

# Ozeanversauerung – das weniger bekannte CO<sub>2</sub>-Problem

Die Auswirkungen der Ozeanversauerung sind heute bereits messbar. Eine durch die Versauerung bewirkte Abnahme von Meeresorganismen, einschließlich Korallen, Krustentiere und verkalkender Organismen des marinen Planktons könnte in den kommenden Jahrzehnten tiefgreifende Folgen für einige der grundlegendsten biologischen und geochemischen Prozesse im Meer haben. Die Frage ist also nicht ob, sondern inwiefern die Biodiversität leiden wird.

Bei der Absorption von CO<sub>2</sub> vom Meerwasser treten chemische Änderungen auf, die den pH-Wert des Seewassers und die Konzentration der Karbonat-Ionen verringern (vgl. Abb. 1). Dieser Prozess wird allgemein Ozeanversauerung genannt (vgl. Textbox 1). Karbonat-Ionen sind ein grundlegender Baustein von Skeletten und Schalen bei einer großen Anzahl von Meeresorganismen, einschließlich Korallen, Krustentiere und einiger verkalkender Organismen des marinen Planktons. Das Plankton bildet die Basis der marinen Nahrungskette und ist die wichtigste Futterquelle für höhere Meeresorganismen. Aber auch nicht kalzifizierende (verkalkende) Organismen können durch die Versauerung beeinträchtigt werden.

## Ozeanversauerung und ihre Auswirkungen

### Biologische Reaktion

Ozeanversauerung ist eine Bedrohung für Fortpflanzung, Wachstum und Überleben einzelner Arten und führt damit zu einem Verlust der Biodiversität. Was aber viel entscheidender ist, sie könnte zu grundlegenden ökologischen Verschiebungen führen. Bis jetzt ist wenig über solche biologischen Reaktionen in der marinen Umwelt

### TEXTBOX 1

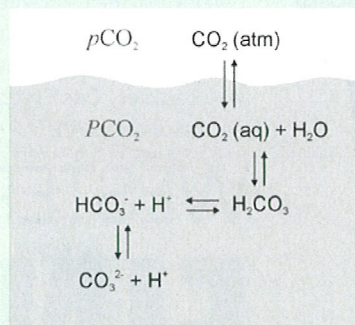
#### Eckdaten der Ozeanversauerung

Seit Beginn der Industriellen Revolution stieg die Konzentration von CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre verursacht durch Industrie und Landwirtschaft, von ca. 280 auf 387 Teilchen/Million (ppm). Die atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration auf der Erde ist heute höher als während der letzten ca. 25 Mio. Jahre und es wird erwartet, dass sie in erhöhtem Maße weiter ansteigt. Der Ozean hat über 430 Mrd. t CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre absorbiert – das ist ca. ein Drittel der anthropogenen (durch Menschen verursachten) Kohlendioxid Emissionen (vgl. Abb. 2). Pro Tag verschluckt der Ozean eine Menge an CO<sub>2</sub>, die der Masse von etwa 6 Millionen VW Käfern entspricht! Zuerst nahm man an, dass dies ein Segen für die Menschheit wäre, weil die Absorption den Anteil der Treibhausgase in der Atmosphäre beträchtlich verringerte und damit die globale Erwärmung minimiert hat. Inzwischen ist der pH-Wert (Maßeinheit für Säure; vgl. Abb. 4) des Oberflächenwassers im Ozean seit Beginn der Industriellen Revolution um ca. 0,1 Einheiten von durchschnittlich 8,2 auf 8,1 zurückgegangen (vgl. Wolf-Gladrow et al. 1999).

Bis zur Mitte dieses Jahrhunderts könnte der Wert des CO<sub>2</sub>-Gehaltes in der Atmosphäre mehr als 500 ppm erreichen, bis 2100 könnte er über 800 ppm liegen (vgl. IPCC, Szenario B2, 2007). Dies würde zu einer zusätzlichen Verringerung des durchschnittlichen pH-Wertes im Oberflächenwasser von ca. 0,3–0,4 pH-Einheiten bis zum Jahr 2100 führen (vgl. Abb. 3). Das würde bedeuten, dass der Ozean ungefähr 100–150 % saurer sein würde als zu Beginn der Industriellen Revolution, aber auch saurer als je zuvor in den letzten 25 Millionen Jahren!

