

Klima und Ozeanzirkulation der Frühen Kreide im Kiel Climate Model

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von
Janine Blöhdorn

Kiel
2013

Referent:	Prof. Dr. Mojib Latif
Koreferent:	Prof. Dr. Birgit Schneider
Datum der mündlichen Prüfung:	23. April 2013
Zum Druck genehmigt:	23. April 2013

Der Dekan

Zusammenfassung

Die Frühe Kreide (~110 Ma) gehört zu den wärmsten Perioden des Phanerozoikums. Zu dieser Zeit empfing die Erde etwa 1 % weniger solare Einstrahlung als in der Gegenwart, während die atmosphärischen Kohlenstoffdioxidkonzentrationen im Bereich von 800-2000 ppm lagen. Proxydaten suggerieren im globalen Mittel Temperaturen von mehr als 20 °C, die von einem abgeschwächten meridionalen Gradienten der Oberflächentemperatur und einem verstärkten Wasserkreislauf begleitet wurden. Der Atlantische Ozean war noch nicht geöffnet und der proto-Pazifik sowie die Tethys in den niedrigen Breiten erlaubten die Bildung einer zirkumtropischen globalen Ozeanströmung. Obwohl sich die Verteilung der Kontinente und die Strahlungsbedingungen sehr von den heutigen Bedingungen unterscheiden, wird die Kreidezeit häufig als Analogon für potentielle CO₂-reiche Klimaszenarios für die Zukunft herangezogen. Weiterhin lassen geologische Informationen über anoxische Ereignisse im Ozean die Frage aufkommen, inwieweit die Ozeanzirkulation und die verstärkte Frischwasserzufuhr von Land die Entstehung solcher Ereignisse begünstigt hat.

In dieser Arbeit wird gezeigt, wie das atmosphärische Klima und die Ozeanzirkulation der Frühen Kreide mit dem Kiel Climate Model (KCM), einem gekoppelten Atmosphären-Ozean-Klimamodell (General Circulation Model, GCM), simuliert wird. Dabei zeigt das für die Frühe Kreide simulierte Klima eine starke Erwärmung, die mit einem verstärkten Wasserkreislauf einhergeht. Während die horizontale Zirkulation in der Atmosphäre eine signifikante Verstärkung aufweist, ist die allgemeine Zirkulation schwächer als unter vorindustriellen Bedingungen. Der sehr stabil geschichtete Ozean ermöglicht nur eine schwache Umwälzzirkulation mit Zwischenwasserbildung in den hohen Breiten des Pazifiks und der subtropischen Tethys. Es wurde keine signifikante Tiefenwasserbildung simuliert. Lediglich moderate Transportraten in das arktische Becken und starke Frischwasserzufuhr von Seiten der nördlichen Kontinente generieren einen isolierten und stark geschichteten Arktischen Ozean ohne Konvektion. Diese Bedingungen bieten optimale Randbedingungen

für die Entstehung von anoxischen Wassermassen. In niedrigen Breiten verursachen intensiviert tropische und subtropische Zellen eine starke flache Umwälzzirkulation. Im tropischen Ostpazifik existiert eine interannuale Variabilität, die in ihren statistischen Merkmalen dem heutigen Phänomen der El Niño-Southern Oscillation (ENSO) ähnelt.

Abstract

The Early Cretaceous (~ 110 Ma) was one of the warmest periods in the Phanerozoic. Earth received about 1 % less solar radiation compared to the present-day value, while the atmospheric carbon dioxide concentration was in the range of 800-2000 ppm. Proxy data suggest a global mean temperature higher than 20 °C, a reduced meridional surface temperature gradient, and an enhanced hydrological cycle. The Atlantic Ocean was yet to evolve and the Proto-Pacific and the Tethys Seaway in the low latitudes allowed a circum-tropical oceanic flow. Although, the continental configuration and radiative forcing were different from the present, the Early Cretaceous climate has been widely used as an example for a potential future high-CO₂ world. Furthermore, geological information about Oceanic Anoxic Events (OAEs) raised the question of how the ocean circulation and the enhanced runoff from land might have supported the formation of OAEs. The atmospheric climate and ocean circulation during the Early Cretaceous is presented as simulated by the Kiel Climate Model (KCM), a fully coupled atmosphere-ocean general circulation model. As a result the simulated Early Cretaceous climate shows a strong warming associated with an enhanced hydrological cycle. The horizontal circulation throughout the atmosphere shows a significant strengthening, whereas the atmospheric general circulation is weaker than today. The Cretaceous ocean is characterized by a very stable stratification and allows weak overturning with the formation of intermediate water in the high-latitude Pacific and subtropical Tethys. No significant deepwater formation is simulated. The Arctic basin does not allow convection and might provide a favourable environment of anoxic conditions. In low latitudes strengthened tropical and subtropical cells provide intensified shallow overturning rates and in the eastern tropical Pacific interannual variability shows similar statistical features as the present-day El Niño-Southern Oscillation (ENSO).

Inhalt

Zusammenfassung	i
Abstract	iii
1 Einleitung	1
1.1 Frühe Kreide im geologischen Kontext	1
1.2 Klima der Frühen Kreide	2
1.2.1 Atmosphäre	7
1.2.2 Ozean	11
2 Modell und Simulationen	16
2.1 Modellbeschreibung	16
2.2 Bathymetrie und Landgeographie	19
2.3 Eigenschaften der Landoberfläche	21
2.4 Initialisierung und Integrationen	23
3 Ergebnisse	27
3.1 Oberflächentemperatur	27
3.1.1 Jahresmittelwert	28
3.1.2 Meridionaler Temperaturgradient	30
3.1.3 Land-See-Kontrast	32
3.1.4 Jahresgang	34
3.2 Atmosphärische Zirkulation und Wasserkreislauf	37
3.2.1 Niederschlag	38
3.2.2 Oberflächenzirkulation	42
3.2.3 Allgemeine Zirkulation	47

3.3	Oberer Ozean	64
3.3.1	Oberflächentemperatur und -salzgehalt	65
3.3.2	Horizontale Zirkulation und Transportraten	74
3.3.3	Tropische und subtropische Zellen	79
3.4	Vertikalstruktur des Ozeans	81
3.4.1	Oberflächendichte und Wassermasseneigenschaften	82
3.4.2	Meridionale Umwälzzirkulation	87
3.5	Interannuale Variabilität im tropischen Ozean	89
4	Diskussion und Schlussfolgerung	101
4.1	Diskussion	101
4.2	Schlussfolgerungen	108
	Danksagung	111
	Bibliographie	112
	Nomenklatur und Abkürzungen	119
	Erklärung	121

1 Einleitung

1.1 Frühe Kreide im geologischen Kontext

Innerhalb der 4.54 Milliarden Jahre langen Geschichte der Erde gab es Epochen mit Umweltbedingungen, die potentiell als Analogon für heutige oder zukünftige Klimaszenarien dienen können. Entsprechend können wissenschaftliche Schlussfolgerungen aus diesen paläontologischen Episoden gezogen werden, die sich zu einem gewissen Maß auf andere Episoden übertragen lassen. Die Kreidezeit (vor 145.5 bis 65 Millionen Jahren) folgte auf das Jura, dem Zenit der Dinosaurier, und endete mit einem Massenaussterben von landlebenden Dinosauriern und großen marinen Reptilien. Ein warmes und feuchtes Klima bestimmte die Umweltbedingungen der Kreide und ihre marine Biogeochemie erschuf die typischen Kalkablagerungen, denen die Kreidezeit (latein ‚creta‘) ihren Namen verdankt.

Im Fokus dieser Arbeit liegen die Kreide-Unterstufen Apt (125-113 Ma) und Alb (113-100.5 Ma), welche das Ende der Frühen Kreide (145-100.5 Ma) bilden. Während diesen Zeiten traten globale anoxische Ereignisse im Ozean (Oceanic anoxic events, OAEs) auf und verursachten signifikante Störungen in der marinen Biogeochemie. Belege dafür findet man als Schwarzschiefer in entsprechenden stratigraphischen Ablagerungen. Motiviert durch die Existenz heutiger Sauerstoffminimumzonen in den tropischen Ozeanen und anderen schwach ventilierten Meeresgebieten werden die OAEs untersucht, um Einblicke in deren Mechanismen zu gewinnen und daraus Schlussfolgerungen für die Zukunft zu ziehen. Die Kernfragestellung ist, wie Umwelt- und Klimabedingungen die Ozeanzirkulation und die entsprechende Biogeochemie am Ende der Frühen Kreide so beeinflussten, dass es zur Ausbildung anoxischer Ereignisse kam. Diese Arbeit beschränkt sich in diesem Zusammenhang auf die meteorologischen und ozeanographischen Aspekte.

1.2 Klima der Frühen Kreide

Für den mittleren Zustand und die Variabilität des Klimas spielt die Sonne als der Hauptenergielieferant der Erde eine signifikante Rolle. Der absolute Wert der auf der Erde einfallenden Sonnenenergie variiert auf Zeitskalen vom Tagesgang bis zu den Milankovitch-Zyklen mit Perioden von bis zu 10^5 Jahren. Überlagert von diesen Variationen, gibt es einen quasi-linearen Trend mit dem die solare Strahlung die letzten 4.5 Milliarden Jahre beständig zugenommen hat (Crowley et al., 1991; Crowley und Baum, 1992). Dies kann man in Abbildung 1.1 sehen, wo ausgewählte Strahlungswerte aus der Literatur dargestellt sind. Entsprechend hat die Erde während der Frühen Kreidezeit weniger solare Strahlung empfangen als heutzutage.

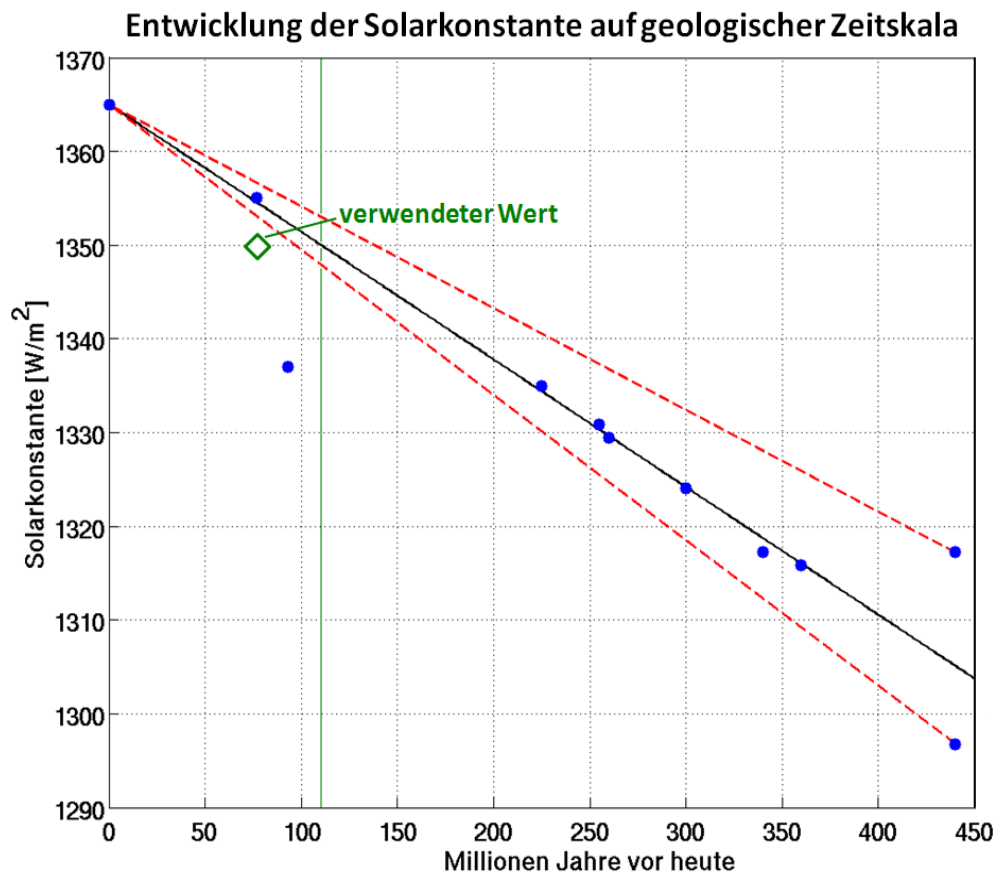


Abbildung 1.1: Die Änderung der Solarkonstante in den vergangenen 450 Millionen Jahren. Datenquellen: Crowley und Baum, 1991, 1992; De Conto et al., 2000; Flögel et al., 2005; Hyde et al., 2006.

Für die Simulationen in dieser Arbeit wurde für die Kreide eine Solarkonstante von 1350 W/m^2 angewandt, was etwa einer Verringerung von 1 % gegenüber dem heutigen Wert entspricht. Dieses Defizit an Energiezufuhr agiert als kühlender Faktor im Klimasystem, wenn alle anderen Parameter und Rückkopplungsmechanismen nicht berücksichtigt werden. Als orbitale Parameter (Präzession, Erdschiefe und Exzentrizität) wurden die heutigen Werte verwendet, da Variationen auf den entsprechenden Zeitskalen für die hier durchgeführten Gleichgewichtsexperimente irrelevant sind.

Der zweite zentrale Parameter, der den Strahlungshaushalt der Erde reguliert, ist die Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre. Unter diesen im langwelligen Strahlungsbereich aktiven Gasen ist Kohlenstoffdioxid (CO_2) dasjenige, welches das Klima der Frühen Kreide dominiert. Ein geologischer Überblick über die atmosphärische CO_2 -Konzentration wurde in Berner (1991) und Royer (2006) gegeben. Rekonstruierte Treibhausgaskonzentrationen werden aus Paläoböden und pflanzlichen Überresten aus einer Vielzahl von global verteilten Bohrkampagnen gewonnen. Durch erhöhte tektonische Aktivität, die mit vulkanischen Eruptionen sowohl an der Erdoberfläche als auch am Meeresboden einhergingen, wurden in der Kreide verstärkt Treibhausgase freigesetzt (Arthur et al., 1985; Jenkyns, 2010 und dort enthaltene Referenzen). Dadurch war die atmosphärische CO_2 -Konzentration im Apt-Alb um ein Vielfaches höher als der heutige Wert. Biogeochemische und paläontologische Modellsimulationen legen CO_2 -Konzentrationen für das Apt-Alb von 500 bis 2000 ppm nahe (Barron und Washington, 1985; Berner, 2004; Royer et al., 2004; Berner und Kothavala, 2001; Wallmann, 2001, siehe Abbildung 1.2). Das Apt-Alb wird wie andere Epochen der Kreidezeit häufig als Referenzszenario für zukünftige Klimaprognosen mit hoher CO_2 -Konzentration benutzt (z. B. Sellwood et al., 1994; Flögel et al. 2008, 2011; Haywood et al., 2011), obwohl die Verwendung als direktes Analogon als kritisch angesehen wird (z. B. Mitchell 1990, Sellwood et al. 1994, Hay 2011).

Für die Modellsimulationen in dieser Arbeit wurde eine atmosphärische CO_2 -Konzentration von 1200 ppm festgelegt, was in etwa einer Vervierfachung gegenüber dem vorindustriellen Wert von 286.6 ppm entspricht. Alle übrigen

Treibhausgase, namentlich Methan (CH_4) und Distickstoffmonoxid (N_2O , Lachgas), wurden konstant auf vorindustriellem Niveau gehalten, da ihre Abschätzungen für die Kreide erhebliche Unsicherheiten aufweisen und sich ihre generelle Wirkung als Treibhausgas im Rahmen dieser Arbeit nicht wesentlich von der des CO_2 unterscheidet.

