

## 2.5 Die Wechselwirkung von Antarktischen Schelfeisgebieten und dem Ozean und der Beitrag zur ozeanischen Wassermassenbildung

MANFRED A. LANGE, KLAUS GROSFELD, MALTE THOMA & HENNER SANDHÄGER

**Interactions between the Antarctic ice shelf regions and the ocean and their contribution to oceanic water mass formation:** *Ice shelves strongly influence the dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet. Melting and freezing processes at their base contribute considerably to the modification and formation of water masses of global significance. We developed a coupled numerical model system comprised of a 3D-ice-shelf and a 3D-ocean model. The application of this model system to an ice shelf with idealized geometry offers insights into the interactions between the two model components. Applying modified boundary conditions (raised ocean temperatures and increased surface accumulation rates), in accordance with IPCC climate scenarios, demonstrates that climate change will significantly influence the basal ice shelf mass balance, ice shelf dynamics and water mass formation.*

### Hintergrund und Einleitung

Die größte Grenzfläche zwischen dem antarktischen Eisschild und dem Südpolarmeer findet sich an der Basis der schwimmenden Schelfeise, die den antarktischen Kontinent etwa zur Hälfte säumen. Auf etwa 18.000 km Länge und ca.  $13.900 \times 10^6$  km<sup>2</sup> Fläche (FOX & COOPER 1994) geht hier der antarktische Eisschild in den Ozean über, wo er durch Schmelzen an der Schelfeisunterseite oder durch Kalben an der Eisfront dem Ozean als Süßwasser zugeführt wird. Etwa 750 Gt/Jahr ( $1 \text{ Gt} = 10^9 \text{ t}$ ) an Süßwasser werden so allein durch Schmelzen an den Ozean abgegeben (JACOBS et al. 1996), was etwa einem Drittel des insgesamt über der Antarktis fallenden Niederschlags entspricht. Der Austausch von Wärme und Süßwasser über Schmelz- und Gefrierprozesse an dieser Grenzschicht hat unmittelbaren Einfluss auf die Geometrie des Schelfeiskörpers, seine Dynamik und Massenbilanz sowie auf die Gleichgewichtskonfiguration des Schelfeises selbst. Dass Veränderungen in der Geometrie des Schelfeises auch den gegründeten Teil des Eisschildes beeinflussen, zeigt der beschleunigte Abfluss und die damit verbundene Ausdünnung der Auslassgletscher des Larsen Schelfeises nach dem Zerfall seiner nördlichen Teilgebiete (SCAMBOS et al. 2004). Daher können die Wechselwirkungen zwischen Schelfeis und Ozean auch für die Stabilität des gesamten westantarktischen Eisschildes von Bedeutung sein. Weiterhin sind die Schmelz- und Gefrierprozesse an der Basis der Schelfeise für die Bildung und/oder Modifikation von Wassermassen im Südpolarmeer von erheblicher Bedeutung. Der Ausstrom von Schelfeiswasser (damit sind Wassermassen angesprochen, die durch Schmelzen an der Unterseite der Schelfeisgebiete gebildet werden und durch Temperaturen unterhalb des Oberflächengefrierpunktes gekennzeichnet sind) aus den Schelfeiskavernen in den offenen Ozean führt besonders im südlichen Weddellmeer zu einer signifikanten Beeinflussung der Schelfwasser Massen und zur Bildung

von Tiefen- und Bodenwasser am kontinentalen Schelfabbruch (FOLDVIK et al. 1985). Daher ist das Verständnis der Schelfeis-Ozean Wechselwirkungen, wie es im folgenden Abschnitt beschrieben wird, nicht nur von primärem Interesse bei der Diskussion der Stabilität des Antarktischen Eisschildes und seiner Sensitivität gegenüber Klimaveränderungen, sondern auch im Hinblick auf großskalige ozeanische Veränderungen. Mit der Modellierung dieser Prozesse ist ein erster Schritt in Richtung Folgewirkung und Einfluss auf die Wassermassenbildung und Modifikation gegeben (2. Abschnitt), jedoch machen erst gekoppelte Modellansätze von Eis- und Ozeanmodellen eine Beurteilung der Auswirkung künftiger Klimaentwicklungen auf das Antarktische Klimasystem möglich. Erste Ansätze zu einem integrierten Modellansatz werden im 3. Abschnitt aufgezeigt, bevor ein Ausblick im letzten Abschnitt dieses Kapitels gegeben wird.