#### Abb. 1: Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre

Die CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre ist durch menschliche Aktivität angestiegen und löst sich im Weltmeer. Das gelöste CO<sub>2</sub> reagiert mit Wasser und bildet instabiles Hydrogenkarbonat. Das Hydrogenkarbonat verliert ein H<sup>+</sup> und formt



„Bikarbonat-Ionen“ ( $\text{HCO}_3^-$ ), diese verlieren wiederum ein H<sup>+</sup> und bilden Karbonat-Ionen ( $\text{CO}_3^{2-}$ ). Die resultierenden Konzentrationen der drei Kohlenstoffformen ( $[\text{CO}_2\text{aq}]$ ,  $[\text{HCO}_3^-]$  und  $[\text{CO}_3^{2-}]$ ) werden durch chemischen Gleichgewichtskonstanten bestimmt und das freigesetzte H<sup>+</sup> macht den Ozean saurer (niedriger pH). Letztendlich nimmt das gelöste CO<sub>2</sub> zu und die Karbonat-Ionen Konzentration ab.

bekannt. Die Kalzifizierung (Verkalkung) ist bei weitem der am intensivsten untersuchte Prozess. Krustentiere oder Korallenriffe leiden zum Beispiel direkt unter verminderten Wachstumsraten. Über

die anderen Prozesse, die wichtig zum Verständnis des vollen Spektrums der Auswirkungen der Ozeanversauerung sind, ist noch sehr wenig bekannt. Für Fische könnten direkte Auswirkungen der Ozean-

versauerung begrenzt sein. Andererseits gibt es viele Unbekannte: z.B. könnten die Fruchtbarkeit oder frühe Entwicklungsstadien – direkt oder indirekt – durch die Ozeanversauerung beeinträchtigt werden. Außerdem könnte die Wechselwirkung von Ozeanversauerung und Temperaturtoleranz die Temperatur abhängige Biogeographie von vielen Fischarten ändern. Das Vordringen von atlantische Arten in (sub-)polaren Gebieten („Atlantifizierung“) erhöht den Konkurrenzdruck und könnte verheerende Folgen für die ansässigen hoch spezialisierten Ökosysteme haben.

Über die Fähigkeit von Organismen zu physiologischen oder gar genetischen Anpassungen an den fallenden pH-Wert ist wenig bekannt. Deshalb ist es zur Zeit noch nicht möglich, kritische Schwellen-

werte (Umkipppunkte) für einen tolerierbaren pH-Rückgang auf der Ebene der Organismen zu definieren und schon gar nicht, den Verlauf von Änderungen von Lebensgemeinschaften oder Ökosystemen vorherzusagen, wenn Schwellenwerte überschritten wurden. Zusammenfassend basiert unser heutiges Wissen über die Auswirkungen von Ozeanversauerung auf marine Lebensgemeinschaften weitestgehend auf begrenzten Experimenten mit einzelnen Arten, die kurzzeitig in Inkubation gehalten wurden und oftmals abrupten und extremen pH-Änderungen ausgesetzt wurden (vgl. Collins und Bell 2004, Müller et al. 2009).

### Biogeochemische Kreisläufe

Die Ozeanversauerung und die globale Erwärmung sind Symptome der gleichen Krankheit: des Koh-

lenstoff-Kreislaufkollaps der Erde. Der Kohlenstoff-Kreislauf auf der Erde verbindet die verschiedenen Reservoirs (Atmosphäre, Ozean und Landbiosphäre) durch Austauschprozesse (Kohlenstoffflüsse) miteinander. Die Geschwindigkeit dieser Austauschprozesse wird durch biogeochemische Prozesse bestimmt und läuft für die verschiedenen Reservoirs auf unterschiedlichen Zeitskalen ab (vgl. Textbox 2). Die Zunahme der CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre durch Emissionen findet ohne Zeitverzögerung statt und führt zur globalen Erwärmung. Die Aufnahme von CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre in den Ozean dauert aber viel länger. Dieses Ungleichgewicht bedeutet, dass auch wenn keine CO<sub>2</sub>-Emissionen mehr stattfinden die Versauerung stetig weitergeht, bis ein neues Gleichgewicht erreicht wird.

