

· AT 8300172
RN 1245

OEFZS BER. No. 4214

AV-9/83

APRIL 1983

Österreichisches
Forschungszentrum Seibersdorf
GesmbH



Die Meeresversenkung radioaktiver Abfälle
Teil 1: Grundlagen der marinen Umwelt

Peter Krejsa

DIE MEERESVERSENKUNG RADIOAKTIVER ABFÄLLE

Teil 1

Grundlagen der marinen Umwelt

Peter KREJSA

Österreichisches
Forschungszentrum Seibersdorf
Ges.m.b.H.
Lenaugasse 10 A-1082 Wien
HAUPTABTEILUNG ABFALLVERARBEITUNG
Forschungszentrum Seibersdorf

ZUSAMMENFASSUNG

Die Festlegung der zulässigen Versenkungsraten von radioaktiven Abfällen in die Tiefsee erfordert die Erstellung und Verifizierung entsprechender Modelle, um sicherzustellen, daß die daraus resultierende Dosisbelastung keine unzulässigen Werte annimmt. Die zur Verfügung stehenden Untersuchungsergebnisse zeigen, daß die derzeitige Versenkungspraxis zu derartigen Befürchtungen keinen Anlaß geben kann. Die Versuche und Modellentwicklungen zeigen aber auch, daß es unwahrscheinlich ist, daß die in die Verteilungsprozesse involvierten Vorgänge jeweils durch einfache Modelle dargestellt und vorausberechnet werden können. Die Vorgänge sind überaus komplexer Natur, beträchtliche Variationsbreiten für die einzelnen Parameter liegen vor und es ist bereits aus einfachen horizontalen Geschwindigkeitsprofilen zu erkennen, daß eine exakte mathematische Beschreibung des Vorganges nicht leicht möglich ist. Diesen Geschwindigkeitsverteilungen sind aber noch eine Reihe anderer überlagert, die eine mikroskopische Betrachtungsweise für den Zweck einer Synthese unhandhabbar gestalten.

Alle Versuche aber, die bisher durchgeführt wurden, zeigen eindeutig, daß das Auslangen mit begrenzenden makroskopischen Betrachtungen gefunden werden kann. Trotz aller Variationen, die etwa bei den Geschwindigkeits- und Richtungsverteilungen im mikroskopischen Bereich auftreten, sind keine großen Variationen im makroskopischen Bereich zu finden.

Die Methode der Meeresversenkung beruht auf der Verteilung der Radionuklide im großen Verdünnungsvolumen der Weltmeere. Es ist dabei nicht so sehr von Belang, wie diese Verdünnung im einzelnen zustande kommt und ob dieser Vorgang mit allen jahreszeitlichen Schwankungen exakt beschrieben werden kann. Die unterschiedlichen Resultate verschiedener Modelle, die in der Darstellung einer Bandbreite resultieren, können durch entsprechend pessimistische Annahmen soweit reguliert werden, daß die Auslegungen stets auf der sicheren Seite liegen. Dasselbe gilt auch für andere Effekte wie z.B. die Löslichkeit von Radionukliden gemäß ihren unterschiedlichen Wertigkeitsstufen und dem Milieu in dem sie sich befinden. Auch hier kann durch entsprechende Grenzwertbetrachtungen einmal die Gesamtmenge adsorbiert an Sedimente und einmal vollständig in Lösung betrachtet werden. Die Realität muß irgendwo

dazwischen liegen. Es ist aber nicht notwendig den tatsächlichen Zustand, der von sehr vielen Faktoren abhängt, zu kennen, wenn sichergestellt ist, daß die Grenzwerte zu keinen unzulässigen Belastungen führen.

Vom Standpunkt der Toxizität ist die Zuführung von radioaktiven Abfällen in dem Ausmaß, in dem dies im Rahmen der NEA Versenkungsoperation erfolgt, zweifellos ohne Bedeutung, da die jährlich zugeführte Menge etwa dieselbe Toxizität aufweist, wie die von in der Natur vorkommenden Radionukliden, die pro Jahr von einem Fluß ins Meer transportiert werden.

Im Anhang werden die Argumente und Unterlagen diskutiert, die von Greenpeace für die Studie zur Verfügung gestellt wurden. Es zeigt sich, daß alle Argumente bei den bisherigen Auslegungsrechnungen von vornherein berücksichtigt wurden.

ABSTRACT

Sea dumping of low level radioactive waste is a disposal method practised by a number of states, controlled by OECD/NEA. It makes use of the capacity of the oceans to dilute the radionuclides to levels acceptable concerning resulting doseburdens. For the determination of release rates some oceanographic model have been developed, describing the physical behaviour of the released radionuclides. It is not to be assumed that a complete mathematical description of the involved processes can be made. Too many parameters are dependend and varying as there is the chemical behaviour of different valence states, complexing agents, distribution patterns etc. But it can be seen that the existing description methods allow the adequate modelling of the short and the long term behaviour of the radionuclides. The use of pessimistic assumptions for distribution and reconcentration is sufficient to consider uncertainties of the model.

Therefore the arguments of Greenpeace, kindly submitted by this organisation for this study, show no open question, which has not been considered on the sea dumping procedures under surveillance of the OECD/NEA.

INHALTSVERZEICHNIS

	Teil	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>
I.	Einführung	x		
1.	Die Ozeane	x		
1.1.	Wasserbewegungen	x		
1.1.1.	Oberflächenströmungen	x		
1.1.2.	Wasserbewegungen unter der Oberfläche	x		
2.	Physikalische und chemische Parameter des marinen Milieus	x		
2.1.	Temperatur	x		
2.2.	Spezifisches Gewicht und hydrostatischer Druck	x		
2.3.	Beleuchtung	x		
2.4.	Zusammensetzung des Meerwassers	x		
2.4.1.	Salzgehalt	x		
2.4.2.	Gelöste Gase	x		
2.4.2.1.	Sauerstoff	x		
2.4.2.2.	Kohlendioxid	x		
2.4.2.3.	Stickstoff	x		
2.4.3.	Spurenelemente	x		
2.4.3.1.	Nitrat und Phosphat	x		
2.4.3.2.	Silikat	x		
2.4.3.3.	Eisen und Mangan	x		
2.4.4.	Gelöstes organisches Material	x		
3.	Biologische Aspekte des marinen Milieus	x		
3.1.	Klassifikationsschema der marinen Umwelt	x		
3.2.	Die organische Produktion	x		
3.2.1.	Der organische Stoffkreislauf	x		
3.2.2.	Die Größe der organischen Produktion	x		
3.2.3.	Produktionsbeeinflussende Faktoren	x		
3.2.3.1.	Licht	x		
3.2.3.2.	Temperatur	x		
3.2.3.3.	Nährstoffe	x		
3.2.3.4.	Die Aufzehrungsrate	x		
3.2.3.5.	Der Jahreszeitenwechsel im Meer	x		

3.2.4.	Tägliche Schwankungen der Lebenszonen	x		
3.2.5.	Anpassungen an das Leben in der Tiefsee	x		
3.2.6.	Einfluß von Strömungen	x		
4.	Der Meeresboden	x		
4.1.	Das Substrat	x		
4.1.1.	Terrigene Sedimente	x		
4.1.2.	Pelagische Sedimente	x		
4.1.2.1.	Kalkschlämme	x		
4.1.2.2.	Kieselschlämme	x		
4.2.	Benthische Populationen	x		
4.2.1.	Nahrungszufuhr benthischer Organismen	x		
5.	Das Verhalten von Radionukliden im Meerwasser und marinen Organismen			x
5.1.	Verteilungsmodelle von Radionukliden im Meerwasser			x
5.1.1.	Physikalischer Transport innerhalb der Wassersäule			x
5.1.1.1.	Das Modell von Webb und Morley			x
5.1.1.2.	Das Sheperd Modell			x
5.1.1.2.1.	Ein einfaches Modell eines endlichen, zirkulierenden Ozeans			x
5.1.1.2.2.	Anwendungen des Modells und Beschreibung der Ergebnisse			x
5.1.1.2.3.	Vertikale Isolierung			x
5.1.1.2.4.	Tiefe konvektive Mischung			x
5.1.1.2.5.	Die Grenzen der Anwendbarkeit			x
5.1.1.3.	Weitere Modelle			x
5.2.	Chemische Einflüsse auf das Verhalten der Radionuklide			x
5.2.1.	Organisch gebundene Spurenelemente			x
5.2.2.	Einzelne Radionuklidgruppen			x
5.2.2.1.	Spaltprodukte			x
5.2.2.2.	Transurane			x
5.3.	Das Verhalten von Radionukliden in marinen Organismen			x
5.3.1.	Tritium			x
5.3.2.	Aktivierungs- und Spaltprodukte			x
5.3.3.	Transurane			x

		Teil	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>
6.	Das Verhalten von Behältern bei den Versenkungsoperationen			x	
6.1.	Auslegung und Verhalten von Behältern			x	
6.2.	Allgemeine Anforderungen an die Behälter für die Meeresversenkung			x	
6.3.	Abgabe von Aktivität aus den Behältern			x	
6.4.	Erfahrungen früherer Versenkungen			x	
6.5.	Verhalten der Behälter während des Absinkens			x	
6.6.	Verhalten der Behälter am Meeresboden			x	
6.7.	Versuch mit Behältern			x	
7.	Charakterisierung des Abfalls			x	
7.1.	Art des Abfalls			x	
7.2.	Radionuklide im Abfall			x	
8.	Charakterisierung des Versenkungsgebietes			x	
8.1.	Wahl des Versenkungsgebietes			x	
8.2.	Das Versenkungsgebiet			x	
8.3.	Vorhandene Wasserschichten			x	
8.4.	Physikalischer Wassertransport			x	
8.5.	Biologie			x	
8.6.	Tektonische Aktivität			x	
8.7.	Unterseekabel			x	
8.8.	Mögliche Meeresboden Ressourcen			x	
8.9.	Verkehrsdichte			x	
9.	Die Wirkung von Sedimenten			x	
9.1.	Die Sedimentationsgeschwindigkeiten			x	
9.2.	Transportmechanismen die zu weitreichender Kontamination führen können			x	
9.3.	Kontamination mit TRU-Elementen			x	
10.	Versenkungspraxis				x
10.1.	Die gegenwärtige Praxis				x

VII

		Teil <u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>
11.	Künstliche und natürliche Radioaktivität in der marinen Umwelt			x
11.1.	Das Inventar an Fallout Radionukliden			x
11.2.	Das Aktivitätsinventar von Meeren			x
12.	Radioökologie, Nahrungsketten			x
12.1.	Langsames Wachstum und geringe Reproduktionsraten			x
12.2.	Bioturbation			x
12.3.	Vertikale Wanderung in der Tiefsee			x
12.4.	Mögliche Kurzschlüsse zur menschlichen Versorgungskette			x
12.5.	Biologie der Tiefsee			x
12.6.	Fischerei			x
12.7.	Nahrungsketten in existierenden Fischereien			x
12.8.	Ermittlung der Nahrungskette			x
12.8.1.	Nahrungsketten, die die Aufnahme von Nahrung aus dem Meer beinhalten			x
12.8.2.	Nahrungsketten, die die Exposition von Menschen berücksichtigen, die an Küsten leben			x
12.8.3.	Gemischte Nahrungsketten			x
12.9.	Abgabegrenzen			x
12.10.	Lokale Konzentrationen in Sedimenten			x
12.11.	Dosisbelastung mariner Organismen			x
ANHANG	Unterlagen und Diskussion der Argumente von Greenpeace gegen die Meeresversenkung			x

I. EINFÜHRUNG

Die Beseitigung von Abfällen ist eine Aufgabe, mit der sich jede Gesellschaft konfrontiert sieht und deren Bedeutung mit der Größe der Population und der von ihr entwickelten Aktivität zunimmt. Im einfachsten Fall beeinflusst die Größe der Population nur die Menge der zur Erhaltung des Lebens produzierten Abfälle. Im menschlichen Bereich handelt es sich dabei vor allem um die Beseitigung von Fäkalien und Nahrungsrückständen. Ein Nichtverstehen oder Nichtbeherrschen des Problems mündet in der Ausbreitung von Seuchen und ist mit einer Reduzierung der Population verbunden. Analoge Erscheinungen sind z.B. bei manchen marinen Lebewesen erkennbar. Bei gewissen Arten sind die Stoffwechselprodukte in bestimmten Konzentrationen toxisch, so daß es, wenn diese nicht rasch genug, wie z.B. durch Strömungen aus dem System entfernt werden, zu einem Absterben der Population auf ein entsprechendes Gleichgewichtsmaß kommt.

Die vom Menschen entwickelte Aktivität führt zusätzlich zu einem Abfall aus gewerblicher und industrieller Tätigkeit mit anderen Qualitäten der Toxizität. (Das ist kein grundsätzliches Problem unseres Zeitalters, sondern trat auch im Altertum und Mittelalter auf, wie etwa bei Färbereien und Gerbereien). Im Gegensatz zu einfachen Lebewesen ist der Mensch aber in der Lage Aktionen zur Entfernung von Abfallprodukten aus seinem Lebensbereich durchzuführen und seine technisch-wissenschaftlichen Erkenntnisse auch hier nutzbringend einzusetzen. Damit kann er auch von dieser Seite her einen Beitrag leisten, um seine Population und Tätigkeiten über das unter den jeweiligen Umweltbedingungen vorgegebene Gleichgewicht hinaus zu schützen.

Es gibt nun verschiedene Möglichkeiten diese Abfälle zu beherrschen. Sie können entweder zu harmlosen Substanzen zerlegt werden, wie dies bei vielen organischen Substanzen durch Verbrennung erfolgen kann, sie können aber auch, wenn dies nicht möglich ist, von der Biosphäre isoliert werden (z.B. geologische Endlager). Eine weitere Möglichkeit, vor allem für niedrige Schadstoffkonzentrationen, besteht in einer kontrollierten Abgabe an die Umgebung, wobei Verdünnungseffekte und die natürliche Kapazität der Umwelt zur Aufnahme toxischer Substanzen eingesetzt werden.

Diese Methode kann allerdings nur äußerst behutsam eingesetzt werden, da die Abfallstoffe z.B. in Nahrungsketten eingeschleust werden können.

Die Abfallbeseitigung kann daher auf zwei verschiedenen Methoden basieren, die nebeneinander existieren können. Nämlich die Methode der Retention (wie z.B. die Konditionierung der Abfallstoffe mit darauffolgender geologischer Endlagerung) und die Methode der Dispersion (kontrollierte Abgabe geringer Mengen an Abfallstoffen unter Erreichung größtmöglicher Verdünnung). Die Anwendbarkeit der Dispersion hängt von der Art der Schadstoffe und ihrer Menge ab. Sie ist auch durch andere Faktoren wie mögliche Nahrungsketten, Bevölkerungsdichte usw. begrenzt und damit zeitlich wie örtlich unterschiedlich anwendbar.

Die Meeresversenkung ist eine Dispersionsmethode, da davon ausgegangen wird, daß die Abfälle in relativ kurzer Zeit ausgelaugt und mit dem Wasser der Weltmeere über nunmehr lange Zeiträume vermischt und damit verdünnt werden. Die Meeresversenkung der radioaktiven Abfälle macht also Gebrauch von der Kapazität der Umwelt zur Aufnahme von Schadstoffen, wesentlicher Gesichtspunkt dabei wird sein, daß sicherzustellen ist, daß diese Kapazität nicht voll ausgeschöpft wird sondern daß man sich immer im sicheren Bereich bewegt.

Berücksichtigt werden sollte auch hier, wie bei jeder Abfallbeseitigung, daß heute produzierte radioaktive Abfälle für künftige Generationen, vereinfacht gesprochen, ein Risiko ohne Nutzen darstellen, daß daher auch die Größe dieses Risikos in der natürlichen Schwankungsbreite derartiger naturbedingter Risiken liegen soll.

Der Frage der praktischen Relevanz der erstellten mathematischen Modelle über die Verteilung von Radionukliden in einem Meer kommt ebenso wie der Frage der Nahrungsketten und möglicher Kurzschlüsse zum Menschen hinsichtlich der resultierenden Dosisbelastung eine besondere Bedeutung zu. In der Studie wird daher einer qualitativen Gesamtdarstellung der marinen Umwelt breiter Raum zugeordnet. Der Vergleich mit den angewendeten Modellen soll den Schluß erlauben, ob die derzeitigen Modelle ausreichen und welche neuen Erkenntnisse man durch weitere Verfeinerungen erhalten kann. Verbunden mit der Frage der Verteilung der Radionuklide im marinen Milieu ist auch die nach dem chemischen Zustand und der biochemischen Verfügbar-

keit. Die Art der Abfälle schließlich, ihr Aktivitätsinventar und die Bedingungen an der gewählten Versenkungsstelle geben Anlaß zu den tatsächlichen Freisetzungen. Diese wieder sollen im Vergleich zu bereits vorhandenen Radionukliden gesehen werden.

1. Die Ozeane [32]

Ungefähr 71 % der Erdoberfläche sind vom Meerwasser bedeckt, das entspricht einer Fläche von annähernd 361 Mio km². Die größten Meerestiefen überschreiten 10 000 m. Die mittlere Meerestiefe beträgt 3 700 m. Obwohl die Organismen, die diese Wassermengen beleben, äußerst ungleichmäßig verteilt sind, kommen sie bis in die größten Meerestiefen vor.

In Landnähe ist die See flach und sinkt von der Küste aus langsam bis zu einer Wassertiefe von durchschnittlich 200 m ab. Dieser Gürtel von flachliegenden Meeresböden wird Schelf genannt. Die Schelfgebiete umfassen ca. 8 % der gesamten Meeresfläche. Die Breite des Schelfs schwankt von Kontinent zu Kontinent. Viele dieser Schelfgebiete sind für die Fischerei von großem Wert. Der Kontinentalhang, der sich an den Kontinentalrand anschließt, senkt sich sehr schnell und steil. Gradienten von 1 : 15 sind normal und Neigungswinkel von mehr als 45° werden häufig erreicht. Der Meeresboden sinkt dann schnell auf Tiefen zwischen 3 000 und 6 000 m. Der Abfall ist selten kontinuierlich. Es gibt Zwischensenken, Schluchten und Spalten. Im Anschluß an diesen Steilabfall kann der Meeresboden über weite Flächen einförmig und eben sein. Ausgedehnte Flächen von mehreren hundert Quadratkilometern ohne größere Niveauänderungen sind durchaus nicht ungewöhnlich. In einigen Gebieten ist der Tiefseeboden allerdings durch noch tiefere Rinnen zerschnitten. In diesen Tiefseegräben erreicht das Meer Tiefen von 7 000 m und mehr. Am häufigsten treten diese Gräben in der Umrandung des Pazifik auf und zwar häufig nahe der vulkanischen Inselböden, mit denen sie in ursächlichem Zusammenhang stehen. In anderen Gebieten wieder hebt sich der Meeresboden bis zu 2 000 m unter NN (Normalnull) zu den sogenannten untermeerischen Rücken. Untermeerische Rücken oder Plateaus bedecken große Teile des Meeresbodens. Sie sind für die Meeresgeologie von großem Interesse, da sie Zentren von untermeerischen Vulkanismus sind. Einer der größten Rücken ist der mittelatlantische Rücken oder die mittelatlantische Schwelle. Ein weiterer Rücken ist der nordatlantische Rücken, der die kalten Wassermassen des nördlichen Eismeeres vom Atlantik trennt. Er steigt bis zu 500 m unter NN an. Der S-förmige mittelatlantische Rücken, der ungefähr die Küste der amerikanischen Subkontinente nachzeichnet, trennt den Atlantik in 2 verschiedene Becken.