### Schelfeis-Ozean Wechselwirkung

Relativ warmes und salzreiches Tiefenwasser, das dem Zirkumpolarstrom entstammt, gelangt im Bereich der Antarktischen Divergenz an die Meeresoberfläche (vgl. Kap. 2.1), wo es seine Wärme an die Atmosphäre abgibt. Gleichzeitig nimmt sein Salzgehalt durch Niederschlag und sommerliches Meereisschmelzen ab. Dem Antarktischen Küstenstrom nach Westen folgend, kommen diese Wassermassen teilweise direkt mit den Schelfeisgebieten in Kontakt. Bei der Unterströmung wird die Wärme an das deutlich kältere Schelfeis abgegeben, das an der Basis schmilzt und sowohl die Dichte als auch die Temperatur der angrenzenden Wasserschicht weiter verringert. Dieser Prozess setzt sich so lange fort, bis der Druckschmelzpunkt der angrenzenden Wassermasse erreicht ist. Die resultierende kalte und salzarme Wassermasse steigt beim Verlassen der Schelfeiskaverne auf und folgt der allgemeinen Oberflächenströmung.

E-Mail-Adressen: langema@uni-muenster.de • kgrosfeld@awi-bremerhaven.de

In Gebieten ausgedehnter Schelfbereiche (vgl. *Abb. 2.5-1*), insbesondere im südlichen Weddellmeer, muss das warme Tiefenwasser auf seinem Weg jedoch die breiten, flachen Kontinentalschelfbereiche queren. Hierbei verliert es weitestgehend seine gesamte Wärme an die Atmosphäre. Zusätzlich wird es durch winterliche Meereisbildung mit Salz angereichert, sinkt ab und bildet das hochsaline Schelfwasser (HSSW). Aufgrund seiner erhöhten Dichte sinkt HSSW dichtegetrieben am Boden in die bis zu 1.500 m tiefen Schelfeiskavernen ein. An der Grenze von Inlandeis zu Schelfeis, der Aufsetzzone oder Aufsetzlinie führt der Kontrast zwischen relativ warmem HSSW und den Eistemperaturen von etwa  $-3^{\circ}\text{C}$  zu erheblichen Schmelzvorgängen und damit zu einer deutlichen Ausdünnung des Schelfeises in unmittelbarer Nachbarschaft zur Aufsetzlinie. Das kalte und salzarme Schmelzwasser vermischt sich mit der angrenzenden Wassermasse zu Schelfeiswasser (ISW) und steigt aufgrund seiner signifikant verringerten Dichte entlang der geneigten Eisunterseite auf. Dabei trifft es auf Wassermassen, deren in-situ Gefrierpunkt aufgrund der Druckentlastung unterhalb der Temperatur des aufsteigenden Wassers liegt. In dem, bezogen auf die lokalen Gefrierpunkttemperatur, unterkühlten ISW werden daher Eiskristalle gebildet, die aufsteigen und sich an der Eisunterseite als »marines Eis« (im Gegensatz zu meteorischem Eis an der Eisoberfläche) anlagern (ROBIN 1979, OERTER et al. 1992). Die verbleibende Wassermasse wird durch den Süßwasserentzug in ihrer Dichte erhöht, sinkt teilweise wieder ab und rezirkuliert in die tiefe Kaverne. Dieser Prozess, der nach LEWIS & PERKIN (1986) als »Eispumpe« bezeichnet wird, setzt eine vertikale Umwälzbewegung in Gang, bei der salzreiches Wasser am Boden einströmt und kaltes salzarmes Wasser an der Eisunterseite ausströmt. Diese vereinfachte vertikale Betrachtungsweise wird in der Natur durch eine Strömung überprägt, die sowohl horizontale als auch vertikale Ein- und

