

# 2

## Der marine Kohlenstoffkreislauf

Arne Körtzinger

Leser eines ökologischen Lesebuchs erwarten zu Recht faszinierende Einblicke in das „Leben im Meer“ – etwa in die schwindelerregende Vielfalt mariner Organismen, ihre geradezu unglaubliche Anpassungsfähigkeit an extreme Lebensräume, ihre genialen Verteidigungsstrategien oder gar ihre angsteinflößenden Beutefangtechniken. Biogeochemiker hingegen betrachten marine Biota aus einem völlig anderen Blickwinkel. Für sie reduziert sich die immense Bandbreite des Lebens im Meer auf einige wenige chemische Kenngrößen, etwa die Größe eines Kohlenstoffreservoirs in Gigatonnen (Gt) C ( $1 \text{ Gt} = 1 \text{ Mrd. t} = 10^{15} \text{ g} = 1 \text{ pg}$ ). Diese Betrachtungsweise, die lebende und tote Organismen vom Bakterium bis zum Blauwal unterscheidungslos unter dem wenig inspirierten Kürzel POM (*particulate organic matter*) führt, hält der Faszination des ökologischen Details nicht stand. Und doch liegt diesem biogeochemischen Ansatz der Reduzierung auf Stoffflüsse und Reservoirgrößen eine oft nicht minder große Ehrfurcht vor den Leistungen mariner Organismen zugrunde. Von diesen Leistungen soll im Folgenden am Beispiel des Kohlenstoffkreislaufs berichtet werden.

Lassen wir uns also einmal auf eine biogeochemische Betrachtung ein (Abb. 2.1). Im Gegensatz zu den terrestrischen Ökosystemen, deren Pflanzenbiomasse von ca. 450–650 Gt C überwiegend in Form von Bäumen vorliegt, enthalten marine Biota mit etwa 3 Gt C vergleichsweise sehr wenig Kohlenstoff. Diese Tatsache strapaziert das Vorstellungsvermögen vielleicht noch relativ

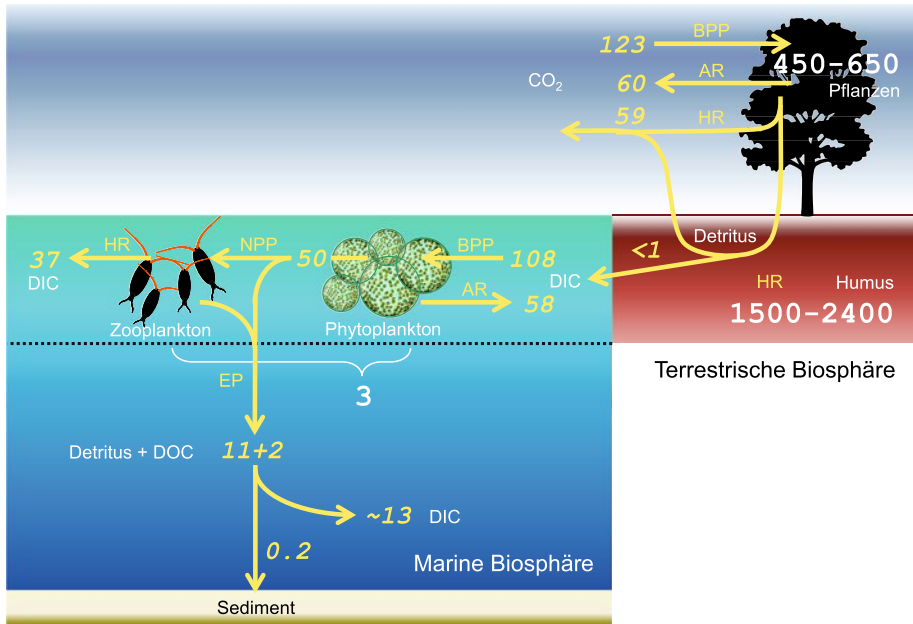
---

Prof. Dr. Arne Körtzinger (✉)