1.1 Wasserbewegungen L-32_7

Die wichtigsten Wasserbewegungen werden durch die Summe der Einflüsse von Wind, Dichteunterschieden im Wasserkörper, unterschiedlichem Wärme-
fluß zwischen Wasser und Atmosphäre und die unterschiedliche Eindampfung
und Verdünnung des Meerwassers bewirkt. Die Richtung der Strömungen wird
im starken Maße auch durch die Erdumdrehung, die Form der Kontinente, die
Meeresswellen und den Einfluß der Gezeiten bestimmt. Sie wird durch
zahllose Wirbel und Nebenströmungen modifiziert und kompliziert, so daß
die Meeresströmungen weniger mit einem Fluß als mit den Bewegungen der
Atmosphäre vergleichbar sind. Ihre Geschwindigkeit ist jedoch wesentlich
geringer.

Der Wind bringt die Oberflächengewässer (mit Ausnahme flacher Schelfmeere)
nicht einfach in Windrichtung in Bewegung. Die Erdumdrehung hat einen
ablenkenden Einfluß, so daß sich das Oberflächenwasser in einen bestimmten
Winkel zur Windrichtung in Bewegung setzt.

1.1.1 Oberflächenströmungen

Im Äquatorgürtel zwischen den Wendekreisen des Krebses und des Stein-
bocks wehen Nordost- und Südostpassate nahezu während des ganzen Jahres
und sind der Motor großer äquatorialer Strömungen, die im Atlantik, Pazifik
und Indischen Ozean von Westen nach Osten fließen. Die Äquatorialströme
werden durch die Kontinente aufgehalten, wobei ihre Wassermassen nach Norden
und Süden abgelenkt werden. Im Atlantik werden die Äquatorialströme von
der Küste Brasiliens gebremst und zum größten Teil nach Norden in die
Karibische See und den Golf von Mexiko abgedrängt. Der Hauptabfluß aus
dem Golf von Mexiko ist der Floridastrom unter der Küste Floridas. Er
erreicht in der Straße von Florida seine größten Geschwindigkeiten. Er
biegt dann als Golfstrom in den Nordatlantik ab. Im Südatlantik werden
Teile des Äquatorialstromes nach Süden als Brasilstrom abgelenkt.

Werden die Wassermassen aus den äquatorialen Richtungen nach Süden und
Norden abgedrängt, so geraten sie in den verstärkten Einfluß der Erd-
rotation. Der Golfstrom wird durch die Corioliskraft aus seiner ursprüng-
lichen nordöstlichen Richtung nach rechts abgelenkt und erreicht zwischen

dem 40. und 50. Breitengrad östliche Richtung, von wo er als nordatlantischer Strom bezeichnet wird. Im östlichen Atlantik hat sich die Ablenkung soweit verstärkt, daß er nun als Kanarenstrom oder Madeira-
strom nach Süden fließt und sich schließlich mit den Nordäquatorialströmen vereinigt. Dieser riesige Kreislauf von Oberflächenströmen im Uhrzeigersinn umrahmt eine Fläche relativ geringer Strömung, die Saragossasee, die das Zentrum des riesigen Kreisels bildet. Während sich der nordatlantische Strom nach Osten bewegt, wird er von anderen und relativ stetig blasenden Winden - den sogenannten Westerlies - beeinflusst, die aus südwestlicher Richtung kommen. Teile des nordatlantischen Stroms werden hierdurch als atlantische Drift in die Biscaya gedrängt. Diese atlantische Drift teilt sich und kann je nach Großwetterlage die Britischen Inseln und sogar die Nordsee erreichen. Weniger abgelenkte Teile des nordatlantischen Stroms erreichen nördlich von England Island und die norwegische Küste und bilden hier den Irmingerstrom arktischer Gewässer. Ein Teil der Drift vereinigt sich mit dem Westgrönlandstrom. Dieser Zufluß von Wassermassen in die Arktis muß auf irgend eine Weise kompensiert werden. Ein Teil der immer noch warmen Wassermasse kühlt hier ab, sinkt auf den Grund und verläßt das Nordmeer als Bodenströmung, während ein anderer aber auch an der Oberfläche als Ostgrönland- und Labradorstrom abfließt. Beide Ströme vereinigen sich an der amerikanischen Ostküste und fließen nach Süden, wo sie aufgrund der unterschiedlichen Dichte unter den wärmeren Wassermassen des Golfstroms eine Gegenströmung bilden können.

Entsprechend zum nordatlantischen Kreislauf wird der Brasilstrom entgegen dem Uhrzeigersinn abgelenkt und fließt zwischen 30. und 40.° südlicher Breite nach Osten. An der Westküste Afrikas dreht er nach Osten. An der Westküste Afrikas dreht er nach Norden und vereinigt sich dann mit dem Südäquatorialstrom. In der südlichen Hemisphäre blasen die Westerlies aus Nordwesten und lenken Teile der Wassermassen nach Süden, wo sie als Westwinddrift in die große zirkumpolare Bewegung, die die Antarktis umrundet, einmünden.

1.1.2 Wasserbewegungen unter der Oberfläche

Obschon der Einfluß der Winde auf die Meeresoberfläche der stärkste Motor der Meeresströmungen ist, müssen die Bewegungen der Wassermassen dreidimensional gesehen werden. Überall dort, wo der Wind größere Wassermengen ab-

transportiert, müssen diese durch einen entsprechenden Zufluß wieder ersetzt werden. Das kann durch nachfließendes Oberflächenwasser, durch Zustrom aus der Tiefe oder durch beides gleichzeitig geschehen. Ebenso kann Oberflächenwasser, wenn es genügend weit verdriftet wird, nach Abkühlung absinken und so Bewegungen in größerer Tiefe einleiten. Das Wasser, das durch Nord- und Südäquatorialströme abtransportiert wird, wird teilweise durch nachströmendes Wasser aus höheren Breiten und teilweise durch aufsteigendes Tiefenwasser ersetzt. Das Wasser des Kanaren- und des Benguelastromes hat - verglichen mit anderen Oberflächenströmen dieser Breite - eine viel geringere Temperatur, die aus dem Aufstieg von riesigen Wassermengen aus der Tiefsee resultiert. Ebenso mischen sich Auftriebswässer mit dem kalifornischen Strom, dem Humboldtstrom und dem Westaustralstrom und erniedrigen die Temperatur des Oberflächenwassers.

Wasserbewegungen können auch durch unterschiedliche Temperatur und Dichte verschiedener Wasserkörper entstehen. In niederen Breiten ist das Oberflächenwasser warm und hat eine niedrige Dichte. Es wurde bereits ausgeführt, daß dieses Wasser durch Oberflächenströme in höhere Breiten transportiert wird, wo es an Temperatur verliert und eine höhere Dichte erreicht, dadurch schwerer als das tiefer gelegene Wasser wird, absinkt und in tieferen Niveaus zum Äquator zurückkehrt. Auf diesem Weg kommt es zu Ablenkungen, die zum Teil durch Änderungen in der Dichte verursacht werden. Obwohl das Wasser in niederen Breiten durch Erwärmung spezifisch leichter wird, werden diese Dichteverluste zum Teil durch Evaporation und entsprechende Steigerung des Salzgehaltes wieder ausgeglichen. Starke tropische Regenfälle dagegen können auch diesem Einfluß entgegen wirken, indem sie das Wasser verdünnen und seine Dichte senken. In höheren Breiten kann die Dichte des Wassers durch Abkühlung oder Eisbildung und daraus resultierenden höheren Salzgehalt erhöht werden. Auch in diesen Breiten können jedoch Faktoren auftreten, die die Dichte senken. Hierzu gehören Verdünnung des Wassers durch Schneefall, Eisschmelze und Zustrom von Süßwasser.

Die Aufzählung dieser Einzelheiten soll einen Eindruck davon geben, wie sehr im einzelnen Modifikationen des Grundschems auftreten können und den Verlauf der Strömungen verändern. Generell gilt jedoch, daß Wasser höherer Dichte in hohen Breiten an der Oberfläche entsteht, absinkt und unter der Oberfläche in niedere Breiten zurückkehrt.

Neben den oben erwähnten Schwankungen des Salzgehaltes während des Transportes können noch verschiedene andere Einflüsse den Rückstrom kalten, dichten Wassers zum Äquator beeinflussen. Auch diese Wasserkörper unterliegen der Corioliskraft. Sie können durch untermeerische Rücken und Schwellen gestaut und abgelenkt werden und durch die Begegnung und Vermischung mit in anderer Richtung wandernden Wasserkörpern modifiziert werden. Diese Wechselwirkungen sind sehr komplex und bisher nur zum kleinen Teil aufgeklärt. In verschiedenen Meeresgebieten kann man 3 verschiedene und oft verschieden gerichtete Strömungen unterscheiden.

1. Bodenströmung
2. Tiefenströmung
3. Zwischenströmung

Im Atlantik, Indik und Pazifik entstehen die Bodenströmungen vorallem aus dem Absinken kalter Wassermassen im Bereich der Antarktis.

Die Ausbreitung der Bodenwässer aus dem arktischen Becken wird durch eine Reihe untermeerischer Schwellen zwischen Schottland und Labrador verhindert. In der Arktis absinkendes kaltes Wasser bleibt daher zunächst in diesem Becken eingeschlossen. Am Boden der südlichen ozeanischen Gebiete kann das kalte Bodenwasser jedoch entweichen und bewegt sich langsam, dem Boden entlang, nach Norden. Die Ausgangstemperatur ist nahe 0° und nimmt langsam durch Beimischung von wärmeren Wasser zu. Es gibt auch Hinweise dafür, daß der Meeresboden selber Wärmeenergie an das kalte Wasser abgibt. Im westlichen atlantischen Teilbecken fließt diese Bodenströmung vor allem nach Norden. Das östliche Teilbecken wird in gewissem Umfang von diesem Zufluß abgeschnitten, da es durch die Walfischschwelle abgetrennt wird. Ein entsprechender untermeerischer Rücken zwischen Tristan da Cunha und der brasilianischen Küste, die Rio Grande-Schwelle, ist unvollständig und erlaubt den Durchstrom kalter Bodenwässer. Wenig südlich des Äquators wird die mittelatlantische Schwelle zerschert, so daß hier möglicherweise kalte Bodenströmungen den östlichen Atlantik erreichen können. Die atlantische Bodenströmung fließt über den Äquator hinaus nach Norden und wurde noch bis 40° nördlicher Breite nachgewiesen. Von hier an ist sie nicht mehr identifizierbar, da sie sich nach und nach mit den aus entgegengesetzter Richtung kommenden

atlantischen Tiefenströmungen vermischt. Diese Wasserkörper entstammen hauptsächlich der sich abkühlenden und absinkenden nordatlantischen Drift, die im Nordmeer und Polarmeer auskühlt und absinkt. Die kalten arktischen Bodenwässer werden durch Schwellen zurückgehalten. Ein kleinerer etwas wärmerer Teil kriecht jedoch über die Schwellen hinweg in das Becken des Atlantik und wird zur atlantischen Tiefenströmung. Diese Strömung hat zunächst eine Temperatur zwischen 7 und 8° C und zeichnet sich durch relativ hohen Salz- und Sauerstoffgehalt aus. Sie fließt den Südhang der arktischen Schwellen (Davis-Island-Faröer Schwelle) hinab, bis sie die aus dem Süden kommende atlantische Bodenströmung erreicht. Von hier an fließt sie über der Bodenströmung in 1 500 bis 3 000 m Tiefe weiter nach Süden, wobei sie langsam durch Wärmeaustausch kälter wird. Ein Teil der aus dem Mittelmeer kommenden Bodenströmung vereinigt sich mit dieser Strömung. Nahe 60° südlicher Breite erreicht die atlantische Tiefenströmung wieder die Oberfläche und ersetzt dort teilweise Wasser, das vom Wind als Oberflächenstrom nach Norden getrieben wird. Ein anderer Teil dieses Wassers sinkt durch Abkühlung wieder ab und vereinigt sich mit der nach Norden ziehenden atlantischen Bodenströmung. Das oben erwähnte kalte, nach Norden getriebene Oberflächenwasser, hat zunächst Temperaturen von 0 - 4° C und sein Salzgehalt ist durch Eisschmelze auf 34 ‰ herabgesetzt. Nahe 50° südlicher Breite erreicht es ein Gebiet wärmeren und leichteren Oberflächenwassers und sinkt ab. Von hier aus fließt es als atlantische Zwischenströmung in Tiefen zwischen 800 und 1 200 m nach Norden. Diese Strömung kann bis 20° nördlicher Breite verfolgt werden.

Bereiche, in denen sich Oberflächenströme treffen und daraus resultierend Oberflächenwasser absinkt, werden Konvergenzen genannt. Die antarktische Zwischenströmung sinkt an der antarktischen Konvergenz überall in den südlichen Ozeanen zwischen dem 50. und 60. Breitengrad ab. Weiter nördlich etwa in 40° südlicher Breite tritt die subtropische Konvergenz auf. Diese ist eine weitere Zone, in der Oberflächenwasser absinkt und der Zwischenströmung zugeführt wird. Im Nordatlantik wird ein südwärts fließender Zwischenstrom dort gebildet, wo der kalte Labradorstrom unter den Golfstrom absinkt.

Im Indik und Pazifik fließen sowohl die Zwischenströme als auch die Bodenströme nach Norden, sind aber nicht soweit nach Norden verfolgbar, wie im Atlantik. Die Tiefenströmungen werden offenbar vor allem durch den Rückstrom von Bodenströmung und Zwischenströmung gebildet und fließen nach Süden, bis sie in den südlichen Gebieten der Ozeane die Oberfläche erreichen. Rund um die Antarktis steigt demnach Tiefenwasser auf und sinkt Oberflächenwasser ab. Zur gleichen Zeit bewegt sich aber sämtliches Wasser der südlichen Ozeane in einer großen zirkumpolaren Strömung ostwärts. Hierdurch kommt es zu einem kontinuierlichem Austausch zwischen allen großen Ozeanen.

- Aufstiegswasser: Ablandige Winde können, da sie das Oberflächenwasser in Bewegung setzen, zum Aufstieg von Wasserkörpern aus der Tiefe führen. Es wurde bereits erwähnt, daß Aufstiegswasser an den Westküsten der großen Kontinente auftritt, um die westwärts treibenden Wassermassen der äquatorialen Ströme zu ersetzen. Dieses Wasser stammt wahrscheinlich nur aus Tiefen zwischen 200 und 300 m. Auftriebswasser tritt auch an Divergenzen auf, also an Punkten, wo Oberflächenströmungen in verschiedene Richtungen abfließen.
- Turbulenz: Turbulenz ist der Oberbegriff einer Reihe komplexer, unregelmäßiger Wasserbewegungen, die in Form von Wirbeln unterschiedliche Wasserkörper vertikal durchmischen können. In Gewässern mit schwachen Gezeiteneinflüssen endet die durch Winde erzeugte Turbulenz meist an der Sprungschicht.
- Konvektion: Bei der Abkühlung von Oberflächenwasser nimmt seine Dichte zu. Konvektionen können in dem Augenblick eintreten, wenn die Dichte der überlagernden Schichten die der tiefer liegenden überschreitet. Das Oberflächenwasser sinkt ab und wird durch frisches Wasser aus der Tiefe ersetzt. In hohen Breiten findet Konvektion praktisch ununterbrochen statt, da ständig Wärme abgestrahlt wird. In gemäßigten Breiten treten Konvektionen vor allem im Winter auf und lassen mit ansteigender Temperatur im Frühjahr nach. In niedrigen Breiten, wo das Oberflächenwasser das ganze Jahr hindurch nahezu gleichbleibend warm und seine Temperatur selten unterhalb der Lufttemperatur ist, finden Konvektionen aus diesem Grund fast nie statt.

- Strömungen: Vertikale Wirbel können auch durch Oberflächenströmungen erzeugt werden. Dies geschieht, wenn Wasserkörper verschiedener Geschwindigkeit oder entgegengesetzter Strömungsrichtung einander begegnen. Hindernisse auf dem Meeresgrund können ebenfalls aufsteigende Wirbel erzeugen. Auf dem kontinentalen Schelf können vertikale Wirbel auch durch die Gezeitenströme entstehen. Der Gezeitenstrom im Ärmelkanal und in weiten Bereichen der Nordsee ist stark genug, um eine völlige Durchmischung der Wassersäule zu bewirken.
- Interne Wellen: An der Grenze zweier Wasserschichten können ebenso wie an der Grenze Wasser - Luft, Wellen verschiedener Länge auftreten. Obwohl die ozeanische Dünung Wellenlängen von über 100 m erreichen kann, sind die meisten Oberflächenwellen weitaus kleiner und kratzen die Wassersäule gewissermassen nur an. Unabhängig von den Oberflächenwellen können aber überall, wo Wasserkörper unterschiedlicher Zusammensetzung oder andere Unregelmäßigkeiten auftreten, weit von der Oberfläche entfernt, interne Wellen auftreten. Im größten Teil aller Meere ist das Wasser auf Grund von Dichteunterschieden in verschiedenen Schichten gegliedert. Diese Schichten sind nicht bewegungslos, sie schwan-ken um einen Durchschnittswert. Interne Wellenbewegungen von mindestens 200 m Höhe wurden in verschiedenen Ozeanen beobachtet, sie können durch mannigfaltige Ursachen entstehen. Beispielsweise können starke anlandige Winde leichtes Oberflächenwasser auf den Kontinentalhang treiben. Hierdurch werden die gleich dichten Schichten des Kontinentalhanges nach unten gepreßt. Läßt der Wind nach, so wird das nach unten gedrückte Wasser geringer Dichte wieder nach oben streben, was wiederum eine lange nachwirkende Wellenbewegung erzeugt, die größere Tiefen erfaßt.
- Oszillationen: Oszillationen können in den tieferen Schichten des Atlantiks entstehen, wenn im Zustrom des kalten, dichten Wassers aus der Arktis Unregelmäßigkeiten auftreten. Die Wassermassen, die sich über den Nordatlantischen Rücken wälzen, können ihr Ausmaß mit Klimaschwankungen in der Arktis verändern und so zu Änderungen in der Stärke der Wasserbewegung und zu internen Wellen führen. Es wird angenommen, daß der Zustrom kalten Wassers aus der Antarktis nicht konstant ist, sondern, daß sich riesige Wasserkissen über die Schwelle hinabwälzen, das Tiefenwasser verdrängen und so hohe interne Wellen verursachen.