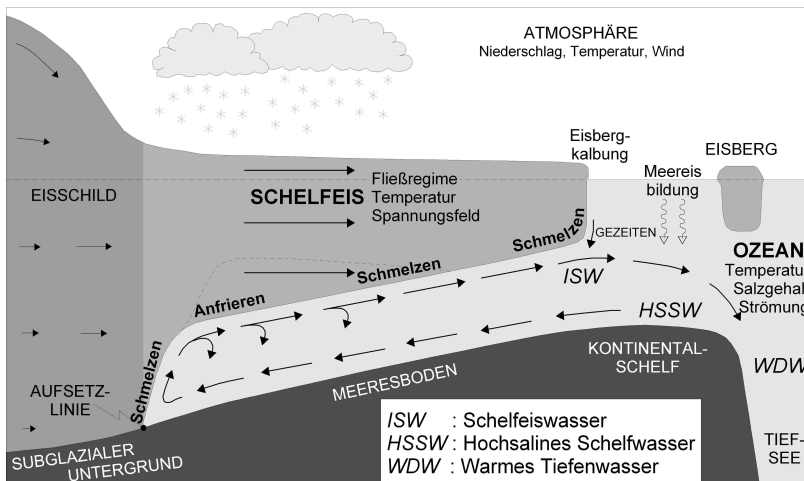
Ausströme an der Schelfeiskante beinhaltet. Das an der Schelfeiskante ausströmende Schelfeiswasser vermischt sich am Schelfabbruch zur Tiefsee mit warmem Tiefenwasser (WDW) und bildet so eine wichtige Komponente in der Tiefen- und Bodenwasserbildung des zirkum-antarktischen Küstenstroms.

## Das gekoppelten System Schelfeis-Ozean

Um den Einfluss von Schmelz- und Gefrierprozessen auf das gemeinsame System Schelfeis-Ozean zu quantifizieren, wurde ein gekoppeltes Modellsystem entwickelt. Dieses umfasst ein dynamisches, dreidimensionales Schelfeismodell und ein ozeanisches Zirkulationsmodell (GROSFELD & SANDHÄGER 2004). Mit diesem Modellsystem ist es möglich, numerische Experimente unter veränderten klimatischen Randbedingungen durchzuführen und so die Folgen des globalen Klimawandels auf den antarktischen Eisschild sowie auf die Wassermassenbildung im Südpolarmeer zu simulieren. Dabei wurde zunächst ein »Modellschelfeis« mit idealisierter Geometrie betrachtet, um die Methodik der Kopplung separater Modellkomponenten zu verifizieren. Erst im zweiten Schritt werden dann reale Eisgebiete in die Untersuchung einbezogen.

### Methodik

Um die Entwicklung der Schelfeis-Ozeansysteme und ihre Reaktion auf Änderungen der klimatischen Randbedingungen untersuchen zu können, wurden zwei dreidimensionale eigenständige numerische Modelle für Schelfeis und Ozean zu einem gekoppelten Modellsystem zusammengeführt. Die Dynamik beider Klimasystemkomponenten, Schelfeis und Ozean, unterliegen charakteristischen Zeitskalen von etwa 10 Jahren für das ozeanische Stromsystem in Schelfeiskavernen (GROSFELD et al. 1997) und



**Abb. 2.5-1:** Schematische Darstellung des gekoppelten Schelfeis-Ozean Systems nach GROSFELD & SANDHÄGER (2004). Gezeigt werden die wichtigsten Einflussgrößen sowie der idealisierte Prozess der Eis-Ozean Wechselwirkung, die so genannte »Eispumpe«.

etwa 100–1.000 Jahren für das Erreichen eines Quasi-Gleichgewichts im Schelfeissystem. Änderungen in den äußere Randbedingungen, die erheblich auf die Schelfeisgeometrie und -dynamik einwirken, spielen sich aber möglicherweise auf sehr viel kürzeren Zeitskalen ab (der Abbruch des nördlichen Larsen Schelfeises ist hierfür ein bededtes Beispiel, VAUGHAN & DOAKE 1996).