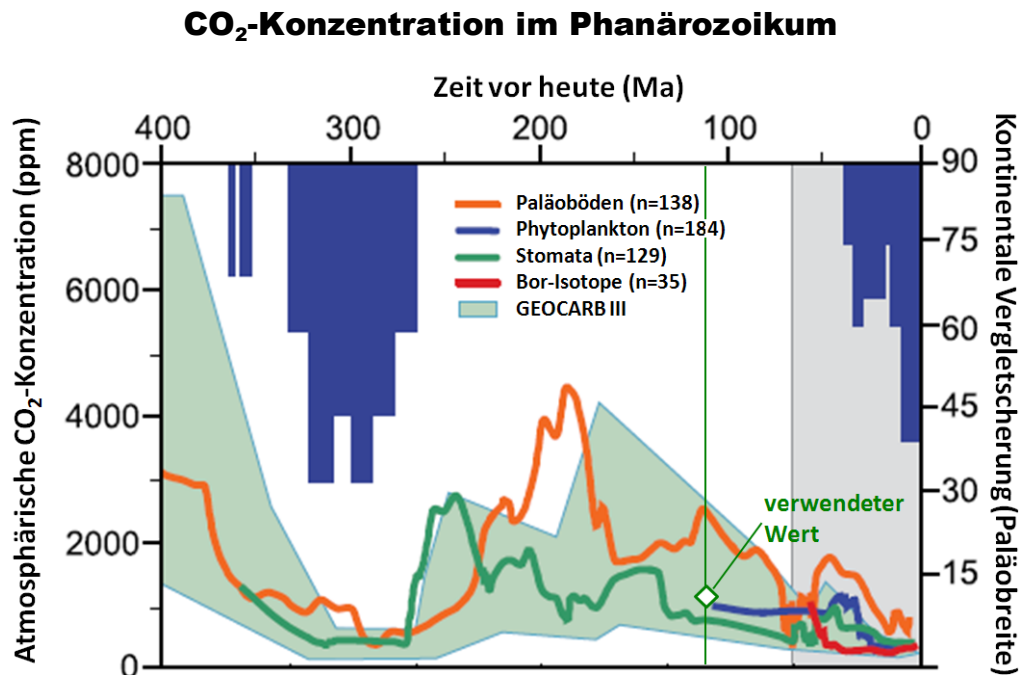


Abbildung 1.2: Atmosphärische CO_2 -Konzentration und kontinentale Vergletscherung in den vergangenen 400 Millionen Jahren. Die senkrechten blauen Balken kennzeichnen den Zeitpunkt und paläogeographische Ausdehnung der Eismassen (nach Crowley, 1998). Die dargestellten CO_2 -Kurven wurden von vier verschiedenen Proxydaten abgeleitet und stammen aus Royer (2006). Ebenfalls dargestellt ist der wahrscheinliche Bereich für CO_2 wie er vom geochemischen Kohlenstoffkreislaufmodell GEOCARB III (Berner and Kothavala, 2001) simuliert wird. Die Abbildung wurde dem IPCC-Bericht von 2007 (IPCC 2007, WG1, Kap. 6) entnommen.

Als Resultat der Reduzierung der solaren Einstrahlung um 1 % und der Vervierfachung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts ist das Apt-Alb durch ein sehr warmes und feuchtes Klima gekennzeichnet (Wallmann, 2001; Jenkyns, 2010; Hasegawa et al., 2011; Moriya, 2011, siehe Abbildung 1.3). Paläotemperaturen können aus Sauerstoffisotopenanalysen von marinen Kohlenstoffablagerungen, wie zum Beispiel Foraminiferen, Nanoplankton und Fischfossilien, abgeleitet werden (Bowen 1966; Stevens, 1971; Savin, 1977). Landoberflächentemperaturen können numerisch durch die sogenannte statistische Blattmorphologie-Methode

(Wolfe und Upchurch, 1987; Little et al., 2010) rekonstruiert werden. Wälder und Palmen, die Blattstrukturen eines warmen Klima aufweisen, besiedelten die hohen Breiten des Apt-Alb. Bei der Interpretation von rekonstruierten Paläotemperaturen ist jedoch zu beachten, dass die meisten Datenpunkte nur repräsentativ für eine begrenzte Region sind und Extrapolationen für globale Temperaturverteilungen entsprechend unsicher sind. Darüberhinaus können Proxydaten entweder Meeresoberflächen- oder Landoberflächentemperaturen widerspiegeln. Der Vergleich von beiden ist schwierig, da sie für unterschiedliche Medien gelten. Entsprechende Vorsicht ist also bei der geologischen Temperaturaufzeichnung geboten.

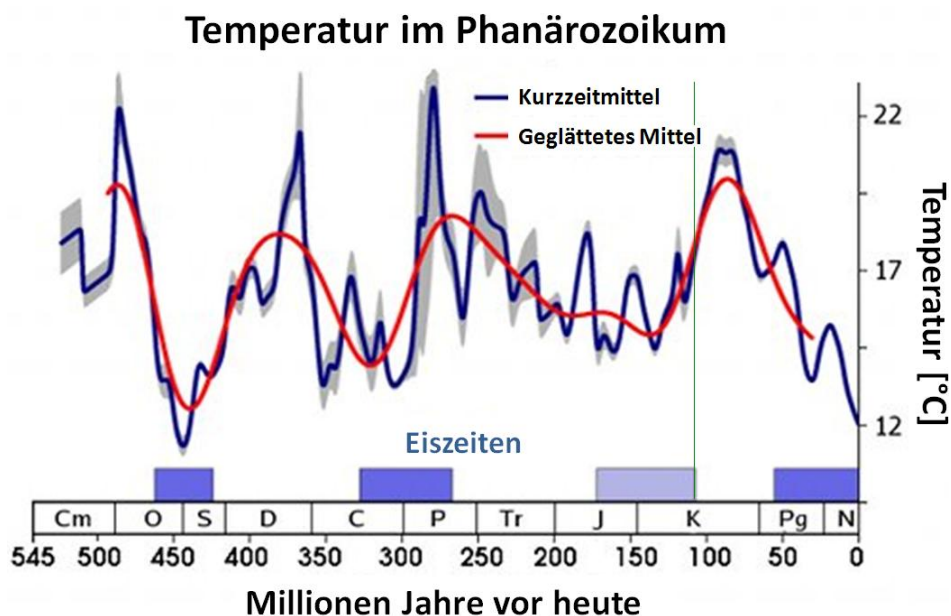


Abbildung 1.3: Global gemittelte Temperatur im Phanerozoikum wie sie aus veröffentlichten Daten rekonstruiert wurde (z. B., Veizer et al., 1999, 2000; Shaviv und Veizer, 2003; Die Abbildung stammt aus dem Global Warming Art Project.

Die Kreide ist die letzte geologische Periode, für die präzise Rekonstruktionen der globalen Geographie fast ausschließlich von magnetischen Streifen des Ozeanbodens abgeleitet werden können. Diese magnetischen Streifen zeigen die Linien an, entlang denen sich die lithosphärischen Platten ausgedehnt haben. Ein herausstehendes Merkmal des Apt-Alb ist die Land- Meer-Verteilung, die sich deutlich von der heutigen unterscheidet (siehe Abbildung 1.4). Im Gegensatz zu heute waren die Kontinente bezüglich ihrer

geographischen Länge relativ ungleichmäßig über den Globus verteilt. Allerdings war die Aufteilung der Landmassen auf Nord- und Südhalbkugel nahezu ausgeglichen, so dass im Gegensatz zu heute keine Konzentration auf die Nordhalbkugel vorlag. Die Gesamtlandfläche war etwa 20 % kleiner als heute (DeConto et al., 2000), was hauptsächlich durch den erhöhten Meeresspiegel zu jener Zeit verursacht wurde. Die nördlichen Landmassen (Laurasia) setzten sich aus Nordamerika, Europa und Asien zusammen. Der Nordatlantik wie er heute existiert entstand erst am Ende der Kreidezeit. Dennoch gab es durch den hohen Meeresspiegel (Haq et al., 1987) und die dadurch überfluteten küstennahen Landflächen viele flache Schelfmeere. Vor allem das Gebiet des heutigen Europas war in der Frühen Kreide mit Randmeeren bedeckt und ermöglichte so einen, wenn auch begrenzten Wassermassenaustausch zwischen dem arktischen Becken und der Tethys – einem dem heutigen Mittelmeer ähnelnden Becken in den niedrigen Breiten der Nordhemisphäre.



Abbildung 1.4: Die Landgeographie und Ozeanbathymetrie des Apt (120 Ma) wie sie von Ron Blakey rekonstruiert und dargestellt wurde.

Die Tethys ermöglichte einen zirkumtropischen Durchfluss von Ozeanströmungen. Dieses Merkmal unterscheidet den Ozean der Kreide wesentlich vom heutigen Ozean. Ehemals zu Gondwana gehörend waren Südamerika und Afrika in der Frühen Kreide noch miteinander verbunden und

verhinderten so den meridionalen Wassermassenaustausch, der durch den heutigen Südatlantik ermöglicht wird. Diese beiden Kontinente trennten sich erst in der späten Kreide (etwa 130-85 Ma) und ließen den Südatlantik entstehen. Weiter im Süden waren der indische Subkontinent und Australien noch mit dem antarktischen Kontinent verbunden (Veevers, 1986). Die heutige Drake-Passage war in der Frühen Kreide eine Meerenge, die nur geringen Durchstrom zuließ. Dies verhinderte die Ausbildung einer zirkumpolaren Strömung wie dem heutigen Antarktischen Zirkumpolarstrom.

Die Rekonstruktion der Topographie der Frühen Kreide ist eine relativ schwierige Aufgabe, da die meisten höheren Gebirgselemente zum Teil erodiert worden sind. Durch eine Vielzahl von Techniken, basierend auf Sedimentologie, geologischen Strukturen, stabilen Isotopen, Porenstrukturen in Basalten und Temperaturekonstruktionen aus pflanzlichen Fossilien, ist es möglich, die Höhen von vergangenen Gebirgszügen zu rekonstruieren. Allerdings ist diese Paläotopographie mit größeren Unsicherheiten verbunden als die Paläogeographie. Ron Blakey hat mithilfe vieler Studien (z. B. Rowley und Lottes, 1989; Scotese et al., 1989, Sengor und Natal'in, 1996) die Topographie rekonstruiert wie sie in Abbildung 1.4 gezeigt ist. Es gibt Hinweise auf die Existenz früher Gebirgszüge im Westen Nordamerikas, die der laramischen Orogenese vorausgingen (Dettmann und Lohmann, 2000). Entsprechend ähnliche Strukturen gab es dort, wo heutzutage die Anden und der Himalaya liegen, allerdings mit weitaus geringeren Erhebungen. Insgesamt war die Topographie während der Kreide um einiges flacher als die heutige.

1.2.1 Atmosphäre

Frühe Studien (z. B. Gordon, 1973) legen eine generell schwache atmosphärische Zirkulation für globale Klimabedingungen nahe, die durch warme Jahresmitteltemperaturen und schwache meridionale Temperaturgradienten gekennzeichnet sind. Für die Kreide sind diese beiden Charakteristika gegeben. Eine polwärtige Verlagerung der Passatwindregime,

eine entsprechende Verschiebung der Westwindzone in den mittleren Breiten und eine daraus resultierende Einschränkung der polaren Ostwinde wurden in mehreren Arbeiten vorgeschlagen (z.B. Emiliani, 1954; Luyendyk et al., 1972; Frakes, 1979). Das Fehlen der polaren Eiskappen hebt die starken thermischen Fronten auf und verringert so den Antrieb der atmosphärischen und damit auch ozeanischen Strömungen. Dennoch existierte trotz reduziertem meridionalen Temperaturgradienten ein globales Windsystem während der Kreide, das dem heutigen ähnelt (Opdyke und Runcorn, 1960). Modellsimulationen, die von Barron und Washington (1982a) und Barron und Peterson (1989) durchgeführt wurden, und Proxystudien (z. B. Barron et al., 1981) konnten jedoch weder eine polwärtige Verlagerung noch eine generelle Abschwächung der allgemeinen Zirkulation in warmen geologischen Epochen bestätigen. Stattdessen wird die Paläogeographie als bestimmender Faktor angesehen, der die Form und Intensität der atmosphärischen Zirkulation bestimmt. Der Gradient der Oberflächentemperatur zwischen Äquator und Pol allein spielt in diesem Zusammenhang nur eine sekundäre Rolle.

Barron und Washington (1982a) erklärten den Temperatureffekt wie folgt: Eine Erhöhung der Temperatur in den Tropen begünstigten verstärkte Verdunstungsraten. Entsprechend der nicht-linearen Clausius-Clapeyron-Beziehung von Temperatur und Sättigungsdampfdruck wird die Atmosphäre in den Tropen erwärmt. Dadurch wird der vertikal integrierte meridionale Temperaturgradient beibehalten, obwohl sich der Gradient an der Oberfläche abschwächt. Zeitgleich schwächt die starke Oberflächenerwärmung in polaren Breiten die polare Temperaturinversion ab ohne die troposphärischen Temperaturen nennenswert zu beeinflussen. Folglich wird der vertikal integrierte meridionale Temperaturgradient beibehalten und es gibt keinen Antrieb hin zu einer schwächeren atmosphärischen Zirkulation. Allerdings haben Barron und Washington (1982a) darauf hingewiesen, dass die Temperaturänderung in den Tropen in diesem Zusammenhang eine kritische Rolle spielt. Ein Temperaturanstieg von mehr als 2 K könnte in der Tat ausreichen, um den meridionalen Temperaturgradient und die damit verbundene Zirkulation entscheidend zu schwächen.

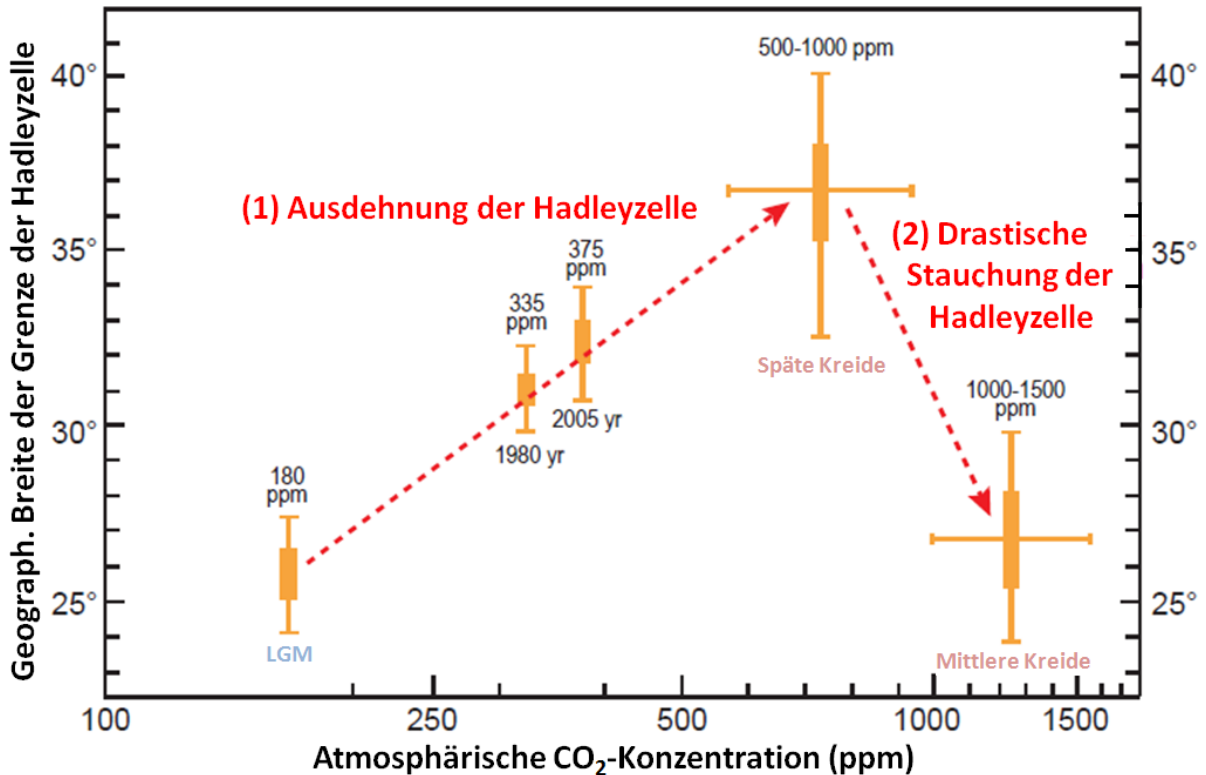


Abbildung 1.5: Ein konzeptionelles Schema von Hasegawa et al. (2012), das die meridionale Verlagerung des subtropischen Hochdruckgürtels als Funktion der atmosphärischen CO₂-Konzentration zeigt. Die senkrechten Balken zeigen die meridionale Ausdehnung des Hochdruckgürtels an. Die Pfeile in den unteren Abbildungen stellen die Passatwinde dar. Nähere Informationen sind in Hasegawa et al. (2012) und den dort enthaltenen Referenzen zu finden.

