

1.3 Meereschemie und globaler Klimawandel

GERD LIEBEZEIT

Marine chemistry and climate change: Marine chemistry deals with reactions of seawater constituents either purely chemical or mediated by biological agents. In this chapter origin and behaviour of the major ions are briefly described. The main emphasis is on the oceanic carbon system and its role in global climate change. The major reactions of the carbon cycle in the sea are described. A review of suggested technical solutions for the mitigation of increasing carbon dioxide in the atmosphere utilising the peculiarities of the carbon reactions in seawater is presented.

Zwar machte sich schon ARISTOTELES Gedanken über den Salzgehalt des Meerwassers, die ersten ernsthaften Versuche, Hypothesen über die Herkunft der Salze aufzustellen, begannen allerdings erst 1715 mit EDMOND HALLEY. Er schlug vor, dass Salz und andere Mineralien durch Flüsse nach Auswaschung aus Böden und Felsen in das Meer eingetragen werden. Im Ozean konzentrieren sie sich dann durch Verdunstung des Wassers. HALLEY bemerkte auch, dass endorheische Becken, also solche wie das Kaspische oder das Tote Meer, die keinen Abfluss zum offenen Ozean haben, sehr hohe Salzgehalte haben.

Diese Hypothese stellte sich allerdings als nur teilweise korrekt heraus. Bei einem Vergleich der mittleren Zusammensetzung von Fluss- und Meerwasser finden sich deutliche Unterschiede bei den Hauptbestandteilen (Tab. 1.3-1). Das bedeutet, dass Flusswasser nicht die einzige Quelle für gelöste Salze sein kann. Zusätzlich wurde Natrium bei der Bildung der Ozeane aus der Kruste ausgelaugt und Chlorid zusammen mit anderen Gasen über Vulkane und hydrothermale Quellen eingetragen.

Neben dem Eintrag von gelösten und partikulären Komponenten über Flüsse ist in den letzten Jahren die Bedeutung von Grundwassereinträgen als ebenfalls wichtig erkannt worden (e.g. KOHOUT, 1966; BURNETT, 2003). So geben DZHAMALOV & SAFRONOVA (2002) an, dass diese Quelle mit 1.045×10^6 t/Jahr etwa 50% des Salzintrags in das Küstenmeer ausmachen kann.

Die Zusammensetzung der Salzkomponenten des Ozeans ist seit Hunderten von Millionen Jahren konstant, wie sich anhand der Analyse von Evaporiten nach-

weisen lässt. Das heißt, dass der Ozean in Bezug zu seinem Salzgehalt im Gleichgewicht ist, es wird genau so viel Salz aus den externen Quellen hinzugefügt wie durch Ablagerung und Reaktionen im Meeresboden verloren geht.

Im Meerwasser werden alle natürlich vorkommenden stabilen und radioaktiven Elemente gefunden. Dabei variieren die Gehalte von 19,5 (Chlor) bis zu 6×10^{-13} g/L (Radon). Allerdings stellen nur wenige Elemente oder Verbindungen den Hauptanteil der gelösten Elemente oder anorganischen Verbindungen (Tab. 1.3-2).

Ein wichtiger Parameter, mit dem das Verhalten von aus den verschiedenen Quellen eingetragenen Elementen beschrieben werden kann, ist die Verweil- oder Residenzzeit. Diese ist definiert als

$$T_R = \text{Inventar} / \text{Eintrag} \quad (\text{Inventar} = \text{Gesamtgehalt eines Elements/Stoffs im Reservoir}).$$

So wird zum Beispiel Natrium mit ungefähr 7.9×10^{12} Mol/Jahr (3.4×10^5 t/Jahr) eingetragen. Der Weltozean enthält 6.4×10^{20} Mol oder 2.8×10^{13} t Natrium. Daraus errechnet sich $T_R = 80 \times 10^6$ Jahre. Mit anderen Worten, ein Natriumatom verbleibt 80 Mio. Jahre im Ozean, bevor es entfernt wird.

Auch hier finden sich große Unterschiede mit Verweilzeiten von hundert bis zu 10 Millionen Jahre. Diese unterschiedlichen Zeiten lassen sich zu einer Klassifizierung nutzen. Dabei wird unterschieden zwischen konservativen, eingefangenen (scavenged) und re-

Tab. 1.3-2: Hauptelemente und -verbindungen im Meerwasser bei einem Salzgehalt von $35/10^3$.

Meerwasser	Gewichts (g/Kg)
Cl ⁻	18,980
Na ⁺	10,556
SO ₄ ²⁻	2,649
Mg ²⁺	1,272
Ca ²⁺	0,400
K ⁺	0,380
HCO ₃ ⁻	0,140
Br ⁻	0,065
H ₂ BO ₃ ⁻	0,026
Sr ²⁺	0,013
F ⁻	0,001

Tab. 1.3-1 Mittlere molare Zusammensetzung der Hauptionen von Fluss- und Meerwasser

Ion	Flusswasser [mmol/kg]	Meerwasser [mmol/kg]
Cl ⁻	0,16	545
Na ⁺	0,23	468
Mg ²⁺	0,15	53,2
SO ₄ ²⁻	0,069	28,2
Ca ²⁺	0,33	10,2
K ⁺	0,03	10,2
HCO ₃ ⁻	0,86	2,38

zyklierten (recycled) Elementen. Als konservativ wird ein Element beschrieben, wenn sein Gehalt sich im Tiefenprofil als Folge biologischer kontrollierter oder chemischer Reaktionen nicht ändert (Abb. 1.3-1).

Eingefangene Elemente haben hohe Gehalte an der Wasseroberfläche, wo sie durch nasse oder trockene Deposition abgelagert oder mit Flusswasser eingetragen werden. Hier adsorbieren sie an Partikel, häufig wegen des hohen Oberfläche/Volumen-Verhältnisses bakteriellen Ursprungs, und werden mit diesen rasch zur Sedimentoberfläche transferiert. Rezyklierte Elemente sind an biologischen Reaktionen beteiligt, weil sie eine Rolle in diesen spielen oder chemische Ähnlichkeit mit Elementen haben, die in solche Prozesse einbezogen sind. Sie werden in der euphotischen Zone in Biomasse eingebaut, sinken mit dieser ab und werden beim heterotrophen Abbau wieder freigesetzt. Typische Beispiele sind die Nährelemente Stickstoff und Phosphor, wobei z.B. im vom Phytoplankton gebildeten organischen Material zum Beispiel Phosphor durch Arsen oder Zink als wichtiges Element in Kohlendisäureanhydrasen durch Cadmium ersetzt werden kann. Tab. 1.3-3 fasst einige Elemente anhand dieser Charakteristika zusammen.

Kohlenstoff in anorganischer oder organischer Bindung gehört zu den rezyklierten Elementen mit sehr

Tab. 1.3-3: Auswahl einiger chemischer Elemente nach ihrem Verhalten im Meerwasser.

Element		
konservativ	Eingefangen	rezykliert
B, Br, Cl, Cs,	Al, Bi, Ce, Co, Hg,	Ag, As, Ba, Be,
F, K, Li, Mg, Mo,	Mn, Pb, Sn, Te, Th	C, Ca, Cd, Cr,
Na, Rb, S, Ti, U		Cu, Fe, Gd, La
		N, Ni, P, Pd,
		Pt, Ra, Sc, Se,
		Si, Sr, V, Zn

variablen Verweilzeiten als Folge unterschiedlicher Geschwindigkeiten der Austausch- und Transformationsprozesse wie z.B. Gasaustausch mit der Atmosphäre oder Bildung von Biomasse durch aquatische Primärproduzenten. Im Vergleich zur Atmosphäre oder zum festen Land enthalten der Ozean und dessen Sedimente den mengenmäßig größten Anteil an Kohlenstoff (Tab. 1.3-4).

Der ozeanische C-Kreislauf hat einen entscheidenden Einfluss auf die globalen Umsätze dieses Elements, zum einen weil der Ozean als Speicher für CO₂ fungiert, zum anderen weil durch ein »Leck« im Kreislauf Kohlenstoff langfristig aus dem System Atmosphäre-Ozean entfernt wird.

Tab. 1.3-4: Größen der globalen Kohlenstoffreservoirs.

Reservoir	Gt C (Schätzung)
• Atmosphäre	800
• Ozean	38.430
gelöster anorganischer Kohlenstoff	38.430
gelöster organischer Kohlenstoff	37.400
partikulärer organischer Kohlenstoff	1.000
• Landbiota	2.890
pflanzliche Biomasse	700
Tiere	1,5
Bakterien/Pilze	3
• Land	2.890
Bodenhumus	1.920
abgestorbene Biomasse, Torfe	250
Bodenkalke	720
• Sedimente	77.800.000
• Carbonate	65.300.000
• organisches Material	12.500.000

Daten: <http://www.calpoly.edu/~rffield/carboninthegeobiosphere.htm>

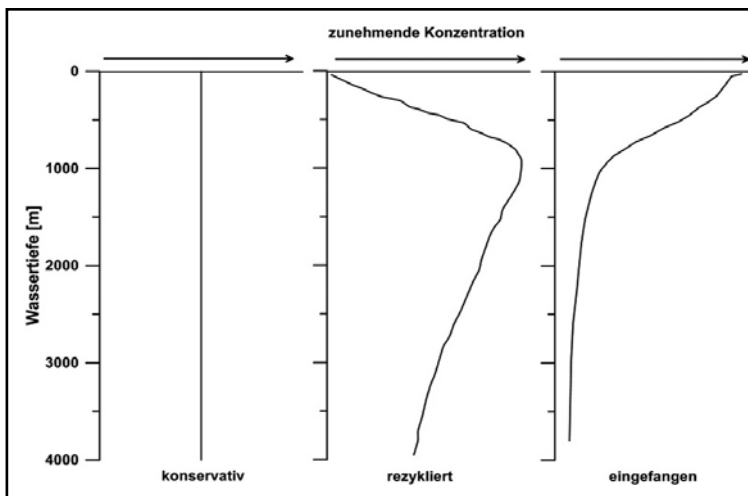


Abb. 1.3-1: Schematische Darstellung der Tiefenprofile konservativer, eingefangener und rezyklierter Elemente.

Das ozeanische Carbonatsystem

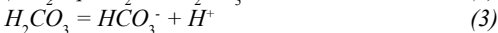
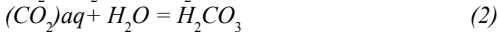
Der Weltozean hat die Kapazität, Kohlendioxid aufzunehmen und zurückzuhalten. Der Gasaustausch zwischen dem Oberflächenozean und der Atmosphäre wird kontrolliert durch physikalisch-chemische Kräfte, Bildung (Photosynthese) und Abbau (Remineralisation) von organischem Material.

Die Löslichkeitspumpe

Die physikalisch-chemische Löslichkeit wird im Wesentlichen von den Differenzen der CO_2 -Partialdrucke in der Atmosphäre und im Oberflächenozean kontrolliert. Bei den aktuellen hohen atmosphärischen CO_2 -Gehalten nimmt der Ozean Kohlendioxid auf, gegenwärtig etwa 90 Gt C/Jahr. Bezogen auf die 1990er verursacht der anthropogen verursachte CO_2 -Anstieg in der Atmosphäre eine um 2,2 Gt C/Jahr erhöhte Aufnahme (IPCC 2007).

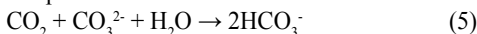
Die Löslichkeit von Gasen im Meerwasser ist abhängig von Temperatur, Salzgehalt, Luftdruck, Molekulargewicht und windabhängiger Durchmischung, wobei die Temperatur der wesentliche kontrollierende Faktor ist.

Kohlendioxid löst sich im Meerwasser zunächst physikalisch, reagiert dann aber rasch weiter zu freier Kohlensäure, die als instabile Verbindung zu Hydrogencarbonat und Carbonat dissoziiert.



Bei dieser Reaktion werden H^+ -Ionen freigesetzt. Dies erklärt den z.B. pH-Wert von etwa 5,6 von Regenwasser. Andererseits ist das Carbonatsystem in der Lage, H^+ -Ionen aufzunehmen, ohne dass der pH-Wert sich merklich ändert. Dann verlaufen die Reaktionen (2) und (3) von rechts nach links. Beide Anionen, Hydrogencarbonat und Carbonat, kontrollieren also zusammen mit einigen anderen wie z.B. Borat den Säuregrad des Meerwassers.

Daneben findet eine weitere Reaktion von Kohlendioxid mit gelöstem Carbonat statt, die keinen Einfluss auf den pH-Wert hat.



Diese Reaktion beeinflusst die Verfügbarkeit von Hydrogencarbonat. Die Löslichkeitspumpe wird von zwei Faktoren beeinflusst. Zum einen löst sich mehr CO_2 in den kalten Wässern der Polargebiete als in den wärmeren der äquatornahen Zonen. Beim Transport von warmem Wasser aus tropischen Gebieten polwärts, z.B. mit dem Golfstrom, wird das Wasser abgekühlt

und nimmt dabei auch mehr CO_2 auf. Zum anderen sind die Gebiete hoher Breiten diejenigen, in denen Tiefenwasserbildung stattfindet, kaltes, CO_2 -reiches Wasser also in die Tiefsee transportiert wird.

Die biologische Pumpe

Der zweite Prozess, der CO_2 aus dem Oberflächenozean entfernt, ist die pflanzliche Primärproduktion über Photosynthese. Dieser Prozess kann nur dort stattfinden, wo ausreichend Sonnenenergie vorhanden ist. Im offenen Ozean sind dies die oberen etwa 200 m der Wassersäule, in denen Phytoplankton wachsen kann. In flachen küstennahen Gebieten wird Primärproduktion auch von Makroalgen Seegräsern oder Mikrophytobenthos geleistet. Neben organischem Kohlenstoff wird auch von bestimmten Phytoplanktern wie z.B. Coccolithophoriden Calciumcarbonat für ihre Kalkgehäuse ausgefällt. Ebenso bilden auch Arten des Zooplanktons, der zweiten Stufe des marinen Nahrungsnetzes, wie Foraminiferen oder Pteropoden Kalkschalen.

Der meiste Kohlenstoff, der in der euphotischen Zone in Biomasse umgewandelt wird, wird auch hier wieder remineralisiert. Etwa 30% des organischen Kohlenstoffs gelangt in größere Wassertiefen und wird hier abgebaut. Ein geringer Teil, etwa 0,1% der planktischen Primärproduktion, entgeht allerdings dem Abbau und wird dauerhaft in marine Sedimente eingelagert. Die vom Phyto- und Zooplankton gebildeten Kalkschalen gelangen ebenfalls zum Sediment. Abhängig von den Umweltbedingungen akkumulieren sie hier z.B. in Coccolithen- oder Foraminiferenschlammern oder werden aufgelöst.

Sowohl die Löslichkeits- als auch die biologische Pumpe entfernen also CO_2 aus dem Oberflächenozean und transportieren es in die Tiefsee. Diese ist allerdings nicht als permanente Senke anzusehen, da der Tiefenwassertransport dafür sorgt, dass nach etwa 1.000 Jahren, der ozeanischen Umwälzzeit, dieses Tiefenwasser wieder an die Meeresoberfläche gelangt.

Neben diesen Prozessen, die für eine Aufnahme von CO_2 in den Ozean sorgen, ist aber in längerfristigen Betrachtungen auch zu berücksichtigen, dass sich die Wassertemperaturen als Folge der globalen Erwärmung ebenfalls erhöhen werden. LEVITUS et al. (2000) errechnen ein mittleren Anstieg der Wassertemperatur für die oberen 300 m der ozeanischen Wassersäule um 0,31 °C von Mitte der 1950er bis Mitte der 1990er. Dieser Anstieg ist allerdings regional unterschiedlich ausgeprägt. Höhere Wassertemperaturen haben eine verringerte CO_2 -Aufnahme zur Folge. Erhöht sich die mittlere Wassertemperatur um 1 °C, steigt der CO_2 -Partialdruck in der ozeanischen Deckschicht um 7 bis 10 ppm. Je nach angewandtem Modell kann daher bis zum Ende

des 21. Jahrhunderts die Gesamtaufnahme von CO_2 um 9 bis 14% abnehmen (SCHUBERT et al. 2006).

Änderungen des CO_2 -Systems

Der Partialdruck von CO_2 in der Atmosphäre hat sich zwischen 1880 und 2010 um etwa 39% von 280 auf 390 ppmv (parts per million by volume) erhöht. Dies ist im Wesentlichen eine direkte Folge menschlicher Aktivitäten. Verbrennung fossiler Energieträger, Entwaldung und geänderte Landnutzung führen zu diesem deutlichen Anstieg. Es ist zu erwarten, dass der überwiegende Teil des durch anthropogene Aktivitäten freigesetzten Kohlendioxids sich langfristig im Meerwasser lösen wird (s. Kap. 3.8: Schneider und Kap. 3.9: Schulz&Riebesell).

Wird nun der atmosphärische CO_2 -Gehalt als Folge menschlicher Aktivitäten höher, muss sich das Lösungsgleichgewicht nach den Gleichungen (1) bis (4) neu einstellen, d.h. es wird mehr CO_2 vom Ozean aufgenommen mit der Folge, dass auch mehr H^+ gebildet wird. Diese Änderung des pH-Wertes in den sauren Bereich hinein lässt sich schon heute nachweisen (Abb. 1.3-2, cf. RAVEN et al. 2005).

Nicht nur calcifizierende Organismen sind von den anthropogen verursachten Änderungen des CO_2 -Systems betroffen. Auch stickstofffixierende Cyanobakterien wie *Trichodesmium* sp., die eine bedeutende Rolle beim Transfer von elementarem Stickstoff zu Verbindungen spielen, die von anderen Primärproduzenten genutzt werden können. BARCELOS E RAMOS et al. (2007) und LEVITUS et al. (2007) ermittelten anhand experimenteller Untersuchungen bei verschiedenen atmosphärischen CO_2 -Gehalten, dass die N_2 -Fixierungsrate sich bei den für 2100 prognostizierten CO_2 -Gehalten verdoppelt. Damit würde die Produktivität N-limitierter Gebiete des Ozeans erhöht, d.h. mehr Kohlenstoff würde biologisch festgelegt und über die biologische Pumpe zum Sediment transportiert. Möglicherweise könnte auch eine P-Limitierung erzeugt werden. Hier könnte

sich also eine negative Wechselwirkung mit dem Anstieg des atmosphärischen Kohlendioxids ergeben.

Zumindest als Zwischenlösung wird international an technischen Systemen gearbeitet, mit denen CO_2 aus der Atmosphäre entfernt und über geologische Zeiträume gelagert werden kann. Neben landbasierten Verfahren wie »Carbon Capture and Storage« (cf. HOLLOWAY 2007) ist auch die Tiefsee in entsprechende Überlegungen einbezogen worden. Hier sind die Bedingungen – niedrige Temperaturen und hoher Druck – so, dass z.B. in flüssiger Form injiziertes CO_2 sich nicht im Wasser lösen sollte. Solche Verfahren wurden zwar schon vor etwa 35 Jahren vorgeschlagen (cf. SEIBEL & WALSH 2001), werden aber erst seit etwa zehn Jahren intensiver untersucht (cf. METZ 2005) (s. Kap. 5.6: Damian&Claussen).

Untersuchungen zu den Konsequenzen für Tiefseebiota fehlen noch weitgehend, allerdings zeigt die umfangreiche Literatur zur Physiologie dieser Organismen, dass sie sehr empfindlich auf Änderungen des CO_2 -Systems und des pH-Werts reagieren. Vor allem Organismen in der Nähe der Injektionsstelle werden davon betroffen sein. So zeigen BERNHARD et al. (2009), dass das Überleben calcifizierender benthischer Foraminiferen deutlich von experimentellen CO_2 -Injektionen beeinflusst wurde, während agglutinierende und thecate Arten keine Effekte zeigten.

Ebenso wird die Möglichkeit diskutiert, CO_2 in flüssiger Form in Tiefseesedimente einzubringen (HOUSE et al. 2006). Folgt man diesen Autoren, dann ist die Endlagerung von CO_2 in Wassertiefen größer als 300 m und unter mehreren hundert Metern Sediment sicher und dauerhaft.

Ein weiteres, von CALDERA & RAU (2000) vorgeschlagenes Verfahren nutzt Gleichung (6). Die so genannte »beschleunigte Carbonatlösung« simuliert den natürlichen Verwitterungsprozess und injiziert dann Lösungen, die Calcium-Ionen und Hydrogencarbonat enthalten, in den Oberflächenozean. Allerdings wird

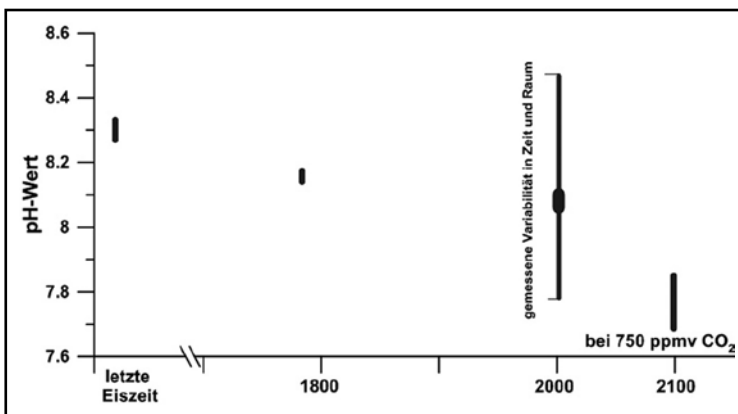
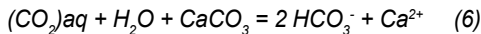


Abb. 1.3-2. Abnahme des ozeanischen pH-Wertes seit der letzten Eiszeit bis heute und projiziert für 2100. Sie entspricht der Verwitterung kalkhaltiger Gesteine.

auch eine solche Lösung durch Zufuhr von Hydrogencarbonat in das CO₂-System des Meeres eingreifen.



Auch die Nutzung von CO₂ zur Freisetzung von Methan aus Methanhydraten der Tiefsee wird propagiert (z.B. SEO et al. 2009). Hier ist der Grundgedanke, dass CO₂ gegen Methan ausgetauscht wird, das in Gashydraten der Tiefsee gebunden ist. Das Methan soll dann zur Energiegewinnung genutzt werden. Da Methan ein deutlich höheres Treibhauspotential hat als Kohlendioxid, können bei unkontrollierten Freisetzungen deutlich größere Effekte auftreten, als wenn man das CO₂ in der Atmosphäre beließe.

Literatur

- BARCELOS E RAMOS J., BISWAS H., SCHULZ K.G., LAROCHE J. & RIEBESELL U. (2007): Effect of rising atmospheric carbon dioxide on the marine nitrogen fixer *Trichodesmium*. *Global Biogeochem. Cycles* 21: DOI: 10.1029/2006gb002898.
- BERNHARD J.M., BARRY J.P., BUCK K.R. & STARCZAK V.R. (2009): Impact of intentionally injected carbon dioxide hydrate on deep-sea benthic foraminiferal survival. *Global Change Biol.* 15:2078-2088.
- BURNETT W.C., CHANTON J.P. & KONTAR E. (2003): Submarine groundwater discharge. *Biogeochemistry* 66:3-33.
- DZHAMALOV R.G. & SAFRONOVA T.I. (2002): On estimating chemical discharge into the world ocean with groundwater. *Water Resour.* 29:621-631.
- GATTUSO J.-P., FRANKIGNOULLE M., BOURGE I., ROMAINE S. & BUDDEMEIER R.W. (1998): Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. *Glob. Planet. Change* 18:37-46.
- GATTUSO J.-P. (2010): In: *Encyclopedia of Earth*. Eds. Cutler J. Cleveland (Washington, D.C.: Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment). [First published in the *Encyclopedia of Earth* March 23, 2010; Last revised Date October 11, 2010; Retrieved December 06, 2010. http://www.eoearth.org/article/Ocean_acidification.
- HOLLOWAY S. (2007): Carbon dioxide capture and geological storage. *Phil. Trans. R. Soc. A* 365:1095-1107. DOI: 10.1098/rsta.2006.1953.
- HOUSE K.Z., SCHRAG D.P., HARVEY C.F. & LACKNER K.S. (2006): Permanent carbon dioxide storage in deep-sea sediments. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA* 103:12291-12295.
- IPCC (2007): *Climate Change 2007, Working Group I: The Science of Climate Change*, 7.3.2.2.1.
- KOHOUT F.A. (1966): Submarine springs: a neglected phenomenon of coastal hydrology. *Hydrology* 26:391-413.
- LANGDON C., TAKAHASHI T., SWEENEY C., CHIPMAN D., GODDARD J., MARUBINI F., ACEVES H., BARNETT H. & ATKINSON M. (2000): Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of a experimental coral reef. *Global Biogeochem. Cycles* 14:639-654.
- LEVITAN O., ROSENBERG G., SETLIK I., SETLIKOVA E., GRIGEL J., KLEPETAR J., PRASIL O. & BERMAN-FRANK I. (2007): Elevated CO₂ enhances nitrogen fixation and growth in the marine cyanobacterium *Trichodesmium*. *Global Change Biol.* 13: 531-538.
- LEVITUS S., ANTONOV J.I., BOYER T.P. & STEPHENS C. (2000) Warming of the world ocean. *Science* 287:2225-2229.
- METZ B. (2005): (ed.) *Carbon Dioxide Capture and Storage: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge. 442 pp.
- MILLIMAN J.D. (1993): Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. *Glob. Biogeochem. Cycles* 7:952-957.
- RAVEN J., CALDEIRA K., ELDERFIELD H., HOEGH-GULDBERG O., LISS P., RIEBESELL U., SHEPHERD J., TURLEY C. & WATSON A. (2005): Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. *Royal Society London Policy Document* 12/05:1-60.
- RIEBESELL U., ZONDERVAN I., ROST B., TORTELL P.D., ZEEBE R.E. & MOREL F.M.M. (2000): Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO₂. *Nature* 407:364-367.
- SCHUBERT R., SCHELLNHUBER H.-J., BUCHMANN N., EPINEY A., GRIESSHAMMER R., KULESSAM., MESSNER D., RAHMSTORF S. & SCHMID J. (2006) *Die Zukunft der Meere – zu warm, zu hoch, zu sauer. Sondergutachten des Wissenschaftlichen Beirats der Bundesregierung für globale Umweltveränderungen: 1-114.*
- SEIBEL B.A. & J.WALSH P. (2001): Potential impacts of CO₂ injection on deep-sea biota. *Science*: 319-320.
- SEO Y., JANG W. & KANG S.P. (2009): Study on mechanism of methane hydrate replacement by carbon dioxide injection, *Proceedings of the Nineteenth (2009) International Offshore and Polar Engineering Conference*. pp. 37-40.

Prof. Dr. Gerd Liebezeit

Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM)

Universität Oldenburg

Schleusenstrasse 1 - 26382 Wilhelmshaven

gerd.liebezeit@uni-oldenburg.de