Das verwendete Ozeanmodell basiert auf einem dreidimensionalen *Ocean General Circulation Model* (OGCM) nach COX (1984) und GERDES (1993). Es wurde von GROSFELD et al. (1997) für die Simulation der Ozeanzirkulation in Schelfeiskavernen weiterentwickelt und berücksichtigt in seiner derzeitigen Konfiguration auch die Fluktuation der Schelfeiskante durch Vorstoß und Rückzugsprozesse. Dem numerischen Modell zur Simulation der Schelfeisdynamik liegt das Fließmodell COMBIS<sup>2</sup>S nach SANDHÄGER (2000) in der zeitabhängigen Formulierung zugrunde. Es basiert auf den grundlegenden thermomechanischen Bilanzgleichungen, einer empirischen Zustandsgleichung für natürliche Eiskörper sowie Materialgleichungen für polykristallines Eis. Um die Modelle zu betreiben sind Rand- und Anfangsbedingungen erforderlich. Diese umfassen die flächenhafte Verteilung der mittleren jährlichen Oberflächentemperatur, die Schneeakkumulationsrate und zusätzlich den Massenfluss über die seitlichen Begrenzungen des Schelfeises zum gegründeten Inlandeis. Während man für die idealisierte Schelfeisgeometrie diese Werte frei vorgeben kann, greift man für reale Modellgebiete auf die teilweise spärlich vorhandenen Feldmessungen sowie auf Abschätzungen, etwa aus der Satellitenfernerkundung, zurück. Für das Ozeanmodell sind die Randbedingungen durch das Windfeld, die Meeresoberflächentemperatur sowie Anfangswerte für Temperatur und Salzgehalt im Ozean gegeben. Zu weiteren Details siehe GROSFELD & SANDHÄGER (2004).

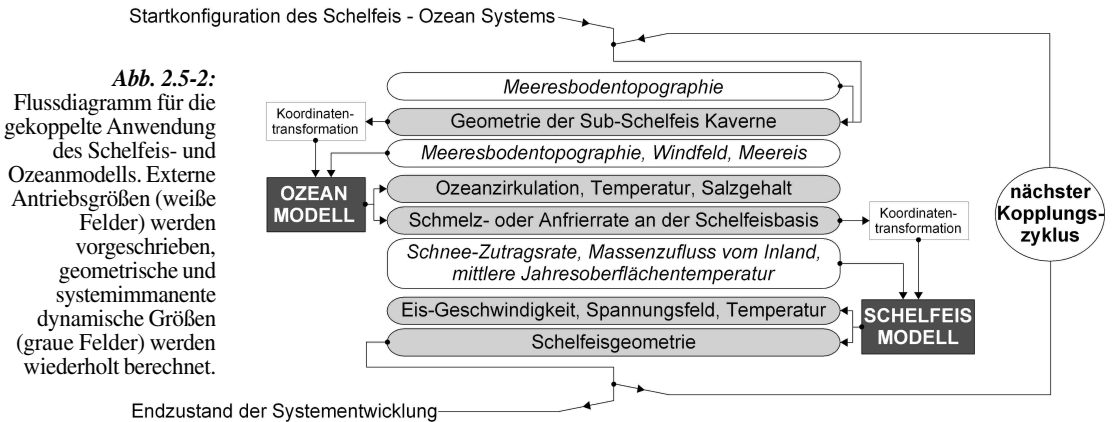
Die gemeinsame Schnittstelle für die Kopplung der beiden eigenständigen Modellkomponenten Schelfeis und

Ozean bildet die Schelfeisunterseite. Schmelz- und Anfrierverprozesse an der Schelfeisbasis werden durch ozeanische Wärmefflüsse hervorgerufen, die zu Änderungen in der Eismächtigkeit und zu dynamischen Reaktionen im Schelfeissystem führen. Auf der anderen Seite beeinflussen die Süßwasserflüsse die Dichteschichtung und somit wesentlich das Strömungsregime in der Schelfeiskaverne und im angrenzenden Ozean. Eismächtigkeitsänderungen führen darüber hinaus auch zu Veränderungen der Wassersäulenmächtigkeit, die in der Schelfeiskaverne durch die Schelfeisgeometrie geprägt wird und auf das mittlere großskalige Strömungsregime einwirkt. Die basalen Schmelz- und Gefrierdaten stellen daher die eigentliche Kopplungsgröße dar, die in einem Modul zwischen den Modellen ausgetauscht wird. *Abb. 2.5-2* zeigt diese Kopplung in schematischer Form.