Es wird jedoch die Frage diskutiert, ob interne Wellen, wenn sie einmal wirksam geworden sind, sich in größeren Tiefen genauso am Kontinentalhang brechen können, wie die Brandung am Ufer. Diese Wellen sollen Tiefenwasser auf dem Schelf hinauf schwappen lassen, wie die Dünung Wasser auf den Strand. Auf diese Weise kann nährstoffreiches Wasser aus ozeanischen Tiefen auf den Schelf gelangen.

Wenn die anlandigen Winde hinreichend lange und stark wehen, kann die Verlagerung und Verdrängung der einzelnen Wasserschichten so umfangreich werden, daß die ganze Wassersäule in Bewegung gerät, obwohl die eigentlichen Oberflächenwellen nicht weit hinab in die Tiefe reichen. Eine so tief greifende Wasserunruhe kann dann ein Phänomen erzeugen, das Kentern genannt wird. Wenn weniger dichtes Wasser der ozeanischen Oberflächer am Kontinentalhang unter spezifisch schweres Wasser geschoben wird, entsteht eine instabile Situation, die sich plötzlich durch das Kentern des ganzen Wasserkörpers entladen kann. Hierbei wird die gesamte Wassersäule gründlich durchmischt. Dieser Vorgang sollte ständig ablaufen, solange mäßig starke anlandige Winde wehen. Daraus folgt, daß das Wasser des Schelfs reicher an Pflanzennährstoffen sein muß, als normales Oberflächenwasser, da es durch das Kentern zu ständig neuer Durchmischung kommt.

2 Physikalische und chemische Parameter des marinen Milieus [32]

Obwohl das marine Milieu über weite Gebiete einförmig ist, leben in verschiedenen Meeresgebieten dennoch sehr unterschiedliche Organismen. Die Lebensgemeinschaften der Meeresorganismen sind außer von den Beziehungen der Lebewesen untereinander, im starken Maße von mitunter geringen Schwankungen der physikalischen und chemischen Parameter abhängig.

Die meisten Änderungen des Milieus erfolgen in zwei Hauptrichtungen, wobei die Zonierung der Ozeane vom Pol zum Äquator genau so bedeutend ist, wie die vertikale Zonierung der Ozeane mit zunehmender Tiefe. Beide Zonierungen sind mit der Eindringtiefe und Adsorption der Sonnenstrahlung eng verbunden. Es handelt sich also in erster Linie um Beleuchtungs- und Temperaturgradienten und erst in zweiter Linie um andere Gradienten wie Salzgehaltsschwankungen und Änderungen der chemischen Zusammensetzung. Die vertikale Zonierung wird zusätzlich durch Druckänderungen beeinflusst. Die Verbreitung der marinen Arten ist also durch eine Reihe von Variablen beeinflusst, deren Wirkung im einzelnen nicht leicht abzugrenzen ist.

2.1 Temperatur

Die Wasserzirkulation der Ozeane und ihr ungeheures Wärmepotential gewährleisten, daß die Temperaturschwankungen im Meer im Vergleich zum Süßwasser und dem Festland äußerst gering sind, obwohl auch hier geographische und jahreszeitliche Schwankungen der Temperatur auftreten. Mit Ausnahme extrem flacher Schelfgebiete ist die Temperatur der Meere im allgemeinen gleichmäßig und schwankt nur geringfügig mit den Jahreszeiten. Die höchsten Temperaturen treten im Oberflächenwasser niedriger Breiten auf, wo das Wasser 26 - 30° erreicht. In flachen oder teilweise abgeschlossenen Meeresgebieten wie dem Persischen Golf kann die Temperatur bis 35° C ansteigen. In der Discoverytiefe im Roten Meer treten heiße Quellen am Meeresboden aus, die dem Wasser eine Temperatur von 56° C und eine anormale chemische Zusammensetzung geben.

Auch im Bereich der tiefen Temperaturen liegen die Verhältnisse anders als im Süßwasser, da durch den Salzgehalt des Meerwassers der Gefrierpunkt unter 0° C absinkt. Meerwasser mit 35 ‰ Salzgehalt gefriert erst bei - 1,91° C.

Läßt man extreme Lagen außer Betracht, so liegen die Temperaturunterschiede und -schwankungen zwischen den kältesten und den wärmsten Meeresgebieten bei nur 30- 35° C. Die jahreszeitlich und durch Strömungen bedingte Temperaturschwankung an einem bestimmten Ort ist jedoch meistens viel niedriger. In sehr hohen und sehr niedrigen Breiten ist die Wassertemperatur praktisch das ganze Jahr über ausgeglichen. Für Tiefenwasser kann weltweit eine konstante Temperatur angenommen werden, die zwar ebenfalls in geringen Grenzen von Ort zu Ort schwankt, aber keinen jahreszeitlichen Gang besitzt. Das kälteste Wasser kommt in den Tiefen des Eismeres vor, wo die Wassertemperatur zwischen 0° und -1,9° C liegt. Im Atlantik, Pazifik und Indischen Ozean schwankt die Temperatur des tiefen Wassers zwischen 0° C im Norden und 2 - 3° C in südlichen Breiten bzw. umgekehrt auf der Südhalbkugel. In hohen Breiten gibt die See Wärme an die Atmosphäre ab. Die Abkühlung an der Oberfläche läßt Konvektionsströmungen entstehen, wodurch es nur zu sehr geringen Unterschieden zwischen Oberflächen- und Tiefentemperaturen kommt. In niedrigen Breiten entsteht durch die Wärmeaufnahme der Wasseroberfläche ein erhebliches Wärmegefälle von oben nach unten. Dabei nimmt die Temperatur nicht kontinuierlich ab, sondern es entwickeln sich Thermoklinen oder Sprungschichten, die normalerweise zwischen 100 und 500 m Tiefe liegen. In dieser Zone nimmt die Temperatur sprunghaft ab. Man bezeichnet diese Bereiche manchmal auch als Diskontinuitäten. Über dieser Sprungschicht entwickelt sich eine recht gut durchmischte warme Wassersäule, die als Thermosphäre bezeichnet wird. Unterhalb der Sprungschicht befindet sich die Psychrosphäre mit kaltem Wasser, deren Temperaturen bis zum Meeresboden nur noch geringfügig abnimmt. Bis zu einem gewissen Grad bildet die Sprungschicht eine Grenzlinie zwischen einer oberen Warmwasserpopulation und einer unteren Kaltwasserpopulation.

In gemäßigten Breiten wärmt sich das Wasser der oberen Schicht während der Sommermonate auf, wodurch es zur Entwicklung von jahreszeitlich bedingten Sprungschichten nahe der Oberfläche kommt, die normalerweise in 15 - 40 m Wassertiefe liegen. Wenn das Wasser sich im Wind abkühlt, verschwindet die Sprungschicht wieder und Konvektionsströme können die Wassersäule tiefgreifend durchmischen. In der Ostsee, die keine Gezeiten hat, können diese Sprungschichten äußerst scharf ausgeprägt sein, so daß

die Temperatur innerhalb eines Meters um mehrere $^{\circ}$ C fallen kann. Unterhalb des Bereichs, in dem Konvektionsströmungen wirksam sein können, ist auch in den Meeren gemäßigter Breiten eine schwache Sprungschicht in 500 - 1500 m Wassertiefe zu finden. Die Wasserperemperatur hat einen sehr starken Einfluß auf die Verbreitung der Aktivität von Meeresorganismen. Die Temperaturtoleranz schwankt zwar erheblich von Art zu Art, jedoch ist jede einzelne Art in ihrer Verbreitung an bestimmte Temperaturbereiche gebunden.

Die Definition von biogeographischen Unterteilungen im Meer ist aber relativ vage und unbestimmt, da das marine Milieu ganz allgemein ungenaue ökologische Grenzen kennt. Im allgemeinen ist der Übergang von einer Lebensgemeinschaft des Meeres zur anderen unmerklich, da sich die Erscheinungsgebiete der marinen Populationen weitgehend überschneiden.

2.2 Spezifisches Gewicht und hydrostatischer Druck

- Das spezifische Gewicht des Seewassers schwankt in Abhängigkeit von Temperatur und Salinität und im geringen Maße auch vom Druck. Bei 20° C und einem Druck von 1 Atmosphäre hat Seewasser mit einem Salzgehalt von 35 ‰ ein spezifisches Gewicht von 1,027. Bei Salzgehalten über 24,7 ‰ liegt die Temperatur der höchsten Dichte unterhalb des Gefrierpunktes. Auf Grund dieser Tatsache erzeugt die Abkühlung der Meeresoberfläche keine Anreicherung von spezifisch leichterem Wasser an der Oberfläche, sondern es wird schwereres Wassergebildet, das durch Konvektionsströmungen nach unten sinkt. Dieser Vorgang läuft solange ab, bis sich Eiskristalle bilden. Deshalb bilden sich im Meerwasser auch keine Wintersprungschichten wie in Süßwasserseen aus.

Der hydrostatische Druck nimmt alle 10 m ungefähr eine Atmosphäre zu. So übersteigt der Druck in den größten ozeanischen Tiefen 1000 Atmosphären. Obwohl Wasser nur sehr geringfügig komprimierbar ist, erzeugen diese Drucke eine leichte adiabatische Kompression des Meerwassers, bei der sich ein erheblicher Temperaturanstieg errechnen läßt. Messungen in 4000 - 10000 m Wassertiefe ergaben tatsächlich einen hierauf zurückführenden Temperaturanstieg von 1° C. Allerdings wird hierbei die Wassersäule nicht instabil, da die Temperaturänderung von keine Dichteänderung

begleitet wird. Tiefenwassertemperaturen werden darum häufig als potentielle Temperaturen angegeben, also als die Temperatur, die das Wasser haben würde, wenn es ohne äußere Temperaturänderung auf einen Druck von 1 Atmosphäre gebracht würde.

Obwohl Meeresorganismen in allen Tiefenzonen leben, sind die meisten von ihnen an gemäße Tiefenzonen gebunden. Es ist meist nicht sehr einfach festzustellen, inwieweit diese Zonierung auf den Einfluß des Druckes zurückzuführen ist, weil Temperatur und Beleuchtungsgradient ebenfalls eine Rolle spielen. Organismen die an der Meeresoberfläche liegen, werden durch überhöhte Drücke getötet. Ebenso brauchen Tiefseeorganismen für die Erreichung ihrer optimalen Stoffwechselraten Drücke die ihrer Umgebung entsprechen. Viele Arten sind in ihrer vertikalen Verbreitung auf bestimmte Zonen begrenzt. Einige sind jedoch eurybathisch und können sich über große Tiefenbereiche verbreiten. Die meisten Organismen, die nahe der Oberfläche gefangen werden, haben einen sehr viel geringeren Tiefenbereich als solche, die in größeren Tiefen vorkommen.

Hierfür mag auch der Druckgradient verantwortlich sein, da sich der Druck in den ersten 10 m der Wassersäule verdoppelt und bis zu einer Tiefe von 20 m noch einmal um 50 % zunimmt. Ein Organismus, der von der Oberfläche auf 20 m Wassertiefe absinkt, macht prozentual den gleichen Druckwechsel durch, wie ein Organismus, der von 2000 auf 6000 m absinkt.

2.3 Beleuchtung

Das Licht ist die wichtigste Energiequelle der biologischen Vorgänge im Meer, da es der Energielieferant der photosynthetischen Prozesse ist. So ist die Primärproduktion in der marinen Nahrungskette auf die obersten Wasserschichten beschränkt, in denen pflanzliches Leben möglich ist. Die Tiefe der photosynthetisierenden oder euphotischen Zone schwankt je nach den lokalen Bedingungen zwischen 40 bis 50 m in der gemäßigten Klimazone und 100 m in niedrigeren Breiten, wo das Wasser klarer ist. Unterhalb der euphotischen Zone bis in eine Tiefe von ungefähr 200 m schließt sich die sogenannte Dämmerzone an, die dysophotische Zone, in der das Licht nicht mehr ausreicht, um Pflanzenleben zu ermöglichen. Unterhalb von ungefähr

200 m Wassertiefe beginnt die aphotische Zone, in der wenig oder gar kein Licht vorhanden ist. In sehr klaren ozeanischen Gebieten der Tropen kann ein Rest von blauem Licht allerdings bis 1000 m Wassertiefe vordringen. Das Licht ist einer der wichtigsten Faktoren, die die Verbreitung von Meeresorganismen kontrollieren. Pflanzen sind eng an die euphotische Zone gebunden, da sie das Licht als Energiequelle benötigen. Alle weiteren Glieder der Nahrungskette hängen indirekt und daher nicht immer leicht erklärlich mit dem ersten Schritt der Nahrungskette zusammen. Unterhalb der produktiven euphotischen Zone sind die dort lebenden Organismen auf herabsinkende oder schwimmende Lebewesen und Partikel angewiesen. Ganz allgemein nimmt mit zunehmender Tiefe die Nahrungszufuhr und damit auch die Besiedlung ständig ab. Obwohl es noch keine sehr genauen Vorstellungen über die Verbreitung bathypelagischer Organismen gibt, weiß man, daß sie sich in bestimmten Zonen konzentrieren. Eine derartige Zone ist in 300 bis 1000 m Wassertiefe zu finden. Die Untergrenze der Tierkonzentration fällt häufig mit einer Sauerstoffminimumgrenze zusammen, unterhalb der die Konzentrationen noch stärker abnehmen. Viele Tiere halten sich andererseits gar nicht an irgendeine bestimmte Zone und legen sehr große vertikale Entfernungen zurück, die häufig im Zusammenhang mit der wechselnden Lichteinstrahlung stehen.

2.4 Die Zusammensetzung des Meerwassers

2.4.1 Salzgehalt

Das Meerwasser ist eine außerordentlich komplexe Lösung. Ein durch viele Einflüsse bestimmtes Gleichgewicht zwischen Zufuhr an gelösten Stoffen und Verlust durch Fällung und Nahrungsaufnahme sowie durch Evaporation und Zufuhr von Süßwasser stellt sich immer wieder neu ein. Gelöste Stoffe werden dem Meer vor allem durch Verwitterung und Erosion der Gesteine der festen Erdkruste zugeführt, die ihrerseits in einem komplizierten Gleichgewicht zwischen Lösung und Fällung stehen. Viele der zugeführten gelösten Stoffe werden bald gefällt und bilden am Meeresboden neue Gesteinsablagerungen. Nur kurzfristig kommt es infolge biologischer Prozesse zu kleineren Schwankungen der Zusammensetzung des Meerwassers.

Es ist noch nicht viel über die Änderungen der Zusammensetzung des Meerwassers in geologischen Zeiten bekannt, doch kann diese nicht mehr erheblich geschwankt haben, seit es Leben auf der Erde gibt. Heute sind die wichtigsten Kationen Natrium, Kalium, Magnesium, Kalzium und Strontium, die wichtigsten Anionen Chlorid, Sulfat, Bromid und Bikarbonat. Die genannten Ionen stellen etwa 99,9 % des Gesamtbestandes an gelösten Stoffen dar. Sie bilden im Durchschnitt eine 3,5 ‰ige Lösung. Die Mengen anorganischen Materials, die sich im Seewasser in Lösung befinden, ausgedrückt in Gramm pro Kilogramm Seewasser wird als Salinität bezeichnet und beträgt im allgemeinen 35 g/kg d.h. 35 ‰. Die relativen Verhältnisse der Hauptbestandteile des Meerwassers sind trotz geringer Schwankungen der Salinität meist konstant.

Die Salinität nahezu aller Ozeane liegt ziemlich konstant bei 34 - 35 ‰. Es treten nur leichte jahreszeitliche Schwankungen auf. Der Salzgehalt erhöht sich bei geringem Niederschlag und hoher Evaporation, besonders aber dann, wenn die Wasserzirkulation gering ist. Solche Bedingungen herrschen im Nordatlantik, in der Saragossasee und im Südatlantik in einiger Entfernung von der Ostküste Brasiliens. Hier erreicht die Salinität an der Oberfläche gelegentlich 27 ‰. In hohen Breiten können reiche Niederschläge und sehr geringe Evaporation zusammen mit Schmelz- und Süßwasserzufuhr aus Flüssen die Salinität erheblich senken. In der Arktis schwankt die Salinität zwischen 28 und 33,5 ‰. In Flachmeeren, die nahezu vollständig von Festland umgeben sind, können die Salzgehalte ganz erheblich sinken und schwanken. Zum Beispiel sinkt die Salinität in der Ostsee von 29 ‰ im Kattegat bis auf 5 ‰ im Bottnischen Meerbusen. In der Nordsee liegen die Salzgehalte je nach Jahreszeit und vorherrschender Windrichtung zwischen 28 und 34 ‰. Im Schwarzen Meer wird die Salinität trotz starker Evaporation, durch Regenfall und Süßwasserzufuhr, bis unter 18 ‰ gesenkt. Diese Oberflächenschicht von geringer Salinität überlagert eine andere, teilweise fossile Schicht mit höheren Salzgehalten, in der es zu keiner Durchmischung kommt. Diese Trennung eines durchlüfteten salzarmen Teiles von einem salzreichen Teil mit stagnierenden Bedingungen ist die Ursache für die in diesem Meer auftretenden besonderen Verhältnisse. In wärmeren Gebieten werden in abgeschlossenen Meeresteilen sehr hohe Salinitäten gemessen, da hier die Evaporation die Zufuhr von Süßwasser weit überschreitet.

Im Osten des Mittelmeeres steigen die Salzgehalte bis auf 39 ‰ und im Roten Meer sogar über 40 ‰. Am Ufer des Roten Meeres können sogar Salzgehalte von 10 ‰ erreicht werden. Extreme Verhältnisse herrschen in Lagunen und besonders am Toten Meer, wo die Salinität den Sättigungsgrad überschreiten kann und bei Temperaturschwankungen Wolken von Salzkristallen das Wasser weiß färben können.

Die Salinität neritischer Gewässer ist stärkeren Schwankungen unterworfen als die der Ozeane. Die Zufuhr von Süßwasser aus Seen und Flüssen macht sich stärker bemerkbar. Flüsse enthalten außerdem die Hauptkomponenten des Seewassers in unterschiedlichen Konzentrationen, sodaß auch die Proportion der einzelnen Stoffe untereinander verändert werden kann.

