



Modul 9

Der Kohlenstoffkreislauf

Begleittext für Lehrkräfte

**Eckhard R. Lucius, Horst Bayrhuber, Kristin Hildebrandt, Karin Lochte,
Rolf Peinert, Christiane Queisser, Ilka Parchmann,
Kirsten Schlüter und Karl-Heinz Starke**

Dieser Text steht zusammen mit den Texten der 10 weiteren Module des Projektes „Forschungsdialog: System Erde“ auf der CD-ROM „System Erde“ als Hypertext bzw. die Materialien als pdf-Dateien, Videos, Interaktionen, Animationen usw. über ein komfortables Navigationssystem mit Suchfunktion zur Verfügung.

Mit der CD-ROM können auch eigene Materialien erstellt werden. Außerdem kann aus der CD-ROM eine Schülerversion, die für das selbst organisierte Lernen vorgesehen ist – und keine didaktischen Informationen enthält – erstellt werden.



Das Leibniz-Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften (IPN) ist eine interdisziplinär arbeitende Forschungseinrichtung mit überregionaler, gesamtstaatlicher Aufgabenstellung. Auftrag des Instituts ist es, durch seine Forschungen die Pädagogik der Naturwissenschaften weiter zu entwickeln und zu fördern. Das IPN gliedert sich in die vier Fachabteilungen Biologie-, Chemie-, Physikdidaktik und Erziehungswissenschaften (mit Pädagogisch-Psychologischer Methodenlehre). Das IPN ist Mitglied der Leibniz-Gemeinschaft. Enge Beziehungen bestehen zur Kieler Universität.

Weitere Informationen: <http://www.ipn.uni-kiel.de>

Das vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderte IPN-Projekt „Forschungsdialog: System Erde“ dient dem Ziel, das Verständnis des Planeten Erde zu fördern. Auf der Basis soliden Wissens soll die Beschäftigung und Auseinandersetzung mit der nachhaltigen Entwicklung der Erde angeregt werden. Die Materialien zum Thema „System Erde“ wurden vom IPN in enger Kooperation mit Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftlern sowie Lehrkräften entwickelt und anschließend im Schulunterricht erprobt und evaluiert. Für den Unterricht in der Sekundarstufe II steht eine umfangreiche CD-ROM zur Verfügung, die u. a. Animationen, Simulationen, Informationstexte und Arbeitsblätter zu insgesamt 11 Modulen des Themas System Erde enthält. Der vorliegende Text ist Teil dieser CD-ROM, die beim IPN erhältlich ist.

Für den Unterricht in der Grundschule wurde ein Sachbuch und eine beiliegende CD-ROM mit Computerspielen entwickelt. Unterrichtsmaterialien für die Hand der Lehrkräfte sind im Internet erhältlich (<http://Systemerde.ipn.uni-kiel.de>).

© 2005
Alle Rechte beim
Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften (IPN)
Olshausenstraße 62, D-24098 Kiel.



Forschungsdialog: System Erde

Kontakt:

Ulrike Gessner
Leibniz-Institut für die Pädagogik der
Naturwissenschaften an der Universität Kiel
Olshausenstr. 62
24098 Kiel

Tel: ++49 (0431) 880-3121
E-Mail: gessner@ipn.uni-kiel.de
<http://systemerde.ipn.uni-kiel.de>

Auf verschiedenen Seiten befinden sich Verweise (Links) auf Internet-Adressen. Haftungshinweis: Trotz sorgfältiger inhaltlicher Kontrolle wird die Haftung für die Inhalte der externen Seiten ausgeschlossen. Für den Inhalt dieser externen Seiten sind ausschließlich deren Betreiber verantwortlich. Sollten Sie bei dem angegebenen Inhalt des Anbieters dieser Seite auf kostenpflichtige, illegale oder anstößige Inhalte treffen, so bedauern wir dies ausdrücklich und bitten Sie, uns umgehend per E-Mail davon in Kenntnis zu setzen, damit beim Nachdruck der Verweis gelöscht wird.

Autoren dieses Moduls:

Dr. Eckhard R. Lucius (Gesamtkonzeption, Sachanalyse, didaktische Informationen, Bausteine 1 und 5), Prof. Dr. Horst Bayrhuber, Dr. Rolf Peinert (Baustein 4), Christiane Queisser (Baustein 5), Prof. Dr. Ilka Parchmann (Baustein 4), Prof. Dr. Kirsten Schlüter (Baustein 1), Karl-Heinz Starke (Bausteine 2 und 3)

Geowissenschaftliche Beratung:

Prof. Dr. Karin Lochte, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften Kiel

Multimediaumsetzung, Grafik und Layout:

CD-ROM, Rahmenlayout, Grafiken: MMCD GmbH interactive in science (Düsseldorf)
Texte: Anke Heidrich und Päivi Taskinen (IPN)

Herausgeber:

Prof. Dr. Horst Bayrhuber, Dr. Sylke Hlawatsch, Dr. Eckhard R. Lucius



Inhaltsverzeichnis

1	Allgemeine Zielsetzung und Begründung	5
2	Sachinformation	5
2.1	Der Kohlenstoffkreislauf	6
2.1.1	Biogeochemische Stoffkreisläufe	6
2.1.2	Kohlenstoff im System Erde	7
2.1.3	Kurzfristiger Kreislauf	11
2.1.4	Langfristiger Kreislauf	12
2.1.5	Menschliche Einflüsse	14
2.2	Kohlenstoff im Gestein	16
2.2.1	Die kristalline Struktur von Calciumcarbonaten	17
2.2.2	Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht	17
2.2.3	Qualitativer und quantitativer Nachweis von „Kalk“	19
2.2.4	Das Vorkommen von „Kalk“ in Lebewesen	20
2.2.5	Die Entstehung von Kalksedimenten	22
2.3	Kohlenstoff in der Landvegetation	25
2.3.1	Kohlenstoff in der Biosphäre	25
2.3.2	Kohlenstoff in Landökosystemen – FACE	26
2.3.3	Mehr Kohlenstoffdioxid – wie reagiert die Pflanzenwelt?	28
2.3.4	Lösungen für eine Verringerung des CO ₂ -Anstiegs	30
2.4	Kohlenstoff im Ozean	31
2.4.1	Physikalische Vorgänge der Speicherung von Kohlenstoffdioxid und anderer Kohlenstoffverbindungen im Meer	31
	• Austausch von Kohlenstoffdioxid zwischen Atmosphäre und Ozean.....	31
	• Horizontaler und vertikaler Transport von Kohlenstoffverbindungen	33
	• Absinken von spezifisch dichtem Wasser	33
	• Umwälzung von Meerwasser oberhalb von Sprungschichten und über diese hinweg	34
	• Umwälzung von Meerwasser in Wirbeln	36
	• Zusammenfassung zur physikalischen Kohlenstoffpumpe	37
2.4.2	Biologische Vorgänge der Speicherung von Kohlenstoffdioxid und anderer Kohlenstoffverbindungen im Meer	38
	a) Effektivität der biologischen Pumpe	39
	b) Unterschiede in der Effektivität der biologischen Pumpe in Abhängigkeit vom Typ der Produktion	43
2.5	Gashydrate	45
2.5.1	Meeresboden	46
2.5.2	Die Physikochemie der Gashydrate	46
2.5.3	Isotopen des Kohlenstoffs, Vorkommen und Berechnung	48
2.5.4	CO ₂ -Ausstoß und fossile Energieträger	49
2.5.5	Submarine Quellen und Leben in der Tiefsee	49



3	Didaktische Information	51
3.1	Lernziele	52
3.2	Hinweise zu den Lernvoraussetzungen	53
3.3	Hinweise zu horizontalen und vertikalen Verknüpfungen	55
3.4	Erläuterungen und Nutzungshinweise zu den Materialien	57
4	Vorschläge für den Unterrichtsverlauf	58
5	Literatur	59
6	Unterrichtsmaterialien	62

Anhang

Unterrichtsmaterialien:

Baustein 1: Kohlenstoffkreislauf als System

Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Baustein 3: Kohlenstoffkreislauf und Landvegetation

Baustein 4: Rolle des Ozeans im Kohlenstoffkreislauf

Baustein 5: Gas hinter Gittern – Gashydrate



1 Allgemeine Zielsetzung und Begründung

Der Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) veröffentlichte im Jahr 2001 Prognosen über die Änderung des Klimas auf der Erde in den nächsten hundert Jahren. Dabei nahm dieses Gremium der Vereinten Nationen an, dass sich von 1990 bis 2100 die durchschnittliche Temperatur der Erdoberfläche um 1,4 – 5,8 °C erhöhen und als Folge davon auch die Temperatur des Meerwassers zunehmen und damit der Meeresspiegel um 0,09 – 0,88 m steigen wird. Ob die Erhöhung der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre (von 0,028 Vol-% im Jahre 1750 auf 0,0367 Vol-% heute) daran ursächlich beteiligt ist, wird immer noch kontrovers diskutiert, wobei die vorherrschende Meinung ist, dass dies der Fall sei. Auf jeden Fall wird der CO₂ - Freisetzung aufgrund von Aktivitäten des Menschen weltweit größte Aufmerksamkeit geschenkt und daher der Kreislauf des Kohlenstoffes auf der Erde intensiv erforscht; denn dessen detailgenaue Kenntnis ist eine unverzichtbare Voraussetzung für politische Entscheidungen über Maßnahmen zur Verringerung der Kohlenstoffdioxidkonzentration der Atmosphäre.

Spätestens seit Beginn der intensiven Diskussionen um das Phänomen eines „Treibhauseffekts“, der durch bestimmte Spurengase verursacht werden soll, die in der Atmosphäre mit ansteigenden Konzentrationen auftreten, zeigt eine breite Öffentlichkeit daran Interesse,

- diesen Treibhauseffekt zu belegen (oder zu falsifizieren),
- seine Ursachen zu diskutieren (oft auch kontrovers),
- seine anthropogene Herkunft zu erforschen (oder in Frage zu stellen)
- Maßnahmen zur Verringerung des Treibhauseffekts beziehungsweise dessen Kontrolle in politische Beschlüsse umzusetzen – zum Beispiel seit 1979 auf den Weltklimakonferenzen von Rio de Janeiro, Berlin, Kyoto, Buenos Aires und anderen.

Da den Gasen Kohlenstoffdioxid und Methan – beide sind Kohlenstoff-Verbindungen – in der Treibhauseffekt-Diskussion eine Schlüsselrolle zukommt, sind hinreichend Gründe vorhanden, sich auch in der Schule mit der Rolle dieser Substanzen innerhalb des „Systems Erde“ zu beschäftigen und ein solides Grundlagenwissen zu erarbeiten, damit ein Verfolgen der öffentlichen Diskussion und eine qualifizierte Teilnahme an dieser Diskussion möglich wird.

2 Sachinformation

Kohlenstoff tritt in der Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre in unterschiedlichen Erscheinungsformen auf. In einem geringen Anteil ist er in elementarer Form vorhanden, hauptsächlich aber in Form organischer oder anorganischer Verbindungen. In den verschiedenen Sphären ist Kohlenstoff außerdem in sehr unterschiedlichen Mengen gespeichert. So besitzt die Lithosphäre mit 99,9 % ein ungeheuer großes Reservoir an anorganischen Kohlenstoff-Verbindungen in Form von Carbonaten, während z.B. der Anteil des Kohlenstoffs in der Biosphäre oder in der Atmosphäre in Form von Kohlenstoffdioxid verschwindend gering ist. Neben Größe und Form der Speicher spielt die Austauschrate des Kohlenstoffs zwischen den Sphären eine entscheidende Rolle.

Im Folgenden soll daher der Kohlenstoffkreislauf unter zeitlichen Aspekten betrachtet werden. Die Teilsysteme des Kohlenstoffkreislaufes im Gestein, in der Landvegetation, im Ozean und in Form von Gashydraten werden dabei vertiefend behandelt.



2.1 Der Kohlenstoffkreislauf

Gegenwärtig steigt der Kohlenstoffgehalt der Atmosphäre um etwa 3,3 Gigatonnen¹ Kohlenstoff (GtC) pro Jahr an. Für diesen Anstieg sind die Kohlenstoffdioxidemissionen aus der Verbrennung von Erdgas, Erdöl und Kohle, aus der Herstellung von Zement, sowie aus Änderungen der Landnutzung, vor allem der Brandrodung von Wäldern verantwortlich. Diese CO₂-Quellen sind anthropogenen Ursprungs. Sie liefern etwa 7,9 GtC pro Jahr. Das bedeutet, dass etwa 3,1 GtC pro Jahr von anderen Teilsystemen der Erde aufgenommen werden müssen. Wo verbleibt der Kohlenstoff? Welche Prozesse bestimmen die Kohlenstoffflüsse aus der Atmosphäre? (s. Baustein 1, Material 1 und Baustein 1, Material 2).

Der Ozean ist das wichtigste Aufnahmesystem für das anthropogene Kohlenstoffdioxid (CO₂). Er entzieht der Atmosphäre pro Jahr etwa 1,7 GtC. Zudem fließen durch veränderte Landnutzung, vor allem durch Aufforstung, etwa 1,4 GtC pro Jahr in die Landbiomasse. Bisher ist noch ungeklärt, in welcher Senke („missing sink“) die restlichen 1,6 GtC verbleiben. Die genannten Werte beruhen auf Modellrechnungen.

Von besonderem Interesse ist die Frage nach der klimatischen Bedeutung des Anstiegs der atmosphärischen Kohlenstoffdioxidkonzentration. Zahlreiche Wissenschaftler vermuten in ihm unter anderem den Grund für die globale Temperaturerhöhung um etwa 0,7° C während des letzten Jahrhunderts.

Änderungen des Klimas, wie zum Beispiel ein globaler Temperaturanstieg, erhöhte Niederschlagsmengen oder sich häufende, starke Winde, können die Kohlenstoffflüsse zwischen den einzelnen Speichern ihrerseits beeinflussen. So bewirkt eine Zunahme der Lufttemperatur und damit der Oberflächentemperatur des Meeres eine Verringerung der Löslichkeit von atmosphärischem CO₂ in Meerwasser. Dies bedeutet einen Nettofluss von Kohlenstoff aus der Hydrosphäre in die Atmosphäre.

Ein Anstieg der Lufttemperaturen in Verbindung mit starken Regenfällen führt zu einer Erhöhung der Verwitterungsrate von Carbonatgesteinen. Damit ist ein stärkerer Kohlenstofffluss aus der Atmosphäre und der Lithosphäre in die Hydrosphäre verbunden.

Verlässliche Vorhersagen zur Geschwindigkeit von Klimaänderungen (s. Modul 2 „Atmosphäre“) oder anderer Teilsysteme des Systems Erde hängen auch vom Verständnis der Stoffkreisläufe ab. Die Analyse dieser Teilsysteme des Systems Erde ist ein Schritt auf dem Weg zu einem verbesserten Gesamtverständnis unseres Planeten.

2.1.1 Biogeochemische Stoffkreisläufe

Wenn chemische Elemente oder ihre Verbindungen permanent zwischen biotischen und abiotischen Teilsystemen des Systems Erde zirkulieren, spricht man von biochemischen Stoffkreisläufen. Diese stellen damit die Kopplung der Biosphäre mit der Atmosphäre, der Hydrosphäre und der Lithosphäre dar. Biogeochemische Stoffkreisläufe umfassen die Gesamtheit aller biologischen, chemischen und physikalischen Prozesse, durch die spezifische Elemente oder ihre chemischen Verbindungen im System Erde umgesetzt werden. Diese Prozesse kennzeichnen die permanenten Stoffflüsse zwischen den Stoffspeichern.

¹ Die Kohlenstoffmengen werden in Gigatonnen Kohlenstoff (GtC) angegeben. Eine Gigatonne entspricht einer Milliarde Tonnen (1 Gt = 10⁹ t = 1.000.000.000 t) beziehungsweise einer Billion Kilogramm (1 Gt = 10¹² Kg = 1.000.000.000.000 Kg) beziehungsweise einer Billiarde Gramm (1 Gt = 10¹⁵ g = 1.000.000.000.000.000 g).



Als Stoffspeicher bezeichnet man die einzelnen Teilsysteme des Systems Erde, in denen bestimmte Elemente oder ihre chemischen Verbindungen enthalten sind. Innerhalb dieser Speicher können Stoffe in verschiedenen chemischen Bindungsformen, zum Beispiel als organische oder anorganische Verbindung, und in verschiedenen Aggregatzuständen, also in fester, flüssiger oder gasförmiger Form, vorliegen.

Stoffflüsse stellen den gerichteten Transport von Stoffen von einem Speicher in einen anderen dar. Daher kommt es meist zu einer Änderung der chemischen Bindungsform oder des Aggregatzustandes. Stoffflüsse bewirken absolute Änderungen von Speichergrößen. Das Ausmaß eines Stoffflusses innerhalb eines bestimmten Zeitraumes, das heißt die Menge die pro Zeitintervall fließt, wird als Flussrate bezeichnet.

Stoffspeicher dienen als Quelle im Stoffkreislauf, wenn sie den Stoff an einen anderen Speicher abgeben. Sie wirken als Senke, wenn sie das entsprechende Element oder seine Verbindungen aus einem anderen Speicher aufnehmen.

Neben den Wegen, die Stoffe im System Erde zurücklegen, sind die Zeiträume von Bedeutung, in denen dieses geschieht. Die Dynamik von Stoffkreisläufen wird entscheidend von den Verweilzeiten der Stoffe in einem Speicher geprägt. In einigen Speichern verbleiben Stoffe relativ lang in anderen hingegen relativ kurz. Die Verweilzeiten hängen davon ab, in welchem Maße und wie rasch die Stoffe mit anderen Speichern ausgetauscht werden.

Die Änderungen der Größe von Stoffspeichern, Stoffflüssen und Flussraten bestimmen die Entwicklung des biogeochemischen Stoffkreislaufs. Angetrieben werden solche Stoffkreisläufe von der zeitlich und räumlich variierenden Energiezufuhr der *Sonne* in Form von Strahlung und dem geothermischen Wärmefluss aus dem Erdinneren.

2.1.2 Kohlenstoff im System Erde

Die Atmosphäre, die Biosphäre, die Hydrosphäre und die Lithosphäre sind die vier großen Kohlenstoffspeicher.

Die Lithosphäre ist der weitaus größte Kohlenstoffspeicher im System Erde. Etwa 99,95 % des Kohlenstoffs auf der Erde ist im Sedimentgestein (s. Modul Gesteinskreislauf) enthalten, und zwar in Form von Carbonat (CO_3^{2-}) und Kerogen, das hauptsächlich aus im Gestein vorhandenen organischen Stoffen wie Ölschiefer besteht. Außer in diesen anorganischen Verbindungen kommt Kohlenstoff in der Lithosphäre auch in organischer Form als Erdgas, Erdöl und Kohle, und in elementarer Form als Graphit oder Diamant vor. Nach neuen Schätzungen befinden sich in der Lithosphäre etwa 75.014.100 GtC.

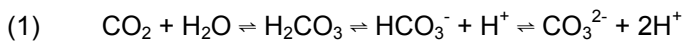
Nur etwa 0,05 % des Kohlenstoffes ist in den übrigen Teilsystemen des Systems Erde gespeichert. Atmosphäre, Biosphäre und Hydrosphäre stellen demnach nur sehr kleine Kohlenstoffspeicher dar.

Die Atmosphäre enthält Kohlenstoff hauptsächlich als anorganische Verbindungen wie CO_2 und Kohlenstoffmonoxid (CO), sowie in organischer Form als Methan (CH_4). Nach dem Kenntnisstand des Jahres 2005 sind in der *Atmosphäre* etwa 790 GtC gespeichert. Sie ist der kleinste Kohlenstoffspeicher unter den Sphären. Für den Kohlenstoffkreislauf spielt sie jedoch eine bedeutende Rolle. Die Flussraten zwischen der Atmosphäre und den anderen Sphären sind verhältnismäßig groß. Wegen der relativen Kleinheit dieses Speichers haben schon geringe Zuflussmengen aus anderen Speichern in der Atmosphäre eine relativ große Konzentrationsänderung zur Folge.

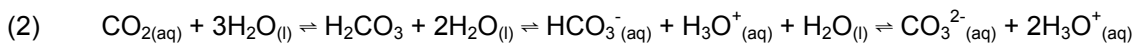
In der *Biosphäre* kommt Kohlenstoff in organischen Verbindungen, wie zum Beispiel Kohlehydraten, Proteinen, Fetten und Nucleinsäuren vor und stellt damit das Grundelement aller Organismen dar. Die lebende Biomasse enthält nach heutigen Schätzungen etwa 703 GtC.



Der Kohlenstoff der Hydrosphäre liegt vor allem in anorganischen Verbindungen als physikalisch gelöstes Kohlenstoffdioxid ($\text{CO}_{2(\text{aq})}$), Hydrogencarbonat- (HCO_3^-) und Carbonat-Ionen (CO_3^{2-}) vor. Das chemische Gleichgewicht dieser Verbindungen in Wasser wird durch folgende Reaktionsgleichungen beschrieben:



Diese Reaktionsgleichung ist mit folgender äquivalent:



Die Gleichgewichtslage ist abhängig von der Temperatur, dem Partialdruck des CO_2 sowie dem pH-Wert und dem Salzgehalt des Wassers. Ozeanwasser enthält überwiegend HCO_3^- -Ionen.

Bei einer Temperatur von 10°C , einem pH-Wert von 8 und einem Salzgehalt von 34,3‰ liegen darin ca. 94 % des gelösten anorganischen Kohlenstoffs als HCO_3^- -Ionen, ca. 5% als CO_3^{2-} -Ionen und nur ca. 1 % als $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ vor. Nach neuen Schätzungen befinden sich in der Hydrosphäre etwa 35.000 GtC.

Speicher	Form	Kohlenstoffmenge [GtC]
Atmosphäre	Kohlenstoffdioxid (CO_2), Kohlenstoffmonoxid (CO), Methan (CH_4)	790
Biosphäre	Organische Verbindungen in terrestrischen bzw. in marinen Organismen	700 3
Hydrosphäre	Kohlenstoffdioxid (CO_2), Hydrogencarbonat (HCO_3^-), Carbonat (CO_3^{2-})	35.000
Lithosphäre	Calciumcarbonat (CaCO_3 , Calcit), Calcium-Magnesium-Carbonat ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, Dolomit)	mind. 60.000.000
Sediment	Kerogen	mind. 15.000.000
	Gashydrate	10.000
foss. Brennstoffe	Kohle, Erdöl, Erdgas	4.100
Pedosphäre	Tote Biomasse (Humus, Torf)	1.500
Boden		

Abbildung 1: Die Kohlenstoffmengen [GtC] in den einzelnen globalen Speichern (nach ITTEKOTT 2002).

Ein Teil der Lithosphäre, die Pedosphäre (Boden) enthält Kohlenstoff in Form von Humus, Torf, Bodensedimenten und Mineralen. Nach heutigen Schätzungen befinden sich in der Pedosphäre 1500 GtC. Um diese Größenordnungen in verständliche Relation zur Größe unseres Planeten zu bringen, ist ein Modell zweckmäßig (s. Abb. 2). Darin werden die in den verschiedenen Speichern enthaltene Kohlenstoffmengen in Schichten auf der gesamten Erdoberfläche verteilt. Die Schichtdicken entsprechen dem Massen-Kohlenstoff.

Die reine Kohlenstoffmasse des in der Lithosphäre gespeicherten Carbonatgesteins sowie das im Sediment enthaltene Kerogen würde demnach die Erde mit einer mehr als 120 Meter hohen Kohlenstoffschicht bedecken.

Die im Ozean enthaltenen Kohlenstoffverbindungen einschließlich der Gashydrate würden mit viel kleineren, aber noch deutlich sichtbaren Schichten im Zentimeterbereich beitragen. Alle anderen Schichten hätten nur eine Dicke im Millimeterbereich.

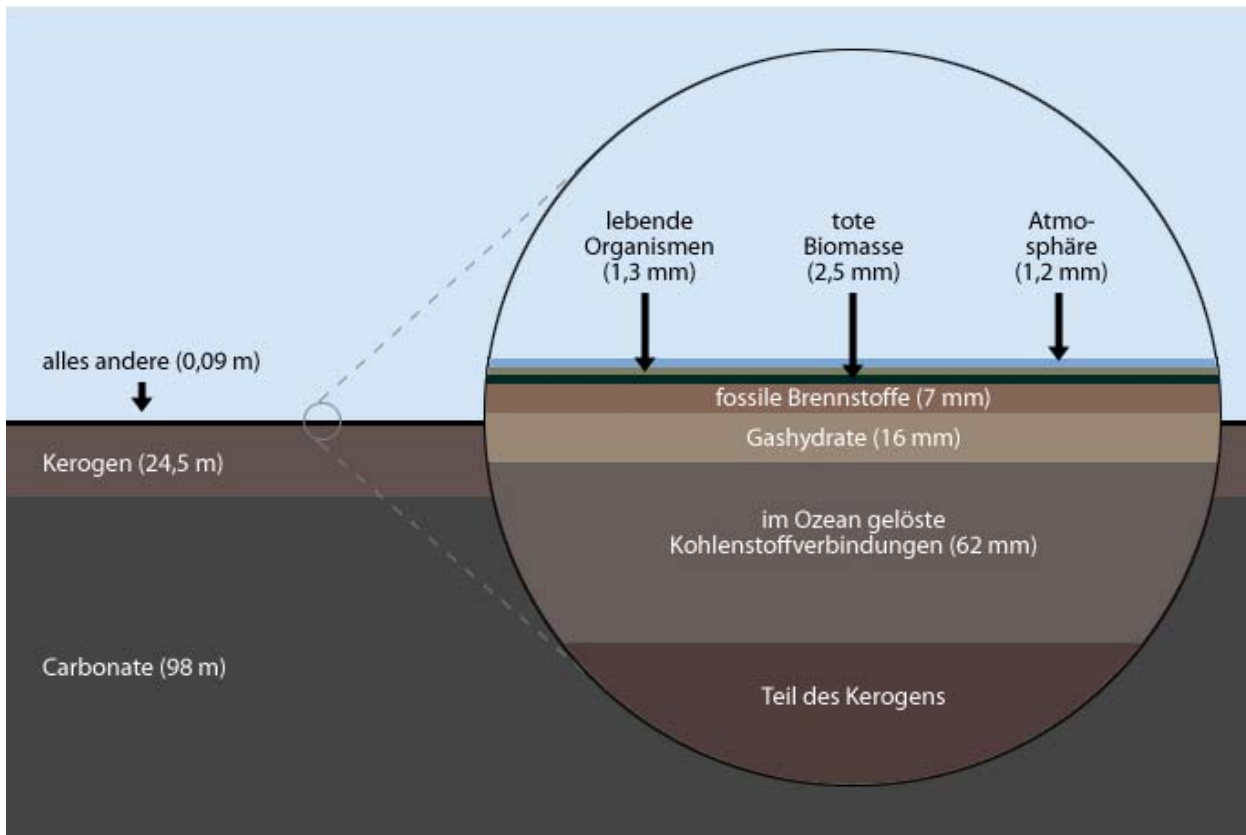


Abbildung 2: Schichtenmodell der Kohlenstoffmengen (IPN Kiel).

So hätte der in Organismen gespeicherte Kohlenstoff eine Schichtdicke von 1,3 mm, davon wäre ein mit bloßem Auge nicht wahrzunehmender "hauchdünner Belag" von 5 µm der Kohlenstoff in den Meeresorganismen. Diese Schicht muss man sich etwa 20 Mal dünner als dieses Blatt Papier vorstellen. Die Kohlenstoffschicht aus den gasförmigen Verbindungen der Atmosphäre betrüge etwa 1,2 mm.

Abbildung 2 stellt dieses Modell grafisch dar. Dabei wurden die einzelnen Schichten aufeinandergestapelt² (s. Baustein 1, Material 3)

² Stapelt man die einzelnen Schichten aufeinander, muss eigentlich mit veränderten Oberflächenwerten gerechnet werden. Nur die erste Schichtdicke kann über die Erdoberfläche berechnet werden. In den Berechnungen für alle weiteren Schichtdicken müssen die schon aufgetragenen Schichten in den Radiuswert mit einbezogen werden. Die Unterschiede sind jedoch verschwindend gering.

Die Kohlenstoffspeicher Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre (einschließlich Pedosphäre) stehen in ständiger Wechselbeziehung. Sie tauschen an ihren Grenzflächen permanent Kohlenstoff oder seine chemischen Verbindungen miteinander aus. Wenn jede der vier Sphären in Wechselbeziehung zueinander steht, gibt es insgesamt 12 Austauschmöglichkeiten zwischen allen Sphären. Diese sind in Abbildung 3 dargestellt (s. Baustein 1, Material 4).

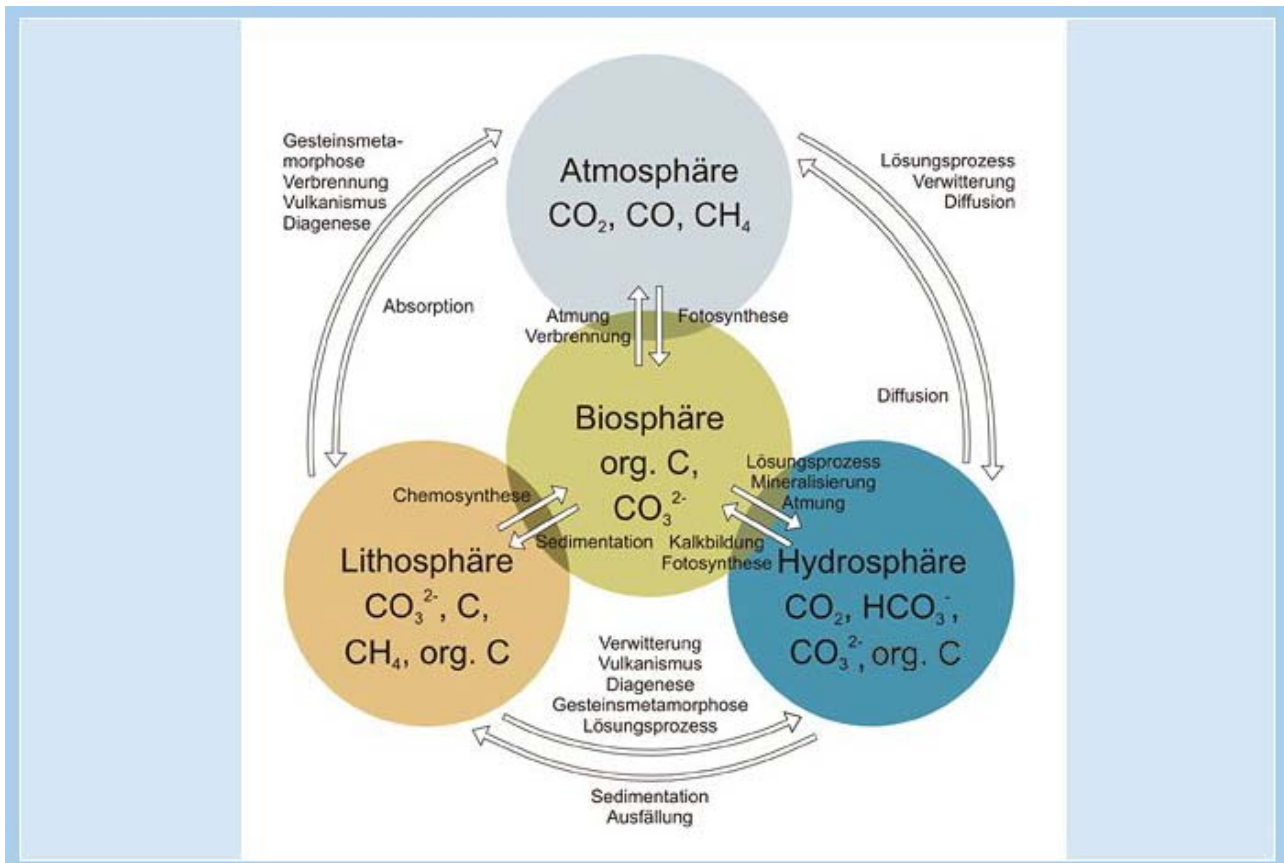


Abbildung 3: Wechselbeziehungen zwischen den Sphären der Erde im Kohlenstoffkreislauf (IPN Kiel).

Das System Kohlenstoffkreislauf umfasst zahlreiche Teilkreisläufe, in denen der Kohlenstoff oder seine Verbindungen zwischen den Sphären fließen. Ein Kohlenstoffteilchen bewegt sich also im Laufe von Jahrtausenden nicht wie auf einem Karussell in vorhersagbarer Richtung zirkulierend von einer Sphäre über die drei anderen in die Ausgangssphäre zurück. Es wird unvorhersagbar transportiert, ständig die Richtung, die Verweildauer und die Austauschprozesse zwischen den Teilsystemen wechselnd. Beispielsweise speichert eine Kartoffelknolle das von der Pflanze assimilierte atmosphärische CO_2 in Form von Stärke. Der Mensch isst die Kartoffel und gewinnt aus der Stärke in der Verdauung Glucose. Diese baut er im Zellstoffwechsel zu CO_2 ab, das er durch Atmung an die Atmosphäre abgibt. Das CO_2 kann wieder von einer anderen Pflanze assimiliert werden. Die Bewegung eines Kohlenstoffteilchens ist in diesem Beispiel auf zwei Sphären, die Atmosphäre und die Biosphäre, begrenzt. Ausgeatmete CO_2 -Teilchen können aber auch mit dem Wind über den Ozean getrieben werden, wo sie sich im Wasser lösen. Aus der Hydrosphäre können sie erneut in die Biosphäre gelangen, zum Beispiel in eine Muschel, die CO_2 zum Aufbau der Kalkschale verwendet. Nach Absterben der Muschel kann die Kalkschale bis auf den Meeresgrund absinken und sich an der



Sedimentbildung der Lithosphäre beteiligen. Dieses Beispiel zeigt mögliche Wechselbeziehungen zwischen allen Sphären auf.

Die sehr unterschiedlichen Zeiträume, durch die die Austauschprozesse gekennzeichnet sind, erlauben eine weitere Einteilung der globalen Kohlenstoff-Flüsse in einen kurzfristigen (Stunden, Tage, Wochen, Monate, Jahre, Jahrzehnte, Jahrhunderte, Jahrtausende) und einen langfristigen Kohlenstoffkreislauf (Jahrzehntausende bis Jahrtausende). Selbst Jahrtausende stellen im Vergleich zu erdgeschichtlichen Dimensionen nur sehr kurze Zeitabschnitte dar (s. Baustein 1, Material 4).

2.1.3 Kurzfristiger Kreislauf

Der kurzfristige Kohlenstoffkreislauf läuft in Zeiträumen bis zu einigen Tausend Jahren ab. Am kurzfristigen Kreislauf sind die Lebewesen beteiligt. Zu den biochemischen Prozessen, die dabei ablaufen, zählen Fotosynthese und Atmung (s. Abb. 4).

Eine zentrale Rolle im kurzfristigen Kohlenstoffkreislauf spielen die Speicher, in denen der Kohlenstoff nur eine relativ kurze Zeit verbleibt, die von Minuten bis zu Tagen, Jahren oder maximal einigen Tausend Jahren reicht. Zu diesem Speicher gehören vor allem die Atmosphäre, die lebenden Organismen und der Ozean. Die Lithosphäre spielt im kurzfristigen Kohlenstoffkreislauf keine bedeutende Rolle. Entscheidend sind also die Wechselbeziehungen zwischen der Atmosphäre, der Biosphäre und der Hydrosphäre. Während die am kurzfristigen Kohlenstoffkreislauf beteiligten Speicher extrem klein sind, sind die Flussraten in Relation dazu sehr hoch. Dies gilt für die Assimilation von CO_2 durch Fotosynthese, die Freisetzung von CO_2 in der Atmung sowie der physikalische Austausch von CO_2 zwischen Luft und Wasser durch Diffusion. Der Einfluss der Vegetationsdecke auf den Kohlenstoffkreislauf lässt sich anhand CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre exakt messen: Die Werte im Jahresmittel zeigen einen stetigen Anstieg (s. Abb. 2, Baustein 1, Material 1). Im Monatsmittel beschreibt die Kurve einen zackigen Verlauf, jeweils im Oktober findet sich ein relatives Minimum.

Aus diesen Kurvenverläufen lässt sich der Fotosyntheseeffekt der globalen Vegetationsdecke ablesen: Die CO_2 -Pufferung der Atmosphäre durch Assimilation findet in den Wintermonaten der Nordhalbkugel praktisch nicht statt, was dann jeweils zu einem Anstieg des atmosphärischen Kohlenstoffs führt.

Durch die Fotosynthese von Landpflanzen werden der Atmosphäre jährlich etwa 122 GtC als CO_2 entzogen. Marines Phytoplankton nimmt dabei 103 GtC pro Jahr aus dem Wasser auf. Dabei stellen Landlebewesen einen über 260fach größeren Kohlenstoffspeicher dar als die Meeresorganismen, das heißt auch, der marine Speicher ist „leistungsfähiger“.

In der Atmung geben Landpflanzen etwa 60 GtC jährlich in Form von CO_2 wieder an die Atmosphäre ab. Die restlichen 62 GtC werden als Nettoprimärproduktion gebunden, die zum Teil von den Pflanzenfressern genutzt wird (Nettoprimärproduktion der Pflanzen des Meeres: 63 GtC pro Jahr). Ein Großteil dieser Biomasse fällt als Streu an und wird durch die Atmung heterotrophen Bodenbakterien mineralisiert. 55 GtC des ursprünglich gespeicherten Kohlenstoffs werden auf diesem Wege in Form von CO_2 wieder an die Atmosphäre abgegeben. Von den restlichen 5 GtC wird ein Teil unter anderem durch Waldrodung beziehungsweise Holzverbrennung abgebaut. Der Rest wird in den langfristigen Kohlenstoffkreislauf in Form von schwer abbaubarem Humus übergeführt (Bildung von Torf und Kohle).

Zum kurzfristigen Kohlenstoffkreislauf trägt auch der Transport kohlenstoffdioxidhaltiger Wassermassen in große Tiefen des Ozeans („physikalische Kohlenstoffpumpe“) bei. Hierauf wird in Kapitel 2.4.1 eingegangen.

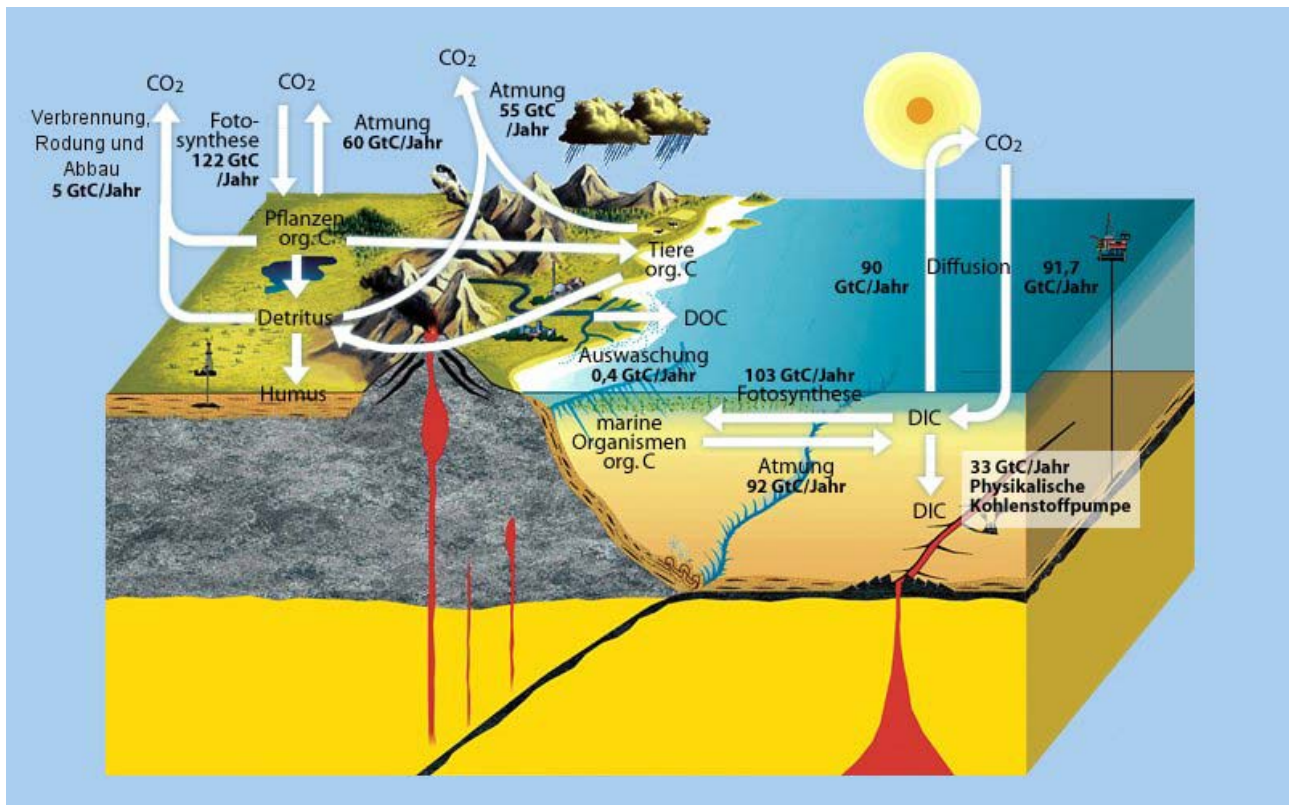


Abbildung 4: Der kurzfristige Kohlenstoffkreislauf (nach IPCC 2001).

2.1.4 Langfristiger Kreislauf

Der langfristige Kohlenstoffkreislauf umfasst vor allem geochemische Prozesse, die den Fluss von Kohlenstoff oder seinen chemischen Verbindungen im System Erde steuern (s. Abb. 5). Geochemische Prozesse laufen unter Beteiligung abiotischer Systeme in erdgeschichtlichen Zeiträumen ab. Zudem verbleibt der Kohlenstoff eine relativ lange Zeit in den Speichern. Die Verweildauer reicht von Tausenden, bis zu Millionen oder sogar Milliarden von Jahren. Zu diesen Speichern gehören Teilsysteme der Lithosphäre, die zum Beispiel Carbonatgestein und fossile Brennstoffe enthalten. Die am langfristigen Kohlenstoffkreislauf beteiligten Kohlenstoffspeicher sind extrem groß, dagegen sind die Flussraten in Relation dazu verschwindend gering. Ein Beispiel dafür ist die Freisetzung von CO_2 aus der vulkanischen Verflüssigung von Carbonatgestein (s. Baustein 1, Material 4).

Die Kohlenstoff-Flüsse zwischen Atmosphäre und Lithosphäre werden durch Sedimentation, Diagenese, Gesteinsmetamorphose, Verwitterung und Vulkanismus bestimmt (s. Modul 3 „Gesteinskreislauf“).

Diagenese ist die Verfestigung eines losen Sediments. Sie umfasst biologische, chemische und physikalische Umwandlungen von organischen oder mineralischen Stoffen bis zum Eintreten von weiteren Veränderungen aufgrund zunehmenden Druckes und steigender Temperaturen. Durch chemischen Abbau abgestorbener, organischer Materie können Huminstoffe entstehen, aus denen Kerogen (wie Ölschiefer) und Bitumen (Teerstoffe) gebildet wird. Dabei entsteht auch Methan (CH_4). Die Diagenese geht fließend in den Prozess der Gesteinsmetamorphose über. Dies ist der Prozess der Umwandlung von überwiegend festem Gestein aufgrund veränderter Temperatur- und Druckverhältnisse. Wie kommt es dazu?

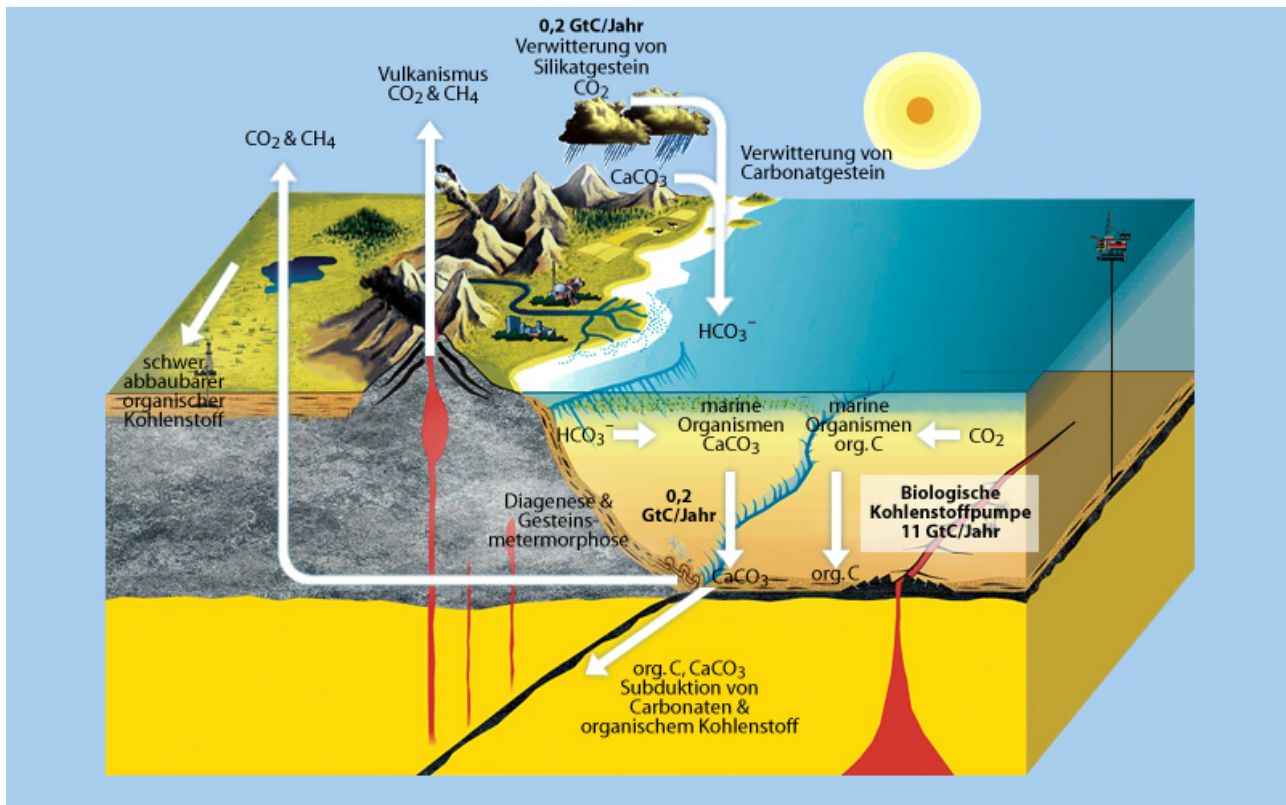


Abbildung 5: Der langfristige Kohlenstoffkreislauf (nach IPCC 2001).

Auf Grund sehr langsamer Konvektionsströme im Erdmantel, die durch den geothermischen Wärmefluss aus dem Erdinneren entstehen, werden die Schollen der Erdkruste gegeneinander bewegt. Dadurch wird zum Beispiel an den Kontinentalrändern des westlichen Pazifiks Meeresboden mit Sedimenten unter die Kontinentalplatten gedrückt und erhitzt (s. Modul 5 „Plattentektonik und Vulkanismus“).

Bei ausreichend hoher Temperatur und Druck reagieren Carbonatminerale und Silicatminerale an den Kontaktstellen von Carbonatgestein und Silikatgestein: Calciumcarbonat (CaCO_3 , Calcit, Kalkstein) und Siliziumdioxid (SiO_2 , Quarz) reagieren unter anderem zu Calciumsilicat (CaSiO_3), CO_2 und CH_4 .

Das bei der Diagenese und der Gesteinsmetamorphose freigesetzte CH_4 und CO_2 kann über Klüfte und Poren des Gesteins in die Atmosphäre gelangen.

Auch durch vulkanische Aktivität kann CO_2 freigesetzt werden. Vulkanismus umfasst sämtliche Prozesse und Erscheinungsformen, die mit dem Austritt von Magma an die Erdoberfläche in Zusammenhang stehen. Mit dem Aufstieg von Magma geht eine Druck- und Temperaturniedrigung einher. Daher gehen gelöste flüchtige Bestandteile, wie zum Beispiel CO_2 , H_2O oder SO_2 , in die Gasphase über. Diese Gase bilden im Magma Blasen, die in die Atmosphäre oder das Tiefenwasser des Ozeans entgasen. So wird Kohlenstoff, der zum Beispiel in Kalkstein oder Kerogen gebunden war, in Form von CO_2 freigesetzt.

Durch die beschriebenen Ausgasungsprozesse werden weniger als 0,1 GtC pro Jahr aus der Lithosphäre freigesetzt. Obwohl die Lithosphäre mit mehr als 75.000.000 GtC den größten Kohlenstoffspeicher im System Erde darstellt, sind die Abflüsse aus diesem Speicher sehr gering. Sie beeinflussen den Kohlenstoffdioxidgehalt der Atmosphäre nur auf einer Zeitskala von Millionen von Jahren.

Die Verwitterung von Carbonatsteinen (Lösungsverwitterung) ist mit einem Kohlenstofffluss aus der Atmosphäre und der Lithosphäre in die Hydrosphäre verbunden. An der Verwitterung ist Kohlensäure

(H_2CO_3) beteiligt, die durch Lösung von atmosphärischem CO_2 in Regen- oder Grundwasser entsteht. Trifft sie auf Gestein, das Calciumcarbonat (CaCO_3) enthält, reagiert sie mit diesem chemisch. Dabei entstehen Hydrogencarbonat-Ionen (HCO_3^-) und Calcium-Ionen (Ca^{2+}).

Die Verwitterungsprodukte werden über Flüsse in den Ozean verfrachtet. Insbesondere Calcium-Ionen und Carbonat-Ionen (CO_3^{2-}) dienen dort dem Plankton zum Aufbau von organischem Material und Kalkskeletten. Die Carbonatbildung durch Organismen ist die Umkehrreaktion der Verwitterung.

Unter Sedimentation versteht man Ablagerung von festen Partikeln aus einem Transportmedium wie Wasser, Eis oder Luft. Sie setzt ein, wenn die Sinkgeschwindigkeit der Partikel größer ist, als die turbulenzbedingte vertikal entgegengesetzte Komponente des Transportmediums. Die Sedimentation ist abhängig von der Größe, Dichte und Form der Partikel, der Strömungsgeschwindigkeit, der Sättigung sowie der Turbulenz. Im Meer sedimentieren neben chemisch ausgefällten Carbonaten, den Kalkskeletten von Organismen, als weitere Partikel organische Reste abgestorbener Organismen. Man schätzt die Sedimentationsrate im Meer auf etwa 0,2 GtC jährlich. Sedimentation organischen Materials im Ozean führt in Verbindung mit dem Diageneseprozess zur Bildung von Erdöl und Erdgas.

2.1.5 Menschliche Einflüsse

Der Mensch hat seit Beginn der Industrialisierung durch Verbrennen von *fossilen Brennstoffen* und durch verstärkte Abholzung von Wäldern den CO_2 -Gehalt in der *Atmosphäre* stark erhöht. In den letzten 400.000

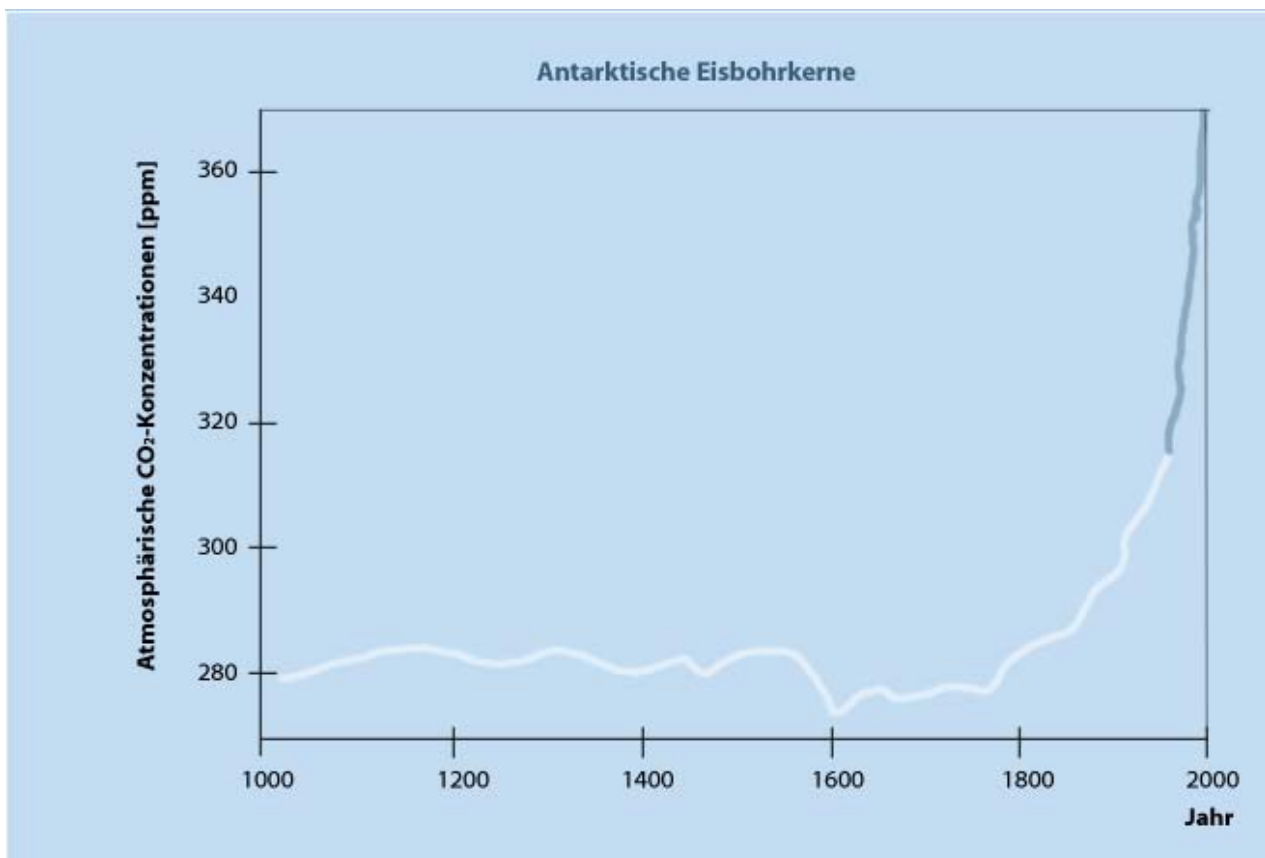


Abbildung 6: Anstieg der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre in den letzten 1000 Jahren. Die helle Datenlinie beruht auf CO_2 -Messungen aus Eiskernen an eingeschlossenen Luftblasen im Eis, die dunkle auf Messungen der Luft von der Station auf Mauna Loa (nach ETHERIDGE 1996).

Jahren schwankte der CO₂-Gehalt stets zwischen 180 ppm (Eiszeiten) und 280 ppm (Warmzeiten). Erst seit etwa 1850 hat er sich bis heute auf 365 ppm erhöht und steigt weiter (s. Abb. 6).

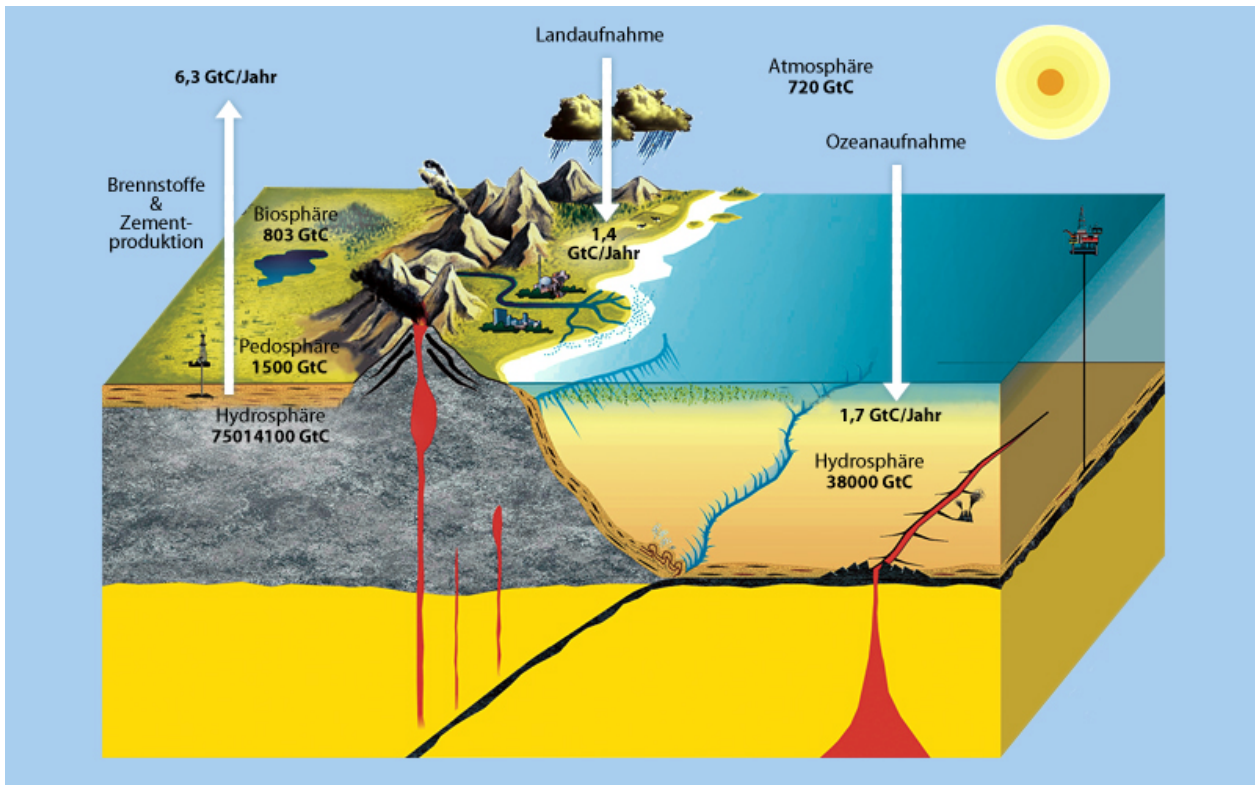


Abbildung 7: Umfänge der Kohlenstoffreservoirs (in GtC) in der Atmosphäre, an Land und im Meer und Höhe der durch den Menschen beeinflussten Kohlenstoff-Flüsse (nach IPCC 2001).

Durch die Zunahme des Kohlenstoffs in der Atmosphäre diffundiert zurzeit mehr CO₂ in den Ozean als in umgekehrter Richtung (s. Abb. 7). Dies geschieht so lange bis sich ein neues Gleichgewicht der Partialdrücke von CO₂ zwischen Atmosphäre und Ozean eingestellt hat.

Der Ozean nimmt also im Meerwasser einen Teil des durch den Menschen freigesetzten CO₂ auf. Vergleicht man den Beitrag von Land und Meer, so wird klar, dass pro Jahr 1,7 GtC des anthropogenen *Kohlenstoffs* ins Meer diffundieren, eine vergleichbare Menge (1,4 GtC) wird durch Steigerung der Vegetation an Land aufgenommen und etwa 3,2 GtC pro Jahr verbleiben in der Atmosphäre und verursachen einen dauernden Anstieg. Welche direkten Effekte können sich aus der Erhöhung der CO₂-Konzentration im Ozean ergeben?