GEOMAR, Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung

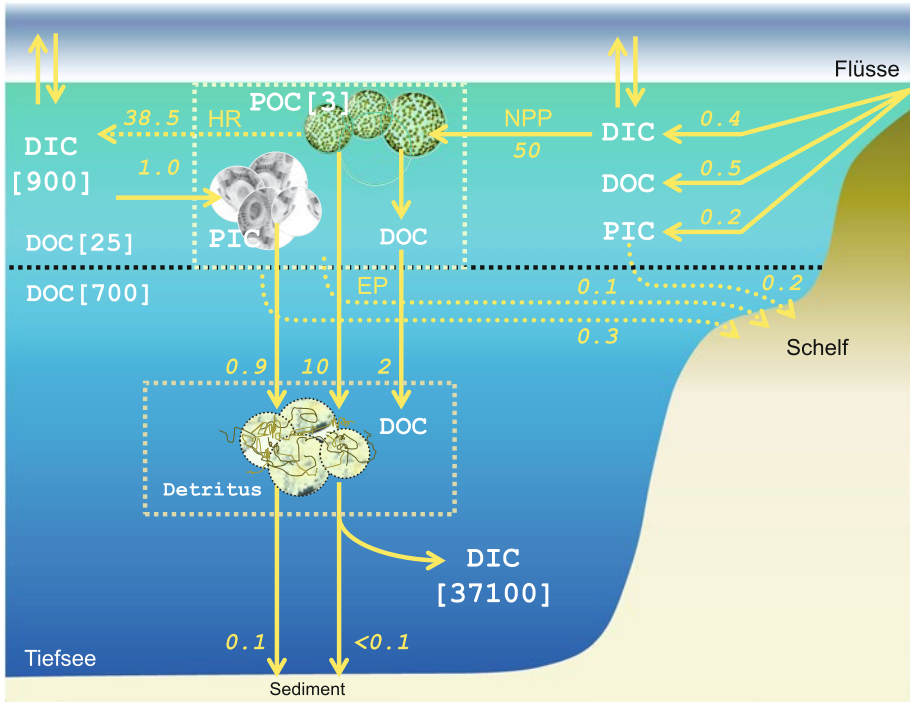
Düsternbrooker Weg 20, 24148 Kiel, Deutschland

E-Mail: [akoertzinger@geomar.de](mailto:akoertzinger@geomar.de)



**Abb. 2.1** Schematische Darstellung biologischer Kohlenstoffreservoirs (in Gt C, weiße Zahlen; 1 Gt = 10<sup>15</sup> g) und ihrer Austauschflüsse (in Gt C a<sup>-1</sup>, gelbe Zahlen) an Land und im Ozean. DIC gelöster anorganischer Kohlenstoff, DOC gelöster organischer Kohlenstoff, BPP Bruttoprimärproduktion, NPP Nettoprimärproduktion, AR autotrophe Respiration, HR heterotrophe Respiration, EP Exportproduktion. (Körtzinger 2010, nach IPCC 2013)

wenig, denkt man etwa an tropische Regen- oder boreale Nadelwälder auf der einen und an kristallklares, blaues Meerwasser mit mikroskopisch kleinen Algen auf der anderen Seite. Umso überraschender ist es zu erfahren, dass marine Primärproduzenten (Phytoplankton) mit jährlich ca. 108 Gt C nahezu genauso viel Kohlenstoff photosynthetisch fixieren (BPP = Bruttoprimärproduktion) wie die etwa 200-fach größere Landbiomasse (123 Gt C a<sup>-1</sup>). Dieser Sachverhalt belegt die, bezogen auf die Biomasse, sehr viel höhere Photosyntheseleistung des marinen Phytoplanktons. Einzellige Algen mit ihren hohen Teilungsraten sind gewissermaßen biochemische Hochgeschwindigkeitsreaktoren im Vergleich zu den viel langsamer wachsenden Bäumen. Sie müssen daher trotz ihrer so viel kleineren Biomasse den Vergleich mit der terrestrischen Biosphäre nicht scheuen. So steht die marine Nettoprimärproduktion (NPP = BPP minus autotrophe Respiration AR) mit 50 Gt C a<sup>-1</sup> der NPP der Landpflanzen (63 Gt C a<sup>-1</sup>) nur wenig nach. Auch das Schicksal dieses jährlich im Milliarden-Tonnen-Maßstab fixierten Kohlenstoffs ist in beiden Biosphären ein ähnliches: Herbivore Heterotrophe – dies sind an Land Pflanzenfresser (Kühe, Antilopen etc.), im Meer



**Abb. 2.2** Schematische Darstellung des heutigen marinen Kohlenstoffkreislaufs unter besonderer Berücksichtigung biologisch relevanter Kohlenstoffreservoirs (in Gt C, *weiße Zahlen*) und -austauschflüsse (in Gt C a<sup>-1</sup>, *gelbe Zahlen*). PIC partikulärer anorganischer Kohlenstoff, POC partikulärer organischer Kohlenstoff, ansonsten siehe Abb. 2.1. (Nach Field und Raupach 2004)

vor allem Zooplankter (Ruderfußkrebse, Leuchtgarnelen etc.) sowie in beiden Biosphären Mikroorganismen – konsumieren und veratmen den Löwenanteil dieser Pflanzenproduktion. Nur ein Bruchteil wird hingegen dem System über refraktäre, d. h. abbauresistente, Humusanteile (<0,1 Pg C a<sup>-1</sup>) und die organische Fraktion mariner Sedimente (<0,2 Pg C a<sup>-1</sup>) auf Zeitskalen von Jahrtausenden bis Jahrmillionen entzogen.