Die Mehrzahl der Organismen der offenen See hat eine nur sehr beschränkte Resistenz gegenüber Salzgehaltsschwankungen und wird als stenohalin bezeichnet. Euryhaline Formen, die größere Salzgehaltsschwankungen überleben können, sind typisch für die weniger stabilen Bedingungen in Küstennähe.

2.4.2 Gelöste Gase

Alle Gase der Atmosphäre, eingeschlossen die Edelgase, sind im Meerwasser in Lösung enthalten. Die wichtigsten sind Sauerstoff und Kohlendioxyd.

2.4.2.1 Sauerstoff

Der Sauerstoffgehalt des Seewassers schwankt zwischen 0 und 8,5 ml/l im Extremfall, meistens jedoch nur zwischen 0 und 6 ml/l. Hohe Konzentrationen treten in der Nähe der Oberfläche auf, wo der gelöste Sauerstoff im Gleichgewicht mit dem Sauerstoff der Atmosphäre steht. Sehr schnelle Photosynthese kann gelegentlich sogar Übersättigung herbeiführen. Da Sauerstoff in kaltem Wasser besser löslich ist als in warmen, ist der Sauerstoffgehalt an der Oberfläche in höheren Breiten meist höher als in niedrigeren. Das absinkende Wasser der Konvektionsströme trägt dadurch bedeutende Mengen an gelöstem Sauer-

stoff in größere Wassertiefen. Obwohl auch größere Meerestiefen im allgemeinen recht gut mit Sauerstoff versorgt sind, kommt es doch zu erheblichen Schwankungen im Sauerstoffgehalt. Das kalte Wasser der Polarregionen strömt als Bodenströmung zum Äquator, sodaß vor allem in der dazwischenliegenden, zum Pol gerichteten Tiefenströmung Sauerstoffminima auftreten. Dies trifft besonders für die niedrigen Breiten zu, wo das Meerwasser in 400 bis 500 m Tiefe oft nahezu vollkommen sauerstofffrei ist. Die Gründe hierfür sind noch nicht völlig geklärt, es scheint aber, daß an diesen Stellen, die meist eine sehr geringe Wasserzirkulation aufweisen, große Mengen an Bakterien und Tieren, die Sauerstoff verbrauchen, dieses Defizit verursachen.

Die außergewöhnlichen Bedingungen im Schwarzen Meer wurden bereits erwähnt. Da das Schwarze Meer durch den Bosphorus vom Mittelmeer abgeschnitten ist, kommt es zu keinen Austauschvorgängen. Es entwickelt sich also ein höher gelegener, sauerstoffreicher warmer Teil und ein tiefer gelegener, sauerstoffarmer kalter Teil des Wasserkörpers. Die Trennungslinie ist sehr scharf, unterhalb von 100 bis 150 m Wassertiefe ist ein Tierleben nahezu unmöglich. In diesen Teilen leben zahllose Bakterien des Schwefelkreislaufes, die aus Sulfat Sulfid erzeugen und den H_2S - Geruch des Meerwassers bewirken. Schwankt der Sauerstoffgehalt durch einen Sturm oder Änderung in der Dichte, so wird H_2S wieder oxidiert und der Kreislauf beginnt von neuem. Ähnliche Bedingungen werden auch in den Buchten der Ostsee in Zonen mit scharfer Sprungschicht beobachtet. Manche der norwegischen Fjorde weisen die gleichen Erscheinungen auf.

2.4.2.2 Kohlendioxyd

Durch den leicht alkalischen pH-Wert des Seewassers wird die Lösung eines relativ hohen Prozentsatzes an Kohlendioxid ermöglicht. Diese hohe Kohlendioxidlöslichkeit hat einen großen Einfluß auf die Bioaktivität des Seewassers, da Kohlendioxid einen wichtigen Grundstoff der Photosynthese darstellt. Unter normalen Umständen wird jedoch der Pflanzenwuchs im Seewasser durch den CO_2 - Gehalt nicht begrenzt. Kohlendioxid ist im Seewasser meist als Bikarbonat gelöst. In kleineren Mengen kommen jedoch auch Karbonat, gelöstes Dioxid und undissoziiertes Bikarbonat vor. An der Oberfläche tendiert das gelöste Kohlendioxid zum Gleichgewicht mit dem atmosphärischen CO_2 , wobei die Ozeane als Regulativ für den Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre wirken. Der pH-Wert des

Seewassers liegt normalerweise zwischen 7,5 - 8,4, wobei höhere pH-Werte, vor allem an der Oberfläche auftreten, wo viel CO_2 durch die Photosynthese verbraucht wird. Die Anwesenheit der starken Basen zusammen mit den schwachen Säuren H_2CO_3 und H_3PO_3 führt zu der ausgeprägten Puffereigenschaft des Seewassers.

Die Dissoziationskonstanten des Systems werden durch Druck, Temperatur und Salinität beeinflusst. Zunahme von Temperatur und Druck führen zu leichter Abnahme des pH-Wertes. In größeren Tiefen kann die pH-Senkung durch erhöhten Druck zur Lösung von Karbonaten führen, sodaß hierdurch ein Teil des Karbonatmangels der Tiefseesedimente erklärt werden kann. Die Tiefseetone enthalten sehr wenig Karbonat und auch foraminifere Schalen, die gefunden werden, sind meistens zum Teil aufgelöst.

2.4.2.3 Stickstoff

Der Stickstoffgehalt des Seewassers schwankt zwischen 8,4 und 14,5 ml/l. Stickstofffixierende Bakterien sind auch im Seewasser bekannt, haben aber scheinbar längst nicht die Bedeutung wie die stickstoffbindenden Bakterien des Bodens. Biologisch gesehen scheint sich der Stickstoff im Meerwasser wie ein inertes Gas zu verhalten.

2.4.3 Spurenelemente

Zusätzlich zu den aufgeführten Hauptbestandteilen gibt es noch eine Reihe von weiteren Bestandteilen des Seewassers, die in mehr oder minder großen Konzentrationen vorkommen und für den Kreislauf der Stoffe und des Lebens im Meer von unterschiedlicher Bedeutung sind. Am stärksten konzentriert unter diesen Stoffen ist das Silizium. Silikationen treten in Konzentrationen bis 4 mg/l auf. Silikat wird von Fluor gefolgt, das bis zu 1,4 mg/l erreicht. Die Anteile aller übrigen Elemente zusammen überschreiten nie 2 mg/l. Silizium wird von Schwämmen und Radiolarien zum Aufbau ihrer Skelette verwendet. Eisen wird von allen Tieren benötigt, Kupfer gehört zur prosthetischen Gruppe mancher Blutfarbstoffe, Vanadium tritt im Blutfarbstoff der Ascidien auf und das Vertebratenhormon Thyrotin enthält Jod.

Einige Organismen reichern die Spurenelemente des Seewassers zu bemerkenswerten Konzentrationen an. Ein extremes Beispiel liefern die Ascidien, die Vanadium bis zur 50.000-fachen Normalkonzentration im Seewasser anreichern. Jod, Nickel, Molybdän, Arsen, Zinn, Vanadium, Titan, Chrom und Strontium werden von Algen angereichert. Einige Fische reichern Silber, Chrom, Nickel, Zinn und Zink an. Während die Hauptbestandteile des Seewassers trotz der Tätigkeit der marinen Organismen nahezu überhaugt nicht schwanken (konservative Bestandteile), kann die Konzentration der Spurenelemente mitunter erheblich durch biologische Aktivität verändert werden (nicht konservative Bestandteile). Zu den letzteren gehören Nitrat, Phosphat, Silikat, Eisen und Mangan.

2.4.3.1 Nitrat und Phosphat

Stickstoff liegt im Meerwasser als Nitrat, Nitrit, Ammoniak und an organische Moleküle gebunden vor. Nitrat ist vorherrschend. In Regionen starker mikrobiologischer Aktivität - also im Oberflächenfilm und nahe dem Meeresboden - können jedoch auch Anreicherungen von Nitrit und Ammoniak vorkommen. Ammonifizierende Bakterien bilden einen Hauptbestandteil der heterotrophen Mikroflora des Meeresbodens. Phosphor kommt beinahe ausschließlich in Form von Orthophosphaten vor. Spuren von organisch gebundenem Phosphor treten ebenfalls auf. Die Menge an gelösten Stickstoff- und Phosphorverbindungen schwankt erheblich mit der Wassertiefe. Normalerweise ist die Konzentration an der Oberfläche niedrig und schwankend, da hier der Pflanzenwuchs und die Tiere den Gehalt beeinflussen. Die Werte an der Oberfläche schwanken im allgemeinen um 1 - 120 $\mu\text{g/l}$ NO_3 Stickstoff und 0 - 20 $\mu\text{g/l}$ pro Liter Phosphat - Phosphor. In größeren Tiefen ist der Gehalt dieser Stoffe höher und stabiler. Gegenden, wo auch an der Oberfläche hohe Konzentrationen dieser Stoffe festgestellt werden, sind meist Gebiete mit kalten Auftriebswässern. In Küstennähe kann auch aufgewirbeltes Sediment und Zufuhr aus Flüssen zu überhöhten N und P Konzentrationen führen. Mit zunehmender Tiefe kann meist ein kontinuierlicher Anstieg der Konzentrationen von N und P registriert werden. Das Maximum liegt bei 500 bis 1500 m Tiefe. Hier erreicht Nitrat - Stickstoff 200 - 500 $\mu\text{g/l}$ und Phosphat - Phosphor 40 - 80 $\mu\text{g/l}$. Unterhalb der genannten Tiefe können die

Konzentrationen konstant bleiben oder leicht abnehmen und schwanken. Nahe der Sedimentoberfläche ist dann noch einmal ein Anstieg der Konzentration festzustellen, der auf die Aktivität der Sedimentbakterien zurückzuführen ist.

2.4.3.2 Silikat

Silizium ist im Wasser in Form von Silikationen vorhanden. Kleine Mengen von kolloidalem Silizium können beigemischt sein. Es bildet den Hauptbestandteil der Schalen von Diatomeen, Radiolarien und verschiedenen Schwämmen. Die Oberflächenkonzentration von Silizium ist im allgemeinen sehr gering und nimmt mit steigender Tiefe bis auf 1,5 - 5 mg/l zu. Die höchsten Werte werden in den Tiefen des Pazifik gemessen. Obwohl ein großer Teil des durch Diatomeen und Radiolarien fixierten Silizium schnell wieder an das Wasser abgegeben wird, wenn die Organismen sterben, kommt es doch zu erheblichen Anreicherungen von organisch gebundenem Silizium in den Tiefseesedimenten. Der organische Anteil nimmt aber dann wieder laufend ab, sodaß nur die silikatischen Minerale der Kieselchwämme übrigbleiben.

2.4.3.3 Eisen und Mangan

Eisenhydroxyd ist bei normalen pH-Werten des Seewassers nahezu unlöslich. Der Gehalt an echt gelöstem Eisen liegt daher nicht höher als 2 µg/l. Es gibt aber nachweislich mehr Eisen im Meerwasser und zwar in kolloidaler Form als Eisenhydroxyd und Eisenphosphat aber auch als Eisenzitrat und Hämatin. Die Eisenwerte an der Oberfläche zeigen eine starke jahreszeitliche Schwankung, die indirekt proportional zur Diatomeenblüte stehen. Eisen zeigt im Seewasser einen sehr schnellen Umsatz, da es schnell an organische und anorganische Partikel gebunden und ausgefällt wird. Trotz seiner geringen Konzentration im Seewasser kann es daher zu großen Eisenanreicherungen am Meeresboden kommen. Mangan ist ein Nährstoff, der sich ähnlich wie Eisen verhält und wahrscheinlich auch vor allem in partikulärer Form vorliegt. Die Konzentration schwankt zwischen 3 und 10 µg/l. Oberflächenwasser über große Tiefen kann nahezu frei von Eisen und Mangan sein. Hier können Eisen und Mangan tatsächlich zu limitierenden Faktoren des Pflanzenwachstums werden.

2.4.4 Gelöstes organisches Material

Im Seewasser sind nur sehr geringe und ständig wechselnde Konzentrationen von gelösten organischen Substanzen nachweisbar. Als Durchschnittswert kann ein Gehalt von ca 2 µg/l gelösten Kohlenstoffverbindungen angenommen werden, von denen einige Stickstoff (Aminosäuren), Phosphor (Fettsäuren), Schwefel (Aminosäuren) und Eisen oder Kobalt (Enzyme) enthalten. Obschon die Konzentrationen dieser Stoffe sehr gering sind, ist ihre Gesamtmenge sehr hoch. Es wurde in einer Überschlagsrechnung ein Betrag von 15 kg/m² Meeresoberfläche berechnet. Das würde bedeuten, daß die Menge an gelöstem organischen Material, die Menge an partikulärer und lebender organischer Substanz bei weitem überschreitet. Der größte Teil der im Meer gelösten organischen Substanzen kommt sicherlich aus biologischen Quellen, wenn auch über die genauere Herkunft recht wenig bekannt ist. Bei der Zersetzung von Lebewesen werden eine Reihe von organischen Verbindungen ins Wasser freigesetzt. Ein geringerer Teil entsteht durch die Ausscheidung aus lebenden Geweben. Diese im Laufe des Lebens gebildeten und ausgeschiedenen Stoffwechselprodukte werden als Exokrine bezeichnet. Erst in letzter Zeit stehen genauere Informationen über die Zusammensetzung der gelösten organischen Substanzen im Seewasser zur Verfügung. Die Liste der nachgewiesenen Verbindungen vergrößert sich ständig und umfaßt heute schon so komplexe Stoffe und Stoffgruppen wie Kohlenwasserstoffe, Aminosäuren, Lipide, Vitamine und Enzymgruppen. Wie weit die gelösten organischen Verbindungen die Lebensvorgänge im Meer beeinflussen, ist heute noch größtenteils eine spekulative Frage. Es kann jedoch als sicher angenommen werden, daß viele Pflanzen und Tiere gelöste organische Substanzen aufnehmen und verarbeiten. Es ist sehr wahrscheinlich, daß manche hemmende und stimulierenden Effekte und andere Wechselwirkungen zwischen den Organismen auf die Wirkung von ausgeschiedenen Substanzen zurückzuführen sind. So ist das Erkennen anderer Individuen der gleichen Art auf diesem Weg möglich. Die Nahrungsauffindung und die Wanderung kann erleichtert werden. Auch die Wanderwege mancher Tiere mögen auf der Orientierung an gelösten Stoffen beruhen. Die Exkretionen mancher Flagellaten können ein derartiges Ausmaß erreichen,

daß manche Meeresgebiete verfärbt werde. Da es sich hier, um ein für viele Arten letales Toxin handelt, hat in diesem Fall die gelöste organische Substanz einen sehr starken Einfluß auf die Umwelt. Auch andere Kleinlebewesen, vor allem aber Flagellaten und Bakterien, können toxische Substanzen an das umgebende Wasser abgeben. Es wurde zum Beispiel gezeigt, daß die bakterielle Atmung in Anwesenheit von großen Mengen von Diatomeen gehemmt wird, was wahrscheinlich auf antibiotische Effekte zurückzuführen ist. Es wurde auch häufig die Vermutung geäußert, daß die Abwesenheit von größeren Mengen von Zooplankton in Ansammlungen von Phytoplankton auf zumindest unangenehme, wenn nicht schädliche Stoffe zurückzuführen ist, die von den Algen ausgeschieden werden. In manchen Fällen haben organische Substanzen oft einen wuchsfördernden Einfluß und scheinen als Vitamine, Auxine oder Hormone zu wirken. So brauchen verschiedene Pflanzen gelöstes Zyanokobalamin, um wachsen zu können. Auch chelatisierende Substanzen scheinen häufig einen günstigen Einfluß auf das Wachstum der Pflanzen zu haben, indem sie bestimmte Spurenelemente in verfügbarer Form anreichern. Es wird angenommen, daß die Geschichte einer bestimmten Wasserprobe wesentlich deren biologische Wirkung beeinflusst. Das heißt, alle Organismen, die vorher in dieser Wasserprobe lebten, können durch ihre ausgeschiedenen Stoffwechselprodukte nachfolgende Bewohner beeinflussen. Ein weiteres Problem bieten in jüngster Zeit die vom Menschen künstlich hergestellten organischen Verbindungen, die zum Teil schwer abbaubar sind und sich in bedrohlichem Ausmaß in den Meeren anreichern. Hierzu gehören vor allen anderen Insektizide und Detergentien. Es ist nicht auszuschließen, daß durch die ständige Zufuhr von spezifisch leichten organischen Abfallprodukten eines Tages sogar Austauschvorgänge zwischen Wasseroberfläche und Atmosphäre behindert werden können.

3 Biologische Aspekte des marinen Milieus [32]

Die Erforschung der Erdgeschichte hat gezeigt, daß das Meer in allen geologischen Epochen, in denen es überhaupt Leben gab, besiedelt gewesen ist. Es wird angenommen, daß das Leben während des Präkambriums im Meer entstanden ist. Es besteht kein Zweifel, daß das Meer ein denkbar geeignetes Medium für die Ausbreitung von Lebewesen ist. Es enthält alle für den Stoffwechsel nötigen Elemente in gelöster Form, so daß jederzeit Protoplasma gebildet werden kann. Die Konzentrationen der Stoffe sind in vielen Fällen direkt verwendbar. Die Durchsichtigkeit des Wassers und sein Gehalt an Bikarbonat und anderen Formen des Kohlendioxid gewährleisten in den obersten Schichten des Meeres ein Milieu, in dem Pflanzen große Mengen von organischem Material auf dem Weg der Photosynthese produzieren können, was wiederum allen möglichen Tieren als Nahrungsquelle dienen kann. Durch die Wasserbewegung ist im allgemeinen eine gute Durchmischung und Homogenisierung aller Wassermassen gewährleistet. Die Zusammensetzung des Seewassers ist im großen und ganzen sehr konstant und wird durch Verdampfung und Zufuhr von Frischwasser nur an einigen Stellen geringfügig modifiziert. Die Zusammensetzung und Konzentration der Stoffe im heutigen Seewasser mag sich etwas von fossilen Meeren unterscheiden. Die gute Durchmischung des Meerwassers führt auch zu viel konstanteren Temperaturen als auf dem Festland. Das absinkende Oberflächenwasser in höheren Breiten führt zur Sauerstoffanreicherung in tieferen Schichten des Meeres und ermöglicht Tierleben in praktisch allen Meeresgebieten und Wassertiefen, wenn nicht besondere Umstände eintreten. Das Seewasser ist ausreichend gepuffert, um durch biologische Aktivität induzierte pH-Schwankungen aufzufangen. So ist die marine Umwelt über weite Gebiete relativ einheitlich und erleichtert die weltweite Verbreitung von vielen Meeresorganismen. Wenn Wechsel eintreten, so geschehen diese sehr langsam, wodurch die Organismen die Möglichkeit haben, sich anzupassen. Die stabilen Bedingungen, wie sie im Meerwasser vorliegen, ermöglichen auch das Überleben von Organismen, deren Anforderungen an die Umwelt präzise sind und die nur äußerst geringe Schwankungen der Milieus tolerieren. Obwohl viele Parameter des Meerwassers sich über weite

Bereiche nicht ändern, gibt es dennoch relativ ausgeprägte Gegensätze zwischen den einzelnen Meeresgebieten. Die Umwelt ist in den dunklen, kalten Gewässern der Tiefsee durchaus sehr verschieden von den warmen, hell erleuchteten Oberflächengewässern. Auch die Küstengebiete unterliegen stärkeren Schwankungen in Temperatur und Salzgehalt.