### Dynamik und Massenbilanz

Die Simulation des Grundzustandes des gekoppelten Schelfeis-Ozean Systems umfasst sechs 50-Jahre Zyklen der gekoppelten Anwendung (*Abb. 2.5-3*). Die Entwicklung der Anfangskonfiguration bis 300 Jahre ist durch signifikante Änderungen in der Schelfeisgeometrie und -dynamik gekennzeichnet, die sich auch auf das ozeanische Stromsystem auswirken.

Die basale Massenbilanz als wichtigste Austauschgröße weist hohe Schmelzraten am Übergang Inlandeis-Schelfeis auf, wie es auch in realen Schelfeisgebieten zu beobachten ist. Im Westen bildet sich eine Zone basalen Anfrierns aus, die durch den Prozess der Eispumpe verursacht wird. Während die Anfangsgeometrie einen gleichmäßigen Nord-Südgradienten aufweist, ist die Eiskörpergeometrie nach 300 Jahren deutlich durch das ozeanische Schmelz- und Anfriermuster bestimmt. Die Ozeanströmungen zeigen eine klare Unterscheidung zwischen Schelfeiskaverne und offenem Ozean. Dies wird im Wesentlichen durch die dynamische Barriere der Schelfeiskante verur-



sacht. Im Osten der Schelfeiskante strömt warmes Wasser in die Kaverne ein. Dies führt zu Schmelzen an der Schelfeisunterseite und bewirkt ein starkes Ausdünnen des Schelfeiskörpers. Auf der westlichen Seite strömt Schelfeiswasser an der aufsteigenden Eisunterseite entlang. Anfrieren und Anlagerung von marinem Eis in flacheren Regionen ist die Folge, vergleichbar zu Beobachtungen und Modellierungen im Filchner-Ronne Schelfeis, im Weddellmeer-Sektor (GROSFELD et al. 1998, SANDHÄGER et al. 2004). Die starke Ausdünnung auf der einen und das Anfrieren von marinem Eis auf der anderen Seite haben die Ausformung einer asymmetrischen Eisgeometrie zur Folge, die sich wiederum auf das Fließregime des Schelfeises auswirkt.

### Reaktion unter veränderten Klimabedingungen

Um den Einfluss veränderter Klimabedingungen auf das System Schelfeis-Ozean zu untersuchen, wurden unterschiedliche Szenarien der Niederschlagsraten und Ozeanerwärmung als Randbedingungen für die Modellläufe verwendet. Diese Szenarien sind dem Sachstandsbericht des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) entnommen (LEGGETT et al. 1992) und weisen bei Verdopplung bzw. Vervierfachung der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration Anstiege der Ozeantemperaturen in 250–750 m Tiefe von  $1^\circ\text{C}$  bis  $2,5^\circ\text{C}$  auf (MANABE & STOUFFER 1994;

O'FARRELL et al. 1997). Wassermassen, welche die flachen Schelfgebiete des südlichen Weddellmeeres überströmen, werden zusätzlich durch eine veränderte Meereisbildungsrate beeinflusst. Auf der anderen Seite wird der Anstieg der Lufttemperatur aufgrund des erhöhten Feuchtegehaltes zu einer Zunahme der Niederschlagsrate über der Antarktis führen. Die Erhöhung des Niederschlags kann nach MANABE & STOUFFER (1994) bzw. O'FARRELL et al. (1997) zwischen 10% und 100% betragen. Basierend auf diesen Ergebnissen werden in unseren Modellläufen drei Szenarien verwendet: (II) Verdopplung der Niederschlagsrate, (III) moderate Ozeanerwärmung um  $0,2^\circ\text{C}$  und (IV) starke Erwärmung um  $0,5^\circ\text{C}$ . Das Basisexperiment (I) wurde zum Vergleich weitergeführt. Die Erwärmungsszenarien erreichen nicht die Amplitude der IPCC-Simulationen, da in unseren Modellläufen die Erwärmung über die gesamte Wassersäule erfolgt.

Abb. 2.5-4 zeigt die Ergebnisse der Modellstudien für Szenario (IV) nach 1.000 Jahren Integration. Die Verteilung der Schmelz- und Anfrierrate weist einen Anstieg der Schmelzrate im Einströmbereich der Kaverne und eine Ausdehnung der Schmelzzone auf. Die Netto-Massenbilanz (Schmelzen minus Anfrieren) steigt von ca. 59 Gt/Jahr auf ca. 102 Gt/Jahr im Vergleich zur Referenzstudie an. Dies führt zu einem rapiden Ausdünnen des Schelfeises und einer stärker ausgeprägten Asymmetrie in der Eismächtigkeitsverteilung. Der erhöhte Süßwassereintrag in

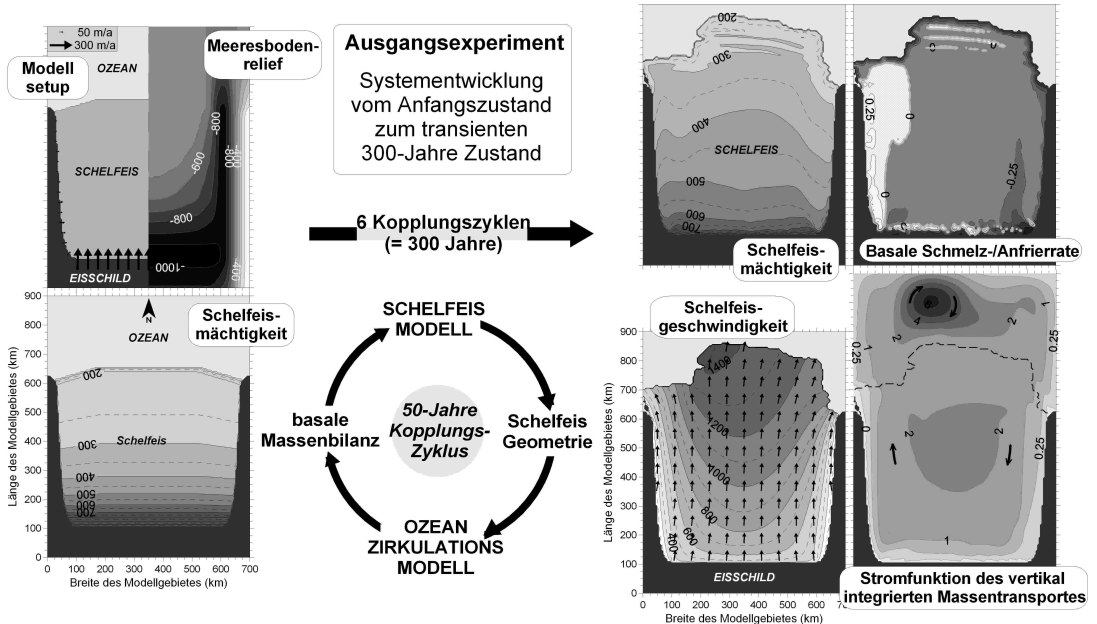
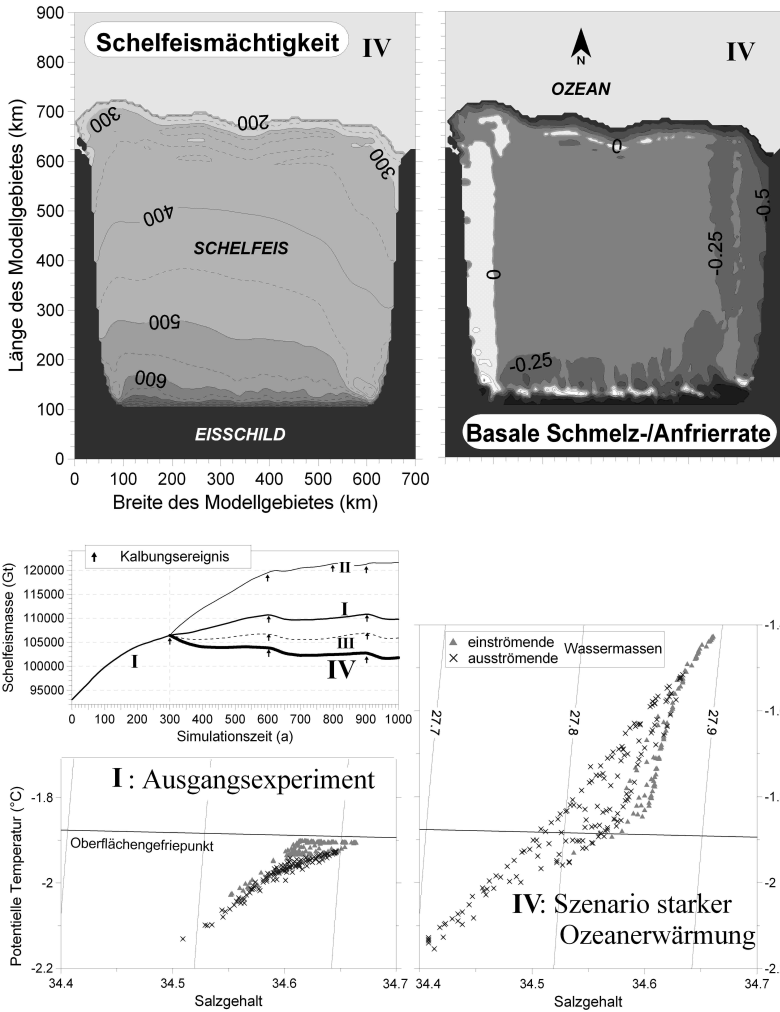


Abb. 2.5-3: Konfiguration des Grundzustandes des gekoppelten Schelfeis-Ozean Systems. Links: Eisfluss vom Inland, Meeresbodenrelief und Anfangs-(0 Jahre)-Schelfeismächtigkeit. Rechts: Ausgabeparameter nach sechs Kopplungszyklen à 50 Jahre zeigen die Systementwicklung der statischen und dynamischen Eigenschaften der beiden Komponenten Schelfeis und Ozean.



**Abb. 2.5-4:** Eismächtigkeit und basale Massenbilanz nach 700 Jahren mit  $0,5^\circ\text{C}$  ozeanischer Erwärmung (oben). Entwicklung der gesamten Eismasse im Schelfeisgebiet (mitte, links) zeigt deutliche Reaktionen des Schelfeises gegenüber Veränderungen in den Klimabedingungen. Der Vergleich der Wassermassenzusammensetzung (Temperatur-Salz) (unten) entlang der Schelfeiskante zwischen der Referenzstudie (I) und der Erwärmungsstudie (IV) weist auf eine deutliche Veränderung hin.

den Ozean bewirkt einen deutlichen Wechsel in der Wassermassenzusammensetzung auf dem Kontinental-schelf und eine signifikant ausgeprägte Schichtung der Wassersäule. Die gesamte Wassermasse wird durch die Zumischung von glazialen Schmelzwasser leichter, was für die Tiefen- und Bodenwasserbildung bei der Überströmung am Kontinentalabhang weit reichende Folgen erwarten lässt (Abb. 2.5-4).

### Schlussbetrachtung

Schelfeise spielen hinsichtlich der Dynamik und Massenbilanz des antarktischen Eisschildes eine entscheidende Rolle. Daneben haben Schmelz- und Anfrrierprozesse an ihrer Unterseite als Ausdruck der Wechselwirkung von Ozean und Schelfeis erheblichen Einfluss auf die Wassermassenbildung im südlichen Ozean. Die Kopplung numerischer Modelle zur Erfassung der Schelfeis-dynamik auf der einen und die Quantifizierung der ozeanischen Pro-

zesse unterhalb und vor der meerseitigen Begrenzung von Schelfeisen auf der anderen Seite eröffnet die Möglichkeit, ein besseres Verständnis dieser Prozesse zu erreichen. Schmelz- und Anfrrierprozesse an der Schelfeisunterseite repräsentieren dabei im Wesentlichen die Kopplungsgröße der beiden Modellkomponenten. Die Realisierung eines gekoppelten Schelfeis-Ozeanmodellsystems und seine Anwendung auf ein geometrisch vereinfachtes/idealisiertes Schelfeis zeigen deutlich sowohl die wechselseitige Beeinflussung von Schmelz- und Gefrierprozessen (basale Massenbilanz) als auch eisdynamische Veränderungen (Fließgeschwindigkeiten des Eises). Variationen in den äußeren Randbedingungen (erhöhte Ozeantemperaturen und erhöhte Akkumulationsraten über dem Schelfeis in Anlehnung an IPCC-Resultate) als Folge globaler Klimaänderungen haben für die Massenbilanz an der Schelfeisunterseite, die Eisdynamik und für die Wassermassenbildung somit signifikante Konsequenzen ♦