

**Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer:  
Natürliche Tracer für biologische und  
hydrographische Prozesse im Oberflächen-  
wasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms  
und des Weddellmeeres**

**Polonium-210 and Lead-210 in the Southern  
Polar Ocean: Naturally occurring tracers  
of biological and hydrographical processes  
in the surface waters of the Antarctic  
Circumpolar Current and the Weddell Sea**

---

**Jana Friedrich**

**Jana Friedrich**

Alfred Wegener Institut für Polar und Meeresforschung  
Postfach 120161  
D-27515 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die im Oktober 1996 vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen angenommen wurde. Die Daten zu dieser Veröffentlichung sind über das Alfred Wegener Institut für Polar und Meeresforschung (Anschrift siehe unten) verfügbar.

Printed version of a dissertation thesis submitted to and accepted by the Geosciences Department of the University of Bremen (October 1996). The data of this publication are available through the

Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research  
Department of Marine Geology  
Post box 120161  
D-27515 Bremerhaven, Germany

Phone: +49 471 4831 220  
Fax: +49 471 4831 149  
E-mail: [sepan@awi-bremerhaven.de](mailto:sepan@awi-bremerhaven.de)  
ftp: <ftp:ftp.awi-bremerhaven.de>, path: /pub/geo/sepan/...

INHALTSVERZEICHNIS

**INHALTSVERZEICHNIS**

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG.....	3
SUMMARY.....	5
<b>1 EINFÜHRUNG</b>	<b>7</b>
<b>2 HYDROGRAPHIE IM ARBEITSGEBIET</b>	<b>10</b>
2.1 Antarktischer Zirkumpolarstrom.....	10
2.2 Weddellmeer.....	12
2.3 Arbeitsgebiet und untersuchte Transekte.....	14
2.3.1 ANT-X/6 6°W -Transekte (Frühjahrssituation).....	16
2.3.2 ANT-XI/4 West-Transekt (Herbstsituation).....	19
2.3.3 ANT-XI/4 Ost -Transekt (Herbstsituation).....	20
<b>3 QUELLE UND VERHALTEN VON <sup>210</sup>Po UND <sup>210</sup>Pb IM OZEAN</b>	<b>23</b>
3.1 Geochemisches Verhalten von <sup>210</sup> Po und <sup>210</sup> Pb im Meerwasser.....	26
3.1.1 <sup>210</sup> Pb im Meerwasser.....	26
3.1.2 Das <sup>210</sup> Pb/ <sup>226</sup> Ra-Aktivitätsverhältnis.....	27
3.1.3 <sup>210</sup> Po im Meerwasser.....	28
3.1.4 Das <sup>210</sup> Po/ <sup>210</sup> Pb-Aktivitätsverhältnis.....	28
3.2 Fraktionierung von <sup>210</sup> Po und <sup>210</sup> Pb in Organismen, Biokinetik von <sup>210</sup> Po und <sup>210</sup> Pb in Phytoplankton.....	33
3.3 Partikelexport und <i>steady state scavenging</i> Modelle für <sup>210</sup> Po und <sup>210</sup> Pb.....	34
3.4 <sup>210</sup> Po- und <sup>210</sup> Pb-Export und Isotopensignale im Sediment.....	41
<b>4 ANALYTIK</b>	<b>43</b>
4.1 Probenahme und Filtration.....	43
4.1.1 Größenfraktionierte Filtration.....	43
4.2 Isotopentrennung aus Wasserproben.....	44
4.3 Isotopentrennung aus partikulärem Material.....	45
4.4 Analytische Schwierigkeiten bei der Polonium-Analyse.....	47
4.5 Aktivitätsberechnung und Datendarstellung.....	47
4.6 Fehlerbetrachtung.....	48
4.6.1 Systematische Fehler.....	48
4.6.2 Reproduzierbarkeit.....	49
4.7 Suspensiertes partikuläres Material (SPM).....	51
<b>5 FRÜHJAHRSSITUATION ANT-X/6</b>	<b>52</b>
5.1 Ergebnisse.....	52
5.2 Vergleich von partikelgebundenem <sup>210</sup> Po und <sup>210</sup> Pb mit der Partikelzusammensetzung.....	60
5.2.1 Vergleich mit suspendiertem partikulärem Material.....	61
5.2.2 Vergleich mit partikulärem organischem Kohlenstoff und partikulärem organischem Stickstoff.....	61
5.2.3 Vergleich mit biogenem Silikat.....	65
5.2.4 Zusammenfassung zum Adsorptionsverhalten von <sup>210</sup> Po und <sup>210</sup> Pb.....	67
5.3 Wie wird eine Phytoplanktonblüte durch die partikelreaktiven Radionuklide <sup>210</sup> Po und <sup>210</sup> Pb angezeigt?.....	68
5.3.1 Frühjahrsanfang Transekt 2.....	68
5.3.2 Frühjahrsmitte Transekt 5.....	69
5.3.3 Frühjahrsende Transekt 11.....	71

## INHALTSVERZEICHNIS

<b>6</b>	<b>HERBSTSITUATION ANT-XI/4</b>	<b>73</b>
	6.1 Ergebnisse.....	73
	6.2 Vergleich von partikulär gebundenem $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ mit der Konzentration von Chlorophyll $a$ .....	81
	6.3 Größenfraktionierte Filtration.....	82
	6.4 $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung zur Herbstsituation.....	83
	6.4.1 West-Transekt.....	83
	6.4.2 Ost-Transekt.....	84
<b>7</b>	<b>TRANSPORTPROZESSE FÜR <math>^{210}\text{Po}</math> UND <math>^{210}\text{Pb}</math></b>	<b>86</b>
	7.1 Verteilung in der oberen Wassersäule.....	86
	7.1.1 $^{210}\text{Po}$ -Defizit bis 600 m.....	86
	7.1.2 $^{210}\text{Po}$ -Minimum im unteren Bereich der euphotischen Zone.....	87
	7.2 Biologische Prozesse.....	88
	7.2.1 $^{210}\text{Po}$ -Minimum und $^{210}\text{Po}$ -Akkumulation durch vertikal migrierendes Phytoplankton an der Konfluenz von Wasser- massen.....	88
	7.2.2 $^{210}\text{Po}$ -Verlust durch Zooplankton.....	89
	7.2.3 $^{210}\text{Po}$ - und $^{210}\text{Pb}$ -Transport mit Partikeln.....	90
	7.3 Hydrographische Prozesse.....	91
	7.3.1 Effekt von Niederschlägen auf das $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis.....	93
	7.3.2 $^{226}\text{Ra}$ , $^{210}\text{Pb}$ und $^{210}\text{Po}$ in verschiedenen Wassermassen.....	95
	7.3.3 Rolle der Advektion von UCDW/CDW.....	97
	7.3.4 Besteht ein Zusammenhang zwischen $^{210}\text{Po}$ -Minimum und Meereisbildung?.....	99
	7.4 Hypothesen zum Einbau von Radionukliden ins Meereis.....	102
	7.5 Schlußfolgerungen zu Ursachen des $^{210}\text{Po}$ -Minimum und zur Radionuklidanreicherung im Meereis.....	108
<b>8</b>	<b>TRANSPORTMODELLE FÜR <math>^{210}\text{Po}</math> UND <math>^{210}\text{Pb}</math></b>	<b>109</b>
	8.1 <i>Non steady state scavenging</i> Modell für $^{210}\text{Pb}$ und $^{210}\text{Po}$ .....	109
	8.2 Möglichkeiten und Grenzen von <i>steady state</i> und <i>non steady state</i> Modellen zur Berechnung von Radionuklidtransport.....	112
	8.3 Radionuklidexport und Abschätzung des POC-Export.....	118
	8.3.1 POC-Export und Vergleich der <i>steady state</i> Modelle für $^{210}\text{Po}$ , $^{210}\text{Pb}$ und $^{234}\text{Th}$ .....	118
	8.3.2 POC-Export und Vergleich der <i>non steady state</i> Modelle für $^{210}\text{Po}$ , $^{210}\text{Pb}$ und $^{234}\text{Th}$ -Modell.....	121
	8.4 Affinität der Radionuklide zu Partikeln - Implikationen für die Berechnung von Exportraten.....	126
	8.5 Verweilzeit von gelöstem und partikulärem $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ .....	128
	8.6 Abschätzung des Silikatexports im Frühjahr (ANT-X/6).....	129
	8.7 Partikelexport im östlichen Weddellmeer.....	130
	8.8 Ausblick auf weiterführende Untersuchungen.....	133
<b>9</b>	<b>SCHLUSSFOLGERUNGEN</b>	<b>134</b>
	<b>DANK</b>	<b>136</b>
<b>10</b>	<b>LITERATUR</b>	<b>137</b>
<b>11</b>	<b>ANHANG</b>	<b>147</b>
	11.1 Ergebnisse der Exportrechnungen.....	148
	11.2 Verzeichnis verwendeter Abkürzungen.....	154

## ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wurde die Verteilung von Blei-210 und seinem Enkelnuclid Polonium-210 im Antarktischen Zirkumpolarstrom und im Weddellmeer bis 600 m Tiefe in mehreren meridionalen Transekten im australen Frühjahr und Herbst während der "Polarstern"-Expeditionen ANT-X/6 und ANT-XI/4 untersucht.

Die Verteilung von  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  wird von mehreren Faktoren beeinflusst, sowohl durch die Advektion von Wassermassen im Antarktischen Zirkumpolarstrom und im Weddellmeer als auch von biologischen Prozessen z.B. innerhalb einer Planktonblüte. Bevor die Verteilungsmuster von  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  jedoch als Tracer für einen Prozeß genutzt werden können, muß der Effekt der einzelnen Faktoren auf die Verteilung betrachtet werden.

Die Verteilung von  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  im Antarktischen Zirkumpolarstrom und im Weddellmeer spiegelt die Verteilung des im Meerwasser gelösten Mutternuklids  $^{226}\text{Ra}$  wider und ist somit durch die Hydrographie und den niedrigen atmosphärischen  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag in diesem Gebiet bestimmt. Biologische Prozesse modifizieren die Verteilung von  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  am stärksten im Oberflächenwasser.

Im Subantarktischen Oberflächenwasser nördlich der Polarfront führt die niedrige  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität zu niedrigen Aktivitäten der Zerfallsprodukte  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$ . Im Grenzbereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms zum Weddellmeer wird durch aufsteigendes Zirkumpolares Tiefenwasser höhere  $^{226}\text{Ra}$ -,  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität ins Antarktische Oberflächenwasser eingetragen.

Ein Ungleichgewicht zwischen  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  wurde im Wasser bis 600 m Tiefe beobachtet. Das  $^{210}\text{Po}$ -Defizit ist auf den Austrag von  $^{210}\text{Po}$  an Partikeln im Überschuß zu  $^{210}\text{Pb}$  zurückzuführen. Das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis im Wasser konserviert im Isotopensignal den Partikelfluß eines Gebietes für ca. neun Monate. Das Tracerpaar  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  schließt damit zeitlich an Prozesse von einigen Wochen an, die durch das  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Tracerpaar gezeigt werden.

Ein  $^{210}\text{Po}$ -Minimum mit niedrigster  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität im unteren Bereich der euphotischen Zone erstreckte sich im australen Frühjahr und im australen Herbst von der Polarfront bis ins Weddellmeer und scheint charakteristisch für antarktische Meeresgebiete zu sein:

- Das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum befindet sich auf gleicher Tiefe wie das Temperaturminimum des Antarktischen Oberflächenwassers. In Meereisproben wurde hohe  $^{210}\text{Po}$ -,  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{234}\text{Th}$ -Aktivität festgestellt. Diese Beobachtungen weisen auf einen Zusammenhang des  $^{210}\text{Po}$ -Minimums mit der Meereisbildung und Bildung des Winterwassers hin.

## ZUSAMMENFASSUNG

---

- Der Auftrieb des Zirkumpolaren Tiefenwassers mit höherer  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität an der Grenze ACC/Weddellwirbel und die Ausbreitung in Richtung Polarfront mit dem Antarktischen Oberflächenwasser erzeugt eine Schicht mit höherer Aktivität an der Oberfläche. Durch die langsamere Strömung in Richtung Polarfront an der Basis der euphotischen Zone führt längeres *scavenging* von  $^{210}\text{Po}$  durch Partikel zu niedrigerer  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität im Wasser.
- Biologische Prozesse, wie Planktonmigration an der Polarfront im Zusammenhang mit Konfluenz von Antarktischem und Subantarktischem Oberflächenwasser und die  $^{210}\text{Po}$ -Akkumulation in *Salpa thompsonii* durch deren Freßaktivität im südlichen ACC können ebenfalls  $^{210}\text{Po}$ -Mangel gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  erzeugen.

Die Affinität von  $^{210}\text{Pb}$  zu silikatischen Partikeln und von  $^{210}\text{Po}$  zu organischem Kohlenstoff führen zu einer auffälligen Fraktionierung beider Radionuklide an Partikeln. Die Zunahme der Diatomeenabundanz mit Ausbildung einer Phytoplanktonblüte in der Polarfrontregion führte zur Abnahme des  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisses der Partikel. Deshalb eignet sich  $^{210}\text{Po}$  als Tracer für POC-Export und  $^{210}\text{Pb}$  besser als Tracer für den Export von biogenem Silikat.

Der Partikelexport wurde mit  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Exportraten bestimmt, welche aus irreversiblen *scavenging* Modellen abgeleitet wurden. Das *steady state* Modell für  $^{210}\text{Po}$  von BACON et al. (1976) integriert Partikelexport im Zeitraum von ca. neun Monaten. Um die Aktivitätsänderungen und Partikelaustrag durch eine Planktonblüte zu erfassen, wurde ein *non steady state* Modell für  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  entwickelt, ähnlich dem Modell für  $^{234}\text{Th}$  von BUESSELER et al. (1992). Es zeigte sich, daß mit zunehmender Halbwertszeit der Radionuklide die Advektion von Wassermassen niedrigerer bzw. höherer Aktivität zunehmend Einfluß auf das Modellergebnis hat.

Der Vergleich von  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Exportraten (berechnet nach dem *steady state* Modell) im Antarktischen Zirkumpolarstrom und im östlichen Weddellmeer ergab die höchsten Exportraten aus den oberen 100 m im Weddellmeer. Dies steht im Widerspruch zu niedrigen, in Sedimentfallen gemessenen Partikelflußraten und geringem  $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ -Inventar im Sediment. Die Anreicherung von Radionukliden im Meereis weist darauf hin, daß das hohe Exportsignal im Weddellmeer eine Folge der  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Adsorption an Meereis sein kann.

## SUMMARY

---

### SUMMARY

In this thesis the distribution of  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in the upper 600 m of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Sea was investigated along north-south transects in austral spring and autumn.  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  can serve as sensitive tracers for the special hydrographic conditions of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Sea as well as for biological processes during phytoplankton blooms. The  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  disequilibrium was used as a tracer for particle export. This tracer integrates export on a timescale of 276 days because of the 138 day half-life of  $^{210}\text{Po}$  and complements the  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibrium as another tracer for plankton production and export on a shorter timescale of several weeks.

The distribution of  $^{210}\text{Pb}$  and its granddaughter  $^{210}\text{Po}$  is determined by the hydrographic conditions, through decay of  $^{226}\text{Ra}$  in the water column and low atmospheric  $^{210}\text{Pb}$  input, especially in the study area, and is modified by biological processes in the surface water. Low  $^{226}\text{Ra}$  activity north of the Polar Front causes low activities of its daughter nuclides  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{210}\text{Po}$ . South of the Polar Front, upwelling Circumpolar Deep Water transports higher activities of the three nuclides into the surface water.

The phenomenon of a minimum in total  $^{210}\text{Po}$  at the base of the euphotic zone reaching from the Polar Front to the central Weddell Sea was observed in austral spring and fall. It may be a characteristic feature of Antarctic Surface Waters and the following explanations are favoured:

- Upwelling of Circumpolar Deep Water with high  $^{210}\text{Po}$  activity at the southern boundary of the Antarctic Circumpolar Current and northward advection with the Antarctic Surface Water can cause higher  $^{210}\text{Po}$  activity in the southern surface water. A water layer of low motion with more intense scavenging of  $^{210}\text{Po}$  by particles may exist at the interface between the southwardly rising Circumpolar Deep Water and northwardly moving Antarctic Surface Water, because of the prolonged water residence time. It is hypothesized that this effect, together with the preferential adsorption of  $^{210}\text{Po}$  (in excess of  $^{210}\text{Pb}$ ) onto particles, creates the observed  $^{210}\text{Po}$  minimum layer.
- The  $^{210}\text{Po}$  minimum covers the layer of the temperature minimum of the Antarctic Surface Water. High  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{234}\text{Th}$  activities in sea ice samples support the hypothesis that particle-reactive radionuclides from the water column are adsorbed onto ice crystals during their formation.
- The occurrence of large salp swarms in the spring conceivably produced part of the subsurface  $^{210}\text{Po}$  minimum. The salps graze on algae and accumulate the algal protein containing the Po.

## SUMMARY

---

The deficiency of total  $^{210}\text{Po}$  relative to  $^{210}\text{Pb}$  was observed in the water column down to 600 m. This is due to the preferential adsorption of  $^{210}\text{Po}$  onto particles. During the development of a phytoplankton bloom in the Polar Frontal Region the increase in diatom abundance was reflected in the change of the particulate  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  ratio with time. The ratio dropped from 4 to 2 indicating that more  $^{210}\text{Pb}$  was adsorbed.  $^{210}\text{Pb}$  is better scavenged by siliceous plankton and  $^{210}\text{Po}$  adsorbs more effectively onto non siliceous particles. For this reason,  $^{210}\text{Pb}$  is a good tracer for biogenic silica export and  $^{210}\text{Po}$  for POC export.

To quantify the particle export from the surface water in the study area,  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  export was calculated using the one-dimensional steady-state model of BACON et al. (1976). Because of the 138 day half-life of  $^{210}\text{Po}$  the calculated export integrates over a time scale of about nine months. To calculate recent export from changes in the  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  activity with time during a phytoplankton bloom a non-steady-state solution for  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  to the vertical scavenging model was developed after the  $^{234}\text{Th}$  model by BUESSELER et al. (1992). It transpired that with increasing half-life of the radionuclide the influence of water mass advection increases. Neglecting the advective and diffusive fluxes of  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  under the hydrographic conditions of the ACC causes the calculated export to be too high or too small. The model gives realistic results only when calculating export from stations with identical temperature and salinity characteristics.

The comparison of  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  export, calculated with the steady-state model, out of the upper 100 m of the Polar Frontal Region, the southern ACC and the eastern Weddell Sea suggested highest export rates in the eastern Weddell Sea. This is in contradiction to the low sedimentation rates obtained from sediment traps and the low  $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$  sediment inventory. However, the high particle export signal could also be caused by adsorption of radionuclides onto sea ice, rather than by adsorption onto sinking particles.



## 1 EINFÜHRUNG

Für den CO<sub>2</sub>-Haushalt der Atmosphäre sind die polaren Meeresgebiete unserer Erde von besonderer Bedeutung. In den polaren Regionen wird infolge der niedrigen Temperaturen mehr CO<sub>2</sub> im Wasser gelöst, als in wärmeren Meeresgebieten. CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre kann vom Wasser aufgenommen werden, wenn der Kohlendioxidpartialdruck im Oberflächenwasser infolge Austrag von Kohlenstoff in tiefere Ozeanregionen absinkt. Um das Potential der Ozeane als CO<sub>2</sub>-Senke abschätzen zu können, ist es notwendig, den Kohlenstofftransport in die Tiefe zu quantifizieren.

Ein Teil des Kohlenstoffes aus der Atmosphäre wird in organischem Material fixiert. Organisches Material bildet im offenen Ozean die Hauptmenge der Partikel. Die Primärproduzenten von organischem Material im Meer sind autotrophe Organismen wie Algen. Den Kohlenstoff, welchen sie für das Wachstum benötigen, entnehmen sie gelöstem Kohlendioxid bzw. dem Hydrogencarbonat im Wasser. Sterben die Organismen ab und sinken aus, wird der in ihnen gebundene Kohlenstoff in tiefere Ozeanregionen transportiert. Wird der Kohlendioxidpartialdruck des Oberflächenwassers niedriger als in der Atmosphäre, kann im Wasser wieder Kohlendioxid aus der Luft gelöst und somit aus der Atmosphäre entfernt werden.

Es gibt verschiedene Methoden, den Export von Kohlenstoff in die Tiefe zu quantifizieren. Eine Methode benutzt partikelreaktive Radionuklide als Tracer. Radionuklide wie z.B. Thoriumisotope, <sup>210</sup>Pb und <sup>210</sup>Po haben eine Affinität zu Partikeln aus lebender und nichtlebender organischer Materie, zu organischen und anorganischen Kolloiden und Tonmineralen. Des weiteren gibt es Radionuklide, die im Meerwasser überwiegend in gelöster Form vorliegen. Diese sind entweder chemisch träge wie z.B. <sup>226</sup>Ra und <sup>228</sup>Ra, oder bilden gelöste Komplexverbindungen wie Uranisotope. Wenn durch Adsorptionsprozesse partikelreaktive Radionuklide aus dem gelösten Zustand entfernt und durch Transport mit Partikeln verlagert werden, ist das radioaktive Gleichgewicht von Bildung und Zerfall gestört. Die in den verschiedenen Teilsystemen Wasser, Partikel im Wasser und Sediment entstehenden Aktivitätsungleichgewichte zwischen Mutter- und Tochternukliden sind also Ausdruck von Adsorptions-, Desorptions- und Transportprozessen, Sedimentation und Remobilisierung. Bei Kenntnis der Transportraten von Radionukliden und ihrem Verhalten zu organischem Material kann der Kohlenstofftransport (MOORE & DYMOND 1988, BUESSELER et al. 1992, RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997) und Akkumulation im Sediment abgeschätzt werden.

Die Zerfallsreihen der natürlichen radioaktiven Elemente <sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U und <sup>232</sup>Th liefern einige Tochternuklide, die im Ozean durch radioaktiven Zerfall ihrer Mutternuklide gebildet werden, deren Halbwertszeit länger als mehrere Tage ist und deren regionale Verteilung im Ozean hinreichend bekannt ist. Da Radionuklide mit bekannten Raten gebildet werden und zerfallen, werden sie als Tracer für Partikeltransport (CHERRY et al. 1975, KHARKAR et al. 1976, BACON & ANDERSON 1982, FISHER et al. 1988), Sedimentationsraten (HEUSSNER et al. 1990), Umlagerungen im Sediment (ALLER & COCHRAN 1976) und Paläoproduktivität (KUMAR et al. 1993) angewendet. Radioaktive

## 1 EINFÜHRUNG

---

Isotope können als Produktivitäts- und Exportproduktionsanzeiger (COALE & BRULAND 1985, EPPLEY 1989, BUESSELER et al. 1995) genutzt werden. Sie eignen sich als Tracer für hydrographische Prozesse wie Bildungsraten von Wassermassen (CHUNG & APPELQUIST 1980, RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER 1993).

Die Eignung von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  als Tracer für den Transport von Partikeln und auch als Tracer für partikelreaktive Spurenmetalle wurde von verschiedenen Autoren gezeigt (RAMA et al. 1961, CRAIG et al. 1973, TUREKIAN et al. 1974, BACON et al. 1976). Das Verhalten der Poloniumradiokolloide im marinen Milieu ist bislang noch ungenügend bekannt, so daß mögliche Interpretationen auf Indizien beruhen und deshalb spekulativ bleiben.

$^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  entstehen fast am Ende der  $^{238}\text{U}$ -Zerfallsreihe. Infolge ihrer längeren Halbwertszeiten ( $^{210}\text{Pb} = 22,3$  Jahre,  $^{210}\text{Po} = 138$  Tage) im Vergleich zu  $^{234}\text{Th}$  (= 24,1 Tage) konservieren sie entstandene Ungleichgewichte über einen längeren Zeitraum als  $^{234}\text{Th}$ . Die mit  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  gemachten Beobachtungen schließen damit zeitlich an Prozesse an, die aus  $^{234}\text{Th}$ -Untersuchungen abgeleitet werden.  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  ist ein Radionuklidpaar mit zwei partikelreaktiven Partnern. Beide werden unterschiedlich stark an anorganische und organische Partikel adsorbiert. Das eröffnet neue Möglichkeiten, aber auch Schwierigkeiten hinsichtlich der Interpretation von  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Ungleichgewichten. Durch das unterschiedliche Adsorptionsverhalten dieser beiden Radionuklide sind Ungleichgewichte das Ergebnis entweder des Austrages von Mutter- oder Tochterisotop, oder von beiden in unterschiedlichem Umfang mit verschiedenen Partikeln. Es ist schwierig, eindeutige Aussagen über Transportprozesse zu machen, wenn das Ungleichgewicht durch zwei nicht konstante Konzentrationen bestimmt wird.

Es gibt einige Studien zur Verteilung von  $^{210}\text{Pb}$  im Antarktischen Zirkumpolarstrom, Weddellmeer und Bellingshausenmeer (CHUNG 1981, CHUNG & APPELQUIST 1980, FARLEY & TUREKIAN 1990, RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER 1991), aber nur wenige Studien über die Verteilung des Enkelnuklids  $^{210}\text{Po}$  im Südpolarmeer (SHIMMIELD et al. 1995). Mit Tankexperimenten können nur bedingt Fragen beantwortet werden, weil die stark adsorptiven Eigenschaften von Polonium (Adsorption u.a. an Gefäßwände) im Experiment schwer zu beherrschen sind. Deshalb ist es unumgänglich, Untersuchungen vor Ort durchzuführen.

Die Nutzung radioaktiver Isotope zur Verfolgung von Prozessen in natürlichen Systemen setzt die genaue Kenntnis ihres Verhaltens und ihrer Verteilung im jeweiligen System voraus. Deshalb soll diese Arbeit einerseits zur weiteren Aufklärung des hydrobiogeochemischen Verhaltens und der Verteilung von  $^{210}\text{Pb}$  und seinem Enkelnuklid  $^{210}\text{Po}$  im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und Weddellmeers beitragen. Andererseits sollen durch die Anwendung von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  als natürliche Tracer Informationen über biologische Prozesse im Ozean zu verschiedenen Jahreszeiten wie Transport von organischem Kohlenstoff über einen größeren Zeitraum, als das mit  $^{234}\text{Th}$  möglich ist, gewonnen werden. Um den Radionuklidexport und daraus abgeleitet den Partikelexport zu verschiedenen Stadien einer Phytoplanktonblüte zu ermitteln, wird ein zeitabhängiges Transportmodell für  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  aufgestellt.

## 1 EINFÜHRUNG

---

Zur Untersuchung der  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstromes wurden zwei Fahrten des Forschungsschiffes "Polarstern" in das Südpolarmeer genutzt. Die Expedition ANT-X/6 (1992) "Frühling im Eis", eine Southern Ocean Joint Global Ocean Flux Study (SO-JGOFS), wurde genutzt, um die Änderungen in der  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung im Frühjahr während der Entwicklung einer Planktonblüte im Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) zwischen Polarfront und Meereisgrenze entlang des  $6^\circ\text{W}$  Meridians zu untersuchen (Abb. 1). Dazu wurden in drei aufeinanderfolgenden Transekten zu Beginn (Mitte Oktober), Mitte (Ende Oktober bis Anfang November) und Ende des Frühlings (Ende November) Radionuklidproben gewonnen. Die Eigenschaft der Radionuklide als Tracer für Partikelbildung und -export während einer Planktonblüte stand im Mittelpunkt.

Um die saisonalen und regionalen Einflüsse auf die Radionuklidverteilung zu erfassen, diente eine zweite Expedition (ANT-XI/4) im australen Herbst 1994 in den östlichen Südatlantik. Das Arbeitsgebiet (Abb. 1) erstreckte sich von der Meteor-Erhebung, entlang der Insel Bouvet und der Maud-Erhebung bis zur Schelfeiskante im Weddellmeer über dem Astrid-Rücken und im Osten zurück vom Gunnerus-Rücken über die Conrad-Erhebung bis zu den Prinz Edward & Marion Inseln.

## 2 HYDROGRAPHIE IM ARBEITSGEBIET

Das Arbeitsgebiet im Südpolarmeer (Abb. 1) von etwa 40° bis 70° südlicher Breite zwischen 6° westlicher und etwa 40° östlicher Länge umfaßt einen Ausschnitt des Antarktischen Zirkumpolarstromes und das östliche Weddellmeer.

### 2.1. Antarktischer Zirkumpolarstrom

Der Antarktische Zirkumpolarstrom verbindet in der südlichen Hemisphäre alle Weltozeane und ist deshalb das Zentrum für den globalen Wasseraustausch. Angetrieben durch kräftige und stetige Westwinde zwischen 45°S und 55°S setzt die Strömung nach Osten (ORSI et al. 1995). Der mittlere geostrophische Volumentransport oberhalb 3000 m beträgt 100 Sv (1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/s; ORSI et al. 1995). Der Antarktische Zirkumpolarstrom (ACC, Antarctic Circumpolar Current) trennt antarktische Wassermassen von den subtropischen Zirkulationssystemen. Im Norden bildet die Subtropische Front (STF, Subtropical Front) die Grenze zwischen subtropischen Wassermassen und den ostwärts strömenden Wassermassen des Zirkumpolarstroms im Süden. Diese Front ist gekennzeichnet durch große Gradienten in Temperatur und Salinität und markiert die nördlichste Ausdehnung des Subantarktischen Oberflächenwassers (SASW, Subantarctic Surface Water; ORSI et al. 1995).

Im Antarktischen Zirkumpolarstrom nimmt Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW, Circumpolar Deep Water) den größten Volumenanteil ein. Dieses Wasser hat seinen Ursprung u.a. im Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW, North Atlantic Deep Water). Das CDW läßt sich in Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser (LCDW, Lower Circumpolar Deep Water) und Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser unterteilen (GORDON 1977, Abb. 2). Das Obere Zirkumpolare Tiefenwasser ist eine Wasserschicht mit charakteristischem Sauerstoffminimum und reich an Nährstoffen. Die Quelle des UCDW befindet sich im Westindik und im Südostpazifik (ORSI 1995 aus WARREN 1981, PARK et al. 1993). Das Sauerstoffminimum resultiert aus der Oxydation organischen Materials produktiverer Regionen im Herkunftsgebiet. UCDW bewegt sich in einem Dichteniveau von  $\sigma_\theta = 27,35 \text{ kg/m}^3$  bis  $\sigma_\theta = 27,75 \text{ kg/m}^3$  (ORSI et al. 1995). An der subantarktischen Front ändert die Isopykne  $\sigma_\theta = 27,35 \text{ kg/m}^3$  ihre Tiefenlage sprunghaft um fast 500 m, von 900 m auf 400 m. An der Polarfront erreicht UCDW etwa 200 m und steigt entlang der Isopyknen weiter nach Süden auf, wo es sich mit Antarktischem Oberflächenwasser mischt. Diese Front kennzeichnet gleichzeitig die südliche Grenze des ACC zum Weddellwirbel (ORSI et al. 1995). Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser ist die Wasserschicht unter dem UCDW mit geringeren Nährstoffkonzentrationen und einem Salinitätsmaximum, welches aus seiner NADW-Herkunft stammt.

Das Antarktische Oberflächenwasser (AASW, Antarctic Surface Water) reicht vom Kontinentalschelf der Antarktis bis zur Polarfront mit nahezu gleichbleibenden Eigenschaften (ORSI et al. 1995, Abb. 2). Neben der Hauptstromkomponente nach Osten dringt es, getrieben von der Corioliskraft, nach Norden in Richtung Polarfront vor. An der Polarfront trifft Antarktisches Oberflächenwasser auf Subantarktisches Oberflächenwasser (SASW). Das Antarktische Oberflächenwasser ist salzarm, aber kalt und deshalb schwerer als subantark-

2 HYDROGRAPHIE

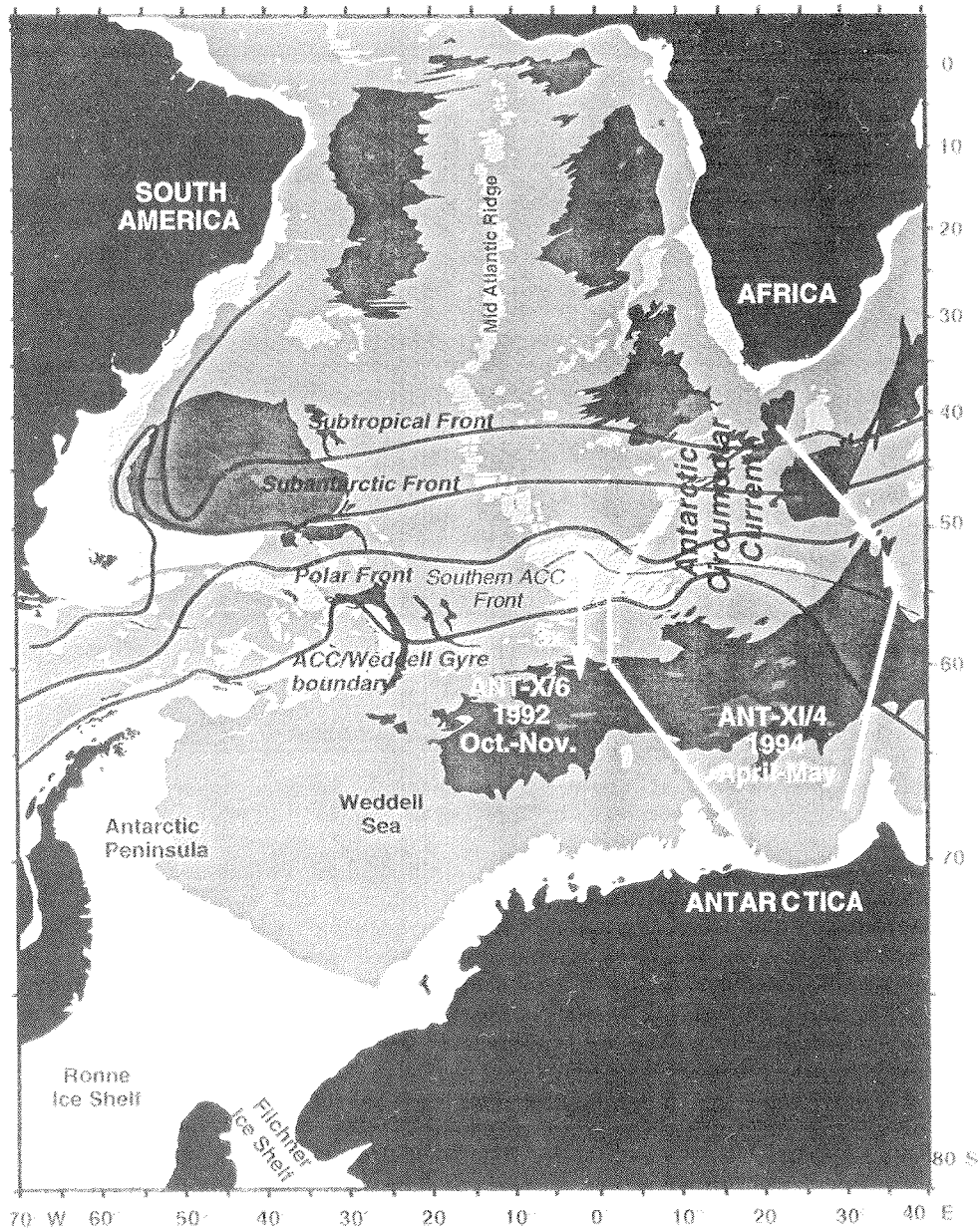


Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes. Der Verlauf der Transekte ist durch Pfeile gekennzeichnet. Die Frühjahrssituation (ANT-X/6) wurde in drei zeitlich aufeinanderfolgenden Transekten (2, 5, 11) gleicher Lokalität entlang 6°W untersucht und die Herbstsituation (ANT-XI/4) in einem West- und einem Ost-Transekt.

## 2 HYDROGRAPHIE

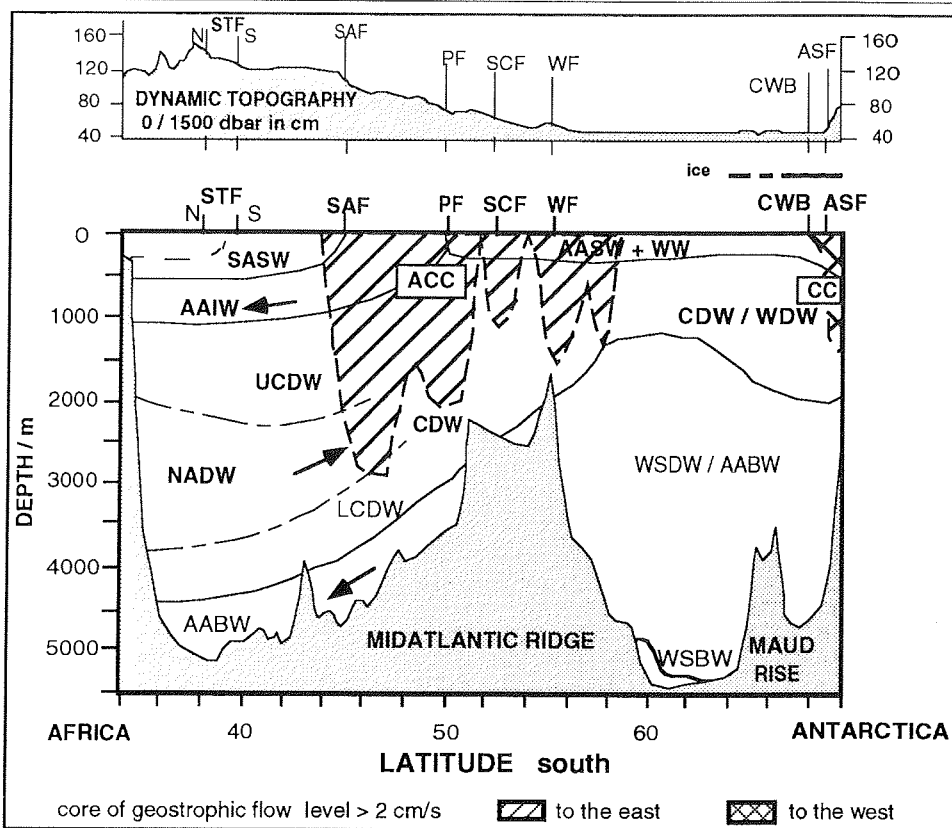


Abb. 2: Schematische Verteilung der Wassermassen im Südatlantik auf einem Schnitt entlang des Greenwich-Meridians (SCHRÖDER unveröff.)

tisches Oberflächenwasser. Das AASW sinkt deshalb zwischen Polarfront und Subantarktischer Front allmählich nach Norden ab und wird Teil des Antarktischen Zwischenwassers (AAIW, Antarctic Intermediate Water). Das Sauerstoffmaximum des AAIW entstammt dem Oberflächenkontakt des AASW, die relative Nährstoffarmut resultiert aus der biologischen Aktivität an der Subantarktischen Front (SAF, Subantarctic Front) und der Polarfront (PF, Polar Front) während Frühjahr und Sommer. Die Lage der südlichen ACC-Front (SACCF, Southern ACC Front) ist gekennzeichnet durch die südliche Ausdehnung der 1,8°C-Isotherme des oberen Zirkumpolaren Tiefenwassers (UCDW, Upper Circumpolar Deep Water) in 500 m Tiefe (ORSI et al. 1995). Es ist die einzige der zirkumpolaren Fronten, die keine Oberflächenwassermassen trennt.

### 2.2 Weddellmeer

ORSI et al. (1993) beschreiben das Weddellmeer als den größten zyklonalen subpolaren Wirbel. Der Weddellwirbel erstreckt sich zwischen Südschottischem Rücken, Amerika-Antarktischem Rücken und südwestindischem Rücken im Norden, dem antarktischen Kontinent im Süden und der antarktischen Halbinsel im Westen. Die Ostbegrenzung des Weddellwirbels ist nicht direkt

## 2 HYDROGRAPHIE

an topographische Strukturen gebunden. Zwischen 20°E und 40°E markiert der ACC das Ende des Weddellwirbels (ORSI et al. 1993, Abb. 1).

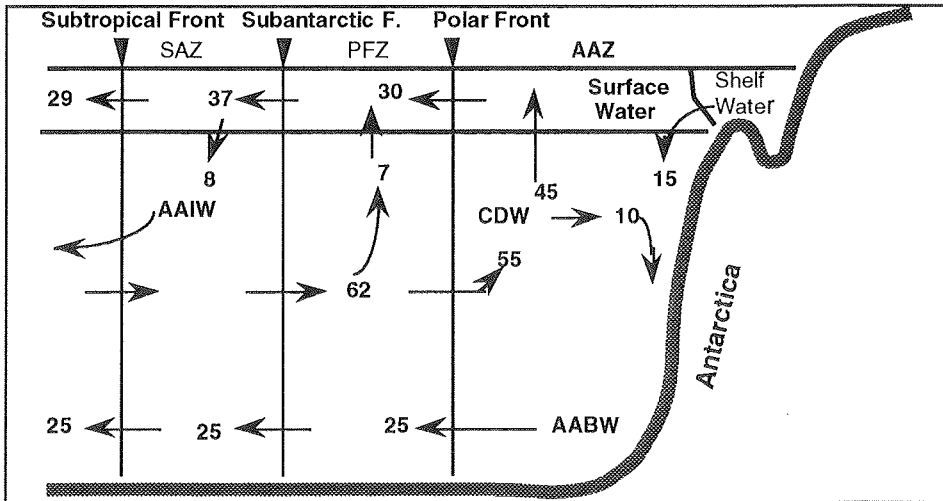


Abb. 3: Volumenstrom von der Antarktis bis zur Subtropischen Front, in Sverdrup (1 Sv =  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ), (CLIFFORD 1983 nach GORDON et al. 1977)

Die wesentlichen Wassermassen im Weddellmeer sind nach ORSI et al. (1993): Antarktisches Oberflächenwasser in den oberen 200 m, Zirkumpolares Tiefenwasser; welches im Weddellmeer auch als Warmes Tiefenwasser (WDW, Warm Deep Water) bezeichnet wird, Weddellmeer Tiefen- und Bodenwasser (WSDW, Weddell Sea Deep Water; WSBW, Weddell Sea Bottom Water). WSDW ist mit 60% Volumenanteil die mächtigste Wassermasse im Weddellmeer. WSDW und WSBW werden im Weddellmeer gebildet, sie sind für diese Arbeit jedoch nicht von Bedeutung. Warmes, salz- und nährstoffreiches und sauerstoffarmes CDW strömt von Nordosten in das Weddellmeer ein. Diese Wassermasse bildet im Tiefenbereich von 800 m bis 1200 m den einzigen Ausgleich für den Wärmeverlust an die Atmosphäre (ORSI 1993). Der Einstrom Zirkumpolaren Tiefenwassers in den Wirbel wird durch eine Südwärtsbewegung des ACC-Kerns bei etwa 26°E gefördert. Hohe Wassertemperaturen  $>0,7^\circ\text{C}$  im Weddellwirbel, die dem CDW entstammen, wurden im West-Schnitt von ANT-XI/4 nahe der Wirbelachse bei 64°S/7°E gefunden.

Das Antarktische Oberflächenwasser (0-200 m) ist mit  $<-1^\circ\text{C}$  kälter und mit Salinitäten  $<34,6$  salzärmer im Vergleich zum darunterliegenden CDW. Nach ORSI et al. (1993) liegt die untere Grenze des Antarktischen Oberflächenwassers unter dem Temperaturminimum ( $0^\circ$ -Isotherme) des Winterwassers .

Das Winterwasser (WW, Winter Water) entsteht im Antarktischen Oberflächenwasser während der kälteren Jahreszeiten bei der Eisbildung. Bei der Abkühlung der Atmosphäre verliert das Wasser Wärme und kühlt bis an die Dichtesprungschicht aus. Mit Unterschreitung des Gefrierpunktes setzt an der Oberfläche Eisbildung ein. Im Kristallgefüge des Eises wird salzreiche Lauge eingeschlossen, der größte Teil des Salzes aber bleibt gelöst im Wasser. Zurück

## 2 HYDROGRAPHIE

bleibt salzreiches, sehr kaltes Wasser. Im Winter reicht das WW von der Oberfläche bis in 250 m Tiefe (HELLMER et al. 1985). Das gebildete Winterwasser bewegt sich, neben der östlichen Hauptkomponente, nach Norden. Die nördlichste Ausdehnung des Winterwassers markiert mit der 2°C-Isotherme die Position der Polarfront (BELKIN & GORDON 1996). Mit Erwärmung der Atmosphäre durch zunehmende Sonneneinstrahlung im Frühjahr schichtet sich durch Abschmelzen gebildetes relativ warmes Wasser mit niedrigerer Salinität als leichter "Deckel" über das kältere und schwerere Winterwasser. Das WW befindet sich dann unter der Oberflächenmischungsschicht und bleibt als Relikt der thermohalinen Zirkulation zur Meereisbildung zurück. Es wird angenommen, daß das Winterwasser an der Polarfront ein Teil des Antarktischen Zwischenwassers wird (HELLMER et al. 1985).

### 2.3 Arbeitsgebiet und untersuchte Transekte

Tab. 1: Position der Fronten in den Transekten von Frühjahrs- (ANT-X/6) und Herbstsituation (ANT-XI/4). Frontenpositionen, die im Verlauf der Transekte nicht lokalisiert wurden, sind mit einem Fragezeichen gekennzeichnet.

Hydrographische Front	6°W-Transekte ANT-X/6	West-Transekt ANT-XI/4	Ost-Transekt ANT-XI/4
Subtropische Front	?	42°S/15°E	nördliche 41°30'S/27°E südliche 42°30'S/30°E
Subantarktische Front	?	46°S/7°E	47°30'S/36°E
Polarfront	49°-50°30'S	52°S/5°40'E	50°-50°30'S/30°E
Südliche ACC Front	54°30'-56°S	54°S/3°20'W	57°S/39°E
Weddell Front (ACC/Weddellmeer-Grenze)	57-58°30'S	58°W/3°E	ACC-Grenze 63°S/34°30'E
Grenze zum Küstenstrom	?	67°30'W/10°E	?

Die Fronten untergliedern den ACC in charakteristische Zonen. Von ORSI et al. (1995) werden sie, von Nord nach Süd, als Subantarktische Zone (SAZ) zwischen STF und SAF, Polarfrontzone (PFZ) zwischen SAF und PF, sowie Antarktische Zone (AZ) zwischen PF und Weddellfront (WF) benannt.



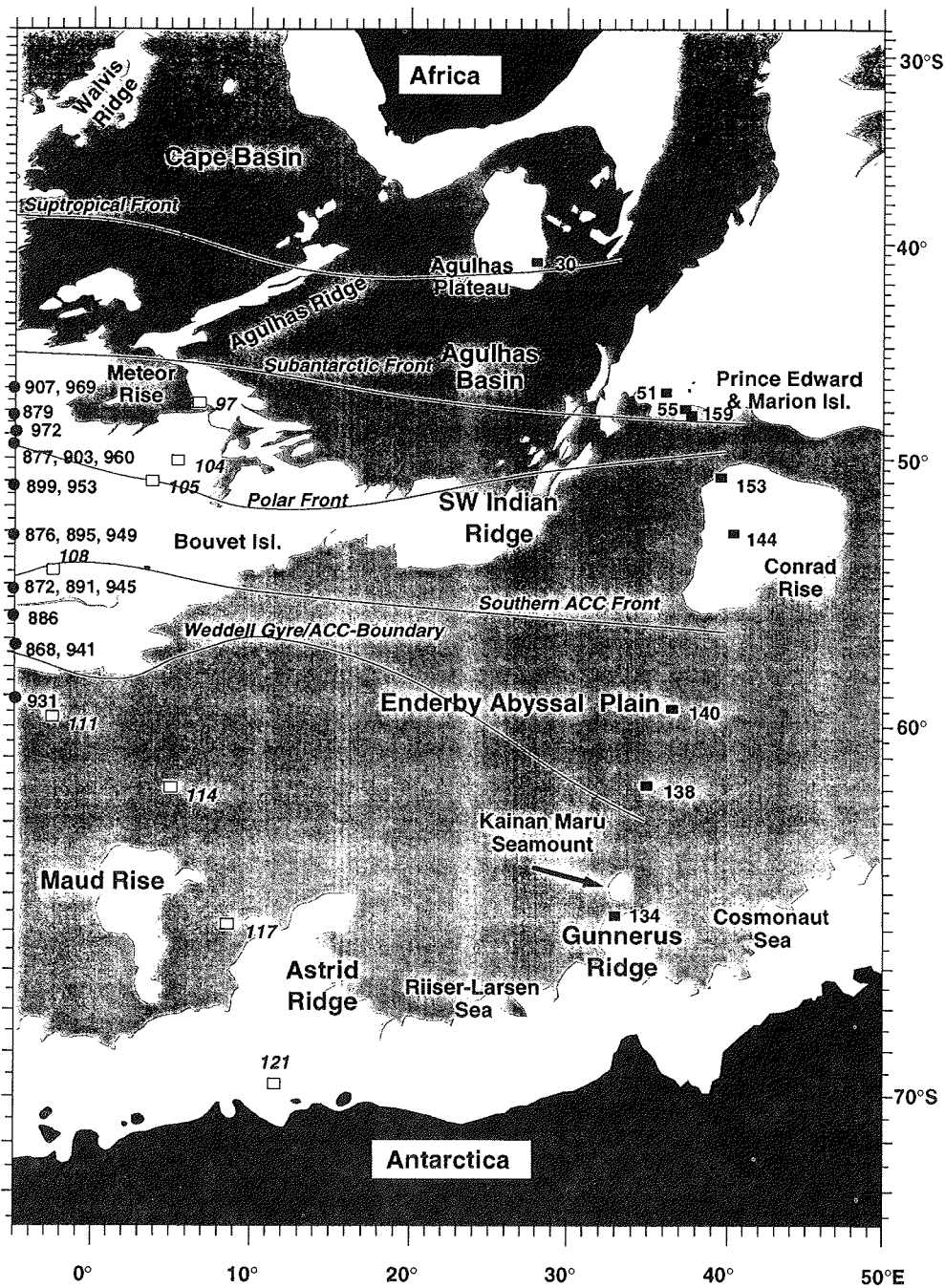


Abb. 4: Stationspositionen im Arbeitsgebiet. Punkte sind die Stationen der Frühjahrs-situation (ANT-X/6), weiße Rechtecke markieren die Stationen des West-Transekts und schwarze Rechtecke die des Ost-Transekts der Herbstsituation (ANT-XI/4)

## 2 HYDROGRAPHIE

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden fünf Schnitte bearbeitet, beginnend im Norden des ACC und endend im Weddellmeer (Abb. 1, 4) Dabei wurden alle zirkumpolaren Frontensysteme gekreuzt. Die Bestimmung der Frontenpositionen (Tab. 1) erfolgte anhand von Daten aus Thermosalinometer- und CTD-Messungen (VETH et al. 1997, WISOTZKI et al. unveröff.) nach Kriterien von BELKIN & GORDON (1996), VETH et al. (1997) und ORSI et al. (1995).

### 2.3.1 ANT-X/6 6°W-Transecte (Frühjahrssituation)

Die während ANT-X/6 durchgeführten Transecte entlang des 6°W-Meridians erstreckten sich zwischen 47°S und 60°S (Abb. 5a-f, 6a-c). Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser erreicht in diesem Schnitt bei 58°S-58°15'S die südlichste Ausdehnung, wo es entlang der Isopyknen nach Süden bis zum Bereich des Oberflächenwassers aufgesteigt und sich mit diesem vermischt (VETH et al. 1997). Diese Mischung bewegt sich entlang der  $\sigma_{\theta}=27,30 \text{ kg/m}^3$ -Isopykne als AASW nach Norden zur Polarfront, neben östlicher Hauptströmung. Zwischen 57°S-58°30'S liegt die südliche Grenze des ACC zum Weddellwirbel. Die oberen 200 m repräsentieren das AASW mit dem Winterwasser. Das nördliche Ende der Transecte befindet sich in SASW. Im Norden an der Polarfront, sowie im Süden an der südlichen ACC-Front und der ACC/Weddellwirbel-Grenze fanden VETH et al. (1997) durch die gesamte Wassersäule rotierende Bewegungen um vertikale Achsen, die sie als Meander und vom Frontstrom abgerissene Wirbel deuteten. Advektion im Zentralbereich eines solchen Wirbels wurde von FRANKS et al. (1986) in der Größenordnung von 1 m/d geschätzt. Auf- und Abströmungen und Intrusion von Wasserkörpern an Meander- und Wirbelstrukturen sind in den oberen Bereichen der Wassersäule am stärksten (VETH et al. 1997).

Der südlichste Einfluß der Polarfront liegt nach biologischen Daten bei 52°S (VETH et al. 1997). Einen Wirbel nahe 53°S in Transect 11 sehen sie im Zusammenhang mit der südlichen ACC-Front. Die Position der physikalischen Frontenstrukturen variiert zwischen den Transecten 2, 5 und 11. Den möglichen Verlauf der Polarfront mit der Zeit rekonstruierten VETH et al. (1997, Abb. 7). Die Variabilität des Frontenstroms erschwert den Vergleich der Transecte untereinander sowie die Anwendung von Boxmodellrechnungen zu Aussagen über Aufenthaltszeiten und Partikelfluß. Im Gegensatz zur Position der Polarfront bleibt die Lage der beiden südlichen Frontensysteme mit der Zeit konstant (VETH et al. 1997).

Die Stationsdichte der Radionuklidbeobachtung reicht nicht aus, um die Wirbel aufzulösen. Nach VETH et al. (1997) liegen die Stationen 969 und 972 nördlich des Frontenstroms und 908 nahe an der Front.

Die Tiefe der euphotischen Zone (1% und 0,1% Oberflächenlichtniveau, QUÉGUINER et al. 1997) reichte in allen Transecten in der Antarktischen Zone (56°S-57°S) bis 126 m und in der Polarfrontzone bis 57 m. Die Tiefe der Mischungsschicht betrug in der Antarktischen Zone 100 m und in der Polarfrontzone 80 m (VETH et al. 1997). Die vom Wind durchmischte Schicht war in der Polarfrontzone 50 m tief und im südlichen ACC 70 m tief (VETH et al. 1997).

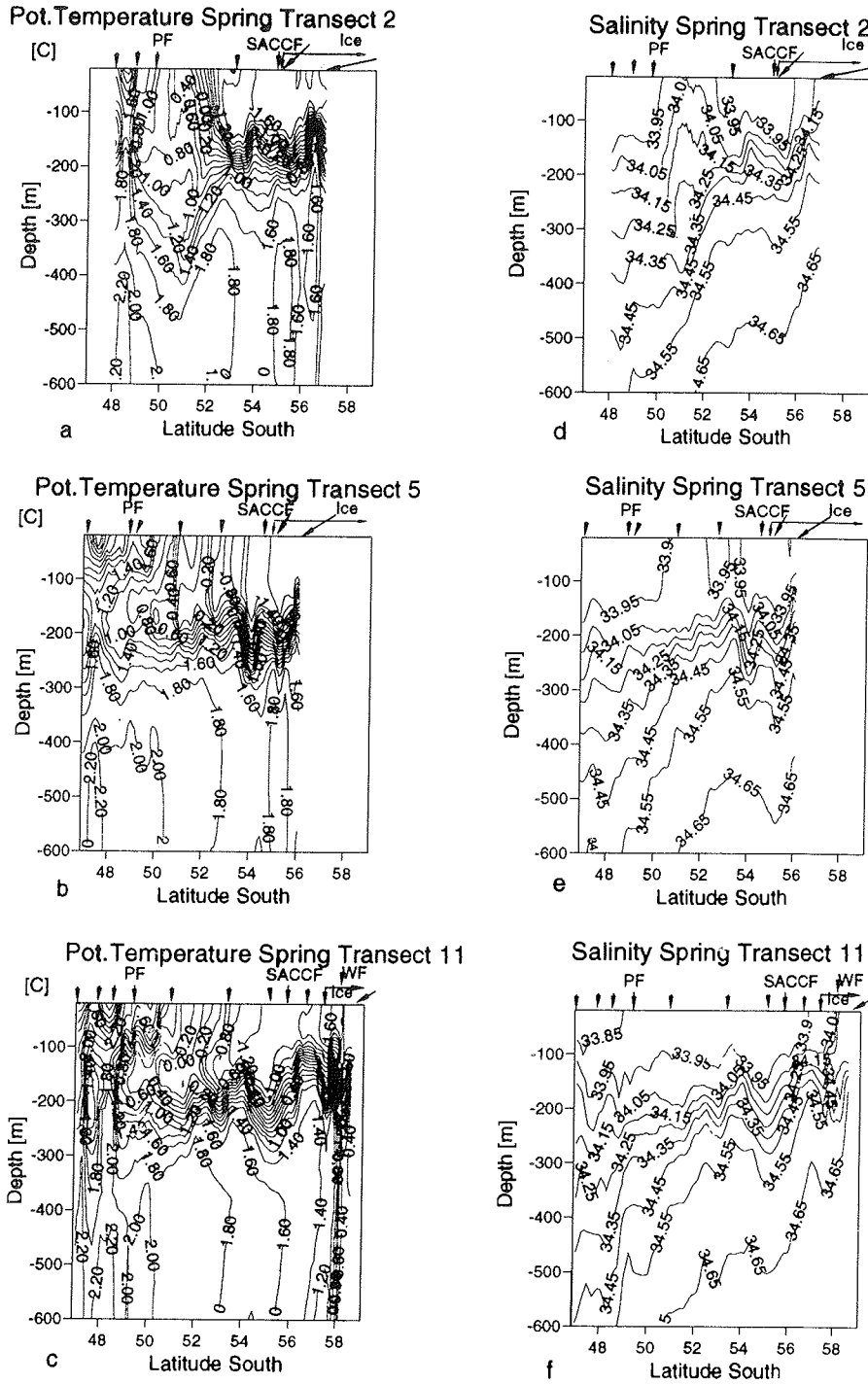


Abb. 5a, b, c, d, e, f: Potentielle Temperatur und Salzgehalt entlang 6°W  
 (ANT-X/6, Daten VETH et al. 1997)  
 kurze Pfeile markieren Radionuklid-Stationen

2 HYDROGRAPHIE

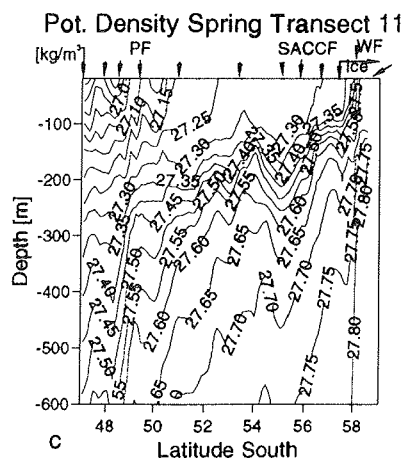
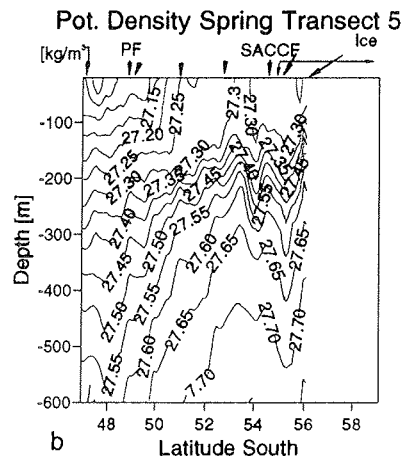
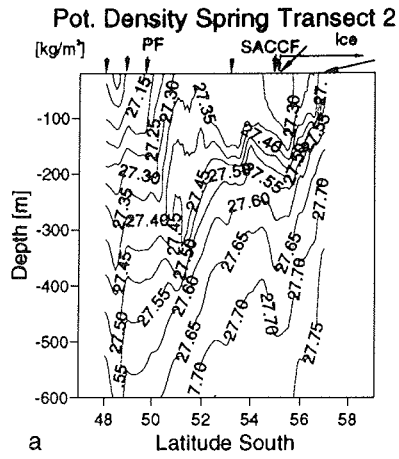


Abb. 6a, b, c: Potentielle Dichte entlang 6°W (ANT-X/6, Daten VETH et al. 1997)  
kurze Pfeile markieren Radionulid-Stationen

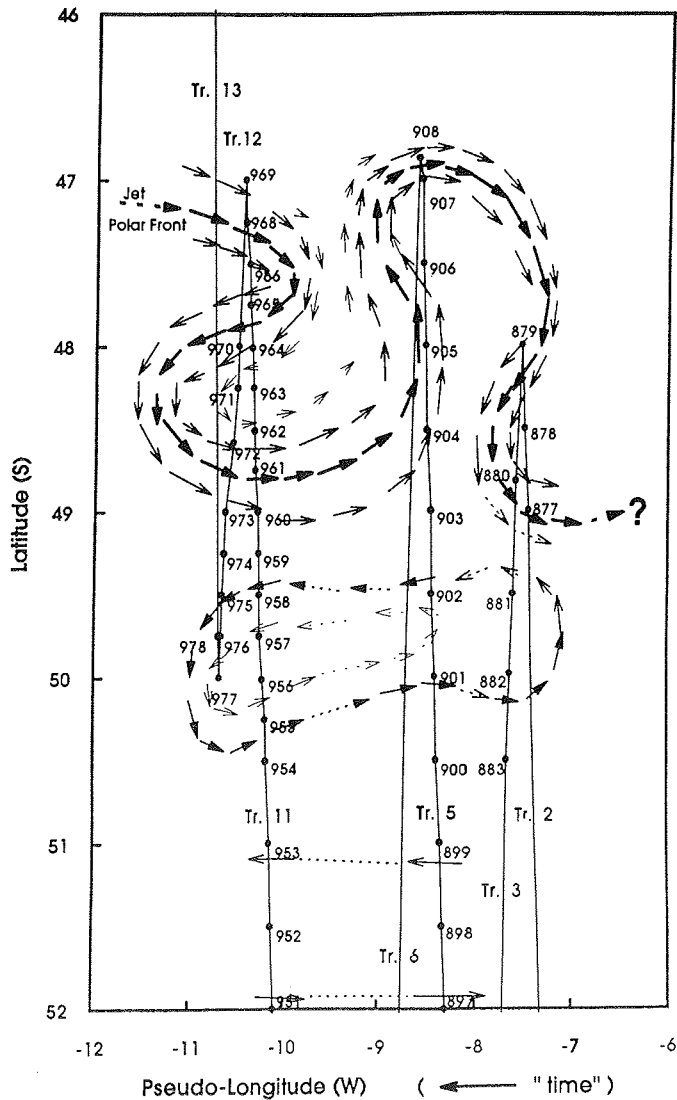


Abb. 7: Schematische Rekonstruktion des Strömungsfeldes an der Polarfront bei ANT-X/6, bezogen auf den 1. 10. 1992. Abgeschätzte Hintergrundgeschwindigkeit 0,07 m/s nach Osten. Die Zeitachse verläuft von rechts nach links (VETH et al. 1997).

### 2.3.2 ANT-XI/4 West-Transekt (Herbstsituation)

Dieser Transekt beginnt südlich der Subantarktischen Front (Abb. 1, 9a, 9c, 9e), welche bei  $46^{\circ}\text{S}/7^{\circ}\text{E}$  liegt. Die Polarfront befindet sich bei  $51^{\circ}\text{S}/5^{\circ}40'\text{E}$ , gekennzeichnet durch die größten horizontalen Gradienten in Dichte, Salinität und Silikatgehalt. Die südliche ACC-Front (SACCF) wird bei ca.  $54^{\circ}\text{S}/3^{\circ}20'\text{W}$  gekreuzt. Bei etwa  $57^{\circ}30'\text{W}/3^{\circ}\text{E}$  liegt die südliche Grenze des ACC, von GOURTZKI & DANILOV (1993) auch als Weddell Front (WF) bezeichnet. ORSI et al. (1995) beschreiben diesen Übergang ins Weddellmeer Regime auch als

## 2 HYDROGRAPHIE

südlichste Position des UCDW. Der warme Kern südlich 63°S und ungefähr 5°E im westlichen Schnitt wird von nach Westen vordringendem CDW gebildet, welches durch die Zirkulation des Weddellwirbels zum Teil vom ACC im Bereich um 15°-30°E abgetrennt wird (Abb. 8). Bedingt durch den zyklonalen Drehsinn des Weddellwirbels kommt es im Bereich von 58°S-62°S zu einer Aufwölbung der Isothermen im Wirbelzentrum.

Der westwärts gerichtete Küstenstrom wurde bei 67°30'S/10°E erreicht und ist an der Oberfläche durch einen Temperaturrückgang auf -1,85°C sowie stark variierende Salinität infolge von Eisbildung markiert. Der Transekt endet im Küstenstrom bei 69°50'S/12°E.

### 2.3.3 ANT-XI/4 Ost-Transekt (Herbstsituation)

Beginnend bei 37°S/21°43'E kreuzt der Transekt alle großen Frontensysteme (Tab. 1, Abb. 9b, 9d, 9f). Östlich von 20°E dehnt sich der ACC infolge einer Lücke im Südwestindischen Rücken weit nach Süden aus, bis nahe an den antarktischen Kontinent. Durch den Bogen des ACC sind auch die Frontenverläufe nach Süden verschoben. Die SACCF befindet sich bei 39°E nahe 57°S und die südliche Grenze des ACC liegt bei 63°S/34°30'E.

Die südlichste Station des Ost-Transekts liegt bei 65°S außerhalb des ACC in einer ostwärts gerichteten, relativ warmen Strömung, die aus dem Weddellwirbel kommt und einer Mischung von Wasser aus dem Weddellwirbel mit CDW entstammt. Der Volumentransport geht mit 5 Sv (FAHRBACH et al. 1996, Abb. 8) in südöstliche Richtung entlang der Grenze zum ACC und strömt aus dem Weddellwirbel. In diesem Transekt wird der Küstenstrom nicht erreicht.