Nach Hasegawa et al. (2012) gibt es in der Tat Belege für eine polwärtige Verlagerung des subtropischen Hochdruckgürtels in der Frühen und Späten Kreide. Diese Verlagerung wird mit einer Ausdehnung der Hadleyzelle in CO₂-reichen, warmen Klimaszenarien erklärt (siehe Abbildung 1.5). Für das "Supertreibhaus"-Klima der mittleren Kreide wird jedoch eine drastische Stauchung der Hadleyzelle im Vergleich zur heutigen Ausdehnung beschrieben. Dies wurde auch durch Bush und Philander (1997) und Fluteau et al. (2007) in GCM-Experimenten gezeigt, die denen der hier präsentierten Arbeit ähneln. Ebenfalls haben Gordon (1975) und Parrish et al. (1982) Belege dafür in Analysen von Evaporitgesteinen gefunden. Dies legt ein nicht-lineares Verhalten und die Existenz eines Schwellwertes in der CO₂-Konzentration von etwa 1000 ppm nahe (Hasegawa et al., 2012). Das entspricht in etwa dem CO₂-Wert der in dieser Arbeit verwendet wird. Nichtsdestotrotz ziehen Hasegawa et al. auch langfristige geographische Änderungen während der Kreidezeit als mögliche

Gründe für dieses nicht-lineare Verhalten der Hadleyzelle in Betracht. Sensitivitätsexperimente mit verschiedenen Geographien bezüglich der Öffnung des Atlantischen Ozeans wurden in Poulsen et al. (2003) durchgeführt, lieferten jedoch keine konkrete Bestätigung dieser Theorie.

Eine weitere Fragestellung ist, inwieweit die Ferrelzelle der mittleren Breiten und die damit verbundenen Westwinde an der Oberfläche auf die Veränderungen der Hadleyzelle reagieren. Hasegawa et al. schlagen eine erhöhte extratropische Zyklonenhäufigkeit für ihr "Supertreibhaus"-Klima vor. Flögel et al. (2005) beschreiben für die Cenomanium-Turonium-Grenze (~ 94 Ma) signifikante saisonale Variationen der Westwinde der mittleren Breiten. Während sich der Westwindgürtel auf der jeweiligen Sommerhemisphäre gut ausgebildet, ist er auf der Winterhemisphäre eher schwach und gestört. In Verbindung damit wurde die Abwesenheit von subtropischen und polaren Fronten im Ozean dokumentiert. Desweiteren wird angenommen, dass die polaren Ostwinde und das damit verbundene Polarfrontsystem nicht existierten. Im Allgemeinen resultiert aus wärmeren Lufttemperaturen und einer damit höheren Aufnahmefähigkeit von Wasserdampf eine Zunahme des Niederschlags außerhalb der Tropen. Es wird angenommen, dass verstärkte Westwinde in den mittleren Breiten der Sommerhemisphäre mit entsprechend starken Niederschlägen, vor allem auf der Luvseite von Gebirgszügen einhergingen (Flögel et al., 2005).

Der bestimmende Faktor für den Charakter der atmosphärischen Zirkulation in der Kreide sind sicherlich die geographischen Randbedingungen an der Oberfläche. Ohba und Ueda (2010) führten Simulationen mit variierenden Kontinentverteilungen durch und identifizierten signifikante Änderungen in der Hadley- und Walkerzirkulation. Vor der Teilung des Superkontinents Gondwana gab es eine einzige Walkerzelle. Die Trennung von Afrika und Südamerika störte das Konvektionssystem und führte zu einer Aufteilung der Walkerzirkulation in mehrere Zellen. Dabei hat jede einzelne Zelle ihre Konvektionsregion über dem entsprechenden Kontinent und ihren absinkenden Ast über dem Ozeanbecken dazwischen. Als Konsequenz beschrieben Ohba und Ueda, dass sich der zonale Gradient in der Meeresoberflächentemperatur entlang des äquatorialen Pazifik

abgeschwächt hat und sich die Hadleyzelle durch den Warmpool im westlichen Pazifik verstärkt hat. Weiterhin schlagen sie eine Aufspaltung der großen Monsunsysteme über Gondwana in mehrere regionale Monsunsysteme an den diversen subkontinentalen Strukturen vor. Die saisonale Verlagerung der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) in der Kreide wurde durch die Land- Meer-Verteilung und die damit verbundenen Erwärmungskontraste bedingt.

1.2.2 Ozean

Aufgrund der signifikant unterschiedlichen Geographie und den veränderten Klimabedingungen unterscheidet sich die Ozeanzirkulation der Frühen Kreide erheblich von der heutigen. Der Ozean wird dominiert durch das proto-pazifische Becken (Panthalassa), die Tethys in den niedrigen Breiten, den frühen Indischen Ozean und das arktische Becken. Transporte zwischen den Becken existierten durch das europäische Archipel, am nördlichen Rand des Pazifiks, durch die Tethys und in geringem Umfang in den hohen Breiten um den Antarktischen Kontinent herum.

Auf der Grundlage von biogeographischen Informationen (z. B. Luyendyk et al., 1972; Gordon, 1973) wurde das Muster der Oberflächenzirkulation der Frühen Kreide rekonstruiert (siehe dazu Abbildung 1 in Barron und Peterson, 1989). Im Allgemeinen zeigen die Strömungen Ähnlichkeit mit denen des heutigen Ozeans. Herausstechendes Merkmal der Kreide ist eine westwärts gerichtete zirkumtropische Strömung durch die Tethys und den tropischen Pazifik. Das indo-pazifische Becken weist die typischen subtropischen und subpolaren Wirbel auf und südlich von Südamerika und Afrika existiert eine schwache ostwärtige Strömung. Bis hierhin herrscht wissenschaftlicher Konsens. Weiterhin diskutiert werden die regionalen Details der Ozeanzirkulation der Frühen Kreide. Die konkreten Positionen der Wirbelgrenzen, die Stärke und Orientierung der Randströme, wie zum Beispiel dem Paläo-Kuroshio, und die Transporte zwischen den einzelnen Ozeanbecken sind nur einige Beispiele für sensible Themen. Eine weitere kritische Frage ist die Existenz einer

Tiefenkonvektion und der damit verbundenen tiefen Umwälzzirkulation in der Frühen Kreide. Frühe Studien (z. B. Chamberlin, 1906) schlagen eine “umgekehrte” Umwälzzirkulation mit Tiefenwasserbildung in niedrigen und mittleren Breiten vor.

Wie schon beschrieben gibt es theoretische Betrachtungen, die für Klimata mit reduziertem Temperaturgradienten an der Oberfläche zwischen Äquator und Pol eine abgeschwächte atmosphärische Zirkulation nahelegen. Dies wiederum würde zu einem ebenso reduzierten Windstress an der Ozeanoberfläche führen und eine eher schwache windgetriebene Oberflächenzirkulation generieren. Jedoch konnte dies, wie vorher in Abschnitt 1.3 erwähnt, nicht durch vergangene Modellsimulationen bestätigt werden. So bleibt die Frage der Intensität der Ozeanzirkulation in der Frühen Kreide ungelöst.

Bisherige Modellstudien liefern diverse Zirkulationsszenarien für die Frühe Kreide und nachfolgende Epochen, die alle eine mehr oder weniger starke meridionale Umwälzzirkulation beinhalten (Brady et al., 1998; Haupt und Seidov, 2001; Otto-Bliesner et al., 2002; Flögel et al. 2011). Es wurde noch kein Konsens über die Entstehungsgebiete des Tiefenwassers der Frühen Kreide gefunden. Im Gegensatz zur heutigen Situation mit Tiefenwasserbildung in hohen Breiten, gibt es Studien mit Ozeanmodellen (z. B. Barron und Peterson, 1990), die Gebiete in niedrigeren Breiten für die Tiefenkonvektion nahelegen. Natürlich ist das Muster der Ozeanzirkulation im hohen Maße von der Kontinentverteilung, dem Meeresspiegel und der Bathymetrie abhängig. Alle diese Faktoren beinhalten Unsicherheiten in ihren Rekonstruktionen, was sie zu einem kritischen Aspekt in der Simulation von paläozeanographischen Zirkulationsmustern macht. Betrachtet man die horizontale Zirkulation, wurden in den Anfängen der Modellsimulationen mit eher gröberen Auflösungen gerechnet (z. B. in Barron und Peterson, 1989). In der näheren Vergangenheit wurden die Auflösungen der Ozeanmodelle höher und mit Atmosphärenmodellen gekoppelt. Das in dieser Arbeit verwendete Modell ist gerade so hoch aufgelöst, dass es zum einen eine detaillierte Analyse der Ozeanzirkulation ermöglicht und zum anderen die Simulation von Gleichgewichtsexperimenten von mehr als 1000 Modelljahren ermöglicht.

Neben dem Zirkulationsmuster unterscheiden sich auch die Wassermassencharakteristiken der Kreide von denen des heutigen Ozeans. Der heutige Ozean wird in großen Tiefen von kaltem und frischem Wasser dominiert, das in den Konvektionsgebieten der hohen Breiten gebildet wird. Die warmen und salzreichen Wassermassen der niedrigen Breiten findet man nur in geringen und mittleren Tiefen vor. Paläotemperaturen des tiefen Ozeans können aus Mg/Ca-Verhältnissen oder Sauerstoffisotopen in benthischen Foraminiferen rekonstruiert werden. Im Allgemeinen wird der tiefe Ozean der Frühen Kreide als warm angenommen (z. B. Chamberlin, 1906; Brass et al., 1982; Hay, 1988; Kennet und Scott, 1991). Es existieren jedoch verschiedene Hypothesen für die verantwortlichen Konvektionsgebiete und die entsprechenden Wassermasseneigenschaften (Huber et al., 1995; Brady et al., 1998).

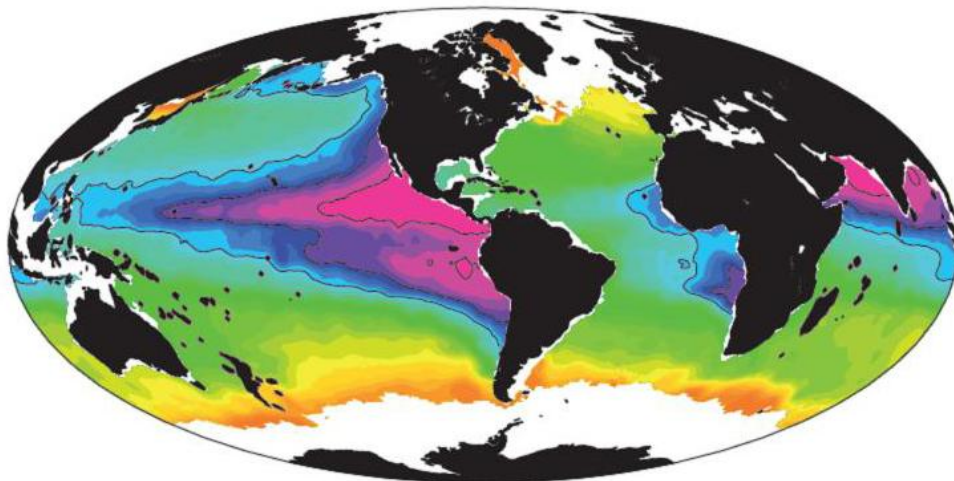


Abbildung 1.6: Sauerstoffkonzentration im heutigen Oberflächenozean, wie er im Sonderforschungsbereich SFB754 untersucht wird. Violette Farben kennzeichnen dabei sauerstoffarme Gewässer.

Ein weiterer Aspekt, der für die Frühe Kreide charakteristischen Wassermassen sind die in weiten Teilen des Ozeans stark reduzierten Sauerstoffkonzentrationen. Aus dem heutigen Ozean sind die sogenannten Sauerstoffminimumzonen bekannt (siehe Abbildung 1.6), die meist in tropischen Gebieten vorkommen und in besonderem Maße durch Klimaveränderungen beeinflusst werden. Sie stehen im Fokus eines aktuellen Sonderforschungsbereichs (SFB 754), der sich mit den physikalischen und

biogeochemischen Wechselwirkungen im tropischen Ozean und dessen Ökosystem beschäftigt. Kritische Schwellwerte in Nährstoffkreisläufen und Ventilationsraten werden durch Informationen aus geologischen Proxydaten und Modellsimulationen bestimmt. Sensitivitätsstudien legen eine Ausbreitung und Intensivierung der heutigen Sauerstoffminimumzonen durch aktuelle Klimaveränderungen nahe. Störungen im globalen Kohlenstoffkreislauf und Veränderungen in der globalen Ozeanzirkulation spielen Schlüsselrollen in diesen Prognosen. Erkenntnisse aus vergangenen anoxischen Ereignissen können dabei helfen, essentielle Rückkopplungsmechanismen in diesem System zu identifizieren.

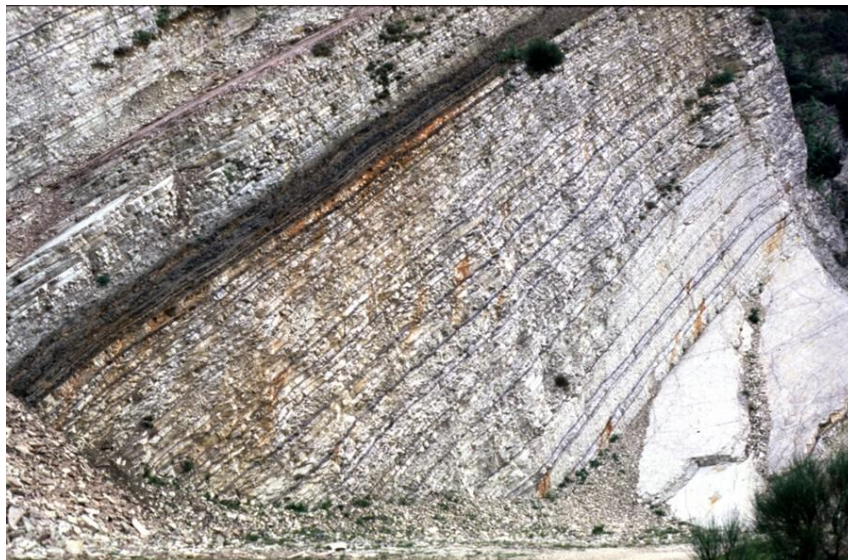


Abbildung 1.7: Eine Kreidestratigraphie in Italien, die deutliche Einlagerungen von Schwarzschiefer aufweist. Die Abbildung stammt von Dr. Paul Wilson, University of Southampton.

An dieser Stelle kommt die hier gezeigte Arbeit ins Spiel und soll Einblick in die physikalischen Bedingungen geben, die zur Bildung der ozeanischen anoxischen Ereignisse (OAEs) im Apt-Alb geführt haben. Während der Kreidezeit herrschten mehrmals in weiten Gebieten des Ozeans anoxische Bedingungen und es kam zur Ausbildung von Schwarzschiefersedimenten, die die üblichen Sequenzen der typischen Kreideablagerungen unterbrechen (siehe Abbildung 1.7). Hohe Flusseinträge und eine schwache Ventilation sind die Hauptantriebe für solche ozeanischen anoxischen Ereignisse. Flusseinträge

bringen große Mengen an Nährstoffen für die marine Biologie in den Oberflächenozean ein und erhöhte Frischwasserzufuhr verstärkt die Schichtung und Stabilität der Wassersäule. Folglich resultieren erhöhte Produktion von organischem Material und eine verringerte Sauerstoffzufuhr in der Bildung von anoxischen Bedingungen im Sedimentbereich. Diese Sedimente bilden dann die Kalk- bzw. Schwarzschieferablagerungen. Belege für anoxische Bedingungen im tropischen Pazifik während des frühen Apt werden in Dumitrescu et al. (2006) präsentiert. Dort wurden Sedimente, reich an organischem Material, gefunden, die während des OAE 1a gebildet wurden. Die meisten der heutigen Erdölvorkommen auf der Erde wurden innerhalb dieser Ablagerungen aus dem Jura und der Kreide gefunden.