Die Kohlenstoffaufnahme des Ozeans wird sowohl durch die Löslichkeit von CO<sub>2</sub> als auch durch die sogenannte „biologische Pumpe“ bestimmt (vgl. Textbox 2 und Abb. 5). Beide Prozesse werden durch die

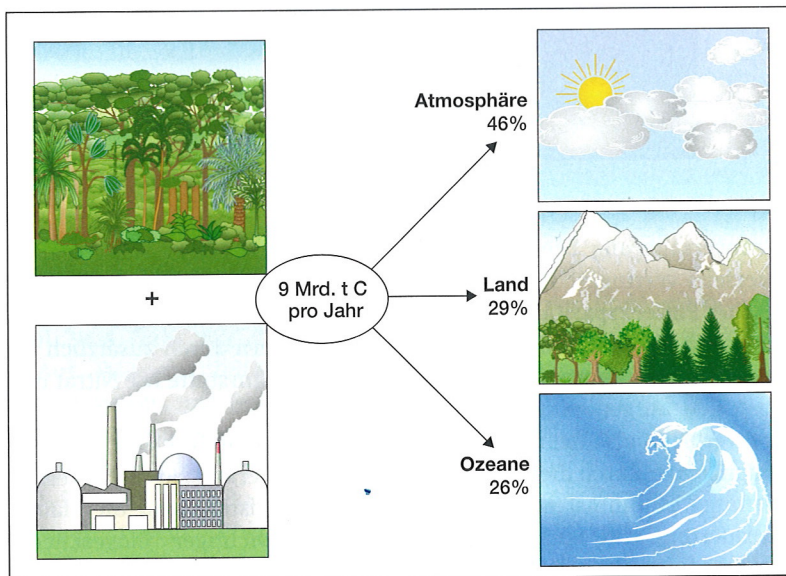


Abb. 2: CO<sub>2</sub>-Emissionen werden zu fast ein Drittel von den Ozeanen aufgenommen und führen zu Ozeanversauerung

Quelle: [www.globalcarbonproject.org/carbonbudget/07/index.htm](http://www.globalcarbonproject.org/carbonbudget/07/index.htm); verändert

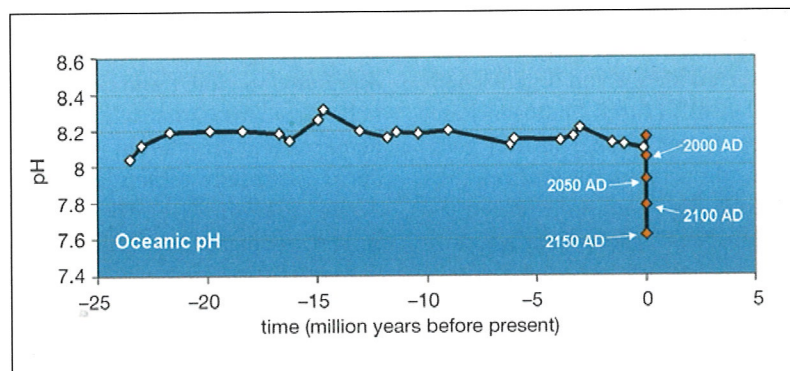


Abb. 3: pH-Änderungen in den vergangenen 25 Millionen Jahren

Quelle: nach Turley et al. 2006, verändert

	Konzentrationen von Wasserstoffionen im Vergleich zu destilliertem Wasser (pH)	Beispiele für Lösungen und ihr jeweiliger pH-Wert
mehr Säure	10.000.000	0 Batteriesäure
	1.000.000	1 Salzsäure
	100.000	2 Zitronensaft, Essig
	10.000	3 Orangensaft, Selters
	1.000	4 Tomatensaft
	100	5 Schwarzer Kaffee, saurer Regen
weniger Säure	10	6 Urin, Speichel
	1	7 „reines“ Wasser
	1/10	8 Meerwasser
	1/100	9 Backpulver, Zahnpasta
	1/1.000	10 Magnesiummilch
	1/10.000	11 Haushaltsammoniak
	1/100.000	12 Seifenwasser
	1/1.000.000	13 Bleiche, Ofenreiniger
1/10.000.000	14 flüssiger Abflussreiniger	

Abb. 4: Die pH-Skala von 0 bis 14 ist logarithmisch, d. h. eine pH-Änderung von nur -0.1 Einheit entspricht einer Versauerung von 26 % und eine pH-Änderung von -0.3 Einheiten entspricht einer Verdopplung der Versauerung

Quelle: übernommen mit freundlicher Genehmigung von J.P. Gattuso, eigene Übersetzung

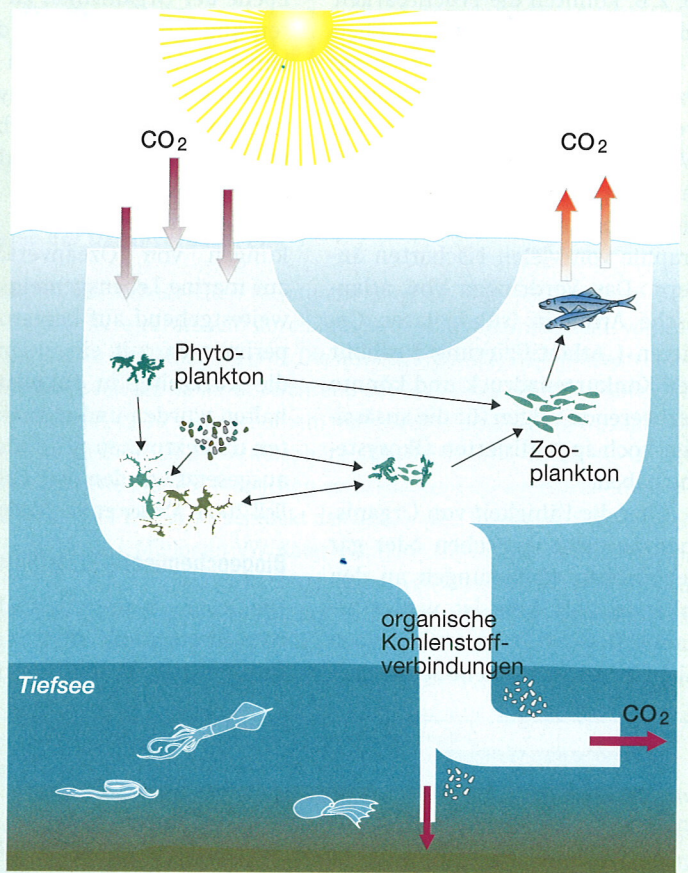
**TEXTBOX 2**

**CO<sub>2</sub>-Löslichkeit und die „biologische Pumpe“**

Eine erhöhte CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre führt zu einer Lösung von Kohlenstoff im Meer („physikalische CO<sub>2</sub>-Pumpe“). Da sich in kaltem Wasser mehr CO<sub>2</sub> lösen kann als in warmen Wasser, sind die hohen Breiten als erste von der Ozeanversauerung betroffen. Die weitaus wichtigere „CO<sub>2</sub>-Pumpe“ ist jedoch die „biologische Kohlenstoffpumpe“ (vgl. Abb. 5). Mikroskopisch kleine Algen (Phytoplankton) binden durch Photosynthese den aus der Licht durchfluteten Deckschicht gelösten Kohlenstoff (u.a. CO<sub>2</sub>) in Form von organischer Substanz. Das tierische Plankton (Zooplankton) frisst die Algen und produziert Kotballen, die in die Tiefsee absinken. Nach dem Absterben der (nicht gefressenen) Algen sinkt die schwebende (und klebrige) organische Substanz auch ab, weil sie mit leeren Gehäusen und Schalen von kalkigen Organismen verklebt. Der Kohlenstoff in den Kotballen und in der organischen Substanz wird während des Transports in die Tiefsee und am Meeresboden durch Bakterien wieder als CO<sub>2</sub> freigesetzt. Das in den Zellen durch die Photosynthese gebundene CO<sub>2</sub> wird also in die Tiefsee verfrachtet („gepumpt“) und so dem atmosphärischen Kreislauf entzogen. Damit kann von der Deckschicht erneut CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre aufgenommen werden. Die „biologische Kohlenstoffpumpe“ hält ein Konzentrationsgefälle von CO<sub>2</sub> zwischen Oberfläche und Tiefsee aufrecht. Ohne diese Pumpe wäre die CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre doppelt so hoch.

**Abb. 5: Die „biologische Pumpe“**

Quelle: Chisholm, S. 2000, Nature 407, pp. 685–687



**TEXTBOX 3**

**Zeitskalen von CO<sub>2</sub>-Konzentrationen**

Auf Zeitskalen von einigen tausend Jahren und bevor der Mensch begann die CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre signifikant zu manipulieren, wurde letztere durch die Menge des gelösten CO<sub>2</sub> im Oberflächenwasser der Ozeane bestimmt, weil die Konzentration des gelösten Kohlenstoff dort ca. 60-mal höher ist als die der Atmosphäre. Die chemischen Gleichgewichtskonstanten bestimmen das Verhältnis der drei Kohlenstoffformen und damit die CO<sub>2</sub> (aq)-Konzentration im Oberflächenwasser, die wiederum die CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre bestimmt (vgl. Abb. 1). Die Feinregulierung findet durch die biologische Kalkbindung im Ozean und die Ablagerung oder Lösung von Sedimenten statt. Auf Zeitskalen von hunderttausend bis Millionen von Jahren wird die CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre aber durch Prozesse wie Plattentektonik und Vulkanismus auf der einen Seite (Quelle) und Gesteinsverwitterung ( $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ ) auf der anderen Seite (Senke) bestimmt.

Die Erde wird also mit der Versauerung fertig, aber die Menschheit kann nicht solange warten.

Ozeanversauerung beeinträchtigt. Einerseits verringert sich die chemische Pufferkapazität des Ozeans durch die stetige CO<sub>2</sub>-Aufnahme. Dadurch kann nicht nur weniger CO<sub>2</sub> aufgenommen werden (und verbleibt also mehr in der Atmosphäre, wodurch die globale Erwärmung zunimmt), sondern die Versauerung wird zusätzlich beschleunigt. In einem „business-as-usual“-Szenario für die CO<sub>2</sub>-Emission bedeutet dies, dass die CO<sub>2</sub>-Aufnahmekapazität im Jahr 2100 60% niedriger sein wird als heute.

Die Effizienz der biologischen Pumpe beruht auf der relativ produzierten Menge von organischem Kohlenstoff (durch Photosynthese) zu Kalziumkarbonat (durch kalkbildendes Plankton). Während erhöhtes CO<sub>2</sub> und hohe Raten an organischer Kohlenstoffproduktion prinzipiell eine effizientere Kohlenstoffpumpe zur Folge haben könnte, würde die reduzierte Kalkproduktion den Kohlenstofftransport in die Tiefsee verringern und die biologische Pumpe weni-

ger wirksam machen. Die marine Photosynthese ist aber nicht limitiert durch die Verfügbarkeit von CO<sub>2</sub>, sondern durch zusätzlich benötigten Nährstoffe wie Nitrat und Phosphat.

Mikroskopisch kleine Organismen (Bakterien, Archebakterien, Viren, Protisten) sind die Hauptakteure wichtiger biogeochemischer Kreisläufe (Kohlenstoff, Stickstoff, Phosphor, Silikat). Dennoch ist das Verständnis, wie die mikrobielle Vielfalt auf die Ozeanversauerung reagiert, gering. Steigende CO<sub>2</sub>-Gehalte scheinen die Stickstoffbindung zu erhöhen (vgl. Hutchins et al. 2007) und die natürliche Artenzusammensetzung von Planktongemeinschaften zu ändern. Trotzdem fehlen entscheidende Erkenntnisse über Änderungen in biogeochemischen Kreisläufen und aus diesem Grund sind zusätzliche Auswirkungen auf unser zukünftiges Klima nicht vorhersagbar.

Änderungen in globalen biogeochemischen Kreisläufen wirken auf

verschiedenen Zeitskalen. Aufnahme von CO<sub>2</sub> und Transport in das Innere des Ozeans ist ein schneller Prozess (in der Größenordnung von Wochen bis Jahrhunderten). Der Effekt von erhöhter Karbonatlösung aus Sedimenten (der die Ozeanversauerung kompensiert) wirkt auf mittelfristigen Zeitskalen in der Größenordnung von Tausenden von Jahren. Die endgültige Erholung der Ozeane von der Ozeanversauerung wird allerdings erst durch die Gesteinsverwitterung auf Zeitskalen von Hunderttausenden von Jahren erreicht (vgl. Textbox 3), da die chemische Säurepufferungsreaktion durch Lösung kalkhaltiger Sedimente am Meeresboden entsprechend langsam verläuft.

## Lektionen aus der Vergangenheit

Historische Daten, wie die Messungen an Zeitreihen-Stationen nahe den Kanarischen Inseln, Hawaii und den Bermudas, sowie entlang wiederholt beprobter Ozeantransekte bestätigen einen Abfall von 0,02 pH-Einheiten während der letzten Dekade und entsprechende Änderungen in der Löslichkeit von Karbonaten (vgl. Feely et al. 2008, Turley et al. 2006).

Auf längeren Zeitskalen wie die der Warm- und Eis-Zeiten (ca. 100 000 Jahren), spiegeln sich Änderungen im atmosphärischen pCO<sub>2</sub> (CO<sub>2</sub>-Partialdruck, bekannt aus Eiskernen) in dem Gehäusegewicht von Foraminiferen (kalzifizierende Protisten) wieder. Im Glazial ist die Atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration ca. 190 ppm und sind die Gehäusewände dicker (schwerer) als während den Interglazialzeiten (280 ppm). Dies zeigt klar eine direkte und unproblematische Kopplung zwischen atmosphärischem CO<sub>2</sub>, dem ozeanischen Karbonatsystem und die biologischen Reaktionen dieser Organismen.

Die extreme Ozeanversauerung vor ~55 Mio. Jahren an der Paläozän-Eozän Grenze (PETM = *Paleocene-Eocene Thermal Maximum*) zeigte allerdings katastrophale Folgen und globale Auswirkungen der Ozeanversauerung. Während die-

ser Periode erfuhr das am Ozeanboden angesiedelte, benthische, Ökosystem ein massives Artensterben, was auf eine gewaltige Freisetzung von Gas-Hydraten im Meeresboden zurückzuführen ist (siehe Beitrag *Suess* in diesem Heft). Das freigesetzte Methan oxidierte zu CO<sub>2</sub> und führte zu der wichtigsten Ozeanversauerung der Erdgeschichte, die jedoch wesentlich langsamer von statten ging als heute (vgl. *Zachos et al. 2005*).

Kohlenstoffmodelle des Ozeans und Datensätze aus Sedimenten zeigen, dass die Erholung von solchen Ereignissen mehrere zehntausend bis zu hunderttausend Jahre benötigt, während die biologische Erholung von einem Massensterben Millionen von Jahren benötigt (vgl. *Knoll et al. 2007*). Der CO<sub>2</sub>-Eintrag während des PETM war von vergleichbarer Größenordnung zu dem heutigen und geschah auf einer Zeitskala von weniger als 10 000 Jahren (vgl. *Zachos et al. 2005*). Dies macht diese Ereignisse zu dem nächsten Paläo-Analog für die heutige Ozeanversauerung – aber, und das ist wichtig, die Änderungsrate der heutigen CO<sub>2</sub>-Emissionen ist wahrscheinlich weitaus schneller.

Die für das Ende dieses Jahrhunderts hochgerechnete Versauerung ist stärker als während der letzten 25 Mio. Jahre, und seine Änderungsrate ist vielleicht 100-mal höher als zu irgendeiner Zeit während dieser Periode (vgl. *Zachos et al. 2005*). Wenn die CO<sub>2</sub>-Emissionen weiterhin in dem jetzigen Maß zunehmen, werden gegen Ende dieses Jahrhunderts die daraus resultierenden Änderungen in der Chemie des Seewassers viele marine Organismen Bedingungen aussetzen, die diese während ihrer gesamten Evolutionsgeschichte nicht erlebt haben. Der ungewisse Ausgang dieses „anthropozänen Experiments“ (der Begriff „anthropozän“ wurde im Jahr 2000 vom Nobelpreisträger *Paul Crutzen* geprägt und bezieht sich auf das gegenwärtige Zeitalter, das im späten 18. Jahrhundert begann, als die Industrielle Revolution und andere menschliche Aktivitäten zunehmend Einfluss auf das globale Kli-

ma und die Ökosysteme nahmen) appelliert an die Anwendung des sogenannten „Vorsorgeprinzips“ und an die Weitsicht der Weltpolitik.

## Sozioökonomische Auswirkungen

Eine der besser verstandenen Auswirkungen der Ozeanversauerung ist die Verringerung der Kalzifizierung von Schalen, Gehäuse und Kalk-Gerüste verschiedener Meeresorganismen, wirtschaftlich wertvolle Krustentiere, Krebse und Korallen eingeschlossen. Der wirtschaftliche Wert der Korallenriffe hängt in erster Linie mit ihrer Funktion als Lebensraum und Brutgebiet für kommerzielle Fischbestände, sowie ihrer Rolle als natürliche Grenze für Küstenlinien und die Bereitstellung von Erholungs- und Tourismusmöglichkeiten zusammen. Wenn man einen zurückhaltenden Wert von 100 000 US\$/km<sup>2</sup>/Jahr für Korallenriffe annimmt, liegt der weltweite ökonomische Wert in Zusammenhang mit Riffen in der Größenordnung von 30 Mrd. US\$/Jahr. Da erwartet wird, dass die Ozeanversauerung innerhalb dieses Jahrhunderts einen großen Teil dieser Riffe beeinträchtigen wird, ist es plausibel, dass sich der Verlust der Korallenriffe auf einen Verlust von mehreren zehner Milliarden US-Dollar pro Jahr belaufen wird.

Der von der Ozeanversauerung an den Korallenriffen verursachte wirtschaftliche Schadenswert wurde kürzlich zum ersten Mal geschätzt (vgl. *Brander et al. 2009*) und die Verluste waren in der Ordnung von 0,18% der weltweiten Bruttoinlandsproduktion im Jahr 2100. Dies ist eine Größenordnung kleiner als die der geschätzten Auswirkung des Klimawandels, stellt aber immer noch einen beträchtlichen wirtschaftlichen Verlust dar. Um die Schadensschätzungen zu verfeinern, sollte die Analyse über die Korallenriffe hinaus auf andere potenziell beeinträchtigte marine Ressourcen erweitert werden.

Ein wichtiger Aspekt dieser Schadensschätzungen ist ihre Verteilung quer durch Populationen,

Regionen und Länder. Wirtschaftliche Verluste durch Ozeanversauerung fallen, wie viele andere Effekte des Klimawandels, unproportional auf die Bewohner von Entwicklungsländern. Fisch liefert mehr als 20% des Proteins für mehr als 2,6 Mrd. Menschen (vgl. FAO Schätzung 2007), ist aber viel wichtiger in den Entwicklungsländern, wo die Menschen noch auf Riffischerei und das Sammeln von Krustentieren angewiesen sind. Ebenso liegen Korallenriffe im Allgemeinen in Entwicklungsländern und leisten wichtige Dienste für das Ökosystem in armen Küstengemeinschaften.

Der Effekt der Ozeanversauerung auf die Weltwirtschaft wird sowohl von den Anpassungen im marinen Ökosystem als auch von den menschlichen Anpassungsstrategien abhängen. Beide sind schwer vorauszusagen, was es schwierig macht, die wirtschaftlichen Auswirkungen zu berechnen. Eine Zusammenarbeit der Natur- und Sozialwissenschaften ist erforderlich, um das Potenzial für Anpassungen sowohl im Ökosystem als auch im menschlichen System zu erforschen. Erst wenn die Kosten einer Ozeanversauerung abgeschätzt werden, wird Politik aktiv.

### Schlussbemerkung

Das Verständnis der Risiken und Auswirkungen der Ozeanversauerung und die Anerkennung der

Tatsache, dass sowohl die Ozeanversauerung als auch die globale Erwärmung von anthropogenen CO<sub>2</sub>-Emissionen verursacht werden, werden hoffentlich helfen, in Europa und weltweit eine bindende Abschwächung des globalen Wandels und eine Anpassungspolitik in Gang zu setzen.

Ozeanversauerung geschieht bereits heute und wird sich als Konsequenz weiterer CO<sub>2</sub>-Emissionen intensivieren. Angesichts der potenziellen Bedrohung des marinen Ökosystems und der sich daraus ergebenden Konsequenzen für die Gesellschaft und Wirtschaft, besteht dringender Bedarf für sofortiges Handeln, insbesondere weil sie mit der Ozeanerwärmung einhergeht. Dieses „Doppelproblem“ von Klimawandel und Ozeanversauerung ist wohl das kritischste Umweltthema, dem die Menschheit in der unmittelbaren Zukunft ins Auge blicken muss. Die Auswirkungen der Ozeanversauerung sind jetzt schon weltweit spürbar und nehmen stetig zu, trotzdem sind sie eines der am wenigsten verstandenen Phänomene des gesamten globalen Wandels. III

### LITERATUR

- Brander, L.M., K. Rehdanz, R.S.J. Tol und P.J.H van Beukering (2009): The economic impact of ocean acidification on coral reefs. Dublin (Economic and Social Research Institute Working Paper 282)
- Collins, S. und G. Bell (2004): Phenotypic consequences of 1,000 generations of selection at

elevated CO<sub>2</sub> in a green alga. *Nature* 431, S. 566-569

- ESF, European Science Foundation (2009): Impacts of Ocean Acidification. Straßbourg (ESF Science Policy Briefing 37) [www.esf.org/publications/policy-briefings.html](http://www.esf.org/publications/policy-briefings.html); 15.01.2010
- Feely, R.A., V.J. Fabry und J.M. Guinotte (2008): Ocean acidification of the North Pacific Ocean. *PICES Press* 16 (1), S. 22-26
- Hutchins, D.A., F.-X. Fe, Y. Zhang, M.E. Warner, Y. Feng et al. (2007): CO<sub>2</sub> control of Trichodesmium N<sub>2</sub> fixation, photosynthesis, growth rates, and elemental ratios: implications for past, present, and future ocean biogeochemistry. *Limnol. Oceanogr.* 52 (4), S. 1293-1304
- Knoll, A.H., R.K. Bambach, J.L. Payne, S. Pruss und W.E. Fischer (2007): Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters* 256, S. 295-313
- Müller, M.N., K.G. Schulz und U. Riebesell (2009): Effects of long-term high CO<sub>2</sub> exposure on two species of coccolithophores. *Biogeosciences Discuss.* 6, S. 10963-10982
- Turley, C., J. Blackford, S. Widdicombe, D. Lowe, A. Rees und P. Nightingale (2006): Reviewing the impact of increased atmospheric CO<sub>2</sub> on oceanic pH and the marine ecosystem. In: H.J. Schellnhuber, W. Cramer, N. Nakicenovic, T. Wigley und G. Yohe (eds.): *Proceedings of the "Avoiding Dangerous Climate Change" Symposium*, 8. Cambridge, S. 65-70
- UNESCO (2008): Monaco Declaration. Second International Symposium on the Ocean in a High CO<sub>2</sub> World, Monaco 6-9 October 2008. <http://ioc3.unesco.org/oanet/Symposium2008/MonacoDeclaration.pdf>; 15.01.2010
- WBGU, Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2006): Die Zukunft der Meere – zu warm, zu hoch, zu sauer. Sondergutachten. Berlin [www.wbgu.de/wbgu\\_sn2006.pdf](http://www.wbgu.de/wbgu_sn2006.pdf); 15.1.2010
- Wolf-Gladrow, D.A., U. Riebesell, S. Burkhardt und J. Bijma (1999): Direct effects of CO<sub>2</sub> concentration on growth and isotopic composition of marine plankton. *Tellus* 51B (2), S. 461-476
- Zachos, J.C. et al. (2005): Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science* 308, S. 1611-1615

### AUTOREN

- Professor Dr. JELLE BIJMA, geb. 1959  
[jelle.bijma@awi.de](mailto:jelle.bijma@awi.de)  
 Arbeitsgebiete/Forschungsschwerpunkte:  
 Globale biogeochemische Kreisläufe;  
 Paläoklimatologie; Stabile Isotope und Geochemie von Spurenelementen; Biomineralisation; Populationsdynamik planktonischer Foraminiferen
- DÖRTE BURHOP, geb. 1958  
[doerte.burhop@awi.de](mailto:doerte.burhop@awi.de)  
 Fremdsprachenassistentin in der Sektion „Marine Biogeowissenschaften“ und der Helmholtz Graduiertenschule für Polar- und Meeresforschung POLMAR
- Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Am Handelshafen 12, 27570 Bremerhaven