

3.8 Zukünftige Entwicklung der CO₂-Aufnahme des Meeres

BIRGIT SCHNEIDER

CO₂-uptake by the ocean: The ocean has played a dominant role in glacial-interglacial CO₂ variability and it will be the major sink for anthropogenic CO₂ in the future. The uptake is mainly driven by a positive gradient of the CO₂ partial pressure (pCO₂) between atmosphere and ocean. Until today, the ocean has taken up almost 50% of the total anthropogenic CO₂ emissions since the industrialisation began. However, due to non-linear effects of the marine carbonate system and a reduced CO₂ solubility as a consequence of climate change the rate of uptake relative to emissions will decrease in the future. This decreasing sink behaviour constitutes a positive feedback on the atmospheric CO₂, amplifying climate change. On multi-millennial time scales the capacity of the oceanic CO₂-sink will be increased by dissolution of CaCO₃ from marine sediments, so that only about 10% of the anthropogenic perturbation will remain in the atmosphere after 10 kyr.

Die Klimageschichte der Erde in den vergangenen ca. 1 Mio. Jahren zeichnet sich durch einen kontinuierlichen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten aus, die mit deutlichen Schwankungen des atmosphärischen CO₂-Gehalts einhergehen. Eisbohrkerne aus der Antarktis, in deren Lufteinschlüssen die CO₂-Konzentrationen der Vergangenheit gemessen werden können, belegen, dass während der Kaltzeiten (Glaziale) der atmosphärische CO₂-Gehalt bis auf etwa 180 ppm absank und während der Warmzeiten (Interglaziale) ein Wert von etwa 280 ppm fast nicht überschritten wurde (Abb. 3.8-1; LÜTHI et al. 2008). Diese Variationen entsprechen einer Zu- bzw. Abnahme des atmosphärischen CO₂-Gehalts von 30–50%. Die genauen Ursachen für die beobachteten CO₂-Variationen sind bislang ungeklärt, allerdings geht man davon aus, dass der Ozean eine zentrale Funktion inne hatte. Da sich der im System vorhandene mobile Kohlenstoff lediglich zwischen den drei Reservoiren Atmosphäre, Ozean und Landbiosphäre ver-

lagert haben kann, muss der Ozean z.B. während der Glaziale deutlich mehr Kohlenstoff gespeichert haben. Die Landbiosphäre enthielt deutlich weniger Kohlenstoff, da durch die Ausdehnung der Nordhemisphärenvereisung großflächig Vegetation verdrängt wurde. Der größere ozeanische Kohlenstoffspeicher in Glazialen ist wahrscheinlich ein Resultat aus erhöhter CO₂-Löslichkeit bei niedrigeren Temperaturen, veränderten Ozeanzirkulationsmustern, die eine stärkere Trennung zwischen jungem Oberflächenwasser und älterem CO₂-reichem Tiefenwasser bewirkten, sowie veränderter biologischer Produktivität.

Inzwischen hat der Mensch in den natürlichen Kohlenstoffkreislauf eingegriffen und durch die Verbrennung fossiler Energieträger während der letzten 200 Jahre die Menge an mobilem Kohlenstoff im Klimasystem deutlich erhöht. Der derzeitige atmosphärische CO₂-Gehalt liegt mit 390 ppm (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends>) ca. 39% über dem vorindustriellen Wert und wur-