In dieser Arbeit werden mithilfe von vier Simulationen eines gekoppelten Klimamodells das atmosphärische Klima und die Ozeanzirkulation unter Randbedingungen der Frühen Kreide analysiert. Der Modellaufbau und die Experimente werden in Kapitel 2 vorgestellt. Eine Präsentation der Modellergebnisse im Hinblick auf das atmosphärische Klima und die Ozeanzirkulation folgt in Kapitel 3. Darin liegt der Fokus zunächst auf der Oberflächentemperatur, der atmosphärischen Zirkulation und dem Wasserkreislauf und bei der Analyse der simulierten Ozeanzirkulation liegen die Schwerpunkte bei den Meeresoberflächenbedingungen, den windgetriebenen Strömungen und den Wassermassencharakteristiken im Zusammenhang mit Konvektion und Umwälzbewegungen liegen. Am Ende wird die interannuale Variabilität im tropischen Ozean untersucht. Eine Diskussion und Zusammenfassung der Ergebnisse dieser Arbeit folgt dann im 4. Kapitel, wobei Schlussfolgerungen über die Existenz einer meridionalen Umwälzzirkulation im Ozean der Frühen Kreide und die physikalischen Randbedingungen für die Entstehung anoxischer Ereignisse gezogen werden.

2 Modell und Simulationen

Klimamodelle der heutigen Generation bestehen in der Regel aus gekoppelten Modellen, die das Verhalten der einzelnen Komponenten im Klimasystem numerisch simulieren. Ziel ist es dabei, möglichst realistische Resultate für gegebene Randbedingungen zu produzieren und dabei den Rechenaufwand gering zu halten. Vor dem Hintergrund paläontologischer Fragestellungen gilt es, bestehende Modell von heutigen Bedingungen auf die der zu untersuchenden Epoche umzustellen und gegebenenfalls numerische Anpassungen vorzunehmen. Für Gleichgewichtssimulationen ist eine bestimmte Länge der simulierten Zeitserien notwendig, was oft den Kompromiss einer größeren Auflösung des Modellgitters nach sich zieht. Im Folgenden wird nun das in dieser Arbeit verwendete Klimamodell vorgestellt und eine Beschreibung der Simulationen gegeben.

2.1 Modellbeschreibung

Die Simulationen, die in dieser Arbeit besprochen werden, wurden mit einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Meereis-Modell, dem Kiel Climate Model (KCM) durchgeführt. Eine detaillierte Modellbeschreibung des KCM findet sich in Park et al. (2009). Das Modell besteht aus einem Atmosphärenzirkulationsmodell, das dem ECHAM5 (Roeckner et al., 2006) entspricht, und einem Ozean-Meereis-Modell, dem NEMO (Madec, 2008). Die Atmosphäre ist horizontal mit T42 aufgelöst, was in etwa einer $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ -Auflösung entspricht, und erstreckt sich über 19 vertikale Level. Damit hat das KCM in dieser Arbeit eine höhere horizontale Auflösung in der Atmosphäre als in Park et al. (2009), wo T31 ($\sim 3.75^\circ \times 3.75^\circ$) verwendet wurde. Das Ozeanzirkulationsmodell wurde auf einem ORCA2-Gitter mit einer nominellen horizontalen Auflösung von 2° und mit 31 vertikalen Leveln gerechnet. Beide Modellkomponenten sind über OASIS3 (Vacke, 2006) miteinander gekoppelt, um

Flüsse zwischen beiden Medien zu übermitteln. Eine schematische Darstellung des Modells ist in Abbildung 2.1 zu sehen.

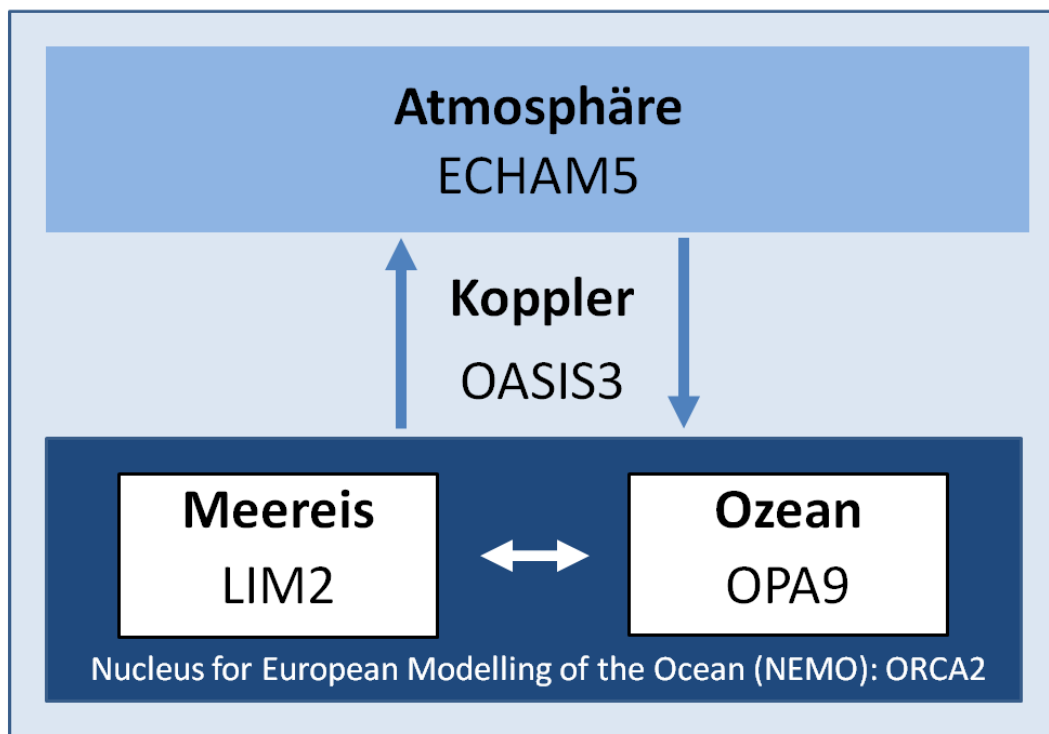


Abbildung 2.1: Das Kiel Climate Model (KCM) wie es in dieser Arbeit verwendet wird. Es wurde kein Vegetationsmodell und auch kein Modul für die marine Biogeochemie integriert.

Es ist die erste in dieser Weise durchgeführte Paläostudie mit dem KCM und im Vergleich zu anderen Modellsimulationen der Frühen Kreide sind in diesem Fall durch die verbesserte Auflösung sehr detaillierte Untersuchungen der Ozeanzirkulation der Frühen Kreide möglich. Die Zielsetzung der Simulationen, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden, ist die Realisation eines Gleichgewichtsklimas für die Atmosphäre und den Ozean. Dementsprechend wurde das Modell für 1000 Jahre integriert. Der numerische Zeitschritt wurde für die atmosphärische Komponente auf 20 Minuten und für das Ozeanmodul auf 60 Minuten gesetzt. Das Meereismodell interagiert bei jedem zwölften Zeitschritt mit dem Ozeanmodell. Auf dem Hochleistungsrechner NEC SX-9 ist das Modell in der Lage, 20 Modelljahre pro Tag zu generieren. Das ermöglicht die Realisierung einer 1000 Jahre lange Simulation innerhalb von weniger als 2 Monaten.

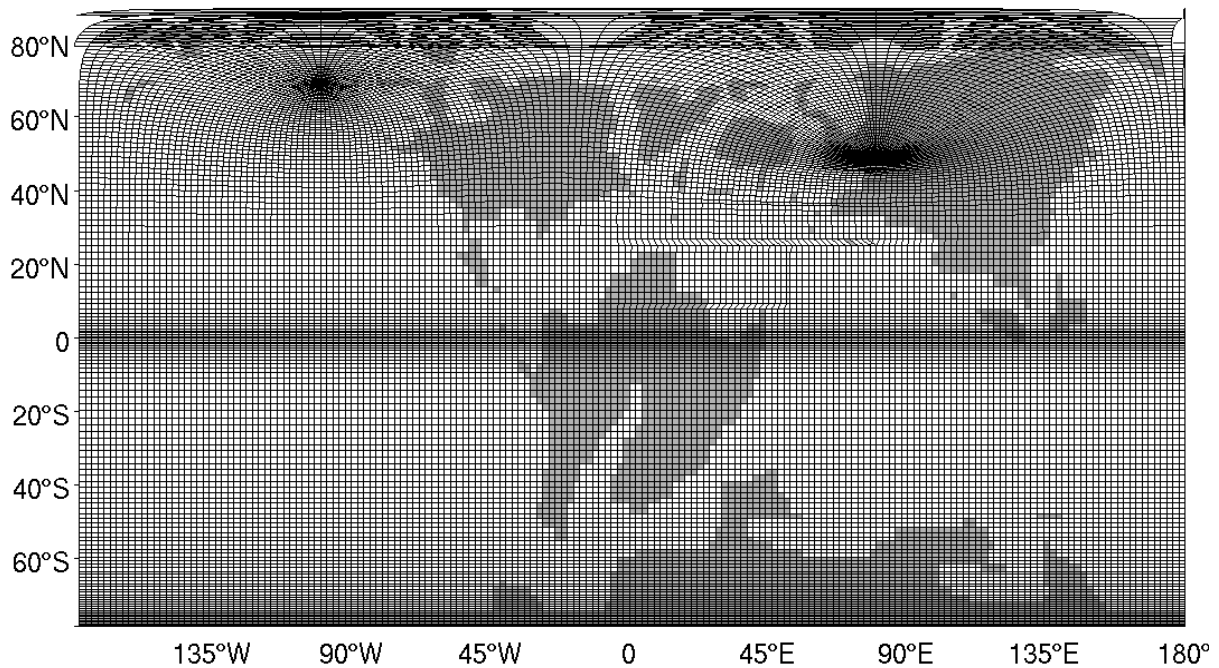


Abbildung 2.2: Tripolares Ozeanmodellgitter wie es für die Geographie der Frühen Kreide verwendet wird. Die Verfeinerung in den Tropen wurde beibehalten und einige Landpunkte wurden hinzugenommen, um sicherzustellen, dass die nördlichen Pole des Gitters über Land liegen.

Das Kiel Climate Model ist bisher nur für Simulationen mit heutiger Geographie verwendet worden. Folglich mussten für diese Arbeit zentrale Aspekte des Modells, wie zum Beispiel das Modellgitter, den paläontologischen Bedingungen angepasst werden, sofern diese von den heutigen Verhältnissen abweichen. Das ORCA2-Gitter wurde insofern verändert, dass die Verfeinerungen, die das Modell für die heutigen Randmeere vorsieht, für die Kreidesimulationen entfernt wurden. Die Breiten- und Längenkoordinaten der Gitterpunkte wurden entsprechend geändert, so dass ein regelmäßiges Muster entstand, wie es in Abbildung 2.2. zu sehen ist. Damit einhergehend wurden auch die Flächenkoeffizienten des Gitters neu berechnet. Damit verbleibt die einzige Gitterverfeinerung in den Tropen, da die atmosphärische und ozeanische Dynamik in diesem Bereich eine hohe Auflösung erfordern, um effektiv simuliert werden zu können. Unverändert sind die drei Gitterpole, für die über die Land-See-Verteilung sichergestellt wurde, dass sie auf einer Landfläche liegen.

2.2 Bathymetrie und Landgeographie

Die Modellgeographie wurde an die Bedingungen der Frühen Kreide angepasst indem die Land-See-Maske neu angeordnet wurde. Die Landtopographie sowie die Ozeanbathymetrie wurden aus Rekonstruktionsdaten (Müller et al., 1997, 2008) und Information von Paläokarten (Blakey, 2008) kombiniert. Die vergangenen Positionen der Kontinente sowie bathymetrische Strukturen können mit paläomagnetischen Analysen und Abschätzungen der Ausdehnungsraten des Meeresbodens bestimmt werden. Wie in Abbildung 2.3 gezeigt unterscheidet sich die Lage der Kontinente in der Frühen Kreide erheblich von der heutigen Verteilung.

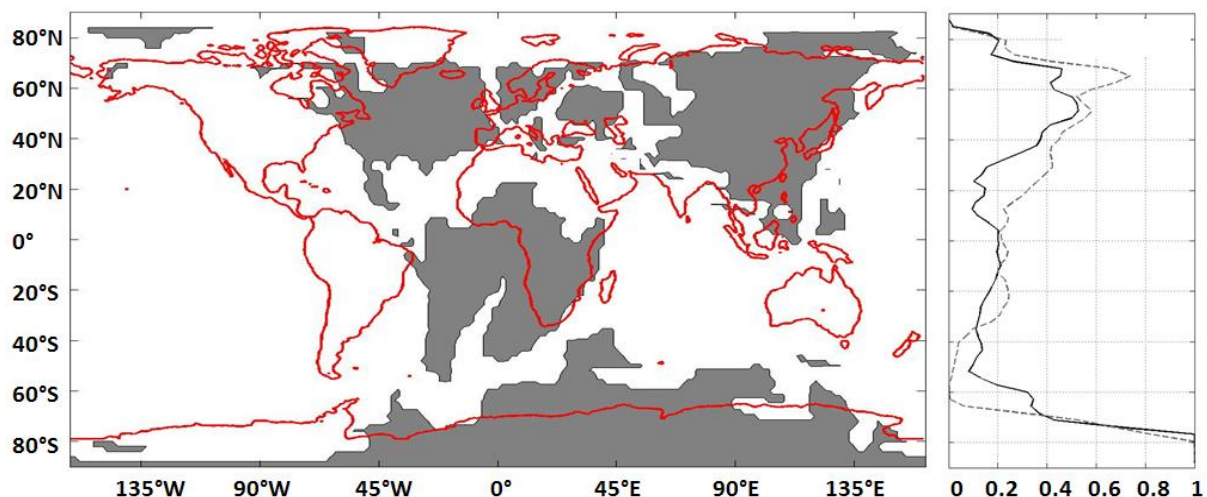


Abbildung 2.3: (links) Vergleich der heutigen Land-See-Verteilung (rote Linie) und Verteilung in der Frühen Kreide (graue Flächen) wie sie für die Modellsimulationen in dieser Arbeit verwendet wird. (rechts) Der Anteil der Landfläche pro Breitengrad für heutige Bedingungen (gestrichelt) und die Frühe Kreide (durchgezogen).

In der Frühen Kreide gab es noch keinen Atlantischen Ozean. Stattdessen befand sich die Tethys zwischen Nordamerika, Europa und Asien auf der nördlichen Seite und Südamerika und Afrika auf der südlichen Seite. Dieses subtropische Meer ermöglicht eine zirkum-tropische Strömung im Ozean der Frühen Kreide, was die Zirkulation erheblich von der heutigen Konstellation abgrenzt. Ein riesiges paläo-pazifisches Becken bildet den größten Teil der globalen Ozeanfläche und bietet Raum für meridionalen Wassermassen- und

Wärmetransport. Ein weiterer Unterschied zur heutigen Bathymetrie ist die Tatsache, dass der Seeweg um den antarktischen Kontinent herum in der Frühen Kreide bis auf einen flachen Bereich fast geschlossen ist. Der Antarktische Kontinent war nicht um den Südpol herum konzentriert sondern etwas in Richtung Südamerika und Afrika verschoben. Weiterhin waren der indische Subkontinent und Australien noch direkt mit Antarktika verbunden. Infolgedessen kann sich im Ozean der Frühen Kreide kein Antarktischer Zirkumpolarstrom ausbilden, wie er aus der heutigen Ozeanzirkulation bekannt ist.