3.1. Klassifikationsschema der marinen Umwelt

Im weitesten Sinn gibt es nur zwei Arten des Lebens im Meere. Entweder schwimmen oder treiben die Organismen im Wasser oder sie siedeln auf oder in Sedimenten des Meeresbodens. So können zwei große Bereiche abgegrenzt werden: das pelagische Reich und das benthische Reich. Das pelagische Reich umfaßt den gesamten Wasserkörper der Ozeane und Randmeere, das benthische den gesamten Meeresboden.

Im flachen Wasser herrschen im allgemeinen mehr Bewegung und größere Unterschiede in Temperatur und Zusammensetzung des Wassers als in den Tiefseebereichen. Daraus folgt eine Untergliederung des pelagischen Reichs in eine neritische und ozeanische Provinz. Die neritische Provinz umfaßt vor allem die Flachmeere des Schelfs und die ozeanische die Tiefseegebiete jenseits des Kontinentalhanges. Im tiefen Wasser wechseln die Bedingungen mit zunehmender Wassertiefe. Daher ist es angebracht die ozeanische Provinz manchmal in drei Zonen zu gliedern.

- Die epipelagische Zone von der Oberfläche bis in 200 m Wassertiefe. Hier liegt ein starker Gradient für Temperatur und Beleuchtung bei zunehmender Tiefe vor. Ebenso sind in dieser Zone starke jahreszeitliche Schwankungen von Licht und Temperatur spürbar. In vielen Meeresgebieten ist der Temperaturgradient unregelmäßig und enthält Thermoklinen und Diskontinuitäten (Sprungschichten).
- Die obere bathypelagische Zone reicht von 200 - 1000 m Wassertiefe. Hier ist die Beleuchtung schwach und der Temperaturgradient wird regelmäßig und ist kaum jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. In diesem Bereich kommt häufig ein Sauerstoffminimum vor, während Maximalkonzentrationen an Nitrat und Phosphat vorliegen.

- Die untere bathypelagische Zone unterhalb von 1000 m Wassertiefe ist die Zone absoluter Dunkelheit, in der es nur Biolumineszenz gibt. Die Temperaturen sind niedrig, der hydrostatische Druck sehr hoch. Meeresboden und Strandbereich bilden das benthische Reich, das in 3 Hauptzonen gegliedert wird;
 - a) Die Litoralzone umfaßt die Küste mit der Spritzwasserzone des Strandbereichs bis zum Kontinentalrand.
 - b) Das Sublitoral umfaßt den Meeresboden von den tiefer gelegenen Teilen des Strandbereichs bis zum Kontinentalrand.
 - c) Tiefseeböden können noch in eine archibenthische Zone, vom Kontinentalrand bis in 1000 m Wassertiefe und eine abyssale Zone unterhalb von 1000 m Wassertiefe gegliedert werden. Die allertiefsten Böden der Tiefseegräben werden manchmal als hadische Zone abgetrennt.

Die Organismen des pelagischen Bereichs lassen sich nach der Art ihrer Fortbewegung in zwei große Gruppen untergliedern, das Plankton und das Nekton. Das Plankton setzt sich aus Organismen zusammen, die im Wasser treiben und deren Fortbewegungsorgane, wenn sie überhaupt welche haben, nur dazu dienen, sie im Treiben zu halten. Das Nekton umfaßt kräftigere Organismen wie Vertebraten und Cephalopoden, die imstande sind, sich mit eigener Kraft und häufig auch gegen die Strömung zu bewegen.

Die Populationen des benthischen Bereichs, die sessilen und anhaftenden Pflanzen und Tiere, aber auch solche, die sich nur auf den Boden fortbewegen, werden allgemein als Benthos bezeichnet.

3.2 Die organische Produktion

3.2.1 Der organische Stoffkreislauf

Der Aufbau organischer Verbindungen aus den anorganischen Bestandteilen des Meerwassers durch die Tätigkeit von Lebewesen wird als Produktion bezeichnet. Dieser wichtigste Syntheseschritt wird vor allem durch photosynthetisierende Organismen vollzogen. Ein Bruchteil kann auch durch chemoautotrophe Bakterien beigetragen werden. Die Ausgangssubstanzen bilden im eigentlichen Sinne Nährstoffe, Pflanzen, die

Chlorophyll und andere Farbstoffe enthalten, können unter Ausnutzung der Lichtenergie aus diesen Bausteinen alle für ihren Metabolismus benötigten komplexen organischen Verbindungen aufbauen. Dieser gesamte Synthesevorgang wird Bruttoprimaryproduktion genannt. Hauptsächlich auf diesem Weg entstehen die von den Tieren benötigten Proteine, Fette und Kohlenhydrate.

Ein Teil der produzierten organischen Substanzen wird von den Pflanzen im Laufe ihres Lebens wieder remineralisiert. Ein anderer Teil wird in pflanzliches Gewebe eingebaut. Dieser endgültig fixierte Teil wird als Nettoprimärproduktion bezeichnet. Die Nettoprimärproduktion ist die wichtigste und in vielen Fällen einzige Nahrungsquelle der marinen Tiere. Von ihr hängt die Entwicklung nahezu aller Tiere im Meerwasser ab.

Der weitaus größte Teil der Nettoprimärproduktion wird vom Phytoplankton hergestellt. Unter günstigen Bedingungen können manche Phytoplanktonarten innerhalb von 24 Stunden ihr eigenes Körpergewicht verdoppeln.

Aus dem Pflanzengewebe entsteht über die pflanzenfressenden Tiere tierisches Gewebe. Dieser zweite Schritt in der Nahrungskette im Meer wird auch Sekundärproduktion genannt. Pflanzenfresser werden wiederum von anderen Tieren gefressen und diese bilden die dritte Stufe oder Tertiärproduktion. Von hier an durchläuft die Nahrungskette immer geschlun-
genere und kompliziertere Wege. Da verschiedene Tiere ihre Nahrung aus mehreren Stufen der Produktion beziehen, werden die Beziehungen immer komplexer. Da die Umsetzungsrate, also die Menge an Nahrung, die pro Zeiteinheit aufgenommen wird, nicht immer gleich ist, kann es durchaus auch Zeiten geben, in denen die Sekundärproduktion die Primärproduktion überschreitet. Zwischen jeder Stufe der Nahrungskette treten große Verluste auf, die auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden können. So werden z.B. nicht alle Lebewesen einer Stufe von denen der folgenden Stufe verzehrt. Sie können auf natürliche Weise sterben und durch Autolyse und bakteriellen Abbau remineralisiert werden. Es kann auch ein Teil der von Tieren aufgenommenen Substanzen wieder ausgeschieden und ein weiterer durch die Atmung mineralisiert werden. Nur ein kleiner Teil wird wirklich zum Aufbau von neuem Gewebe verwendet. Hierbei sind die Pflanzenfresser bessere Futtermittelverwerter als die Fleischfresser. Stark vereinfacht

kann man sagen, daß je 100 g Gewebe in der nächsten Stufe der Nahrungskette 10 g neues Gewebe entsteht. Darum wird nur ein Bruchteil der Primärproduktion in tierisches Gewebe eingebaut. Ein Teil der auf diese Weise immer weiter beförderten Nährstoffe wird durch Atmung, Exkretion, Tod, Zersetzung und Abbau wieder als remineralisierter Nährstoff dem Meer zugeführt und kann erneut von den Primärproduzenten aufgenommen werden. Auf diesem Wege können die Grundstoffe zum Teil einen endlosen Kreislauf über die Umwandlung in organisches Material, Remineralisation und erneuten Einbau in organische Verbindungen durchlaufen. Das anfängliche Energieniveau des Systems wird immer wieder erreicht, indem im ersten Schritt die Sonnenenergie zugeführt wird, die stufenweise bei jedem Schritt der Nahrungskette in Form von Wärmeenergie verloren geht.

Der Rückführungsprozess der durch die Pflanzen assimilierten Stoffe in das Meer in löslicher Form wird Remineralisation genannt. Die Remineralisation ist direkt, wenn die von Pflanzen oder Tieren abgeschiedenen Stoffe direkt wieder für Pflanzen verwendbar sind. Dies trifft bei den meisten tierischen Stoffwechselprodukten zu. Eine Ausnahme bildet aber z.B. das von Fischen ausgeschiedene Trimethylaminoxid. Phosphor wird meist in Form von Phosphaten ausgeschieden, Stickstoff in Form von Ammoniak. Beides kann sofort von Pflanzen aufgenommen werden. Einige Tiere scheiden Aminosäuren, Harnstoff oder Harnsäure ab, die zumindest von einem Teil der Pflanzen direkt aufgenommen werden können. Der größere Teil der Stoffe wird jedoch auf dem indirekten Weg durch Bakterien abgebaut und remineralisiert. Die Bakterien bilden allein schon aus diesem Grund ein wichtiges Glied in der Nahrungskette im Meer, obwohl sie im freien Wasser nur in sehr geringen Zahlen vorkommen. Sie sind jedoch an der Oberfläche von lebenden und ganz besonders an allen Oberflächen abgestorbener Organismen konzentriert. Die meisten Bakterien kommen im gespannten Oberflächenfilm und in den ersten Millimetern des Sediments und dem unmittelbar darüber stehendem Wasser vor. Hier reichert sich durch Sedimentation ein großer Teil der abgestorbenen Organismen an und wird an der Sedimentoberfläche abgebaut. Der bakterielle Abbau beginnt bereits im Wasser

und wird an der Sedimentoberfläche fortgesetzt, bis die sedimentierten organischen Stoffe abgebaut sind oder durch zu starke Überdeckung dem Stoffkreislauf des Meeres für lange Zeiten entzogen werden. Der bakterielle Stoffwechsel überführt feste organische Substanzen in lösliche Verbindungen und in vielen Fällen in die direkt verwendbaren anorganischen Ausgangsnährstoffe. Phosphorverbindungen werden letzten Endes als Phosphat freigesetzt, Stickstoff wird im allgemeinen als Ammoniak abgegeben, dieser wird zum Teil noch durch andere Bakterien des Stickstoffkreislaufes zu Nitrit und Nitrat oxidiert. Schwefelhaltige organische Substanzen werden, oft auf dem Umweg über Sulfide, zu Sulfat oxidiert. Im Verlauf dieser Prozesse wachsen die Bakterien und vermehren sich und bilden auf dem Weg über das Gefressenwerden ein weiteres Glied in der Nahrungskette des Meeres. Sie sorgen einerseits für den Abbau der organischen Verbindungen in leicht assimilierbare Formen und überführen andererseits abgestorbenes organisches Gewebe in bakterielles Protoplasma, das als direkte Nahrungsquelle für viele Tiere dienen kann. Bei diesem Kreislauf kommt es zu ständigen Verlusten von organischen Substanzen aus der euphotischen Zone, da abgestorbene Algen und Tiere zu Boden sinken oder Tiere nach dem Fressen in größere Tiefen fliehen. Ein Teil dieses Materials erreicht den Meeresboden und kann hier bei schneller Sedimentation völlig dem Kreislauf entzogen werden. Der größere Teil wird jedoch schon auf dem Wege nach unten und an der Sedimentoberfläche remineralisiert. Die Rückführung dieser Nährstoffe in die euphotischen Zonen geschieht dann durch die vertikale Durchmischung der Wassersäule.

3.2.2 Die Größe der organischen Produktion

Produktionsraten werden im allgemeinen als Gewicht des Kohlenstoffes berechnet, der in einer bestimmten Zeit unter einer definierten Oberfläche organisch gebunden wird, z.B. 1 g C/m^2 und Tag oder Jahr. Die Schätzungen der Nettoprimärproduktion, also ohne die durch Respiration verlorengegangenen Assimilate, belaufen sich häufig auf Werte um $0,05$ bis $0,5 \text{ g Kohlenstoff / m}^2$ und Tag. Mit Spitzenwerten

um 5 g C/m^2 und Tag in den produktivsten Meeresgebieten. Diese Größenordnungen treffen auch im allgemeinen für die Produktion an der Landoberfläche zu. Durch intensiven Ackerbau genutzte Flächen erreichen jedoch Produktionsraten über 10 g C/m^2 und Tag. Der Aufbau und der Abbau organischer Substanz wechselt in schneller Folge und zu jeder gegebenen Zeit finden gleichzeitig Aufbau- und Abbauvorgänge statt. Diese Folge wird turnover genannt. Wenn die Pflanzen sehr schnell von pflanzenfressenden Tieren gefressen werden, ergibt sich bei sehr hoher Produktion ein sehr geringes standing crop (Gesamtgehalt an Pflanzenmaterial im Wasser) Im anderen Fall kann bei langlebigen Pflanzen und einer sehr niedrigen Verteilungsrate ein hohes standing crop als Folge einer sehr geringen Produktion auftreten. Ein hohes standing crop kann weiterhin die Produktion beeinflussen, indem die Lichtdurchlässigkeit des Wassers und die Zufuhr von Nährstoffen vermindert wird. Die Größe des standing crop hängt also von einem Gleichgewicht zwischen Produktionsrate der Pflanze und dem Verlust durch Fraß und Absinken ab.

3.2.3 Produktionsbeeinflussende Faktoren

3.2.3.1 Licht

Durch die Photosynthese wird die Sonnenenergie als chemische Energie gespeichert und in den organischen Verbindungen gleichsam auf Abruf bereitgehalten. Der Wirkungsgrad dieser Energieumwandlung schwankt je nach den örtlichen Bedingungen. Durchschnittlich wird eine Leistung von 0,1 - 0,2 % angenommen. Dieser Ausnutzungsgrad entspricht etwa den Verhältnissen am Festland, er liegt jedoch im allgemeinen, wie die Produktionsraten, etwas niedriger als an Land. Die Photosynthese ist auf die obersten Schichten des Meeres begrenzt, in die das Licht eindringen kann. Unterhalb des Kompensationspunktes (Wassertiefe in der sich Assimilation und Atmung die Waage halten) findet keine Netto-Produktion mehr statt. Der Kompensationspunkt schwankt mit der Beleuchtungsintensität und den die Durchlässigkeit des Wassers beeinflussenden Faktoren. Im klaren Wasser der tropischen Seen kann er zur Mittagszeit das ganze Jahr hindurch unterhalb von 100m Wassertiefe liegen. In höheren Breiten liegt der Kompensationspunkt im Sommer

zwischen 10 und 60 m, um im Winter häufig bis auf 0 m zurückzugehen. Dann findet praktisch keine Produktion statt.

Die Photosyntheseleistung schwankt proportional zur Lichtintensität bis zu einer Grenze, oberhalb der eine Zunahme der Lichtintensität keine Steigerung der Photosynthese mehr erbringt. Im vollen Tageslicht scheint die Beleuchtung an der Meeresoberfläche etwas oberhalb der optimalen Stärke zu liegen, da Messungen der Photosynthese unter diesen Bedingungen eine optimale Produktion in 5 - 20 m Wassertiefe ergeben. Oberhalb dieser Tiefe nimmt die Produktion sehr schnell ab. Entsprechend hält sich unter diesen Bedingungen die Hauptmasse des Phytoplanktons in größerer Tiefe auf, mit Ausnahme weniger Arten, die aus anderen Gründen auf die obersten Zentimeter der Wassersäule beschränkt sind.

3.2.3.2 Temperatur

Die Photosynthese nimmt mit steigender Temperatur bis zu einem Maximum zu, oberhalb dessen bei weiter steigender Temperatur eine rasche Abnahme eintritt. Jahreszeitliche Schwankungen der Photosyntheseleistung sind in den gemäßigten Breiten sowohl auf die schwankende Lichtintensität als auch auf die schwankenden Temperaturen zurückzuführen.

3.2.3.3 Nährstoffe

Außer dem normalerweise in ausreichender Menge vorhandenen Kohlendioxid entziehen die Pflanzen dem Meer noch eine Reihe weiterer Nährstoffe, die im Gegensatz zum CO_2 gelegentlich eine limitierende Rolle spielen können. Viele von ihnen sind im Meerwasser nur in äußerst geringen Konzentrationen vorhanden, weshalb die Versorgung mit diesen Nährstoffen eine wichtige Rolle in der Primärproduktion spielt. Nitrat und Phosphat sind in derart geringen Konzentrationen im Meerwasser gelöst, daß man bei diesen Anionen schon immer einen limitierenden Einfluß vermutet hat. Eisen und Mangan sind weitere Nährstoffe, die in sehr geringen Konzentrationen vorkommen und vom Phytoplankton benötigt werden. Silizium kann, wenn seine Konzentration unter ein Minimum sinkt, das Wachstum der Diatomeen behindern. Molybdän, Kobalt und verschiedene andere Spurenelemente

werden von bestimmten Algen benötigt. Umter Umständen können auch organische Verbindungen aufgenommen werden und in einigen Fällen sogar lebensnotwendige Stoffe sein. Die Aufnahme der Nährstoffe durch das Phytoplankton verringert deren Konzentration, das wiederum das Ausmaß, bis zu dem die Population anwachsen kann, begrenzt. Ein Teil der Nährstoffe kann bereits in der euphotischen Zone wieder ausgeschieden und erneut genutzt werden. Es gibt jedoch eine ständige Verlustrate durch absterbende und absinkende Pflanzen und durch Phytoplankton fressende Zooplankter, die dann in größere Tiefen wandern. Ein Teil der von Zooplankter aufgenommenen Nährstoffe wird daher auch erst in größerer Tiefe remineralisiert, wo sie den Pflanzen nicht mehr direkt zur Verfügung stehen. Daraus folgt, daß die Primärproduktion in der euphotischen Zone im starken Maße davon abhängt, wie schnell die Wasserbewegung Nährstoffe aus der Tiefe nach oben bringt. Im folgenden werden Möglichkeiten des Nährstofftransports nach oben diskutiert.