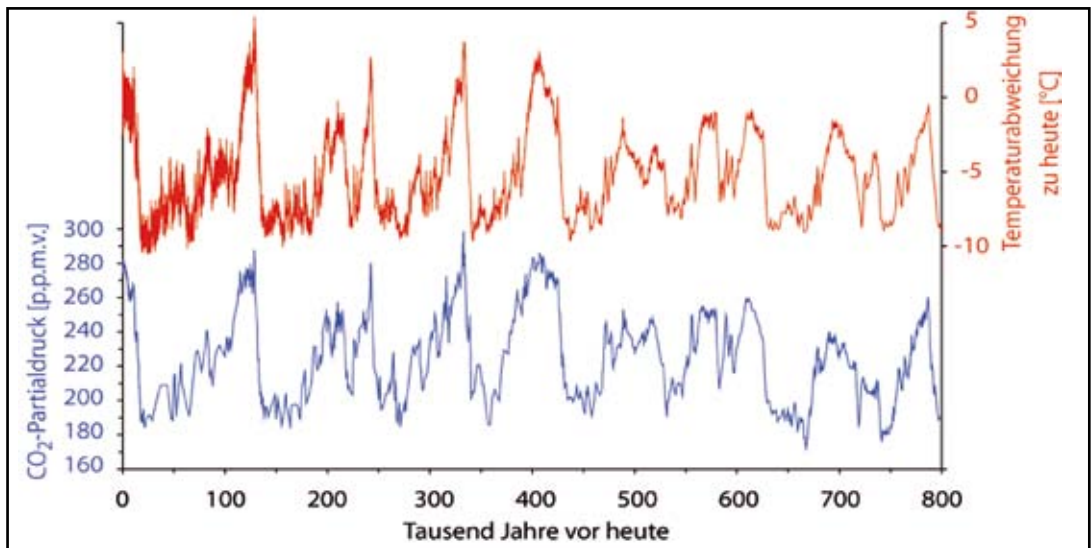


Abb. 3.8-1: Temperaturvariationen über der Antarktis (oben) und atmosphärisches CO₂ (unten) der letzten 800.000 Jahre gemessen an Eisbohrkerndaten aus der Antarktis. Eigene Darstellung; Daten: LÜTHI et al. 2008.

de wahrscheinlich in den letzten 20 Mio. Jahren nicht wesentlich überschritten (IPCC 2007). Darüber hinaus ist der Anstieg seit Beginn der Industrialisierung etwa 100-mal schneller als während der Abschmelzphasen nach den vergangenen großen Vereisungen (Abb. 3.8-1). Die Erderwärmung als Folge der CO₂-Anreicherung in der Atmosphäre ist unumstritten (IPCC 2007).

Im folgenden Beitrag soll auf die Rolle des Ozeans im globalen Kohlenstoffkreislauf und Klimasystem eingegangen werden, speziell wird die Aufnahme und Speicherung von anthropogenem CO₂ betrachtet. Dazu werden zunächst die wesentlichen Mechanismen und Transportwege erklärt, die zu einem CO₂-Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre beitragen, wobei keine Unterschiede zwischen natürlichem und anthropogenem CO₂ bestehen. Anschließend werden Methoden zur Bestimmung von anthropogenem CO₂ im Meerwasser erläutert, sowie Folgen des Klimawandels auf die ozeanische CO₂-Aufnahme und mögliche Rückkopplungsmechanismen angesprochen. Hierfür werden neben Beobachtungen auch Ergebnisse von Klimamodellsimulationen, die den globalen Kohlenstoffkreislauf einbeziehen, herangezogen. Für die biologischen und chemischen Aspekte der CO₂-Aufnahme durch den Ozean sei auf den Beitrag zum Thema Ozeanversauerung verwiesen.

Durch sein großes Volumen und der damit verbundenen hohen Speicherkapazität von Wärme und Kohlenstoff sowie aufgrund der langsamen Umwälzung von etwa 1.000 Jahren nimmt der Ozean eine zentrale Position im System Kohlenstoffkreislauf ein.