Der marine Kohlenstoffkreislauf bedarf einer genaueren Betrachtung (Abb. 2.2). Das Vorhandensein eines marinen CO<sub>2</sub>-Systems (Box 2.1) ist der Grund für die hohe Konzentration von gelöstem anorganischen Kohlenstoff (ca. 2 mmol L<sup>-1</sup>), die den Ozean mit 8000 Gt C zum bei Weitem größten Kohlenstoffreservoir<sup>1</sup> macht. Kohlenstoff ist daher für marine Primärproduzenten stets ausreichend verfügbar und wirkt (außer in sehr speziellen Situationen) nie

<sup>1</sup> Gemeint sind diejenigen Kohlenstoffreservoirs, die sich auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden mit der Atmosphäre austauschen. Die sehr viel größeren und zugleich sehr viel langsamer austauschenden geologischen Reservoirs werden daher nicht betrachtet.

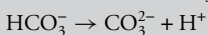
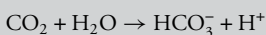
limitierend für den Aufbau von Biomasse. Es sind daher meist die Konzentrationen der Makronährstoffe Nitrat, Phosphat und Silikat, die zusammen mit der Verfügbarkeit von Licht die biologische Produktivität in der ozeanischen Deckschicht bestimmen. Makronährstoffe sind im lichtdurchfluteten Oberflächen-ozean in sehr unterschiedlichem Maße verfügbar, wobei das Spektrum von den nährstoffarmen Subtropenwirbeln („ozeanischen Wüsten“) zu gut gedüngten Regionen etwa in Schelfmeeren reicht, deren anthropogen bedingte Ausbreitung zunehmend ein Problem im Küstenraum darstellt. In bestimmten Regionen können zusätzlich auch Mikronährstoffe, vor allem Eisen, eine limitierende Rolle spielen.

Der biologische Aufbau von partikulärer organischer Substanz (POC) aus gelöstem anorganischen Kohlenstoff (DIC) durch photosynthetisch aktive Organismen (Algen) ist Start- und Angelpunkt des biologischen Kohlenstoffkreislaufs im Ozean. Im Mittel gehen etwa 25 % der Nettoprimärproduktion (NPP) in partikulärer (POC) und gelöster Form (DOC) der produktiven Deckschicht über den Export in die Tiefe verloren, stehen also den Konsumenten (HR) im Oberflächen-ozean nicht mehr zur Verfügung. Dieser Export von biogenem Kohlenstoff (EP) erhält einen vertikalen DIC-Gradienten im Ozean aufrecht, der andernfalls durch die ozeanische Zirkulation weitgehend ausgeglichen würde. Man spricht daher auch von der biologischen Pumpe, die Kohlenstoff entgegen dem bestehenden Konzentrationsgradienten von niedrigen zu hohen DIC-Konzentrationen befördert. Dieser Prozess, der jedes Jahr etwa 12 Mrd. t Kohlenstoff (= 12 Gt C) in die Tiefen des Weltozeans verfrachtet und so über Zeiträume von Jahrzehnten bis Jahrhunderten dem Kontakt mit der Atmosphäre entzieht, ist von außerordentlicher Bedeutung, stellt er doch die Nahrungsquelle für pelagische und benthische Ökosysteme im Ozeaninneren, d. h. unterhalb der lichtdurchfluteten, produktiven Deckschicht, dar.