- Aufstiegswasser: Es wurde bereits erwähnt, daß Aufstiegswasser an den Westküsten der großen Kontinente auftritt, um die westwärts treibenden Wassermassen der äquatorialen Ströme zu ersetzen. Obwohl dieses Wasser wahrscheinlich nur aus Tiefen zwischen 200 und 300 m aufsteigt, ist die Tiefe ausreichend, um dem Kanarenstrom, Penuella-strom und dem Westaustralströmungen Nährstoffe zuzuführen, die diese Gebiete zu äußerst fruchtbaren Meeresgegenden machen. Im Gebiet der Antarkis sorgt der kontinuierliche Aufstieg dafür, daß selbst in der äußerst produktiven kurzen Sommerzeit genügend Nährstoffe nachgeliefert werden. In der Arktis, wo weniger Wasser aus größerer Tiefe nachstößt, kommt es im Sommer zu Nährmangel in der euphotischen Zone, weshalb hier die Nährstoffkonzentration tatsächlich eine limitierende Rolle spielt. In niedrigen Breiten verursachen Divergenzen zwischen den Äquatorialströmen und ihren Gegenströmen einen Wasser-aufstieg nahe dem Äquetor und entlang der Nordgrenze der äquatorialen Gegenströme. Dieses Auftriebswasser ist für die Produktion in tropischen Gewässern sehr wichtig.
- Turbulenz: Die Turbulenz hat verschiedene Einflüsse auf die Produktion, die je nach den örtlichen Gegebenheiten wechseln. Sie kann die Produktion steigern, indem nährstoffreiches Wasser aus der Tiefe

aufgewirbelt wird, sie kann diese aber ebenso senken, indem sie große Teile der Phytoplanktonpopulation unter den Kompensationspunkt hinabwirbelt und so zum Sterben verurteilt. Im allgemeinen kann eine zeitlich begrenzte Periode starker Turbulenz die Produktion nur begünstigen. Das Wasser an der Oberfläche wird erneuert, ohne daß allzuviel von der Planktonpopulation hinabgerissen und getötet wird. Analogen Einfluß haben Konvektion, Strömungen, Interne Wellen, Oszillationen und Kentern von Wassersäulen.

3.2.3.4 Die Aufzehrungsrate

Obwohl die Wechselwirkungen zwischen pflanzlicher und tierischer Population sehr schwer zu erhellen sind, kann doch gesagt werden, daß das pflanzenfressende Phytoplankton einer der wichtigsten Faktoren ist, der das standing crop beeinflusst und hierdurch die Produktion steuert. Im großen und ganzen muß die Primärproduktion eines Gebietes die Größenordnung der tierischen Population steuern. Im einzelnen können jedoch so schnelle Schwankungen in der Produktion auftreten, daß es sogar zum Überhandnehmen der Zooplanktonpopulation kommen kann. Hierfür können viele Gründe angeführt werden. Die Wechselbeziehungen zwischen den Arten beinhalten häufig eine Zeitverschiebung, die dazu führt, daß die Individuenanzahl je nach wechselnden Einflüssen einen Mittelwert erreicht. Solange ausreichend Nahrung vorhanden ist, wird eine tierische Populationanzahl zunehmen, bis der ständig steigende Nahrungsverbrauch zur Nahrungsknappeit wird. Dies kann dann schnell zum Absterben der übermäßig angewachsenen Population führen. Der Nahrungsverbrauch nimmt rapide ab, der Nachschub kann dadurch sprunghaft ansteigen und eine neue Aufwärtsentwicklung der Zooplanktons einleiten. Derartige Schwankungen können sich mit mehr oder minder großer Verzögerung durch die ganze Nahrungskette fortpflanzen, so daß die eigentliche Ursache einer Populationsschwankung mitunter sehr schwer festzustellen ist. Wenn das anorganische Milieu stabil wäre, würde sich trotz des Verzögerungseffekts ein Gleichgewicht einpendeln, jedoch schwanken die physikalischen und chemischen Gegebenheiten ebenfalls, sodaß das Gleichgewicht immer aufs Neue gestört wird. Ein Hauptfaktor, der kurzzeitigen Schwankungen im Plankton der gemäßigten und höheren Breiten verursacht, ist das jahreszeitlich schwankende Klima,

das sowohl die Produktionsrate als auch die Abfolge vorherrschender Arten beeinflusst. Ein interessantes Charakteristikum der Planktonverteilung ist seine ungleichmäßige Verbreitung in Gebieten, die physikalisch und chemisch gleichartig sind. In eng begrenzten Bezirken können extrem große Unterschiede in der Zahl der beteiligten Individuen auftreten. Ein Aspekt dieser fleckhaften Verteilung ist die umgekehrt proportionale Beziehung zwischen Phytoplankton und Zooplankton. Wo besonders viel Phytoplankton gefunden wird, gibt es kaum Zooplankton. Die Ursache dieser inversen Beziehung kann in der unterschiedlichen Reproduktionsgeschwindigkeit der einzelnen Arten liegen. Unter günstigen Bedingungen vermehrt sich das Phytoplankton sprunghaft und entwickelt ein hohes standing crop. Die Zooplankton Population entwickelt sich langsamer und hinkt nach. In dem Maße, indem sich die pflanzenfressende Population vermehrt, wird das standing crop vermindert. Eine andere Erklärung für die inverse Verteilung von Phyto- und Zooplankton Populationen ist die Ausschlußkörpertheorie. Nach dieser Theorie meiden die Zooplankter Wasserkörper, in denen eine übergroße Phytoplankton Population angewachsen ist, weil die Pflanzen Stoffwechselprodukte an das Wasser abgeben sollen, die für die Tiere unangenehm oder schädlich sind.

3.2.3.5 Der Jahreszeitenwechsel im Meer

Jahreszeitliche Schwankungen von Temperatur, Beleuchtung und Nahrungszufuhr in den oberen Schichten des Meeres geben Anlaß zu Änderungen in der Produktion und Zusammensetzung des Planktons.

- Winter: Niedrige Temperaturen und eine schwache Beleuchtung der Oberflächenschichten stehen einer hohen Nährstoffkonzentration durch verstärkte Konvektionsströmungen gegenüber.
- Frühling: In dieser Jahreszeit steigt die Oberflächentemperatur; die Beleuchtung nimmt zu und die Wassersäule ist stabilisiert; Die thermische Schichtung stellt sich wieder ein. Zunächst ist die Nährstoffkonzentration hoch, nimmt aber im Laufe des Frühjahrs langsam in dem Maße ab, in dem die Phytoplanktonpopulation zunimmt. Die Primärproduktion steigt schnell an. Sobald das Zooplankton eine bestimmte Konzentration erreicht hat, kommt es zu einem schnellen Zusammenbruch der Phytoplanktonblüte.

- Sommer: Das Oberflächenwasser ist warm und gut durchlichtet. Die Nährstoffkonzentration ist niedrig, da kein Austausch mit tieferen Schichten mehr stattfindet und die Phytoplanktonblüte die Konzentration stark vermindert hat. Bei ruhigem Wetter entwickeln sich auch in Gezeitenbewegten Gewässern scharfe Sprungschichten. Das Zooplankton erreicht ein Maximum und beginnt gegen Ende des Sommers langsam als Folge von Nahrungsknappheit abzunehmen.
- Herbst: Das Wasser an der Oberfläche kühlt langsam ab, die Beleuchtung wird schwächer und erreicht geringere Tiefen. Die tieferen Schichten werden noch langsam wärmer, was schließlich zur Angleichung der Sprungschichten und ihrem Verschwinden führt. Konvektionen nehmen wieder zu und damit setzt die Zufuhr von Nährstoffen aus größerer Tiefe erneut ein. Hierdurch nimmt die Primärproduktion wieder zu.

Der geschilderte Verlauf der Jahreszeiten im Meer tritt nur in der gemäßigten Breite so akzentuiert auf. In hohen Breiten ist die Wassertemperatur zu keiner Jahreszeit eindeutigen Schwankungen unterworfen. Hier spielt das Licht die Hauptrolle. Es kommt zur Entwicklung einer langen lichtarmen Winterzeit und eines kurzen, sehr lichtintensiven Sommers. Während der Winters gibt es praktisch keine Primärproduktion. Im Sommer kommt es zu einer nur wenige Wochen dauernden scharfen Produktionssteigerung, da jetzt die Sonne praktisch 24 Stunden lang scheint und es keine Produktionsunterbrechungen während der Nacht gibt, woran sich ein ebenso steiler Anstieg der Zooplanktonpopulation anschließt. Da das reiche Nahrungsangebot für Zooplankter nur wenige Wochen vorhanden ist, müssen die Entwicklungsstadien des Zooplanktons sehr schnell durchlaufen werden.

In niedrigen Breiten entsprechen die Bedingungen wiederum am ehesten dem ewigen Sommer. Das Oberflächenwasser ist immer warm, die Beleuchtung immer gut. Die Produktion wird jedoch im starkem Maße durch den Sauerstoffmangel begrenzt, da nur eine geringe Durchmischung der Wassersäule stattfindet. Immerhin hält die Produktion das ganze Jahr hindurch an und erreicht größere Tiefen als in mittleren und hohen Breiten.

Unterschiede in der Produktionskraft des verschiedener Meeresgebiete und zu verschiedenen Zeiten beruhen vor allem auf der Verfügbarkeit von Nährstoffen im oberflächennahem Wasser und auf der Lichteinwirkung. Ver-

schiedene Gebiete sind durch eine permanent hohe Produktion ausgezeichnet, andere sind ozeanische Wüsten (die tiefblaue, durch Klarheit des Wassers entstehende Farbe tropischer Gewässer ist die ozeanische Wüstenfarbe). In mittleren Breiten gibt es wiederum jahreszeitliche Unterschiede in der Produktionskraft.

Nahezu alle Schelfgebiete sind Gebiete großer Produktion und Fruchtbarkeit. Der Gezeitenstrom des Wassers auf dem Schelf kann Wirbel erzeugen, die die gesamte Wassersäule (zwischen 0 und ca. 200 m) durchmischen und für Nährstoffzufuhr nach oben sorgen. So kann nur wenig Nahrung völlig verloren gehen, mit Ausnahme der Fälle, in denen größere Wassermengen den Kontinentalhang hinabstömen.

Die Produktion der Tiefengewässer der Ozeane hängt vor allem davon ab, wieviel Wasser aus tieferen Bereichen an die Oberfläche gerät. In gemäßigten Breiten werden die Oberflächenschichten ausreichend durch winterliche Konvektionen mit Nährstoffen versorgt, die Zufuhr versiegt aber völlig im Sommer, wenn sich Sprungschichten ausbilden. Das Aufsteigen von Tiefenwasser rund um die Antarktis erzeugt den größten Gürtel produktiven Oberflächenwassers im ozeanischen Bereich. Fruchtbare Gebiete befinden sich auch in den Abstiegsgebieten der Strömungen des östlichen Atlantik, des indischen und pazifischen Ozeans in niedrigen Breiten.

Geringe Produktionskraft tritt in Gebieten geringer Wasserdurchmischung auf. Überall in den Tropen, wo Sprungschichten vorhanden sind, sind die Produktionsraten sehr niedrig, obwohl die Remineralisation sehr schnell vor sich geht. Das Saragossameer ist eine subtropische ozeanische Wüste, in der selbst die horizontale Mischung durch Oberflächenströmungen ausfällt. Die Produktionsraten sind hier niedrig, mit Ausnahme einer kurzen Zeit im Winter, wo geringfügige Konvektionsströmungen auftreten. In der Arktis steigen, verglichen mit der Antarktis, nur geringe Wassermengen auf, die entsprechend weniger produktiv sind. Im Mittelmeer liegt die Produktion sehr niedrig, da durch die Straße von Gibraltar ein ständiger Abfluß von nährstoffreichem Tiefenwasser stattfindet. Der Oberflächenstrom kommt aus nährstoffarmen Gebieten des Atlantik.

- Kaskaden: Es wird von verschiedenen Autoren angenommen, daß kontinuierlich Nährstoffe und auch Planktonorganismen den neritischen Gebieten des Schelfs durch Wasserkaskaden verloren gehen, die den Kontinentalhang hinunter fließen. Im Herbst und Winter kühlen die Wassermassen der Flachmeere stärker ab als das ozeanische Wasser, weshalb die nunmehr spezifisch dichteren Wasserkörper dazu neigen, sich in Walzen oder Kaskaden den Kontinentalhang hinunter zu wälzen. Sie werden hier solange absinken, bis sie sich in Höhe von Wasserkörpern gleicher Dichte befinden. Die hierdurch entstehenden Wasserverluste müssen dann durch Zustrom aus anderen Quellen ersetzt werden. Die Verteilung der Organismen kann durch diese Kaskaden am Kontinentalhang auf verschiedene Weise beeinflußt werden. Kleine Plankter, die in diesen mitunter sehr schnell fließenden Kaskaden hinab gerissen werden, gehen wahrscheinlich zugrunde. Schnell schwimmende Formen werden versuchen, gegen den Strom zu schwimmen und sich aus dem Sog nach unten zu befreien. Dies könnte zu fleckenhaften Anreicherungen von große aktiven Zooplanktonorganismen über dem Kontinentalhang führen.

3.2.4 Tägliche Schwankungen der Lebenszonen

Es ist seit langen Zeiten bekannt, daß bestimmte Fische nur bei Nacht an die Oberfläche kommen. Auch Zooplankton ist besonders in den Nachtstunden sehr nahe der Oberfläche konzentriert. Tägliche Schwankungen in der Vertikalverbreitung treten bei einer großen Zahl von Organismen sowohl planktischer als nektischer Lebensweise auf. In Flachwasserbereichen kommt es häufig vor, daß die Tiere am Tage am Meeresboden und in der Nacht an der Oberfläche leben. Auf den Echogrammen des Schelfrandgebietes konnte ein vorgetäuschter Meeresboden in 300 m Tiefe festgestellt werden. Die echte Wassertiefe an diesen Stellen betrug aber 2000 m. Diese Grenze verschob sich mit einbrechender Dämmerung langsam nach oben, um sich bei voller Dunkelheit völlig aufzulösen. Mit Einbruch des Morgengrauens bildete sich eine neue schallreflektierende Schichte in ca. 200 m Tiefe, die dann langsam bis auf 300 m Tiefe absank. Genauere Untersuchungen an diesen schallbrechenden Schichten ergaben, daß sich zu bestimmten Zeiten sogar mehrere solcher Schichten untereinander nachweisen ließen. Heute herrscht Übereinstimmung darüber, daß es sich

um Ansammlungen von Meeresorganismen handelt, die ihre Stellung und Verteilung je nach einfallendem Licht ändern. Die Echohorizonte sind in fast allen Weltmeeren verbreitet. Es scheint gesichert, daß im größten Teil aller Meere sowohl im flachen, als auch im tiefen Wasser eine große Zahl von Meeresorganismen recht beträchtliche tägliche Vertikalbewegungen durchführen. Es gibt erhebliche Unterschiede in der zurückgelegten Vertikalstrecke, der Steig- und Sinkgeschwindigkeit und der genauen Tageszeiten, zu denen sie mit ihren Bewegungen beginnen. Ein und dieselbe Art mag sogar zu verschiedenen Jahreszeiten oder an verschiedenen Orten ein unterschiedliches Wanderverhalten aufweisen. Trotzdem besteht eine bemerkenswerte generelle Übereinstimmung in der Verhaltensweise. Während des Tages scheinen sich bestimmte Arten innerhalb eines eng begrenzten Gebietes in einer Art spezifischer Tiefe aufzuhalten. Kurz vor Sonnenuntergang beginnt der Aufstieg, der sich über die Dämmerung hinaus hinzieht. Während der Nacht scheinen sich die Populationen zur Nahrungssuche zu verteilen, um nach einem schnellen Abzug wieder ihr Tagesniveau zu erreichen. Da aber die Organismen während ihres Auf- und Abstiegs Druck- und Temperaturgradienten durchwandern, könnten diese einen Einfluß auf Art und Ausmaß der Bewegung haben. Beispielsweise könnten Teile der Planktonpopulation an einer scharfen Sprungschicht abgehalten werden. Die Sprungschicht dient in solchen Fällen vielleicht als Trennlinie zwischen dem Verhalten zweier Populationen. Eine wandert im Laufe des Tages von der Oberfläche bis zur Sprungschicht und wieder hinauf, eine andere von einem tieferen Niveau bis zur Sprungschicht und dann wieder hinab.

3.2.5 Anpassungen an das Leben in der Tiefsee

Tiere, die in Wassertiefen bis abwärts zu ungefähr 1000 m leben, sind recht gut an das Leben in der Dämmerzone angepaßt. Verschiedene Tiefseefische sind mit übergroßen Zähnen und Mäulern versehen und ihr Magen scheint extrem dehnbar zu sein. Dies weist darauf hin, daß Nahrung selten zu finden ist, aber - wenn einmal verfügbar - in großen Mengen aufgenommen werden kann.

3.2.6 Einfluß von Strömungen

Die Strömungen halten das Wasser gut durchmischt, beeinflussen die Verteilung von Temperatur, Salinität und Nährstoffen und transportieren vor allem die wichtigen Nährstoffe aus der Tiefe in die lebensintensiven Zonen an der Oberfläche, während sie Sauerstoff nach unten transportieren. Weil auch die Bodenschichten des Wasserkörpers in Bewegung sind, konnte sich eine reiche Bodenfauna entwickeln und verbreiten, wobei die Strömung vor allem den sessilen Organismen die notwendige Nahrung heranträgt. Außerdem transportiert sie Abfallstoffe weg und bringt den benötigten Sauerstoff. Die Bodenfauna wird ebenfalls durch die Strömungsgeschwindigkeit beeinflusst, da diese die Beschaffenheit des Elements bestimmt und für die Niederlassung von pelagischen Larven wichtig ist.

Die Strömungen haben einen entscheidenden Einfluß auf die Verbreitung der Arten, die sie von Ort zu Ort tragen. Das trifft besonders für kleine holoplanktische Organismen zu, die nur einen sehr geringen oder gar keinen Radius aktiver Bewegung aufweisen. Viele nektische und benthische Formen haben ein planktisches Ei- oder Larvenstadium, über dessen endgültigen Lebensraum oder Siedlungsort alleine die Strömungsverhältnisse entscheiden. Die Strömung erweist vielen Tieren sicher auch Navigationshilfe, wenn diese den Druckeffekt der Wasserbewegung spüren und auswerten können.