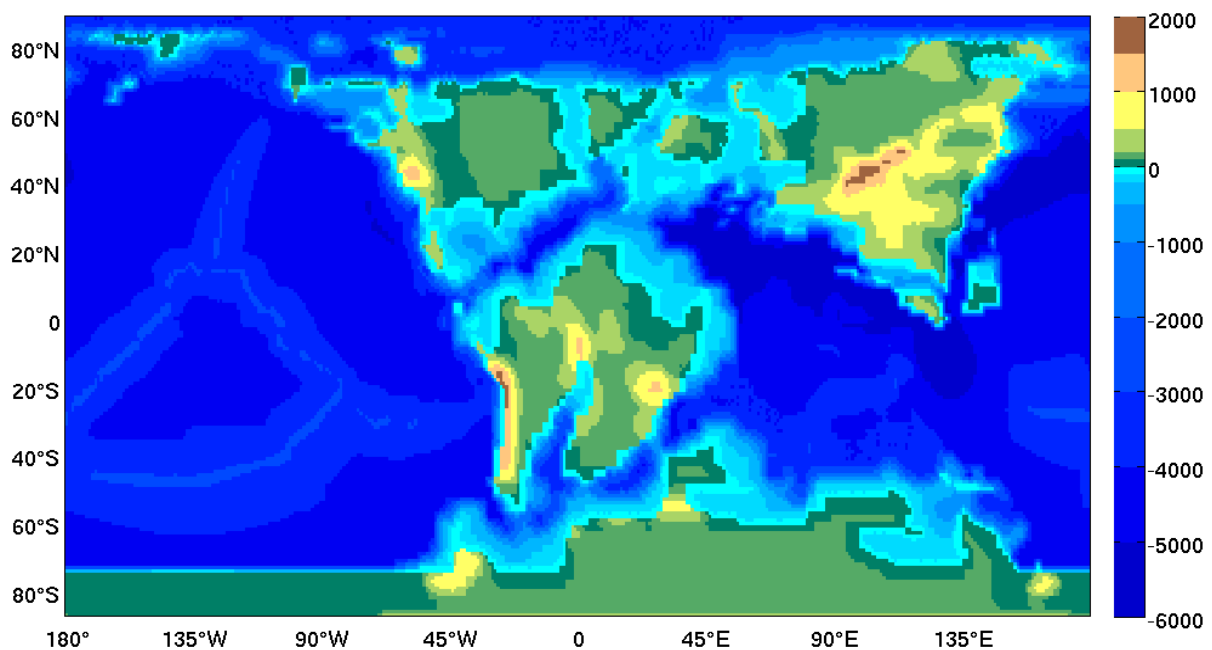


Abbildung 2.4: Bathymetrie des Ozeans und Landtopographie im Apt-Alb. Höhen und Tiefen sind in Metern angegeben.

Eine Übersicht über die in dieser Arbeit verwendete Bathymetrie der Frühen Kreide ist in Abbildung 2.4 dargestellt. Ausgedehnte Schelfmeere befinden sich im Nahbereich der Kontinente, während weite Teile des indo-pazifischen Beckens Tiefen von mehr als 2000m aufweisen. Mehrere Aspekte dieser Geographie sind mit großen Unsicherheiten belegt, die entscheidenden Einfluss auf die Ozeanzirkulation haben können. Insbesondere die Breite und Tiefe der Tethys und die südliche Ausdehnung der südostasiatischen Halbinsel sind davon betroffen. Im Bereich südlich und östlich des asiatischen Kontinents

sind kaum Daten vorhanden, die Auskunft über die Bathymetrie der Kreide geben. Hier musste bei der Kompilierung der verfügbaren Daten interpoliert werden. Anschließend wurde die Bathymetrie auf das ORCA2-Gitter übertragen, das im Süden nur bis 78° S reicht. Diese Anpassung erforderte die Hinzunahme einiger Landpunkte polwärts dieser Grenze.

Die Landtopographie der Frühen Kreide, wie sie in dieser Arbeit verwendet wird, orientiert sich an Paläorekonstruktionen von Ron Blakey und Informationen aus der Literatur (siehe Kapitel 1). Im Allgemeinen, waren die orographischen Höhen in der Frühen Kreide viel geringer, weil die meisten Orogenesen, die zur Bildung der heutigen Gebirge geführt haben, erst in der Kreidezeit angefangen haben und sich noch über Jahrmillionen hinzogen. Da Informationen über die Verteilung von Flüssen in der Frühen Kreide nur sehr spärlich vorhanden sind, wurden keine konkreten Flussverläufe im Modell implementiert. Dementsprechend ergibt sich der Frischwasserabfluss vom Land in Richtung Ozean allein durch die Form der Topographie. Mündungsbereiche sind dann Küstenregionen mit einem lokalen Minimum in der Landerhebung.

2.3 Landoberflächenparameter und Gletschermaske

Die geometrische Form der Landoberfläche beeinflusst die großräumige atmosphärische Zirkulation und allgemeine Klimaeigenschaften. Darüberhinaus bestimmen die physikalischen Eigenschaften der verschiedenen Bodentypen die lokalen Charakteristiken von Mechanismen wie den Strahlungs- und Wärmeflüssen, Frischwasserflüssen und Reibungskräften. Daher erfolgt an dieser Stelle eine entsprechende Übersicht über relevante Parameter, die sich zwischen Kreidezeit und heutigen Bedingungen unterscheiden.

Die hydrologischen Parameter, die die Wasserbilanz im Modell und den Abfluss an der Oberfläche regeln, wurden, basierend auf der Landorographie, von Stefan Hagemann bestimmt und zur Verfügung gestellt (Hagemann und Dümenil, 1998). Für die Vegetation wurde eine homogene Verteilung mit klimazonenabhängigen Eigenschaften angenommen (siehe Abbildung 2.5), da

keine konkreten Informationen über die Vegetationstypen der Frühen Kreide vorliegen. Dabei wird in den Tropen ein typischer Regenwald mit hohem Waldanteil angenommen, während in den ariden Subtropen der Vegetationsbedeckungsgrad abnimmt und der Boden ein höheres Reflektionsvermögen bezüglich solarer Einstrahlung aufweist. Für die mittleren und hohen Breiten wurde eine Mischform aus Wald und Grasflächen mit moderaten Strahlungseigenschaften angenommen. Es wurden keine Seen und Sümpfe in die Landoberfläche integriert, da es diesbezüglich keinerlei Informationen für die Kreide gibt. Das effektive Reflektionsvermögen im Modell setzt sich aus der Albedo des Bodens (Abb. 2.5.c) und den interaktiven Einflüssen durch im Modell entstehende Schnee- und Eisbedeckungen zusammen.

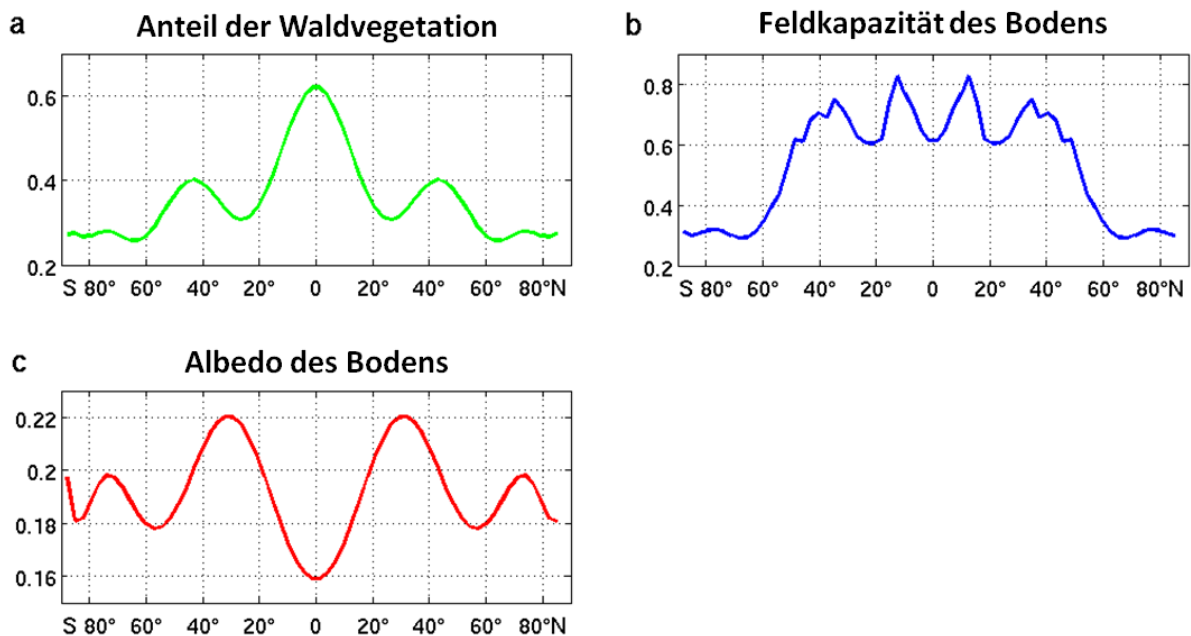


Abbildung 2.5: Landoberflächenparameter: (a) Anteil der Waldvegetation an der gesamten Vegetation, (b) Feldkapazität (Wasserspeichervermögen) des Bodens, und (c) Reflektionsvermögen des Bodens.

Der weitaus wichtigere Parameter in den Oberflächeneigenschaften der hohen Breiten ist die Bedeckung mit Schnee oder Eis, da diese durch ihr hohes Reflektionsvermögen erheblichen Einfluss auf den Strahlungshaushalt an der Oberfläche hat. Gemäß den Proxyinformationen (LeMasurier, 1970, Clark, 1971; Ando et al., 2009) wurde im Modell kein kontinentales Eis vorgeschrieben. Es gibt also keine Gletscher, die unabhängig vom modellierten Klima existieren.

Saisonale Schnee- und Eisbildung ist jedoch in Abhängigkeit von Niederschlag und Temperatur möglich. Dennoch bleibt die Frage der Existenz von Gletschern in der Frühen Kreide ein sensibles Thema und es gibt in der Tat vereinzelte Studien (z. B. Bornemann et al., 2008), die signifikante Eisbedeckung für diese Epoche unterstützen. Es wird weiterhin diskutiert, ob durch Eis modifizierte geologische Strukturen aus der Kreide durch kontinentale Gletscher oder durch küstennahes Meereis verursacht wurden.

2.4 Initialisierung und Integrationen

Für die Strahlungsrandbedingungen des Kontrollexperimentes wurden vorindustrielle Werte von 1365 W/m^2 als Solarkonstante und 286.2 ppm als CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre festgelegt. Für die Frühe Kreide wurden diese Werte auf 1350 W/m^2 und 1200 ppm geändert. Damit resultiert im Vergleich zu vorindustriellen Bedingungen für die Frühe Kreide eine Reduktion der solaren Einstrahlung um etwa 1% und eine Vervierfachung des CO_2 -Gehalts. Diese Bedingungen wurden in jedem Experiment über die ganze Zeit konstant gehalten. Die übrigen Treibhausgase wurden als konstant angenommen und für alle Experimente mit vorindustriellen Konzentrationen belegt. Da der Fokus auf einem langfristigen Gleichgewichtszustand des Klimas liegt, wurden die orbitalen Parameter unverändert auf den heutigen Werten festgeschrieben.

Exp.	Geographie		S_0 W/m ²	CO_2 ppm	Name
	heute	Frühe Kreide			
1	x		1365	286.6	Vorindustrieller Kontrolllauf
2	x		1350	1200.0	Nur Strahlungsantrieb der Fr. Kreide
3		x	1365	286.6	Nur Geographie der Frühen Kreide
4		x	1350	1200.0	Frühe Kreide

Tabelle 2.1: Überblick über die Experimente mit deren definierten Randbedingungen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden insgesamt vier Simulationen gerechnet (siehe Tabelle 2.1). Ein vorindustrieller Kontrolllauf dient Vergleichszwecken und eine Simulation mit vollständigen Randbedingungen der Frühen Kreide wurde durchgeführt, um das Gleichgewichtsklima der Frühen Kreide zu bestimmen. Um dabei den separaten Einfluss der Veränderungen im Strahlungshaushalt und der Geographie auf das Klima der Frühen Kreide beurteilen zu können, wurde für beide Randbedingungen zusätzlich ein Experiment durchgeführt. Die Atmosphäre wurde für alle Experimente mit Feldern von Temperatur, Feuchte, Divergenz und Vorticity (Wirbelstärke) einer Kontrollsimulation initialisiert, da sie sich unmittelbar danach auf die Randbedingungen des Modells einstellt. Für die Simulationen mit Kreidegeographie wurde der Ozean mit dem Gleichgewichtszustand der Simulation mit nur den Strahlungsbedingungen der Kreide initialisiert.

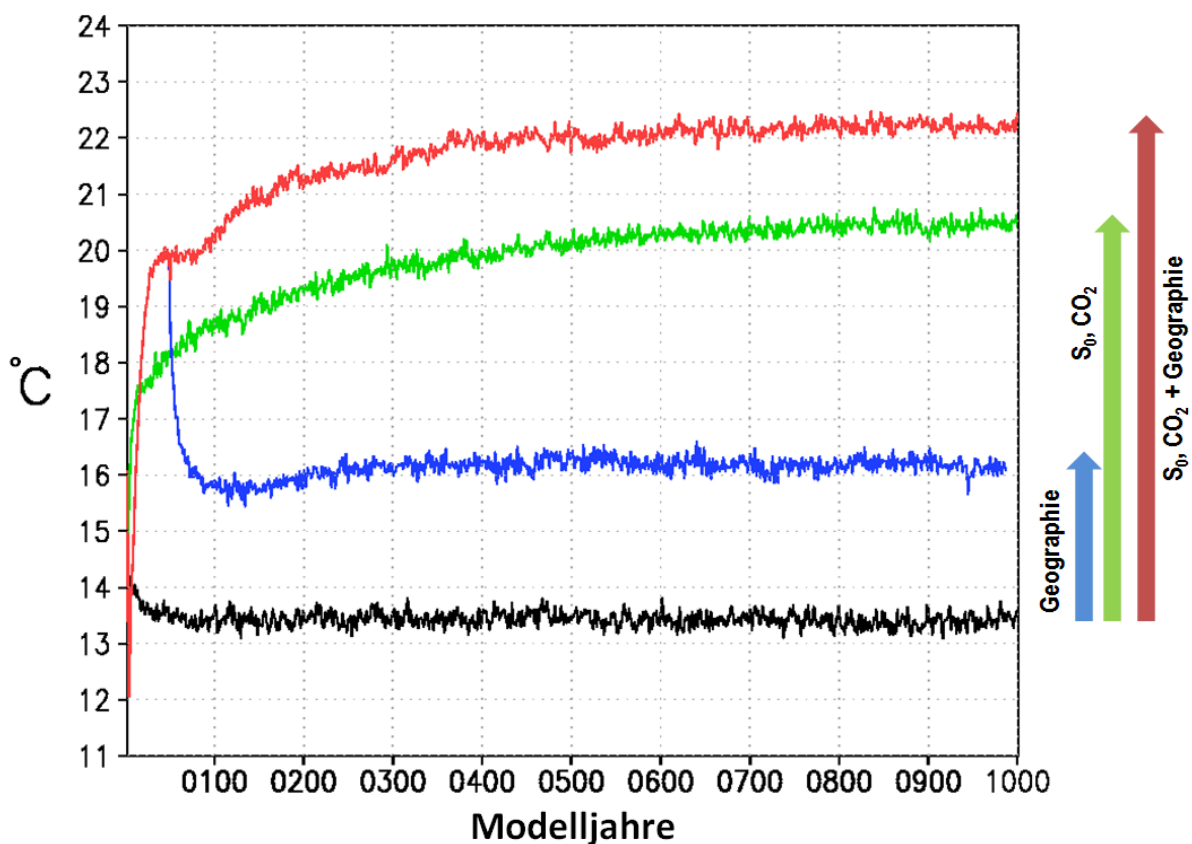


Abbildung 2.6: Global und jährlich gemittelte 2m-Temperatur für die vier Experimente: vorindustrieller Kontrolllauf (schwarz, Mittelwerte der letzten 100 Modelljahre 13.4 °C), nur Geographie der Kreide (blau, 15.8 °C), nur Strahlung der Kreide (grün, 20.5 °C), und die Frühe Kreide (rot, 22.2 °C).

