Internationale Zeitschrift für Atmosphären- und Ozeanwissenschaften
2021; 5(2): 29-40
http://www.sciencepublishinggroup.com/j/ijaos doi:
10.11648/j.ijaos.20210502.12
ISSN: 2640-1142 (Druck); ISSN: 2640-1150 (Online)

Der Einfluss von CO_2 , H_2O und anderen „Treibhausgasen" auf die Gleichgewichtstemperaturen der Erde

David Coe[1,*] , Walter Fabinski[2] , Gerhard Wiegleb[3]

[1] Im Ruhestand von Codel International Ltd, Bakewell, England

[2] Im Ruhestand von ABB Automation, Frankfurt, Deutschland

[3] Fachbereich Elektrotechnik (Forschungsgruppe Umweltüberwachung), Fachhochschule Dortmund, Dortmund, Deutschland

E-Mail-Adresse:

coecharlesdavid@gmail.com (D. Coe), wjfabinski@arcor.de (W. Fabinski), wiegleb@fh-dortmund.de (G. Wiegleb)

[*] Korrespondierender Autor

Zitierweise dieses Artikels:

David Coe, Walter Fabinski, Gerhard Wiegleb. Der Einfluss von CO_2 , H_2O und anderen „Treibhausgasen" auf die Gleichgewichtstemperaturen der Erde.

International Journal of Atmospheric and Oceanic Sciences. Band 5, Nr. 2, 2021, S. 29–40. doi: 10.11648/j.ijaos.20210502.12

Eingegangen: 2. August 2021; **Angenommen**: 11. August 2021; **Veröffentlicht**: 23. August 2021

Zusammenfassung: Es ist seit langem anerkannt, dass der „Treibhauseffekt", bei dem die Atmosphäre kurzwellige einfallende Sonnenstrahlung leicht durchlässt, aber langwellige von der Erde abgegebene Strahlung selektiv absorbiert, für die Erwärmung der Erde von einer effektiven Temperatur von 255 K ohne atmosphärische Erwärmung auf die derzeitige Durchschnittstemperatur von 288 K verantwortlich ist. Es ist ebenfalls allgemein anerkannt, dass die beiden wichtigsten Treibhausgase in der Atmosphäre H_2O und CO_2 sind.Überraschend ist jedoch die große Bandbreite der Schätzungen zum Erwärmungspotenzial von CO_2 ,dem Gas, das für das moderne Konzept des Klimawandels verantwortlich gemacht wird. Die vom IPCC veröffentlichten Schätzungen zur Klimasensitivität bei einer Verdopplung der CO_2 -Konzentration variieren zwischen 1,5 und 4,5 °C, basierend auf einer Vielzahl wissenschaftlicher Arbeiten, die versuchen, die Komplexität der atmosphärischen Thermodynamik zu analysieren, um ihre Ergebnisse zu ermitteln. Das Ziel dieses Artikels ist es, die Methode zur Ermittlung eines Wertes für die Klimasensitivität nicht nur für CO_2 ,sondern auch für CH_4 und N_2O, die ebenfalls als starke Treibhausgase gelten, zu vereinfachen, indem ermittelt wird, wie die atmosphärische Absorption zu der aktuellen Erwärmung um 33 K geführt hat, und dieses Ergebnis dann extrapoliert wird, um die zu erwartende Erwärmung aufgrund künftiger Erhöhungen der Treibhausgaskonzentrationen zu berechnen. Die HITRAN-Datenbank mit Absorptionsspektren von Gasen ermöglicht es, die Absorption der Erdstrahlung bei ihrer aktuellen Temperatur von 288 K für jeden einzelnen atmosphärischen Bestandteil und auch für die kombinierte Absorption der Atmosphäre als Ganzes genau zu bestimmen. Aus diesen Daten wird geschlossen, dass H2O für 29,4 K der 33 K Erwärmung verantwortlich ist, während CO_2 3,3 K und CH_4 und N_2O zusammen nur 0,3 K beitragen. Die Klimasensitivität gegenüber künftigen Anstiegen der CO_2-Konzentration wird auf 0,50 K berechnet, einschließlich der positiven Rückkopplungseffekte von H_2O, während die Klimasensitivitäten gegenüber CH_4und N_2Omit 0,06 K bzw. 0,08 K fast nicht nachweisbar sind. Dieses Ergebnis deutet stark darauf hin, dass steigende CO_2-Konzentrationen nicht zu signifikanten Veränderungen der Erdtemperatur führenwerden und dass Anstiege von CH_4und N_2Onur sehr geringe erkennbare Auswirkungen haben werden.

Stichworte: Kohlendioxid, Klimasensitivität, Treibhauseffekt, Klimawandel

1. Einleitung – Gleichgewichts-Klimasensitivität

Unter Gleichgewichts-Klimasensitivität (ECS) versteht man im Allgemeinen den Anstieg der Erdoberflächentemperatur, der sich aus einer Verdopplung des CO_2-Gehalts in der Atmosphäre nach Erreichen des thermischen Gleichgewichts ergibt (Zhong und Haigh 2013) [1]. Die aus verschiedenen Klimamodellen abgeleiteten ECS-Werte weisen ein hohes Maß an Unsicherheit auf und liegen typischerweise von 1,5 bis 4,5 °C (AR5-WG1-SPM, S. 16) [2]. Neuere Arbeiten deuten jedoch auf ECS-Werte von weniger als 1 °C hin (Harde-2017) [3] (Wijngaarden und Happer 2020) [4].

Die Schwierigkeit besteht darin, dass es unzählige atmosphärische Variablen gibt, von denen angenommen werden kann, dass sie einen Einfluss auf diesen Wert haben. Diese Situation wird in der Mitteilung des britischen Wetterdienstes „What is Climate Sensitivity?" (metoffice.gov.uk) treffend zusammengefasst.

„Da es keine „perfekte" Methode zur Schätzung der Klimasensitivität gibt, bleibt dies ein heiß diskutiertes Thema in der Wissenschaft und es

Es gibt nach wie vor eine Vielzahl von Schätzungen darüber, wie hoch der ECS sein könnte. Dies ist eine bedauerliche Situation, da die Regierungen weltweit ehrgeizige und kostspielige Pläne umsetzen, um den Anstieg der globalen Temperaturen durch die Reduzierung der CO_2-Emissionen in die Atmosphäre zu begrenzen und eine CO_2-neutrale Wirtschaft zu erreichen, in der Überzeugung, dass CO_2-Emissionen der Haupttreiber für den globalen Temperaturanstieg sind. Um eine solch grundlegende Veränderung der Weltwirtschaft und das damit verbundene Risiko für die „etablierte Lebensweise“ zu rechtfertigen, ist es von größter Bedeutung, einen genauen Wert für die ECS zu ermitteln. Dazu wird es notwendig sein, die Komplexität der atmosphärischen Thermodynamik zu durchdringen und e i n e einfache Methode zu finden, um ECS genau einschätzen.

1.1. Der „Treibhauseffekt”

Die durchschnittliche Temperatur der Erde wird ausschließlich durch die Energiebilanz an der Obergrenze der Atmosphäre (TOA) bestimmt. Im Gleichgewicht wird die von der Sonne eingebrachte Energie durch die von der Erde abgestrahlte Energie ausgeglichen, die eine Funktion ihrer Temperatur ist. Der Begriff „Treibhauseffekt” beschreibt den Prozess, bei dem kurzwellige Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre hindurchgelassen wird, während langwellige Strahlung, die von der Erde abgegeben wird, von der Atmosphäre absorbiert wird, wodurch die Rückstrahlung ins All begrenzt wird und es zu einer Erwärmung der Erde kommt (Schwartz 2018) [5, 6]. Die atmosphärischen Gase, die diese Energie absorbieren, hauptsächlich $CO_{(2)}$ und $H_{(2)}O$, werden zusammenfassend als „Treibhausgase” bezeichnet. Um diese Erwärmung zu quantifizieren, müssen zunächst die wichtigsten Einflussvariablen identifiziert werden.

1) Sonnenstrahlung. Dies ist die von der Sonne auf die Erde abgestrahlte Energie. Sie kann anhand der Temperatur der Sonnenoberfläche sowie des Durchmessers und der Entfernung der Erde von der Sonne berechnet werden. Dieser Wert ist durch direkte Messungen von Orbital-Satelliten bestätigt. (Trenberth et al 2009) [7].

2) Albedo der Erde. Die Reflektivität der Erde gegenüber Sonnenstrahlung.

Dies ist ein Maß dafür, wie viel der Sonnenstrahlung ins All zurückreflektiert wird, wodurch die Sonneneinstrahlung abgeschwächt wird.

3) Emissionsgrad der Erde. Alle Körper strahlen entsprechend ihrer Temperatur Wärmestrahlung aus, gemäß der Planck-Gleichung für die Strahlung eines schwarzen Körpers. Der Emissionsgrad der Erde bestimmt, welcher Anteil dieser Schwarzkörperstrahlung tatsächlich von der Erde ausgestrahlt wird.

4) Absorption durch die Atmosphäre. Absorption der von der Erde abgegebenen langwelligen Strahlung durch atmosphärische Gase, insbesondere H_2O und CO_2, die beide starke Infrarotstrahlungsabsorptionseigenschaften besitzen.

5) Speicherung absorbierter Energie. Dies ist der entscheidende Faktor, der wesentlich zur Unsicherheit bei der Bestimmung der Klimasensitivität beiträgt. Was geschieht mit der von der Atmosphäre absorbierten Energie? Es gibt nur zwei Möglichkeiten: Entweder wird ein Teil der Energie von der erwärmten Atmosphäre wieder ins All abgestrahlt, oder die Energie wird von der Erde und ihrer Atmosphäre gespeichert und trägt so zur Erwärmung des Planeten bei. Diese Energiespeicherung ist eine Funktion komplexer atmosphärischer Thermodynamik, und ihre Abschätzung ist eine der Hauptursachen für die große Unterschiede in den Schätzungen der Klimasensitivität.

1.2. Zurückgehaltene Energie

Die Variablen 1 bis 4 in der obigen Liste sind alle leicht identifizierbar und können mit angemessener Genauigkeit bestimmt werden. Die Variable 5, die Speicherung absorbierter Energie, ist jedoch eine andere Liga. Die Thermodynamik der Atmosphäre ist äußerst komplex, und es ist nahezu unmöglich, sie zur Bestimmung einer genauen Schätzung des Anteils der absorbierten Energie, der zurückgehalten wird, zu verwenden, da es sich bei der Erdatmosphäre um ein nichtlineares chaotisches System handelt, das maßgeblich zu den großen Schwankungen bei den Schätzungen der Klimasensitivität beiträgt (Stevens B. et. al., 2016) [8]. Es gibt jedoch eine alternative Methode zur Bestimmung dieses zurückgehaltenen Energiefaktors unter Verwendung der Berechnungen der Erdtemperatur.