Was das Klima auf Zeitskalen unterhalb einer Milli-

on Jahre angeht, ist der Ozean das wichtigste Reservoir des globalen Kohlenstoffkreislaufs. Mit ca. 36.000 Gt (1 Gt = 1 Mrd. t) enthält er ca. 60-mal soviel Kohlenstoff wie die Atmosphäre und ca. 15-mal soviel wie die terrestrische Biosphäre, die sowohl Pflanzen als auch Böden einschließt. Atmosphäre und Ozean stehen miteinander in ständigem Austausch von CO₂ über die Meeresoberfläche. Grundvoraussetzung für den Gasaustausch ist eine CO₂-Partialdruckdifferenz ($\Delta p\text{CO}_2$), wobei der Fluss immer vom höheren zum niedrigeren Partialdruck gerichtet ist. Wegen der kurzen Durchmischungszeit der Atmosphäre von etwa einem Jahr, geht man hier gewöhnlich von einer homogenen CO₂-Verteilung aus, d.h. abgesehen von der zeitlichen Zunahme kann der atmosphärische CO₂ Partialdruck ($p\text{CO}_2$) als räumlich konstant angesehen werden. Im Ozean verhält es sich jedoch anders. Hier bestimmen im Wesentlichen drei Mechanismen, man spricht auch von Kohlenstoffpumpen, den CO₂-Gehalt des Oberflächenwassers und steuern damit mögliche Partialdruckdifferenzen (Abb. 3.8-2).

Als erste Kohlenstoffpumpe wird die so genannte *physikalische oder Löslichkeitspumpe* besprochen. Sie basiert auf der Tatsache, dass die Löslichkeit von CO₂ im Ozean von der Temperatur abhängig ist. Je kälter das Oberflächenwasser, umso höher die Löslichkeit und damit umso geringer der $p\text{CO}_2$. Im Nordatlantik zum Beispiel, wo sich das Oberflächenwasser auf dem Weg nach Norden abkühlt, kann so CO₂ aus der Atmosphäre aufgenommen werden. Sinken die Wassermassen ab, so wie dies bei der Tiefenwasserbildung, z.B. in der Grönland- und Labradorsee der Fall ist, wird damit

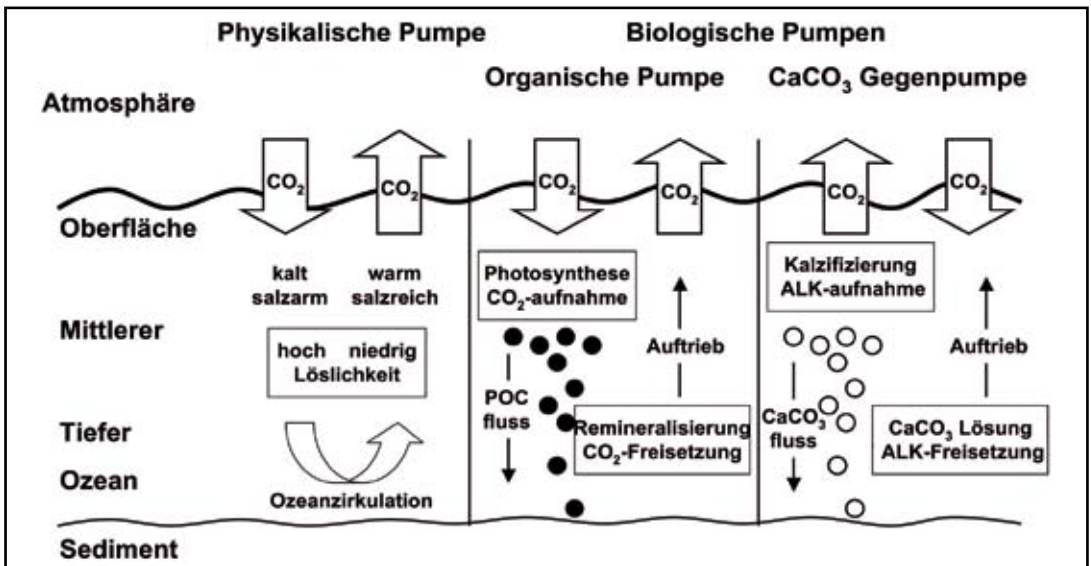


Abb. 3.8-2: Kohlenstoffpumpen, die für den CO₂-Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre verantwortlich sind. POC: partikulärer organischer Kohlenstoff; ALK: Alkalinität. Eigene Übersetzung aus HEINZE et al. 1991.

CO₂ aus der Oberfläche in den tiefen Ozean transportiert und somit dem Austausch mit der Atmosphäre entzogen. Gelangt die entsprechende Wassermasse auf ihrem Zirkulationsweg wieder an die Ozeanoberfläche und erwärmt sich, kann das vorher aufgenommene CO₂ wieder freigesetzt werden.