Da das Meer ein so großer Kohlenstoffspeicher ist, wirken sich die CO₂-Erhöhungen bis jetzt erst sehr wenig aus, jedoch sind schon erste Anzeichen einer Veränderung erkennbar. Löst sich CO₂ im Meerwasser, dann sinkt der pH-Wert. Dies kann die Ausfällung von Kalk durch Korallen oder kalkschaliges Phytoplankton (Coccolithophoriden) behindern.

In Versuchen hat man bei CO₂-Konzentrationen von 780-850 ppm (vorhergesagte Konzentrationen für das Jahr 2100) eine erhebliche Verringerung der Kalkschalenbildung bei Coccolithophoriden nachgewiesen (s. Abb. 8).

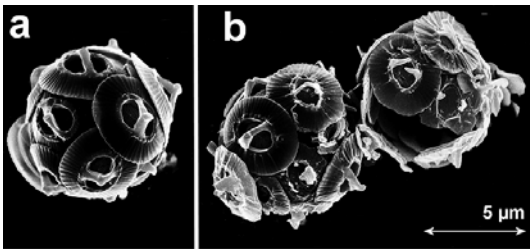


Abbildung 8: Experimente mit kalkschaligem Phytoplankton (Coccolithophoriden: *Geophryocasa oceanica*) unter normalen (a: 300 ppm) und erhöhten (b: 780-850 ppm) CO₂-Konzentrationen zeigten deutliche Schädigungen in der Schalenbildung durch verringerte Kalzifizierung. Die Auswirkungen auf die Lebensfähigkeit der Algen ist nicht untersucht (RIEBESSELL 2000).

des Ozeans und die Strömungen. Man nimmt an, dass der Ozean generell weniger tief durchmischt wird. Dadurch sinkt die physikalische Aufnahmefähigkeit für CO₂. Gleichzeitig verändert es die Nährstoffversorgung im Oberflächenwasser (geringere Durchmischung bringt weniger Nährstoffe an die Oberfläche) und hat somit einen Einfluss auf die biologische Pumpe, deren Effektivität je nach Ozeanregionen unterschiedlich stark beeinflusst wird. Der Ozean wird also aller Voraussicht nach in Zukunft nicht mehr so viel CO₂ aufnehmen wie bisher.

Legt man den CO₂-Anstieg zu Grunde, der vom Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) angenommen wird, dann kann man berechnen, wie stark insgesamt die biologische Kalzifizierung im Meer beeinträchtigt wird. Mit regionalen Unterschieden ergeben sich Reduktionen um 20 - 40 % relativ zur mittleren Kalkbildung im Jahr 1880 (s.

Baustein 1, Material 2). Es ist noch völlig unklar, welche Auswirkungen dies auf die biogeochemischen Prozesse und die Nahrungsbeziehungen im Meer hat.

Weitaus größere Auswirkungen erwartet man jedoch durch Klimaänderungen, also durch indirekte Effekte des CO₂-Anstiegs. Erwärmung, höhere Niederschläge und veränderte Windbedingungen beeinflussen die Durchmischungstiefe

2.2 Kohlenstoff im Gestein

Betrachtet man die prozentuale Häufigkeit des Auftretens von Kohlenstoff auf der ganzen Erde bezogen im Vergleich mit der globalen Häufigkeit anderer Elemente des Periodensystems, dann steht das Element Kohlenstoff mit 0,13 % erst an 13. Stelle aller Elemente.

Mit einer prozentualen Häufigkeit von mehr als 10 % sind nur die folgenden Elemente zu finden: (1) Eisen mit 37,04 %, (2) Sauerstoff mit 28,56 %, (3) Silizium mit 14,47 % und (4) Magnesium mit 11,03 %.

Verfolgt man weiter, in welchen chemischen Verbindungen das Element Kohlenstoff in der Erdkruste auftritt, so haben nur die Carbonate eine wirkliche Bedeutung. Unter den Carbonaten ist wiederum Calcit, die stabilste kristalline Form von Calciumcarbonat, die häufigste Verbindung.

Calcit ist mit 1,5 % zwar die häufigste Kohlenstoffhaltige Verbindung der Erdkruste. In der Rangfolge der in der Erdkruste auftretenden Verbindungen steht Calcit aber erst an siebter Stelle. Mengenmäßig stärker vertreten sind (1) Feldspat mit 55 %, (2) Silikate mit 15 %, (3) Quarze mit 12 %, (4) Wasser mit 9 %, (5) Eisenoxide (Magnetit und Hämatit) mit 3 % sowie (6) Glimmer mit 3 %.

In der Lithosphäre ist die Kohlenstoff-Masse um mehr als tausendmal höher als in allen drei anderen Sphären (Atmosphäre, Hydrosphäre und Biosphäre) zusammen genommen. Die Masse des anorganisch gebundenen Kohlenstoffs (Gesteine der Lithosphäre) ist sogar um den Faktor 100.000 größer als der organische Kohlenstoff in allen Organismen der Erde zusammen.

Solche Zahlenbetrachtungen machen deutlich, dass es unverzichtbar ist, sich mit der Lithosphäre und den Carbonaten zu beschäftigen, wenn der globale Kohlenstoff-Kreislauf betrachtet wird.

2.2.1 Die kristalline Struktur von Calciumcarbonaten

Die Calcium-Kationen Ca^{2+} und die Carbonat-Anionen CO_3^{2-} des Calciumcarbonats können sich zu unterschiedlichen Ionengittern zusammenlagern. Das Zahlenverhältnis beider Ionensorten ist immer 1:1. Eine Vorstellung vom Gitter des Calciumcarbonats im Calcit lässt sich vom Natriumchlorid-Gitter ableiten.

Abbildung 9 zeigt links ein Natriumchlorid-Gittermodell mit Darstellung der Ionenschwerpunkte. Es handelt sich um ein kubisches Gitter, bei dem die Na^+ -Ionen und die Cl^- -Ionen auf Flächen zentriert sind. Man nennt solche Gitter „kubisch-flächenzentriert“. Jedes Natrium-Ion wird von sechs Chlorid-Ionen umgeben und jedes Chlorid-Ion von sechs Natrium-Ionen.

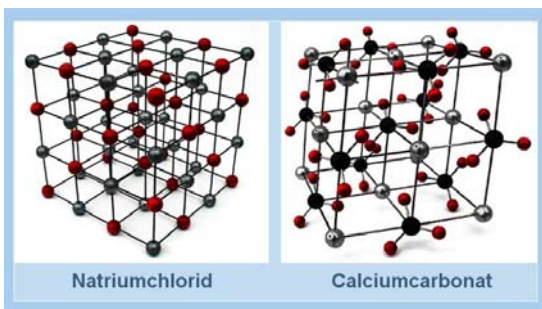


Abbildung 9: Ableitung des Calciumcarbonat-Gitters (rechts) aus dem Natriumchlorid-Gitter (links) (Foto STARKE).

Im Calcit-Gitter ist jedes Natrium-Ion durch ein Calcium-Ion und jedes Chlorid-Ion durch ein Carbonat-Ion ersetzt. Die Würfel-Gestalt ist allerdings in einen Rhomboeder übergeführt. (s. Abb. 9, rechts). Um jedes Ca^{2+} -Ion befinden sich sechs Carbonat-Ionen.

Eine vom Calcit-Gitter abweichende Ionenanordnung findet sich in anderen Calciumcarbonaten, beispielsweise beim Aragonit.

Auf diese CaCO_3 -Modifikationen wird hier nicht weiter eingegangen.

2.2.2 Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht

Kohlenstoffdioxid kommt im Gasgemisch der Luft zwar nur mit einem Anteil von 0,035 Vol.-% vor, ist aber relativ gut wasserlöslich (s. Abb. 10).

Gas	Vol.-%	Gew.-%	Löslichkeit in mol/Liter	Wasserlöslichkeit bei 293,5 K ($\cdot 10^{-4}$ mol Gasteilchen pro Liter)
Stickstoff N_2	78,10	75,51	$1,274 \cdot 10^{-5}$	0,1274
Sauerstoff O_2	20,93	23,01	$2,501 \cdot 10^{-5}$	0,2501
Argon Ar	0,9325	1,286	$2,755 \cdot 10^{-5}$	0,2755
Kohlenstoffdioxid CO_2	0,03	0,04	$7,07 \cdot 10^{-4}$	7,07
Neon Ne	0,0018	0,0012	$8,395 \cdot 10^{-6}$	0,08395
Helium He	0,0005	0,00007	$7,044 \cdot 10^{-6}$	0,07044
Krypton Kr	0,0001	0,0003	$5,041 \cdot 10^{-5}$	0,5041
Wasserstoff H_2	0,00005	0,000004	$1,510 \cdot 10^{-5}$	0,1510
Xenon Xe	0,000009	0,00004	$9,051 \cdot 10^{-5}$	0,9051

Abbildung 10: Zusammensetzung trockener natürlicher Luft aus verschiedenen Gasen sowie deren Löslichkeit im Wasser, in dem keine weiteren Gase gelöst sind (nach RÖMPP 1995).

Wenn natürliche Luft mit Wasser in Kontakt kommt, lösen sich die einzelnen Gase des Gasgemischs recht unterschiedlich, sodass sich die Gaszusammensetzung in Wasser deutlich von der in der Luft unterscheidet (s. Abb. 11).



Gas	cm ³ /l	Vol.-%	cm ³ /l	Vol.-%
Stickstoff	14,60	62,4	11,72	62,6
Sauerstoff	8,02	34,3	6,41	34,2
Argon	0,42	1,8	0,31	1,6
Kohlenstoffdioxid	0,36	1,5	0,31	1,6
Summe		100,0		100,0

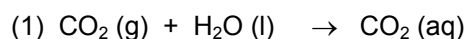
Abbildung 11: Löslichkeit (Sättigungskonzentrationen) wichtiger Gase der Luft bei 10 °C , einem Druck von 1 bar und einem Salzgehalt von 0 % bzw. 3,5 %, bei gemeinsamer Lösung der Luftgase (nach OTT 1996).

Es sind sowohl die Sättigungskonzentrationen in cm³ pro Liter Wasser angegeben, als auch fettgedruckt die Volumen-Prozent des gelösten Gases (Druck 1 bar). Zur Sättigung des Wassers mit Kohlenstoffdioxid oder dessen Löslichkeit (s. Modul 9, Baustein 2, Material 2, 3, 4, 5, 6 und 7).

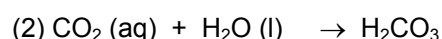
Zu beachten ist, dass in Abbildung 11 die **Verteilung** aller dieser Gase in reinem Wasser bzw. in Salzwasser dargestellt wird, während in Abbildung 10 die **Löslichkeiten** für jedes Gas allein ermittelt wurden, ohne dass sich weitere Gase im Wasser lösen konnten.

CO₂ verfügt über eine sehr gute Wasserlöslichkeit. Es reagiert aber auch in erheblichem Umfang mit Wasser, und zwar im Gegensatz zu den anderen Gasen.

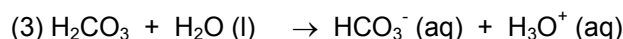
Beim Einleiten von CO₂ in Wasser laufen folgende Vorgänge ab:



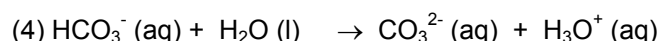
In der Folge reagiert Wasser mit dem gelösten CO₂ zur Kohlensäure H₂CO₃



Die Kohlensäure reagiert als BRØNSTED-Säure mit Wasser zu einem sehr großen Teil sofort wieder weiter zu Hydrogencarbonat-Ionen und Hydroxonium-Ionen:

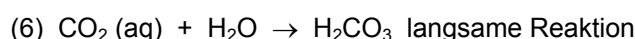
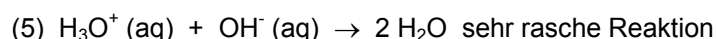


Das entstandene Hydrogencarbonat-Anion ist ebenfalls eine BRØNSTED-Säure und reagiert deshalb mit Wasser noch eine Stufe weiter:

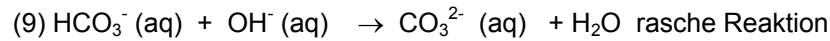


Das Carbonat-Anion kann mit Metall-Kationen Carbonate bilden, zum Beispiel mit Ca²⁺-Ionen das schwerlösliche Calciumcarbonat (CaCO₃).

Von Bedeutung ist die pH-Abhängigkeit dieser Reaktionen. Sie kann wie folgt anschaulich gemacht werden. Bei Zugabe einer Lauge (OH⁻-Ionen), pH-Wert ≤ 8 laufen folgende Reaktionen ab:



Bei einem stärkeren alkalischen pH-Wert (höhere Werte als 8) geschieht die Neutralisation nach den Gleichungen (8) und (9):



Je nach pH-Wert liegt also mehr oder weniger Kohlenstoffdioxid, Hydrogencarbonat und Carbonat vor.

Diese Beziehungen sind als das „Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht“ beschrieben (s. Abb. 12).

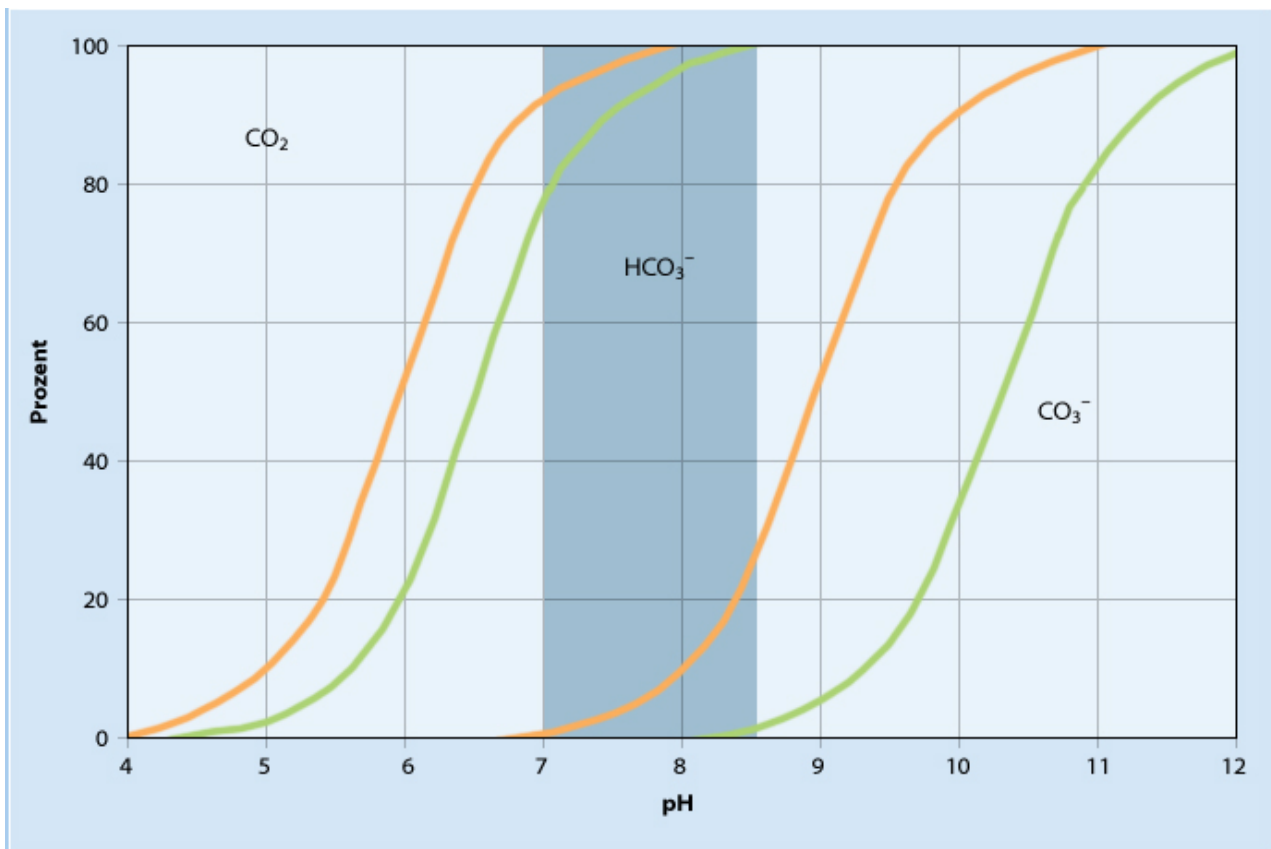


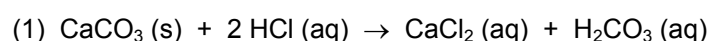
Abbildung 12: Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht. Dargestellt sind die relativen Konzentrationen von Kohlenstoffdioxid, Hydrogencarbonat und Carbonat in Meereswasser (durchgezogene Linie) und Süßwasser (gestrichelte Linie) in Abhängigkeit vom pH-Wert (nach OTT 1996).

2.2.3 Qualitativer und quantitativer Nachweis von „Kalk“

Qualitativer Nachweis von „Kalk“

Kalk ist der Trivialname für Calciumcarbonat CaCO₃.

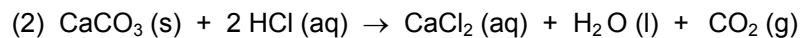
Mit Salzsäure reagiert CaCO₃ folgendermaßen:



Die entstehende Kohlensäure zerfällt in CO₂ und H₂O.

Das beobachtete Aufschäumen von Kalkstein beim Übergießen mit verdünnter Salzsäure rührt also von der erfolgenden CO₂-Bildung her.

Deshalb lässt sich Gleichung (1) auch so schreiben:



Der Nachweis des entstehenden CO_2 -Gases erfolgt mit Kalkwasser $[\text{Ca}(\text{OH})_2 (\text{aq})]$. Beim Einleiten von CO_2 -Gas in frisch hergestelltes (klares) Kalkwasser entsteht schnell eine Trübung.

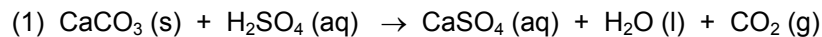
Die Reaktion mit $\text{CO}_2 (\text{g})$ mit Kalkwasser wird durch die Gleichung (3) beschrieben:



Die Trübung wird durch das ausfallende Calciumcarbonat hervorgerufen, das sich in Wasser kaum löst.

Quantitativer Nachweis von „Kalk“

Der Kalkanteil einer Probe lässt sich quantitativ ermitteln, indem der Kalk mit verdünnter Salzsäure oder besser mit verdünnter Schwefelsäure vollständig umgesetzt wird. Dabei wird CO_2 freigesetzt, das quantitativ aufgefangen werden kann. Aus der Menge des entstandenen CO_2 lässt sich die Menge des Calciumcarbonats berechnen (Gl. 1).



Aus einem Mol CaCO_3 (entsprechend 100 g CaCO_3) wird also ein Mol CO_2 freigesetzt. Das entspricht 22.400 cm^3 CO_2 -Gas.

Der Versuchsaufbau für dieses Experiment besteht darin, dass eine ausgewogene Menge kalkhaltiger Substanz (zum Beispiel Boden) in einem Gefäß mit einem Überschuss an verdünnter Schwefelsäure (ca. 2-molar) versetzt wird. Das entstehende Kohlenstoffdioxid-Gas wird in einem Kolbenprober aufgefangen. Abbildung 13 zeigt einen Versuchsaufbau (s. Baustein 2, Material 8).

Abbildung 13: Bestimmung des Kalkgehaltes (zum Beispiel im Boden).

2.2.4 Vorkommen von „Kalk“ in Lebewesen

Zahlreiche Organismen sind in der Lage, ein Innen- oder Außenskelett aus Calciumcarbonat aufzubauen, und zwar häufig in Form der Calcit-Modifikation. Oft kommt Calcit zusammen mit Aragonit bei demselben Organismus vor. Unterschiedliche Tier- und Pflanzengruppen sind kalkbildend. Auch Mikroorganismen wie zum Beispiel fossile Foraminiferen bilden Schalen aus Calciumcarbonat. Sedimentierte Kalkgehäuse von Foraminiferen bilden mächtige Kalkschichten in der Lithosphäre. Eine Arbeitsanleitung zur Untersuchung der „Schreibkreide“ Rügens auf Foraminiferen und anderer Mikrofossilien ist im Schülermaterial (s. Baustein 2, Material 9) enthalten.

Bekannt sind weiterhin die Kalkschalen von Muscheln, die Kalkgehäuse von Schnecken und die Kalkschulpe von Tintenfischen. Seesterne besitzen ebenso ein Exoskelett aus Kalk wie die Korallen mit zahlreichen kalkbildenden Vertretern. Auch die sehr kleinen Coccolithen – winzige Algen mit Kalkplättchen –, die im Meer weit verbreitet sind, haben einen beträchtlichen Anteil an der Kalksedimentbildung.

Am Beispiel einer Muschel lässt sich zeigen, wie die Kalkschale entsteht. Abbildung 14 stellt einen Querschnitt durch eine Muschel dar sowie einen vergrößerten Ausschnitt von Mantelrand und Schalenrand.

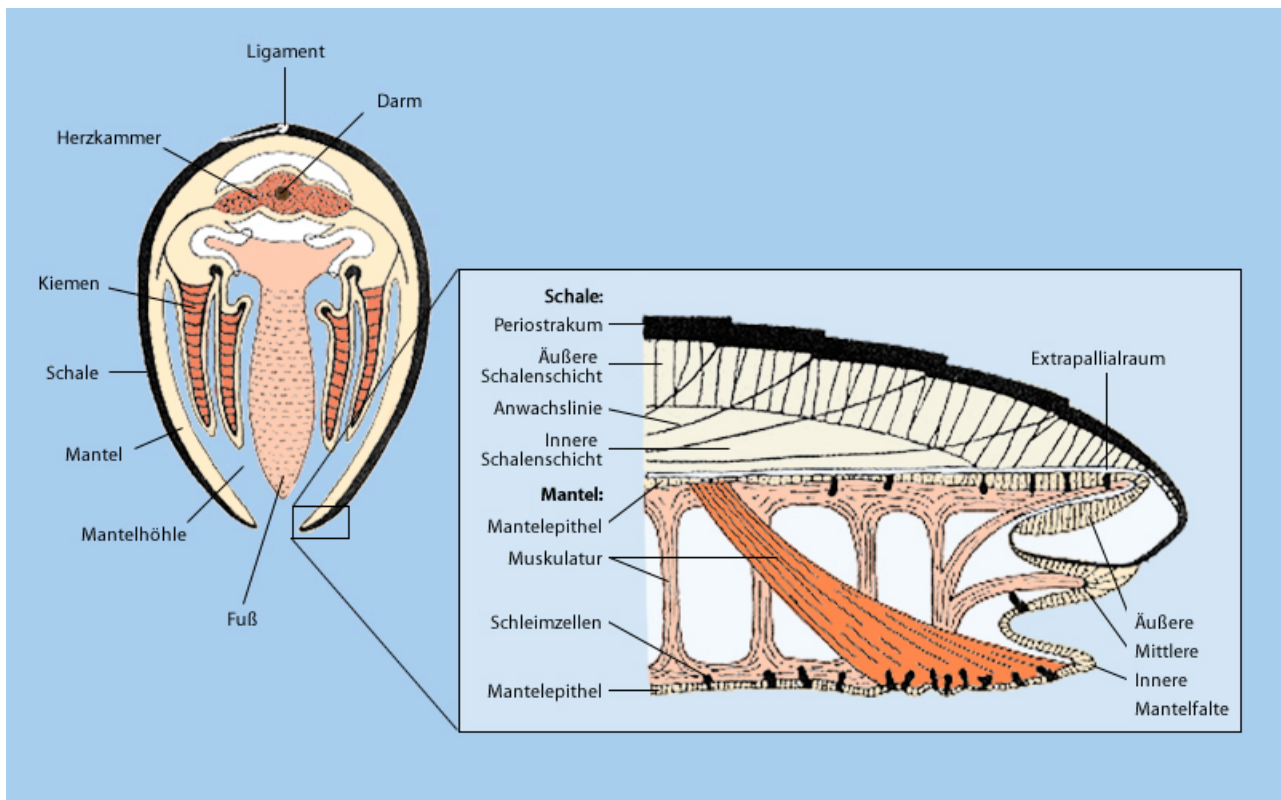


Abbildung 14: Schnitte durch eine Muschel (nach HEISSIG 1990).

Beide Schalenhälften werden vom Schlossband, dem Ligament, zusammengehalten. Den Schaleninnenseiten liegen die Weichteile der Muschel auf. Die Weichteile werden vom Mantel umhüllt. Der rechte Teil der Abbildung 14 ist ein vergrößerter Ausschnitt des Sektors in der oberen Teilabbildung. Es ist zu erkennen, dass der Mantel am Rand (in der Abbildung rechts) drei Falten bildet.

Zwischen Mantel und Schaleninnenseite befindet sich ein kleiner Hohlraum, der mit Flüssigkeit gefüllte Extrapallialraum. Dieser Raum mündet nicht offen zum Wasser des Lebensraums der Muschel, sondern wird durch ein dünnes organisches Häutchen abgeschirmt, das Periostrakum. Es liegt der Muschelschale als äußerste Schicht auf und verläuft am Schalenrand in einem Bogen zwischen der äußeren und der mittleren Mantelfalte, wodurch der Extrapallialraum zur Umgebung abgeschlossen wird.

Der Mantel vermag aus dem Umgebungswasser alle zur Kalkschalenbildung erforderlichen Ionen aufzunehmen. Er kann die benötigten Ionen aber auch in eigenen Stoffwechselprozessen freisetzen und in den Extrapallialraum abscheiden. Von dort aus wird gezielt die Schale aufgebaut. Häufig bestehen die außen gelegenen Schichten einer Muschelschale aus Calcit-Prismen. Innen wird die Schale durch eine aragonitische Perlmutter Schicht abgeschlossen.

Die Umwelt von Muscheln und auch Schnecken muss demnach Kalk enthalten. Man kann daher aus dem Vorkommen von Muscheln und Schnecken auf das Vorhandensein von Kalk in der Umwelt schließen.

Zur genaueren Untersuchung der Schalen von Muscheln und der Gehäuse von Schnecken lässt sich mit Salzsäure das organische Periostrakum einer Muschelschale vom anorganischen Calciumcarbonat trennen.

Die Anfertigung von Dünnschliffen von Muschelschalen erfordert Geduld und Geschick. Mit besonderen Färbemethoden lässt sich die Calcit-Schicht von der Aragonit-Schicht unterscheiden.



2.2.5 Die Entstehung von Kalksedimenten

Gesteine werden in der Regel nach ihrer Entstehung folgendermaßen unterteilt (s. Modul 3 „Gesteinskreislauf“):

Magmatische Gesteine (Erstarrungsgesteine)

hierzu gehört zum Beispiel Granit

Diese Gesteine entstehen bei der Erstarrung von Gesteinsschmelzen im Erdinneren. Wenn solche magmatischen Gesteine an der Erdoberfläche verwittern, kann das entstehende Material erneut abgelagert (Sedimentation) und durch Druck verfestigt werden. Bei diesem als Diagenese bezeichneten Vorgang entstehen Sedimentgesteine.

Sedimentgesteine (Ablagerungsgesteine)

hierzu gehört zum Beispiel Kalkstein und Sandstein

Schließlich können sehr hoher Druck und/oder sehr hohe Temperaturen zur Bildung einer weiteren Gruppe von Gesteinen führen, der metamorphen Gesteine.

Metamorphe Gesteine (Umwandlungsgesteine)

hierzu gehört zum Beispiel Glimmerschiefer, Marmor

Sedimentgesteine bedecken etwa 70 % der Erdoberfläche.

Unterschiedliche Umweltfaktoren tragen zur Bildung, zum Transport und zur Ablagerung von Sedimentgesteinen bei.

- **Bildung von Sedimentgesteinen durch Verwitterung**

Zum „Gesteinszerfall“ – das ist mit Verwitterung gemeint – kann es durch physikalische Vorgänge kommen. Temperaturveränderungen führen zur Volumenvergrößerung und lockern dabei festes Gestein auf.

Salze kristallisieren aus Lösungen aus. Durch eine dabei stattfindende Zunahme des Volumens wird das Gestein aufgesprengt. Das gleiche geschieht, wenn Wasser in Gesteinsritzen gefriert.

Weiterhin können auch chemische Vorgänge zum Gesteinszerfall führen, wenn zum Beispiel Carbonate in Lösung gehen und die dabei entstehenden Ionen mit anderen Ionen in der Lösung zu neuen Substanzen reagieren, die je nach Bedingungen ausfallen können.

- **Transport von Sedimentgesteinen**

Gestein und Gesteinstrümmer werden durch fließendes Wasser verfrachtet. Dabei erfolgt auch eine Ablagerung mit Sortierung nach Partikelgrößen.

- **Ablagerung von Sedimentgesteinen**

Eine Ablagerung kann unterschiedlich erfolgen.

Werden die zerkleinerten Gesteine abgelagert und durch Druck verfestigt entstehen klastische Sedimente. (→ Kies, Sand, Ton).

Werden gelöste Substanzen (es liegen dann Ionen vor) aus der Lösung chemisch ausgefällt, entstehen chemische Sedimente (→ Travertin, Kalkstein, Steinsalze).

Werden abgestorbene Organismen abgelagert, entstehen organische Sedimente. Man bezeichnet diese auch als biogene Sedimente (→ Süßwasserkalk, Riffkalke, Torf).

Die Salzlagerstätten entstehen an Orten, die früher von Meeren bedeckt waren. Das gilt auch für die Salzlagerstätten in Norddeutschland, zum Beispiel bei Salzgitter oder im Raum Hannover. Wenn ein Meeresteil vom übrigen Meer isoliert wird und das Wasser durch Sonneneinstrahlung verdunstet, fallen – geordnet nach ihrer Wasserlöslichkeit – die verschiedenen Salze aus (Bildung von Evaporiten). Durch Druck weiterer aufgelagerter Schichten entsteht ein Sedimentgestein.

Vom Bergbau und aus Bohrkernen ist bekannt, dass die Ablagerungen einer Salzlagerstätte (zum Beispiel Kalisalze des Zechsteins) immer eine bestimmte Abfolge zeigen.

Zuerst fällt Kalk aus, darauf folgt Dolomit, dann nach oben Gips und Anhydrit und noch weiter oben Steinsalz und Anhydrit. Zuletzt fallen die sehr leicht wasserlöslichen Edelsalze aus (Kalium- und Magnesiumchloride). Eine typische Salzlagerstätte besitzt oben immer eine Deckschicht aus wasserundurchlässigen Tonen – sonst würden sich bei einem Wassereinbruch eine Salzlagerstätte mit Kalisalzen nicht dauerhaft halten können.

Kalkstein kann zum einen abiogen als Evaporit entstehen, zum anderen biogen gebildet werden. Organismen entnehmen der Umwelt die nötigen Calcium-Ionen und Carbonat-Ionen und bauen ein Calciumcarbonat-Skelett auf. Diese Skelette bleiben nach Absterben der Lebewesen erhalten, sinken ab und werden durch Druck zu einem Sedimentgestein verfestigt. Ein typisches Beispiel für ein solches biogenes Sediment ist die „Schreibkreide“ der Insel Rügen.

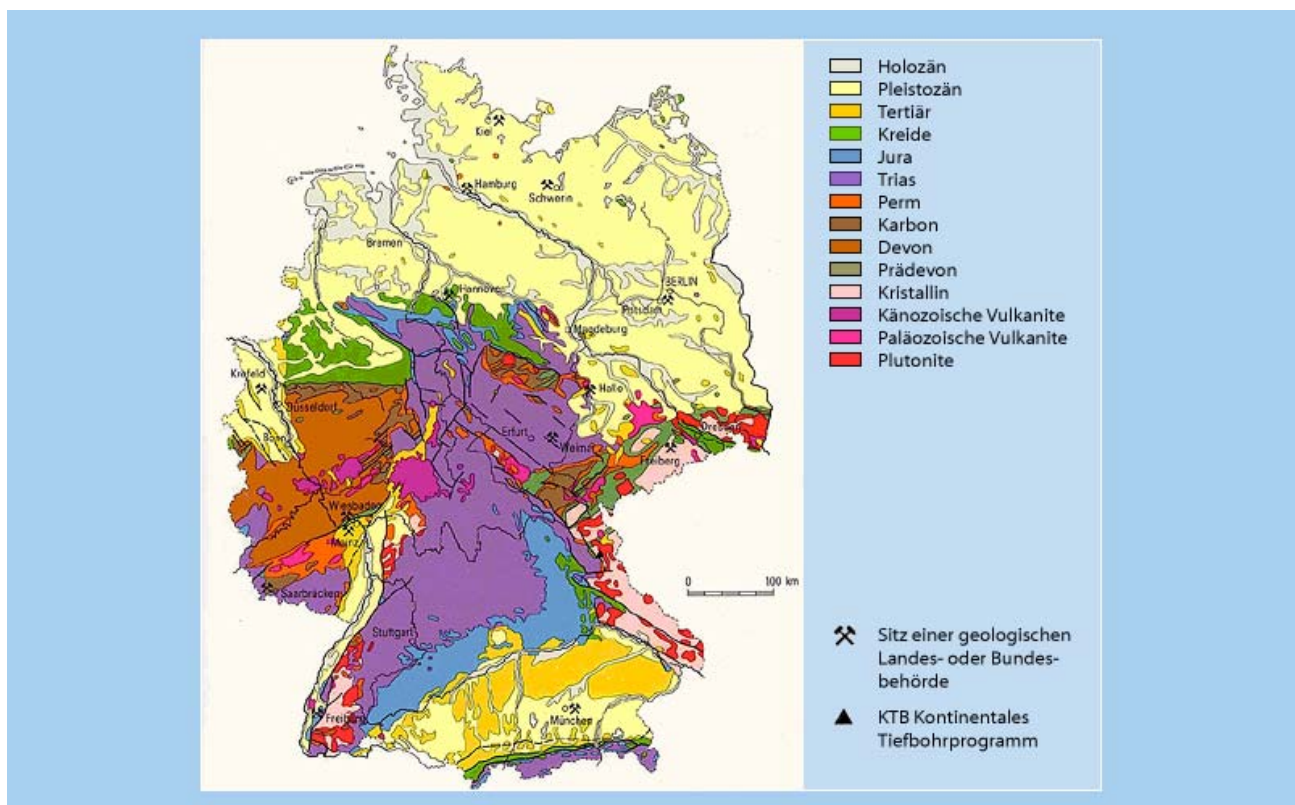


Abbildung 15: Geologische Karte von Deutschland.

Die Bildung eines Bodens geschieht im Prinzip unter dem Einfluss verschiedener Klimafaktoren aus dem an einem Ort vorhandenen Muttergestein, das sich aus der geologischen Karte (s. Abb. 15) erschließen lässt.

Wie läuft im Hochgebirge die Bildung eines Bodens aus einem Kalkgestein ab?

In Abbildung 16 sind die wichtigsten Schritte einer Bodengenese dargestellt.

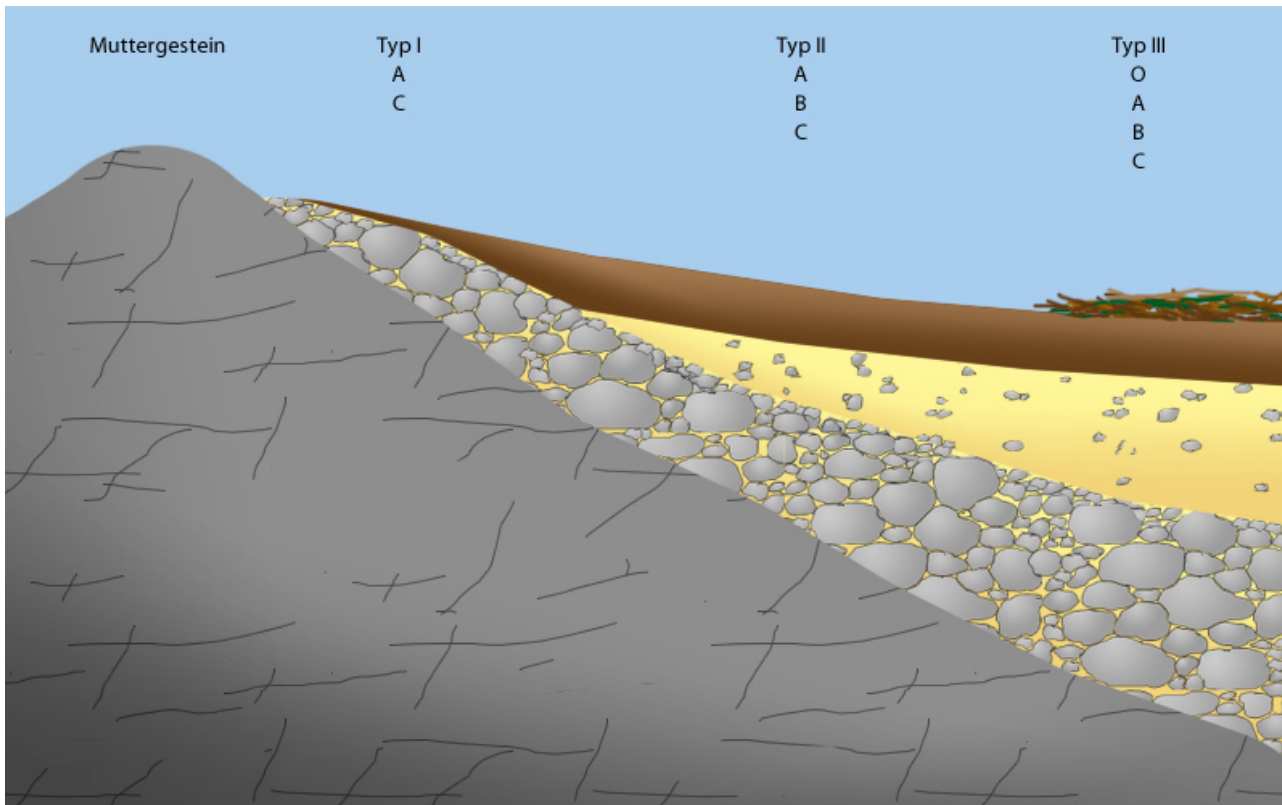


Abbildung 16: Bildung und Genese von Böden aus Muttergestein.

Ganz links ist anstehendes Felsgestein (Hochgebirge) dargestellt. In großer Höhe existiert aus rein klimatischen Gründen keine Vegetation. Klimafaktoren sorgen aber für eine Zerlegung (Verwitterung) des Gesteins. Die Bruchstücke gelangen talabwärts.

In den zwischen Gesteinstrümmern vorhandenen Lücken kann sich angewehter Sand einlagern. Bei günstigen klimatischen Verhältnissen (ausreichend hohe Temperaturen, genug Niederschläge, nicht zuviel Wind), kann sich eine zunächst spärliche Vegetation ansiedeln. In der Folgezeit wird durch Verrottung von organischem Material die Humusbildung in Gang gesetzt.

Der Bodentyp I besteht aus zwei Horizonten, einem C-Horizont (praktisch identisch mit dem Ausgangsgestein) und einem aufgelagerten Oberboden (A-Horizont) mit einem hohen Mineralgehalt und eingelagerten organischen Substanzen. Solche Böden heißen Rohböden oder Syroseme.

Durch Witterungseinflüsse können aus dem A-Horizont Inhaltsstoffe gelöst werden und in tiefere Schichten wandern. Es entsteht dadurch ein B-Horizont, der sich durch seine Farbe deutlich vom A-Horizont unterscheidet (Typ II).

In klimatisch günstigen Lagen wird auf dem A-Horizont allmählich eine Humusschicht gebildet – der O-Horizont.

2.3 Kohlenstoff in der Landvegetation

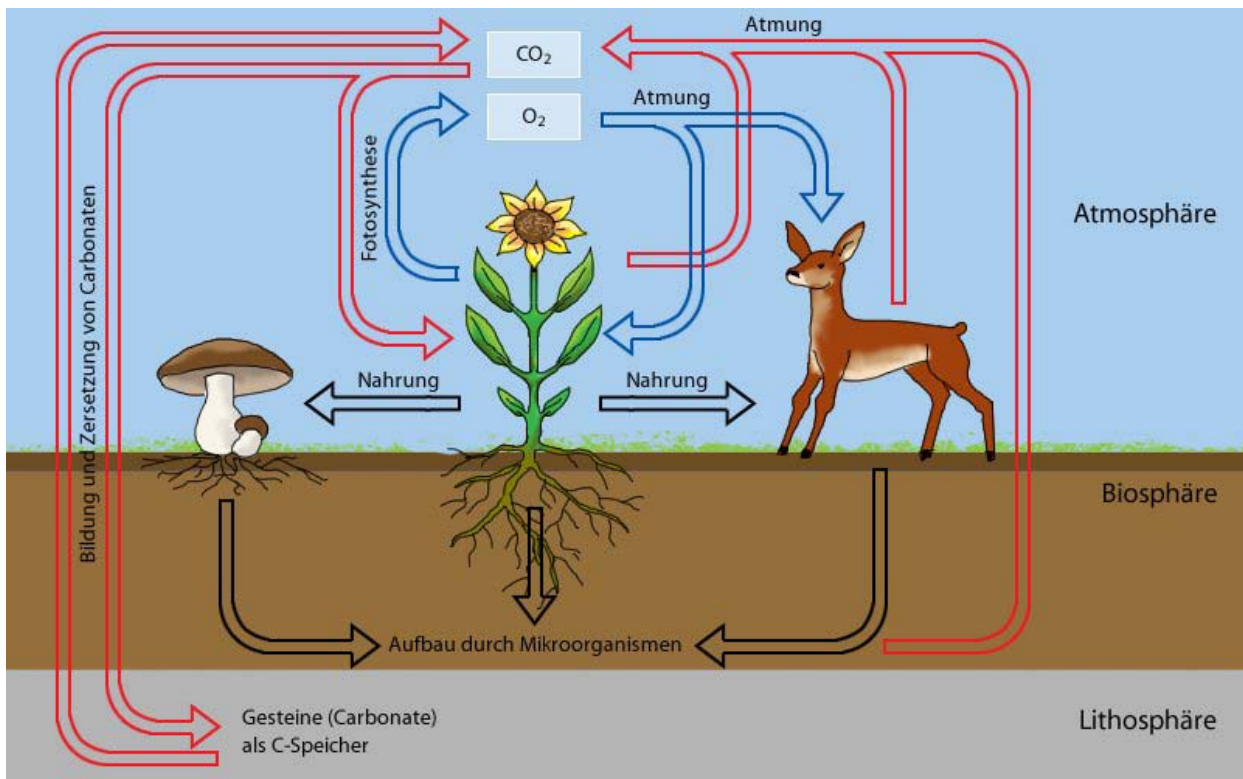


Abbildung 17: Kohlenstoff- und Sauerstofffluss in terrestrischen Ökosystemen (nach CZIHAK 1996).

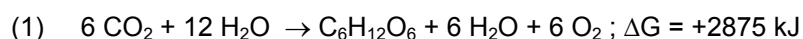
2.3.1 Kohlenstoff in der Biosphäre

Im Bereich der Pedosphäre (Boden) wie auch in der Hydrosphäre und in der Atmosphäre werden kohlenstoffhaltige Verbindungen aufgebaut, umgebaut und abgebaut. Die weitaus größte Kohlenstoffmasse in der Lithosphäre (Carbonatgestein) ist davon praktisch nicht betroffen. In der Biosphäre sind ca. 803 Gt Kohlenstoff vorhanden, wovon 800 Gt auf die Landlebewesen und nur 3 Gt auf die Lebewesen des Meeres entfallen.

Zwischen den Lebewesen und ihrer Umwelt kommt es durch verschiedene Prozesse zu einem kontinuierlichen Kohlenstoff-Fluss.

- In der **Fotosynthese** werden mit Hilfe von Lichtenergie aus anorganischen Molekülen (CO₂, O₂) organische Substanzen (zum Beispiel Zucker) aufgebaut. Diese Stoffe sind energiereich, die Energie stammt aus dem Licht (s. hierzu Baustein 4, Material 2).

Die Vorgänge der Fotosynthese lassen sich in der folgenden „Grundgleichung“ formal zusammenfassen:

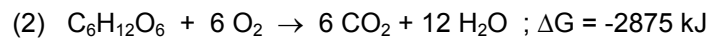


- Im Prozess der **Atmung** werden im Inneren der Zellen von Tieren und Pflanzen Nahrungsstoffe zum Energiegewinn oxidiert.

Dabei wird die für die Lebensfunktionen erforderliche Energie bereitgestellt und das Gas Kohlenstoffdioxid freigesetzt.



Als „Grundgleichung“ der Veratmung von Glucose gilt:



- In zahlreichen **anderen Stoffwechselvorgängen** in Organismen erfolgt ein Aufbau, Umbau und Abbau von organischen Substanzen.

Dabei wird Kohlenstoff in verschiedenen Formen chemisch gebunden beziehungsweise freigesetzt.

Dem Gas Kohlenstoffdioxid kommt bei diesen Prozessen eine Hauptrolle zu: Es wird von Pflanzen bei der Fotosynthese aufgenommen und es wird von Pflanzen und Tieren bei deren Atmung freigesetzt.

Die Vorgänge der Fotosynthese sind im einzelnen in Biologiebüchern für die gymnasiale Oberstufe dargestellt, zum Beispiel im „Linder Biologie“ (BAYRHUBER und KULL 2005) und in „Biologie heute entdecken SII“ (BRAUN, FIEDLER und LUCIUS 2005).

2.3.2 Kohlenstoff in Landökosystemen – FACE

Sind in der Natur Auswirkungen von Pflanzengesellschaften auf die CO₂-Konzentrationen der Umgebungsluft feststellbar? Um diese Frage zu beantworten, wird die **FACE-Technik (Free Air CO₂ Enrichment)** eingesetzt. Dabei wird der CO₂-Gehalt der Luft im Freilandversuch künstlich angehoben und die Antwort der Vegetation hierauf untersucht. Die ersten FACE-Studien begannen im Jahr 1993 unweit der Stadt Phoenix (Arizona, USA).

An den FACE-Experimenten sind heute weltweit zahlreiche Forschungsinstitute beteiligt. Im Folgenden werden einige Erkenntnisse aus FACE-Experimenten dargestellt:

- Die Biomasseproduktion von Pflanzen nahm bei Verdopplung des CO₂-Gehaltes der Luft bei einer Temperatur von 12° C um 60 % ab.
- Bei einer Temperatur von 18,5° C ergab eine Verdopplung des CO₂-Gehaltes der Luft keinen Unterschied in der Biomasseproduktion.
- Die Biomasseproduktion von Pflanzen nahm bei Verdopplung des CO₂-Gehaltes der Luft bei einer Temperatur von 18,5° C um 30 % zu. Bei einer Temperatur von 34° C betrug die Biomassezunahme sogar 130 %.
- Vermutlich besitzen Pflanzen eine Art „Schwellenwerttemperatur“ bei deren Überschreiten beziehungsweise Unterschreiten sie bei Verdoppelung des CO₂-Gehaltes der Luft mit einer Zunahme beziehungsweise einer Abnahme der Fotosyntheseaktivität reagieren.
- Nährstoffmangel im Boden verringert den Wachstumsvorteil bei erhöhten CO₂-Konzentrationen.
- Bei Stickstoffmangel ist die Biomasseproduktion (bei erhöhten CO₂-Konzentrationen) dennoch höher, bei Phosphatmangel jedoch nicht (in der Fotosynthese wird ATP - Adenosintriphosphat gebildet!).
- Die Proteinproduktion (die sich im C/N-Wert zeigt) wird bei erhöhten CO₂-Konzentrationen geringer. Damit könnte eine Verminderung des Wertes der pflanzlichen Biomasse zum Beispiel für Insekten einhergehen: Sie müssen mehr Biomasse aufnehmen, um ihren Proteinbedarf zu decken.

Eine Wechselwirkung zwischen Vegetation und Atmosphäre sollte sich über ausgedehnten Pflanzenbeständen zeigen, wo durch Atmung Kohlenstoffdioxid in die Atmosphäre abgegeben und durch Fotosynthese Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre entnommen wird. Eine mögliche Rolle der Vegetation

als Kohlenstoffdioxid-Senke wird in diesem Zusammenhang intensiv diskutiert (Rolle der Wälder und des marinen Phytoplanktons, s. außerdem Baustein 4, Material 2).

Zur präzisen Bestimmung von CO₂-Konzentrationen der *Atmosphäre* nutzt man die *Absorption* von CO₂ im Infrarot-(IR)-Bereich des Spektrums.

Gemessen wird mit einem IR-Gassensor, der überwiegend im Hauptabsorptionsbereich von CO₂ empfindlich ist. Ergebnisse solcher Messungen sind in Abbildung 18 dargestellt. Um die Messwerte angemessen bewerten zu können, sind die Durchschnittswerte für CO₂ der Messstation auf Mauna Loa (Hawaii) zum Vergleich angegeben.

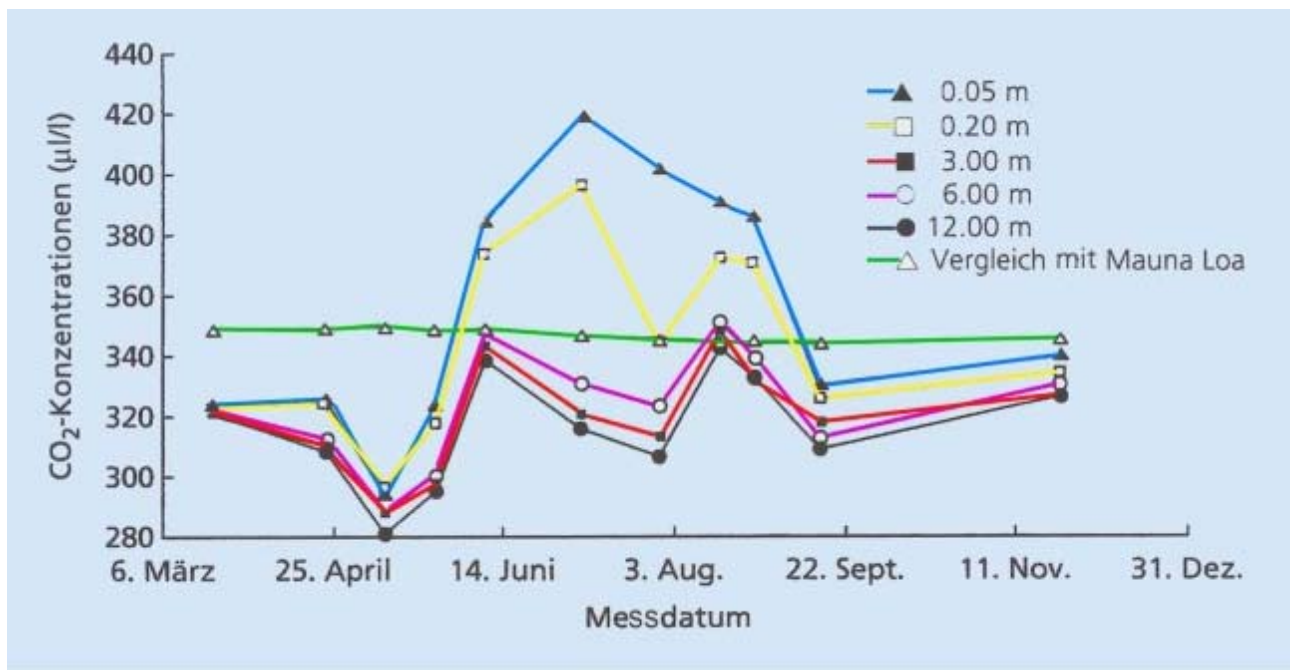


Abbildung 18: CO₂-Konzentrationen in einem Laubmischwald (Harvard Forest, Massachusetts, USA) zu verschiedenen Jahreszeiten auf fünf verschiedenen Höhen über dem Boden (nach BEGON et al. 1998)

Es fällt auf, dass die höchsten CO₂-Konzentrationen in Bodennähe gemessen werden (5 cm und 20 cm über dem Boden.) Diese erhöhten Kohlenstoffdioxid-Konzentrationen entstehen durch die intensive Bodenatmung der Mikroorganismen in der Humusschicht des Bodens.

In 3 m, in 6 m und in 12 m Höhe über der Bodenoberfläche ist ein Effekt der Fotosynthese in den grünen Blättern der Laubbäume deutlich zu erkennen:

Die CO₂-Konzentration sinkt infolge der CO₂-Aufnahme.

Aus einer Vielzahl solcher Messungen lassen sich quantitative Aussagen zum Kohlenstoffdioxid-Kreislauf formulieren und möglicherweise auch Kohlenstoffdioxid-Senken ableiten.



2.3.3 Mehr Kohlenstoffdioxid - wie reagiert die Pflanzenwelt?

Zur ersten Übersicht und auch zur Vorbereitung der „Expertenrunde“ wird hier eine Zusammenstellung von Fakten zum Fragenkomplex gegeben, wie Pflanzen auf erhöhte CO₂-Konzentrationen in der *Atmosphäre* reagieren. Die Bedeutung der Begriffe Rubisco, Fotorespiration, C₃-Pflanze, C₄-Pflanze ist mit Hilfe eines Biologiebuches zu klären.

- Ein erhöhter CO₂-Gehalt in der Luft führt zur einer Art Düngewirkung. Die Aktivität der Fotosynthese und als Folge die Produktion organischer Substanz steigen an. Die Biomasse wird vermehrt. (Einschränkung siehe oben unter "Kohlenstoff in Landökosystemen - FACE)
- Durch erhöhte Fotosyntheseleistung wird der Luft mehr CO₂ entnommen. Die Pflanzen könnten im Sinne einer „CO₂-Senke“ dem Treibhauseffekt entgegenwirken.
- Erhöhte CO₂-Konzentrationen bewirken, dass mehr CO₂-Moleküle an das Enzym Rubisco andocken können. Das führt zu einer Verringerung der Fotorespiration, die als Konkurrenzreaktion abläuft. In Versuchen zeigte sich, dass bei CO₂-Konzentrationen von 600 ppm die Fotorespiration um 50 % zurückging.
- Auch ein dauerhafter Anstieg der Fotosyntheserate bedeutet nicht unbedingt ein schnelleres Pflanzenwachstum (Zunahme der Biomasse), Es kommt auf die Verteilung der neu gebildeten Biomasse an. Zum Beispiel wurde in Laborversuchen ermittelt, dass ein Anstieg der CO₂-Konzentration von 340 ppm auf 520 ppm bei Soja-Pflanzen eine Zunahme der Trockenmasse um 100 % in den Pflanzenwurzeln bewirkte. In den Blättern betrug dieser Anstieg aber lediglich 40 %.
- Hohe CO₂-Konzentrationen fördern die Biomasseproduktion nur dann, wenn gleichzeitig andere Faktoren wie Nährstoffe, Wasser und Licht reichlich vorhanden sind.
- Weil die meisten Waldbäume C₃-Pflanzen sind, sollte eine ansteigende CO₂-Konzentration zu vermehrtem Wachstum führen. Das ist auch der Fall, wenn die Keimlinge dieser Bäume im Gewächshaus einzeln aufgezogen werden. In der freien Natur wird dagegen die Wirkung einer erhöhten CO₂-Konzentration durch die verschiedenen Pflanzen der Lebensgemeinschaft auf unterschiedliche Weise mit bestimmt.
- C₄-Pflanzen verlieren bei erhöhten CO₂-Konzentrationen ihren ökologischen Vorteil gegenüber C₃-Pflanzen.
- Wichtige Kulturpflanzen wie Mais und Zuckerrohr (beide sind C₄-Pflanzen) werden durch erhöhte CO₂-Konzentrationen Nachteile haben und könnten geringere Erträge bringen.
- In Wäldern wird sich die Zusammensetzung der Laubstreu ändern, was Konsequenzen für die darin auftretenden Bodenorganismen haben wird.
- Blätter von Pflanzen mit geringerem Proteingehalt (höheres C/N-Verhältnis) führen bei Pflanzen fressenden Insekten zu Störungen des Wachstums und der Fruchtbarkeit.
- Raupen des „Nordamerikanischen Pfauenauges“ wurden mit Wegerichblättern gefüttert, die in hoher CO₂-Konzentration gewachsen waren. Die Larvenzeit der Tiere war deutlich verlängert. Dadurch wird die Gefahr des Gefressenwerdens beziehungsweise die Möglichkeit eines Parasitenbefalls der Larven erhöht. Die Populationsstärke sinkt.
- Es ist unklar, ob eine erhöhte CO₂-Konzentration, die eine höhere Fotosyntheseaktivität bewirkt, dazu beiträgt, dass die Pflanzenwelt als CO₂-Senke wirkt. Eine Simulation von Treibhausbedingungen für



Grasland der Tundra ergab einerseits, dass durch einen höheren CO₂-Gehalt in der Atmosphäre und durch eine höhere Temperatur tatsächlich das Pflanzenwachstum zunahm, weil im nunmehr aufgetauten Boden auch mehr Nährstoffe zur Verfügung standen. Andererseits nahm aufgrund der Temperaturerhöhung auch die Torfzersetzung durch Mikroorganismen zu, was in dieser Simulation zu einer um 50 % höheren CO₂-Freisetzung führte.

- C₄-Pflanzen haben einen geringeren Stickstoff-Gehalt als C₃-Pflanzen, weil die Menge des Enzyms Rubisco nur etwa 1/3 bis 1/6 der Rubisco-Menge von C₃-Pflanzen beträgt. Das Enzymprotein Rubisco trägt maßgeblich zum Stickstoffgehalt von Pflanzen bei.
- Höhere CO₂-Konzentrationen erhöhen das C/N-Verhältnis auch in C₃-Pflanzen bedeutend. Insekten, die C₃-Pflanzen fressen, benötigen 20 bis 80 % mehr Blattmasse, um ihre Ernährung zu sichern.
- Durch steigende Temperaturen (als Folge der CO₂-Zunahme) wird es zu einer Veränderung in der Florenzusammensetzung und in der Landwirtschaft kommen. Die Verschiebung der Weinbaugrenze in Europa um ca. 500 km nach Süden fand erst vor wenigen Jahrhunderten statt. Es ist zu erwarten, dass sie wieder nach Norden verschoben wird. In England war früher Weinbau üblich. An vielen Orten im Norden Deutschlands zeugen alte Straßennamen oder alte Lagebezeichnungen in der Flurkarte („Weinberg“) von früherem Weinbau.
- Der Hartweizen (*Triticum turgidum* var. *durum*) und der Weichweizen (*Triticum aestivus*) unterschieden sich deutlich in ihren klimatischen Ansprüchen. Während der Weichweizen schlecht in wärmeren und trockenen Klimaten gedeiht und deshalb zum Beispiel im niederschlagsreichen und relativ kühlen Klima von Deutschland (sowie von Norditalien und Nordeuropa) angebaut wird, ist der Hartweizen auf das trockene und wärmere Klima der Mittelmeerländer angewiesen.

Die Hartweizenkörner enthalten mehr Klebereiweiße. Pasta aus Weichweizenmehl benötigt eine Zugabe von Eiern, um die geringen Proteingehalte auszugleichen und ein formbares Produkt zu erreichen. Bei klimatischen Veränderungen (in Folge der steigenden CO₂-Konzentrationen) werden sich auch die historischen Anbaugebiete für Hartweizen verschieben.