1.3. Effektive Erdtemperatur T_e

Wenn I_0 die von der Erde von der Sonne empfangene Energie ist, beträgt die gesamte einfallende Energie $I_0 \cdot \pi r^2$, wobei „r” der Radius der Erde ist. Ein Bruchteil „f” dieser Energie wird von der Erde ins All reflektiert (Albedo der Erde). Die von der Erde empfangene Energie beträgt dann $(1 - f)\cdot I_{(0)} \cdot \pi r^{(2)}$ ·Die von der Erde aufgrund ihrer Temperatur T abgestrahlte Energie R beträgt $e \cdot E \cdot 4\pi r^{(2)}$ (über die gesamte Erdoberfläche von $4\pi r^{(2)}$ abgestrahlte Energie), wobei „e” die Emissivität der Erde ist. E, die Emissionsleistung, lässt sich leicht aus der Stefan-Boltzmann-Gleichung berechnen

$$E=\sigma T^4 \quad \sigma \text{ ist die Stefan-Konstante}$$

Im Gleichgewicht entspricht die empfangene Energie der in den Weltraum abgestrahlten Energie, sodass gilt

$$(1 - f)\cdot I_0 \cdot \pi r^2 = e \cdot \sigma T^4 \cdot 4\pi r^2$$

Und daher

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1-f)\cdot I_0}{4e\cdot\sigma}} \quad (1)$$

Dieser Wert, bekannt als effektive Erdtemperatur T_e, wird allgemein mit 255 Kelvin angegeben. Dies ist die Gleichgewichtstemperatur der Erde unter atmosphärenfreien Bedingungen, bei denen keine Absorption der abgestrahlten Energie stattfindet (Wilson und Gea-Banacloche 2012) [9].

1.4. Die Auswirkungen der zurückgehaltenen Energie

Die Wirkung einer Atmosphäre aus infrarotabsorbierenden Gasen besteht darin, dass ein Teil der emittierten Strahlung von der Atmosphäre absorbiert wird. Sei „a“ die gesamte Strahlungsabsorption der Atmosphäre. Die absorbierte Energie beträgt $a \cdot R$ und die in den Weltraum abgestrahlte Energie beträgt $(1 - a) \cdot R$. Was geschieht mit dieser absorbierten Energie? Ein Teil wird vom System Atmosphäre/Erde zurückgehalten, ein Teil wird von der Atmosphäre wieder ins All abgestrahlt. Sei „n“ der „Energierückhaltefaktor“, also der Anteil der absorbierten Energie $a \cdot R$, der vom System Atmosphäre/Erde zurückgehalten wird, sodass der ins All durchgelassene Anteil $(1 - n) \cdot a \cdot R$ beträgt. Die nun ins All durchgelassene Gesamtenergie beträgt

Gesamte übertragene Energie = (1 – a) · R + (1 – n) · a · R

$$=(1 - n\cdot a)\cdot R$$

Und für das Gleichgewicht an der TOA

$$(1 - f)\cdot I(0) \cdot \pi r(2) = (1 - n\cdot a)\cdot e\cdot\sigma T(4) \cdot 4\pi r(2)$$

So dass die Gleichgewichtstemperatur $T=\sqrt[4]{\frac{(1-f)\cdot I0}{4e\cdot\sigma(1-n\cdot a)}}$

Daher

$$T=\frac{255}{\sqrt[4]{1-n\cdot a}} \quad (2)$$

da aus (1) der Term $T=\sqrt[4]{\frac{(1-f)\cdot I0}{4e\cdot\sigma}}$ bereits als die effektive Erdtemperatur von 255 K festgelegt ist.

Diese Gleichung gilt für alle atmosphärischen Bedingungen, einschließlich aller Effekte aufgrund der atmosphärischen Absorption der einfallenden Sonnenstrahlung und der durchschnittlichen Auswirkungen der Wolkendecke. Die Temperatur wird nur von zwei Variablen beeinflusst, der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit „a" und dem Energiespeicherfaktor „n". Die atmosphärische Absorptionsfähigkeit „a" kann aus der Kenntnis der Gaszusammensetzung, der atmosphärischen „Dicke" und den Infrarot-Absorptionsspektren dieser Gase berechnet werden. Bezeichnet man die Gesamtabsorptionsfähigkeit der aktuellen atmosphärischen Bedingungen mit „$a_{(0)}$ " und ordnet man (2) neu, erhält man das Ergebnis

$$n.a_0 = (1 - (255/T)^4)$$

Ohne Kenntnisse oder Annahmen über die Thermodynamik der Atmosphäre kann der Wert von „n" anhand der aktuellen Gleichgewichtstemperatur der Erde T ermittelt werden, die in der Regel mit 288 K angenommen wird, sodass

$$n\cdot a(0) = (1 - (255/288)(4))$$

$$n\cdot a(0) = 0{,}385$$

Dieser Wert stellt den Gesamtanteil der abgestrahlten Energie dar, der vom System Erde/Atmosphäre absorbiert und zurückgehalten wird, wobei 61,5 % der abgestrahlten Energie in den Weltraum übertragen werden (Wilson und Gea-Banacloche 2012) [9]. Der Energierückhaltefaktor „n" wird dann aus der Kenntnis der Gesamtabsorptionsfähigkeit a_0 der aktuellen Atmosphäre bestimmt.

$$n=0{,}385/a_0 \quad (3)$$

Dieses Ergebnis bedeutet nicht, dass „n" eine Funktion der atmosphärischen Absorption „a" ist. Es handelt sich lediglich um eine Methode, bei der eine bekannte Randbedingung, nämlich die aktuelle Temperatur der Erde und die atmosphärische Absorption „a_0 " aufgrund der aktuellen Zusammensetzung der Treibhausgase, verwendet wird, um die unbekannte Variable „n" zu bestimmen.

Durch die Bestimmung von „n" ist es dann möglich, anhand der bekannten Infrarotabsorptionseigenschaften der Atmosphäre mit einiger Genauigkeit zu bewerten, wie sich Veränderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre, insbesondere von CO_2, auf die Absorptionsfähigkeit der Atmosphäre und damit auf die Temperatur der Erde auswirken werden. Dies führt zu einer präzisen Einschätzung des Klimas.

Empfindlichkeit nicht nur gegenüber CO_2 , sondern auch gegenüber anderen strahlungsabsorbierenden Gasen wie CH_4 und N_2O sowie eine Abschätzung der Rückkopplungseffekte von H_2O. Zunächst muss jedoch die Absorptionsfähigkeit „a_0 " für die aktuellen atmosphärischen Konzentrationen von H_2O, CO_2 , CH_4 und N_2O berechnet werden.

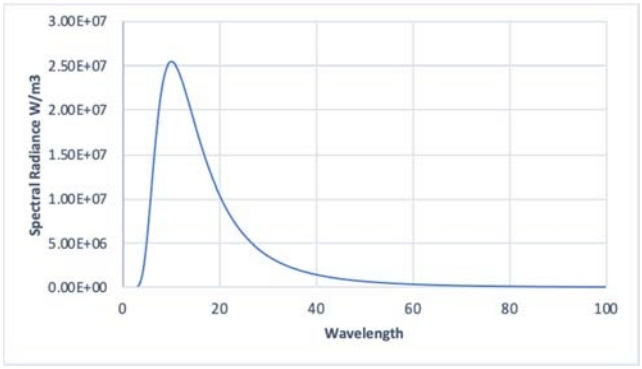


Abbildung 1: *Spektrale Strahlungsintensität v Wellenlänge µm für einen schwarzen Strahler bei 288 Kelvin.*

2. Atmosphärische Absorptionsfähigkeit

2.1. Spektrale Strahlungsintensität

Die von der Sonne einfallende Strahlung besteht überwiegend aus kurzwelliger sichtbarer und nahinfraroter Strahlung. Diese durchdringt die Atmosphäre ohne nennenswerte Absorption. Die Strahlung der Erde ist jedoch eine reine Funktion ihrer Temperatur und lässt sich leicht mit der Planckschen Gleichung berechnen

$$\text{Spektrale Strahlungsintensität } L_\lambda = c_1 \lambda^{-5} /(\exp(c_2/\lambda T) - 1) \text{ W/m}^3 \quad (4)$$

Dabei ist λ die Wellenlänge der emittierten Strahlung, c_1 und c_2 sind die Strahlungskonstanten. Abbildung 1 zeigt die spektrale Strahlungsintensität eines Körpers bei einer Temperatur von 288 K, der durchschnittlichen Temperatur der Erdoberfläche. Die Strahlung erstreckt sich über einen breiten Wellenlängenbereich von 3 bis 100 µm (10^{-6} m).

2.2. HITRAN-Datenbank

Um die Auswirkungen von Treibhausgasen in der Atmosphäre zu bewerten, muss genau berechnet werden können, welcher Anteil der abgestrahlten Energie von unterschiedlichen Konzentrationen dieser Gase, insbesondere CO_2 , H_2O, CH_4 und N_2O, über dieses Strahlungsspektrum hinweg absorbiert wird. Hierfür ist eine Webdatenbank namens HITRAN (I. E. Gordon et al. 2017) [10] von unschätzbarem Wert.

Die HITRAN-Datenbank tabelliert die Durchlässigkeit einer Vielzahl von Gasen über einen Bereich von Konzentrationen, Drücken und Temperaturen in diesem Spektralbereich der Strahlungsenergie. Die wichtigsten Gase sind dabei CO_2 und H_2O, die reichlich in der Atmosphäre vorkommenden „Treibhausgase", sowie CH_4 und N_2O als geringfügige Bestandteile der Atmosphäre. Ein „Treibhausgas" ist einfach definiert als ein Gas, das Infrarotenergie in diesem Spektralbereich von 3 bis 100 µm absorbieren kann.

Die Atmosphäre ist jedoch kein einheitliches Medium. Mit zunehmender Höhe nehmen Druck, Temperatur und Gasdichte ab, was dazu führt, dass die Durchlässigkeit von Infrarotstrahlung

Die Strahlung durch die Atmosphäre variiert mit der Höhe. Darüber hinaus sind die H_2O-Konzentrationen eine Funktion des Sättigungsdampfdrucks (SVP) von Wasser, der bestimmt, wie viel gasförmiges H_2O von der Atmosphäre aufgenommen werden kann. Der SVP ist ebenfalls eine Funktion der Temperatur und somit auch der Höhe.

2.3. Atmosphärische Höhenvariation

Die Variation von Druck, Temperatur und SVP mit der Höhe wird anhand der folgenden Formeln berechnet.

2.3.1. Temperatur

Die Temperatur sinkt mit einer adiabatischen Temperaturabnahme von 6,5 K/km auf eine Temperatur von 216 K in 11.000 m Höhe und bleibt dann bis 35.000 m relativ konstant.

2.3.2. Druck

Die atmosphärische Druckänderung mit der Höhe kann durch die Näherung

$$P(alt)=P_0\ (1 - L.h/T_0\ )^{(g.M/RL)}$$

Dabei ist P(alt) der Druck in der Höhe (Pascal) P_0 der Druck auf Meereshöhe (Pascal)
L die adiabatische Temperaturabnahme (-0,0065 K/m) h die Höhe (m)
g die Erdbeschleunigung (9,807 m/s^2) M die Molmasse trockener Luft (0,029 kg/mol) R die Gaskonstante (8,314 J/mol.K)
Siehe Abbildung 2 (US-Standardatmosphäre 1976) [11].

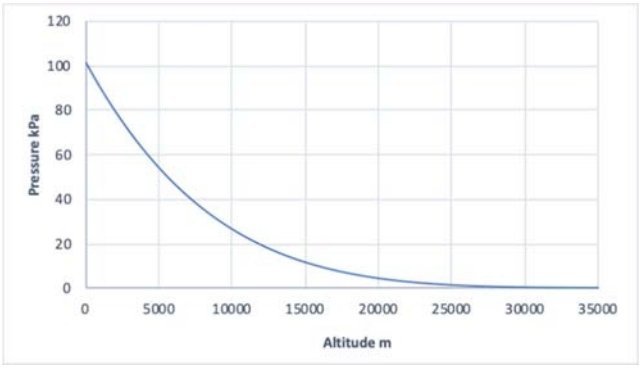


Abbildung 2. *Geschätzte atmosphärische Druckänderung mit der Höhe, die in den HITRAN-Transmissivitäts-Downloads verwendet wird.*

2.3.3. H_2O-Konzentration

Die Konzentration von Wasserdampf wird durch den Sättigungsdampfdruck (SVP) bestimmt, der eine einzigartige Funktion der Temperatur ist. SVP ist die maximale Menge an Wasserdampf, die existieren kann, ohne dass es zu Niederschlägen in Form von flüssigem Wasser, d. h. Wolken und Regen, kommt. Die tatsächlichen Durchschnittswerte der Wasserdampfkonzentration liegen immer unter dem SVP und werden in der Regel durch den Begriff relative Luftfeuchtigkeit (RH) ausgedrückt, der den Prozentsatz des SVP angibt. Für den durchschnittlichen Wassergehalt der Atmosphäre wird im Allgemeinen ein Wert von 80 % RH angenommen, obwohl lokale Werte weltweit zwischen fast null und 100 % variieren können.

2.3.4. Sättigungsdampfdruck (SVP)

Zur Berechnung des SVP (kPa) wurde die folgende empirische „Buck"-Gleichung verwendet (A. L. Buck 1981) [12].

$$SVP=0{,}61121\exp((18{,}678 - T/234{,}5)(T/(257{,}14 + T)) \quad (5)$$

wobei T die Temperatur in Grad Celsius ist

Abbildung 3 zeigt die Veränderung der Wasserdampfkonzentration bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 80 % in Höhen bis zu 35000 m. Wie zu sehen ist, sinkt die Wasserdampfkonzentration oberhalb von 10.000 m auf nahezu Null.

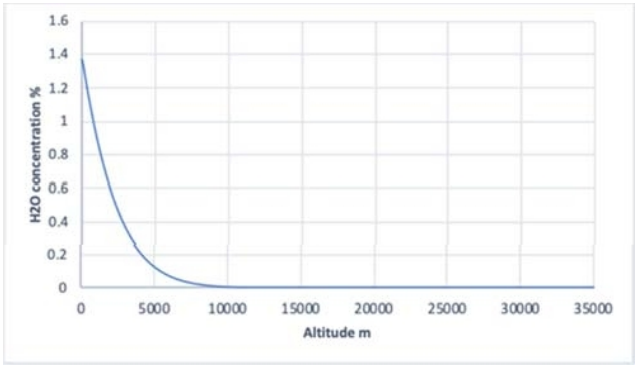


Abbildung 3: *Höhenabhängigkeit der H2O-Konzentration bei 80 % rF.*

2.3.5. CO_2 , CH_4 und N_2 O-Konzentration

Im Gegensatz zu Wasserdampf bleibt die durchschnittliche CO_2 -Konzentration in allen atmosphärischen Schichten konstant, obwohl ihre Dichte mit zunehmender Höhe und abnehmendem Druck und Temperatur abnimmt. Die CO_2 -Konzentration variiert jedoch erheblich je nach Standort und Jahreszeit, da durch die Photosynthese in der Biosphäre saisonal erhebliche Mengen an CO_2 aus der Atmosphäre entfernt werden. Für die folgenden Berechnungen der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit wurde ein mittlerer Wert von 400 ppm angenommen. Ebenso wird davon ausgegangen, dass die $CH_{(4)}$- und $N_{(2)}$ O-Konzentrationen konstant auf den aktuellen Durchschnittswerten von 1,8 ppm bzw. 0,32 ppm bleiben.

2.4. Berechnung der Absorptionsfähigkeit

Wie aus den vorangegangenen Grafiken ersichtlich ist, variieren Druck, Temperatur und Wasserdampfkonzentration mit der Höhe, insbesondere in den unteren Schichten unterhalb von 10.000 m. Um diese Schwankungen zu berücksichtigen, wurde die HITRAN-Datenbank verwendet, um die Transmission der Strahlungsenergie im Wellenlängenbereich von 3 bis 100 µm durch jeden 100-m-Abschnitt der Atmosphäre von 0 bis 35.000 m Höhe unter Berücksichtigung der Schwankungen von Temperatur, Druck und SVP zu berechnen.

Sei $t_{\lambda.co2.h}$ die Durchlässigkeit des Gases CO_2 bei einer bestimmten Wellenlänge λ in der Höhe „h". Ähnliche Darstellungen werden für die anderen Gase H_2 O, CH_4 , N_2 O vorgenommen. Die Werte von $t_{\lambda CO2.h}$ für die Temperatur- und Druckbedingungen in der spezifischen Höhe h und einer CO_2 -Konzentration von 400 ppm werden aus der HITRAN-Datenbank ermittelt. Die aggregierte Durchlässigkeit t_{hn} für die Höhe h_n bei der Wellenlänge λ wird dann wie folgt berechnet:

$$t\lambda.CO2.hn = t\lambda.CO2.h1 \cdot t\lambda CO2.h2 \cdot \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots t\lambda.CO2.hn$$

$$= \Pi_m \, (t_{\lambda.CO2.hm}) \text{ für m=1 bis n}$$

Die kombinierte Durchlässigkeit bei der Wellenlänge λ für mehrere Gase wird berechnet aus

$$t\lambda.CO2.H2O.CH4.N2O.hn = (t\lambda.CO2.h1 \cdot t\lambda.H2O.h1 \cdot t\lambda.CH4.h1 \cdot tl.N2O.h1) \; x$$

$$(t\lambda.CO2.h2 \cdot t\lambda.H2O.h2 \cdot t\lambda.CH4.h2 \cdot t\lambda N2O.h2) \; x \ldots\ldots\ldots\ldots..$$

$$(t\lambda.CO2.hn \cdot t\lambda.H2O.hn \cdot t\lambda.CH4.hn \cdot t\lambda.N2O.hn)$$

$$= \Pi Im (t\lambda.CO2.hm \cdot t\lambda.H2O.hm \cdot t\lambda.CH4.hm \cdot t\lambda.N2O.hm) \text{ für m=1 bis n}$$

HITRAN-Daten werden in Form der Wellenzahl angegeben, die der Kehrwert der Wellenlänge ist, in Einheiten von cm^{-1} , einer bevorzugten Einheit im Bereich der Spektroskopie. Um die Gesamtdurchlässigkeit über den Wellenzahlbereich von 10 bis 3333 $cm(^{-1})$ (entspricht einer Wellenlänge von 3 bis 100 µm) zu erhalten, müssen die $t(_{\lambda})$ über den gesamten Wellenbereich von 10 bis 3333 $cm(^{-1})$ integriert werden.

Es ist auch wichtig, die Auflösung in Bezug auf die Wellenzahl für die Bestimmung der Werte von „$t_{(\lambda)}$ "festzulegen. Je höher die Auflösung, desto genauer sind die endgültigen Ergebnisse, allerdings auf Kosten erhöhter Rechenressourcen. Es gibt jedoch eine Auflösungsgrenze, da die Druckverbreiterung der einzelnen Absorptionslinien dazu neigt, die Spektrallinien mit zunehmender Auflösung zu glätten. Für diese Berechnungen wurde eine Kompromiss-Spektralauflösung von 0,1 $cm(^{-1})$ verwendet (Harde 2013) [13, 14]. Um die tatsächliche Transmission der Strahlungsenergie bei der Wellenlänge λ durch die Atmosphäre zu bestimmen, muss man die Transmissionsgrade $t(_{\lambda})$ mit der spektralen Strahlungsintensität $L(_{\lambda})$ (4) bei der Wellenlänge λ multiplizieren. Die durchgelassene Strahlung $E(_{\lambda.})$ bei der Wellenlänge λ ergibt sich aus

$$E\lambda. = (\Pi Im (t\tilde{\lambda}CO2.hm \cdot t\lambda.H2O.hm. \cdot t\tilde{\lambda}CH4.hm \cdot t\lambda.N2O.hm \cdot L\lambda) \text{ W/m(3)} \quad \text{für m=1 bis 350 (35000m)}$$

Die durch die Atmosphäre übertragene Gesamtenergie E_E wird durch Integration der Strahlung E_λ über den Wellenlängenbereich von 3 bis 100 µm bestimmt.

$$E_E = \Sigma_\lambda \, (E_\lambda \cdot \Delta\lambda. \text{ W/m(2)} \quad \text{für } \lambda = 3{,}0 \text{ bis } 100{,}0 \text{ µm}$$

wobei Δλ. die Wellenlängeninkrementierung bei der Wellenlänge λ ist, die der Wellenzahlinkrementierung von 0,1 cm^{-1} entspricht, was der für die HITRAN-Daten gewählten Auflösung entspricht. Die atmosphärische Durchlässigkeit wird dann aus $E_E / \sigma T^4$berechnet.

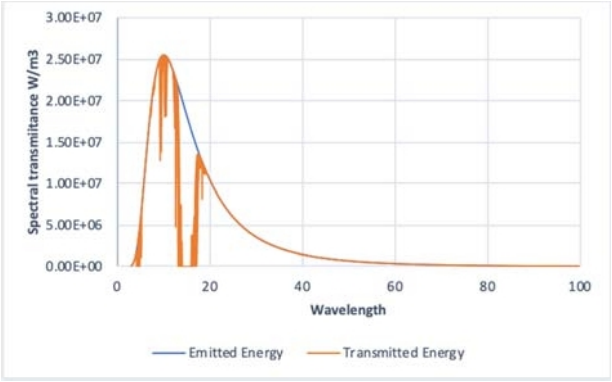


Abbildung 4. *Spektrale Transmission durch die Atmosphäre von 400 ppm $_{CO2}$ v Wellenlänge µm.*

2.5. Atmosphärische Absorptionsspektren für CO_2 und H_2O

Die Abbildungen 4, 5 und 6 zeigen die Transmission der spektralen Strahlung E_λ durch die aktuellen atmosphärischen Konzentrationen von CO_2 und H_2O sowie durch die Kombination beider Gase. Die Absorptionsgrade von $CO(_2)$ und $H(_2)_O$sowie von $CH(_4)$ und $N(_2)_O$wurden im Bereich von 3 bis 100 µm bis zu einem Auflösung von 0,1 cm^{-1} . Es ist klar, dass erhebliche Mengen an

Die abgestrahlte Energie wird sowohl von CO_2 als auch von H_2O absorbiert. Es ist auch klar, dass es eine erhebliche Überlappung der Absorptionsbanden von CO_2 und H_2O gibt, wobei die H_2O-Absorption der dominierende Faktor ist.

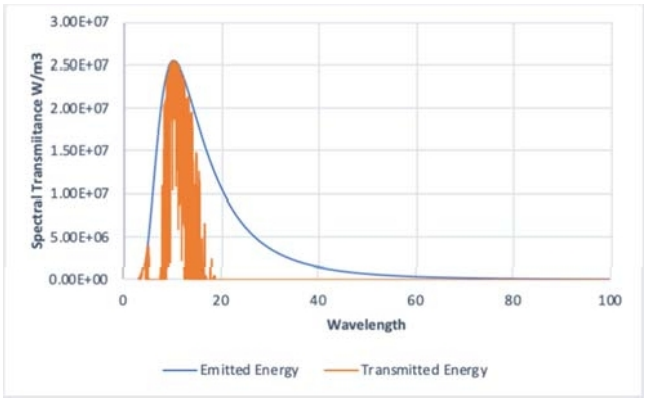


Abbildung 5: *Spektrale Transmission durch die Atmosphäre von H2O v Wellenlänge µm.*

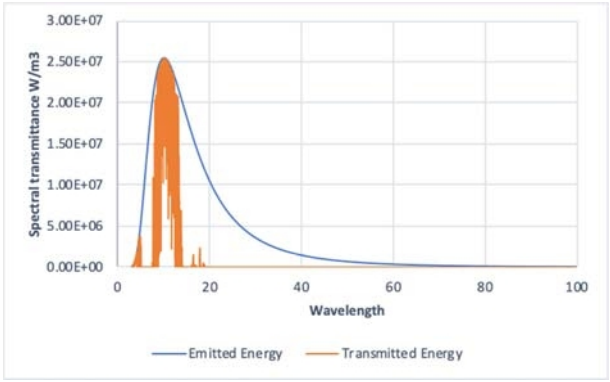


Abbildung 6: *Kombinierte spektrale Transmission von $_{CO2}$ + H2O durch die Atmosphäre v Wellenlänge µm.*

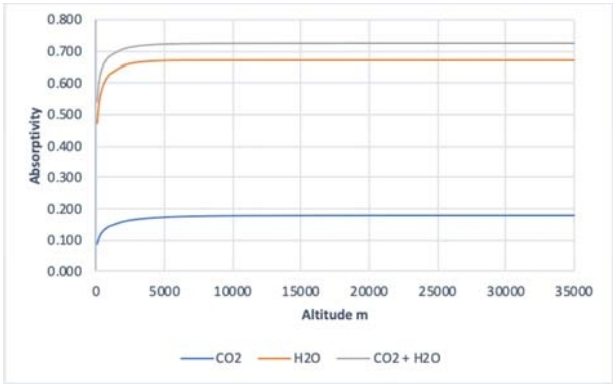


Abbildung 7: *Variation der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit in Abhängigkeit von der Höhe.*

Es ist auch möglich, die Absorption von Energie zu berechnen, da sie

steigt von Meereshöhe auf 35000 m, wie in Abbildung 7 dargestellt. Wie zu sehen ist, findet der größte Teil der Strahlungsabsorption in den unteren 5000 m der Atmosphäre statt. Oberhalb dieser Höhe wird die Strahlung in den Absorptionsbanden von CO_2 und H_2O absorbiert und auf nahezu Null reduziert. Eine weitere Absorption kann kaum mehr stattfinden. Die Berechnungen und diese Grafik zeigen, dass die gesamte atmosphärische Absorptionsfähigkeit aufgrund von H_2Ound CO_2bei 72,6 % liegt, wobei der dominierende Absorber H_2O 67,0 % beiträgt, während der Einfluss von 400 ppm CO_2zusätzliche 5,6 % ausmacht. Es ist zu beachten, dass ohne das Vorhandensein von H_2Odie Absorption durch CO_2 18 % betragen würde. Die sich überlappenden spektralen Absorptionsbanden der dominanten H_2O-Moleküle reduzieren denEinfluss von CO_2 auf 5,6 %.

2.6. Auswirkungen von Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O)

CH_4 und N_2O gelten als starke Absorber langwelliger Infrarotenergie und werden als bedeutende Faktoren für die globale Erwärmung angesehen. Es wird behauptet, dass CH_4 pro Masseneinheit ein 86-mal stärkeres Treibhauspotenzial hat als CO_2 (Etminan, Myhre, Highwood und Shine, 2016) [15].

2.6.1. Aktuelle Konzentrationen in der Atmosphäre 1,8 ppm CH_4 und 0,32 ppm N_2O

Die spektralen Durchlässigkeiten von 1,8 ppm CH_4 und 0,32 ppm N_2O werden ebenfalls anhand der HITRAN-Datenbank berechnet und sind in den Abbildungen 8 und 9 dargestellt. Die gesamte Infrarotabsorption dieser beiden Gase erfolgt bei Wellenlängen unter 20 µm. Bei der gesamten atmosphärischen Infrarotdurchlässigkeit, einschließlich.

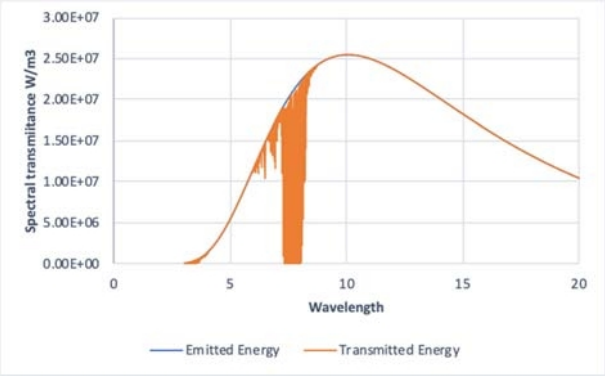


Abbildung 8. *Spektrale Transmission durch die Atmosphäre von 1,8 ppm CH_4 v Wellenlänge µm.*

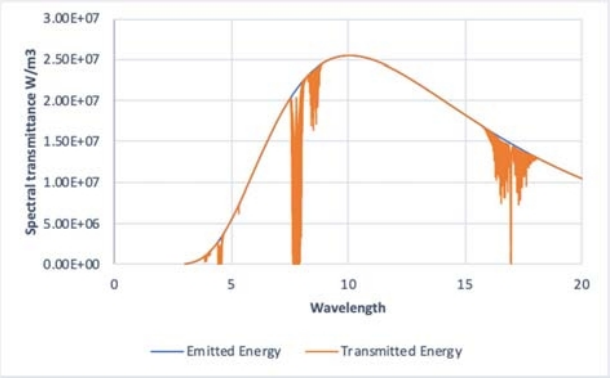


Abbildung 9: *Spektrale Transmission durch die Atmosphäre von 0,32 ppm N2O v Wellenlänge µm.*

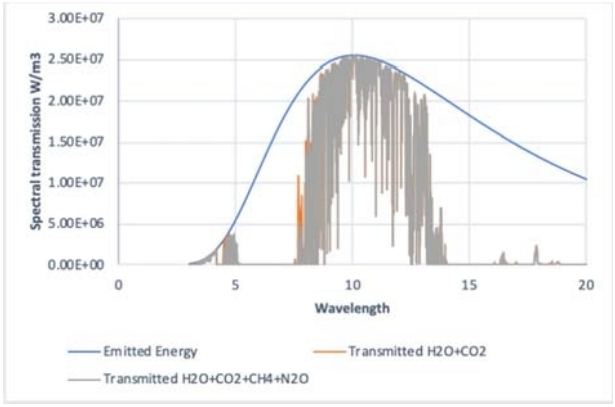


Abbildung 10: *Gesamtspektrale Transmission von $_{CH4}$ + N2O + $_{CO2}$ + H2O durch die Atmosphäre v Wellenlänge µm.*

CH_4 und N_2O sind in Abbildung 10 dargestellt, überlagert mit der Transmission durch H_2O und CO_2 allein. Es wird sofort deutlich, dass der Einfluss von CH_4 und N_2O fast vollständig von den kombinierten überlappenden Absorptionsbanden von H_2O und CO_2 überdeckt wird. Dennoch gibt es einen kleinen messbaren Effekt, da die gesamte atmosphärische Absorptionsfähigkeit durch den Beitrag dieser beiden Gase bei den aktuellen atmosphärischen Konzentrationen von 72,6 % auf 73,0 % steigt, was einer Zunahme von 0,4 % entspricht.

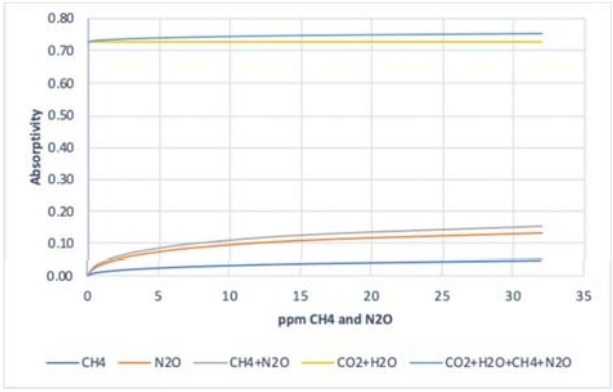


Abbildung 11. *Variation der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit in Abhängigkeit von der $_{CH4}$ und N2O-Konzentration.*

2.6.2. Steigende Konzentrationen von CH_4 und N_2O

CH_4 und N_2O sind in der Tat sehr starke Absorber von Infrarotstrahlung. Eine Erhöhung der Konzentrationen jedes Gases auf 30 ppm (eine 16-fache Erhöhung im Fall von CH_4 und eine fast 100-fache Erhöhung im Fall von N_2O) würde zu einer kombinierten Absorption von 15 % führen, was nahe am Wert von 18 % für 400 ppm CO_2 liegt.Die kombinierte Absorptionswirkung in Gegenwart von H_2Ound CO_2 reduziert diese Absorption jedoch auf weniger als 3 %, wie in Abbildung 11 zu sehen ist, da sich die Absorptionsbanden von CO_2 und H_2Oüberlappen. Es wäre also eine enorme Erhöhung der atmosphärischen Konzentrationen dieser Gase erforderlich, um einen signifikanten Einfluss auf die gesamte atmosphärische Infrarotabsorption zu haben.

2.7. Speicherung der absorbierten Energie

Der berechnete Wert von 0,730 für die Absorption der von der Erde abgestrahlten Energie für die derzeitige durchschnittliche Atmosphäre

Bedingung (400 ppm CO_2 , 80 % relative Luftfeuchtigkeit, 1,8 ppm CH_4 , 0,32 ppm N_2O und Temperatur 288 K) können wir ohne Annahmen oder gar Kenntnisse der komplexen atmosphärischen Thermodynamik den Anteil „n" der absorbierten Energie bestimmen, der von der Erde zurückgehalten wird.

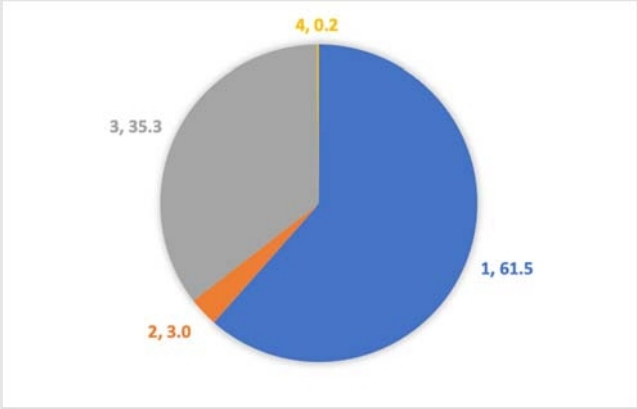


Abbildung 12. *Gesamtstrahlungstransmission und zurückgehaltene Absorption der Atmosphäre.*

Sektor 1 Blau % In den Weltraum abgestrahlte Energie 61,5 %
Sektor 2 Orange % Von $_{CO2}$ absorbierte Strahlungsenergie 3,0 %
Sektor 3 Grau % Von H2O absorbierte Strahlungsenergie 35,3 %
Sektor 4 Gelb % Von $_{CH4}$ + N2O absorbierte Strahlungsenergie 0,2 %

Aus (3) $n=0{,}385/a_0$
Während a_0 =0,730
Somit n=0,5274

Dies deutet darauf hin, dass nur 52,74 % der von der Atmosphäre absorbierten Strahlungsenergie tatsächlich vom System Erde/Atmosphäre zurückgehalten wird. Die Netto-Rückhaltung der abgestrahlten Energie beträgt also 52,74 % von 73,0 % = 38,5 %, sodass 61,5 % der abgestrahlten Energie in den Weltraum übertragen werden, um die Sonneneinstrahlung auszugleichen und eine durchschnittliche Erdtemperatur von 288 Kelvin zu erzeugen. Die gesamte Absorption und Übertragung der abgestrahlten Energie ist in dem Kreisdiagramm in Abbildung 12 zusammengefasst.

Durch Berechnung des Absorptionsgrades „a" für eine Reihe von atmosphärischen Gaskonzentrationen unter Verwendung der HITRAN-Datenbank kann nun die Erdtemperatur T aus (2) durch Einsetzen von n=0,5274 bestimmt werden.
so dass

$$T=\frac{255}{\sqrt[4]{1-0{,}5274\cdot a}}\ \text{Kelvin} \qquad (6)$$

ermöglicht eine genaue Bewertung der Klimasensitivität gegenüber Schwankungen der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit und damit gegenüber der Konzentration von „Treibhausgasen".

Tabelle 1. *Variation der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit mit der CO2-Konzentration.*

$_{CO2}$ ppm	0	10	50	100	200	400	800	1600
CO2-Absorption %	0	9,7	13,5	15,2	17,0	18,7	20,4	22,3
Gesamtabsorption %	67,7	70,2	71,2	71,8	72,4	73,0	73,0	74,6

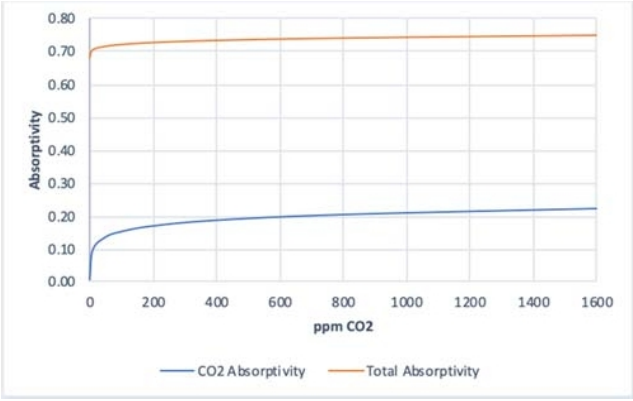


Abbildung 13. *Atmosphärisches Absorptionsvermögen v ppm $_{CO2}$.*

3. Auswirkungen der Atmosphäre auf das Gleichgewicht

der Erdtemperatur

3.1. Variation der Gesamtabsorptionsfähigkeit mit der atmosphärischen CO_2-Konzentration

Die Wiederholung des Berechnungsverfahrens unter Verwendung von HITRAN-Daten für CO_2-Konzentrationen von 50 ppm bis 1600 ppm ergibt die Daten in Tabelle 1 und Abbildung 13 für die Gesamtabsorption, die die Absorption durch H_2O, 1,8 ppm CH_4und 0,32 ppm N_2O umfasst.

3.2. Variation der Gleichgewichtstemperatur der Erde mit der CO_2-Konzentration

Unter Verwendung von (5) $T=\frac{255}{\sqrt[4]{1-0{,}5274\cdot a}}$ Kelvin

Die entsprechenden Temperaturänderungen, da sich die Absorptionsfähigkeit mit der CO_2-Konzentration ändert, sind in der folgenden Tabelle 2 und Abbildung 14 dargestellt. Eine Erhöhung der$_{CO(2)}$-Konzentrationen von derzeit 400 ppm auf 1600 ppm würde zu einem Anstieg der globalen Temperaturen von 288 K auf 289 K führen, was einer Zunahme von nur 1 Kelvin entspricht.

Tabelle 2. *Veränderung der Gleichgewichtstemperatur der Erde in Abhängigkeit von der CO_2-Konzentration, unter der Annahme, dass alle anderen Bestandteile der Atmosphäre auf ihren aktuellen Werten bleiben*

$_{CO2}$ ppm	10	50	10	200	400	800	1600
Temperatur Kelvin	284,8	286,2	286,9	287,6	288,0	288,4	289,0

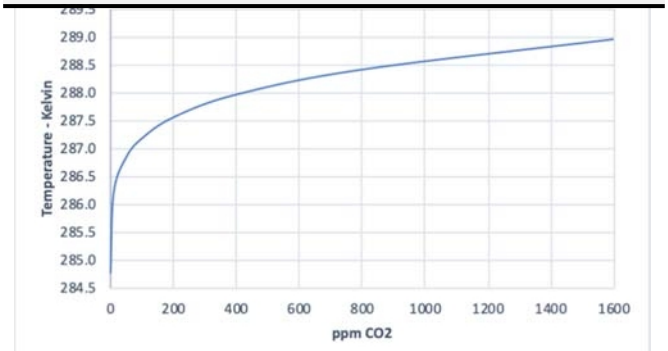


Abbildung 14. *Schwankungen der Erdtemperatur in Abhängigkeit von der $_{CO2}$-Konzentration.*

3.3. Schwankungen der Gleichgewichtstemperatur der Erde in Abhängigkeit von der $CH_{(4)}$ und N_2O-Konzentration

3.3.1. CH_4 Methan

Die Absorptionsfähigkeit von Methan in der Atmosphäre bei Konzentrationen von bis zu 28,8 ppm, dem 16-fachen des aktuellen atmosphärischen Niveaus, wird anhand von HITRAN-Daten berechnet und ist in Tabelle
3. In Tabelle 3 sind außerdem die gesamten atmosphärischen Absorptionswerte aufgeführt, einschließlich der Auswirkungen der aktuellen atmosphärischen Konzentrationen von CO_2 , H_2 O und N_2 O und der daraus resultierenden Gleichgewichtstemperatur, die anhand von (5) berechnet wurde.

Tabelle 3. *Veränderung der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit und der Erdtemperatur bei einer Veränderung der CH4-Konzentration um das bis zu 16-fache des aktuellen Wertes von 1,8 ppm.*

ppm $_{CH4}$	1,8	3,6	7,2	14,4	28,8
$_{CH4}$-Absorption %	1,6	2,1	2,8	3,7	4,7
Gesamtabsorption %	73,03	73,1	73,22	73,36	73,54
Temperatur Kelvin	287,97	288,02	288,09	288,17	288,28

Tabelle 4. *Veränderung der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit und der Erdtemperatur bei einer Veränderung der N2O-Konzentration auf das 16-fache des aktuellen Wertes von 0,32 ppm.*

ppm N2O	0,32	0,64	1,28	2,56	5,12
N2O-Absorption %	1,7	2,6	3,8	5,4	7,3
Gesamtabsorption %	73,03	73,14	73,30	73,54	73,87
Temperatur Kelvin	287,97	288,04	288,14	288,28	288,49

3.3.2. N_2 O Lachgas

Ähnliche HITRAN-Berechnungen für N_2 O-Konzentrationen bis zu 5,1 ppm, wiederum das 16-fache des aktuellen atmosphärischen Niveaus von 0,32 ppm, sind in Tabelle 4 aufgeführt, die die Auswirkungen auf die Absorptionsfähigkeit und Temperatur zeigt.

Obwohl sowohl CH_4 als auch N_2 O als starke Absorber von Infrarotstrahlung bekannt sind, wird ihre Wirkung durch die dominante H_2 O-Strahlungsabsorption so stark gedämpft, dass selbst eine unwahrscheinliche 16-fache Erhöhung der Konzentrationen nur zu einem Anstieg der Erdtemperatur um 0,3 K aufgrund von CH_4 und um 0,5 K aufgrund von N_2 O führen würde.

3.4. Die Auswirkungen von H_2 O

Die maximale H_2 O-Konzentration, die in der Atmosphäre gehalten werden kann, ist eine direkte Folge der Temperatur und wird durch den Sättigungsdampfdruck bestimmt. Die tatsächlichen H_2 O-Konzentrationen liegen meist unter diesem Maximalwert, der durch den Bruchteil „relative Luftfeuchtigkeit" (RH) dargestellt wird. Für diese Berechnungen wurde durchgehend eine RH von 0,8 angenommen. Es wäre sinnvoll zu ermitteln, welchen Einfluss Schwankungen der RH auf die atmosphärische Absorption und die Erdtemperaturen haben. Die Ergebnisse der Berechnungen der RH-Schwankungen von 0,6 bis 1,0 sind in Tabelle 5 und den Abbildungen 15 und 16 dargestellt. Eine Schwankung der relativen Luftfeuchtigkeit von +/- 20 % führt zu einer Schwankung der durchschnittlichen Erdtemperatur von +/- 0,6 K.