Die *biologische Pumpe* beschreibt den Prozess der CO₂-Aufnahme durch Photosynthese des Phytoplanktons. Hier wird gelöster Kohlenstoff aus dem Wasser in partikuläres organisches Material (Biomasse) der Algen umgewandelt. Die entsprechende CO₂-Abnahme im Oberflächenwasser wird durch Gasaustausch mit der Atmosphäre wieder ausgeglichen. Daher gilt, je stärker die Photosynthese, umso stärker die CO₂-Senkenfunktion des Ozeans. Nach dem Absterben des Phytoplanktons sinken die Partikel durch die Wassersäule ab. Auf dem Weg zum Meeresboden werden sie ganz oder teilweise durch mikrobiellen Abbau remineralisiert, wodurch sich der CO₂-Gehalt der Wassermasse sukzessive wieder erhöht, weshalb man auch hier von einem Pumpenmechanismus spricht. Je älter ein Wasserkörper ist, desto höher ist sein Anteil an CO₂ aufgrund des Abbaus. Gelangt eine solche alte Wassermasse durch die Ozeanzirkulation wieder an die Oberfläche, ist sie eine CO₂-Quelle für die Atmosphäre.

Der dritte Mechanismus für den CO₂ Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre ist die so genannte *Kalziumkarbonat Gegenpumpe*. Sie beschreibt den Effekt der biogenen Kalkbildung auf den pCO₂, da einige Planktonorganismen neben organischem Kohlenstoff auch Kalkschalen (CaCO₃) ausbilden. Man spricht hier von einer Gegenpumpe, da bei der Fällung von anorganischem CaCO₃ CO₂ freigesetzt wird. Ob nun eine Planktonblüte eine Quelle oder eine Senke von CO₂ für die Atmosphäre darstellt, hängt daher vom Verhältnis der organischen Kohlenstofffixierung durch Photosynthese zur Kalkbildungsrate ab. Normalerweise überwiegt der organische Anteil allerdings deutlich, so dass eine Algenblüte gewöhnlich eine CO₂-Senke darstellt.

Aufgrund der drei oben beschriebenen Mechanismen kommt es zu regionalen und saisonalen Variationen der Partialdruckdifferenz zwischen Atmosphäre und Ozean, so dass kontinuierlich CO₂-Flüsse zwischen beiden Reservoiren stattfinden. So ist z.B. der tropische Ostpazifik eine ständige CO₂-Quelle für die Atmosphäre, da hier relativ altes, mit CO₂ angereichertes Wasser an die Oberfläche gelangt. Der Nordatlantik funktioniert als Senke, d.h. hier wird permanent CO₂ aufgenommen und mit der Tiefenwasserbildung von der Atmosphäre wegtransportiert. Auf Zeitskalen von hunderten von Jahren und im Gleichgewichtszustand, so wie man es z.B. für den präindustriellen Ozean annimmt, sind die globalen Flüsse im jährlichen Mittel ausgeglichen, so dass kein

netto Gasaustausch stattfindet. Das generelle räumliche Muster der CO₂-Flüsse mit Quell- und Senkengebieten im Ozean hat sich bis heute nicht grundlegend verändert, jedoch findet heutzutage durch den erhöhten atmosphärischen pCO₂ im Jahresmittel ein netto Transport von CO₂ in den Ozean statt (Abb. 3.8-3). Modellergebnisse und Beobachtungen haben übereinstimmend gezeigt, dass z.B. für den Zeitraum von 1995–2000 ein Fluss von 2–2.2 Gt anthropogenem C aus der Atmosphäre in den Ozean gelangte (TAKAHASHI et al. 2009, MIKALOFF-FLETSCHER et al. 2006). Die größten Gesamtflüsse finden im Südozean sowie in den Tropen statt. In letzteren ist trotz hoher Oberflächentemperaturen und damit geringerer Löslichkeit die Aufnahme von anthropogenem CO₂ vor allem aufgrund der großen Fläche relativ hoch.

Nun stellt sich die Frage, wie man die Größe der ozeanischen Senke für anthropogenes CO₂ bestimmen kann. Rein chemisch unterscheidet sich das anthropogene CO₂ nicht vom übrigen Kohlenstoff im Ozean, weshalb eine direkte Messung unmöglich ist. Daher ist eine Vielzahl von Methoden entwickelt worden, um den anthropogenen Anteil auf indirektem Weg zu bestimmen (SABINE & TANHUA 2010). Im Detail unterscheiden sich die einzelnen Methoden, die meisten machen sich allerdings ein Konzept zu Nutze, indem sie versuchen aus der Gesamtmenge an Kohlenstoff in einer Wassermasse zunächst den Anteil zu eliminieren, der durch biologische Respiration bzw. Kalklösung hinzugekommen ist. Um dies zu tun, muss man das Sauerstoffdefizit, d.h. die Differenz zwischen aktuellem Sauerstoffgehalt und dessen Sättigungskonzentration, die hauptsächlich eine Funktion von Temperatur und Salzgehalt ist, bestimmen. Unter der Annahme, dass sowohl bei Photosynthese als auch bei mikrobiellem Abbau, Nährstoffe, Sauerstoff und Kohlenstoff immer in konstanten Elementverhältnissen zueinander aufgenommen bzw. freigesetzt werden, kann man so den respirativen Kohlenstoffanteil feststellen. Der Beitrag der Kalklösung kann über Änderungen in der Alkalinität bestimmt werden. In einem weiteren Schritt wird dann der CO₂-Gehalt berechnet, den die entsprechende Wassermasse im Kontakt mit einer vorindustriellen Atmosphäre gehabt hätte. Zieht man die so bestimmten Werte nun vom Gesamtkohlenstoffgehalt ab, so ergibt sich der Anteil des Kohlenstoffs, der nur als anthropogenes Signal erklärt werden kann. Auf dieser Grundlage wurde festgestellt, dass im Nordatlantik anthropogenes CO₂ schon bis in 3.000 m Tiefe nachgewiesen werden kann, und dass der Ozean seit Beginn der Industrialisierung bis zum Jahr 1995 etwa 120 Gt Kohlenstoff aufgenommen hat, was fast der Hälfte der gesamten bisherigen Emissionen aus der Verbrennung von Öl, Gas und Kohle sowie aus der Zementproduktion entspricht (SABINE et al. 2004).

Daten über den globalen Energieverbrauch sowie die Förderung von Rohstoffen zur Energiegewinnung lassen eine sehr präzise Bestimmung der fossilen CO_2 Emissionen in die Atmosphäre zu. Im Jahr 2009 waren dies zum Beispiel 8,4 Gt C. Dieser Wert lag aufgrund der Wirtschaftskrise um 1,3% niedriger als im vorherigen Jahr, allerdings ist er insgesamt 37% höher als im Kyoto Referenzjahr 1990 (<http://www.globalcarbon-project.org>). Zu den fossilen CO_2 -Emissionen kommen noch etwa 1,1 Gt C (FRIEDLINGSTEIN et al. 2010) aus Landnutzungsänderungen (Brandrodung), die ebenfalls als anthropogen zu bewerten sind. Im Gegensatz zu den fossilen Energieträgern sind die Emissionen der Landnutzung allerdings in den letzten 10 Jahren kontinuierlich gesunken. Da sich CO_2 in der Atmosphäre schnell mischt und es gut messbar ist, konnte festgestellt werden, dass etwa 45 % der Emissionen in der Atmosphäre blieben, der Rest wurde von Landbiosphäre und Ozean absorbiert. Diese natürliche Senkenfunktion ist von großer Bedeutung, da so nur etwa die Hälfte des ursprünglich in die Atmosphäre emittierten CO_2 dort verbleibt und klimawirksam ist.