Die zeitliche Entwicklung der global gemittelten Oberflächentemperatur ist in Abbildung 2.6 für alle vier Simulationen dargestellt. Die vier Simulationen wurden jeweils für 1000 Modelljahre berechnet und zeigen am Ende dieser Zeit einen verbliebenen Trend in der Oberflächentemperatur von 0.02 K pro 100 Jahre, was als Quasi-Gleichgewichtszustand angesehen werden kann. Im Vergleich zum vorindustriellen Kontrolllauf mit einer global gemittelten Oberflächentemperatur von 13.4 °C zeigt die Frühe Kreide mit 22.2 °C eine Erwärmung von 8.8 K im globalen Mittel. Dieser Temperaturanstieg ist hauptsächlich auf die CO₂-bedingten Veränderungen in der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche zurückzuführen.

Für den vorindustriellen Kontrolllauf wurden für den Ozean Anfangsbedingungen vorgegeben, die der World Ocean Database (WOD, Levitus et al., 1998) entnommen wurden. Der Gleichgewichtszustand des Experiments mit nur den Strahlungsbedingungen der Kreide lieferte dann die Anfangsbedingungen für die Simulation mit Kreidegeographie. Aus Kontinuitätsgründen wurden Ozeantemperatur und Salzgehalt zonal gemittelt, um Unterschiede zwischen der heutigen und der damaligen Ozeangeographie auszugleichen. Um sicherzustellen, dass sich die Ozeanzirkulation, die im Gleichgewicht mit den von Temperatur und Salzgehalt bestimmten Dichtegradienten steht, stabil entwickelt, wurde der Ozean mit einem Ruhezustand initialisiert. Insgesamt beginnen die Kreidesimulationen mit einem Zustand, der näher an dem zu erwartenden Endzustand liegt. Dadurch wird die Rechenzeit bis zum Einstellen eines Gleichgewichtszustandes und damit die Länge der Simulation erheblich verkürzt.

Zu Beginn der Modellintegrationen mit Kreidegeographie können numerische bedingte Instabilitäten auftreten, die aus den sich nicht im vollständigen Gleichgewicht befindenden Anfangsbedingungen resultieren. Um dem Rechnung zu tragen, wurde das Modell die ersten 50 Jahre mit einem verringerten Zeitschritt und erhöhten Austauschparametern zwischen Ozean- und Atmosphärenmodul integriert. Danach wurde das Modell mit den gewöhnlichen numerischen Parametern vom Modelljahr 50 an weitergerechnet. Beide Simulationen mit Kreidegeographie beginnen bei denselben Restart-

Bedingungen im Jahr 50 (siehe Abb. 2.6). Analysen der global gemittelten Ozeantemperatur über die gesamte Wassersäule hinweg (vgl. Abb. 2.7) ergeben einen Gleichgewichtszustand für die oberen 2000 m des Ozeans. Die Temperaturen im tiefen Ozean liegen im Bereich von 4.1-5.0 °C und zeigen auch am Ende der Kreidesimulationen noch einen signifikanten, positiven Trend. Deshalb hat der tiefe Ozean noch keinen Gleichgewichtszustand erreicht und wird deswegen in den Analysen dieser Arbeit vernachlässigt.

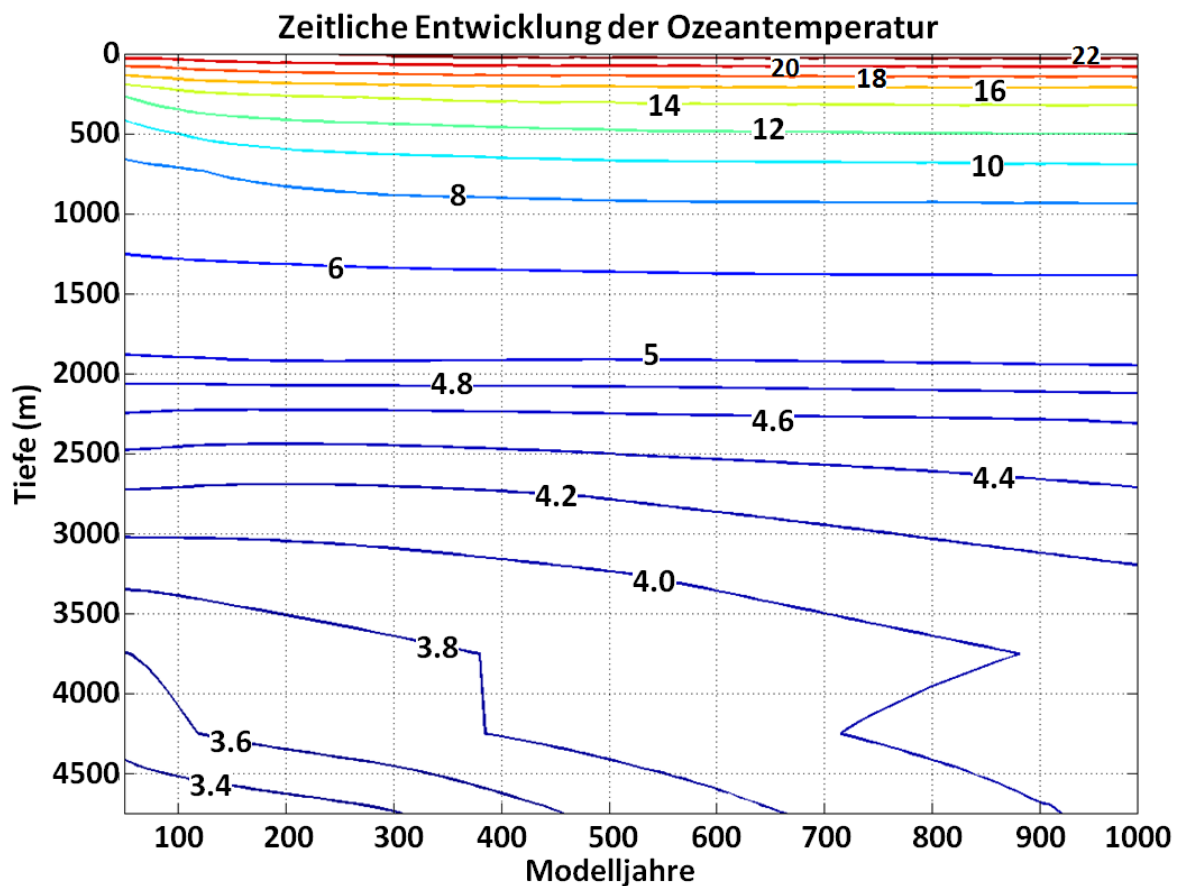


Abbildung 2.7: Zeitliche Entwicklung der global gemittelten Ozeantemperatur (in °C) über die Tiefe des Ozeans. Es wurde über Intervalle von 10 Jahren gemittelt.

3 Ergebnisse

Die Atmosphäre spielt eine zentrale Rolle im Klimasystem. Sie steht in Wechselwirkungen mit allen anderen Komponenten des Klimasystems: dem Ozean, der Kryosphäre, der Biosphäre und der Lithosphäre. In diesem Kapitel werden zentrale Größen wie die Oberflächentemperatur und die atmosphärische Zirkulation in den generierten Simulationen vorgestellt. Im Hinblick auf die Dynamik der Atmosphäre werden neben troposphärischen zum Teil auch stratosphärische Bedingungen beleuchtet. Eine Untersuchung der atmosphärischen Variabilität wird im Rahmen dieser Arbeit nicht präsentiert, da der Schwerpunkt auf der Analyse der Klimatologien und Zusammenhänge im Gesamtklimasystem liegt. Eine Erklärung der klimatischen Unterschiede zwischen dem vorindustriellen Klima und dem der Frühen Kreide ist dabei das Ziel. Dabei wird zu Beginn auf alle vier Experimente eingegangen, während später der Kontrolllauf und die Simulation der Frühen Kreide im Vordergrund stehen. Die beiden Experimente mit partiellem Kreideforcing werden gelegentlich zur Erklärung der Klimaveränderung gegenüber dem vorindustriellen Klima zurate gezogen.

3.1 Oberflächentemperatur

Die Oberflächentemperatur ist die Größe im Klimasystem, die einen entscheidenden Einfluss auf die Eigenschaften des gesamten Klimas hat. Im Hinblick auf die Klimavariationen im Laufe der Erdgeschichte, erfolgt eine erste Einschätzung des Klimas stets nach der global gemittelten Oberflächentemperatur. Klimazustände mit ähnlichen Temperatureigenschaften weisen in der Regel auch Ähnlichkeiten in anderen Charakteristiken auf. Die Oberflächentemperatur ist zum einen das Resultat der Energiebilanz an der Oberfläche und zum anderen ein bestimmender Faktor in wichtigen Prozessen wie zum Beispiel Strahlungs- und Wärmeflüssen, Frischwasserflüssen und Konvektion. Ferner steht das Temperaturfeld der Atmosphäre in engem

Zusammenspiel mit dem des Ozeans. Im Folgenden Abschnitt wird eine Reihe von Charakteristiken der bodennahen Temperatur in der Atmosphäre präsentiert.

3.1.1 Jahresmittelwert

Wie schon in Abbildung 2.6 gezeigt, weist das simulierte Gleichgewichtsklima der Frühen Kreide eine global gemittelte Oberflächentemperatur von 22.2 °C auf. Dieser Wert liegt im Rahmen dessen, was aus Proxydaten und anderen Modellstudien bekannt ist (Barron et al., 1981; Barron und Peterson, 1990; Poulsen et al., 2001; Flögel et al. 2005; Davies et al., 2011). Beim Vergleich des vorindustriellen Kontrolllaufs und des Experiments mit nur dem Strahlungsantrieb der Frühen Kreide wird klar, dass die veränderten Strahlungsbedingungen allein schon eine Erwärmung von 7.1 K verursachen und somit der Hauptfaktor für das warme Klima der Frühen Kreide sind. Eine Veränderung der Geographie von heutigen auf Kreidebedingungen ermöglicht eine Erwärmung von 1.7-2.4 K, je nach Strahlungsbedingungen der Vergleichsexperimente. Dieser Anteil der Gesamterwärmung ist auf die starke polare Erwärmung durch die fehlende Eisbedeckung zurückzuführen. Somit ergibt sich eine Gesamtaufteilung der Erwärmung von ungefähr 75 % durch Strahlungsbedingungen und 25 % durch Veränderungen in Geographie und Eisbedeckung. Es ist allerdings an dieser Stelle anzumerken, dass sich die durch die einzelnen Antriebsfaktoren verursachten Temperaturveränderungen wegen der komplexen Rückkopplungen im Klimasystem nicht linear addieren.

Um einen Einblick in die Temperaturklimatologien zu bekommen, sind in Abbildung 3.1 die Jahresmittel der Oberflächentemperatur für alle vier Simulationen dargestellt. Neben den Änderungen der globalen Mitteltemperatur unterscheiden sich auch die horizontalen Verteilungen der vier Klimaszenarien. Während der Strahlungsantrieb in erster Linie eine globale Erwärmung verursacht, ist die Geographie der Kreide in stärkerem Maße für die

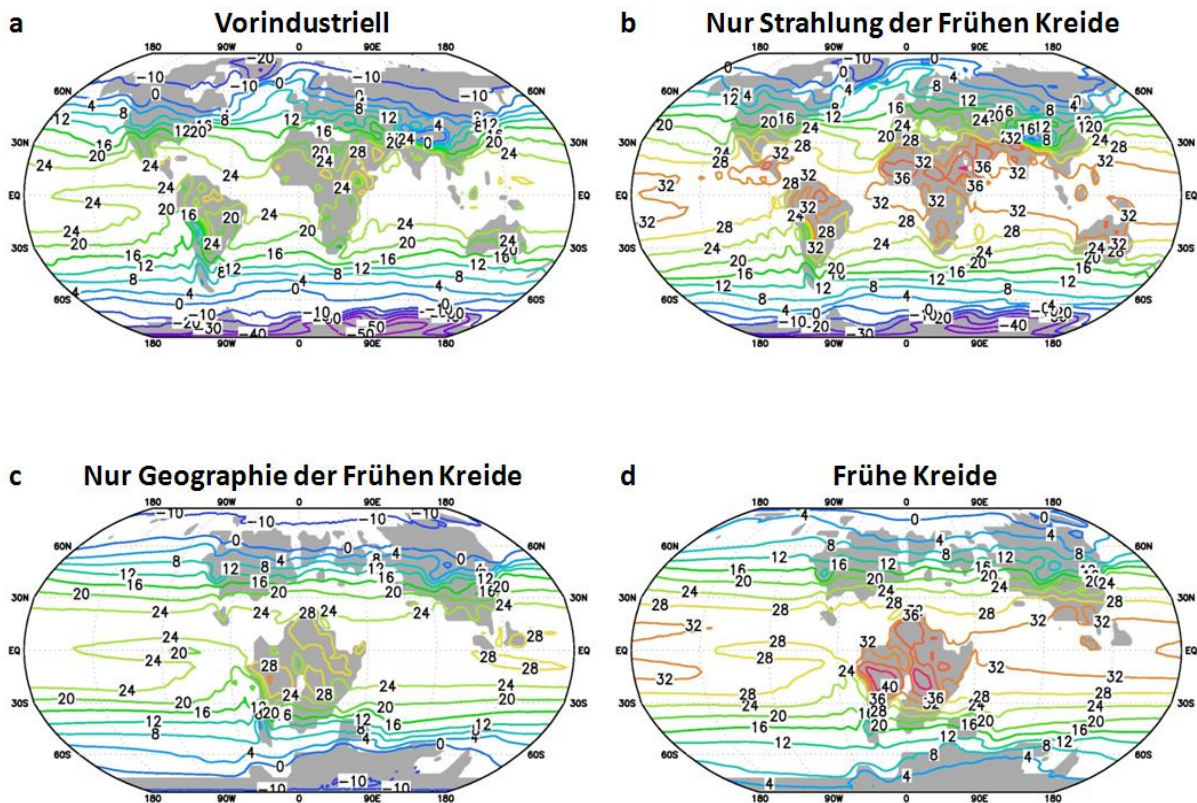
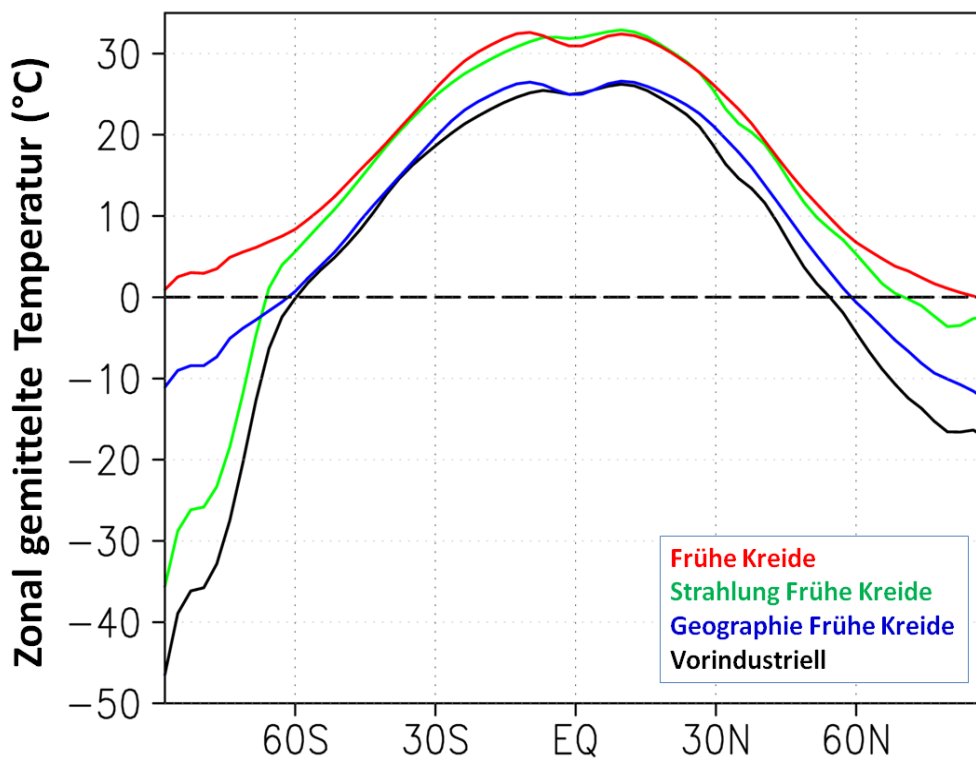


Abbildung 3.1: Klimatologie der jährlich gemittelten Oberflächentemperatur für alle vier Experimente: (a) heutiger Kontrolllauf, (b) nur Strahlungsbedingungen der Kreide, (c) nur Geographie der Kreide, und (d) Frühe Kreide. Temperaturen sind in °C angegeben. Konturintervall ist 4 K und alle Grafiken haben die gleiche Farbkodierung.

tatsächlichen Gradienten innerhalb des Temperaturfeldes verantwortlich. Ein deutlicher Land-See-Kontrast ist erkennbar (siehe Abschnitt 3.1.3) und die Abwesenheit der kontinentalen Eisschilde verursacht vor allem in den hohen Breiten eine enorme Erwärmung (siehe Abschnitt 3.1.2). Erst in der Kombination von beiden Randbedingungen, also dem Strahlungsantrieb und der Geographie, erlaubt die außergewöhnlich starke Erwärmung über den tropischen Kontinenten in der Frühen Kreide mit Jahresmitteltemperaturen von mehr als 40 °C. Dieser hohe Wert wird in der Simulation mit nur den Strahlungsbedingungen der Kreide nicht erreicht (Abb. 3.1. b), weil die heutige Trennung von Südamerika und Afrika mit dem dazwischen liegenden Atlantik die Bildung eines solch isolierten Hitzeregimes dämpft.