2.3.4 Mögliche Maßnahmen für eine Verringerung des CO₂-Anstiegs in der Atmosphäre

- Man überlegt, ob entweder von Schiffen aus oder über Pipelines ein Einblasen des Gases ins Meer in große Tiefen möglich ist. Auch festes CO₂ („Trockeneis“) könnte direkt an der Oberfläche ins Meer eingebracht werden, um sich überschüssiger Mengen CO₂ zu entledigen. Ungeklärt ist allerdings, in welchen Zeiträumen solches in der Tiefe gespeichertes CO₂ wieder an die Oberfläche gelangt.
- Auch wird versucht, das Wachstum von Meeresalgen anzuregen. Algen aus dem Phytoplankton sollen durch eine erhöhte Fotosyntheseleistung große Mengen CO₂ assimilieren. An zahlreichen Stellen im Meer (etwa 1/5 der Gesamtfläche) herrscht ein großer Mangel an Eisen, das für die Fotosynthese (Chlorophyllbildung) essenziell wichtig ist. Ende des Jahres 2000 hat der Bremerhavener Meeresbiologe SMETACEK in einem Gebiet zwischen Südafrika und der Antarktis 50 m³ konzentrierte Eisensulfatlösung versprüht. Die Algen vermehrten sich kräftig. Nach wenigen Tagen war ein Algenteppich von 50 km² Größe auch von Satelliten auszumachen, der nach drei Wochen auf 500 km² angewachsen war. Fraglich ist aber, was mit den Algen nach dem Absterben geschehen ist. Wenn sie anstatt in große Tiefen abzusinken der oberflächennahen Nahrungskette integriert wurden, ist der von den Algen gebundene Kohlenstoff nicht dauerhaft oder für große Zeiträume dem Kohlenstoffkreislauf entzogen worden.
- Der norwegische Energiekonzern STATOIL bohrt vor der norwegischen Küste nach Erdgas. Das gefundene Erdgas enthält immer größere Mengen CO₂, die abgefangen und etwa in 1000 Meter Tiefe in eine poröse Sandsteinschicht gepresst werden, aus der das Erdgas stammt. Damit werden hohe Abgaben gespart, die bei Freisetzung des CO₂ in die Atmosphäre zu zahlen wären.
- In einer Kraftwerkanlage im Ort Bellingham (Massachusetts, USA) wird aus der Abluft täglich CO₂ zurückgeholt und komprimiert. Der Vorgang kostet zwar 30 Dollar pro Tonne, das CO₂ kann aber mit Gewinn weiterverkauft werden und zum Beispiel als Kohlensäure für die Herstellung CO₂-haltiger Getränke oder andere Anwendungen genutzt werden.
- Der Physiker Klaus LACKNER von der Columbia University (New York, USA) möchte mit „Windzäunen“ CO₂ einfangen und chemisch binden. Hierzu könnten diese Zäune etwa mit einer Calciumhydroxid-Lösung getränkt werden – es entsteht Calciumcarbonat. Die erforderlichen Zaunfelder lassen sich überall auf der Welt errichten; denn CO₂ verteilt sich global recht gleichmäßig. Nach seiner Rechnung sind ca. 280.000 km² Fläche erforderlich, um alles anthropogen emittierte CO₂ chemisch zu binden und in versiegten Ölquellenbohrlöchern oder in nicht mehr benutzte Salzstöcken zu lagern.
- Wälder bedecken ein Viertel der gesamten Landfläche der Erde. Alle Landpflanzen zusammen speichern etwa drei Viertel der Menge des atmosphärischen CO₂-Kohlenstoffs, Wälder speichern davon etwa 90 %. Wälder sind daher eine bedeutende Kohlenstoff-Senke. Pro Jahr werden – meist durch Brandrodung – etwa 200.000 km² Wälder vernichtet, was eine erhöhte CO₂-Emission bedeutet. Gleichzeitig wird die CO₂-Bindung durch Fotosynthese verringert. Wenn die Brandrodung tropischer Regenwälder beendet würde, könnte damit der jährliche Anstieg des atmosphärischen CO₂ von ca. 3 Gt C/Jahr auf gut 1 Gt C/Jahr verringert werden. Unterstellt man, dass ein heranwachsender Wald etwa 2 t C/ha aufnimmt, müsste man 15 Millionen km² aufforsten, um die 3 Gt C/Jahr zu binden, die jährlich in die Atmosphäre gelangen. Diese Neuaufforstung entspräche etwa der Fläche bereits vernichteter tropischer Regenwälder. Allerdings wird diese Wirkung nur solange anhalten, wie der Wald im Wachstum begriffen ist. Nach etwa 70 Jahren befindet er sich in einem Gleichgewicht zwischen CO₂-Aufnahme und CO₂ -Abgabe. Daher ist eine Nutzung von Holz als Rohstoff (für Häuser, Möbel usw.)



ökologisch wichtig, da zudem Materialien wie Beton oder Aluminium sehr energieintensiv in der Herstellung sind und deshalb unter großer CO₂-Emission hergestellt werden.

2.4 Kohlenstoff im Ozean

Der *Ozean* ist der größte CO₂-Speicher auf der Erde und schon kleine Veränderungen in den ozeanischen Prozessen können große Auswirkungen auf die CO₂-Konzentration in der *Atmosphäre* haben. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, welche Masse *Kohlenstoffdioxid* aus der *Atmosphäre* ins Meer transportiert und darin auf Dauer gespeichert wird. Dazu tragen folgende grundlegende, natürliche Prozesse bei:

- Kohlenstoffdioxid der Luft löst sich (physikalisch) im Meerwasser.
- Es reagiert mit Wasser (chemisch), wobei weitere anorganische Kohlenstoffverbindungen (Hydrogencarbonat HCO₃⁻ und Kohlensäure H₂CO₃) entstehen.
- Kohlenstoffdioxid wird biologisch von Pflanzen des Meeres in Zucker umgewandelt (siehe Fotosynthese). Dieser dient als Ausgangssubstanz für andere organische Kohlenstoffverbindungen, aus denen die Organismen aufgebaut sind. Ein Teil der organischen Verbindungen wird von den Organismen abgegeben, sie lösen sich im Meerwasser.
- Das Wasser der Ozeane ist in ständiger Bewegung. Absinkendes Oberflächenwasser nimmt die darin gelösten Kohlenstoffverbindungen mit in die Tiefe, und zwar anorganische und organische Kohlenstoffverbindungen.
- Durch das Absterben und Verklumpen von Organismen sowie die Produktion von Kot entstehen Partikel, die reich an organischen Kohlenstoffverbindungen sind. Die Partikel können in große Tiefen absinken, zum Meeresboden gelangen und dort zum Teil eingelagert werden. Dies trägt indirekt zur langfristigen Speicherung von Kohlenstoffdioxid in der Tiefe des Meeres bei.

Die unter a und d beschriebenen Prozesse werden als "physikalische Pumpe" bezeichnet, die unter c und e genannten Prozesse bilden die "biologische Pumpe". Im Folgenden werden zunächst physikalische Vorgänge, die der Aufnahme von Kohlenstoffdioxid ins Meer und dessen Verfrachtung in die Tiefe dienen, in Grundzügen beschrieben. Dann wird ausführlich auf die biologische Pumpe eingegangen. Auf die chemischen Reaktionen von Kohlenstoffdioxid und Wasser (b) wird hier nicht näher eingegangen.

2.4.1 Physikalische Vorgänge der Speicherung von Kohlenstoffdioxid CO₂ und anderer Kohlenstoffverbindungen im Meer

In der Atmosphäre sind 730 Gigatonnen (730 x 10⁹ t) Kohlenstoffdioxid gespeichert. Die Meere enthalten fünfzigmal mehr Kohlenstoffdioxid als die Luft. Die beiden CO₂-Speicher des Meeres und der Atmosphäre existieren nicht unabhängig voneinander, sondern tauschen an der Wasseroberfläche laufend Kohlenstoffdioxid aus. Dieser Vorgang wird durch den ständigen Transport riesiger Wassermassen im Meer beeinflusst, der in horizontaler und vertikaler Richtung erfolgt.

Austausch von Kohlenstoffdioxid zwischen Atmosphäre und Ozean

An der Oberfläche der Ozeane findet laufend ein enormer Stoffaustausch zwischen Wasser und Atmosphäre statt, und zwar in beiden Richtungen. Moleküle des Stickstoffs, des Sauerstoffs, des Wasserstoffs, der Edelgase oder auch von Luftverunreinigungen wie der Fluor-Kohlenwasserstoffe dringen ins Wasser ein,



gleichzeitig gelangen andere Moleküle wieder in die Luft. Am Beispiel des CO_2 soll dieser Vorgang näher betrachtet werden (s. Abb. 19).

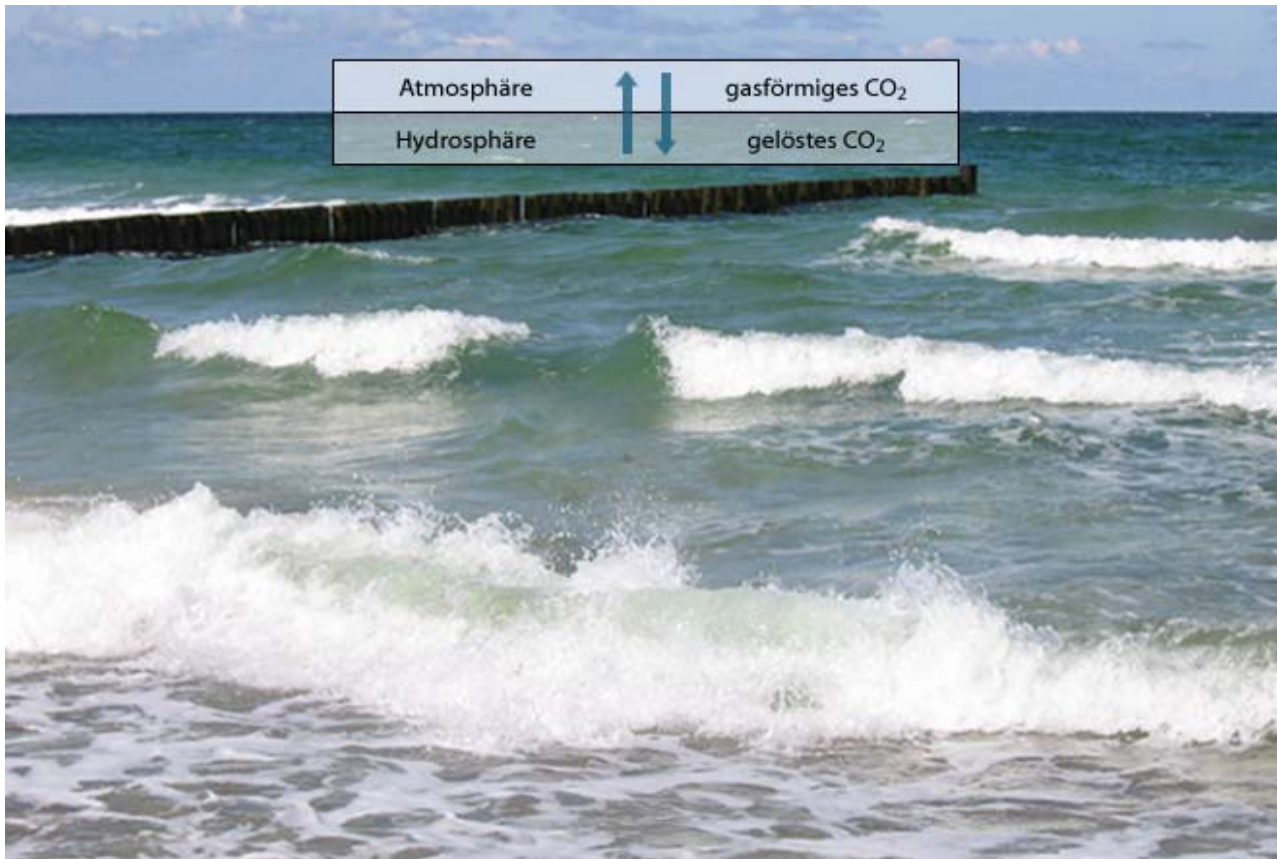


Abbildung 19: Diffusion von CO_2 an der Grenzfläche Luft und Wasser.

Die Moleküle des gasförmigen CO_2 sind – wie die Moleküle aller Luftgase – in ständiger Bewegung. Treffen sie dabei auf die Wasseroberfläche, können sie diese durchdringen. Sie kommen auch dann nicht zur Ruhe, sondern bewegen sich zwischen den Wassermolekülen weiter. Im Gegenzug verlassen bereits gelöste CO_2 -Moleküle die Wasseroberfläche in Richtung *Luft*.

Die Ortsveränderung der CO_2 -Moleküle geschieht durch Diffusion, und bei der Diffusion von Gasmolekülen ins Wasser handelt es sich um einen (physikalischen) Lösungsvorgang. Ob sich mehr CO_2 -Moleküle im Wasser lösen als aus dem Wasser herausdiffundieren, hängt von der CO_2 -Konzentration in den beiden Medien und von der Temperatur ab. Die Konzentration des CO_2 entspricht seinem Partialdruck (Teildruck) am Luftdruck (s. Baustein 4, Material 4).

Sind die Partialdrücke des CO_2 in Luft und Wasser gleich groß, so entweicht aus dem Wasser genau so viel von diesem Gas wie sich darin physikalisch löst. Kaltes Wasser nimmt allerdings mehr CO_2 auf als warmes. In den Polarregionen kühlen die Wassermassen, die aus warmen Gebieten zuströmen, ab. Dadurch wird das Wasser an Kohlenstoffdioxid untersättigt und es kann daher mehr davon aus der Luft aufnehmen. Bei der Anwärmung kalter Wassermassen zu tropischen Regionen wird dieses Wasser an Kohlenstoffdioxid



übersättigt und es gibt den Überschuss an die Atmosphäre ab. Dies gilt zum Beispiel für das Auftriebswasser des Humboldt-Stromes im Pazifik. In den kalten Regionen der Erde, das heißt im Nordatlantik, im Nordpazifik und im südlichen Polarmeer entzieht der Ozean also der Atmosphäre CO_2 , in den wärmeren gibt er Kohlenstoffdioxid an die Atmosphäre ab. Die Weltmeere bestimmen also den CO_2 -Gehalt der Luft maßgeblich mit.

Im Zusammenhang mit der physikalischen Lösung von Luftgasen ist zweierlei zu berücksichtigen:

- Luftgase kommen nicht in Form von Gasbläschen im Wasser vor, sondern sind als einzelne Moleküle zwischen den Wassermolekülen verteilt. Dabei sind sie in ständiger Bewegung. (Es handelt sich um Moleküle.)
- Obwohl die Diffusion von Kohlenstoffdioxid ins Wasser in der Wissenschaft mit einem Pumpvorgang verglichen wird (s. "physikalische Pumpe"), erfolgt dieser stets passiv, also ohne Energieaufwand.
- Wie Kohlenstoffdioxid diffundieren auch alle anderen Luftgase (vor allem Sauerstoff, Stickstoff, Edelgase, Wasserstoff, Verunreinigungen wie Fluor-Kohlenwasserstoffe) laufend ins Wasser und wieder aus ihm heraus. Ebenso diffundieren im Meer durch biologische Vorgänge produzierte Gase, wie zum Beispiel Methan, aus dem Meer in die Atmosphäre.

Horizontaler und vertikaler Transport von Kohlenstoffverbindungen

Das Wasser der Weltmeere wird durch Meeresströmungen wie zum Beispiel den Golfstrom über weite Strecken des Globus transportiert. Gelangt es dabei in kalte Regionen, so nimmt es mehr Luftgase, zum Beispiel Sauerstoff und Kohlenstoffdioxid auf. Das Gegenteil geschieht, wenn es sich auf seinem Weg erwärmt. Neben diesem horizontalen gibt es auch einen vertikalen Transport von Wasser, der für die Verfrachtung von Kohlenstoffverbindungen in große Tiefen von besonderer Bedeutung ist. Auf den Letzteren soll im Folgenden im Einzelnen eingegangen werden.

Absinken von spezifisch dichtem Wasser

Eine wichtige Ursache für das Absinken von Wasser ist der Unterschied in der spezifischen Dichte von Oberflächen- und Tiefenwasser. So sinkt kaltes Wasser in die Tiefe, wenn es sich oberhalb von wärmerem Wasser befindet und salzreiches Wasser sinkt nach unten, wenn es über salzarmem Wasser zu liegen kommt. Denn ein Liter kalten Wassers wiegt etwas mehr als das gleiche Volumen warmen Wassers, salzreiches mehr als salzarmes Wasser. Man sagt, kaltes salzreiches Wasser ist spezifisch dichter als warmes Wasser und salzreiches spezifisch dichter als salzarmes. Von den subtropischen bis zu den polaren Meeren nimmt die Dichte des Oberflächenwassers jeweils vom Sommer zum Herbst und Winter hin zu. Hier sind also Bedingungen für eine saisonale Umwälzung von Oberflächenwasser gegeben. Außerhalb der Regenzeit spielt dabei in den Tropen und Subtropen die Verdunstung eine besondere Rolle. Die Durchmischung bis in Tiefen von mehr als 1000 m, die man vorwiegend in den polaren Gebieten findet, kommt in erster Linie durch die Bildung von Meereis zustande. Bei diesem Prozess friert nämlich nur das reine Süßwasser aus und lässt kaltes, salzreiches Wasser zurück, das als schwere Wassermasse bis zum Boden sinkt („Tiefenwasserbildung“). Eine besonders wichtige Region der Tiefenwasserbildung liegt im nördlichen Nordatlantik bei Grönland. Dieses Wasser ist längerfristig von Austausch mit der Atmosphäre abgeschlossen. Beim Absinken nimmt es eine unvorstellbar große Menge Luftgase mit in die Tiefe, mit denen es vorher an der Oberfläche angereichert wurde, darunter auch enorm viel CO_2 . Dies ist ein Grund, warum das Tiefenwasser des Ozeans mehr CO_2 enthält als das an den meisten Stellen viel wärmere Oberflächenwasser. Zu dem hohen CO_2 -Gehalt im Tiefenwasser des Ozeans tragen weiterhin



Atmungsprozesse am Meeresboden und in der Wassersäule bei. Vor allem Bakterien und Archaea zehren den Sauerstoff des Tiefenwassers auf, sodass es mit CO₂ angereichert wird. Je älter dieses Wasser ist, je länger es also vom Austausch mit der Atmosphäre ausgeschlossen war, desto CO₂-reicher ist es.

In der Tiefsee breitet sich dieses abgesunkene Wasser nur sehr langsam aus. So strömt Wasser, das im nördlichen Nordatlantik abgesunken ist, zunächst weit nach Süden über den Äquator, dann um Afrika herum bis in den nördlichen Pazifik, wo es wieder an die Oberfläche gelangt. Für diesen Weg benötigt das Tiefenwasser mindestens 1000 möglicherweise aber auch 10 000 Jahre! Abgekühltes salzreiches Meerwasser sinkt allerdings nur in den oben genannten kalten Regionen des Nordatlantiks, des Nordpazifiks und des südlichen Polarmeeres unter 1000 m ab. In den anderen Gebieten ist die Umwälzung auf viel geringere Tiefen beschränkt. Meerwasser, das weniger als 1000 m tief absinkt, erreicht in verschiedenen Auftriebsgebieten, zum Beispiel in Äquatornähe und an einigen Kontinentalrändern (zum Beispiel Westküsten Südamerikas, Afrikas), sehr viel früher wieder die Oberfläche. Weil es sich beim Aufsteigen erwärmt, gibt es CO₂ an die Luft ab (s. Baustein 4, Material 3).

Umwälzung von Meerwasser oberhalb von Sprungschichten und über diese hinweg

Die Tiefe, bis zu der Oberflächenwasser absinkt, hängt nicht nur von der Meeresregion ab, sondern auch von der Jahreszeit. So erwärmt sich das Wasser im Frühling oberflächennah aufgrund der zunehmenden Dauer und Intensität der Sonneneinstrahlung von Tag zu Tag mehr und es entwickelt sich eine immer stärker ausgeprägte Temperatur-Sprungschicht (s. Abb. 20). Diese begrenzt den Vertikaltransport von Wasser auf zunehmend flachere Tiefen. Den Bereich der schnellen Temperaturabnahme bezeichnet man als Sprungschicht oder Thermokline (gr. thermos warm; klinein abbiegen: die Temperaturkurve macht einen Knick). Beim Tauchen kann man die rapide Temperaturabnahme innerhalb der Sprungschicht am eigenen Leib erfahren!

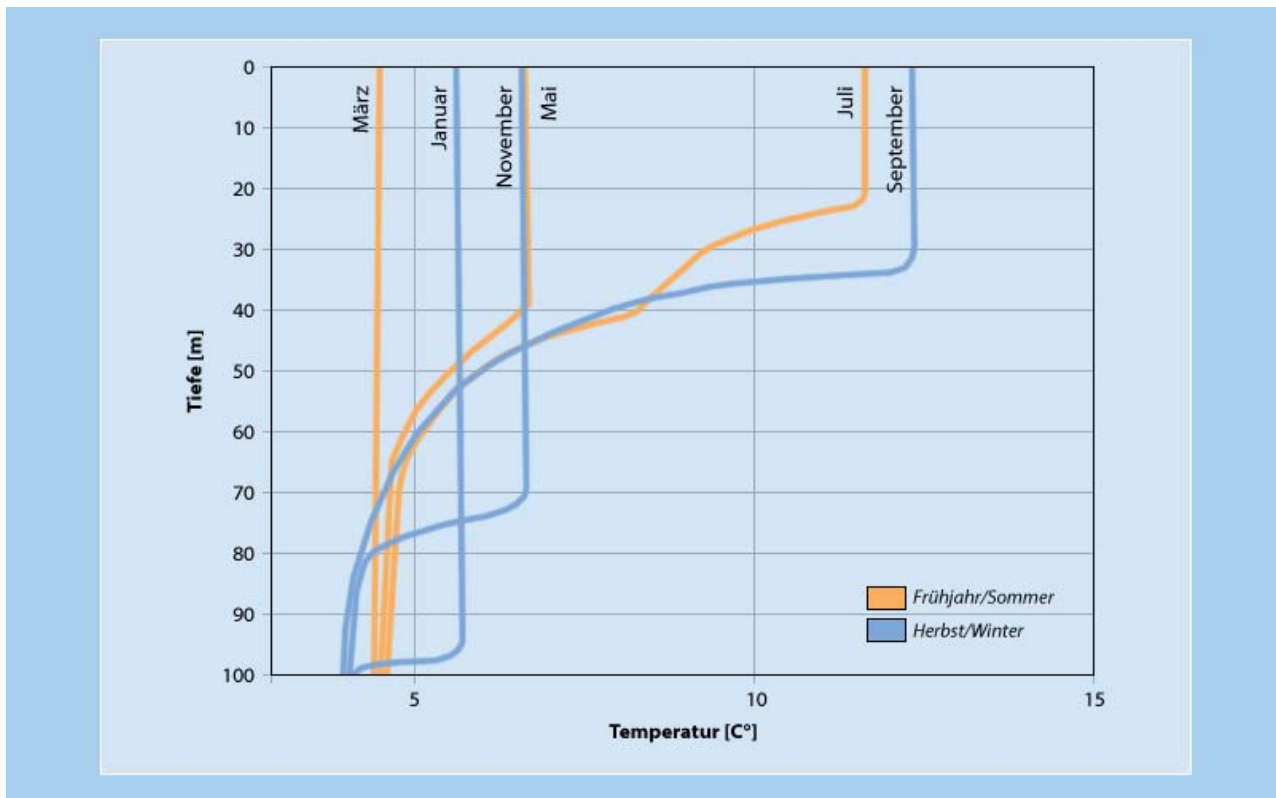


Abbildung 20: Jahreszeitliche Umwälzung des Ozeans. Von März bis Juli nimmt die Temperatur der oberen Wasserschicht schrittweise zu. Unterhalb dieser Schicht nimmt die Temperatur von Mai bis September sprunghaft ab. In den Wintermonaten von November bis März wird das Wasser immer tiefer durchmischt, die Temperatur-Sprungschicht verschwindet (nach DIETRICH et al. 1975).

In den Nächten kühlt das Wasser an der Oberfläche des Meeres stets wieder ein wenig ab. Dabei nimmt seine Dichte erneut etwas zu. Es wird spezifisch schwerer und sinkt daher ab, gelangt jedoch höchstens bis zur Sprungschicht; denn dort trifft es auf noch kälteres und damit dichteres Wasser. Das von der Oberfläche absinkende Wasser wird dauernd durch noch nicht abgekühltes Wasser von oberhalb der Sprungschicht ersetzt, das nach oben steigt. So kommt es in der Nacht zu einer Umwälzung von Wasser oberhalb der Thermokline (s. Abb. 20).

Starke Stürme können die Thermokline allerdings ganz oder teilweise abbauen. Sie wird auf jeden Fall im Herbst zerstört, wenn die Sonneneinstrahlung wieder abnimmt. Weil sich diese Sprungschicht im Frühling aufbaut und im Herbst wieder verschwindet, bezeichnet man sie als "saisonale Thermokline". Sowohl für den Aufbau als auch für den Abbau einer Sprungschicht ist Zufuhr oder Entzug von Energie nötig. In beiden Fällen muss die Energie die Ozeanoberfläche passieren. Im Frühjahr handelt es sich um den Eintrag von Sonnenenergie, im Herbst und Winter um Wärmeentzug. Auch der Eintrag von Bewegungsenergie (zum Beispiel durch Stürme) kann Sprungschichten teilweise abbauen.

Sprungschichten sind für die Verfrachtung von Kohlenstoffverbindungen in die Tiefe von großer Bedeutung, weil sie dabei zum Teil als Sperren wirken. So gelangen Kohlenstoffverbindungen, die im Wasser gelöst sind, nicht durch eine Sprungschicht hindurch in größere Tiefen. Partikel aus organischer Substanz, die spezifisch dichter sind als das sie umgebende Meerwasser, sacken demgegenüber durch. Sie können durch Wasser, das aus der Tiefe aufsteigt, nicht wieder nach oben zurückgetragen werden.

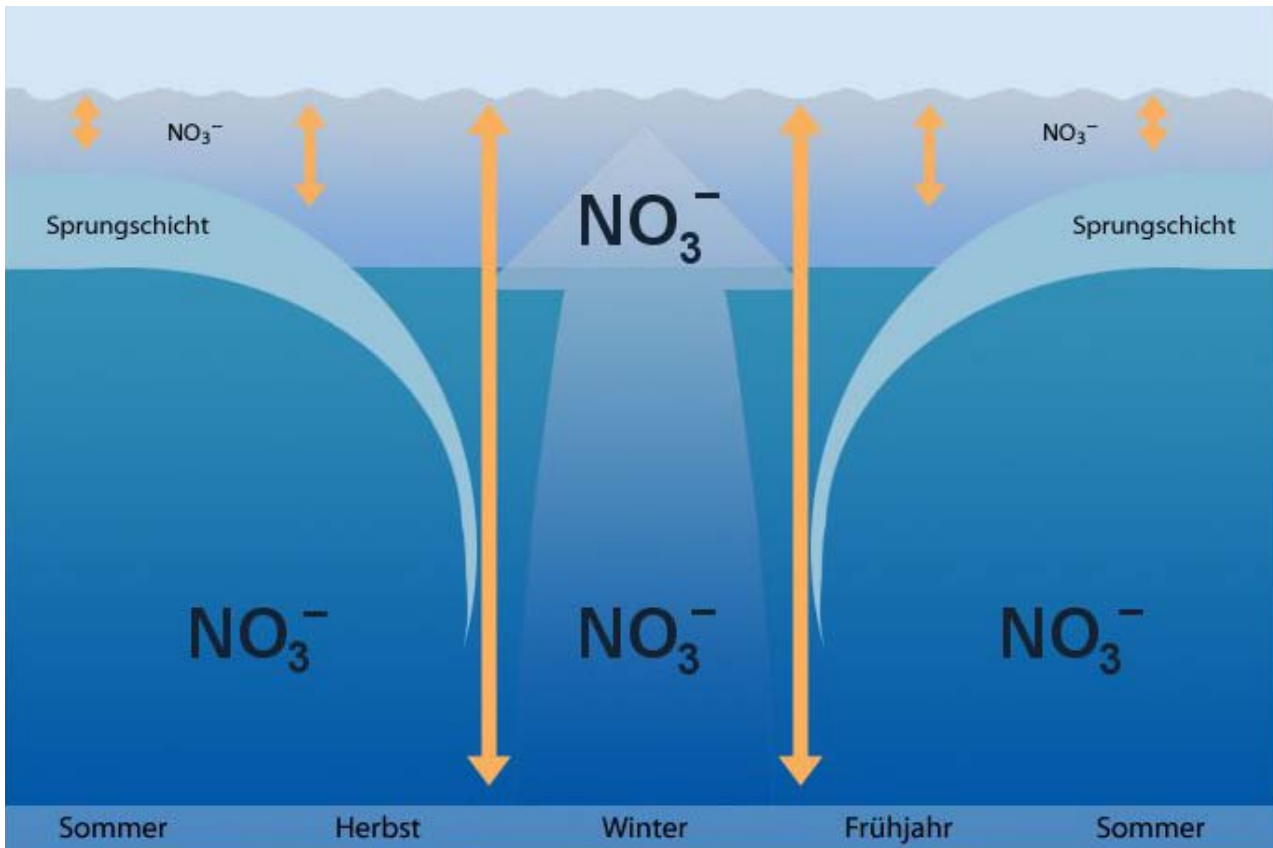


Abbildung 21: Nährstoffzufuhr am Beispiel anorganischer Nitrat-Ionen aus der Tiefe ins Oberflächenwasser und deren Abhängigkeit von der Änderung der Temperatur-Sprungschicht in den verschiedenen Jahreszeiten. Die roten Pfeile kennzeichnen die Tiefe der durchmischten Zone, die grün gepunktete Linie markiert die Grenze der durchlichteten Zone, also des Bereichs, in dem Fotosynthese möglich ist. Die saisonal sich verändernde Sprungschicht ist grau schattiert (nach PEINERT 2004).

Ein Teil der Partikel erreicht den Meeresboden, wo ein weiterer Abbau zum Beispiel durch dort lebende Bakterien oder Bodentiere stattfindet. Ein Rest kann dann in das Sediment eingelagert werden und über geologische Zeiträume (Jahrhunderttausende) der Atmosphäre entzogen werden. Der größte Teil der Partikel wird unterhalb der saisonalen Thermokline durch dort vorkommenden Lebewesen abgebaut. Dabei entsteht erneut CO_2 , und es werden Nährsalze (zum Beispiel Nitrat = NO_3^-) freigesetzt und dort angereichert.

Dies bedeutet auch, dass die Zone oberhalb der Thermokline in der warmen Jahreszeit an Nährsalzen verarmt, sodass den dort lebenden Pflanzen (Meeresalgen, s. 2) die lebensnotwendigen Nährstoffe entzogen werden. Erst bei der tieferen Umwälzung im Herbst und im Winter gelangen die Nährsalze wieder nach oben, und die lichtdurchflutete Schicht, in der die Algen wachsen, wird wieder "gedüngt" (s. Abb. 21).

Umwälzung von Meerwasser in Wirbeln

An den seitlichen Begrenzungen (Fronten) großer Meeresströme wie zum Beispiel dem Golfstrom bilden sich heftige großflächige Wirbel (Durchmesser ca. 100 km.), die über Monate (bisweilen Jahre) erhalten bleiben. Auf der linken Seite des Stromes (in Bewegungsrichtung) findet man rechtsdrehende, an der rechten Seite linksdrehende Wirbel, die auch Wasser von außerhalb des Meeresstroms einschließen.

Auf der Nordhalbkugel zeigen linksdrehende Wirbel in ihrem Zentrum einen vertikal aufsteigenden Wassertransport (Auftrieb) und an den Flanken einen Transport in die Tiefe. Bei rechtsdrehenden Wirbeln verhält es sich andersherum (s. Abb. 22).

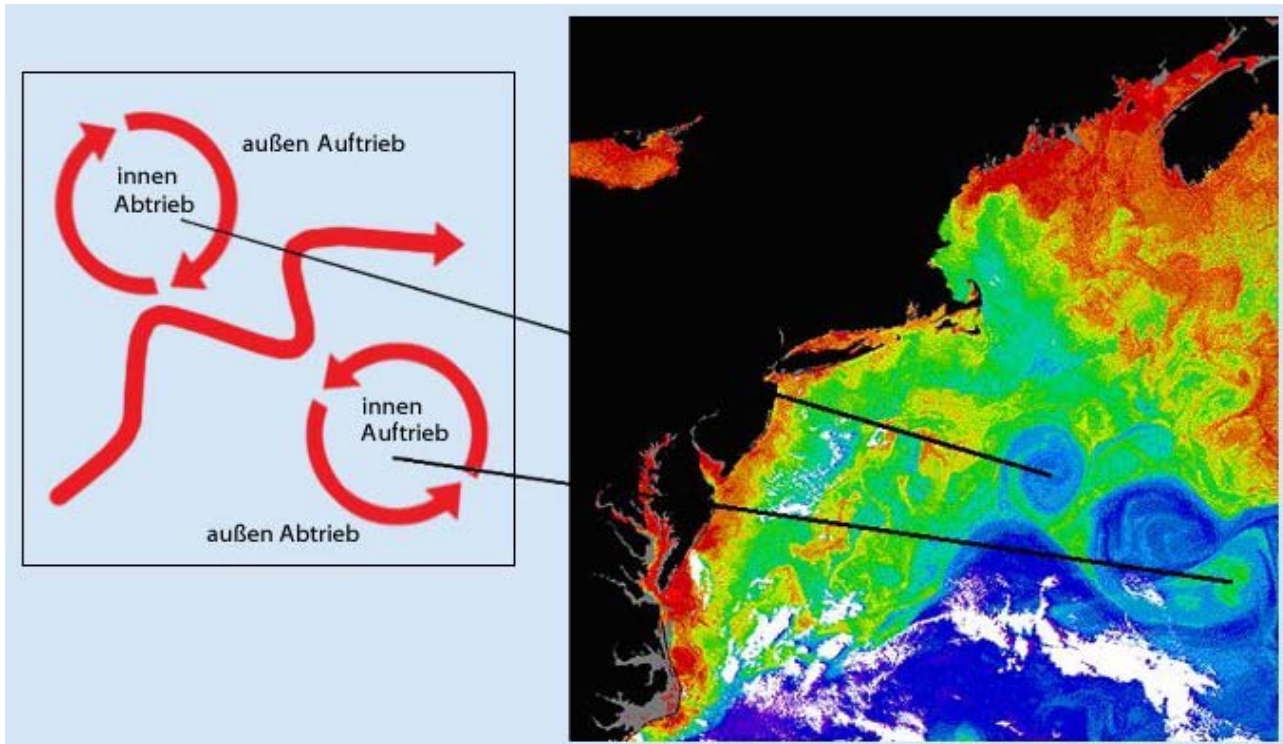


Abbildung 22: Wirbel am Rand großer Meeresströme, hier des Golfstromes. Schwarz: Landmasse Nordostamerikas. Rot, Gelb, Grün: Gebiete hoher Planktondichte in der Nähe der Küste und auf dem Schelf. Die Dichte nimmt von Rot über Gelb nach Grün und Blau ab. Blau: Golfstrom; er ist nährstoff- und planktonarm. Am Rand des Golfstromes bilden sich Wirbel, die schließlich abgeschnürt werden können. Entsprechend der Drehrichtung wird in deren Zentren Wasser entweder an die Oberfläche gesogen (Auftrieb) oder in die Tiefe gepumpt (Abtrieb). Erfolgt der Auftrieb im Zentrum, so erfolgt am Rand ein Abtrieb und umgekehrt. Durch Auftrieb wird die Temperatur-Sprungschicht nach oben verlagert, sodass kaltes nährstoffreiches Tiefenwasser bis in die durchlichtete Zone gelangt, in der dann Plankton wächst (NASA 2005).

Solche großen Wirbel verändern die Tiefe der saisonalen Thermokline und machen den Meeresalgen der obersten Wasserschichten auch während des Frühlings und Sommers Nährstoffe verfügbar. Für den Nordatlantik wurde errechnet, dass bis zu 30 % der von den Algen produzierten organischen Substanz auf die "Düngewirkung" derartiger Wirbel zurückgehen. Diese tragen durch die Nährstoffzufuhr in die lichtdurchflutete Schicht in ganz erheblichem Maße zur weiteren Umwandlung von CO₂ in organische Kohlenstoffverbindungen bei. Solche Wirbel bewirken außerdem eine inhomogene Verteilung der Lebewesen und von Nährstoffen im Meer; denn dort, wo das Wasser in Wirbeln aufsteigt, findet ein besonders intensives Algenwachstum statt. Daher erscheint das Meer, wenn man mit dem Satelliten zum Beispiel den grünen Farbstoff Chlorophyll der Algen lokalisiert, gefleckt ("patchy").

Zusammenfassung zur physikalischen Kohlenstoffpumpe

Kohlenstoffdioxid gelangt durch Diffusion aus der Luft ins Meerwasser. Dabei lösen sich einzelne Moleküle, die sich dann zwischen den Wassermolekülen bewegen. Ein Teil der CO₂-Moleküle durchstößt dabei laufend wieder die Wasseroberfläche und gelangt auf diese Weise erneut in die Luft. Ob mehr CO₂-Moleküle ins Wasser eindringen, als aus dem Wasser herausdiffundieren, hängt von der Konzentration des



Kohlenstoffdioxid in der Luft beziehungsweise im Wasser sowie von der Temperatur ab. Erwärmt sich das Wasser, wird es an Kohlenstoffdioxid übersättigt und gibt daher dieses Gas an die Atmosphäre ab. Abkühlung des Wassers führt zu einer Untersättigung und damit zu einer Aufnahme von CO_2 aus der Luft. So wie die CO_2 -Moleküle diffundieren auch die Moleküle aller anderen Luftgase permanent zwischen Luft und Wasser.

Durch Absinken des Oberflächenwassers wird das darin gelöste Kohlenstoffdioxid kurz- oder langfristig vom Austausch mit der Atmosphäre abgeschlossen (s. Abb. 23). Sprungschichten wirken als Sperren. Saisonale Sprungschichten, die im Frühjahr auf- und im Herbst wieder abgebaut werden, können durch Stürme zerstört oder durch starke Wirbel deformiert werden.

Bevor Kohlenstoffdioxid in die Tiefe transportiert wird, kann es in der lichtdurchfluteten Zone durch Fotosynthese in Zucker umgewandelt werden. Dieser dient als Grundstoff für die Synthese weiterer organischer Moleküle und damit zum Aufbau der Körpersubstanz sowohl fotosynthetisch aktiver Organismen des Meeres als auch allen anderen Lebewesen, die sich von diesen ernähren. Organische Kohlenstoffverbindungen sind in Partikeln verklumpter Lebewesen und im Kot von Tieren enthalten. Sie werden auch in gelöster Form von Lebewesen ins Meerwasser ausgeschieden. Durch die Verfrachtung organischer Moleküle in die Tiefe wird das darin gebundene Kohlenstoffdioxid indirekt vom Austausch mit der

Tiefenbereich	Tiefe in m (regionale Unterschiede)	Verweildauer im Meer vor Rückkehr in die Atmosphäre
im Wasser unterhalb der aktuellen saisonalen Sprungschicht aber oberhalb der maximalen saisonalen Durchmischungstiefe	75-500	max. 1 Jahr
im Wasser unterhalb der maximalen saisonalen Durchmischungstiefe	100-800	ca. 10^3 Jahre
Sediment des Tiefseebodens	4000-6000	Jahrmillionen (geologischer Zeitraum)

Atmosphäre ausgeschlossen.

Abbildung 23: Verweildauer von CO_2 in verschiedenen Bereichen des Meeres nach seiner Aufnahme aus der Luft ins Wasser.

2.4.2 Biologische Vorgänge der Speicherung von Kohlenstoffdioxid und anderer Kohlenstoffverbindungen im Meer

In der durchlichteten Zone des Meeres, die bis maximal 150 m in die Tiefe reicht, lebt eine Vielzahl einzelliger Pflanzen, die zu den Algen gehören. Sie nutzen das Licht zur Synthese von Zuckern aus Kohlenstoffdioxid und Wasser (Fotosynthese). Die Zucker nutzen sie als Grundstoff für den Aufbau der Zelle, also zum Beispiel zur Herstellung von weiteren Kohlenhydraten wie zum Beispiel der Cellulose, aus der Zellwände aufgebaut sind, oder von Fetten und Eiweißen. Dabei sind sie auch auf Nährstoffe angewiesen, die in Form anorganischer Ionen wie zum Beispiel Nitrat (NO_3^-), Phosphat (PO_4^{2-}), Silikat (SiO_4^{2-}) oder als Spurenstoffe wie Vitamine und auch Eisen (Fe^{2+}) im Wasser gelöst sind. Auch bestimmte Bakterien wie zum Beispiel die Cyanobakterien (frühere Bezeichnung: "Blualgen") sind zur Fotosynthese befähigt (s. Modul 9, Baustein 4, Material 5). Die unterschiedlichen Kreisläufe von Kohlenstoff und der anderen biologisch wichtigen Elemente werden daher über Lebensprozesse zusammengeführt. Einen Teil der in der



Fotosynthese aus Kohlenstoffdioxid, Wasser und Nährstoffen erzeugten organischen Substanzen bauen die Pflanzen jedoch unter Sauerstoffaufnahme in der Zellatmung wieder ab. Dabei gewinnen sie Energie für Stoffwechselprozesse. Kohlenstoffdioxid, Wasser und Nährstoffe werden bei der Atmung aufs Neue freigesetzt.

Dasselbe passiert beim Abbau organischer Substanz durch Tiere und bestimmte Bakterien (s. Baustein 4, Material 5); denn Meeresalgen dienen diesen Lebewesen des Meeres zur Nahrung. Tiere und viele Bakterien sind nicht dazu in der Lage, aus Kohlenstoffdioxid und Wasser organische Substanzen aufzubauen. Sie sind auf organische Verbindungen angewiesen, die von Pflanzen synthetisiert worden sind. Diese Stoffe nutzen sie nicht nur zum Energiegewinn in der Zellatmung, sondern auch zum Aufbau von Körpersubstanz beziehungsweise zur Speichersubstanz. Außer Kohlenstoffdioxid werden von den Tieren und Bakterien auch die ursprünglich von den Algen aus dem Meerwasser aufgenommenen anorganischen Ionen beim Stoffabbau wieder abgegeben, zum Beispiel der Stickstoff im Urin der Tiere, gebunden zum Beispiel im Harnstoff oder Ammoniak (s. Baustein 4, Material 5).

Bei den Lebewesen des freien Wassers unterscheidet man Plankton und Nekton. Zum Plankton gehören alle Lebewesen, die mit den Strömungen treiben und eine passive Verfrachtung nicht verhindern können. Dies gilt auch dann, wenn sie Bewegungsorgane oder Organellen (Geißeln und Wimpern) besitzen, mit denen sie sich langsam fortbewegen können. Die meisten Planktonorganismen sind so klein, dass sie nur im Mikroskop erkennbar sind. Man unterscheidet pflanzliches Plankton oder Phytoplankton (gr. *phyton* Pflanze; planktos Herumtreiber), Bakterien und tierisches Plankton oder Zooplankton (gr. *zoon* Tier). Vom Plankton grenzt man das Nekton ab (gr. *neon* schwimmend). Dabei handelt es sich um Tiere des freien Wassers, zum Beispiel Fische, die sich auch entgegen Strömungen aktiv fortbewegen können.

Die Fotosynthese kann nur in der obersten Wasserschicht bis maximal ca. 150 m Tiefe erfolgen, in welcher hinreichend Sonnenlicht vorhanden ist. Diese Tiefe gilt allerdings nur für die „Wüsten des Meeres“, die nährstoff- und planktonarmen Zentralregionen der Ozeane. In der Nähe der Küsten, auf den Schelfen sowie in sonstigen Bereichen hoher Plankton- oder Partikeldichte ist die Tiefe sehr viel geringer, da das Licht durch die Partikel im Wasser absorbiert wird.

Die Entfernung von CO₂ aus dem Meerwasser und dessen Umwandlung in organische Moleküle durch das *Phytoplankton* ist Grundlage der so genannten "biologischen Pumpe". Diese bewirkt eine Absenkung des CO₂-Partialdrucks im Wasser, sodass Kohlenstoffdioxid aus der Luft ins Wasser nachdiffundiert. Sobald die organischen Moleküle in Form von Partikeln vorliegen, können sie gefressen werden oder absinken. Gelangen Partikel in große Tiefen, so ist der darin gebundene Kohlenstoff für klimarelevante Zeiträume vom Austausch mit der Atmosphäre ausgeschlossen (s. Baustein 4, Material 5).

Effektivität der biologischen Pumpe

Die biologische Pumpe galt bisher als nur wenig effektiv. Dies wurde damit begründet, dass die von den Meeresalgen aus CO₂ gebildete organische Substanz in der Nahrungskette größtenteils (unter erneuter Freisetzung von CO₂) wieder abgebaut wird. Tatsächlich nimmt die Biomasse von einer Nahrungsebene zur nächsten um 90 % ab. So wachsen grob gerechnet mit 10.000 kg Planktonalgen nur etwa 1000 kg Planktontiere heran.

Diese liefern die Biomasse von ca. 100 kg Kleinfischen, aus denen zum Beispiel ein Thunfisch nur etwa 10 kg Körpersubstanz aufbauen kann (s. Abb. 24). Die Abnahme der Biomasse hat vor allem zwei Gründe: Erstens wird ein großer Teil der Nahrung zum Energiegewinn veratmet, wobei eine entsprechend große CO₂ Menge wieder ins Wasser abgegeben wird. Weiterhin wird ein erheblicher Teil der Nahrung wieder

ausgeschieden, sei es in Form von Kot, Teilchen verklumpter toter Kleinlebewesen oder in Form von löslichen Molekülen organischer Kohlenstoffverbindungen. Auch dieser Teil der organischen Substanz dient im Übrigen spezifischen Lebewesen zur Nahrung.

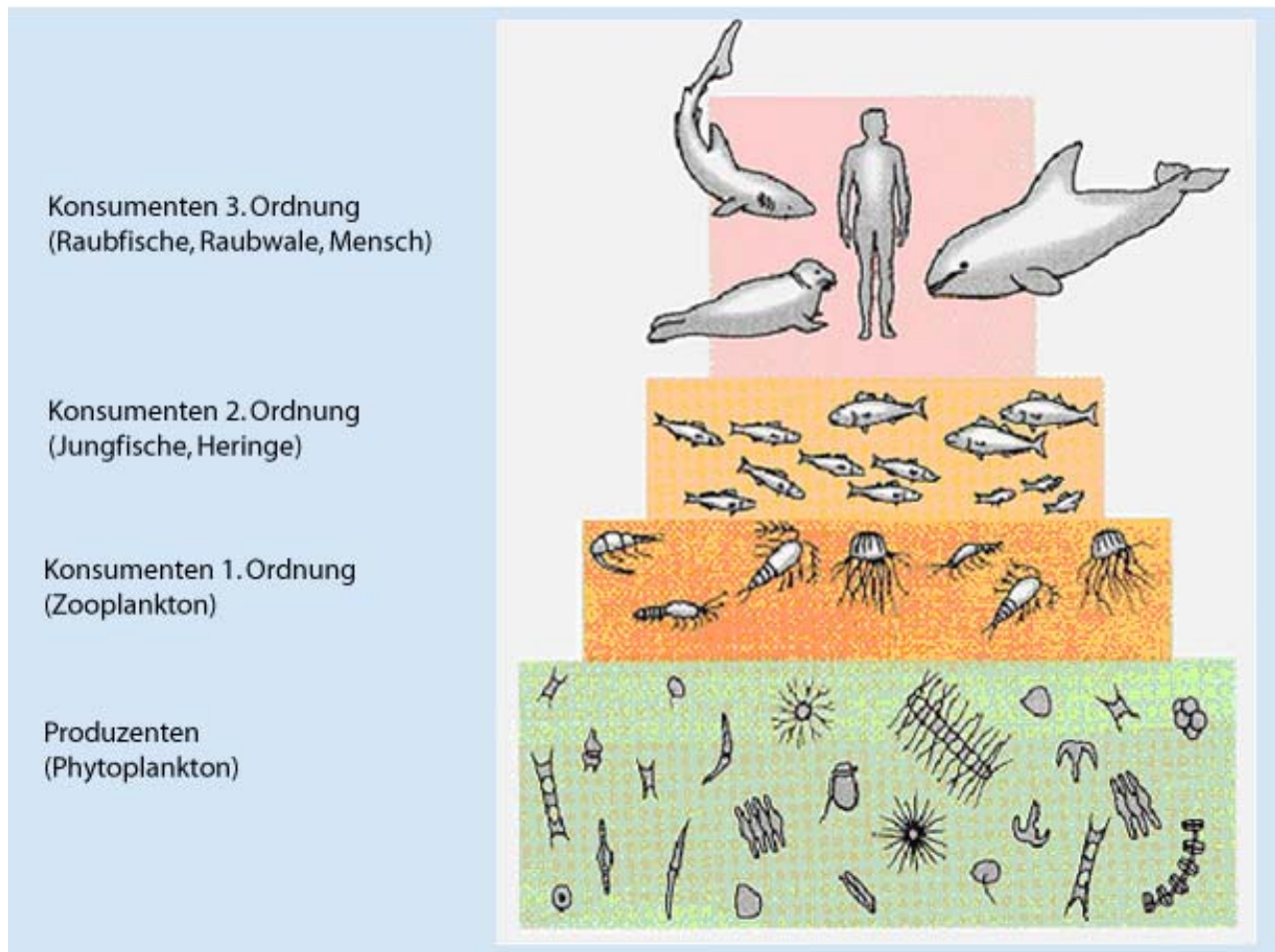


Abbildung 24: Nahrungspyramide im Meer. Ein Buckelwal frisst je Tag etwa 5000 Heringe, ernährt sich pro Tag teilweise direkt, teilweise über kleinere Fische von etwa 6000 Ruderflusskrebsechen. Ein Ruderflusskrebsechen verzehrt insgesamt 130 000 Kieselalgen. Ein Buckelwal lebt also je Tag von 400 Milliarden Kieselalgen (den Produzenten) (nach BAYRHUBER 2005). Diese klassische Vorstellung einer Pyramide ist heute allerdings vom Konzept eines Nahrungsnetzes abgelöst worden, da eine strikte Trennung in hierarchische Stufen nicht möglich ist.

Die wichtigsten relativ großen Primärproduzenten des Meeres sind Kieselalgen, Panzergeißelalgen und auch Kalkflagellaten (s. Baustein 4, Material 5). Diese dienen relativ großen Planktontieren zur Nahrung, zum Beispiel bestimmten Schnecken, Salpen und Krebsen. Zu den Letzteren gehört der Krill, die Hauptnahrung der Blauwale. Einzellige Planktontiere nehmen kleineres Phytoplankton auf und ernähren sie sich von Bakterien. Letztere können sich als einzige Lebewesen von organischen Verbindungen ernähren und auf diese Weise in die partikuläre Form überführen (Microbial loop). Die Nettoprimärproduktion (s. Baustein 4, Material 5) wird also optimal ausgenutzt und zersetzt ("remineralisiert"). Dabei wird das in der Fotosynthese gebundene Kohlenstoffdioxid durch Zellatmung wieder freigesetzt. Trägt also die biologische Pumpe nur unwesentlich zur Verfrachtung von Kohlenstoffverbindungen in die Tiefe des Meeres bei?

In dem internationalen Projekt "Joint Global Ocean Flux Study" (JGOFS) konnte gezeigt werden, dass dies keineswegs der Fall ist. Es sinkt nämlich eine nicht unerhebliche Menge organischer Kohlenstoffverbindungen, innerhalb von Tagen bis wenigen Wochen bis auf den Meeresboden der Tiefsee ab. Dies erfolgt in Form von Kotpartikeln kleiner oder großer Tiere oder von zusammengeballten Algen, die schon mit bloßem Auge erkennbar sind (s. Abb. 25). Erst auf dem Meeresboden werden die Kohlenstoffverbindungen in der Zellatmung von Bakterien und durch den Wegfraß von Bodentieren wieder in Kohlenstoffdioxid umgesetzt, das dann länger im Meer gespeichert bleibt. Zu den Erkenntnisfortschritten von JGOFS gehört auch die Einsicht in die wichtige Rolle gelöster organischer Substanzen im Kohlenstoffkreislauf des Meeres, die von Bakterien in eine partikulare Form gebracht werden.



Abbildung 25: Teppiche verklumpter Diatomeen, die einige Wochen nach der "Blüte" der Diatomeen in 4000 m Meerestiefe am Meeresgrund ankamen. Sie bilden zum Teil ca. 5 cm hohe "Hügel" (LAMPITT 2001).

Der „Export“ von verklumpten Algen findet immer dann statt, wenn sich eine Population so schnell und so massenhaft vermehrt hat, dass sie vom Zooplankton nicht aufgezehrt werden kann, bevor Nährstoffmangel bei den Algen zum Massensterben führt. Dies ereignet sich beispielsweise jedes Frühjahr im Nordatlantik und ist typisch auch in Schelf- und Küstengewässern subtropischer bis polarer Breiten.

Durch winterliche Abkühlung und Stürme wird das Wasser so tief durchmischt, dass Nährstoffe wie Nitrat, Silikate, Phosphate, die in tieferem Wasser gelöst sind, in die durchlichtete Zone transportiert werden.

Sandstürme aus der Sahara tun ein Übriges: sie blasen große Mengen Staub ins Meer und sorgen dadurch vor allem für Nachschub an Eisensalzen, die in den küstenfernen Ozeanbecken die Produktion limitieren können (s. Abb. 26).

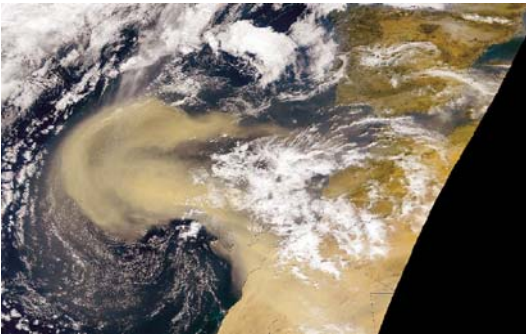


Abbildung 26: Staubsturm aus der Sahara. Dadurch werden u.a. Eisenverbindungen weit in den zentralen Nordatlantik eingetragen. Rechts oben ist Spanien zu erkennen, darunter ein Teil des Nordwestens von Afrika (LAW et al. 2001).

Neue Erkenntnisse über die wichtige Rolle des Eisen für die Entwicklung des Phytoplanktons im Meer erbrachte ebenfalls das Projekt JGOFS.

Jahreszeitliche Veränderungen in der Phytoplanktonzusammensetzung sind typisch für alle Breiten außerhalb der Tropen. Dieses Aufeinanderfolgen verschiedener Primärproduzenten (Sukzession) spiegelt jahreszeitlich sich ändernde Wachstumsbedingungen und Entwicklungsstadien des Nahrungsnetzes im freien Wasser wider. Beispielhaft kann dies anhand von Messergebnissen aus dem Nordatlantik verdeutlicht werden.

Messungen nördlich des 40. Breitengrades, also etwa auf einer Linie Coimbra (Portugal) – Azoren – New York

ergaben, dass sich nach dem Winter zunächst Kieselalgen (Diatomeen) explosionsartig vermehren (s. Abb. 27). Sobald jedoch im Wasser das Silikat aufgebraucht ist, das sie zum Aufbau ihrer Schalen benötigen, hört das Wachstum dieser Kieselalgen auf.

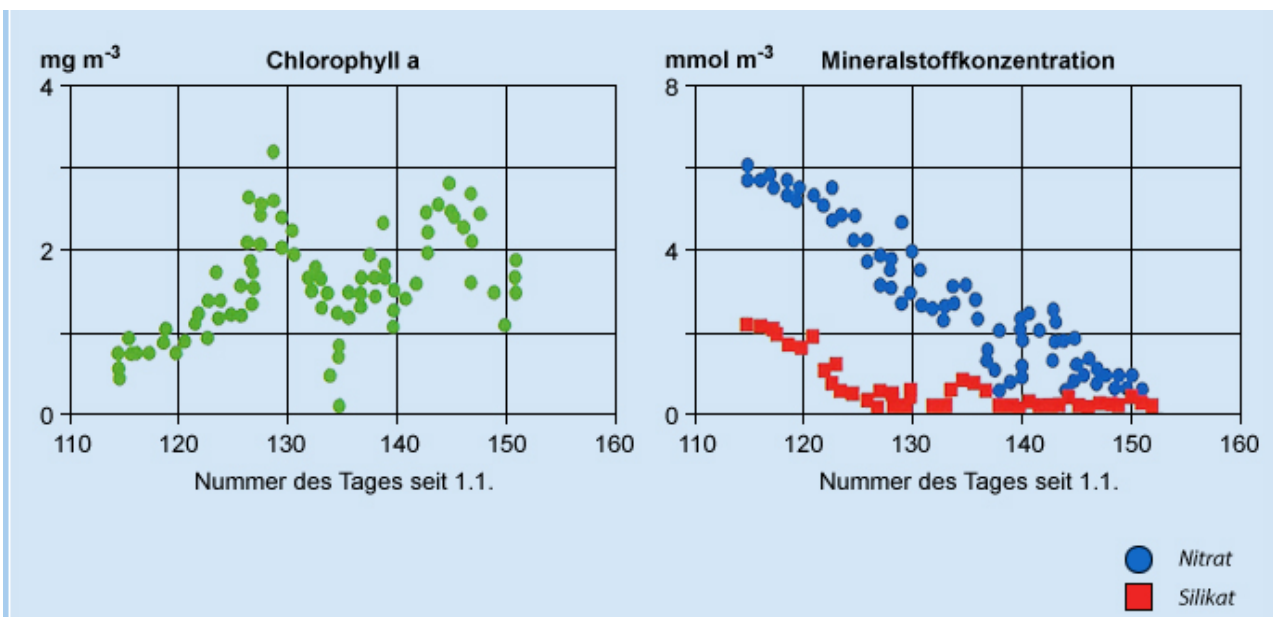
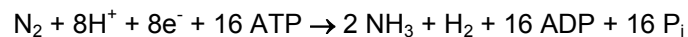


Abbildung 27: Frühjahrsblüte von Phytoplankton im nördlichen Atlantik (47°N 20°W). Zunächst entwickeln sich große Kieselalgen (Diatomeen; grüne Kurve links). Sie entnehmen dem Wasser praktisch das gesamte verfügbare Silikat zur Bildung ihrer Silikatschalen und etwa die Hälfte des Nitrats. Der Silikatmangel führt zum Zusammenbruch der Diatomeenpopulation. Darauf entwickeln sich kleine Panzergeißelalgen. Zur Herstellung von Cellulose steht ihnen CO₂ in unbegrenzter Menge zur Verfügung. Der begrenzende Nährstofffaktor ist für die Panzergeißelalgen das Nitrat. Nachdem es aufgebraucht ist, bricht auch die Population der Panzergeißelalgen zusammen (nach FASHAM 2001).

