

Die Erdoberfläche als globaler Thermostat

Friedhelm von Blanckenburg

Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Our blue planet owes its habitability to a fascinating feedback mechanism that stabilises greenhouse gas concentrations and hence temperature at its surface at a level that has kept water in the liquid form throughout most of Earth's history. Weathering of silicate rocks during the formation of soil consumes the CO₂ that is continuously being emitted through volcanic degassing and deposits it as carbonate sediments on the seafloor. Through weathering feedbacks, this "geologic CO₂ cycle" has the ability to accelerate whenever climate gets hotter, withdrawing more CO₂, and slowing down if temperatures fall, or if less CO₂ is available. Through this "thermostat" weathering stabilises climate over the 100 thousand year time scale. Tectonic activity is also a key player, as movements between segments of the Earth's crust creates geomorphic relief that accelerates the formation of soils by weathering. At GFZ we explore these relationships with sophisticated isotope geochemical methods. We find that weathering and soil formation is subject to strict "limits", and that at present, Earth's surface has the right kind of landscapes to make the "thermostat" work. Silicate weathering will, eventually, reduce the anthropogenic CO₂ peak to pre-industrial levels. But the time required to do so is some hundred thousand years. The much faster fluxes of carbon into the Earth's biomass and oceans dominate changes in greenhouse gas concentrations over the human time scale, but they would not do this effectively without the geologic thermostat roughly stabilising temperature in the background.



Einem faszinierenden Regelungsmechanismus verdanken wir, dass unser blauer Planet an seiner Oberfläche eine so angenehme Temperatur hat, dass er lebenswert ist. Die Entwicklung von Leben benötigt mit großer Wahrscheinlichkeit flüssiges Wasser. Dass die Erde als einziger uns bekannter Planet über große Mengen flüssigen Wassers verfügt, ist zunächst nicht überraschend, liegt doch die „Schwarzkörpertemperatur“ der Erde, also die Temperatur, die an der Erdoberfläche herrschte, wenn alle Sonneneinstrahlung perfekt absorbiert würde, bei +5 °C. Berücksichtigt man jedoch die Abkühlung durch Reflexion eines Teils der Strahlung an Wolken, Eis und hellen Landoberflächen, läge die Temperatur bei -25 °C. Allerdings beträgt die mittlere globale Jahrestemperatur an der Erdoberfläche heute +15 °C. Diese Temperaturdifferenz beruht auf dem „natürlichen Treibhauseffekt“ der vor allem auf geringe Mengen an Kohlendioxid (CO₂) als wichtigstem Treibhausgas zurückzuführen ist. Damit Wasser stets flüssig ist, benötigt die Erde atmosphärisches CO₂ in einem Maß, das auf fein abgestimmten Prozessen im System Erde beruht. Die atmosphärische CO₂-Konzentration betrug vor der Industrialisierung 280 ppm, sie schwankte im Verlauf der Erdgeschichte zwischen 180 ppm in der Glazialzeiten und wahrscheinlich mehr als 1000 ppm in der Kreidezeit. Nie aber war die CO₂-Konzentration so hoch, dass alles Wasser verdampfte, und mit wenigen Ausnahmen war sie auch nie so niedrig, dass alle Ozeane gefroren waren. Obwohl Vulkane kontinuierlich CO₂ in einer Menge emittierten, die ungefähr 60 Mio. t Kohlenstoff (C) entspricht, blieb die Kohlendioxid-Konzentration in der Atmosphäre stets innerhalb einer schmalen Bandbreite. Wie regelt das System Erde diesen Mechanismus?

Links: Die Bodenbildung und Gesteinsverwitterung stellen der Erde einen natürlichen „Thermostatmechanismus“ zur Verfügung. Damit hängt das Erdklima indirekt auch mit den tektonischen Kräften zusammen, die gemeinsam mit der Erosion das Relief der Erde formen. (Foto: Piz Bernina, Schweizer Alpen)

Left: The formation of soil by weathering of rock provides the Earth's atmosphere with a global "thermostat". Therefore, climate depends indirectly on tectonic forces that together with erosion create the relief of the Earth surface. (Photograph: Piz Bernina, Swiss Alps)



Kontakt: F. v. Blanckenburg
(fvb@gfz-potsdam.de)

Der geologische Kohlenstoffkreislauf

In den Sedimenten der Erde sind ungefähr $7,5 \times 10^{16}$ t Kohlenstoff abgelagert. 80% davon befinden sich in Ca- und Mg-Karbonatablagerungen, und 20% in sedimentärem organischem Kohlenstoff. Das aus Vulkanen entgaste CO₂ verbindet sich in der Erdatmosphäre mit Wasser zur Kohlensäure H₂CO₃ (Abb. 1). Diese löst in Böden mit Hilfe von organischen Substanzen und Mikroorganismen Silikatgestein auf und bildet dabei Boden. Dabei werden Ca²⁺ und Mg²⁺, zusammen mit HCO₃⁻ (Hydrogenkarbonat), in den Flüssen gelöst in die Ozeane transportiert, wo sie als CaCO₃ (Kalkit) oder MgCO₃ (Dolomit) zusammen mit den 60 Mio. t vulkanisch entgasten Kohlenstoffs in biogenen Karbonatablagerungen „entsorgt“ werden. Auch die Verwitterung von Karbonatgesteinen an der Erdoberfläche konsumiert CO₂. Diese stellt aber über geologische Zeiträume keine CO₂-Senke dar, denn bei der Ausfällung von Karbonat in den Ozeanen wird CO₂ in genau der gleichen Menge wieder freigesetzt.

Gesteinsverwitterung als Thermostatmechanismus

Wie führt die Verwitterung von Silikatgestein zur Klimaregulierung? Der Prozess mit starken internen Rückkopplungsmechanismen wird insbesondere durch die Bilanz des atmosphärischen CO₂-„Partialdrucks“ (pCO₂) beschrieben, der als Funktion von vulkanischer Entgasung (FluxVulk_{CO₂}) und CO₂-Entzug durch Verwitterung folgender Gleichung genügt:

$$d/dt(pCO_2) = \text{FluxVulk}_{CO_2} - k_{\text{verwitterung}} \times \text{Mineralfläche}_{\text{exponiert}} \times pCO_2.$$

Damit hängt der CO₂-Entzug in nichtlinearer Weise von einer Verwitterungsreaktionskonstante $k_{\text{verwitterung}}$, der Fläche exponierter, also zur Verfügung stehender Silikatminerale und dem CO₂-Partialdruck selbst ab. Eine „Thermostat“-Funktion kommt über die Reaktionskonstante $k_{\text{verwitterung}}$ zustande.

Zwei Rückkopplungsmechanismen sind dabei denkbar: 1) Enthält die Atmosphäre viel CO₂, regnet mehr Kohlensäure auf die Böden, zudem wird es wärmer und der Niederschlag nimmt zu. Die Silikatverwitterung beschleunigt sich ($k_{\text{verwitterung}}$ steigt) und der CO₂-Gehalt der Atmosphäre nimmt ab, wodurch es wieder kälter wird. 2) Enthält die Atmosphäre mehr CO₂, nimmt das Pflanzenwachstum zu. Die Wurzelexsudate, infolge Mineralisierung freigesetzte organische Säuren und assoziierte Mikroorganismen lösen Silikatminerale schneller auf, und $k_{\text{verwitterung}}$ steigt, bis pCO₂ wieder fällt. Walker (1981) bezeichnet diesen Mechanismus als „Thermostathypothese“.

Der Gleichungsparameter „Mineralfläche_{exponiert}“ schließlich hängt von physikalischer Erosion und damit von tektonischer Hebung ab, denn u. a. durch Hebung wird Erosionsfläche zur

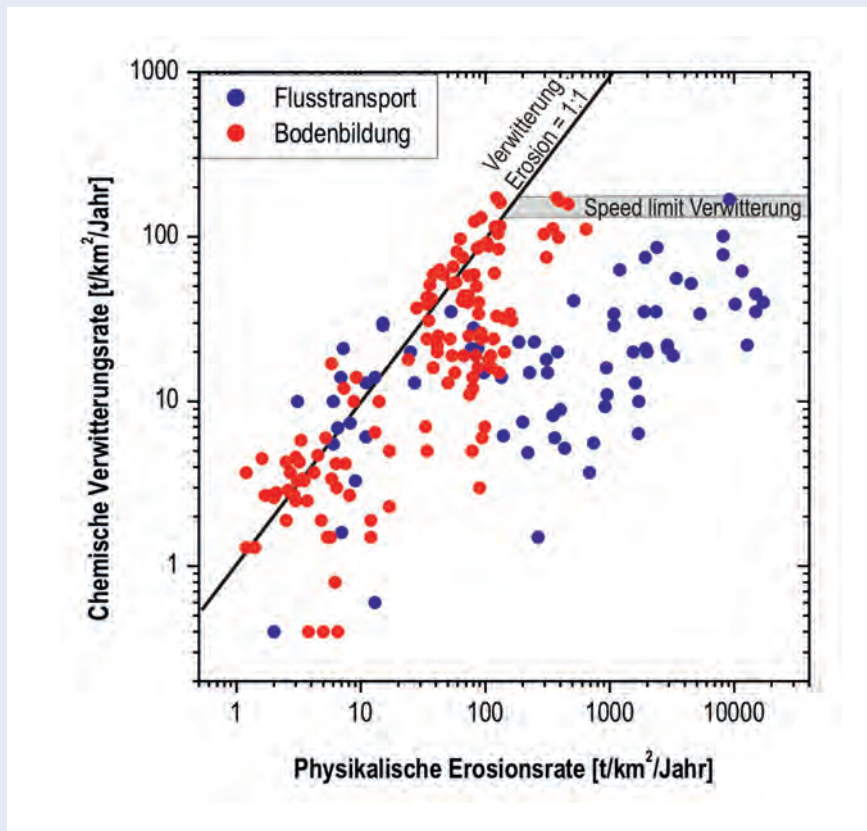


Abb. 2: Global verteilte Raten chemischer Verwitterung von Gesteinen und der nicht vom Menschen beeinflussten Erosion der darüber liegenden Böden. Rot: isotope-geochemische Messungen an Böden mit kosmogenen Nukliden. Blau: Messungen an Flusssediment und gelösten Flussfrachten. In Hochgebirgen führen Bergstürze und Erdbeben zu sehr schneller Erosion, doch die Verwitterung hält ein „Speed Limit“ von 135 t/km²/Jahr ein. Ist die Erosionsrate schneller, können Böden, unter denen die Gesteinsverwitterung hauptsächlich stattfindet, nicht gehalten werden.

Fig. 2: Global distribution of weathering rates and natural (pre-human) soil erosion rates. Red symbols denote rates measured in soil samples with cosmogenic nuclides and chemical mass balances. Blue symbols denote rates from suspended and dissolved river loads. In steep, active mountain belts rock falls and landslides lead to fast erosion, but weathering obeys a global “speed limit” of 135 tons/km²/year. If erosion exceeds this limit, a continuous soil cover is not sustainable.

Abbildung 2 zeigt eine globale Zusammenstellung dieser Raten aus Flussfrachten (blau) sowie aus kosmogenen Nukliden und chemischen Massenbilanzen an Böden (rot). Diese Analyse liefert wichtige Erkenntnisse: 1) Je höher die physikalische Erosionsrate ist, desto schneller ist auch die chemische Verwitterungsrate. Da physikalische Erosion durch Reliefbildung begünstigt wird, hängt die Verwitterungsrate indirekt mit den tektonischen Kräften zusammen, die Relief bilden. 2) Bei niedrigen Raten der physikalischen Erosion liegt das Verhältnis von Verwitterung und Erosion bei ungefähr 1:1. Da bei diesem Verhältnis alle verwitterbaren Minerale im Gestein aufgelöst werden, besteht in diesen Regionen kein Spielraum für die oben beschriebenen klimaabhängigen Rückkopplungen. 3) Verwitterung erfährt ein „Speed Limit“ mit einem Maximum von 135 t/km²/Jahr. 4) Erosion kann schneller als das „Speed Limit“ sein, aber nicht die Verwitterung. Ist in aktiven Hochgebirgen, wie dem Himalaya, die Erosion schneller als das „Speed Limit“ der Verwitterung, kann sich Boden nicht mehr genauso schnell nachbilden, wie er abgetragen wird und die Oberfläche ist nicht mehr vollständig mit Boden bedeckt. Ohne Bodenbe-

deckung bleibt die Verwitterungsrate auch bei hoher Erosionsgeschwindigkeit am „Speed Limit“ stehen.

Hohe, aktive Gebirge sind also in der Verwitterung nicht effizienter als Mittelgebirge. Einige tropische Gebirge zeigen aber trotz ihres beträchtlichen Reliefs niedrige Verwitterungs- und Erosionsraten. Diese sind tektonisch inaktiv – ihnen fehlt seismische Aktivität. Die optimale Landschaft für hohe Verwitterungsraten hat also ein mittleres Relief, ist zu 100% mit Boden bedeckt und durch milde tektonische Aktivität in einem ständigen geomorphologischen Verjüngungsprozess begriffen. Damit der Thermostatmechanismus Spielraum für chemische Reaktionen hat, muss das Verhältnis von Verwitterung zu Erosion zudem kleiner als 1 sein. In erdgeschichtlichen Zeiten hoher CO₂-Konzentration, wie der Kreidezeit, fehlten solche Landschaften möglicherweise.

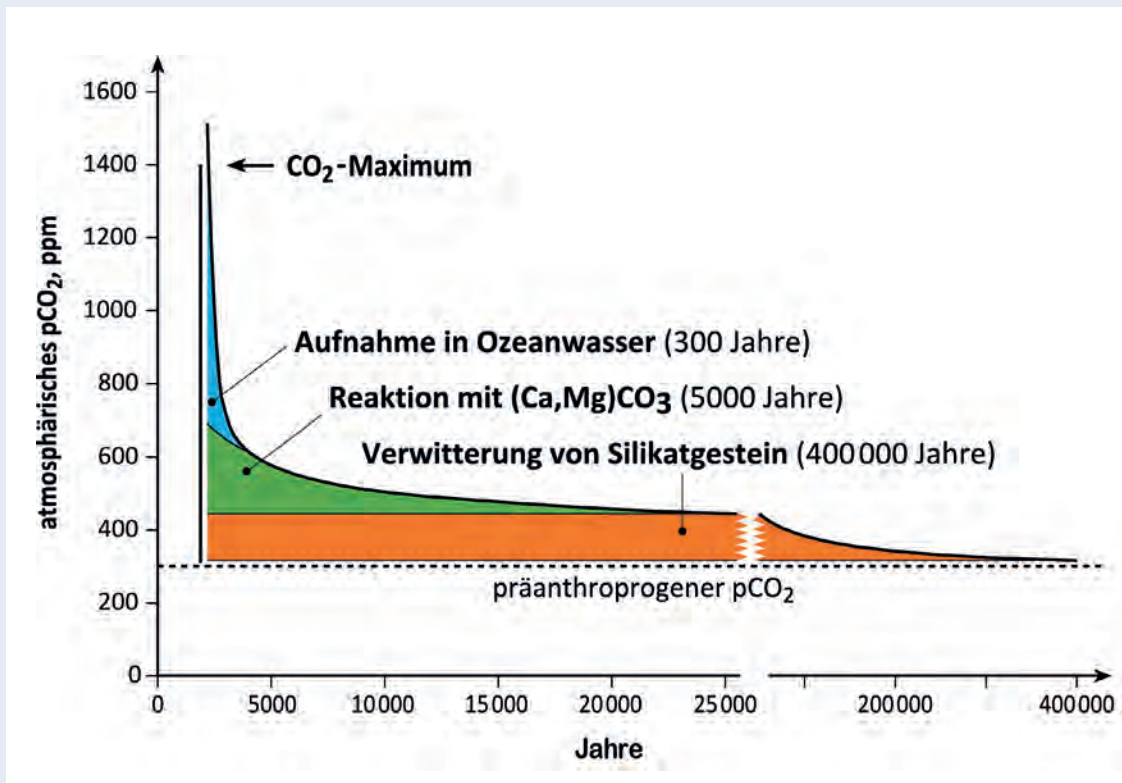


Abb. 3: Die Zeit, die benötigt wird, um ein Maximum in der atmosphärischen CO_2 -Konzentration von rund 2000 ppm im Jahr 2100 bis 2200 wieder auf das vorindustrielle Niveau von 280 ppm zu bringen (verändert nach Archer, 2005). Endgültig erreicht dies die Silikatverwitterung aber wegen ihrer langsamen Kinetik und den Rückkopplungen mit den Ozeanen erst nach 400 000 Jahren.

Fig. 3: The time required to reduce the anthropogenic CO_2 peak of about 2000 ppm in the year 2100 to 2200 to the pre-industrial level of 280 ppm (Archer, 2005, modified). Ultimately, silicate weathering takes care of this removal, but because of the slow kinetics of the process and feedbacks with the oceans the process will take 400 000 years.

Perspektive: übersteuert der Mensch das System?

Die Silikatverwitterung ist leider kaum geeignet, die gegenwärtige Zunahme des atmosphärischen CO_2 schnell zu mindern. Extrapolieren wir unsere gemessenen Silikatverwitterungsraten auf ein globales Integral und berücksichtigen die Menge darin enthaltenen Ca und Mg, so entzieht die Silikatverwitterung der Atmosphäre heute etwa 60 bis 120 Mio. t Kohlenstoff pro Jahr. Dies entspricht etwa der Menge, die der Atmosphäre jedes Jahr durch vulkanische Entgasung hinzugefügt wird. Die Silikatverwitterung läuft aber viel zu langsam ab, um der zusätzlichen, schnellen Zunahme des anthropogen erzeugten

atmosphärischen CO_2 -Gehalts entgegenzuwirken. Der Mensch emittiert derzeit rund 7 Mrd. t Kohlenstoff. Für die kurzfristige Klimabilanz ist der biologische und ozeanische Kohlenstoffzyklus mit seinen gigantischen Stoffflüssen viel entscheidender.

Der Weltklimarat geht davon aus, dass je nach Verbraucherszenario die atmosphärische CO_2 -Konzentration in den Jahren 2100 bis 2200 auf bis zu 2000 ppm steigen könnte (Abb. 3). Die Ozeane könnten eine große Menge dieses CO_2 in gelöster Form durch Verschiebung des chemischen Karbonatgleichgewichts aufnehmen. Innerhalb von 300 Jahren würde die CO_2 -Konzentration der Atmosphäre dadurch etwa gedrittelt.

Der dann fallende pH-Wert der Ozeane führt zur Auflösung von Karbonatsedimenten am Ozeanboden, die vorübergehend CO_2 in HCO_3^- überführen (umgekehrte Ausfällungsreaktion von Abb. 1, links). Dieser Prozess würde in etwa 20 000 Jahren pCO_2 auf rund 500 ppm reduzieren (Abb. 3). Erst danach würde die Silikatverwitterung die präanthropogenen Bedingungen wiederherstellen. Mit allen Rückkopplungen der beteiligten anderen Reservoirs könnte dies rund 400 000 Jahre dauern (Abb. 3). Die Rücknahme des anthropogenen CO_2 -Ausstoßes würde damit weit länger dauern, als die Zeitdauer der Homo sapiens-Zivilisation beträgt.

Ausblick

Wenn auch die Gesteinsverwitterung nicht ausreichend schnell den prognostizierten Klimawandel verhindern kann, hilft die moderne Erforschung dieser Prozesse, globale Stoffkreisläufe und ihre Interaktion mit dem Klima besser zu verstehen und so unsere Lebensgrundlage langfristig zu sichern. So ist die Entwicklung der terrestrischen Biosphäre direkt an die Gesteinsverwitterung gekoppelt. Verwitternde Minerale setzen Nährstoffe in Böden frei, und Pflanzen beschleunigen diesen Prozess mit symbiotischen Pilzen und Bakterien. Damit greift die Gesteinsverwitterung indirekt über die Bodenbildung und damit einhergehende Kohlenstoff-Einlagerung auch auf kürzeren Zeitskalen in das Klimageschehen ein. Für die beteiligten Rückkopplungen und die Bodenbildung sind die tiefen Prozesse an der Verwitterungsfront entscheidend. Diese Bilanzen zu verstehen und daraus Prognosen zu entwickeln stellt eine beträchtliche wissenschaftliche Herausforderung dar.

Literatur

- Archer, D. (2005): Fate of fossil fuel CO_2 in geologic time. - *Journal of Geophysical Research*, 110, C09S05, 10.1029/2004JC002625.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., (1992): Tectonic forcing of Late Cenozoic climate. - *Nature*, 359, 6391, 117-122, 10.1038/359117a0.
- von Blanckenburg, F. (2005): The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. - *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 3-4, 462-479, 10.1016/j.epsl.2005.06.030.
- Walker, J. C. G., Hays, P. B., Kasting, J. F. (1981): A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. - *Journal of Geophysical Research*, 86, C10, 9776-9782, 10.1029/JCo86iC10p09776
- Willenbring, J., von Blanckenburg, F. (2010): Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. - *Nature*, 465, 7295, 211-214, 10.1038/nature09044.