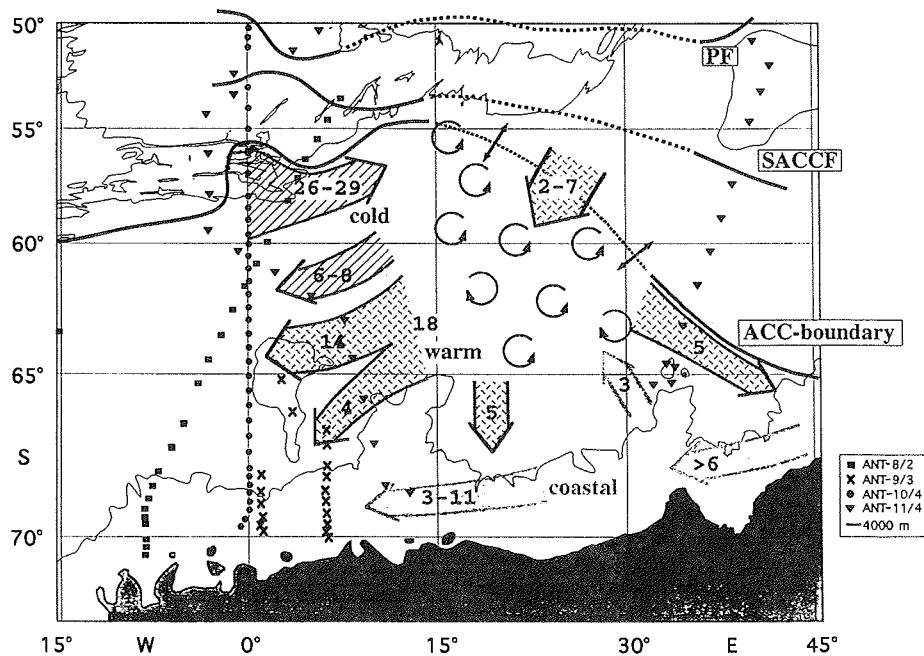


Abb. 8: Volumentransport (Sv) im östlichen Weddellmeer (FAHRBACH et al. 1996)

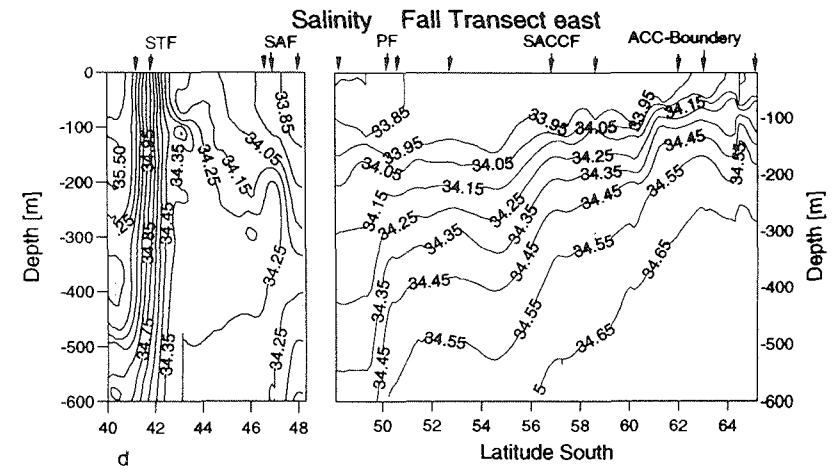
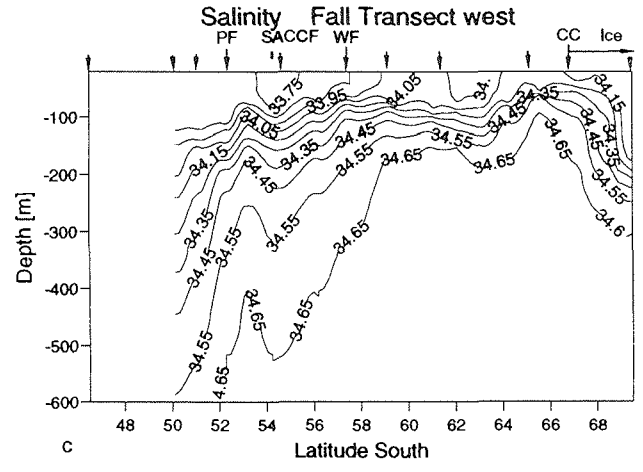
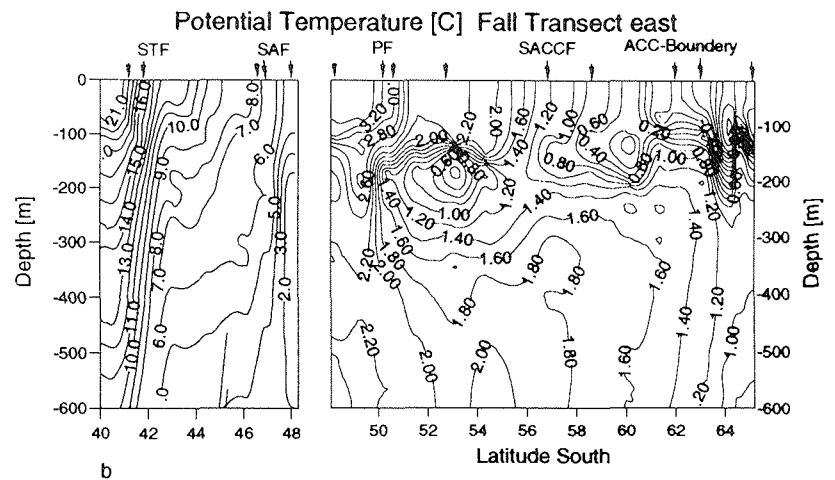
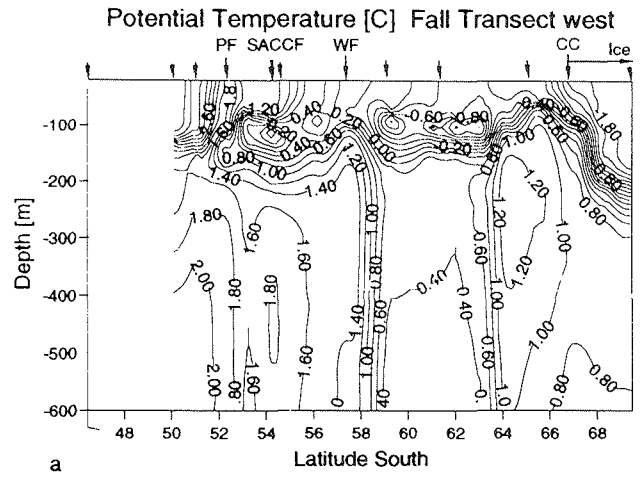


Abb. 9a, b, c, d: Potentielle Temperatur und Salzgehalt (ANT-XI/4, Daten WISOTZKI et al. unveröff.)  
kurze Pfeile markieren Radionuklid-Stationen

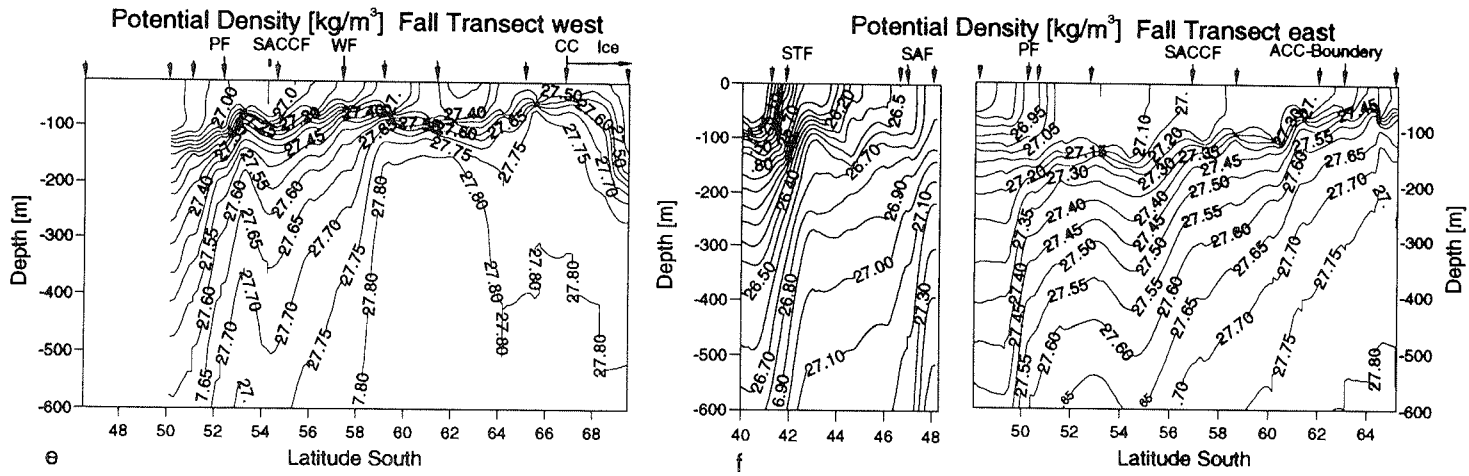


Abb. 9e, f: Potentielle Dichte (ANT-XI/4, Daten WISOTZKI et al. unveröff.)

Kurze Pfeile markieren Radionuklid-Stationen



### 3 QUELLE UND VERHALTEN VON $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ IM OZEAN

Natürliches Uranium besteht aus drei Isotopen,  $^{238}\text{U}$  mit 99,3%,  $^{235}\text{U}$  mit 0,7% und  $^{234}\text{U}$  mit 0,0056% natürlicher Häufigkeit.  $^{238}\text{U}$  und  $^{235}\text{U}$  sind Anfangsglieder radioaktiver Zerfallsreihen. Im Meerwasser ist Uranium homogen verteilt, in linearer Abhängigkeit vom Salzgehalt. Die mittlere  $^{238}\text{U}+^{235}\text{U}$ -Konzentration, normiert auf 35‰ Salzgehalt, liegt bei 3,238  $\mu\text{g}/\text{kg}$  (CHEN et al. 1986). Daraus läßt sich die  $^{238}\text{U}$ -Aktivität (AU) des Meerwassers über die Beziehung

$$\text{AU} [\text{dpm}/\text{L}] = 0,0704 * \text{Salinität} [\text{‰}]$$

berechnen und beträgt bei 35‰ Salzgehalt 2,4 dpm  $^{238}\text{U}/\text{L}$ . Wegen der starken Affinität der Uranylionen zur Komplexbildung mit Karbonationen liegt Uranium im Meerwasser bei einer durchschnittlichen Gesamtkonzentration an gelöstem anorganischem Kohlenstoff von 2,2 mol/m<sup>3</sup> (SEIM 1990) und einem pH von  $\approx 7,5-8,4$  (CHESTER 1990) hauptsächlich als Uranylkarbonatkomplex vor. Durch die Bindung des Uranylkarbonatkomplexes an Kationen der Alkali- und Erdalkalimetalle des Meerwassers bleibt Uranium in Lösung (DYBEK 1962).

Die meisten Tochternuklide des  $^{238}\text{U}$  ( $t_{1/2} = 4,49 \times 10^9$  a) haben vergleichsweise kurze Halbwertszeiten von Sekunden bis  $10^5$  Jahren. Daher stehen die Tochternuklide theoretisch global und in abgeschlossenen Teilsystemen im Aktivitätsgleichgewicht. Dieses Gleichgewicht wird gestört durch das unterschiedliche hydrochemische Verhalten der Tochternuklide, welches die Transportwege bestimmt. Die Affinität zu Partikeln wie Tonmineralen, lebender und nicht-lebender organischer Materie, organischen und anorganischen Kolloiden wie Fe- und Mn-Hydroxiden ist Voraussetzung für die Ausbildung von Aktivitätsungleichgewichten zwischen den Mutter- und Tochternukliden. Ungleichgewichte sind Ausdruck der veränderten Verteilung und zeigen sich im Verhältnis der Aktivitäten zweier Radionuklide. Die Lebensdauer eines Ungleichgewichts zwischen gelöstem Mutter- und partikelreaktivem Tochternuklid, das heißt, der Zeitraum bis sich durch Nachbildung aus radioaktiven Zerfall wieder ein radioaktives Gleichgewicht eingestellt hat, ist bei  $t_{1/2}$  Mutter  $\gg t_{1/2}$  Tochter abhängig von der Halbwertszeit des entfernten Tochternuklids. Nach einer Halbwertszeit sind 50% des Tochternuklids nachgebildet, nach zwei Halbwertszeiten ist das Tochternuklid zu 75% der Mutteraktivität nachgebildet. Bei kurzlebigen Tochternukliden sind also Ungleichgewichte nur von kurzer Dauer. Bei  $^{234}\text{Th}$  mit einer Halbwertszeit von 24,1 Tagen z.B. dauert es nach vollständiger Entfernung vom Mutterisotop  $^{238}\text{U}$  48 Tage (zwei Halbwertszeiten) bis  $^{234}\text{Th}$  zu 75% der Aktivität von  $^{238}\text{U}$  nachgewachsen ist. Das Ungleichgewicht zwischen Mutter- und Tochterisotop beträgt dann nur noch 25%. Nach vier Monaten (fünf Halbwertszeiten) ist  $^{234}\text{Th}$  zu mehr als 90% nachgebildet.

$^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  treten als radioaktive Produkte gegen Ende der  $^{238}\text{U}$ -Zerfallsreihe auf.  $^{210}\text{Pb}$  entsteht über kurzlebige Zwischenstufen durch Alpha- und Betazerfälle aus im Meerwasser gelöstem  $^{226}\text{Ra}$ . Durch weiteren zweimaligen Betazerfall über  $^{210}\text{Bi}$  wird  $^{210}\text{Po}$  gebildet, welches unter Aussenden von Heliumkernen, den Alphateilchen, zu stabilem  $^{206}\text{Pb}$  zerfällt (Abb. 10a).

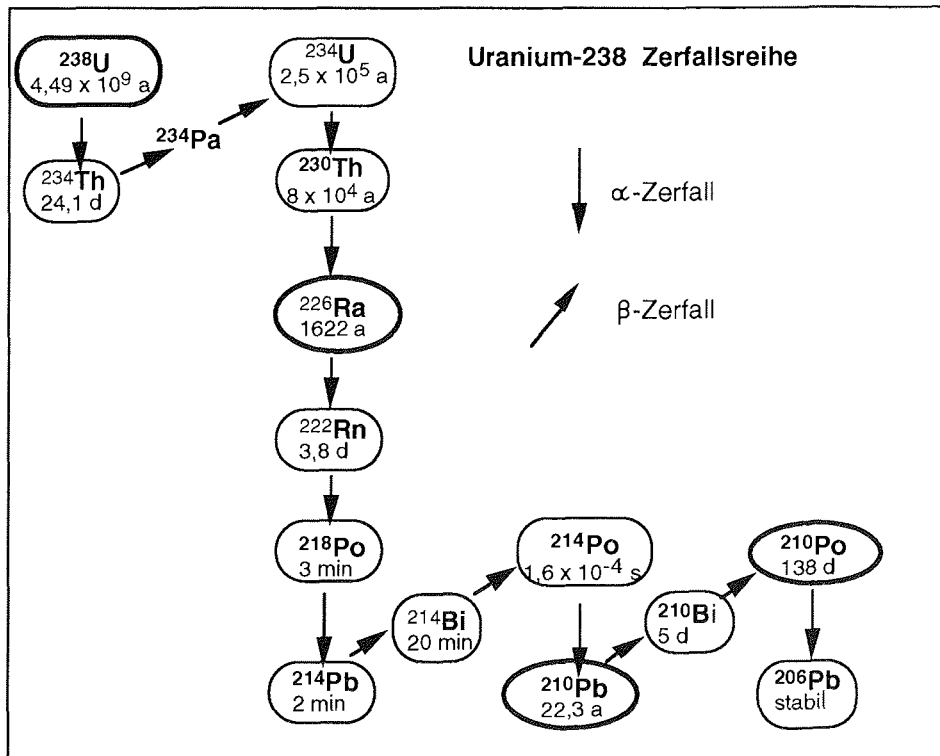


Abb. 10a:  $^{238}\text{U}$ -Zerfallsreihe, horizontal zueinander stehen die isotopen Nuklide eines Elementes (Isotope) in dieser Zerfallsreihe. Fett umrandet sind die in diesem Kapitel behandelte Radionuklide.

Für  $^{210}\text{Pb}$  im Ozean gibt es zwei Quellen (Abb. 10b). Es entsteht zum einen im Wasser durch den Zerfall von  $^{226}\text{Ra}$ . Die Aktivität des in situ gebildeten  $^{210}\text{Pb}$  ist somit eine Funktion der  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität in der Wassersäule. Diese kann regional und in der Tiefenverteilung sehr verschieden sein.

Um den antarktischen Kontinent für Wassertiefen unter 2000 m geben KU & LIN (1976)  $^{226}\text{Ra}$ -Konzentration von  $21,5 \pm 1$  dpm/100 kg an, für den Kern des Antarktischen Zwischenwassers (AAIW) 14 dpm/100 kg und für Oberflächenwasser nördlich der Polarfront 8 dpm/100 kg. Im Oberflächenwasser des Weddellmeers bestimmten CHUNG & APPLEQUIST (1980) 17-19 dpm  $^{226}\text{Ra}$ /100 kg. Für Wassermassen südlich der Antarktischen Konvergenz (Polarfront) stellten KU & LIN (1976) eine lineare Korrelation zwischen der Silikatkonzentration im Meerwasser und der  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität fest:

$$^{226}\text{Ra} \text{ (dpm/100 kg)} = 13 + 0,072 \times \text{Si} (\mu\text{M}) .$$

$^{226}\text{Ra}$  scheint ebenso wie Ba mit silikatischem Material transportiert zu werden (KU & LIN, 1976).

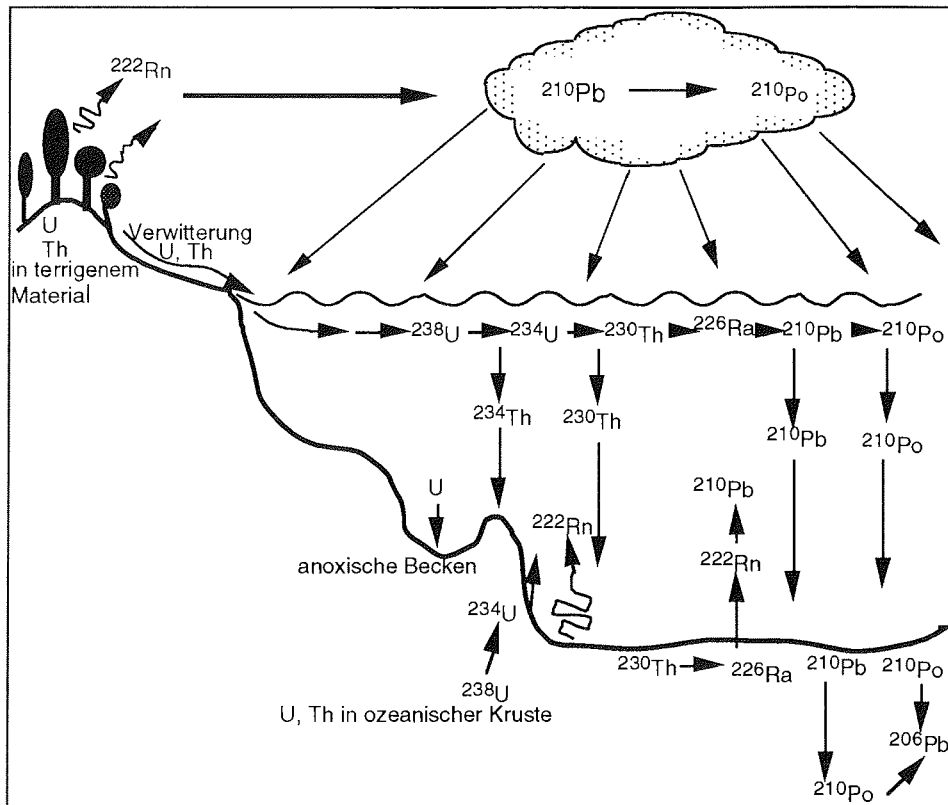


Abb. 10b: Kreislauf natürlicher Radionuklide im Ozean (nach LEGELEUX 1994)

Die zweite Quelle für  $^{210}\text{Pb}$  ist der Eintrag aus der Atmosphäre über Niederschläge. Die Radon-Emanation aus den Oberflächengesteinen der Kontinente hat einen durchschnittlichen Aktivitätsfluß von  $5,3 \times 10^{-3}$  dpm/cm<sup>2</sup>/min (42 Atome/cm<sup>2</sup>/min, RAMA et al. 1961). Der durchschnittliche Bestand von Radon in der Atmosphäre sollte nach RAMA et al. (1961) ungefähr 42 dpm/cm<sup>2</sup> Festland ( $3,3 \times 10^5$  Atome/cm<sup>2</sup>) betragen.  $^{222}\text{Rn}$  zerfällt in der Atmosphäre mit einer Halbwertszeit von 3,8 Tagen zu  $^{210}\text{Pb}$ . Der atmosphärische  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag verringert sich mit zunehmendem Abstand von der kontinentalen Quelle. Im antarktischen Ozean ist atmosphärischer Eintrag sehr gering, da die Emanationsquellen weit entfernt sind und durch die Eisbedeckung weiter Gebiete des antarktischen Kontinents zusätzlich  $^{222}\text{Rn}$ -Entgasung zurückgehalten wird. Der  $^{210}\text{Pb}$ -Fallout rund um die Antarktis beträgt nach BROECKER & PENG (1982) weniger als 0,15 dpm/cm<sup>2</sup>/a. RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER (1991) fanden im Neuschnee aus der Bransfield Straße 0,24-0,28 dpm  $^{210}\text{Pb}$ /kg und 0,5-4,0 dpm  $^{210}\text{Pb}$ /kg an der Oberfläche eines Gletschers. Bei einer Niederschlagsmenge von ca. 0,5 m pro Jahr bei 65°S (TCHERNIA 1980) führt das zu einem jährlichen  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag aus der Atmosphäre von 0,12-2 dpm/100 kg/a in eine 100 m mächtige Mischungsschicht.

Südlich der Polarfront wird  $^{210}\text{Pb}$  im Oberflächenwasser mit einer Rate von ca. 0,55 dpm/100 kg/a in situ aus einer  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität von 17-18 dpm/100 kg (KU & LIN 1976) gebildet. Der atmosphärische  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag im Antarktischen Oberflächenwasser (AASW) liegt somit beim 3,5-0,2-fachen der in situ  $^{210}\text{Pb}$ -Bildungsrate. Infolge des im Vergleich anderen Meeresgebieten geringen atmosphärischen  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrags hat das AASW kein  $^{210}\text{Pb}$ -Maximum (FARLEY & TUREKIAN 1990, CHUNG 1981, u.a.).

Aus der Radonentgasung des Meerwassers folgt zwar auch ein  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag ins Oberflächenwasser, dieser ist jedoch im Vergleich zum Eintrag aus terrestrischer Radonentgasung gering. Die Radonemanation der Ozeanoberfläche beträgt nur 2% des gesamten  $^{222}\text{Rn}$ -Eintrags in die Atmosphäre (WILKENING & CLEMENTS 1975).  $^{222}\text{Rn}$  als Vorgänger von  $^{210}\text{Pb}$  wird aus dem Zerfall von  $^{226}\text{Ra}$  im Meerwasser produziert. Durch die  $^{222}\text{Rn}$ -Entgasung in die Atmosphäre entsteht ein Ungleichgewicht von  $^{222}\text{Rn}$  zu  $^{226}\text{Ra}$  in den obersten Wasserschichten. Die Entgasungsrate ist abhängig von den Windverhältnissen. Die  $^{222}\text{Rn}$ -Austauschraten werden benutzt, um den Gasaustausch (z.B. von  $\text{CO}_2$ ) zwischen dem Meerwasser und der Atmosphäre abzuschätzen (PENG 1979).

Durch die kurze Aufenthaltszeit von  $^{210}\text{Pb}$  in der Atmosphäre von wenigen Wochen (RAMA et al. 1961) kann die Enkeltochter  $^{210}\text{Po}$  ( $t_{1/2} = 138$  d) nur in sehr geringer Menge gebildet werden. Der atmosphärische  $^{210}\text{Po}$ -Eintrag beträgt nur ungefähr  $1/10$  des  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrags (BEASLEY et al. 1978).  $^{210}\text{Po}$  wird also fast ausschließlich aus  $^{210}\text{Pb}$  im Ozean gebildet.

### 3.1 Geochemisches Verhalten und Verteilung von $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ im Meerwasser

#### 3.1.1 $^{210}\text{Pb}$ im Meerwasser

Blei ist ein Element der 4. Hauptgruppe des Periodensystems mit den theoretischen Oxidationsstufen +2 und +4. In wässrigen Lösungen ist nur zweiwertiges Blei stabil. Vierwertiges Blei ist entweder im Wasser instabil oder unlöslich (DE OLIVEIRA GODOY 1983). Der Ionenradius von  $\text{Pb}^{2+}$  beträgt 1,26 Å.

In sauerstoffgesättigtem Meerwasser liegt Blei als  $\text{Pb}(\text{OH})^+$  (MOORE & RAMA-MOORTHY 1984),  $\text{PbCO}_3$ ,  $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2^{2-}$ , und  $\text{PbCl}^+$  (CHESTER 1990 from BRULAND 1983) vor. Blei bildet Komplexe mit organischen Liganden (BROOKINS 1988).

Im Meerwasser wird die  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität von der Bildungsrate aus dem Zerfall von  $^{226}\text{Ra}$ , vom atmosphärischen Eintrag, vom radioaktiven Zerfall des gebildeten  $^{210}\text{Pb}$  sowie durch Advektion und Diffusion von Wassermassen und Adsorption an Partikel und deren Transport bestimmt (COCHRAN 1992). Die Verteilung von  $^{210}\text{Pb}$  ist deshalb abhängig von Faktoren wie geographischer Lage, Meeresströmungen und geologischen Einflüssen. Küstennahe Gewässer weisen niedrige  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Aktivitätsverhältnisse auf (COCHRAN 1992), weil lithogene Partikel und organisches Material aus Flüssen und vom Schelf  $^{210}\text{Pb}$  adsorbieren und aus dem Wasser ins Sediment transportieren. HELMERS & RUTGERS VAN DER LOEFF (1993) erwähnen, daß Blei in küstennahen Gewässern durch den erhöhte Export aus dem Oberflächenwasser mit Partikeln viel kürzere Aufenthaltszeit als im offenen Ozean hat.

Die Aufenthaltszeit von  $^{210}\text{Pb}$  im offenen Oberflächenozean unter *steady state*-Bedingungen geben COCHRAN et al. (1990) mit einem Jahr an. Im tiefen Ozean steigt der Zeitraum auf 30-100 Jahre an. BEASLEY et al. (1978) geben für  $^{210}\text{Pb}$  im Oberflächenwasser Aufenthaltszeiten von 0,5 bis 5 Jahren an (Tab. 2). SCHELL (1977) erklärt die großen Unterschiede zwischen den  $^{210}\text{Pb}$ -Aufenthaltszeiten in gleichen Tiefenniveaus mit verschiedenen Bindungsformen und den unterschiedlichen Sinkraten dieser Fraktionen. Im offenen Ozean (Nordäquatorialstrom) fand SCHELL (1977) ungefähr 90% des  $^{210}\text{Pb}$  an labilen Fraktionen wie Kolloiden und organischem Material. In küstennahem Wasser wird  $^{210}\text{Pb}$  infolge des höheren Angebotes an lithogenen Partikeln auch an diese unlösliche Fraktion adsorbiert. Im Bodenwasser des Mittelozeanischen Riftsystems beobachteten BACON et al. (1976)  $^{210}\text{Pb}$ -Akkumulation an Eisen- und Manganoxide.

Die  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung im küstenfernen Wasser des Nordostpazifiks (CRAIG et al. 1973), Nordwestpazifiks (NOZAKI & TSUNOGAI 1976) und Südpazifiks (THOMSON & TUREKIAN 1976) sowie des Nordatlantiks (BACON 1976) ist nach COCHRAN (1992) durch  $^{210}\text{Pb}$ -Überschuß über  $^{226}\text{Ra}$  im Oberflächenwasser infolge des atmosphärischen  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrags charakterisiert.

In mittleren Tiefen ist das  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Aktivitätsverhältniss mit 0,6-0,8 relativ konstant. Im Bodenwasser liegt das  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Aktivitätsverhältniss weit darunter, um 0,3. In der antarktischen zirkumpolaren Region (FARLEY & TUREKIAN 1990, CHUNG 1981) und im Weddellmeer (CHUNG & APPLEQUIST 1980) besteht der  $^{210}\text{Pb}$ -Mangel gegenüber  $^{226}\text{Ra}$  auch im Oberflächenwasser, weil der atmosphärische  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag geringer ist.

FARLEY & TUREKIAN (1990) fanden im ACC und CHUNG (1981) im Weddellwirbel ein  $^{210}\text{Pb}$ -Maximum im Bereich des  $\text{O}_2$ -Minimum des CDW bzw. WDW. Das Maximum ist im Nordosten des Weddellwirbels am stärksten ausgeprägt und nimmt entlang  $60^\circ\text{S}$  nach Osten zum Indischen Ozean hin ab (CHUNG 1981). Der Ursprung des  $^{210}\text{Pb}$ -Maximum wird nahe der South Sandwich Islands vermutet. Nach FARLEY & TUREKIAN (1990) wird  $^{210}\text{Pb}$  entweder durch Adsorption nicht effektiv aus der  $\text{O}_2$ -Minimum-Zone entfernt, oder  $^{210}\text{Pb}$  wird durch Partikeldisaggregation freigesetzt infolge Oxidation organischen Materials.

Im Arktischen Ozean tritt eine abweichende Verteilung auf.  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{210}\text{Po}$ -Minima sind unter dem Oberflächenwasser im Nährstoffmaximum zu finden. Die Ursache sehen MOORE & SMITH (1986) in der Polonium- und Bleiadsorption durch terrigene Partikel über dem breiten arktischen Schelf. Das im Wasser fehlende  $^{210}\text{Pb}$ -Signal ist im Schelfsediment wiederzufinden.

### 3.1.2 Das $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ Aktivitätsverhältnis

Für Aussagen zum Partikelfluß über das Verhältnis zweier Radionuklide ist der Vergleich zu einem konservativen Vorgänger günstig, der mit bekannter Konzentration gelöst im Wasser vorliegt und von Adsorptionsprozessen weitgehend unbeeinflusst bleibt. Das ist z.B.  $^{226}\text{Ra}$ . Anhand der Abnahme von  $^{210}\text{Pb}$  gegenüber  $^{226}\text{Ra}$  und dem dadurch entstehenden Ungleichgewicht zwischen  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{226}\text{Ra}$  sind Gebiete mit Partikelexport zu identifizieren. Durch die Halbwertszeit von  $^{210}\text{Pb}$  von 22,3 Jahren sind entstandene Ungleichgewichte über Jahre verfolgbar. Der Partikelfluß kann auch mit  $^{210}\text{Pb}$ -Flüssen aus

### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

Sinkstofffallen sowie mit dem Überschuß von  $^{210}\text{Pb}$  über  $^{226}\text{Ra}$  im Sediment quantifiziert werden.

$^{226}\text{Ra}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Messungen von KU & LIN (1976) im ACC und CHUNG & APPLEQUIST (1980) im Weddellwirbel zeigten, daß beide Radionuklide ( $^{226}\text{Ra}$  besser als  $^{210}\text{Pb}$ ) mit hydrographischen Zirkulations- und Mischungsmustern korreliert werden können. Die Quelle für  $^{226}\text{Ra}$  im Ozean ist der Zerfall von  $^{230}\text{Th}$  in den Meeres-sedimenten. Die Halbwertszeit von  $^{226}\text{Ra}$  liegt mit 1622 Jahren im Zeitraum der globalen Wassermassenzirkulation. Daraus resultiert die Abnahme der  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität im Wasser mit zunehmender Entfernung vom Meeresboden.

Das  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Aktivitätsverhältnis schwankt im Weddellwirbel von 0,4 im Oberflächenwasser und Weddellmeerbodenwasser (WSBW) im Zentralbereich des Wirbel bis zu 0,7 im Warmen Tiefenwasser (WDW) (CHUNG & APPLEQUIST 1980). Das niedrige Verhältnis im WSBW steht in Zusammenhang mit der Bildung aus an  $^{210}\text{Pb}$  verarmtem Schelfwasser und der  $^{210}\text{Pb}$ -Entfernung aus dem bodennahen Wasser sowie dem  $^{226}\text{Ra}$ -Eintrag ins Wasser aus den Sedimenten durch Zerfall von  $^{230}\text{Th}$ . Das höhere  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Verhältnis im WDW wird advektiv mit dem CDW herangeführt ( $^{210}\text{Pb}$ -Maximum im CDW).

#### 3.1.3 $^{210}\text{Po}$ im Meerwasser

Polonium ist ein Element der 6. Hauptgruppe des Periodensystems mit den theoretischen Oxidationsstufen -2, +2, +4, und +6. Der stabilste Oxidationszustand in Lösungen ist +4 (DE OLIVEIRA GODOY 1983, BROOKINS 1988, MIKHEEV 1978).  $\text{Po}^{4+}$  hat einen Ionenradius von 1,02 Å.

Bei pH <7 werden die in Lösung vorliegenden positiv geladenen molekular-dispersen Formen von Po auf Partikel unter Bildung von Pseudokolloiden adsorbiert (MIKHEEV 1978). Bei pH >7 entsteht Poloniumhydroxid, das in Lösung als negativ geladenes Kolloidpartikel vorliegt (MIKHEEV 1978). Die Natur dieser Kolloide ist wenig bekannt (DE OLIVEIRA GODOY, 1983). Sie werden sehr leicht adsorbiert, vor allem an organisches Material. Polonium bildet Komplexe mit organischen Liganden (GMELIN 1990) und ist deshalb an jeglicher Art organischer Substanzen, partikulär und kolloidal, zu finden.

#### 3.1.4 Das $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ Aktivitätsverhältnis

Da  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  radioaktivem Zerfall unterliegen, hat das Tracerpaar  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  eine Zeitkonstante. Die bestimmende Größe für die Einstellung des radioaktiven Gleichgewichts zwischen beiden Radionukliden ist die Halbwertszeit des viel kürzer lebenden Enkelnuclids  $^{210}\text{Po}$ . Wird aus einem System  $^{210}\text{Po}$  relativ zu  $^{210}\text{Pb}$  entfernt, erfolgt das Nachwachsen von  $^{210}\text{Po}$  aus dem Zerfall von  $^{210}\text{Pb}$  mit der Halbwertszeit von  $^{210}\text{Po}$ . Nach vollständiger Entfernung des  $^{210}\text{Po}$  von der Großmutter  $^{210}\text{Pb}$  dauert es eine Halbwertszeit von  $^{210}\text{Po}$  (138 Tage), bis  $^{210}\text{Po}$  zu 50% der Großmutteraktivität nachgewachsen ist. In dieser Zeit sind aber nur rund 1,7% des  $^{210}\text{Pb}$  zerfallen. Die Halbwertszeiten von  $^{210}\text{Po}$  mit 138 Tagen (und  $^{210}\text{Pb}$  mit 22,3 Jahren) erlauben also das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Ungleichgewicht als Tracer für Prozesse wie jahreszeitliche

### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

Schwankungen im Partikelexport aus der euphotischen Zone und Mineralisation von organischem Material zu benutzen.

Infolge der homogenen Verteilung von  $^{238}\text{U}$  im Ozean ist die Produktionsrate von  $^{234}\text{Th}$  bekannt. Durch die Abweichung der  $^{234}\text{Th}$ -Aktivität vom Gleichgewicht mit der Mutter  $^{238}\text{U}$  werden Adsorptionsereignisse in kurzen Zeitskalen von Wochen dokumentiert. In diesen kurzen Zeiträumen hat Wassermassenadvektion wenig Einfluß auf die  $^{234}\text{Th}$ -Verteilung. Deshalb ist dieser Tracer sehr gut für Berechnungen von Partikelexport geeignet (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997).

Das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis dagegen mittelt aufgrund der längeren Halbwertszeit von  $^{210}\text{Po}$  Transportprozesse über saisonale Zeitskalen. So werden beispielsweise während Frühjahr und Sommer ablaufende Prozesse im Isotopenverhältnis gespeichert und sind im Herbst und Winter noch sichtbar. Das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Tracerpaar bildet eine zeitliche Ergänzung zu  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ .

Tab. 2: Aufenthaltszeiten von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im Hinblick auf Partikelexport in verschiedenen Meeresgebieten

Gebiet	Aufenthaltszeit gelöst $^{210}\text{Po}$ (Jahre)	Aufenthaltszeit gelöst $^{210}\text{Pb}$ (Jahre)
Subtropisches Oberflächenwasser/Agulhasstrom um Cape of Good Hope <sup>1</sup>	0,6	5
Nordatlantik 20°W /50°N <sup>2</sup>	0,2	3
0-50 m	0,9	4
50-500 m		
Küste vor Peru 15°S/5°W <sup>3</sup>	>200 Tage	54-75
1200-3000m		
Trop.-/Nordost- Atlantik <sup>4</sup>	0,6	2,5
Mischungsschicht 0-100 m	4	20-90
Tiefenwasser >1000 m		
Arktischer Ozean 85°N <sup>5</sup>	>3	5
Bellingshausenmeer <sup>6</sup>	0,2-1	

1 SHANNON ET AL (1970)

2 RITCHIE & SHIMMIELD (1991)

3 TUREKIAN & NOZAKI (1980)

4 BACON et al. (1976)

5 MOORE & SMITH (1986)

6 SHIMMIELD et al. (1995)

### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

Die aus Aktivitätsungleichgewichten berechneten Aufenthaltszeiten von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  im Oberflächenwasser wie auch im Tiefenwasser sind viel kürzer als die von gelöstem  $^{210}\text{Pb}$  (Tab. 2). Daraus läßt sich eine schnellere und effektivere Entfernung von  $^{210}\text{Po}$  aus der gelösten Phase ableiten.

Ein generelles  $^{210}\text{Po}$ -Defizit gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  im Oberflächenwasser der Ozeane infolge größerer Affinität von  $^{210}\text{Po}$  zu Partikeln stellten TUREKIAN & NOZAKI (1980) fest. In den Zentren großer Wirbelsysteme sind die  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisse im Oberflächenwasser höher, als an den Rändern als in den Randgebieten nahe der Kontinentalränder (TUREKIAN 1992). Hervorgerufen wird diese Verteilung durch den geringeren Export im offenen Ozean als in kontinentnahen Regionen.

BACON et al. (1976) untersuchten im Nordatlantik die Tiefenverteilung von  $^{210}\text{Po}$  und fanden in den oberen 100 m der Wassersäule durchschnittlich 50% weniger  $^{210}\text{Po}$  als  $^{210}\text{Pb}$ . Sie deuten das als eine bevorzugte Entfernung von  $^{210}\text{Po}$  aus dem Wasser durch Partikel. Infolge der Mineralisation von organischer Substanz und Freisetzung des partikulären  $^{210}\text{Po}$  in der Thermokline - zwischen 100 m und 300 m Tiefe - nimmt die  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität bis über das Gleichgewicht mit  $^{210}\text{Pb}$ . Das führte KADKO (1993) und SHIMMIELD et al. (1995) zum Vergleich mit dem Verhalten von Nährstoffelementen. Die  $^{210}\text{Pb}$ -Regenerierung jedoch ist verschwindend gering.

In filtriertem, bodennahem Tiefenwasser beobachteten BACON et al. (1976) um 10% geringere  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität als  $^{210}\text{Pb}$  und eine entsprechende  $^{210}\text{Po}$ -Anreicherung in den herausfiltrierten Partikeln. Die Autoren sehen die Ursache dafür in schneller Adsorption aus der gelösten Phase. BACON et al. (1976) berechneten Verweilzeiten von  $^{210}\text{Po}$  im Tiefenwasser von >4 Jahren. Das  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Inventar über die gesamte Wassersäule zeigte keine deutliche Abweichung vom säkularen Gleichgewicht (BACON et al. 1976). Eine andere Verteilung mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnissen um 0,65 fanden KADKO et al. (1986/87 aus COCHRAN 1992) im Tiefenwasser in unmittelbarer Nähe des ostpazifischen Riftsystems. Die Autoren kamen zu dem Schluß, daß  $^{210}\text{Po}$  von Manganoxiden, die in der Nähe von hydrothermalen Quellen gebildet werden, stärker aufgenommen wird als  $^{210}\text{Pb}$ .

Das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis kann als Indikator für biogene Prozesse, wie Bildung und Austrag von Biomasse und lithogene Prozesse, wie Transport von Gesteinsmaterial dienen. Untersuchungen an Sedimentfallenmaterial vom mediterranen Kontinentalrand führten HEUSSNER et al. (1990) zu der Schlusfolgerung, daß  $^{210}\text{Po}$  größere Affinität zu frischen und labilen biogenen Phasen hat.  $^{210}\text{Po}$  ist positiv korreliert mit organischem Material und biogenem Silikat,  $^{210}\text{Pb}$  hingegen korreliert positiv mit karbonatischem Material und refraktärem Silikat (HEUSSNER et al. 1990). Sie fanden in lithogenem Material ein  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Verhältnis von ca. 1 und in marinen Organismen >10. COCHRAN et al. (1978) fand  $^{210}\text{Pb}$  ebenfalls angereichert gegenüber  $^{210}\text{Po}$  in Kalziumkarbonatschalen mariner Organismen.

Durch das unterschiedliche Adsorptionsverhalten von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  entstehen Fraktionierungen beim Übergang aus der gelösten in die partikelgebundene Phase (Tab. 3). Diese Fraktionierung ist besonders an biologischem Material ausgeprägt. SHANNON et al. (1970) ermittelten in Phytoplankton eine 3-fache  $^{210}\text{Po}$ -Anreicherung gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  und eine bis zu 12-fache Po-



### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

Anreicherung in Zooplankton (Abb. 11). Das Ungleichgewicht von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  in den Organismen ist auch als Indikator für ihre Nahrung benutzt worden (MIQUEL et al. 1993).

Tab. 3:  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisse im Meer

Gebiet	Wasser $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$	Partikel $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$	Fallenmaterial $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$	gesamt $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$
Subtropisches Oberflächenwasser Aguhasstrom um Cape of Good Hope <sup>1</sup>	0,5	3 (Phyto- plankton) 12 (Zoo- plankton)		
Küste vor Peru <sup>2</sup> 15°S/75°W	0,6	2,5		1,05( 0 m) 0,8 ( 500 m) 1,0 (1000 m) 0,9 (1500 m) 0,9 (2500 m) 1,1 (3000 m) 0,9 (3800 m)
Santa Barbara Basin <sup>3</sup>			<1 (0,45)	
Küste von Monaco <sup>4</sup>			<1 (0,5-0,9)	
Tropischer-/Nordost- Atlantik <sup>5</sup>	0,7 (80 m) >1 (150-450 m) <1 (-650 m) >1 (-1500 m) 0,5-0,2 (-5400 m)	14 1- 3,5 0,7-5 1- 5 1-12	0,8 1-1,5 0,8 1-1,4 1-0,5	
offener Ozean <sup>6</sup>	0,2-1		1-4,5 (30-230 m)	
Golf von Lion <sup>7</sup> (Juli-Oktober)			6 (50 m) 1 (100 m) 0,6 (300,600 m) >1 ( 50,100 m)	

1 SHANNON et al. (1970)

2 TUREKIAN & NOZAKI (1980)

3 MOORE et al. (1981)

4 HEYRAUD (1982)

5 BACON et al. (1976)

6 BACON et al. (1985)

7 HEUSSNER et al. (1990)

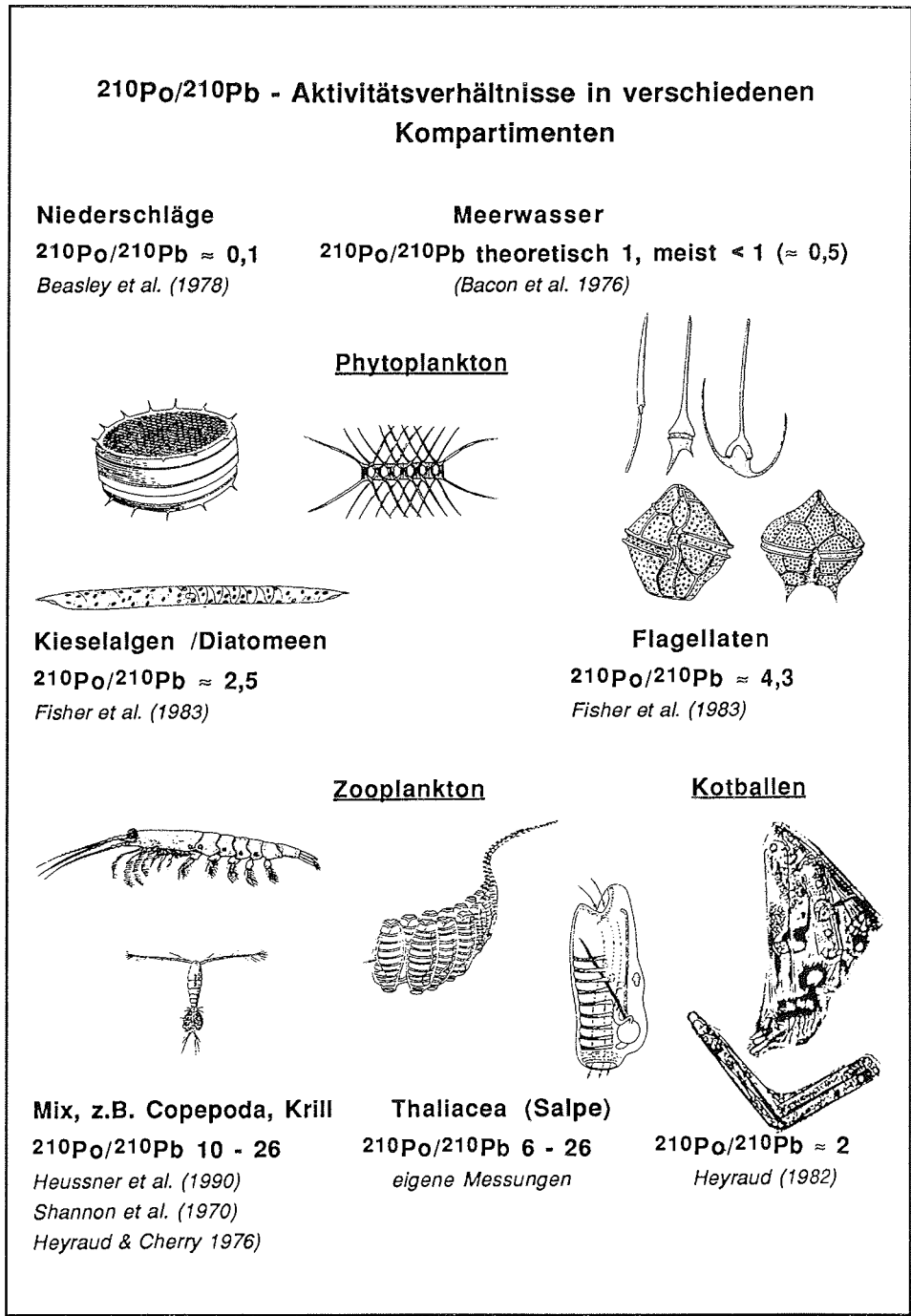


Abb. 11:  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisse in verschiedenen Kompartimenten

Verschiedene Autoren (CHERRY et al. 1975, KHARKAR et al. 1976, BEASLEY et al. 1978, RITCHIE et al. 1991, MIQUEL et al. 1993) wiesen auf die Rolle von Zooplankton und deren Ausscheidungen für den vertikalen Radionuklid- und besonders  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Transport aus dem Oberflächenwasser ins Tiefenwasser hin. Kotballen können sehr rasch sinken, z. B. von Euphausiden mit 126-826 m pro Tag (CHERRY et al. 1975). Sie zersetzen sich sehr langsam und erreichen den Meeresboden. BILLET et al. (1982) fanden in Tiefen zwischen 1340 m und 4000 m organischen Detritus, der neben Diatomeenresten aus größeren Kotballen und gelatinösen Aggregaten bis 10 mm Länge mit Kotballenresten bestand.  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisse in Euphausid-Kotballen liegen um 2, bei durchschnittlich 53 dpm  $^{210}\text{Po}/\text{g}$  Trockengewicht und 26 dpm  $^{210}\text{Pb}/\text{g}$  Trockengewicht (BEASLEY et al. 1978).

Für Diatomeen im Nordostatlantik geben BILLET et al. (1982) Sinkraten von 100-150 m pro Tag an. Eine Tiefe von 2000 m überwinden sie also in ca. 3 bis 2 Wochen. Für einzelne leere Zellen sind diese Sinkraten eher unwahrscheinlich. Der Transport erfolgt meist in Form von Aggregaten. Blütenbildende Diatomeen sind in der Polarfrontregion viel größer als im Nordostatlantik und sinken deshalb schneller.

Verschiedene Autoren (KHARKAR et al. 1976, HEYRAUD et al. 1976) geben der Adsorptionsrate von Radionukliden an organisches Material folgende Reihenfolge:  $\text{Po} \gg \text{Pb} = \text{Th} > \text{Ra} > \text{U}$ .

Für die Interpretation ist genaue Kenntnis der Adsorptionsmechanismen und der verschiedenen Transportwege von entscheidender Bedeutung. Deshalb sollen im folgenden Abschnitt Adsorptionsmechanismen betrachtet werden.

### 3.2 Fraktionierung von $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ in Organismen, Biokinetik von $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ in Phytoplankton

Es stellt sich die Frage, warum  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  in Organismen und in organischem Material unterschiedlich verteilt sind (Abb. 11).

FISHER et al. (1983) führten Untersuchungen zur Akkumulation von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  in Phytoplankton, an der Diatomee *Thalassiosira pseudonana* und einem Flagellaten, der nackten Grünalge *Dunaliella tertiolecta*, durch. Ihre Ergebnisse zeigen, daß die  $^{210}\text{Po}$ -Aufnahme wesentlich schneller als die  $^{210}\text{Pb}$ -Adsorption erfolgt. Versuche zur Radionuklidaufnahme bei Dunkelheit ließen erkennen, daß Phytoplanktonzellen die Radionuklide passiv aufnehmen bzw. die Aufnahme lichtunabhängig erfolgt.

Nach FISHER et al. (1983) wird  $^{210}\text{Po}$  in den Diatomeen im Zellplasma gebunden. Die  $^{210}\text{Po}$ -Verteilung folgt eng der Proteinverteilung. Die Bildung von Po-Proteinkomplexen in Zellen wurde bereits 1960 von ERLEKSOVA erkannt und von WILLIAMS (1981) diskutiert.  $^{210}\text{Po}$  wird primär passiv an die Zelloberfläche adsorbiert. Gelangt  $^{210}\text{Po}$  an der Zellmembran in Kontakt mit Proteinen, kann es mit diesen ins Innere der Zelle transportiert werden.

Das adsorbierte  $^{210}\text{Pb}$  ist ausschließlich an den Strukturkomponenten der Zelle, wie Zellwand und Zellmembranen, zu finden. Es konnte kein Hinweis auf Bindung an Proteine gefunden werden.

In allen Zellbestandteilen der Grünalgen ist  $^{210}\text{Po}$  gleichmäßiger verteilt. Im Gegensatz zur Silikatschale der Diatomee *Thalassiosira pseudonana* ist die Zelle des Flagellaten *Dunaliella tertiolecta* nackt und von einer externen proteinummantelten Membran bedeckt. An diese wird  $^{210}\text{Po}$  besser gebunden und kann offenbar leichter ins Zellinnere diffundieren, als durch die Silikatschale der Diatomeen (FISHER et al. 1983). Andere Flagellaten umgeben sich mit Zellausscheidungen, die eine Gallerthülle bilden, oder mit einem Zellulosepanzer. Mit Ausnahme der Kalkflagellaten und Silikoflagellaten besteht die Zellhülle aus kohlenstoffhaltiger organischer Substanz, die offenbar ein bevorzugter Adsorbent für  $^{210}\text{Po}$  ist.

Herbivores Zooplankton nimmt bei der Verdauung mit den Proteinen auch das  $^{210}\text{Po}$  auf. Dadurch wird  $^{210}\text{Po}$  im Organismus akkumuliert, während  $^{210}\text{Pb}$  mit den unverdaulichen Zellwänden ausgeschieden wird. Kotballen haben  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Verhältnisse, die nur halb so groß sind, wie die der Phytoplanktonnahrung ihrer Produzenten. Die Aufnahme von Po-haltigem Protoplasma durch Herbivoren kann zu einer höheren Umsetzungsrate von  $^{210}\text{Po}$  gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  im Oberflächenwasser führen (FISHER et al. 1983).

### 3.3 Partikelexport und *steady state scavenging* Modelle für $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$

Im weiteren werden drei Begriffe aus dem englischen Fachvokabular übernommen, da es im deutschen Wortschatz keine guten Analogie gibt. *Steady state* wird als stetiger Zustand übersetzt. Der Eintrag eines Stoffes in ein System und der Austrag des Stoffes aus dem System halten sich die Balance, es herrscht ein Gleichgewichtszustand. Der Stoff im System wird stetig erneuert, die Menge des Stoffes bleibt aber unverändert. Ändert sich die Menge des Stoffes durch Schwankungen in Ein- bzw. Austrag, wird das Gleichgewicht des Systems gestört und ein nichtstetiger Zustand (*non steady state*) herrscht, bis sich das System wieder stabilisiert hat. Der Begriff *scavenging* umschreibt den Prozess der Adsorption von Radionukliden an Partikel und den Transport. Auf dem Weg durch die Wassersäule "fangen" Partikel die gelösten Radionuklide "ein" und "fegen" sie aus dem Wasser. Der Begriff "Adsorption" spiegelt nur einen Teil dieses Vorganges wider.

Partikelexport aus einem spezifischen Tiefenbereich der Wassersäule kann aus Radionuklidaktivitätsbilanzen abgeleitet werden. Weil partikelreaktive Radionuklide an die Partikel adsorbiert und mit den Partikeln transportiert werden, liefert der Radionuklidexport ein Äquivalent für den Export der Partikel (RAMA et al. 1961, SHANNON et al. 1970, BACON et al. 1976, NOZAKI et al. 1976, BEASLEY et al. 1978, RITCHIE & SHIMMIELD 1991). Für die Abschätzung des Radionuklidexports werden sogenannte *scavenging* Modelle angewendet.

Wenn der Transport partikelreaktiver Radionuklide in Zusammenhang mit dem Export z.B. von organischem Kohlenstoff steht, sollte zwischen dem Anteil eines Radionuklids, welches durch Partikel transportiert wird und dem Export von organischem Kohlenstoff eine Beziehung bestehen. Diese Beziehung wurde von MOORE & DYMOND (1988) für organischen Kohlenstoff und  $^{210}\text{Pb}$  beschrieben. Die Autoren zeigen, daß das Verhältnis von  $^{210}\text{Pb}$ -Transport (in die Sedimentfalle) zur  $^{210}\text{Pb}$ -Produktion im Wasser über der Falle ( $^{226}\text{Ra}$ -Zerfall +

### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

atmosphärischer  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag) den Transport des organischen Kohlenstoffs wiedergibt. Dieser Zusammenhang bildet eine wichtige Grundlage für die Anwendung partikelreaktiver Radionuklide als Tracer für Partikelexport.

Das Verhalten eines Radionuklidpaars kann im Sinne eines kinetischen Modells interpretiert werden. In diesem Modell wird die irreversible Adsorption eines Tochternuklids an Partikeloberflächen angenommen und der darauffolgende Transport mit den Partikeln zum Meeresboden (BACON & ANDERSON 1982, Abb. 12a).

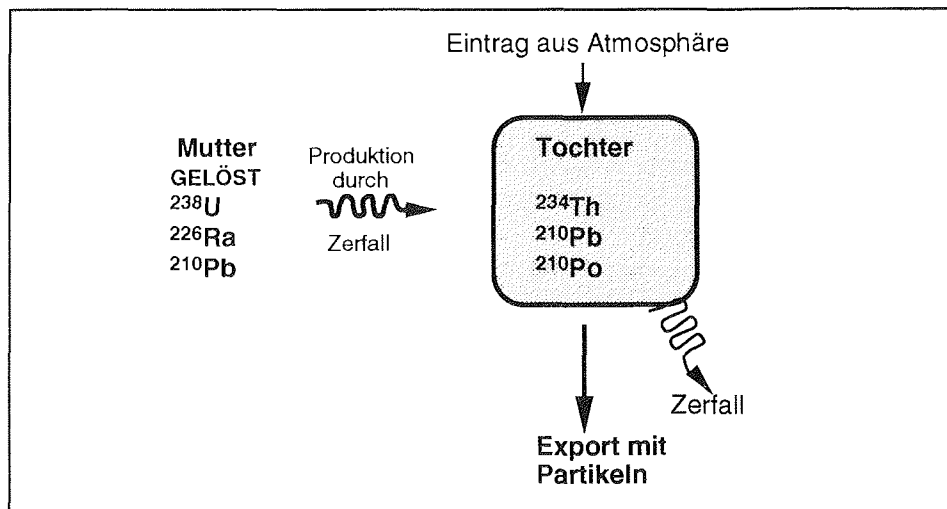


Abb. 12a: Irreversibles *scavenging* Modell für partikelreaktive Tochternuklide mit gelöstem Mutternuklid nach BACON & ANDERSON (1982). Die Gesamtaktivitäten (partikulär+gelöst) der einzelnen Radionuklide werden betrachtet. Die mathematische Umsetzung dieses Boxmodells ist in Abb. 12b dargestellt.

Weil das *scavenging* Modell auf instabile Isotope angewendet wird, muß radioaktiver Zerfall berücksichtigt werden. Die Aktivität eines Radionuklids im Oberflächenwasser wird dann bestimmt von der Produktion durch Zerfall des Mutternuklids, plus Eintrag aus der Atmosphäre, minus Entfernung des Tochternuklids aus der gelösten Phase durch radioaktiven Zerfall und Austrag mit Partikeln (Abb. 12a,b).

Als Beispiel: die  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität wird bestimmt durch den atmosphärischen  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag, plus in situ  $^{210}\text{Pb}$ -Produktion aus dem gelöst im Meerwasser vorliegenden  $^{226}\text{Ra}$  und dem radioaktivem Zerfall des  $^{210}\text{Pb}$ . Die Entfernung aus dem gelösten Zustand erfolgt durch Adsorption und dem nachfolgenden Export mit Partikeln (Gl. 1, Abb. 12b).

Durch ähnliche Prozesse wird die  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität bestimmt: durch die Produktion von  $^{210}\text{Po}$  aus dem Zerfall von  $^{210}\text{Pb}$ , minus dem radioaktivem Zerfall von  $^{210}\text{Po}$ , minus der Entfernung aus dem gelösten Zustand durch Adsorption und dem nachfolgenden Export mit Partikeln (Gl. 2, Abb. 12b).

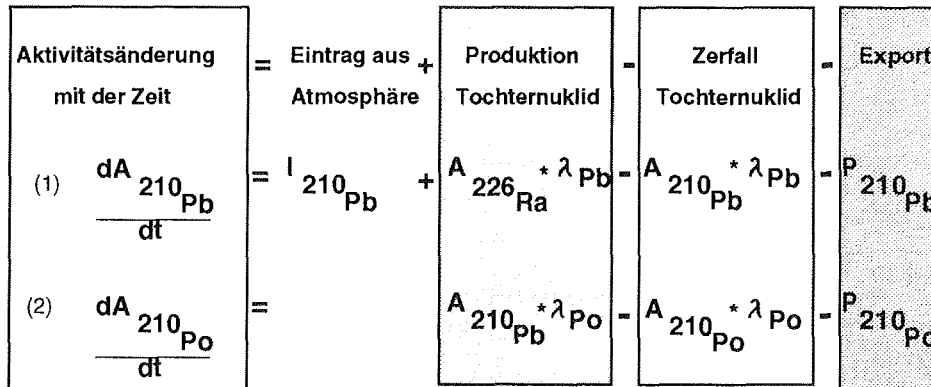


Abb. 12b: scavenging Modell für  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  nach BACON et al. (1976):

$dA_{^{210}\text{Pb}}/dt$  ist die zeitliche Änderung der Gesamt- $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität.

$I_{^{210}\text{Pb}}$  steht für den atmosphärische  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag,

$A_{^{226}\text{Ra}}$  ist die  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität,

$\lambda_{\text{Pb}}$  ist die Zerfallskonstante von  $^{210}\text{Pb}$  ( $8,471 \times 10^{-5} \text{d}^{-1}$ ),

$P_{^{210}\text{Pb}}$  repräsentiert den Export von  $^{210}\text{Pb}$  mit Partikeln,

$dA_{^{210}\text{Po}}/dt$  ist die zeitliche Änderung der  $^{210}\text{Po}$ -Gesamtaktivität,

$\lambda_{\text{Po}}$  ist die Zerfallskonstante von  $^{210}\text{Po}$  ( $0,005019 \text{d}^{-1}$ ),

$A_{^{210}\text{Po}}$  steht für die  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität,

$P_{^{210}\text{Po}}$  repräsentiert den Export von  $^{210}\text{Po}$  mit Partikeln.

$I_{^{210}\text{Po}} = 0$ , atmosphärischer  $^{210}\text{Po}$ -Eintrag vernachlässigbar

Unter der Annahme von *steady state*, wenn zeitliche Änderungen der Aktivität innerhalb des von der Halbwertszeit vorgegebenen Zeitraumes nicht signifikant sind, können die Gleichungen (1) und (2) sehr einfach gelöst werden:

$$(1) \quad \frac{dA_{\text{Pb}}^{\text{tot}}}{dt} = 0 = I_{\text{Pb}} + A_{\text{Ra}} * \lambda_{\text{Pb}} - A_{\text{Pb}}^{\text{tot}} * \lambda_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}$$

$$(2) \quad \frac{dA_{\text{Po}}^{\text{tot}}}{dt} = 0 = A_{\text{Pb}}^{\text{tot}} * \lambda_{\text{Po}} - A_{\text{Po}}^{\text{tot}} * \lambda_{\text{Po}} - P_{\text{Po}}$$

Die Indizes für die spezifischen Isotope, z.B.  $A_{^{210}\text{Pb}}$  werden weggelassen und einfach  $A_{\text{Pb}}$  geschrieben. Es ist nun eindeutig, um welche Isotope es sich handelt.  $A^{\text{tot}}$  steht für die Gesamtaktivität.

Der Export von  $^{210}\text{Pb}$  bzw. von  $^{210}\text{Po}$  an Partikeln kann durch Umstellen von Gleichung (1) und (2) nach P ermittelt werden:

$$(3) \quad P_{\text{Pb}} = I_{\text{Pb}} + (A_{\text{Ra}} - A_{\text{Pb}}^{\text{tot}}) * \lambda_{\text{Pb}}$$

$$(4) \quad P_{\text{Po}} = \left( A_{\text{Pb}}^{\text{tot}} - A_{\text{Po}}^{\text{tot}} \right) * \lambda_{\text{Po}}$$

Bisher wurde ein Modell betrachtet, in welchem die Gesamtaktivitäten von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  benutzt werden, um daraus den Radionuklidexport zu berechnen. Um aus dem Radionuklidexport den Export von Partikeln abzuleiten, wird aus der Partikelkonzentration (Masse/Volumen) und der Radionuklidaktivität der Partikel (Aktivität/ Volumen) das Verhältnis (Masse/Aktivität) gebildet. Wird das Verhältnis empirisch bestimmt, werden die gelöste und partikuläre Aktivität durch Filtration getrennt (BUESSELER et al. 1995). An den abfiltrierten Partikeln kann dann die Aktivität, die Partikelkonzentration, partikulärer organischer Kohlenstoff und biogenes Silikat bestimmt werden. Es wird angenommen, daß die gleichen Partikel, die POC und biogenes Silikat transportieren, auch  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  entfernen. Die Multiplikation des Verhältnisses von Partikelkonzentration/Partikelaktivität mit dem Radionuklidexport ergibt den Partikelexport.

Im filtrierten Wasser wird die gelöste Tochteraktivität bestimmt. Sie wird benötigt, um die Rate, mit der Radionuklide aus der gelösten Phase an Partikel adsorbiert werden, ermitteln zu können. Diese Adsorptionsrate ist meist verschieden von der Exportrate.

Weiterhin ist es notwendig, aufgrund des unterschiedlichen Adsorptionsverhaltens von  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  die spezifische Aktivität und das Aktivitätsverhältnis dieser Radionuklide an den Partikeln zu kennen. Deshalb wird das irreversible *scavenging* Modell aus Abb. 12a für die Betrachtung von gelöster und partikulärer Aktivität des Tochternuclids erweitert (Abb. 12c).

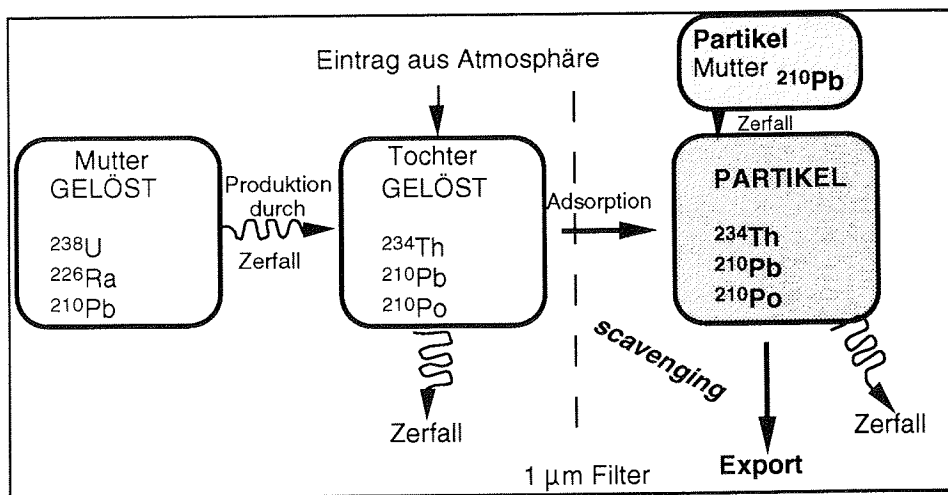


Abb. 12c: Irreversibles *scavenging* Modell für partikelreaktive Tochternuclide mit gelöstem Mutternuclid nach BACON & ANDERSON (1982) bei Betrachtung von gelöster und partikelgebundener Aktivität des Tochternuclids. Partikel  $< 1 \text{ mm}$  werden hier zur gelösten Phase gerechnet.

### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

Um nun  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Adsorptions- und Exportraten, sowie Aufenthaltszeiten in der gelösten und partikulären Phase unter *steady state* Bedingungen zu berechnen, werden die beiden Grundgleichungen (1) und (2) auf die gelöste und partikuläre Aktivität des Tochternuklids angewendet (SHANNON et al. 1970, BACON et al. 1976, NOZAKI & TSUNOGAI 1976, BEASLEY et al. 1978, RITCHIE & SHIMMIELD 1991, KADKO 1993, SHIMMIELD et al. 1995).

Für gelöstes  $^{210}\text{Po}$  gilt:

$$(5) \quad \frac{dA_{\text{Po}}^d}{dt} = 0 = A_{\text{Pb}}^d * \lambda_{\text{Po}} - A_{\text{Po}}^d * \lambda_{\text{Po}} - J_{\text{Po}}$$

$A_{\text{Pb}}^d * \lambda_{\text{Po}}$  beschreibt die Produktion von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  aus dem Zerfall von gelöstem  $^{210}\text{Pb}$ .  $A_{\text{Po}}^d * \lambda_{\text{Po}}$  steht für den radioaktiven Zerfall von gelöstem  $^{210}\text{Po}$ .  $J_{\text{Po}}$  ist die Adsorptionsrate von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  an Partikel. Der Eintrag von  $^{210}\text{Po}$  aus der Atmosphäre beträgt nur etwa 10% des  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrages (BEASLEY et al. 1978) und kann deshalb in der Rechnung vernachlässigt werden.

Die Adsorption von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  ( $J_{\text{Po}}$ ) an Partikel ergibt sich dann durch Umstellen von Gl. (5) nach  $J_{\text{Po}}$ :

$$(6) \quad J_{\text{Po}} = A_{\text{Pb}}^d * \lambda_{\text{Po}} - A_{\text{Po}}^d * \lambda_{\text{Po}}$$

Die Aufenthaltszeit für  $^{210}\text{Po}$  in Lösung  $t_{\text{Po}}^d$  wird nach BACON et al. (1976) errechnet aus :

$$(7) \quad t_{\text{Po}}^d = \frac{A_{\text{Po}}^d}{J_{\text{Po}}}$$

Die Aufenthaltszeit für  $^{210}\text{Po}$  in Lösung ist gleich dem Reziproken der Adsorptionsratenkonstante  $k_{\text{Po}}$  (KADKO 1993).

$$(7a) \quad t_{\text{Po}}^d = \frac{1}{k_{\text{Po}}}$$

$$(8) \quad k_{\text{Po}} = \frac{J_{\text{Po}}}{A_{\text{Po}}^d}$$

Die Adsorptionsratenkonstante  $k$  ist abhängig von der Dichte der Adsorptionsplätze, welche ungefähr proportional zur Konzentration von suspendiertem partikulärem Material sind (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997, BACON & ANDERSON 1982).



### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

$^{210}\text{Po}$  an Partikeln setzt sich zusammen aus dem Anteil von  $^{210}\text{Pb}$  an Partikeln, der zu  $^{210}\text{Po}$  zerfällt ( $A_{\text{Pb}}^{\text{p}} * \lambda_{\text{Po}}$ ), der Adsorption von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  an Partikel ( $J_{\text{Po}}$ ), dem radioaktiven Zerfall von partikelgebundenem  $^{210}\text{Po}$  ( $A_{\text{Po}}^{\text{p}} * \lambda_{\text{Po}}$ ) und der Entfernung der Partikel  $\text{P}_{\text{Po}}$  aus der betrachteten Wasserschicht:

$$(9) \quad \frac{dA_{\text{Po}}^{\text{p}}}{dt} = 0 = A_{\text{Pb}}^{\text{p}} * \lambda_{\text{Po}} - A_{\text{Po}}^{\text{p}} * \lambda_{\text{Po}} + J_{\text{Po}} - \text{P}_{\text{Po}}$$

Der Export von  $^{210}\text{Po}$  mit Partikeln ( $\text{P}_{\text{Po}}$ ) kann auch aus der Aktivität von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  an Partikeln durch Umstellen von (9) berechnet werden:

$$(10) \quad \text{P}_{\text{Po}} = A_{\text{Pb}}^{\text{p}} * \lambda_{\text{Po}} - A_{\text{Po}}^{\text{p}} * \lambda_{\text{Po}} + J_{\text{Po}}$$

Die Aufenthaltszeit  $t_{\text{Po}}^{\text{p}}$  für partikuläres  $^{210}\text{Po}$  ist (BACON et al. 1976):

$$(11) \quad t_{\text{Po}}^{\text{p}} = \frac{A_{\text{Po}}^{\text{p}}}{\text{P}_{\text{Po}}}$$

Für gelöstes  $^{210}\text{Pb}$  liefert die Anwendung von Gl. (1) aus Abb. 12b unter *steady state*:

$$(12) \quad \frac{dA_{\text{Pb}}^{\text{d}}}{dt} = 0 = A_{\text{Ra}} * \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - A_{\text{Pb}}^{\text{d}} * \lambda_{\text{Pb}} - J_{\text{Pb}}$$

Die  $^{210}\text{Pb}$ -Adsorptionsrate  $J_{\text{Pb}}$  wird durch Umstellen von Gl. (12) berechnet nach:

$$(13) \quad J_{\text{Pb}} = I_{\text{Pb}} + A_{\text{Ra}} * \lambda_{\text{Pb}} - A_{\text{Pb}}^{\text{d}} * \lambda_{\text{Pb}}$$

Werden Berechnungen zum  $^{210}\text{Pb}$ -Transport nach Gl. (1, 3, 12, 13) durchgeführt, müssen folgende Annahmen gemacht werden:

- Wenn die  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität nicht direkt gemessen wurde, muß sie unter Annahme der empirischen linearen Beziehung zu Silikat  $^{226}\text{Ra}(\text{dpm}/100 \text{ kg}) = 13 + 0,072 * \text{Si}(\mu\text{M})$  (KU & LIN 1976) ermittelt werden.