Es stellt sich die Frage, wie der Kohlenstoffkreislauf in Zukunft auf weiter steigende atmosphärische CO_2 -Konzentrationen und den Klimawandel reagieren wird. Solange sich der CO_2 -Partialdruck in der Atmosphäre erhöht, wird auch weiterhin CO_2 vom Ozean

aufgenommen werden, da eine positive Partialdruckdifferenz immer zu einem in den Ozean gerichteten Fluss führen wird. Allerdings wird die Pufferkapazität des Ozeans aufgrund von nicht linearen Effekten in der marinen Karbonatchemie in Zukunft geringer werden (SABINE et al. 2004). Zusätzlich wird bedingt durch den Klimawandel, der eine Temperaturerhöhung und damit verringerte CO_2 -Löslichkeit bewirkt, die CO_2 -Aufnahmekapazität des Ozeans abnehmen. Beide Effekte haben zur Folge, dass für jedes ppm CO_2 Anstieg in der Atmosphäre die Menge an CO_2 , das vom Ozean aufgenommen wird, geringer wird, so dass ein größerer Anteil des emittierten CO_2 in der Atmosphäre verbleiben wird, wo es wiederum klimawirksam ist. Klima-Kohlenstoffkreislaufmodelle haben angedeutet, dass sich unter der Annahme eines CO_2 Emissions-Szenarios (SRES A2) bis zum Jahr 2100 die zuvor prognostizierte Erwärmung des Klimas um etwa 1,5–4,5°C aufgrund dieses positiven Rückkopplungseffekts zusätzlich um 0,1–1,5°C erhöhen könnte (FRIEDLINGSTEIN et al. 2006).

In den letzten Jahren mehren sich die Anzeichen, dass der pCO_2 an der Ozeanoberfläche in manchen Regionen schneller ansteigt als in der Atmosphäre (z.B. LE QUÉRÉ et al. 2007). Dies könnten erste Anzeichen dafür sein, dass sich die ozeanische CO_2 -Senke langsam abschwächt. Da dieser Prozess allerdings schneller voranzuschreiten scheint, als es die langsamen Prozesse der