Die Einzeller sterben ab und verklumpen, und die dabei entstehenden Partikel sinken in die Tiefe (Partikelregen, „Marine Snow“). Dann können kleine Panzergeißelalgen (Dinoflagellaten) eine Chance zum Wachstum und Aufbau von Biomasse bekommen. Ihr „Panzer“ ist aus Cellulose, einer organischen Kohlenstoffverbindung, aufgebaut. Sie bilden ihn aus CO₂ und Wasser, benötigen dazu also kein Silikat. Die Panzergeißelalgen können sich so lange vermehren, bis der Rest des im Wasser gelösten Nitrats aufgebraucht ist, den die Kieselalgen übrig gelassen haben. Falls auch diese Population nicht vom



Zooplankton weggefressen wird, kann erneut ein Massensterben einsetzen. Ein "Hagelschauer" klar identifizierbarer Partikel wie beim Absinken von Diatomeen wird dann jedoch generell nicht beobachtet. Zur Zeit der sommerlichen Nährstoffarmut (geschichtetes Oberflächenwasser) ist schließlich auch das Nitrat vollständig aufgebraucht. Dann kann die Stunde von Cyanobakterien („Blualgen“) schlagen. Diese setzen gasförmigen Stickstoff (N₂), der wie alle Luftgase entsprechend seinen Partialdruck im Oberflächenwasser gelöst ist, in Ammoniak (NH₃) um und bauen daraus neue Biomasse auf:



Diese unter Einsatz von außerordentlich viel Energie ablaufende Reaktion wird durch einen Komplex von Enzymen (Nitrogenase) katalysiert, die allesamt eisenhaltig sind. Cyanobakterien des küstenfernen offenen Nordatlantiks sind also in besonderem Maße auf Sandstürme in der Sahara angewiesen. Es ist noch unklar, welcher Anteil der Biomasse der Cyanobakterien genau in den langfristigen Kohlenstoffspeicher des Meeres eingeht. Massensedimentationsereignisse ("Marine Snow“) wie bei den Diatomeen sind jedoch nicht die Regel. Der Kenntnisstand entspricht dem geringen Wissen über das Schicksal der Biomasse der Panzergeißelalgen.

Im Rahmen der saisonalen Sukzession des Phytoplanktons tragen verschiedene Arten in unterschiedlichen Phasen der Populationsentwicklung zum „Export“ von chemisch gebundenem CO₂ aus dem Oberflächenwasser in die Tiefsee bei. Obwohl der größte Teil des in der Fotosynthese gebundenen CO₂ in den oberen Wasserschichten durch Bakterien und Planktontiere wieder freigesetzt wird, gelangt doch im Jahresmittel gut 1 % der gesamten Nettoprimärproduktion in die Tiefsee unterhalb 1000 m. Dabei handelt es sich um etwa 0,34 Gigatonnen Kohlenstoff pro Jahr.

Unterschiede in der Effektivität der biologischen Pumpe in Abhängigkeit vom Typ der Produktion

Aus Abbildung 28 geht hervor, dass anorganische Ionen aus zwei Quellen stammen können. "Neue Nährstoffe" gelangen durch die winterliche Durchmischung, in großen Wirbeln oder durch Auftrieb, wie er an manchen Küsten auftritt, aus der Tiefe des Meeres nach oben. Sie werden also von außerhalb an den Ort getragen, an dem die Primärproduktion stattfindet. "Regenerierte Nährstoffe" hingegen werden innerhalb der lichtdurchfluteten Zone am Ort der Primärproduktion und zum Zeitpunkt, an dem sie stattfindet, von den Konsumenten freigesetzt. Diese bauen organisches Material vollständig ab ("remineralisieren es").

Neue Nährstoffe entsprechen daher dem Dünger, den der Bauer im Winter aufs Feld streut. Regenerierte Nährstoffe sind den Nährsalzen im Kuhfladen vergleichbar, den Kühe auf die Weide fallen lassen. Den neuen Nährstoffen entspricht eine neue Produktion, den regenerierten eine regenerierte Produktion. Diese können regional unterschiedlich verteilt und auch (jahres)zeitlich getrennt sein (s. Abb. 28).

Bedingungen der neuen Produktion fördern das Wachstum von Diatomeen, das heißt von relativ großen Phytoplanktern. Dabei ist die biologische Pumpe besonders effektiv. Dies ist nach der winterlichen Durchmischung der Fall, die an Nährstoffen reiches Wasser nach oben geführt hat. Wichtige "Weidegänger" aus dem Zooplankton, die das relativ große Phytoplankton fressen können, üben erst Wochen später einen einschneidenden Fressdruck aus. Die meisten können erst dann hinreichende große Populationen aufbauen, wenn bereits genügend pflanzliche Substanz entstanden ist. Immer dann, wenn die Primärproduktion größer ist als der Wegfraß, entwickelt sich eine Frühjahrsblüte, deren akkumulierbare Biomasse durch die verfügbare Nährstoffmenge begrenzt wird. Ist diese verbraucht, sterben die Algen und verklumpen. Die dabei entstehenden Partikel sinken in die Tiefe. Diese pulsartige Verfrachtung von Zellen und wenig abgebautem organischem Material kann man mit Sinkstofffallen messen (analog zum Messung des Regens mit Trichtern in der Meteorologie).

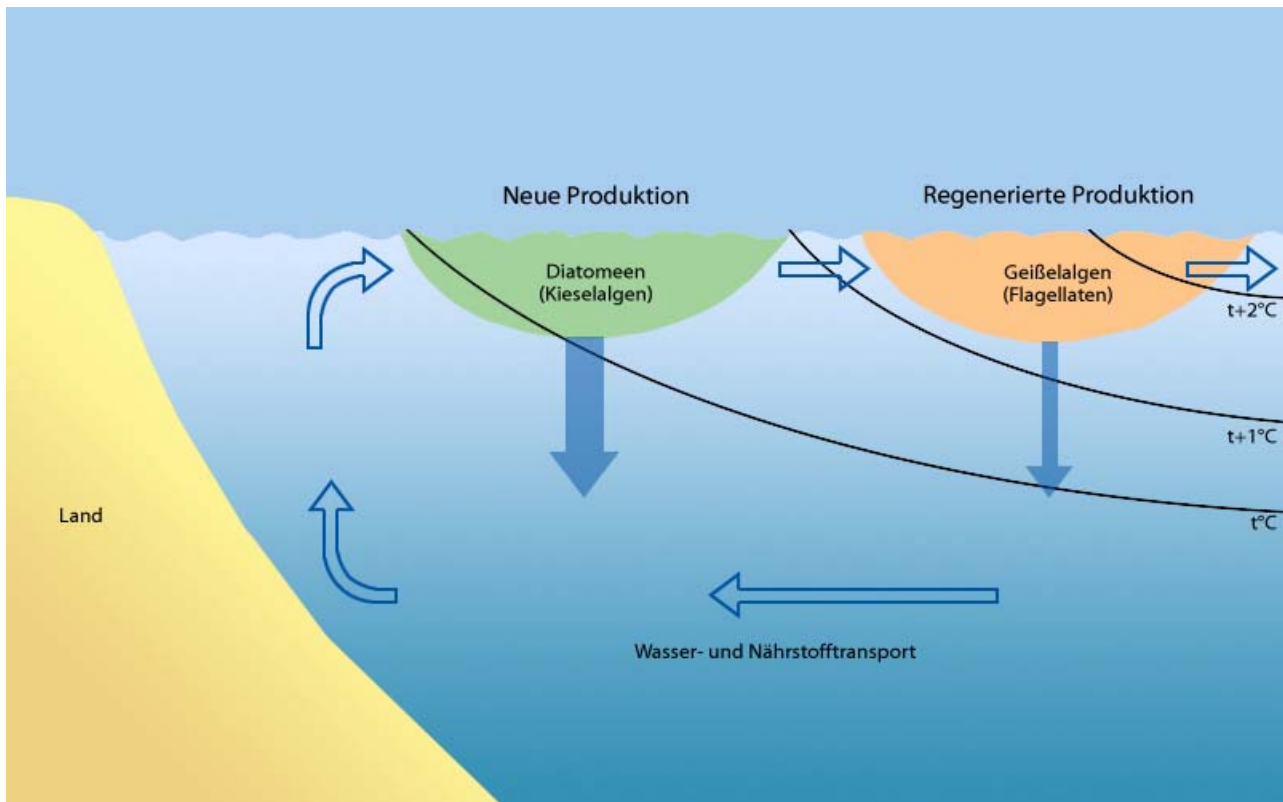


Abbildung 28: Räumliche Trennung von neuer und regenerierter Produktion. An der Küste erfolgt ein Auftrieb nährstoffreichen Wassers, der das Wachstum von Phytoplankton ermöglicht (siehe Text). Ein größerer Teil dieser neuen Produktion wird über absinkende Partikel (graue Pfeile) exportiert als aus der regenerierten Produktion weiter entfernt von der Küste (PEINERT 2004).

Herrscht die regenerierte Produktion vor, gelangt weniger organisches Material in große Tiefen; denn die neu entstehende Biomasse wird sofort wieder weitgehend abgebaut. Und die freigesetzten Nährstoffe werden vom übrig gebliebenen Phytoplankton erneut aufgenommen. Die regenerierte Produktion ist durch ein tägliches Auf und Ab von Erzeugung und Zersetzung organischer Substanz gekennzeichnet.

Durch neue und regenerierte Produktion unterscheiden sich auch nährstoffreiche Auftriebsgebiete an Küsten (zum Beispiel an den Westküsten von Afrika und Südamerika) von küstenfernen nährstoffarmen Ozeanregionen. In Abbildung 29 ist dieser Unterschied dargestellt. Durch Auftrieb an der Küste (links) gelangen laufend Nährstoffe an die Oberfläche. Dort erfolgt eine neue Produktion von Kieselalgen, die in relativ großer Zahl als verklumpte Zellen nach unten sinken. (Die Sinkgeschwindigkeit von mehr als 100m pro Tag ist zehn- bis einhundertmal höher als die durchschnittliche Auftriebsgeschwindigkeit!) Dieser Export organischer Substanz kann so groß sein, dass beim Abbau dieser Partikel in der Tiefe und am Meeresboden aller Sauerstoff verbraucht wird und giftiger Schwefelwasserstoff entsteht. Mit zunehmender Entfernung von der Küste sind dem von der Küste wegströmenden Oberflächenwasser vom Phytoplankton immer mehr Nährstoffe entzogen worden. Es herrscht daher zunehmend regenerierte Produktion vor. In diesem Fall kommt es nicht zum Massensterben der Produzenten, und daher gelangen nur wenige Partikel aus organischen Kohlenstoffverbindungen in große Tiefen.

Man kann den Jahresgang der Planktonentwicklung auch in den Kategorien von neuer und regenerierter Produktion darstellen. Dies gilt für geographische Breiten, in denen sich die Einstrahlung und die vertikale Durchmischung im Laufe eines jeden Jahres verändert. Die Frühjahrsblüte des Phytoplanktons (generell

Diatomeen) entspricht einer Phase neuer Produktion, weil sie neue Nährstoffe nutzt, welche im Winter durch Durchmischung verfügbar gemacht wurden. Im sommerlich geschlossenen Stoffkreislauf des geschichteten.

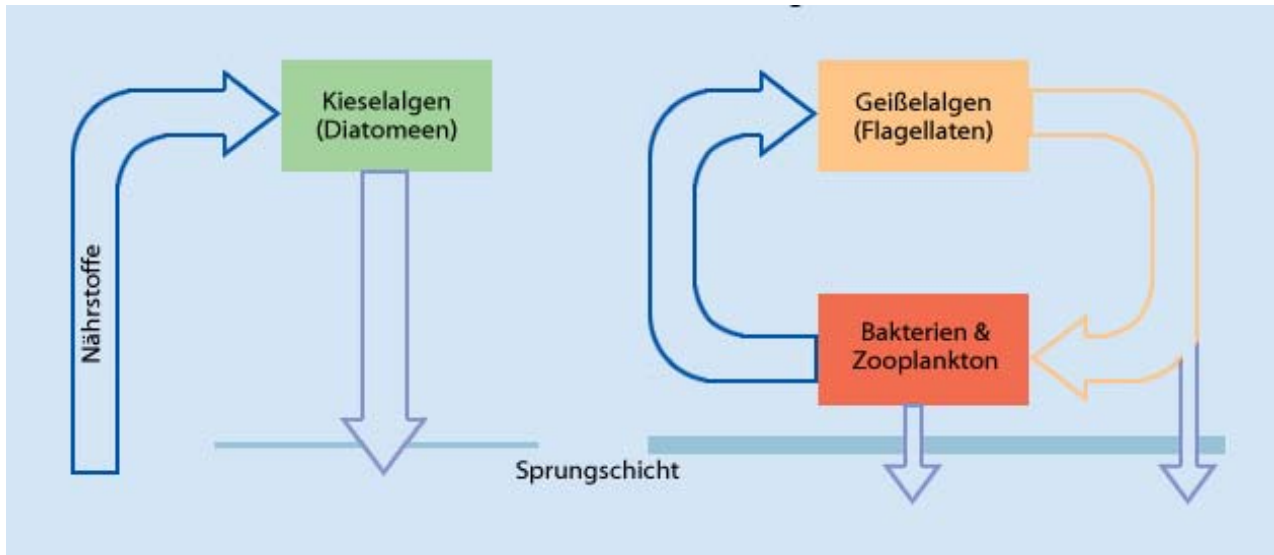


Abbildung 29: Bedingungen der neuen und der regenerierten Produktion folgen jahreszeitlich vom Frühjahr in den Sommer aufeinander (siehe Text). Die unterschiedlich stark eingezeichnete Sprungschicht soll andeuten, dass neue Produktion eher bei nur schwacher oder sich aufbauender Schichtung stattfindet, welche die Nährstoffzufuhr (noch) nicht unterbindet. Auch kann ein räumlich Nebeneinander von neuer und regenerierter Produktion gegeben sein. In der Horizontalen gilt dies zum Beispiel für Küstenauftriebsgebiete und benachbarte oligotrophe zentrale Bereiche des Ozeans (s. Abb. 28). Auf kleineren Skalen ist dies auch bei Wirbeln zu beobachten mit ihrem Auftrieb nährstoffreichen Wassers im Zentrum oder am Rand (je nach Drehrichtung) (PEINERT 2004).

Oberflächenwassers herrscht dann regenerierte Produktion (generell durch Flagellaten) vor, für welche die Nährstoffe am Ort der Primärproduktion sofort remineralisiert werden.

2.5 Gashydrate

Das Meer bedeckt etwa 70 % der Erdoberfläche und es enthält die größte Vielfalt an unterschiedlich gebauten Organismen. Etwa die Hälfte der weltweiten biologischen Produktion findet im Meer statt, Meeresorganismen dienen als Nahrung und Rohstofflieferant. 70 % der Menschen leben daher an Küsten oder in Küstennähe. Die Verteilung des Kohlenstoffs und seiner Verbindungen ist durch die Stoffwechselprodukte unzähliger Meeresorganismen in Jahrmillionen entstanden. Sie sorgten in geologischer Vergangenheit unter anderem für die Bildung von Erdgas und Erdöl. Diese Vorgänge sind heute noch nicht abgeschlossen, sondern sie finden auch künftig statt. Das gleiche gilt auch für die erst in jüngster Zeit entdeckten riesigen Lagerstätten von Gashydraten. Das Meer und seine Lebewesen spielen damit eine entscheidende Rolle im Kohlenstoffkreislauf.

Ozeane können große Wärmemengen speichern, sie nehmen einen Teil des vom Menschen freigesetzten Kohlenstoffdioxids (durch Verbrennung fossiler Brennstoffe, Industrie usw.) auf. Das Meer spielt damit auch im globalen Klimasystem eine entscheidende Rolle. Geochemische Austauschprozesse zwischen Gesteinen beziehungsweise Sedimenten, dem Meerwasser und den Lebewesen wurden erst in den letzten Jahrzehnten genauer untersucht.

Am Beispiel der Gashydrate lassen sich diese Austauschprozesse nachvollziehen und verstehen.

2.5.1 Meeresboden

Flächenmäßig stellt der Meeresboden den größten Lebens- und Ablagerungsraum unserer Erde dar. Er ist weitgehend mit Lockersediment bedeckt, das vom Festland über Flusssysteme eingetragen wurde oder vulkanischen oder biologischen Ursprungs ist.

Der Meeresboden wird in Kontinentalrand und Tiefsee eingeteilt. Mit ca. 21 % der Meeresbodenfläche stellt der Kontinentalrand das Bindeglied zwischen den Kontinenten und der Tiefseeregion dar. Der Schelfbereich umfasst die Flachwasserzone mit Wassertiefen bis zu 350 m, am Kontinentalhang fallen die Wassertiefen rasch auf 1500 bis 3500 m ab. 60 bis 70 % der jährlichen Gesamtproduktion an organischem Kohlenstoff finden weltweit am Kontinentalrand statt.

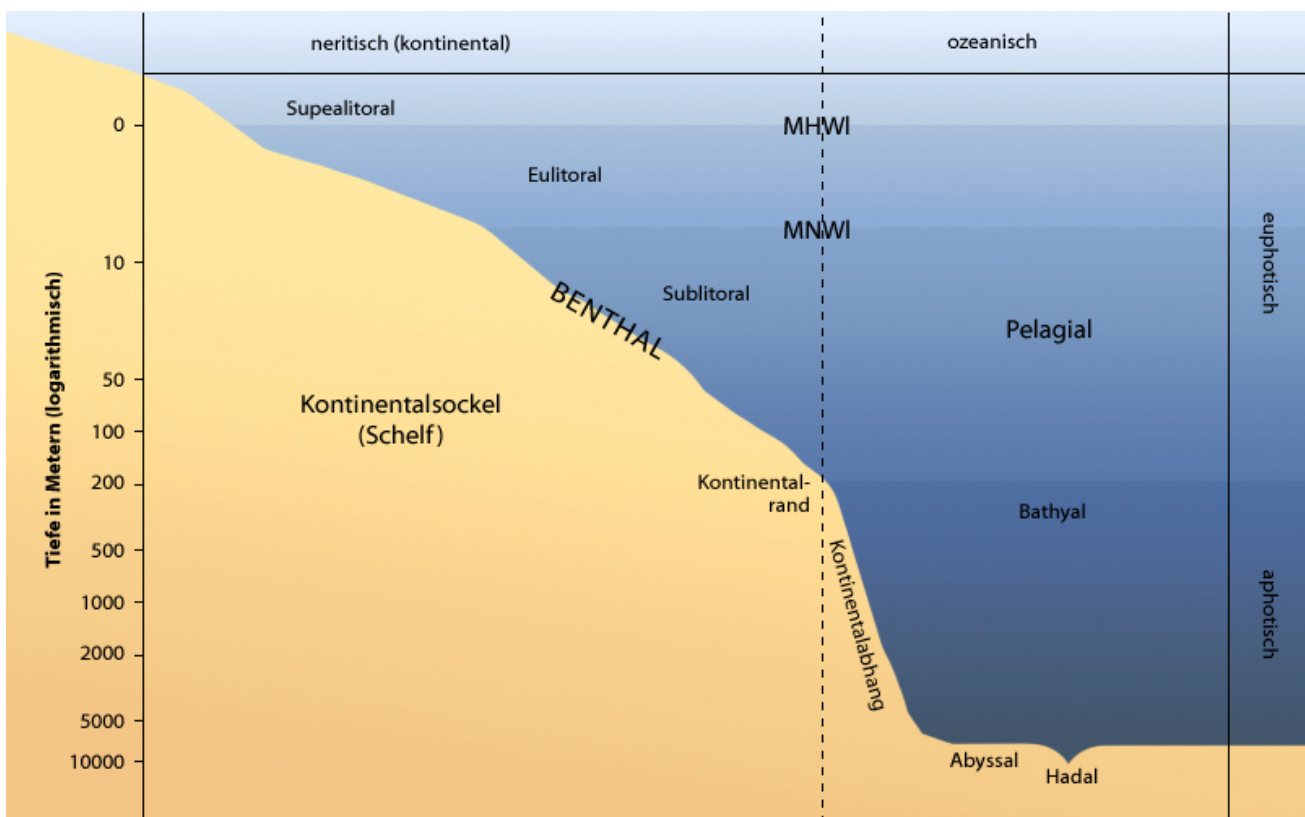


Abbildung 30: Gliederung des Meeres nach biologischen Gesichtspunkten.

2.5.2 Zur Physikochemie der Gashydrate

Bei der Förderung von Erdgas wurden sie entdeckt: Eisähnliche Brocken verstopften die Pipelines bei niedrigen Temperaturen. Diese Strukturen aus Wasser und Methan wurden als Gashydrate bezeichnet, die man allgemein als Käfigstrukturen aus gasförmigen Kohlenwasserstoffen und/oder anderen Gasen mit Wasser definierte.

Derartige Clathrate (lat. *clathratus*, eingekapselt) oder Käfigverbindungen sind Einschlussverbindungen, bei denen Atome oder Moleküle die strukturell bedingten Hohlräume eines geeigneten Molekülgitters (von beispielsweise Wasser, Harnstoff usw.) besetzen. Dabei sind die „Gastmoleküle“ nicht durch chemische Bindungen sondern durch die Hohlraumstruktur des „Wirtsgitters“ in ihrer Lage fixiert. Typische Beispiele sind die festen Gashydrate, in denen zum Beispiel Methan, Schwefelwasserstoff, andere

Kohlenwasserstoffe, Kohlenstoffdioxid und andere Gase in Hohlräume eingeschlossen werden, die durch Wasserstoffbrückenbindungen der Wassermoleküle aufgebaut sind. Sie kristallisieren meist im kubischen System mit zwei unterschiedlichen Strukturen. Die häufigere SI-Struktur (s. Abb. 31) ist typisch für Methan, Kohlenstoffdioxid und Schwefelwasserstoff als Gastmoleküle, länger-kettige Kohlenwasserstoffe können in die SII-Struktur (Diamantstruktur) aufgenommen werden.

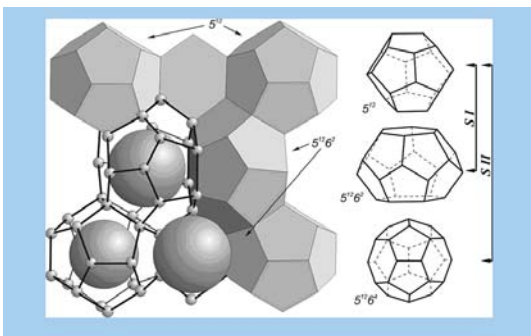


Abbildung 31: Gashydratstruktur (BOETIUS 2001).

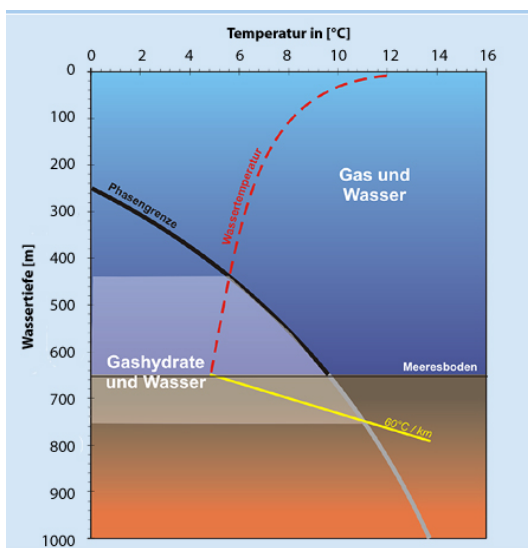
Gashydrate können entstehen, wenn für 90 % der Käfige Gasmoleküle vorhanden sind. In den Käfigen werden keine gelösten Ionen aufgenommen, sodass bei einer Zersetzung „reines“ Wasser frei wird. Bei Meerwasserproben ist dies unter anderem an der Abnahme des Chloridgehaltes erkennbar.

Die Bildung von Gashydrat ist neben einer ausreichenden Gasmenge (aus der bakteriellen CO₂-Reduktion) und deren Zusammensetzung von den physikalischen Druck- und Temperaturbedingungen abhängig. Das folgende Phasendiagramm gilt für reines Methanhydrat in reinem Wasser, durch Pfeile wird angedeutet, wie sich die Phasengrenze verschieben kann.

Thermodynamisch wären Gashydrate in einer Wassertiefe von etwa 440 m stabil (A), sie werden im allgemeinen jedoch erst im Lockersediment gebildet, da hier die Gaskonzentration hoch genug ist (ab 650 m). Die Untergrenze der Gashydrat führenden Zone (GFZ) im Lockersediment wird durch die geothermisch bedingte Temperaturzunahme (B, B') bestimmt. BSR = Bottom Simulating Reflector (s. Baustein 5, Material 4).

Für die verschiedenen Bedingungen der Untersuchungsgebiete muss jeweils ein eigenes Phasendiagramm aufgestellt werden (s. Abb 32).

Für die verschiedenen Bedingungen der Untersuchungsgebiete muss jeweils ein eigenes Phasendiagramm aufgestellt werden (s. Abb 32).



Aufgrund der besonderen Druck- und Temperaturverhältnisse sowie der Konzentration von organischer Substanz und mikrobiellem Abbau kommen marine Gashydrate nur an Kontinentalhängen oder polaren Schelfregionen vor.

Weltweit beträgt das Vorkommen von Gashydraten das Doppelte der herkömmlichen fossilen Energieträger (s. Baustein 5, Material 5).

Wie die Stabilitätsbedingungen der Gashydrate zeigen, wird ihre Bildung und Zersetzung auch durch das Klima beeinflusst. Die folgenden Pfeildiagramme zeigen, wie sich Klimaveränderungen auf terrestrische beziehungsweise marine Gashydrate auswirken können, und zwar im Hinblick auf die Freisetzung von Methan. Eine globale Erwärmung führt demnach im Endeffekt zu einer Freisetzung von Methan aus terrestrischen Gashydratvorkommen, während eine Abkühlung zu einer Freisetzung aus marinen Vorkommen führt (s. Abb. 33).

Methan aus terrestrischen Gashydratvorkommen, während eine Abkühlung zu einer Freisetzung aus marinen Vorkommen führt (s. Abb. 33).

Abbildung 32: Phasendiagramm für die Stabilität von Gashydrat in der Tiefsee (GREINERT 1999).



Abbildung 33: Klimaauswirkungen auf Gashydratvorkommen.

2.5.3 Isotopen des Kohlenstoffs, Vorkommen und Berechnung

Klimaveränderungen hängen unter anderem mit der Freisetzung von Methan aus Gashydraten zusammen. Anhand von Isotopenuntersuchungen an Foraminiferenschalen aus Bohrkernen lassen sich Rückschlüsse auf den Methangehalt in der Vergangenheit beziehungsweise die Freisetzung größerer Mengen Methan aus Gashydraten ziehen (s. Baustein 5, Material 9).

Auf unserer Erde kommt das Element Kohlenstoff in verschiedenen Isotopen (Elementatome mit unterschiedlicher Masse) vor. Stabil sind die Isotope ^{12}C und ^{13}C , radioaktiv ist ^{14}C .

Die stabilen Isotope des Kohlenstoffs ^{12}C und ^{13}C kommen im Kohlenstoffdioxid der Atmosphäre und in dem des mit der Atmosphäre im Gleichgewicht stehenden Meerwassers in einem recht konstanten Häufigkeitsverhältnis vor: ^{12}C zu 98,9 % und ^{13}C zu 1,1 %.

Lebewesen bauen bevorzugt das leichtere Kohlenstoffisotop ^{12}C gegenüber ^{13}C in ihre körpereigenen Substanzen ein. So kommt es über die Nahrungsketten und Abbauprozesse in der Biosphäre zu einer Fraktionierung und einer Verarmung an ^{13}C in der organischen Substanz. Unter Fraktionierung wird die Auswahl zwischen leichten und schweren Kohlenstoffatomen verstanden. Diese ist bei biologischen Prozessen wie der Kohlenstoffdioxidreduktion und der Fermentation in der „Kälte“ aufgrund der Kinetik wesentlich stärker als bei thermogenen Prozessen (physikalisch-chemische Crack-Prozesse).

Die biogene Bildung von Methangas führt also zu einer sehr viel stärkeren Anreicherung von ^{12}C oder anders ausgedrückt einer Abreicherung von ^{13}C .

Berechnung des Isotopenverhältnisses einer Probe:

Durch Vergleich mit einem international anerkannten Standardcarbonat, dem PDB (das Standardmaterial ist ein aus der **PeeDee** - Gesteinsformation in den USA stammender **Belemnit**) wird das Verhältnis $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ einer Probe bestimmt und als $\delta^{13}\text{C}$ -Wert in ‰ angegeben. Das Standardcarbonat hat dabei den feststehenden $\delta^{13}\text{C}$ -Wert Null. Niedrige beziehungsweise negative $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bedeuten einen hohen ^{12}C -Anteil und einen geringen ^{13}C -Anteil.

2.5.4 CO₂-Ausstoß und fossile Energieträger

Energieträger/ Heizungsart	g CO ₂ /kWh Primärenergie	g CO ₂ /kWh Nutzenergie
Kohle	404	622
Erdöl	237	365
Erdgas	177	272
Strom	k. A.	900
Sonnenkollektoren	0	0

Die nebenstehende Tabelle zeigt eine CO₂-Bilanz der (nicht zur Energieerzeugung genutzten) Primärenergie und der Nutzenergie zwischen herkömmlich genutzten Energieträgern. Als Modellsubstanz für Methan wurde Erdgas gewählt. Hier ist der CO₂-Ausstoß pro kWh relativ gering.

Abbildung 34: CO₂-Ausstoß herkömmlich genutzter Energieträger.

2.5.5 Submarine Quellen und Leben in der Tiefsee

Am Meeresboden treten Flüssigkeiten (Fluide) und/oder Gase aus. Erfolgt der Austritt heftig, spricht man von „Vents“ (engl. *vent*, Öffnung, für Gas oder Flüssigkeit), bei weniger heftigem Austritt von Porenwasser oder Gasblasen spricht man auch von „Seeps“ (engl. *to seep*, sickern). Bei den Gasen handelt es sich zum

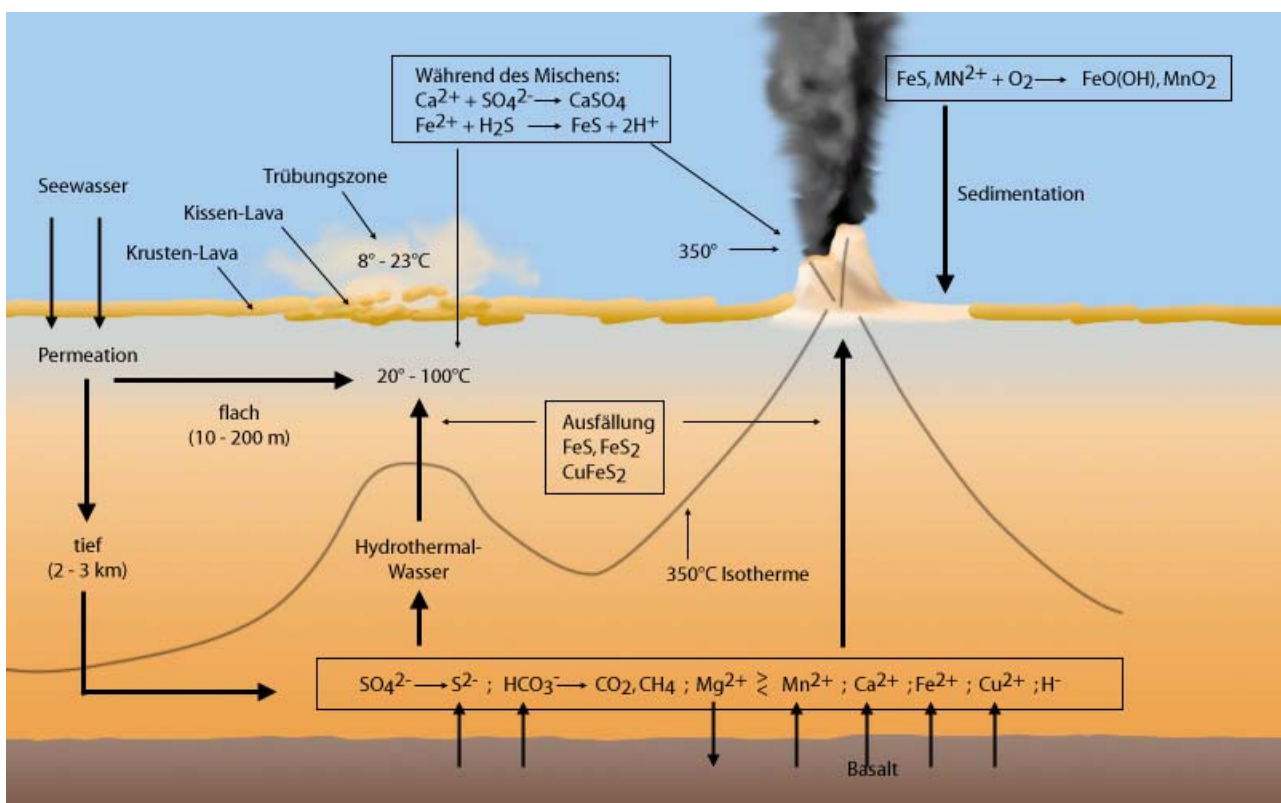


Abbildung 35: Austauschprozesse an Hydrothermalquellen (nach MEYER-REIL 1993).



Beispiel um Schwefelwasserstoff und Methan. Die Temperatur der austretenden Fluide und Gase kann zwischen 2 und 400° C betragen. Dementsprechend werden vents auch als heiße und kalte Quellen (hot vents, cold vents) definiert.

Im Sediment wird das durch Archaeen (früher Archaeobakterien) anaerob gebildete Methan in der darüber liegenden Zone (Sulfatreduktionszone) durch eine Gemeinschaft von methanoxidierenden und sulfatreduzierenden Archaeen beziehungsweise Bakterien oxidiert. Das entweichende Methan an kalten Quellen (Subduktion) stammt überwiegend aus dem Zerfall von Gashydrat.

Aktive Plattenränder in den Ozeanen sind Gebiete, an denen hydrothermal oder tektonisch verursacht geochemische Austauschprozesse zwischen Gesteinen beziehungsweise Sedimenten und dem Meerwasser ablaufen. Direkt sichtbar werden solche Prozesse an untermeerischen Quellen, wo heiße oder kalte Porenwässer oder Fluide ausströmen. Die hierbei ablaufenden Lösungs- und Fällungsreaktionen zwischen den Fluiden und dem Sediment oder Gestein, das sie durchströmen sowie dem Ozeanwasser, beeinflussen globale Stoffkreisläufe verschiedener Elemente und Verbindungen (Kohlenstoff, Kohlensäure und ihre Salze, Methan, Silizium, Calcium, Magnesium, Barium, Sulfat, und andere). Die Stoffwechselaktivitäten einer hochspezialisierten Lebensgemeinschaft tragen ebenfalls dazu bei (s. Baustein 5, Material 8).

Meerwasser dringt mehrere Kilometer in die Erdkruste ein, wird stark erhitzt, reagiert mit basaltischem Gestein und laugt verschiedenen Verbindungen heraus. Die stark reduzierte Hydrothermalflüssigkeit steigt wieder zum Meeresboden auf und wird dort entweder direkt ausgestoßen, als heiße Quelle, oder sie tritt nach Mischung mit kaltem, sauerstoffhaltigem Meerwasser als kalte Quelle aus. Während des Mischens fallen Schwermetallsulfide und Calciumsulfat entweder unter der Sedimentoberfläche oder an Schloten („Black Smoker“) und als suspendierte Partikel aus. Neben Methan können auch noch andere Kohlenwasserstoffe flüchtig oder gasförmig austreten, Schwefelwasserstoff sowie salzreiches oder salzarmes Porenwasser (s. Abb. 35).

Der sogenannte Hydratrücken, eine Subduktionszone vor der Küste Oregons im Pazifik, ist ein Untersuchungsgebiet kalter Quellen und ihrer Lebensgemeinschaften in ca. 800 m Wassertiefe. Zu diesen Themen gibt es fast täglich neue wissenschaftliche Erkenntnisse, sodass es empfehlenswert ist, sich aktuelle Informationen im Internet herunter zu laden (Baustein 5, Material 8).

3 Didaktische Information

Mit den Materialien des **Bausteins 1** befassen sich die Klassen 10 - 12 mit grundlegenden Konzepten des Themas Stoffkreislauf am Beispiel des globalen Kohlenstoffs.

Die Schülerinnen und Schüler lernen, dass Kohlenstoff in allen Sphären des Systems Erde vorkommt – der Atmosphäre, der Hydrosphäre, der Lithosphäre und der Biosphäre – und zwar in unterschiedlichen Erscheinungsformen. Anorganische oder organische Kohlenstoffverbindungen treten in allen Aggregatzuständen auf. Beim Übergang von einer Sphäre in eine andere können sich nicht nur die Verbindungen sondern auch deren Zustandsformen ändern. Die Größe der Speicher variiert extrem; sie spielt im Hinblick auf den balancierten Austausch des Kohlenstoffs zwischen den einzelnen Sphären eine geringere Rolle als die Rate des Stoffflusses zwischen den Sphären.

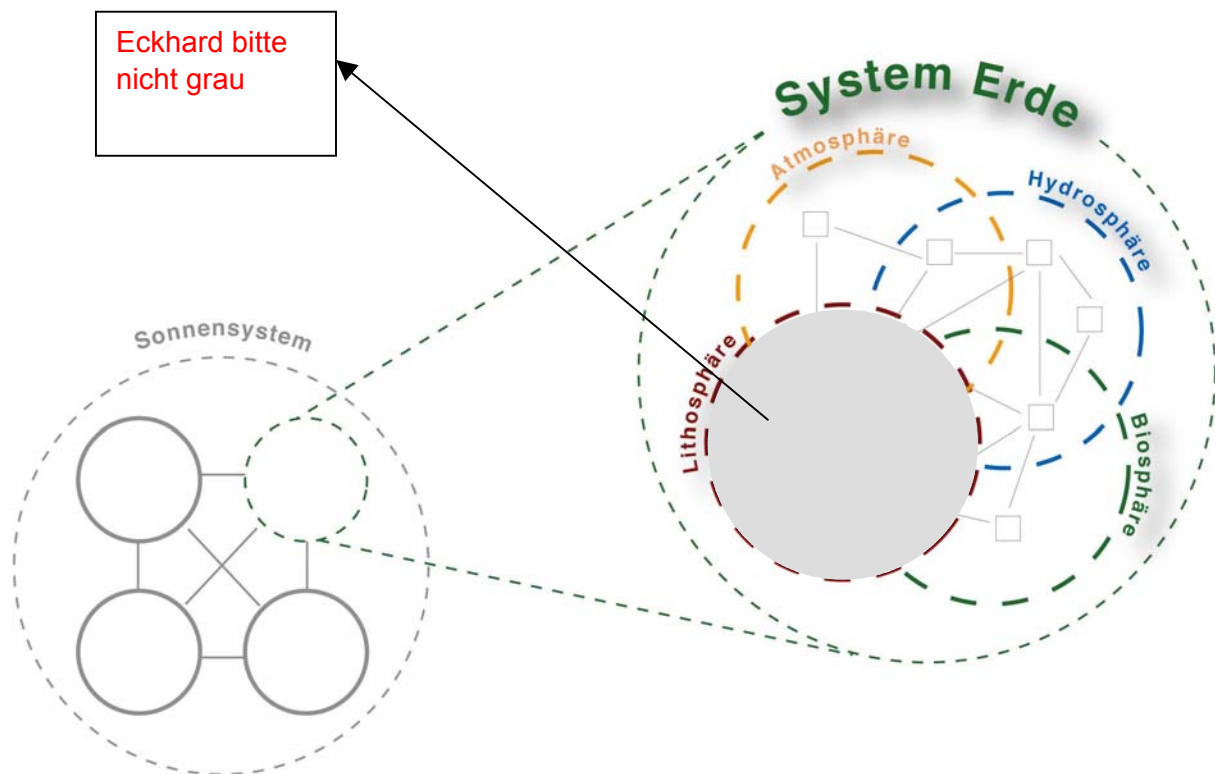


Abbildung 36: Das Modul Kohlenstoffkreislauf: Kohlenstoff als Grundlage des Lebendigen in allen Sphären.

Die Schülerinnen und Schüler lernen in **Baustein 2** das Vorkommen von „Kalk“ als **Kohlenstoff-Verbindung im Gestein, im Boden und in Lebewesen** kennen. Sie erfahren Grundlagen über die Bildung des mit Abstand größten Kohlenstoffspeichers, der Kalksedimente, und lernen deren geografische Verbreitung kennen. Sie erklären die Entstehung (kalkhaltiger) Böden und bestimmen Kalk im Boden quantitativ. Sie erfahren die Bedeutung von Kalk in der Lithosphäre (und der Pedosphäre) für den globalen Kohlenstoffkreislauf.

Die Schülerinnen und Schüler erhalten in **Baustein 3** anhand ihrer Vorkenntnisse zur Photosynthese tiefere Einblicke in die **Vorgänge der CO₂-Verwertung bei der Landvegetation** und vergleichen sie im Detail. Sie



sollen die Bedeutung von erhöhten atmosphärischen CO₂-Konzentrationen für den Ablauf des CALVIN-Zyklus erklären. Sie sollen die Ergebnisse von Freilanduntersuchungen (FACE-Experimente) kennen und erklären können. Sie sollen Faktenwissen zur Anpassung der Vegetation an erhöhte CO₂-Werte in der Luft kennen. Sie sollen als „Experten“ an der in der Öffentlichkeit geführten Diskussion zu Konsequenzen aus dem „Treibhauseffekt“ sachkundig beitragen können.

Die Schülerinnen und Schüler lernen in **Baustein 4** die **Bedeutung der Ozeane als Kohlenstoffspeicher** kennen, aber auch als Motor im Kohlenstofffluss von einer Sphäre in die andere begreifen. Sie erfahren dabei, dass neben der biologischen besonders die physikalische Kohlenstoffpumpe eine wichtige Rolle bei der Aufnahme und dem Übergang des Kohlenstoffs in die einzelnen Sphären spielt.

Die Schülerinnen und Schüler sollen in **Baustein 5** lernen, die **Rolle der Gashydrate im globalen Kohlenstoffkreislauf** zu erläutern, Gashydrate als möglichen Energielieferanten einzuordnen und die Auswirkungen der Gashydrate auf Klimaereignisse zu untersuchen.

3.1 Lernziele

Im Einzelnen sollen die Schülerinnen und Schüler

- am Beispiel des Kohlenstoffes die Begriffe Stoffspeicher und Stofffluss erläutern und deren Bedeutung erklären können.
- erkennen, dass ein unvorstellbar großes Reservoir für Kohlenstoff nicht etwa in Form fossiler Brennstoffe oder Lebewesen, sondern im Gestein – hauptsächlich als Carbonat (Kalk) – vorhanden ist.
- wissen, dass nicht die Speichergrößen für den Kohlenstofftransfer von einer Sphäre in die andere von Bedeutung sind, sondern als „Motor“ für den Umsatz der Stofffluss relevant ist, an dem die Biosphäre maßgeblich mit beteiligt ist.
- die Begriffe langfristiger und kurzfristiger Kohlenstoffkreislauf definieren und beispielhaft erläutern können.
- an einigen Beispielen den Einfluss des Menschen auf den Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre erläutern können.
- den Begriff „Kalk“ klären können.
- die Vorgänge bei der Bildung und bei der Zersetzung von Kalk beschreiben – insbesondere die Beteiligung der Biosphäre und Hydrosphäre einbeziehen – und Kalk experimentell nachweisen können.
- die Löslichkeits- und Sättigungsbedingungen von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben können.
- die Entstehung von Gestein und Boden erläutern können.
- die Bedeutung der Fotosynthese, Atmung und anderer Stoffwechselfvorgänge für den Kohlenstoffkreislauf erklären können.
- die Relevanz der Landökosysteme als Puffer und Aufnahmeinstrument für Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre begründen können.
- Forschungsvorhaben zur Verringerung des CO₂-Anstiegs in der Atmosphäre nennen können.
- wissen, welche Vorgänge die Aufnahme von CO₂ in das Ozeanwasser ermöglichen.
- verschiedene physikalische Vorgänge zur Speicherung von Kohlenstoffdioxid in das Meer nennen können.



- verschiedene biologische Bedingungen zur Speicherung und zum Transport von Kohlenstoffverbindungen im Meer nennen können.
- die Begriffe „physikalische“ und „biologische Kohlenstoffpumpe“ definieren können.
- Gashydrate als Form einer Käfigverbindung beschreiben können.
- die Rolle der Gashydrate im globalen Kohlenstoffkreislauf erläutern können.
- Gashydrate als möglichen Energielieferanten einordnen können.
- die Rolle der Gashydrate bei Klimaänderungen einschätzen können.
- die teilweise aufreißerische Darstellung der Gashydrate in Medien kritisch betrachten können.
- die biogeochemischen und physikalischen Prozesse der Bildung und Zersetzung von Gashydraten am und im Meeressediment beschreiben können.

Zur Festigung und Vertiefung der inhaltlichen Aspekte kann mit den Schüler/innen der Sekundarstufe II ein geo- oder meereswissenschaftliches Institut als außerschulischer Lernort aufgesucht werden (HLAWATSCH und HANSEN 2005). Weiterhin soll eine breite Anzahl methodischer Aspekte die Schüler zu selbstständigem Denken und Handeln befähigen:

Die Schüler/innen sollen in diesem Unterricht

- dazu befähigt sein, wissenschaftliche oder populistische Texte zu lesen, zu verstehen und zu deuten.
- in der Lage sein, einfache Modellvorstellungen zu entwickeln und zu analysieren.
- Berechnungen auf der Basis chemischer oder physikalischer Parameter anstellen.
- Versuche und Experimente selbstständig durchführen.
- die Rolle von Experten einüben können.
- Teamarbeit durchführen können.
- das Arbeiten mit einer Lehr-/Lerneinheit am Computer anwenden.

3.2 Hinweise zu den Lernvoraussetzungen

Es wird empfohlen, dieses Modul erst nach dem Modul „System Erde – Die Grundlagen“ einzusetzen. Auch dient eine zusätzliche Behandlung des Moduls „Gesteinskreislauf“ der besseren Festigung und Vertiefung des Gelernten.

- Mit Blick auf die Vorkenntnisse der Schülerinnen und Schüler lässt sich vermuten, dass sie Kohlenstoff als eines der wichtigsten Elemente im Periodensystem der Elemente ansehen, weil viele aus dem Unterricht der Sekundarstufe 1 bereits wissen, dass ein Leben ohne Biomoleküle wie Eiweiße, Kohlehydrate, Fette und DNA nicht denkbar ist.
- Dennoch spielen gerade in dem noch für alle Schüler obligatorischen Chemieunterricht Verbindungen des Kohlenstoffs eher eine Nebenrolle. Die „Organische Chemie“ setzt im Curriculum deutscher Schulen in der Regel zu einem Zeitpunkt ein, wenn der Chemie-Unterricht fakultativ wird. Insofern sollte die Biochemie, die für ein Verständnis der Zellatmung, Fotosynthese, Gärung und anderer stoffwechselfysiologischer Prozesse notwendig ist, wenigstens vorher im Biologieunterricht behandelt worden sein.
- Es sind heute mehrere Millionen organische Verbindungen beschrieben – dem stehen lediglich einige



100.000 anorganische Verbindungen ohne Kohlenstoff gegenüber. Da liegt die Vermutung nahe, dass das Element Kohlenstoff auch quantitativ global mit großer Masse in organischen Verbindungen auftritt. Das ist jedoch – besonders für Schülerinnen und Schüler überraschend – nicht der Fall (siehe hierzu 2.1.1). Nicht etwa bei den in der Fotosynthese oder anderswo in Organismen auftretenden organischen Kohlenstoffverbindungen ist global betrachtet die größte Kohlenstoffmasse zu finden, sondern in den Gesteinen der Lithosphäre – und dort in Form von Carbonaten.

- Auch ist zu berücksichtigen, ob bei der Behandlung von Kohlenstoff und seinen Verbindungen im Chemieunterricht der Sekundarstufe 1 neben der Behandlung von Kohlenstoffdioxid (CO_2) auch eine tiefgehende Beschäftigung mit den Vorgängen bei der Bildung und beim Zerfall von Carbonaten erfolgt ist. Sollte dies nicht der Fall sein, können die Sachinformationen dieses Moduls der Aufarbeitung dienen.
- Das Modul kann nur sinnvoll unterrichtet werden, wenn einige grundlegende Kenntnisse bereits vorhanden sind. Dazu zählen Grundkenntnisse zu dem Atomaufbau, zu Elementen und Verbindungen, Redoxreaktionen, Aggregatzuständen und zur Rolle von Lebewesen im Kohlenstoffkreislauf. Selbstverständlich wäre es wünschenswert, wenn Schülerinnen und Schüler ein Reaktionsschema (ggf. mit Unterstützung der Lehrkraft) lesen könnten. Für die Vertiefung werden eventuell stöchiometrische Vorkenntnisse benötigt, sowie allgemeine Stoffwechselwege. Zum biologischen Vorwissen gehören unter anderem die *Licht-* und Dunkelreaktionen der Fotosynthese.

Darüber hinaus sollten den Schülern weitere Lernvoraussetzungen gegeben sein:

- Die Jugendlichen können zwischen organischen und anorganischen Stoffen unterscheiden.
- Sie wissen, dass Kohlenstoff Bestandteil aller organischen Nährstoffe (Kohlenhydrate, Proteine, Fette) ist.
- Sie verfügen über ein Basiswissen zur Fotosynthese und Zellatmung. Dieses Wissen bezieht sich sowohl auf die chemische Reaktion als auch auf deren biologische Funktion.
- Die Lernenden kennen den Begriff der Nahrungskette sowie ihre Glieder.
- Sie kennen die Gleichgewichtsreaktion zwischen Kohlenstoffdioxid, Hydrogencarbonat und Carbonat in wässriger Lösung sowie die Abhängigkeit dieser Reaktion vom pH-Wert und der Temperatur.
- Sie wissen, dass die Diffusion von Gasen aus einer Flüssigkeit heraus bzw. in eine Flüssigkeit hinein vom Gaspartialdruck abhängt.
- Sie können die Begriffe Atmosphäre, Hydrosphäre, Lithosphäre und Biosphäre erklären.
- Sie verfügen über Basiswissen zur Plattentektonik.

Darüber hinaus sind folgende Aspekte des Kohlenstoffkreislaufes wesentlich und können an nachfolgendem Schema und mit Hilfe dieses Moduls erarbeitet werden:

- Die Fotosynthese bindet CO_2 und wandelt sie zu organischen Kohlenstoffverbindungen um (Rolle des Phytoplanktons im Ozean, Rolle der Wälder)
- Die Atmung von Organismen produziert CO_2 (alle Lebewesen atmen, Rolle der „Bodenatmung“)
- Bei Gärungen werden CO_2 und/oder Methan-Gas produziert.
- Die Verbrennung fossiler Energieträger produziert CO_2 (Heizung und CO_2 , Industrieprozesse und CO_2 -Produktion, Verkehr, neuartige Energieträger wie Gashydrate)
- Die Landwirtschaft produziert CO_2 und Methan.



- Die Bedeutung der Carbonate im Kohlenstoffkreislauf (bei der Bildung von Carbonaten wird Kohlenstoff gebunden, bei der Zersetzung wird Kohlenstoff (meist als CO₂) freigesetzt).

3.3 Hinweise zu horizontalen und vertikalen Verknüpfungen

Vertikale Verknüpfungen

Notwendiges Basiswissen liefert das Modul „System Erde – Die Grundlagen“. Das vorliegende Modul „Kohlenstoffkreislauf“ (insbesondere die Bausteine 1 bis 4) stellt für nahezu alle weiteren Module der CD-ROM „System Erde“ eine sinnvolle Grundlage dar:

- Das Element Kohlenstoff ist ein wichtiger Bestandteil des Gesteinskreislaufs (s. Modul „Gesteinskreislauf“). So wurde im Erdzeitalter Karbon sehr viel Kohlenstoff langfristig gespeichert, indem sich Kohlelagerstätten bildeten. In Kalksteinen sind mehr als 99 % des Kohlenstoffs gebunden. Dieser Kohlenstoff kann für mehrere Millionen Jahre im Erdinneren lagern. Durch plattentektonische Prozesse können kohlenstoffhaltige Gesteine an die Erdoberfläche gelangen, wo sie der Verwitterung ausgesetzt sind. Dieser Prozess der Freigabe und Zersetzung wird durch die menschliche Nutzung kohlenstoffhaltiger Rohstoffe (Kohle, Erdöl usw.) stark beschleunigt. Durch das Modul Gesteinskreislauf erarbeiten die Schüler/innen ein Stoffflussdiagramm am Beispiel der Gesteine, verbleiben aber hauptsächlich in der Lithosphäre. Diese Kenntnisse können am Beispiel des Kohlenstoffkreislaufes mit Blick auf ein einzelnes Element vertieft werden. Darüber hinaus lernen die Schülerinnen und Schüler am Beispiel des Kohlenstoffkreislaufes, dass Stoffe in den verschiedenen Sphären unterschiedliche Wirkungen entfalten können. Dies ist von besonderer Bedeutung für das Thema Klimasystem, das durch das Modul „Klimasystem und Klimageschichte“ aufgegriffen und vertieft werden kann.
- Das Modul „Klimasystem und Klimageschichte“ knüpft an die Erkenntnisse des Kohlenstoffkreislaufes an. Denn Klima wird zwar in der Atmosphäre erfahrbar, wird aber maßgeblich durch die Biosphäre, die Hydrosphäre (einschließlich der Kryosphäre) und die Lithosphäre beeinflusst. Dabei zeigen besonders die Energie- und Materieströme in der Atmosphäre und im Ozean starke Wechselbeziehungen und Rückkopplungseffekte, die nur wenige Jahre dauern oder Jahrtausende umfassen können. Diese Wechselbeziehungen werden über das Kohlenstoffdioxid des Kohlenstoffkreislaufes, das zwischen der Hydrosphäre, Biosphäre und Atmosphäre zirkuliert, mit angetrieben. Ähnlich wie in dem Modul „Kohlenstoffkreislauf“ müssen sich auch im Modul „Klimasystem und Klimageschichte“ Lernende mit Effekten auseinander setzen, die erst in ferner Zukunft eine Rolle spielen können.
- Im Zusammenhang mit den Prozessen des Kohlenstoffkreislaufes kommt es zur Bildung von Rohstofflagerstätten. Hierzu gehören Braun- und Steinkohlelager, die weltweit zu finden sind. Das Modul „Rohstoffe und Recycling“ befasst sich mit der nachhaltigen Nutzung von Rohstoffen. Durch einen Unterricht mit dem vorliegenden Modul machen die Schüler/innen sich bewusst, dass einige Rohstoffe (z. B. Kohle) bereits vor mehreren hundert Millionen Jahren entstanden sind und auch extrem lange Zeiträume brauchen, um neu gebildet zu werden.

Horizontale Verknüpfungen

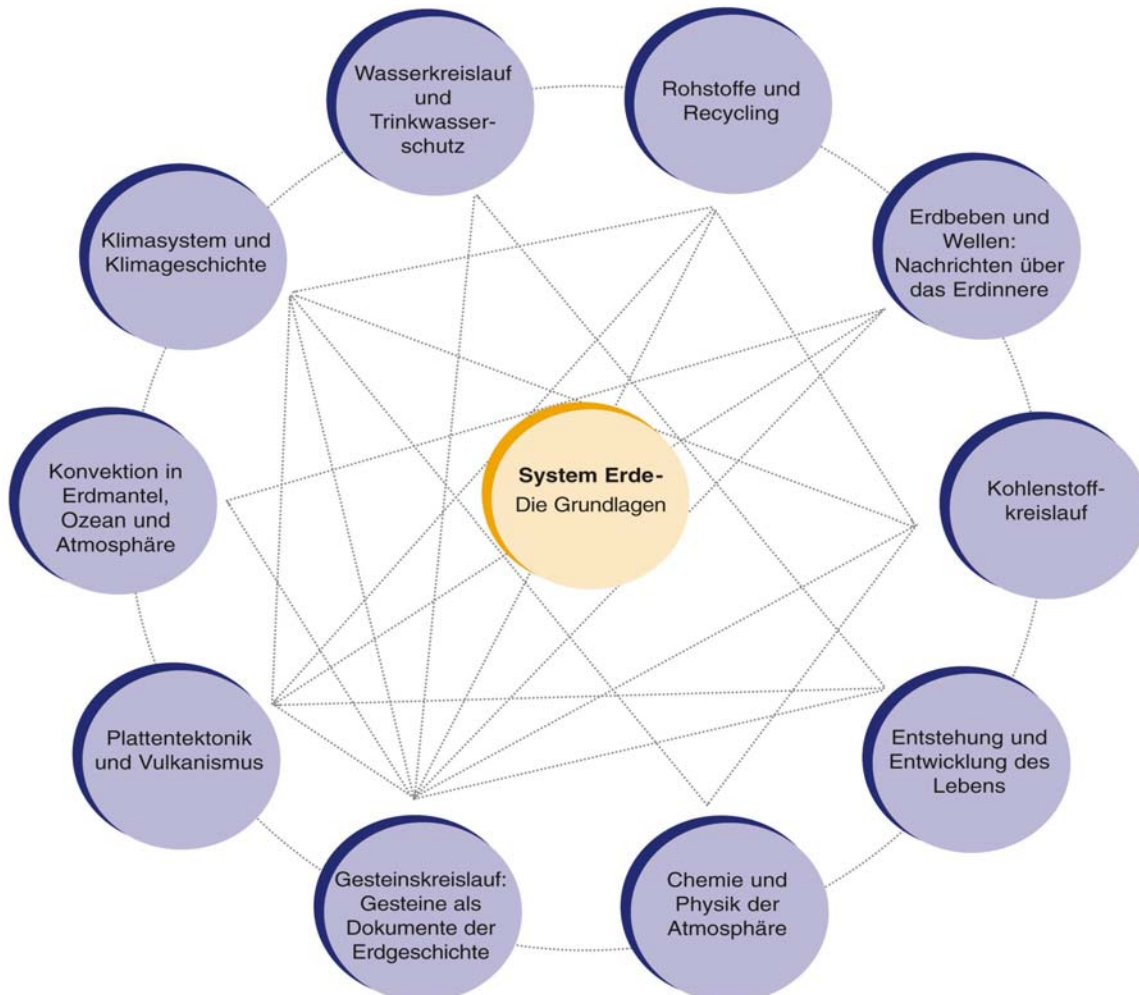


Abbildung 37: Das Modul „Kohlenstoffkreislauf“ ist mit den anderen Modulen des Projektes „Forschungsdialog: System Erde“ anhand von Hypertexten verlinkt. Dies soll den fächerverbindenden Charakter geowissenschaftlicher Themen aufzeigen und die Planung eines fächerverbindenden Unterrichts erleichtern. Eine Sonderstellung nimmt das Modul „System Erde – Die Grundlagen“ ein. Es legt die Basis für die Methode der Systemanalyse, die in fast allen weiteren Modulen vertieft wird. Das Modul „Klimasystem und Klimageschichte“ enthält anhand von Baustein 9 einen Vorschlag für einen fächerverbindenden Kurs nach dem Konzept „Forschungsdialog: System Erde“. In diesem Kurs trainieren die Schüler/innen selbst organisiertes Lernen und führen schließlich ein Projekt durch, das sich mit der nachhaltigen Entwicklung des Planeten Erde (Schwerpunkt Klimasystem) befasst.

Das vorliegende Modul ist mit den anderen Modulen des „Forschungsdialogs: System Erde“ vernetzt. Es befasst sich anhand des Kohlenstoffdioxids mit den stofflichen und physikalischen Eigenschaften der Atmosphäre, wie sie im Modul „Chemie und Physik der Atmosphäre“ vertiefend behandelt werden. Im Modul „Gesteinskreislauf“ wird die geochemische Bedeutung der Lithosphäre, des größten Kohlenstoffspeichers, hervorgehoben. Die aus der Behandlung des Kohlenstoffkreislaufes erwachsende Frage, welche Rolle das Kohlenstoffdioxid für die Zukunft des Systems Erde spielt, welcher Beitrag zu einem „Treibhauseffekt“ durch anthropogene Einflüsse zu erwarten ist, wird im Modul Kohlenstoffkreislauf nur berührt, findet aber ihre Antworten in dem Modul „Klimasystem und Klimageschichte“. Weitere Bezüge finden sich zu den Modulen „Rohstoffe und Recycling“ sowie „Wasserkreislauf und Trinkwasserschutz“.



3.4 Erläuterung und Nutzungshinweise zu den Materialien

Den **grundlegenden Materialien** des Anhangs sind fünf Bausteine zugeordnet, die im Folgenden kurz erläutert werden. Der Begleittext des Moduls Kohlenstoffkreislauf dient hauptsächlich zur Information der Lehrkräfte. Diese ist in einen Überblick gegliedert (Kapitel 2.1) sowie in Vertiefungen zur Rolle des Gesteins (Kapitel 2.2), der Landvegetation (Kapitel 2.3), des Ozeans (Kapitel 2.4) und der Gashydrate (Kapitel 2.5).

Arbeitsformen	Bausteine				
	1	2	3	4	5
Mind Mapping					
Concept Mapping					
Systemanalyse durchführen	•			•	
Stoffflussdiagramm entwickeln	•				
Wirkungsdiagramm entwickeln	•			•	
beschreibendes Beobachten	•	•		•	
kriterienbezogenes Vergleichen	•	•	•	•	•
Demonstrationsexperiment		•		•	
Schülerexperiment		•		•	
Recherche/ Informationsbeschaffung		•			•
Texte erfassen und bearbeiten	•	•	•	•	•
Interviews mit Expert/innen	•				
an Exkursionen teilnehmen				•	
Gruppenarbeit	•				
Stationsarbeit	•				
Gruppenpuzzle (Expertensystem)	•				
Projektarbeit		•			
Filme/ Animationen ansehen					•
Computerinteraktionen bearbeiten				•	•
Modellsimulationen bearbeiten	•				
Internet nutzen	•				
Texte verfassen		•	•		•
Referate halten	•		•		
Poster erstellen				•	
Tabelle, Diagramm, Grafik etc. aus Daten erstellen bzw. interpretieren	•		•		
bewerten	•	•	•	•	•

Diese Kapitel entsprechen der Gliederung in fünf Bausteine. Dabei richtet sich das jeweilige Material 1 als über den Begleittext hinausgehende „**Information**“ an die Lehrer, Material 2 ist – sofern Material für „**Folien**“ – hauptsächlich für die Hand des Lehrers bestimmt, kann aber auch von Schülerhand verwendet werden, beispielsweise zur Vorbereitung von Referaten. Sonst sind alle Materialien von Material 2 an ohnehin „**Arbeitsbögen**“ für die Schüler in Form von Text- und Bildinformationen oder Versuchsanleitungen. Sofern dort Aufgaben für Schüler gestellt sind, werden die Antworten oder Lösungen dazu im jeweiligen Material 1 für die Hand des Lehrers beantwortet. Die meisten der Schülermaterialien bzw. Arbeitsbögen entsprechen einer Unterrichtsstunde, einige lassen sich in einer Unterrichtsstunde zusammenfassen, beispielsweise die Versuche zur Löslichkeit des Kohlenstoffdioxids als arbeitsteilige Stationen des Bausteins 2.

Der Anhang zu **Baustein 1** zur Einführung in den „**Kohlenstoffkreislauf als System**“ ist in vier Materialien gegliedert, in denen die Schüler einerseits Folien erhalten für Referate, andererseits auch Aufgaben zu Speichergrößen und Stoffflüssen bearbeiten können. Material 4 widmet sich vertiefend der Entwicklung von Diagrammen zum langfristigen und kurzfristigen Kohlenstoffkreislauf, und zwar in der unterrichtlichen Form des Gruppenpuzzles.

Abbildung 38: Arbeitsformen des Moduls „Kohlenstoffkreislauf“.



In den Materialien zum **Baustein 2 „Kohlenstoff im Gestein“** geht es hauptsächlich um praktisch-experimentelles Arbeiten. So werden qualitative und quantitative Nachweise von Kalk geführt, Muschelschalen und Schreibkreide untersucht sowie Kalk als Sedimentgemisch bestimmt.

In **Baustein 3** zur Rolle des „**Kohlenstoffs in der Landvegetation**“ wird exemplarisch der Kohlenstoffdioxidkreislauf eines Kartoffelackers – die Produktion von Glucose aufgrund von Fotosynthese – rechnerisch bilanziert.

Weitere fünf Materialien zu **Baustein 4** und der Rolle des „**Kohlenstoffs im Ozean**“ gehen – wieder mit Hilfe praktisch-experimenteller Methoden – hauptsächlich auf die Wirkung der physikalischen Kohlenstoffpumpe ein. Die thermische Schichtung von Wasser wird als Experiment veranschaulicht sowie in einer Modellvorstellung als Wirkungsdiagramm zur thermohalinen Zirkulation entwickelt (Baustein 4, Material 2). Die meisten Versuche aus Baustein 2, Materialien 2-9 eignen sich auch und gerade bei der Behandlung des Ozeans. Es geht hierbei um die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser bis hin zur Sättigung. Schließlich wird experimentell die Freisetzung von Kohlenstoffdioxid aus Muschelschalen und die Absorption von Wärmestrahlung durch Kohlenstoffdioxid behandelt.

Der **Baustein 5 „Gashydrate“** besteht aus neun Materialien, von denen die ersten drei als Grundlage eingesetzt werden, um die Entstehung und den Aufbau von Gashydraten zu verstehen und mögliche Klimaauswirkungen reflektieren zu können. Vertiefend können weitere Bausteine behandelt werden, in denen näher auf paläontologische Zusammenhänge sowie die Lebensbedingungen in der Tiefsee eingegangen wird.

4 Vorschläge für den Unterrichtsverlauf

Die Einführung in den Kohlenstoffkreislauf erfolgt über den Baustein 1. Hier kann alternativ das Material 4 (zur Erarbeitung in Form eines Gruppenpuzzles) bzw. Material 3 (mit Aufgaben zum Kohlenstoffkreislauf) eingesetzt werden. Aus den Vertiefungen in den Baustein 2 – 5 können je nach Bedarf oder Zeitverfügung Teile alternativ behandelt werden, beispielsweise entweder Baustein 2 oder Baustein 3. Es sollte jedoch dabei beachtet werden, dass bestimmte Materialien auch ohne Behandlung des Bausteines insgesamt das Verständnis des Kohlenstoffkreislaufs verbessern. Zum Beispiel eignen sich die Versuche zur Löslichkeit des CO₂ (Baustein 2) auch für das Verständnis des Bausteins 4.

Einstieg	Baustein1: Der Kohlenstoffkreislauf als System	
Erarbeitung	Baustein 1, Material 3: Aufgaben zum Kohlenstoffkreislauf	Baustein 1, Material 4: Gruppenpuzzle zum Kohlenstoffkreislauf
Vertiefung	Baustein 2: Kohlenstoff im Gestein Baustein 2, Material 2-9: Experimente zu CO ₂ und Kalk	Baustein 3: Kohlenstoff in der Landvegetation – Material 3: Bilanz eines Kartoffelackers
	Baustein 4: Kohlenstoff im Ozean Materialien 2-5: Arbeitsbögen und Experimente	
	Baustein 5: Gashydrate Materialien 2-9, besonderer Schwerpunkt: Klimaauswirkungen	

Abbildung 39: Überblick über den Unterrichtsverlauf im Modul Kohlenstoffkreislauf. Für jeden Baustein stehen Sachinformationen als Hypertexte zur Verfügung.



5 Literatur

- BALIÑO, B.M., FASHAM, M.J.R. BOWLES, M.C. (Eds.) (2001): IGBP Science No. 2. Ocean Biogeochemistry and Global Change. JGOFS Research Highlights. IGBP, Stockholm, 32 pp
- BAYRHUBER, H., KULL, B. (Hrsg.) (2005): Linder Biologie. Schroedel, Braunschweig
- BAZZAZ, F.A. UND FAJER, E.D. (1992): Mehr Kohlenstoffdioxid - wie reagiert die Pflanzenwelt? Spektrum der Wissenschaft, 3, 64 - 71
- BEGON, M. E., HARPER, J. L., TOWNSEND, C. R. (Hrsg.) (1998): Ökologie. Spektrum, Heidelberg und Berlin
- BOETIUS, A. et al. (2000): A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. Nature, Vol. 407, p. 623 - 626
- BOHRMANN, G., GREINERT, J., RICKERT, D., SAHLING, H. (2001): Mündliche Mitteilungen. Geomar, Kiel
- BOLIN, B., SUKUMAR, R., CIAIS, P. et al. (2000): Global Perspective. In: IPCC – Land use, Land-use Change, and Forestry. A Special Report of the IPCC. Cambridge University Press
- BRAUN, J., FIEDLER, I., LUCIUS, E.R. (Hrsg.) (2005): Biologie heute entdecken – SII. Schroedel, Braunschweig
- BRAUNE, R. (1960): Ein neues Verfahren für die Herstellung von Dünnschliffen tierischer Hartgebilde. Praxis der Naturwissenschaften 9, Teil Biologie, S. 194 - 195
- BREUER, H. (2001): Ab in den Untergrund. Aus: DIE ZEIT, Wissen 46/2001
- CHILDRESS, J.J. et al. (1991): Symbiose in der Tiefsee, in Biologie der Meere, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, S. 94 – 100
- CZIHAK, G., LANGER, H., ZIEGLER, H. (1996): BIOLOGIE. SPRINGER, BERLIN 995 S.
- DICKENS, G.R. et al. (1998): A Blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate
- EMSCHERMANN, P., HOFFRICHTER, O., KÖRNER, H., ZISSLER, D. (1992): Meeresbiologische Exkursionen. Beobachtung und Experiment. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York
- ETHERIDGE, D.M., STEELE, L.P., LANGENFELDS, R.L., FRANCEY, R.J., BARNOLA, J.-M., MORGAN, V.I. (1996): Journal of Geophysical Research. 101, S. 4115-4128
- FABIAN, P. (2002): Leben im Treibhaus. Unser Klimasystem und was wir daraus machen. Springer, Berlin, Heidelberg
- FALKOWSKI, P., SCHOLLES, R. J., BOYLE, E. et al. (2000): The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. – Science 290, 291 - 296
- FREY, K. U. FREY-EILING, A. (1998): Das Gruppenpuzzle. Praxis Schule 5-10, 9 (2), S. 67 - 69
- FASHAM, M. (2001): Frühjahrssukzession im Phytoplankton. Southampton Oceanography Centre, UK. In: PEINERT R., BAYRHUBER, H. (2004): Plankton und Kohlenstoffspeicherung im Ozean. PdN-BioS 3/53. S. 24A-D
- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology, 2nd. John Wiley & Sons New York
- DIETRICH, G., KALLE, K., SIEDLER G. (1975): Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. Berlin. 593 pp
- GORDON, A.L. (1986): Interocean exchange of thermocline water, J. Geophys. Res. 91, 5037 - 5046



- GRAFFITTI, R. (1997): Nichts löst sich in Luft auf. Schroedel, Hannover
- GREINERT, J: Geomar Report 87 (1999): Rezente submarine Mineralbildungen, Kiel, S.7 - 11; 54 - 58; 57
- HEISSIG, K., HÖFLING, R., IMMEL, H., JUNG, W., MOUSSAVIAN, E. (1990): Fossilien bauen Gesteine. In: LIEBER, WERNER (1990): Calcit. Katalog der 27. Mineralientage. München 1990, 192 S.
- HLAWATSCH, S. und HANSEN, H. (2005): Geoinstitute als außerschulische Lernorte für den Geographieunterricht: Empfehlungen für eine didaktische Gestaltung aus der Evaluation des ersten Kieler Geotages. In: Geo-graphie und ihre Didaktik
- HOEFS, J. (1980): Stable Isotope Geochemistry. Springer, Berlin
- HOEK, C., JAHNS, H.M; MANN, D.G. (1993): Algen, 3. Aufl. - daraus die S. 167 - 179 über Haptophyta und S. 43, S. 67 - 70 (kalkbildende Rotalgen). Thieme Verlag, Stuttgart
- HOUGHTON, J.T., DING, Y., GRIGGS, D.J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P.J., XIAOSU, D. (Eds.) (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, UK, pp 944
- HUBER, A.A. U. MÜLLER, F. (1998): Die Gruppe als Vermittlerin individueller Lernprozesse. In: ARDELT-GATTINGER, E., LECHNER, H., SCHLÖGL, W. (Hrsg.) Gruppendynamik. Verlag für angewandte Psychologie, Göttingen, S. 218 - 233
- IPCC: Climate Change 2001, (2001): The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press
- ITTEKOT, V., RIXEN, T., SUTHHOF, A. U. UNGER, B. (2002): Der globale Kohlenstoffkreislauf. In: G. WEFER (Hrsg.) Expedition Erde. Beiträge zum Jahr der Geowissenschaften 2002. Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen
- JANSEN, W. ET AL. (1984): Reaktionskinetik und chemisches Gleichgewicht. Aulis, Köln, S. 153
- KAESTNER, A., STARCK, D. (1995): Lehrbuch der speziellen Zoologie. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- KRAMPITZ, G., GRASER, G . (1998): Molekulare Mechanismen der Biomineralisation bei der Bildung von Kalkschalen. Angewandte Chemie 100, 1181 - 1193
- KÜMMEL, R., PAPP, S. (1988): Umwelt Chemie – eine Einführung. VEB Deutscher Verlag für Grundstoff-industrie, Leipzig
- LAMPITT, R. (2001): Verklumpte Diatomeen. Southampton Oceanography Centre, UK. In: PEINERT R., BAYRHUBER, H. (2004): Plankton und Kohlenstoffspeicherung im Ozean. PdN-BioS 3/53. S. 24A-D
- LAW C.S., P.W. BOYD, A.J. WATSON (Eds.), (2001): The Southern Ocean Iron Release Experiment (SOIREE), Deep-Sea Research II, 48, S. 11 - 12
- LEXIKON DER GEOWISSENSCHAFTEN (2000): Spektrum, Heidelberg, 2000 ff., 5 Bände. ISBN 3827404207
- MEYER-REIL, L.-A., KÖSTER, M. (1993): Mikrobiologie des Meeresbodens, Gustav Fischer Verlag, Jena, S. 221 – 257
- NASA (2005), s. <http://daac.gsfc.nasa.gov/>
- OSSIMITZ, G. (2000): Entwicklung systemischen Denkens. Profil Verlag, München



- OTT, J. (1996): Meereskunde. Einführung in die Geographie und Biologie der Ozeane. Ulmer, Stuttgart
- PASCHMANN, A., DE VRIES, T., LÜCHTENBORG, K., ARSHADI, N., PARCHMANN, I. (2000): Die Bedeutung der Ozeane im Kohlenstoffkreislauf. MNU 53/3 u. 4, S. 170 - 175 und S. 227 - 231
- PEINERT R., BAYRHUBER, H. (2004): Plankton u. Kohlenstoffspeicherung im Ozean. PdN-BioS 3/53. S. 24A-D
- PELLENBARG, R.E., MAX, M.D. (2000): Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments. Kluwer Academic Publishers, Amsterdam
- RIEBESELL, U. (2000). Responses of the marine biosphere to global change, Biogeochemical Cycles: German contributions to the International Joint Global Ocean Flux Study, Bremen, September 18-21, 2000.
- RÖMPP Chemielexikon (1995): Georg Thieme Verlag, Stuttgart
- RÖSLER, H.J. (1991): Lehrbuch der Mineralogie. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 5. Aufl., 845 S., 685 Bilder, 65 Tabellen, 3 Beilagen
- SAHLING, H. (2001): The influence of hydrogen sulfide on the benthic communitystructure and interactions between the cold-seep and deep-sea ecosystems, Dissertation, Kiel S. 23, 65 - 73
- SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch für Bodenkunde. Stuttgart (Enke), 14. Aufl., 510 S., 248 Abbildungen, 100 Tabellen
- SLOAN JR., E. DENDY (1998): Clathrate Hydrates of Natural Gases. Marcel Dekker Inc., New York
- SPIEGEL-ONLINE, 26. März 2002, 17:29 Uhr
- TEGETHOFF, F.W. et al. (2001): Calciumcarbonat. Von der Kreidezeit bis ins 21. Jahrhundert. Birkhäuser, Basel, 342 Seiten
- ZITTEL, K.A. VON (1910): Grundzüge der Paläontologie. I. Abteilung: Invertebrata. 607 Seiten
- URL: <http://www.spiegel.de/wissenschaft/mensch/0,1518,188989,00.html>
- URL: <http://www.dmg.uni-koeln.de/DMG-MNU/Biokristalle.pdf>
- URL: <http://daac.gsfc.nasa.gov/>



6 Unterrichtsmaterialien

Baustein 1: Kohlenstoffkreislauf als System



Material 1: Der Kohlenstoffkreislauf als System (Information)



Material 2: Der Kohlenstoffkreislauf als System (Folie)



Material 3: Die Bedeutung der verschiedenen Kohlenstoffspeicher (Arbeitsbogen)



Material 4: Kohlenstoffkreislauf als Gruppenpuzzle (Arbeitsbogen)

Baustein 2: Kohlenstoff im Gestein



Material 1: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf (Information)



Material 2: Die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser (Arbeitsbogen)



Material 3: Kohlenstoffdioxid-Sättigung des Wassers (Arbeitsbogen)



Material 4: Der Einfluss der Temperatur auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser (Arbeitsbogen)



Material 5: Der Einfluss des Drucks auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser (Arbeitsbogen)



Material 6: Der Einfluss des Salzgehalts auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser (Arbeitsbogen)



Material 7: Der Einfluss des pH-Werts auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser (Arbeitsbogen)



Material 8: Quantitative Bestimmung des Kalkgehalts im Boden (Arbeitsbogen)



Material 9: Mikroskopische Untersuchungen von Naturkreide (Arbeitsbogen)



Material 10: Zusammenstellung aller Versuchsanleitungen (Arbeitsbogen)

Baustein 3: Kohlenstoff in der Landvegetation



Material 1: Der Kohlenstoffdioxid-Kreislauf eines Kartoffelackers (Information)



Material 2: Der Kohlenstoffdioxid-Kreislauf eines Kartoffelackers (Arbeitsbogen)



Baustein 4: Kohlenstoff im Ozean



Material 1: Biologische und physikalische Kohlenstoffpumpe (Information)



Material 2: Thermische Schichtungen und Strömungen im Wasser (Arbeitsbogen)



Material 3: Physikalische Kohlenstoffpumpe: Ozeanisches Förderband (Arbeitsbogen)



Material 4: Partialdruck von Gasen: Diffusion zwischen Flüssigkeit und Gasphase (Arbeitsbogen)



Material 5: Kohlenstoff in marinen Organismen (Arbeitsbogen)

Baustein 5: Gashydrate



Material 1: Gas hinter Gittern (Information)



Material 2: Gashydrate: „Weiße Kohle“ (Folie)



Material 3: Was sind Gashydrate? (Arbeitsbogen)



Material 4: Vorkommen und Bildung von Gashydraten (Arbeitsbogen)



Material 5: Gashydrate und Klima (Arbeitsbogen)



Material 6: Energie und CO₂-Bilanz von Methan (Arbeitsbogen)



Material 7: Quellen am Meeresboden (Arbeitsbogen)

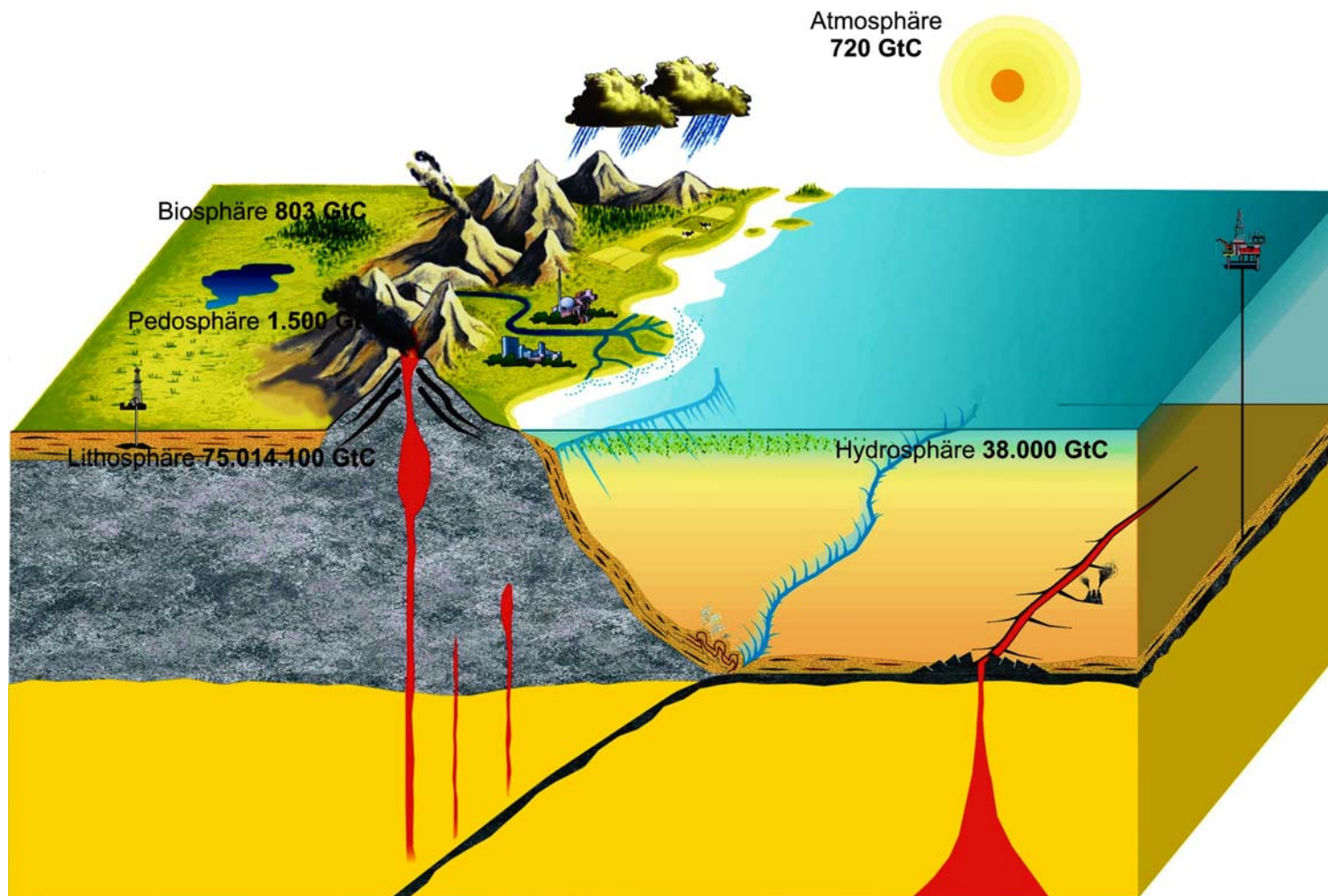


Material 8: Leben in der Tiefsee (Arbeitsbogen)



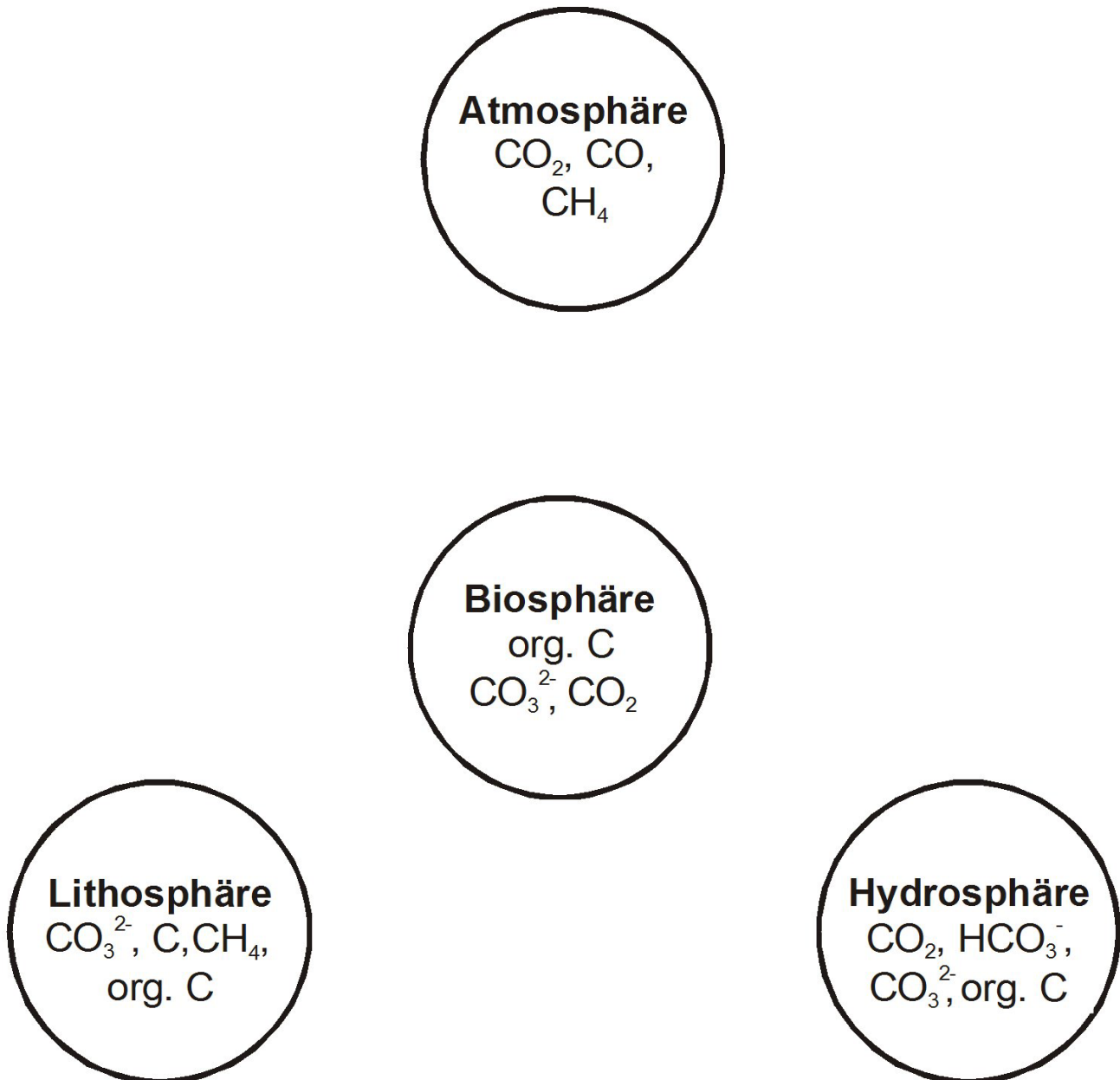
Material 9: Foraminiferen, Zeugen der Erdgeschichte (Arbeitsbogen)

Globale Kohlenstoffspeicher

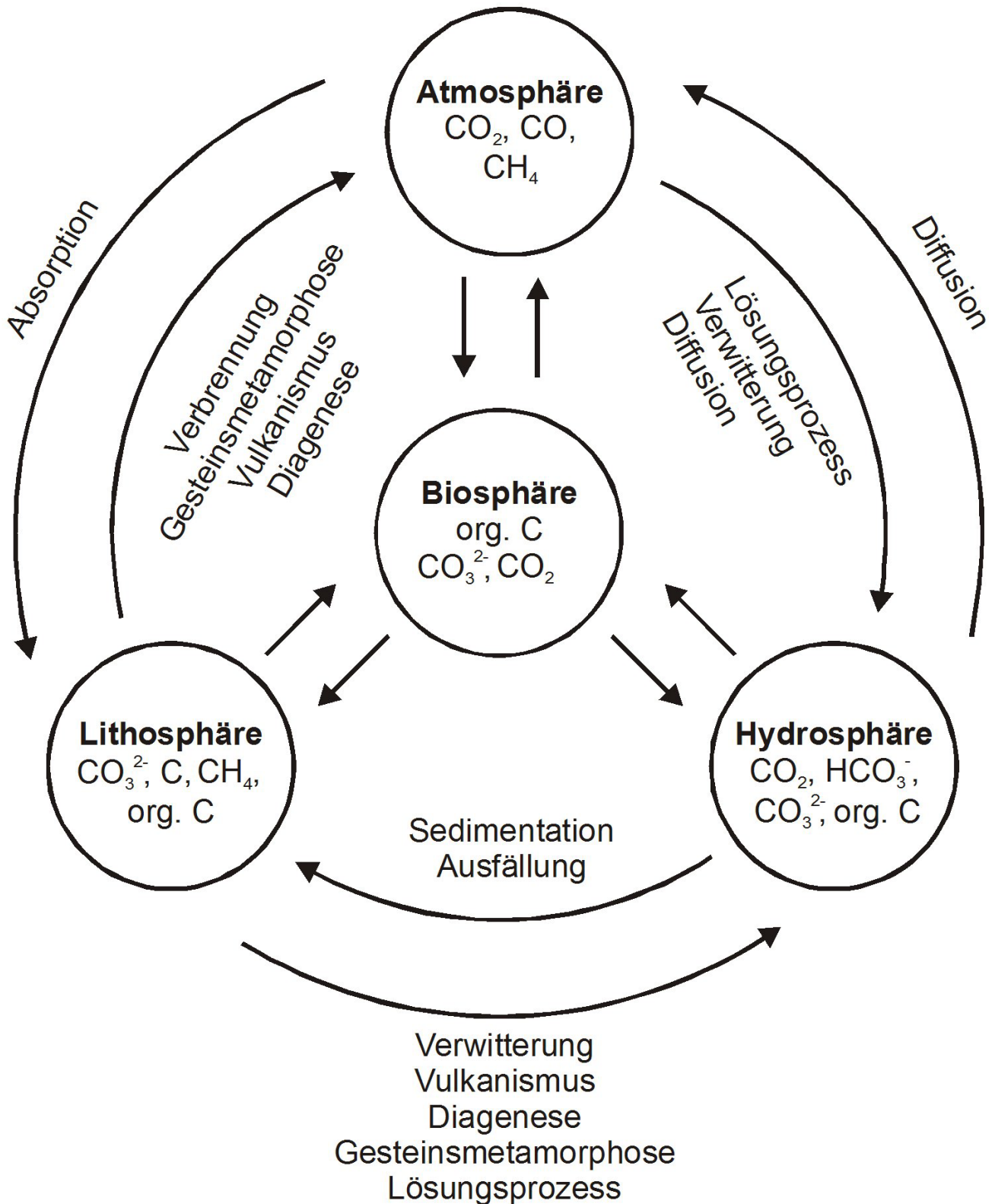




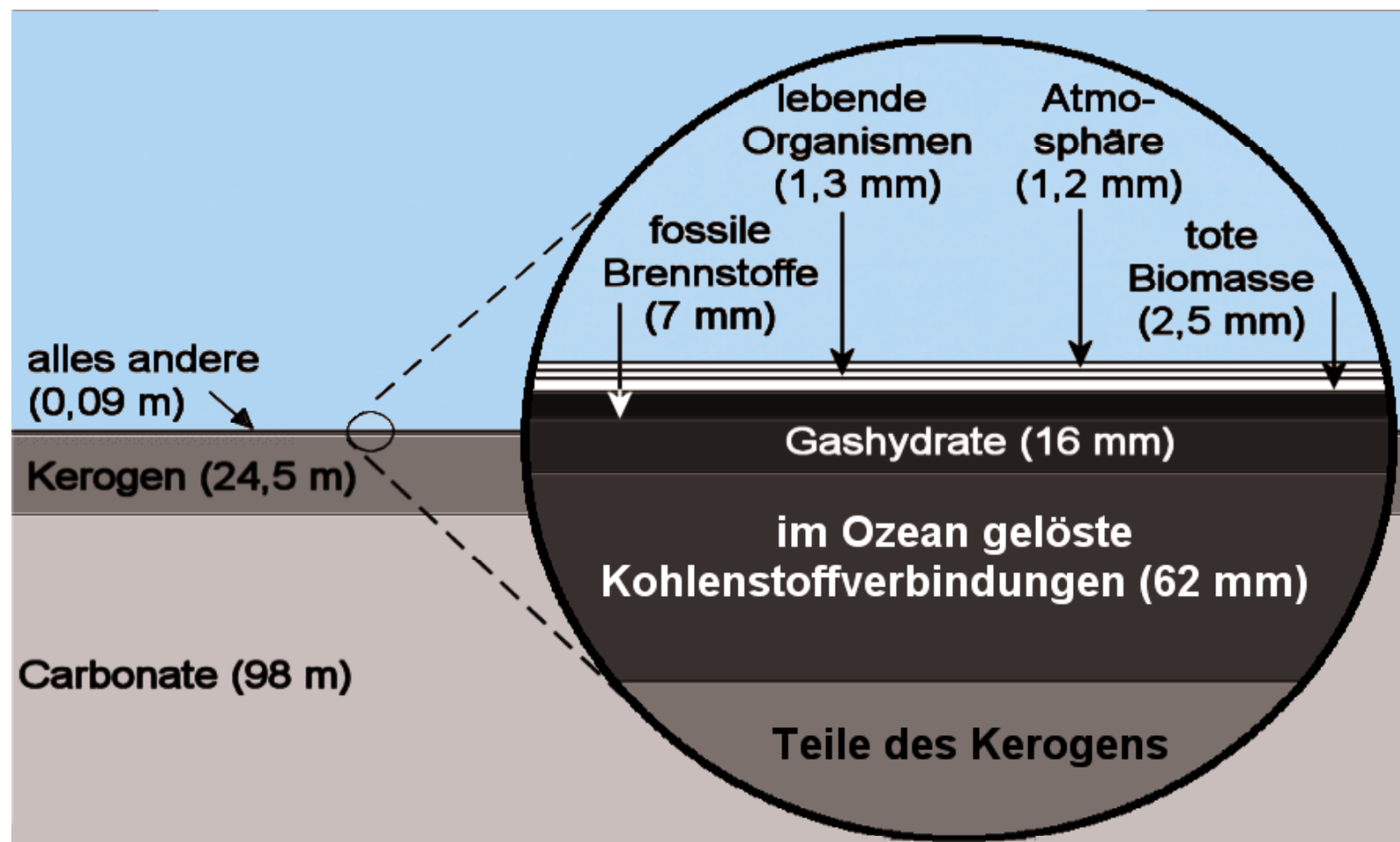
Stoffflüsse im Kohlenstoffkreislauf



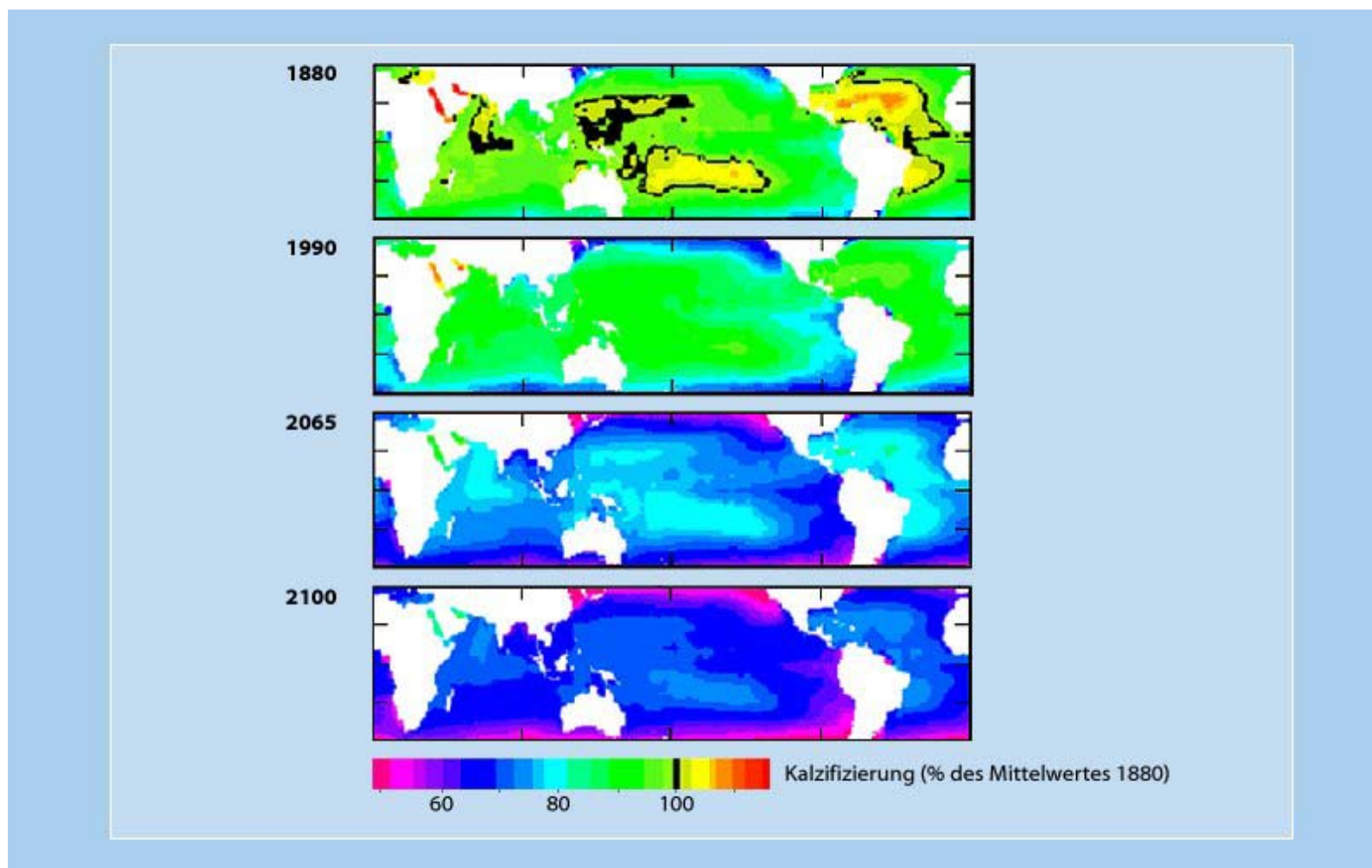
Ergebnis: Stoffflüsse im Kohlenstoffkreislauf



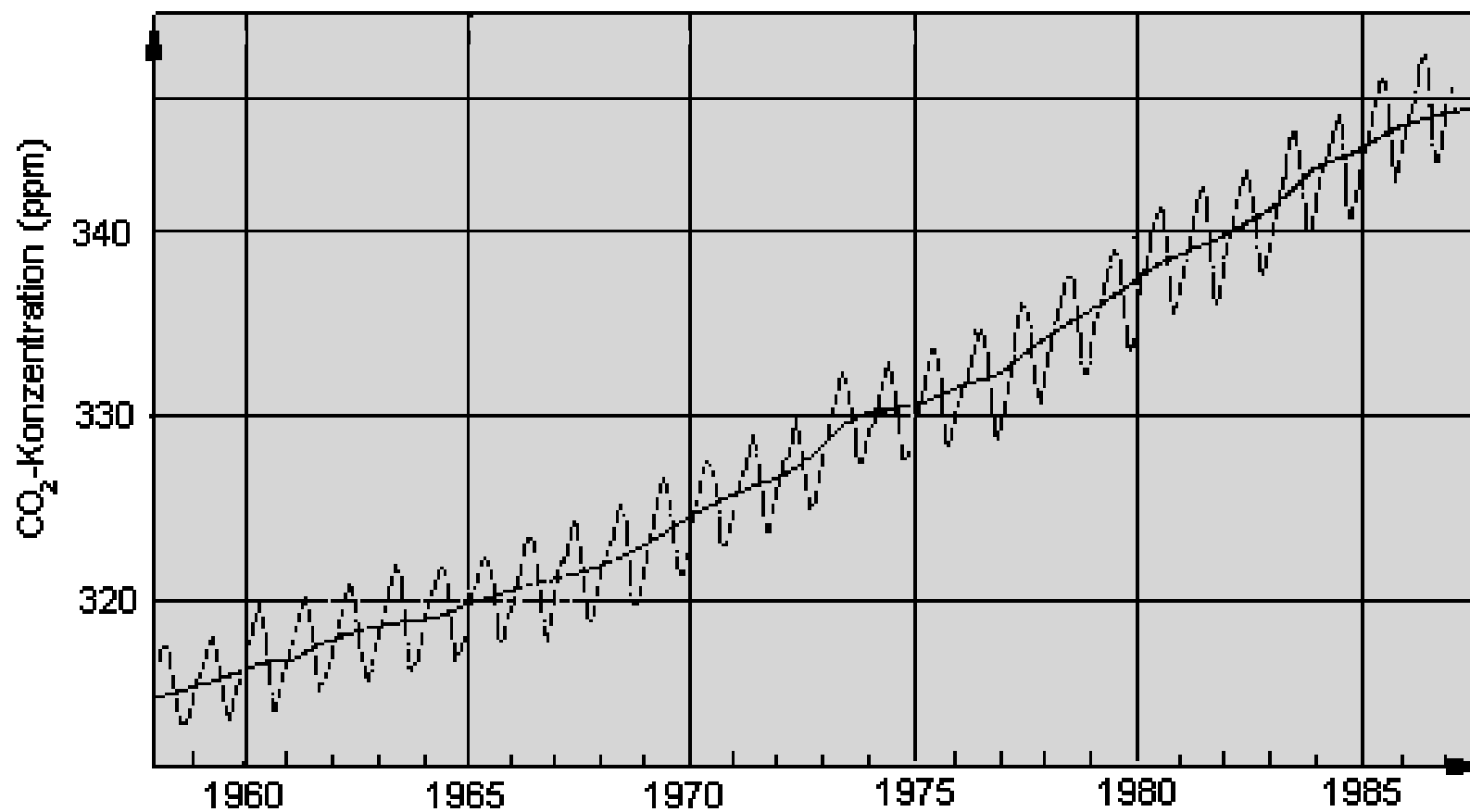
Globale Kohlenstoffmenge: Schichtenmodell



Kalzifizierung in den Ozeanen über 220 Jahre

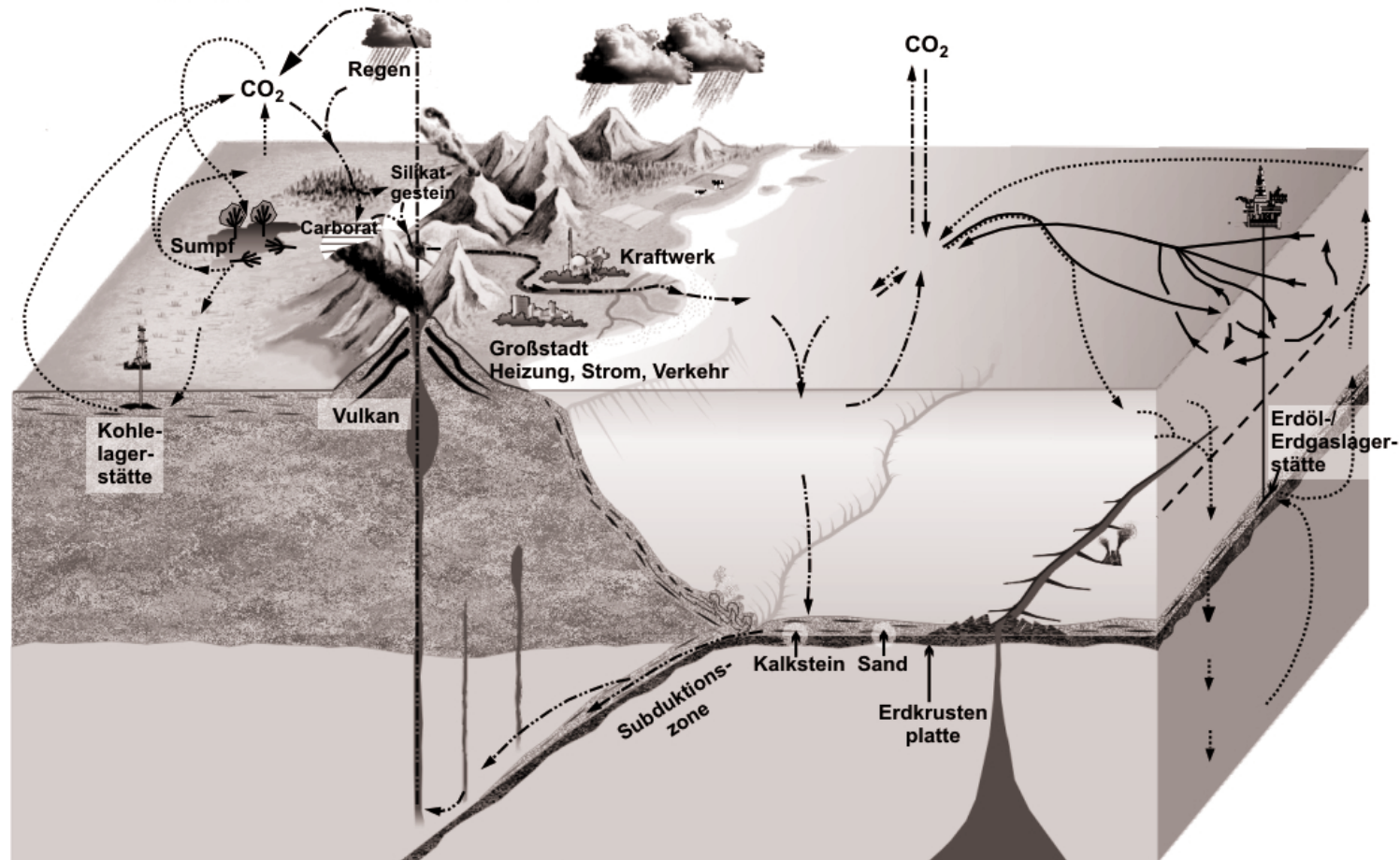


Änderung der CO₂-Konzentration der Atmosphäre



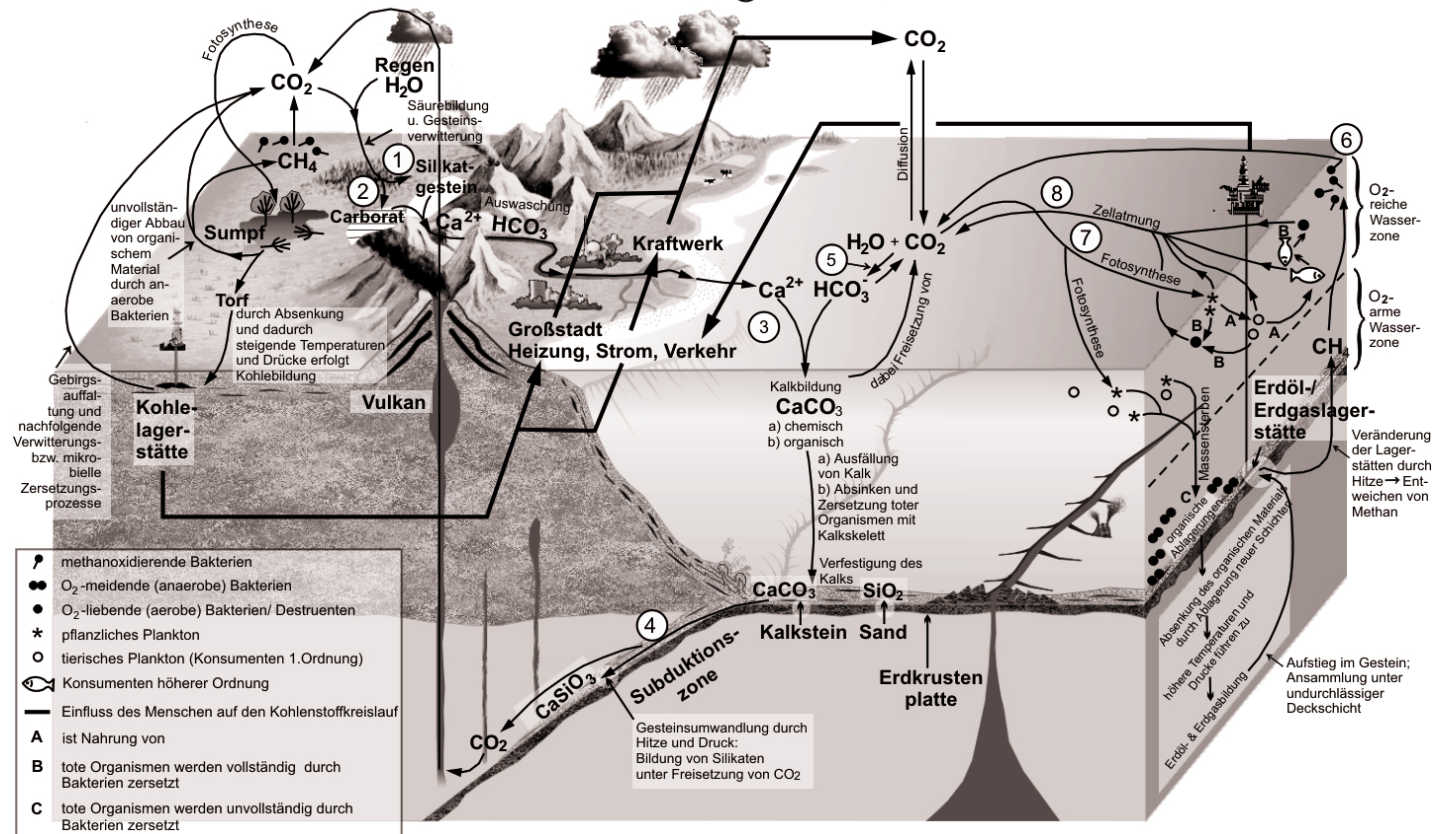
Die verschiedenen Teilkreisläufe des Kohlenstoffkreislaufs

- langfristiger - anorganischer Kohlenstoffkreislauf (Variante X)
- langfristiger - organischer Kohlenstoffkreislauf (Variante Y)
- kurzfristiger - organischer Kohlenstoffkreislauf (Variante Z)



Kohlenstoffkreislauf

- ① Verwitterung von Silikatgestein (z.B. CaSiO_3) : $2\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CaSiO}_3 \rightarrow 2\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} + \text{SiO}_2$
- ② Verwitterung von Kalkgestein (CaCO_3) : $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CaCO}_3 \rightarrow 2\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$
- ③ Kalkbildung : $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 \downarrow + \text{CO}_2 \uparrow + \text{H}_2\text{O}$
- ④ Gesteinsumwandlung : $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{CO}_2 \uparrow + \text{CaSiO}_3$
- ⑤ Kohlensäuregleichgewicht : $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3$
 $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{HCO}_3^- + \text{H}_3\text{O}^+$
 $\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_3\text{O}^+$
- ⑥ Methanoxidation : $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$
- ⑦ Fotosynthese : $6\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O} + \text{Lichtenergie} \rightarrow \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6\text{O}_2$
- ⑧ Zellatmung : $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6\text{O}_2 \rightarrow 6\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O} + \text{Zellenergie (ATP)}$



Baustein 1: Der Kohlenstoffkreislauf als System

Die Bedeutung der verschiedenen Kohlenstoffspeicher

Aufgaben:

- 1) Man stelle sich die reine Kohlenstoffmenge eines jeden Kohlenstoffspeichers (Tab. 1) als eine Schicht vor, die die gesamte Erdoberfläche bedeckt. Wie hoch wären die einzelnen Schichten? (Erdradius $r = 6370$ km).

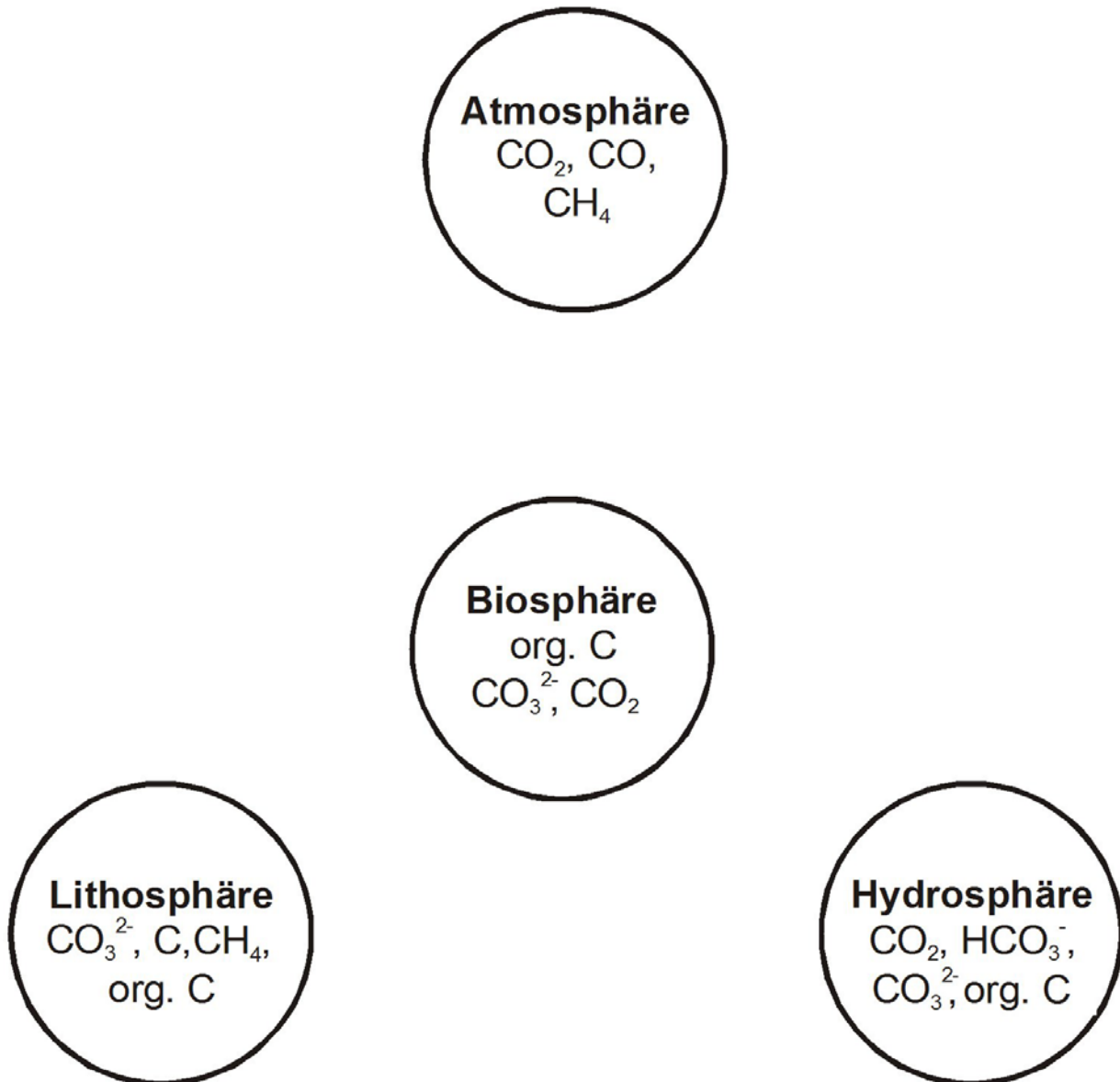
Speicher	Kohlenstoffmenge [GtC]
Atmosphäre	790
Biosphäre	700 3
Hydrosphäre	35.000
Lithosphäre Sediment Kerogen, Gashydrate Fossile Brennstoffe	mind. 60.000.000 mind. 15.000.000 derzeit bekannt 4.100
Pedosphäre	1.500

Tabelle 1: Kohlenstoffmengen in den Kohlenstoffspeichern

- 2) Wenn jede der vier Sphären mit jeder anderen in Wechselbeziehung steht, wie viel einzelne Austauschmöglichkeiten zwischen allen Sphären gibt es?



- 1) Fertigen Sie eine Skizze der Kohlenstoffspeicher in den vier Sphären und der Stoffflüsse zwischen den vier Sphären mit Hilfe von Pfeilen an und beschriften Sie die einzelnen Pfeile mit Ihnen bekannten physikalischen, chemischen oder biologischen Vorgängen.



- 2) Der Einfluss der Vegetationsdecke auf den Kohlenstoffkreislauf lässt sich in exakten Messungen der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre nachweisen. Die Werte im Jahresmittel (glatte Kurve) zeigen einen stetigen Anstieg. Im Monatsmittel beschreibt die Kurve einen zackigen Verlauf, jeweils im Oktober findet sich ein relatives Minimum. Deuten Sie die beiden Kurvenverläufe.

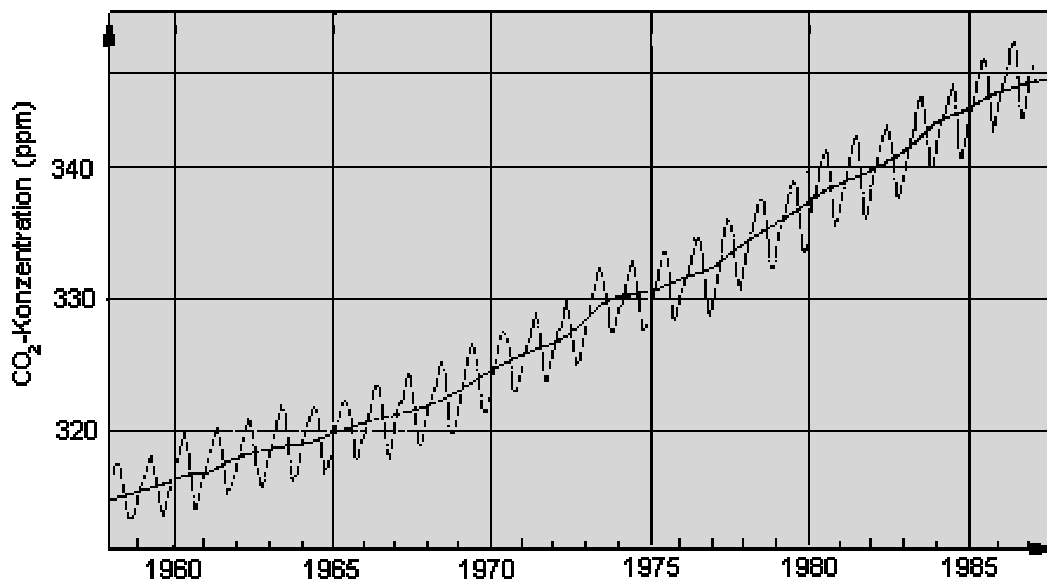


Abbildung 1: Änderung der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre im Laufe der Jahre (durchgezogene Linie) und innerhalb der verschiedenen Jahre (gepunktete Linie)



Baustein 1: Kohlenstoffkreislauf als System

Kohlenstoffkreislauf als Gruppenpuzzle

❶ Gruppenpuzzle zum Kohlenstoffkreislauf:

Die **Eismassen der Polarzonen** sind im letzten Jahrzehnt in das Blickfeld der Öffentlichkeit gerückt, da ihre Erforschung wesentliche Beiträge zum Klima der Eiszeiten, der Jetztzeit und möglicherweise auch der Zukunft liefern kann. Die bisherigen Forschungen und Ergebnisse können als spektakulär bezeichnet werden.