3.1.2 Meridionaler Temperaturgradient

Ein allgemein bekanntes Merkmal der Oberflächentemperatur in der Frühen Kreide ist der stark reduzierte meridionale Temperaturgradient im Vergleich zu vorindustriellen Bedingungen (Abbildung 3.2). Die Tropen zeigen eine Erwärmung von etwa 5 K, wohingegen die hohen Breiten im Norden 15 K wärmer und im Süden bis zu 40 K wärmer sind. Positive Jahresmitteltemperaturen in den polaren Regionen unterstützen die Hypothese, dass es in der Frühen Kreide keine permanente Eisbedeckung gab. Diese starke polare Erwärmung ist natürlich auf die Albedoveränderung zurückzuführen, die zu einer starken Änderung der Energiebilanz an der Oberfläche führen, indem sie den Anteil der absorbierten solaren Einstrahlung erhöhen. Über dem Antarktischen Kontinent erklären die niedrigeren Landerhebungen durch das Fehlen der dicken Gletschermassen einen entscheidenden Anteil an der Erhöhung der Oberflächentemperatur der Frühen Kreide.



Abbildungen 3.2: Zonales Mittel der klimatologischen 2m-Temperatur für alle vier Experimente: Vorindustriell (schwarz), Kreidegeographie (blau), Strahlungsantrieb der Kreide (grün), und Frühe Kreide (rot).

Der hier für die Frühe Kreide simulierte meridionale Temperaturgradient ist wie erwartet niedriger als der für das heutige Klima. Die Verteilung ist nahezu symmetrisch für beide Hemisphären. Im Vergleich zu anderen Studien liegt das hier simulierte Klima mit den tropischen Temperaturen eher im Bereich der warmen Abschätzungen für die Frühe Kreide und bei den Temperaturen der hohen Breiten eher im moderaten oder niederen Bereich (siehe Haupt und Seidov, 2001; Davies et al. 2011). Die Verteilung der zonal gemittelten Temperatur ist nahezu identisch mit der von Poulsen et al. (2001) vorgeschlagenen, die eine mit $4 \times \text{CO}_2$ angetriebene Simulation mit einem Atmosphärenklimamodell durchgeführt haben.

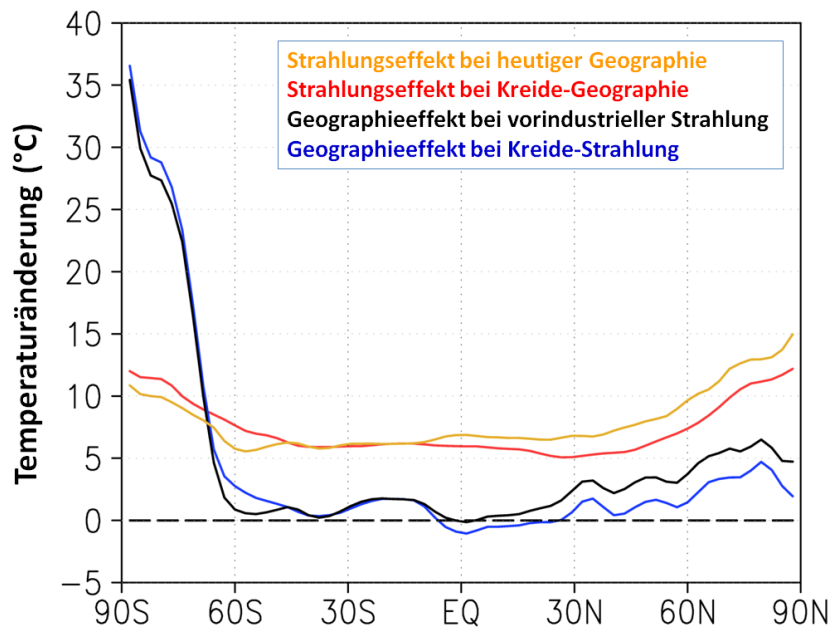


Abbildung 3.3: Differenzen in der zonal gemittelten Oberflächentemperatur, die auf die unterschiedlichen Randbedingungen in den vier Experimenten zurückzuführen sind. Die Temperaturdifferenz ist dabei in Kelvin (K) angegeben. Dabei sind (orange) der Strahlungseffekt bei heutiger Geographie, (rot) der Strahlungseffekt bei Kreidegeographie, (schwarz) der geographische Effekt bei vorindustriellen Strahlungsbedingungen und (blau) der geographische Effekt bei Strahlungsbedingungen der Frühen Kreide.

In Abbildung 3.3 sind die Temperaturunterschiede dargestellt, die sich durch eines der beiden Antriebe in der Kreide, also entweder durch veränderte Strahlungsbedingungen oder durch die veränderte Geographie ergeben. Beide Antriebsfaktoren bewirken eine Abschwächung der Temperaturdifferenz zwischen Äquator und Pol. Der geographische Effekt ist jedoch sehr stark auf die

hohen Breiten konzentriert und zeigt vor allem im antarktischen Bereich einen enormen Temperaturanstieg durch die Gletscherveränderungen. Interessanterweise ist der geographische Effekt in den hohen südlichen Breiten nahezu unabhängig von den Strahlungsbedingungen, wohingegen der Geographieeffekt auf der Nordhalbkugel stärker ist, wenn heutige Strahlungsbedingungen angenommen werden (Differenz zwischen Experiment 3 und 1, schwarze Kurve in Abb. 3.3). Dies kann dadurch erklärt werden, dass die geographiebedingten Änderungen in der Eisbedeckung dann größer sind, wenn die strahlungsbedingten Klimabedingungen überhaupt Eisbedeckung erlauben. Im Gegensatz dazu ist der Temperaturanstieg durch den Strahlungsantrieb der Frühen Kreide (orange und rote Kurve in Abb. 3.3) in allen Breitenbereichen wirksam. Die polare Verstärkung dieser Temperaturänderung ist auf der Nordhemisphäre deutlicher ausgeprägt, weil es dort größere Meereisflächen gibt, die über ein höheres Potential für den Eis-Albedo-Feedback verfügen. Die geographischen Randbedingungen modifizieren die strahlungsbedingte Temperaturänderung: Die Temperaturänderung in den hohen südlichen Breiten ist stärker bei einer zugrundeliegenden Kreidegeographie ohne Landgletscher und auf der Nordhemisphäre ist sie stärker bei heutiger Geographie. Letzteres kann durch die unterschiedlichen Muster des Land-See-Kontrasts für heutige und Kreidegeographie (siehe nächster Abschnitt) erklärt werden.

3.1.3 Land-See-Kontrast

Die zonalen Variationen der Oberflächentemperatur zeigen in der Frühen Kreide eine ausgeprägte Abhängigkeit von der geographischen Breite. In den Tropen erzeugt eine sehr starke Kontinentalität über dem aus Südamerika und Afrika bestehenden Doppelkontinent eine sehr hohes Temperaturmaximum von bis zu 41 °C im Jahresmittel (Abbildung 3.1 d). Dies ist in guter Übereinstimmung mit Proxyinformationen, die wüstenähnliche Bedingungen mit fehlender Vegetation für diese Region in der Frühen Kreide belegen (z. B. Chumakov et al., 1995). Dem liegt die sogenannte RuBisCo-Theorie¹ zugrunde,

die besagt, dass bei Umgebungstemperaturen von mehr als 35 °C auf die Dauer kein Pflanzenwachstum möglich ist (e.g. Crafts-Brandner und Salvucci 2000). Betrachtet man im Gegensatz zu den kontinentalen Bedingungen die Temperaturen über dem Ozean, ergibt sich für die Tropen der Frühen Kreidezeit eine sehr starke zonale Variation. In den Extratropen bildet sich dagegen eine ausgeprägte Zonalität im Temperaturfeld aus, die sich durch die relativ flache Geographie der Frühen Kreide mit Erhebungen von nur 100-1500 m und den

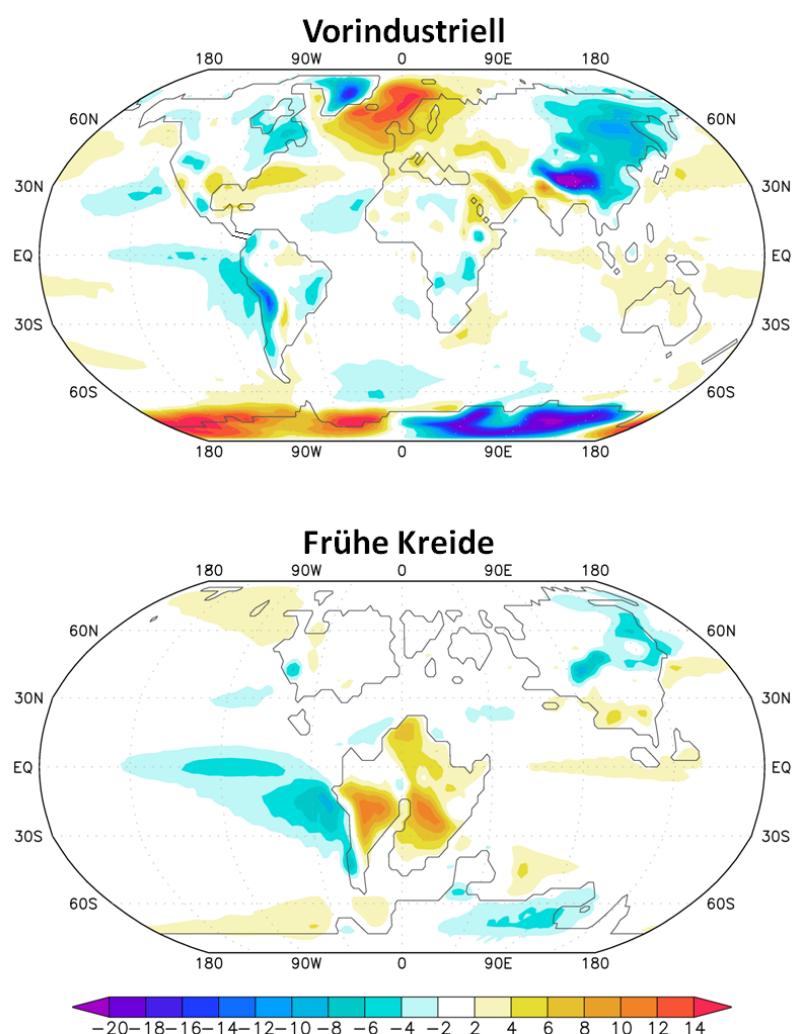


Abbildung 3.4: Abweichung der Oberflächentemperatur vom zonalen Mittel für den vorindustriellen Kontrolllauf (oben) und die Frühe Kreide (unten). Temperaturdifferenzen sind in Kelvin (K) angegeben.

¹ Ribulose-1,5-bisphosphat-carboylase/oxxygenase (RuBisCo) ist ein pflanzliches Enzym, das die photosynthetische Aufnahme von Kohlenstoffdioxid steuert. Das Reaktionspotential dieses Enzym wird bei hohen Temperaturen reduziert.

geringen Land-See-Kontrast erklären lässt. In Abbildung 3.4 sind für das vorindustrielle Klima und das der Frühen Kreide die Abweichungen der Oberflächentemperatur vom jeweiligen zonalen Mittel dargestellt. Dort werden die charakteristischen Unterschiede zwischen beiden Zuständen deutlich. Unter heutigen Bedingungen gibt es in den mittleren bis hohen Breiten starke Temperaturkontraste, die durch Eiskappen, warme Meeresströmungen oder hohe Gebirgszüge verursacht werden. All diese Strukturen sind in der Frühen Kreide nur schwach oder gar nicht ausgeprägt und führen so zu einem relativ homogenen Temperaturfeld an der Erdoberfläche. Dies wird mit Hinblick auf die atmosphärische Zirkulation entscheidende Unterschiede zwischen dem heutigen Klima und dem der Frühen Kreide bewirken (siehe Abschnitte 3.2.2 und 3.2.3).

3.1.4 Jahresgang

Neben dem horizontalen Muster der Oberflächentemperatur unterscheidet sich auch dessen saisonale Variabilität zwischen dem vorindustriellen Klima und dem der Frühen Kreide. Mehrere Modellstudien (z. B. Barron et al., 1995) simulierten starke saisonale Temperaturschwankungen für Klimaszenarien aus der Kreide und schlossen auch Frosttemperaturen in den innerkontinentalen Gebieten der hohen Breiten mit ein. Im Gegensatz dazu simulierten Otto-Bliesner et al. (2002) für die Späte Kreide Temperaturen mit Amplituden im Jahresgang, die im Vergleich zu heute für die innerkontinentalen Bereiche der mittleren und hohen Breiten um bis zu 50 % reduziert waren. Die saisonale Temperaturdifferenz ist in Abbildung 3.5 dargestellt. Es ist offensichtlich, dass der Jahresgang in der Oberflächentemperatur für die Frühe Kreide im globalen Mittel stark gedämpft ist. Die Landflächen auf der Nordhemisphäre sind im Vergleich zu heute kleiner und einzelne Landpunkte haben im Mittel eine kürzere Entfernung zu einer Meeresfläche als unter heutigen Bedingungen. Da die höhere Wärmekapazität der Ozeane eine dämpfende Wirkung auf den Jahresgang der Oberflächentemperatur hat, ist die Variabilität auf dieser Zeitskala reduziert. Ein weiterer Aspekt, der den Jahresgang der Temperatur in

der Frühen Kreide verringert ist die höhere Luftfeuchte in der Atmosphäre, die in der Regel mit einem höheren Bedeckungsgrad einhergeht. Wolken beeinflussen durch die Verringerung der solaren Einstrahlung und durch erhöhte atmosphärische Gegenstrahlung die Strahlungsbilanz am Erdboden in einer Weise, die die resultierenden Temperaturänderungen abschwächt. Weiterhin weist das global wärmere Klima der Frühen Kreide mit der polaren Verstärkung des Temperaturanstiegs in der Arktis zu einem verringerten Potential für Meereisbildung. Dies wiederum resultiert in einem ganzjährig maritimen Klima in der Arktis mit einem entsprechend geringem Jahresgang in der Temperatur.