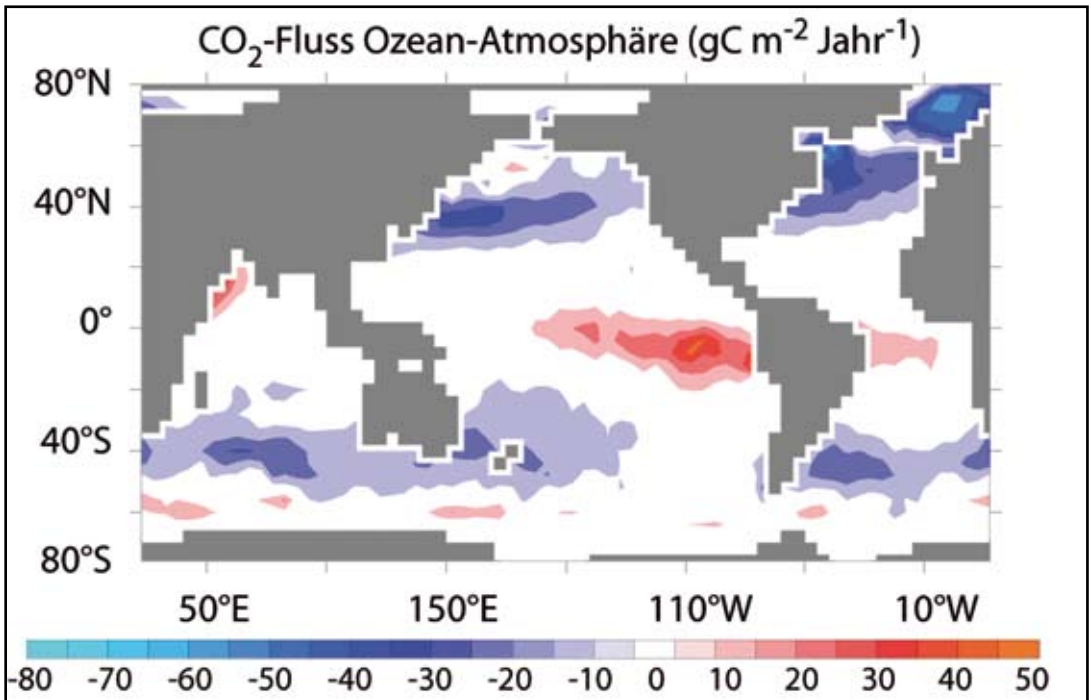


Abb. 3.8-3: CO_2 -Fluss an der Ozean-Atmosphären in $\text{gC}/\text{m}^2/\text{Jahr}$, gültig für das Jahr 2000. Positive Werte bedeuten einen Fluss vom Ozean in die Atmosphäre, negative Werte und gestrichelte Linien zeigen einen Fluss von der Atmosphäre in den Ozean an. Eigene Darstellung; Daten: TAKAHASHI et al. 2009.

sich ändernden Pufferkapazität bzw. Erwärmung des Ozeans erwarten ließen, müssen weitere Gründe zur Erklärung herangezogen werden. So wurde zum Beispiel im Südozean eine Abschwächung der CO₂-Senke mit einer Änderung der Windgeschwindigkeit in Zusammenhang gebracht. In den letzten 20 Jahren hat hier die Stärke der Westwinde zugenommen, was möglicherweise ebenfalls auf den Klimawandel zurückzuführen ist. Dies hat zur Folge, dass mehr CO₂-reiches Wasser aus tieferen Schichten an die Ozeanoberfläche gebracht wird und dort zu einer Ausgasung von natürlichem CO₂ in die Atmosphäre führt. Diese Anreicherung von natürlichem CO₂ im Oberflächenwasser wirkt somit einer Aufnahme von anthropogenem CO₂ entgegen. Ob es sich hierbei allerdings um einen längerfristigen Trend oder Teil einer dekadischen Schwankung handelt, ist bislang nicht geklärt (LE QUÉRE & al. 2007). Gekoppelte Kohlenstoffkreislauf-Klimamodelle konnten bislang weder die Zunahme der Windgeschwindigkeiten noch ein verstärktes Ausgasen von natürlichem CO₂ reproduzieren.

Auf lange Sicht wird der Ozean den größten Teil der anthropogenen CO₂-Emissionen aufnehmen. Dies geschieht hauptsächlich durch die Löslichkeit von CO₂ im Meerwasser bei weiterhin positiver Partialdruckdifferenz zwischen Atmosphäre und Ozean. Auf Zeitskalen von mehreren tausend Jahren wird die Speicherkapazität des Ozeans für anthropogenes CO₂ noch dadurch erhöht, dass sich kalkhaltige Sedimente am Meeresboden auflösen (ARCHER 2005). Dieser Prozess hat sozusagen eine neutralisierende Wirkung auf die anthropogene Ansäuerung des Ozeans, so dass in 10.000 Jahren nur noch etwa 10% der anthropogenen CO₂-Emissionen in der Atmosphäre verweilen werden. Mögliche langfristige Folgen auf die Biogeochemie des Ozeans, hier vor allem die marinen Nahrungsketten und damit die Fischerei, d.h. die menschliche Gesellschaft, sind mit heutigem Wissen noch nicht absehbar.

Literatur

ARCHER D. (2005): Fate of fossil fuel CO₂ in geologic time. *Journal of Geophysical Research*, 110, doi:10.1029/2004JC002625.

FRIEDLINGSTEIN P., P. COX, R. BETTS, L. BOPP, W. VON BLOH, V. BROVKIN, P. CADULE, S. DONEY, M. EBY, I. FUNG, G. BALA, J. JOHN, C. JONES, F. JOOS, T. KATO, M. KAWAMIYA, W. KNORR, K. LINDSAY, H. D. MATTHEWS, T. RADDATZ, P. RAYNER, C. REICK, E. ROECKNER, K.- G. SCHNITZLER, R. SCHNUR, K. STRASSMANN, A. J. WEAVER, C. YOSHIKAWA & N. ZENG (2006): Climate-Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C4MIP Model Intercomparison. *Journal of Climate*, 19, 3337-3353.

FRIEDLINGSTEIN P., R. A. HOUGHTON, G. MARLAND, J. G. CANADELL, M. R. RAUPACH, P. CIAIS & C. LE QUÉRE (2010): Update on CO₂ emissions. *Nature Geoscience*, 3, 811-812.

HEINZE C., E. MAIER-REIMER & K. WINN (1991): Glacial pCO₂ Reduction by the World Ocean: Experiments With the Hamburg Carbon Cycle Model. *Paleoceanography*, 6 (4), doi:10.1029/91PA00489.

IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

JOUZEL J., V. MASSON-DELMOTTE, O. CATTANI, G. DREYFUSS, S. FALOURD, G. HOFFMANN, B. MINSTER, J. NOUET, J. M. BARNOLA, J. CHAPPELLAZ, H. FISCHER, J. C. GALLET, T. JOHNSEN, M. LEUENBERGER, L. LOULERGUE, D. LUETHI, H. OERTER, F. PARRENIN, G. RAISBECK, D. RAYNAUD, A. SCHILT, J. SCHWANDER, E. SELMO, R. SOUCHEZ, R. SPAHNI, B. STAUFFER, J. P. STEFFENSEN, B. STENNI, T. F. STOCKER, J. L. TISON, M. WERNER & E. W. WOLFF (2007): Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317, 793-796.

LE QUÉRE C., C. RÖDENBECK, E. T. BUITENHUIS, T. J. CONWAY, R. LANGENFELS, A. GOMEZ, C. LABUSCHAGNE, M. RAMONET, T. NAKAZAWA, N. METZL, N. GILLET & M. HEIMANN (2007): Saturation of the Southern Ocean CO₂ Sink Due to Recent Climate Change. *Science*, 316, 1735-1738.

LÜHTI D., M. LE FLOCH, B. BEREITER, T. BLUNIER, J.- M. BARNOLA, U. SIEBENTHALER, D. RAYNAUD, J. JOUZEL, H. FISCHER, K. KAWAMURA & T. F. STOCKER (2008): High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, 453, 379-382.

MIKALOFF-FLETCHER S. E., N. GRUBER, A. R. JACOBSON, S. C. DONEY, S. DUTKIEWICZ, M. GERBER, M. FOLLOWS, F. JOOS, K. LINDSAY, D. MENEMNLIS, A. MOUCHET, S. A. MÜLLER & J. L. SARMIENTO (2006): Inverse estimates of anthropogenic CO₂ uptake, transport, and storage by the ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 20, doi:10.1029/2005GB002530.

SABINE C. L., R. A. FEELY, N. GRUBER, R. M. KEY, K. LEE, J. L. BULLISTER, R. WANNINKHOF, C. S. WONG, D. W. R. WALLACE, B. TILBROOK, F. J. MILLERO, T.- H. PENG, A. KOZYR, T. ONO & A. F. RIOS (2004): The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂. *Science*, 305, 367-271.

SABINE C. L. & T. TANHUA (2010): Estimation of Anthropogenic CO₂ Inventories in the Ocean. *Annual Review of Marine Science*, 2, 175-198.

TAKAHASHI T., S. C. SUTHERLAND, R. WANNINKHOF, C. SWEENEY, R. FEELY, D. W. CHIPMAN, B. HALES, G. FRIEDERICH, F. CHAVEZ, C. SABINE, A. W. WATSON, D. C. E. BAKKER, U. SCHUSTER, N. METZL, H. YOSHIKAWA-INOUE, M. ISHII, T. MIDORIKAWA, Y. NOJIRI, A. KÖRTZINGER, T. STEINHOFF, M. HOPPEMA, J. OLAFSSON, T. S. ARNARSON, B. TILBROOK, T. JOHANNESSEN, A. OLSEN, R. BELLERBY, C. S. WONG, B. DELILLE, N. R. BATES, & H. J. W. DE BAAR (2009): Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Research II*, 56, 554-577.

Prof. Dr. Birgit Schneider
Institut für Geowissenschaften - Universität Kiel
Ludewig-Meyn-Str. 10 - 24098 Kiel
bschneider@gpi.uni-kiel.de