4 Der Meeresboden [32]

Der Meeresboden bietet viele Vorteile für die Entfaltung eines reichen Tierlebens. Pflanzenleben dagegen kann sich nur im ufernahen Litoral entwickeln. Nährstoffe stehen reichlich zu Verfügung, da besonders in neritischen Bereichen ein großer Teil der absterbenden Organismen den Meeresboden erreicht. Viele der bodenbewohnenden Organismen können unter sehr geringem Energieaufwand leben, da sie entweder die herunter rieselnden Nährstoffe nur abfangen oder sich langsam durch das Sediment bewegen und die darin enthaltene Nahrung aufnehmen. Sie brauchen nur einen Bruchteil der Bewegungsenergie der frei im Wasser lebenden Organismen. Der überwiegende Teil der Meeresböden ist mit Lockersedimenten bedeckt, die Schutz für grabende Organismen bieten. Wo das Substrat felsig und hart ist, können sich haftende Organismen festsetzen. Spalten und Löcher bieten Schutz für schwächere Organismen. Bohrende Tiere können sich in selbstgeschaffene Löcher zurückziehen. Außer in sehr flachen Gebieten sind Temperatur, Salzgehalt und Wasserbewegung während des ganzen Jahres einigermaßen einheitlich und bedeutend gleichmäßiger als in Oberflächenschichten. Unterhalb von 500 m Wassertiefe können jahreszeitliche Wechsel so gut wie vernachlässigt werden. Je tiefer der Meeresboden liegt, um so weniger variabel ist das Milieu.

4.1 Das Substrat

Die Beschaffenheit der Sedimente des Meeresbodens hängt von einer Vielzahl von Variablen ab. Diese umfassen

- das Ausmaß der bodennahen Wasserbewegung
- die Wassertiefe
- die Entfernung vom Festland
- Zufuhr vom Festland durch Flüsse oder Gletscher
- die Art und Beschaffenheit des in der Wassersäule enthaltenen Stoffes unter Einschluß der pelagischen Lebewesen (Plankton, Nekton, Seston)
- die Zusammensetzung der benthischen Population

Mit Ausnahme der Gebiete, in denen die Bodenströmung eine erodierende Wirkung ausübt oder der Untergrund zu stark geneigt ist (Kontinentalhang) und zu Rutschungen führt, ist der Meeresboden mit Sedimenten bedeckt. Aber auch die Kraft der Gezeitenströmung kann in manchen flachen Stellen ausreichen, um Sedimentation zu verhindern. Die Art der Sedimente ist vor allem von der Strömung abhängig. Die Entfernung vom Liefergebiet,

dem Festland, spielt ebenfalls eine entscheidende Rolle. Je schneller sich das Wasser bewegt, um so gröbkörniger ist das Sediment, da kleinere Partikel in Suspension gehalten werden oder bei schwankender Strömungsstärke sogar ausgewaschen werden können. Die Stokes - Gleichung für die Sedimentationsgeschwindigkeit trifft besonders gut für den Bereich der kleinsten Partikel zu. Bei Partikelgrößen über 2 mm und unterhalb von 1µm treten Abweichungen auf. Die Setzungsgeschwindigkeit w beträgt

$$w = \frac{2}{9} g \cdot \frac{D - d}{\mu} \cdot r^2$$

dabei ist g die Erdbeschleunigung, D die Dichte der Partikel, d die Dichte der Flüssigkeit, μ die Viskosität der Flüssigkeit und r der Radius von annähernd sphärischen Partikeln. Marine Sedimente können in zwei Hauptgruppen eingeteilt werden.

- 1) Terrigene
- 2) Pelagische Sedimente

Ein anderes Einteilungsschema gliedert in

1. Klastische Sedimente
2. Chemische Sedimente
3. Organogene Sedimente

4.1.1 Terrigene Sedimente

Terrigene Sedimente treten vor allem in den Flachseebereichen des Festlandssockels auf. Ein großer Teil der Sedimente des kontinentalen Schelfs entstammt der Verwitterung und Abtragung auf dem Festland und wird vor allem durch die erodierende Kraft der Brandung, der Flüsse und der Gletscher ins Meer verfrachtet. In Ausnahmefällen kommen auch durch Wind verfrachtete Sedimente vor. Auch die terrigenen Ablagerungen enthalten einen gewissen Prozentsatz an organischem Material. In der Regel liegt der Anteil zwischen 0,01 und 0,5 % des Trockengewichtes. Die feinkörnigen Sedimente des Schelfs haben meist einen höheren organischen Gehalt als die grobkörnigen. Bei der mikroskopischen Musterung terrigener Sedimente kann man häufig auch organische Komponenten unterscheiden, die vom Festland her eingespült wurden. Blattreste und Holz von Landpflanzen überdauern den Transport am längsten. Die in den Sedimenten enthaltenen Bestandteile mariner Organismen sind zahlreicher und vielfältiger und nicht immer leicht zu identifizieren. Terrigenen Sedimente variieren von

Ort zu Ort stark in ihrer Zusammensetzung in Abhängigkeit von der Beschaffenheit der vorgelagerten Küsten, dem Zufluß, der Wasserbewegung, der Morphologie des Meeresbodens und der Art der Besiedlung.

Die Sedimente werden im allgemeinen nach der Korngrößenskala eingeteilt.

Tabelle 4.1:

Stark vereinfachte Einteilung der Korngrößeklassen

Benennung der Partikel	Max. Durchmesser in mm	Sedimentationsgeschwindigkeit bei 20° C in cm/Sekunde
Grobsand	2,0	347
Feinsand	0,2	3,47
Silt	0,02	0,0347
Ton	0,002	0,000347

Die Einteilung wird für die verschiedensten Zwecke zum Teil recht erheblich verfeinert und untergliedert.

4.1.2 Pelagische Sedimente

Je weiter man sich von der Küste entfernt, umso mehr vereinfacht sich die Mannigfaltigkeit der Sedimente mit zunehmender Einförmigkeit der physikalischen und biologischen Bedingungen. Die pelagischen Sedimente setzen sich aus drei Hauptbestandteilen zusammen:

- Terrigene Elemente, die allerdings mit zunehmender Entfernung immer kleiner werden. Ausnahmen bilden durch Eis oder anhaftende Algen verdriftete Materialien.
- Vulkanische Bestandteile, die in ihrer Bedeutung nicht zu unterschätzen sind und aus weit verwehten Aschen terrestrischer Vulkanausbrüche oder aus untermeerischen Ausbrüchen stammen können.
- Biogene Anteile, die einen erheblichen Prozentsatz der pelagischen Sedimente bilden.

Bis zu einer Tiefe von 4000 m enthalten die pelagischen Sedimente einen relativ hohen Prozentsatz an biogenen Karbonaten. Eine Ausnahme bilden die hohen Breiten, wo auch höher liegende Gebiete mit Diatomeenschlick bedeckt sind. Unterhalb der durchschnittlichen Tiefe von 4000 m lösen sich durch den hydrostatischen Druck Kalkbestandteile leichter auf und

man kommt in den Bereich der Tiefseeschlicke, die überwiegend Kieselsäure enthalten. Die organogenen Ablagerungen des pelagischen Bereichs werden wie folgt gegliedert:

4.1.2.1 Kalkschlämme

- Globigerinenschlamm: Dieser Schlamm ist in weiten Teilen des tieferen Atlantiks, des Indischen Ozeans und des Pazifiks verbreitet. Er bedeckt annähernd 50 % der ozeanischen Böden und erreicht Gebiete bis zu 6000 m Wassertiefe. Er enthält bis zu 95 % Kalk aus Foraminiferenschalen.
- Pteropodenschlamm: Dieser enthält die Kalkreste von zahlreichen Pteropoden und tritt vor allem in subtropischen Bereichen des Atlantiks in Wassertiefen bis zu 3500 m auf.
- Kokkolithenschlamm: Ein hoher Anteil von Kokkolithen der gelegentlich 25 % erreicht, wird in Globigerinenschlämmen gefunden und zwar vor allem in Gebieten mit warmen Wasser

4.1.2.2 Kieselschlämme

- Diatomeenschlamm: Die Meeresgebiete mit kühlerem Wasser bieten den Diatomeen ausgezeichnete Entwicklungsmöglichkeiten. Daher treten Diatomeen vorwiegend rund um die Antarktis und in einem Streifen quer über den nördlichen Pazifik auf.
- Radiolarienschlamm: Dieser enthält eine große Zahl der Kieselskelette von Radiolarien und kommt vor allem in den ozeanischen Tiefen zwischen 4000 und 8000 m vor. In großen Mengen tritt er in tropischen Meeresgebieten auf.
- Blauschlick: In den Tiefseebereichen nahe der Kontinentalhänge kommen häufig terrigene Sedimente vor, die aus den allerfeinsten Partikeln bestehen. Diese feinstkörnigen Schlicke enthalten sehr viel organisches Material. Unter einerhauchdünnen bräunlichen Oxidschicht ist das Sediment durch entstehende Metallsulfide blauschwarz verfärbt. Davon leitet sich der Name ab. Nimmt der biogene Kalkgehalt dieser Schlicke zu, so wird die Farbe heller.
- Roter Tiefseeton: Die ausgedehnten Flächen unterhalb von 4000 m Wassertiefe werden oft von den sogenannten roten Tiefseetonen eingenommen. Sie sind nichts anderes als die Lösungsrückstände der Globigerinenschlämme. Ähnlich wie bei der Terra rosa mediterraneaner Kalkgebiete reichert sich Eisen und Mangan aus den gelösten Kalken an und verfärbt die ehemaligen

Kalkschlämme, deren Kalkanteil mehr und mehr mit zunehmender Tiefe verschwindet. Dies kann in einigen Gebieten zur Bildung der Tiefseeknollen führen.

- Eisen- und Manganknollen: Diese Noduls können von wenigen Millimetern Durchmesser bis zu metergroßen Blöcken anwachsen. Sie bestehen zum größten Teil aus Eisen- und Manganmineralien und bedecken im Pazifik und auch im Atlantik weite Flächen der Tiefseeböden. Die Knollen sind häufig schalig - laminar aufgebaut und bestehen zu großen Teilen aus Goethit (FeOOH) und Pyrolusit (MnO_2). Häufig kann im Inneren der Knollen ein Nukleus nachgewiesen werden. Das kann ein Gesteinsbröckchen, ein Schalenriß, eine Foraminifere, ein Fischzahn oder ähnliches sein. Auch die chemischen Zusammensetzungen sind sehr variabel. Eine Durchschnittsanalyse von 30 Proben ergibt Mangandioxid 32 %, Eisenoxid 22 %, Siliziumoxid 19 %, Wasser 14 % und kleinere Mengen von Aluminiumoxid, Kalzium und Magnesiumkarbonat und Bruchteile von Nickel, Molybdän, Kupfer und andere Metalle.

4.2 Benthische Populationen

Wenn der Begriff Lebensgemeinschaft für dauernd unter annähernd gleichen Umweltbedingungen zusammen vorkommenden Organismengruppen verwendet wird, findet man, daß bestimmte Bereiche des Meeresbodens durch charakteristische Lebensgemeinschaften besiedelt sind. Die Milieuunterschiede, die Zugehörigkeit bestimmter Lebensgemeinschaften zu bestimmten Zonen des Meeresbodens verursachen, können sowohl durch die überstehende Wassersäule als auch durch das Substrat verursacht werden.

Die hauptsächlich hydrographischen Parameter wie Wassertemperatur, Zusammensetzung, Bewegung, Druck und Beleuchtung, die die Verteilung mariner Organismen kontrollieren, wurden bereits beschrieben. Mit Ausnahme des Ufers und des Flachwasserbereichs sind diese Größen am Meeresboden bedeutend weniger variabel als im höheren Bereich der Wassersäule. Dennoch haben sie einen entscheidenden Einfluß auch auf die Verteilung benthischer Populationen, da sie einige Spezies an bestimmte Orte binden. Besonders groß kann der Einfluß hydrographischer Parameter auf Jugendformen benthischer Organismen sein, wenn diese ihre pelagische Phase durchlaufen.

Planktische Eier und Larven vieler benthischer Arten, sind gegenüber der Qualität des Wassers, indem sie treiben, höchst empfindlich und die Mortalität ist kurz vor dem Ende der Metamorphose am größten. Gefressen werden und Futterknappheit dezimieren die Jugendstadien. Am größten werden die Verluste, wenn ungünstige Temperaturen oder Salzgehalte vorliegen.

In abyssischen Tiefenbereichen, wo Salzgehalt und Temperatur über weite Bereiche gleichförmig sind, kann auch der hydrostatische Druck zum Hauptfaktor werden, der die Unterschiede zwischen den Populationen der Tiefseegräben bewirkt. Viele benthische Organismen sind auch der Wasserturbulenz gegenüber empfindlich. Oft ist die Menge an suspendiertem Material in Bodennähe bedeutend höher als in den oberflächennahen Teilen der Wassersäule. Im Flachwasser schwächt dies die Lichteinwirkung und kann die Verbreitung benthischer Pflanzen erheblich einengen. Die Zone des Laminarienwaldes zum Beispiel, liegt im trüben Wasser des Helgoländer Felssockels bedeutend höher als in den norwegischen Fjorden oder der schottischen Lochs. Starke Turbulenz kann auch auf Tiere einen schädlichen Einfluß haben. Die Fraßwerkzeuge können verstopft werden und die Respirationsflächen können verschmieren. Viele benthische Tiere sind Filtrierer.

Die benthische Fauna wird auch durch die Bodenströmung beeinflusst, die die Zusammensetzung des Substrats, seine Korngrößenverteilung, seinen organischen Gehalt und die Belüftung kontrolliert. Ebenso wirkt sich die Strömung auf die Verteilung und Sedimentation pelagischer Larven aus.

Die Substratzusammensetzung und -beschaffenheit übt den stärksten Einfluß auf die Verteilung der Organismen auf dem Meeresgrund aus. Im allgemeinen ist die Lebensgemeinschaft des Felsgrundes äußerst artenreich, weil die unregelmäßige Form des Untergrundes eine Vielzahl von Mikrohabitats und Mikromilieus erzeugt, die sich durch unterschiedliches Raumangebot, Wasserbewegung, Nahrungsangebot, Beleuchtung und Temperatur auszeichnen. Der Felsboden trägt allerdings nur eine sehr artenarme Endofauna. Trotzdem kommen auch grabende Formen in Spalten und Löchern vor, in die Sand eingespült wurde. Arten, die den Felsen direkt anbohren und in ihm leben sind bivalve Mollusken und andere. In manchen Gebieten können auch bestimmte Rotalgen Kalke und Mergel oberflächlich anbohren.

Ist der Meeresboden mit Sedimenten bedeckt, so leben die meisten Organismen als Infauna im Sediment. Die lokalen Bedingungen sind normalerweise einförmiger und die Populationen homogener als auf dem Felsgrund. Die Infauna umfaßt grabende Organismen wie Seeanemonen etc. . Auch einige Fische graben sich oberflächlich in das Sediment ein. Die Korngrößenverteilung ist ein wichtiger, die Verteilung der Infauna bestimmender Faktor, da die Grabwerkzeuge häufig an ganz bestimmte Korngrößen angepaßt sind. Das Graben geschieht entweder durch Wegschaufeln oder Wegpressen des Sedimentes oder durch Fressen der Sandkörner, wobei die Sedimente den Darmtrakt durchwandern und daraus Nahrung aufgenommen wird. Kombinationen beider Vorgänge sind nicht selten. Große Partikel sind schwerer zu bewegen als kleine, was einer der Gründe für eine spärliche Besiedlung grobsandiger Gebiete ist. Andererseits können Feinsande und Syltsedimente so stark kompaktiert werden, daß sie eine zähe Masse bilden, die nicht leicht zu durchgraben ist und einen hohen Anpassungsgrad verlangt. Bei einer bestimmten Korngrößenverteilung und Mineralzusammensetzung entstehen sog. thixotrope Ablagerungen, die durch wiederholt wechselnden Druck zu einer halbflüssigen Masse geworden sind, die sich leicht bearbeiten läßt.

Obwohl Besiedlungsunterschiede häufig mit wechselnder Korngrößenverteilung zu korrelieren sind, können auch andere Faktoren eine wesentliche Rolle spielen. Die Feinheit des Sediments hängt mit der am Boden herrschenden Strömung ab, welche auch noch andere Eigenschaften des Substrats beeinflußt. Gering bewegtes Wasser erzeugt feinkörnige Sedimente, läßt aber auch viel organisches Material absinken, woraus ein Sediment entsteht, das reich an Nährstoffen ist. Schwache oder fehlende Durchmischung der Wassers führt zu mangelnder Sauerstoffversorgung des Untergrundes und hohen Sulfidanreicherungen. Unter flacher Wasserbedeckung können diese Bedingungen großen Populationen Lebensraum bieten, da sie an der Oberfläche genügend organisches Material finden; die Endofauna muß jedoch mit sauerstoffarmen Silt oder Ton zurechtkommen. In Regionen mit bewegtem Bodenwasser ist mit geringerer Nahrungssedimentation zu rechnen (bei größerem Sediment mit einem geringeren organischen Gehalt und besserer Durchlüftung des Porenwassers). Die schlechtere Nahrungszufuhr bedingt geringere Individuenzahlen, begünstigt aber Arten, die sich

in größerem Material eingraben und die Nahrung aus dem überstehenden Wasser fangen können. Deshalb müssen mehrere wiederum miteinander verknüpfte Faktoren zusammenwirken, um gewisse Arten an bestimmte Substrate zu binden.

Obwohl anorganische Faktoren die Hauptrolle über die Verbreitung und Zusammensetzung der benthischen Gemeinschaften ausüben, treten auch biologische Faktoren hinzu, die die Verbreitung der benthischen Gemeinschaften beeinflussen. Es wurde nachgewiesen, daß Larven bestimmter benthischer Arten ein Auswahlvermögen gegenüber dem Substrat haben.

Die selektive Untersuchung des Substrats durch verschiedene Tiere, und im ungünstigsten Fall verzögerter Metamorphose wurde mittlerweile für sehr viele Arten nachgewiesen. Eine ganze Liste von unterschiedlichen Eigenschaften des Substrats konnte als wahlbeeinflussender Faktor festgestellt werden. Dazu gehören Glätte, Rundung, Textur, Korngröße, Farbe und chemische Zusammensetzung des Sediments. Die Besiedlung des Sediments durch Bakterien spielt in vielen Fällen eine entscheidende Rolle, obwohl die Ursache dafür nicht geklärt ist. Wahrscheinlich sind Bakterien in vielen Fällen die erste Nahrung der sich niederlassenden Larven. Haben sich Larven einmal auf dem Substrat niedergelassen, dann beginnen andere Faktoren ihr Überleben zu beeinflussen.

Die Einzelwesen einer benthischen Lebensgemeinschaft sind auf vielfältige Weise voneinander abhängig. Es ist durchaus möglich, daß erst die Anwesenheit einer bestimmten Art die Besiedlung des Substrats durch eine andere Art gestattet. Jedes Tier ist auf andere Tiere oder Pflanzen als Nahrungsquellen angewiesen, da Qualität und Quantität der Nahrung einen entscheidenden Einfluß auf Zahl und Zusammensetzung einer Gemeinschaft ausübt. Verschiedene Tiere brauchen andere Tiere, um auf ihnen zu siedeln, sie werden selten anderswo gefunden. Andere Tiere wieder benutzen die Gänge von Vorgängern einer bestimmten Art.