Materialien zum Kohlenstoffkreislauf stehen für drei Themenbereiche zur Verfügung:

- **Gruppe 1:** Der Kohlenstoffkreislauf – Variante X
- **Gruppe 2:** Der Kohlenstoffkreislauf – Variante Y
- **Gruppe 3:** Der Kohlenstoffkreislauf – Variante Z

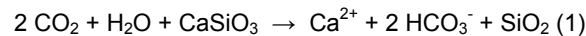
❷ Aufgaben:

- 1) Bestimmen Sie eine/n Moderator/in, der/die die Erfüllung des Arbeitsauftrages in der vorgegebenen Zeit überwachen soll. Nutzen Sie das Material "Arbeitsbericht für Gruppen" (Modul 3, Baustein 6, Material 3).
- 2) Erarbeiten Sie sich Wissen zum Thema Kohlenstoffkreislauf in **Expertengruppen**. Nutzen Sie hierfür die entsprechende Variante X, Y oder Z der Ausführungen zum Kohlenstoffkreislauf und lösen Sie in Ihrer Expertengruppe gemeinsam die Kontrollaufgaben. Fassen Sie Ihre Ergebnisse in einer Abbildung zusammen.
- 3) Setzen Sie sich mit Ihrer **Stammgruppe** zusammen und erklären Sie den anderen Gruppenmitgliedern anhand Ihrer Abbildung Ihre Variante des Kohlenstoffkreislaufs. Für Ihre Ausführungen haben Sie 5-10 Minuten Zeit.
 - a) Nachdem die drei Kreislaufvarianten in Ihrer Gruppe vorgestellt wurden, besorgen Sie sich von Ihrer Lehrerin bzw. Ihrem Lehrer die **Abbildung „Kohlenstoffkreislauf“**. In der Abbildung sind die verschiedenen Varianten des Kohlenstoffkreislaufs dargestellt. Kennzeichnen Sie die verschiedenen Kreisläufe mit folgendem Farbcode: Kreislauf X - rot, Kreislauf Y - blau, Kreislauf Z - grün.
 - b) Betrachten Sie in der Abbildung „Kohlenstoffkreislauf“ die dicken schwarzen Pfeile. Beschreiben Sie in wenigen Sätzen, welche Prozesse durch diese Pfeile dargestellt werden.
 - c) Notieren Sie außerdem, welche Kreislaufvariante von den dicken, schwarzen Pfeilen am stärksten beeinflusst wird. Begründen Sie Ihre Meinung in wenigen Sätzen.
 - d) Diskutieren Sie darüber, ob eine bestimmte Kreislauf-Variante den eigentlichen, wichtigen Kohlenstoff-Kreislauf darstellt. Begründen Sie Ihre Entscheidung.
 - e) Diskutieren Sie darüber, ob der Weg der Kohlenstoffatome im Kohlenstoffkreislauf festgelegt ist oder nicht. Begründen Sie Ihre Meinung.
- 4) Abschließend soll die Gruppenarbeit kritisch beurteilt werden. Hierfür sollen Sie das Material "Bewertungsbogen" (Modul 3, Baustein 6, Material 3) verwenden.

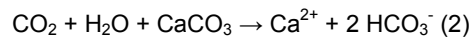


Gruppe 1: Der Kohlenstoffkreislauf – Variante X

Durch Vulkanausbrüche gelangen geschmolzene Gesteine aus dem Erdinnern an die Erdoberfläche und erkalten hier. Viele dieser erkalteten Gesteinsschmelzen enthalten Silikate, wie z.B. CaSiO_3 . Regenwasser und atmosphärisches CO_2 führen dazu, dass das Silikatgestein langsam verwittert. Dabei entstehen Calcium-Ionen (Ca^{2+}), Hydrogencarbonat-Ionen (HCO_3^-) und Quarz (Siliciumoxid = SiO_2):



Eine ähnliche Reaktion findet bei der Verwitterung von Kalkgestein statt:



Die Calcium- und Hydrogencarbonat-Ionen sind gut wasserlöslich. Sie werden über die Flüsse in die Meere gespült. Calcium(Ca^{2+})- und Hydrogencarbonat-Ionen (HCO_3^-) reagieren miteinander. Bei diesem Prozess entsteht Calciumcarbonat (Kalk; CaCO_3). Außerdem wird Kohlenstoffdioxid freigesetzt:



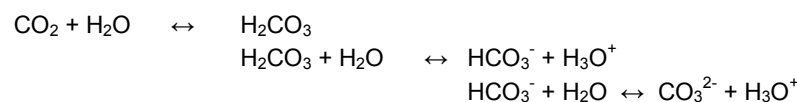
Kalk fällt allerdings nur unter bestimmten Bedingungen aus, z.B. bei hoher Calcium-Konzentration (bedingt durch hohe Wasserverdunstung) und einem basischen pH-Wert. Der Kalk sammelt sich am Meeresboden an, wo er durch den Druck der Wassersäule verfestigt wird. Auf diese Weise entsteht Kalkstein.

Bei den bisher beschriebenen Prozessen wechseln die Kohlenstoff-Atome (C) die Sphären: Bei der Silicat-Verwitterung werden pro Molekül Silicat 2 Kohlenstoffatome aus CO_2 von der Atmosphäre in die Hydrosphäre übergeführt. Bei der anschließenden Kalkbildung im Wasser (3) geht pro Ca^{2+} -Ion ein C-Atom in die Lithosphäre über (CaCO_3), während das andere in der Hydrosphäre bleibt (CO_2) bzw. von dort in die Atmosphäre gelangt.

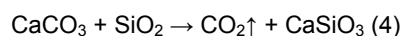
Die Kalkbildung im Meer kann nicht nur auf rein chemischem Wege im Wasser, sondern auch innerhalb von Organismen erfolgen. Bestimmte Organismen benötigen Kalk, um sich daraus Schalen oder Skelette aufzubauen. Zu diesen Kalkbildnern gehören Muscheln, Schnecken, Korallen, bestimmte Einzeller (Foraminiferen) sowie winzige Kalkalgen (Kalkflagellaten = *Coccolithophoriden*) von wenigen tausendstel Millimetern Größe. Diese Algen sind die produktivsten Kalkbildner. Sie haben im Laufe der Erdgeschichte mächtige Kreidelagerstätten erzeugt. Bei Kreide handelt es sich um weiße Kalke, die sich aus den Kalkschalen bzw. Kalkskeletten von Kleinstlebewesen gebildet haben und im Gegensatz zu Kalkstein stark „abfärben“. Die Reaktionsgleichung für die Kalkbildung ist dieselbe wie bei der chemischen Kalkbildung (2). Es wird somit in beiden Fällen CO_2 freigesetzt.

Die im Wasser gelösten CO_2 -Moleküle „bewegen“ sich (diffundieren) ständig zwischen den Wassermolekülen hin- und her. An der Wasseroberfläche können sie auch in die Atmosphäre übertreten, ebenso wie CO_2 -Moleküle aus der Luft ins Wasser wechseln können. Ob der Ozean CO_2 aus der Atmosphäre aufnimmt oder an sie abgibt, wird durch den Partialdruck bestimmt. Ist dieser in der Atmosphäre höher, dringt CO_2 in den Ozean ein und umgekehrt.

Ein kleiner Teil der gelösten CO_2 -Moleküle reagiert mit dem umgebenden Wasser zu Kohlensäure (H_2CO_3). Diese dissoziiert im Wasser größtenteils zu Hydrogencarbonat (HCO_3^-) und Protonen (H_3O^+). Es entstehen auch Carbonat-Ionen:



Wie gelangt nun das Kohlenstoffatom aus dem Kalk (CaCO_3), der sich im Sediment des Meeresbodens befindet, zurück in die Atmosphäre? Ein Beispiel hierfür sind die Umwandlungsprozesse in sogenannten Subduktionszonen. In diesen Zonen schiebt sich eine Erdkrustenplatte unter eine andere. Kalk (CaCO_3) und Sand (überwiegend Siliciumoxid = SiO_2), die sich auf der absinkenden Erdkrustenplatte befinden, werden durch die höheren Temperaturen und Drücke, die im oberen Erdmantel herrschen, umgewandelt. Dabei entstehen Silikate (z.B. CaSiO_3). Außerdem wird CO_2 freigesetzt.



Durch Vulkanausbrüche kann das entstandene CO_2 zusammen mit der Gesteinsschmelze in die Atmosphäre zurückgelangen. Das Kohlenstoff-Atom vollzieht somit einen Wechsel von der Lithosphäre (Gesteinsphäre) in die Atmosphäre.

Kontrollaufgaben:

- 1) Zeichnen Sie in die **Abbildung 1** den Kohlenstoffkreislauf ein, wie er in Ihrem Informationstext beschrieben ist. Wählen Sie dabei als Darstellungsform ein Flussdiagramm. Es setzt sich aus Pfeilen und stichwortartigen Beschriftungen zusammen.

Beispiele:

tierisches Plankton $\xrightarrow{\text{frisst}}$ pflanzliches Plankton und Bakterien

Kalk (CaCO_3) und Sand (vorwiegend aus SiO_2) $\xrightarrow{\text{werden in den Subduktionszonen umgewandelt in}}$ CO_2 und CaSiO_3

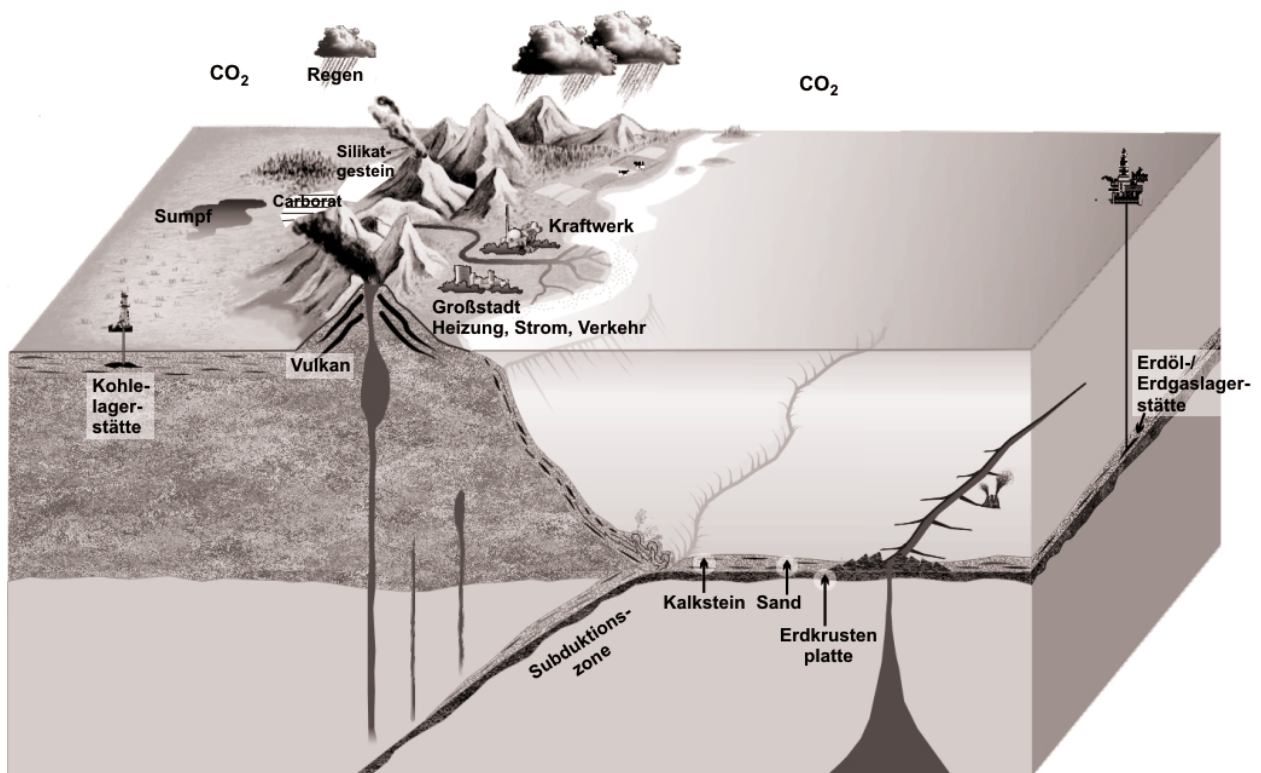


Abbildung 1: Grafische Vorlage für das Einzeichnen des Kohlenstoffkreislaufs

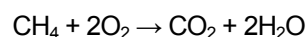
- 2) Benennen Sie Ihre Variante des Kohlenstoffkreislaufs. Der Name ergibt sich aus den Antworten zu 2a) und 2 b):
- Geben Sie an, ob es sich eher um einen langfristigen oder einen kurzfristigen Kreislauf handelt. Ersterer braucht für seinen gesamten Ablauf Millionen bis Milliarden von Jahren. Letzterer ist in kürzeren Zeiträumen „durchschritten“ (unter kurzfristig versteht man Stunden oder noch kürzere Zeitabschnitte bis mehrere Tausend Jahre).
 - Geben Sie außerdem an, ob es ein mehrheitlich anorganischer oder ein im Wesentlichen organischer Kreislauf ist. Im ersten Fall sind keine (kaum) Lebewesen am Kreislauf beteiligt und es liegen auch keine organischen Verbindungen vor. Im zweiten Fall spielen die Stoffwechselprozesse von Lebewesen eine wichtige Rolle.



Gruppe 2: Der Kohlenstoffkreislauf – Variante Y

Erdöl ist ein fossiler Rohstoff. Es besteht aus einem flüssigen Gemisch von verschiedenen organischen Kohlenstoffverbindungen. Darin gelöst befinden sich Anteile von Erdgas (das zu 85% aus Methan = CH₄ besteht).

Erdöl entsteht, wenn kohlenstoffhaltige Partikel aus toten Lebewesen oder in Form von Kot auf den Meeresboden gelangen und sich dort ablagern (Sedimentation). Aufgrund von Sauerstoffmangel wird der Abbau dieser organischen Ablagerungen zu CO₂ und Wasser verhindert. Dadurch, dass sich immer neue Schichten von Sinkstoffen ablagern, kommt es zu einer schrittweisen Versenkung in immer größere Tiefen. Hier herrschen hohe Temperaturen und Drücke, die eine chemische Umwandlung des organischen Materials und schließlich die Freisetzung von Erdöl und Erdgas bewirken. Erdöl und Erdgas wandern aufgrund ihrer relativ geringen Dichte in den Ablagerungsgesteinen nach oben bis sie auf eine undurchlässige Schicht treffen. In Hohlräumen des darunter liegenden Gesteins sammeln sie sich an. Die Bildung solcher Erdöl-Lagerstätten vollzieht sich extrem langsam: Die ältesten von ihnen entstanden vermutlich vor ca. drei Milliarden Jahren. Die wichtigsten Lagerstätten dürften 500 - 100 Millionen Jahre alt sein. Aber selbst Erdöllager können nicht als unveränderlich angesehen werden. Es ist denkbar, dass es in extrem langen Zeiträumen zu einem weiteren Absinken der Gesteinsschichten und der darin befindlichen Erdöllager kommt. Letztere sind dann steigenden Temperaturen ausgesetzt und durch die Hitze wird das Erdöl zersetzt. Dabei entsteht Methan. Durch Verschiebungen der Gesteinsschichten können Risse entstehen, durch die das Erdgas an die Erdoberfläche dringt. Wenn das aufsteigende Methan dann im Meer die sauerstoffhaltigen Wasserschichten erreicht, so wird es hier von Methan-oxidierenden Bakterien verwertet. Diese Bakterien nutzen Methan (CH₄) zur Energiegewinnung. Dabei entsteht als Abfallprodukt CO₂, das in die Atmosphäre entweicht.



Auch auf dem Festland ist die Bildung von fossilen Brennstoffen möglich. Eine Voraussetzung hierfür sind überflutete Landschaften, wie sie zum Beispiel die Waldsümpfmoores in der Karbonzeit (vor ca. 350 - 290 Millionen Jahren) darstellen. Abgestorbene Pflanzen versanken im Schlamm der Sümpfe und gerieten hier unter Luftabschluss. Bei Sauerstoffmangel ist ein vollständiger Abbau der organischen Materie zu CO₂ und Wasser jedoch nicht möglich. Jetzt müssen andere, sogenannte anaerobe Bakterien, die nur unter Sauerstoffausschluss lebensfähig sind, die Zersetzungsprozesse durchführen. Sie zerlegen größere organische Moleküle in kleinere organische Moleküle. Zur Energiegewinnung nutzen sie Gärungsprozesse oder sauerstoffunabhängige Varianten der Zellatmung. Hierbei werden unter anderem CO₂ und Methan freigesetzt. Diese Gase können zurück in die Atmosphäre diffundieren. Sie enthalten jedoch nur einen Teil der Kohlenstoffatome, die ursprünglich im organischen Material gebunden waren. Die restlichen Kohlenstoffatome verbleiben in den organischen Verbindungen, welche durch die bakteriellen Zersetzungsprozesse unter Luftabschluss zu Torf umgewandelt werden. Durch die Ablagerung neuer Schichten und die Absenkung des organischen Materials kommt es zu einer weiteren Umwandlung: Erhöhter Druck und erhöhte Temperaturen bewirken die Entstehung von Kohle.

Durch Plattenbewegungen und Gebirgsauffaltungen haben sich die abgelagerten Kohle- und Gesteinsschichten gegeneinander verschoben. Einige Kohleablagerungen kommen somit an die Erdoberfläche. Hier sind sie Verwitterungs- und mikrobiellen Zersetzungsprozessen ausgesetzt. Diese führen dazu, dass Kohlenstoffatome von der Gesteinssphäre (Lithosphäre) in die Atmosphäre gelangen, indem sie von der organischen Kohle in anorganisches Kohlenstoffdioxid übergeführt werden.

Damit sich der Kreislauf schließt, müssen die Kohlenstoffatome, die in der Atmosphäre in Form von CO₂ vorliegen, zurück in die Biosphäre gelangen, wo sie Bestandteil von organischen Verbindungen sind. Dieser Umwandlungsprozess wird von den Pflanzen und bestimmten Bakterien (zum Beispiel „Blualgen“ = Cyanobakterien) durchgeführt und als Fotosynthese bezeichnet.

Kontrollaufgaben:

1) Zeichnen Sie in die **Abbildung 1** den Kohlenstoffkreislauf ein, wie er in Ihrem Informationstext beschrieben ist. Wählen Sie dabei als Darstellungsform ein Flussdiagramm. Es setzt sich aus Pfeilen und stichwortartigen Beschriftungen zusammen.

Beispiele:

tierisches Plankton $\xrightarrow{\text{frisst}}$ pflanzliches Plankton und Bakterien

Kalk (CaCO_3) und Sand (vorwiegend aus SiO_2) $\xrightarrow{\text{werden in den Subduktionszonen umgewandelt in}}$ CO_2 und CaSiO_3

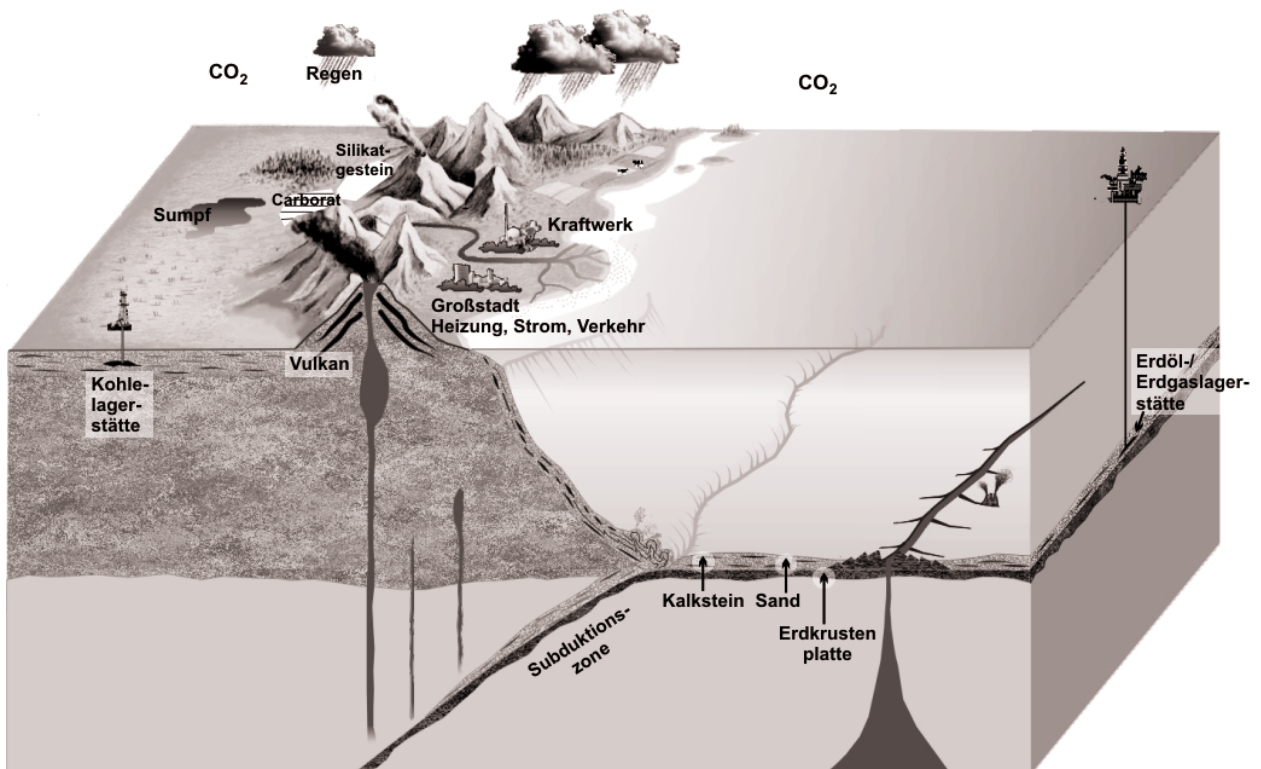


Abbildung 1: Grafische Vorlage für das Einzeichnen des Kohlenstoffkreislaufs

2) Benennen Sie Ihre Variante des Kohlenstoffkreislaufs. Der Name ergibt sich aus den Antworten zu 2a) und 2 b):

- Geben Sie an, ob es sich eher um einen langfristigen oder einen kurzfristigen Kreislauf handelt. Ersterer braucht für seinen gesamten Ablauf Millionen / Milliarden von Jahren. Letzterer ist in kürzeren Zeiträumen „durchschritten“ (Unter kurzfristig versteht man auch einige Jahrzehnte bis Jahrtausende).
- Geben Sie außerdem an, ob es ein mehrheitlich anorganischer oder ein im Wesentlichen organischer Kreislauf ist. Im ersten Fall sind keine (kaum) Lebewesen am Kreislauf beteiligt und es liegen auch keine organischen Verbindungen vor. Im zweiten Fall spielen die Stoffwechselprozesse von Lebewesen im Kohlenstoffkreislauf eine wichtige Rolle.

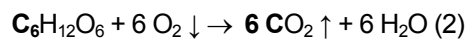


Gruppe 3: Der Kohlenstoffkreislauf – Variante Z

Grüne Pflanzen bezeichnet man als Produzenten, da sie anorganisches CO₂ aufnehmen und es in organische Verbindungen einbauen. Die Kohlenstoffatome gelangen dabei von der Atmosphäre in die Biosphäre. Der hierfür zuständige Prozess heißt Fotosynthese und das Endprodukt ist Glucosephosphat, das weiter in Stärke oder Zucker umgewandelt wird. Vereinfacht kann man für die Fotosynthese die folgende Reaktionsgleichung aufschreiben:



Die Produkte der Fotosynthese dienen zum Aufbau von anderen organischen Stoffen in der Pflanzenzelle, wie z. B. von Speicher- oder Baustoffen. Damit solche und andere Stoffumwandlungen stattfinden können, benötigt die Pflanze Energie: ATP (Zellenergie). Um ATP herzustellen, kann Glucose als Ausgangsstoff dienen. Den Energiegewinnungsprozess selbst bezeichnet man als Zellatmung. Vereinfacht dargestellt entspricht die Reaktionsgleichung für die Zellatmung (2) jener für die Fotosynthese (1), jedoch verläuft sie in umgekehrter Richtung. Die Kohlenstoffatome, die in der organischen Verbindung Glucose enthalten sind, werden im Laufe der Zellatmung (s. Citratzyklus) als CO₂ freigesetzt. Sie gelangen dabei von der Biosphäre zurück in die Atmosphäre.



Eine Nahrungskette beschreibt jeweils eine Reihe von Organismen, die in ihrer Ernährung voneinander abhängig sind. Am Anfang einer solchen Nahrungskette stehen die Produzenten, die selbstständig organische Verbindungen aus anorganischen Verbindungen aufbauen können. Auf die Produzenten folgen die Konsumenten erster Ordnung (Pflanzen- und Bakterienfresser) und dann die Konsumenten höherer Ordnung (Fleischfresser). Im Meer ist eine solche Nahrungskette oft vier- bis sechsgliedrig: z.B. pflanzliches Plankton → kleines tierisches Plankton → großes räuberisches Plankton → Jungfische → größere Knochenfische → Haie oder Kopffüßer. Tatsächlich sind Nahrungsketten vielfältig zu Nahrungsnetzen verknüpft. Alle Konsumenten haben gemeinsam, dass sie keine Kohlenstoffatome aus anorganischen Verbindungen (z. B. aus CO₂) in organische Verbindungen (zum Beispiel Glucose) überführen können. Sie gewinnen organische Verbindungen nur dadurch, dass sie andere Lebewesen fressen.

Bei den Produzenten in den Ozeanen handelt es sich in erster Linie um das pflanzliche Plankton, d.h. um sehr kleine Algen sowie um photosynthetisch aktive Bakterien (Cyanobakterien). Die Planktonorganismen werden passiv mit dem Wasserstrom verfrachtet. Ein beträchtlicher Teil der Fotosyntheseprodukte gelangt ins umliegende Wasser, indem diese Stoffe aus den Lebewesen heraus diffundieren. Diese organische Substanz liegt im Wasser als „gelöster organischer Kohlenstoff“ vor. Dieser kann von Mikroorganismen (u.a. Bakterien, Einzeller) als Nahrungsquelle genutzt werden. Er wird dabei entweder als Baustoff für die Zellsubstanz verwendet oder als Brennstoff zur Energiegewinnung. In der Gegenwart von O₂ werden die organischen Kohlenstoffverbindungen, die für die Energiegewinnung genutzt werden, vollständig abgebaut. Der hierfür zuständige Prozess ist die Zellatmung. Die Endprodukte sind CO₂ und Wasser.

Wenn genügend Mineralstoffe im Wasser vorhanden sind, kann es beim pflanzlichen Plankton zu einer Massenvermehrung kommen. Sobald einer der Mineralstoffe, welche die Planktonorganismen zum Wachsen brauchen, im Meer ins Minimum gerät, endet diese Vermehrung abrupt und geht in einen Absterbeprozess über.

Abgestorbenes pflanzliches Plankton und abgestorbene Konsumenten stellen eine Ansammlung von organischem Material dar. Dieses kann anderen Lebewesen, z.B. Bakterien, als Nahrung dienen. Durch Zellatmung bauen diese Lebewesen die organische Materie wieder zu CO₂ und Wasser ab.

Ein Teil der verklumpten Plankton- oder auch Kotpartikel sinkt in die Tiefe und gelangt schließlich ins Sediment. Durch Sauerstoffmangel im Tiefenwasser ist ein vollständiger Abbau des organischen Materials nicht mehr möglich.

Kontrollaufgaben:

- 1) Zeichnen Sie in die **Abbildung 1** den Kohlenstoffkreislauf ein, wie er in Ihrem Informationstext beschrieben ist. Wählen Sie dabei als Darstellungsform ein Flussdiagramm. Es setzt sich aus Pfeilen und stichwortartigen Beschriftungen zusammen.

Beispiele:

tierisches Plankton *frisst* → *pflanzliches Plankton und Bakterien*

Kalk (CaCO₃) und Sand (vorwiegend aus SiO₂) *werden in den Subduktionszonen umgewandelt in* *CO₂ und CaSiO₃*

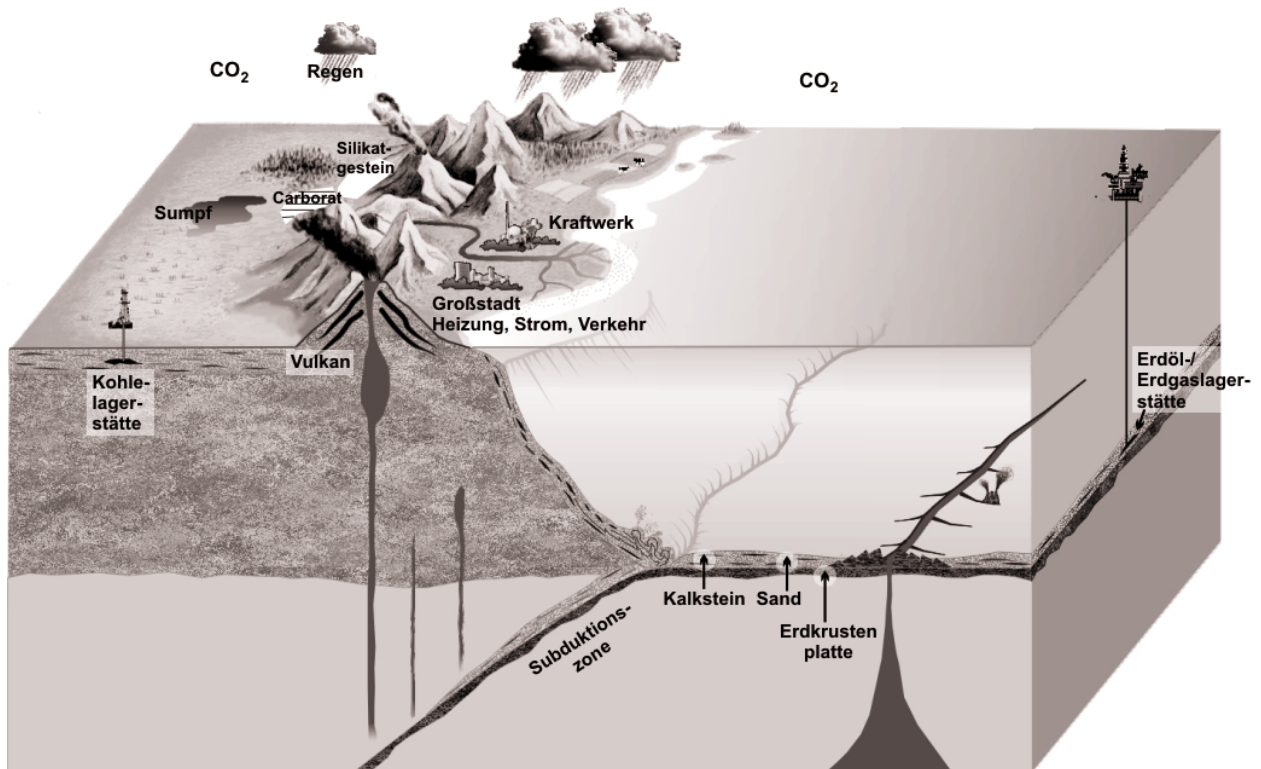


Abbildung 1: Grafische Vorlage für das Einzeichnen des Kohlenstoffkreislaufs

- 2) Benennen Sie Ihre Variante des Kohlenstoffkreislaufs. Der Name ergibt sich aus den Antworten zu 2a) und 2 b):
- Geben Sie an, ob es sich eher um einen langfristigen oder einen kurzfristigen Kreislauf handelt. Ersterer braucht für seinen gesamten Ablauf Millionen / Milliarden von Jahren. Letzterer ist in kürzeren Zeiträumen „durchschritten“ (Unter kurzfristig versteht man auch einige Jahrzehnte bis Jahrtausende).
 - Geben Sie außerdem an, ob es ein mehrheitlich anorganischer oder ein im Wesentlichen organischer Kreislauf ist. Im ersten Fall sind keine (kaum) Lebewesen am Kreislauf beteiligt und es liegen auch keine organischen Verbindungen vor. Im zweiten Fall spielen die Stoffwechselprozesse von Lebewesen im Kohlenstoffkreislauf eine wichtige Rolle.

Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid im Wasser

❶ Materialien:

- 2 Büretten (oder andere Glasrohre)
- 2 Kolbenprober
- 2 Stative
- 2 Wannen
- 2 Stück Schlauch
- CO₂-Gas
- Leitungswasser

❷ Durchführung:

- I. Die Wannen sowie die Büretten werden mit Wasser aufgefüllt. Achten Sie dabei darauf, dass die Wassertemperatur gleich ist.
- II. Die Büretten werden mit der Öffnung nach unten in die Wannen gestellt und so fixiert, dass kein Wasser auslaufen kann (s. Abb. 1).
- III. Die Kolbenprober werden gefüllt (einer mit Luft, einer mit CO₂).
- IV. Leiten Sie nun Luft aus dem Kolbenprober von unten **langsam** und in sehr kleinen Mengen in die Bürette. **Vorsicht:** Kolbenprober festhalten, wenn der Hahn geöffnet wird, da sonst das gesamte Gas auf einmal ausfließt.
- V. Beobachten Sie die Veränderung der Größe der Gasblasen im unteren und oberen Teil der Glassäule.
- VI. Führen Sie das Experiment mit Kohlenstoffdioxid an der anderen Glassäule durch.

❸ Aufgaben:

- 1) Beschreiben Sie die Ergebnisse.
- 2) Interpretieren Sie das Ergebnis.

Quelle: PASCHMANN, A. et. al. 2000, S. 170 - 175.

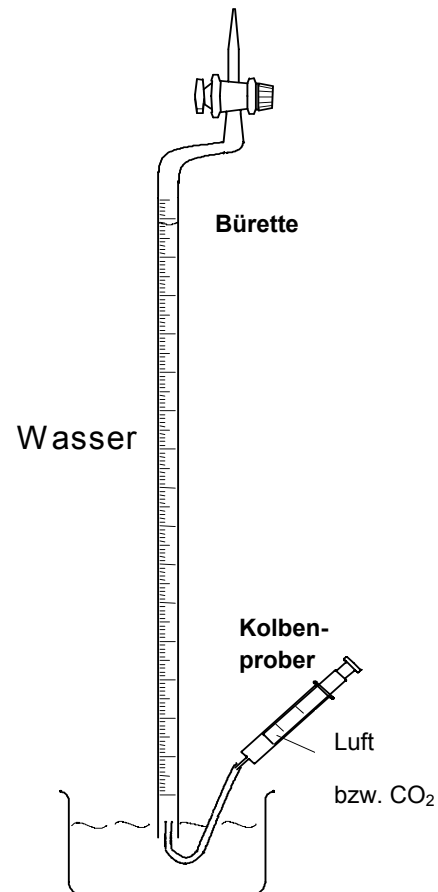


Abbildung 1: Versuchsaufbau.
 Die Apparatur benötigt man je einmal für Luft und CO₂.

Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Kohlenstoffdioxid-Sättigung des Wassers

❶ Materialien:

- 500 ml Messzylinder
- Vitamin-Brausetabletten
- Leitungswasser
- eine durchsichtige Wanne
- ein kleines Becherglas (ca. 50 ml)
- Stativ

❷ Durchführung:

- I. Die Wanne wird bis ca. zur Hälfte mit Leitungswasser gefüllt.
- II. Der Messzylinder wird vollständig mit Leitungswasser gefüllt. Danach wird er mit der Öffnung nach unten in die Wanne gestellt und so fixiert, dass zwischen dem Messzylinder und dem Boden genug Platz für das Becherglas bleibt (s. Abb. 1). Achten Sie dabei darauf, dass die Messleiste des Messzylinders gut abgelesen werden kann.
- III. Unter die Öffnung des Messzylinders wird nun das Becherglas gelegt. In das Becherglas wird eine Brausetablette gelegt. Nachdem sich diese aufgelöst hat, wird das entstandene CO_2 -Volumen im oberen Teil des Zylinders abgelesen.
- IV. Anschließend wird eine zweite Brausetablette unter die Öffnung gelegt und wieder die zusätzlich entstandene CO_2 -Menge abgelesen.

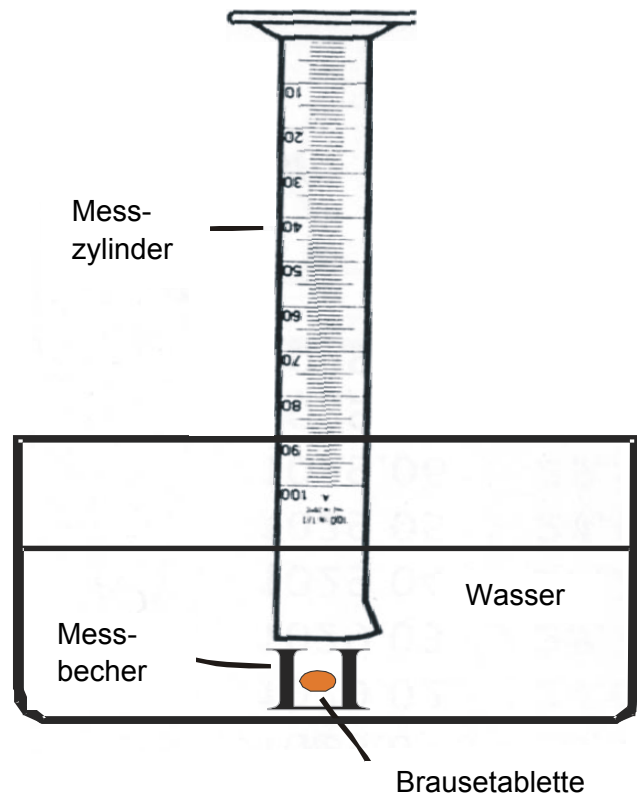


Abbildung 1: Versuchsaufbau.

❸ Aufgaben:

- 1) Stellen Sie Ihre Ergebnisse tabellarisch dar.
- 2) Beschreiben Sie Ihre Ergebnisse.
- 3) Interpretieren Sie das Ergebnis.

Nach PASCHMANN, A. et al. (2000): Die Bedeutung der Ozeane im Kohlenstoffkreislauf. In: MNU 53/3, S. 170 - 175

Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Der Einfluss der Temperatur auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser

❶ Materialien:

- Gaswaschflasche (langes Einfüllrohr)
- 2 Kolbenprober
- Stativmaterial
- CO₂-Gas
- Thermometer
- Eis
- Messbecher
- Leitungswasser
- Uhr

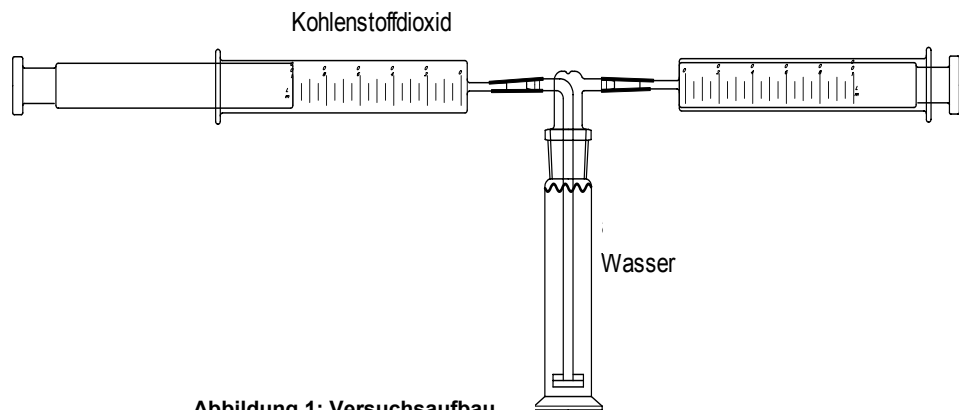


Abbildung 1: Versuchsaufbau.

❷ Durchführung:

- I. In dem Messbecher wird Eiswasser hergestellt.
- II. Die Gaswaschflasche wird unter dem Wasserhahn mit warmem Wasser erwärmt und mit ca. 30°C warmem Wasser bis nach oben gefüllt.
- III. Ein Kolbenprober wird mit CO₂-Gas gefüllt und mit der Waschflasche verbunden. Der zweite Kolbenprober wird an der anderen Seite der Waschflasche befestigt (s. Abb. 1).
- IV. Leiten Sie 100 ml Kohlenstoffdioxid langsam (Durchlaufzeit ca. 2 Minuten) durch die Waschflasche.
- V. Ermitteln Sie aus dem Gasvolumen, das im zweiten Kolbenprober aufgefangen wird, das Volumen an Kohlenstoffdioxid, das vom Wasser aufgenommen wurde.
- VI. Führen Sie diesen Versuch nochmals mit dem Eiswasser in der Waschflasche durch. Achten Sie darauf, dass kein Eis in die Gaswaschflasche kommt.

❸ Aufgaben:

- 1) Stellen Sie Ihre Ergebnisse tabellarisch dar.
- 2) Wie könnte man den Einfluss von Temperatur auf die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben?
- 3) Was bedeutet das für die Hydrosphäre der Erde?

Nach PASCHMANN, A. et al. (2000): Die Bedeutung der Ozeane im Kohlenstoffkreislauf. In: MNU 53/3, S. 170 - 175

Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Der Einfluss des Drucks auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser

❶ Materialien:

- Kolbenprober mit Hahn (100 ml, ausnahmsweise mit Schliff Fett gefettet)
- Mischindikatorlösung pH 5 (Merck Nr. 6130) oder Tashiro-Indikator (0,03g = 0,03 % Methylrot in 100 ml Ethanol (96 %) + 0,015 g Methylblau in 30 ml dest. H₂O)
- CO₂-Gas
- Becherglas (250 ml)
- Natronlauge (0,1 mol/l)
- destilliertes Wasser
- 2 Pipetten (5 ml)

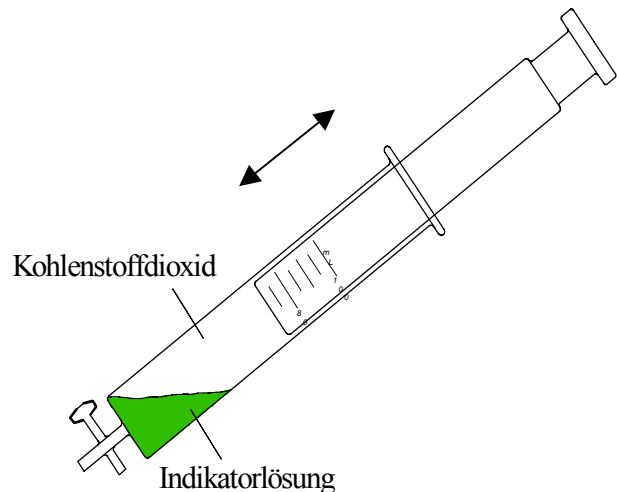


Abbildung 1: Versuchsaufbau.

❷ Durchführung:

- I. Ansetzen der Indikatorlösung: In einem Becherglas werden 200 ml destilliertes Wasser mit 2 ml Mischindikator sowie 4 ml Natronlauge vermischt. Die Indikatorlösung soll eine grüne Färbung annehmen.
- II. In einen Kolbenprober mit Hahn gibt man 30 ml Kohlenstoffdioxid.
- III. Man saugt noch 20 ml der Indikatorlösung dazu.
- IV. Anschließend schüttelt man den Kolbenprober bei geschlossenem Hahn und drückt den Kolben kräftig hinein.
- V. Danach zieht man den Kolben unter Schütteln zurück, sodass ein kräftiger Unterdruck entsteht.
- VI. Der Vorgang wird einige Male wiederholt.

❸ Aufgaben:

- 1) Notieren Sie Ihre Beobachtungen.
- 2) Wie könnte man den Einfluss von Druck auf die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben?
- 3) Was bedeutet das für die Hydrosphäre der Erde?

Nach: PASCHMANN, A. et al. (2000): Die Bedeutung der Ozeane im Kohlenstoffkreislauf. In: MNU 53/3, S. 170 - 175

Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Der Einfluss des Salzgehaltes auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser

❶ Materialien:

- Gaswaschflasche mit Fritte (250 ml)
- 2 Kolbenprober
- Waage
- Messzylinder (250 ml)
- 2 Messbecher (oder sonstige Behälter für die Kochsalzlösung)
- Schlauchmaterial
- Stativmaterial
- Kochsalz
- destilliertes Wasser
- CO₂-Gas

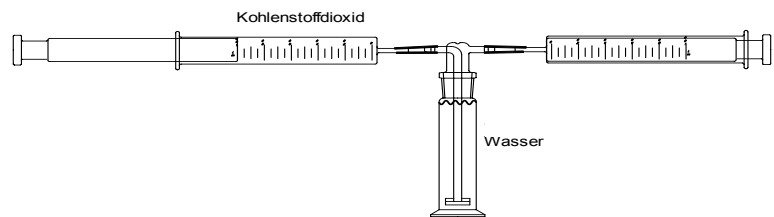


Abbildung 1: Versuchsaufbau.

❷ Durchführung:

- I. Die Gaswaschflasche wird mit 250 ml destilliertem Wasser gefüllt.
- II. Die 10%ige und 20%ige Kochsalzlösung wird hergestellt.
- III. Ein Kolbenprober wird mit 100 ml Kohlenstoffdioxid gefüllt.
- IV. Die Kolbenprober und die Gaswaschflasche werden mit Hilfe des Schlauchmaterials und des Stativs gemäß der Abbildung 4 aufgestellt.
- V. Kohlenstoffdioxid wird langsam und kontinuierlich (Durchlaufzeit ca. 2 Minuten) durch die Gaswaschflasche geleitet.
- VI. Das Volumen des in der Flüssigkeit gelösten Gases wird ermittelt.
- VII. Der Versuch wird mit 250 ml der 10%igen und 250 ml einer 20%igen Kochsalzlösung wiederholt.

❸ Aufgabe:

- 1) Stellen Sie Ihre Ergebnisse tabellarisch dar.
- 2) Wie könnte man den Einfluss vom Salzgehalt auf die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben?
- 3) Was bedeutet das für die Hydrosphäre der Erde?

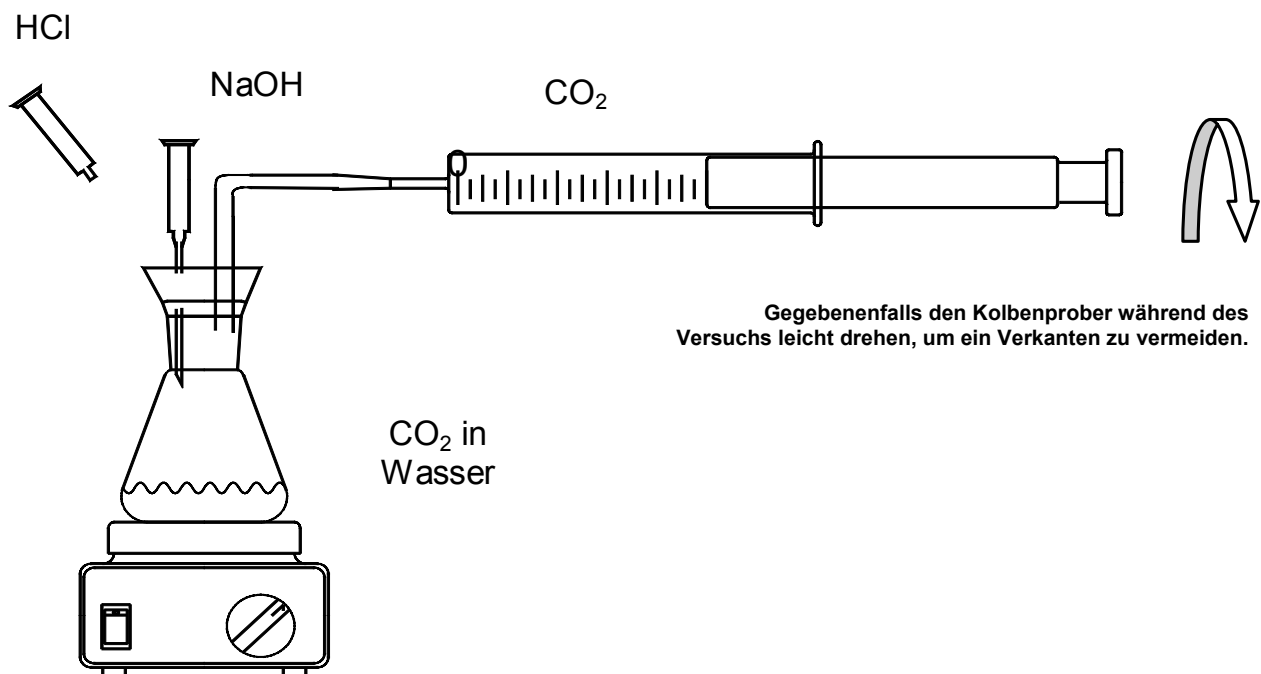
Nach: PASCHMANN, A. et al. (2000): Die Bedeutung der Ozeane im Kohlenstoffkreislauf. In: MNU 53/3

Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Der Einfluss des pH-Wertes auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser

❶ Materialien:

- 100 ml Saugflasche
- zu der Saugflasche passender Stopfen mit Bohrung
- Schlauchmaterial
- 2 Einwegspritzen (10 ml) mit Kanülen
- Kolbenprober mit Hahn
- Mineralwasser
- Magnetrührer mit Rührkern
- Natronlauge (0,5 mol/l)
- Salzsäure (0,5 mol/l)
- Universalindikatorlösung
- CO₂-Gas



Gegebenenfalls den Kolbenprober während des Versuchs leicht drehen, um ein Verkanten zu vermeiden.

Abbildung 1: Versuchsaufbau.



② Durchführung:

- I. 10 ml Mineralwasser werden in die Saugflasche gegeben und mit 4 Tropfen Universalindikator versetzt.
- II. Der Gasraum über der Lösung wird zur Verdrängung der Luft mit Kohlenstoffdioxid gespült. Die Saugflasche wird nun mit dem Stopfen verschlossen.
- III. Der Kolbenprober wird mit 100 ml Kohlenstoffdioxid gefüllt, an die Saugflasche angeschlossen und der Hahn geöffnet. Der Magnetrührer wird angestellt. (s. Abb. 1)
- IV. Der Gummistopfen wird mit einer Kanüle durchstochen. Mit einer Spritze werden durch die Kanüle 10 ml Natronlauge hinzugegeben. Man beobachtet so lange, bis keine Veränderung mehr eintritt.
- V. Dann werden durch die Kanüle mit der zweiten Spritze 10 ml der Salzsäure zugegeben.
- VI. Wenn wiederum keine Veränderung mehr am Kolbenprober zu beobachten ist, werden erneut 10 ml Natronlauge durch die zweite Kanüle hinzugefügt.

③ Aufgaben:

- 1) Notieren Sie Ihre Beobachtungen.
- 2) Wie kann man den Einfluss des pH-Wertes auf die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben?
- 3) Was bedeutet das für die Hydrosphäre der Erde?

Nach PASCHMANN, A. et al. (2000): Die Bedeutung der Ozeane im Kohlenstoffkreislauf. In: MNU 53/3, S. 170 - 175



Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Quantitative Bestimmung des Kalkgehalts im Boden

❶ Materialien:

- lufttrockene Böden
- Blumenerde
- Vogelsand
- möglichst klein zerschlagene Naturkreide
- alternativ: andere Böden mit bekannten und möglichst unterschiedlichen Kalkgehalten
- verdünnte Salzsäure, etwa 2-molar (10 %)
- Waage
- Kolbenprober
- Stativ
- Schlauch
- ein luftdicht abschließender Gummistopfen
- Standzylinder (mit z.B. 8 cm Durchmesser)
- Schnappdeckelgläschen (5 ml)

❷ Durchführung:

Achtung: Bei hohen Kalkgehalten müssen Sie darauf achten, dass der Kolben aus dem Kolbenprober herausgetrieben werden und dadurch auf den Boden fallen kann.

- I. Bauen Sie die Versuchsanordnung gemäß der Abbildung 1 zusammen.
- II. Geben Sie 2 g eine der vorbereiteten Bodenarten in den Zylinder.
- III. Füllen Sie das Schnappdeckelgläschen mit Salzsäure und stellen Sie auch dieses in den Zylinder.
- IV. Schließen Sie den Zylinder und öffnen Sie den Hahn am Kolbenprober.
- V. Schwenken Sie den Zylinder leicht, sodass das Schnappdeckelgläschen umkippt und der Boden mit Salzsäure versetzt wird.
- VI. Beobachten Sie die Bewegung des Kolbens.
- VII. Reinigen Sie den Zylinder und wiederholen Sie den Versuch mehrmals mit jeweils einer anderen Bodenart.

❸ Aufgaben:

- 1) Stellen Sie Ihre Ergebnisse tabellarisch dar.
- 2) Notieren Sie Ihre Beobachtungen.
- 3) Was ist chemisch „Kalk“? Schreiben Sie die Reaktionsgleichung der Umsetzung von „Kalk“ mit Salzsäure auf. Sie finden die Reaktionsgleichung im Chemiebuch. Wie ist das Aufschäumen beim Versuch zu erklären?

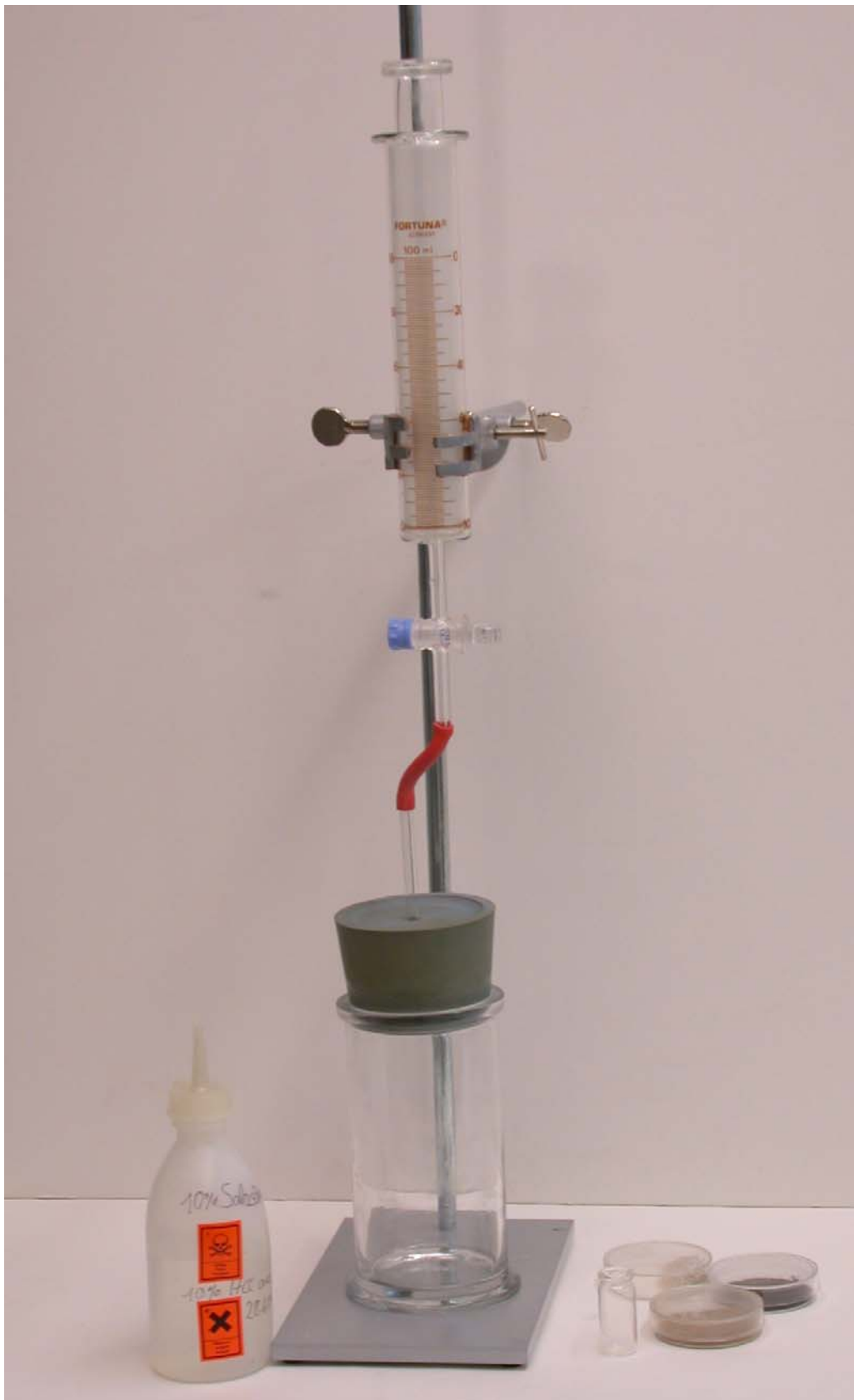


Abbildung 1: Versuchsaufbau zur quantitativen Bestimmung des Kalkgehalts im Boden.



Baustein 2: Versuche zum Kohlenstoffkreislauf

Mikroskopische Untersuchungen von Naturkreide

❶ Materialien:

- Naturkreide (z. B. Schreibkreide von Rügen)
- Tafelkreide
- Trockenschrank
- Wasserstoffperoxid (15 %ige Lösung)
- Schutzbrille
- Schutzhandschuhe
- Brenner
- Dreifuß, Drahtnetz
- Abzug
- Mikroskope
- Zentrifuge
- Kopien mit mikroskopischen Abbildungen von Foraminiferen

❷ Durchführung:

- I. Ein Brocken Naturkreide und ein Stück Tafelkreide werden in Zeitungspapier eingewickelt und mit dem Hammer in kleine Stücke zerschlagen.
- II. Diese Stücke werden im Wärmeschrank bei ca. 100° C über Nacht gründlich getrocknet, sodass aus allen Hohlräumen und Poren das Wasser verschwindet.
- III. Am folgenden Tag werden diese Stückchen in einer Abdampfschale mit einer 15%igen Lösung von Wasserstoffperoxid übergossen (Schutzhandschuhe! Schutzbrille!) und das Ganze wird vorsichtig einige Zeit mit Bunsenbrenner erhitzt.
- IV. Schließlich wird mit Wasser verdünnt, zentrifugiert, das Sediment mit Wasser gewaschen und erneut zentrifugiert.
- V. Nun kann mikroskopiert werden.

3 Aufgabe:

- 1) Welche Formen können Sie erkennen? Wie sind diese zu interpretieren?
- 2) Warum weicht die Probe mit Tafelkreide von der Probe mit Naturkreide ab?
- 3) Wie kann man die in der Naturkreide enthaltenen Kleinsttiere innerhalb des Kohlenstoffkreislaufs einordnen?

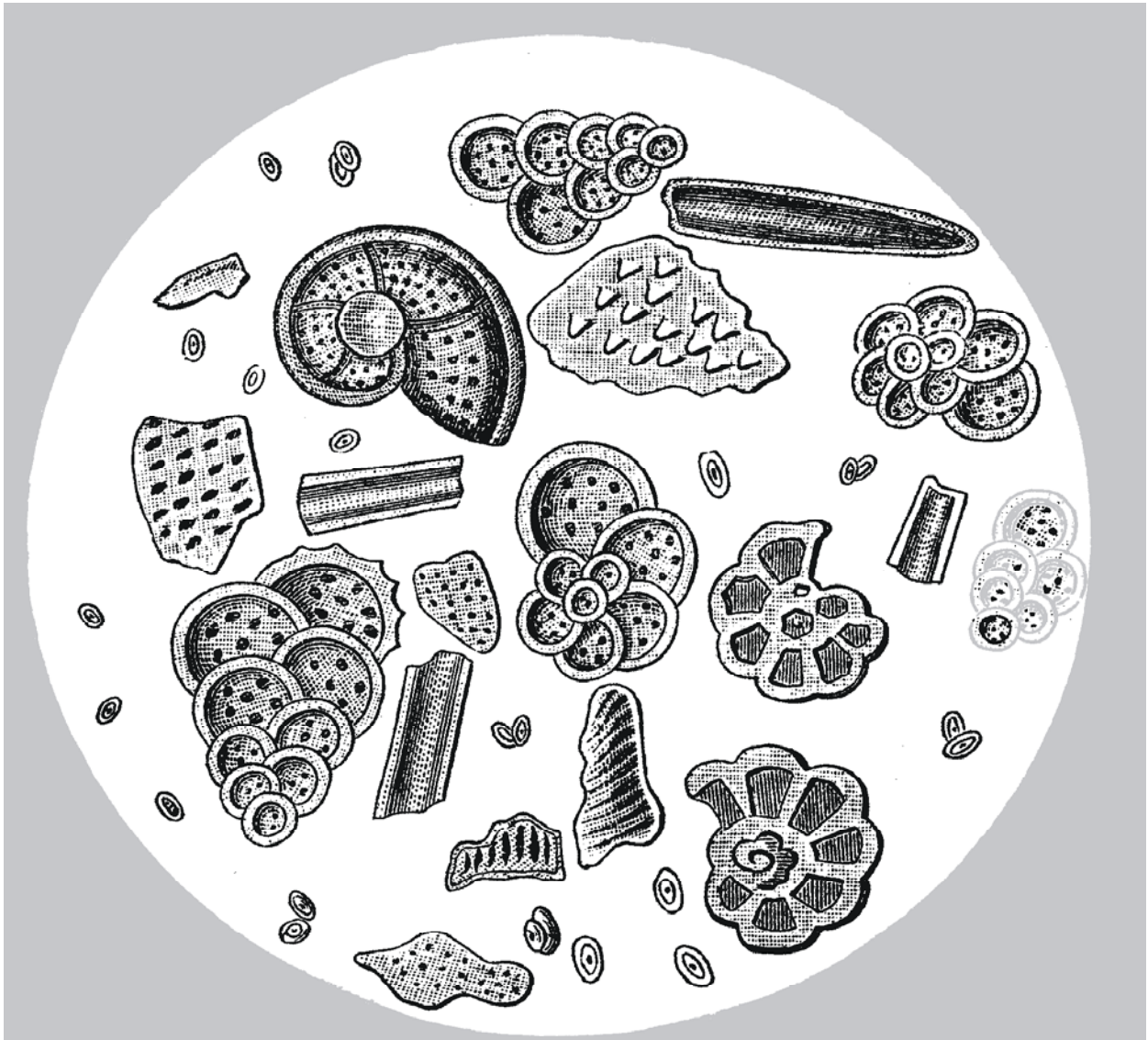


Abbildung 1: Geschlammte weiße Kreide unter dem Mikroskop in durchfallendem Licht; Vergrößerung ca. 300-fach; enthalten sind die Foraminiferen *Textularia*, *Globigerina* und *Rotalia*. (ZITTEL 1910, S. 24)

Baustein 2: Kohlenstoff im Gestein

Zusammenstellung aller Versuchsanleitungen

(1) Die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid im Wasse

❶ Materialien:

- 2 Büretten (oder andere Glasrohre)
- 2 Kolbenprober
- 2 Stative
- 2 Wannen
- 2 Stück Schlauch
- CO₂-Gas
- Leitungswasser

❷ Durchführung:

- I. Die Wannen sowie die Büretten werden mit Wasser aufgefüllt. Achten Sie dabei darauf, dass die Wassertemperatur gleich ist.
- II. Die Büretten werden mit der Öffnung nach unten in die Wannen gestellt und so fixiert, dass kein Wasser auslaufen kann (s. Abb. 1).
- III. Die Kolbenprober werden gefüllt (einer mit Luft, einer mit CO₂).
- IV. Leiten Sie nun Luft aus dem Kolbenprober von unten **langsam** und in sehr kleinen Mengen in die Bürette. **Vorsicht:** Kolbenprober festhalten, wenn der Hahn geöffnet wird, da sonst das gesamte Gas auf einmal ausfließt.
- V. Beobachten Sie die Veränderung der Größe der Gasblasen im unteren und oberen Teil der Glassäule.
- VI. Führen Sie das Experiment mit Kohlenstoffdioxid an der anderen Glassäule durch.

❸ Aufgaben:

- 1) Beschreiben Sie die Ergebnisse.
- 2) Interpretieren Sie das Ergebnis.

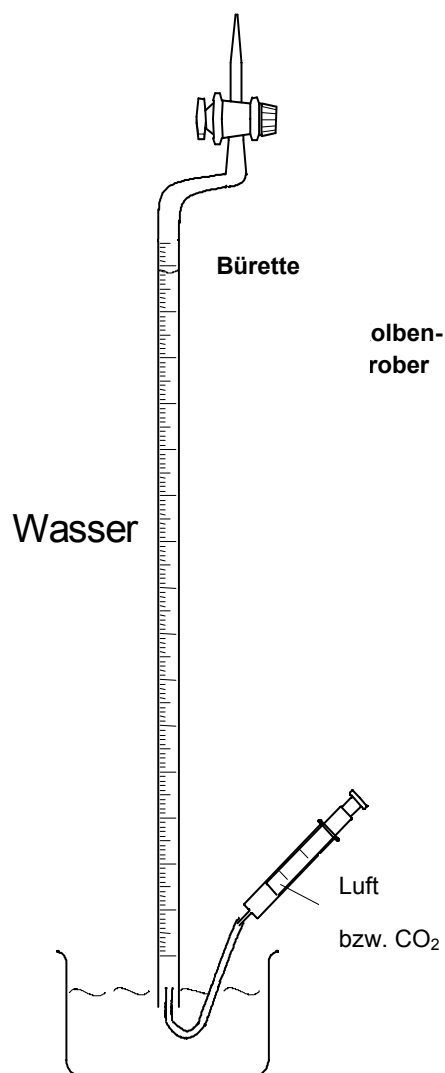


Abbildung 1: Versuchsaufbau. Die Apparatur benötigt man je einmal für Luft und CO₂.

(2) Kohlenstoffdioxid-Sättigung des Wassers

1 Materialien:

- 500 ml Messzylinder
- Vitamin-Brausetabletten
- Leitungswasser
- eine durchsichtige Wanne
- ein kleines Becherglas (ca. 50 ml)
- Stativ

2 Durchführung:

- I. Die Wanne wird bis ca. zur Hälfte mit Leitungswasser gefüllt.
- II. Der Messzylinder wird vollständig mit Leitungswasser gefüllt. Danach wird er mit der Öffnung nach unten in die Wanne gestellt und so fixiert, dass zwischen dem Messzylinder und dem Boden genug Platz für das Becherglas bleibt (s. Abb. 1). Achten Sie dabei darauf, dass die Messleiste des Messzylinders gut abgelesen werden kann.
- III. Unter die Öffnung des Messzylinders wird nun das Becherglas gelegt. In das Becherglas wird eine Brausetablette gelegt. Nachdem sich diese aufgelöst hat, wird das entstandene CO_2 -Volumen im oberen Teil des Zylinders abgelesen.
- IV. Anschließend wird eine zweite Brausetablette unter die Öffnung gelegt und wieder die zusätzlich entstandene CO_2 -Menge abgelesen.

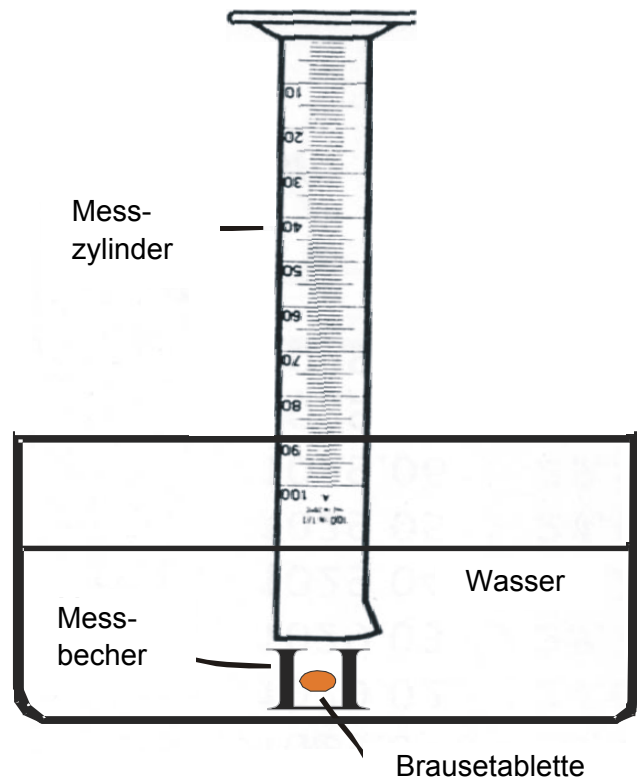


Abbildung 2: Versuchsaufbau.

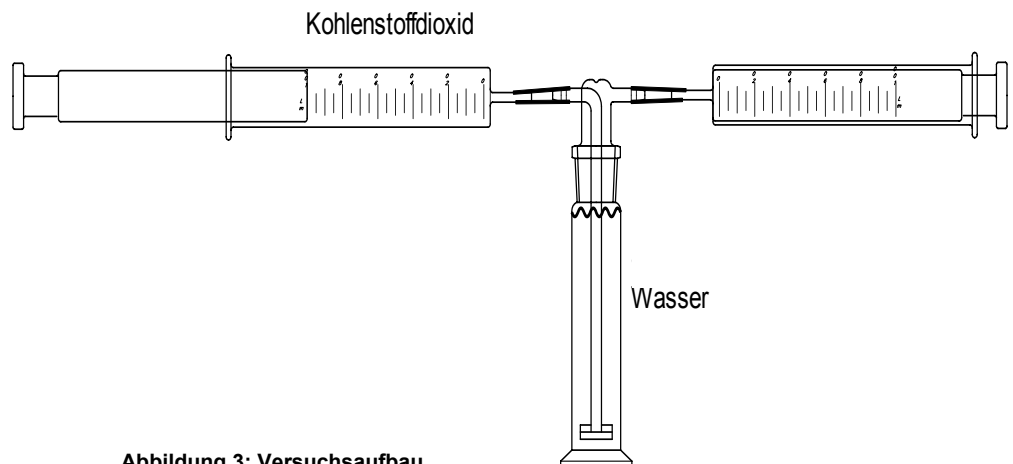
3 Aufgaben:

- 1) Stellen Sie Ihre Ergebnisse tabellarisch dar.
- 2) Beschreiben Sie Ihre Ergebnisse.
- 3) Interpretieren Sie das Ergebnis.

(3) Der Einfluss der Temperatur auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser

❶ Materialien:

- Gaswaschflasche (langes Einfüllrohr)
- 2 Kolbenprober
- Stativmaterial
- CO₂-Gas
- Thermometer
- Eis
- Messbecher
- Leitungswasser
- Uhr



❷ Durchführung:

- I. In dem Messbecher wird Eiswasser hergestellt.
- II. Die Gaswaschflasche wird unter dem Wasserhahn mit warmem Wasser erwärmt und mit ca. 30°C warmem Wasser bis nach oben gefüllt.
- III. Ein Kolbenprober wird mit CO₂-Gas gefüllt und mit der Waschflasche verbunden. Der zweite Kolbenprober wird an der anderen Seite der Waschflasche befestigt (s. Abb. 1).
- IV. Leiten Sie 100 ml Kohlenstoffdioxid langsam (Durchlaufzeit ca. 2 Minuten) durch die Waschflasche.
- V. Ermitteln Sie aus dem Gasvolumen, das im zweiten Kolbenprober aufgefangen wird, das Volumen an Kohlenstoffdioxid, das vom Wasser aufgenommen wurde.
- VI. Führen Sie diesen Versuch nochmals mit dem Eiswasser in der Waschflasche durch. Achten Sie darauf, dass kein Eis in die Gaswaschflasche kommt.

❸ Aufgaben:

- 1) Stellen Sie Ihre Ergebnisse tabellarisch dar.
- 2) Wie könnte man den Einfluss von Temperatur auf die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben?
- 3) Was bedeutet das für die Hydrosphäre der Erde?

(4) Der Einfluss des Drucks auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser

❶ Materialien:

- Kolbenprober mit Hahn (100 ml, ausnahmsweise mit Schliiffett gefettet)
- Mischindikatorlösung pH 5 (Merck Nr. 6130) oder Tashiro-Indikator (0,03g = 0,03 % Methylrot in 100 ml Ethanol (96 %) + 0,015 g Methylblau in 30 ml dest. H₂O)
- CO₂-Gas
- Becherglas (250 ml)
- Natronlauge (0,1 mol/l)
- destilliertes Wasser
- 2 Pipetten (5 ml)

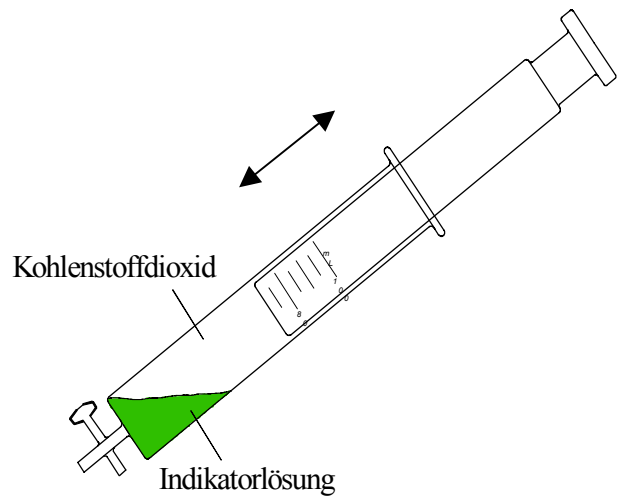


Abbildung 4: Versuchsaufbau.

❷ Durchführung:

- I. Ansetzen der Indikatorlösung: In einem Becherglas werden 200 ml destilliertes Wasser mit 2 ml Mischindikator sowie 4 ml Natronlauge vermischt. Die Indikatorlösung soll eine grüne Färbung annehmen.
- II. In einen Kolbenprober mit Hahn gibt man 30 ml Kohlenstoffdioxid.
- III. Man saugt noch 20 ml der Indikatorlösung dazu.
- IV. Anschließend schüttelt man den Kolbenprober bei geschlossenem Hahn und drückt den Kolben kräftig hinein.
- V. Danach zieht man den Kolben unter Schütteln zurück, sodass ein kräftiger Unterdruck entsteht.
- VI. Der Vorgang wird einige Male wiederholt.

❸ Aufgaben:

- 1) Notieren Sie Ihre Beobachtungen.
- 2) Wie könnte man den Einfluss von Druck auf die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben?
- 3) Was bedeutet das für die Hydrosphäre der Erde?

(5) Der Einfluss des Salzgehaltes auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser

❶ Materialien:

- Gaswaschflasche mit Fritte (250 ml)
- 2 Kolbenprober
- Waage
- Messzylinder (250 ml)
- 2 Messbecher (oder sonstige Behälter für die Kochsalzlösung)
- Schlauchmaterial
- Stativmaterial
- Kochsalz
- destilliertes Wasser
- CO₂-Gas

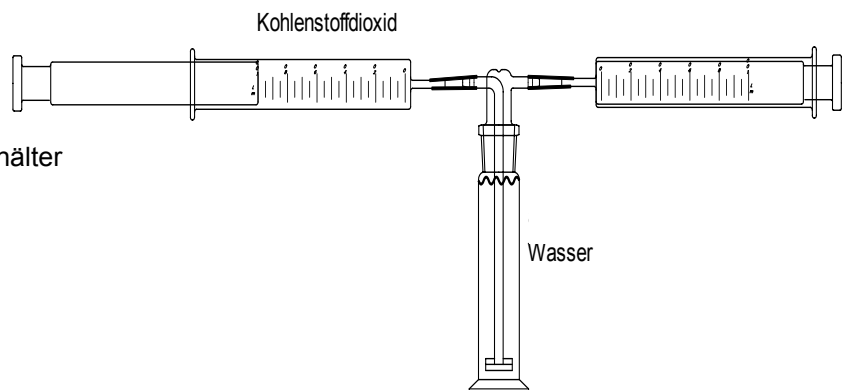


Abbildung 5: Versuchsaufbau

❷ Durchführung:

- I. Die Gaswaschflasche wird mit 250 ml destilliertem Wasser gefüllt.
- II. Die 10%ige und 20%ige Kochsalzlösung wird hergestellt.
- III. Ein Kolbenprober wird mit 100 ml Kohlenstoffdioxid gefüllt.
- IV. Die Kolbenprober und die Gaswaschflasche werden mit Hilfe des Schlauchmaterials und des Stativs gemäß der Abbildung 4 aufgestellt.
- V. Kohlenstoffdioxid wird langsam und kontinuierlich (Durchlaufzeit ca. 2 Minuten) durch die Gaswaschflasche geleitet.
- VI. Das Volumen des in der Flüssigkeit gelösten Gases wird ermittelt.
- VII. Der Versuch wird mit 250 ml der 10%igen und 250 ml einer 20%igen Kochsalzlösung wiederholt.

❸ Aufgaben:

- 1) Stellen Sie Ihre Ergebnisse tabellarisch dar.
- 2) Wie könnte man den Einfluss vom Salzgehalt auf die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben?
- 3) Was bedeutet das für die Hydrosphäre der Erde?

(6) Der Einfluss des pH-Wertes auf die Kohlenstoffdioxid-Löslichkeit in Wasser

❶ Materialien:

- 100 ml Saugflasche
- zu der Saugflasche passender Stopfen mit Bohrung
- Schlauchmaterial
- 2 Einwegspritzen (10 ml) mit Kanülen
- Kolbenprober mit Hahn
- Mineralwasser
- Magnetrührer mit Rührkern
- Natronlauge (0,5 mol/l)
- Salzsäure (0,5 mol/l)
- Universalindikatorlösung
- CO₂-Gas

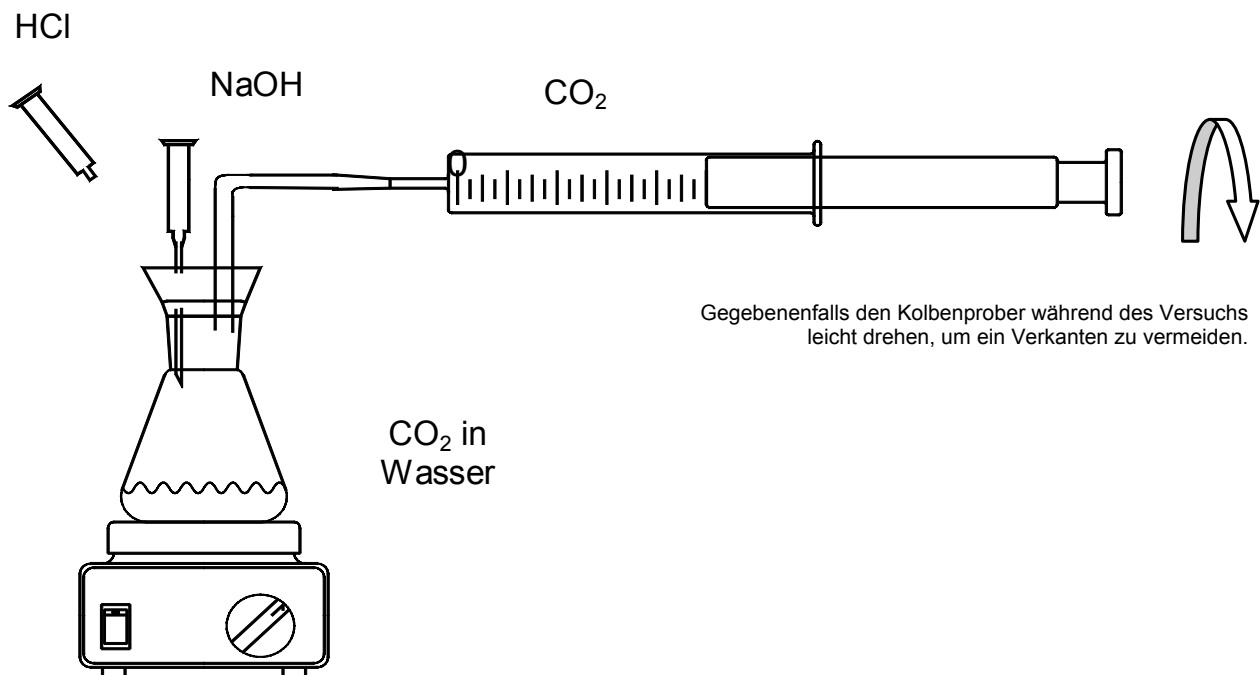


Abbildung 6: Versuchsaufbau.



② Durchführung:

- I. 10 ml Mineralwasser werden in die Saugflasche gegeben und mit 4 Tropfen Universalindikator versetzt.
- II. Der Gasraum über der Lösung wird zur Verdrängung der Luft mit Kohlenstoffdioxid gespült. Die Saugflasche wird nun mit dem Stopfen verschlossen.
- III. Der Kolbenprober wird mit 100 ml Kohlenstoffdioxid gefüllt, an die Saugflasche angeschlossen und der Hahn geöffnet. Der Magnetrührer wird angestellt. (s. Abb. 1)
- IV. Der Gummistopfen wird mit einer Kanüle durchstochen. Mit einer Spritze werden durch die Kanüle 10 ml Natronlauge hinzugegeben. Man beobachtet so lange, bis keine Veränderung mehr eintritt.
- V. Dann werden durch die Kanüle mit der zweiten Spritze 10 ml der Salzsäure zugegeben.
- VI. Wenn wiederum keine Veränderung mehr am Kolbenprober zu beobachten ist, werden erneut 10 ml Natronlauge durch die zweite Kanüle hinzugefügt.

③ Aufgaben:

- 1) Notieren Sie Ihre Beobachtungen.
- 2) Wie kann man den Einfluss des pH-Wertes auf die Löslichkeit von Kohlenstoffdioxid in Wasser beschreiben?
- 3) Was bedeutet das für die Hydrosphäre der Erde?



(7) Quantitative Bestimmung des Kalkgehalts im Boden

❶ Materialien:

- lufttrockene Böden
- Blumenerde
- Vogelsand
- möglichst klein zerschlagene Naturkreide
- alternativ: andere Böden mit bekannten und möglichst unterschiedlichen Kalkgehalten
- verdünnte Salzsäure, etwa 2-molar (10 %)
- Waage
- Kolbenprober
- Stativ
- Schlauch
- ein luftdicht abschließender Gummistopfen
- Standzylinder (mit z. B. 8 cm Durchmesser)
- Schnapdeckelgläschen (5 ml)

❷ Durchführung:

Achtung: Bei hohen Kalkgehalten müssen Sie darauf achten, dass der Kolben aus dem Kolbenprober herausgetrieben werden und dadurch auf den Boden fallen kann.

- I. Bauen Sie die Versuchsanordnung gemäß der Abbildung 1 zusammen.
- II. Geben Sie 2 g eine der vorbereiteten Bodenarten in den Zylinder.
- III. Füllen Sie das Schnapdeckelgläschen mit Salzsäure und stellen Sie auch dieses in den Zylinder.
- IV. Schließen Sie den Zylinder und öffnen Sie den Hahn am Kolbenprober.
- V. Schwenken Sie den Zylinder leicht, sodass das Schnapdeckelgläschen umkippt und der Boden mit Salzsäure versetzt wird.
- VI. Beobachten Sie die Bewegung des Kolbens.
- VII. Reinigen Sie den Zylinder und wiederholen Sie den Versuch mehrmals mit jeweils einer anderen Bodenart.

❸ Aufgaben:

- 1) Stellen Sie Ihre Ergebnisse tabellarisch dar.
- 2) Notieren Sie Ihre Beobachtungen.
- 3) Was ist chemisch „Kalk“? Schreiben Sie die Reaktionsgleichung der Umsetzung von „Kalk“ mit Salzsäure auf. Sie finden die Reaktionsgleichung im Chemiebuch. Wie ist das Aufschäumen beim Versuch zu erklären?

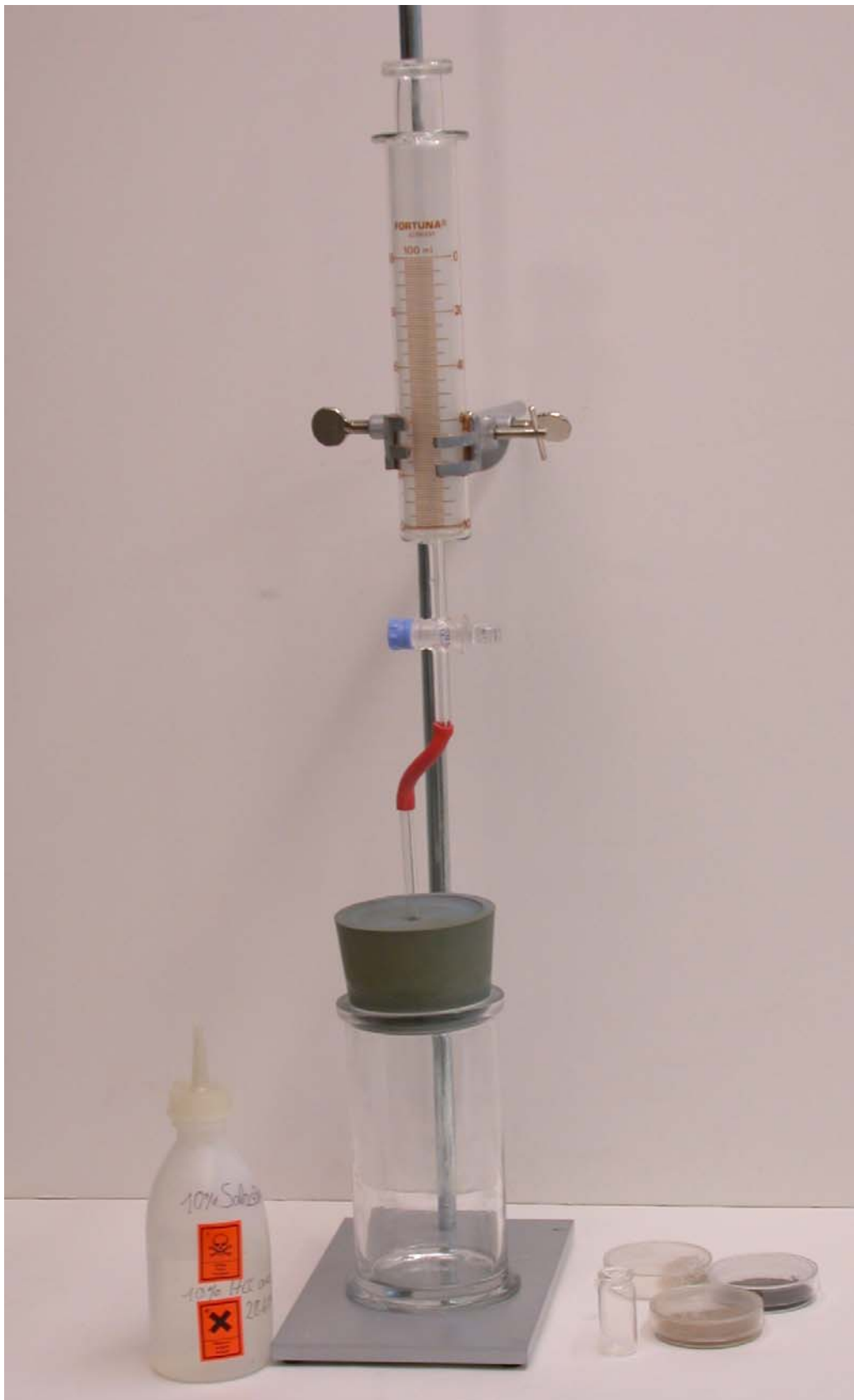


Abbildung 7: Versuchsaufbau zur quantitativen Bestimmung des Kalkgehalts im Boden.



(8) Mikroskopische Untersuchungen von Naturkreide

❶ Materialien:

- Naturkreide (z. B. Schreibkreide von Rügen)
- Tafelkreide
- Trockenschrank
- Wasserstoffperoxid (15 %ige Lösung)
- Schutzbrille
- Schutzhandschuhe
- Brenner
- Dreifuß, Drahtnetz
- Abzug
- Mikroskope
- Zentrifuge
- Kopien mit mikroskopischen Abbildungen von Foraminiferen

❷ Durchführung:

- VIII. Ein Brocken Naturkreide und ein Stück Tafelkreide werden in Zeitungspapier eingewickelt und mit dem Hammer in kleine Stücke zerschlagen.
- IX. Diese Stücke werden im Wärmeschrank bei ca. 100° C über Nacht gründlich getrocknet, sodass aus allen Hohlräumen und Poren das Wasser verschwindet.
- X. Am folgenden Tag werden diese Stückchen in einer Abdampfschale mit einer 15%igen Lösung von Wasserstoffperoxid übergossen (Schutzhandschuhe! Schutzbrille!) und das Ganze wird vorsichtig einige Zeit mit Bunsenbrenner erhitzt.
- XI. Schließlich wird mit Wasser verdünnt, zentrifugiert, das Sediment mit Wasser gewaschen und erneut zentrifugiert.
- XII. Nun kann mikroskopiert werden.

③ Aufgabe:

- Welche Formen können Sie erkennen? Wie sind diese zu interpretieren?
- Warum weicht die Probe mit Tafelkreide von der Probe mit Naturkreide ab?
- Wie kann man die in der Naturkreide enthaltenen Kleinsttiere innerhalb des Kohlenstoffkreislaufs einordnen?

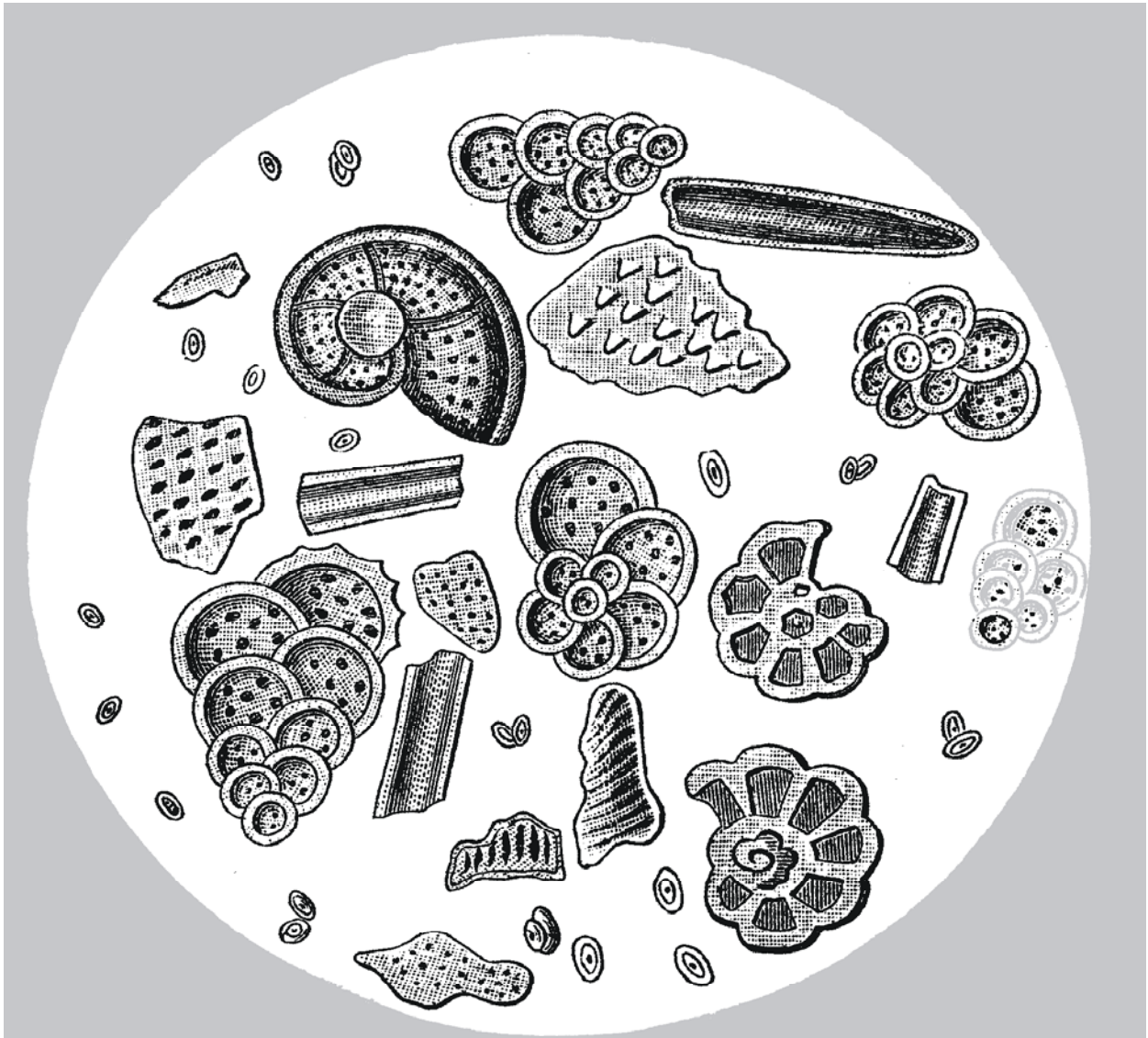


Abbildung 8: Geschlämte weiße Kreide unter dem Mikroskop in durchfallendem Licht; Vergrößerung ca. 300-fach; enthalten sind die Foraminiferen *Textularia*, *Globigerina* und *Rotalia*. (ZITTEL 1910, S. 24)



Baustein 3: Der Kohlenstoffdioxid – Kreislauf eines Kartoffelackers

Aufgaben zur Fotosynthese

❶ CO₂-bindende bzw. CO₂-freisetzende Prozesse:

Pflanzen binden über die Fotosynthese CO₂, aber durch die Atmung setzen sie auch CO₂ frei.

Ein Kartoffelacker soll exemplarisch benutzt werden, um die CO₂-bindenden bzw. CO₂-freisetzenden Prozesse quantitativ zu betrachten. Dabei werden zahlreiche Aspekte vereinfacht für einen einzigen Sommertag betrachtet:

- Angenommener Tag dieser Betrachtung sei der 10. Juli.
- Die Sonne geht um 5:06 Uhr auf und um 21:54 Uhr unter.
- Die Sonnenscheindauer (für ausreichende Fotosyntheseaktivität) beträgt ca. 16 Stunden.
- Die Dunkelheit dauert etwa 8 Stunden (es laufen ausschließlich Atmungsprozesse ab).
- Wetter: Sonnenschein
- Temperatur am Tag durchschnittlich 20° C und in der Nacht durchschnittlich 15° C.
- Ackerfläche: 1 ha

❷ Aufgaben:

Fotosynthese:

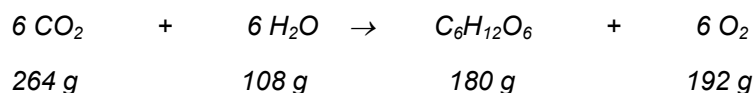
Um die Blattfläche einer durchschnittlichen Kartoffelpflanze zu ermitteln, werden Blätter auf Millimeterpapier gelegt, mit Bleistiftstrichen umrandet und ausgeschnitten. Die Blattoberfläche kann mit Hilfe einer Milligramm-Waage einigermaßen genau ermittelt werden. Aus diesen Werten und der Zahl der Pflanzen pro m² kann die Blattfläche für den ganzen Kartoffelacker überschlägig ermittelt werden.

Die Blattfläche, welche zur Fotosynthese zur Verfügung steht, ist etwa 25,000 m².

Aus der Literatur kann entnommen werden, dass 1 m² Kartoffelblattfläche ca. 1,30 g Glucose pro Stunde bilden kann, wofür 1,914 g Kohlenstoffdioxid gebunden werden.

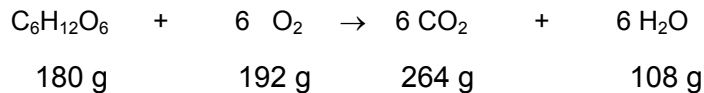
Wie viel CO₂ wird aufgenommen, um 1,3 g Glucose herzustellen? (Berechnen Sie im Folgenden die gelb hinterlegten Mengen.)

Zur Rechnung benutzen wir eine vereinfachte Bruttogleichung der Fotosynthese:





- 1) **Atmung:** Kontinuierlich wird auch Glucose veratmet. Hierfür kann die folgende vereinfachte Gleichung zugrunde gelegt werden:



Das bedeutet also, dass bei der Veratmung von 180 g Glucose $x \text{ g CO}_2$ wieder freigesetzt werden.

Wenn 1 g Glucose veratmet wird, werden also $xyz \text{ g CO}_2$ freigesetzt.

Einfluss der Temperatur auf die Atmung: Da auch die Atmungsintensität von der jeweiligen Umgebungstemperatur abhängt, soll die Temperatur berücksichtigt werden. Experimentell wurden die folgenden Werte in der Tabelle 1 ermittelt.

Temperatur (°C)	Gemessene Veratmung (in Glucose) von 1 m ² Blattfläche pro Stunde	Berechnete Veratmung je Hektar (Blattfläche: 25000 m ²) pro Stunde (in g Glucose)
0	0,018	450 g
5	0,04	1000 g
10	0,06	1500 g
15	0,08	2000 g
20	0,12	3000 g
25	0,18	4500 g

Tabelle 1: Abhängigkeit der Atmung von der Temperatur. Angegeben ist die Masse (in g) der veratmeten Glucose pro Stunde

- 2) Welche Menge Kohlenstoffdioxid wird am 10. Juli von den Kartoffelpflanzen durch Fotosynthese gebunden und welche Glucose-Masse wird dabei gebildet?

Da 1 m² Blattfläche pro Stunde $xyz \text{ g CO}_2$ fotosynthetisch bindet, ergeben sich für die gesamte Blattfläche auf dem einen Hektar Ackerland pro Stunde $1xyz \text{ g CO}_2$.

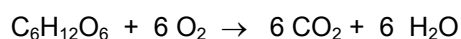
In der 16-stündigen Belichtungszeit wird die 16-fache Menge CO₂ gebunden, also: $xyz \text{ g CO}_2$ in 16 Stunden Belichtungsdauer pro Hektar Acker.

Da pro Stunde und m² Blattfläche eine Glucose-Masse von 1,3 g gebildet wird, ergibt sich für die gesamte Blattfläche von 25.000 m²: $xyz \text{ g Glucose}$ pro Stunde.

In 16 Stunden (Belichtungsdauer) werden demnach gebildet:

$xyz \text{ g Glucose pro 16 Stunden}$ (für den ganzen Acker). Das sind $xyz \text{ kg Glucose}$.

- 3) Wie alle Lebewesen benötigen auch Pflanzen Energie für Lebensprozesse. Diese Energie gewinnen sie durch „Veratmung“ von organischer Substanz. Hier wird vereinfacht angenommen, es werde ausschließlich Glucose veratmet. Die „Bruttogleichung“ für die Glucose-Veratmung lautet:





Also wird bei der Atmung das in der Fotosynthese gebundene CO₂ wieder freigesetzt. Welche Mengen an CO₂ werden durch die Atmung wieder freigesetzt?

Da die Atmungsvorgänge Temperatur abhängig sind, müssen wir die Atmung am Tag (am 10. Juli herrschte eine Durchschnittstemperatur von 20° C) und die Atmung bei Nacht unterscheiden (Nachttemperatur rund 15° C). In der Nacht wurden bei 15° C laut Tabelle pro Stunde auf dem Acker 2,000 g Glucose veratmet. In 8 Stunden bei Nacht sind das 16,000 g Glucose. Bei der Veratmung von 1 g Glucose werden 1,46 g CO₂ freigesetzt wird, das sind für die 16,000 g Glucose 23,360 g (23,360 kg) CO₂.

Am Tag wurden bei 20° C laut Tabelle1 pro Stunde auf dem Acker xyz g Glucose veratmet. Für eine „Tagdauer“ sind das:

xyz g Glucose (oder xyz kg)

Bei der Veratmung von 1 g Glucose werden 1,46 g CO₂ freigesetzt. Für die 48,000 g Glucose sind das:
 1,46 g • 48,000 = 70,080 g CO₂ (oder 70,08 kg)

Auf 24 Stunden umgerechnet werden das also zusammen:

xyz g CO₂

- 4) Welche CO₂-Mengen werden innerhalb von 24 Stunden auf dem ein Hektar großen Kartoffelacker pro Tag gebunden?

Fotosynthese bindet in 16 Stunden (bei Licht) xyz g CO₂

Atmung setzt in 24 Stunden (Tag und Nacht) xyz g CO₂ frei.

Die Differenz ist diejenige Menge, die dauerhaft in Form organischer Substanz gebunden wird - hier also xyz g CO₂ - xyz g CO₂ = xyz g CO₂.

- 5) Wie viel Kohlenstoff in g wird pro Tag dauerhaft in organischen Verbindungen (am 10. Juli) festgelegt?

In xyz g CO₂ sind xyz g C enthalten.

- 6) Welche Vorgänge setzen den durch die Kartoffelpflanzen gebundenen Kohlenstoff wieder frei?

Baustein 4: Rolle des Ozeans im Kohlenstoffkreislauf

Thermische Schichtungen und Strömungen im Wasser

Der Transport vom Oberflächenwasser in die tieferen Schichten der Ozeane wird durch die Schichtung der Meere deutlich eingeschränkt. Die „physikalische Kohlenstoffpumpe“ ist ein Vorgang, der die Vermischung der Wassermassen fördert. Das folgende Modellexperiment soll zeigen, wie die stabile thermische Schichtung durchgebrochen werden kann und wie Kohlenstoffdioxid in die Tiefen der Ozeane gelangt.

❶ Materialien:

- Information „Physikalische Kohlenstoffpumpe“ (Modul 9, Baustein 4, Material 3)
- Glaswanne (am besten hitzebeständig)
- feste Folie (z. B. Gefrier- oder Müllbeutel)
- Thermometer
- weißes Blatt Papier
- Indikator-Lösung pH 5 (Merck Nr. 6130) oder Tashiro-Indikator (0,03g = 0,03 % Methylrot in 100 ml Ethanol (96 %) + 0,015 g Methylblau in 30 ml dest. H₂O)
- Pipette 10 ml
- 1,5 l destilliertes Wasser
- Messbecher 1,5 l
- CO₂-Gas
- Eisblock
- Fritte

❷ Versuchsaufbau:

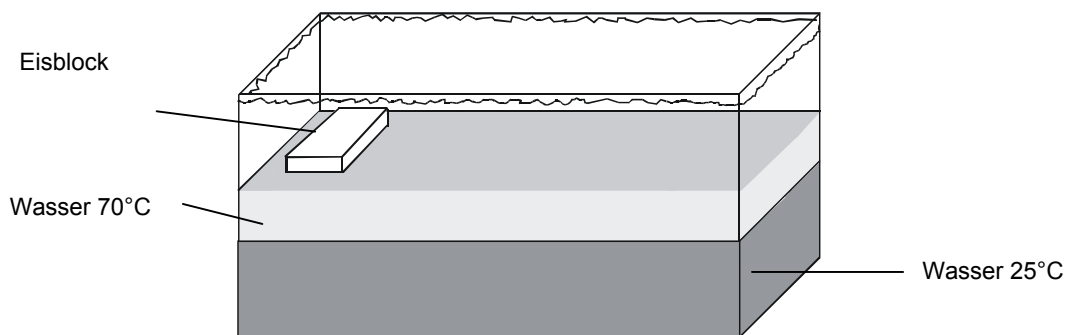


Abbildung 1: Versuchsaufbau.

Nach: PASCHMANN, A. et al. 2000, S. 227 - 231



③ Durchführung:

- I. Drei Liter Leitungswasser (25°C) werden mit 6 ml der Mischindikator-Lösung versetzt und in eine Glaswanne gefüllt.
- II. 1,5 Liter destilliertes, auf 70°C erhitztes Wasser wird mit 3 ml der Indikator-Lösung versetzt. Anschließend wird die Folie auf die kältere Wasserschicht in der Glaswanne gelegt, und das erhitzte Wasser darauf geschichtet. Danach wird die Folie – möglichst ohne Turbulenzen zu verursachen – vorsichtig herausgezogen.
- III. Danach wird mit Hilfe einer Fritte Kohlenstoffdioxid in die obere Wasserschicht geleitet. Zum Schluss wird vorsichtig ein Eisblock auf die Wasseroberfläche gelegt.

④ Aufgaben:

- 1) Notieren Sie Ihre Beobachtungen.

- 2) Informieren Sie sich anhand des Textes „Physikalische Kohlenstoffpumpe“ (Modul 9, Baustein 4, Material 3) über die physikalische Kohlenstoffpumpe. Stellen Sie die wichtigen Kohlenstoffflüsse der physikalischen Kohlenstoffpumpe in einem Flussdiagramm dar. Gehen Sie dabei folgendermaßen vor:
 - a) Fügen Sie zunächst die drei Kohlenstoffspeicher „Atmosphäre“, „Oberflächenwasser“ und „Tiefenwasser“ als Rechtecke ein.
 - b) Identifizieren Sie die wichtigen Kohlenstoffflüsse zwischen diesen drei Speichern und fügen Sie diese ein. Die Pfeile zeigen dabei in Richtung des Stoffflusses.
 - c) Nun sollen die Stoffflusspfeile beschriftet werden. Identifizieren Sie dann die Flussraten, die die Kohlenstoffflüsse kennzeichnen. Tragen Sie diese ebenfalls in die Textfelder oberhalb der Flusspfeile ein.



- 3) Wirkt der Ozean in Bezug auf die Atmosphäre zur Zeit als Kohlenstoffquelle oder -senke? Beantworten Sie die Frage anhand Ihres Flussdiagramms und notieren Sie Ihre Antwort.

- 4) Die Effektivität der physikalischen Kohlenstoffpumpe ist abhängig von der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik. Im Zusammenhang mit der beobachteten globalen Erwärmung (Anstieg der globalen Temperatur von 1860 bis 2000 um etwa 0,6 °C) stellt sich die Frage nach der Entwicklung der globalen thermohalinen Zirkulation. Welche Wirkung könnte eine weltweite Temperaturerhöhung auf das Verhalten des Strömungssystems haben? Bleibt die gegenwärtige Form der globalen thermohalinen Zirkulation in den nächsten Jahrhunderten stabil? Wird sich die globale thermohaline Zirkulation verstärken oder ist sie im Begriff, zum Erliegen zu kommen?

Informieren Sie sich anhand des Textes „physikalische Kohlenstoffpumpe“ (Modul 9, Baustein 4, Material 3) über die thermohaline Zirkulation. Stellen Sie die möglichen Folgen einer globalen Erwärmung für die globale thermohaline Zirkulation in einem Wirkungsdiagramm dar. Gehen Sie dabei folgendermaßen vor:

- d) Fügen Sie die Elemente „globale Temperatur“, „Verdunstung in den Subtropen“, „Niederschlag über dem Nordatlantik“, „Wasserdampftransport vom Atlantik zum Pazifik“, „Salzgehalt des Oberflächenwassers im Nordatlantik“, „Dichte des Oberflächenwassers im Nordatlantik“ und (zweimal) „thermohaline Zirkulation“ ein.
- e) Identifizieren Sie die wichtigen Wirkungsbeziehungen zwischen diesen Elementen und stellen Sie diese als Pfeile dar. Die Pfeile verlaufen dabei in Richtung der Wirkung. Tragen Sie „+“ oder „-“ in die dafür bestimmten Textfelder oberhalb der Pfeile ein. „+“ kennzeichnet gleichsinnige Korrelationen. Es steht für „je mehr ... desto mehr ...“ bzw. „je weniger ... desto weniger ...“ oder „je höher ... desto mehr ...“ bzw. „je niedriger ... desto weniger“. Demgegenüber kennzeichnet „-“ eine gegensinnige Korrelationen. Es steht für „je mehr ... desto weniger ...“ bzw. „je weniger ... desto mehr ...“ oder „je höher ... desto weniger ...“ bzw. „je niedriger ... desto mehr“.

- 5) Welche Wirkung kann eine globale Erwärmung auf das Verhalten der globalen thermohalinen Zirkulation haben? Beantworten Sie diese Frage mit Hilfe des von Ihnen entwickelten Wirkungsdiagramms. Notieren Sie Ihre Antwort.

Baustein 4: Rolle des Ozeans im Kohlenstoffkreislauf

Physikalische Kohlenstoffpumpe: Ozeanisches Förderband

1 Information:

Eine wichtige Ursache für das Absinken von Wasser ist der Unterschied in der spezifischen Dichte von Oberflächen- und Tiefenwasser. So sinkt kaltes Wasser in die Tiefe, wenn es sich oberhalb von wärmerem Wasser befindet; denn kaltes Wasser wiegt pro Volumeneinheit mehr als warmes Wasser, es ist spezifisch dichter. Entsprechend sinkt salzreiches Wasser nach unten, wenn es über salzarmem Wasser zu liegen kommt; salzreiches Wasser ist spezifisch dichter als Salzwasser. Von den subtropischen bis zu den polaren Meeren nimmt die Dichte des Oberflächenwassers im Herbst und im Winter aufgrund der zunehmenden Abkühlung laufend zu. Somit sind also Bedingungen für eine saisonale Umwälzung von Oberflächenwasser gegeben: Abgekühltes Wasser sinkt in den Wintermonaten in eine Tiefe ab, in der es auf Wassermassen gleicher Dichte trifft und schichtet sich dort ein. Eine Durchmischung bis in Tiefen von mehr als 1000 m findet man dabei allerdings nur in den kalten Regionen des Nordatlantik, des Nordpazifik und im südlichen Polarmeer; sie kommt besonders effektiv, durch die Bildung von Meereis zustande. Bei diesem Prozess friert reines Süßwasser aus, und es bleibt kaltes, salzreiches Wasser mit extrem hoher spezifischer Dichte zurück. Das salzreiche Wasser kann bis in so große Tiefen absinken („Tiefenwasserbildung“).

Eine besonders wichtige Region der Tiefenwasserbildung liegt im nördlichen Nordatlantik bei Grönland. Dieses Wasser löst große Mengen Luftgase, darunter auch CO_2 , und nimmt sie beim Absinken mit in die Tiefe. Dieses Kohlenstoffdioxid ist danach längerfristig vom Austausch mit der Atmosphäre ausgeschlossen und wird sehr langsam im Inneren des Ozeans transportiert. Abbildung 1 zeigt schematisch, wie salzhaltiges kaltes Wasser im Atlantik nach Süden um Afrika herum fließt und erst im Indischen Ozean und nördlichen Pazifik nach 1000 oder mehreren tausend Jahren an die Oberfläche gelangt und erst dann erneut Kontakt mit der Atmosphäre hat. Diese Wasserbewegung im Ozeaninneren hat ihre Entsprechung in der oberflächennahen Zirkulation warmer Wassermassen zurück zum Atlantik. Beide zusammen ergeben das große ozeanische Förderband“.

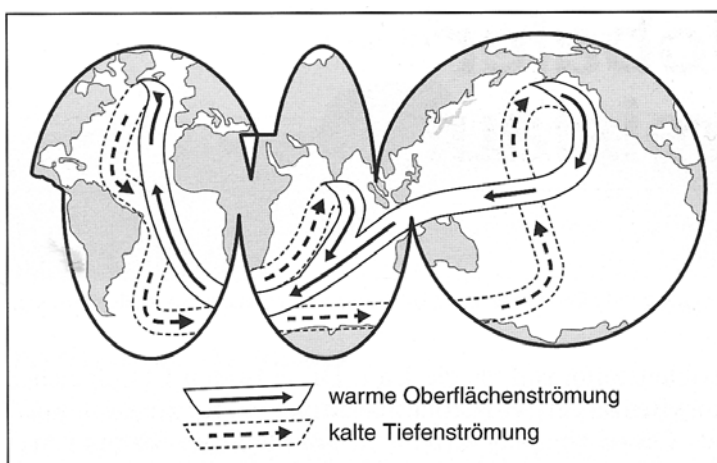


Abbildung 1: Das große „ozeanische Förderband“ transportiert kaltes salzreiches Wasser im Ozeaninneren vom nördlichen Atlantik bis in den indischen Ozean und Nordpazifik, wo es erneut an die Oberfläche tritt und dort zurücktransportiert wird.

2 Aufgabe:

Erläutern Sie, welche Rolle das „ozeanische Förderband“ bei der Speicherung von CO_2 im Meer hat.

Baustein 4: Rolle des Ozeans im Kohlenstoffkreislauf

Partialdruck von Gasen: Diffusion zwischen Flüssigkeit und Gasphase

❶ Information:

Der Partialdruck (Teildruck eines Gases) hängt bei gleicher Temperatur nur von der Anzahl der Moleküle in einem gegebenen Volumen ab, nicht aber von der Art des Gases. Er ist deshalb ein indirektes Maß für die Konzentration eines Gases in einem Gasgemisch. Verschließt man beispielsweise ein luftgefülltes Gefäß bei einem Luftdruck von 101 kPa (Normaldruck) und entfernt darin den gesamten Sauerstoff durch chemische Bildung an ein Reduktionsmittel, so sinkt in dem Gefäß der Druck auf etwa 80 kPa ab. Die Sauerstoffmoleküle hatten also vor ihrer Entfernung aus der Gasphase nur mit ca. 21 kPa zum Luftdruck beigetragen. So hoch ist also der Partialdruck des Sauerstoffs in der Luft.

Befindet sich Luft über einer gasfreien Flüssigkeit, so lösen sich darin die einzelnen Luftgase entsprechend ihrem Partialdruck in der Gasphase. Man kann sagen, sie werden aufgrund ihres Partialdrucks in die Flüssigkeit „gedrückt“. Bereits gelöste Moleküle üben einen Gegendruck aus. Wenn der Gegendruck eines Gases gleich seinem Partialdruck in der Luft ist, nimmt die gelöste Gasmenge nicht mehr zu; es verlassen dann ebenso viele Moleküle die Flüssigkeit wie in sie eindringen. Bei Gleichheit der Partialdrücke sind in einem Liter Flüssigkeit aber keineswegs gleich viele Moleküle gelöst, wie in einem Liter der darüber befindlichen Luft enthalten sind. Beispielsweise lösen sich bei einer Temperatur von 0 °C und einem Luftdruck von 101,3 kPa in 1 l Meerwasser maximal 7,97 ml Sauerstoff. 1 l Luft enthält dagegen 209,5 ml Sauerstoff. Sinkt der Luftdruck, so entweicht Sauerstoff aus dem Meerwasser in die Luft, obwohl doch in einem Liter Wasser fast 30 mal weniger Sauerstoffmoleküle enthalten sind als in einem Liter Luft.

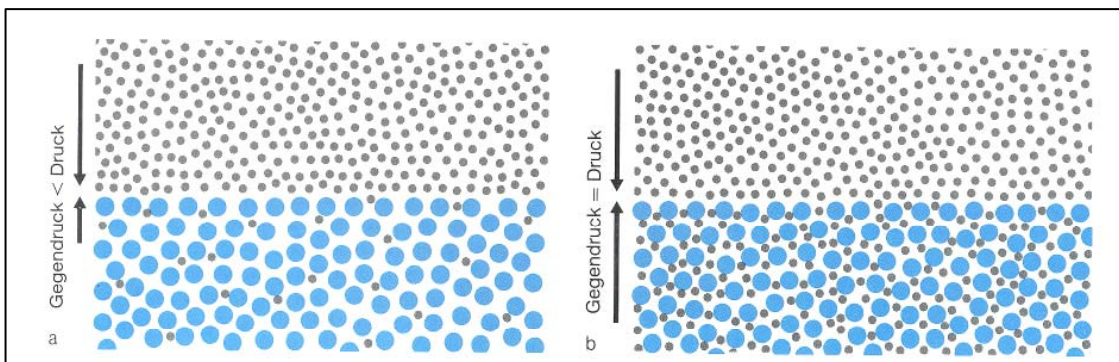


Abbildung 1: Lösung von Sauerstoff in Wasser, schematisch (reine Sauerstoffatmosphäre). Grau: O₂-Moleküle, blau: H₂O-Moleküle.
 a) Nur wenige O₂-Moleküle haben sich bisher gelöst. Der Druck in der Gasphase ist viel höher als der Gegendruck des gelösten Sauerstoffs. Deshalb dringen in der Folge insgesamt mehr O₂-Moleküle ins Wasser ein als aus ihm herausschießen.
 b) Der Druck in der Gasphase und der Gegendruck sind inzwischen gleich hoch. Es entweichen gleich viele O₂-Moleküle aus dem Wasser wie darin eindringen. Das Wasser ist an Sauerstoff gesättigt, wobei sich aber außen sehr viel mehr O₂-Moleküle befinden als im gleichen Volumen Wasser. Befindet sich Sauerstoff nicht in Reinform, sondern in einem Gasgemisch über dem Wasser, so ist Sättigung dann erreicht, wenn der Partialdruck des Sauerstoffs in der Gasphase gleich ist dem O₂-Partialdruck (Gegendruck) im Wasser. Der Übergang von H₂O-Molekülen in die Gasphase (Dampfdruck!) ist nicht dargestellt.

Vergleichbares gilt auch für alle anderen Luftgase, also auch für Kohlenstoffdioxid (CO₂). Ein Teil der CO₂-Moleküle reagiert allerdings mit Wasser unter Bildung von Kohlensäure, die schließlich in Hydrogencarbonat (HCO₃⁻) und Wasserstoffionen dissoziiert.

Baustein 4: Biologische und physikalische Kohlenstoffpumpe

Kohlenstoff in marinen Organismen

❶ Rolle des Plankton:

Das Plankton, nämlich die im Wasser der Ozeane schwebenden und mit der Strömung treibenden Algen und Kleintiere, haben im Kohlenstoffkreislauf eine wichtige Stellung. Das pflanzliche Plankton ist zur **Photosynthese** befähigt. Die wichtigsten Photosynthese treibenden Planktonarten des Meeres sind Kieselalgen, Panzergeißelalgen und Kalkflagellaten. Diese dienen Planktontieren zur Nahrung, wie bestimmten Schnecken, Salpen und Krebsen. Zu den Letzteren gehört der Krill, die Hauptnahrung des Blauwals.