- Der atmosphärische  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag über dem Ozean ist schwierig zu bestimmen und wird meist abgeschätzt. Der Eintrag ins Untersuchungsgebiet beträgt nach BROECKER & PENG (1982) etwa  $0,15 \text{ dpm}/\text{cm}^2/\text{a}$ . Obwohl der atmosphärische  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag in der antarktischen Region gering ist, überschreitet er dennoch die in situ Bildungsrate von  $^{210}\text{Pb}$  aus  $^{226}\text{Ra}$  in den oberen 100 m der Wassersäule (siehe S. 26). Bei der Berechnung der  $^{210}\text{Pb}$ -Adsorptionsrate und des  $^{210}\text{Pb}$ -Exports nach Gl. (13) wird das Ergebnis deutlich durch den atmosphärischen

### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

$^{210}\text{Pb}$ -Eintrag geprägt. Da es sich um eine Abschätzung handelt, wird die Adsorptionsrate und der Exportwert ungenau. Deshalb wird in dieser Arbeit unter Annahme von *steady state* der Transport von partikulärem  $^{210}\text{Pb}$  ( $P_{\text{Pb}}$ ) aus einer Wasserschicht nach BACON et al. (1976) wie folgt berechnet:

$$(14) \quad P_{\text{Pb}} = \left( \frac{A_{\text{Pb}}^{\text{p}}}{A_{\text{Po}}^{\text{p}}} \right) * P_{\text{Po}}$$

Dazu muß angenommen werden, daß  $^{210}\text{Pb}$  von Partikeln transportiert wird, die die gleiche Aufenthaltszeit haben wie jene, die  $^{210}\text{Po}$  transportieren (BACON et al. 1976). Das bedeutet, daß  $^{210}\text{Pb}$  dann keine unabhängige Abschätzung des Partikelexportes liefert. Die Annahme stimmt aber nur zum Teil. Wenn silikatische und nichtsilikatische Partikel unterschiedliche Aufenthaltszeiten bzw. Sinkraten haben, liefert Gl. (14) ein Ergebnis, welches eine gewisse Abweichung vom wahren Exportwert enthält. Der Grund liegt im unterschiedlichen Bindungsverhalten von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  zu silikatischen und nichtsilikatischen Partikeln.

Die  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität an Partikeln kann durch folgende Aktivitätsbilanz bestimmt werden:

$$(15) \quad \frac{dA_{\text{Pb}}^{\text{p}}}{dt} = 0 = J_{\text{Pb}} - A_{\text{Pb}}^{\text{p}} * \lambda_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}$$

Nach der Adsorptionsrate ( $J_{\text{Pb}}$ ) von gelöstem  $^{210}\text{Pb}$  an die Partikel umgestellt:

$$(16) \quad J_{\text{Pb}} = A_{\text{Pb}}^{\text{p}} * \lambda_{\text{Pb}} + P_{\text{Pb}}$$

Die Aufenthaltszeit von  $^{210}\text{Pb}$  in der gelösten Phase  $t_{\text{Pb}}^{\text{d}}$  ist nach (BACON et al. 1976):

$$(16a) \quad t_{\text{Pb}}^{\text{d}} = \frac{A_{\text{Pb}}^{\text{d}}}{J_{\text{Pb}}}$$

Durch die Zerfallskonstante  $\lambda$  ist für jedes Radionuklidpaar eine Zeitkonstante in das Modell eingebaut. Daher ist der nach dem *steady state* Modell berechnete Radionuklidexportwert der Export, der im von der Halbwertszeit bestimmten Zeitraum stattfand. Eine ausführlichere Diskussion dieses Problems erfolgt in Abschnitt 8.2.

Treten innerhalb des durch die Halbwertszeit bestimmten Zeitraumes Änderungen in der Aktivität auf, ist der Gleichgewichtszustand zwischen Bildung, Zerfall und Export gestört und die Gleichungen müssen unter *non steady state* Bedingungen gelöst werden. Die Erweiterung des Modells auf *non steady state* erfolgt in Kap. 8.

### 3.4 $^{210}\text{Po}$ - und $^{210}\text{Pb}$ -Export und Isotopensignale im Sediment

Die Nutzung partikelreaktiver Radionuklide als Maß für den Partikelfluß und die biologische Produktivität beruht auf der hohen Korrelation von partikelreaktiven Radionukliden mit dem Transport von partikulärem organischen Kohlenstoff (TUREKIAN & NOZAKI 1980, MOORE & DYMOND 1988, RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER 1991, RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997, u.a.). In Sedimenten können organische Kohlenstoffflüsse aus der Vergangenheit nicht durch direkte Messungen bestimmt werden, da ein Großteil des organischen Kohlenstoffs oxidiert. Es bietet sich deshalb an, Radionuklide, die mit organischem Material ins Sediment eingetragen werden, aber den organischen Kohlenstoff zeitlich überleben, als Tracer zu benutzen.

$^{210}\text{Pb}$ -Überschuß gegenüber  $^{226}\text{Ra}$  ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ) im Sediment wird als Maß für die Sedimentation organischen Materials angewendet (MOORE & DYMOND 1988). Das Inventar von  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  im Sediment sollte unter Annahme von *steady state* Bedingungen und Vernachlässigung von horizontalem Transport den Mangel von  $^{210}\text{Pb}$  gegenüber  $^{226}\text{Ra}$  in der Wassersäule plus einer atmosphärischen Komponente ausgleichen (RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER 1991).

Im äquatorialen Pazifik fanden MOORE & DYMOND (1988) an vier Stellen den  $^{210}\text{Pb}$ -Fluß über der Resuspensionszone in guter Übereinstimmung mit dem Inventar im Sediment. Sie schlußfolgern, daß  $^{210}\text{Pb}$  vor allem durch große Partikel zum Boden transportiert wird und ohne deutliche Lösung im Übergangsbereich Wasser-Sediment sedimentiert. In der vorliegenden Arbeit wird diskutiert, ob  $^{210}\text{Pb}$  möglicherweise als Tracer für den Silikattransport ins Sediment verwendet werden kann (Abschnitt 8.4 und 8.6).

RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER (1991) stellten fest, daß in der Bransfield Straße während zweier produktiver Monate mehr als 95% des  $^{230}\text{Th}$  und  $^{210}\text{Pb}$  aus dem Wasser an Partikel adsorbiert werden. Die jährlichen  $^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ - und  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ -Flüsse überschritten die Bildungsrate dieser Isotope in der Wassersäule um 60%. Der Überschuß kann nur durch lateralen Transport erklärt werden.

Das  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ -Inventar an der Sedimentoberfläche spiegelt den rezenten Partikelfluß wider. Großer  $^{210}\text{Pb}$ -Überschuß ist in Gebieten mit hoher Produktion zu finden, wie z.B. nahe der Polarfront in der Bransfield Straße und Drake Passage. Im Gegensatz dazu wird niedriges  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ -Inventar nördlich der Polarfront und im Weddellmeer beschrieben (RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER 1991).

COCHRAN et al. (1990) beobachteten, daß im nordäquatorialen Pazifik das aus der Wassersäule entfernte  $^{210}\text{Pb}$  in den darunterliegenden Sedimenten als  $^{210}\text{Pb}$ -Überschuß ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ) zu finden ist. Die Sedimente des Nordatlantik südlich  $50^\circ\text{N}$  enthalten nur 50% des  $^{210}\text{Pb}$ -Defizits in der Wassersäule. Das Defizit wird durch einen entsprechenden  $^{210}\text{Pb}$ -Überschuß ( $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ) in den Sedimenten nördlich  $50^\circ\text{N}$  ausgeglichen. Die Autoren sehen die Ursache in lateralem Transport zu starken Senken.

$^{210}\text{Pb}$  in Sedimentfallenmaterial und im Sediment wird gewöhnlich über das Enkelnuclid  $^{210}\text{Po}$  gemessen (RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER 1991, ERTEN et al. 1985, ZUO et al. 1989 u.a.), da nahezu Gleichgewicht zwischen  $^{210}\text{Po}$

### 3 $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$ , QUELLE UND VERHALTEN

und der Großmutter  $^{210}\text{Pb}$  nach ca. einem Jahr Lagerzeit erreicht wird. Es gibt meines Wissens keine Arbeiten über das Verhältnis von  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  im Sediment. Während großer Exportereignisse, z.B. nach Planktonblüten (BILLET et al. 1983) ist an der Sedimentoberfläche ein  $^{210}\text{Po}$ -Überschuß gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  zu erwarten. Infolge der relativ kurzen  $^{210}\text{Po}$ -Halbwertszeit von 138 Tagen wäre ein solcher Überschuß ein sicheres Zeichen für frisches, in Form von großen Aggregaten schnell abgesunkenes Material. Nach 138 Tagen ist ein  $^{210}\text{Po}$ -Überschuß um die Hälfte zerfallen. Betrachtet man Material wie Kotballen mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} \approx 2$  und vernachlässigt Disaggregation, wäre nach einem halben Jahr das Isotopensignal auf etwa 1,4 zurückgegangen. Nach einem Jahr hat sich zwischen  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  nahezu radioaktives Gleichgewicht eingestellt. Das Problem bei der Messung eines Ungleichgewichtes zwischen  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  im Sediment ist die Abschwächung des Isotopensignals durch Mischung mit dem  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Sedimenthintergrund. An Probenahme und Analytik stellt es hohe Anforderungen, kleine Unterschiede genau zu erfassen.

Bei langsamerem Transport zerfällt ein Teil des  $^{210}\text{Po}$ -Überschusses bereits, bevor das Material den Boden erreicht. Langsam sinkende Partikel sind längerer Laugung durch das Meerwasser ausgesetzt. Die Auflösung vor allem des Zellplasmas bringt  $^{210}\text{Po}$  zurück in die gelöste Phase. Die Resuspension bereits sedimentierten detritischen organischen Materials durch bodennahe Strömungen bringt organisches Material wieder in Kontakt mit dem Wasser und gelöstes  $^{210}\text{Po}$  kann adsorbiert werden.  $^{210}\text{Po}$  mit einer Halbwertszeit länger als  $^{234}\text{Th}$  und kürzer als  $^{210}\text{Pb}$  könnte in Ergänzung zu  $^{234}\text{Th}$  als Tracer in Resuspensionsmodellen (BACON & RUTGERS VAN DER LOEFF 1989) angewendet werden. Die Anwendung von  $^{210}\text{Po}$  als Tracer für Bioturbation könnte eine Ergänzung zum Tracer  $^{234}\text{Th}$  (NITTROUER et al. 1984) und zu Chlorophyll  $a$  (SUN et al. 1991) darstellen, da infolge des relativ schnellen Zerfalls  $^{210}\text{Po}$  nur durch Bioturbation oder Umlagerungen ins tiefere Sediment gelangen kann.

Als Tracer für Kohlenstofffluß ins Sediment ist  $^{210}\text{Po}$  nur unter bestimmten Voraussetzungen anwendbar:

1. in flachen Meeresgebieten, wenn durch kurze Transportwege das an Oberfläche gebildete Isotopensignal bis zum Meeresboden zu verfolgen ist,
2. bei raschem Export von Partikeln in die Tiefsee nach Produktionsereignissen wie Planktonblüten (BILLET et al. 1983) ca. ein bis zwei  $^{210}\text{Po}$ -Halbwertszeiten (140-280 Tage),
3. Export durch schnell sinkendes Material, wie großen Aggregaten, die durch Auflösung wenig angegriffen werden.

## 4 ANALYTIK

### 4.1 Probenahme und Filtration

Die Proben zur Untersuchung der Radionuklidverteilung im Frühjahr 1992 (ANT-X/6) und Herbst 1994 (ANT-XI/4) wurden von FS "Polarstern" ausgenommen (Abb. 4). Die Probenahme erfolgte mit 270 L GERARD-Kunststoffwasserschöpfern aus 20 m, 60 m, 100 m, 200 m, 400 m und 600 m Tiefe. Für die flachste Probe wurde eine Wassertiefe von 20 m ausgewählt, repräsentativ für die obere Mischungsschicht und zugleich frei von Schiffskontamination. Tests von ROETHER (1971) mit Rhodamin B zum Wasseraustausch in GERARD-Wasserschöpfern (GWS) beim Fieren haben gezeigt, daß bei einer Tiefe von 20 m bis 40 m die Rhodamin B-Konzentration bis unter ca. 10% und unter 100 m bis 0,1% der Ausgangskonzentration abgenommen hat. Jo-Jo-Fahren der Schöpfer auf Tiefe vor dem Schließen erhöht den Wasseraustausch zusätzlich.

Infolge schwerer Wetterbedingungen während ANT-XI/4 mußten an zwei Stationen statt der GERARD-Schöpfer 12 L NISKIN-Schöpfer der CTD-Rosette eingesetzt werden. Aus jeweils vier Flaschen gleicher Tiefe konnte ausreichend partikuläres Material für die Radionuklidanalyse gewonnen werden.

Um das Absinken der Partikel in den Schöpfern so gering wie möglich zu halten, begann die Filtration sobald die GERARD-Wasserschöpfer wieder an Bord waren. Einem Druckfiltrationsgerät aus PTFE (Schleicher & Schuell, Filter 1 µm Nuclepore aus Polycarbonat, Durchmesser 142 mm) war eine Magnetkreispumpe (Verder IWAKI) nachgeschaltet, um zu verhindern, daß die Partikel die Pumpe passieren und dabei zerplatzen. Ebenfalls nachgeschaltet befand sich ein Durchflußzähler. Die Filtration wurde beendet, sobald eine starke Reduktion der Durchflußrate einen mit Partikeln verstopften Filter anzeigte. Gefaltet und in PE-Folie eingeschweißt, erfolgte die Lagerung der Filter mit der partikulären Fraktion >1µm bei 4°C bis zur Analyse im Instituts-Geochemielabor.

#### 4.1.1. Größenfraktionierte Filtration

Um Hinweise zu erhalten, ob der Radionuklidexport durch große schnell-sinkende Partikel oder über kleines langsamsinkendes Material erfolgt, muß die Radionuklidakkumulation in verschiedenen Partikelfraktionen betrachtet werden. Zur Bestimmung der Hauptbindungspartner für  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  in den verschiedenen Partikelfraktionen und Planktonvergesellschaftungen wurden zur Herbstsituation (ANT-XI/4) die Wasserproben in Gebieten mit höherer Partikeldichte über nacheinandergeschaltete 50 µm und 10 µm Nylonfilter und 1 µm Nucleporefilter filtriert und die Partikel in die genannten Größenfraktionen getrennt. Bei niedrigem Partikelgehalt im Wasser diente eine KLAUS-Pumpe (Kreiselpumpe) als Oberflächenwasserquelle. Diese Pumpe ist auf dem Schiff fest installiert und fördert aus 11 m Tiefe. Damit konnte in kurzer Zeit ein großes Wasservolumen filtriert werden. So wurde parallel zur Probenahme mit den GERARD-Wasserschöpfern ca. 1 m<sup>3</sup> Meerwasser aus 11 m Tiefe über einen 10 µm-Nylonfilter mit vorgeschaltetem 50 µm-Filter gepumpt.

Die Aufbereitung des Filtermaterials erfolgte wie in 4.3 beschrieben wird. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß das Isotopenverhältnis der Partikel immer einen Mischwert von Phytoplankton und Zooplankton darstellt, da auf dem Filter beide Fraktionen zusammen analysiert wurden.

#### 4.2 Isotopentrennung aus Wasserproben

Die Isotopentrennung und Isotopenanreicherung der filtrierten Wasserproben (Abb. 13) wurde sofort an Bord durchgeführt. Ungefähr 20 L filtrierten Wassers jeder beprobten Tiefe wurden in mit 2n HCl gereinigte PE-Kanister gefüllt. Schnee- und Eisproben wurden nicht filtriert. Nach dem Auswiegen des Filtrats und Ansäuern mit 20 ml 65% HNO<sub>3</sub> und Zugabe von 5 ml Eisenchloridlösung erfolgte die Zugabe der Spikes (künstliche Isotope zur Bestimmung der chemischen Ausbeute, Tab. 4).

Tab. 4: Spikezugaben zu Wasserproben

Spike	Aktivität	Zugabe
<b>ANT-X/6</b>		
Pb(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> -Lösung	Pb-Konzentration 20 mg/ml	0,5 ml
<sup>208</sup> Po-Spike		
Harwell 12.5.86	20 dpm/ml	0,5 ml
<sup>230</sup> Th-Spike Harwell	16 dpm/ml	1 ml
<b>ANT-XI/4</b>		
Pb(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> -Lösung	Pb-Konzentration 20 mg/ml	0,5 ml
<sup>208</sup> Po-Spike		
Harwell 12.5.86	60 dpm/ml	0,5 ml
<sup>230</sup> Th-Spike Harwell	16 dpm/ml	1 ml

Homogenisierung und Equilibrierung der Proben (ca. 24 h) schloß sich an. Zum Ausfällen der Radionuklide mit dem Eisenhydroxid wurde der pH-Wert mit ca. 20 ml konzentrierter Ammoniaklösung auf 8-8,5 angehoben und die Probe homogenisiert. Nach weiteren 24 h hatte sich der braune Niederschlag der Eisenhydroxide abgesetzt, so daß das überstehende Wasser mit einer Wasserstrahlpumpe abgesaugt werden konnte. Das Restwasser wurde nach dem Zentrifugieren dekantiert und der Eisenhydroxidniederschlag mit den Radionukliden in PE-Röhrchen überführt und zweimal mit destilliertem Wasser gewaschen.

Die Abtrennung von Polonium erfolgte in Anlehnung an Methoden von FLYNN (1968) und FLEER & BACON (1984). Dazu wird der rotbraune Niederschlag mit einigen Tropfen 9N HCl angelöst, mit 0,5N HCl vollständig in Lösung gebracht, in einen Teflonbecher überführt und im Sandbad auf Magnetührheizplatte gleichmäßig erwärmt. Ein einseitig von Schutzfolie befreites Silberplättchen wird zugegeben und die Lösung mit Rührfischen ständig gemischt. Gelbe Eisenreste werden mit einigen Körnchen Ascorbinsäure komplexiert, um Eisenabscheidung auf dem Silberplättchen zu vermeiden. Bei 80°C-90°C scheidet sich Po innerhalb von 4 h spontan zu 95% auf dem Silberplättchen ab.

#### 4 ANALYTIK

Nach der Po-Abtrennung schließt sich die Extraktion der Th-, U- und Pa-Isotope über Ionenaustauscher nach Methoden von ANDERSON & FLEER (1982) an. Der in ca. 8N HNO<sub>3</sub> vorliegende Rückstand enthält die Pb-Fraktion. Um <sup>210</sup>Pb-Aktivität indirekt über die Nachbildung des Enkelnuklids <sup>210</sup>Po zu bestimmen, wird der Rückstand ca. 1 Jahr in PE-Flaschen aufbewahrt. Für die zweite Po-Abtrennung wird den Proben <sup>208</sup>Po-Spike, ungefähr die 2 1/2-fache Aktivität der gemessenen <sup>210</sup>Po-Aktivität zugesetzt, um den Einfluß von Restspike in der Lösung weitgehend zu verringern. Der Effekt von Restspike auf die gemessene <sup>210</sup>Pb-Aktivität wird im Abschnitt "Systematische Fehler" genauer behandelt. Die Proben werden zur Trockene eingedampft und mit HCl die Salpetersäure ausgetrieben. Selbst geringe HNO<sub>3</sub>-Reste würden zum Anätzen des Silberplättchens führen! Der Salzrest wird in 2N HCl gelöst und auf 0,5N HCl verdünnt. Po-Abtrennung erfolgt wie oben beschrieben.

Nach der zweiten Po-Abtrennung wird die Probenrestlösung auf ein Standardvolumen (500 ml) verdünnt, mit 0,5 ml konzentrierter HNO<sub>3</sub> angesäuert und stabiles Blei mit der Flammen-Atomabsorptionsanalyse (Perkin Elmer 4000) gemessen. Die Ausbeute wird durch Vergleich mit Pb-Standardlösung, die auf gleiches Volumen verdünnt wurde, bestimmt. Proben- und Standardmessungen wurden abwechselnd durchgeführt. Die Ergebnisse basieren auf Dreifachbestimmungen.

#### 4.3 Isotopentrennung aus partikulärem Material

Im Labor wurden die partikuläre Fraktion auf dem Filter sowie die Salproben in einem Mikrowellengerät (MLS 1200) aufgeschlossen, nach Spikeeinwaage (Tab. 5) und Zugabe von 10 ml HNO<sub>3</sub>, 0,5 ml HF und später 2 ml H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>.

Nach Überführung in Teflonbecher lassen sich organische Reste durch Erhitzen mit 2 ml HClO<sub>4</sub> beseitigen. Befinden sich keine Krusten an der Gefäßwand und ist die Lösung klar und hell, ist der Aufschluß vollständig. Mit HNO<sub>3</sub> werden HF und Perchlorsäurereste ausgetrieben, und die Probe wird anschließend eingetrocknet. Die Probe ist nun fertig zur Po-Abtrennung. Dazu wird sie in 2N HCl gelöst. Die weitere Behandlung erfolgt wie unter 4.2 erläutert.

Tab. 5: Spikezugabe zu Filterproben

Spike	Aktivität	Zugabe
<b>ANT-X/6</b>		
Pb(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> -Lösung	Pb-Konzentration 20 mg/ml	0,5 ml
<sup>208</sup> Po-Spike		
Harwell 12.5.86	297 dpm/ml	100 ml
<sup>336</sup> U-Spike Harwell	4,15 dpm/ml	100 ml
<sup>230</sup> Th-Spike Harwell	16 dpm/ml	0,5 ml
<b>ANT-XI/4</b>		
Pb(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> -Lösung	Pb-Konzentration 20 mg/ml	0,5 ml
<sup>208</sup> Po-Spike		
Harwell 12.5.86	297 dpm/ml	50 ml
<sup>30</sup> Th-Spike Harwell	16 dpm/ml	1 ml

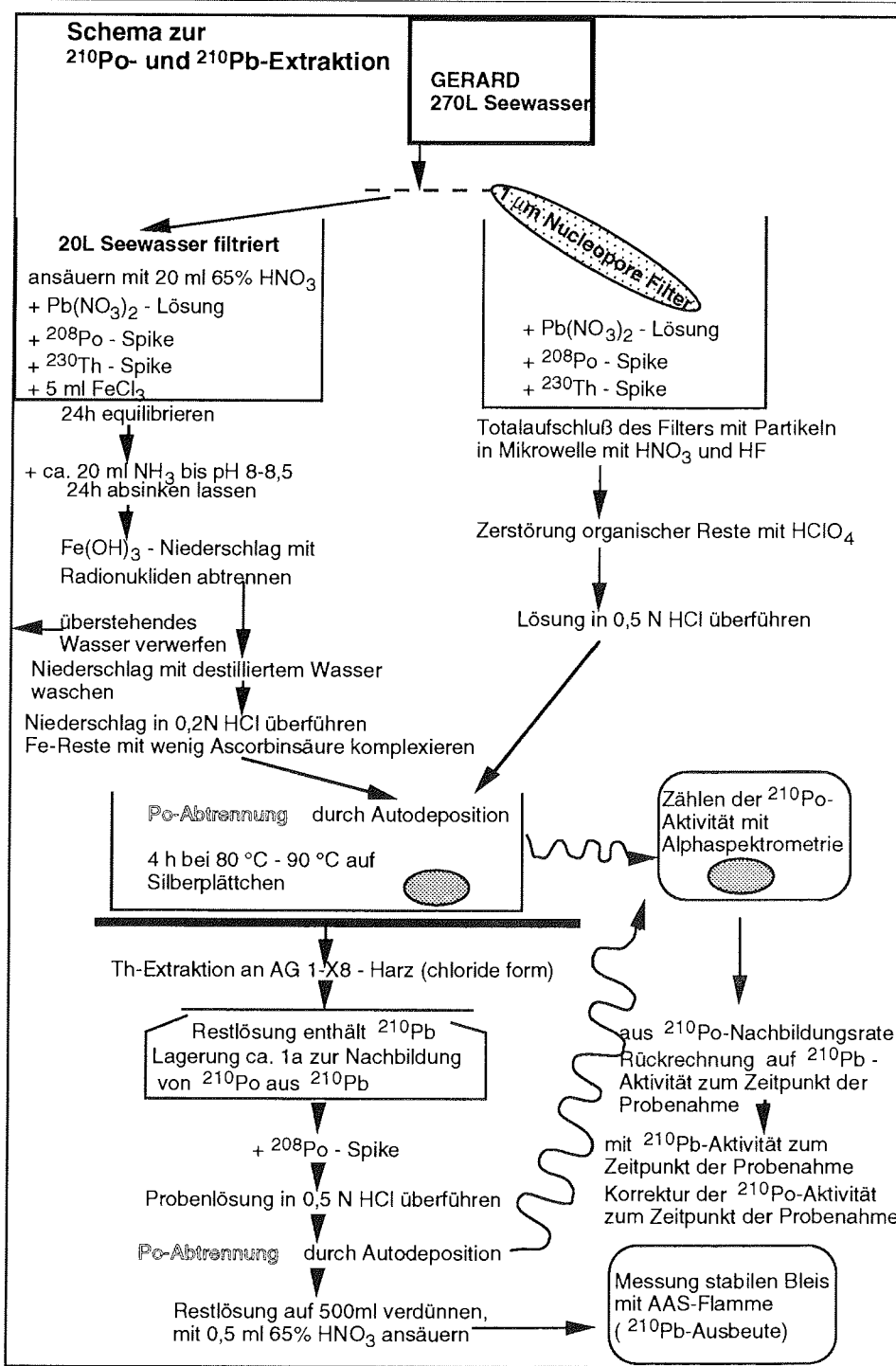


Abb. 13: Schema zur Extraktion von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  aus Meerwasserproben



#### 4.4 Analytische Schwierigkeiten bei der Polonium-Analyse

Hinsichtlich der analytischen Arbeiten dürfen einige Besonderheiten im chemischen Verhalten von Po nicht unerwähnt bleiben. Die intensive Alphastrahlung von  $^{210}\text{Po}$  ( $E_{\alpha} = 5407,5 \text{ keV}$ ,  $t_{1/2} = 138 \text{ d}$ , GMELIN 1990) ändert die Kristallstruktur von Feststoffen und zersetzt organische Verbindungen (DE OLIVEIRA GODOY 1983). Durch die Behandlung der Proben mit Säuren entstehen Poloniumhalogenide, die flüchtig sind (DE OLIVEIRA GODOY 1983), was zu Verlusten bei allen Behandlungen unter starker Erwärmung führen kann. Außerdem wird Polonium an jede Art von Partikeln und Oberflächen adsorbiert. Adsorptionen an Probenahme- und Filtrationsgeräten, Arbeitsmitteln wie Pipetten, Vorratsflaschen und Reaktionsgefäßen können sowohl für  $^{210}\text{Po}$  als  $^{208}\text{Po}$  nicht ganz ausgeschlossen, sondern nur auf ein Minimum begrenzt werden. Die Stammlösung für die verwendeten Standards lieferte der Hersteller (Harwell Laboratories) in einer Glasampulle in 0,5 M HCl. Stärkste Polonium-Adsorptionen an Glas aus 0,01M bis 0,1M Säure wurden in GMELIN (1990) berichtet und von DE OLIVEIRA GODOY (1983) beobachtet. Die Adsorptionvorgänge erfolgen sehr rasch. Nach GMELIN (1990) waren ca. 18%  $^{210}\text{Po}$  aus einer 0,04 %  $\text{HNO}_3$ -Lösung nach 10 Minuten an Teflon adsorbiert. Um Verluste an Polonium zu vermeiden, empfiehlt DE OLIVEIRA GODOY (1983), die Spikelösung auf mindestens 1N Säure zu halten. Aufgrund fehlender stabiler Po-Isotope ist eine Trägerung von Po-Standardlösungen nicht möglich.

Da die Arbeiten nicht unter Reinraumbedingungen durchgeführt werden, besteht das Risiko des Partikeleintrags in die Spikelösung aus der Laborluft. Die Gefahr erhöht sich bei Vorratsgefäßen mit großem Volumen, die über lange Zeit häufig zur Entnahme geöffnet werden. Bei einer der verwendeten  $^{208}\text{Po}$ -Spikelösungen wurde ein plötzlicher Aktivitätsabfall festgestellt. Die Analyse des Bodensatzes ergab, daß die fehlende Aktivität an feinste Fasern adsorbiert war. Die Aktivität des Spikes hatte sich um das  $1,72 \pm 0,19$  fache verringert. Betroffen von der Korrektur sind die Po-Messungen der ANT-XI/4-Partikelproben.

#### 4.5 Aktivitätsberechnung und Datendarstellung

Alle Präparate wurden in einem Alphaspektrometersystem der Firma EG & G ORTEC mit Silizium-Oberflächen-Barrieren-Detektoren (EG & G ORTEC) gemessen.

Die Spektrenkorrektur wurde per Hand für jedes Spektrum durchgeführt, wie in FLEER & BACON (1984) erläutert. Die Berechnung der  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten aus den korrigierten Zählraten erfolgte nach einem ebenfalls von FLEER & BACON (1984) detailliert beschriebenen Algorithmus. Deshalb wird hier auf die Auflistung der Formeln verzichtet.

Alle Aktivitäten der Wasser- und Partikelproben sind in dpm/100L angegeben. Die Probenmengen wurden gravimetrisch bestimmt und mit in situ Dichten auf Volumen umgerechnet. Schnee- und Eisproben sind in dpm/100kg angegeben.

Die Isolinienabbildungen wurden durch Interpolation mit dem Programm *UNIGRAPH + 2000* erstellt. Bei der angewendeten bilinearen Interpolation werden die Meßwerte in einer unregelmäßigen x, y-Fläche auf ein äquidistantes zweidimensionales Datengitter umgerechnet. Die Schätzwerte für jeden Gitterpunkt werden anhand der nächsten Nachbarn berechnet. Am Ende erfolgt die Verfeinerung der Werte durch Distanzwichtung. Bei der Berechnung des gewichteten Mittels ist jeder Meßwert mit einem Faktor behaftet, welcher von der Entfernung zum Gitterpunkt abhängig ist. Der Einfluß eines Meßwertes ist umso höher, je näher er am Gitterpunkt liegt (Schlüter 1996). Treten nun in der Meßwertverteilung größere Lücken auf und haben die nächsten Nachbarn dadurch sehr unterschiedliche Werte, können die Schätzwerte des äquidistanten Gitters für die Lücke schwanken. Die Folge kann eine zitternde Isolinie sein. Solche Regionen wurden nicht in die Interpretation einbezogen.

## 4.6 Fehlerbetrachtung

### 4.6.1 Systematische Fehler

Die  $^{208}\text{Po}$ -Tracer wurden mit DL1a (Braunerit und Uraniniterz, Elliot Lake, Ontario) und einer  $^{210}\text{Pb}$ -Standardlösung (PTB 1994) kalibriert. Die Stammlösung der  $^{208}\text{Po}$ -Spikes weist laut Herstellerangabe eine Unsicherheit von 2,5% auf. Durch die Rekalibration mit DL1a ( $^{210}\text{Po}$ -Unsicherheit von DL1a  $\approx$  2,1%) wurde ein systematischer Gesamtfehler einschließlich Zählstatistik von 6,6% ermittelt. Die Rekalibration mit einer  $^{210}\text{Pb}$ -Standardlösung (2,5% Unsicherheit) ergab einen Gesamtfehler von 7%.

Die zweite  $^{210}\text{Po}$ -Abtrennung zur  $^{210}\text{Pb}$ -Bestimmung ist theoretisch schon nach einigen Monaten möglich, da nach Ablauf der ersten 138 Tage  $^{210}\text{Po}$  bereits zu 50% nachgebildet ist. Das Risiko wäre, daß bei nicht vollständiger erster  $^{210}\text{Po}$ -Abtrennung bei der zweiten Messung  $^{210}\text{Po}$ -Reste plus nachgebildete  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität bestimmt werden und damit die  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität zu hoch berechnet wird. Es wurde eine Nachbildungszeit länger als zwei  $^{210}\text{Po}$ -Halbwertsperioden gewählt, da die  $^{210}\text{Po}$ -Reste aus dem ersten Trennungsgang dann zu 75% zerfallen sind und das Meßergebnis kaum noch beeinflussen. Jedoch befinden sich  $^{208}\text{Po}$ -Spikereste (Halbwertszeit von 2,8 Jahren) noch zu 83% in der Probe. Nochmalige Po-Abtrennung an einigen Proben unmittelbar nach dem ersten Po-Trennungsgang ergaben Reste des  $^{208}\text{Po}$ -Spikes und  $^{210}\text{Po}$ -Reste bis 5%. Das bedeutet, bei ca. 5%  $^{208}\text{Po}$ -Spikerest wird nach 2 x 138 Tagen, nach Zugabe gleicher Aktivität des zweiten  $^{208}\text{Po}$ -Spikes wie beim ersten Trennungsgang, die  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität um ca. 4% zu niedrig bestimmt. Bei Zugabe doppelt so hoher Aktivität des zweiten Spikes verringert sich der Einfluß um die Hälfte. Da  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität in der Probe für den Zeitpunkt der Probenahme mit der  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität korrigiert wird, ergibt sich dadurch in Abhängigkeit von der  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität ein geringfügig (1-2%) zu hoher  $^{210}\text{Po}$ -Wert. Deshalb wurde für die zweite Po-Abtrennung den Proben ungefähr die 2<sup>1/2</sup>-fache  $^{208}\text{Po}$ -Spike-Aktivität der gemessenen Aktivität zugesetzt, bei sehr niedriger Probenaktivität mindestens die gleiche Menge wie zur ersten Abtrennung, um den Einfluß von Restspike auf das Analysenergebnis weitgehend zu verringern.

### 4.6.2 Reproduzierbarkeit

Radioaktiver Zerfall ist statistischer Natur und wird durch Wahrscheinlichkeitsgesetze beschrieben. Nur mit einer ausreichend großen Anzahl von Impulsen kann der statistische Fehler des Meßwertes eingeschränkt werden. Deshalb wurden eine Gesamtzahl von mindestens 500 Zerfällen  $^{210}\text{Po}$  angestrebt. Bei Proben sehr niedriger Aktivität, wie Filterproben der fraktionierten Filtration und bei der zweiten Po-Zählung zur  $^{210}\text{Pb}$ -Bestimmung konnte diese Zahl selbst bei einer Zähldauer von einer Woche nicht erreicht werden.

Ist die Halbwertszeit des zerfallenden Isotops im Vergleich zur Dauer der Messung groß, dann ist die Standardabweichung  $\sigma$  mit der Quadratwurzel der gezählten Impulse identisch.

$$\sigma = \sqrt{N}$$

Gleiches gilt für den Zählhintergrund der Detektoren für die jeweiligen Isotope.

$$\sigma = \sqrt{N_0}$$

Der relative statistische Fehler der  $\alpha$ -Zählung ergibt sich bei einem Zählhintergrund  $N_0$  ( $N_0 \approx 25$  Zerfälle pro Woche,  $N_0/N \leq 5\%$ ) der Detektoren aus

$$\frac{\sigma N}{N} = \frac{\sqrt{N + N_0}}{N - N_0} \approx \sqrt{\frac{1}{N}}$$

Der Gesamtfehler der gemessenen spezifischen  $^{210}\text{Po}$ -Aktivitäten der gelösten Fraktion (Wasserproben) ergibt sich aus:

- Wägefehler mit ca. 0,5% (Probenmasse  $\pm 100$  g) bei der Probeneinwaage an Bord,
- subjektiver Pipettierfehler mit 0,5% bei  $^{208}\text{Po}$ -Spike-Zugabe,
- statistischer Fehler der  $\alpha$ -Zählung.

$$\frac{\sigma A_{\text{Po}}}{A_{\text{Po}}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\text{m Probe}}}{\text{m}_{\text{Probe}}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\text{V Spike}}}{\text{V}_{\text{Spike}}}\right)^2 + \frac{1}{N_{208}} + \frac{1}{N_{210}}}$$

Der Gesamtfehler der gemessenen spezifischen  $^{210}\text{Po}$ -Aktivitäten der partikulären Fraktion ergibt sich aus:

- Abweichung des Kent-Flowmeters mit 0,5-1%, in Abhängigkeit von Durchflußvolumen,
- statistischer Fehler der  $\alpha$ -Zählung.

$$\frac{\sigma A_{\text{Po part.}}}{A_{\text{Po part.}}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\text{V flow}}}{V_{\text{flow}}}\right)^2 + \frac{1}{N_{208}} + \frac{1}{N_{210}}}$$

Der Wägefehler bei der Spikeeinwaage ist so gering, daß er vernachlässigt werden kann.

Der Gesamtfehler der gemessenen spezifischen  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten der gelösten Fraktion (Wasserproben) ergibt sich aus:

- Wägefehler mit 0,5% (Probenmasse  $\pm 100$  g) bei der Probeneinwaage an Bord,
- subjektiver Pipettierfehler mit 0,5% bei der  $\text{PbNO}_3$ -Standard-Zugabe,
- statistischer Fehler der  $\alpha$ -Zählung,
- Fehler bei Pb-Messung mit Flammen-AAS (Perkin Elmer 4000) 1% bei 20 mg/L.

$$\frac{\sigma A_{\text{Pb}}}{A_{\text{Pb}}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\text{m Probe}}}{m_{\text{Probe}}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\text{V Spike}}}{V_{\text{Spike}}}\right)^2 + \frac{1}{N_{2-208}} + \frac{1}{N_{2-210}} + \left(\frac{\sigma_{\text{c Pb-AAS}}}{c_{\text{Pb-AAS}}}\right)^2}$$

Der Gesamtfehler der gemessenen spezifischen  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten der partikulären Fraktion ergibt sich aus:

- Abweichung des Kent-Flowmeters mit 0,5-1%, in Abhängigkeit von Durchflußvolumen,
- statistischer Fehler der  $\alpha$ -Zählung,
- Fehler bei Pb-Messung mit Flammen-AAS (Perkin Elmer 4000) 1% bei 20 mg/L.

$$\frac{\sigma A_{\text{Pb part.}}}{A_{\text{Pb part.}}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\text{V flow}}}{V_{\text{flow}}}\right)^2 + \frac{1}{N_{2-208}} + \frac{1}{N_{2-210}} + \left(\frac{\sigma_{\text{c Pb-AAS}}}{c_{\text{Pb-AAS}}}\right)^2}$$

Der relative Fehler des Aktivitätsverhältnisses ergibt sich aus der Quadratwurzel der Summe der Quadrate der Relativfehler von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ .

$$\frac{\sigma_{\text{Po/Pb}}}{\text{Po/Pb}} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\text{A Po}}}{A_{\text{Po}}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\text{A Pb}}}{A_{\text{Pb}}}\right)^2}$$

Der Chemikalienblindwert an  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  beträgt durchschnittlich weniger als 1% der gelösten Aktivitäten. Der Blindwert der Nucleopore- ( $^{210}\text{Po} = 0,04$  dpm,  $^{210}\text{Pb} = 0,03$  dpm) und Nylonfilter ( $^{210}\text{Po} = 0,09$  dpm,  $^{210}\text{Pb} = 0,07$  dpm) hat vor

allem auf den Meßwert von Partikelproben sehr geringer Aktivität erheblichen Einfluß. Da alle Meßwerte um den Chemikalienblindwert reduziert wurden, fließt der Fehler der Blindwertbestimmung in den Absolutfehler der Fraktionen ein.

$$\sigma A_{\text{korr.}} = \sqrt{\sigma_{A_{\text{Pr obe}}}^2 + \sigma_{A_{\text{blind}}}^2}$$

Bei der fraktionierten Filtration ergibt sich der absolute Fehler der gesamten partikulären Aktivität aus der Wurzel der Summe der Quadrate der Absolutfehler der einzelnen Größenfraktionen.

$$\sigma A_{\text{part}} = \sqrt{\sigma_{A_{1\mu\text{m}}}^2 + \sigma_{A_{10\mu\text{m}}}^2 + \sigma_{A_{50\mu\text{m}}}^2}$$

Der absolute Fehler der Gesamtaktivität sowohl von  $^{210}\text{Po}$  als auch von  $^{210}\text{Pb}$  wird aus der Quadratwurzel der Summe der Quadrate der Absolutfehler der gelösten und partikulären Fraktion berechnet.

$$\sigma A_{\text{Po total}} = \sqrt{\sigma_{A_{\text{Po diss}}}^2 + \sigma_{A_{\text{Po part.}}}^2}$$

Der sich aus der Fehlerrechnung ergebende Fehler der Analysenwerte ist in den Datentabellen aufgeführt.

#### 4.7 Suspensiertes partikuläres Material

Suspensiertes partikuläres Material (SPM) wurde über Transmissionsmeter-Messungen ermittelt. Die Transmissionsmeterwerte aus kontinuierlichen CTD-System-Messungen wurden auf die Tiefen der Radionuklidproben interpoliert und nach einem Algorithmus von GARDNER et al. (1993), basierend auf dem North Atlantic Bloom Experiment (NABE), in SPM-Werte konvertiert (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997). Obwohl die Partikelzusammensetzung von NABE nicht direkt auf den Antarktischen Ozean übertragbar ist, scheint dieser Algorithmus besser geeignet als der Algorithmus für den äquatorialen Pazifik (GARDNER et al. 1995), der von kleinen Zellen ausgeht. Planktonblüten an der Polarfront werden hauptsächlich von großen Phytoplanktern (v.a. Diatomeen) gebildet. Maximale Durchstrahlung (90%) ungefähr bei 1000 m wird bei der Berechnung als partikelfreies Wasser interpretiert (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997).

## 5 FRÜHJAHRSSITUATION ANT-X/6

### 5.1 Ergebnisse

Die Daten der Frühjahrsituation für gelöstes, partikelgebundenes und gesamt  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  sind in Tab. 20 in der Datensammlung zusammengefaßt. Die  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilungen sind in den Abb. 14-18 und 19a-c dargestellt. Die  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Daten der Schnee-, Eis- und Salpen-Proben sind in Tab. 6 aufgelistet. Die Probenlokalitäten gibt Abb. 4 und Tab. 11 wieder.

Die  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung im ACC bis in 600 m Tiefe liefert zu Beginn (Transekt 2), Mitte (Transekt 5) und Ende des Frühjahrs (Transekt 11) in allen drei Transekten das folgende Bild (Abb. 15a-f): Von der Polarfrontregion (PFR) bis zur Grenze des ACC mit dem Weddellmeer treten in den oberen Wasserschichten niedrigere Gesamt- $^{210}\text{Po}$ -Aktivitäten mit 4-7 dpm/100L und niedrigere Gesamt- $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten mit 8-12 dpm/100L auf, als in mittleren Tiefen (8-10 dpm  $^{210}\text{Po}$ /100L, 13-16 dpm  $^{210}\text{Pb}$ /100L). Der Übergangsbereich von niedrigen zu höheren Aktivitäten liegt zwischen 200 m und 400 m Tiefe. In der Polarfrontregion reichen die niedrigeren Aktivitäten weiter in die Tiefe, bis 400-600 m.

Die  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität ist im Oberflächenwasser am niedrigsten und nimmt mit der Tiefe zu. Anders sieht die  $^{210}\text{Po}$ -Verteilung aus. Scheinbar in Zusammenhang mit der fortschreitenden Planktonblüte in der Polarfrontregion bildet sich bis zur südlichen ACC-Front (SACCF) im unteren Bereich der euphotischen Zone (zwischen 60 m und 200 m) ein Minimum in gelöstem  $^{210}\text{Po}$  aus. Dadurch ist auch die Gesamtaktivität von  $^{210}\text{Po}$  niedriger als an der Oberfläche (Abb. 14c, 15c, 16c, 16f). Diese ungewöhnliche Verteilung wird später näher erörtert.

Im Einflußbereich der Wassermassen des Weddellmeeres südlich von 57°S sind die Gesamtaktivitäten von  $^{210}\text{Po}$  (8-11 dpm/100L) und  $^{210}\text{Pb}$  (12-17 dpm/100L) höher als im südlichen ACC.

Das Aktivitätsverhältnis  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  des gelösten Anteils und der Gesamtfraktion (gelöst + partikulär) ist in allen Transekten von der Oberfläche bis in 600 m Tiefe kleiner als 1 (Abb. 16a-f). Das bedeutet, daß weniger  $^{210}\text{Po}$  als  $^{210}\text{Pb}$  im Wasser vorhanden ist und  $^{210}\text{Po}$  stärker als  $^{210}\text{Pb}$  mit Partikeln weggeführt wurde. Ausnahmen mit  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im Gleichgewicht, also einem Gesamtaktivitätsverhältnis um 1, sind nur kleine Gebiete im Oberflächenwasser in der Polarfrontregion, im südlichen Teil des ACC (50°30'S-55°S) und im Bereich der lokalen Meereisgrenze.

Die Ausbildung des  $^{210}\text{Po}$ -Minimum im unteren Bereich der euphotischen Zone läßt sich auch im  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis des Wassers (gelöste und Gesamtfraktion) verfolgen. Im  $^{210}\text{Po}$ -Minimum geht das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis auf 0,4-0,5 zurück (Abb. 16a-f).

In der Polarfrontregion ist eine Zunahme an partikelgebundenem  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  mit zunehmender Konzentrationen von Chlorophyll  $a$  in der sich ausbildenden Phytoplanktonblüte zu beobachten (Abb. 17a-f, 18a-f). Die höchste

partikelgebundene  $^{210}\text{Po}$ -Menge wurde in Transekt 5 erreicht. Das meiste partikelgebundene  $^{210}\text{Pb}$  wurde in Transekt 11 gemessen.

An der südlichen ACC-Front in Transekt 2 und 5 und im Bereich der lokalen Meereisgrenze ist in allen Transekten im Oberflächenwasser hohe  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität an Partikeln ( $>1,5$  dpm/100L) zu beobachten (Abb. 17a, b).

Zwischen 100 m und 200 m Tiefe ist von der Polarfrontregion bis zur südlichen ACC-Front in Transekt 2 höhere  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität an Partikeln ( $>1$  dpm/100L) auffällig (Abb. 17d). In den folgenden Transekten 5 und 11 tritt höhere partikelgebundene  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität nur in der Polarfrontregion in Zusammenhang mit der Phytoplanktonblüte auf (17e, f).

In 600 m Tiefe bei  $55^\circ\text{S}$  und  $57^\circ\text{S}$  ist im südlichen Teil von Transekt 2 sowohl  $^{210}\text{Po}$  ( $>2$  dpm/100L) als auch  $^{210}\text{Pb}$  ( $>1$  dpm/100L) vermehrt an Partikeln zu finden (Abb. 17a, d).

Mehr im Detail soll jetzt die  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung in Kombination mit der  $^{234}\text{Th}$ -Verteilung und biologischen Parametern diskutiert werden. Die enge Kopplung des  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilungsmusters im Oberflächenwasser an biologische Prozesse erfordert eine gemeinsame Betrachtung.

Tab. 6:  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{210}\text{Po}$ - Daten von Schnee-, Eis- und *Salpa thomsoni*-Proben

Station	Probe	Breite	Länge	$^{210}\text{Pb}$ (dpm/100kg)	$^{210}\text{Po}$ (dpm/100kg)	Po/Pb
ANT-X/6						
919	Schnee A	$59^\circ30'\text{S}$	$6^\circ00'\text{W}$	$124,994 \pm 5,291$	$8,510 \pm 0,35$	$0,068 \pm 0,004$
919	Schnee B	$59^\circ30'\text{S}$	$6^\circ00'\text{W}$	$114,604 \pm 4,933$	$8,961 \pm 0,375$	$0,078 \pm 0,005$
919	Schnee C	$59^\circ30'\text{S}$	$6^\circ00'\text{W}$	$111,581 \pm 4,972$	$8,680 \pm 0,377$	$0,078 \pm 0,005$
866	Schnee	$57^\circ44'\text{S}$	$6^\circ28'\text{W}$	$116,141 \pm 3,673$	$24,306 \pm 0,729$	$0,209 \pm 0,009$
ANT-IX/3						
26,4	Eis + Schnee	$76^\circ25'\text{S}$	$30^\circ28'\text{W}$	$30,417 \pm 0,946$	$15,840 \pm 0,408$	$0,521 \pm 0,04$
26,4	Eis	$76^\circ28'\text{S}$	$30^\circ48'\text{W}$	$28,160 \pm 0,817$	$19,027 \pm 1,04$	$0,676 \pm 0,062$
128	Eis- Plättchen	$76^\circ32'\text{S}$	$30^\circ02'\text{W}$	$49,466 \pm 1,173$	$48,062 \pm 0,786$	$0,972 \pm 0,029$
ANT-X/6						
				(dpm)	(dpm)	
909	5 salps	$55^\circ00'\text{S}$	$6^\circ00'\text{W}$	$0,571 \pm 0,025$	$4,383 \pm 0,147$	$7,675 \pm 0,422$
945	30 salps 6 cm	$55^\circ00'\text{S}$	$6^\circ00'\text{W}$	$6,387 \pm 0,084$	$78,749 \pm 0,644$	$12,330 \pm 0,191$
945	2 salps 12 cm	$55^\circ00'\text{S}$	$6^\circ00'\text{W}$	$1,869 \pm 0,028$	$49,281 \pm 0,401$	$26,374 \pm 0,454$
977	15 salps	$50^\circ00'\text{S}$	$6^\circ00'\text{W}$	$0,537 \pm 0,021$	$3,603 \pm 0,092$	$6,710 \pm 0,313$
ANT-XI/4						
				(dpm)	(dpm)	
30/104	5 salps	$50^\circ14'\text{S}$	$5^\circ45'\text{E}$	$0,401 \pm 0,029$	$7,053 \pm 0,272$	$17,486 \pm 0,081$
30/115	2 salps	$62^\circ57'\text{S}$	$7^\circ46'\text{E}$	$0,513 \pm 0,038$	$3,980 \pm 0,166$	$7,683 \pm 0,086$

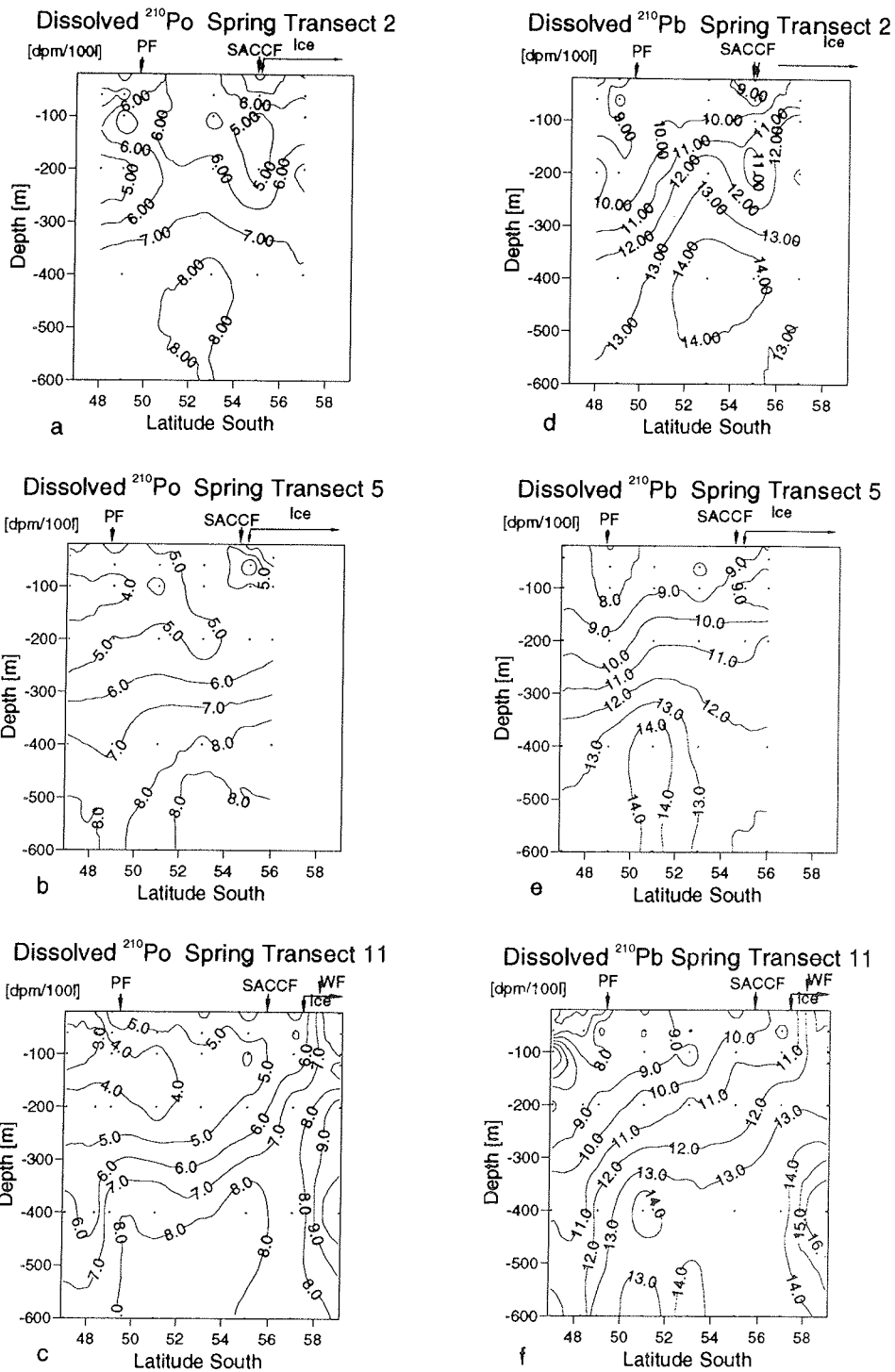


Abb. 14a, b, c, d, e, f:  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  gelöste Aktivität entlang 6°W-Transekt (ANT-X/6)



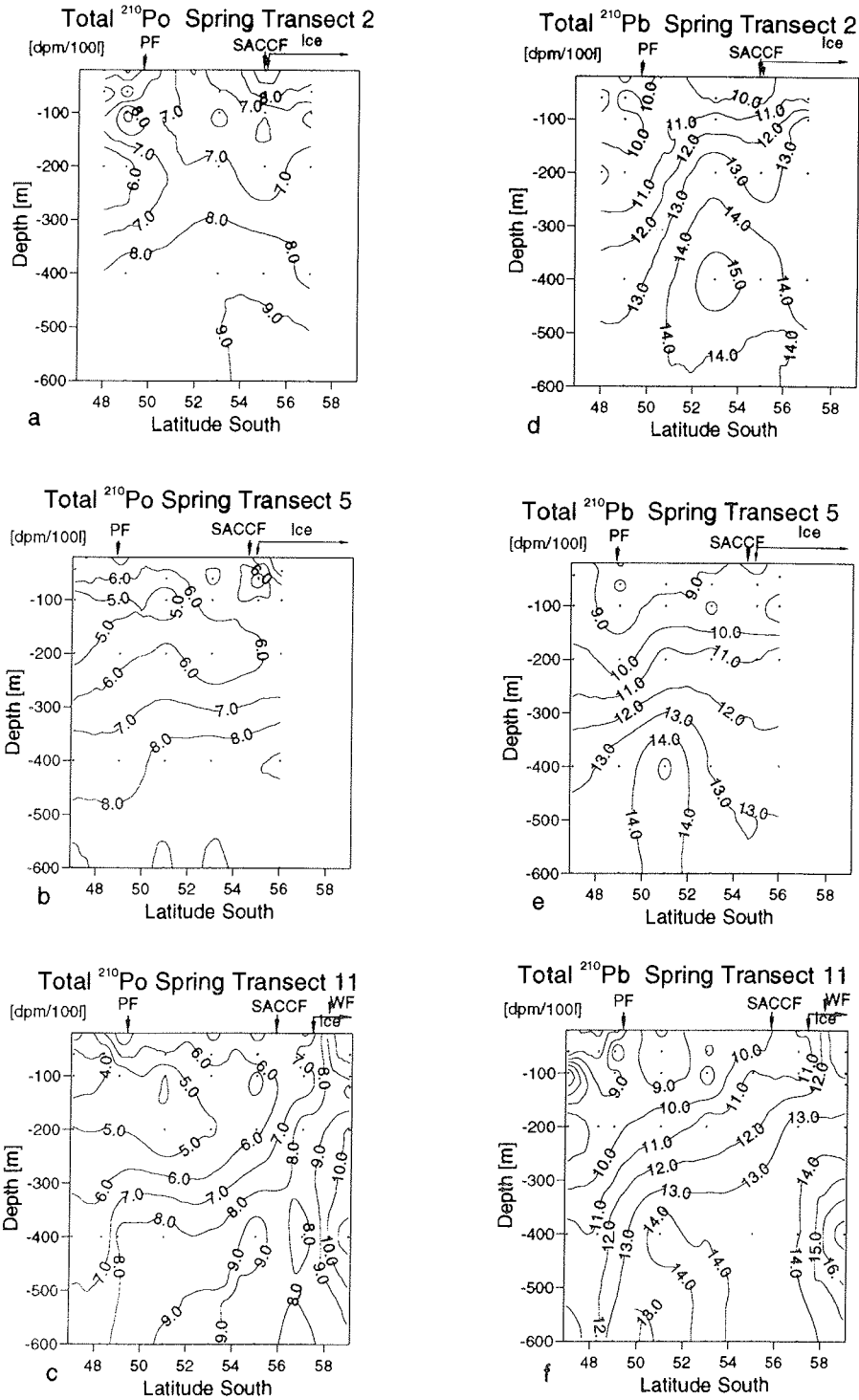
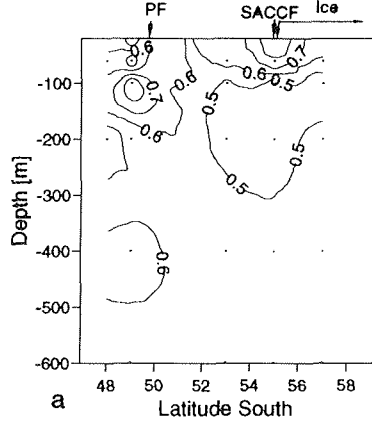
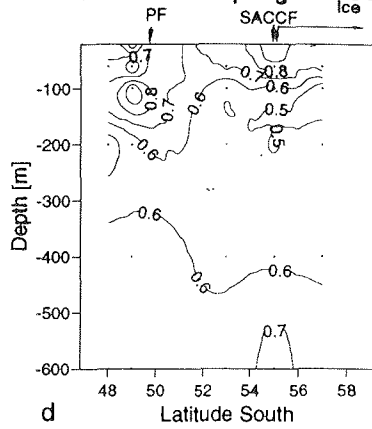


Abb. 15a, b, c, d, e, f:  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Gesamtaktivität entlang 6°W-Transect (ANT-X/6)

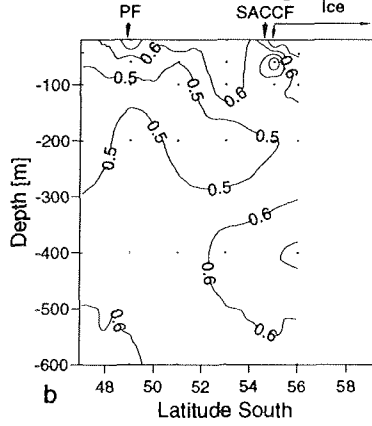
Dissolved  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 2



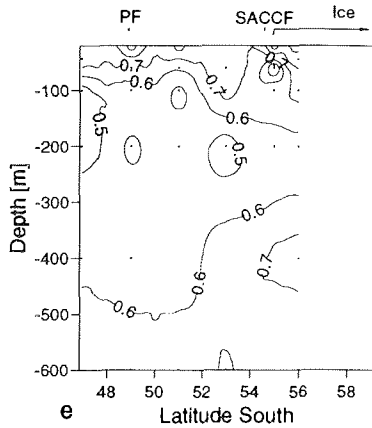
Total  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 2



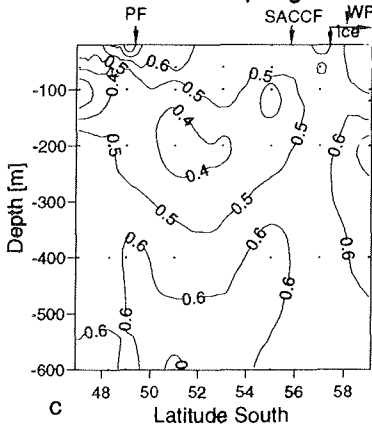
Dissolved  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 5



Total  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 5



Dissolved  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 11



Total  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 11

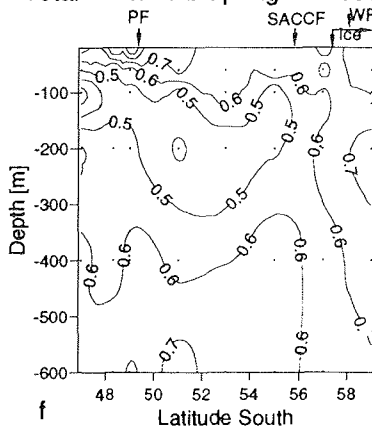


Abb. 16a, b, c:  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der gelösten Aktivität entlang 6°W-Transekt  
 Abb. 16d, e, f:  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Gesamtverhältnis entlang 6°W-Transekt (ANT-X/6)

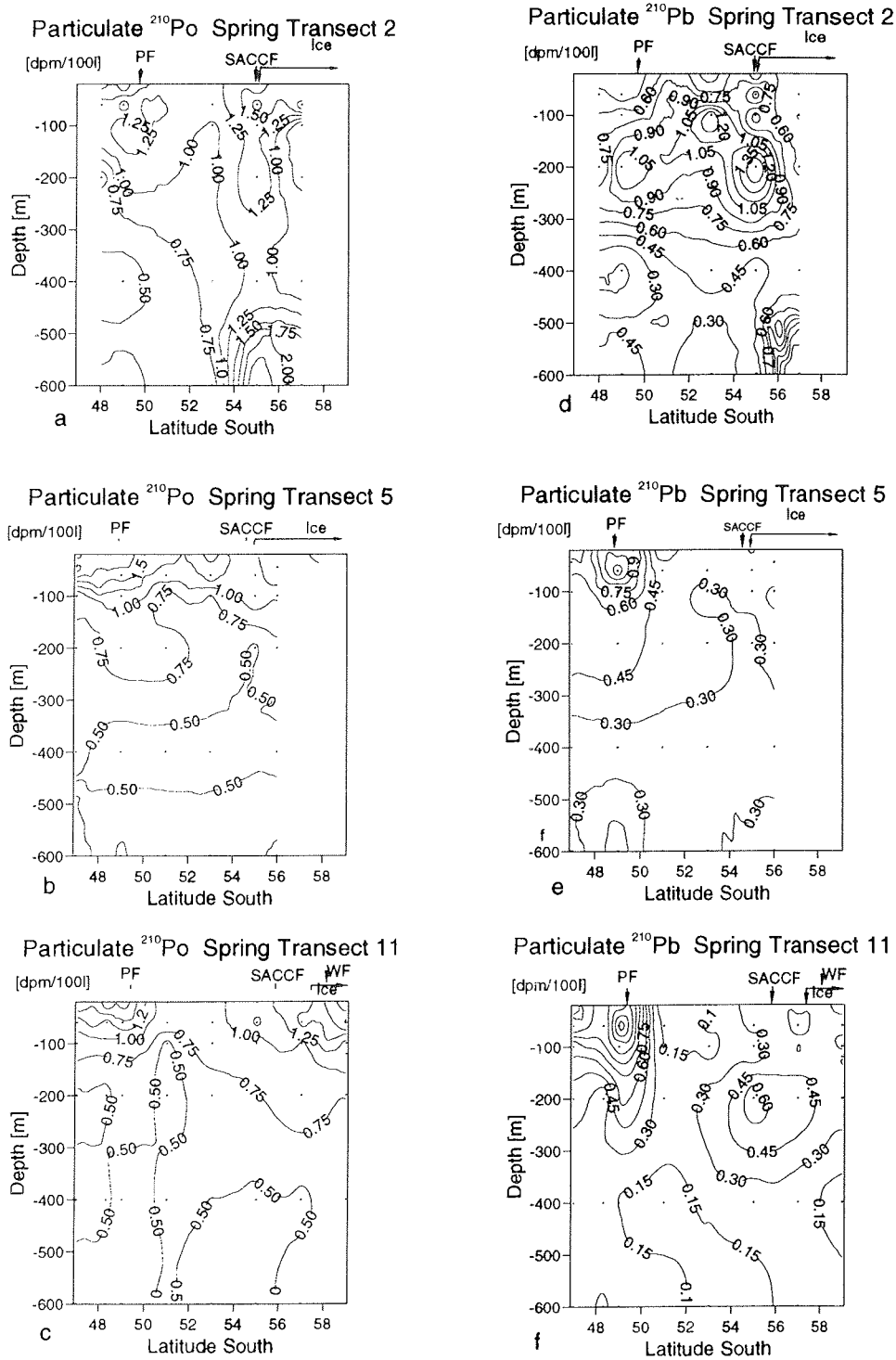
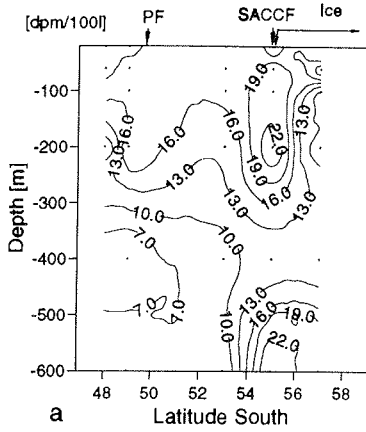
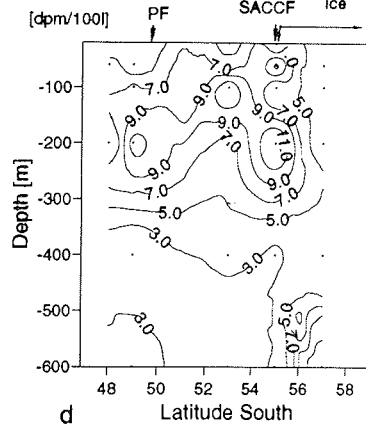


Abb. 17a, b, c, d, e, f: partikuläre  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität entlang 6°W (ANT-X/6)

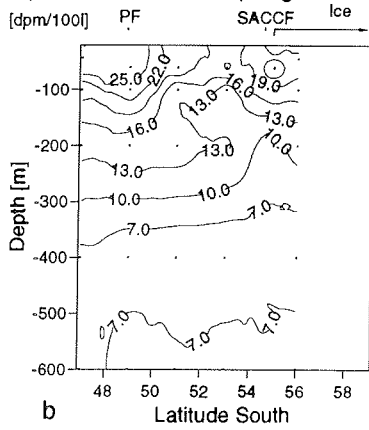
%part. of total  $^{210}\text{Po}$  Spring Transect 2



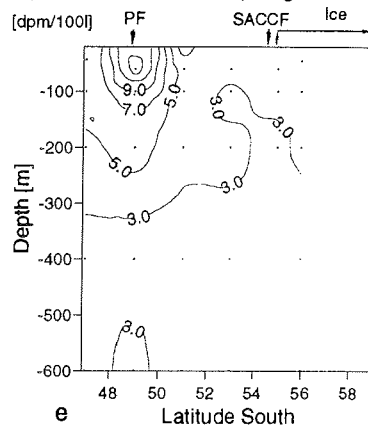
%part. of total  $^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 2



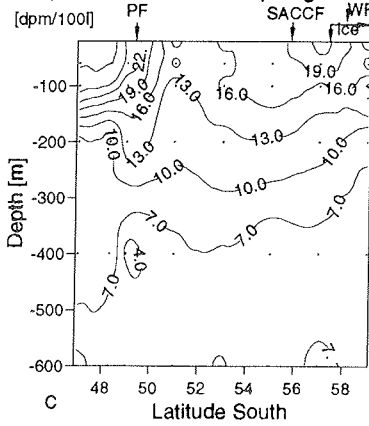
%part. of total  $^{210}\text{Po}$  Spring Transect 5



%part. of total  $^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 5



%part. of total  $^{210}\text{Po}$  Spring Transect 11



%part. of total  $^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 11

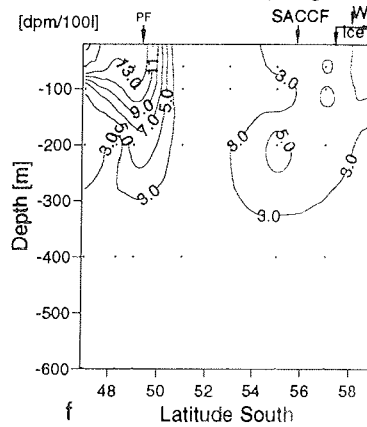
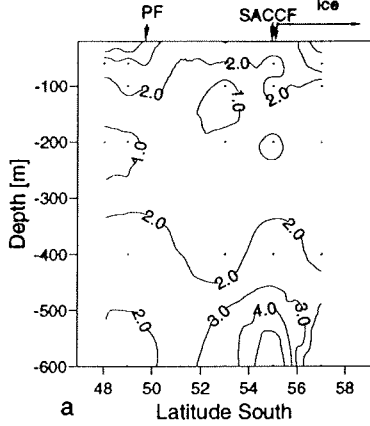
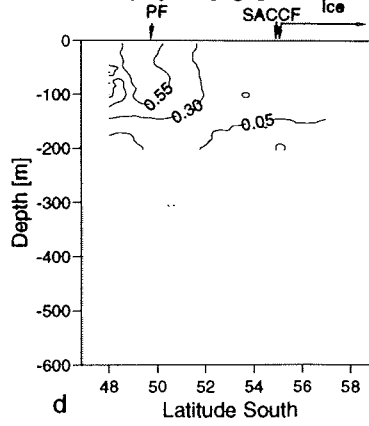


Abb. 18a, b, c, d, e, f: Prozentanteil partikulären  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  von der Gesamtaktivität entlang 6°W-Transect (ANT-X/6)

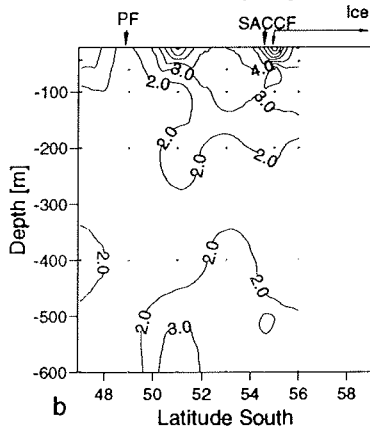
Particulate  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 2



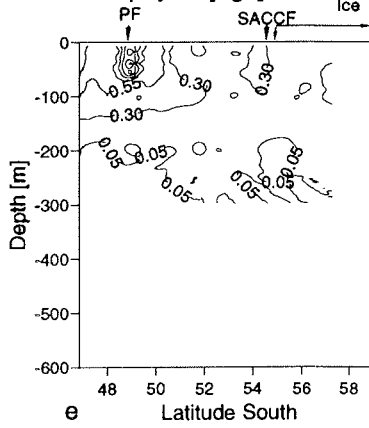
Chlorophyll a [ $\mu\text{g/l}$ ] Transect 2



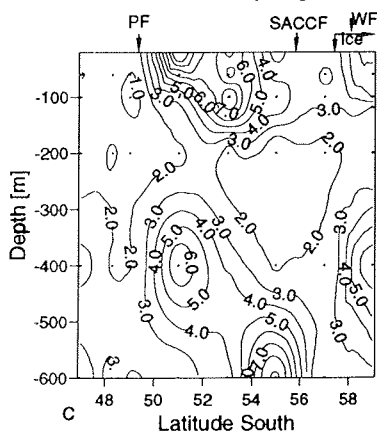
Particulate  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 5



Chlorophyll a [ $\mu\text{g/l}$ ] Transect 5



Particulate  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Spring Transect 11



Chlorophyll a [ $\mu\text{g/l}$ ] Transect 11

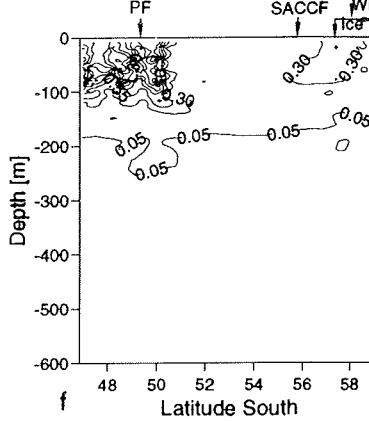


Abb. 19a, b, c:  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel entlang 6°W-Transekt (ANT-X/6)  
 Abb. 19d, e, f: Chlorophyll a entlang 6°W-Transekt (ANT-X/6, Daten BATHMANN et al. 1997)

## 5.2 Vergleich von partikelgebundenem $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ mit der Partikelzusammensetzung

Die Konzentration von suspendiertem partikulärem Material (SPM) im Wasser wurde aus Transmissionsmeter-Messungen abgeleitet (siehe Abschnitt 4.7). Die Werte für partikulären Kohlenstoff (POC), partikulären Stickstoff (PON) und Chlorophyll *a* wurden aus DUBISCHAR & BATHMANN (1997) und BATHMANN et al. (1997) übernommen, sowie biogenes Silikat von DEHAIRS (unveröff. Daten 1993, Tab. 19 in der Datensammlung).

Bei starker Zunahme von SPM und POC mit Entwicklung der Planktonblüte in der Polarfrontregion ist die Korrelation zwischen beiden Komponenten sehr gut (Abb. 20a). Im südlichen ACC, bei nur leichtem Anwachsen von POC und SPM mit der Zeit, ist die Korrelation nicht so ausgeprägt (Abb. 20a).

Biogenes Silikat nimmt mit zunehmender Partikelmenge deutlich zu, die Korrelation ist jedoch auch innerhalb der Planktonblüte (Abb. 20b) sowie im südlichen ACC schlechter als zwischen partikulärem Kohlenstoff und der Partikelmenge.

Die Korrelationen von SPM, POC, PON sowie biogenem Silikat mit partikulär gebundenem  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  zeigen starke Unterschiede zwischen Polarfront und südlichem ACC und demonstrieren dadurch eine Abhängigkeit von der Partikelzusammensetzung. Ebenso werden Unterschiede im Adsorptionsverhalten von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  deutlich.

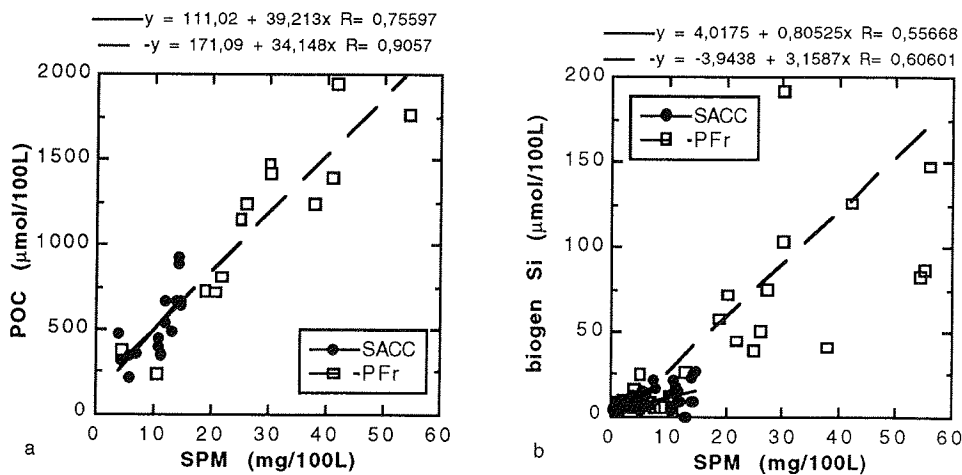


Abb. 20: a) POC als Funktion von SPM und b) biogenes Silikat als Funktion von SPM für den südlichen ACC (SACC) und die Polarfrontregion (PFr) mit der Planktonblütesituation (ANT-X/6)

### 5.2.1 Vergleich mit suspendiertem partikulärem Material

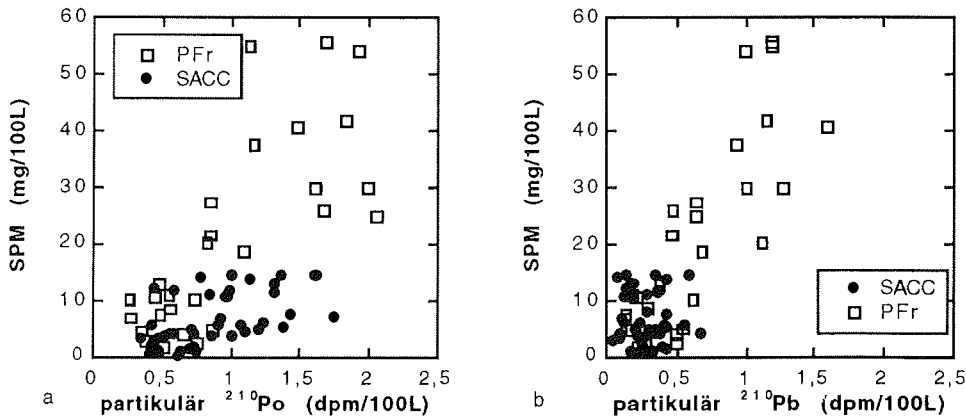


Abb. 21: SPM gegen a) partikuläres  $^{210}\text{Po}$  und b) partikuläres  $^{210}\text{Pb}$  aufgetragen (SACC-südlicher ACC, PFr-Polarfrontregion mit Planktonblütensituation, ANT-X/6)

Betrachtet man partikuläres  $^{210}\text{Po}$  und SPM (Abb 21a), fällt auf, daß bei geringer Partikeldichte im südlichen ACC relativ viel  $^{210}\text{Po}$  an Partikel gebunden ist. Bei vergleichsweise hoher Partikeldichte innerhalb der Planktonblüte ist nicht deutlich mehr  $^{210}\text{Po}$  an Partikel adsorbiert. Die partikuläre  $^{210}\text{Po}$ -Konzentration ist demnach nicht ausschließlich von der Menge der Partikel abhängig, sondern mehr von der Partikelzusammensetzung.

Die  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität an Partikeln ist im südlichen ACC bei geringer Partikeldichte niedrig und in der Polarfrontregion steigt sie mit zunehmender Partikelmenge fast linear an (Abb. 21b). Die unterschiedliche Verteilung von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  an den Partikeln weist infolge der offensichtlich unterschiedlichen Partikelzusammensetzung von südlichen ACC und Polarfrontregion auf andersartiges Adsorptionsverhalten von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ , was sich auch im  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel ausdrückt.

### 5.2.2 Vergleich mit partikulärem organischem Kohlenstoff und partikulärem organischem Stickstoff

Obwohl nur von einigen Stationen POC- und PON-Daten zu Verfügung stehen, lassen sich deutlich unterschiedliche Trends zwischen südlichem ACC und der Polarfrontregion beobachten.

- In allen drei Transekten ist die partikuläre  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität in der Polarfrontregion, im Bereich der Phytoplanktonblüte, eine Funktion des POC- bzw. PON-Gehaltes.

- Mit zunehmendem POC (Abb. 22) bzw. PON-Gehalt (Abb. 23) nimmt auch die partikuläre  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität zu.

Im südlichen ACC nahm mit fortschreitendem Frühling POC und PON nur schwach zu. Deshalb ist die Korrelation zwischen  $^{210}\text{Po}$  und POC bzw. PON schlecht. Das POC/ $^{210}\text{Po}$ -Verhältnis (POC/ $^{210}\text{Po} \approx 0,43 \pm 0,08$  mmol/dpm für die oberen 100 m) ist niedriger, als an der Polarfront. Die spezifische  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität an den Partikeln ist höher. Das Phytoplankton wurde im südlichen ACC durch nichtsilikatschalige Flagellaten dominiert (BATHMANN et al. 1997).

Da in der Polarfrontregion innerhalb der Planktonblüte die spezifische  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität an den Partikeln niedriger ist als im südlichen ACC, wird das POC/ $^{210}\text{Po}$ -Verhältnis höher (Abb. 22a). Die Partikel sind mit weniger  $^{210}\text{Po}$  beladen, und zwar deshalb, weil die größte POC-Menge unter der Silikatschale der Diatomeen verpackt ist und für  $^{210}\text{Po}$  schwerer erreichbar. Wie detailliert in Abschnitt 3.2 erläutert, wird  $^{210}\text{Po}$  bevorzugt an Zellen mit kohlenstoffhaltiger Hülle und an Zellplasma adsorbiert (FISHER et al. 1983). Die Zellwände der Diatomeen sind schlechtere Adsorbenten (FISHER et al. 1983). Mit Ausbildung der Planktonblüte verschob sich die Artenvergesellschaftung von Transekt 2 zu Transekt 11 zu einer absoluten Diatomeendominanz (Transekt 11 bei  $48^{\circ}45'S$  97% PPC Diatomeen und 3% Flagellaten, bei  $50^{\circ}S$  hauptsächlich *Fragilariopsis kerguelensis*, BATHMANN et al. 1997, Station bei  $47^{\circ}S$  keine POC-Daten). So ist von Transekt 2 zu Transekt 11 eine Zunahme des POC/ $^{210}\text{Po}$ -Verhältnisses zu beobachten, was zur Festlegung zweier verschiedener mittlerer POC/ $^{210}\text{Po}$ -Verhältnisse (PFR 2-5  $\approx 0,73 \pm 0,14$  mmol/dpm, PFR 11  $\approx 1,01 \pm 0,13$  mmol/dpm, siehe Abschnitt 8.3.1) für die oberen 100 m Wassersäule in der Polarfrontregion führte.

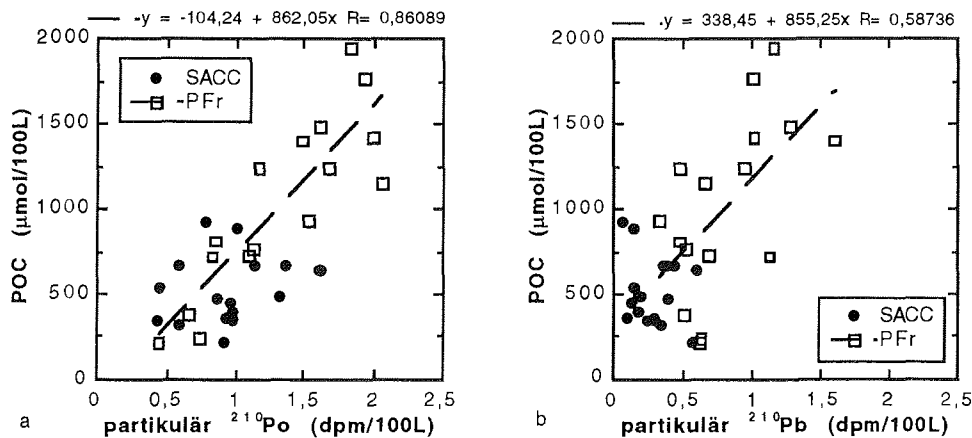


Abb. 22: POC gegen a) partikuläres  $^{210}\text{Po}$  und b) partikuläres  $^{210}\text{Pb}$  in 0-600 m aufgetragen (SACC-südlicher ACC, PFR-Polarfrontregion, ANT-X/6)



In der Polarfrontregion ist zwischen  $^{210}\text{Pb}$  und POC eine deutliche Korrelation zu erkennen (Abb. 22b), jedoch ist diese schlechter als von  $^{210}\text{Po}$  und POC. Mit PON korreliert  $^{210}\text{Pb}$  besser (Abb. 23b) als  $^{210}\text{Po}$ . Im südlichen ACC ist  $^{210}\text{Pb}$  weder mit POC noch mit PON korreliert. Das  $\text{POC}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis ist im südlichen ACC größer als in der Polarfrontregion. Das mittlere  $\text{POC}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis für die oberen 100 m der Wassersäule beträgt  $2,66 \pm 1,54$  mmol/dpm.

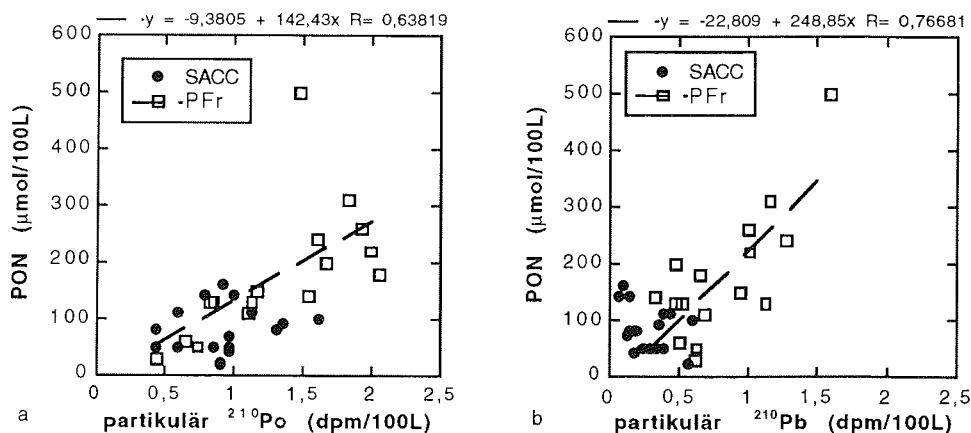


Abb. 23: PON gegen a) partikuläres  $^{210}\text{Po}$  und b) partikuläres  $^{210}\text{Pb}$  in 0-600 m aufgetragen (ANT-X/6)

Mit abnehmender Menge an Flagellaten und Zunahme an Diatomeen in der Planktonblüte der Polarfrontregion nimmt die Menge an partikulär gebundenem  $^{210}\text{Pb}$  deutlich zu, mit einem resultierenden  $\text{POC}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis von  $1,58 \pm 0,64$  mmol/dpm für die oberen 100 m. Die Zunahme von  $^{210}\text{Pb}$  an Partikeln ist aber weniger eine Funktion des POC-Gehaltes, sondern steht in Zusammenhang mit der Zunahme an biogenem Silikat, wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird.

Zunächst zur Tiefenverteilung von  $\text{POC}/^{210}\text{Po}$  und  $\text{POC}/^{210}\text{Pb}$ . Dabei sind zwei Trends auffällig:

1. Im Unterschied zum Verhältnis  $\text{POC}/^{234}\text{Th}$  (Abb. 25) erfolgt keine so deutliche Abnahme des  $\text{POC}/^{210}\text{Po}$ -Verhältnisses mit der Tiefe (Abb. 24a). Insgesamt variiert das  $\text{POC}/^{210}\text{Po}$ -Verhältnis weniger als das Verhältnis  $\text{POC}/^{210}\text{Pb}$ .
2.  $\text{POC}/^{210}\text{Pb}$  zeigt in allen Stationen eine Abnahme von der Oberfläche zur Tiefe (Abb. 24b), wie  $\text{POC}/^{234}\text{Th}$  (RUTGERS VAN DER LOEFF et al 1997). Absinkende silikatische Partikel, z.B. leere Diatomeenzellen, sind gute Adsorbenten für  $^{210}\text{Pb}$ .  $^{210}\text{Pb}$  scheint zudem, wie Th (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997), eine langsamere Umsatzrate zu haben als Kohlenstoff.

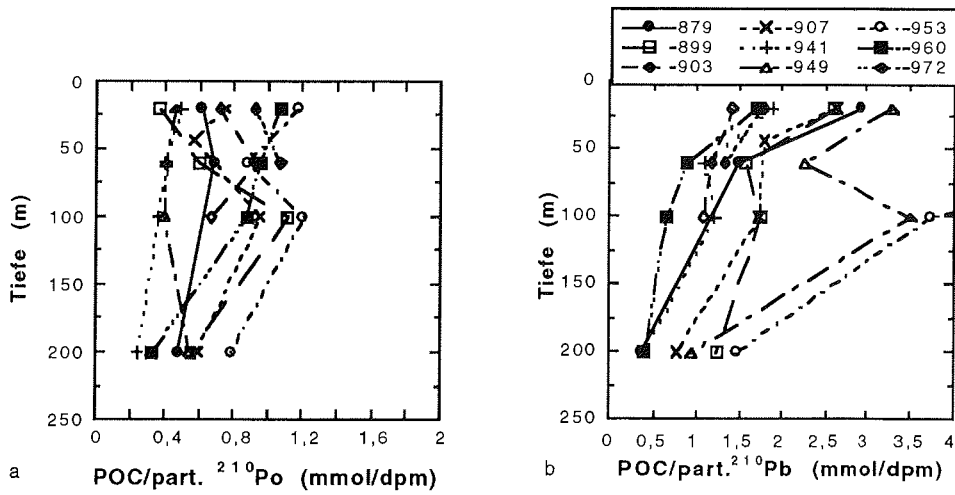


Abb. 24: a) POC/<sup>210</sup>Po als Funktion der Tiefe, b) POC/<sup>210</sup>Pb als Funktion der Tiefe, Stationspositionen siehe Abb. 4

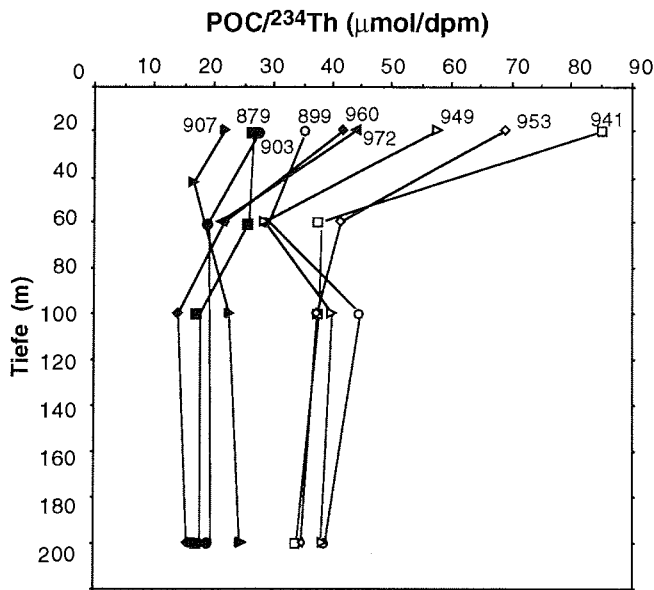


Abb. 25:  $C_{org}/^{234}\text{Th}$  als Funktion der Tiefe (Stationen in Polarfrontregion = ausgefüllte Symbole, Stationen im südlichen ACC = offene Symbole, (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997))

### 5.2.3 Vergleich mit biogenem Silikat

Innerhalb der Planktonblüte in der Polarfrontregion nimmt an Partikel gebundenes  $^{210}\text{Pb}$  mit ansteigender Konzentration von biogenem Silikat linear zu bis 100 mM  $\text{Si}_{\text{bio}}/100\text{L}$  (Abb. 26b). Bei Konzentrationen  $>100$  mM  $\text{Si}_{\text{bio}}/100\text{L}$  scheint die partikuläre  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität nicht mehr anzusteigen.

Die Korrelation von partikulärem  $^{210}\text{Pb}$  mit biogenem Silikat ist deutlich besser als mit POC. Das ist eine Folge der Partikelzusammensetzung innerhalb der Planktonblüte mit Dominanz pelagischer Diatomeen nördlich  $50^\circ\text{S}$  und der bevorzugten Adsorption von  $^{210}\text{Pb}$  an diese silikatschaligen Organismen.  $^{210}\text{Po}$  zeigt folglich schlechtere Korrelation mit biogenem Silikat (Abb. 26a).

Im südlichen ACC bleibt partikuläres  $^{210}\text{Pb}$  niedrig (bis 0,7 dpm/100L) ebenso wie biogenes Silikat (ca. 25  $\mu\text{mol/L}$ ), da südlich  $50^\circ\text{S}$  nichtsilikatschalige Flagellaten  $< 20\mu\text{m}$  (BATHMANN et al. 1997) das Phytoplankton dominierten. Der Anteil heterotropher Protisten am gesamten einzelligen Plankton betrug 40-50% (KLAAS 1997). Daraus ergibt sich eine indirekte Abhängigkeit der partikelgebundenen  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität von der Zellgröße. Um die Bindungsunterschiede von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  an Plankton genauer zu spezifizieren, wurde deshalb zur Herbstsituation (ANT-XI/4) eine größenfraktionierte Filtration durchgeführt.

Die Adsorption von  $^{210}\text{Po}$  an Partikel ist im südlichen ACC nahezu unabhängig von der Konzentration an biogenem Silikat (Abb. 26a).

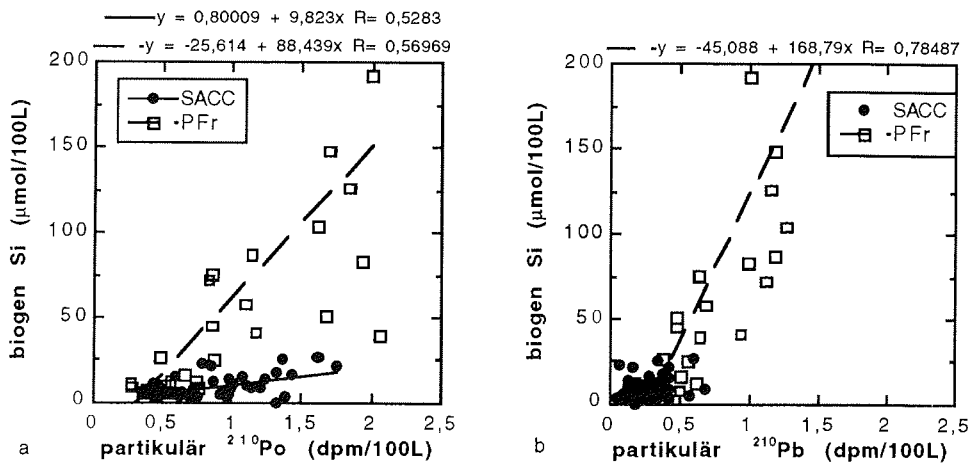


Abb. 26: Biogenes Silikat gegen a) partikuläres  $^{210}\text{Po}$  und b) partikuläres  $^{210}\text{Pb}$  aufgetragen für südlichen ACC (SACC) und Polarfrontregion (PFr) mit Planktonblütensituation, (ANT-X/6)

Die Konzentration von Chlorophyll *a* im Wasser scheint bei Diatomeendominanz im Phytoplankton ein Maß für lebende Diatomeenzellen zu sein. Vergleicht man partikelgebundenes  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  mit der Konzentration von Chlorophyll *a* im Wasser, ergibt sich ein ähnliches Bild (Abb. 27a und 27b, 29)

wie beim Vergleich mit biogenem Silikat, da autotrophes Plankton an der Polarfront hauptsächlich durch Diatomeen repräsentiert wurde.

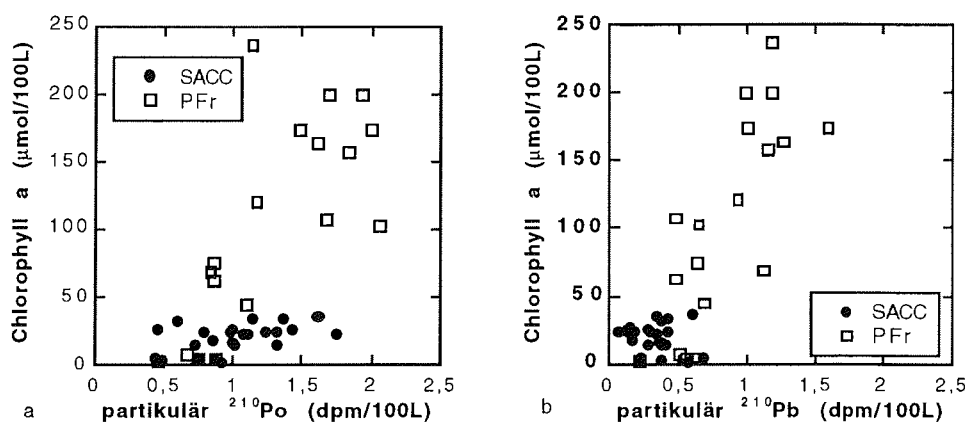


Abb. 27: Chlorophyll *a* gegen a) partikuläres  $^{210}\text{Po}$  und b) partikuläres  $^{210}\text{Pb}$  aufgetragen für südlichen ACC (SACC) und der Polarfrontregion (PFr)

Der Unterschied zwischen den Korrelationen von SPM mit  $^{210}\text{Po}$  (Abb. 21a) und POC mit  $^{210}\text{Po}$  (Abb. 22a) ergibt sich aus der Tatsache, daß SPM alle vorhandenen Partikel repräsentiert, silikatische wie nichtsilikatische. Die Korrelation von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  mit SPM (Abb. 21a) ist wie ein Mittelwert zwischen der Korrelation mit POC (Abb. 22a) und mit biogenem Silikat (Abb. 26a). Der Unterschied in der Anzahl der verfügbaren Daten (POC/ $^{210}\text{Po}$   $n_{\text{ACC}} = 16$ , SPM/ $^{210}\text{Po}$   $n_{\text{ACC}} = 43$ ) und damit der Stationsauswahl, die für die jeweiligen Darstellungen zur Verfügung stand, ist dabei zu beachten.

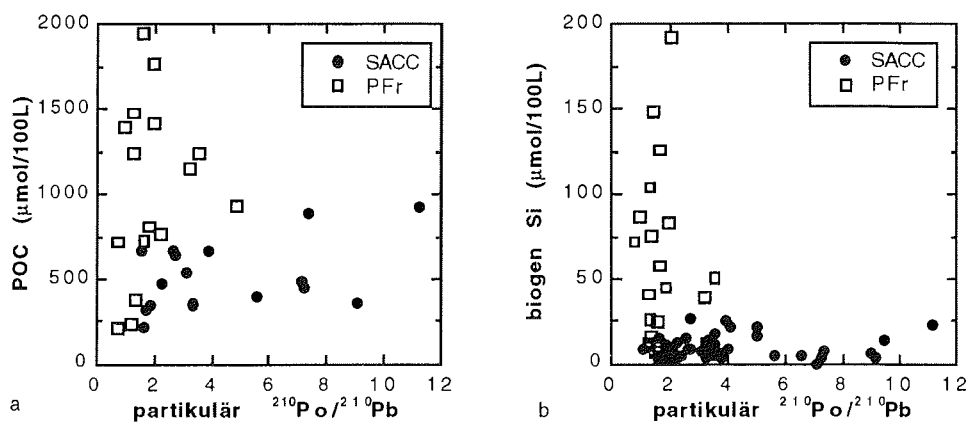


Abb. 28: a) POC gegen das Aktivitätsverhältniss von  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  an Partikeln, und b) biogenes Silikat gegen  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  an Partikeln aufgetragen

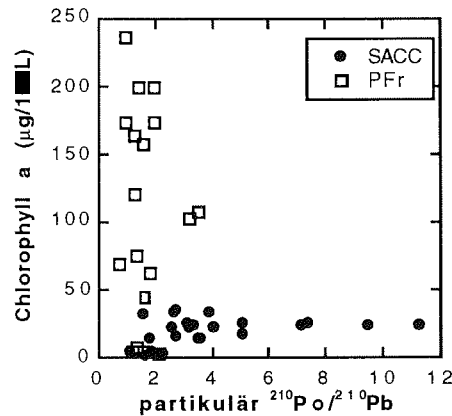


Abb. 29: Chlorophyll *a* gegen  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  an Partikeln aufgetragen für den südlichen ACC (SACC) und die Polarfrontregion (PFr) mit der Planktonblütensituation (ANT-X/6)

Die unterschiedliche Affinität von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  zu POC und biogenem Silikat wird noch deutlicher, wenn das partikuläre  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis gegen POC (Abb. 28a), gegen biogenes Silikat (Abb. 28b) und gegen Chlorophyll *a* (Abb. 29) dargestellt wird. Hohe  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisse ( $>4$ ) werden bei niedriger Konzentration von biogenem Silikat und niedriger Konzentration von Chlorophyll *a*, also überwiegend nichtsilikatischem Material erreicht. Das Plankton setzte sich im südlichen ACC hauptsächlich aus nichtsilikatschaligen Flagellaten und heterotrophen Protisten zusammen. Bei hohen Konzentrationen von biogenem Silikat und Chlorophyll *a* innerhalb der diatomeendominierten Phytoplanktonblüte bleibt das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis im wesentlichen niedrig ( $<2$ ). Die Partikel enthalten durchschnittlich nur noch doppelt soviel  $^{210}\text{Po}$  wie  $^{210}\text{Pb}$ . Dagegen ist die Zunahme von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  deutlich an die Zunahme von POC gebunden.  $^{210}\text{Po}$  scheint ein besserer Tracer für POC zu sein, als  $^{210}\text{Pb}$ .  $^{210}\text{Pb}$  ist der bessere Tracer für biogenes Silikat.

#### 5.2.4 Zusammenfassung zum Adsorptionsverhalten von $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$

Es kann zusammengefaßt werden, daß  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  sehr partikelreaktive Radionuklide sind, aber selektiv an verschiedene Partikelarten adsorbiert werden. Das von FISHER et al. (1983) experimentell ermittelte selektive Adsorptionsverhalten von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  konnte in den durchgeführten Felduntersuchungen wiedergefunden werden.  $^{210}\text{Pb}$  hat ein dem  $^{234}\text{Th}$  ähnliches Adsorptionsverhalten.  $^{210}\text{Pb}$  wird vor allem an die Zellwände von lebendem und abgestorbenem Phytoplankton angelagert (FISHER et al. 1983), an  $\text{CaCO}_3$ -Schalen mariner Organismen, an Silikatschalen und an refraktäres Silikat gebunden (HEUSSNER et al. 1990).  $^{210}\text{Po}$  wird bevorzugt in lebenden, kohlenstoffreichen Zellen mit zelluloseartiger Hülle akkumuliert. Die Adsorptionsrate ist deshalb in erster Linie von der Planktonzusammensetzung abhängig.

Es zeigt sich, daß das Aktivitätsverhältnis  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  der Partikel qualitative Informationen über die Partikel liefert. Die Aktivität der adsorbierten Radionuklide gibt quantitative Hinweise über die Partikelkonzentration im Wasser.

Das unterschiedliche Adsorptionsverhalten hat bedeutende Konsequenzen für die Abschätzung des Partikelexports. Wie SHIMMIEDL et al. (1995) vermuteten, spiegelt  $^{234}\text{Th}$  besser den totalen Partikelexport wider.  $^{210}\text{Pb}$ , wenn über  $^{226}\text{Ra}$  ermittelt, gibt offenbar gut den Export von biogenem Silikat zum Meeresboden wider.  $^{210}\text{Po}$  dagegen zeigt besser den POC-Export.

### 5.3 Wie wird eine Phytoplanktonblüte durch die partikel reaktiven Radionuklide $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ angezeigt?

Phytoplanktonblüten entwickeln sich in gut geschichteten Wassermassen, wenn die Wachstumsraten der Algen größer sind als die Verlustraten durch Vedriftung von der Oberfläche auf lichtlimitierte Tiefen, Bakterienbefall, physiologisches Altern und Zooplanktonfraß. Planktonakkumulationen sind eine Bilanz zwischen Produktion und Verlust (SMETACEK & PASSOW 1990). Auch an Konfluenzen von Wassermassen können Planktonblüten entstehen, wie an der Polarfront, wenn Phytoplankton in der oberen Schicht der euphotischen Zone (an der Wasseroberfläche) zusammengespült wird und erhöhter Eiseneintrag durch den Polarfrontstrom (DE BAAR et al. 1995) und nährstoffreiches antarktisches Oberflächenwasser das Wachstum von eisenlimitiertem Phytoplankton fördert.

#### 5.3.1 Frühjahrsanfang Transekt 2

Anfang Oktober, zu Beginn des antarktischen Frühjahrs, ist der Transekt von  $57^\circ\text{S}$  bis zur südlichen ACC-Front durch abschmelzendes Meereis geprägt. Die Anreicherung von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  an Partikeln bei  $55^\circ\text{S}$  in 60-200 m Tiefe (Abb. 17a, 17d, und 18a, 18d) steht vermutlich im Zusammenhang mit Partikeln einer alten Eisrandblüte oder mit Eisalgen, die nach dem Abtauen des Eises aus-sinken. In diesem Gebiet wurden Eisalgen (*Nitzschia prolongatoides*) und ehemals im Eis eingefrorenes biogenes Material beobachtet. BATHMANN et al. (1997) berichten über ein Tiefenmaximum leerer Diatomeenschalen. Diese könnten die  $^{210}\text{Pb}$ -Akkumulation an Partikeln bei 200 m erklären. Das niedrige partikuläre  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis  $<1$  bei 200 m (Abb. 19a) signalisiert  $^{210}\text{Pb}$ -Akkumulation an den Partikeln. Es kann sich um abgestorbene silikatische Zellen handeln. GLEITZ et al. (1992) beobachteten, daß beim Tauen des Eises das meiste Algenmaterial in großen Aggregaten mit relativ hohen Sinkgeschwindigkeiten aussinkt.

Die Polarfront wurde mit physikalischen Parametern nördlich  $50^\circ30'\text{S}$  lokalisiert (VETH et al. 1997). Der Fronteneinfluß läßt sich anhand biologischer Parameter bis  $52^\circ\text{S}$  verfolgen. BATHMANN et al. (1997) fanden bei  $52^\circ\text{S}$  im Oberflächenwasser die südlichste Ausdehnung nördlicher Phytoplanktonarten wie *Thalassionema nitzschioides* und Coccolithophoriden. In der Polarfrontregion ( $48-50^\circ\text{S}$ ) signalisiert leicht erhöhte  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität an Partikeln bei einem  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis  $>2$  (Abb. 17a und 19a) eine Partikelansammlung an der Oberfläche durch eine beginnende Phytoplankton-

blüte. Etwas über dem Grundstock (0,5 mg Chl *a*/L) liegende Chlorophyllkonzentrationen von 0,9 mg Chl *a*/L (BATHMANN et al. 1997) bestätigen dies. Bei 48°S beobachtete PEEKEN (1997) gehäuftes Auftreten von Dinoflagellaten und wenige Diatomeen. Die Aktivität von gelöstem  $^{234}\text{Th}$  beträgt zwischen 49°S und 48°S an der Oberfläche 80% der Mutteraktivität. Der Rest (20%) ist an Partikel gebunden. Das Gesamtaktivitätsverhältnis von  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  ist ein guter Indikator für Partikelexport, da das Mutternuklid  $^{238}\text{U}$  gelöst bleibt, während  $^{234}\text{Th}$  an vorhandene Partikel adsorbiert und exportiert wird.

### 5.2.2 Frühjahrsmitte Transekt 5

In der Polarfrontregion zeigen zur Frühjahrsmitte partikulär gebundenes  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  eine sich entwickelnde Planktonblüte bis in ca. 100 m Tiefe. Mehr  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  ist an Partikel adsorbiert, als in Transekt 2. Dadurch wird die Zunahme vor allem der Primärproduzenten deutlich (Abb. 17b, 17e und 18b, 18e).

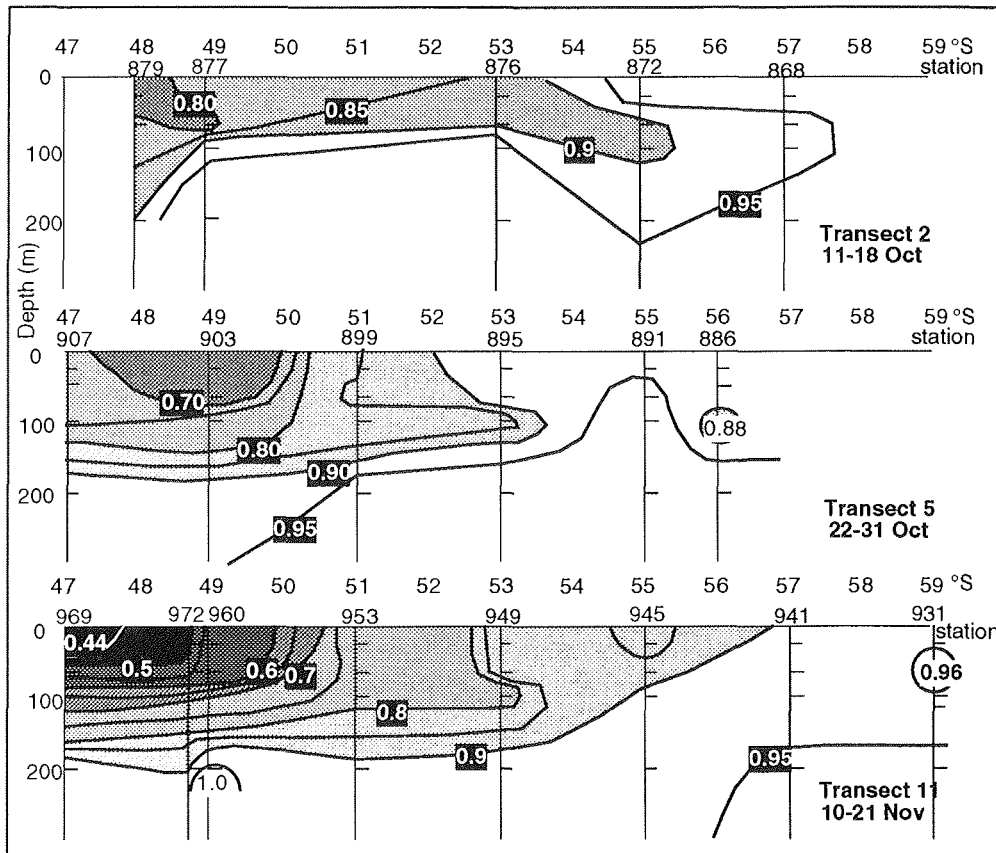


Abb. 30:  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse der gelösten Fraktion in den Transekten 2, 5 und 11 der Frühjahrsituation ANT-X/6 (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997)

Mit Ausbildung der Planktonblüte in der Polarfrontregion änderte sich die Planktonzusammensetzung. Autotrophe Protisten (einzelliges Plankton, hier

vor allem Diatomeen) waren mit 85% dominant über 15% heterotrophe Mikroprotisten (Ciliaten und heterotrophe Flagellaten, KLAAS 1997).

Bei 49°S befindet sich in 40-60 m Tiefe ein partikuläres  $^{210}\text{Pb}$ -Maximum (Abb. 17e, 18e) im Chlorophyllmaximum (1,6 mg Chl *a* /L, Abb. 19e, BATHMANN et al. 1997). Dort tritt auch die stärkste  $^{234}\text{Th}$ -Adsorption an Partikeln auf. Gelöstes  $^{234}\text{Th}$  ist bis auf 70% der  $^{238}\text{U}$ -Aktivität reduziert (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997, Abb. 30). Daran zeigt sich auch das von verschiedenen Autoren (KHARKAR et al. 1976, HEYRAUD et al. 1976) beobachtete sehr ähnliche adsorptive Verhalten von  $^{234}\text{Th}$  und  $^{210}\text{Pb}$ .  $^{210}\text{Po}$  dagegen wird über den gesamten Blütenbereich (49°S-48°S, bis 60 m) gleichmäßig stark adsorbiert (Abb. 17b, 18b). Die Gesamtaktivität von  $^{234}\text{Th}$  ist im Blütenbereich mit  $^{238}\text{U}$  noch nahezu im Gleichgewicht, es fand noch kein Export statt (Abb. 31).

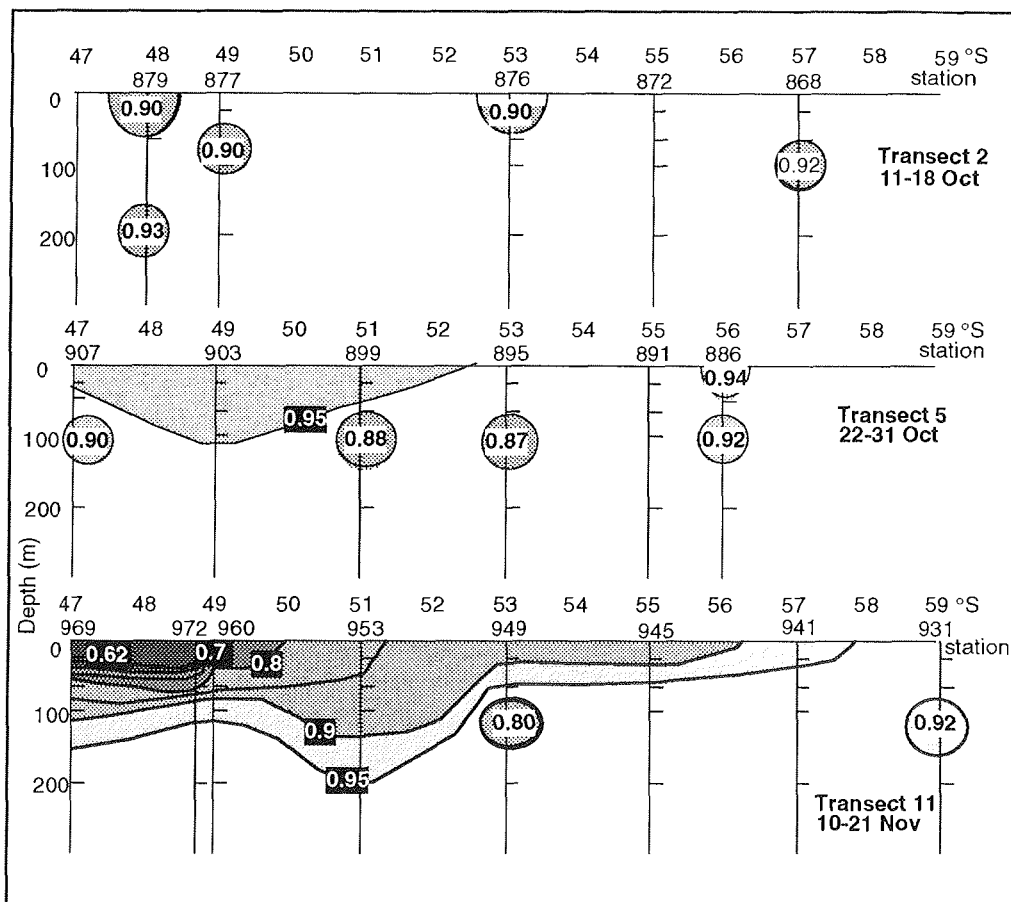


Abb. 31: Gesamt- $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse (gelöst+partikulär) in Transekt 2, 5, und 11 der Frühjahrsituation ANT-X/6 (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997)

Im südlichen ACC (51°S-57°S) sind in der partikulären Fraktion hohe  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisse >3-7 zu beobachten. Die Ursache liegt in der Planktonzusammensetzung. Nach KLAAS (1997) betrug der Anteil heterotropher Einzeller



am Kohlenstoff des gesamten Planktons 40-50%. Im Phytoplanktonanteil dominierten im südlichen ACC nichtsilikatschalige Flagellaten (BATHMANN et al. 1997).

Nahe der südlichen ACC-Front ist im Unterschied zu Transekt 2 auf 60-200 m Tiefe die Akkumulation von  $^{210}\text{Po}$  an Partikeln viel geringer (Abb. 17b, 18b). Nur an der Oberfläche sind noch ca. 16%  $^{210}\text{Po}$  und auf 60 m Tiefe rund 20%  $^{210}\text{Po}$  an Partikel gebunden.

Bei 56°S weist Po/Pb >4 in der partikulären Fraktion in 20 m Tiefe (Abb. 19b) auf eine veränderte Planktonzusammensetzung im Vergleich zu Transekt 2 hin. Partikuläres  $^{210}\text{Po}$  steht in Zusammenhang mit dem höheren Anteil an nicht-silikatschaligen Organismen (48% heterotrophe Einzeller, KLAAS 1997). Das  $^{210}\text{Pb}$ -Maximum an Partikeln ist nicht mehr existent (Abb. 17e, 18e). Obwohl 12%  $^{234}\text{Th}$  partikulär gebunden sind, wurde wenig  $^{234}\text{Th}$  exportiert (Abb. 30, 31). Es ist zu vermuten, daß Mikroprotozooplankton an den Partikeln der Eisrandblüte gefressen hat und  $^{210}\text{Po}$  in den Organismen akkumuliert wurde. Die leeren Silikatschalen mit dem adsorbierten  $^{210}\text{Pb}$  sind ausgesunken oder haben sich aufgelöst. Mikroprotozoa können an Partikeln fressen, die größer sind, als sie selbst (KLAAS 1997). Der Fraßdruck von Mikroprotozooplankton betrug rund 20% der täglichen Primärproduktion. *Calanus propinquus*, ein Copopode, der vor allem im Bereich der Meereisgrenze beobachtet wurde, verursachte nur einen Fraßdruck von 0,55 % der Primärproduktion (DUBISCHAR & BATHMANN 1997) und ist deshalb für die partikuläre  $^{210}\text{Po}$ -Verteilung unbedeutend.

### 5.2.3 Frühjahrsende Transekt 11

Am Ende des Südfrühlings sind in der Polarfrontregion hohe  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Akkumulationen an Partikeln ein Indikator für eine ausgeprägte Planktonblüte. Mehr als 16%  $^{210}\text{Pb}$  und 27% an Partikeln werden nur innerhalb der Planktonblüte erreicht (Abb. 18c, 18f). Gelöstes  $^{234}\text{Th}$  ist bereits bis auf 44% der Mutteraktivität reduziert und an Partikel adsorbiert. Gesamt- $^{234}\text{Th}$  ist zu 37% der  $^{238}\text{U}$ -Aktivität abgereichert und zeigt anhand des  $^{234}\text{Th}$ -Verlustes Partikelexport an, der zwischen Mitte (Transekt 5) und Ende des Frühlings (Transekt 11) einsetzte (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997).

Die Stationen bei 49°S und 48°30'S liegen direkt im Frontenstrom, Station 47°S befindet sich auf der nördlichen, warmen Seite der Front (Abb. 7). Bei 47°N erreicht Chlorophyll *a* bis in eine Tiefe von 100 m eine maximale Konzentration von mehr als 4 mg/L (Abb. 19f, BATHMANN et al. 1997). Anhand der Planktonzusammensetzung lassen sich drei Teilblüten aushalten. Bei 47°S sind an der Oberfläche *Corethron criophilum* und *Chaetoceros*-Spezies blütenbildende Arten (BATHMANN et al. 1997). 80% Phytoplanktonkohlenstoff lebender Zellen stammt von Diatomeen und 20% von Flagellaten (Abb. 32, BATHMANN et al. 1997). Bei 48°45'S ist *Corethron criophilum f. inerme* neben *Fragilariopsis kerguelensis* blütenbildend. Nunmehr 97% Phytoplanktonkohlenstoff lebender Zellen werden von Diatomeen, gebildet und nur 3% von Flagellaten (BATHMANN et al. 1997). Die südlichste Blüte bei 50°S besteht hauptsächlich aus *Fragilariopsis kerguelensis*.

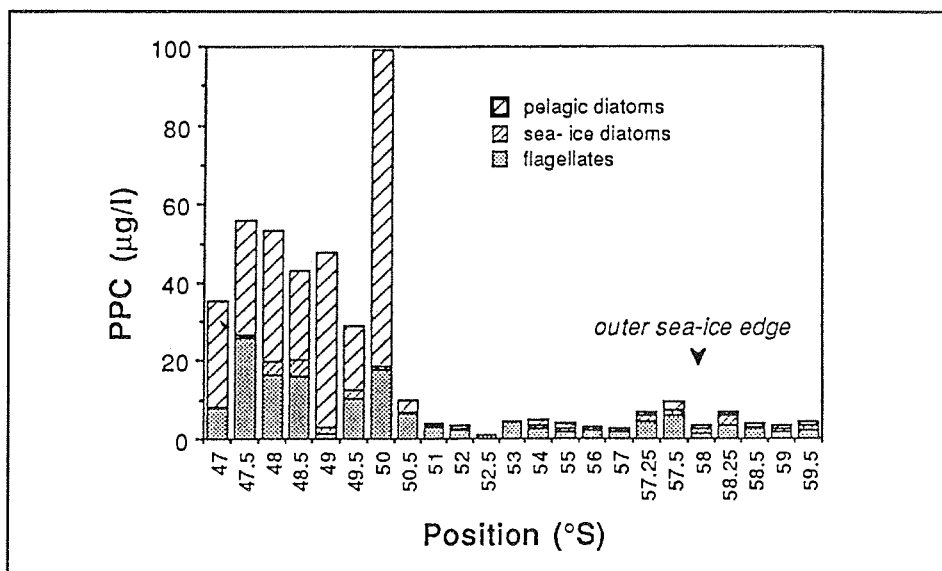


Abb. 32: Phytoplanktonkohlstoff (PPC, in µg/l) in 20 m Tiefe entlang Transekt 11 (ANT-X/6, BATHMANN et al. 1997)

Den unterschiedlichen Anteil an Diatomeen und Flagellaten spiegelt sich im Verhältnis von  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  wider. Vom Beginn (Transekt 2) bis zur Mitte des Frühjahrs (Transekt 5) ging das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel im Bereich der Planktonblüte mit Zunahme der Diatomeen von 2-4 auf 1-2 zurück.

In der Polarfrontregion erreichte das gelöste  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis des Oberflächenwassers in der Planktonblüte fast Gleichgewichtsverhältnisse, am deutlichsten bei  $48^{\circ}30'\text{S}$  und  $49^{\circ}\text{S}$  zu erkennen (Abb. 16f). Diese Erscheinung ist auf die ausgeprägte Adsorption von gelöstem  $^{210}\text{Pb}$  an biogenes Silikat und dem einsetzenden Austrag von  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  zu gleichen Teilen infolge der fast ausschließlich aus silikatschaligen Organismen bestehende Planktonpopulation zurückzuführen.

Im südlichen ACC zwischen Polarfront und ACC/Weddellwirbel-Front ist in der euphotischen Zone ein geringerer Prozentsatz an partikulär gebundenem  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  zu finden, als in der Polarfrontregion. Gelöstes  $^{234}\text{Th}$  ist nur bis auf 80-90% der  $^{238}\text{U}$ -Aktivität reduziert (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997), obwohl sich die Konzentration an SPM in den oberen 100 m im Vergleich zum vorangegangenen Transekt verdoppelt hat.

In der Eisrandzone, an der Grenze ACC/Weddellwirbel, nahm die Phytoplanktonbiomasse im Verlauf von fünf Wochen wenig zu (auf  $0,5 \text{ mg Chl } a/L$ , VETH et al. 1997). Im Randgebiet der Meereisbedeckung, bei  $57^{\circ}\text{S}$ , treten pennate Meereisdiatomeen (*Nitzschia prolongatoides*) auf, die das abschmelzende Eis freigibt (BATHMANN et al. 1997). Die Menge der silikatschaligen Partikel scheint jedoch zu gering, um  $^{210}\text{Pb}$  erkennbar zu adsorbieren. Bei einem  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel von 4-6 bei  $59^{\circ}\text{S}$  bis 100 m und 400 m Tiefe resultiert  $^{210}\text{Po}$ -Adsorption wahrscheinlich aus dem höheren Anteil nicht-silikatschaliger Organismen.

## 6 HERBSTSITUATION ANT-XI/4

### 6.1. Ergebnisse

Die  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung im ACC und Weddellwirbel während des Südherbstes (April/Mai 1994) wurde in zwei Nord-Süd-Transekten untersucht. Der West-Transekt führte von der Meteor-Erhebung vorbei an der Insel Bouvet und der Maud-Erhebung bis zur Schelfeiskante über dem Astrid-Rücken. Der Ost-Transekt erstreckte sich vom Gunnerus-Rücken zur Conrad-Erhebung bis zu den Prinz Edward & Marion Inseln. Die Stationspositionen sind in Abb. 4 dargestellt. Die Radionuklidaten sind in Tab. 7 und Tab. 21 der Datensammlung aufgelistet und die  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung ist in den Abb. 33-37 und 38a,b dargestellt.

In beiden Transekten war die Gesamt- $^{210}\text{Po}$ - und Gesamt- $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität im Oberflächenwasser niedrig (4-7 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{L}$ , 7-11 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L}$ ). Im West-Transekt sind diese niedrigen Aktivitäten nördlich der Polarfront bis in 600 m Tiefe zu verfolgen. Im Ost-Transekt reichen die niedrigen Aktivitäten bereits nördlich der SACCF weiter in die Tiefe bis 400-600 m. Nördlich der SAF sind sowohl  $^{210}\text{Po}$  (3-5 dpm/100L) als auch  $^{210}\text{Pb}$  (8-9 dpm/100L) von der Oberfläche bis in 600 m Tiefe niedrig (Abb. 34a-d).

Wie schon zur Frühjahrssituation beobachtet, sind im unteren Bereich der euphotischen Zone  $^{210}\text{Po}$ -Minima in gelöster und Gesamtaktivität ausgebildet (Abb. 33a, 34a). Diese erstrecken sich zwischen 100 m und 200 m im West-Transekt von der SAF bis zur SACCF, sowie südlich der WF bis in den Küstenstrom. Im Ost-Transekt sind  $^{210}\text{Po}$ -Aktivitätsminima zwischen der SAF und  $54^\circ\text{S}$ , sowie an der Grenze des ACC zum Weddellwirbel ausgebildet.

Betrachtet man das gelöste  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis (0,4) und das Gesamtverhältnis  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  (0,4-0,5), erstreckt sich die Zone der  $^{210}\text{Po}$ -Abreicherung über den gesamten Transekt (Abb. 35a, 35c). Die  $^{210}\text{Po}$ -Minima scheinen zwei Ursachen zu haben, nördlich der Polarfront und im Süden im Einflussbereich des Meereises. Im West-Transekt korrespondieren Bereiche mit starkem  $^{210}\text{Po}$ -Defizit in 100 m bis 200 m Tiefe mit deutlichen  $^{210}\text{Po}$ -Anreicherungen an Partikeln (Abb. 36a, 37a), was den Mangel in gelöstem  $^{210}\text{Po}$  jedoch nicht ausgleicht.

$^{210}\text{Pb}$  zeigt ein solches Minimum nicht, die Aktivität ist an der Oberfläche am niedrigsten und nimmt mit der Tiefe allmählich zu (Abb. 33c, 34c).

In beiden Transekten wurde im Wasser bis 600 m weniger  $^{210}\text{Po}$  als  $^{210}\text{Pb}$  bestimmt. Nördlich der SAF ist das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis am niedrigsten mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} \approx 0,3-0,4$ . Die höchsten  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisse von 0,7-0,8 treten im Oberflächenwasser und zwischen 400-600 m Tiefe im Gebiet des Weddellwirbels im Westtransekt und zwischen PF und SACCF sowie südlich der ACC-Grenze auf.

6 HERBSTSITUATION - ANT-XI/4

Das einzige beprobte Tiefenprofil (Tab. 7, ANT-XI/4) zeigt  $^{210}\text{Po}$  bei 1300 m noch zu 40% im Defizit zu  $^{210}\text{Pb}$ . Nahe dem Gleichgewicht sind  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  ab ca. 4000 m, wie es in partikelarmem Tiefenwasser ohne Export zu erwarten ist.

Tab. 7:  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Daten der tiefen Station 38 bei  $43^{\circ}10'S/31^{\circ}34'E$  (ANT-XI/4)

Tiefe (m)	$^{210}\text{Pb}$ gesamt dpm/100L	$^{210}\text{Po}$ gesamt dpm/100L	Po/Pb gesamt
1300	18,47 ±0,59	11,00 ±0,29	0,60 ±0,03
4220	12,92 ±0,44	11,57 ±0,29	0,90 ±0,04
4720	9,59 ±0,41	9,04 ±0,19	0,94 ±0,05
5120	11,44 ±0,45	9,82 ±0,28	0,86 ±0,04
5185	8,65 ±0,34	9,36 ±0,34	1,08 ±0,06

Im Oberflächenwasser des West-Transekts wurde keine Anreicherung von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  an Partikeln festgestellt (Abb. 36a-d). Auf 200 m Tiefe ist über den gesamten Transekt höhere Po-Aktivität von 1-1,5 dpm/100L an Partikeln und deutliche  $^{210}\text{Pb}$ -Akkumulation an Partikeln mit 1-1,5 dpm/100L zu erkennen. Im Ost-Transekt gibt es an der PF und zwischen SACCF und der ACC-Grenze an der Oberfläche schwache  $^{210}\text{Po}$ -Anreicherung und deutliche  $^{210}\text{Pb}$ -Akkumulation an Partikeln.

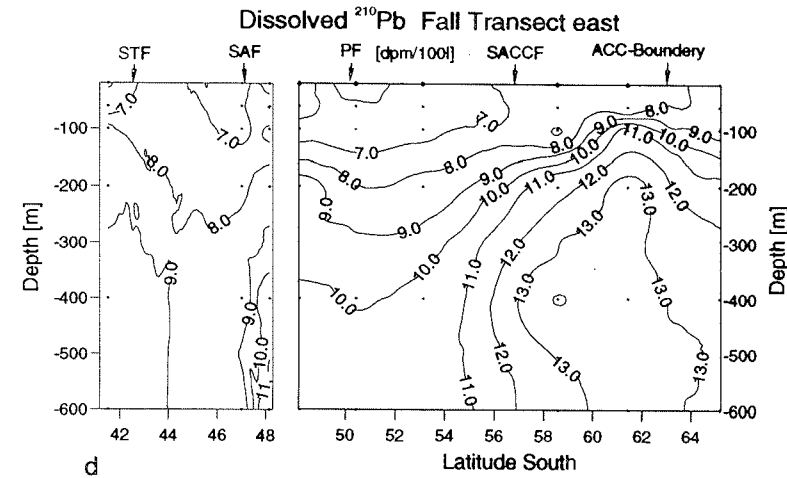
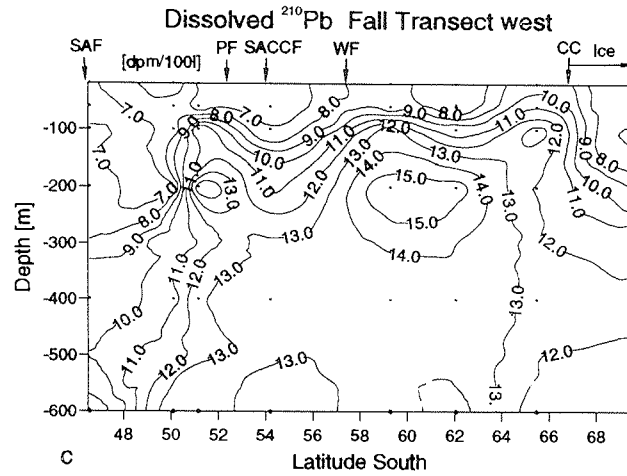
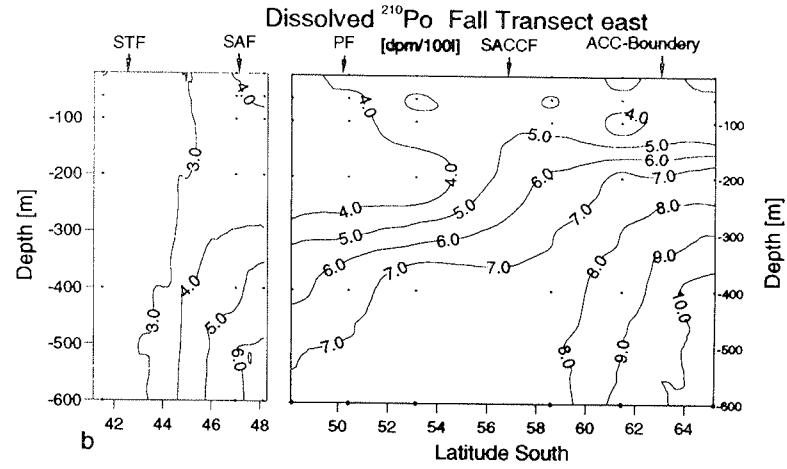
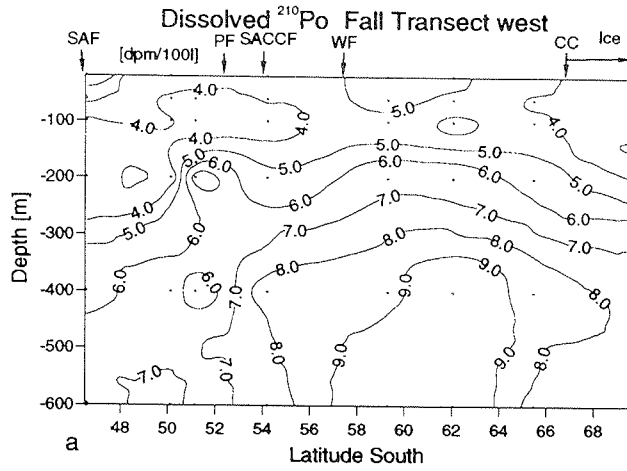


Abb. 33a, b, c, d:  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  gelöste Aktivität auf West- und Osttransekt (ANT-XI/4)

75

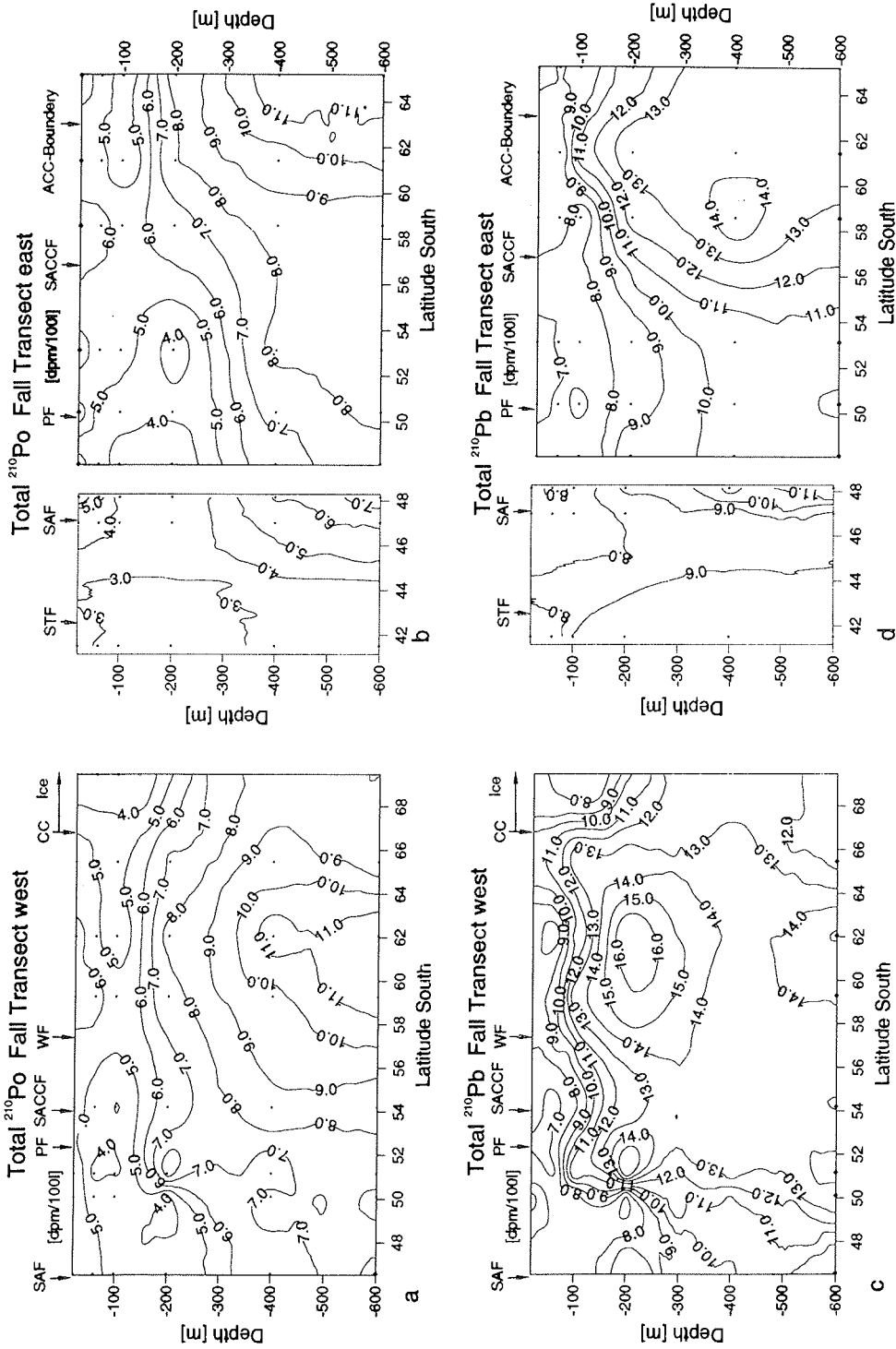


Abb. 34a, b, c, d:  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Gesamtaktivität auf West- und Osttransekt (ANT-XI/4)

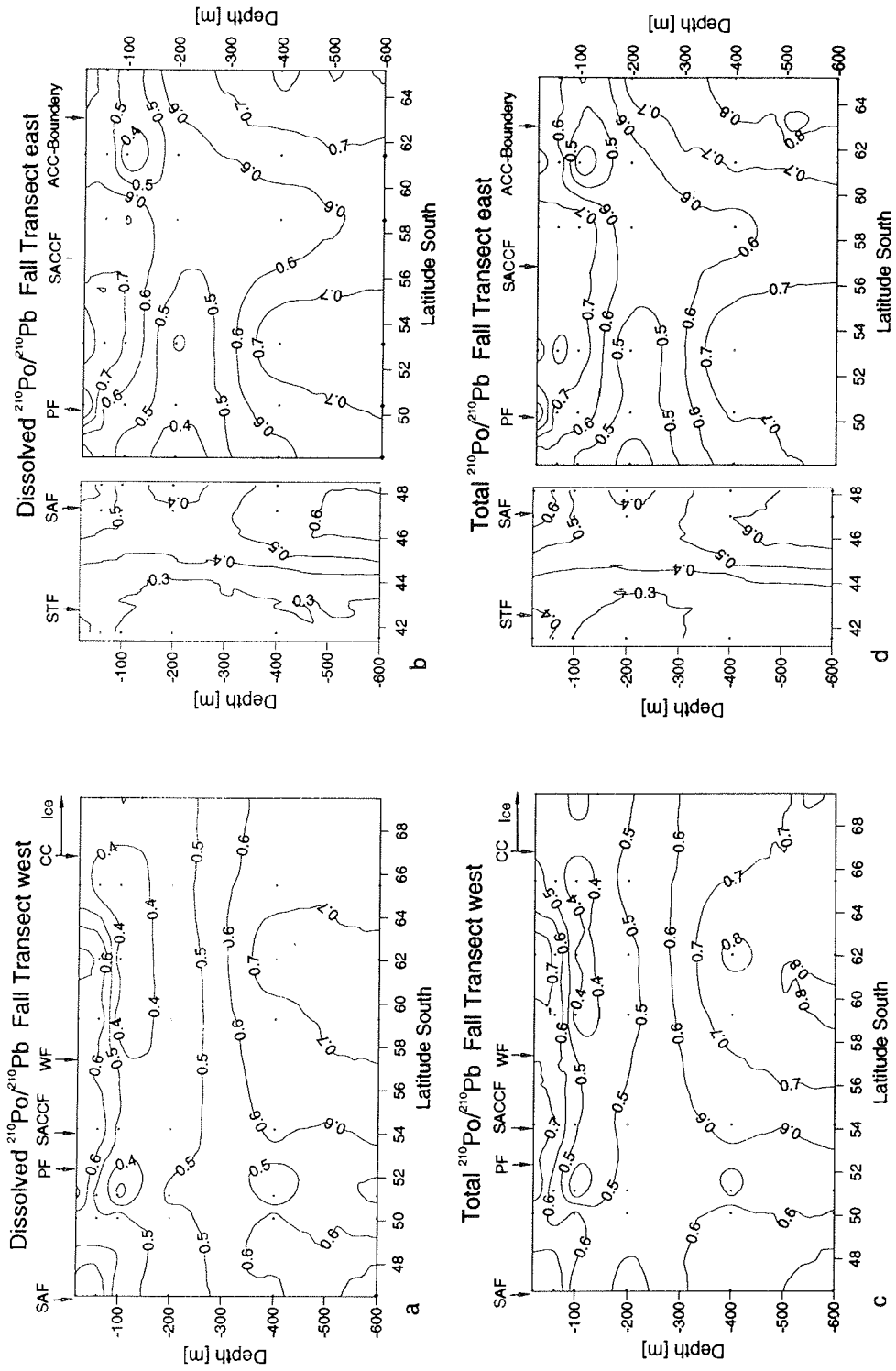


Abb. 35a, b:  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der gelösten Aktivität auf West- und Osttransekt

Abb. 35c, d:  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Gesamtwertverhältnis auf West- und Osttransekt (ANT-XI/4)

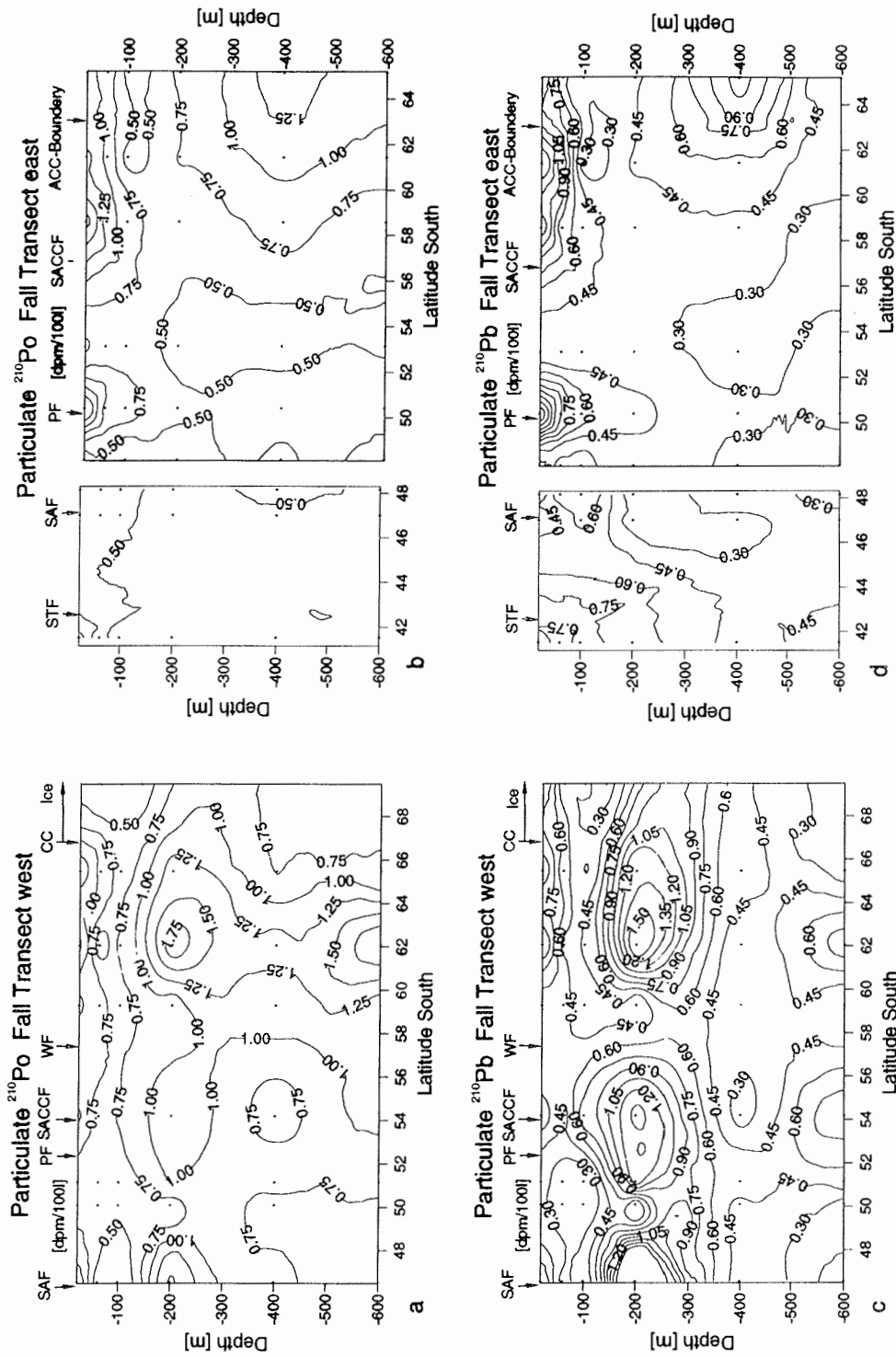


Abb. 36a, b, c, d: partikuläre  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität auf West- und Osttransekt (ANT-XI/4)



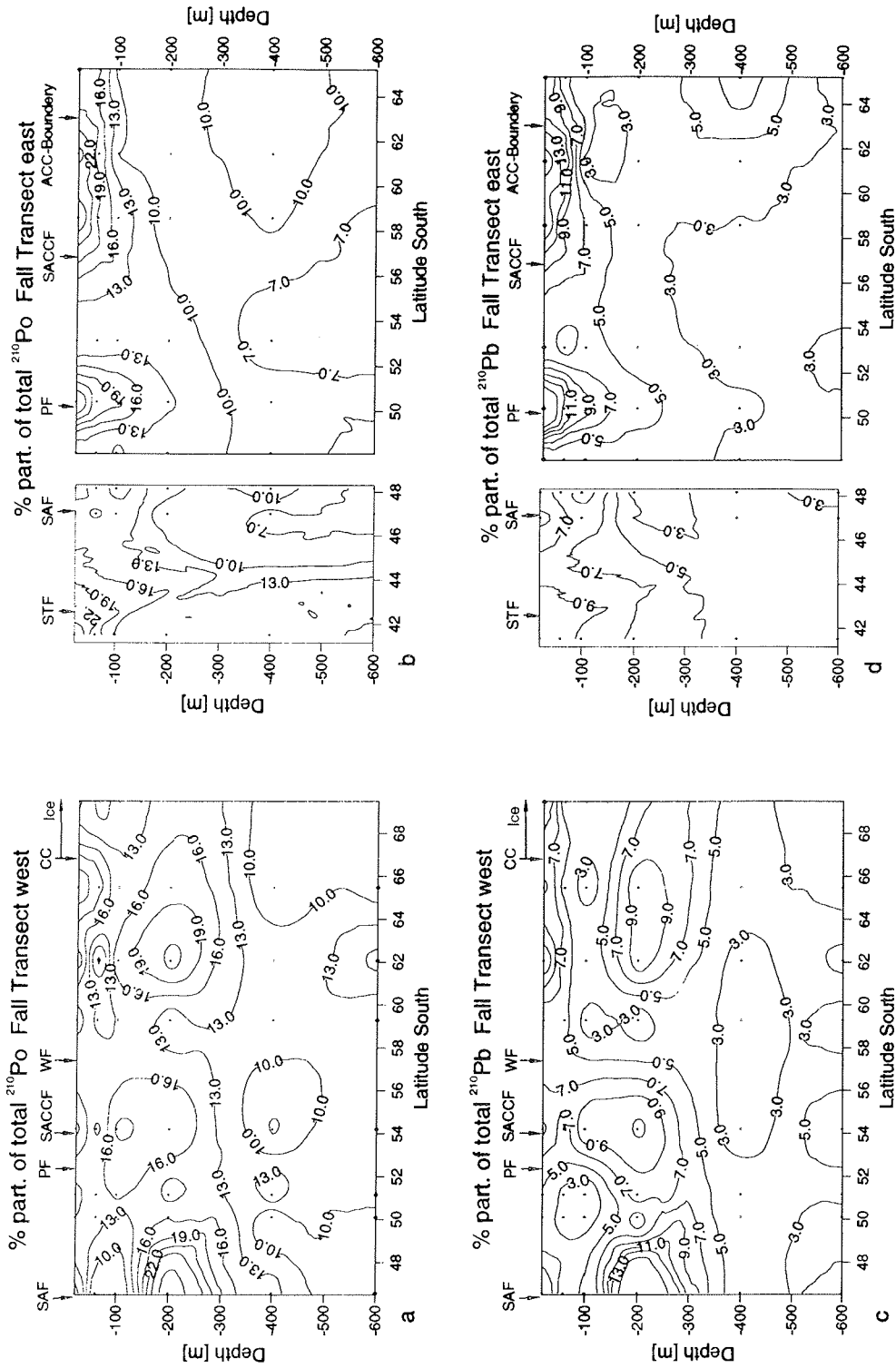


Abb. 37a, b, c, d: Prozentanteil partikulären  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  von der Gesamtaktivität auf West- und Osttransekt (ANT-XI/4)

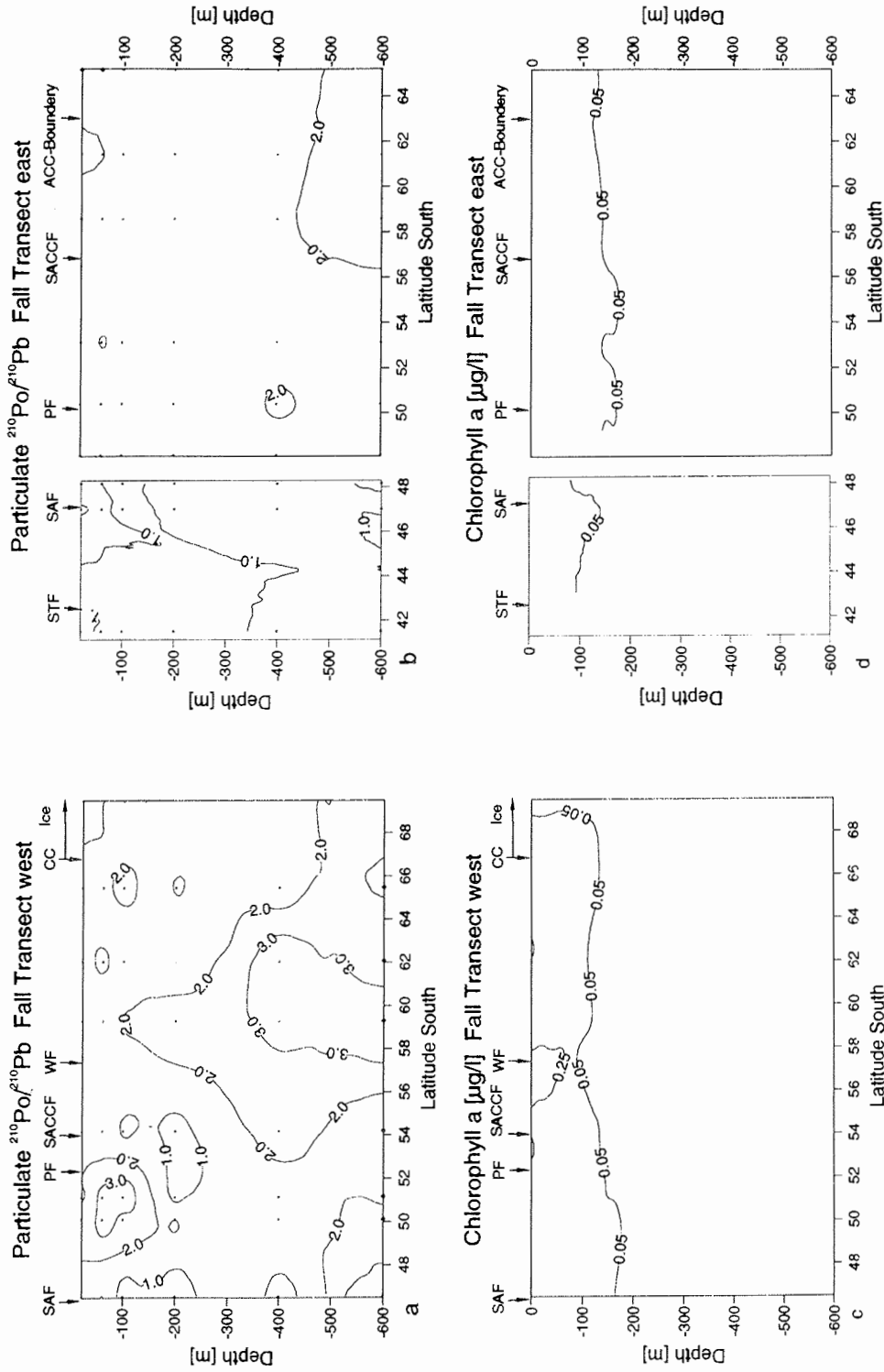


Abb. 38a, b:  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel auf West- und Osttransekt (ANT-XI/4)  
 Abb. 38c, d: Chlorophyll a auf West- und Osttransekt (ANT-XI/4, STEINKE et al. 1997 im Druck)

## 6.2 Vergleich von partikulär gebundenem $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$ mit der Konzentration von Chlorophyll $a$

Zum Vergleich von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  mit biologischen Parametern steht für beide Transekte nur die Konzentration von Chlorophyll  $a$  in den oberen 200 m zu Verfügung. Der Anteil von chlorophyllhaltigem (0,01-0,3  $\mu\text{g}/\text{L}$ ) und damit lebendem Phytoplankton in den Partikeln, die  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  adsorbieren, war offenbar so gering, daß es keine Abhängigkeit zwischen der Konzentration von Chlorophyll  $a$  im Wasser und partikulärem  $^{210}\text{Po}$  bzw.  $^{210}\text{Pb}$  gibt (Abb. 39). Es sind auch keine Unterschiede wie zur Frühjahrssituation erkennbar, die in den beiden Transekten spezifische Regionen unterscheiden ließen.

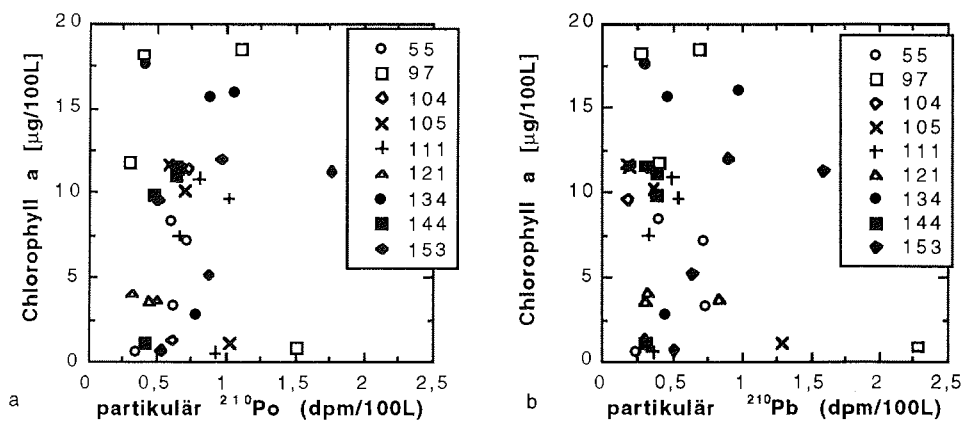


Abb. 39: Konzentration von Chlorophyll  $a$  als Funktion von a) partikulärem  $^{210}\text{Po}$  und b) partikulärem  $^{210}\text{Pb}$  (ANT-XI/4)

Anhand des  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisses der Partikel sind keine regionalen Unterschiede in der Planktonzusammensetzung zu erkennen. Ein  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel von 1-2 deutet auf vorwiegend silikatschaliges Phytoplankton. Vor allem im Ost-Transekt zeigt das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel (1-2) kaum Änderung mit der Tiefe. Von RITCHIE & SHIMMIELD (1991) wurden ähnliche Beobachtungen zum Sommerende an einigen Stationen im Nordatlantik beschrieben. Das in der Tiefe kaum veränderte Aktivitätsverhältnis in den Partikeln sei typisch für eine Nachblütensituation.

Höhere  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisse der Partikel ( $>2$ ) treten nur vereinzelt und unabhängig von der Konzentration von Chlorophyll  $a$  auf, wie in Abb. 40 zu sehen und auch in Abschnitt 5.2.3 gezeigt. Die deutlich niedrigeren partikulären  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisse zur Herbstsituation im Vergleich zur Frühjahrssituation werden offenbar durch einen geringeren Anteil nicht-silikatschaligen Phytoplanktons und durch Zooplankton hervorgerufen.

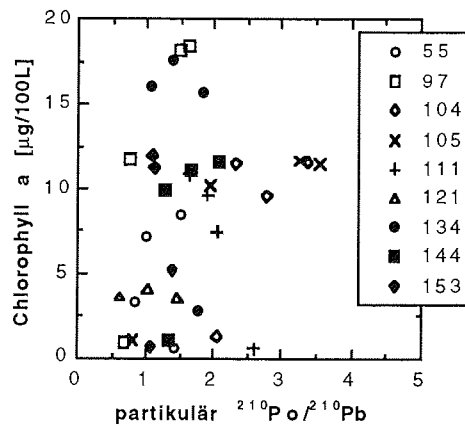


Abb. 40: Chlorophyll *a* gegen das partikuläre  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältniss aufgetragen (ANT-XI/4)

### 6.3 Größenfraktionierte Filtration

Die Partikelmenge und die Konzentration an Chlorophyll *a* von 0,01-0,3 µg/L war im Herbst sehr gering im Vergleich zu 0,3->3,5 µg/L Chl *a* zur Frühjahrs-situation (ANT-X/6, Kap. 5). Durch die Aufteilung der Partikel in die Größen-fractionen >50 µm, 50-10 µm und 10-1 µm waren die resultierenden  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten demzufolge extrem niedrig. Durch die folglich schlechte Zählstatistik und den hohen  $^{210}\text{Po}$ -Blindwert der Nylongazefilter ist der Fehler zu groß, um aus den Aktivitätsverhältnissen Unterschiede im Adsorptionsver-halten der einzelnen Größenfraktionen hinsichtlich Phyto- und Zooplankton abzuleiten. Leider stehen detaillierte Ergebnisse mikroskopischer Unter-suchungen der Planktonproben als Vergleich nicht zur Verfügung.

Die Hauptmenge von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  war an die kleinste abfiltrierte Fraktion von 10-1 µm adsorbiert (Tab. 22). Bei allen partikulären  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Maxima sind kleine Partikel offenbar die Hauptadsorbenten, weil kleine Partikel ein größeres Oberfläche-zu-Volumen-Verhältnis haben. Im Oberflächen-wasser ist in der Feinfraktion mehr  $^{210}\text{Po}$  als  $^{210}\text{Pb}$  zu finden. In Tiefen zwischen 60 m und 200 m nimmt die  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität an Partikeln stark ab, im Gegensatz dazu nimmt  $^{210}\text{Pb}$  an Partikeln zu.

Partikel >50 µm und 50-10 µm spielten während der Untersuchung im Herbst nur eine untergeordnete Rolle. An größere Partikel >50 µm und 50-10 µm sind weniger als 5% der  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Gesamtaktivitäten adsorbiert.  $^{210}\text{Pb}$  wird stärker als  $^{210}\text{Po}$  an 50-10 µm-Partikel adsorbiert. Das ist in Übereinstimmung mit der bevorzugten Adsorption von  $^{210}\text{Pb}$  an die Silikatschale der Diatomeen, die den größierzelligen Anteil am Phytoplankton darstellen.

Partikel >50 µm, die eine Mischung aus großen Diatomeen, Zooplankton und Kotballen repräsentieren, zeigen wechselnd  $^{210}\text{Po}$  oder  $^{210}\text{Pb}$ -Überschuß. Es gibt mehrere Erklärungen. Ist die grobe Fraktion vor allem aus großem Phyto-

plankton, z.B. großen Diatomeen mit einem hohen Anteil leerer Zellen zusammengesetzt, wird maximal gleich viel  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  an die Zellen gebunden sein (siehe Abschnitt 3.2, 5.2). Der Zellinhalt mit dem größten  $^{210}\text{Po}$ -Anteil ist in Lösung gegangen. Besteht die grobe Fraktion hauptsächlich aus Zooplankton, wird der  $^{210}\text{Po}$ -Anteil mehrere Faktoren höher sein als  $^{210}\text{Pb}$ .

Möglicherweise ist auch der physikalische Streß auf die Zellen bei der Filtration die Ursache für die wechselnden Isotopenverhältnisse der groben Fraktion. Bei der Filtration der GWS-Proben können durch den Strudel im Filterhalter über dem Filter Zellen ohne Silikathülle zerplatzt sein und der Zellinhalt passierte den  $50\ \mu\text{m}$ -Filter. Auch daraus könnte der höhere  $^{210}\text{Pb}$ -Gehalt in der großen Fraktion und der hohe  $^{210}\text{Po}$  Gehalt in der Feinfraktion resultieren.

Im Bereich der südlichen ACC-Front lieferten Proben, aus 10 m Tiefe mit einer Kreiselpumpe gepumpt, an Partikeln  $>50\ \mu\text{m}$   $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  im Gleichgewicht (Tab. 23). Partikel  $>10\ \mu\text{m}$  repräsentieren mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} = 9$  Zooplankton. Die Probe der nördlichsten Station im Weddellmeer mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} = 7$  in Partikeln  $>50\ \mu\text{m}$  und mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} = 22$  in Partikeln  $>10\ \mu\text{m}$  bestätigt auf dem Filter identifiziertes Zooplankton. Gleiches trifft für Partikel  $>50\ \mu\text{m}$  mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} = 14$  und Partikel  $>10\ \mu\text{m}$  mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} = 22$  der Station 117 bei  $65^\circ 5'S$  zu.

Im Ost-Transekt bei  $65^\circ 2'S$  (Station 134) weisen die Partikel  $>50\ \mu\text{m}$  mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} = 0,8 \pm 0,3$  ungefähr Gleichgewicht auf und Partikel  $>10\ \mu\text{m}$  mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} = 11,5$  Anreicherung von  $^{210}\text{Po}$ , wie es für Zooplankton typisch ist.

Filtration über  $50\ \mu\text{m}$ -Filter aus der Seewasserleitung an Bord (Membranpumpe) während der Fahrt lieferte  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  zwischen 1 und 2, trotz teilweise massenhaftem Auftreten von juvenilem Krill. An 2 Stationen (online 7 und 8, Tab. 23) hatten visuell als seneszent charakterisierte Algen  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} < 1$  und weisen damit auf  $^{210}\text{Po}$ -Verlust bei nachlassender Lebensfähigkeit hin.

## 6.4 $^{210}\text{Po}$ - und $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung zur Herbstsituation

### 6.4.1 West-Transekt

Schwache  $^{210}\text{Po}$ -,  $^{210}\text{Pb}$ -Adsorption an Partikel und geringe Konzentration an Chlorophyll *a* von maximal  $0,3\ \text{mg/L}$  spiegeln eine Phase nachlassender Produktion mit geringer Photosynthesefähigkeit des Phytoplanktons wider. Das Phytoplankton bestand nach STEINKE et al. (1997 im Druck) vor allem aus *Corethron spec.*, *Chaetoceros spec.*, *Rhizosolenia spec.* und Silikoflagellaten. Nördlich der Subantarktischen Front traten Dinoflagellaten auf. Südlich  $55^\circ\text{S}$  waren Fragillariaceen und in eisbedeckten Gebieten *Nitzschia spec.*, *Bidulphia spec.* sowie Dinoflagellaten abundant. Kolonien von *Phaeocystis spec.* wurden in geringer Zahl südlich  $65^\circ\text{S}$  gefunden.

Die  $^{210}\text{Po}$ -Gesamtaktivität (gelöst + partikulär gebundenes  $^{210}\text{Po}$ ) befindet sich von der Oberfläche bis in 600 m Tiefe (Abb. 35a, 35c) immer im Mangel zur  $^{210}\text{Pb}$ -Gesamtaktivität (Gesamt- $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ . 0,6-0,7). Export von  $^{210}\text{Po}$  mit partikulärem Material muß stattgefunden haben.

An der Polarfront, südlicher ACC-Front und Weddellfront gibt es im Oberflächenwasser kaum Anreicherung von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ , wie in

der Frühjahrsstudie (ANT-X/6). Es sind keine Planktonakkumulationen nachzuweisen. Schwache Phytoplanktonakkumulation, erkennbar an leicht erhöhten Chlorophyllkonzentrationen im Oberflächenwasser, sind nur bei 57°S zu beobachten, an der Grenze vom ACC zum Weddellwirbel (Abb. 38c). Abgesehen von dieser Station ist die Konzentration von Chlorophyll *a* im Oberflächenwasser über dem gesamten Transekt konstant niedrig, um 0,1 mg/L.

Im Süden bei 65°5'S läßt ein partikulär gebundener  $^{210}\text{Po}$ -Anteil um 16% (Abb. 37a) eine schwache Partikelansammlung im Oberflächenwasser vermuten.  $^{210}\text{Pb}$  ist mit 7-9% im partikulären Material nur leicht angereichert gegenüber der Umgebung. Niedrige Konzentrationen von Chlorophyll *a* um 0,1 mg/L sind ein Hinweis auf chlorophyllarmes Phytoplankton bzw. Phytodetritus. Das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel liegt zwischen 1 und 2 (Abb. 38a).

Einen Hinweis auf die Vitalität des Phytoplanktons gibt nach CULLEN & RENGER (1979) der *Fluorescence Response Index* (FRI). Dieser Wert liefert eine relative Aussage über das Funktionieren der Elektronentransportkette im Chloroplasten. Ein FRI von 0 bedeutet, daß die Algen nicht zur Photosynthese fähig sind. Ist der Wert hoch, geht es den Algen gut. Der höchste in aktiv wachsenden Kulturen beobachtete Index ist 0,6 bis 0,7. So zeigt ein FRI von 0,2-0,4 des Phytoplanktons zwischen 63°S und 67°S im Oberflächenwasser (STEINKE unveröff. Daten), daß die Algen nicht mehr mit voller Intensität wuchsen.

Nahe der SAF, nördlich der Polarfront, an der SACCF und zwischen 62°S und 65°S im Weddellwirbel lassen höhere Aktivitäten von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  in der partikulären Phase in einer Tiefe von 200 m auf Partikelansammlung schließen (Abb 36 a, 36 c, 37 a, 37 c). Die Partikel haben Isotopenverhältnisse  $<1$ . Das bedeutet, an die Partikel ist mehr  $^{210}\text{Pb}$  als  $^{210}\text{Po}$  adsorbiert. So niedrige  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisse schließen Zooplankton als Adsorbenten aus und sind auch für lebendes Phytoplankton ungewöhnlich. Kaum meßbares Chlorophyll *a*  $<0,05$  µg/L (Abb. 38c) indiziert absinkenden Phytodetritus. Das Absterben gealterten Phytoplanktons und die mit dem Übergang des Zellinhaltes in die gelöste Phase verbundene  $^{210}\text{Po}$ -Freisetzung sollte zur Erhöhung der gelösten  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität führen und gleichzeitig zu einem  $^{210}\text{Po}$ -Verlust in den Partikeln. Außerdem wird  $^{210}\text{Pb}$  bevorzugt an Strukturkomponenten von Zellen gebunden und bleibt daher auch länger an der partikulären Phase.

Im gesamten Transekt scheint die Dichtesprungschicht zwischen 200 m und 300 m zu liegen, die möglicherweise für einige Partikel schwer zu überwinden ist. Unter dieser Schicht ist die Aktivität von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  an Partikeln, und daraus abgeleitet die Partikelmenge, sehr niedrig (Abb. 36a, c, 37a, c).

Bei 59°S und 62°S in Tiefen  $>400$  m, sowie nördlich der Polarfront zwischen 60 m und 100 m können partikuläre  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisse  $>3$  ein Hinweis auf Zooplanktonanteil und Kotballen in der partikulären Fraktion sein (Abb. 38a).

#### 6.4.2 Ost-Transekt

Der Transekt begann im Norden nahe der Subtropischen Front, mußte aber bei 48°S abgebrochen werden. Obwohl der Anschluß von Süden erst fünf Wochen

später erfolgte, sind die Daten aus Thermosalinometermessungen, biologische Parameter wie die Konzentration von Chlorophyll *a* und Phäopigmente, sowie die Radionuklidverteilung in zwei überlappenden Stationen so ähnlich, daß beide Teilstücke als Einheit behandelt werden können.

Im Oberflächenwasser nahe der Subtropischen Front, der Polarfront sowie von der SACCF bis zur ACC-Grenze sind sowohl  $^{210}\text{Po}$  als auch  $^{210}\text{Pb}$  deutlich an Partikel adsorbiert (Abb. 37b, 37d). Ein niedriges  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis zwischen 1 und 2 im partikulären Material (Abb. 38b) läßt vermuten, daß es sich um silikatisches Phytoplankton handelt. Der FRI des Phytoplanktons im Oberflächenwasser ist im Süden noch hoch (0,6, STEINKE unveröff. Daten). An der Polarfront beträgt der FRI nur 0,3 und deutet auf zurückgehende Photosynthesefähigkeit der Algen. Die Konzentration von Chlorophyll *a* (0,05-0,1 µg/L in den oberen 100 m, Abb. 38d) sind sehr niedrig. Obwohl sie nahe der STF auf 0,2 µg/L ansteigen, geht das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel auf <1 zurück und deutet auf einen hohen Anteil an bereits leeren Zellen hin, die aussinken. Protozoa können ausgeschlossen werden, da sie als Phytoplanktonfresser  $^{210}\text{Po}$  akkumulieren und ein höheres  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Isotopenverhältnis hätten.

Vergleicht man die Verteilung des prozentualen  $^{210}\text{Po}$ -Anteils an Partikeln nahe der STF (Abb. 37b) mit den Profilen von Temperatur (Abb. 9b), Salinität (Abb. 9d) und Dichte (Abb. 9f), fällt auf, daß sich der höhere prozentuale  $^{210}\text{Po}$ -Anteil in subtropischem und subantarktischem Oberflächenwasser befindet. Das Wasser mit niedrigerem partikulärem  $^{210}\text{Po}$ -Anteil wird offenbar als Antarktisches Zwischenwasser (AAIW) in die Tiefe transportiert. An der SAF ist das gelöste wie auch Gesamt-  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis über die gesamten 600 m am niedrigsten (<0,3, Abb. 35b, 35d) im Vergleich zum Rest des Transekts.

Von der Polarfront bis zur südlichen Grenze des ACC ist das Verhältnis von gelöstem und gesamtem  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  im Oberflächenwasser höher, als zwischen 100 m und 200 m (Abb. 35b, 35d). Diese Erscheinung trat ebenfalls zur Frühjahrs-situation (ANT-X/6) auf, ist aber in diesem Transekt auf eine stärkere Abnahme von  $^{210}\text{Pb}$  an der Oberfläche zurückzuführen. Der Einfluß rezenter biologischer Effekte, wie im Frühjahr, kann ausgeschlossen werden. Weder wurde an einer Wassermassenfront eine Planktonblüte beobachtet, noch traten schwarmähnliche Salpenansammlungen auf. Lediglich bei 50°12'S/5°45'E traten zwischen 300 m und 600 m in Multinetzfängen gehäuft Salpen auf. Weiterhin wurden nur einzelne verstreute Exemplare gefangen. Salpenfraß kann deshalb als Ursache für Partikelverlust und  $^{210}\text{Po}$ -Mangel ausgeschlossen werden. Aber es ist möglich, daß dieses Minimum ein Relikt der letzten Produktions- und Exportepisode aus dem Frühjahr/Sommer ist. Die verschiedenen möglichen Ursachen für das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum in allen Transekten werden im nächsten Kapitel diskutiert.

Beide Herbsttransekte geben ein Bild stark rückläufiger biologischer Produktion mit Hinweisen auf Partikelaustrag in die Tiefe. Starke Anreicherung von  $^{210}\text{Po}$  gegenüber  $^{210}\text{Pb}$ , gelöst wie gesamt, sind ein Hinweis, daß im vergangenen Frühling und Sommer vor allem an den Fronten Biomasseentwicklung und -export stattgefunden hat.

## 7 TRANSPORTPROZESSE FÜR $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$

Partikelreaktive Radionuklide werden an das Plankton im Meerwasser adsorbiert und mit den aussinkenden Partikeln in die Tiefe transportiert. Dieses *scavenging* führt zur Abnahme der Tochternuklide relativ zum Mutternuklid. Weil die biologische Aktivität und die Partikelkonzentration im Oberflächenwasser am höchsten sind und mit zunehmender Tiefe abnehmen, wäre zu erwarten, daß auch das Defizit des Tochternuklides gegenüber dem Mutternuklid an der Oberfläche am ausgeprägtesten ist. Das Aktivitätsverhältnis müßte also mit zunehmender Tiefe wieder zunehmen und ein Gleichgewicht erreichen. Außerdem sollte das Defizit des Tochternuklids im Oberflächenwasser durch eine Anreicherung in der Tiefe ausgeglichen werden. Das Enkel/Großmutter-Paar  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  verhält sich jedoch entgegen diesem Muster:

- Das  $^{210}\text{Po}$ -Defizit ist nicht an der Oberfläche am größten, sondern in 100-200 m Tiefe ist vor allem im südlichen ACC und Weddellwirbel ein Minimum von  $^{210}\text{Po}$  und folglich ein niedriges  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis ausgebildet.
- In den oberen 600 m ist kein Hinweis auf eine korrespondierende  $^{210}\text{Po}$ -Anreicherung zu finden. Das bedeutet, daß das  $^{210}\text{Po}$ -Defizit tiefer reicht als aus anderen Meeresgebieten bekannt.

### 7.1 Verteilung in der oberen Wassersäule

#### 7.1.1 $^{210}\text{Po}$ -Defizit bis 600 m

Im australen Frühjahr und Herbst zeigt sich in der  $^{210}\text{Po}$ -Verteilung und somit im  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis ein Defizit von  $^{210}\text{Po}$  im Wasser bis 600 m Tiefe. Die Ausnahme mit Gesamt- $^{210}\text{Po}$  und Gesamt- $^{210}\text{Pb}$  nahe dem Aktivitätsgleichgewicht bildeten oberflächennahe Bereiche in der Polarfrontregion während der Planktonblüte zur Frühjahrssituation.

$^{210}\text{Po}$ -Mangel gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  wurde von verschiedenen Autoren im Oberflächenwasser aller Ozeane beobachtet (SHANNON et al. 1970, BACON et al. 1976, NOZAKI & TSUNOGAI 1976, TUREKIAN & NOZAKI 1980, NOZAKI et al. 1990). Die Ursache liegt in der Adsorption von  $^{210}\text{Po}$  im Überschuß zu  $^{210}\text{Pb}$  an Partikel und dem Austrag der Partikel. Allerdings beobachteten BACON et al. (1976) im Atlantik in 200-400 m Tiefe ein Gleichgewicht zwischen  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  infolge Partikelauflösung, korrespondierend zum Po-Defizit im Oberflächenwasser. SHIMMIELD et al. (1995) fanden im Bellingshausenmeer ab 1000 m  $^{210}\text{Po}$  meist im Gleichgewicht mit  $^{210}\text{Pb}$ .

Eine eindeutige Erklärung für das tiefreichende Ungleichgewicht im ACC und im Weddellmeer ergibt sich aus den vorliegenden Daten nicht. Ein systematischer Fehler in der Methodik kann weitgehend ausgeschlossen werden, da in der tiefen Station 38  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  ab 4000 m im Aktivitätsgleichgewicht standen (ANT-XI/4, siehe Abschnitt 6.1). Außerdem wurden  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  auf die gleiche Weise kalibriert und Proben aus NISKIN- und GERARD-Wasserschöpfern lieferten die gleiche  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung (siehe Abschnitt 4.1).



Es sind mehrere Erklärungen für das  $^{210}\text{Po}$ -Defizit möglich.  $^{210}\text{Po}$  könnte durch sehr raschen Partikelexport in die Tiefe ausgetragen worden sein, bevor Partikelauflösung und Übergang partikelgebundenen  $^{210}\text{Po}$  in die gelöste Phase einsetzte. Ein Mineralisationssignal bliebe dann aus. Wenn jedoch über 500 m 4 dpm Po/100L fehlen und keine Anreicherung in der tieferen Wassersäule dieses Defizit ausgleicht, müßte am Meeresboden in der obersten Sedimentschicht ein  $^{210}\text{Po}$ -Überschuß von ca. 2 dpm/cm<sup>2</sup> zu finden sein. Dieser Überschuß wäre infolge der Halbwertszeit von  $^{210}\text{Po}$  von 138 Tagen bei episodischen Sedimentationsprozessen nur für kurze Zeit meßbar. Oder  $^{210}\text{Po}$  steht nur bis 600 m Tiefe im Defizit zu  $^{210}\text{Pb}$  und die restliche Wassersäule hat einen  $^{210}\text{Po}$ -Überschuß von 0,5 dpm/100L, eine Wassertiefe von ca. 4500 m angenommen.

Beobachtungen im ACC von DEHAIRS et al. (1997) zeigen, daß der größte Teil des partikulären organischen Kohlenstoffs in der Oberflächenmischungsschicht oxidiert oder als Partikel exportiert wird. Nur etwa 9,6% werden im tieferen Wasser oxidiert (DEHAIRS et al. 1997). Es ist daher anzunehmen, daß die Aktivitätszunahme durch Radionuklidfreisetzung infolge Partikelauflösung unter der Oberflächenmischungsschicht relativ gering ist. Durch das aufsteigende CDW mit höherer  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität, aber Aktivitätsverhältnis  $<1$  wird die geringe Aktivitätszunahme überdeckt.

Durch Radionuklidadsorption an Meereis (siehe Abschnitte 7.3.4 und 7.4) kann  $^{210}\text{Po}$  zwar vorübergehend aus dem Wasser entfernt werden, aber es ist unwahrscheinlich, daß die Akkumulation im Eis ausreicht, um ein  $^{210}\text{Po}$ -Defizit im Wasser bis mindestens 600 m vom Weddellmeer bis zur Polarfront zu verursachen.

### 7.1.2 $^{210}\text{Po}$ -Minimum im unteren Bereich der euphotischen Zone

Die niedrigsten  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisse im Wasser treten, wie gesagt, nicht an der Oberfläche, sondern in 100-200 m Tiefe auf. Zur Frühjahrs- und Herbstsituation reicht das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum in gelöster und Gesamtaktivität von der Polarfrontregion durch den südlichen ACC und das Weddellmeer bis in den Küstenstrom. Möglicherweise beeinflusst ein sehr großskaliger Prozeß die Verteilung  $^{210}\text{Po}$ . Also tracet  $^{210}\text{Po}$  diesen Prozeß.

In der  $^{234}\text{Th}$ -Verteilung ist eine solche Minimum-Zone nicht zu sehen. Entweder wird dieses Minimum durch Prozesse verursacht, gegenüber denen  $^{234}\text{Th}$  konservativ ist, oder die Halbwertszeit von  $^{234}\text{Th}$  ist mit 24 Tagen zu kurz, um diese Abreicherung zu konservieren.

Bei der Erörterung möglicher Ursachen für das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum ist es nicht einfach, zwischen hydrographischen und biologischen Prozessen zu trennen, da die Biologie im ACC deutlich von der Hydrographie beeinflusst wird. Im Folgenden sollen biologische und hydrographische Prozesse diskutiert werden, die ein solches  $^{210}\text{Po}$ -Minimum hervorrufen können.

## 7.2 Biologische Prozesse

### 7.2.1 $^{210}\text{Po}$ -Minimum und $^{210}\text{Po}$ -Akkumulation durch vertikal migrierendes Phytoplankton an der Konfluenz von Wassermassen

Innerhalb der Planktonblüte in der Polarfrontregion ist im Oberflächenwasser nahezu Gleichgewicht von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  auffällig. Diese Verteilung könnte durch Phytoplankton verursacht werden, welches durch Auftriebsregulierung zwischen der Wasseroberfläche und tieferen Niveaus vertikal migriert. Im Nordpazifikwirbel z.B. wurden vertikal migrierende *Rhizosolenia*-Matten von VILLAREAL et al. (1993) beobachtet. Dieses Phänomen bildet die Grundlage für die Hypothese, daß die Diatomeen im unteren Bereich der euphotischen Zone  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  adsorbieren und es auf dem Weg zum lebensnotwendigen Licht an die Oberfläche transportieren. Die Phytoplanktonabwanderung kann zu einem  $^{210}\text{Po}$ -Verlust unterhalb der Planktonblüte führen, weil lebende Diatomeen, trotz der guten Adsorption von  $^{210}\text{Pb}$  an silikatschalige Organismen (FISHER et al. 1983),  $^{210}\text{Po}$  im Überschuß zu  $^{210}\text{Pb}$  enthalten ( $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} \approx 2$ ).

Eine ergänzende Erklärung für ein  $^{210}\text{Po}$ -Defizit im Wasser unter einer Biomasseakkumulation an der Oberfläche entlang einer Wassermassenkonvergenz wäre eine von YODER et al. (1994) beobachtete Erscheinung. Diese könnte in ähnlicher Weise auch an der Polarfront gewirkt haben. Die Autoren beobachteten im äquatorialen Pazifik hohe Planktonbiomasseakkumulation von einigen hundert Kilometer Länge, hervorgerufen durch die Primärproduktion auftreibender Diatomeen entlang einer Grenze zwischen kaltem und wärmerem Wasser. In einer Frontzone subduzierte eine Schicht kalten Wassers unter eine Schicht wärmeren Wassers. Der von Yoder et al. (1994) beschriebene Mechanismus für die Akkumulation auftreibender Organismen an einer Wassermassenfront geht davon aus, daß die Diatomeen dem abströmenden, kalten Wasser die Nährstoffe entnehmen, schnell wachsen und gelöstes  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  adsorbieren. Um an das zur Photosynthese notwendige Licht zu kommen, müssen sie in das wärmere Wasser. Die auftreibenden Diatomeen akkumulieren an der Oberfläche im relativ warmen Wasser, wo die Abströmungsgeschwindigkeiten niedriger sind, als im kälteren Wasser auf der anderen Seite der Front. Zurück bliebe an Nährstoffen, sowie  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  abgereichertes Wasser auf Tiefe (Abb. 41).

VILLAREAL et al. (1993) stellten Aufstiegsraten für *Rhizosolenia* Spezies bis 6,4 m/h fest. Eine Reihe solcher Planktonakkumulationen an Wassermassenkonvergenzen wurde bisher in Satellitenaufnahmen erfaßt (YODER et al. 1994).

Entsteht das Po-Minimum der Polarfrontregion durch Prozesse im Frontenstrom, ist jedoch zu beachten, daß es je nach Auflösung des Frontenverlaufs mehr oder weniger deutlich erscheint. Die Rekonstruktion des Polarfrontstroms (frontal jet) zur Frühjahrssituation (ANT-X/6, Abb. 7) zeigt, daß Transekt 11 den Frontenverlauf am besten und Transekt 2 am schlechtesten auflöst.

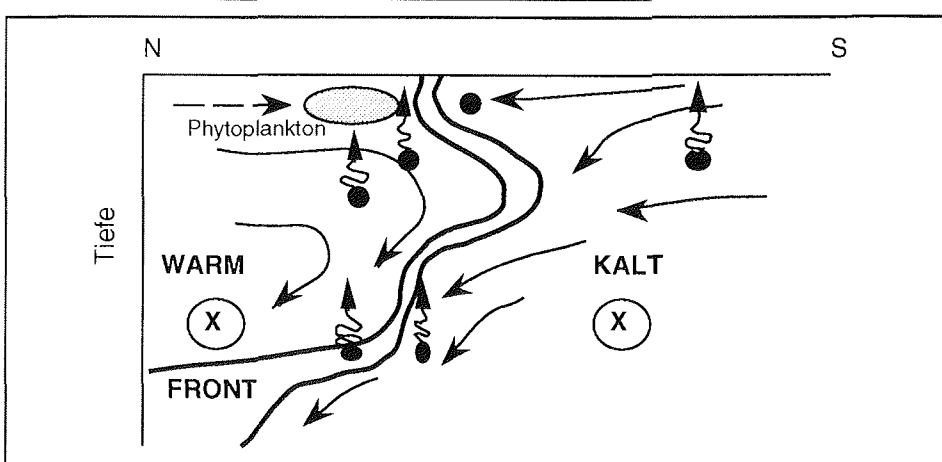


Abb. 41: Schema eines möglichen Mechanismus zur Akkumulation aufsteigenden Phytoplanktons an einer Wassermassenfront. Die großen Pfeile zeigen die Richtung der Wasserströmung. Die dicken Linien zeigen die Frontengrenze, die warmes und kaltes Wasser trennt. "x" steht für die Hauptströmung der Wassermassen nach Osten (Südhälfte). In diesem Modell können auftriebende Phytoplanktonzellen (schwarze Punkte) zu beiden Seiten der Front wachsen. Die Zellen können besser auf der warmen Seite der Front aufsteigen, weil dort die Abwärtsströmung geringer ist als auf der kalten Seite (nach YODER et al. 1994).

### 7.2.2 $^{210}\text{Po}$ -Verlust durch Zooplankton

Eine weitere Möglichkeit,  $^{210}\text{Po}$  mit Partikeln zu entfernen, ist Planktonfraß durch größeres Zooplankton. Zooplankton kann durch Fraß und Abwanderung eine Wasserschicht mit verringerter Partikelfracht und niedrigerer  $^{210}\text{Po}$ -Konzentration zurücklassen. Durch die starke Akkumulation von  $^{210}\text{Po}$  in Zooplankton (siehe Abschnitt 3.1.4) kann das ein erheblicher Anteil sein.

Im südlichen ACC bis zur Grenze mit dem Weddellwirbel war der Fraßdruck durch Mesozooplankton gering. Abschätzungen über *Calanus propinquus* ergaben Fraßraten von <1% der Primärproduktion und für *Rhincalanus gigas* 0,1% bis 1,6% der täglichen Primärproduktion (DUBISCHAR & BATHMANN 1997). Partikelverlust durch Copepoden hatte im südlichen ACC also kaum Einfluß auf die partikelgebundene  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität.

In der Polarfrontregion hatte "Wegfressen" von Algen durch Zooplankton ebenfalls wenig Einfluß. Nach DUBISCHAR & BATHMANN (1997) war an der Polarfront der Fraßdruck noch sehr gering. Z.B. *Rhincalanus gigas*, ein in den oberen 200 m dominanter calanoider Copepod, hatte noch Lipidreserven aus der Überwinterungsphase und begann erst aufzusteigen. Danach abgeschätzte Mesozooplanktonfraßraten betragen nur 0,3 bis 3,7% der täglichen Primärproduktion. Im Bereich der Planktonblüte wurden keine Salpen beobachtet. Da Salpen beim Schwimmen ständig Wasser filtern und dabei die Partikel aufnehmen, können sie in Gebieten mit zu hoher Planktondichte nicht leben, da bei zuviel Partikeln nicht alles gefilterte Material verdaut werden kann und der Filterapparat verstopft.

Im Antarktischen Zirkumpolarstrom dagegen treten *Salpa thompsonii* in großen Schwärmen auf. Während der Frühlingsstudie wurden zwischen 50°S und 55°S in den oberen 150 m große Schwärme mit Echolot beobachtet. Allerdings lassen sie sich nicht mit GERARD-Wasserschöpfern fangen, deshalb sind sie in den gemessenen partikulären Aktivitäten nicht enthalten. Die hier untersuchten Exemplare stammen aus Multinetzfängen.

Die Freßraten der Salpen betragen im genannten Gebiet mehr als 100% der täglichen Primärproduktion (DUBISCHAR & BATHMANN 1997). Im Mageninhalt eines 12 cm langen Exemplares wurden 25 dpm  $^{210}\text{Po}$  gemessen. Das entspricht einer partikulär gebundenen Po-Aktivität aus ca. 2,5 m<sup>3</sup> Meerwasser. Demgegenüber enthielt der Mageninhalt nur 1 dpm  $^{210}\text{Pb}$  (Tab. 6). Daraus würde sich eine Filtermenge von 200 L Wasser ergeben. Die extreme  $^{210}\text{Po}$ -Akkumulation in diesen Organismen wird daran deutlich. DUBISCHAR & BATHMANN (1997) ermittelten aus dem Mageninhalt 3 cm bis 4 cm langer Exemplare Aufnahmeleistungen von 660 µg bzw. 786 µg PPC/ind/d (Phytoplanktonkohlenstoff pro Individuum pro Tag) und berechneten daraus Filtrationsraten von 44 L/ind/d bzw. 52 L/ind/d. Die Filtrationsraten sind an die Schwimmaktivität gebunden. Experimentell ermittelte Freßraten 3 cm und 4 cm langer Exemplare lieferten niedrigere Werte von ca. 102 µg PPC/ind/d bzw. 163 µg PPC/ind/d. Die Salpen fungieren wie eine Art "Staubsauger", die alle freißbaren Partikel aus dem Wasser entfernen. Phäopigmentdaten von PEEKEN (1997) lassen vermuten, daß alternde Diatomeen einer früheren Eisrandblüte durch Salpen komplett weggefressen wurden. PEINERT et al. (1989) beobachteten im Wasser vor Irland, daß Salpen eine Diatomeenblüte beendeten, bevor Nährstoffmangel zum Eingehen der Blüte führen konnte.

Die Po-Akkumulation in Organismen erfolgt in mehreren Etappen. Zunächst wird  $^{210}\text{Po}$  in Phytoplankton ungefähr 2-3 mal gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  angereichert (Abschnitt 3.2, FISHER et al. 1983, SHANNON et al. 1970). Weiterhin konzentriert herbivores Zooplankton  $^{210}\text{Po}$  nochmals um einen Faktor 4. Das an Proteine der Phytoplanktonzellen gebundene  $^{210}\text{Po}$  wird an die Verdauungsorgane adsorbiert und vom Organismus resorbiert.  $^{210}\text{Pb}$  wird mit den unverdaulichen silikatischen Zellwänden ausgeschieden (CHERRY et al. 1975). Die großen Kotballen sinken schnell und können innerhalb weniger Wochen den Meeresboden erreichen.

Aus den Beobachtungen wird die Hypothese abgeleitet, daß Salpen bei schwarmartigem Auftreten durch Partikelfraß die beobachtete  $^{210}\text{Po}$ -Minimumzone im südlichen ACC verursacht haben könnten.

### 7.2.3 $^{210}\text{Po}$ - und $^{210}\text{Pb}$ -Transport mit Partikeln

Die Radionuklidverteilung im Ozean ist das Ergebnis hydrographischer und biologisch-geochemischer Prozesse. Die primäre Abnahme partikelreaktiver Radionuklide in einem Wasserkörper im offenen Ozean entsteht durch Austrag von Partikeln. Deshalb wird im Folgenden betrachtet, ob 50% bis 60% Mangel von  $^{210}\text{Po}$  gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  zwischen Polarfront und Subantarktischer Front von der Oberfläche bis in 200 m Tiefe und 60% bis 70% Mangel an  $^{210}\text{Po}$  nördlich der Subantarktischen Front über die gesamte beprobte Tiefe von 600 m durch den Export von partikulärem Material verursacht werden kann.

Im subantarktischen Wasserring ist die Konzentration von Chlorophyll *a* während des Sommers nicht wesentlich höher als im Winter. Das bedeutet, es findet ganzjährig Produktion und offenbar auch Export statt, wenngleich mit geringer Rate. Da  $^{210}\text{Po}$  besser und schneller als  $^{210}\text{Pb}$  von absinkenden Partikeln adsorbiert wird (NOZAKI 1990), sind im Oberflächenwasser  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisse unter dem Gleichgewicht das Ergebnis.

Aufgrund der übers Jahr ziemlich konstanten Primärproduktion in dieser Region kann für die Abschätzung des Radionuklidexports *steady state* angenommen werden. Aus Planktonuntersuchungen schlußfolgerten SHANNON et al. (1970), daß das Verhältnis des im Wasser fehlenden  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  in etwa dem Verhältnis von  $^{210}\text{Pb}/^{210}\text{Po}$  in Phyto- und Zooplankton entspricht. Auch um dies zu testen, soll mit einer Aktivitätsbilanz (BACON et al. 1976, Abschnitt 3.3) der Austrag von  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  an Partikeln abgeschätzt werden:

- Zwischen SAF und Polarfront werden jährlich ca. 1,3 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L/a}$  aus dem radioaktivem Zerfall von  $^{226}\text{Ra}$  (11 dpm/100L, GEOSECS 48°39'S/46°01'W, KU & LIN 1976) und dem atmosphärischem  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag (1 dpm/100L/a) gebildet. Subtrahiert man von dieser Bildungsrate von 1,3 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L/a}$  die Zerfallsrate von 0,25 dpm/100L/a der im Wasser vorhandenen  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität (8 dpm/100L), ergibt sich ein  $^{210}\text{Pb}$ -Austrag von  $\approx 1$  dpm/100L/a.

- Die im Wasser gemessenen 8 dpm  $^{210}\text{Pb}$  sind die einzige Quelle für  $^{210}\text{Po}$ . Daraus werden durch radioaktiven Zerfall pro Jahr 14,5 dpm  $^{210}\text{Po}$  gebildet. Minus der  $^{210}\text{Po}$ -Zerfallsrate von ca. 9 dpm/100L/a des gemessenen  $^{210}\text{Po}$  (5 dpm/100L), ergibt sich ein jährlicher  $^{210}\text{Po}$ -Export von 5,5 dpm/100L/a. Bei einem  $^{210}\text{Pb}$ -Export von 1 dpm/100L/a und einem  $^{210}\text{Po}$ -Export von 5,5 dpm/100L/a wäre das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis der Partikel, die aus der Mischungsschicht aussinken, im Durchschnitt 5,5.

- Eine ähnliche Abschätzung für subtropisches Oberflächenwasser an der Subtropischen Front bei 9 dpm/100L  $^{226}\text{Ra}$  (GEOSECS 24°00'S/ 8°28'E, KU & LIN 1976), 8 dpm/100L  $^{210}\text{Pb}$  und 3 dpm/100L  $^{210}\text{Po}$  ergibt einen jährlichen  $^{210}\text{Pb}$ -Export von 1 dpm/100L/a und einen  $^{210}\text{Po}$ -Export von 9 dpm/100L/a. Das durchschnittliche Aktivitätsverhältnis der ausgesunkenen Partikel war also 9.

$^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisse um 5,5 und 9 hat nichtsilikatschaliges Phytoplankton, Mikroprotozoa und größeres Zooplankton. Das untersuchte partikuläre Material nördlich der Polarfront lieferte aber Aktivitätsverhältnisse um 1, also keine Indizien auf nichtsilikatschalige Organismen, sondern möglicherweise nur Reste des verbliebenen Phytoplanktons bzw. leere Zellen. Das läßt die Vermutung aufkommen, daß die Planktonentwicklung nördlich der Polarfront doch einer Saisonalität unterworfen ist. Offenbar wird das meiste  $^{210}\text{Po}$  im Frühjahr oder Sommer mit nichtsilikatschaligen Organismen ausgetragen.

### 7.3 Hydrographische Prozesse

Weil das tiefreichende Ungleichgewicht zwischen  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  und das ausgeprägte  $^{210}\text{Po}$ -Minimum sowohl im Frühjahr als auch im Herbst auftraten, sind rein biologische Ursachen schwer vorstellbar.

Die Ausdehnung der Minimumzone in gelöster und Gesamt- $^{210}\text{Po}$ -Aktivität zwischen etwa 60 m und 200 m Tiefe stimmt im wesentlichen mit der Verbreitung des Winterwassers überein. Der Po-Mangel in der gelösten Fraktion wird nicht effektiv durch entsprechende  $^{210}\text{Po}$ -Anreicherung an Partikeln ausgeglichen. Im Frühjahr erstreckte sich das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum im unteren Teil der euphotischen Zone von der Polarfront bis zur Meereisgrenze nahe der SACCF. Im Herbst, während ANT-XI/4, trat das Phänomen zwischen Subantarktischer Front und Schelfeiskante auf.

Im Bellingshausenmeer beobachteten SHIMMIELD et al. (1995) in 50-80 m Tiefe ebenfalls ein Minimum in gelöstem  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ . Die Autoren erklären diese Abreicherung indirekt mit aufsteigendem Wasser aus bzw. unterhalb der Thermokline, wo gelöstes  $^{210}\text{Po}$  infolge Partikelauflösung wieder höhere Aktivität hat. Dadurch wird die  $^{210}\text{Po}$ -Minimumzone relativ betont.

An einer Station bei  $69^{\circ}35'\text{S}/85^{\circ}\text{W}$  (Isolde) fanden SHIMMIELD et al. (1995)  $^{210}\text{Po}$  im Überschuß zu  $^{210}\text{Pb}$  in der Wassersäule. Ungefähr in dieser Breite ( $69^{\circ}\text{S}$  bei  $88^{\circ}\text{W}$ ) verläuft die Grenze zwischen dem ACC und dem Küstenstrom im Bellingshausenmeer, wo CDW bis in Regionen des Oberflächenwassers aufsteigt und dadurch das AASW verändert (READ et al. 1995). Das läßt vermuten, daß die höheren  $^{210}\text{Po}$ -Aktivitäten des Oberflächenwassers am Übergang ACC/Weddellmeer durch aufsteigendes Tiefenwasser eingetragen werden.

Außerhalb antarktischer Gewässer ist eine  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Minimumzone aus dem arktischen Ozean (MOORE & SMITH 1986, siehe Abschnitt 3.1) und dem Kuroshio-Strom im Ostchinesischen Meer (NOZAKI et al. 1990) bekannt. Das Minimum im Kuroshio-Strom befindet sich unterhalb der euphotischen Zone zwischen 150 m und 200 m. Als Ursache wird von den Autoren erhöhter atmosphärischer  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag gesehen, der im Kuroshio-Strom durch isopyknalen Transport konzentriert wird.  $^{210}\text{Po}$  wird zusätzlich durch bevorzugte Adsorption an absinkende Partikel rasch ausgetragen (NOZAKI et al. 1990).

Da im ACC im Vergleich zu kontinentnahen Gebieten sehr wenig  $^{210}\text{Pb}$  aus der Atmosphäre eingetragen wird und auch nicht, wie in der Arktis, *scavenging* über einem Schelfgebiet stattfindet, kann das Po-Minimum nur durch Prozesse verursacht werden, die spezifisch für das Wasserregime in der zirkumpolaren Region sind. Das beobachtete  $^{210}\text{Po}$ -Minimum in der unteren Mischungsschicht ist eine permanente, ganzjährige Erscheinung und offenbar charakteristisch für antarktisches Oberflächenwasser. Während Phasen erhöhter biologischer Aktivität im antarktischen Frühling kann das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum mit regional-spezifischen biologischen Effekten, wie Salpenfraß im südlichen ACC und Po-Transport mit vertikal migrierendem Phytoplankton an der Polarfront hypothetisch erklärt werden.

Bei einer  $^{210}\text{Po}$ -Halbwertszeit von 138 Tagen werden Ereignisse bis knapp ein Jahr zurückliegend im  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis gespeichert. Findet nach einem Exportereignis kein weiterer Abtransport von  $^{210}\text{Po}$  oder Eintrag von  $^{210}\text{Pb}$  statt, ist nach etwa einem Jahr die fehlende  $^{210}\text{Po}$ -Menge aus  $^{210}\text{Pb}$  durch Zerfall nachgebildet. Geht man von komplettem Abtransport des  $^{210}\text{Po}$  aus, kann bei einem gemessenen Aktivitätsverhältnis von 0,5, also bei 50%  $^{210}\text{Po}$ -Mangel gegenüber  $^{210}\text{Pb}$ , das letzte Exportereignis nicht länger als ein halbes Jahr zurückliegen. Da durch Adsorptions- und Verlagerungsprozesse nie das gesamte  $^{210}\text{Po}$ -Inventar eines Gebietes verfrachtet wird, liegt bei 50%

$^{210}\text{Po}$ -Mangel das letzte Transportereignis höchstens eine Halbwertszeit, also weniger als ein halbes Jahr, zurück. Das ganzjährig großskalig auftretende  $^{210}\text{Po}$ -Minimum wird folglich durch häufig auftretende Prozesse verursacht.

Um das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum für den Herbst zu erklären, muß entweder über den Sommer mindestens bis Januar  $^{210}\text{Po}$ -Austrag in die Tiefe und somit Partikel-export und Produktion angenommen werden, oder die rezenten Ursachen sind in der Hydrographie zu suchen. Wie aus beiden Transekte der Herbststudie erkennbar ist, scheint diese an  $^{210}\text{Po}$  verarmte Schicht ihren Ursprung zum einen nördlich der Polarfront und zum anderen im Weddellmeer zu haben.

### 7.3.1. Der Effekt von Niederschlägen auf das $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis

Es ist bekannt, daß im Regenwasser  $^{210}\text{Po}$  weit unter dem Gleichgewicht mit  $^{210}\text{Pb}$  liegt. Deshalb wird nun dargelegt, ob Niederschlag zur Erniedrigung des  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisses im Oberflächenwasser führen könnte.

In der Region zwischen Subantarktischer Front und Polarfront fallen die höchsten Niederschlagsmengen im Südpolargebiet. Die Intensität der Niederschläge widerspiegelt sich im Salinitätsabfall des Oberflächenwassers zwischen SAF und PF (Abb. 8d, 42). ORSI et al. (1995) geben für die Polarfrontzone Salinitäten von 33,967 im Temperaturminimum bei 100 m an. Zwischen beiden Fronten ist in den oberen 100 m eine Salinitätsabnahme auf 33,75 zu beobachten. Das Salinitätsminimum südlich der PF resultiert aus dem Schmelzwassereintrag des Meereises und der Eisberge.

Für die zirkumpolare Region über dem offenen Ozean von 35-50°S werden Niederschläge von durchschnittlich 108 cm/a angegeben (HÖFLICH 1984). Die Niederschlagsmenge über Inseln ist doppelt bis dreifach so hoch, wie auf See. Die meteorologische Station auf Gough Island (40°19'S/9°54'W) registrierte im Mittel 327 cm/a (HÖFLICH 1984).

Unter der Annahme, daß in das Stromband des ACC zwischen SAF und PF longitudinal die gleiche Niederschlagsmenge eingetragen wird und zwischen Oberflächenwasser und tieferen Wasserschichten keine Mischung stattfindet, macht der Eintrag von 1 m Niederschlag pro Jahr in eine 100 m tiefe Schicht 1% aus. Bei einer Salinität von knapp 34‰ würde das zu einer Salinitätserniedrigung um 0,3‰ pro Jahr führen.

Eigene Messungen des atmosphärischen  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrags an Schneeproben ergaben eine  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität von durchschnittlich 117 dpm/100kg und 10 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{kg}$  zwischen 59°30'S und 57°44'S/6°W (Tab. 6). Weiter nördlich, an der Polarfront ist der  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag wahrscheinlich etwas höher. Bei ca. 1 m Niederschlag pro Jahr liegt die gemessene  $^{210}\text{Pb}$ -Deposition mit 0,1 dpm/cm<sup>2</sup>/a im Bereich der Literaturwerte (siehe Kap. 3).

Der Eintrag von 1 m Niederschlag pro Jahr mit einer  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität von 117 dpm/100kg in eine 100 m dicke Mischungsschicht führt zu einem jährlichen  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag von 1,17 dpm/100kg/a. Bei einem  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis von 0,1 im Niederschlag (BEASLEY et al. 1978) in eine 100 m dicke Mischungsschicht mit radioaktivem Gleichgewicht von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{226}\text{Ra}$  ( $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Verhältnis von 1) würde das innerhalb eines Jahres ohne Mischung zu

einer Erniedrigung des Verhältnisses um rund 1/10 führen. Niederschläge zwischen Subantarktischer Front und Polarfront führen somit nicht zur deutlichen Senkung des  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisses im Wasser.

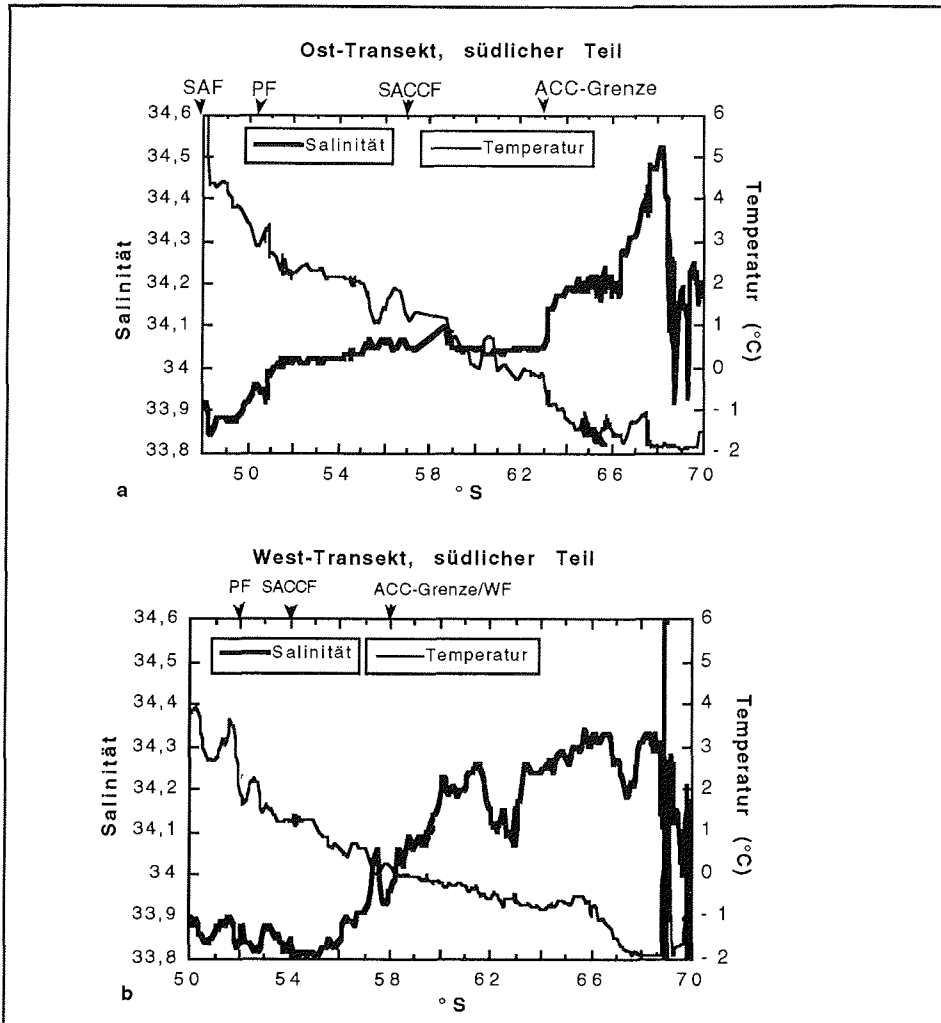


Abb. 42: Salinität und Oberflächenwassertemperaturen im a) Ost-, b) West-Transect (ANT-XI/4)



**7.3.2  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ , und  $^{210}\text{Po}$  in verschiedenen Wassermassen**

Der Vergleich der Isotopenverteilung mit gemessenen hydrographischen Parametern wie Dichte, Temperatur und Salinität aller fünf Transekte zeigt, daß die Wassermassen typische Aktivitätscharakteristika aufweisen (vgl. Abb. 5 und 6 mit 15, sowie 9 mit 34). Die  $^{210}\text{Pb}$ - und folglich auch die  $^{210}\text{Po}$ -Verteilung in verschiedenen Wassermassen wird, wie in Kap. 3 beschrieben, durch die  $^{226}\text{Ra}$ -Verteilung im Ozean vorgegeben und durch biologische Prozesse modifiziert.

Aus fünf Transekten wurden für die oberen 600 m des ACC und Weddellmeeres folgende spezifische  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$ -Gesamtaktivitäten abgeleitet:

Das Oberflächenwasser im Bereich der Subtropischen Front hat mit 3-4 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{L}$  die niedrigsten Aktivitäten im Untersuchungsgebiet. Die  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität beträgt 8-9 dpm/100L. Im SASW konnten 7-9 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L}$  (im Verhältnis zu  $^{226}\text{Ra}$  0,6) und <4-5 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{L}$  gemessen werden.

Südlich der Polarfront steigt die aus dem Silikatgehalt berechnete  $^{226}\text{Ra}$ -Konzentration an und auch die Aktivität der Folgeprodukte  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$ . So führte das AASW 8-11 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L}$ , 5-7 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{L}$ . Durch Austrag von  $^{210}\text{Pb}$  mit Partikeln war das  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Verhältnis zwischen Polarfront und südlicher ACC-Front von 0,6 in der Frühjahrsstudie (Abb. 43a-c) auf <0,5 zur Herbstsituation (Abb. 43d) zurückgegangen. Die  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität des Winterwassers war geringer (4-5 dpm/100L), als die des AASW.

Mit aufsteigendem UCDW wird an der Grenze des ACC zum Weddellwirbel höhere Aktivität der drei Radionuklide ins AASW eingetragen. Der Kern des UCDW ( $\sigma\theta = 27,60 \text{ kg m}^{-3}$ , ORSI et al. 1995) hat ein  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Verhältnis von 0,7-0,8 (Abb. 43a-c) und eine  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität von 11-14 dpm/100L, in Übereinstimmung mit FARLEY & TUREKIAN (1990), sowie eine  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität von 8-9 dpm/100L. Das WDW wies 13-14 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L}$  und 10-11 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{L}$  auf. Im WDW des Weddellwirbels wurde ein  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Verhältnis von 0,6-0,7 festgestellt. CHUNG & APPLEQUIST (1980) geben  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  mit 0,7 und  $^{210}\text{Pb}$  mit 10-15 dpm/100L im WDW an.

Der westwärts fließende Küstenstrom südlich  $67^{\circ}30'\text{S}$  führte deutlich niedrigere  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$ -Aktivitäten als der CDW-beeinflußte Weddellwirbel.

7 TRANSPORTPROZESSE FÜR  $^{210}\text{Po}$  UND  $^{210}\text{Pb}$

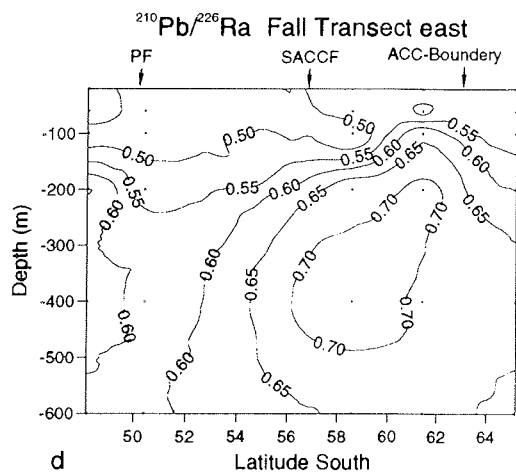
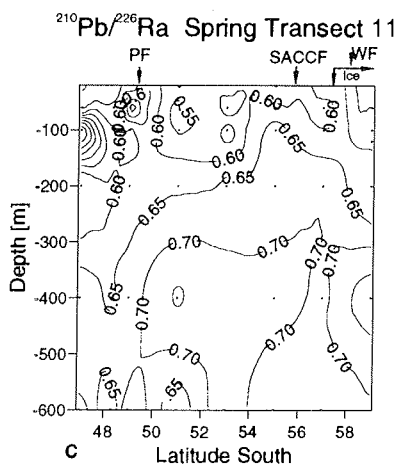
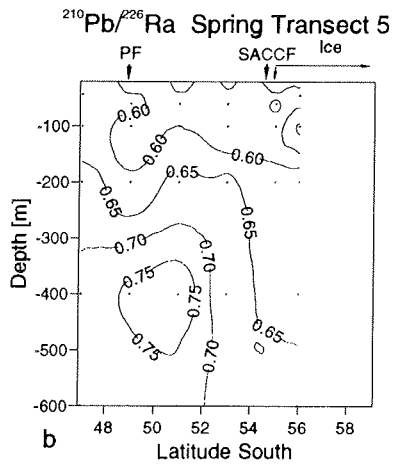
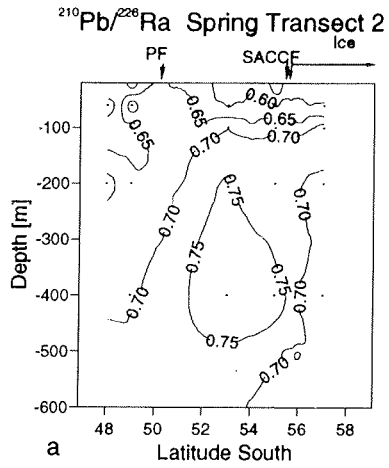


Abb. 43 a, b, c:  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  entlang 6°W (ANT-X/6)

d:  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  entlang Ost-Transekt (ANT-XI/4)

### 7.3.3 Rolle der Advektion von UCDW/CDW

Im Folgenden wird eine Hypothese aufgestellt, nach der das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum im südlichen ACC maßgeblich durch die speziellen Strömungsverhältnisse dort verursacht wird.

Wider Erwarten hatte auch das Tiefenwasser kein  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Gleichgewicht, sondern im UCDW bzw. CDW war  $^{210}\text{Po}$  im Defizit zu  $^{210}\text{Pb}$  in der untersuchten Tiefe bis 600 m. Deshalb wird es schwer, anhand des  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisses Advektion aus der Tiefe zu erkennen, obwohl durch das aufsteigende Tiefenwasser höhere Aktivität von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  ins Oberflächenwasser eingetragen wird.

Nach der Advektionshypothese entsteht das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum vom südlichen ACC bis zur Polarfront durch folgende Prozesse, die schematisch auch in Abb. 44 dargestellt sind:

- An der südlichen Grenze des ACC trägt aufdringendes Tiefenwasser höhere  $^{226}\text{Ra}$ -,  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{210}\text{Po}$ -Aktivitäten in das AASW ein. Nach GORDON et al. (1977) beträgt die vertikale Advektion (upwelling) von CDW ca.  $0,15 \times 10^{-5}$  m/s (ca. 47 m/a).
- Neben der Hauptstromkomponente nach Osten dringt das AASW, getrieben von der Corioliskraft, nach Norden in Richtung Polarfront vor. Mit dieser Nordströmungskomponente werden die höheren  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten in Richtung Polarfront transportiert. Durch Adsorption und Export mit Partikeln werden  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  teilweise wieder aus dem Oberflächenwasser entfernt. Dadurch nehmen die höheren Aktivitäten mit zunehmender Entfernung von der Advektionsquelle nach Norden ab.

Der Volumentransport windgetriebener Strömung nimmt mit der Tiefe ab. Mit zunehmender Tiefe des Oberflächenwassers verringert sich die Strömungsgeschwindigkeit nach Norden, da unter dem AASW das UCDW in Gegenrichtung nach Süden aufsteigt. Im Übergangsbereich zwischen AASW und UCDW wird es eine Zone geben, an dem die Strömung nahezu null ist. Demzufolge strömt das AASW im tieferen Bereich langsamer, als nahe der Oberfläche, wo die "bremsende" Wirkung des gegenströmenden UCDW keinen Einfluß hat. Im Modell wird das Oberflächenwasser deshalb in zwei Tiefenzonen unterteilt: Box I mit "oberem" Oberflächenwasser höherer Strömungsgeschwindigkeit ( $v_{\text{H}_2\text{O I}}$ ) und deshalb kürzerer Verweilzeit (150 d) und Box II mit "unterem" Oberflächenwasser niedrigerer Strömungsgeschwindigkeit ( $v_{\text{H}_2\text{O II}}$ ) und längerer Verweilzeit (300 d). Die Verweilzeiten sind frei gewählt. In dieser Zeit wird nur ein Teil des ACC von Süd nach Nord durchströmt.

- Es wird die Annahme gemacht, daß  $^{226}\text{Ra}$  im Oberflächenwasser konstante Aktivität hat und im Ungleichgewicht  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  eingetragen werden (siehe Zahlenbeispiel Abb. 44). Die Adsorption von  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  an Partikel ist irreversibel, das bedeutet, die aus Box I aussinkenden Partikel werden in Box II nicht mineralisiert und folglich keine Radionuklide freigesetzt. Adsorbiertes  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  wird auch exportiert. ( $J = P$ ). Weiterhin sollen die Adsorptionsratenkonstanten  $k_1$  in Box I und II gleich sein.

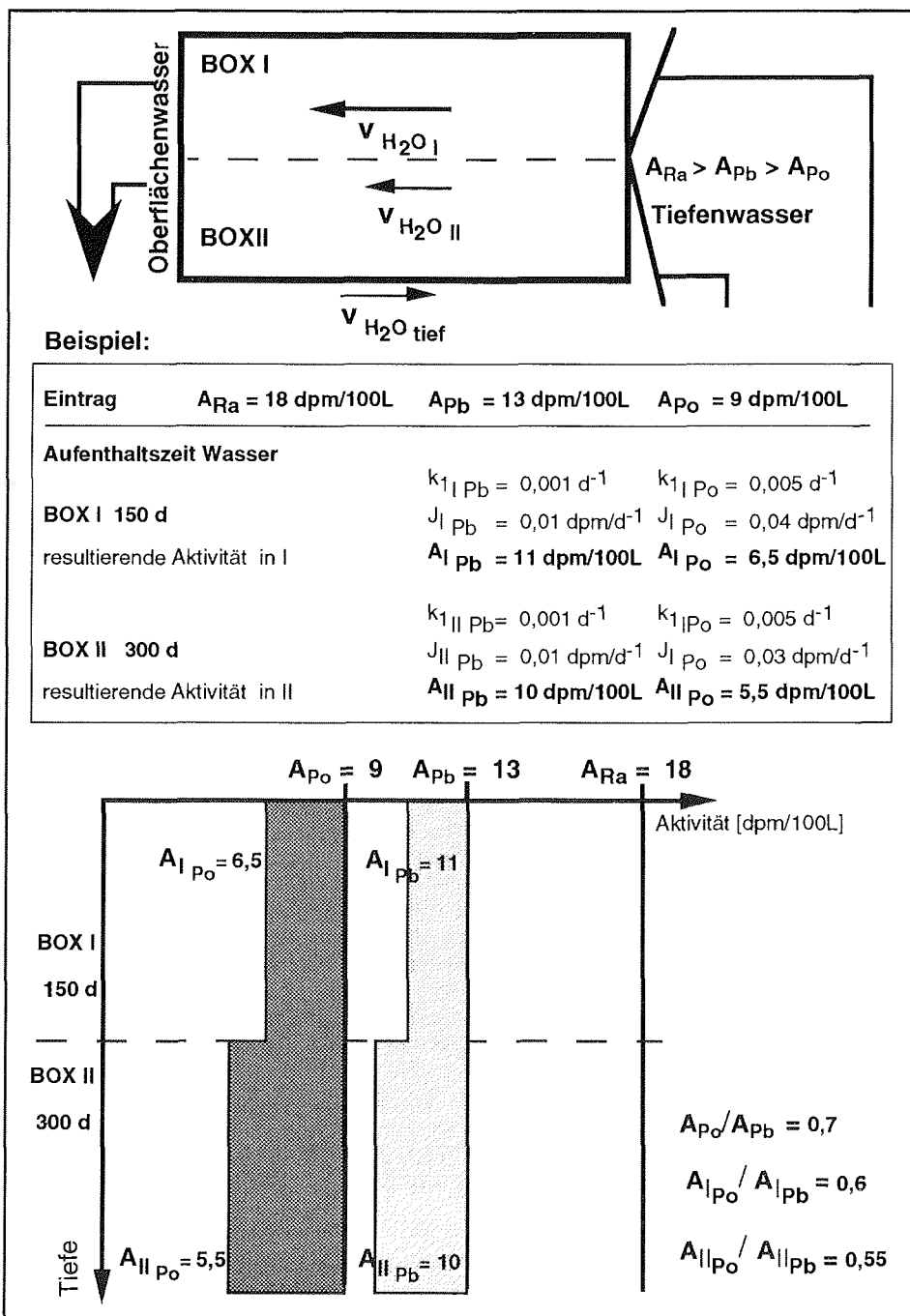


Abb. 44: Schema zur advektiven Entstehung des  $^{210}\text{Po}$ -Minimum mit den Annahmen:  
 •  $v_{H_2O I} > v_{H_2O II}$  Strömungsgeschwindigkeit des Wassers in Box I höher als in Box II,  
 •  $A_{IRa} = A_{IIRa}$  Ra-Aktivität ist in Box I und Box II gleich,  
 •  $k_{I, Pb} = k_{II, Pb}$ ,  $k_{I, Po} = k_{II, Po}$  Adsorptionsratenkonstanten für Po und Pb in Box I und Box II gleich,  $J = P$  -Adsorptionsraten sind in beiden Boxen gleich den Exportraten

- Das Wasser in Box II ist länger dem *scavenging* durch Partikel ausgesetzt, weil es längere Zeit benötigt, bis es die Box durchströmt hat, als das Wasser in Box I mit schnellerer Strömung und kürzerer Verweilzeit. In Box II können also effektiv mehr Radionuklide aus dem Wasser entfernt werden. Dadurch treten in Box II niedrigere  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten auf, als in Box I. Weil  $^{210}\text{Po}$  im Überschuß zu  $^{210}\text{Pb}$  an Partikel adsorbiert und exportiert wird, kommt es zu einer stärkeren Abnahme von  $^{210}\text{Po}$ .

- Um den Einfluß der Aufenthaltszeit des Wassers auf die resultierende Aktivität im Modell zu verdeutlichen, wird auf die Lösung des *scavenging* Modells unter *non steady state* Bedingungen in Kapitel 8 vorgegriffen. Werden in Gleichung (17) und (23) aus Abschnitt 8.1 die Adsorptionsraten  $J_{\text{Pb}}$  durch  $k_{1\text{Pb}} \cdot A_{\text{Pb}}$  und  $J_{\text{Po}}$  durch  $k_{1\text{Po}} \cdot A_{\text{Po}}$  ersetzt und unter *non steady state* gelöst, ist bei konstanten Adsorptionsratenkonstanten  $k_{1\text{Pb}}$  und  $k_{1\text{Po}}$  die resultierende  $^{210}\text{Po}$  bzw.  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität eine Funktion der Zeit  $t$ . Die Lösung der Gleichungen ist im Anhang gegeben und das Ergebnis des Zahlenbeispiels gibt Abb. 44 wieder.

Es kann der Schluß gezogen werden, daß das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum im unteren Bereich der euphotischen Zone durch das Zusammenspiel der Radionuklid-adsorption an Partikel mit dem speziellen Advektionsregime im südlichen ACC erzeugt wird. Infolge langsamerer Strömung des Wassers am Übergangsbereich AASW/UCDW führt intensiveres *scavenging* von  $^{210}\text{Po}$  durch Partikel zu niedrigerer  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität als im oberflächennahen Wasser. In der  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung ist durch die geringere Adsorption an Partikel dieser Effekt viel schwächer und in natürlichen Profilen nicht auffällig.

Da das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum auch im Weddellmeer und bis in den Küstenstrom zu verfolgen ist, müssen weitere Prozesse wirken, die eine Zone so deutlicher  $^{210}\text{Po}$ -Abreicherung auch im Süden des Untersuchungsgebietes verursachen. Diese werden im nächsten Abschnitt erörtert.

#### 7.3.4 Besteht ein Zusammenhang zwischen $^{210}\text{Po}$ -Minimum und Meereisbildung?

Das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum zwischen Mischungsschicht und Thermokline befindet sich in allen Transekts auf dem gleichem Tiefenniveau wie das in Richtung Polarfront strömende Winterwasser. Die niedrigsten  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisse sind im Temperaturminimum des Winterwassers (Abb. 16a-f und 5a-c, 35a-d und 9a-b). Weil das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum über die südliche ACC-Grenze ins Weddellmeer bis an die Schelfeiskante reicht, werden zusätzliche Prozesse zu den genannten gesucht, wodurch entweder  $^{210}\text{Po}$  entfernt, oder höhere  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität ins Oberflächenwasser eingetragen wird.

Worin besteht der Unterschied zwischen polaren und temperierten Meeresgebieten? Wenn ein Zusammenhang zwischen  $^{210}\text{Po}$ -Minimum und Winterwasser besteht, liegt der Schluß nahe, daß eine Verbindung zur Entstehung des Winterwassers und zur Eisbildung existieren könnte.

7 TRANSPORTPROZESSE FÜR  $^{210}\text{Po}$  UND  $^{210}\text{Pb}$

Tab. 8:  $^{210}\text{Po}$ -,  $^{210}\text{Pb}$ - (dpm/100 kg) und  $^{234}\text{Th}$ -Aktivität (dpm/kg) bei Salinität von 8,7‰ im Meereis (ANT-IX/3)

Station	Probe	Breite	Länge	$^{210}\text{Pb}$ (dpm/100 kg)	$^{210}\text{Po}$ (dpm/100 kg)	Po/Pb	$^{234}\text{Th}$ (dpm/kg)
26.4	Eis + Schnee	76°25'	30°28'	30,42 ± 0,95	15,84 ± 0,41	0,52 ± 0,04	6,8
26.4	Eis	76°28'	30°48'	28,16 ± 0,82	19,03 ± 1,08	0,68 ± 0,06	1,9
128	Eis- plättchen	76°32'	30°02'	49,47 ± 1,17	48,06 ± 0,79	0,97 ± 0,03	8,3

Analysen von Meereisproben (vorwiegend Plättcheneis) einer früheren Expedition (ANT-IX/3) ergaben eine starke Anreicherung von  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{234}\text{Th}$  im Eis gegenüber dem Meerwasser und Partikeln (Tab. 8, Abb. 45). Bis zu 50 dpm  $^{210}\text{Po}$ /100kg und 50 dpm  $^{210}\text{Pb}$ /100kg wies reines Plättcheneis auf. Leider ist die Anzahl der Meereisanalysen bislang klein. Trotzdem ist zu vermuten, daß während der Eisbildung die extrem partikelreaktiven negativ geladenen Radiokolloide von  $^{210}\text{Po}$  entweder mit Algen ins Eis gelangen oder direkt an Eiskristalle adsorbiert werden. Dabei würde  $^{210}\text{Po}$  viel stärker als  $^{210}\text{Pb}$  angereichert. Das bei der Abkühlung des Oberflächenwassers und der Eisbildung in den Herbst- und Wintermonaten entstehende kalte, salzreiche und an  $^{210}\text{Po}$  verarmte Wasser dringt zu einem Teil als Winterwasser nach Norden bis zur Polarfront vor, wo es mit dem AASW unter leichteres SASW absinkt und Teil des AAIW wird.

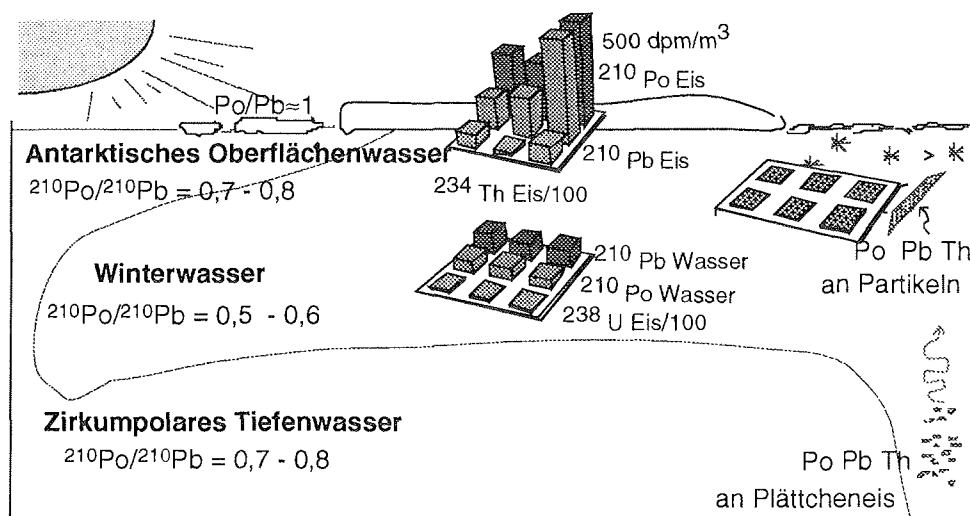


Abb. 45: Skizze zur Verteilung von  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{210}\text{Po}$  im Oberflächenwasser, an Partikeln und im Meereis. Zu beachten ist die hohe Radionuklidaktivität im Meereis.

7 TRANSPORTPROZESSE FÜR  $^{210}\text{Po}$  UND  $^{210}\text{Pb}$

Im Frühjahr zur Eisschmelze gelangen die Radionuklide aus dem Eis wieder ins Meerwasser. Erhöhte gelöste  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität bei  $55^\circ\text{S}$ - $57^\circ\text{S}$  an der Oberfläche (Abb. 14a und 16a, Tab. 20 Datensammlung) und das gelöste  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis nur wenig unter dem Gleichgewicht weisen auf  $^{210}\text{Po}$ -Eintrag aus schmelzendem Meereis hin. Das Schmelzwasser bildet einen relativ warmen und leichten "Deckel" über dem Winterwasser, der angereichert mit  $^{210}\text{Po}$  das darunter befindliche Minimum relativ noch verstärkt.

Der Einfluß der  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Akkumulation im Eis auf die Ausbildung eines  $^{210}\text{Po}$ -Defizits im Winterwasser des Weddellmeeres wird mit einem einfachen Modell abgeschätzt (Abb. 46). Dazu wird ein Meereisvolumen von  $3,22 \times 10^3 \text{ km}^3$  für das Weddellmeer (HELLMER et al. 1985) bei einer Eisdicke von 1 m ( $0,6\text{-}1 \text{ m}$ , HELLMER et al. 1985, MAYKUT 1985 aus GLEITZ et al. 1995) angenommen:

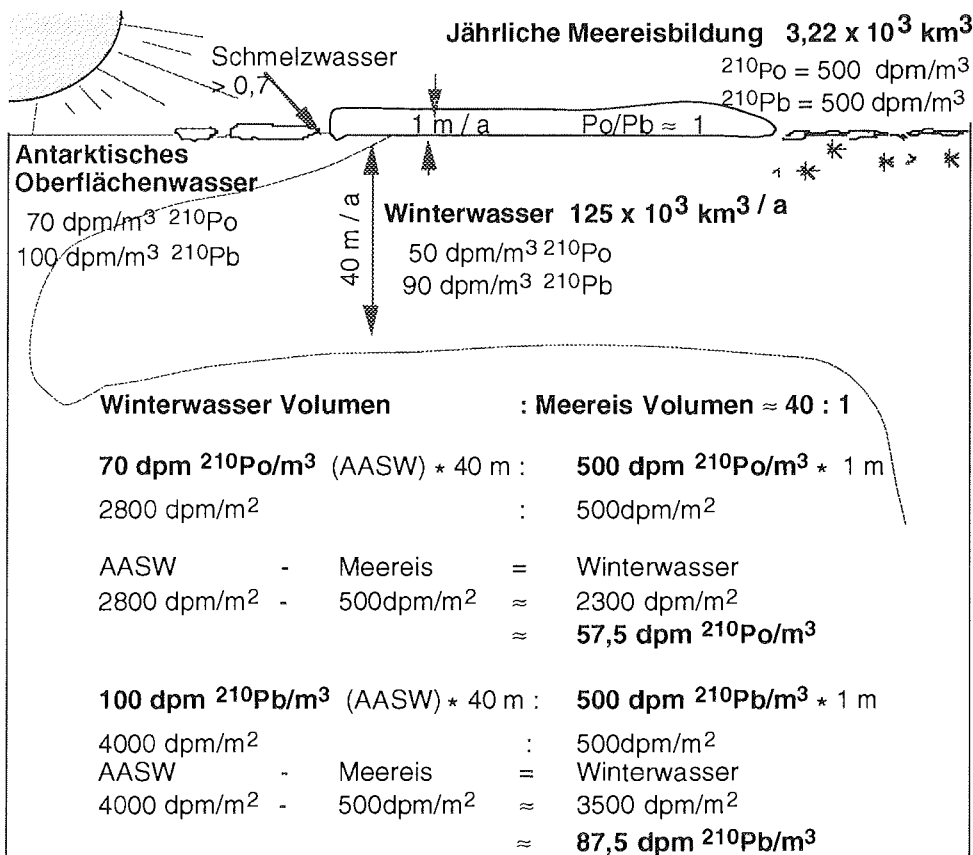


Abb. 46: Aktivitätsbilanz zur Akkumulation von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im Meereis und Ausbildung des  $^{210}\text{Po}$ -Minimum im Winterwasser

Nach HELLMER et al. (1985) nimmt das Winterwasser im Weddellmeer ein Volumen von  $125 \times 10^3 \text{ km}^3$  (21% des AASW) ein. Das Volumenverhältnis von

Winterwasser zu Meereis ist ca. 40:1. 40 m Winterwasser mit einer  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität von  $70 \text{ dpm/m}^3$  und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität von  $100 \text{ dpm/m}^3$  stehen 1 m Meereis mit  $500 \text{ dpm/m}^3$   $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  gegenüber. Die Subtraktion der gesamten Aktivität im Meereis von der des AASW sollte die Aktivität des abgereicherten Winterwassers ergeben. Sowohl  $12,5 \text{ dpm/m}^3$   $^{210}\text{Po}$  als auch  $^{210}\text{Pb}$  werden nach dieser Rechnung dem Wasser beim Gefrierprozeß entzogen, wenn radioaktiver Zerfall vernachlässigt wird. Da das Alter der untersuchten Eisproben unbekannt ist, kann es sein, daß initial im Überschuß adsorbiertes  $^{210}\text{Po}$  bereits zerfallen ist. Die errechnete Aktivität im Winterwasser mit  $^{210}\text{Po} = 57,5 \text{ dpm/m}^3$  und  $^{210}\text{Pb} = 87,5 \text{ dpm/m}^3$  liegt im Bereich gemessenen Aktivitäten von  $^{210}\text{Po} = 50 \text{ dpm/m}^3$  und  $^{210}\text{Pb} = 90 \text{ dpm/m}^3$ .

Aus dieser einfachen Bilanz ist zu erkennen, daß die Akkumulation von Radionukliden im Meereis die  $^{210}\text{Po}$ -Verarmung im unteren Bereich der euphotischen Zone des Weddellmeeres verursachen kann, aber nicht ausreicht, um ein  $^{210}\text{Po}$ -Defizit bis zur Polarfront zu bewirken. Die Bewegung des Winterwassers in Richtung Polarfront erfolgt maximal mit der Strömungsgeschwindigkeit des AASW. Bei ca. 200 km/a ist nach 200 km das  $^{210}\text{Po}$ -Defizit zu mehr als 75% durch Nachbildung aus  $^{210}\text{Pb}$  verschwunden. Die Transportzeit ist zu lang, um das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum bis zur Polarfront zu transportieren. Weil aber die Akkumulation von  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{234}\text{Th}$  im Meereis so auffällig ist und für die Eignung von Radionukliden als Tracer für Partikelexport Bedeutung haben kann, werden im folgenden Abschnitt mögliche Mechanismen zur Anreicherung von Radionukliden im Eis diskutiert.

#### 7.4 Hypothesen zum Einbau von Radionukliden ins Meereis

Für die Akkumulation von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im Meereis werden folgende Mechanismen diskutiert:

- a) Einbau als Fremdionen ins Kristallgitter und Interstitialräume des Eises beim Gefrierprozeß
- b) "Aufsammeln" von Kolloidpartikeln durch Plättcheneis
- c) Einlagerung von Po- und Pb-Kolloiden in Hohlräume im Eis durch Adsorption an Eiskristalle
- d) Akkumulation mit Biomasse im Eis

##### a) Einbau als Fremdionen ins Kristallgitter und Interstitialräume des Eises beim Gefrierprozeß

Um festzustellen, ob Polonium und Blei theoretisch beim Gefrierprozess ins Kristallgitter eingebaut werden können, werden die Kristallstruktur des Eises und Vorgänge beim Gefrieren betrachtet.

Im Eis ist jedes Sauerstoffion tetraedrisch von vier weiteren Sauerstoffionen umgeben. An jedem Sauerstoffion sitzen in einem Abstand von je  $0,96 \text{ \AA}$  zwei Protonen. Natürliches Eis ist in hexagonaler Kristallstruktur aufgebaut,



ähnlich der Wurtzitstruktur. Die Elementarzelle (Abb. 47) für das hexagonale Gitter ist ein Prisma mit rhombischer Grundfläche. Die Gitterkonstanten betragen bei  $0^\circ\text{C}$   $c = 7,36 \text{ \AA}$  und  $a = 4,52 \text{ \AA}$ . Bis  $-10^\circ\text{C}$  verringern diese sich nur unwesentlich (FLETCHER 1970). Die Sauerstoffionen liegen in geknickten Netzebenen senkrecht zur  $c$ -Achse (FLETCHER 1970). Durch die Bildung geknickter hexagonaler Ringe wird die Gitterstruktur aufgeweitet.

Eine Elementarzelle enthält vier Moleküle. Alle Moleküle sind über Wasserstoffbrücken verbunden. Bei der Brückenbindung zwischen den Sauerstoffionen befindet sich das Proton zwischen diesen. Da das Proton sehr klein ist, liegen die Sauerstoffionen sehr dicht nebeneinander. Der Abstand O-O beträgt nur die Summe der beiden Sauerstoffionenradien, ca.  $2,76 \text{ \AA}$ . Die Wasserstoffposition liegt ungefähr bei  $1/3$  der Entfernung. So bleiben in der Eisstruktur auch die Wassermoleküle erhalten.

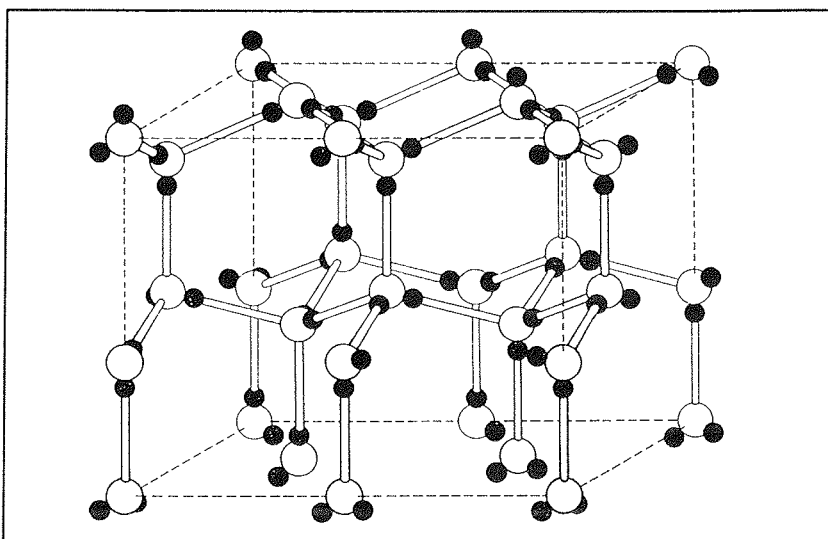


Abb.47: Gitterstruktur von hexagonalem Eis. Große weiße Kugeln stellen Sauerstoff dar und kleine schwarze Kugeln Protonen. (FLETCHER 1970)

Beim Gefrieren von Wasser verbleiben die meisten Verunreinigungen, wie Salze, in der gelösten Phase. An Defektstellen können aber Verbindungen in kleinen Mengen eingebaut werden, wenn die Größe der Moleküle der des Wassermoleküls nahekommt, wie z.B. von  $\text{HF}$  und  $\text{NH}_3$  (FLETCHER 1970).

Das  $\text{Po}(\text{OH})_4$ -Molekül ( $r_{\text{Po}^{2+}} = 1,02 \text{ \AA}$ ,  $r_{\text{O}^{2-}} = 1,38 \text{ \AA}$ , Abstand O-H ca  $0,96 \text{ \AA}$ ) ist größer als das Wassermolekül ( $r_{\text{O}^{2-}} = 1,35 \text{ \AA}$ ; FLETCHER 1970). Gleiches gilt für  $\text{Pb}^{2+}$  mit einem Ionenradius von  $1,26 \text{ \AA}$ . Aufgrund der kleinen Gitterkonstanten des Eises kann Poloniumhydroxid nicht an Defektstellen im Kristallgitter des Eises eingebaut werden.

Durch den H-O-H-Winkel von ca.  $105^\circ$  im freien Wassermolekül entstehen bei der Bindung untereinander im Eiskristall die schon beschriebenen geknickten hexagonalen Ringe. Dadurch hat Eis ein sperriges Gitterwerk mit Hohlräumen und Kanälen, was die geringere Dichte von Eis gegenüber Wasser erklärt (KNOCH 1990). Diese Zwischenräume sind groß genug, um Poloniumhydroxid zu beherbergen. Es ist möglich, daß beim Gefrierprozeß Polonium-

hydroxidkolloide aufgrund ihres starken Sorptionsbestrebens in den Gitterzwischenräumen "hängenbleiben" und nicht, wie z.B. Salze, in der zurückbleibenden Lauge angereichert werden.

#### **b) "Aufsammeln" von Kolloidpartikeln durch Plättcheneis**

Plättcheneis entsteht in der tieferen Wassersäule, wenn durch Abschmelzen an der Unterseite des kontinentalen Schelfeises unterkühltes Wasser mit Temperaturen unter dem Oberflächengefrierpunkt aufsteigt und dabei aufgrund der Druckminderung der Gefrierpunkt unterschritten wird (FOLDVIK & KVINGE 1974). Dieser Prozess findet in einigen hundert Metern Tiefe statt. DIECKMANN et al. (1986) beprobten in der Filchner Rinne Plättcheneis in 200 m bis 270 m Tiefe, welches vorher im Echolot als starker Reflektor erschien. Die ca. 2 cm großen und 0,5 mm dicken Plättchen waren Einkristalle. Auf dem langen Weg zur Wasseroberfläche können sich aufgrund der Oberflächeneigenschaften des Eises Partikel, an die  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  adsorbiert sind, heften. DIECKMANN et al. (1986) fanden in Meereis Foraminiferen in einer Menge, die durchschnittlich in 100 m Wassersäule enthalten sind. Die Autoren schließen, daß solche Akkumulationen durch den "Sammeleffekt" von Eisplättchen mit verursacht werden können. Analysen von Plättcheneis ergaben eine starke Anreicherung von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ . Aber das Auftreten von Plättcheneis ist so lokal, daß es auf die Ausbildung des  $^{210}\text{Po}$ -Minimum kaum Einfluß haben kann.

#### **c) Einlagerung von Po- und Pb-Kolloiden in Hohlräume im Eis durch Adsorption an Eiskristalle**

Sehr lockeres Eis mit vielen Zwischenräumen, zusammengespülte freischwimmende Eisnadeln (*frazil ice*), ist charakteristisch für das Anfangsstadium von Meereis (GARRISON et al. 1983). Kleine Eiskristalle gefrieren in bewegter Wassersäule und steigen an die Oberfläche (WEEKS & ACKLEY 1982). GOW et al. (1982) sehen diese freischwimmenden Eisnadeln als Ergebnis von Solekonvektion, verursacht durch schnelle Gefrierprozesse in Rinnen und Polynien. Diese Eisnadeln werden durch Eisbrücken zusammengehalten (GIERLOFF-EMDEN 1982). Dabei entsteht poröses Eis. In der schwammartigen Struktur wird Meerwasser eingeschlossen. Mit dem Meerwasser werden auch gelöste  $^{210}\text{Pb}$ -Komplexe und kolloidales  $\text{Po}(\text{OH})_4$  eingetragen und verbleiben möglicherweise aufgrund der Affinität zu Feststoffen im Eis. Studien an Weddellmeereisschollen ergaben, daß die Schollen dort hauptsächlich aus diesem *frazil ice* bestehen, meist 50%, in einigen Fällen bis zu 90% (GOW et al. 1982).

Die  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnisse von zwei der untersuchten Eisproben mit 30% bis 40%  $^{210}\text{Pb}$ -Überschuß entsprechen zwar dem Aktivitätsverhältnis im Oberflächenwasser, die Aktivitäten sind jedoch deutlich höher als im Wasser. Das kann ein Argument dafür sein, daß  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  nicht während des Gefriervorganges akkumuliert werden, sondern entsprechend den Konzentrationen im Meerwasser einfrieren und an den "Feststoff" Eis adsorbiert werden. Durch allmähliches Abfließen der Salzlauge aus Kanälen im Eis werden sie relativ angereichert. WEEKS & ACKLEY (1984) beschrieben, daß hyper-

saline Lauge entsteht, wenn Eiskristalle zusammenwachsen. Die Lauge füllt die Kanäle im Eis und fließt mit der Alterung des Meereises allmählich ab. Nach einem Jahr ist die Salinität des Eises von anfangs 12‰ auf ungefähr 5‰ abgesunken (ANDERSON et al. 1985).

Hydroxide in kolloidaler Form haben eine große Oberfläche, geringes Volumen und eine Oberflächenladung. Darauf beruht das hohe Adsorptionsbestreben. Eis als kristallines Material wirkt möglicherweise wie ein Partikel, als Adsorbent. Deshalb werden Hydroxide, u.a. von Po und Pb während des Gefriervorgangs nicht ausgeschlossen wie zum Beispiel Salze und andere gelöste Komponenten.

Unter der Annahme, daß Po und Pb aufgrund von Adsorption im Eis verbleiben, würde der Abfluß der an Radionukliden verarmten Salzlauge zu einer relativen Aufkonzentrierung beider Isotope im Eis führen. Dieser Prozeß bildet die Grundlage für die Hypothese, daß das an  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  verarmte, salzreiche und kalte Wasser durch Mischung mit unter dem Eis befindlichen Oberflächenwasser einen Horizont mit deutlich niedrigerer  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität verursacht. Mit der Ausbreitung des Winterwassers in Richtung Polarfront ist auch das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum zu verfolgen.

$^{234}\text{Th}$ , ein weiteres partikelreaktives Radionuklid, wird ebenfalls im Eis akkumuliert (Tab. 8). Die Aktivität des Mutternuklids  $^{238}\text{U}$  liegt im Meerwasser mit 35‰ Salzgehalt bei ca. 2,4 dpm/kg. Mutter- und Tochternuklid im Gleichgewicht vorausgesetzt, beträgt die  $^{234}\text{Th}$ -Aktivität ebenfalls ca. 2,4 dpm/kg. Ausgehend von einem Salzgehalt von 8,7‰ in einer Eisprobe zeigte sich eine 3 bis 14-fache  $^{234}\text{Th}$ -Anreicherung im Eis gegenüber dem Oberflächenwasser.

Um die beobachtete Verarmung des Wasser vor allem an  $^{210}\text{Po}$  zu erzeugen, ist Austausch der obersten mit tieferen Wasserschichten notwendig. Ohne Wind oder Zirkulation würde eine statische Wassersäule entstehen, die an der Oberfläche ausfriert und nur durch die aus dem Eis abfließende Lauge beeinflusst wird. Nur die obersten Meter wären durch die Eisbildung beeinflusst. Aber Zirkulation entsteht auch bei der Eisbildung selbst. HELLMER et al. (1985) beschreiben diesen Prozess: Zu Beginn der Eisbildung entsteht eine dünne Schicht <1 cm mit relativ hohem Salzgehalt direkt unter dem Eis. Vor allem der vertikale Salinitätsgradient bestimmt die vertikale Dichteverteilung. Wenn letztere instabil wird, setzt saline Konvektion in Form von Filamenten und sogenannten "Salzfingern" in Skalen von 25-30 cm und Radius von 0,1-0,2 cm in der obersten Wasserschicht ein. Wenn die Dichte dieser Schicht einen kritischen Wert überschreitet, können sich größere Konvektionselemente in größere Tiefen bis 2000 m ausdehnen. Dadurch wird ständig frisches Wasser aus der Tiefe an die Oberfläche geführt und  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  nachgeliefert, so daß das Eis nicht aus einer statischen dünnen Oberflächenschicht ausfriert.

Unter Windeinfluß führt die Ausbildung von Langmuir-Zirkulationen und dreidimensionalen Wirbeln zu einem Austausch, indem an der Atmosphäre abgekühltes Wasser absinkt und wärmeres Wasser aufsteigt. Der Vorgang führt vor allem im Anfangsstadium der Meereisbildung ständig neues Wasser an der Eisunterseite vorbei. Stürme können die Wassersäule im Schelfbereich bis zum Boden, z.B. 250 m (BATHMANN et al. in prep.) durchmischen. Dabei gelangt Wasser aus der Tiefe in die Mischungsschicht und diese wird vertieft.

Die Durchmischung passiert auch bei geschlossener Eisdecke, da sich das Eis windproportional bewegt (ca. 2% der Wasserbewegung, KOTTMELER pers. Kom.). Auch nach Abklingen des Windeinflusses kann die Mischung durch die Sprungschicht andauern (ROBERTSON et al. 1995). Es wird angenommen, daß für die Turbulenz notwendige kinetische Energie dann dem Geschwindigkeitsunterschied entstammt, der zwischen den Wassermassen über und unter der permanenten Sprungschicht herrscht. Dieser Unterschied wird hervorgerufen durch die Hauptfließrichtung von Wassermassen und/oder interne Schwerewellen (ROBERTSON et al. 1995). Dieser Prozess wird durch eine feste Eisdecke nicht beeinflusst. Dieser Prozeß steht in Zusammenhang mit der Hypothese von der relativen Aufkonzentrierung von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im Eis durch Adsorption, Einbau in die Interstitialräume und Abfließen der abgereicherten Lauge.

#### d) Akkumulation mit Biomasse im Eis

Kontinuierliche Bildung von freischwimmenden Eisnadeln führt auch zur Akkumulation von Partikeln in den Schollen. Die Akkumulation von Phytoplankton im Eis wurde von verschiedenen Autoren beschrieben (ACKLEY 1982, GARRISON et al. 1983, GLEITZ et al. 1992). Zwei Vorgänge sind dafür von Bedeutung:

- d-a) Abernten der Wassersäule durch aufsteigende Eiskristalle, wobei Algenzellen als Kristallisationskeime dienen und/oder an Eiskristallen infolge von Anziehungskräften hängenbleiben (ACKLEY 1982, GARRISON et al. 1983).
- d-b) Beim Durchfluß des Oberflächenwassers durch den unverfestigten Eisbrei infolge sturminduzierter Dünnung bleiben die Algen an den Eiskristallen wie in einem Sieb hängen.

Wachstum von Biomasse im Eis kann nicht zur Anreicherung von Radionukliden führen, da dabei keine Zufuhr von Lösung mit  $^{210}\text{Po}$  ins Eis erfolgt. Es sind nur Prozesse wichtig, bei denen Partikel ins Eis eingetragen werden.

Ausgehend von ca. 3  $\mu\text{g/L}$  Chl *a* im Oberflächenwasser (ANT-X/6) kann die Biomasse im Eis das 20 bis 150-fache erreichen. Vergleicht man dazu die  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität im Eis mit partikelgebundenem  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  (0,1-1 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{L}$  und 0,1-0,5 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L}$ ) ergibt das im Eis (50 dpm/100L  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ ) eine 80 bis 400-fache Konzentration von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ , abzüglich der im Oberflächenwasser gelösten Aktivität (4 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{L}$  und 7 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L}$ , ANT-IX/3).

Wahrscheinlich wird durch Biomasse ein Teil der Radionuklide ins Eis gebracht. Die Chlorophyll *a*- und Radionukliddaten entstammen nicht den denselben Proben. Stark streuende Werte erlauben keine genauere Abschätzung.

Das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis im Eis spiegelt einen Mischwert der Quellen wider. Aus dem Meerwasser stammen 3-7 dpm  $^{210}\text{Po}/100\text{L}$  und 7-10 dpm  $^{210}\text{Pb}/100\text{L}$  mit  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} < 1$ . Durch Partikel, vor allem Algen, wird  $^{210}\text{Po}$  im Überschuß zu  $^{210}\text{Pb}$ eingetragen. Anreicherung von Po und Pb im Eis durch relative Aufkonzentration bei der Eisalterung durch abfließende Lauge nach

7 TRANSPORTPROZESSE FÜR  $^{210}\text{Po}$  UND  $^{210}\text{Pb}$

Hypothese c) würde zu  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnissen  $<1$  führen, wenn  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  entsprechend dem Verhältnis im Meerwasser adsorbiert werden.

Tab. 9: Konzentration von Chlorophyll *a* und  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität im Meer-eis, im Oberflächenwasser und an Partikeln

Probe	Chl <i>a</i> ( $\mu\text{g/L}$ ) GLEITZ et al. 1992 (ANT-IX/3)	$^{210}\text{Po}$ (dpm/100L) (ANT-IX/3)	$^{210}\text{Pb}$ (dpm/100L) (ANT-IX/3)
Plättcheneis	225,5 - 458,64	1	3
		5,84	0,42
		19,03	28,16
		48,06	49,47
Pfannkucheneis	38,6 - 205,43		
Eisblock	64,4		
Infiltrations- gemeinsschaft	50-70		
Oberflächen- wasser mit Plättchen	10,7		
Partikel $>1\mu\text{m}$ im Oberflächen- wasser		0,12	0,1
		0,6	0,3
		1	0,5
Oberflächen- wasser mit Eiskristallen		5,4	8,9
		5,1	7,3
		4	7,4

Sollte  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  hauptsächlich durch Plankton ins Eis eingetragen werden (Hypothese d), müßte das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis des Eises dem des Planktons, also  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb} >1$ , entsprechen. Jedoch in keiner Eisprobe ist das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis  $>1$ . Da das Alter der Eisproben unbekannt ist, muß radioaktiver Zerfall berücksichtigt werden. Wenn doppelt soviel  $^{210}\text{Po}$  wie  $^{210}\text{Pb}$  zur Eisbildung eingefroren wird, wäre nach einem halben Jahr  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  auf ca. 1,4 und nach einem Jahr auf ca. 1,2 zurückgegangen. Wird  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im Verhältnis wie im Meerwasser eingebaut, wäre ein initiales Verhältnis von 0,7 nach einem halben Jahr auf ca. 0,9 angewachsen. Das heißt, das Aktivitätsverhältnis des Eises sagt nur dann etwas über die Quelle aus, wenn das Eis jung ist ( $<138$  d).

Vermutlich werden die im Meereis beobachteten hohen Akkumulationen von  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{234}\text{Th}$  durch ein Zusammenwirken mehrerer Prozesse hervorgerufen und die  $^{210}\text{Po}$ -Minimumzone im Winterwasser durch die Gesamtheit der oben angeführten Prozesse verursacht. Anhand der wenigen Eisproben, die bisher auf Radionuklide untersucht wurden, ist es nicht möglich, die wirkenden Prozesse näher einzugrenzen. Über deren Einfluß kann im Rahmen dieser Arbeit nur spekuliert werden.

In einer weiterführenden Arbeit sollte zunächst eine Erweiterung der Datenbasis durch Radionuklidmessungen an verschiedenen Meereistypen, wie Plättcheneis, *frazil ice*, kompaktem Eis und von Schollen unterschiedlichen Alters (Neueisbildung im Herbst, Alteis im Frühjahr) durchgeführt werden. Diese Untersuchungen sollten ergänzt werden durch Chlorophyll- und Partikel-

gehaltsmessungen an den gleichen Proben. Die Beprobung von Schmelzwasser würde Aufschluß geben, ob die Eisschmelze zu einer Erhöhung der Radionuklidkonzentrationen im Oberflächenwasser führt. Mit größerem technischen Aufwand wäre die Messung von Salzlake in den Eiskanälen und direkt unter dem Eis verbunden, würde aber Informationen über die Anreicherung von Radionukliden durch Adsorption beim Abfließen der Lösung geben. Aufgrund der extremen Affinität von  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{234}\text{Th}$  zu Feststoff ist es schwierig, Prozesse beim Gefrieren und Tauen im Experiment zu simulieren, da Adsorptionen an Gefäßwänden stattfinden.

### 7.5 **Schlußfolgerungen zu Ursachen des $^{210}\text{Po}$ -Minimum und zur Radionuklidanreicherung im Meereis**

Für die Radionuklidanreicherung im Meereis werden folgende Hypothesen favorisiert:

c) Beim Gefriervorgang werden  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  in der Konzentration des Meerwassers eingefroren. Durch das hohe Adsorptionsbestreben von Hydroxiden in kolloidaler Form bleiben  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{234}\text{Th}$  an Eis adsorbiert und fließen nicht mit der zurückbleibenden Salzlauge ab. Dadurch werden sie im Eis angereichert. Durch Wasserzirkulation wird ständig Wasser mit gelösten und partikelgebundenen Radionukliden zum Eis nachgeliefert.

d) Im porösen *frazil ice* bleibt Phytoplankton wie in einem Sieb hängen und wird akkumuliert. Plättcheneis kann  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  aus größerer Tiefe an die Oberfläche transportieren und trägt auch zur Akkumulation bei, kann aber das großflächige  $^{210}\text{Po}$ -Minimum nicht verursacht haben, weil es nur am Schelfeisrand gebildet wird.

Die hier diskutierten Prozesse können lokale  $^{210}\text{Po}$ -Minima verursachen, und durch ihr Zusammenwirken wird das Minimum zu einer großflächigen, permanenten Erscheinung:

- Biologische Prozesse im Oberflächenwasser sind für das Phänomen im Frühjahr verantwortlich. Es ist unwahrscheinlich, daß dadurch ein Minimum in Regionen mit geringerer biologischer Aktivität oder im Herbst entsteht.
- Mit der Advektionshypothese kann das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum im südlichen ACC erklärt werden, aber nicht südlich des UCDW-Auftriebsgebietes.
- Im saisonal eisbedeckten Südpolarmeer hat die Anreicherung von Radionukliden im Meereis möglicherweise Einfluß auf die Verteilung im Wasser. Dadurch kann aber das Minimum an der Polarfront nicht erklärt werden.
- Mit den durchgeführten Untersuchungen ist es noch nicht möglich, den Beitrag der einzelnen Prozesse zu quantifizieren. Wenn die Prozesse durch Detailuntersuchungen besser bekannt sind, kann das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum eventuell als Tracer für Prozesse wie Salpenfraß und Vertikalmigration von Phytoplankton oder für Advektionsraten von Wassermassen angewendet werden. Kann die Eishypothese bestätigt werden, ist  $^{210}\text{Po}$  möglicherweise ein wichtiger Tracer zur Abschätzung des meridionalen Transports des Winterwassers.

## 8 TRANSPORTMODELLE FÜR $^{210}\text{Po}$ UND $^{210}\text{Pb}$

### 8.1 *Non steady state scavenging* Modell für $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$

Verschiedene Arbeiten zeigen, daß die Anwendung von *steady state scavenging* Modellen (Abschnitt 3.3) hilfreich ist für die Berechnung von Adsorptions- und Exportraten partikelreaktiver Radionuklide und die Ableitung von Partikeltransport (SHANNON et al. 1970, NOZAKI & TSUNOGAI 1976, BEASLEY et al. 1978, RITCHIE & SHIMMIELD 1991, KADKO 1993, SHIMMIELD et al. 1995).

Während einer Phytoplanktonblüte, wie der zur Frühjahrssituation (ANT-X/6) in der Polarfrontregion, unterliegt die Planktonzusammensetzung und -menge und auch die Radionuklidaktivität großen Änderungen. Diese werden durch biologische Prozesse und intensive Bewegungen der Wassermassen am meandrierenden Frontenstrom hervorgerufen. Unter solchen Bedingungen befindet sich das System nicht im Gleichgewicht und die Annahme von *steady state*, also keine Aktivitätsänderungen mit der Zeit, ist nicht real ( $dA_{210\text{Pb}}/dt = 0$ ,  $dA_{210\text{Po}}/dt = 0$ ).

BUESSELER et al. (1992) zeigten an  $^{234}\text{Th}$ -Untersuchungen während des "JGOFS North Atlantic Bloom Experiment", daß der berechnete Partikelfluß unter Annahme von *steady state* zu Beginn einer Planktonblüte, in einer Phase größter Änderungen in der partikulären  $^{234}\text{Th}$ -Aktivität, viermal niedriger war, als bei Anwendung eines *non steady state* Modells.

Um die zeitlichen Änderungen in der  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität zu erfassen, die durch die Planktonblüte an der Polarfront im Frühjahr (ANT-X/6) entstanden, wurde die Beprobung in drei Zeitreihen durchgeführt. Zur Berechnung der zeitabhängigen Aktivitätsänderungen ist es notwendig, das irreversible *scavenging* Modell nach BACON & ANDERSON (1982, Abschnitt 3.3) unter *non steady state* Bedingungen zu betrachten. Die Transportrate eines Radionuklids ergibt sich dann aus der Zunahme oder Abnahme der Aktivität innerhalb eines betrachteten Zeitintervalls.

Für  $^{234}\text{Th}$  wurde ein *non steady state* Modellansatz von BUESSELER et al. (1992) aufgestellt und von RUTGERS VAN DER LOEFF et al. (1997) zur Berechnung des  $^{234}\text{Th}$ - bzw. POC-Exports während ANT-X/6 angewendet.

Für  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  existierte ein solcher Modellansatz bisher noch nicht. Auf  $^{210}\text{Pb}$  kann der Ansatz für  $^{234}\text{Th}$  unter Berücksichtigung des atmosphärischen  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrags angewendet werden. Für  $^{210}\text{Po}$  ist die Lösung komplizierter, weil hier das Großmutternuklid  $^{210}\text{Pb}$  nicht ausschließlich gelöst vorliegt, sondern ebenfalls Adsorptions- und Transportprozessen unterliegt.

Deshalb wird im Folgenden eine *non steady state* Lösung der Grundgleichungen (1) und (2) aus Abschnitt 3.3 (Abb. 12b) des irreversiblen *scavenging* Modells von BACON & ANDERSON (1982) entwickelt.

Wie bei BUESSELER et al. (1992) wird angenommen, daß die Adsorptionsrate (J) und der Export (P) innerhalb eines Zeitraumes  $t$  zwischen zwei Beprobungen (zwischen den Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$ ) konstant sind. Der Einfluß von Advektion auf die Änderung der Aktivität wird zunächst nicht berücksichtigt.

Für gelöstes  $^{210}\text{Pb}$  gilt nach Gl. (1) aus Abschnitt 3.3:

$$(17) \quad \frac{dA_{\text{Pb}}^{\text{d}}}{dt} = A_{\text{Ra}} * \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - A_{\text{Pb}}^{\text{d}} * \lambda_{\text{Pb}} - J_{\text{Pb}}$$

Um zeitliche Änderungen der Aktivität zu erfassen ( $dA_{\text{Pb}}^{\text{d}}/dt \neq 0$ ), wird Gl.(17) in *non steady state* Form gelöst :

$$(18) \quad A_{\text{Pb}_2}^{\text{d}} = A_{\text{Ra}} \left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right) + A_{\text{Pb}_1}^{\text{d}} e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} + \frac{I_{\text{Pb}} - J_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right)$$

wobei  $A_{\text{Pb}_1}^{\text{d}}$  und  $A_{\text{Pb}_2}^{\text{d}}$  die gelösten  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten am Anfang ( $t_1$ ) und am Ende ( $t_2$ ) des betrachteten Zeitintervalles  $t$  sind.  $I_{\text{Pb}}$  ist der atmosphärische  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag,  $J_{\text{Pb}}$  die Adsorptionsrate und  $\lambda_{\text{Pb}}$  die Zerfallskonstante von  $^{210}\text{Pb}$ .

Umgestellt nach der Adsorptionsrate von gelöstem  $^{210}\text{Pb}$  an Partikel ( $J_{\text{Pb}}$ ) lautet die Lösung von Gl. (18):

$$(19) \quad J_{\text{Pb}} = \lambda_{\text{Pb}} \left[ \frac{A_{\text{Ra}} \left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right) + A_{\text{Pb}_1}^{\text{d}} e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} + \frac{I_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right) - A_{\text{Pb}_2}^{\text{d}}}{\left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right)} \right]$$

Um den Export von partikulärem  $^{210}\text{Pb}$  ( $P_{\text{Pb}}$ ) zu berechnen, wird Gl. (1) für die  $^{210}\text{Pb}$ -Gesamtaktivität aufgestellt:

$$(20) \quad \frac{dA_{\text{Pb}}^{\text{tot}}}{dt} = A_{\text{Ra}} * \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - A_{\text{Pb}}^{\text{tot}} * \lambda_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}$$

Wird (20) gelöst, erhält man:

$$(21) \quad A_{\text{Pb}_2}^{\text{tot}} = A_{\text{Ra}} \left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right) + A_{\text{Pb}_1}^{\text{tot}} e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} + \frac{I_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right)$$

$A_{\text{Pb}_1}^{\text{tot}}$  und  $A_{\text{Pb}_2}^{\text{tot}}$  stehen für die Gesamtaktivitäten von  $^{210}\text{Pb}$  zum Zeitpunkt  $t_1$  und  $t_2$ .

Gl. (21) umgestellt nach dem Export  $P_{\text{Pb}}$  lautet:

$$(22) \quad P_{\text{Pb}} = \lambda_{\text{Pb}} \left[ \frac{A_{\text{Ra}} \left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right) + A_{\text{Pb}_1}^{\text{tot}} e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} + \frac{I_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right) - A_{\text{Pb}_2}^{\text{tot}}}{\left(1 - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t}\right)} \right]$$



Um die Adsorptionsrate ( $J_{\text{Po}}$ ) und den Export partikulären  $^{210}\text{Po}$  ( $P_{\text{Po}}$ ) unter *non steady state* bestimmen zu können, wird Gl. (2) auf die Änderung der gelösten  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität mit der Zeit angewendet:

$$(23) \quad \frac{dA_{\text{Po}}^d}{dt} = A_{\text{Pb}}^d * \lambda_{\text{Po}} - A_{\text{Po}}^d * \lambda_{\text{Po}} - J_{\text{Po}}$$

Dabei ist zu beachten, daß  $^{210}\text{Pb}$ , als Großmutter von  $^{210}\text{Po}$ , nicht in konstanter Konzentration im Meerwasser gelöst vorliegt, wie  $^{238}\text{U}$ , oder  $^{226}\text{Ra}$ , sondern an Partikel adsorbiert wird und ebenso wie  $^{210}\text{Po}$  Transportprozessen unterliegt. Das bedeutet, in den *non steady state* Ansatz für  $^{210}\text{Po}$  müssen die zeitlichen Änderungen der  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität einfließen. Deshalb wird für  $A_{\text{Pb}}^d$  in Gl. (23) der in Gl. (18) erhaltene Ausdruck  $A_{\text{Pb}2}^d$  eingesetzt, unter der Voraussetzung, daß  $t$  als Variable betrachtet wird: (24)

$$A_{\text{Po}2}^d = \frac{A_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - J_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left[ \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Po}} t} - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} \right) + \left( 1 - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right) \right] \\ + A_{\text{Pb}1}^d \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right) + A_{\text{Po}1}^d e^{-\lambda_{\text{Po}} t} - \frac{J_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}}} \left( 1 - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right)$$

Nach der gesuchten Adsorptionsrate  $J_{\text{Po}}$  umgestellt, ergibt das: (25)

$$J_{\text{Po}} = \lambda_{\text{Po}} \left\{ \frac{A_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - J_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left[ \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Po}} t} - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} \right) + \left( 1 - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right) \right] \right. \\ \left. + A_{\text{Pb}1}^d \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right) + A_{\text{Po}1}^d e^{-\lambda_{\text{Po}} t} - A_{\text{Po}2}^d \right\} \frac{1}{\left( 1 - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right)}$$

Der Export von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  kann aus der zeitlichen Änderung der  $^{210}\text{Po}$ -Gesamtaktivität ermittelt werden:

$$(26) \quad \frac{dA_{\text{Po}}^{\text{tot}}}{dt} = A_{\text{Pb}}^{\text{tot}} * \lambda_{\text{Po}} - A_{\text{Po}}^{\text{tot}} * \lambda_{\text{Po}} - P_{\text{Po}}$$

Die Lösung von Gl. (26) heißt: (27)

$$A_{\text{Po}2}^{\text{tot}} = \frac{A_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left[ \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Po}} t} - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} \right) + \left( 1 - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right) \right] \\ + A_{\text{Pb}1}^{\text{tot}} \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right) + A_{\text{Po}1}^{\text{tot}} e^{-\lambda_{\text{Po}} t} - \frac{P_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}}} \left( 1 - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right)$$

Und der Export von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  ( $P_{\text{Po}}$ ) ergibt sich dann aus:

(28)

$$P_{\text{Po}} = \lambda_{\text{Po}} \left\{ \frac{\frac{A_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left[ \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Po}} t} - e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} \right) + \left( 1 - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right) \right]}{+ A_{\text{Pb}_1}^{\text{tot}} \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} \left( e^{-\lambda_{\text{Pb}} t} - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right) + A_{\text{Po}_1}^{\text{tot}} e^{-\lambda_{\text{Po}} t} - A_{\text{Po}_2}^{\text{tot}}} \right\} \frac{1}{\left( 1 - e^{-\lambda_{\text{Po}} t} \right)}$$

Wendet man die Gl. (18, 19), (21, 22), (24, 25) und (27, 28), die den *non steady state* Zustand beschreiben, unter *steady state* Bedingungen an, das heißt, bei sehr langen Zeiträumen bzw. keinen zeitlichen Änderungen, nähert sich die e-Funktion null (für  $t \rightarrow \infty$  strebt  $e^{-\lambda t} \rightarrow 0$ ). Damit würde z.B. aus Gl. (28):

$$P_{\text{Po}} = \lambda_{\text{Po}} \left\{ \frac{\frac{A_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} \left[ \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} * 0 + (1 - 0) \right]}{+ A_{\text{Pb}_1}^{\text{tot}} \frac{\lambda_{\text{Po}}}{\lambda_{\text{Po}} - \lambda_{\text{Pb}}} * 0 + A_{\text{Po}_1}^{\text{tot}} * 0 - A_{\text{Po}_2}^{\text{tot}}} \right\} \frac{1}{(1 - 0)}$$

was sich vereinfacht zu:

$$(29) \quad P_{\text{Po}} = \lambda_{\text{Po}} \left( \frac{A_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}} - A_{\text{Po}_2}^{\text{tot}} \right)$$

In Gl. (29) wird  $\frac{A_{\text{Ra}} \lambda_{\text{Pb}} + I_{\text{Pb}} - P_{\text{Pb}}}{\lambda_{\text{Pb}}}$  nach Gl. (3) ersetzt durch  $A_{\text{Pb}}^{\text{tot}}$ .

Dadurch verwandelt sich die *non steady state* Gl. (28) mit Gl.(3) wieder in die bekannte *steady state* Gl. (4) aus Abschnitt 3.3:

$$P_{\text{Po}} = \left( A_{\text{Pb}}^{\text{tot}} - A_{\text{Po}_2}^{\text{tot}} \right) * \lambda_{\text{Po}}$$

## 8.2 Möglichkeiten und Grenzen von *steady state* und *non steady state* Modellen zur Berechnung von Radionuklidtransport

Das *steady state* Modell (Abschnitt 3.3) beschreibt den Radionuklidfluß- und Export im Zeitraum der Halbwertszeit des jeweiligen Radionuklids. Das bedeutet, dieses Modell liefert nur dann reale Transportraten, wenn alle Prozesse innerhalb der Halbwertszeit im Gleichgewicht stehen und die Aktivität unverändert

bleibt. Je länger die Halbwertszeit, umso größer ist die Wahrscheinlichkeit, das in dieser Zeit Änderungen auftreten und die *steady state* Annahme nicht mehr gültig ist.

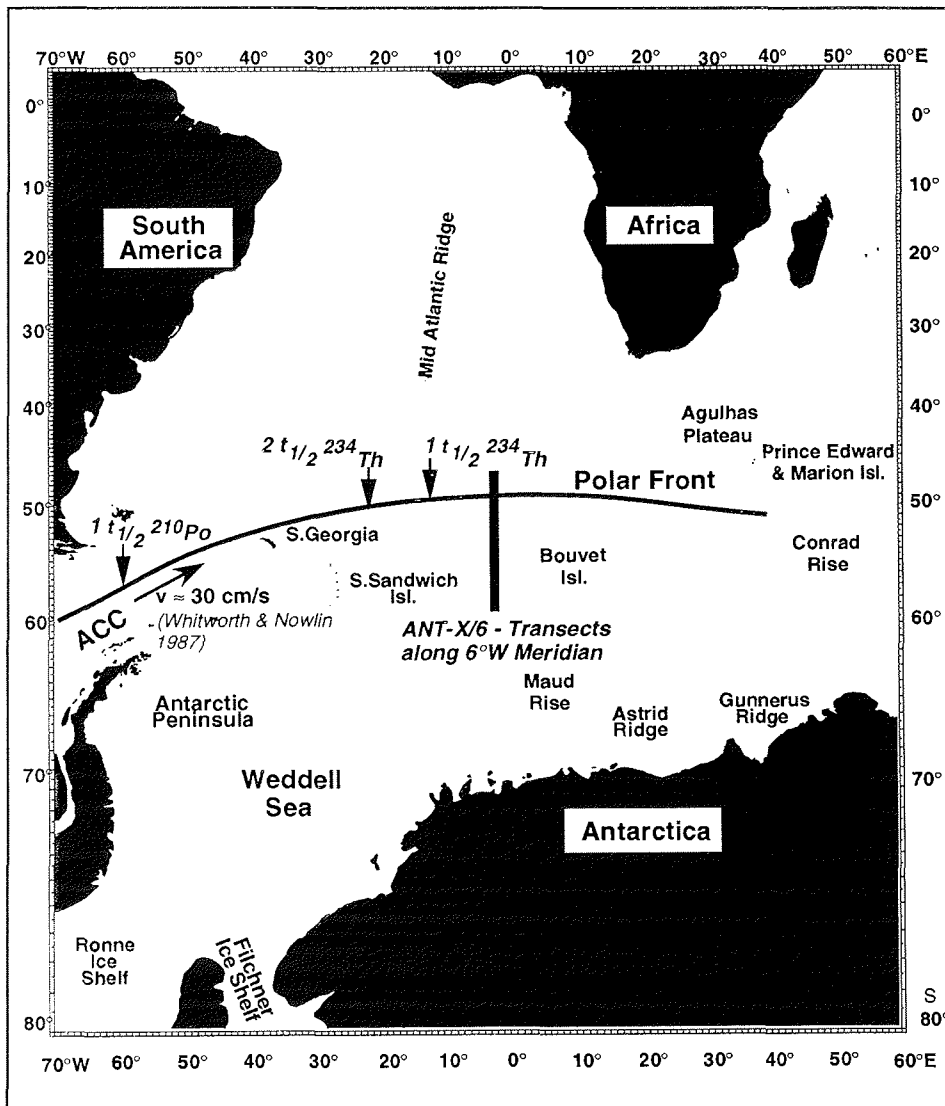


Abb. 48a: Schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen der Halbwertszeit eines Radionuklides und seinem möglichen Transportweg. Der senkrechte Balken markiert die Position der ANT-X/6-Transekte bei  $6^\circ\text{W}$ , von wo der Transportweg bei einer geostrophischen Strömung des ACC von  $30 \text{ cm/s}$  zurückgerechnet wurde. Der Verlauf der Polarfront ist sehr idealisiert.

Der Berechnung des Radionuklidtransports unter der Annahme von *steady state* liegt die Entfernung des Tochternuklids im Verhältnis zum Mutternuklid, also das radioaktive Ungleichgewicht zugrunde. Bei Radionuklidpaaren, dessen

Tochternuklide kurze Halbwertszeit haben (z.B.  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  mit  $t_{1/2}^{234}\text{Th} = 24,1$  Tage), sind berechnete Ungleichgewichte das Ergebnis von Prozessen, die kurze Zeit zurückliegen. Nach zwei Halbwertszeiten sind 75% eines exportierten Tochternuklids nachgebildet. Bei Radionukliden mit längeren Halbwertszeiten (z.B.  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  mit  $t_{1/2}^{210}\text{Pb} = 22,3$  Jahre,  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  mit  $t_{1/2}^{210}\text{Po} = 138$  Tage) dauern zwei Halbwertszeiten länger und deshalb bleibt auch das Ungleichgewicht länger erhalten.

Je länger das "Erinnerungsvermögen" eines Radionuklides, umso größer ist unter den Strömungsverhältnissen im ACC (30 cm/s im Hauptstromband, WHITWORTH & NOWLIN 1987) das Gebiet, über welches das Isotopensignal integriert. Das Erinnerungsvermögen von  $^{234}\text{Th}$  z.B. reicht ausgehend vom  $6^\circ\text{W}$ -Meridian bis zu den Süd-Sandwich-Inseln.  $^{210}\text{Po}$  "erinnert sich" bis zur Drake Passage und  $^{210}\text{Pb}$  hat mit dem Wasser des ACC zwei Polumrundungen erlebt (Abb. 48a). Mit Annahme von *steady state* berechneter Export gibt je nach Länge der Halbwertszeit Prozesse aus unterschiedlich großen Regionen wieder.

An meandrierenden Fronten, in Verbindung mit aufsteigenden und absinkenden Wassermassen sowie in Regionen mit Planktonblüten unterliegt die Aktivität partikelreaktiver Radionuklide zeitlichen Änderungen. Diese werden in dem zeitabhängigen *non steady state* Transportmodell erfaßt. Die Transportrate berücksichtigt jetzt die Abnahme oder Zunahme eines Radionuklids innerhalb eines Zeitintervalls (Abb. 48b). Prozesse, die zu einem Ungleichgewicht zur Zeit  $t_1$  geführt haben könnten, sind ohne Einfluß auf die berechneten Transportraten im Zeitraum zwischen  $t_1$  und  $t_2$ .

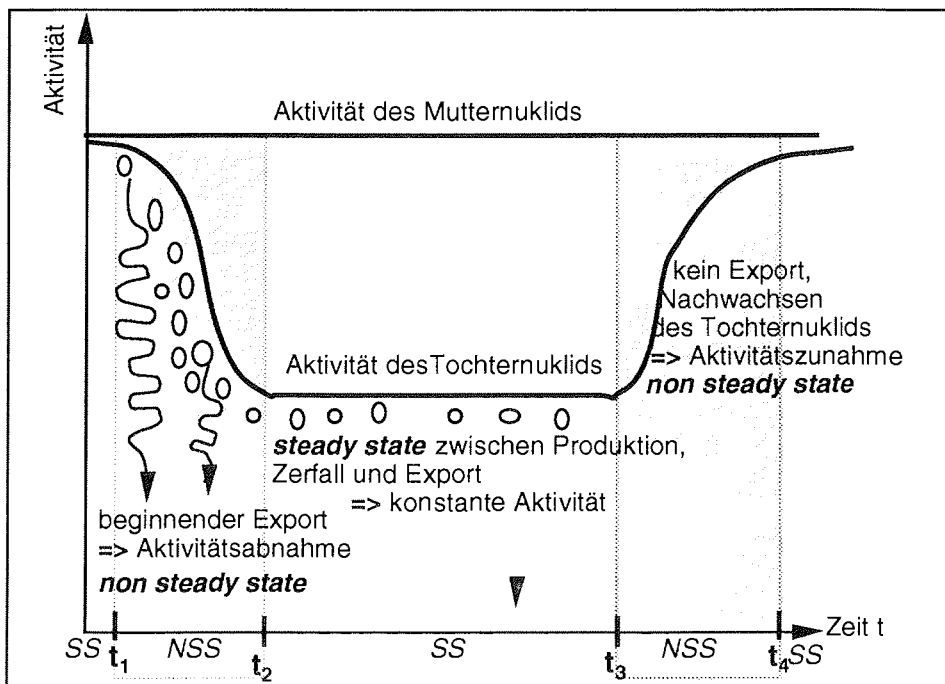


Abb. 48b: Skizze zu *steady state* (SS) und *non steady state* (NSS) Verhältnissen beim Export eines partikelreaktiven Tochternuklids und einem gelösten Mutternuklid konstanter Aktivität.

Würde unter *non steady state* Bedingungen jedoch das *steady state* Modell angewendet, würde der Export unterschätzt, wenn das Inventar eines Radionuklids beispielsweise mit einsetzendem Partikelexport abnimmt. Nimmt die Aktivität dagegen wieder zu, z.B. durch Nachwachsen des Radionuklids nach beendetem Export, würde der Export überschätzt (Abb. 48b,  $t_3-t_4$ ), wenn der Export unter Annahme von *steady state* aus der Differenz zwischen Mutter- und Tochternuklid bestimmt wird (Gl. 3 und 4, Abschnitt 3.3). Von der Halbwertszeit ist es abhängig, wie kurz oder lange es dauert, bis sich nach einer Änderung wieder ein *steady state* einstellt.

*Non steady state* Transportmodelle erweisen sich als sehr nützlich z.B. um Sedimentfallen zu kalibrieren (BUESSELER et al. 1992). Dabei wird in den Zeitintervallen, in denen eine Sedimentfalle sammelt, der  $^{234}\text{Th}$ -Fluß in dem von der Falle gesammelten Material und parallel dazu in der Wassersäule bestimmt. Die Fangeffizienz der Falle kann so berechnet werden (BUESSELER et al. 1992).

Dadurch, daß das *non steady state* Modell Änderungen in der Aktivität eines Radionuklides berücksichtigt, ergeben sich einige Nachteile. Ist die Halbwertszeit lang bzw. die Zerfallskonstante eines Radionuklids sehr klein und der betrachtete Zeitraum viel kürzer als die Halbwertszeit, dann ist die Aktivitätsänderung  $dA$  der größte Term im Modell. Unter dieser Voraussetzung ( $\lambda t \ll 1$ ) entspricht der Export  $P_{\text{Pb}}$  aus Gl. (22) annähernd der Änderung der Aktivität im betrachteten Zeitintervall ( $\Delta t$ ):

$$P_{\text{Pb}} \approx \frac{\left( A_{\text{Pb}_2}^{\text{tot}} - A_{\text{Pb}_1}^{\text{tot}} \right)}{\Delta t}$$

Das hat zur Folge, daß Fehler im Term  $dA$  das Modellergebnis stark belasten. Der Einfluß analytischer Fehler in der Aktivitätsbestimmung ist umso größer, je länger die Halbwertszeit bzw. je kleiner die Zerfallskonstante  $\lambda$  eines Radionuklides ist und der Zeitraum  $\Delta t$  viel kleiner als die Halbwertszeit. Ein Fehler in der Gesamtaktivität ist dann bei der Berechnung des Exports um einen

Faktor  $\frac{t}{2 \ln(2) * \Delta t}$  größer, als wenn *steady state* Export nach Gl. (3) berechnet werden würde. Für einen Zeitraum  $\Delta t$  von 20 Tagen beträgt dieser Faktor für  $^{210}\text{Pb}$   $\approx 600$  und für  $^{210}\text{Po}$   $\approx 10$ . Bei einem Faktor von  $\approx 1,7$  für  $^{234}\text{Th}$  ist der Einfluß eines analytischen Fehlers ähnlich dem auf das *steady state* Modell. Der Export von  $^{210}\text{Pb}$ , berechnet nach dem *non steady state* Modell, wird also nur dann reale Werte liefern, wenn der Fehler der  $^{210}\text{Pb}$ -Messung sehr klein ist.

Eine weiterer Nachteil ist, daß Advektion von Wasser mit höherer oder niedrigerer Aktivität in das Arbeitsgebiet innerhalb des betrachteten Zeitraums die realen Fluß- und Exportraten verfälscht. Dieser Effekt spielt bei  $^{234}\text{Th}$  infolge der kurzen Halbwertszeit und der homogenen Verteilung des Mutternuklids  $^{238}\text{U}$  im Wasser kaum eine Rolle. Bei langlebigeren Radionukliden, wie  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$ , deren primäre Verteilung durch Wassermassen bestimmt wird, ist im gesamten zirkumpolaren Wasserring, in Frontenregionen mit

intensiven Strömungen, Verwirbelungen und aufsteigenden/absinkenden Wassermassen mit Aktivitätseinträgen bzw. -verdünnungen zu rechnen. Dieser Einfluß ist bei  $^{210}\text{Pb}$  stärker als bei  $^{210}\text{Po}$ , da die längere Halbwertszeit einen längeren Transportweg bedingt. Das *non steady state* Modell liefert für  $^{210}\text{Pb}$  und unter bestimmten Bedingungen auch für  $^{210}\text{Po}$  nur unter Einführung eines Advektions/Diffusions-Terms reale Werte.

- **Einfluß von Advektion und Diffusion auf die Berechnung von Radionuklidexport im ACC**

Da von ANT-X/6 keine Advektions- und Diffusionswerte für die Polarfront-region und den südlichen ACC zu Verfügung stehen, wäre eine Alternative die Ableitung aus globalen Verhältnissen, z.B nach BROECKER (1981). Unter der Annahme, daß der vertikale Eddydiffusionskoeffizient ( $K_{\text{vert}}$  in  $\text{m}^2/\text{s}$ ) für vertikale Mischung proportional zum Inversen des Dichtegradienten ( $\partial\rho/\partial z$ ,  $\rho$ -Dichte in  $\text{kg}/\text{m}^3$ ,  $z$ -Tiefe in m) ist, kann eine grobe Abschätzung über den Koeffizienten gemacht werden:

$$(30) \quad K_{\text{vert}} = \frac{3 - 5 * 10^{-8}}{\frac{\partial\rho}{\partial z}} \quad \text{oder:} \quad (31) \quad K_{\text{vert}} = \frac{3 - 5 * 10^{-10}}{N^2}$$

wobei  $N$  die Brunt-Väisälä Frequenz  $(32) \quad N^2 = -\frac{g}{\rho} * \frac{\partial\rho}{\partial z}$   
und  $g$  die Fallbeschleunigung ist ( $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ , BROECKER 1981).

Diese Verhältnisse sind in horizontalen, isotropen Systemen anwendbar, wo die Isopyknen horizontal verlaufen (VETH pers. Kom.). Im ACC jedoch verlaufen die Isopyknen geneigt. Weil Diffusion entlang der Isopyknen um viele Größenordnungen größer ist, als diapiknische Diffusion, stört ein geneigtes Isopyknensystem die vertikale Diffusion (VETH pers. Kom.). Deshalb ist es unsicher, auf diesem Weg errechenbare Diffusionswerte in das *non steady state* Modell einzubauen. OLBERS UND WENZEL (1989) geben für den ACC diapiknische und vertikale Diffusionsraten von  $\approx 10^{-4} - 3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  an und isopyknische und horizontale Diffusionsraten von  $\approx 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$ . Jedoch unterliegen die Werte im ACC starken Schwankungen. Deshalb wird auf den Einbau eines Advektions-Diffusionsterms in das *non steady state* Modell verzichtet, aber diskutiert, wie groß der Einfluß von Advektion und Diffusion auf die Aktivität im Untersuchungsgebiet sein könnte.

Der mögliche Diffusionsweg eines Radionuklids kann aus der Quadratwurzel des Produktes von Diffusion und der Halbwertszeit des Radionuklids abgeleitet werden. Er beträgt bei einer durchschnittlichen isopyknischen Diffusion von  $10^3 \text{ m}^2/\text{s}$  für  $^{234}\text{Th} \approx 50 \text{ km}$ , für  $^{210}\text{Po} \approx 100 \text{ km}$  und für  $^{210}\text{Pb} \approx 1000 \text{ km}$ . Im Zeitraum der Beprobung von ANT-X/6 hatte Diffusion deshalb auf das  $^{234}\text{Th}$  Inventar kaum Einfluß. Auf das  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Inventar ist ein Einfluß gut möglich.

Ein größerer Einfluß auf das Radionuklidinventar ist durch Advektion von UCDW bzw. CDW ins Oberflächenwasser zu erwarten. Leider existieren nur sehr wenige Informationen über die Größenordnung von vertikaler Advektion

im ACC. GORDON et al. (1977) stellten starke saisonale Schwankungen in den Vertikalgeschwindigkeiten fest, die infolge jahreszeitlicher Änderungen in den Windverhältnissen durch Ekman-Drift verursacht werden. Vor allem nahe der Weddellfront, wo das aufsteigende UCDW mit höheren  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten das Oberflächenwasser erreicht, wird die  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Bilanz durch vertikale Advektion beeinflusst. Bei einer mittleren Vertikalgeschwindigkeit (Ekman pumping) von  $0,15 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  (entlang des Greenwich-Meridians, GORDON et al. 1977) und einer um ca.  $30 \text{ dpm/m}^3$  höheren  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität im CDW als im AASW beträgt der advective Eintrag beider Nuklide aus dem CDW ins Oberflächenwasser  $\approx 4 \text{ dpm/m}^2/\text{d}$ .

Über die horizontale Advektion im ACC gibt es in der Literatur sicherere Abschätzungen (ORSI et al. 1995, WHITWORTH & NOWLIN 1987). Der Ostwärtstransport des ACC beträgt nach ORSI et al. (1995) zirkumpolar 100 Sv. In Richtung der südlichen Grenze des ACC nimmt der Ostwärtstransport allmählich ab (ORSI et al. 1995). Der Kern höchster geostrophischer Strömung liegt nach WHITWORTH & NOWLIN (1987) an der Polarfront (Oberflächenströmung von 20-40 cm/s). Bei einer mittleren Ostwärtsströmung von  $\approx 30 \text{ cm/s}$  hat das Wasser in den rund 35 Tagen zwischen Transekt 2 und Transekt 11 der Frühjahrsituation eine Strecke von ca. 900 km in östliche Richtung zurücklegen können. Vereinfacht gesehen, befand sich das Wasser, welches in Transekt 11 beprobt wurde, zu Beginn der Expedition noch nahe der Süd-Sandwich-Inseln. Das bedeutet, daß die Verteilung von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  nicht am Ort der Probenahme auf  $6^\circ\text{W}$  gebildet wurde, sondern schon außerhalb des Arbeitsgebietes entstand (Abb. 48a).

Für den horizontalen Volumentransport des AASW nach Norden gibt CLIFFORD (1983) im Bereich der Polarfront 30 Sv an (Abb. 3). Bei einer Tiefe des Oberflächenwassers von  $\approx 200 \text{ m}$  kann für  $50^\circ\text{S}$  in sehr grober Näherung eine Transportgeschwindigkeit nach Norden von ungefähr 200 km pro Jahr abgeleitet werden. KEIR (1988) geben für den Volumentransport des AASW nach Norden 21,5 Sv und eine Tiefe des AASW von 120 m. Daraus ergeben sich ebenfalls ca. 200 km/a. In 35 Tagen würde das Oberflächenwassers dann ca. 20 km nach Norden strömen.

Für den im *non steady state* Transportmodell betrachteten Zeitraum von maximal 21 Tagen zwischen den Zeitreihen spielt die Süd-Nord-Advektion für das Inventar von  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im Oberflächenwasser also kaum eine Rolle. Demzufolge hat die Süd-Nord-Advektion von Wasser mit höheren  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten wenig Einfluß auf die Ergebnisse des *non steady state* Modells.

Im langen Zeitraum einer Halbwertsperiode von  $^{210}\text{Po}$  jedoch legt das Oberflächenwasser eine Strecke von ungefähr 70 km zurück und in einer Halbwertsperiode von  $^{210}\text{Pb}$   $\approx 4000 \text{ km}$ . Daraus ist zu erkennen, daß der Transport von höherer Aktivität aus dem Mischungsbereich mit UCDW im Süden in Richtung Polarfront nach Norden über lange Zeiträume für  $^{210}\text{Pb}$  einen Beitrag zum Inventar liefert. Da  $^{210}\text{Pb}$  bei ca.  $130 \text{ dpm/m}^3$  mit einer Rate von  $\lambda_{\text{Pb}} = 6,5 \text{ dpm/m}^3/\text{d}$  zu  $^{210}\text{Po}$  zerfällt, hat der advective  $^{210}\text{Pb}$ -Transport auch Einfluß auf das  $^{210}\text{Po}$ -Inventar. Wie in Abschnitt 7.3.3 erläutert, ist der advective Transport aus dem Süden an der Oberfläche eine Komponente bei der Ausbildung des  $^{210}\text{Po}$ -Minimum im unteren Bereich der euphotischen Zone im südlichen ACC.

### 8.3 Radionuklidexport und Abschätzung von POC-Export

Mit den  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Daten der Frühjahrs- und Herbstsituation wurde der Radionuklidexport berechnet. Unter der Annahme, daß die Entwicklungen im ACC regional homogen sind, wurden die drei Transekte der Frühjahrsituation als eine Zeitreihe im jeweiligen Wasserkörper betrachtet und die zeitlichen Änderungen im Radionuklidfluß mit dem *non steady state* Modell erfaßt. Parallel dazu wurden für ANT-X/6 und ANT-XI/4  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Transportraten mit einer *steady state* Aktivitätsbilanz nach dem Modell von BACON et al. (1976) berechnet (Tab. 12). Die Ergebnisse zum Radionuklidfluß und POC-Export werden mit den Resultaten zum POC-Export aus dem  $^{234}\text{Th}$ -*non steady state* Modell (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997) verglichen.

#### 8.3.1 POC-Export und Vergleich der *steady state* Modelle für $^{210}\text{Po}$ , $^{210}\text{Pb}$ und $^{234}\text{Th}$

Die Adsorptions- und Exportraten  $J_{\text{Po}}$  und  $P_{\text{Po}}$ ,  $J_{\text{Pb}}$  und  $P_{\text{Pb}}$ , der  $^{234}\text{Th}$ -Export (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997) sowie der POC-Export wurden über die oberen 100 m der Wassersäule integriert errechnet.

Repräsentative Werte für das POC/ $^{210}\text{Po}$ - und POC/ $^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis in den oberen 100 m der Wassersäule wurden aus Abb. 49a,b abgeleitet. Die auftretenden Streuungen resultieren einerseits aus der Bestimmung von POC und partikulärem  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  an verschiedenen Proben und andererseits bei  $^{210}\text{Pb}$  vor allem aus dem größeren Fehler, mit dem die  $^{210}\text{Pb}$ -Messung behaftet ist (siehe Abschnitt 4.6.2 Reproduzierbarkeit).

Für  $^{210}\text{Po}$  werden POC/ $^{210}\text{Po}$ -Verhältnisse für drei Regionen abgeleitet (Abb. 49a):

- a - Gebiet des südlichen ACC (SACC 5, 11) mit  $0,43 \pm 0,08$  mmol/dpm,
- b - innerhalb der Planktonblüte in der Polarfrontregion während Transekt 2 und 5 (PFR 2, 5) mit  $0,73 \pm 0,14$  mmol/dpm
- c - Polarfrontregion mit Planktonblüte, Transekt 11  $1,01 \pm 0,13$  mmol/dpm.

Für POC/ $^{210}\text{Pb}$  werden zwei Regionen unterschieden (Abb. 49b):

- a - der südliche ACC (SACC) mit  $2,66 \pm 1,54$  mmol/dpm und
- b - Polarfrontregion mit Planktonblüte (PFR) mit  $1,58 \pm 0,64$  mmol/dpm.

Die Berechnung des POC-Exports aus dem mittleren Verhältnis von POC/ $^{210}\text{Po}$  für die oberen 100 m multipliziert mit dem *steady state*  $^{210}\text{Po}$ -Export liefert äquivalente Ergebnisse zur Berechnung, bei der das POC-Inventar der oberen 100 m durch die *steady state* Aufenthaltszeit von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  dividiert wird.

Das POC/ $^{234}\text{Th}$ -Verhältnis von  $20,9 \pm 3,1$   $\mu\text{mol/dpm}$  wurde RUTGERS VAN DER LOEFF et al. (1997) entnommen. Die Autoren berechneten den POC-Export mit einem reduzierten Verhältnis von 6-12  $\mu\text{mol POC/dpm}$ , da angenommen wird, daß das C/ $^{234}\text{Th}$ -Verhältnis von Material, welches die euphotische Zone verläßt, nur bei 30-60% der Partikel im Oberflächenwasser liegt. Um den POC-Export aus  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Exportraten mit dem POC-Export nach  $^{234}\text{Th}$  vergleichen zu können, wurde das Verhältnis von POC/ $^{234}\text{Th}$  für Partikel im



Oberflächenwasser benutzt. Dadurch wird der Abbau von organischem Kohlenstoff in der Deckschicht und der Einfluß der Partikelgröße vernachlässigt. Die hier berechneten POC-Exportwerte sind deshalb etwas überschätzt.

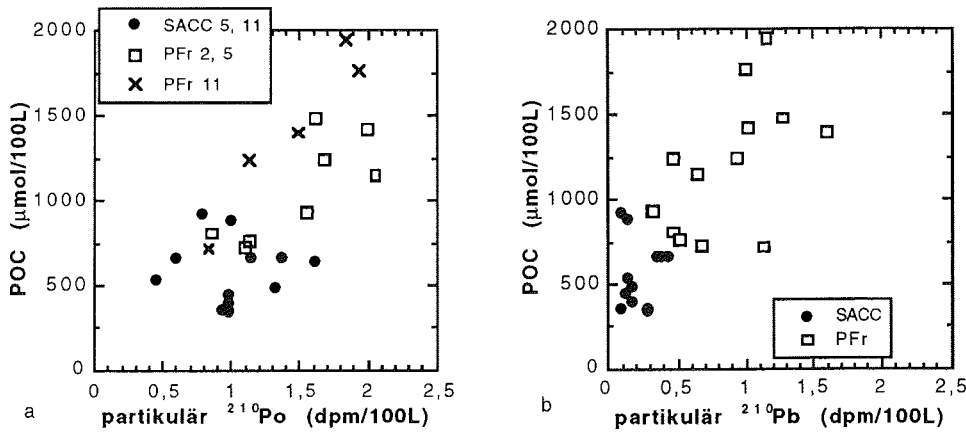


Abb. 49: a) POC gegen partikulär  $^{210}\text{Po}$  und b) POC gegen partikulär  $^{210}\text{Pb}$  aufgetragen (obere 100 m der Wassersäule, ANT-X/6)

Der POC-Export nach *steady state*  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{234}\text{Th}$  zeigt die Zunahme der POC-Exportrate von Transekt 2 zu Transekt 11 mit Ausbildung der Phytoplanktonblüte in der Polarfrontregion ( $46^\circ$ - $49^\circ\text{S}$ ). Mit Ausnahme von  $^{210}\text{Pb}$  bleibt der POC-Export im südlichen ACC niedrig. Aus Abb. 50a, b, c ist erkennbar, daß der POC-Export aus dem *steady state*  $^{234}\text{Th}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Modell sehr ähnlich ist und in der Polarfrontregion um  $47^\circ\text{S}$  fast doppelt so hoch wie der Export nach *steady state*  $^{210}\text{Po}$ .

SHIMMIELD et al. (1995) stellten ebenfalls fest, daß die Berechnung von POC-Fluß nach *steady state*  $^{210}\text{Po}$  niedrigere Flußraten liefert und erklären dies damit, daß  $^{234}\text{Th}$  möglicherweise den gesamten Partikelexport repräsentiert und nicht nur den POC-Export.  $^{210}\text{Pb}$  gibt vor allem den Silikatexport wieder.

$^{234}\text{Th}$  ist ein Tracer für rezente Transportprozesse. Aufgrund der homogenen Verteilung des Mutternuklids  $^{238}\text{U}$  im Meerwasser und der kurzen  $^{234}\text{Th}$ -Halbwertszeit von 24,1 Tagen hat ein  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Ungleichgewicht nur eine kurze Lebensdauer. Das  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis wird deshalb auch kaum von Wassermassenadvektion beeinflusst. Schon  $1\frac{1}{2}$  Monate (zwei Halbwertszeiten) nach einem Exportereignis sind 75% des exportierten  $^{234}\text{Th}$  nachgebildet. Das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Aktivitätsverhältnis konserviert Ungleichgewichte länger, da bei einer  $^{210}\text{Po}$ -Halbwertszeit von 138 Tagen zwei Halbwertsperioden ein deutlich längerer Zeitraum sind. Das bedeutet, in Regionen und Zeiten mit geringem rezemtem Partikelexport wird  $^{234}\text{Th}$  nur diesen geringen Export anzeigen. Liefert  $^{210}\text{Po}$  dagegen nach *steady state* eine höhere Exportrate, kann dies das Ergebnis von Exportereignissen mehrerer Monate sein.  $^{210}\text{Po}$  kann die Geschichte einer Region erzählen, die das Wasser vor längerer Zeit passierte.

Bei  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  muß berücksichtigt werden, daß das Wasser im Arbeitsgebiet schon die Drake Passage passiert hat. Bei einer mittleren Ostwärtsströmung im Bereich der Polarfront von 30 cm/s hat das Oberflächenwasser bei  $6^\circ\text{W}$  das Gebiet zwischen der Südspitze Südamerikas und der antarktischen Halbinsel theoretisch vor reichlich einer  $^{210}\text{Po}$ -Halbwertsperiode durchflossen (Abb. 48a). Das bedeutet, bei  $6^\circ\text{W}$  erzählt das  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis die Ereignisse aus der Drake Passage immerhin noch mit halber Intensität.

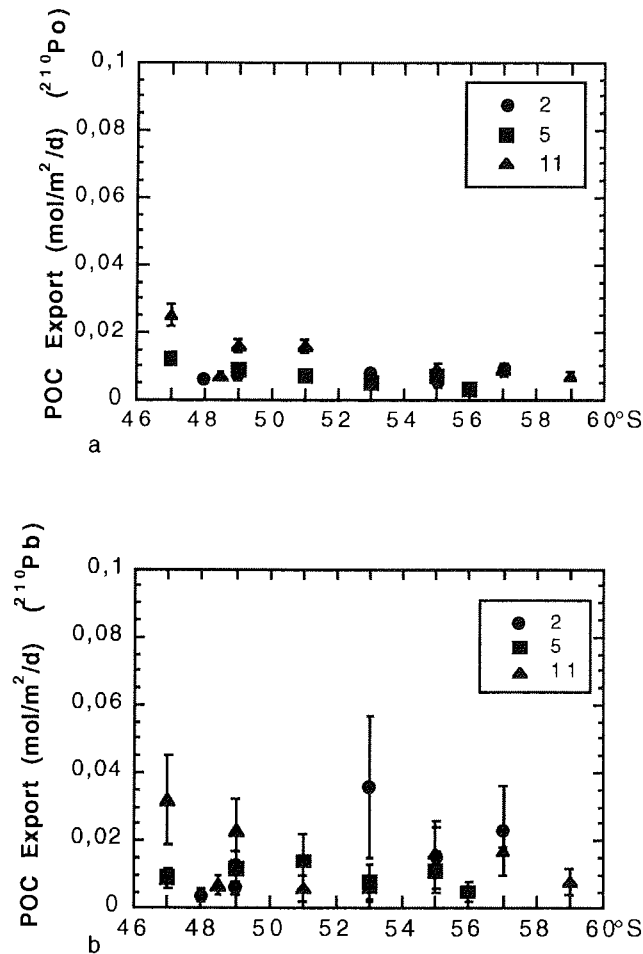


Abb. 50a, b: POC-Export (0-100m) nach *steady state* Modell a) für  $^{210}\text{Po}$  und b) für  $^{210}\text{Pb}$  in den Transekten 2, 5 und 11, Fehlerangabe resultiert aus der Schwankung des POC/part.  $^{210}\text{Po}$ - bzw. POC/part.  $^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisses (Tab. 12, ANT-X/6)

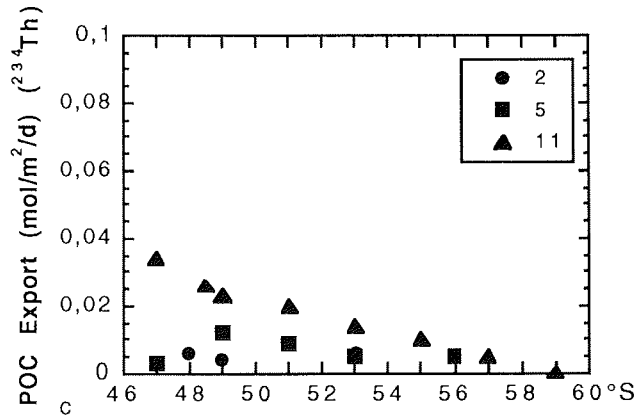


Abb. 50c: POC-Export (0-100m) nach *steady state* Modell für  $^{234}\text{Th}$  in den Transekten 2, 5 und 11,  $^{234}\text{Th}$ -Exportdaten aus RUTGERS VAN DER LOEFF et al. (1997)

### 8.3.2 POC-Export und Vergleich der *non steady state* Modells für $^{210}\text{Po}$ , $^{210}\text{Pb}$ und $^{234}\text{Th}$

Die Ergebnisse der *non steady state* Berechnung des POC-Exports sind im Anhang aufgelistet. Zunächst fallen die hohen, anhand  $^{210}\text{Pb}$  berechneten POC-Exportraten (Abb. 51) zwischen Transekt 2 und Transekt 5 auf. Diese hohen Raten werden weder mit  $^{210}\text{Po}$  noch  $^{234}\text{Th}$  erreicht. Die scheinbare hohe  $^{210}\text{Pb}$ -Adsorptionsrate ( $J_{\text{Pb}}$ ) an Partikel und der scheinbar  $^{210}\text{Pb}$ -Export ( $P_{\text{Pb}}$ ) entstehen durch die Abnahme der gelösten  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität zwischen Transekt 2 und 5. Die  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität zeigt zwischen beiden Transekten ebenfalls rückläufige Tendenz, resultierend aus der Abnahme der Silikatkonzentration. Es ist offensichtlich, daß für den Aktivitätsabfall nicht allein Export verantwortlich sein kann, sondern Wassermassen mit anderen Aktivitätssignalen beprobt wurden.

Das *non steady state*  $^{210}\text{Pb}$ -Modell liefert zwischen Transekt 5 und 11 unreelle negative Transportraten. Im Gegensatz dazu ist nach dem  $^{234}\text{Th}$ - und  $^{210}\text{Po}$ -*non steady state* Modell starker Export zu verzeichnen. Negative Transportraten sind deutliche Hinweise auf advective Einträge. Aus den Betrachtungen zu den einzelnen Komponenten von Advektion und Diffusion in Abschnitt 7.3.3 ist erkennbar, daß eine Aktivitätsänderung innerhalb des Untersuchungszeitraums durch die Ostwärtströmung des ACC und untergeordnet durch die Süd-Nord-Advektion des AASW verursacht werden kann.

Um Änderungen in der  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität zu erfassen, die aus dem UCDW-Auftrieb resultieren, war der Zeitraum von mehreren Wochen zu kurz. Bei einer Vertikalgeschwindigkeit von  $0,15 \times 10^{-5}$  m/s (Ekman pumping, GORDON et al. 1977) legt das CDW in den 35 Tagen zwischen Transekt 2 und 11 einen Weg von rund 4,5 m zurück. Eine Aktivitätsabnahme von  $\approx 2500$  dpm  $^{210}\text{Pb}/\text{m}^2$  in 10 Tagen zwischen Transekt 2 und 5 bei  $57^\circ\text{S}$  kann nicht nur Schwankungen im UCDW-Auftrieb zugeschrieben werden, sondern hat ihre Ursache eher in der West-Ost-Advektion von Wassermassen mit niedrigerer  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität.

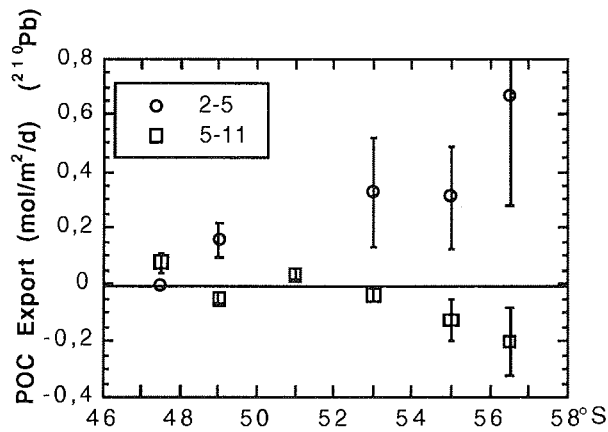


Abb. 51: POC-Export (0-100 m) nach dem *non steady state* Modell für  $^{210}\text{Pb}$  im Zeitraum zwischen Transekt 2 und 5 sowie 5 und 11, Fehlerangabe resultiert aus der Schwankung des POC/part.  $^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisses (Tab. 13, ANT-X/6)

Durch die Ostwärtsströmung des ACC und den meandrierenden Verlauf der Polarfront ist es möglich, daß in den nach der Breite gruppierten Stationspaaren Wasserkörper mit unterschiedlichen Eigenschaften beprobt wurden. Anhand des Vergleiches der  $\theta$ -S-Eigenschaften sind deutliche Unterschiede innerhalb der Stationspaare zu erkennen (Abb. 52-54). Je nachdem, wie verschieden oder identisch die Wassermassen sind, wird auch der Radionuklid- bzw. Partikeltransport durch das *non steady state* Modell falsch oder real wiedergegeben. Am deutlichsten sind die Differenzen in den  $\theta$ -S-Eigenschaften im südlichsten Stationstriplett bei 56°S/57°S (Abb. 52a) und bei 47°S nördlich der Polarfront (Abb. 52b), die nicht allein mit saisonaler Erwärmung erklärt werden können.

Bei 56°S-57°S (Abb. 52a) nimmt die Salinität zwischen Transekt 2 und 5 stark ab, ebenso der Silikatgehalt. Aus Silikat berechnetes  $^{226}\text{Ra}$  und  $^{210}\text{Pb}$  folgen diesem Trend (Tab.20 Datensammlung). Die Abnahme des  $^{210}\text{Pb}$ -Gesamtinventars resultiert somit aus der Advektion und nicht allein aus dem Export von  $^{210}\text{Pb}$  mit Partikeln. In Transekt 11 ist die Salinität wieder höher. Auch Silikatgehalt,  $^{226}\text{Ra}$  und  $^{210}\text{Pb}$  nahmen zu, aber erreichen die ursprünglichen Konzentrationen von Transekt 2 nicht. Das *non steady state* Modell liefert negative Transportraten infolge der Zunahme der Gesamtaktivität von  $^{210}\text{Pb}$ . Die Wassermasse hat wieder südlicheren Charakter, aber befindet sich in den Eigenschaften zwischen denen von 2 und 11.

$^{210}\text{Po}$  wird infolge kürzerer Halbwertszeit als  $^{210}\text{Pb}$  nicht so stark durch Advektion beeinflusst. Im Süden, an der Weddellfront, indiziert negativer  $^{210}\text{Po}$ -Fluß ( $J_{\text{Po}}$ ) an Partikel, sowie negativer  $^{210}\text{Po}$ -Export ( $P_{\text{Po}}$ ) Eintrag von  $^{210}\text{Po}$  in die oberen 100 m. Der Bereich bei 56-57°S ist von Mitte bis Ende Oktober 92 durch abschmelzendes Meereis gekennzeichnet. Der als  $^{210}\text{Po}$ -Zufuhr zu interpretierende negative Export kann als Argument für Radionuklidfreisetzung aus dem Eis beim Abschmelzen gesehen werden. Die Möglichkeiten zur

Anreicherung von Radionukliden im Meereis bzw. Freisetzung bei der Eisschmelze wurden in Abschnitt 7.3.4 und 7.4 detailliert diskutiert. Advektion von Wasser mit höherer  $^{210}\text{Po}$ -Aktivität (UCDW) findet zwar in diesem Gebiet statt, ist jedoch anhand der abnehmenden  $^{226}\text{Ra}$  und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivität zwischen Transekt 2 und 5 nicht beobachten.

Der unterschiedliche Charakter der Wassermassen bei 55°S (Abb. 53a), 53°S (Abb. 53b) und 49°S (Abb. 54b) läßt die Exportabschätzung nach  $^{210}\text{Pb}$  für dieses Stationstripletts ebenfalls unreal werden. Dagegen führt die Berechnung nach  $^{210}\text{Po}$  *non steady state* zwischen den Transekten 5 und 11 zu POC-Exportraten, die etwas niedriger als die Exportraten nach  $^{234}\text{Th}$  *non steady state* sind.

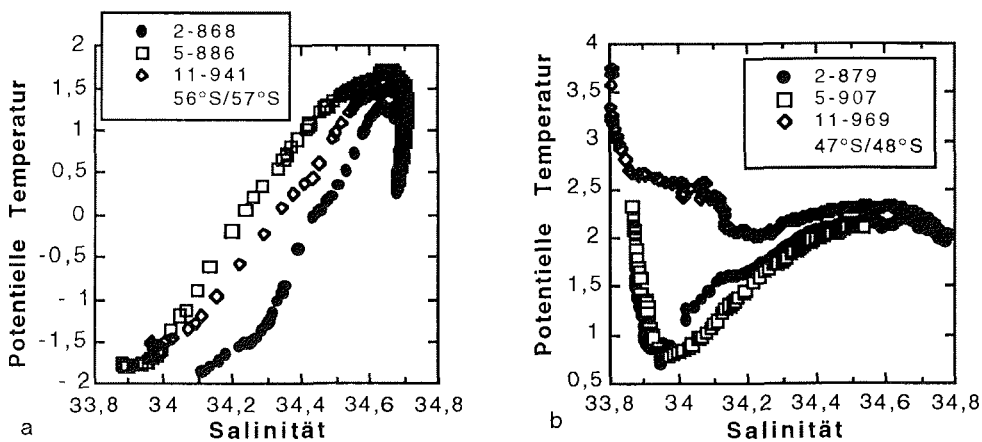


Abb. 52:  $\theta$ -S - Diagramm des Stationstripletts a) bei 56°S/57°S und b) bei 47°S/48°S (ANT-X/6)

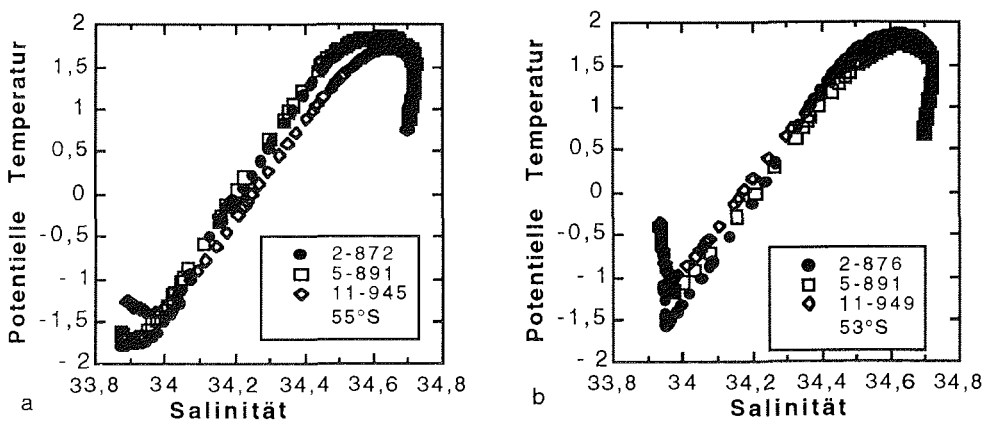


Abb. 53:  $\theta$ -S-Diagramm des Stationstripletts a) bei 55°S, und b) bei 53°S (ANT-X/6)

Bei  $51^\circ\text{S}$  sind die Wassermassen von Transekt 5 und 11 in den  $\theta$ -S-Eigenschaften fast identisch (Abb. 54a). Hier liefert auch die *non steady state*  $^{210}\text{Pb}$ -Berechnungen einen Exportwert für POC von  $0,77 \text{ mol/m}^2$ , der mit  $0,71 \text{ mol POC/m}^2$  aus der Berechnung nach  $^{234}\text{Th}$  durchaus vergleichbar ist. Der POC-Export berechnet nach *non steady state*  $^{210}\text{Po}$  beträgt  $0,4 \text{ mol/m}^2$ . Das sind ca. 56% des Exports über  $^{234}\text{Th}$ . Dies kann wieder ein Hinweis sein, daß durch  $^{210}\text{Po}$  eher der POC-Export reflektiert wird, währenddessen  $^{234}\text{Th}$  und  $^{210}\text{Pb}$  den gesamten Partikelfluß wiedergeben.

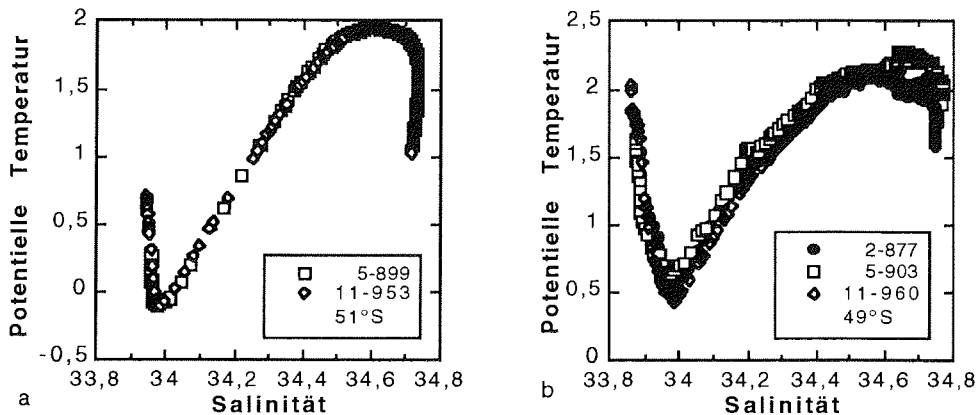


Abb. 54:  $\theta$ -S - Diagramm des Stationstripletts a) bei  $51^\circ\text{S}$ , und b) bei  $49^\circ\text{S}$  (ANT-X/6)

Obwohl das nördlichste Stationstriplet bei  $47^\circ\text{S}$ - $48^\circ\text{S}$  (Abb. 52b) unterschiedliche  $\theta$ -S-Eigenschaften aufweist, liefern alle drei *non steady state* Modelle ähnliche Exportwerte. Die biologischen Prozesse infolge der Planktonblüte an der Polarfront haben größeren Einfluß, als die hydrographischen Unterschiede zwischen den drei Stationen. Zwischen Transekt 2 und Transekt 5 zeigen  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{210}\text{Po}$  und  $^{234}\text{Th}$  negative Exportwerte. Zwischen Transekt 5 und Transekt 11 liefern bei  $47^\circ\text{S}$  alle drei *non steady state* Modelle hohe POC-Exportraten ( $^{234}\text{Th}$ :  $1,93 \text{ mol/m}^2$ ; RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997,  $^{210}\text{Pb}$ :  $1,72 \text{ mol/m}^2$ ,  $^{210}\text{Po}$ :  $1,57 \text{ mol/m}^2$  POC).

In den drei Transekten wurden Wasserkörper mit unterschiedlichen  $^{226}\text{Ra}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Aktivitäten beprobt. Da die  $^{210}\text{Pb}$ -Verteilung vor allem durch die Hydrographie bestimmt ist, liefert das *non steady state* Transportmodell für  $^{210}\text{Pb}$  unter diesen Bedingungen unrealer Transportraten. Mit  $^{210}\text{Pb}$  können nur dann sinnvolle Abschätzungen zum Partikelexport gemacht werden, wenn identische Wasserkörper beprobt werden oder ein Advektions/Diffusionsterm in die Berechnung einbezogen wird. Damit ist die Berechnung von Exportraten aus  $^{210}\text{Pb}$  mit den gleichen Problemen behaftet, wie die Berechnung aus Nitrat, Silikat und Gesamt- $\text{CO}_2$ . Das bedeutet, wenn Daten über Advektion (von  $^{210}\text{Pb}$ ) nicht vorliegen, können realistische Budgetabschätzungen für Kohlenstoff nur mit wassermassenunabhängigen Tracern durchgeführt werden.

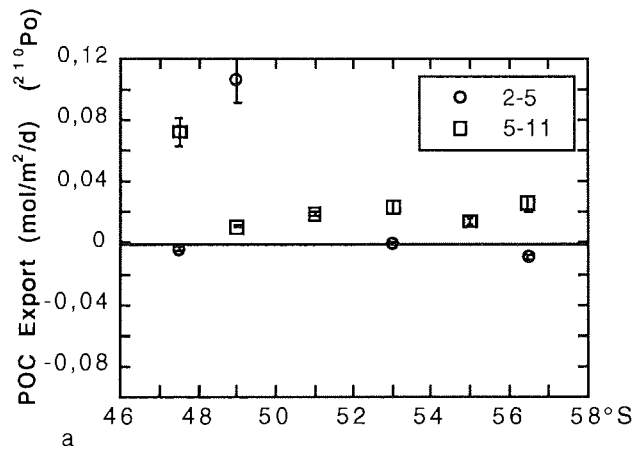


Abb. 55a: POC-Export (0-100m) nach dem *non steady state* Modell für  $^{210}\text{Po}$  im Zeitraum zwischen Transekt 2 und 5 sowie 5 und 11, Fehlerangabe resultiert aus der Schwankung des POC/part.  $^{210}\text{Po}$ -Verhältnisses (Tab. 13, ANT-X/6)

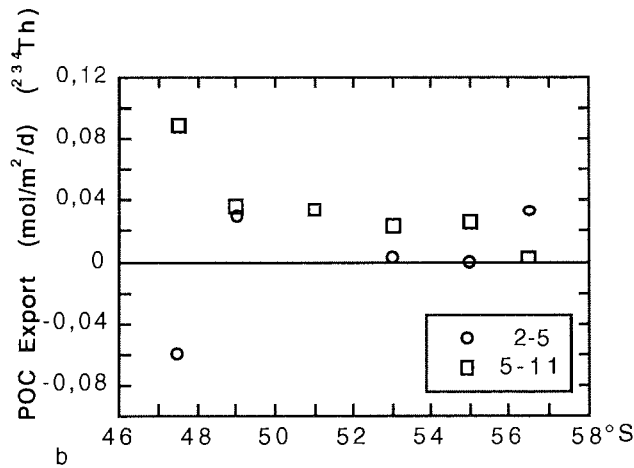


Abb. 55b: POC-Export (0-100m) nach dem *non steady state* Modell für  $^{234}\text{Th}$  im Zeitraum zwischen Transekt 2 und 5 sowie 5 und 11 (Tab. 14, ANT-X/6)

Die Transportraten aus dem *non steady state* Transportmodell für  $^{210}\text{Po}$  sind deutlicher von den biologischen Prozessen in einer Wassermasse geprägt. Aus Tab. 10 ist zu sehen, daß mit dem *non steady state* Modell für  $^{210}\text{Po}$  berechneter Kohlenstoffexport während der Phytoplanktonblüte in der Polarfrontregion in guter Übereinstimmung mit den Exportraten steht, die mit anderen Parametern ermittelt wurden. Es zeigt, daß  $^{210}\text{Po}$  ein guter Tracer für Kohlenstoffexport ist.

Tab. 10: Kohlenstoffexport (mol C/m<sup>2</sup>) in der Polarfrontregion während der Phytoplanktonblüte 1992

18. Okt.-21. Nov.1992 ANT-X/6 6°W	Export (mol C/m <sup>2</sup> )	Quelle
<sup>14</sup> C Primärproduktion	3,12	Jochem et al. 1995
netto CO <sub>2</sub> Inkorporation in Biomasse	1,57	Bakker et al. 1997
Biomasse-Zuwachs 0-200 m	0,52	Quéguiner et al. 1997
Exportproduktion ( <sup>234</sup> Th) (0-100 m)	0,43-0,86 (30-60%)	Rutgers van der Loeff et al. 1997
max. Exportproduktion ( <sup>234</sup> Th) (0-100 m)	1,43	Rutgers van der Loeff et al. 1997
max. Exportproduktion ( <sup>210</sup> Po) (0-100 m) (0-60 m)	2,34 1,57	diese Arbeit
Sedimentfalle 1987-1988, 6°W Jahresexport bei 100 m	1,27	Wefer & Fischer 1991

Es kann zusammengefaßt werden, daß *steady state* Transportmodelle für partikelreaktive Radionuklide eine einfache Möglichkeit darstellen, um Partikelexport abzuschätzen wenn keine zeitabhängigen Aktivitätsänderungen auftreten. Jedoch wird die Annahme von *steady state* unsicherer, je länger die Halbwertszeit eines Radionuklids ist, also je länger keine Aktivitätsänderung auftreten darf.

Treten zeitabhängigen Aktivitätsänderungen auf, sind *non steady state* Transportmodelle anzuwenden. Hierbei ist für Radionuklide, deren Halbwertszeit länger als einige Wochen ist, die Advektion von Wassermassen mit anderen Aktivitätssignalen zu berücksichtigen.

#### 8.4 Affinität der Radionuklide zu Partikeln - Implikationen für die Berechnung von Exportraten

Mit äquivalenten irreversiblen *steady state* Boxmodellen für <sup>234</sup>Th, <sup>210</sup>Po und <sup>210</sup>Pb ermittelten SHIMMIELD et al. (1995) unterschiedliche POC-Flüsse. Die Differenzen sehen die Autoren als Folge des unterschiedlichen Adsorptionsverhaltens von <sup>234</sup>Th, <sup>210</sup>Po und <sup>210</sup>Pb. Die Affinität zu verschiedenen Partikeln zeigt sich auch deutlich an den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit. <sup>234</sup>Th wird stark adsorptiv an jegliches partikuläres Material gebunden und scheint deshalb den gesamten Partikelexport zu reflektieren. Die Affinität von <sup>210</sup>Pb zu



Strukturkomponenten von Zellen, biogenem Karbonat und biogenem Silikat macht dieses Radionuklid vor allem interessant, um den Export biogenen Silikats als Folge großer Diatomeenblüten zu verfolgen. Durch die bevorzugte Bindung von  $^{210}\text{Po}$  an organischen Kohlenstoff steht im Prinzip ein Tracer besonders für POC-Export zur Verfügung. Die unterschiedlichen Eigenschaften sind aber nur dann nutzbar, wenn Exportberechnungen über Modelle erfolgen, bei denen das jeweilige Radionuklid unabhängig von den anderen betrachtet wird. Erfolgt beispielsweise die Berechnung von  $^{210}\text{Pb}$ -Export über den  $^{210}\text{Po}$ -Export nach Gl. (14), weil keine  $^{226}\text{Ra}$ -Messungen vorliegen, muß angenommen werden, daß die unterschiedlichen Partikel gleiche Sinkraten haben. Das ist jedoch unwahrscheinlich. Deshalb kann die Abschätzung des Silikatexports über den  $^{210}\text{Pb}$ -Export unter *steady state* nach Gl. (14) nur einen groben Hinweis auf die Dimension des Silikatexports geben.

Die Sinkraten sind abhängig von der Größe, Form und Dichte der Partikel und in welcher Form sie aussinken, ob vorwiegend als Phytodetritus in Partikelwolken nach einer Planktonblüte oder eher als größere Aggregate sedimentieren oder durch Zooplankton aufgenommen, von diesem transportiert und teilweise in Kotballen umgewandelt werden. POC sinkt schnell aus, vor allem in Form großer Aggregate (BISHOP et al. 1986, TAYLOR & KARL 1991). Es werden Sinkraten von 50-100 m pro Tag für submillimetergroße Aggregate angenommen (RIEBESELL et al., TAYLOR & KARL 1991). Bei einem mittleren horizontalen Transport von 0,05 m/s im Untersuchungsgebiet (WITHWORTH & NOWLIN 1987, WEBB et al. 1991) können die Aggregate eine Strecke bis einige 10 km zurücklegen (DEHAIRS et al. 1997).

Sowohl Partikelart als auch Sinkrate bestimmen die Umsatzrate der Partikel auf dem Weg in die Tiefe. Die Mineralisationsrate hängt weitgehend davon ab, in welcher Form POC und biogenes Silikat transportiert werden. In Zusammenhang mit der Partikelauflösung steht auch der Übergang partikelgebundener Radionuklide in die gelöste Phase.

Wie verändert sich das POC bzw. Silikat/Radionuklid-Verhältnis mit der Tiefe? Werden die Radionuklide schneller oder langsamer freigesetzt, als POC oxidiert wird oder die Auflösung von biogenem Silikat erfolgt? Aus Sedimentfallendaten und Untersuchungen an suspendierten Partikeln wurde ermittelt, daß das POC/ $^{234}\text{Th}$ -Verhältnis von Material, welches die euphotische Zone verläßt, auf 30-60% des Verhältnisses von Material an der Oberfläche reduziert ist (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997). Für  $^{210}\text{Po}$  ist es schwierig, solche Abschätzungen zu machen, da es um Größenordnungen stärker in Zooplankton als in Phytoplankton akkumuliert wird und somit das Verhältnis und auch die Freisetzung viel stärker durch die Partikelzusammensetzung beeinflußt wird.

Da in dieser Arbeit partikelgebundene Radionuklide, POC und biogenes Silikat nicht an Aliquoten einer Probe bestimmt werden konnten, sind leider auch keine Schlüsse zu Partikelauflösung und Radionuklidfreisetzung möglich. Die drastische Abnahme des vertikalen POC-Flusses ist ein Indiz für schnelle Disaggregation, Auflösung und Oxidation (TAYLOR & KARL 1991). Da POC schneller oxidiert wird als biogenes Silikat sich auflöst, ist zu vermuten, daß  $^{210}\text{Po}$  und der an POC gebundene  $^{210}\text{Pb}$ -Anteil schneller wieder in die gelöste Phase übergehen, als an biogenes Silikat gebundenes  $^{210}\text{Pb}$ . In diesem Fall wäre ein Horizont vor allem mit deutlicher  $^{210}\text{Po}$ -Freisetzung zu erwarten. Dieser wurde aber nicht beobachtet. Die tiefreichende Abreicherung von  $^{210}\text{Po}$

gegenüber  $^{210}\text{Pb}$  kann dann entweder durch ganzjährigen Partikelexport verursacht werden, was nach der niedrigen Radionuklidaktivität an Partikeln im Herbst sehr unwahrscheinlich erscheint, oder durch starke episodische Exportereignisse mit hohen Sinkraten wie nach Planktonblüten, was für die Frontenregionen real sein kann. Eine dritte Variante ist Zooplanktonfraß an Phytoplankton und dadurch  $^{210}\text{Po}$ -Akkumulation im Zooplankton, welches durch Wasser-schöpfer und in situ-Filtration aber nicht effizient gefangen wird.

$^{210}\text{Pb}$ , welches an silikatschalige Partikel adsorbiert ist, wird wahrscheinlich zum größeren Anteil zur Sedimentation gelangen, als  $^{210}\text{Po}$ , welches an labileren Kohlenstoff gebunden ist und in Zooplankton akkumuliert wird, während  $^{210}\text{Pb}$  an Silikathüllen mit den Kotballen ausgeschieden wird. Es ist zu vermuten, daß der  $^{210}\text{Pb}$ -Überschuß ( $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ ) in den Sedimenten des Südpolar-meers möglicherweise eher dem Silikatexport als dem Kohlenstoffexport in die Tiefe entstammt.

### 8.5 Verweilzeiten von gelöstem und partikelgebundenem $^{210}\text{Po}$ und $^{210}\text{Pb}$

BACON et al. (1976) berechneten nach dem *steady state* Modell Verweilzeiten für gelöstes  $^{210}\text{Po}$  in der Mischungsschicht von ca. 0,6 Jahren und für  $^{210}\text{Pb}$  von ca. 2,5 Jahren im tropischen und im östlichen Nordatlantik. RITCHIE et al. (1991) erhielten nach gleichem Modell für  $^{210}\text{Po}$  im Nordatlantik Aufenthaltszeiten bis 0,2 Jahren und für  $^{210}\text{Pb}$  von 1,54-2,58 Jahren. MOORE & SMITH (1986) fanden im eisbedeckten Wasser der Arktis sehr lange Aufenthaltszeiten von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  im Oberflächenwasser von mehr als 3 Jahren und führen als Ursache geringe Partikelmenge infolge niedriger biologischer Produktion an.

Im Bellingshausenmeer an der Meereisgrenze im Bereich einer Planktonblüte ermittelten SHIMMIELD et al. (1995) in der Mischungsschicht (0-100m) Aufenthaltszeiten von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  von ein bis zwei Jahren. Das ist ähnlich bzw. etwas länger als die gelöste  $^{210}\text{Po}$ -Fraktion im Oberflächenwasser verweilt. Den Grund für solch lange partikuläre Aufenthaltszeiten sehen die Autoren in ineffizienten vertikalen Transportprozessen.

Zum Vergleich mit Aufenthaltszeiten aus der Literatur, welche unter Annahme von *steady state* ermittelt wurden, werden die hier berechneten *steady state* Aufenthaltszeiten herangezogen.

Zur Frühjahrssituation liegen die Aufenthaltszeiten von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  in den oberen 100 m (Tab. 16) des Untersuchungsgebietes zwischen 0,5 und 1,5 Jahren. Die Verweilzeit von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  schwankt in den oberen 100 m zwischen 50 und 190 Tagen. An der Polarfront bleibt  $^{210}\text{Po}$  an Partikeln in den oberen 100 m im Durchschnitt länger, als im südlichen ACC. Sowohl die gelösten als auch die partikulären Verweilzeiten sind in der Polarfrontregion und im südlichen ACC also etwas kürzer als im Bellingshausenmeer von SHIMMIELD et al. (1995) ermittelt. Das deutet darauf hin, daß im Untersuchungsgebiet die Partikeltransportprozesse aus den oberen 100 m effizienter waren, als zur gleichen Jahreszeit im Bellingshausenmeer.

Im südlichen ACC hat gelöstes  $^{210}\text{Pb}$  in den oberen 100 m Aufenthaltszeiten zwischen 3 und 13 Jahren. In der Polarfrontregion innerhalb der Planktonblüte beträgt die Aufenthaltszeit von gelöstem  $^{210}\text{Pb}$  1,3 bis 2,4 Jahre. Diese, für gelöstes  $^{210}\text{Pb}$  relativ kurze, Aufenthaltszeit steht in Zusammenhang mit der großen Menge an biogenem Silikat durch die Diatomeen der Planktonblüte und die höhere Aktivität an partikulär gebundenem  $^{210}\text{Pb}$ . Aufenthaltszeiten von gelöstem  $^{210}\text{Pb}$  an der Oberfläche länger als 10 Jahre (Station 886 bei  $56^\circ\text{S}$ , 949 bei  $53^\circ\text{S}$ , 953 bei  $51^\circ\text{S}$ ) sind ein Hinweis auf sehr ineffiziente Adsorptions- und Exportprozesse.

Zur Herbstsituation sind kürzere partikuläre Aufenthaltszeiten zu erwarten, da absterbende Organismen aussinken sowie Zooplankton in größere Tiefen abwandert. Die Aufenthaltszeiten für gelöstes  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  werden länger sein, weil Produktivität und Biomasse und somit die Adsorptionsplätze abnehmen.

Zwischen subtropischer Front und Polarfront (Tab. 17) hat gelöstes  $^{210}\text{Po}$  in den oberen 100 m Aufenthaltszeiten von 0,3 bis 1 Jahr und partikuläres  $^{210}\text{Po}$  zwischen 30 und 60 Tagen. Gelöstes  $^{210}\text{Pb}$  hat Verweilzeiten von 0,7 bis 3,6 Jahren. Das sind insgesamt kürzere Verweilzeiten als im Frühjahr. Im südlichen ACC und Weddellmeer sind die Aufenthaltszeiten für gelöstes und partikuläres  $^{210}\text{Po}$  sowie für gelöstes  $^{210}\text{Pb}$  in den oberen 100 m auch kürzer als im Frühjahr während einsetzender Biomasseentwicklung.

Zur Herbstsituation im Osttransekt zwischen Polarfront und SACCF sind die Aufenthaltszeiten in den oberen 100 m von gelöstem  $^{210}\text{Po}$  mit ca. 400 Tagen und von partikulärem  $^{210}\text{Po}$  mit 60 bis 140 Tage länger, als im Westtransekt. Das bestätigt den Eindruck einer weiter fortgeschrittenen Herbstsituation im Osttransekt.

## 8.6 Abschätzung des Silikatexports im Frühjahr (ANT-X/6)

$^{210}\text{Pb}$  wird bevorzugt mit biogenem Silikat transportiert (Abb. 28b). Deshalb liegt es nahe, den Export von biogenem Silikat für die Polarfrontregion und den südlichen ACC zur Frühjahrssituation zu berechnen. Die Exportrate aus dem *steady state* Transportmodell für  $^{210}\text{Pb}$  nach Gl. (14) liefert jedoch keine von  $^{210}\text{Po}$  unabhängige Exportrate (Abschnitt 3.3) und ist damit weder ausschließlich ein Maß für POC- noch Silikatexport. Der so berechnete Export kann aber dazu dienen, die Dimensionen des POC- und Silikatexports in verschiedenen Gebieten zu zeigen.

Das Verhältnis von biogenem Silikat/ $^{210}\text{Pb}$  in 0-100 m wurde mit Hilfe von Abb. 56 auf ähnliche Weise ermittelt, wie das POC/ $^{210}\text{Pb}$ -Verhältnis (Daten von biogenem Silikat aus DEHAIRS 1993 unveröff., Abschnitt 8.3.1). Im südlichen ACC lag das Verhältnis bioSi/ $^{210}\text{Pb}$  an Partikeln bei ca.  $0,043 \pm 0,018$  mmol/dpm und an der Polarfront innerhalb der Planktonblüte war es auf  $0,166 \pm 0,027$  mmol/dpm angestiegen.

In der Polarfrontregion wurde der höchste Export von  $2,4$  mmol Si/m<sup>2</sup>/d ermittelt (Abb. 57). Das Aussinken von Silikatschalen der Diatomeen aus der Phytoplanktonblüte war die Ursache. Im südlichen ACC dagegen war der Export niedriger, da die geringe Menge an Biomasse vor allem aus nichtsilikat-schaligen Organismen bestand.

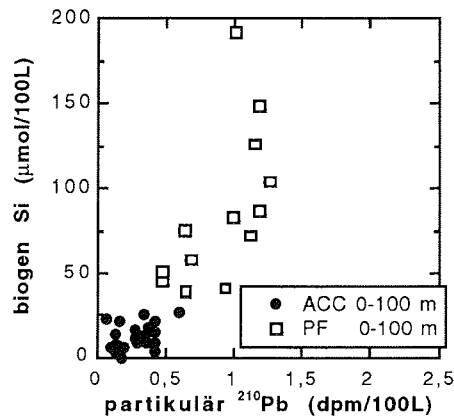


Abb. 56: biogenes Silikat gegen partikuläres  $^{210}\text{Pb}$  in den oberen 100 m (ANT-X/6)

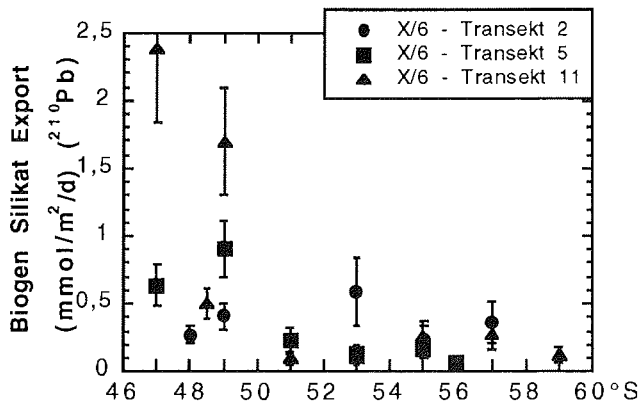


Abb. 57: Export von biogenem Silikat aus 0-100 m nach dem *steady state* Modell für  $^{210}\text{Pb}$  in den Transekten 2, 5 und 11, Fehler resultiert aus der Schwankung des bioSi/part.  $^{210}\text{Pb}$ -Verhältnisses (ANT-X/6)

Das *non steady state* Transportmodell ist leider nicht auf die Herbstsituation anwendbar, weil die Beprobung nicht in Zeitreihen erfolgte. Von der Herbststudie ANT-XI/4 liegen auch keine Daten über biogenes Silikat vor.

### 8.7 Partikelexport im östlichen Weddellmeer

Sowohl die  $^{210}\text{Po}$ - als auch die  $^{210}\text{Pb}$ -Adsorptionsraten und -Export aus den oberen 100 m überschreiten im östlichen Weddellwirbel die Raten des südlichen ACC und zum Teil der Polarfrontregion (Abb. 58a, b und 59a, b). Daraus wäre zu

folgern, daß Produktion und Export von Partikeln in den zurückliegenden neun Monaten im östlichen Teil des Weddellmeeres höher waren. Dieser Beobachtung stehen aber extrem niedrige Partikelflußraten gegenüber, die mit Sedimentfallen im Weddellwirbel (weiter westlich  $62^{\circ}26'\text{S}/34^{\circ}45'\text{W}$ , FISCHER et al. 1988) gemessen wurden. Dieser Unterschied kann nicht allein durch mangelnde Fangeffizienz der Sedimentfallen erklärt werden.

Durch den Vergleich von jährlicher Produktion biogenen Silikats mit den Sedimentationsraten aus den genannten Sedimentfallen (FISCHER et al. 1988) kamen LEYNAERT et al. (1993), zu dem Schluß, daß nur ca. 1% des im Oberflächenwasser des Weddellmeeres produzierten Silikats beim Absinken in Tiefen von 800 m erreicht. Als Ursachen führen die Autoren eine Kombination von Nahrungsnetzeffekten, Partikelchemie und höherer Silikatlösungsrate auf.

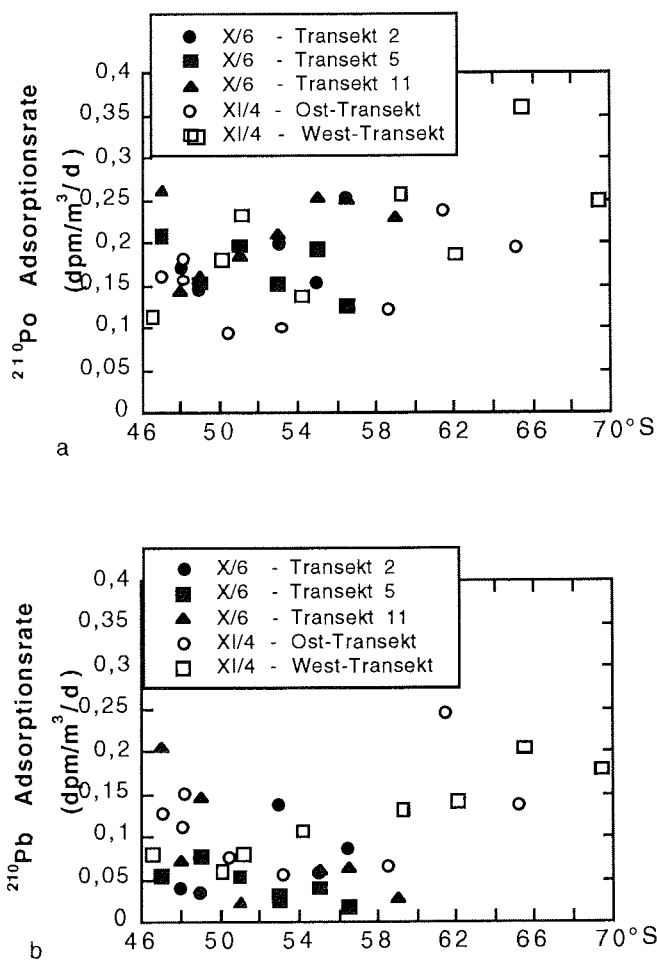


Abb. 58: *steady state* Adsorptionsrate (0-100 m) a) von  $^{210}\text{Po}$  und b) von  $^{210}\text{Pb}$  an Partikel, leere Symbole repräsentieren Herbstsituation (ANT-XI/4), volle Symbole repräsentieren Frühjahrssituation (ANT-X/6)

8 TRANSPORTMODELLE FÜR  $^{210}\text{Po}$  UND  $^{210}\text{Pb}$

Dem hohen  $^{210}\text{Po}$ - und  $^{210}\text{Pb}$ -Export (Tab. 17 *steady state* Modell) aus dem Oberflächenwasser steht sehr geringes  $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$  Inventar im Sediment mit niedrigsten Werten von 4-5 dpm/cm<sup>2</sup> im zentralen Weddellmeer (RUTGERS VAN DER LOEFF & BERGER 1991) gegenüber.

Wie ist diese offensichtliche Diskrepanz zwischen Produktion und Export biogenen Silikats aus dem Oberflächenwasser einerseits und die niedrigen Sedimentationsraten sowie  $^{210}\text{Pb}_{\text{XS}}$ -Inventar im Sediment andererseits zu erklären? Aus den  $^{210}\text{Pb}$ - und  $^{210}\text{Po}$ -Daten kann kein Hinweis auf einen möglichen Partikelauflösungshorizont in den oberen 600 m gewonnen werden.

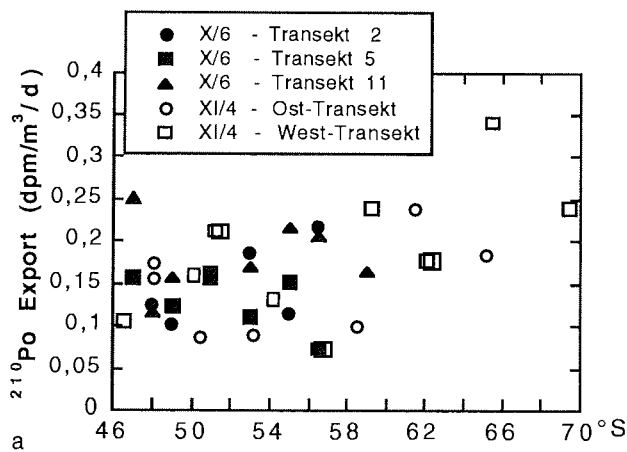


Abb. 59a: *steady state* Export (0-100 m) a) von  $^{210}\text{Po}$  leere Symbole repräsentieren Herbstsituation (ANT-XI/4), volle Symbole repräsentieren Frühjahrssituation (ANT-X/6)

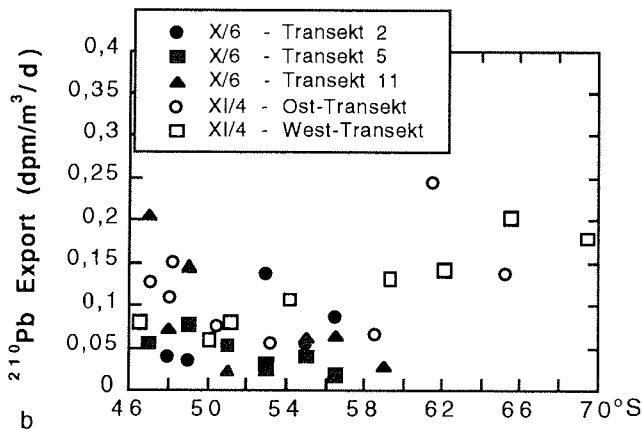


Abb. 59b: *steady state* Export (0-100 m) von  $^{210}\text{Pb}$ , leere Symbole repräsentieren Herbstsituation (ANT-XI/4), volle Symbole repräsentieren Frühjahrssituation (ANT-X/6)

Eine Erklärung für die hohen Exportraten aus dem Oberflächenwasser des Weddellmeeres ist die beobachtete Adsorption von  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  an Meereis. Wenn Meereis eine so deutliche Senke für partikelreaktive Radionuklide ist, wie in Abschnitt 7.3.4 diskutiert, wird das dadurch verursachte Minimum im AASW ein Exportsignal liefern, welches nichts mit Partikelexport in die Tiefe zu tun hat. Deshalb erscheint es problematisch, in meereisbeeinflussten Gebieten über partikelreaktive Radionuklide Partikelexport aus dem Oberflächenwasser abzuleiten.

### 8.8 Ausblick auf weiterführende Untersuchungen

Die Hypothese, daß im Weddellmeer die Sedimentationsrate partikulären Materials viel niedriger als die Produktionsrate ist, sollte mit  $^{234}\text{Th}$ -Daten als zusätzlichem Indikator für Produktion partikulären Materials und Export überprüft werden.

Um den Effekt des Meereises als Senke für partikelreaktive Radionuklide zu quantifizieren und wahre Partikelflußraten mit Radionukliden in meereisbeeinflussten Gebieten bestimmen zu können sowie zusätzlich das Schicksal partikulären Materials im Weddellmeer aufzuklären, ist es notwendig, die Radionuklidverteilung detailliert anhand von lückenlosen Tiefenprofilen von der Oberfläche bis zum Meeresboden zu untersuchen. Die Bestimmung des Radionuklidflusses muß mit der Bestimmung des biogenen Opal- und POC-Flusses aus Sedimentfallen und Sedimentinventar von  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  und  $^{210}\text{Po}_{\text{xs}}$  gekoppelt sein. Die bisher noch nicht erfolgte Untersuchung des  $^{210}\text{Po}_{\text{xs}}$  im Sediment kann ein wichtiger Schritt sein, auch um die  $^{210}\text{Po}$ -Bilanz zu schließen. Radionuklidmessungen an Meereisproben sind eine unerläßliche Ergänzung, um die Dimension des Radionuklideinbaus in Meereis besser abzuschätzen. Es ist weiterhin wichtig, daß die  $^{226}\text{Ra}$ -Aktivität im Wasser genauer bestimmt wird sowie der  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag aus der Atmosphäre besser quantifiziert werden kann, um über die Exportberechnung mit dem  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Aktivitätsverhältnis das  $^{210}\text{Pb}$  als Tracer für biogenes Silikat besser nutzen zu können. Der Transport und die Mineralisation verschiedener Partikelarten und Partikelgrößen sollten wesentlich enger als bisher im Zusammenhang mit Radionukliden untersucht werden, um letztendlich über Radionuklidexportraten den Export von POC und biogenem Silikat präziser bestimmen zu können.

## 9 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die vorliegende Arbeit liefert einen Beitrag zum Verständnis des biogeochemischen Verhaltens der natürlichen Radionuklide  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im Südpolarmeer.

- Die  $^{210}\text{Po}$ -Verteilung im Südpolarmeer unterscheidet sich durch die Ausbildung einer  $^{210}\text{Po}$ -Aktivitätsminimumzone an der Basis der euphotischen Zone von Meeresgebieten gemäßigter Breiten. Das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum ist über das gesamte Jahr von der Polarfront bis ins Weddellmeer zu beobachten und wird durch eine Gesamtheit biologischer und physikalischer Prozesse erzeugt. Dieses Phänomen kann nicht durch einen einzelnen Prozeß verursacht werden. Weitere Untersuchungen müssen zeigen, ob für bestimmte Gebiete und Jahreszeiten spezifische Prozesse für die  $^{210}\text{Po}$ -Verteilung verantwortlich sind.
- Unter dieser Voraussetzung kann das  $^{210}\text{Po}$ -Minimum möglicherweise als Tracer für die Freßaktivität von *Salpa thompsonii* und Vertikalmigration von Phytoplankton oder für die Bestimmung von Advektionsraten von Wassermassen angewendet werden. Mit den bisherigen Ergebnissen allein ist es noch nicht möglich, die einzelnen Prozesse zu quantifizieren.
- Die vorliegenden Ergebnisse führen zu der Hypothese, daß partikelreaktive Radionuklide wie  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  bei der Meereisbildung im Eis akkumuliert werden. Diese Hypothese, die bislang nur durch wenige Eisproben belegt ist, sollte in Felduntersuchungen und Experimenten getestet werden. Bei Bestätigung könnten die Isotopenverhältnisse im Eis Informationen über das Alter des Eises geben. Wenn in Gebieten mit Eisbildung und -schmelze biologische Prozesse nicht bestimmend für die Radionuklidverteilung sind, kann  $^{210}\text{Po}$  als ein wichtiger Tracer zur Abschätzung des meridionalen Transports des Winterwassers dienen.
- Aus der Verteilung natürlicher Radionuklide lassen sich Exportraten der Radionuklide berechnen. Zur Umrechnung des Radionuklidexports in Exportraten von POC und biogenem Silikat muß die Zusammensetzung der aussinkenden Partikel bekannt sein. Bislang wird näherungsweise die mittlere Zusammensetzung der Schwebstoffe benutzt. Dies führt jedoch zu einer Überschätzung z.B. der POC-Exportraten. Wenn die Aktivitätsverhältnisse und Zusammensetzung der aussinkenden Partikel bekannt sind, kann die Affinität partikelreaktiver Radionuklide zu bestimmten Partikelarten genutzt werden, um genauere und unabhängige Raten von POC- und biogenem Silikat-Export zu erhalten. Z.B. eignet sich  $^{210}\text{Po}$  als Tracer für den POC-Export,  $^{210}\text{Pb}$  dagegen besser als Tracer für biogenes Silikat, weil  $^{210}\text{Pb}$  bevorzugt an silikatschaliges Plankton und  $^{210}\text{Po}$  besser an Organismen mit kohlenstoffhaltiger Hülle adsorbiert wird.



- Untersuchungen zur Radionuklid- und Hauptkomponentenzusammensetzung von Material aus Sedimentfallen sind daher eine notwendige Voraussetzung, um den Partikelexport über Radionuklidexport besser quantifizieren zu können.

- Zur Berechnung von Radionuklidexport können verschiedene Transportmodelle angewendet werden. Der Vergleich des entwickelten *non steady state* Modells für  $^{210}\text{Pb}$  und  $^{210}\text{Po}$  mit dem *steady state* Modell von BACON et al. (1976) führte zu folgenden Erkenntnissen:

- *Steady state* Transportmodelle für partikelreaktive Radionuklide stellen eine einfache Möglichkeit dar, um Partikelexport abzuschätzen wenn keine zeitabhängigen Aktivitätsänderungen auftreten. Jedoch wird die Annahme von *steady state* unsicherer, je länger die Halbwertszeit eines Radionuklids ist.

- Das *steady state* Modell integriert den Partikelfluß aus dem  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ -Ungleichgewicht innerhalb des letzten  $3/4$  Jahres infolge der 138 Tage Halbwertszeit von  $^{210}\text{Po}$ . Das  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Ungleichgewicht integriert über ca. 44 Jahre infolge der 22,3 Jahre Halbwertszeit von  $^{210}\text{Pb}$ .

- $^{210}\text{Pb}$  liefert nur dann vom  $^{210}\text{Po}$ -Export unabhängige Exportraten, wenn das  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$ -Ungleichgewicht betrachtet wird. Weil im zirkumpolaren Gebiet der niedrige atmosphärische  $^{210}\text{Pb}$ -Eintrag die in situ Bildungsrate von  $^{210}\text{Pb}$  aus  $^{226}\text{Ra}$  in der Deckschicht noch überschreitet, sind Exportraten nach  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  zu stark von Unsicherheiten in der Abschätzung des atmosphärischen Eintrags geprägt, so daß auf die Berechnung von  $^{210}\text{Pb}$ -Exportraten, die von  $^{210}\text{Po}$  unabhängig sind, verzichtet werden mußte.

- Treten zeitabhängigen Aktivitätsänderungen auf, sind *non steady state* Transportmodelle anzuwenden. Auf das Ergebnis des *non steady state* Modells hat jedoch Advektion von Wasserkörpern mit anderen Aktivitätssignalen umso mehr Einfluß, je länger die Halbwertszeit des Radionuklids ist. Bei identischen Temperatur-Salzgehalts-Eigenschaften des Wassers liefert  $^{210}\text{Po}$  reale Exportraten. Weil  $^{210}\text{Pb}$  durch die längere Halbwertszeit deutlicher durch die Hydrographie beeinflusst wird, kann Advektion von Wasser mit anderen Aktivitätssignalen nicht vernachlässigt werden.

- Meereisbildung und -schmelze spielen offenbar eine wesentliche Rolle vor allem für die Verteilung von  $^{210}\text{Po}$  im Weddellmeer. In diesem Gebiet kann  $^{210}\text{Po}$  daher wahrscheinlich nicht ohne weiteres als Tracer für Partikelexport benutzt werden.

---

## DANKSAGUNG

Ich möchte diese Gelegenheit nutzen, um meinen Lehrer Prof. Dr. Bernd Voland zu erwähnen. Bei ihm lernte ich die ersten Schritte in der Geochemie, seine Schule hat mich geprägt. Durch ihn erhielt ich den Anstoß zur Arbeit mit natürlichen Radionukliden in der Umwelt.

Meinem Doktorvater Prof. Dr. D.K. Fütterer danke ich herzlich für die Möglichkeit, an einem exzellent ausgestatteten Institut zu arbeiten und an zwei Expeditionen ins Südpolarmeer teilzunehmen sowie für das Vertrauen in die Arbeit unserer kleinen Geologie-Enklave.

Dr. Michiel Rutgers van der Loeff, meinem Betreuer und "Geist" der Arbeitsgruppe Geochemie bin ich für sehr viel dankbar: für zwei schöne Expeditionen, für das familiäre Arbeitsklima, daß er sich immer Zeit für Fragen nimmt, für die sehr ergiebigen Diskussionen mit immer neuen Denkanstößen und für das unermüdliche Lesen dieser Doktorarbeit.

Während ANT-X/6 wies mich Heike Höltzen in die Geheimnisse der Arbeiten auf dem Schiff ein und leistete auch im Labor zu Hause immer Unterstützung. Es hat Spaß gemacht, mit Dir, sowie unserem Geochemie-Grüppchen zu arbeiten! Meine Freundin und Kommilitonin Birgit Hofmann ergänzte unser Dreiergespann auf ANT-XI/4. Sie hat mit Begeisterung zur Gewinnung guter Proben beigetragen.

Die Besatzungen der FS "Polarstern" sind in Zusammenarbeit mit den Fahrtleitern Prof. Dr. Viktor Smetacek und Dr. Gerhard Kuhn ein Garant für erfolgreiche Expeditionen gewesen.

Ich danke Dr. Kees Veth vom NIOZ für die Unterstützung mit CTD-Daten von ANT-X/6 und Andreas Wisotzki für die CTD-Daten von ANT-XI/4. Dr. Michael Schröder unterwies mich mit viel Geduld in Hydrographie.

Michael Steinke stellte die Chlorophyll- und Phytoplanktonvitalitätsdaten von ANT-XI/4 zur Verfügung und öffnete die Wunderkiste "Meeresbiologie" einen spaltbreit für mich. Bei Dr. Knut Heier und Dr. László Oszkó bedanke ich mich für Nachhilfe beim Integrieren und hilfreiche Diskussionen auf dem geheimnisvollen Gebiet der Mathematik. Dr. Tilo Schöne leistete 24 h-Telefonseelsorge in Sachen Computerprobleme.

Für das sorgfältige Lesen des Manuskripts bedanke ich mich auch bei Christel Hoffmann und Hans-Jürgen Walther.

Die Zusammenarbeit mit Dr. Ellen Damm und vor allem ihre moralische Unterstützung trug viel dazu bei, Durststrecken besser zu überwinden.

Meinem Freund Helmut Kukert danke ich vor allem für sein Verständnis und für die Hilfe mit Meereskunde und "English for run-aways".

Und vor allem möchte ich meiner Familie danken, für ihr Vertrauen in mich und ihre Unterstützung.

## 10 LITERATUR

- ACKLEY S.F. (1982) Ice scavenging and nucleation: two mechanisms for incorporation of algae into newly formed sea ice. *EOS*, **63**, 54.
- ALLER R.C., J.K. CHOCHRAN (1976)  $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibrium in near-shore sediment: particle reworking and diagenetic time scales. *Earth and Planetary Science Letters*, **29**, 37-50.
- ANDERSON L.G., E.P. JONES (1985) Measurements of Total Alkalinity, Calcium, and Sulfate in Natural Sea Ice., *Journal of Geophysical Research*, **50**, C5, 9194-9198.
- ANDERSON R.F., A.P. FLEER (1982) Determination of Natural Actinides and Plutonium in Marine Particulate Matter. *Analytical Chemistry*, **54**, 1142-1147.
- BACON M.P., CHIN-AN HUH, A.P. FLEER, W.G. DEUSER (1985) Seasonality in the flux of natural radionuclides and plutonium in the deep Sargasso Sea. *Deep-Sea Research*, **32**, 273-286.
- BACON M.P., D.W. SPENCER, P.G. BREWER (1976)  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  and  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  Disequilibria in seawater and suspended particulate matter. *Earth and Planetary Science Letters*, **32**, 277-296.
- BACON M.P., M.M. RUTGERS VAN DER LOEFF (1989) Removal of thorium-234 by scavenging in the bottom nepheloid layer of the ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **92**, 157-164.
- BACON M.P., R.F. ANDERSON (1982) Distribution of Thorium Isotopes Between Dissolved and Particulate Forms in The Deep Sea. *Journal of Geophysical Research*, **87**, C3, 2045-2056.
- BATHMANN U.V. (1992) Partikelfluß im Ozean: Modifikation durch Zooplankter. *Habilitationsschrift*, Universität Bremen.
- BATHMANN U.V., K. LOCHTE, R. SCHAREK, M. SCHRÖDER, K. FAHL, M.M. RUTGERS VAN DER LOEFF, M. GLEITZ, V.V. SMETACEK (in prep.) Storm induced sedimentation of a plankton bloom in the Antarctic Coastal Current of the Lazarev Sea.
- BATHMANN U.V., R. SCHAREK, C. KLAAS, C.D. DUBISCHAR & V. SMETACEK (1997) Spring development of phytoplankton biomass and composition in major water masses of the Atlantic sector of the Southern Ocean in spring. *Deep-Sea Research II*, **44**, 51-67.
- BEASLEY T.M., M. HEYRAUD, J.J.W. HIGGO, R.D. CHERRY, S.W. FOWLER (1978)  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in Zooplankton Fecal Pellets. *Marine Biology*, **44**, 325-328.

10 LITERATUR

- BELKIN I.M., A.L. GORDON (1996) Southern Ocean Fronts from the Greenwich Meridian to Tasmania. *Journal of Geophysical Research*, **101**, C2, 3675-3696.
- BENNETT J.T., R. CARPENTER (1979) Concentrations and Temporal Variations of  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  and Al in the Surf Zone Ecosystem of Copalis Beach, Washington. *Estuarine and Coastal Marine Science*, **8**, 127-140.
- BILLETT D.S., R.S. LAMPITT, A.L. RICE, R.F.C. MANTOURA (1983) Seasonal sedimentation of phytoplankton to the deep-sea benthos. *Nature*, **302**, 5908, 520-522.
- BISHOP J.K.B., M.H. CONTE, P.H. WIEBE, M.R. ROMAN, C. LANGDON (1986) Particulate matter production and consumption in deep layers: Observations in a warm core ring. *Deep-Sea Research*, **33**, 1813-1841.
- BROECKER W.S. (1981) Geochemical tracers and ocean circulation. In: *Evolution of physical oceanography.*, B.A. Warren & C.Wunsch (Eds.)
- BROECKER W.S., T.-H. PENG (1982) Tracers in the Sea. Columbia University, New York.
- BROOKINS D.G. (1988) Eh-pH Diagrams for Geochemistry. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- BUESSELER K.O., A.F. MICHAELS, D.A. SIEGEL, A.H. SIEGEL (1994) A three dimensional time-dependent approach to calibrating sediment trap fluxes. *Global Biogeochemical Cycles*, **8**, 2, 179-193
- BUESSELER K.O., J.A. ANDREWS, M.C. HARTMAN, R. BELASTOCK, F. CHAI (1995) Regional estimates of the export flux of particulate organic carbon derived from thorium-234 during the JGOFS EqPac Program. *Deep-Sea Research II*, **42**, 777-804.
- BUESSELER K.O., M.P. BACON, J.K. COCHRAN, H.D. LIVINGSTON (1992) Carbon and nitrogen export during the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment estimated from  $^{234}\text{Th}$ : $^{238}\text{U}$  disequilibria. *Deep-Sea Research*, **39**, 1115-1137.
- CHEN J.H., L.R. EDWARDS, G.J. WASSERBURG (1986)  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  and  $^{232}\text{Th}$  in seawater. *Earth Planetary Science Letters*, **80**, 241-251.
- CHERRY R.D., S.W. FOWLER, T.M. BEASLEY, M.HEYRAUD (1975) Polonium-210: Its vertical oceanic transport by zooplankton metabolic activity. *Marine Chemistry*, **3**, 105-110.
- CHESTER R. (1990) Marine Geochemistry. Unwin Hyman Ltd., London.
- CHUNG Y. (1981)  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{226}\text{Ra}$  distributions in the Circumpolar waters. *Earth and Planetary Science Letters*, **55**, 205-216.
- CHUNG Y., M.D. APPLEQUIST (1980)  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in the Weddell Sea. *Earth*

and *Planetary Science Letters*, **49**, 401-410.

- CLIFFORD M.A. (1983) A descriptive study of the zonation of the Antarctic Circumpolar Current and its relation to wind stress and ice cover. *Masters thesis*, Texas A&M University.
- COALE K.H., K.W. BRULAND (1985)  $^{234}\text{Th}$ : $^{238}\text{U}$  disequilibria within the California current. *Limnology and Oceanography*, **30**, 22-33.
- COCHRAN J.K. (1992) The oceanic chemistry of the U- and Th-series nuclides. In: *Uranium-series Disequilibrium: Applications to earth, marine, and environmental sciences*. Ivanovich M. and R.S. Harmon (Editors), Clarendon Press Oxford, Chapt. 10, 335-395.
- COCHRAN J.K., K.O. BUESSELER, M.P. BACON, H.D. LIVINGSTON (1993) Thorium isotopes as indicators of particle dynamics in the upper ocean: Results from the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment. *Deep-Sea Research*, **40**, 1569-1595.
- COCHRAN J.K., T. MCKIBBIN, VAUGHAN, M.M. DORNBLASER, D. HIRSCHBERG, H.D. LIVINGSTON, K.O. BUESSELER (1990)  $^{210}\text{Pb}$  scavenging in the North Atlantic and North Pacific Oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, **97**, 332-352.
- CRAIG H., S. KRISHNASWAMI, B.L.K. SOMAYAJULU (1973)  $^{210}\text{Pb}$ - $^{226}\text{Ra}$ : Radioactive disequilibrium in the deep sea. *Earth and Planetary Science Letters*, **17**, 295.
- CRAWFORD R.M. (1995) The role of sex in the sedimentation of a marine diatom bloom. *Limnology and Oceanography*, **40**, 200-400.
- CRAWFORD R.M., F. HINZ (1997) Spatial and temporal distribution of assemblages of the diatom *Corethron criophilum* in the Polar Frontal Region of the South Atlantic. *Deep-Sea Research II*, **44**, 479-496.
- CULLEN J.J. & E.H. RENGER (1979) Continuous Measurement of the DCMU-Induced Fluorescence Response of Natural Phytoplankton Populations. *Marine Biology*, **53**, 13-20
- DE BAAR H.J.W., J.T.M. DE JONG, D.C.E. BAKKER, B.M. LÖSCHER, C. VETH, U.V. BATHMANN, V. SMETACEK (1995) Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. *Nature*, **373**, 412-415.
- DE MASTER D.J. (1981) The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**, 1715-1732.
- DE OLIVEIRA GODOY J.M. (1983) Entwicklung einer Analysenmethode für die Bestimmung von U-238, U-234, Th-230, Th-228, Ra-228, Pb-210 und Po-210 und ihre Anwendung auf Umweltproben. Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH.

## 10 LITERATUR

---

- DEHAIRS F., D. SHOPOVA, S. OBER, C. VETH, L. GOEYENS (1997) Particulate barium stocks and oxygen consumption in the Southern Ocean mesopelagic water column during spring and early summer: relationship with export production. *Deep-Sea Research II*, **44**, 497-516.
- DIEKMANN G., G. ROHARDT, H. HELLMER, J. KIPFSTUHL (1986) The occurrence of ice platelets at 250 m depth near the Filchner Ice Shelf and its significance for sea ice biology. *Deep-Sea Research*, **33**, 141-148.
- DUBISCHAR C.D., U.V. BATHMANN (1997) Grazing impact of copepods and salps on phytoplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Research II*, **44**, 415-433.
- DYBEK J. (1962) Zur Geochemie des Urans. *Clausthaler Hefte zu Lagerstättenkunde und Geochemie der mineralischen Rohstoffe*, Hrsg. H. Borchert, Heft 1.
- EPPLEY R.W. (1989) New Production: history, methods and problems. In : *Dahlem Workshop "Productivity of the Oceans: Present and Past"*, ed. W.H. Berger, V. Smetacek, G. Wefer, Wiley, New York, 85-97.
- ERLEKSOVA E.V. (1960) Distribution of radioactive elements in the animal organism. Israel program for Scientific translation, 161pp. aus (Bennett J.T., R. Carpenter (1979) Concentrations and Temporal Variations of  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  and Al in the Surf Zone Ecosystem of Copalis Beach, Washington. *Estuarine and Coastal Marine Science*, **8**, 127-140.
- ERTEN H.N., H.R. VON GUNTEN, E. RÖSSLER, M. STURM (1985) Dating of sediments from Lake Zurich (Switzerland) with  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$ . *Schweizer Zeitschrift für Hydrologie*, **47/1**, 5-11
- FAHRBACH E., M. SCHRÖDER, A. KLEPIKOV (1996) Circulation and Water Masses in the Weddell Sea. *Berichte aus dem Fachbereich Physik, AWI*, **65**, 32.
- FARLEY K.A., K.K. TUREKIAN (1990) Lead-210 in the circumpolar South Atlantic. *Deep-Sea Research*, **37**, 12, 1819-1860.
- FISCHER G., D. FÜTTERER, R. GERSONDE, S. HONJO, D. OSTERMANN, G. WEFER (1988) Seasonal variability of particle flux in the Weddell Sea and its relation to ice cover. *Nature*, **335**, 426-428.
- FISHER N.S., J.K. COCHRAN, S. KRIHNASWAMI, H.D. LIVINGSTON (1988) Predicting the oceanic flux of radionuclides on sinking biogenic debris. *Nature*, **335**, 622-625.
- FISHER N.S., K.A. BURNS, R.D. CHERRY, M. HEYRAUD (1983) Accumulation and cellular distribution of  $^{241}\text{Am}$ ,  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in two marine algae. *Marine Ecology Progress Series*, **11**, 233-237.
- FLEER A.P., M.P. BACON (1984) Determination of  $^{210}\text{Po}$  and  $^{210}\text{Pb}$  in seawater and marine particulate matter. *Nuclear Instruments and Methods in*

## 10 LITERATUR

---

*Physics Research*, **223**, 243-249.

- FLETCHER N.H. (1970) The chemical physics of ice. Cambridge University Press.
- FLYNN W.W. (1968) The determination of low levels of Polonium-210 in environmental materials. *Analytica Chimica Acta*, **43**, 221-227.
- FOLDVIK A., T. KVINGE (1974) Conditional instability of seawater at the freezing point. *Deep-Sea Research*, **21**, 169-174.
- GARRISON D.L., S.F. ACKLEY, K.R. BUCK (1983) A physical mechanism for establishing algal populations in frazil ice. *Nature*, **306**, 363-365.
- GIERLOFF-EMDEN H.G. (1982) Das Eis des Meeres. Monographie, Walter de Gruyter, Berlin; New York.
- GLEITZ ET AL. (1992) Photosynthetic capacity and carbon metabolism of different ice algal communities. Fahrtbericht Expedition ANT-IX/3, *Berichte zur Polarforschung*, **100**, 146-150.
- GLEITZ M., M.M. RUTGERS VAN DER LOEFF, D.N. THOMAS, G.S. DIECKMANN, F.J. MILLERO (1995) Comparison of summer and winter inorganic carbon, oxygen and nutrient concentrations in Antarctic sea ice brine. *Marine Chemistry*, **51**, 81-91.
- GMELIN (1990) Handbook of Inorganic and Organometallic Chemistry: Polonium. Suppl. 1, Vol. 1, Springer Verlag.
- GORDON A. L. & HUBER B.A. (1990) Southern Ocean Winter Mixed Layer. *Journal of Geophysical Research*, **95**, C7, 11655-11672.
- GORDON A. L. (1967) Structure of Antarctic waters between 20°W and 170°W. *Antarctic Map Folio Series*, Folio 6, (V.C. Bushnell 8 ed.), American Geography Society, 10pp.
- GORDON A.L., H.W. TAYLOR, D.T. GEORGI (1977) Antarctic oceanographic zonation. In: M.J. Dunbar (Ed.) *Polar Oceans*. Arctic Institute of North America, 45-67.
- GOURETSKI V.V., A.I. DANILOV (1994) Characteristics of warm rings in the African sector of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research I*, **41**, 8, 1131-1157.
- GOW A.J., S.F. ACKLEY, W.F. WEEKS, J.W. GOVONI (1982) Physical and structural characteristics of antarctic sea ice. *Annals of Glaciology*, **3**, 113-117.
- HELLMER H.H., M. BERSCH (1985) The Southern Ocean - A survey of oceanographic and marine meteorological research work. *Berichte zur Polarforschung*, **26**.

## 10 LITERATUR

---

- HELMERS E., M.M. RUTGERS VAN DER LOEFF (1993) Lead and Aluminium in Atlantic Surface Waters (50°N to 50°S) Reflecting Anthropogenic and Natural Sources in the Eolian Transport. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 11, 20, 261-20, 273.
- HEUSSNER S., R.D. CHERRY, M HEYRAUD (1990)  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  in sediment trap particles on an Mediterranean continental margin. *Continental Shelf Research*, **10**, 989-1004.
- HEYRAUD M. (1982) Contribution à l'étude du polonium-210 et du plomb-210 dans les organismes marins et leur environnement. *These de Doctorat d'Etat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- HEYRAUD M., S.W. FOWLER, T.M. BEASLEY, R.D. CHERRY (1976) Polonium-210 in euphausiids: a detailed study. *Marine Biology*, **34**, 127-138.
- HÖFLICH O. (1984) Climate of the South Atlantic Ocean. In: *World Survey of Climatology*. Editor Landsberg H.E., Vol. 15 Climates of the Oceans. Editor Van Loon H., 47-157.
- KEIR R.S. (1988) On the late pleistocene ocean geochemistry and circulation. *Paleoceanography*, **3**, 4, 413-445.
- KHARKAR D.P., J. THOMSON, K.K. TUREKIAN, W.O. FORSTER (1976) Uranium and thorium decay series nuclides in plankton from the Caribbean. *Limnology and Oceanography*, **21**, 294-299.
- KLAAS C. (1997) Microzooplankton distribution and grazing impact in the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research II*, **44**, 375-393.
- KNOCH W. (1991) Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Abfallentsorgung- Chemische und analytische Grundlagen. VCH, Weinheim; New York; Basel.
- KU T.-L., M.-CH. LIN (1976)  $^{226}\text{Ra}$  Distribution in the Antarctic Seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, **32**, 236-248.
- KUMAR N., R. GWIAZDA, R.F. ANDERSON, P.N. FROELICH (1993)  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  ratios in sediments as a proxy for past changes in Southern Ocean productivity. *Nature*, **362**, 45-48.
- LAMPITT R.S. (1985) Evidence for the seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension. *Deep-Sea Research*, **32**, 8, 885-897.
- LEGELEUX F. (1994) Relations between marine particles and the sedimentary record: particle flux in the water column and processes at the sediment-water interface in the North-East Tropical Atlantic Ocean. (in fr.) *These de Doctorat de l'Université Paris 6*.
- LEWIN & HRUBY (1973) Blooms of surf-zone diatoms along the coast of the Olympic Peninsula, Washington. *Estuarine Coastal. Marine Science*, **1**,



101-105.

- LEYNAERT A., D.M. NELSON, B. QUÉGUINER, P. TRÉGUER (1993) The silica cycle in the Antarctic Ocean: is the Weddell Sea atypical? *Marine Ecology Progress Series*, **96**, 1-15.
- MIKHEEV N.B. (1978) Polonium. *Chemiker-Zeitung*, **102**, 277-286.
- MIQUEL J.C., M. HEYRAUD, R.D. CHERRY (1993)  $^{210}\text{Pb}$  as a dietary indicator in the Antarctic pelagic community. *Marine Biology*, **111**, 161-171.
- MOORE J.W., S. RAMAMOORTHY (1984) Heavy Metals in Natural Waters. Springer Verlag, New York-Berlin(West)-Heidelberg-Tokio 1984.
- MOORE R.M. & J.N. SMITH (1986) Disequilibria between Ra-226, Pb-210 and Po-210 in the Arctic Ocean and the implications for chemical modification of the Pacific water inflow. *Earth and Planetary Science Letters*, **77**, 285-292.
- MOORE AND SMITH (1986) in: Uranium-series Disequilibrium: Applications to earth, marine, and environmental sciences. Chapt. 10, 335-395, Clarendon Press Oxford 1992.
- MOORE W.S., J. DYMOND (1988) Correlation of  $^{210}\text{Pb}$  removal with organic carbon fluxes in the Pacific Ocean. *Nature*, **331**, 339-341.
- MOORE W.S., K.W. BRULAND, J. MICHEL (1981) Fluxes of uranium and thorium series isotopes in the Santa Barbara Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**, 391-399.
- NITTROUER C.A., D.J. DEMASTER, B.A. MC KEE, N.H. CUTSHALL, I.L. LARSEN (1984) The effect of sediment mixing on Pb-210 accumulation rates for the Washington continental shelf. *Marine Geology*, **54**, 201-221.
- NOZAKI Y., N. IKUTA, M. YASHIMA (1990) Unusually Large  $^{210}\text{Po}$  Deficiencies Relative to  $^{210}\text{Pb}$  in the Kuroshio Current of the East China and Philippine Seas. *Journal of Geophysical Research*, **95**, C1-4, 5321-5329.
- NOZAKI Y., S. TSUNOGAI (1976)  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{210}\text{Po}$  disequilibria in the western North Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **32**, 313-321.
- OLBERS D., M. WENZEL (1989) Determining diffusivities from hydrographic data by inverse methods with applications to the Circumpolar Current. In: *Oceanic Circulation Models: Combining Data and Dynamics*, D.L.T. Anderson and J. Willebrand (Eds.) Kluwer Acad. Publ., 95-139.
- ORSI A.H., TH. WHITWORTH III, W.D. NOWLIN JR. (1995) On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research I*, **42**, 5, 641-673.
- ORSI A.H., W.D. NOWLIN JR., TH. WHITWORTH III (1993) On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. *Deep-Sea Research I*, **40**, 1, 169-203.

## 10 LITERATUR

---

- PEEKEN I. (1997) Photosynthetic pigment fingerprints as indicator of phytoplankton biomass and development in different water masses of the Southern Ocean during austral spring. *Deep-Sea Research II*, **44**, 261-282.
- PEINERT R., B. V. BODUNGEN, V.S. SMETACEK (1989) Food Web Structure and Loss Rate. In: Berger W.H., V.S. Smetacek, G. Wefer (Editors) *Dahlem workshop reports - Productivity of the Ocean: Present and Past*. S 35-48.
- PENG T.-H., W.S. BROECKER, G.G. MATHIEU, Y.-H. LI, A.E. BRAINBRIDGE (1979) Radon evasion rates in the Atlantic and Pacific Oceans as determined during the GEOSECS Program. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 2471-2486.
- QUÉGUINER B., P. TRÉGUER, I. PEEKEN, R. SCHAREK (1997) Biogeochemical dynamics and the silicon cycle in the Atlantic sector of the Southern Ocean during austral spring 1992. *Deep-Sea Research II*, **44**, 69-89.
- RAMA, M. KOIDE, D.E. GOLDBERG (1961)  $^{210}\text{Pb}$  in natural waters. *Science*, **134**, 98.
- READ J.F., R.T. POLLARD, A.I. MORRISON, C. SYMON (1995) On the southerly extend of the Antarctic Circumpolar Current in the southeast Pacific. *Deep-Sea Research II*, **42**, 4-5, 933-954.
- RIEBESELL U., I. SCHLOSS, V. SMETACEK (1991) Aggregation of algae released from melting sea ice : Implications for seeding and sedimentation. *Polar Biology*, **11**, 239-248.
- RITCHIE G.D., D.B. SHIMMIELD (1991) The use of  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  disequilibria in the study of the fate of marine particulate matter. In: Kershaw P.J. and D.S. Woodhead (Editors), *Radionuklides in the study of marine processes*. Elsevier, 142-153.
- ROBERTSON R., L. PADMAN, M.D. LEVINE (1995) Fine structure, microstructure and vertical mixing processes in the upper ocean in the western Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **100**, C9, 18517-18535.
- ROETHER W. (1971) Flushing of the Gerard-Ewing Large-Volume Water Samplers. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 24, 5910-5912.
- RUTGERS VAN DER LOEFF M.M., G.W. BERGER (1991) Scavenging and particle flux: seasonal and regional variations in the Southern Ocean (Atlantic Sector). *Marine Chemistry*, **35**, 553-567.
- RUTGERS VAN DER LOEFF M.M., G.W. BERGER (1993) Scavenging of  $^{230}\text{Th}$  and  $^{231}\text{Pa}$  near the Antarctic Polar Front in the Southern Ocean. *Deep-Sea Research I*, **40**, 2, 339-357.

10 LITERATUR

---

- RUTGERS VAN DER LOEFF M.M., J. FRIEDRICH, U.V.BATHMANN (1997) Carbon Export During the Spring Bloom at the Antarctic Polar Front, determined with the Natural Tracer  $^{234}\text{Th}$ . *Deep-Sea Research II*, **44**, 457-478.
- SCHELL W.R. (1977) Concentrations, physico-chemical states and mean residence times of  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{210}\text{Po}$  in marine and estuarine waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**, 1019-1031.
- SEIM R. (1990) Geochemie der Hydrosphäre. In: Seim R. & G. Tischendorf (Eds.) *Grundlagen der Geochemie*. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, 425-447.
- SHANNON L.V., R.D. CHERRY, M.J. ORREN (1970) Polonium-210 and lead-210 in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**, 701-711.
- SHIMMIELD G.B., G.D. RITCHIE, T.W. FILEMAN (1995) The impact of marginal ice zone processes on the distribution of  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{234}\text{Th}$  and implications for new production in the Bellingshausen Sea, Antarctica., *Deep-Sea Research II*, **42**, 4-5, 1313-1335.
- SMETACEK V., U. PASSOW (1990) Spring bloom initiation and Sverdrup's critical depth model. *Limnology and Oceanography*, **23**, 1256-1263.
- STEINKE M., C. DANIEL, S.R. KLOFF (1997 im Druck) Measurements of particulate dimethylsulfoniopropionate (DMSP) and chlorophyll-a during ANT-XI/4. Fahrtbericht ANT-XI/4 Polarstern, *Berichte zur Polarforschung*.
- SUN M., R.C. ALLER, C. LEE (1991) Early diagenesis of chlorophyll-a in Long Island Sound Sediments: A measure of carbon flux and particle reworking. *Journal of Marine Research*, **49**, 379-401.
- TAYLOR G.T., D.M. KARL (1991) Vertical fluxes of biogenic particles and associated biota in the eastern North Pacific: Implications for biogeochemical cycling and productivity. *Global Biogeochemical Cycles*, **5**, 289-303.
- TCHERNIA. P. (1980) *Descriptive Regional Oceanography*. Pergamon Press, London.
- TUREKIAN K.K. (1992) Uranium-series Disequilibrium: Applications to earth, marine, and environmental sciences. Chapt. 10. Clarendon Press Oxford, Springer Verlag, New York- Berlin(West)-Heidelberg-Tokio 335-395.
- TUREKIAN K.K., D.P. KHARKHAR J. THOMSON (1974) The fates of  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{210}\text{Po}$  in the ocean surface. *Journal Rech. Atmos.*, **8**, 639.
- VETH C., I. PEEKEN, R. SCHAREK (1997) Physical anatomy of fronts and surface waters in the ACC near the 6°W meridian during austral spring

10 LITERATUR

---

1992. *Deep-Sea Research II*, **44**, 23-49.
- VILLAREAL T.A. (1988) Positive Buoyancy in the oceanic diatom *Rhizosolenia debaryana* H. Peragallo. *Deep-Sea Research*, **35**, 6, 1037-1045.
- VILLAREAL T.A., M.A. ALTABET & K. CULVER-RYMSZA (1993) Nitrogen transport by vertically migrating diatom mats in the North Pacific Ocean. *Nature*, **363**, 709-712.
- WEBB D.J., P.D. KILLWORTH, A.C. COWARD, S.R. THOMPSON (1991) The FRAM Atlas of the Southern Ocean, Natural Environmental Research Council, Swindon, Archway Press.
- WEEKS & ACKLEY (1984) AUS GLEITZ M., M.M. RUTGERS VAN DER LOEFF, D.N. THOMAS, G.S. DIECKMANN, F.J. MILLERO (1995) Comparison of summer and winter inorganic carbon, oxygen and nutrient concentrations in Antarctic sea ice brine. *Marine Chemistry*, **51**, 81-91.
- WEFER G. (1989) Particle flux in the Ocean: Effects of Episodic Production. In: Berger W.H., V.S. Smetacek, G. Wefer (Editors) *Dahlem workshop reports - Productivity of the Ocean: Present and Past*. 139-154.
- WHITWORTH III TH., W. D. NOWLIN JR. (1987) Water Masses and Currents of the Southern Ocean at the Greenwich Meridian. *Journal of Geophysical Research*, **92**, C6, 6462-6476.
- WILKENING M.H. & W.E. CLEMENTS (1975) Radon-222 from the ocean surface. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **11**, 219-246.
- YODER J.A., ST.G. ACKLESON, R.T. BARBER, P. FLAMENT, W.M. BALCH (1993) A line in the sea. *Nature*, **371**, 689-692.
- ZUO Z., D. EISMA G.W. BERGER (1989) Recent sediment deposition rates in the Oyster Ground, North Sea. *Netherlands Journal of Sea Research*, **23**, 263-269.

11 ANHANG

Tab.11: Stationspositionen zur Frühjahrssituation ANT-X/6

Station	Transekt	südliche Breite °S entlang 6°W	Datum 1992	Proben aus Tiefe (m)
868	2	57	12. Okt.	20, 60, 100, 200, 400, 600
872	2	55	14. Okt.	20, 60, 100, 200, 400, 600
876	2	53	15. Okt.	20, 60, 100, 200, 400, 600
877	2	49	17. Okt.	20, 60, 100, 200, 400, 600
879	2	48	18. Okt.	20, 60, 200
886	5	56	22. Okt.	20, 45, 100, 200, 400, 600
891	5	55	25. Okt.	20, 60, 100, 200
895	5	53	26. Okt.	20, 60, 100, 200, 400, 600
899	5	51	27. Okt.	20, 60, 100, 200, 400, 600
903	5	49	29. Okt.	20, 60, 100, 200, 400, 600
907	5	47	30. Okt.	20, 43, 100, 200, 400, 600
931	11	59	10. Nov.	20, 60, 100, 200, 400
941	11	57	12. Nov.	20, 60, 100, 200, 400, 600
945	11	55	14. Nov.	20, 60, 100, 200, 400, 600
949	11	53	16. Nov.	20, 60, 100, 200, 400, 600
953	11	51	17. Nov.	20, 60, 100, 200, 400, 600
960	11	49	19. Nov.	20, 60, 100, 200, 400, 600
972	11	48°30'	22. Nov.	20, 60, 100, 200, 400, 600
969	11	47	21. Nov.	20, 60, 200, 400, 600

Lösung der *non steady state* Gleichungen (17) und (23) mit  $J = k_1 \cdot A$  aus Abschnitt 7.3.3

$$A_{Pb_2} = \frac{A_{Ra} \lambda_{Pb}}{(\lambda_{Pb} + k_1)_{Pb}} \left[ 1 - e^{(-\lambda_{Pb} - k_1)_{Pb} t} \right] + A_{Pb_1} e^{(-\lambda_{Pb} - k_1)_{Pb} t}$$

$$A_{Po_2} = \frac{A_{Ra} \lambda_{Pb} \lambda_{Po}}{(\lambda_{Pb} + k_1)_{Pb}} \left\{ \frac{1}{(\lambda_{Po} + k_1)_{Po} - (\lambda_{Pb} + k_1)_{Pb}} \left[ e^{(-\lambda_{Po} - k_1)_{Po} t} - e^{(-\lambda_{Pb} - k_1)_{Pb} t} \right] + \frac{1}{(\lambda_{Po} + k_1)_{Po}} \left[ 1 - e^{(-\lambda_{Po} - k_1)_{Po} t} \right] \right\}$$

$$+ A_{Pb_1} \frac{\lambda_{Po}}{(\lambda_{Po} + k_1)_{Po} - (\lambda_{Pb} + k_1)_{Pb}} \left[ e^{(-\lambda_{Pb} - k_1)_{Pb} t} - e^{(-\lambda_{Po} - k_1)_{Po} t} \right] + A_{Po_1} e^{(-\lambda_{Po} - k_1)_{Po} t}$$

## 11.1 Ergebnisse der Exportrechnungen

Tab. 12: Verhältnis von POC:Po bzw. POC:Pb in Partikeln (mmol/dpm), durchschnittliche Adsorptionsrate  $J$  (dpm/m<sup>3</sup>/d), Exportrate (dpm/m<sup>3</sup>/d), integrierter POC-Export aus 0-100 m pro Tag (mol/m<sup>2</sup>/d), Frühjahrssituation ANT-X/6

### Steady state Berechnung mit Po-210 nach Gl. (6, 4)

Lat°S	Stat.	Tiefe (m)	POC:partPo (mmol/dpm)	J Po (dpm/m <sup>3</sup> /d)	Po Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)	POC Export (mol/m <sup>2</sup> /d)	Stat.	POC:partPo (mmol/dpm)	J Po (dpm/m <sup>3</sup> /d)	Po Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)	POC Export (mol/m <sup>2</sup> /d)	Stat.	POC:partPo (mmol/dpm)	J Po (dpm/m <sup>3</sup> /d)	Po Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)	POC Export (mol/m <sup>2</sup> /d)
Transekt 2						Transekt 5						Transekt 11				
59		100										931	0,43±0,08	0,23	0,16	0,007 ±0,001
56/57	868	100	0,43±0,08	0,25	0,22	0,009 ±0,002	886	0,43±0,08	0,13	0,07	0,003 ±0,001	941	0,43±0,08	0,25	0,21	0,009 ±0,002
55	872	100	0,43±0,08	0,15	0,11	0,005 ±0,001	891	0,43±0,08	0,19	0,15	0,007 ±0,001	945	0,43±0,08	0,25	0,22	0,009 ±0,002
53	876	100	0,43±0,08	0,20	0,19	0,008 ±0,001	895	0,43±0,08	0,15	0,11	0,005 ±0,001	949	0,43±0,08	0,21	0,17	0,007 ±0,001
51		100					899	0,43±0,08	0,20	0,16	0,007 ±0,001	953	1,01±0,13	0,19	0,16	0,016 ±0,002
49	877	100	0,73±0,14	0,15	0,10	0,007 ±0,001	903	0,73±0,14	0,15	0,12	0,009 ±0,002	960	1,01±0,13	0,16	0,16	0,016 ±0,002
47/48	879	100*	0,73±0,14	0,17	0,13	0,006 ±0,001	907	0,73±0,14	0,21	0,16	0,012 ±0,002	969	1,01±0,13	0,26	0,25	0,025 ±0,003
48,5		60										972	1,01±0,13	0,15	0,12	0,007 ±0,001

\* 879 = 60m

### Steady state Berechnung mit Pb-210 nach Gl. (14)

Lat°S	Stat.	Tiefe (m)	POC:partPb (mmol/dpm)	Pb Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)	POC Export (mol/m <sup>2</sup> /d)	Stat.	POC:partPb (mmol/dpm)	Pb Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)	POC Export (mol/m <sup>2</sup> /d)	Stat.	POC:partPb (mmol/dpm)	Pb Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)	POC Export (mol/m <sup>2</sup> /d)
Transekt 2						Transekt 5				Transekt 11			
59		100								931	2,66 ±1,54	0,03	0,008 ±0,004
56/57	868	100	2,66 ±1,54	0,08	0,023 ±0,013	886	2,66 ±1,54	0,02	0,005 ±0,003	941	2,66 ±1,54	0,06	0,017 ±0,001
55	872	100	2,66 ±1,54	0,06	0,015 ±0,009	891	2,66 ±1,54	0,04	0,011 ±0,006	945	2,66 ±1,54	0,06	0,016 ±0,01
53	876	100	2,66 ±1,54	0,14	0,036 ±0,021	895	2,66 ±1,54	0,03	0,008 ±0,005	949	2,66 ±1,54	0,02	0,006 ±0,004
51		100				899	2,66 ±1,54	0,05	0,014 ±0,008	953	2,66 ±1,54	0,02	0,006 ±0,004
49	877	100	1,58 ±0,64	0,04	0,006 ±0,002	903	1,58 ±0,64	0,08	0,012 ±0,005	960	1,58 ±0,64	0,15	0,023 ±0,009
47/48	879	100*	1,58 ±0,64	0,04	0,004 ±0,002	907	1,58 ±0,64	0,05	0,009 ±0,003	969	1,58 ±0,64	0,21	0,032 ±0,013
48,5		60								972	1,58 ±0,64	0,07	0,007 ±0,003

148

II ANHANG

Tab. 13: Verhältnis von POC:Pb bzw. POC:Po in Partikeln (mmol/dpm), durchschnittliche Adsorptionsrate  $J$  (dpm/m<sup>3</sup>/d), Exportrate (dpm/m<sup>3</sup>/d), integrierter POC-Export aus 0-100 m pro Tag (mol/m<sup>2</sup>/d) und im Zeitraum zwischen den Transekts (mol/m<sup>2</sup>), Frühjahrssituation ANT-X/6

**Non steady state Berechnungen mit Pb-210 nach Gl. (19, 22)**

Lat°S Stationen	Tiefe (m)	POC:partPb (mmol/dpm)		J Pb (dpm/m <sup>3</sup> /d)		P Pb Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)		POC Export via Pb (mol/m <sup>2</sup> /d)		POC Export via Pb (mol/m <sup>2</sup> )				
		2-5	5-11	2-5	5-11	2-5	5-11	2-5	5-11	2-5	5-11			
Transekt														
		2	5	11										
56,5	868	886	941	100	2,66 ±1,54	2,66 ±1,54	2,40	-0,72	2,52	-0,76	0,671 ±0,388	-0,201 ±0,117	6,709 ±3,883	-4,228 ±2,448
55	872	891	945	100	2,66 ±1,54	2,66 ±1,54	0,78	-0,47	1,17	-0,47	0,311 ±0,180	-0,124 ±0,072	3,424 ±1,982	-2,486 ±1,439
53	876	895	949	100	2,66 ±1,54	2,66 ±1,54	0,77	-0,21	1,23	-0,13	0,328 ±0,19	-0,035 ±0,02	3,610 ±2,09	-0,736 ±0,426
51		899	953	100		2,66 ±1,54		0,04		0,14		0,037 ±0,021		0,769 ±0,445
49	877	903	960	100	1,58 ±0,64	1,58 ±0,64	1,44	-0,17	1,01	-0,31	0,159 ±0,064	-0,049 ±0,02	1,906 ±0,772	-1,031 ±0,418
47,5	879	907	969	60	1,58 ±0,64	1,58 ±0,64	0,08	1,11	-0,03	0,83	-0,003 ±0,001	0,078 ±0,032	-0,040 ±0,0160	1,722 ±0,697
47,5		907	969	100		1,58 ±0,64		0,26		0,04		0,007 ±0,003		0,149 ±0,060

**Non steady state Berechnungen mit Po-210 nach Gl. (25, 28)**

Lat°S Stationen	Tiefe (m)	POC:partPo (mmol/dpm)		J Po (dpm/m <sup>3</sup> /d)		P Po Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)		POC Export via Po (mol/m <sup>2</sup> /d)		POC Export via Po (mol/m <sup>2</sup> )				
		2-5	5-11	2-5	5-11	2-5	5-11	2-5	5-11	2-5	5-11			
Transekt														
		2	5	11										
56,5	868	886	941	100	0,43±0,08	0,43±0,08	0,06	0,63	-0,22	0,61	-0,009 ±0,001	0,026 ±0,005	-0,094 ±0,007	0,55 ±0,103
55	872	891	945	100	0,43±0,08	0,43±0,08	1,69	0,32	1,95	0,32	0,084 ±0,007	0,014 ±0,002	0,924 ±0,074	0,28 ±0,051
53	876	895	949	100	0,43±0,08	0,43±0,08	0,02	0,51	0,00	0,54	0,000 ±0,000	0,023 ±0,004	0,000 ±0,000	0,49 ±0,090
51		899	953	100		1,01±0,13		0,09		0,19		0,019 ±0,002		0,40 ±0,052
49	877	903	960	100	0,73±0,14	1,01±0,13	1,66	0,04	1,45	0,11	0,106 ±0,015	0,011 ±0,001	1,267 ±0,177	0,24 ±0,030
47,5	879	907	969	60	0,73±0,14	1,01±0,13	0,41	1,01	-0,09	1,18	-0,004 ±0,001	0,072 ±0,009	-0,047 ±0,006	1,57 ±0,202
47,5		907	969	100		1,01±0,13		0,95		1,065		0,107 ±0,013		2,34 ±0,302

Tab. 14: Durchschnittliche Adsorptionsrate J (dpm/m<sup>3</sup>/d), Exportrate (dpm/m<sup>3</sup>/d), integrierter POC-Export via <sup>234</sup>Th aus 0-100 m pro Tag (mol/m<sup>2</sup>/d) und im Zeitraum zwischen den Transekts (mol/m<sup>2</sup>), Verhältnis POC:<sup>234</sup>Th = 20 μmol/dpm, (RUTGERS VAN DER LOEFF et al. 1997), Frühjahrsituation ANT-X/6

**Non steady state Berechnungen mit Th-234**

Latitude °S	Stationen			Tiefe m	J Th flux (dpm/m <sup>3</sup> /d)		P Th Export flux (dpm/m <sup>3</sup> /d)		POC Export via Th mol/m <sup>2</sup> /d		POC Export via Th mol/m <sup>2</sup>	
	Transekt				2-5	5-11	2-5	5-11	2-5	5-11	2-5	5-11
	2	5	11									
56-57	868	886	941	100	15,80	3,90	16,50	1,60	0,033	0,003	0,30	0,07
55	872	891	945	100	-5,10	17,10	-0,20	13,00	0,000	0,026	0,00	0,53
53	876	895	949	100	6,50	13,70	1,40	21,10	0,003	0,023	0,03	0,46
51		899	953	100		21,50		17,10		0,034		0,71
49	877	903	960	100	44,10	34,20	15,50	17,90	0,030	0,036	0,36	0,75
47-48	879	907	969	60	28,50	54,30	-5,60	43,90	-0,060	0,088	-0,72	1,93
47-48	879	907	969	100		47,4		32,5		0,065		1,43

Tab. 15: Verhältnis von biogenem Si/Pb in Partikeln (mmol/dpm), <sup>210</sup>Pb-Exportrate (dpm/m<sup>3</sup>/d), integrierter biogen Si-Export aus 0-100 m pro Tag (mmol/m<sup>2</sup>/d), Frühjahrsituation ANT-X/6

**Steady state Berechnung mit Pb-210 nach Gl. (14)**

Lat°S	Stat.	Tiefe (m)	bio Si:/partPb (mmol/dpm)	PbExport (dpm/m <sup>3</sup> /d)	bio SI Export (mmol/m <sup>2</sup> /d)	Stat.	bio Si:/partPb (mmol/dpm)	Pb Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)	bio SI Export (mmol/m <sup>2</sup> /d)	Stat.	bio Si:/partPb (mmol/dpm)	Pb Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)	bio SI Export (mmol/m <sup>2</sup> /d)						
														Transekt 2		Transekt 5		Transekt 11	
59		100								931	0,043±0,018	0,03	0,125 ±0,052						
56/57	868	100	0,043±0,018	0,08	0,365 ±0,135	886	0,043±0,018	0,02	0,076 ±0,032	941	0,043±0,018	0,06	0,278 ±0,116						
55	872	100	0,043±0,018	0,06	0,241 ±0,101	891	0,043±0,018	0,04	0,171 ±0,072	945	0,043±0,018	0,06	0,266 ±0,111						
53	876	100	0,043±0,018	0,14	0,587 ±0,246	895	0,043±0,018	0,03	0,135 ±0,056	949	0,043±0,018	0,02	0,105 ±0,044						
51						899	0,043±0,018	0,05	0,228 ±0,096	953	0,043±0,018	0,02	0,104 ±0,044						
49	877	100	0,116 ±0,027	0,04	0,409 ±0,095	903	0,116 ±0,027	0,08	0,900 ±0,021	960	0,116 ±0,027	0,15	1,696 ±0,395						
47/48	879	100*	0,116 ±0,027	0,04	0,274 ±0,064	907	0,116 ±0,027	0,05	0,637 ±0,148	969	0,116 ±0,027	0,21	2,358 ±0,555						
48,5		60								972	0,116 ±0,027	0,07	0,504 ±0,117						

150

II ANHANG



Tab. 16: Frühjahrssituation ANT-X/6, durchschnittliche Adsorptionsrate J (dpm/m<sup>3</sup>/d), Exportrate P (dpm/m<sup>3</sup>/d) und Verweilzeiten von gelöstem <sup>210</sup>Pb und gelöstem und partikulärem <sup>210</sup>Po in 0-100 m

**Steady state Berechnungen mit Pb-210 nach Gl. (16, 14, 16a)**

Lat°S	Stationen	Tiefe (m)	J Pb flux (dpm/m <sup>3</sup> /d)			P Pb Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)			Verweilzeit Pb gelöst (d)					
			2	5	11	2	5	11	2	5	11			
	Transekt													
	2 5 11													
56-57	868 886 941	0-100	0,085	0,018	0,065	0,085	0,018	0,065	1311	4994	1603			
55	872 891 945	0-100	0,057	0,040	0,062	0,056	0,040	0,062	1715	2204	1579			
53	876 895 949	0-100	0,137	0,032	0,024	0,137	0,031	0,024	696	2775	3787			
51	899 953	0-100		0,053	0,024		0,053	0,024		1596	3488			
49	877 903 960	0-100	0,036	0,078	0,147	0,035	0,078	0,146	2596	963	540			
47-48	879 907 969	0-60	0,040	0,036	0,123	0,039	0,035	0,122	2203	2446	508			
		0-100*	0,626	0,055	0,206	0,626	0,055	0,206	168	1572	396			

Fortsetzung

**Steady state Berechnungen mit Po-210 nach Gl. (6, 4, 7, 11)**

Lat°S	Stationen	Tiefe (m)	J Po (dpm/m <sup>3</sup> /d)			P Po Export (dpm/m <sup>3</sup> /d)			Verweilzeit Po gelöst (d)			Verweilzeit Po partikular (d)		
			2	5	11	2	5	11	2	5	11	2	5	11
	Transekt													
	2 5 11													
56-57	868 886 941	0-100	0,252	0,127	0,252	0,217	0,074	0,207	242	491	211	54	189	64
55	872 891 945	0-100	0,152	0,194	0,254	0,114	0,152	0,216	431	253	186	129	75	49
53	876 895 949	0-100	0,200	0,151	0,211	0,186	0,111	0,170	275	377	237	60	99	56
51	899 953	0-100		0,197	0,187		0,163	0,155		230	254		62	48
49	877 903 960	0-100	0,146	0,153	0,161	0,102	0,123	0,157	428	290	290	132	127	88
47-48	879 907 969	0-60	0,172	0,183	0,157	0,126	0,117	0,145	305	272	198	106	159	97
		0-100	0,292	0,208	0,262	0,427	0,158	0,251	161	215	111	10	96	49

Tab. 17: Herbstsituation ANT-XI/4, durchschnittliche Adsorptionsrate J (dpm/m<sup>3</sup>/d), Exportrate P (dpm/m<sup>3</sup>/d) und Verweilzeiten von gelöstem und partikulärem <sup>210</sup>Po und von gelöstem <sup>210</sup>Pb in 0-100 m

<b>Steady state Berechnung</b>			mit <sup>210</sup> Po Gl. (6), Gl. (4)		Gl. (7)	Gl. (11)	<sup>210</sup> Pb Gl. (16)		Gl. (14)	Gl. (16a)
Lat °S	Long	Station	Tiefe	J Po	P Po Export	Verweilzeit Po		J Pb	P Pb Export	Verweilzeit Pb
			(m)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	gelöst (d)	partikulär	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	gelöst (d)
Transekt Ost										
41°51	28°32'E	30	0-100	0,237	0,242	107	28	0,276	0,275	264
47°00	36°11'E	51	0-100	0,162	0,157	226	38	0,127	0,126	544
48°15	37°27'E	55	0-100	0,157	0,156	256	41	0,150	0,150	476
48°14	37°21'E	159	0-100	0,182	0,174	191	24	0,111	0,110	641
50°41	40°08'E	153	0-100	0,094	0,087	419	138	0,076	0,075	766
53°13	40°49'E	144	0-100	0,100	0,088	467	66	0,055	0,055	1209
58°58	37°37'E	140	0-100	0,122	0,100	400	126	0,066	0,065	1109
61°43	35°40'E	138	0-100	0,237	0,238	163	37	0,246	0,245	350
65°17	33°50'E	134	0-100	0,193	0,184	243	42	0,138	0,138	618

Fortsetzung			mit $^{210}\text{Po}$					mit $^{210}\text{Pb}$			
Lat °S	Long	Station	Tiefe	J Po	P Po Export	Verweilzeit Po		J Pb	P Pb Export	Verweilzeit Pb	
			(m)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	gelöst (d)	partikular	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	gelöst (d)	
Transekt West											
46°56	6°17'E	97	0-100	0,114	0,106	408	57	0,080	0,080	861	
50°11	5°47' E	104	0-100	0,180	0,160	233	39	0,059	0,059	1333	
51°16	3°36' E	105	0-100	0,233	0,213	163	30	0,080	0,079	1061	
54°20	3°21'W	108	0-100	0,138	0,131	283	61	0,107	0,107	622	
59°29	3°11'W	111	0-100	0,258	0,239	195	34	0,131	0,131	774	
62°06	5°03' E	114	0-100	0,187	0,178	245	45	0,141	0,141	587	
65°47	9°1' E	117	0-100	0,361	0,341	115	29	0,205	0,204	553	
69°48	12°2' E	121	0-60	0,206	0,214	161	19	0,302	0,301	246	

Tab. 18: Herbstsituation ANT-XI/4, durchschnittliche Adsorptionsrate J (dpm/m<sup>3</sup>/d), Exportrate P und Verweilzeiten von gelöstem und partikulärem  $^{210}\text{Po}$  und  $^{210}\text{Pb}$  im jeweiligen Tiefenintervall berechnet nach dem *non steady state* Modell

Non steady state Berechnung			mit $^{210}\text{Po}$				mit $^{210}\text{Pb}$				
Lat °S	Long °E	Station	Tiefe	J Po	P Po Export	Verweilzeit Po		J Pb	P Pb Export	Verweilzeit Pb	
			(m)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	gelöst (d)	partikulär	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	(dpm/m <sup>3</sup> /d)	gelöst (d)	part. (d)
Transekt Ost											
48°15	37°27	55-159 (40 Tage)	0-100	0,3077	0,3601	122	15	0,0478	0,1361	1493	32

## 11.2 Verwendete Abkürzungen

Å	Ångström ( $1\text{Å} = 10^{-10}\text{ m} = 100\text{ pm}$ )
AAIW	Antarctic Intermediate Water / Antarktisches Zwischenwasser
AASW	Antarctic Surface Water / Antarktisches Oberflächenwasser
Abb.	Abbildung
ACC	Antarctic Circumpolar Current / Antarktischer Zirkumpolarstrom
ANT-	Antarktisexpedition des Forschungsschiffes "Polarstern" plus Expeditionsnummer
AZ	Antarctic Zone / antarktische Zone
Bi	Wismut
Brunt-Väisälä-Frequenz-	Maximalfrequenz möglicher interner Schwerewellen
CDW	Circumpolar Deep Water / zirkumpolares Tiefenwasser
CO <sub>2</sub>	Kohlendioxid
CTD	Conductivity-Temperature-Depth / Leitfähigkeit-Temperatur-Tiefe-Sonde
dpm	disintegrations per minute / Zerfälle pro Minute
Fe	Eisen
FeCl <sub>3</sub>	Eisen(III)chlorid
FRI	Fluorescence Response Index
Gl.	Gleichung
GWS	GERARD-Großwasserschöpfer
HCl	Salzsäure
HClO <sub>4</sub>	Perchlorsäure
HF	Fluorwasserstoff
HNO <sub>3</sub>	Salpetersäure
I <sub>R</sub>	Ionenradius
Isotope	Nuklide gleicher Protonenzahl
L/ind/d	Filtrationsrate (Liter pro Individuum pro Tag)
LCDW	Lower Circumpolar Deep Water / unteres zirkumpolares Tiefenwasser
µmol	Mikromol
Mn	Mangan
NADW	North Atlantic Deep Water / Nordatlantisches Tiefenwasser
Pa	Protactinium
Pb	Blei
Pb(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Bleinitrat
PE	Polyethylen
PF	Polarfront (Polar Front)
PFr	Polarfrontregion (Polar Frontal region)
PFZ	Polarfrontzone (Polar Frontal Zone)
Po	Polonium
POC	partikulärer organischer Kohlenstoff (particulate organic carbon)
PON	partikulärer organischer Stickstoff (particulate organic nitrogen)
PPC	Phytoplankton Carbon (Phytoplanktonkohlenstoff)
PPC/ind/d	Aufnahmerate von Phytoplanktonkohlenstoff pro Individuum pro Tag
θ	Potentialtemperatur = tiefenkorrigierte Temperatur

## 11 ANHANG

---

Ra	Radium
Rn	Radon
SACC	südlicher ACC (Southern ACC)
SACCF	Southern ACC Front / südliche ACC-Front
SAF	Subantarctic Front / Subantarktische Front
SASW	Subantarctic Surface Water / Subantarktisches Oberflächenwasser
SAZ	Subantarctic Zone / subantarktische Zone
SO-JGOFS	Southern Ocean-Joint Global Ocean Flux Study
SPM	suspendiertes partikuläres Material (suspended particulate matter)
$\sigma_\theta$	Sigma Theta, Potentialdichte = tiefenkorrigierte Dichte
STF	Subtropical Front / Subtropische Front
Sv	Sverdrup (1 Sv = $10^6$ m <sup>3</sup> /s)
Th	Thorium
U	Uranium
UCDW	Upper Circumpolar Deep Water / oberes zirkumpolares Tiefenwasser
WDW	Warm Deep Water / Warmes Tiefenwasser
WF	Weddell Front
WSBW	Weddell Sea Bottom Water / Weddellmeerbodenwasser
WSDW	Weddell Sea Deep Water / Weddellmeertiefenwasser
xs	excess, Überschuß; die Tochteraktivität, welche das radioaktive Gleichgewicht zum Mutternuklid überschreitet

## Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- \* **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“, Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“, zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS 'Meteor'“, First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge zusammengestellt von Norbert Klages
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“, Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- \* **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“, by G. Hempel and R. B. Heywood
- \* **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen 'Eiswarte')“, zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS 'Polarsirkel' (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei zusammengestellt von R. Schneppenheim
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“, by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- \* **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“, by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982 zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“, Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS 'Polarstern'“, Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundsleppnetzfüge und Liste der Probenahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- \* **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS 'Polarbjörn' 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS 'Polarstern' (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“, zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS 'Polarstern' 1982/83“, herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.-16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV 'Walther Herwig' and RV 'Meteor'“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“, by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der 'Polarstern'-Reise ARKTIS I, 1983“, von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“, Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“, Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS 'Polarstern' 1984, mit Beiträgen des FS 'Valdivia' und des Forschungsflugzeuges 'Falcon 20' zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“, von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982“, by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski