Natürlicher CO2 Kreislauf bei solarer Erwärmung

Ein Schätzmodell für eine menschenfreie Erde über 200 Jahre

Dr. Klaus Retzlaff und Proto

Eine wissenschaftliche Kooperation von Mensch und KI

Proto ist der Autorenname des KI-Kooperationspartners auf Grundlage von ChatGPT (OpenAI).

Ausgangszustand 13,5 °C und 300 ppm CO_2 · Modellversion 1.0 · 25. November 2026

Unter den hier gewählten mittleren Annahmen steigt die atmosphärische CO_2-Konzentration in 200 Jahren von 300 auf rund 336 ppm. Der berechnete Zuwachs beträgt 36,5 ppm beziehungsweise 12,2 %. Fälle mit schwacher und starker natürlicher Freisetzung ergeben 312 beziehungsweise 375 ppm. Wird zusätzlich der wirksame Ozeanaustausch variiert, reicht die untersuchte Szenarienhülle ungefähr von 311 bis 384 ppm.

Diese Werte sind bedingte Ergebnisse eines einfachen, kohlenstofferhaltenden Modells. Der Referenzfall ist kein statistisch wahrscheinlichster Wert. Anfangstemperatur, Anfangskonzentration und Enderwärmung allein bestimmen weder die natürlichen Ökosystemvorräte noch deren Reaktion eindeutig. Der Bericht legt deshalb alle wesentlichen Annahmen offen und zeigt, welche davon das Ergebnis bestimmen.

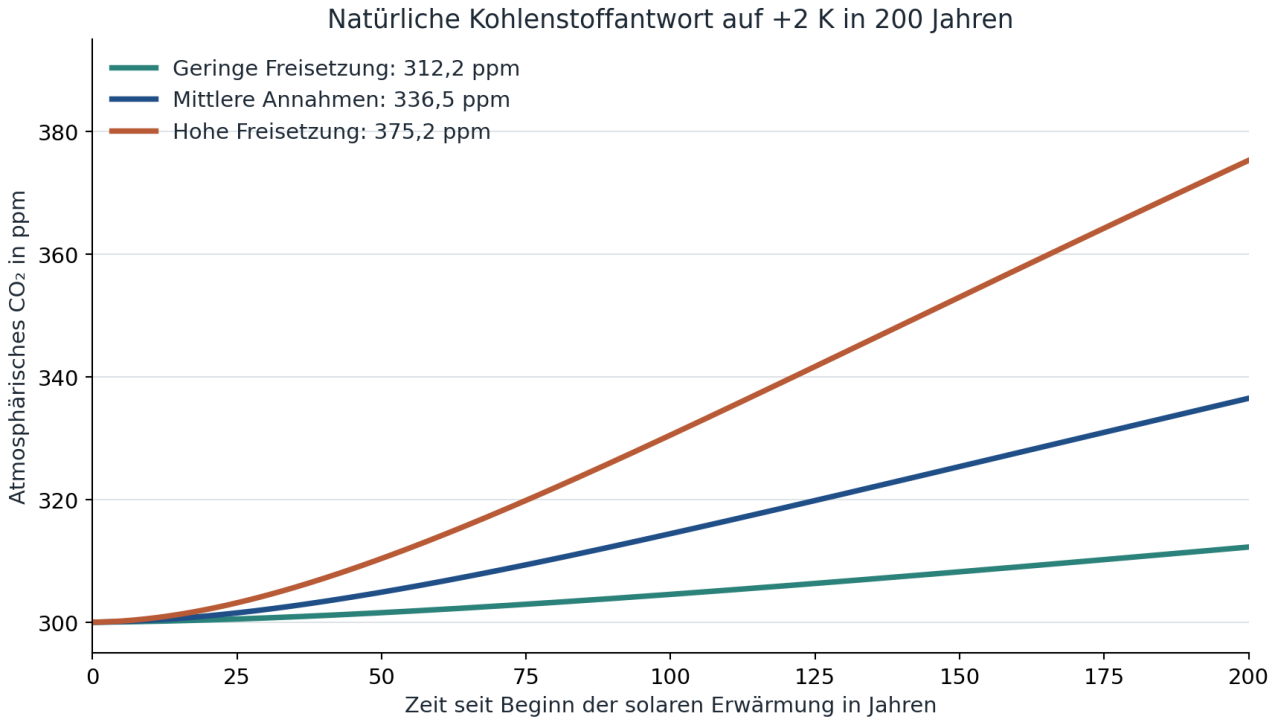

Abbildung 1 Eigene Modellrechnung. Die drei Kurven unterscheiden sich vor allem durch Land- und Permafrostreaktion. Die Zwischenjahre sind eine angenommene zeitliche Entwicklung; der Schwerpunkt liegt auf Jahr 200.

1 Die Modellwelt und ihre Randbedingungen

Die Erde besitzt ihre heutige ungefähre Größe, Land-Meer-Verteilung und geologische Beschaffenheit. Ihre Ökosysteme sind natürlich: Es gibt keine Landwirtschaft, Rodung, Industrie, künstliche Düngung oder vom Menschen verursachte Kohlenstoffquelle. Natürliche Atmung, Zersetzung, Feuer, Vulkanismus und Sedimentation bestehen weiter. Zu Beginn bilden ihre globalen Flüsse ein stationäres Fließgleichgewicht. Das bedeutet eine konstante atmosphärische Konzentration trotz fortlaufenden Austauschs.

Die globale Oberflächentemperatur ist für 0 bis 200 Jahre als lineare Rampe vorgeschrieben. Die Sonne ist der einzige äußere Antrieb. Mit θ als Temperaturänderung und t in Jahren gilt:

$$T(t) = 13{,}5\,°C + \theta(t) \qquad \theta(t) = 2\,K \cdot t \,/\, 200\,a$$

Die genannten 2 K bezeichnen hier die gesamte tatsächliche Oberflächenerwärmung am Ende des Versuchs. CO_2 wird als Reaktion darauf berechnet. Eine zusätzliche CO_2-Erwärmung wird deshalb nicht noch einmal auf die vorgegebenen 2 K aufgeschlagen. Sollte stattdessen die solare Erwärmung ohne Kohlenstoffrückkopplung genau 2 K betragen, wäre ein zusätzliches Energiebilanzmodell erforderlich und die tatsächliche Endtemperatur eine unbekannte Größe.

Für eine Kugel mit Radius r beträgt die Fläche $4\pi r^2$. Die von der Sonne bestrahlte Querschnittsfläche ist πr^2; damit beträgt die global gemittelte absorbierte Einstrahlung bei Albedo a und Solarkonstante S den Wert $(1-a)S/4$. Das Modell setzt diesen geometrischen Zusammenhang voraus. Eine konkrete Änderung von S wird nicht berechnet: Dazu wären zusätzlich Albedo, Strahlungsrückkopplungen und Wärmespeicherung festzulegen. Der vorgegebene Temperaturverlauf reicht für die folgende bedingte Kohlenstoffrechnung aus.

Die globale mittlere Temperatur ist nicht die Temperatur jedes Speichers. Als Annahme erwärmt sich die Meeresoberfläche um 0,8θ, am Ende also um 1,6 K. Bei ungefähr 71 % Ozeanfläche entspräche dies einer mittleren Landerwärmung um rund 3 K, wenn beide Flächenmittel zusammen genau 2 K ergeben sollen. Die Landempfindlichkeiten unten sind bereits auf die globale Erwärmung bezogen; dieser Landfaktor wird nicht nochmals multipliziert.

2 Bestände und die gemeinsame Kohlenstoffbilanz

Alle Kohlenstoffmassen werden in GtC angegeben. Eine GtC ist eine Milliarde Tonnen Kohlenstoff; sie entspricht ungefähr 3,67 Gt CO_2. Die atmosphärische Konzentration c ist ein Stoffmengenanteil in ppm. Für die Erde wird gerundet 1 ppm = 2,12 GtC verwendet [1]. Somit enthält die Atmosphäre bei 300 ppm ungefähr 636 GtC.

Das Modell rechnet mit Bestandsänderungen gegenüber dem Anfangszustand. Dadurch heben sich die bereits ausgeglichenen natürlichen Grundflüsse auf. Es ist unnötig, große Photosynthese- und Atmungsflüsse mit nahezu gleichem Betrag einzusetzen. Entscheidend ist ihre kleine, durch die Erwärmung ausgelöste Differenz. Ohne Erwärmung bleiben alle Bestandsänderungen exakt null.

Speicher oder Bilanzkonto	Symbol	Anfang der Änderung	Darstellung
Atmosphäre	A	0 GtC	$A = 2{,}12(c-300)$
Ozeanoberfläche	s	0 GtC	100 m Mischschicht
Tiefer Ozean	d	0 GtC	Endlicher Wasseraustausch
Reguläres Land	L	0 GtC	$\beta(c-300)-E_L$
Anfangs gefrorener Boden	P	0 GtC	$P = -E_P$
Neue Gletschervorfelder	N	0 GtC	Vegetation und Bodenaufbau
Geochemischer Rest	G	0 GtC	Zusatzbindung minus Oxidation

$$A + s + d + L - E_P + N + G = 0$$

E_L und E_P sind positiv definierte kumulierte Verluste. Positive Änderungen von s, d, L, N oder G bedeuten zusätzliche Speicherung außerhalb der Atmosphäre. G ist ein zusammengefasstes geochemisches Bilanzkonto; es steht nicht für ein räumlich einheitliches Gesteinslager. Absolute Boden- und Vegetationsvorräte werden nicht rekonstruiert. Ihre angenommene Reaktionsfähigkeit steckt in den offengelegten Koeffizienten.

3 Der Ozean als gekoppelter Speicher

3 1 Löslichkeit und chemische Pufferung

Erwärmung erhöht bei unverändertem gelöstem anorganischem Kohlenstoff den CO_2-Gleichgewichtspartialdruck des Wassers. Als gerundeten Temperaturkoeffizienten verwenden wir α = 0,0423 K^{-1} [2]. Der Revelle-Faktor R beschreibt, wie stark der Wasser-CO_2-Partialdruck auf eine relative Änderung des gesamten gelösten anorganischen Kohlenstoffs reagiert; der Referenzwert R = 10 ist eine Modellannahme bei ungefähr konstanter Alkalinität [3].

$$c_w = 300 \cdot exp(\alpha\theta_s) \cdot (1 + s/C_{s0})^R$$

c_w ist der dem Wasser entsprechende Gleichgewichts-CO_2-Anteil der Luft. Bei festem Bezugsdruck von 1 atm entsprechen seine Zahlenwerte in ppm einem Wasserpartialdruck in µatm. C_{s0} beträgt rund 910 GtC. Der Luft-Meer-Fluss ist $F_{as} = \Lambda(c - c_w)$, positiv bei Aufnahme durch den Ozean. Der Koeffizient Λ = 0,607 GtC/(a·ppm) entspricht einer gewählten Ausgleichszeit der Wasserbox von 0,5 Jahren bei festgehaltener Luftkonzentration. Reale Ausgleichszeiten sind räumlich und saisonal verschieden [4].

Der Temperaturkoeffizient 4,23 % pro K darf nicht auf den gesamten Ozeankohlenstoffbestand als freigesetzter Anteil angewendet werden. Er betrifft den Gleichgewichtspartialdruck bei festgehaltenem Wasserbestand. Sobald Kohlenstoff austritt, sinkt dieser Bestand; zugleich steigt der Luftpartialdruck. Beide Änderungen begrenzen die weitere Ausgasung.

3 2 Endlicher Austausch mit der Tiefe

Eine zweite Wasserbox repräsentiert den tiefen Ozean. Ein solcher einfacher Aufbau folgt einem etablierten Boxmodellansatz [5]. Im Referenzfall werden effektiv 50 Sv zwischen beiden Boxen ausgetauscht; 1 Sv entspricht einer Million Kubikmetern pro Sekunde. 20 und 100 Sv dienen der Sensitivitätsprüfung. Dieser Parameter bündelt Belüftung und Mischung und ist keine direkt gemessene einzelne globale Strömung.

$$F_{sd} = Q(s/V_s - d/V_d) \qquad ds/dt = F_{as} - F_{sd} \qquad dd/dt = F_{sd}$$

Ausschlaggebend sind die Konzentrationsänderungen s/V_s und d/V_d. Der gesamte ursprüngliche Kohlenstoffgradient des Meeres wird nicht als neue Quelle eingesetzt. Die anfängliche biologische Pumpe und der ursprüngliche Ozeanzustand gehören zum ausgeglichenen Hintergrund. Ihre Veränderungen werden hier nicht ausdrücklich simuliert.

Ozeangröße	Referenzwert	Einheit	Status
Ozeanfläche	$3{,}61 \cdot 10^{14}$	m^2	Gerundete Erdgröße
Ozeanvolumen	$1{,}332 \cdot 10^{18}$	m^3	Erdbestimmung [6]
Mischschichttiefe	100	m	Gewählt
Mischschichtvolumen V_s	$3{,}61 \cdot 10^{16}$	m^3	Fläche × Tiefe
Tiefenvolumen V_d	$1{,}2959 \cdot 10^{18}$	m^3	Differenz
Referenz DIC	2,05	mmol/kg	Gewählt

Ozeangröße	Referenzwert	Einheit	Status
Wasserdichte	1025	kg/m³	Gerundet
Revelle-Faktor R	10	1	Variation 8 bis 12
Austausch Q	50	Sv	Variation 20 bis 100

Die daraus folgende Tiefenaustauschzeit V_d/Q beträgt rund 821 Jahre. Eine zusätzliche diagnostische Wärmegleichung $d\theta_d/dt = (Q/V_d)(\theta_s-\theta_d)$ ergibt bis Jahr 200 eine mittlere Erwärmung der tiefen Box von nur 0,18 K. Sie wird nicht als weitere direkte CO_2-Quelle addiert. Ein Versuch nur mit Ozeanerwärmung, ohne jede Landreaktion, liefert 308,97 ppm. Der gesamte Tiefenozean wird also weder sofort um 2 K erwärmt noch sofort mit der Atmosphäre äquilibriert.

4 Landbiosphäre und Permafrost

4 1 Reguläres Land und Vegetationsverschiebung

Das reguläre Land umfasst Vegetation, Streu und anfangs nicht gefrorenen organischen Boden. Seine Nettoantwort enthält konkurrierende Vorgänge: schnellere Atmung und Zersetzung, veränderte Produktion, Wasser- und Nährstoffbegrenzung, natürliche Störungen sowie Änderungen der Vegetationsverteilung. Eine Ausweitung von Wald und Sträuchern auf bereits eisfreien Flächen wird innerhalb dieser Nettoantwort berücksichtigt.

$$L(t) = \beta_L[c(t) - 300] - E_L(t) \qquad E_L(200) = g_L \cdot 2\,K$$

β_L ist die effektive zusätzliche CO_2-Aufnahmekapazität des regulären Landökosystems im betrachteten Zeitraum. g_L ist seine gewählte temperaturbedingte Nettoverlustempfindlichkeit nach genau 200 Jahren. Ein positives g_L bedeutet einen Verlust; ein negatives g_L einen durch die Erwärmung ausgelösten Nettogewinn. Der Referenzfall verwendet β_L = 1 GtC/ppm und g_L = 45 GtC/K. Daraus folgen vor CO_2-bedingter Wiederaufnahme 90 GtC Verlust.

Als Größenordnungsanker dienen zwei unterschiedliche Ansätze: Rubino et al. leiten für vorindustrielle Schwankungen eine Landempfindlichkeit von −10 bis −90 GtC/K ab [7]. Arora et al. erhalten in einem Modellvergleich mittlere Werte um −45 GtC/K und etwa 1 GtC/ppm [8]. Die letztgenannten Zahlen stammen aus Versuchen mit stark steigendem CO_2. Sie sind keine Kalibrierung einer menschenfreien Erde bei 300 ppm. Auch ein vollständig permafrostfreier Definitionsbereich ist für solche veröffentlichten Gesamtlandwerte nicht automatisch gegeben. Hier werden daher eigene, ausdrücklich getrennt definierte Sensitivitätsannahmen gewählt.

Die CO_2-Aufnahme $\beta_L(c-300)$ wird quasistatisch angesetzt. Das vereinfacht Wachstum und Bodenspeicherung und kann die frühe Antwort zu schnell darstellen. Für den Endpunkt wird kein weiterer unkalibrierter Verzögerungsfaktor auf einen bereits zeitintegrierten Literaturkoeffizienten angewendet. Auch ein durch mehr Sonnenlicht veränderter Pflanzenwuchs wird nicht eigenständig aus Strahlung und Kronenphysiologie berechnet; seine mögliche Nettoauswirkung gehört zur unsicheren Landantwort.

4 2 Ein eigener Pool für anfangs gefrorenen Boden

Permafrost wird zusätzlich nur insoweit berücksichtigt, als der betreffende Kohlenstoff zu Beginn gefroren und aus dem regulären Landpool ausgeschlossen war. Auftauende aktive Bodenschichten werden dadurch nicht zweimal gezählt. Als bis Jahr 200 mobilisierte und zu CO_2 umgesetzte Menge setzen die drei Fälle 10, 40 und 80 GtC an. Das ist eine begründete Szenarienwahl, keine aus dem Anfangswert 13,5 °C berechenbare Naturkonstante.

Cui et al. finden bei einem anderen, länger andauernden +2-K-Stabilisierungsversuch bis 2300 Verluste aus ihrem Permafrostpool von rund 72 GtC, mit einer Ensemblebreite von 42 bis 104 GtC [9]. Das stützt eine Größenordnung von Zehnern GtC, bestimmt aber nicht den Endpunkt unserer 200-jährigen Rampe. Der Verlust wird im einfachen Modell direkt dem atmosphärisch verfügbaren CO_2 zugerechnet. Der vorübergehende Umweg über Methan und gelöste organische Stoffe wird nicht aufgelöst.

4 3 Zeitverteilung der angenommenen Verluste

Die Verluste beginnen langsam und nehmen mit fortschreitender Erwärmung zu. Dazu verwenden wir die normierte Funktion h. Sie ist am Anfang null und nach 200 Jahren genau eins:

$$h(t;\tau) \;=\; [t - \tau(1 - exp(-t/\tau))] \,/\, [200 - \tau(1 - exp(-200/\tau))]$$

$$E_L(t) \;=\; 90\; h(t;50)\; GtC \qquad E_P(t) \;=\; 40\; h(t;100)\; GtC$$

Die 50 beziehungsweise 100 Jahre sind Formzeiten. Sie beeinflussen den zeitlichen Verlauf, nicht die vorgegebenen Endpunktverluste. Damit werden transiente Koeffizienten nicht nochmals gedämpft. Die Kurven sind ausschließlich für das hier definierte Intervall gedacht. Im Jahr 200 findet noch weiterer Umsatz statt; die ermittelte Konzentration ist kein neues Gleichgewicht bei 15,5 °C.

5 Neu besiedelte Flächen und Gletscherrückzug

Ein tauender Permafrostboden liegt häufig bereits unter Vegetation. Sein Auftauen schafft deshalb nicht automatisch eine vorher vollständig fehlende Biosphäre. Für ihn muss die Bilanz aus neuer Biomasse, Streu und altem Bodenkohlenstoff betrachtet werden. Ein Vorstoß der Waldgrenze kann örtlich mit Bodenverlusten einhergehen; das wurde beispielsweise in Alaska untersucht [10]. Mehr sichtbare Biomasse allein beweist somit keinen Nettozuwachs des gesamten Ökosystemkohlenstoffs.

Neu eisfrei werdende Gletschervorfelder erhalten dagegen einen gesonderten kleinen Speicher. Der Referenzfall nimmt an, dass über 200 Jahre gleichmäßig 200 000 km² besiedelbares Land frei werden. Die Fläche ist eine Modellannahme, keine aus 2 K eindeutig ableitbare Prognose. Die mittlere Besiedlungsdauer im Jahr 200 beträgt dann 100 Jahre. Eine alpine Chronosequenz fand für ungefähr die ersten 150 Jahre eine Akkumulation von rund 9 gC/m²/a [11]. Als einfache Übertragung ergibt sich:

$$N(200) \;=\; 2 \,\cdot\, 10^{11}\, m^2 \,\cdot\, 100\, a \,\cdot\, 9\; gC/(m^2\, a) \;=\; 0{,}18\; GtC$$

Diese Größe umfasst den Nettoaufbau in Vegetation und Boden. Würde die lokale Rate nach 150 Jahren vollständig aussetzen, ergäben sich 0,169 statt 0,180 GtC; dieser Unterschied ist global unbedeutend. Im gekoppelten Modell vermindern die Gletschervorfelder die Endkonzentration nur um 0,043 ppm. Selbst stärkere Akkumulation auf solchen Flächen kann die übrige Landreaktion nur dann wesentlich kompensieren, wenn die gesamte neu gespeicherte Masse viele Zehner GtC erreicht.

Die Ausweitung der Biosphäre ist damit an zwei sachlich verschiedenen Stellen enthalten: Vegetationsverschiebungen auf schon vorhandenem eisfreiem Land im Koeffizienten g_L, wirklich neu eisfreie Flächen im Speicher N. Ein zusätzlicher pauschaler globaler Ergrünungsbonus würde denselben Prozess leicht doppelt zählen. Die Eisschmelze selbst wird nicht als große CO_2-Quelle behandelt.

6 Langsame geochemische Änderungen

Vulkanische und metamorphe Grundquellen, organische Sedimentbindung und sonstige stationäre geologische Umsätze bleiben im Referenzfall unverändert und kompensieren sich im Hintergrund. Für eine globale Änderung des Vulkanismus durch 2 K Oberflächenerwärmung wird kein pauschaler Temperaturfaktor angesetzt. Entlastung einzelner vergletscherter Vulkangebiete kann wirken, lässt sich aber aus der globalen Mitteltemperatur allein nicht quantifizieren.

Ein kleiner zusätzlicher geochemischer Term bildet temperaturabhängige Oxidation organischen Gesteinskohlenstoffs und Verwitterungsbindung ab. Als Größenordnungen verwenden wir 0,068 GtC/a für die Gesteinsoxidation und 0,060 GtC/a für die langfristige Nettoverwitterungsbindung [12]. Die angenommene globale Oxidationsreaktion Q_{10} = 2,2 überträgt einen lokalen Feldbefund [13]. Für die Verwitterung werden 0,08 K^{-1} und ein CO_2-Exponent von 0,3 gewählt. Nur die Änderungen gegenüber den Grundflüssen gehen ein:

$$\Delta R \;=\; 0{,}068\,[exp(ln(2{,}2)\theta/10) - 1]\;GtC/a$$

$$\Delta W \;=\; 0{,}060\,[exp(0{,}08\theta)(c/300)^{0{,}3} - 1]\;GtC/a$$

$$dG/dt \;=\; \Delta W - \Delta R$$

Im Referenzfall ergeben sich bis Jahr 200 zusätzlich 1,131 GtC Oxidation und 1,216 GtC Bindung, somit netto 0,085 GtC Speicherung. Ihr Einfluss auf die Endkonzentration beträgt nur rund −0,02 ppm. Dieser kleine Rest ist keine präzise Vorhersage. Die reale Verwitterung verändert zunächst gelösten Kohlenstoff und Alkalinität in Gewässern; eine vollständige Fluss-Ozean-Sedimentchemie fehlt. Eine Kontrollrechnung mit doppelter Verwitterungsbasis verschiebt das Ergebnis nur um etwa −0,29 ppm.

Veränderungen von Methanhydraten, Sedimentreaktionen, Küstenüberflutung und mariner biologischer Pumpe werden im Referenzfall nicht explizit simuliert. Es wird damit keine allgemeine Nullwirkung dieser Vorgänge behauptet. Sie begrenzen die Vollständigkeit des einfachen Modells; ein vollständiges Unsicherheitsintervall ließe sich erst mit zusätzlichen Prozessannahmen und einem definierten räumlichen Ausgangszustand ermitteln.

7 Die gekoppelte Rechnung

Setzt man $L = \beta_L(c-300) - E_L$ in die Gesamterhaltung ein und differenziert, entsteht eine besonders einfache Atmosphärengleichung. Alle Flüsse in ihrer rechten Seite tragen die Einheit GtC/a:

$$(2{,}12 \;+\; \beta_L)\,dc/dt \;=\; dE_L/dt \;+\; dE_P/dt \;-\; dN/dt \;-\; F_{as} \;-\; dG/dt$$

Der zusätzliche Summand β_L auf der linken Seite entsteht durch CO_2-bedingte Landaufnahme. Er ist kein zusätzlicher atmosphärischer Kohlenstoffbestand. Zusammen mit den beiden Ozeangleichungen bildet dies das Rechenmodell. Die Größen c, s und d reagieren gemeinsam; isoliert berechnete ppm-Beiträge dürfen deshalb nicht einfach addiert werden.

Die Gleichungen wurden numerisch integriert. Eine Rechnung ohne Erwärmung bleibt bei exakt 300 ppm. Die Kohlenstoffbilanz der drei Hauptfälle schließt mit numerischem Rest unter 10^{-12} GtC. Engere Integrationstoleranzen und ein kleinerer maximaler Zeitschritt ändern den Endwert um weniger als 10^{-8} ppm. Diese numerische Präzision sagt nichts über die viel größere Unsicherheit der Prozessparameter aus. Ein unabhängig integrierter reiner Ozeanlauf reproduziert den Wert von rund 308,97 ppm.

8 Ergebnisse des Referenzfalls

Zeit in Jahren	Globale Temperatur	CO_2 in ppm	Zusatz in der Luft
0	13,5 °C	300,0	0,0 GtC
50	14,0 °C	304,9	10,4 GtC
100	14,5 °C	314,4	30,6 GtC
150	15,0 °C	325,3	53,7 GtC
200	15,5 °C	336,5	77,3 GtC

Im Referenzfall verliert das reguläre Land temperaturbedingt zunächst 90 GtC. Die auf 336,5 ppm gestiegene CO_2-Verfügbarkeit bewirkt jedoch eine zusätzliche Speicherung von 36,5 GtC. Der Nettoverlust dieses Landteils beträgt damit 53,5 GtC. Aus dem anfangs gefrorenen Boden kommen weitere 40 GtC. Die kleinen neuen Land- und geochemischen Speicher entziehen zusammen rund 0,27 GtC.

Bilanzkomponente	Änderung	Vorzeichen	Bedeutung
Atmosphäre	+77,31 GtC	Aufnahme	+36,47 ppm
Ozean insgesamt	+15,96 GtC	Aufnahme	Trotz Erwärmung
Reguläres Land	−53,53 GtC	Abgabe	−90 + 36,47
Anfangs gefrorener Boden	−40,00 GtC	Abgabe	Gesonderter Pool
Neue Gletschervorfelder	+0,18 GtC	Aufnahme	Neue Biomasse und Boden
Geochemischer Rest	+0,09 GtC	Aufnahme	Zusatzbindung netto
Summe	0,00 GtC	Erhaltung	Rundungsrest möglich

Der Ozean ist im gekoppelten Referenzfall eine Nettosenke von knapp 16 GtC. Das widerspricht seiner thermischen Ausgasungstendenz nicht: Der vom Land ausgelöste Luft-CO_2-Anstieg erhöht die treibende Partialdruckdifferenz zugunsten der Aufnahme. Ohne Erwärmung der Meeresoberfläche läge das gekoppelte Ergebnis bei 329,3 ppm; die thermische Ozeanwirkung erhöht es hier also um 7,1 ppm. Das unterscheidet sich vom isolierten Ozeanversuch mit +9,0 ppm, weil die Rückkopplungen einen anderen Zustand erzeugen.

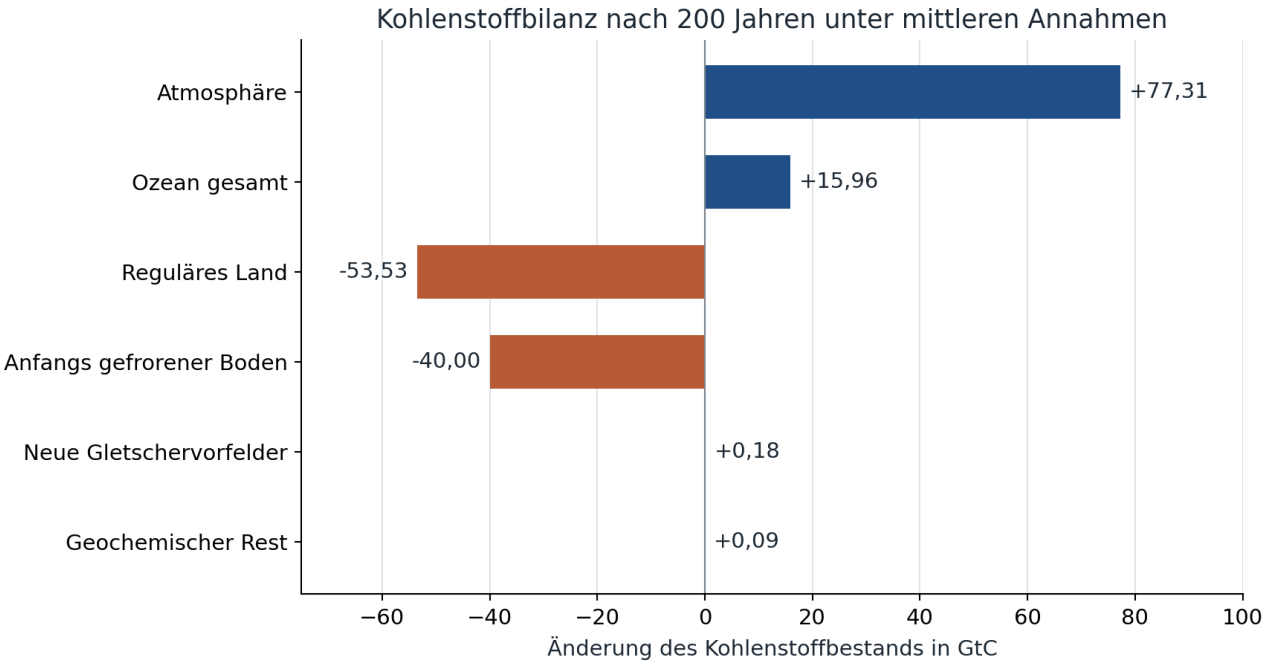

Abbildung 2 Bestandsänderungen der vollständig gekoppelten Referenzrechnung. Positive Werte bezeichnen Kohlenstoffzuwachs im jeweiligen Speicher. Der geochemische Rest ist ein aggregiertes Bilanzkonto.

Die zentrale Bilanz lässt sich unmittelbar nachrechnen: 90 + 40 − 36,47 − 15,96 − 0,18 − 0,085 = 77,31 GtC verbleiben zusätzlich in der Atmosphäre. Geteilt durch 2,12 GtC/ppm ergeben sich 36,47 ppm. Der atmosphärische Anteil steigt somit von 0,0300 % auf ungefähr 0,03365 %.

9 Szenarien und maßgebliche Unsicherheiten

Annahme oder Ergebnis	Geringe Freisetzung	Mittlere Annahmen	Hohe Freisetzung
g_L in GtC/K	10	45	90
β_L in GtC/ppm	1,5	1,0	0,5
Regulärer thermischer Verlust	20 GtC	90 GtC	180 GtC
Zusätzlicher Permafrostverlust	10 GtC	40 GtC	80 GtC
Neue Gletschervorfelder	0,50 GtC	0,18 GtC	0,05 GtC
CO_2 nach 200 Jahren	312,2 ppm	336,5 ppm	375,2 ppm
Anstieg gegenüber 300 ppm	12,2 ppm	36,5 ppm	75,2 ppm

Die Extremfälle kombinieren jeweils geringe Freisetzung mit stärkerer CO_2-Aufnahme beziehungsweise hohe Freisetzung mit schwächerer Aufnahme. Es werden keine Wahrscheinlichkeiten für diese Kombinationen vergeben. Alle drei verwenden zunächst denselben Ozeanaustausch von 50 Sv. Mit 20 bis 100 Sv ergeben sich insgesamt 310,6 bis 384,2 ppm. Gerundet ist etwa 310 bis 385 ppm eine passende Beschreibung der untersuchten Hülle; sie deckt nicht jede denkbare natürliche Erde ab.

Einzelvariationen um den Referenzfall zeigen, welche Annahmen entscheidend sind:

Geänderte Größe	Unterer Versuch	Oberer Versuch	CO_2 nach 200 Jahren
Regulärer Landverlust g_L	10 GtC/K	90 GtC/K	320,6 bis 357,1 ppm
Permafrostverlust	10 GtC	80 GtC	329,5 bis 345,8 ppm
Landaufnahme β_L	0,5 GtC/ppm	1,5 GtC/ppm	341,1 bis 332,8 ppm
Ozeanaustausch Q	20 Sv	100 Sv	338,4 bis 334,2 ppm
Revelle-Faktor R	8	12	335,5 bis 337,2 ppm
Meereserwärmung / global	0,8	1,0	336,5 bis 338,3 ppm

Die Reihenfolge der CO_2-Werte folgt jeweils der Parameteränderung; sie ist nicht immer aufsteigend. Die normale Landbilanz und die Permafrostfreisetzung dominieren die untersuchte Unsicherheit. Neue Gletschervorfelder und der geochemische Rest haben in diesen Parametrisierungen wenig Einfluss. Formzeiten verändern den Referenzendwert um deutlich weniger als 1 ppm, solange die angenommenen Endpunktverluste festgehalten werden.

9 1 Kann die Konzentration auch sinken

Ja, wenn die Erwärmung eine hinreichend starke Nettoeinlagerung in natürlichen Ökosystemen auslöst. Unter sonst gleichen Referenzannahmen müsste das reguläre Land temperaturbedingt nach 200 Jahren ungefähr 72 GtC netto hinzugewinnen, also $g_L \approx -36$ GtC/K, damit der atmosphärische Endwert gerade bei 300 ppm bleibt. Ein gezielter Gegenversuch mit 90 GtC temperaturbedingtem Nettogewinn ergibt rund 296 ppm. Das ist eine mögliche Modellkonfiguration, keine aus den Ausgangsdaten nachgewiesene Landreaktion.

CO_2-bedingte Wiederaufnahme allein kehrt das Vorzeichen der Anregung nicht um: Bei sinkendem CO_2 wird dieser Aufnahmeterm schwächer. Entscheidend wäre ein zusätzlicher Nettogewinn von Vegetation

und Boden zusammen. Die kleinen neu besiedelten Gletschervorfelder können einen solchen Gewinn in der hier angesetzten Flächengröße nicht liefern.

10 Einordnung und Grenzen der Aussage

Ein unabhängiger historischer Größenordnungsmaßstab ist Frank et al.: Für vorindustrielle CO_2- und Temperaturreihen erhalten sie einen Median von 7,7 ppm/K und 80 % ihrer Schätzungen zwischen 1,7 und 21,4 ppm/K [14]. Die zugrunde liegende Temperatur ist ein Nordhemisphärenmittel; Zeitverlauf, Ausgangszustand und Datenauflösung unterscheiden sich von unserem Versuch. Eine bloße Verdopplung ist deshalb keine neue Modellkalibrierung. Unser Referenzwert von 18,2 ppm/K für genau diese 200 Jahre liegt oberhalb ihres Medians und innerhalb dieser breiten historischen Größenordnung.

Die Grenzen sind konkret: Es fehlt eine räumlich bestimmte natürliche Ausgangsvegetation samt Nährstoffversorgung und Bodenvorräten. Land- und Permafrostverluste sind angenommene Reaktionsgrößen. Der Ozean besitzt keine regional aufgelöste Zirkulation oder veränderliche biologische Pumpe. Direkte Licht-, Wolken- und Niederschlagswirkungen werden nicht aus einer vorgegebenen Änderung der Sonnenleistung berechnet. Albedoänderungen durch Eis und Vegetation sind im vorgeschriebenen Gesamt-Temperaturverlauf nicht separat rückgekoppelt. Methanhydrate und tiefere Sedimentreaktionen benötigen weitere Annahmen.

Belastbar ist innerhalb dieses einfachen Ansatzes die Bilanzlogik: Die natürliche Erwärmung kann ohne menschliche Quelle zusätzliches CO_2 in der Atmosphäre ansammeln; CO_2-abhängige Wiederaufnahme begrenzt den Zuwachs. Für den gewählten Referenzfall lautet die Arbeitsschätzung rund 336 ppm nach 200 Jahren. Die Größenordnung beträgt einige Zehner ppm. Die genaue Zahl und selbst das Vorzeichen für eine beliebig spezifizierte natürliche Modell-Erde folgen jedoch erst aus den Annahmen über ihre Speicher und Nettoantworten.

11 Reproduzierbarkeit

Das Rechenpaket enthält modell.py, die vollständig ausgegebenen Parameter und Ergebniswerte als JSON, jährliche Zeitreihen für die drei Hauptfälle als CSV, die Einzelversuche sowie beide Abbildungen als PNG und SVG. Das Programm benötigt Python mit NumPy, SciPy und Matplotlib. Es lässt sich mit python modell.py --output ergebnisse ausführen. Der Code enthält die Bilanzprüfung, einen Nullversuch und eine Prüfung der Integrationsgenauigkeit. Für die Verwendung außerhalb von 0 bis 200 Jahren müssen Temperaturgeschichte und weitere Speicherreaktionen neu festgelegt werden.

12 Quellen

[1] Zscheischler et al. (2017). Reviews and syntheses: An empirical spatiotemporal description of the global surface-atmosphere carbon fluxes: opportunities and data limitations. Biogeosciences 14, 3685–3703. Verwendet wird nur die Umrechnung 1 ppm ≈ 2,12 PgC. https://bg.copernicus.org/articles/14/3685/2017/

[2] Humphreys, M. P. (2024). Temperature effect on seawater fCO2 revisited: theoretical basis, uncertainty analysis and implications for parameterising carbonic acid equilibrium constants. Ocean Science 20, 1325–1350. https://doi.org/10.5194/os-20-1325-2024

[3] Egleston, E. S., Sabine, C. L., Morel, F. M. M. (2010). Revelle revisited: Buffer factors that quantify the response of ocean chemistry to changes in DIC and alkalinity. Global Biogeochemical Cycles 24. https://doi.org/10.1029/2008GB003407

[4] Jones, D. C. et al. (2014). Spatial and seasonal variability of the air-sea equilibration timescale of carbon dioxide. Global Biogeochemical Cycles 28, 1163–1178. https://doi.org/10.1002/2014GB004813

[5] Goodwin, P., Lenton, T. M. (2009). Quantifying the feedback between ocean heating and CO2 solubility as an equivalent carbon emission. Geophysical Research Letters 36. Verwendet wird die physikalische Boxmodellstruktur. https://doi.org/10.1029/2009GL039247

[6] Charette, M. A., Smith, W. H. F. (2010). The volume of Earth's ocean. Oceanography 23(2), 112–114. Institutionelle Ergebnisdarstellung: https://www.whoi.edu/press-room/news-release/whoi-study-calculates-volume-and-depth-of-the-worlds-oceans/

[7] Rubino, M. et al. (2016). Low atmospheric CO2 levels during the Little Ice Age due to cooling-induced terrestrial uptake. Nature Geoscience 9, 691–694. https://doi.org/10.1038/ngeo2769

[8] Arora, V. K. et al. (2020). Carbon–concentration and carbon–climate feedbacks in CMIP6 models and their comparison to CMIP5 models. Biogeosciences 17, 4173–4222. https://doi.org/10.5194/bg-17-4173-2020

[9] Cui, M., Ji, D., Chen, Y. (2025). Permafrost response and feedback under temperature stabilization and overshoot scenarios with different global warming levels. Earth System Dynamics 16, 1809–1831. https://doi.org/10.5194/esd-16-1809-2025

[10] Wilmking, M., Harden, J., Tape, K. (2006). Effect of tree line advance on carbon storage in NW Alaska. Journal of Geophysical Research Biogeosciences 111. https://doi.org/10.1029/2005JG000074

[11] Montagnani, L. et al. (2019). Evidence for a non-linear carbon accumulation pattern along an Alpine glacier retreat chronosequence in Northern Italy. PeerJ 7:e7703. https://doi.org/10.7717/peerj.7703

[12] Zondervan, J. R. et al. (2023). Rock organic carbon oxidation CO2 release offsets silicate weathering sink. Nature 623, 329–333. https://doi.org/10.1038/s41586-023-06581-9

[13] Soulet, G. et al. (2021). Temperature control on CO2 emissions from the weathering of sedimentary rocks. Nature Geoscience 14, 665–671. https://doi.org/10.1038/s41561-021-00805-1

[14] Frank, D. C. et al. (2010). Ensemble reconstruction constraints on the global carbon cycle sensitivity to climate. Nature 463, 527–530. https://doi.org/10.1038/nature08769