Den Meeresorganismen kommt beim Kohlenstoffkreislauf auch eine andere Bedeutung zu. Sie können nach ihrem Absterben auf den Meeresboden sinken, so dass Kohlenstoffverbindungen ins Sediment gelangen und dadurch dem kurzfristigen Kohlenstoffkreislauf entzogen sind. Auch die kleinen Kotpartikel der Organismen bestehen aus Kohlenstoffverbindungen und können auf dem Meeresboden landen.



Abbildung 1: Kieselalgen (*Diatomeen*) sind im Frühjahr dominierende Planktonorganismen und werden später von anderen Organismen abgelöst. Obwohl der Großteil der Silikatschalen der Kieselalgen nach deren Absterben gelöst wird, reicht der verbleibende Rest, um fossile Lagerstätten von Kieselgur aufzubauen. Die Nützlichkeit von Kieselgur wurde von Alfred NOBEL entdeckt: Wird Nitroglycerin mit Kieselgur vermengt, entsteht stoßunempfindliches Dynamit.



Abbildung 2: Panzergeißelalgen (*Dinoflagellaten*) können sich durch Teilung massenhaft vermehren. Einige Arten können giftige Stoffe bilden. Wenn diese Algen in Massen von Muscheln gefressen werden, können die Gifte angereichert werden und auch für den Menschen gefährlich sein. Von Panzergeißelalgen ausgeschiedene Giftstoffe können zu Fischsterben führen.

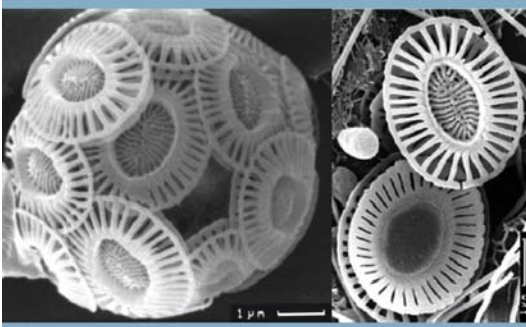


Abbildung 3: Kalkflagellaten (*Coccolithophoridae*) sind Einzelzellen. Sie tragen arttypische Plättchen aus Calcitkristallen (CaCO_3), aus denen beispielsweise auch Kalkstein, Marmor und Kreide bestehen. Diese Calcitplättchen bezeichnet man als *Coccolithen*. Bei der Produktion der Calcitplättchen wird CO_2 freigesetzt und damit tragen diese Algen nicht zur Verringerung der CO_2 -Menge im Ozean bei. Mit den *Coccolithen* gelangen große Mengen an Calcit (Kalk) zum Meeresboden. So sind Kalkflagellaten für die im Laufe der Erdgeschichte gebildeten mächtigen Kreidelagerstätten verantwortlich. Auch aus der Natur gewonnene Tafelkreide ist unter anderem aus *Coccolithen* aufgebaut.



Abbildung 4: Ruderfußkrebse (*Copepoden*) sind die wichtigsten Weidegänger im Ozean. Sie überwintern in großer Tiefe und wandern im Frühjahr in die Nähe der Meeresoberfläche, wo sie ihre Nahrung finden. Die Rolle von Ruderfußkrebse im Stoffkreislauf reicht vom Zurückhalten organischer Substanz an den oberflächennahen Wasserschichten bis zum Export dieses Materials in die Tiefe.



Abbildung 5: Leuchtkrebse (Krill, *Euphausiaceen*) sind Weidegänger. Sie spielen eine besondere Rolle im Transport von Partikeln. Schwarmbildende Vertreter wie der antarktische Krill wandern horizontal und schlagen dabei als Filtrierer Schneisen in den Bestand des Phytoplanktons. Sie schreddern ihre Nahrung und hinterlassen mit zentimeterlangen Kotschnüren „Hagelschauer“. Krill ist ein besonders effektiver Beförderer biogener Substanz aus den oberen Wasserschichten in die Tiefe.



Abbildung 6: Salpen sind mehrere Zentimeter lange, oft in Ketten vorkommende Manteltiere. Salpen können ihre Population über vegetative Vermehrung explosionsartig vergrößern und damit sehr schnell auf günstige Nahrungsbedingungen reagieren. Ihre in Förderbandweise produzierten Zentimeter langen Kotschnüre sind dicht gepackt und sinken wie Steine in die Tiefsee. Salpen sind hocheffiziente Exporteure von Kohlenstoff; sie sind „Pelagische¹ Rasenmäher“.

¹ pelagisch = im freien Meer oder in weiträumigen Binnenseen lebend

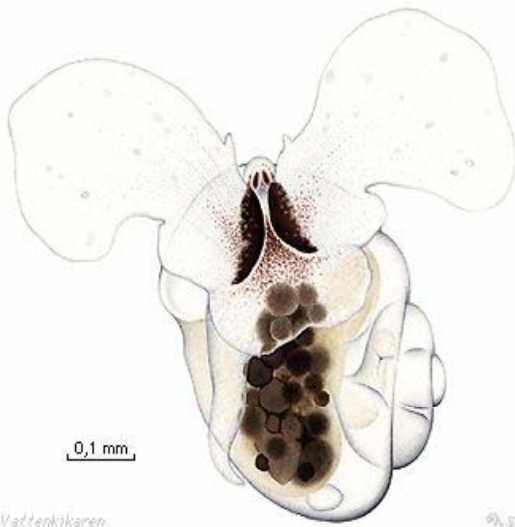


Abbildung 7: Zu den Flügelschnecken (*Pteropoden*) gehören kalkgehäusetragende, pelagische Schnecken. Auch Flügelschnecken sind Exporteure. Ihre verlassenen Schleimnetze, die sie zum Nahrungsfang benutzen, fungieren als Fangnetze für weitere Partikel im Meer: Sie fegen die Wassersäule auf ihrem Weg in die Tiefsee sauber. Beim Absinken toter Flügelschnecken gelangt mit den Schalen Kalk in die Tiefsee. Dieser ist jedoch relativ schnell löslich, da es sich im Gegensatz zu Calcit der Kalkflagellaten um Aragonit handelt, der eine andere Kristallform besitzt.

2 Aufgabe:

Interpretieren Sie die Frühjahrssukzession im Phytoplankton des nördlichen Atlantik anhand der Abb. 2.

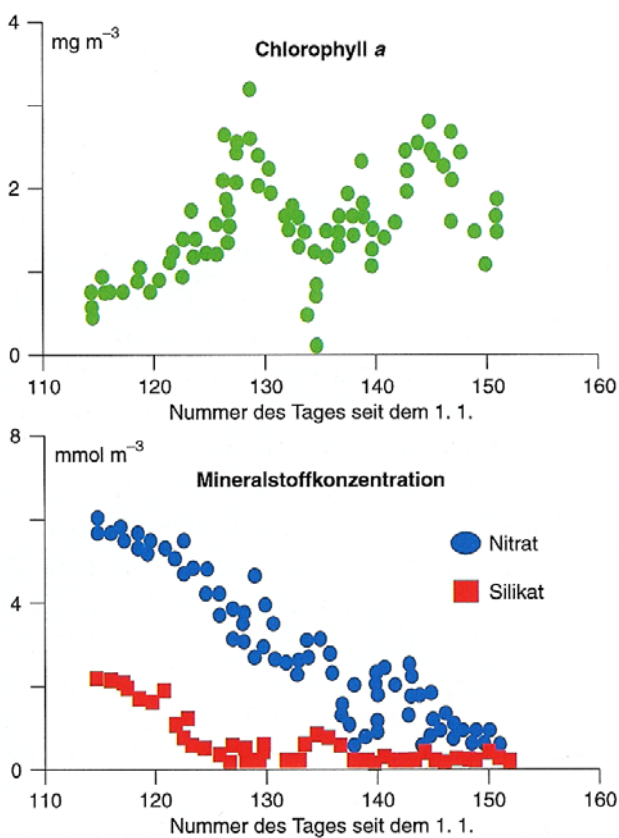


Abbildung 8: Bei der Frühjahrssukzession im nördlichen Atlantik sind anhand der Chlorophyllwerte zwei Wachstumsmaxima auszumachen. Zunächst entwickeln sich große Kieselalgen, die Kieselsäure in die Zellwände einlagern. Nach dem Zusammenbruch dieser Population entwickeln sich Panzergeißelalgen, deren Zellwände aus Cellulose bestehen.

Baustein 5: Gas hinter Gittern - Gashydrate

Gashydrate: „Weiße Kohle“



DIE ZEIT

Feuer aus dem Eis

30/2001

Unter der Tiefsee lagern gewaltige Mengen Methan. Ist das die Energie der Zukunft?

Von Hans Schuh

Sind die hohen Ölpreise nur Vorboten einer gefährlichen Energiekrise, weil die Vorräte rasch zur Neige gehen? Dies prophezeit der britische Ölexperte John Colin Campbell: "Hundert Jahre leichten Wachstums der Wirtschaft gehen zu Ende." Einbrechende Aktienmärkte und Militärinterventionen der USA zur Sicherung ihrer Ölversorgung drohten.

Steigende Ölpreise und verbesserte Technik machen es zunehmend attraktiv, Energie in schwer zugänglichen Gebieten zu suchen, sogar aus der Tiefsee zu fördern. Den Weltrekord hält derzeit eine Esso-Plattform, die 1463 Meter unter dem Meeresspiegel zu bohren beginnt, und zwar nochmals kilometerweit in den Untergrund. Schult-Bornemann verweist sogar auf konkrete Pläne "zum Erschließen von Vorkommen in 3000 Meter Wassertiefe".

In 25 Jahren könnte nämlich die Technik gereift sein, um zahllose "neue" Quellen in der Tiefsee anzuzapfen: In deren Sedimenten lagert Gashydrat, auch brennendes Eis genannt. Der Gesamtvorrat ist zwar noch schwer abschätzbar, aber viele Fachleute meinen, er werde sämtliche bekannten Öl-, Gas- und Kohlevorräte deutlich übertreffen. Der IPCC-Bericht schätzt die Gesamtmenge gespeicherten Kohlenstoffs im Gashydrat auf 12 000 Milliarden Tonnen. Als mögliche Ressource berücksichtigt er diese Vorkommen allerdings noch nicht.

Gashydrat kommt im Alltag nicht vor, es existiert nur bei Eiskälte oder unter hohem Druck. Selbst bei 50 Bar (rund 25-mal mehr als in einem Autoreifen) darf die Temperatur 5 Grad Celsius nicht übersteigen. Schmilzt ein Liter Gashydrat, dann schäumen 164 Liter Methangas heraus, zurück bleibt eine Pfütze aus 0,8 Liter Wasser. Wieso gibt es diesen scheinbar so exotischen Stoff dennoch in derart gewaltigen Mengen?

Baustein 5: Gas hinter Gittern - Gashydrate

Was sind Gashydrate?

❶ Gashydrate:

In den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts stellte sich bei der Förderung und Aufbereitung von Erdöl und Erdgas folgendes Problem: bei niedrigen Temperaturen im Winter verstopften Brocken einer eisähnlichen Substanz die Pipelines. Es handelte sich um Gashydrate, ein Gemisch verschiedener Kohlenwasserstoffe, meist Methan (mit Spuren von Ethan, Propan oder auch Butan) und Wasser. Durch Trocknung des Erdgases vor dem Transport konnte dieses Problem gelöst werden.

Bei den Gashydraten handelt es sich um Clathrate oder Käfigverbindungen. Dabei besetzen Atome oder Moleküle die Hohlräume eines geeigneten Molekülgitters, z.B. von Wasser. Die „Gastmoleküle“ sind nicht durch chemische Bindungen sondern durch die Hohlraumstruktur des „Wirtsgitters“ in ihrer Lage fixiert. In den festen Gashydraten sind vor allem Methan und andere Gase in Hohlräume eingeschlossen. Zwischen den Wassermolekülen, welche die Hohlräume bilden, bestehen Wasserstoffbrückenbindungen.

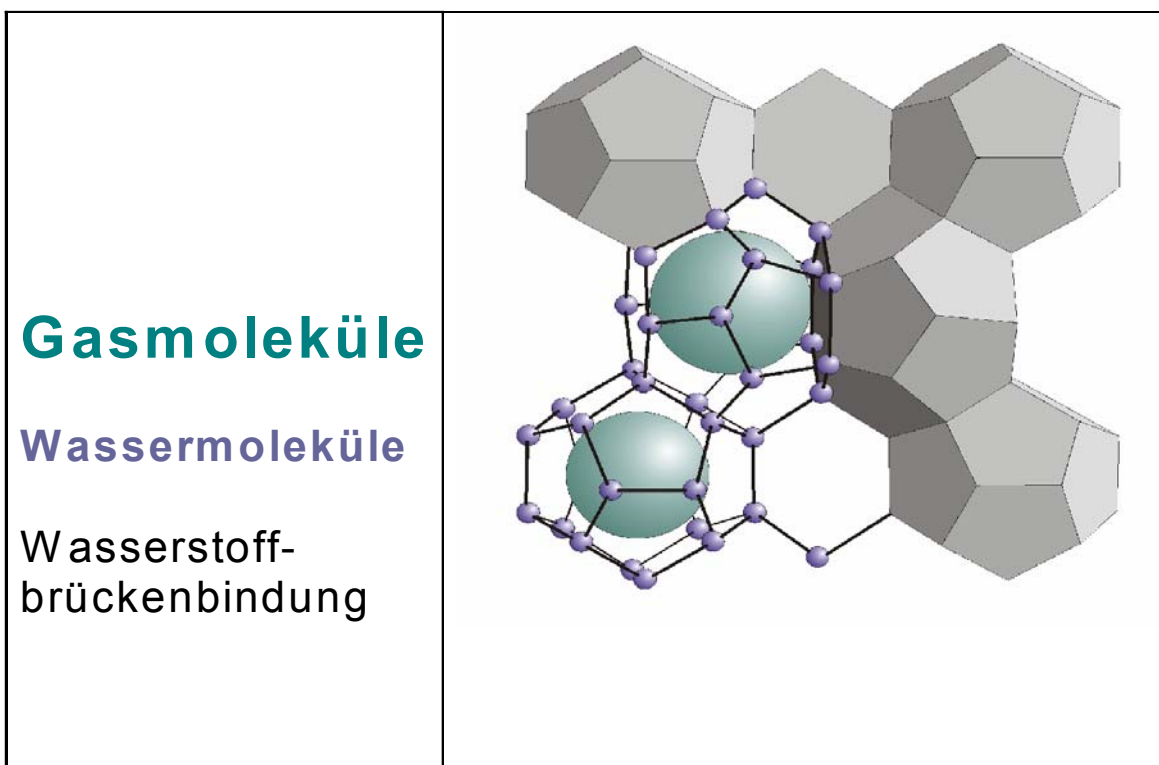


Abbildung 1: Käfigstruktur. Quelle: Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel

Gashydrate werden ganz überwiegend (>95%) von Methan gebildet. Dieses entsteht durch die Stoffwechselaktivitäten von Bakterien im Sediment. Im Gegensatz zum Erdöl und Erdgas sind Gashydrate weitgehend frei von Verunreinigungen.

Die Bildung von Gashydraten ist ein exothermer Vorgang, bei dem eine starke Verdichtung des Gases erfolgt: ca. 164 m³ Methangas liefern 1 m³ Gashydrat.



② Methan:

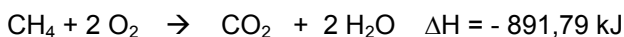
Dieses einfachste Alkan, CH₄, wurde bereits 1667 von SHIRLEY entdeckt. Es ist ein farb- und geruchloses Gas, das mit bläulicher Flamme brennt. Methan-Luft/Sauerstoff-Gemische, auch Grubengas genannt, können explodieren (verursachen "schlagende Wetter" in Kohlebergwerken). Mit 0,72 g/l hat Methan eine geringere Dichte als Luft, sein Anteil an der Luft beträgt 0,00017 % (1,7 ppm). Methan ist wenig wasserlöslich. Es ist Hauptbestandteil von Erdgas (97,8 % Sibirien; 79,6% Algerien), gewinnen lässt es sich auch bei der Raffination von Erdöl und der Verkokung von Kohle.

Ferner entsteht es beim sauerstofffreien Abbau organischer Stoffe durch Mikroorganismen in Sümpfen, Mooren, im Boden von Flüssen, Seen und Meeren, in Mülldeponien, in Nassreisfeldern, im Pansen von Wiederkäuern usw.

Hauptsächlich wird Methan als Heizgas verwendet, weiterhin ist es ein wichtiger Ausgangsstoff für die chemische Industrie (z.B. bei der Erzeugung von Methanol, Ammoniak, Ethin).

Durch biologische Aktivitäten bei niedrigeren Temperaturen gebildetes biogenes Methan, enthält bevorzugt das leichtere Kohlenstoffisotop ¹²C. Thermogenes Methan, durch hohe Temperaturen, Druck und Katalysatoren bei der Erdöl- oder Erdgasbildung entstanden, enthält deutlich weniger ¹²C.

Die vollständige Verbrennung läuft wie folgt ab:



Methan trägt zu etwa 20% neben Wasserdampf und Kohlenstoffdioxid zum Treibhauseffekt bei, seine Treibhauswirksamkeit ist jedoch etwa 30 mal so hoch wie die des Kohlenstoffdioxids.

③ Aufgaben:

- 1) Beschreiben Sie, was chemisch unter Gashydraten zu verstehen ist.
- 2) Geben Sie an, wie Methan natürlicherweise vorkommt bzw. gebildet wird. Welche hauptsächliche Bedeutung hat Methan für Menschen?

Baustein 5: Gas hinter Gittern - Gashydrate

Vorkommen und Bildung von Gashydraten

❶ Gashydrate:

Nach den Berichten heimkehrender Soldaten, dass in Sibirien die Lokomotiven mit "weißer" Kohle beheizt wurden und der Entdeckung von natürlichem Gashydrat in den 60er Jahren im sibirischen Gasfeld Messoyakha sowie in anderen Permafrostregionen erkannte man, dass auf der Erde möglicherweise riesige Methanvorkommen zu finden seien. Man musste nur nach Regionen suchen, in denen es genug Wasser und Methan gab, ausreichend kalt war und ein hoher Druck herrschte.

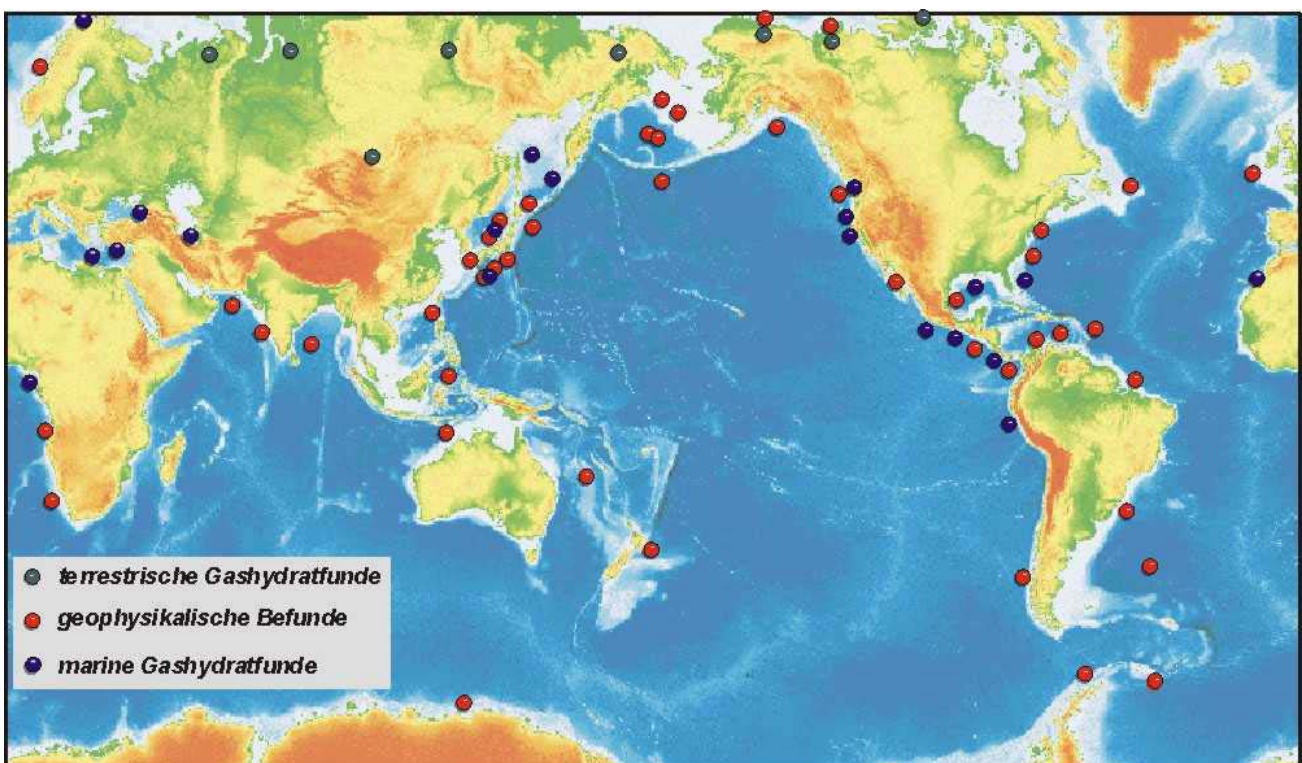


Abbildung 1: Gashydratfunde (grüne, blaue Punkte), BSR-Funde = vermutete Gashydratvorkommen (rote Punkte)

1980 fanden amerikanische Forscher in einem Bohrkern vom Black Ridge (SO-Küste der USA) das erste Gashydrat im marinen Milieu. Schon bald stießen die Forschungsschiffe in vielen Regionen der Welt auf den sog. Bottom Simulating Reflector (BSR), eine Struktur im Meeresboden (s. Abb 1: geophysikalische Befunde [rote Punkte]).

Das Aufspüren und die Aufzeichnung des BSR erfolgt mit einem geophysikalischen Messverfahren. Die hierbei ausgesandten Schallwellen werden von einer Grenzfläche, an der sich physikalische oder auch chemische Eigenschaften sprunghaft ändern, besonders stark zurückgeworfen (reflektiert). Er findet sich im allgemeinen in Meeresgebieten, wo die Wassertiefe 400 m und mehr beträgt, z. B. in den Sedimenten der Kontinentalhänge. Hier registriert man mit seismischen Wellen einen Reflektionshorizont, der bis zu einigen 100 Metern im Meeresboden liegt. Zwischen Meeresboden und Reflektionshorizont liegt der Bereich, in dem Gashydrate vorkommen. Voraussetzung sind der Abbau organischer Stoffe zu Methan sowie bestimmte

herrschenden Druck- und Temperaturverhältnisse. In dieser Schicht findet ein ständiger Auf- und Abbau der Hydrate statt. Sowohl unter als auch über der hydrathaltigen Schicht ist das Methan gasförmig oder im Porenwasser gelöst. Der BSR markiert genau jene Grenze, unterhalb der freies Methangas vorkommt. Der geothermischen Gradient zeigt an, dass es hier für die Hydratbildung zu warm ist (durchschnittlich nimmt die Temperatur der Erdkruste um $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ je km Tiefe zu, an den Kontinentalhängen ist der Anstieg meist höher, ca. $60\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Oberhalb des BSR kann das aufsteigende Methangas neue Hydrate bilden. So bleibt trotz stetiger Sedimentation die Hydratschicht erhalten.

Phasendiagramme, die das Vorkommen von freiem Methangas und Gashydrat anzeigen, sind für jeden Fundort individuell anzugeben, da jeweils unterschiedliche Druck- und Temperaturverhältnisse herrschen. So findet man z.B. im Schwarzen Meer bei ca. 375 m Wassertiefe Hydratproben in den oberen Sedimentschichten, am Hydratrücken vor Oregon bei ca. 800 m. Die Flachwassergashydrate der Barentssee (300-350 m) sind im Winter stabil, im Sommer bei $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ wärmerem Bodenwasser entweicht Methangas.

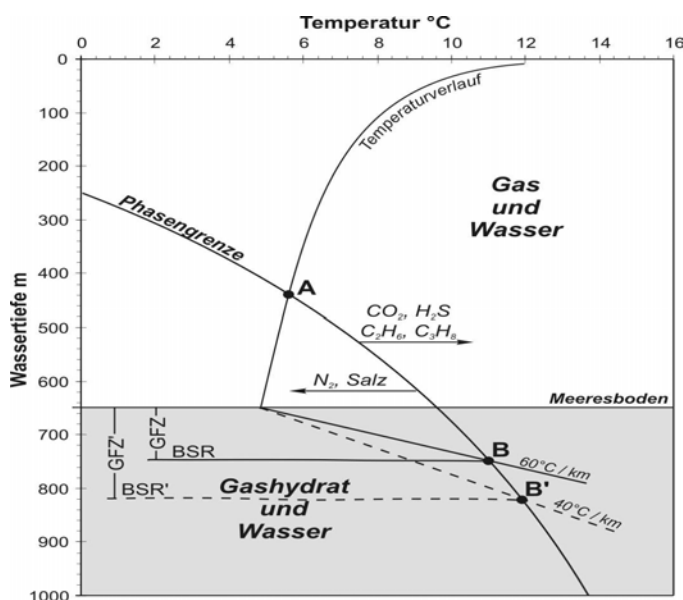


Abbildung 2: Phasendiagramm für die Stabilität von Gashydrat in der Tiefsee

Wasserstandsrückgänge um ca. 100 m, wie sie zu den Eiszeiten auftraten, bedeuten eine Druckverminderung um 10 bar. Unter dieser Bedingung findet eine verstärkte Ausgasung von Methan statt.

2 Aufgaben:

- 1) In einem theoretischen Untersuchungsgebiet, wie im Phasendiagramm der Abbildung 2, werden Proben genommen bei 200 m, 600 m, 800 m und 1000 m. Erläutern Sie, bei welchen Tiefen und unter welchen Bedingungen Gashydratfunde zu erwarten sind.
- 2) Angenommen, das Wasser hätte eine Tiefe von 550 m. Sind dann bei 600 m, 800 m und 1000 m Gashydrate zu erwarten ?
- 3) Betrachten Sie jetzt die Verteilung der marinen Gashydratvorkommen (s. Abb. 1) und geben Sie mögliche Gründe für das Vorkommen an diesen Orten an.

Baustein 5: Gas hinter Gittern - Gashydrate

Gashydrate und Klima

❶ Globale Verteilung des organischen Kohlenstoffs:

Gashydrate stellen global die weitaus größte Menge an organisch gebundenem Kohlenstoff dar. Verglichen mit den fossilen Brennstoffen Erdöl, Kohle und Erdgas ist in Gashydraten doppelt so viel Kohlenstoff gebunden.

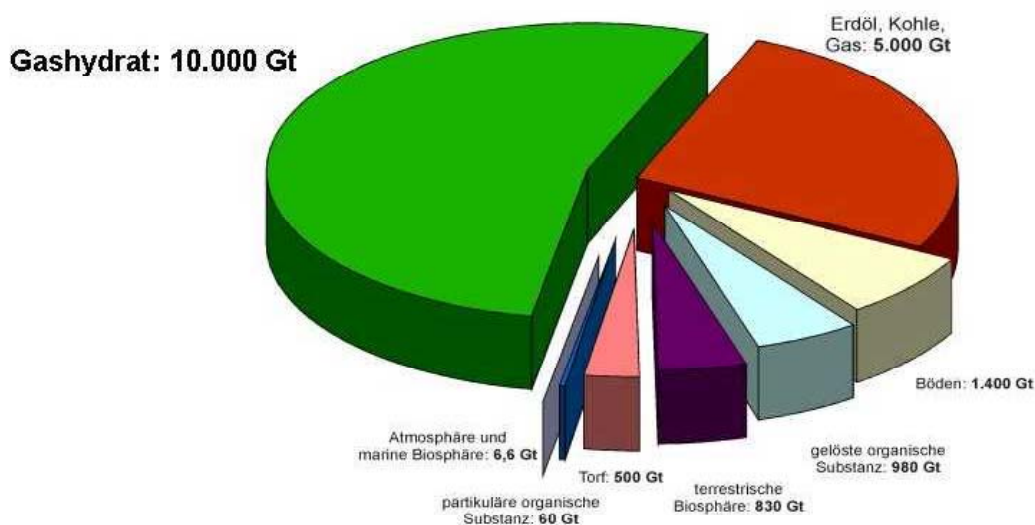


Abbildung 1: Globale Verteilung des organischen Kohlenstoffs in Gigatonnen (Gt) Quelle: Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel).

❷ Gashydrate und Klima:

Wie die Stabilitätsbedingungen der Gashydrate zeigen, wird ihre Bildung und Zersetzung auch durch das Klima beeinflusst.

Warmzeiten führen an Land zum Abschmelzen der Eisschilde. Dies hat eine Druckerniedrigung zur Folge: Gashydrate aus dem Boden der Permafrostgebiete werden zersetzt, Methangas entweicht direkt in die Atmosphäre und kann aufgrund seines Treibhauspotentials zu einer weiteren Erwärmung führen. In Kaltzeiten hingegen erhöhen die sich aufbauenden Eisschilde und niedrige Temperaturen die Stabilität der Gashydrate. Das folgende Pfeildiagramm stellt eine verkürzte Form der Ereignisse dar.

❸ Aufgabe:

- 1) Stellen Sie in einem Pfeildiagramm die Verhältnisse für Gashydrate im marinen Bereich der Kontinentalhänge dar für eine globale Abkühlung bzw. Erwärmung, berücksichtigen Sie dabei Meeresspiegelschwankungen.

Baustein 5: Gas hinter Gittern - Gashydrate

Energie und CO₂-Bilanz von Methan

1 Aufgaben:

- 1) Bei der Verbrennung von Energieträgern wie z.B. Kohle, Erdöl oder Erdgas entsteht Kohlenstoffdioxid. Im Folgenden sollen die CO₂-Bilanzen von Kohle, Erdöl und Erdgas verglichen werden. Die Frage lautet: Wie viel Gramm CO₂ entstehen bei der Gewinnung von einer Kilowattstunde (kWh) aus den Energieträgern Kohle, Erdöl oder Erdgas?

Als Modellsubstanz für Kohle gilt Kohlenstoff, das Reaktionsschema lautet also:



Für die Umrechnung auf g CO₂ pro kWh benötigt man die Masse von 1 mol CO₂ = 44 g CO₂ ;

es gilt: $1 \text{ kJ} = 2,77824 \times 10^{-4} \text{ kWh}$.

Da pro mol CO₂ 392 kJ freigesetzt werden, beträgt die Verbrennungsenergie bei Kohle $392 \cdot 2,77824 \cdot 10^{-4}$ gleich 0,1091 kWh pro mol CO₂, umgerechnet auf 1 kWh:

$44 \text{ g CO}_2 : 0,1091 \text{ kWh} = x \text{ g CO}_2 : 1 \text{ kWh}$.

Pro kWh Primärenergie werden also 403 g CO₂ freigesetzt.

Stellen Sie zunächst die Reaktionsschemata für die Verbrennung von Erdöl (Modellsubstanz C₁₅H₃₂) und Erdgas (CH₄) auf, berechnen Sie dann die entsprechenden Werte für Erdöl (C₁₅H₃₂ ΔH = - 10 035 kJ/mol) und Erdgas (Methan ΔH = - 891,79 kJ/mol).

Tragen Sie Ihre Werte in die Tabelle ein.

Energieträger/Heizungsart	g CO ₂ /kWh Primärenergie	g CO ₂ /kWh Nutzenergie
Kohle		
Erdöl		
Erdgas		
Strom	k.A.	900
Sonnenkollektoren		

- 2) Bei der Verbrennung von Energieträgern zu Heizzwecken kann jeweils nur ein Teil der gewonnenen Primärenergie genutzt werden. Das Verhältnis von tatsächlicher Nutzenergie zur freigesetzten Primärenergie, der Wirkungsgrad der Heizungsanlage, beträgt dabei für Zentralheizungen etwa 65 %.
- Ergänzen Sie jetzt dementsprechend die letzte Spalte der Tabelle.
- 3) Gashydrate als Energieträger der Zukunft? Erstellen Sie hierzu eine stichwortartige Übersicht (pro und contra).

Baustein 5: Gas hinter Gittern - Gashydrate

Quellen am Meeresboden

❶ Quellen am Meeresboden:

Am Meeresboden treten Flüssigkeiten (Fluide) und/oder Gase aus. Erfolgt der Austritt heftig, spricht man von „vents“, bei weniger heftigem Austritt von Porenwasser oder Gasblasen spricht man von „seeps“ (engl. *vent*, Öffnung; *to seep*, sickern). Es wird jedoch häufig auch nur der Begriff „vent“ oder „venting“ verwendet. Bei den Gasen handelt es sich z. B. um Schwefelwasserstoff und Methan. Die Temperatur der austretenden Fluide und Gase kann zwischen 2 und 400 °C betragen, so spricht man von kalten und heißen Quellen.



Abbildung 1: Ausperlendes Methangas (links) und ein heftiger Methanaustritt (rechts). Hydrate Ridge, Pazifikküste vor Oregon.

„Hot Vents“ oder hydrothermale Quellen treten an seismisch und vulkanisch aktiven Bereichen auf wie z. B. am ostpazifischem oder mittelatlantischen Rücken. Es sind untermeerische Geysire, die ständig heißes, mineralienreiches Wasser ausstoßen (aufgrund des hohen Druckes der Wassersäule kocht es nicht). Seewasser dringt mehrere Kilometer in die Erdkruste ein, wird erhitzt und löst verschiedene Verbindungen aus dem Gestein heraus. Es steigt wieder zum Meeresboden auf und wird direkt ausgestoßen (heiße Quelle) oder tritt nach Mischung mit kaltem, sauerstoffhaltigem Meerwasser als warme Quelle aus. Dabei können verschiedene Feststoffe ausfallen: unter der Sedimentoberfläche, an Schloten und als feinverteilte Partikel im Wasser. Beispiele sind die Ausfällungen von schwarzem Eisensulfid am „black smoker“ und weißem Calciumsulfat, Bariumsulfat sowie weißen Siliziumverbindungen am „white smoker“. Schloten können ein Wachstum von bis zu 0,5 m pro Monat aufweisen. „Godzilla“, ein Vent-Schlot vor der Küste Oregons, erreichte die Höhe von 15 Hausetagen, bevor er zusammenbrach, er wird aber bereits wieder neu gebildet.

An Subduktionszonen z.B. vor Oregon, schiebt sich die ozeanische Platte unter die kontinentale, dabei werden Sedimentschichten zusammengepresst, und ca. 2 °C warmes, methanhaltiges Porenwasser aus tieferen Sedimentschichten gelangt an die Oberfläche. An diesen „Cold Vents“ kommt es durch Oxidation des Methans zur Bildung von Kohlenstoffdioxid. Die Konzentrationszunahme führt wiederum zu Carbonatausfällungen, die verschiedene Kalkformationen (Krusten, Brocken, Schloten) bilden. Es können aber auch Schwermetallsulfide oder Schwefel ausfallen (Sulfatreduktion).

Das austretende Methan stammt entweder aus dem fermentativen Abbau von organischer Substanz durch Organismen oder instabil gewordenem Gashydrat. Geochemisch zeigt die Abnahme des Chloridgehaltes im Porenwasser einer Probe das ehemalige Vorhandensein von Gashydraten an, da bei ihrem Zerfall salzfreies Wasser freigesetzt wird.

❷ Aufgabe:

- 1) Erklären Sie, wie untermeerische Quellen zustande kommen und welche Typen man unterscheidet.

Baustein 5: Gas hinter Gittern - Gashydrate

Leben in der Tiefsee

1 Lebewesen der Tiefsee:

Lebewesen der Tiefsee sind im allgemeinen auf das angewiesen, was von oben "herunterregnet".

Die Mengen an organischen Stoffen sind jedoch äußerst gering, da der größte Teil schon in den oberen Schichten umgesetzt wird. Kadaver von großen Walen oder anderen Tieren (large food falls) sind äußerst selten. Da Sonnenlicht nicht mehr als 200 m tief ins Wasser eindringt, gibt es keine Pflanzen (oder Primärproduzenten) und damit auch keine pflanzliche Fotosynthese. Man kennt allerdings Bakterien, die das schwache Rotlicht an heißen Quellen zur Fotosynthese nutzen.

Wie entwickeln sich Lebensgemeinschaften in der Tiefsee?

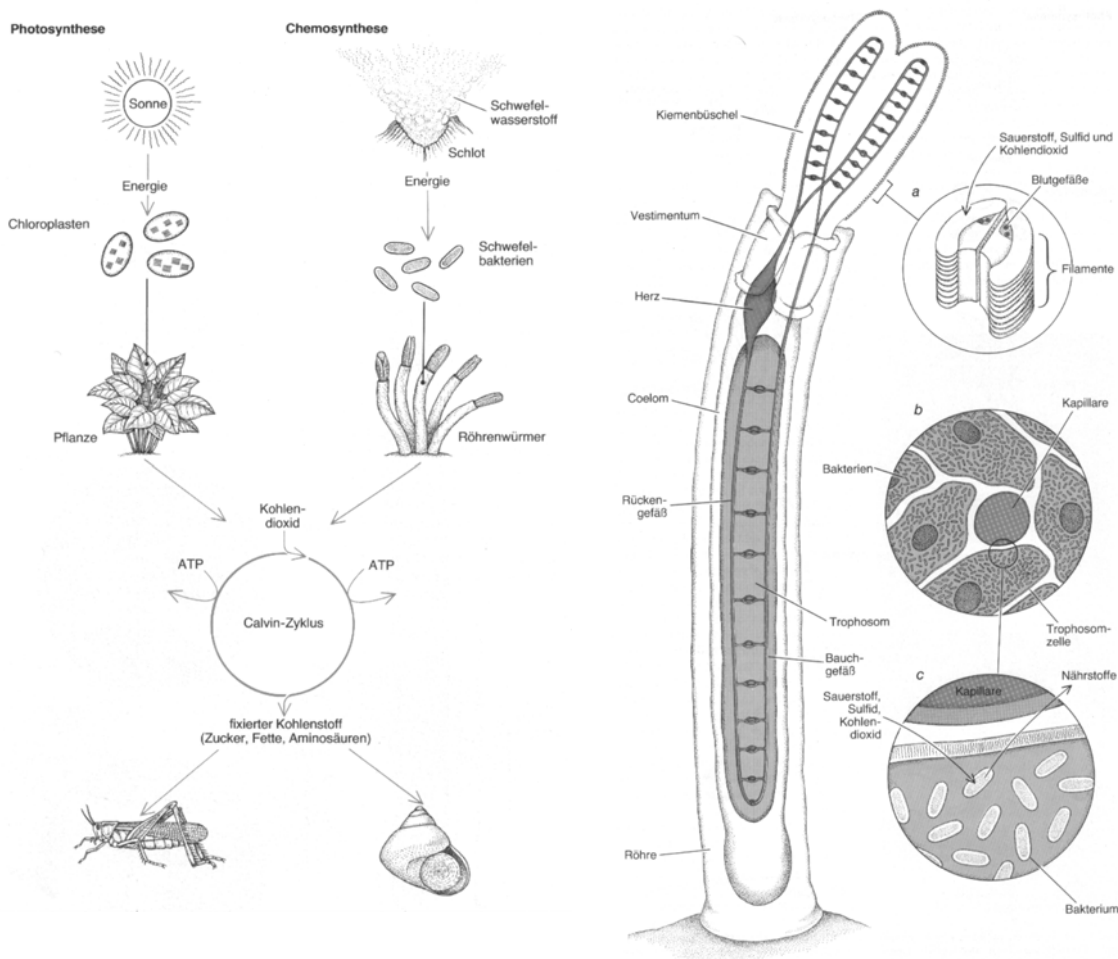


Abbildung 1: Links: Vereinfachte Stoffwechselforgänge. Rechts: Bau des Röhrenwurms *Riftia* bei Foto- und Chemosynthese, Quelle: Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel

In der organismenarmen Tiefsee stellen submarine Quellen meist „Oasen“ mit auffällig hoher Produktivität und Biomassentwicklung dar. Neuste Untersuchungen belegen, dass die Produktion von organischem Kohlenstoff in dem Röhrenwurm *Riftia* durch sulfidoxidierende Bakterien der von grünen Pflanzen gleich kommt. Vergleicht man die Lebensgemeinschaften von heißen und kalten Quellen, so ergibt sich trotz ge-

gensätzlicher Umweltbedingungen eine erstaunliche Übereinstimmung im Artenvorkommen von wirbellosen Tieren und Bakterien. Die Meeressedimente, aus denen heiße oder kalte Quellen austreten, haben eines gemeinsam: die Fähigkeit Schwefelverbindungen zu reduzieren. Diese sog. sulfidischen Lebensräume sind seit langem unter dem Begriff „Thiobios“ bekannt und entstehen überall dort, wo organisches Material anaerob abgebaut wird.

Der Prozess der Energiegewinnung ist in diesem Fall die Chemosynthese, sie verläuft wie die Fotosynthese in zwei Stufen: Energiegewinnung durch den Abbau (Oxidation) anorganischer Verbindungen und den Aufbau organischer Stoffe (durch Reduktion von CO_2). Eine Gegenüberstellung beider Prozesse zeigt das linke Bild in der Abbildung 1.

Tiere benötigen Sauerstoff zur Energiegewinnung durch Atmung (Dissimilation). Dieser ist im Meerwasser gelöst, diffundiert aber nur im Millimeterbereich in den Meeresboden. Röhrenwürmer (*Riftia*) besitzen einen speziellen Darmtrakt, das Trophosom, in dem „ihre“ Bakterien Sulfid oder Hydrogensulfid zu Sulfat oxidieren und mit der gewonnenen Energie aus Kohlenstoffdioxid organische Stoffe aufbauen. Die Aufnahme und Versorgung der Bakterien mit Schwefelwasserstoff, Sauerstoff und Kohlenstoffdioxid erfolgt über das Kiemen- und Blutkreislaufsystem des Wurmes. Ein speziell gebautes Hämoglobinmolekül (roter Blutfarbstoff) ermöglicht gleichzeitig den Transport des normalerweise giftigen Schwefelwasserstoffes und des Sauerstoffes, dadurch wird auch eine vorzeitige Oxidation vermieden.

Die Muschel *Calyptogena* besitzt ein spezielles Kiemengewebe, in dem ihre Bakterien leben, der Sulfidtransport erfolgt über ein spezielles Proteinmolekül. Auch *Beggiatoa*, eine fädige, mattenbildende Bakterienart, lebt von der Sulfidoxidation.

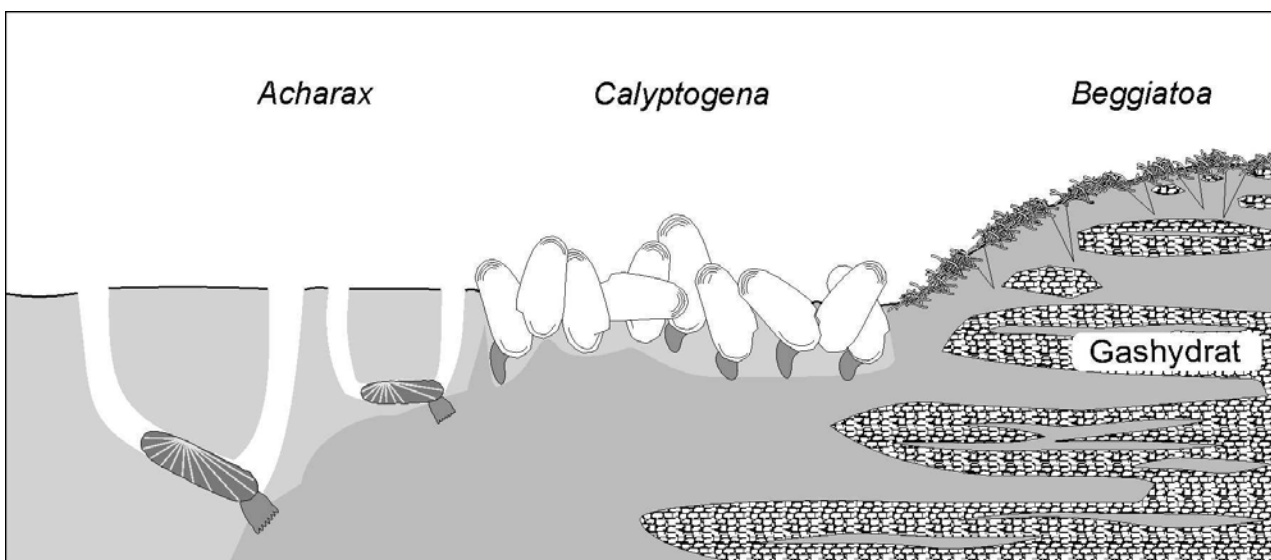


Abbildung 2: Typische Verbreitung von Lebewesen an einer kalten Quelle. Dabei benötigen die Bakterien *Beggiatoa* die höchste Sulfidkonzentration, die Muschelarten *Calyptogena* eine mittlere und *Acharax* eine niedrige Konzentration, Quelle: Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel.

② Schwefelwasserstoffverbindungen:

Doch woher stammen die Schwefelwasserstoffverbindungen und welcher Zusammenhang besteht zwischen ihnen und Gashydraten?

Gäbe es sie nicht, dann wäre das Klima auf unserem Planeten ähnlich ungemütlich wie auf der Venus: Methan oxidierende Bakterien im Meeressediment verhindern, dass große Mengen des Treibhausgases Me-

than freigesetzt werden. Im Sediment gibt es jedoch keinen Sauerstoff. Sulfat hingegen kommt reichlich im Meerwasser vor und dringt auch mit dem Porenwasser tief in das Sediment ein. Das von oben hineindiffundierende Sulfat verschwindet genau in der Sedimenttiefe, in dem auch das von unten aufsteigende Methan nicht mehr nachweisbar ist. Durch ein geeignetes Färbeverfahren konnte man nachweisen, dass zwei Bakterienarten in dicht gepackten winzigen Klümpchen zusammenleben: sulfatreduzierende Bakterien, *Desulfosarcina*, ummanteln dabei die zu den *Archaea* (früher: Archaeobakterien) gehörende methanverbrauchende *Methanosarcinales*. Die einzelnen Klumpen haben dabei den Durchmesser eines menschlichen Haares.

Durch Isotopenanalyse gelang der Nachweis, dass die *Methanosarcinales* sich tatsächlich von dem durch Fermentation bzw. Kohlenstoffdioxidreduktion gebildeten Methan ernähren, denn in ihren Kohlenstoffverbindungen war der Anteil an ^{13}C deutlich geringer als normal.

Die entdeckte Symbiose hat vermutlich enorme Konsequenzen auf den Kohlenstoffkreislauf und das Erdklima. Wissenschaftler schätzen, dass die Methanoxidierer etwa 300 Millionen Tonnen jährlich verbrauchen, das sind mehr als 80 % des in anoxischen marinen Sedimenten produzierten Methans.

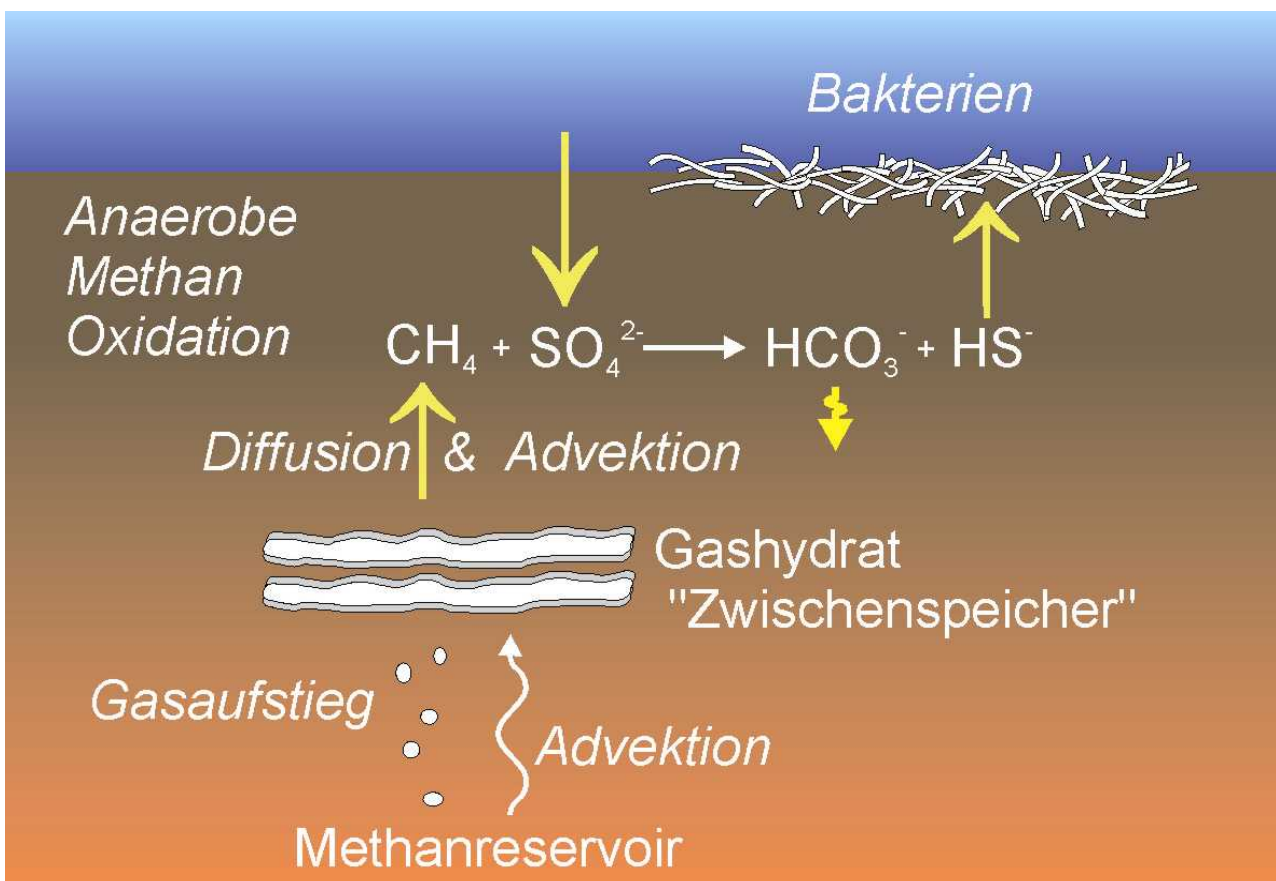


Abbildung 3: Vereinfachte Form der Vorgänge von anaerober Sulfatreduktion und Methanoxidation: Methan gelangt durch Auspressen (Advektion) des Sedimentes und Diffusion zur Bakteriengemeinschaft, die Methan zu HCO_3^- oxidiert (dies kann weiterhin zur Kalkbildung führen) HS^- wird durch Bakterien an der Sedimentoberfläche zu Sulfat SO_4^{2-} oxidiert, die dabei gewonnene Energie zum Aufbau organischer Stoffe genutzt, Quelle: Leibniz-Institut für Meereswissenschaften, Kiel

Zu den sulfidischen Lebensgemeinschaften gehören außer den genannten Polychaeten, Muscheln und Bakterien, weitere Wirbellose und Wirbeltiere, die in kleinen Videos auf den folgenden Internetseiten zu finden sind:



③ Aufgaben:

- 1) Stellen Sie mit eigenen Worten die besonderen abiotischen Faktoren des Lebens
- 2) raumes „Tiefsee“ dar.
- 3) Fertigen Sie mit Hilfe von Internetseiten eine erweiterte Liste von Tiefseeorganismen an, berücksichtigen sie dabei deren Ernährungsgewohnheiten (nicht mehr als 10 Beispiele).

Mögliche Links:

www.mbayaq.org Monterey Bay Aquarium, Lebewesen der Tiefsee (letzter Abruf: 08.04.2005), deep sea (letzter Abruf 15.11.2005):
www.mbayaq.org/efc/living_species/default.asp?hab=9

www.ocean.udel.edu Universität von Delaware (Link: Public Outreach/On-Line Expeditions) (letzter Abruf: 08.04.2005)

<http://people.whitman.edu/~yancey/deepsea.html> Prof. Yancey's Deep Sea Pages. (letzter Abruf: 08.04.2005)

- 4) Erläutern Sie, wie die verschiedenen Lebewesen dort Energie gewinnen.
- 5) Aus welchen Prozessen stammen die Stoffe Methan und Schwefelwasserstoff im Sediment?
- 6) Welche klimatische Bedeutung kommt der Bakteriensymbiose im Sediment zu?

Baustein 5: Gas hinter Gittern - Gashydrate

Foraminiferen, Zeugen der Erdgeschichte

❶ Was sind Foraminiferen?

Foraminiferen oder Porentierchen sind eine artenreiche marine Gruppe der Wurzelfüßer. Die einzelligen Tiere sind seit dem Karbon verbreitet. Sie besitzen meist vielkammerige flaschen-, stab-, kugel- oder schneckenförmige Gehäuse mit Poren zum Durchtritt der Wurzelfüße, zur Fortbewegung und Nahrungsaufnahme. Das Gehäuse besteht aus einer organischen Grundsubstanz mit verklebten Fremdkörpern oder Calciumcarbonat (Kalk). Aufgrund des eingelagerten Kalkes haben sich die Gehäuse fossil erhalten und sind daher für geologische Bestimmungen eine bedeutende Hilfe.



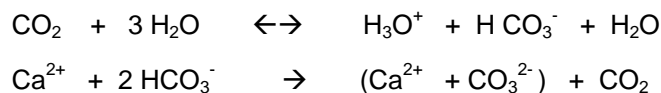
Abbildung 1: Foraminiferen.

Die Größe der Gehäuse beträgt je nach Art 0,002 bis zu 100 µm.

Die meisten Foraminiferen leben am Meeresboden, nur 2 Familien leben planktonisch z.B. Globigerinen (rechts oben), deren Gehäuse den Hauptbestandteil des grauen Tiefseeschlammes bilden.

❷ Biogene Kalkbildung:

Um Kalkschalen ausbilden zu können, müssen Lebewesen Calciumionen aus dem Wasser aufnehmen sowie Hydrogencarbonationen (HCO_3^-), die bei der Reaktion von Kohlenstoffdioxid (aus der Atmosphäre) mit Wasser entstehen:



Calciumcarbonat = Kalk

Das Element Kohlenstoff kommt auf der Erde in verschiedenen Isotopen (Elementatome mit unterschiedlicher Masse) vor. Stabil sind die Isotope ^{12}C und ^{13}C , radioaktiv ist ^{14}C .

Im Kohlenstoffdioxid der Atmosphäre und in dem des mit der Atmosphäre im Gleichgewicht stehenden Meerwassers kommen die stabilen Isotope in einem recht konstanten Häufigkeitsverhältnis vor: ^{12}C zu 98,9 % und ^{13}C zu 1,1 %.

Lebewesen bauen bevorzugt das leichtere Kohlenstoffisotop ^{12}C gegenüber ^{13}C in ihre körpereigenen Substanzen ein, so kommt es über die Nahrungsketten und Abbauprozesse zu einer Verarmung an ^{13}C in der organischen Substanz. Methangashydrate enthalten überwiegend das leichtere Isotop.

Durch Vergleich mit einem international anerkannten Standardcarbonat, PDB (das Standardmaterial ist ein aus der PeeDee-Gesteinsformation in den USA stammender Belemnit) wird das Verhältnis $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ einer Probe bestimmt und als sog. $\delta^{13}\text{C}$ -Wert in ‰ angegeben. Das Standardcarbonat hat dabei den feststehenden $\delta^{13}\text{C}$ -Wert Null. Niedrige bzw. negative $\delta^{13}\text{C}$ -Wert bedeuten einen hohen ^{12}C -Anteil und einen geringen ^{13}C -Anteil.

An der Wende vom Paläozän zum Eozän vor 55 Millionen fand eine starke Erwärmung des Klimas statt. Starker Vulkanismus führte in einer bestimmten Region durch entweichende Gase und Aerosolbildung (Gase, z. B. Luft, mit darin verteilten festen oder flüssigen Teilchen) zu einer Temperaturerhöhung. Aus dem Meer verdunstete daraufhin verstärkt Wasser. Dies führte wiederum zu einem höheren Salzgehalt, durch die sich einstellende höhere Dichte sank das Oberflächenwasser ab. So erhielt die Karibik ein Bodenwasser, welches um mehr als 4 °C wärmer war als zuvor. Etwa 55 % der Foraminiferen vor Florida starben seinerzeit aus.

③ Aufgabe:

Die folgende Grafik stellt die Verhältnisse des $\delta^{13}\text{C}$ in den Schalen von Foraminiferen (Arten: *M.allisonensis*, *A. africana*, *A.sibaiyaensis*) vor 55 Millionen Jahren aus einem Bohrkern dar.

(niedrige Werte bedeuten einen hohen ^{12}C -Anteil, einen geringen ^{13}C -Anteil)

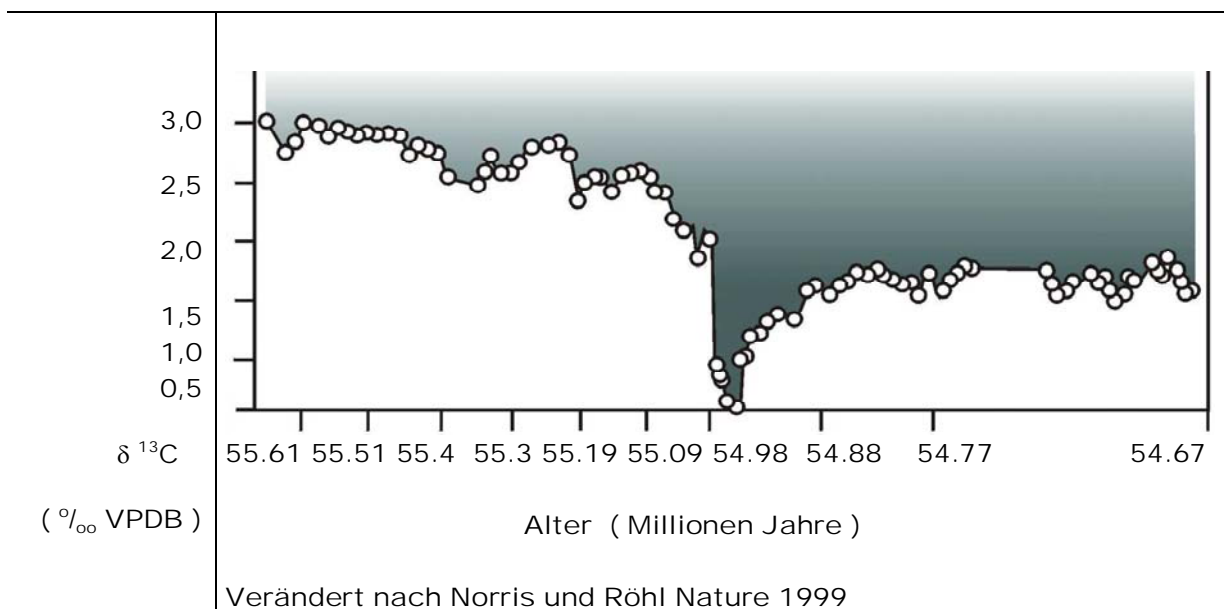


Abbildung 2: Verhältnisse des $\delta^{13}\text{C}$ in den Schalen von Foraminiferen

- 1) Erläutern Sie, wie die isotopischen Veränderungen in den Schalen dieser Foraminiferen zustande gekommen sein könnten.