Tabelle 5. *Auswirkungen von Schwankungen der mittleren relativen Luftfeuchtigkeit RH auf die atmosphärische Absorptionsfähigkeit und die Erdtemperatur.*

Relative Luftfeuchtigkeit %	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
H2O-Absorption %	65,1	66,1	67	67,8	68,6
Gesamtabsorption %	72	72,5	73	73,5	73,9
Temperatur Kelvin	287,3	287,7	288,0	288,2	288,5

Auf den ersten Blick ist dies eine überraschend geringe Temperaturschwankung, bis man erkennt, dass die Hauptabsorptionsbanden von H_2O bereits gut gesättigt sind, da fast die gesamte Infrarotenergie in diesen Banden bereits absorbiert wurde. Änderungen der H_2O-Konzentration haben kaum weitere Auswirkungen.

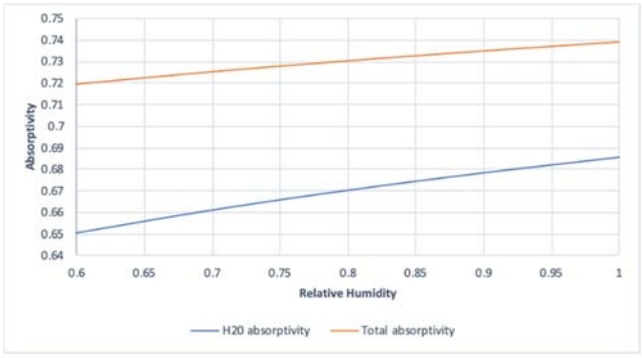


Abbildung 15: *Variation der atmosphärischen Absorptionsfähigkeit in Abhängigkeit von der durchschnittlichen relativen Luftfeuchtigkeit der Erde.*

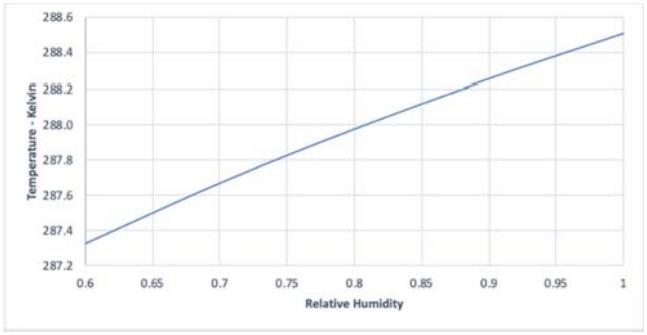


Abbildung 16: *Schwankung der Erdtemperatur in Abhängigkeit von der relativen Luftfeuchtigkeit.*

3.5. Wasserdampf-Rückkopplung

Es wird oft behauptet, dass steigende Temperaturen aufgrund steigender CO_2-Konzentrationen zu einer positiven Rückkopplung führen, da auch der SVP von H_2 O ansteigt, wodurch die Atmosphäre mehr Feuchtigkeit speichern kann, was zu deutlich höheren Klimasensitivitätswerten führt (Held und Soden 2000) [16].

Nehmen wir einen Temperaturanstieg ΔT_0 aus beliebigen Gründen an. Dieser Anstieg führt zu einem Anstieg des Sättigungsdampfdrucks von H_2 O und zu einem Anstieg der H_2 O-Konzentration ΔH_2 O, proportional zum Temperaturanstieg. ΔH_2 O=j·ΔT(0) wobei „j" die Konzentrationsproportionalitätskonstante ist.

Die erhöhte Konzentration wiederum erhöht die Infrarotabsorption, was zu einem weiteren Anstieg der Temperatur ΔT_1 proportional zu ΔH_2 O führt.

ΔT_1 =k · $\Delta H_{(2)\ O}$ „k" ist die Temperaturproportionalitätskonstante.

Somit gilt ΔT_1 =j·$_{k\cdot\Delta T(0)}$

Natürlich führt dieser Temperaturanstieg ΔT_1 selbst zu einem weiteren Temperaturanstieg $\Delta T_{(2)}$, wobei

$$\Delta T_2 = j\cdot k\cdot \Delta T(1) = {}_{j\cdot k)(2)\ \Delta T(0}$$

Und so weiter, was zu einem Gesamt-Temperaturanstieg führt

$$\Delta T = \Delta T_0 + \Delta T_1 + \Delta T_2 + \ldots\ldots \Delta T_n + \ldots\ldots$$

$$=\Delta T_0 \cdot \Sigma(n)\ (j\cdot k)(n)\ \text{für } n=0 \text{ bis } \infty$$

Σ_n $(j\cdot k)(n)$ ist eine unendliche Reihe, die, wenn $(j\cdot k) \geq 1$, divergiert und das atmosphärische System instabil und die Erde unbewohnbar macht. Wenn $(j.k) < 1$ ist, konvergiert die Reihe, und der Einfluss von $H_{(2)}O$ verstärkt den ursprünglichen Temperaturanstieg $\Delta T_{(0)}$. Die Frage ist nun, um wie viel?

Um dies zu beantworten, müssen den Koeffizienten „j" und „k" numerische Werte zugewiesen werden. Differenzierung der Gleichung für SVP
(5) liefert in Bezug auf T Werte für die Temperaturempfindlichkeit d(SVP)/dT des SVP (Abbildung 17).

Aus diesen Daten zur SVP-Variation mit der Temperatur lässt sich ein Wert für „j" ableiten. Da die Temperatur und damit auch der SVP mit der Höhe abnehmen, variiert auch die Empfindlichkeit des SVP gegenüber Temperaturänderungen d(SVP)/dT mit der Höhe. Aus Abbildung 17 ist jedoch leicht ersichtlich, dass die unteren Höhenstufen der Atmosphäre den mit Abstand stärksten Einfluss auf die Absorptionsfähigkeit haben. Ein realistischer und tatsächlich ungünstigster Wert für die Konstante „j" wäre der Wert auf Meereshöhe, der

$$j=0{,}088\ \%/K$$

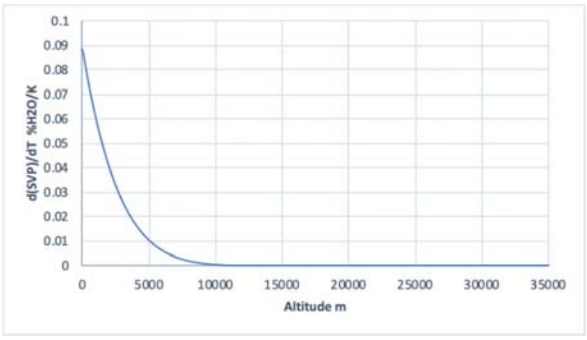


Abbildung 17. *Änderungsrate des gesättigten Dampfdrucks mit der Temperatur v Höhe.*

Für „k" muss zunächst Abbildung 16 betrachtet werden, die die Temperaturänderung bei Schwankungen des RH-Werts zeigt. Insbesondere wird deutlich, dass eine Schwankung der relativen Luftfeuchtigkeit von 0,6 bis 1,0 zu einer nahezu linearen Temperaturänderung von 1,2 K führt. Aus Abbildung 4 geht hervor, dass die $H_{(2)}O$-Konzentration auf Meereshöhe bei einer angenommenen relativen Luftfeuchtigkeit von 80 % 1,36 % beträgt. Eine Änderung der relativen Luftfeuchtigkeit von 0,6 auf 1,0 führt somit zu einer Änderung der Konzentration um 0,68 %.

Somit ist k=1,2 K/0,68 %=1,765 K/%H_2O Und somit ist j·k=0,088 x 1,765=0,155

Dies führt dazu, dass die unendliche Reihe Σ_n $(j\cdot k)(n)$ zu einem Wert von 1,183 konvergiert, der zu einem Verstärkungsfaktor aufgrund von H(2) O für jede Temperaturänderung in Kelvin aus beliebigen Gründen wird.

3.6. Temperaturrückkopplung

Es gibt eine weitere Rückkopplung, die oft übersehen wird. Mit steigender Temperatur nimmt die von der Erde abgegebene Planck-Strahlung proportional zu T^4zu. Die Spitzenintensität verschiebt sich ebenfalls zu kürzeren Wellenlängen. Dies verändert geringfügig die Gesamtabsorption durch die Treibhausgase, da deren Absorptionsvermögen ebenfalls wellenlängenabhängig ist. Abbildung 18 zeigt die Gesamtabsorptionsänderung der Atmosphäre in Abhängigkeit von der Erdtemperatur. Es handelt sich um eine nahezu lineare Beziehung mit einem negativen Gradient. Mit steigender Temperatur nimmt die Absorptionsfähigkeit ab. Dies führt zu einem negativen Rückkopplungseffekt, der dem H_2O-Rückkopplungseffekt ähnelt, jedoch in die entgegengesetzte Richtung wirkt. Die Abnahme der Absorptionsfähigkeit führt zu einer entsprechenden Abnahme der Temperatur und so weiter. Abbildung 19 zeigt die Beziehung für die Temperaturabfall aufgrund einer Abnahme der Absorptionsfähigkeit.

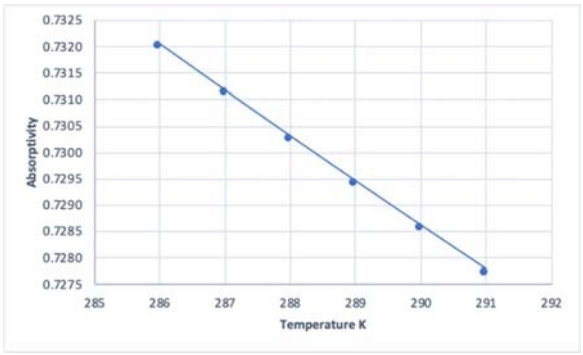


Abbildung 18. *Variation der Gesamtabsorptionsfähigkeit mit der Strahlungstemperatur der Erde. Steigung = -0,0855 % Absorption/Kelvin.*

Genau wie bei der H_2O-Rückkopplung wird die Temperaturänderung ΔT durch die unendliche Reihe

$$\Delta T=\Delta T_0 \cdot \Sigma(n)\ (p\cdot q)(n)\ \text{für } n=0 \text{ bis } \infty$$

Dabei ist „p" die Steigung der Absorption v Temperatur in Abbildung 18 in %/Kelvin und q die Steigung des Temperaturanstiegs aufgrund einer Zunahme der Absorptionsfähigkeit in Abbildung 19 in Kelvin/%.

$$p=.-\ 0{,}08555\ \%/\text{Kelvin}$$

$$\text{und } q=0{,}6173\ \text{Kelvin}/\%$$

, was zu einem Wert für p x q von - 0,0528 und einem Wert für die unendliche Reihe Σ_n $(p\cdot q)(n)$ von 0,9498 führt, einem Rückkopplungsfaktor, der der H(2) O-Rückkopplung tatsächlich entgegenwirkt. Ein Gesamt-Rückkopplungsmultiplikator ergibt sich aus der Multiplikation der beiden beitragenden Rückkopplungsfaktoren

$$0{,}9498 \text{ x } 1{,}183=1{,}124$$

, wodurch der Rückkopplungseffekt von H_2 O um ein Drittel von einer Zunahme von 18,3 % auf eine Zunahme von 12,4 % reduziert wird.