Starke Veränderungen können auch durch die Einführung einer neuen Art in das Gebiet entstehen. Kleinere Wechsel und Schwankungen werden jedoch häufig von selbst ausgeglichen. So führt ein starker Anstieg einer bestimmten Art häufig zu stärkerem Wettbewerb und erhöhtem Fraß, so daß das dynamische Gleichgewicht erhalten bleibt und die Gemeinschaft wieder in ihre natürliche Ausbalanziertheit zurückfindet.

Über lange Zeiträume können klimatische und geologische Ereignisse langsam das Milieu verändern und so zu einer Verschiebung des Artenspektrums führen. Dauerhafte Änderungen können aber auch durch die Organismen selber herbeigeführt werden. Die Anhäufung von Skeletten, Schalen oder Exkrementen, die Erosion durch bohrende Organismen und die Änderung der Wasserzusammensetzung durch Ausscheidungen, Ausfällung oder Exkretion können solche Wechsel in der Population herbeiführen. Die kontinuierlichen Wechselbeziehungen zwischen Substrat und Population, führen allmählich zu einer Veränderung von beiden. Das gesamte Ökosystem umfaßt sowohl die Population als ihr Milieu und bildet ein sich gemeinsam fortentwickelndes Ganzes.

4.2.1 Nahrungszufuhr benthischer Organismen

Die Nahrungszufuhr benthischer Organismen hängt direkt oder indirekt nahezu ausschließlich von der Sedimentation partikulärer Substanz ab. Es gibt praktisch keine Primärproduktion am Meeresboden, da außer im Litoralbereich Pflanzen kein Licht zur Photosynthese erhalten. Die Vegetation ist demnach auf den Flachwasserbereich begrenzt. Die großen Braunalgen, die in Wäldern ganze Küstenstriche besiedeln können, brauchen felsigen Untergrund, um sich festsetzen zu können und wachsen je nach Lichtverhältnissen bis zu höchstens 60 Meter Wassertiefe. Diese Algen liefern nach ihrem Absterben Nahrungsstoffe für die umliegenden Sedimente. Mitunter sind Felsen und Sand im flacheren Wasser auch von Diatomeenfilmen überzogen oder verschiedene chemosynthetisierende Bakterien bauen aus anorganischen Quellen organische Substanzen auf. Diese Primärproduktion auf dem Boden in Flachwassergebieten ist jedoch eine Ausnahme, während sonst das Benthos völlig auf die von oben aus der euphotischen Schicht herunterrieselnden Nahrung und die absterbenden Zooplankter angewiesen ist.

Die herunterrieselnde Nahrung erreicht den Boden in verschiedener Form. Mitunter ist ein beträchtlicher Anteil von terrestrischem Pflanzenmaterial dabei. Trotzdem beruht die Nahrungsversorgung vor allem auf pelagischen Organismen. Im flachen Wasser sind es hauptsächlich Diatomeen und andere Komponenten des Phytoplanktons. Jahreszeitliche Wechsel in der Primärproduktion an der Oberfläche haben auch Wechsel in der Ernährung des Benthos

zur Folge. In gemäßigten Breiten kann die Zahl der Diatomeen, die im Sommer den Boden erreichen, das hundertfache der winterlichen Menge erreichen, während die Sedimentation von anorganischen Partikeln durch erhöhte Turbulenz im Winter bedeutend zunimmt. Daraus ergeben sich ebenfalls jahreszeitliche Wechsel im Gewicht der benthischen Population.

Stärker vereinfacht kann man vier Mechanismen angeben, durch die benthische Organismen ihre Nahrung aufnehmen. Sie filtern die suspendierten oder sinkenden Partikel aus dem Wasser; sie sammeln die Sedimentoberfläche ab, sie durchwühlen das Sediment auf der Nahrungssuche oder sie jagen andere bodennahe oder im Boden lebende Tiere. Viele von ihnen benutzen mehrere Methoden gleichzeitig. Je nach der Verfügbarkeit von Nahrung und ihrer Zufuhr, wechselt die Biomasse (Gewicht der lebenden Organismen pro Flächeneinheit) von Ort zu Ort. In Gebieten außerordentlich hoher Produktionskraft kann die Biomasse $100 - 150 \text{ g/m}^2$ erreichen. Während im Flachwasserbereich ein großer Teil der Nahrung der benthischen Organismen von der Oberfläche herunterrieselt, ist es im tieferen Wasser unwahrscheinlich, daß Reste von der Oberflächenschicht den Weg nach unten finden. Sie werden sicher durch die pelagischen Organismen nahezu völlig verzehrt. Zwischen den produktiven Gebieten an der Wasseroberfläche und dem Benthos entwickelt sich wahrscheinlich eine Nahrungspyramide mit vielen Zwischengliedern in der Nahrungskette. Die Menge, die auf dem Meeresboden ankommt, kann nur ein Bruchteil der Oberflächenproduktion sein. Die Kenntnisse über das Tiefseebenthos sind bisher noch sehr ungenau; aber die wenigen Untersuchungen weisen alle darauf hin, daß das Sediment dünn besiedelt und die Biomasse sehr viel geringer als im Flachwasserbereich ist. Je tiefer das Wasser und je weiter die Entfernung vom Festland, umso spärlicher muß das bodenbesiedelnde Benthos sein.

Organisches Material, das den Boden durch eine Wassersäule von mehreren hundert und tausend Metern erreicht, muß so geschützt sein, daß es durch pelagische Organismen nicht verdaut werden kann. Hierzu gehören zum Beispiel Zellwände, Schalen und Skelette. Der weitere Abbau dieser Substanzen kann dann durch die auf dem Boden lebenden Bakterien geschehen. Diese kommen in größeren Zahlen an der Sedimentoberfläche selbst

von Tiefseeböden vor und bilden ein wichtiges Glied in der Nahrungskette des Meeres. Sie beziehen ihre Nahrung aus verschiedenen Quellen. Die Mehrzahl ist heterotroph und lebt vom Abbau organischer Substanz, sie können aber eine weit größere Palette von organischen Verbindungen verwenden, wie zum Beispiel Lignin, Chitin, Keratin oder Zellulose, als andere Tiere dies vermögen. Selbst in Tiefseeegräben kann dieses Material den Meeresboden erreichen und durch Bakterien aufgenommen und abgebaut werden. Auf diese Weise können organische Verbindungen, die Tiere nicht verwenden können, auf dem Umweg über bakterielles Protoplasma und bakterienfilternde Tiere wieder in den Stoffkreislauf zurückkehren.

Obwohl die Populationen der Tiefseeböden nicht so zahlreich wie unter flachem Wasser sind, erreichen sie doch eine Biomasse von $1 - 2 \text{ g/m}^2$, dies selbst in Tiefen von 5000 - 8000 m. Es stellt sich also die Frage, ob nicht außer dem herabrieselnden Material diesen Tieren noch andere Nahrungsquellen zur Verfügung stehen. Eine Möglichkeit wäre die Verwendung von gelöstem organischem Material im Seewasser und die Entstehung eines eigenen, nahezu unabhängigen Tiefseekreislaufs. Obwohl die Konzentrationen gelöster organischer Substanzen sehr gering sind, erreicht doch die Gesamtmenge einen ungeheuren Wert. Bestimmte Gruppen von Flagellaten konnten in relativ großer Zahl noch in Tiefen bis über 4000 Meter nachgewiesen werden. Auch Bakterien leben von den im Wasser gelösten organischen Substanzen, wenn sie auch im freien Wasser nur in sehr geringer Zahl vorkommen. Die chemolithotrophen Bakterien, die Ammoniak, Nitrit, Nitrat und Sulfide als Energie oder Nährstoffquelle verwenden können, sind Primärproduzenten, die an keine Wassertiefe gebunden sind. Die Nahrungskette der benthischen Organismen ist nicht so gut bekannt wie die des Planktons, aber es kann als sicher angenommen werden, daß die Bakterien als Nahrungsquelle für bodenbewohnende Tiere eine große Rolle spielen. Das Mikrobenthos umfaßt neben Bakterien kleinste Flagellaten, Amöben und Ciliaten, die von Bakterien leben. Einige können auch kleinste Nahrungspartikel aufnehmen, und verdauen, während die größten Tiere aus dieser Gruppe sogar kleine Diatomeen aufnehmen können. Auch das Meiobenthos und Makrobenthos kann durch Filtration sich direkt von Bakterien ernähren. Tiere, die das Sediment fressen, beziehensicher einen großen Teil ihrer Nahrung aus den im Sediment lebenden Bakterien und Protozoen.

Benthische Tiere, die sich durch Filtration des Bodenwassers, durch absammeln der Sedimentoberfläche oder Sedimentfressen ernähren, sind die Beute einiger wichtiger Edelfische wie Steinbutt, Seeszunge und Scholle.

Die Räuber unter den Wirbellosen des Meeresbodens sind zahlreicher als die Fische und verbrauchen bedeutend mehr Nahrung als die für den Menschen wichtigen Edelfische. Es kann angenommen werden, daß die meisten Edelfische während des Sommers täglich zwischen 5 und 6 % ihres Lebendgewichts verzehren und daß dieser Betrag mit zunehmender Kälte noch mehr absinkt. Während der kältesten Jahreszeit kann die Nahrungsaufnahme sogar auf Null sinken. Wenn die Daten für wirbellose Räuber zusammengefaßt werden, so liegt der durchschnittliche Nahrungsbedarf bei 25 % des Lebendgewichts. Tiere, die im ausgewachsenen Stadium eine relativ lange Lebenserwartung haben und dabei noch an Größe zunehmen, senken den Bedarf auf ca 15 % des Lebensgewichts. Räuber, die nach Erreichen der Geschlechtsreife nicht mehr wachsen, können den Bedarf sogar noch weiter senken.

Durchschnittlich scheinen die wirbellosen Räuber im Vergleich zu den Edelfischen etwa das Vierfache an Nahrung zu sich zu nehmen. Dies scheint einleuchtend, wenn man die kürzere Lebensspanne und den schnelleren Kreislauf dieser Tiere berücksichtigt. Ein Wirbelloser erzeugt etwa drei neue Generationen in der gleichen Zeit, in der etwa eine Flunder eine Generation erzeugt. Wenn man diese Zahlen berücksichtigt, kommt man zu dem erstaunlichen Ergebnis, daß die Fische nur etwa 1 - 2 % der zur Verfügung stehenden Nahrung verwenden können. Der Rest wird von den Wirbellosen verzehrt. Nimmt das standing crop auf dem Meeresboden aus irgendeinem Grunde zu, werden zuerst die Wirbellosen, auf Grund ihrer schnelleren Fortpflanzung davon profitieren, lange ehe die Fische imstande sind, die Chance zu nützen.

LITERATURVERZEICHNIS

- [1] A Simple Model for the Dispersion of Radioactive Wastes Dumped on the Deep-Sea Bed, J.G. Sheperd, Fisheries Research Technical Report No 29, 1976
- [2] OECD/NEA Document: SEN/SAN(79)24
- [3] IAEA-210, The Oceanographic Basis of the IAEA Revised Definition and Recommendations Concerning High-Level Radioactive Waste Unsuitable for Dumping at Sea, 1977
- [4] IAEA-211, The Radiological Basis of the IAEA Revised Definition and Recommendations Concerning High-Level Radioactive Waste Unsuitable for Dumping at Sea, 1977
- [5] A Model for the Evaluation of the Deep Ocean Disposal of Radioactive Waste, G.A.M. Webb, F. Morley, NRPB-R 14, Harwell, 1973
- [6] Use of Argillaceous Materials for the Isolation of Radioactive Waste, OECD/NEA, 1979
- [7] Radionuclide Distribution in Sediments of Marine Areas used for Dumping Solidified Radioactive Wastes, Vaughan T. Bown, Hugh D. Livingstone
- [8] Radioactive Waste Disposal and Deep Sea Biology, A.L.Rice, Oceanologica acta 1978, Vol.1, No.4
- [9] Theoretical Experiment and Field Studies Concerning Reactions of Radioisotopes with Sediments and Suspended Particles of the Sea, Part C: Applications to Field Studies, E.K. Duursme, D. Eisma
- [10] Investigations into the Effects of Deep-Sea Pressures on Disposal Packages, W.H. King, S.S. Hill, AERE-R 7977 (1975), Harwell

- [11] Environmental Surveys of Two Deep-Sea Radioactive Waste Disposal Sites Using Submarines, R.S.Dyer, IAEA-SM-207/65
- [12] Disposal of Radionuclides in the Sea, D.Van As, W.O.Forster, Internat. Atomic Energy Agency Bulletin, Vol.21, No.4, Aug.1979, pp. 24-31
- [13] The Interaction between Radiological Assessments and Research Requirements Related to Waste Disposal in the Deep See, G.A.M.Webb, Marine Radiology, 3rd NEA Seminar, Tokio, 1979
- [14] Radiological Aspects of Seabed Dumping in the Deep Ocean, W.L. Templeton, Tokio, 1979
- [15] The Behaviour and the Chemical Forms of Metallic Elements Dissolved in Ocean Water; Y.Sugimura, Y.Suzuki, Y.Miyeke, Tokio, 1979
- [16] Distribution Anomalies of Radio Isotopes in Deep Sea Regions of the North Atlantic, H. Koutsky, Tokio, 1979
- [17] IAEA-SM-199/27
- [18] IAEA-SM-199/44
- [19] IAEA-SM-199/22
- [20] IAEA-SM-199/96
- [21] IAEA-SM-199/11
- [22] IAEA-SM-199/47
- [23] Radioökologie bei der Tiefsee, W. Feldt, IRPA-Köln-1979
- [24] Guidelines for Sea Dumping Packages of Radioactive Waste NEA, 1979

- [25] Some Oceanographic and Radiological Aspects of the Basis of the IAEA Definition and Recommendations Concerning HLW Unsuitable for Dumping at Sea and Some of the Japanese Findings of Deep Sea Survey in the Pacific, Y. Nishiwaki, IRPA, 13.FS Jahrestagung Köln, 1978
- [26] Nuclear Power and Radioactive Waste, D.A. Deese, Lexington Books, 1978
- [27] Effects of Ionizing Radiation on Aqualic Organisms and Ecosystemes, IAEA, Techn. Report Ser. No. 172, 1976
- [28] Theoretical, Experimental and Field Studies Concerning Molecular Diffusion of Radionuclides in Sediments and Suspended Solid Particles of the Sea, Netherland Journal of Sea Research, 1967, p. 423-457, E.K.Duursma, C. Holde
- [29] Discharges of Tritium to the Environment from Unrestricted Use of Consumer Products Containing this Radionuclids, IAEA Symposium "Behaviour of Tritium in the Environment", San Francisco, 1978
- [30] Die natürliche Strahlenexposition des Menschen, Hrsg.: Anrand, Bücher, Hug, Jacobi et al., Thieme 1974
- [31] Dispersion de polluants d'une source au fond profond par des tourbillons à échelle intermédiaire, 3rd NEA Seminar, Marine Radioecology, Tokio 1979
- [32] Meeresökologie, R.V. Tait, dtv, Georg Thieme, WR-4091, 1971
- [33] Evaluation on the Disposal of Radioactive Wastes into the North Pacific - The Effect of Steady Flow and Up-Welling, Y.Sugiura et al., Proc. of the 3rd NEA Seminar Marine Radioecology, Tokio, 1979
- [34] The Biological Availability to Marine Organisms of Transuranium and other Long-Lived Nuclides, R.J. Pentreath, IAEA-SM-248/102 Wien 1980

- [35] Measurement of the Oxidation State and Concentration of Plutonium in Interstitial Waters of the Irish Sea, B.M. Nelson, M.B. Lovett, IAEA-SM-248/145
- [36] Factors Controlling the Interactions of ^{137}Cs with Suspended and Disposed Sediments in Estuarine and Coastal Environments, D.A. Stanners, S.R. Aston, IAEA-SM-248/141
- [37] Cycling of Radionuclides and Impact of Operational Releases in Near Shore Ecosystem Off West Coast of India, I.S. Bhal et al., IAEA-SM-248/135
- [38] Approches experimentales de l'étude des transfères du Technetium à des sédiments et à des espèces marines benthiques, M. Masson et al., IAEA-SM-248/124
- [39] Theoretical and Practical Problems in the Evaluation of Physico-Chemical Forms of Transuranics in the Marine Environment, S.R. Aston et al., IAEA-SM-248/116
- [40] The Potential for Post-Depositional Migration of Neptunium in Irish Sea Sediments, B.R. Harvey, IAEA-SM-248/104
- [41] Different Combining Pattern of Radionuclides in Marine Organisms, T. Ueda et al., IAEA-SM-248/130
- [42] 10 Years of Investigation on the Radioactive Contamination of the Marine Environment: Incorporation of ^3H and of other Radionuclides, Present in the Effluents of Nuclear or Industrial Origin, By Several Marine Algal and Animals, S. Bonotto et al., IAEA-SM-248/105
- [43] Loss of ^{51}Cr , ^{54}Mn , ^{57}Co , ^{59}Fe , ^{65}Zn and ^{134}Cs by the Mussel *Mytilus edulis*, H. Dahlgard, IAEA-SM-248/106
- [44] Comparative Studies on Transuranium Nuclide Biokinetics in Sediment-Dwelling Invertebrates, M.C. Grillo et al., IAEA-SM-248/114

- [45] Uptake and Retention of ^{124}Sb in the Common Mussel, Shrimp and Shore Crab, A.W. Van Weers, P.W.F.Louwrier, IAEA-SM-248/132
- [46] Transuranic Concentrations in Reef and Pelagic Fish from the Marshall Islands, V.E. Noshkin et al., IAEA-SM-248/146
- [47] Radioactive Solid Waste, Disposal into the Oceans: Implications and Perspectives, C.Polvani, CNEN-RT/PROT(70)34, 1970
- [48] Safety Evaluation of Multi-Stage Type Packages Containing Radioactive Wastes for Sea Disposal, Susurnu Seki et al, IAEA-SM-248/127, 1980
- [49] Atmospheric Measurements on Radionuclides Previously Discharged to Sea, N.J.Pattenden et al., IAEA-SM-248/138

ÖEFZS-Berichte

Verleger, Herausgeber und Hersteller:

Österreichisches Forschungszentrum Seibersdorf Ges.m.b.H.

Redaktion: Univ. Prof. Dr. Peter KOSS,

alle Lenaugasse 10, 1082 Wien, Tel. (0222) 42 75 11, Telex 7-5400.

Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor.