 1994.
- [Ko et al.93] M. K. W. Ko et al. Global warming from chlorofluorocarbons and their alternatives: Time scales of chemistry and climate. *Atmospheric Environment*, 27(4):581–587, 1993.
- [Lashof and Ahuja90] D. A. Lashof and D. R. Ahuja. Relative contributions of greenhouse gas emissions to global warming. *Nature*, 344:529–531, April 1990.
- [Lee and Atkins94] D. S. Lee and Atkins D. H. F. Atmospheric ammonia emissions from agricultural waste combustion. *Geophysical Research Letters*, 21(4):281–284, February 1994.
- [Lelieveld and Crutzen92] J. Lelieveld and P. J. Crutzen. Indirect chemical effects of methane on climate warming. *Nature*, 355:339–342, January 1992.

- [Lelieveld, Crutzen and Brühl93] J. Lelieveld, P. J. Crutzen, and C. Brühl. Climate effects of atmospheric methane. *Chemosphere*, 26:739–768, 1993.
- [Loehle94] C. Loehle. Estimating thermal forcing of greenhouse gases from ancient climates: The problem of statistical confounding. *Geophysical Research Letters*, 21(2):109–111, January 1994.
- [Markewitz95] P. Markewitz. persönliche Mitteilung, 1995.
- [Martinsen95] D. Martinsen. persönliche Mitteilung, 1995.
- [McCormick et al.95] M. P. McCormick et al. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature*, 373:399–404, February 1995.
- [Morantine and Watts94] M. C. Morantine and R. G. Watts. Timescales in energy balance climate models 2: The intermediate time solutions. *Journal of Geophysical Research*, 99(D2):3643–3653, February 1994.
- [Mortimer86] C. E. Mortimer. *Chemie*. Thieme Verlag, 1986.
- [Paltridge and Platt76] P.W. Paltridge and C.M.R. Platt. *Radiative processes in meteorology and climatology*. Elsevier, Amsterdam, 1976.
- [Poppe et al.94] D. Poppe et al. Comparison of measured OH concentrations with model calculations. *Journal of Geophysical Research*, 99:16633–16642, August 1994.
- [Pospischill93] H. Pospischill. Die Methanemissionen der vorgelagerten Kohle- und Erdgasprozeßkette und ihre Bedeutung am Beispiel der Strombereitstellung, Januar 1993.
- [Prather90] M. Prather. Tropospheric OH and the lifetimes of hydrochlorofluorocarbons. *Journal of Geophysical Research*, 95(D11):18723–18729, October 1990.
- [Ramanathan75] V. Ramanathan. Greenhouse effect due to chlorofluorocarbons: climatic implications. *Science*, 190:50–52, October 1975.
- [Ramanathan et al.87] V. Ramanathan et al. Climate-chemical interactions and effects of changing atmospheric trace gases. *Reviews of Geophysics*, 25(7):1441–1482, August 1987.
- [Ramanathan88] V. Ramanathan. The radiative and climatic consequences of the changing atmospheric composition of trace gases. In F. S. Rowland and I. S. A. Isaksen, editors, *The changing atmosphere*, pages 159–186, 1988.

- [Ramaswamy et al.92] V. Ramaswamy et al. Radiative forcing of climate from halocarbon-induced global stratospheric ozone loss. *Nature*, 355:810–812, February 1992.
- [Ravishankara et al.93] A. R. Ravishankara et al. Atmospheric lifetimes of long-lived halogenated species. *Science*, 259:194–199, January 1993.
- [Rodhe90] H. Rodhe. A comparison of the contribution of various gases to the greenhouse effect. *Science*, 248:1217–1219, June 1990.
- [Roedel92] W. Roedel. *Physik unserer Umwelt - Die Atmosphäre*. Springer Verlag, 1992.
- [Rotmans and den Elzen92] J. Rotmans and M. G. J. den Elzen. A model-based approach to the calculations of global warming potentials (GWP). *International Journal of Climatology*, 12:865–874, 1992.
- [Schreiner94] H. Schreiner. Recycling von Methylbromid nach Begasung im Mühlenbetrieb. *Getreide, Mehl und Brot*, 3:10–12, März 1994.
- [Schwartz93] S. E. Schwartz. Comparing the global heating and cooling from fossil fuel combustion. *DOE Research Summary*, (28), December 1993.
- [Stephens94] G. L. Stephens. Dirty clouds and global cooling. *Nature*, 370, August 1994.
- [Umweltbundesamt91] Umweltbundesamt. Daten zur Umwelt 1990/91, 1991.
- [Wang et al.76] W. C. Wang et al. Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases. *Science*, 194(4266):685–690, November 1976.
- [Wang et al.86] W.-C. Wang et al. Trace gases and other potential perturbations to global climate. *Reviews of Geophysics*, 24(1):110–140, February 1986.
- [Wang et al.91] W. C. Wang et al. Inadequacy of effective CO₂ as a proxy in simulating the greenhouse effect of other radiatively active gases. *Nature*, 350:573–577, April 1991.
- [Watts et al.94] R. G. Watts et al. Timescales in energy balance climate models 1: The limiting case solutions. *Journal of Geophysical Research*, 99(D2):3631–3641, February 1994.
- [Ybema and Okken93] J. R. Ybema and P. A. Okken. Full fuel chains and the basket of greenhouse gases, December 1993.

Danksagung

Allen, die bei der Entstehung dieser Arbeit – in welcher Form auch immer – geholfen haben, sei an dieser Stelle gedankt.

Frau Kerstin Frizzi danke ich für das häufige Durcharbeiten aller Versionen einer Arbeit, bei der sie als Fachfremde wertvolle Hinweise auf Punkte, die ich übersah, liefern konnte. Insbesondere einige der besonders langen Sätze wurden, hoffentlich zum Vergnügen des Lesers, dank ihrer Hinweise gekürzt. Noch mehr danke ich ihr allerdings für ihre Unterstützung in anderer Hinsicht. Herr Matthias Luhn wirkte vor allem für die sprachliche Klarheit. Ich habe ihm für das Streichen der Hälfte aller Füllwörter und die logistische Unterstützung zu danken. Herr Dipl. Phys. Gunnar Grecksch hat wesentlich zur Disziplin in der Gestaltung des Layouts beigetragen.

Auch Herr Thomas Poschmann darf hier nicht unerwähnt bleiben, da er durch viele mutmachende Gespräche half, zu klären, was nicht sinnvoll ist.

Eine Fahrgemeinschaft erhöht die Lebensqualität – und erweitert den Horizont. Dies durfte ich jedenfalls bei mehreren Zusammenschlüssen dieser Art erleben, die durch anregende Gespräche bei mir Ideen produzierten, die teilweise sogar nützlich waren. Vor allem habe ich wesentliche Impulse, Hinweise und Gestaltungstips den Mitarbeitern der Programmgruppe Systemforschung und technologische Entwicklung des Forschungszentrums Jülich zu verdanken. Namentlich möchte ich insbesondere Herrn Walbeck für seine Geduld und seine Ratschläge danken. Auch Herrn Martinsen und Herrn Markewitz für ihre Tips und Hilfen in Bezug auf das IKARUS-Modell. Selbstverständlich stehe ich auch in der Schuld von Herrn Hake, der sich – obwohl sie knapp war – immer wieder Zeit nahm, um die Arbeit durchzusprechen und Hinweise zu geben.

Nicht zuletzt sei auch den beiden Referenten gedankt. Herrn Prof. Dr. Poppe für die ausführliche Kritik, die wesentlich zur Klarheit der Arbeit beitrug und Herrn Prof. Dr. Heinloth, der mein Interesse für die Umweltproblematik weckte und sich nicht scheute, eine für die Physik der Universität Bonn nicht ganz alltägliche Arbeit zu vertreten.

Jülich, Juni 1995

Peter Gebauer

Erklärung

Hiermit versichere ich, daß ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfaßt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Zitate sind als solche kenntlich gemacht.

Jülich, Juni 1995

Peter H. Gebauer

*Es ist ein großer Irrtum, zu glauben,
daß Menschheits-Probleme „gelöst“
werden. Sie werden von einer gelangweilten
Menschheit liegen gelassen.
K. Tucholsky*