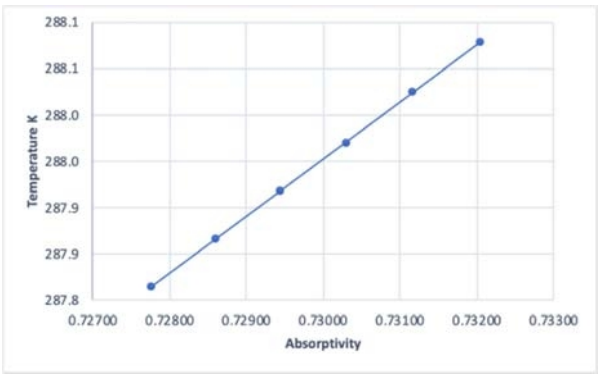


Abbildung 19: *Temperaturänderung bei atmosphärischer Absorptionsfähigkeit Steigung = 0,6173 K/%Absorption.*

4. Gleichgewichtsklimasensitivität

Es ist nun möglich, aussagekräftige und genaue Werte für die Klimasensitivität aller „Treibhausgase" abzuleiten, definiert als die Veränderung der durchschnittlichen Erdtemperatur bei Erreichen des Gleichgewichts aufgrund der Auswirkungen einer Verdopplung der Gaskonzentration.

4.1. Klimasensitivität gegenüber CO_2

Aus Abschnitt 3.2 Tabelle 2 geht hervor, wie sich die Gleichgewichtstemperatur bei aufeinanderfolgenden Verdopplungen der CO_2-Konzentration von 50 ppm bis 1600 ppm verändert. Die entsprechenden Temperaturänderungen für jede Verdopplung lassen sich leicht in Tabelle 6 berechnen und sind in Abbildung 20 dargestellt. Wie zu sehen ist, ist die „Klimasensitivität" nicht konstant, sondern steigt mit zunehmender CO_2-Konzentration langsam an. Dennoch zeigen die Werte, dass die Klimasensitivität bei den aktuellen CO_2-Werten (400 ppm) in der Größenordnung von 0,45 Kelvin liegt. Bei Anwendung des kombinierten Rückkopplungsfaktors $_{H_2O}$und des Temperaturmultiplikationsfaktors von 1,124 erhöht sich die CO_2-Klimasensitivität auf 0,50 Kelvin, was immer noch deutlich unter den meisten veröffentlichten Werten liegt.

Tabelle 6. *$_{CO2}$-Klimasensitivität.*

Verdopplung $_{der\ CO2\text{-}Konzentration}$ in ppm	50	100–200	200–400	400–800	800–1600
Klimasensitivität K	0,34	0,38	0,41	0,45	0,54
Empfindlichkeit x Rückkopplung K 0,38		0,42	0,46	0,50	0,61

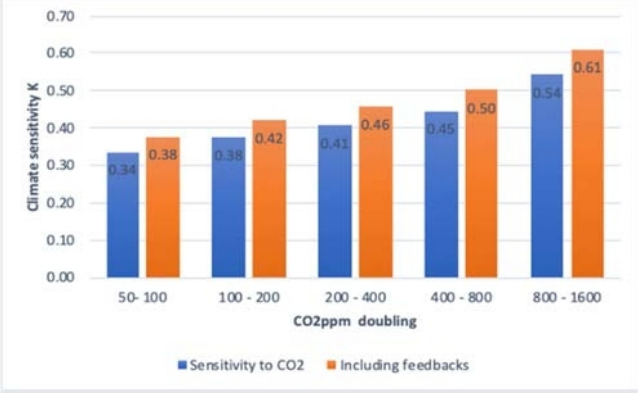


Abbildung 20. *Klimasensitivität gegenüber $_{CO2}$.*

4.2. Klimasensitivität gegenüber CH_4 und N_2O

Abschnitt 3.3 enthält Daten zu den Veränderungen der Erdtemperatur bei einer Verdopplung der Konzentrationen von CH_4 und N_2O.

Methan CH_4 :- Tabelle 7 und Abbildung 21

Tabelle 7. *Klimasensitivität von $_{CH4}$.*

Verdopplung von $_{CH4}$ ppm	1,8–3,6	3,6–7,2	7,2	14,4–28,8
Klimasensitivität K	0,05	0,07	0,09	0,11
Empfindlichkeit x Rückkopplung K	0,06	0,08	0,10	0,12

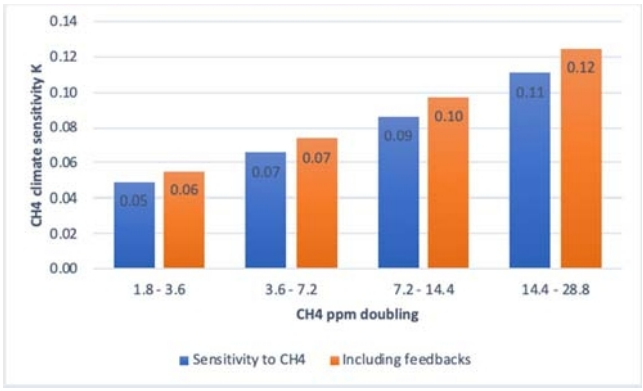


Abbildung 21: *Klimasensitivität gegenüber $_{CH4}$.*

Distickstoffmonoxid N_2O:-Tabelle 8 und Abbildung 22

Tabelle 8. *Klimasensitivität von N2O.*

Verdopplung von N2O ppm	0,32	0,64	1,28–2,56	2,56–5,12
Klimasensitivität K	0,07	0,10	0,15	0,21
Empfindlichkeit x Rückkopplung K 0,08		0,11	0,16	0,23

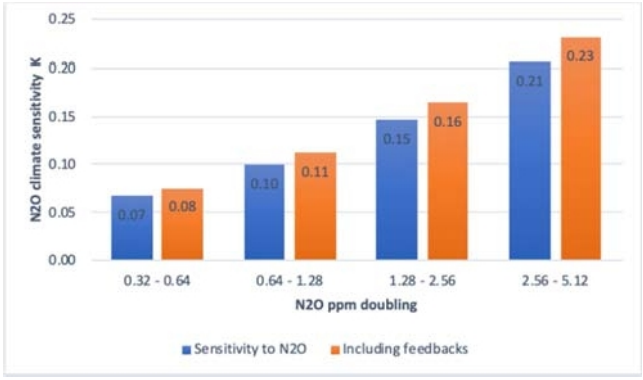


Abbildung 22. *Klimasensitivität gegenüber N2O.*

Es ist klar, dass die Klimasensitivität für diese beiden Gase keine Konstante ist. Sie steigt mit der Konzentration, aus dem einfachen Grund, dass bei diesen niedrigen Konzentrationen die wichtigsten Strahlungsabsorptionsbanden noch nicht gesättigt sind. Bei den derzeitigen atmosphärischen Konzentrationen von 1,8 ppm CH_4 und 0,32 ppm N_2O liegen die aktuellen Klimasensitivitäten einschließlich Rückkopplungseffekten bei 0,06 bzw. 0,08 Kelvin. Obwohl beide Gase als starke Treibhausgase beschrieben werden, ist ihr tatsächlicher Einfluss auf die Erdtemperaturen bei den aktuellen Konzentrationswerten so gering, dass er fast nicht messbar ist.

5. Weitere Überlegungen

5.1. Der Einfluss von Wolken

Die offensichtliche Auswirkung von Wolken besteht darin, dass sie die Reflektivität der Erde erhöhen und somit die einfallende Sonnenstrahlung I_0reduzieren,was einen kühlenden Einfluss auf die Erde hat. Diese Arbeit befasst sich jedoch mit den Auswirkungen der zurückgehaltenen IR-Emissionen der Erde.

Die Wolkendecke hat keinen Einfluss auf die Absorption von Treibhausgasen in der Atmosphäre, wirkt sich jedoch auf die insgesamt absorbierte Energie

und möglicherweise auf den Energiespeicherfaktor „n" in einer Weise, die schwer zu quantifizieren ist. Durch die Verwendung der aktuellen durchschnittlichen Erdbedingungen, einschließlich der Wolken, als Kalibrierungspunkt zur Bestimmung eines effektiven Wertes für „n", der mit der mittleren Erdtemperatur von 288 K übereinstimmt, wurde der aktuelle durchschnittliche Einfluss der Wolken jedoch bereits berücksichtigt. Dies allein sagt jedoch noch nichts über die Art dieses Einflusses aus.

Die Struktur von Wolken ist vielfältig und komplex. Es ist nahezu unmöglich, eine Reihe von Gleichungen abzuleiten, um die Entstehung, Struktur und den Einfluss von Wolken auf die Speicherung absorbierter Energie und damit auf die Strahlungsbilanz der Erde zu beschreiben. Diese Arbeit stützt sich bisher auf die umfangreiche HITRAN-Spektraldatenbank, grundlegende Physik und einfache Mathematik, um Werte für die Klimasensitivität zu bestimmen. Jeder Versuch, den weiteren Einfluss von Wolken abzuschätzen, würde nur auf Spekulationen beruhen und wäre für diese Arbeit nicht geeignet.

5.2. Auswirkungen des jüngsten Anstiegs des CO_2-Gehalts in der Atmosphäre

Es ist interessant, den Temperaturanstieg zu berechnen, der aufgrund des Anstiegs der CO_2-Konzentration in der Atmosphäre von 280 ppm zu Beginn der industriellen Revolution auf derzeit 420 ppm, gemessen am Observatorium Mona Loa, eingetreten ist. (K. W. Thoning et. al. 2019) [17]. Die HITRAN-Berechnungen zeigen, dass die Absorptionsfähigkeit der Atmosphäre aufgrund des Anstiegs um 140 ppm $_{CO_2}$ von 0,727 auf 0,730 gestiegen ist, was zu einem Temperaturanstieg von 0,24 Kelvin geführt hat. Dies ist somit das gesamte Ausmaß der anthropogenen globalen Erwärmung bis heute.

6. Schlussfolgerungen

Um das Strahlungsgleichgewicht an der „Obergrenze der Atmosphäre" (TOA) bei einer durchschnittlichen Erdtemperatur von 288 Kelvin zu erreichen, sollten nur 61,5 % der von der Erde abgestrahlten Energie in den Weltraum gelangen, während 38,5 % von der Atmosphäre/Erde absorbiert und zurückgehalten werden. Die Verwendung der HITRAN-Datenbank mit Absorptionsspektren von Gasen zeigt, dass die derzeitige atmosphärische Absorption 73,0 % der gesamten Strahlungsemissionen beträgt, von denen 52,74 % von der Erde/Atmosphäre zurückgehalten werden müssen, um das derzeitige TOA-Gleichgewicht zu erreichen. Dies ist eine einfache Darstellung des derzeitigen Temperaturgleichgewichts der Erde.

Die zurückgehaltene Strahlungsabsorption von 38,5 % setzt sich zusammen aus 35,3 % für H_2O, 3,0 % für CO_2 und lediglich 0,2 % für CH_4 und N_2O zusammen. Daraus folgt, dass die Erwärmung der Erde um 33 Kelvin von 255 Kelvin, die allgemein als Temperatur der Erde ohne Atmosphäre anerkannt ist, auf die derzeitige Durchschnittstemperatur von 288 Kelvin, ein Anstieg um 29,4 K ist, der auf H_2O zurückzuführen ist.

3,3 K für CO_2 und 0,3 K für CH_4 und N_2O zusammen. H_2O ist das mit Abstand dominierende Treibhausgas, dessen Konzentration in der Atmosphäre ausschließlich von der Temperatur der Atmosphäre bestimmt wird. Darüber hinaus ist die Stärke der H_2O-Infrarotabsorptionsbanden so groß, dass die Strahlung innerhalb dieser Banden schnell in der unteren Atmosphäre absorbiert wird, was zu einem weiteren Anstieg der H_2O-Konzentrationen führt, die kaum Auswirkungen auf die atmosphärische Absorption und damit auf die Erdtemperaturen haben. Ein Anstieg der durchschnittlichen relativen Luftfeuchtigkeit um 1 % führt zu einem Temperaturanstieg von 0,03 Kelvin.

Im Vergleich $_{dazu}$spielt$_{CO_2}$nur eine untergeordnete Rolle. Es besitzt jedoch starke spektrale Absorptionsbanden, die wie H_2O den größten Teil der Strahlungsenergie innerhalb dieser Banden in der unteren Atmosphäre absorbieren. Es hat auch den großen Nachteil, dass die meisten seiner Absorptionsbanden mit denen von H_2O überlappen, wodurch seine Wirksamkeit stark verringert wird. Tatsächlich wird die Klimasensitivität bei einer Verdopplung des CO_2-Gehalts von 400 ppm auf 800 ppm auf 0,45 Kelvin berechnet. Diese steigt auf
0,50 Kelvin, wenn Rückkopplungseffekte berücksichtigt werden. Dieser Wert liegt deutlich unter den Angaben des IPCC von
1,5 bis 4,5 Kelvin deutlich niedriger.

Der Beitrag von CH_4 und N_2O ist verschwindend gering. Sie tragen nicht nur lediglich 0,3 Kelvin zur aktuellen Temperatur der Erde bei, ihre Klimasensitivität bei einer Verdopplung ihrer derzeitigen Konzentration in der Atmosphäre beträgt auch nur 0,06 bzw. 0,08 Kelvin. Wie bei CO_2 überschneiden sich ihre Absorptionsspektren weitgehend mit den H_2O-Spektren, was ihre Auswirkungen ebenfalls erheblich reduziert.

Es wird oft behauptet, dass ein wesentlicher Faktor für die globale Erwärmung der positive Rückkopplungseffekt von H_2O ist. Wenn sich die Atmosphäre erwärmt, steigt auch die atmosphärische Konzentration von H_2O, was zu einem weiteren Temperaturanstieg führt, was darauf hindeutet, dass irgendwann ein Kipppunkt erreicht werden könnte, an dem es zu einer unkontrollierbaren Erwärmung kommt. Die Berechnungen in diesem Artikel zeigen, dass dies einfach nicht der Fall ist. Es gibt zwar einen positiven Rückkopplungseffekt aufgrund des Vorhandenseins von H_2O, dieser beschränkt sich jedoch auf einen Multiplikationseffekt von 1,183 auf jeden Temperaturanstieg. So erhöht er beispielsweise die CO_2 -Klimasensitivität von 0,45 K auf 0,53 K.

Eine weitere Rückkopplung wird jedoch durch eine Verringerung der Absorptionsfähigkeit der Atmosphäre verursacht, da die spektrale Strahlungsintensität der von der Erde abgegebenen Energie mit der Temperatur zunimmt und sich die Spitzenemissionen leicht in Richtung niedrigerer Strahlungswellenlängen verschieben. Dies führt zu einer negativen Rückkopplung mit einem Temperaturmultiplikator von 0,9894. Daraus ergibt sich ein Gesamt-Rückkopplungsmultiplikator von 1,124, wodurch die effektive CO_2-Klimasensitivität von 0,53 auf 0,50 Kelvin sinkt.

Rückkopplungseffekte spielen bei der Erwärmung der Erde nur eine untergeordnete Rolle. Es gibt keinen Kipppunkt und kann auch niemals einen geben. Mit steigender Konzentration von Treibhausgasen nimmt die Temperaturempfindlichkeit gegenüber diesen Konzentrationen immer weiter ab. Die Erdatmosphäre ist ein nahezu perfektes Beispiel für ein stabiles System. Es ist auch möglich, die Auswirkungen des Anstiegs der CO_2-Konzentrationen von 280 ppm vor der Industrialisierung auf derzeit 420 ppm auf einen Anstieg der mittleren Temperatur der Erde um nur 0,24 Kelvin zurückzuführen, eine Zahl, die vollständig mit der berechneten Klimasensitivität von 0,50 Kelvin übereinstimmt.

Die Atmosphäre erweist sich, vor allem aufgrund der vorteilhaften Eigenschaften und Auswirkungen des H_2O-Absorptionsspektrums, als äußerst stabiler Moderator der globalen Temperaturen. Es besteht keine drohende Klimakatastrophe, und $_{CO_2}$ist nicht der Kontrollparameter für die globalen Temperaturen – diese Ehre gebührt H_2O. $_{CO_2}$ist aufgrund des Wunders der Photosynthese einfach nur der Unterstützer des Lebens auf diesem Planeten.

Symbole und Abkürzungen

a	Atmosphärische Absorptionsfähigkeit
a_0	Aktuelle atmosphärische Absorptionsfähigkeit c_1 1st Strahlungskonstante
c_2	2·Strahlungskonstante
e	Emissionsgrad der Erde
E	Emissionsleistung W/m²
E_λ	Durch die Atmosphäre bei Wellenlänge λ übertragene Energie
E_E	Gesamtenergie, die durch die Atmosphäre übertragen wird f Albedo der Erde
h_n	Höhenstufe (in 100-m-Abschnitten)
I_0	Sonnenstrahlung W/m²
IPCC	Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimawandel
j	H2O-Konzentrationsproportionalitätskonstante %/K
k	Temperatur-Proportionalitätskonstante K/%
K	Kelvin
L	Spektrale Strahlungsintensität W/m³
p	Absorptionstemperaturkoeffizient %/K ppm Konzentration in Teilen pro Million
q	Temperaturänderung bei Absorption K/%
r	Erdradius m
R	Strahlungsemission der Erde W/m² t Transmissivität
t_E	Gesamte übertragene Energie W/m² t_λ Transmissivität bei Wellenlänge λ
T	Erdtemperatur Kelvin
T_e	Effektive Erdtemperatur Kelvin TOA Obergrenze der Atmosphäre
ΔH	H2O-Konzentration inkrementeller Anstieg %
λ	Strahlungswellenlänge µm
σ	Stefansche Konstante W/m² /K⁴

Referenzen

[1] Zhong, W. Y. und J. D. Haigh (2013), Der Treibhauseffekt und Kohlendioxid, Weather, 68 (4), 100–105, doi: 10.1002/wea.2072.

[2] G. Myhre et al, Anthropogene und natürliche Strahlungsantriebe, Klimawandel 2013: Die physikalischen Grundlagen. Beitrag der Arbeitsgruppe I zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimawandel. Cambridge University Press, Cambridge, Vereinigtes Königreich (2013).

[3] H. Harde, Strahlungstransferberechnungen und Bewertung der globalen Erwärmung durch CO_2 , International Journal of Atmospheric Sciences, Band 2017, Artikel-ID 9251034.

[4] W. A. van Wijngaarden & W. Happer, Abhängigkeit der Wärmestrahlung von den fünf häufigsten Treibhausgasen. Atmospheric and Oceanic Physics arXiv: 2006.03098 (2020).

[5] S. E. Schwartz, Ressourcenbrief GECC-1: Der Treibhauseffekt und der Klimawandel: Der natürliche Treibhauseffekt der Erde, Am. J. Phys. 86, (8), 565-576, (2018).

[6] S. E. Schwartz, Ressourcenbrief GECC-2: Der Treibhauseffekt und der Klimawandel: Der verstärkte Treibhauseffekt, Am. J. Phys. 86, (9), 645-656, (2018).

[7] K. E. Trenberth, J. T. Fasullo und J. Kiehl, „Earth's Global Energy Budget", Bulletin of the American Meteorological Society, Band 90, Nr. 3, S. 311-323, 2009.

[8] Stevens, B., S. C. Sherwood, S. Bony und M. J. Webb (2016), Aussichten für eine Verringerung der Grenzen der Gleichgewichtsklimasensitivität der Erde, Earth's Future, 4, 512-522. Future, 4, 512–522 doi: 10.1002/2016EF000376.

[9] D. J. Wilson und J. Gea-Banacloche, Einfaches Modell zur Abschätzung des Beitrags von atmosphärischem CO_2 zum Treibhauseffekt der Erde, Am. J. Phys. 80 306 (2012).

[10] I. E. Gordon, L. S. Rothman et al., Die HITRAN2016-Datenbank für Molekülspektroskopie, JQSRT 203, 3-69 (2017).

[11] U.S. Standard Atmosphere 1976, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC, USA, 1976.

[12] A. L. Buck (1981), Neue Gleichungen zur Berechnung des Dampfdrucks und des Verstärkungsfaktors, J. Appl. Meteorol., 20: 1527-1532.

[13] Hermann Harde, „Strahlung und Wärmeübertragung in der Atmosphäre: Ein umfassender Ansatz auf molekularer Basis", International Journal of Atmospheric Sciences, Band 2013, Artikel-ID 503727, 26 Seiten, 2013. https://doi.org/10.1155/2013/503727.

[14] H. Harde, Strahlungs- und Wärmeübertragung in der Atmosphäre: Ein umfassender Ansatz auf molekularer Basis, Int. J. Atm. Sci. 503727, (2013).

[15] M. Etminan, G. Myhre, E. J. Highwood und K. P. Shine, Strahlungsantrieb von Kohlendioxid, Methan und Lachgas: Eine bedeutende Überarbeitung des Strahlungsantriebs von Methan, Geophys. Res. Lett. 43, 12614 (2016).

[16] I. M. Held und B. J. Soden (2000) Wasserdampf-Rückkopplung und globale Erwärmung, Annual Review of Energy and the Environment, Band 25:441-475 (Nov. 2000).

[17] K. W. Thoning, A. M. Crotwell und J. W. Mund (2021), Molekülanteile von Kohlendioxid in trockener Luft aus kontinuierlichen Messungen in Mauna Loa, Hawaii, Barrow, Alaska, Amerikanisch-Samoa und am Südpol. 1973–2019, Version 2021-02 Nationale Ozean- und Atmosphärenbehörde (NOAA), Global Monitoring Laboratory (GML), Boulder, Colorado, USA.