### Box 2.1: Das marine CO<sub>2</sub>-System

Arne Körtzinger

Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>) löst sich wie alle Gase im Meerwasser. Da erscheint der Begriff „marines CO<sub>2</sub>-System“ geradezu wichtig-tuerisch. Nun, jede CO<sub>2</sub>-haltige Limonade gibt die Antwort – sie schmeckt sauer. Chemisch betrachtet verbirgt sich hinter dem sauren Geschmack die Reaktion von CO<sub>2</sub> mit Wasser unter der Bildung von Kohlensäure, einer zweibasigen Säure, die in folgenden beiden Stufen dissoziiert:



Neben dem physikalisch gelösten CO<sub>2</sub> liegen im Meerwasser also auch die Formen HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Hydrogenkarbonat), CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (Karbonat) und H<sup>+</sup> vor. Die Konzen-

tration der  $\text{H}^+$ -Ionen – man spricht auch vom pH-Wert – und die Verhältnisse, in denen  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  vorliegen, bedingen einander. Entsprechend dem typischen pH-Bereich von Meerwasser, der etwa bei 7,8–8,4 liegt, hat  $\text{HCO}_3^-$  den größten Anteil (ca. 90 %), gefolgt von  $\text{CO}_3^{2-}$  (ca. 10 %). Das gelöste  $\text{CO}_2$  selbst umfasst weniger als 1 %. Diese Verhältnisse (auch Speziation genannt) sorgen dafür, dass Meerwasser außerordentlich gut gepuffert ist, sich sein pH-Wert bei Zufuhr von Säure oder Base also sehr wenig ändert. Damit unterscheidet sich das Meerwasser sehr deutlich von Süßgewässern, denen ein solches Puffersystem fehlt (Stichwort saure Seen). Wer im Meer lebt, muss sich also nicht auf größere pH-Schwankungen einstellen.

Die Verhältnisse im marinen  $\text{CO}_2$ -System sorgen aber nicht nur für die hohe Pufferkapazität von Meerwasser. Sie sind auch der Grund für die gewaltige Größe des marinen Kohlenstoffspeichers. So enthält der (vorindustrielle) Ozean in Form von  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  und  $\text{CO}_2$  etwa 65-mal so viel Kohlenstoff (39.000 Gt C =  $10^{15}$  g C) wie die gesamte Atmosphäre (600 Gt C als  $\text{CO}_2$ ). Auch die terrestrische Biosphäre, also sämtliche Landpflanzen und Humusschichten unseres Planeten, enthält in ihrer Biomasse nur etwa 5 % des im Ozean gelösten anorganischen Kohlenstoffs. Der Ozean ist also gewissermaßen der Gigant unter den Kohlenstoffspeichern, wenn man die Erdkruste nicht berücksichtigt. Dies hat zur Folge, dass der Ozean zumindest über Zeiträume von Jahrhunderten bis Jahrtausenden den atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalt bestimmt. Das Meer spielt dank seiner hohen Aufnahmekapazität somit auch im anthropogen gestörten Kohlenstoffkreislauf eine wichtige Rolle. Ohne den Ozean wäre der in der Atmosphäre beobachtete  $\text{CO}_2$ -Anstieg um gut 60 % größer und das Klimaproblem damit um einiges brisanter.

Viele Phytoplanktonarten umgeben sich mit einem Panzer, einer anorganischen Hartschale. Ist diese, wie im Fall der Kalkalgen (Coccolithophoriden), aus Kalziumkarbonat (Calcit) aufgebaut, nimmt sie ebenfalls Einfluss auf den marinen Kohlenstoffkreislauf. Ähnlich wie die Bildung partikulärer organischer Substanz (POC) entzieht auch der Aufbau von Kalkschalen (PIC) der lichtdurchfluteten Deckschicht gelösten anorganischen Kohlenstoff (DOC). In Analogie zum organischen Material kommt es dadurch zusätzlich zu einem Export von biogenem Kalk aus der Deckschicht in das Innere des Ozeans, wo der Kalk weitgehend aufgelöst und damit dem gelösten Kohlenstoffinventar (DIC) wieder zugeführt wird. Bei genauerer Betrachtung kann die biologische Pumpe folglich in einen organischen und einen anorganischen Anteil unterteilt werden. Beide Prozesse tragen zur Aufrechterhaltung des vertikalen DIC-Gradienten bei. Dennoch ist eine getrennte Betrachtung sinnvoll. Während der Aufbau organischer Substanz dem Meerwasser physikalisch gelöstes  $\text{CO}_2$  entzieht und damit sowohl zu einem Anstieg des pH-Werts als auch zur Aufnahme von  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre führt, hat die Abscheidung von Kalk einen gegenläufigen Effekt: Der Entzug von Karbonationen ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) führt im Meerwasser ebenfalls zu einer Verschiebung der chemischen Gleichgewichte, in deren Folge allerdings die Konzentration an physikalisch gelöstem  $\text{CO}_2$  ansteigt, was zur Abgabe von  $\text{CO}_2$  an die Atmosphäre führt. Der Einfluss der Primärproduktion auf den Sättigungs-

grad des Oberflächenwassers bezüglich atmosphärischem  $\text{CO}_2$  und somit auf den Nettoaustausch von  $\text{CO}_2$  zwischen Ozean und Atmosphäre ist folglich ein Resultat zweier gegenläufiger Prozesse. Daher ist nicht allein die Quantität des produzierten organischen Materials von Interesse, sondern auch seine Qualität (Kieselalgen – Kalkalgen).

Es ist leicht einsichtig, dass die Bildungs- und Abbauprozesse der biologischen Pumpe in vielfältiger und komplizierter Weise von den physikalischen, chemischen und ökologischen Rahmenbedingungen abhängen. So steht für die Primärproduktion die Verfügbarkeit von Licht sowie Makro- (N, P, Si) und Mikronährstoffen (z. B. Fe, Cu, Zn, Co) an erster Stelle, während der Abbau organischer Substanz neben der Zusammensetzung des organischen Materials besonders von der Temperatur sowie dem Vorhandensein von Sauerstoff beeinflusst wird. Für den Auf- und Abbau von Calcitschalen ist hingegen der Sättigungsgrad des Meerwassers bezüglich dieses Minerals von Bedeutung. So begünstigt der typischerweise zwei- bis sechsfach übersättigte Oberflächenozean generell die Abscheidung von Kalk, während der unterhalb einer bestimmten Tiefe (Lysokline) kalkuntersättigte Ozean umgekehrt die Auflösung des aus dem Oberflächenozean exportierten Kalks fördert.

Zusätzlich zu diesen internen Prozessen im marinen Kohlenstoffkreislauf gibt es eine Reihe von wichtigen Austauschflüssen von Kohlenstoff über die Grenzflächen des Ozeans. Dazu zählen vor allem der Gasaustausch von  $\text{CO}_2$  mit der Atmosphäre, der Export von organischem und anorganischem Kohlenstoff in das Sediment sowohl der Schelfe als auch der Tiefsee sowie der Eintrag von gelöstem und partikulärem organischen und anorganischen Kohlenstoff über Flüsse (und Grundwässer). Diese Austauschflüsse sind naturgemäß punktuell (Flusseinträge) bzw. regional sehr variabel. Befindet sich der marine Kohlenstoffkreislauf in seiner Gesamtheit in einem Fließgleichgewicht (Steady State), so ergibt sich, dass die Summe über sämtliche Grenzflächenflüsse von Kohlenstoff gleich null sein muss. Die Differenz zwischen Kohlenstoffimport über Flüsse und -export in das Sediment sollte in einem vorindustriellen Steady State folglich durch Ausgasen von  $\text{CO}_2$  in die Atmosphäre kompensiert worden sein.

Die in Abb. 2.1 und 2.2 dargestellten quantitativen Eigenschaften biologisch relevanter Komponenten des globalen und marinen Kohlenstoffkreislaufs entsprechen unserem besten Kenntnisstand. Dennoch sind die dort wiedergegebenen Zahlen mit unterschiedlichen und zum Teil erheblichen Fehlern und Unsicherheiten behaftet. Zudem repräsentieren sie eine global „gemittelte Biologie“, die jedem Meeresbiologen die Nackenhaare sträuben lässt. Reale marine Ökosysteme und Lebensgemeinschaften weichen zum Teil sehr erheblich von diesem mittleren Bild ab. So kann die Exportproduktion, die im Steady State der Differenz zwischen Nettoprimärproduktion (NPP) und heterotropher

Respiration (HR) entsprechen muss, einen sehr unterschiedlichen Anteil der neuen – also durch externe (allochthone) Nährstoffzufuhr getriebenen – Produktion ausmachen. Dabei reicht das Spektrum von exportdominierten Systemen zu regenerierenden Systemen, die sich aufgrund ihrer konstant schlechten Nährstoffversorgung einen nennenswerten Export nicht „leisten“ können und Nährstoffe effizient zwischen Produzenten und Konsumenten rezirkulieren. Ähnlich sind die relativen Beiträge kalzifizierender und nicht kalzifizierender Primärproduzenten in weiten Grenzen variabel, was für ein gegebenes Nährstoffpotenzial zu unterschiedlichen integralen Effekten für den  $\text{CO}_2$ -Fluss zwischen Atmosphäre und Ozean führt, d. h. zu einem Wechsel zwischen Ausgasen in die Atmosphäre und  $\text{CO}_2$ -Aufnahme aus der Atmosphäre in den Ozean. Es kann weiterhin kaum überraschen, dass angesichts der vielen teilweise gegenläufigen physikalischen und chemischen Steuergrößen eine erhebliche Variabilität auf allen Zeitskalen existiert. Dabei sind insbesondere interannuelle, aber auch dekadische Schwankungen von Bedeutung und Interesse. Selbst ein vorindustrielles Fließgleichgewicht kann daher nur über dekadische oder sogar längere Zeitskalen wirksam gewesen sein.

Das Wissen um die Existenz des globalen Wandels gehört inzwischen zum Allgemeingut, das uns über die Medien in immer mehr Facetten vermittelt wird. In der Tat ist die gegenwärtige Epoche wohl mit Recht als „Anthropozän“ (das vom Menschen geprägte Erdzeitalter) bezeichnet worden, mehren sich doch fast täglich Belege für Trends in den Klimadaten. Auch wenn der Nachweis eines kausalen Zusammenhangs mit menschlichen Aktivitäten im Einzelfall schwer zu führen ist, steht er insgesamt heute nicht mehr infrage. Völlig außer Frage steht, dass die vielfältigen vom globalen Wandel getriebenen Änderungen physikalischer, chemischer und ökologischer Rahmenbedingungen (Tab. 2.1) einen qualitativen und quantitativen Einfluss auf das marine Ökosystem haben werden. Diesen Einfluss hinsichtlich seines Rückkopplungspotenzials und damit seiner Klimarelevanz zu verstehen und vorhersagen zu können, wird eine der Schlüsselaufgaben der marinen Biogeochemie sein. Zum Abschluss dieses Kapitels möchte ich daher wichtige Einflussfaktoren und denkbare Rückkopplungsmechanismen behandeln.

Die Konsequenzen des globalen Wandels für das marine Ökosystem sind nicht weniger komplex als das Ökosystem selbst. Die Reduktion auf eine einfache Kausalitätskette ist aufgrund der vielfältigen, teilweise synergistischen bzw. antagonistischen Wechselwirkungen daher selten angebracht. Dennoch lassen sich einige typische Reaktionen der marinen Biosphäre aufgrund von Experimentalfunden, Beobachtungen oder Modellrechnungen identifizieren und zumindest in ihrer Richtung abschätzen (Tab. 2.2). Um die Komplexität der Materie zu illustrieren, sollen zwei Antriebsfaktoren abschließend etwas näher betrachtet

**Tab. 2.1** Beispiele für Veränderungen physikalischer, chemischer und ökologischer Rahmenbedingungen, die im Zuge des globalen Wandels bereits beobachtet werden bzw. zu erwarten sind. Ebenfalls angedeutet ist, soweit bekannt, die dokumentierte bzw. erwartete Richtung dieser Veränderungen: *Erhöhung* (+), *Erniedrigung* (–)

Physikalisch	Temperatur (+), Salzgehalt (+/–) → Dichteschichtung der Wassersäule (+) Windantrieb (+) Eisbedeckung (–), Saisonalität der Eisbedeckung (+)
Chemisch	Speziation des CO <sub>2</sub> -Systems: [CO <sub>3</sub> <sup>2–</sup> ] (–), [CO <sub>2</sub> (aq)] (+), [HCO <sub>3</sub> <sup>–</sup> ] (++) Säuregrad von Meerwasser (+) = pH-Wert (–) Nährstoffeintrag über Atmosphäre, Flüsse, Sedimente (+) Natürliche und anthropogene Sauerstoffarmut (+)
Ökologisch	Fischereidruck (+), Verschwinden von Spitzenräubern (+) Verlagerung von Verbreitungsgebieten, Veränderung der Ökosystemstrukturen und -interaktionen, Veränderungen der Phänologie etc.

**Tab. 2.2** Beispiele für die in marinen Ökosystemen bei Änderungen im physikalischen und chemischen Antrieb zu erwartenden Effekte inklusive der (hypothetischen) Kausalkette (+ *zunehmend*, – *abnehmend*) sowie der Rückkopplungseffekte auf den Klimawandel (+ *verstärkend*, – *kompensierend*)

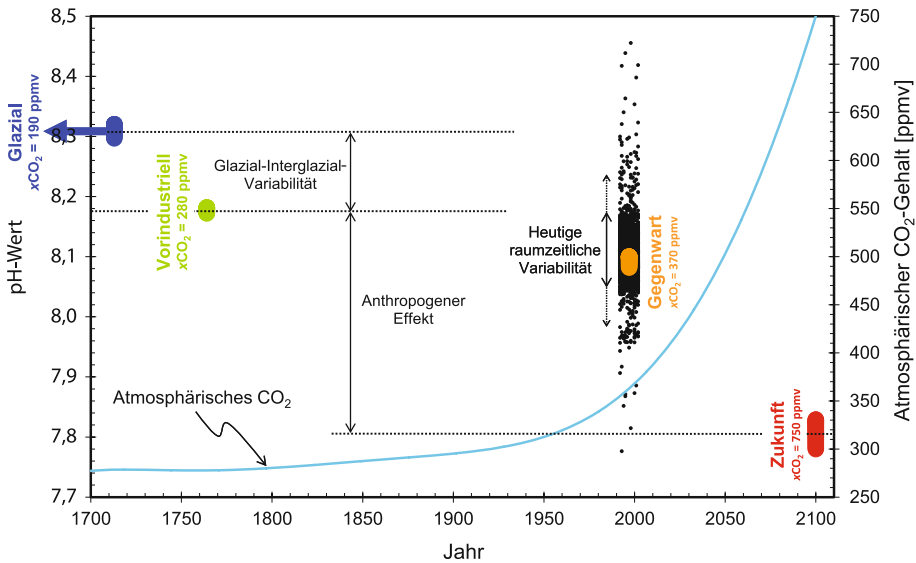
Antriebsänderung	Kausalkette	Rückkopplungseffekt auf Klima
Dichteschichtung (+)	Vertikaler Nährstoffeintrag in ozeanische Deckschicht (–) → Primärproduktion (–)	+
Dichteschichtung (+)	Effizienz der Nährstoffnutzung (+) → Primärproduktion (+)	–
Turbulenz der Atmosphäre (+)	Atmosphärischer Eintrag von Fe und P über Staub (+) → Intensität der biologischen Pumpe (+)	–
NO <sub>x</sub> -Emissionen (+)	Atmosphärische Deposition von NO <sub>x</sub> (+) → Intensität der biologischen Pumpe (+)	–
pH-Wert (–), [CO <sub>3</sub> <sup>2–</sup> ] (–)	Biokalzifikation (–) → CO <sub>2</sub> -Fluss in Atmosphäre (–)	–
pH-Wert (–), [CO <sub>3</sub> <sup>2–</sup> ] (–)	Biokalzifikation (–) → Kalk-Ballasteffekt für Partikelexport (–) → biologische Pumpe (–)	+
Temperatur	Unterschiedliche Temperaturabhängigkeit von Primärproduktion (+) und Respiration (++)	+ (?)

werden. Dabei ist hervorzuheben, dass diese Betrachtung zunächst monokausal ist und das Potenzial synergistischer bzw. antagonistischer Zusammenwirkens anthropogener Stressoren überhaupt noch nicht berücksichtigt:



1. *pH-Wert*: Das marine  $\text{CO}_2$ -System (Box 2.1) stellt einen effektiven pH-Puffer dar. Meerwasser zeigt daher nur geringe pH-Schwankungen (7,8–8,4 im Oberflächenwasser, Median ca. 8,1), und marine Organismen und Ökosysteme hatten wenig Bedarf, sich evolutionär an stark variable pH-Regime anzupassen. Allerdings führt die ozeanische Aufnahme von anthropogenem  $\text{CO}_2$  in Höhe von gegenwärtig ca.  $2,3 \text{ Gt C a}^{-1}$  zu einer merklichen Ansäuerung („Kohlensäure“) des Oberflächenozeans. Der kumulative anthropogene pH-Effekt seit Beginn der industriellen Revolution liegt bei gut 0,1 pH-Einheiten und hat damit die Größenordnung der pH-Änderungen zwischen Glazial und Interglazial erreicht (Abb. 2.3). Die für das Ende des 21. Jahrhunderts unter bestimmten Annahmen prognostizierten atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen (RCP 6.0; IPCC 2013) würden zu einer Absenkung des pH-Werts gegenüber dem vorindustriellen Zustand von ca. 0,3 bis 0,4 Einheiten führen, was aufgrund der logarithmischen pH-Skala mehr als einer Verdopplung der Wasserstoffionenkonzentration ( $\text{H}^+$ ) entspricht. Eine derartige Ansäuerung des Oberflächenozeans hat zumindest in den letzten 420.000 Jahren, vermutlich aber sogar mehr als 20 Mio. Jahren nicht stattgefunden.

Der kontinuierliche Anstieg der  $\text{CO}_2(\text{aq})$ -Konzentrationen im Oberflächenozean kann in vielfältiger Weise Einfluss auf Organismen haben. So führt die parallele Abnahme der  $\text{CO}_3^{2-}$ -Konzentration zu einer Abnahme der Kalkübersättigung im Oberflächenozean. Damit werden die chemischen Rahmenbedingungen für Kalzifikation weniger günstig, und negative Auswirkungen auf marine Kalkbildner sind zu erwarten. Diese Effekte sind im Falle von Korallen, einigen Kalkalgen, aber auch Mollusken und Stachelhäutern bereits nachgewiesen. Andererseits gibt es auch Hinweise, dass Seegras- und gewisse Phytoplanktonarten von der Ozeanversauerung profitieren könnten. Auch für die Stimulation der Stickstofffixierung einiger Cyanobakterien bei sinkendem pH-Wert gibt es Belege. Damit ist die Liste denkbarer pH-sensitiver Prozesse in marinen Ökosystemen aber noch lange nicht abgeschlossen. So ist bekannt, dass Enzymaktivitäten pH-abhängig sind. Änderungen im pH-Milieu könnten daher den Energieaufwand mariner Organismen zur Aufrechterhaltung eines physiologisch günstigen pH-Werts verändern und damit ihre Nettoproduktivität beeinflussen. Auch über die pH-Sensitivität chemischer Eigenschaften sind Wechselwirkungen denkbar. Die pH-Abhängigkeit von Adsorptionsvorgängen oder der chemischen Speziation einiger Elemente etwa könnte die Konzentrationen von Spurenmetallen verändern und so positive (Mikronährstoffe) oder auch negative (toxische) Auswirkungen auf die biologische Produktivität entfalten. Ohne diese Betrachtung weiter zu vertiefen, sollte erkennbar geworden sein, dass der pH-Wert als chemische Kernvariable auf sehr unterschiedliche Weise auf marine Organismen Einfluss nimmt und auf diesem Weg Rückkopplungseffekte in der marinen Biosphäre zu erwarten, aber schwer abzuschätzen sind.



**Abb. 2.3** Gegenwärtige pH-Werte im Oberflächenwasser des Weltozeans (*schwarze Punkte*). Die Mehrheit der 3000 Datenpunkte liegt in einem relativ engen pH-Bereich um  $8,1 \pm 0,1$  (Median  $\pm$  Standardabweichung). Ebenfalls dargestellt ist das typische pH-Niveau im glazialen, vorindustriellen, aktuellen und zukünftigen (Jahr 2100) Oberflächenozean, wie es sich aus einer einfachen Gleichgewichtsberechnung für den beobachteten bzw. vorhergesagten atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalt (*blaue Linie*) ergibt. DIC gelöster anorganischer Kohlenstoff, SST Meeresoberflächentemperatur. (Körtzinger 2010)

2. *Temperatur*: Die bereits beobachtete und sich in Zukunft verstärkende globale Temperaturerhöhung wird sämtliche biochemischen Vorgänge beschleunigen. Dieser Effekt kommt im  $Q_{10}$ -Faktor zum Ausdruck, der die relative Zunahme der Reaktionsgeschwindigkeit einer Reaktion für eine Temperaturerhöhung von  $10^\circ\text{C}$  beschreibt. Man könnte vermuten, dass der Temperatureffekt zwar den Durchsatz von Materie durch die biogeochemischen Kreisläufe beschleunigen, aber nicht zwangsläufig zu Nettoeffekten führen sollte. Letztere werden jedoch wahrscheinlich, wenn man die unterschiedlichen  $Q_{10}$ -Faktoren von Produktion und Respiration, d. h. den Faktor der Beschleunigung der jeweiligen Reaktion bei einer Temperaturerhöhung um  $10^\circ\text{C}$ , vergleicht. So sind Photosynthese und Phytoplanktonwachstum deutlich weniger temperaturempfindlich ( $1 < Q_{10} < 2$ ) als bakterielle heterotrophe Prozesse ( $2 < Q_{10} < 3$ ). Steigende Temperaturen sollten folglich die Produktion von organischer Substanz weniger stark beschleunigen als ihren Konsum. Eine Verschiebung dieser Autotrophie-Heterotrophie-Bilanz könnte daher sehr wohl zu Veränderungen der biologischen Pumpe führen. Eine quantitative Abschätzung wird jedoch dadurch erschwert, dass (neue) Produktion und Respiration von organischem

Faszination Meeresforschung

Ein ökologisches Lesebuch

Hempel, G.; Bischof, K.; Hagen, W. (Hrsg.)

2017, XXII, 577 S. 220 Abb. in Farbe., Hardcover

ISBN: 978-3-662-49713-5