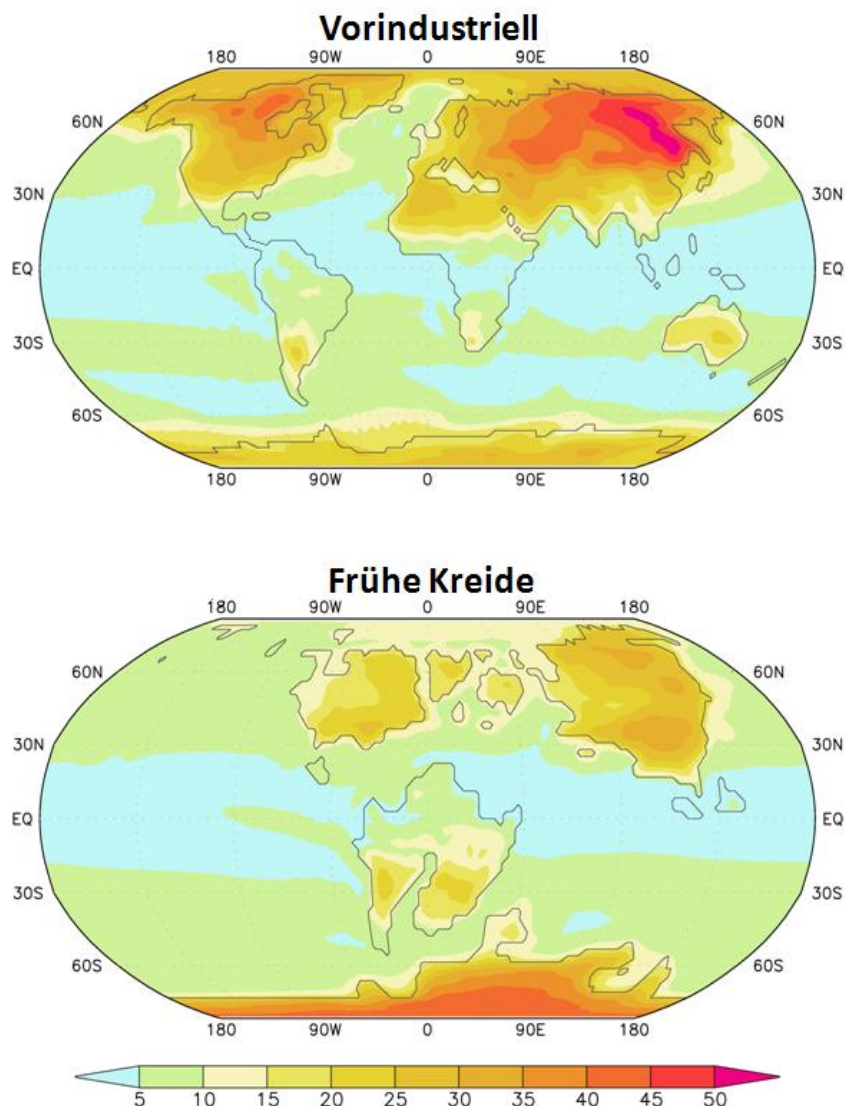


Abbildung 3.5: Saisonale Temperaturdifferenz zwischen dem Maximum und dem Minimum der Monatsmittelwerte für das vorindustrielle Klima (oben) und die Frühe Kreide (unten). Die Werte sind in Kelvin (K) angegeben.

Ein gegenteiliger Effekt ist für die tropischen Landtemperaturen ersichtlich. Der südamerikanische und afrikanische Kontinent sind in der Frühen Kreide noch eng miteinander verbunden und bilden so eine größere Landmasse als die voneinander getrennten Kontinente unter heutigen Bedingungen. Entsprechend ausgeprägt sind die Kontinentalität und der damit einhergehende starke Jahresgang, auch wenn er in den Tropen natürlich weiterhin kleiner ausfällt als in den Extratropen. Die mit Abstand größte Amplitude im Jahresgang der Oberflächentemperatur existiert über dem Zentrum des antarktischen Kontinents. In der Abwesenheit von Landeis kann die Erdoberfläche die sehr hohe solare Einstrahlung in den Sommermonaten (Polartag) effektiv absorbieren und sich so sehr stark erwärmen. Während der Wintermonate verschwindet die solare Einstrahlung (Polarnacht) und setzt die Erdoberfläche einer enorm starken Auskühlung aus. Diese beiden Extrema resultieren in einer sehr starken Saisonalität, die nahezu an die des heutigen Sibiriens heranreicht.

Dieser starke Jahresgang in der Antarktis bedingt ein einzigartiges Merkmal des Klimas der Frühen Kreide. In Abbildung 3.6 ist der Jahresgang der zonal gemittelten Temperatur zusammen mit dem entsprechenden Verlauf der absorbierten, solaren Einstrahlung dargestellt. Während der Polarnacht in den Wintermonaten kommt es zu saisonaler Eisbildung mit Temperaturen bis unter -10 °C . In den Sommermonaten (Dezember-Januar) empfängt die Antarktis dagegen sehr hohe Einstrahlungswerte von mehr als 300 W/m^2 , die darüberhinaus auch über die ganze Tageslänge aktiv sind (Polartag). Wegen der eisfreien Erdoberfläche weist die Antarktis der Frühen Kreide nicht die Albedo von Eis sondern die eines normalen Erdbodens (hier 0.15) auf. Das führt im Januar zu einer absorbierten solaren Einstrahlung am Boden von etwa 110 W/m^2 . Dies zieht eine effektive Erwärmung nach sich, die ein Temperaturmuster verursacht, das es im heutigen Klima nicht gibt: polwärtig von 60 °S weisen die Oberflächentemperaturen einen signifikanten positiven Gradienten in Richtung Pol auf. Im Januar werden in der inneren Antarktis Maximaltemperaturen von 25 °C erreicht. Detaillierte Analysen der Energiebilanz an der Erdoberfläche bestätigen, dass dies allein Resultat des niedrigen Reflektionsvermögens des

Erdbodens und der meridionalen und saisonalen Variation der solaren Einstrahlung ist (vgl. Abbildung 3.6). Dieser Effekt tritt in den Sommermonaten (JJA) in der Arktis nicht auf, da die Albedo des Wassers wegen der Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne in hohen Breiten ähnlich hoch ist wie die Albedo für Eis.

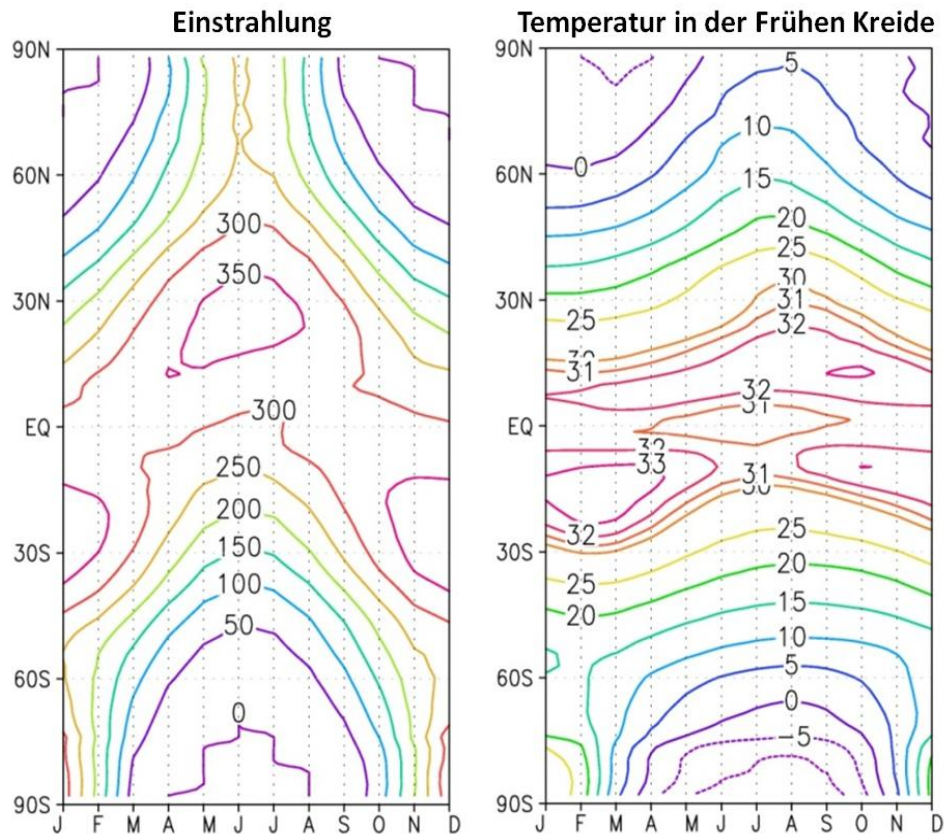


Abbildung 3.6: Die meridionale und saisonale Variation der am Erdboden absorbierten solaren Einstrahlung (links) und der Oberflächentemperatur (rechts). Strahlungswerte sind in W/m^2 und Temperaturen in $^{\circ}\text{C}$ angegeben.

3.2 Atmosphärische Zirkulation und Wasserkreislauf

Die atmosphärische Zirkulation ist über den Transport von Wasserdampf und Wolken und dem latenten Wärmefluss eng mit dem Wasserkreislauf verknüpft. Daher wird in diesem Abschnitt zunächst als zentraler Aspekt des Wasserkreislaufs auf den Niederschlag eingegangen. Im Anschluss daran wird

die oberflächennahe, horizontale Zirkulation in der Atmosphäre betrachtet und danach folgen die allgemeine Zirkulation und andere die Vertikalstruktur der Atmosphäre betreffende Prozesse.

3.2.1 Niederschlag

Wie aus physikalischen Gesetzen zu erwarten, ist der Wasserkreislauf in einem global wärmeren Klima intensiver: Verstärkte Wärmeflüsse an der Erdoberfläche verursachen bei gleichbleibender Bodenfeuchte eine stärkere Verdunstung und erhöhen so die Feuchtezufuhr in die Atmosphäre. Die Atmosphäre kann mit ihrer wärmeren Luft mehr Wasserdampf aufnehmen und halten und dieser steht dann potentiell für horizontalen Transport und lokalen oder auch entfernten Niederschlag zur Verfügung. Ausreichender Wasservorrat und für feuchte Klimata typische Vegetation halten dann am Boden große Mengen Feuchtigkeit für Evapotranspiration zur Verfügung.

Um diese Beziehungen für das veränderte Klima der Frühen Kreide zu beurteilen, ist in Abbildung 3.7 der vertikal integrierte Wasserdampfgehalt der Atmosphäre für alle vier Experimente dargestellt. Nach der Clausius-Clapeyron-Relation steigt der Sättigungsdampfdruck der Luft exponentiell mit der Temperatur. Bei gleichbleibender relativer Luftfeuchte steigt also der absolute Wasserdampfgehalt ebenfalls mit der Temperatur. Dieses Verhalten wird auch in Abbildung 3.7 deutlich. Die beiden Experimente mit Strahlungsbedingungen der Kreide weisen bis auf die Antarktis in allen Breitenbereichen einen höheren Wasserdampfgehalt auf. Vor allem in den Tropen ist die Zunahme besonders stark, da dort höhere Temperaturen vorherrschen und der exponentielle Clausius-Clapeyron-Zusammenhang für höhere Temperaturen auch einen höheren Anstieg vorgibt. Im Bereich der Antarktis sind die Verhältnisse etwas anders. Dort ist die Existenz eines polaren Eisschildes der entscheidende Faktor, so dass hier die beiden Experimente mit der Kreidegeographie ohne polares Eis die höheren Wasserdampfgehalte aufweisen. Aber auch in diesem Fall ist die Luftfeuchte für wärmere Bedingungen höher.

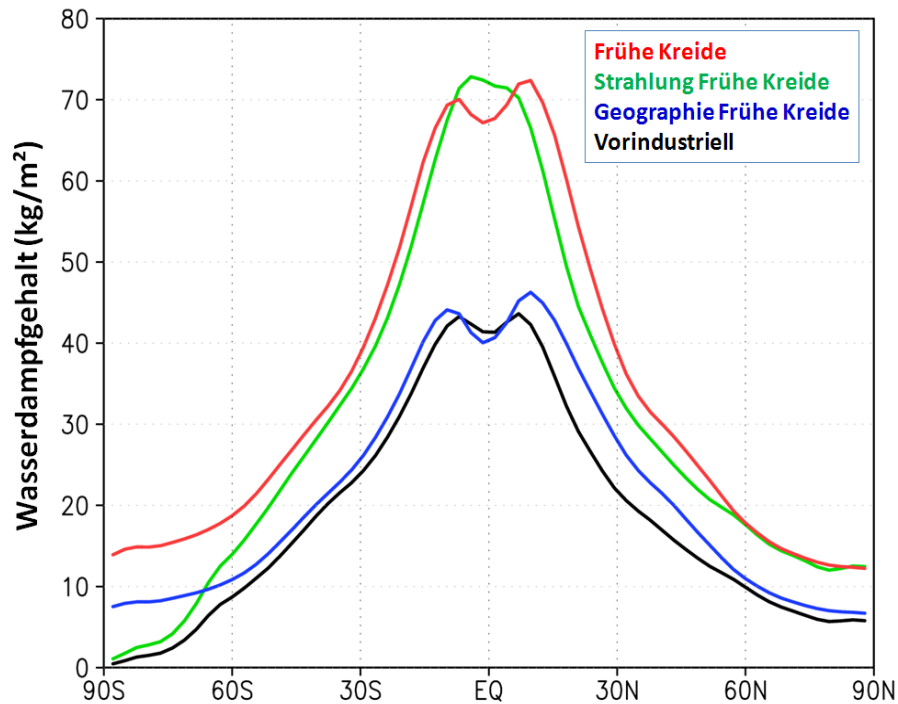


Abbildung 3.7: Zonales Mittel des vertikal integrierten Wasserdampfgehalts für alle vier Experimente: Vorindustriell (schwarz), Kreidegeographie (blau), Strahlungsantrieb der Kreide (grün), und Frühe Kreide (rot). Der Wasserdampfgehalt ist in kg/m^2 angegeben.

In Abbildung 3.8 ist die jährlich gemittelte Niederschlagsverteilung für das vorindustrielle Klima und das der Frühen Kreide zu sehen. Die ausgeprägten Bänder mit Starkniederschlägen in niederen Breiten stimmen ziemlich genau mit der Lage der innertropischen Konvergenzzone überein, deren Position sich entsprechend dem Jahresgang des Sonnenstands verlagert. Die schwächeren aber regional größeren Regenbänder der mittleren Breiten sind eher mit den großskaligen Frontensystemen als mit lokaler Konvektion verbunden. Im globalen Mittel weist die Frühe Kreide eine Niederschlagsrate von 3.4 mm/d auf, was einem Anstieg relativ zum vorindustriellen Klima (2.8 mm/d) um 20% entspricht. Dies bestätigt die Hypothese, dass in einem warmen Klima ein erhöhter Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre auch einen entsprechend höheren Niederschlag nach sich zieht. Entsprechend sind in der Frühen Kreide sowohl das tropische als auch das Niederschlagsband in den mittleren Breiten intensiviert. Das Niederschlagsmuster der Frühen Kreide ist durch eine ausgeprägte Zonalität gekennzeichnet und weist in den mittleren Breiten einen schwächeren Land-See-Kontrast auf. Dies hat die gleichen Gründe wie die reduzierten Temperaturunterschiede zwischen Land und Ozean (siehe Abschnitt

3.1.3). Für vorindustrielle Bedingungen findet man die höchsten Niederschlagsraten der nördlichen mittleren Breiten in den Regionen des Golfstroms und des Kuroshios und die niedrigsten Werte über den Zentren der Kontinente. In der Frühen Kreide fehlen diese zonalen Variationen. Anders sieht das Muster in den Tropen aus, wo der breite Pazifik mit einem kontinuierlichen Regenband überzogen ist, das sich saisonal verlagert. Weniger Niederschlag wird fällt dagegen über dem südamerikanisch-afrikanischen Doppelkontinent.

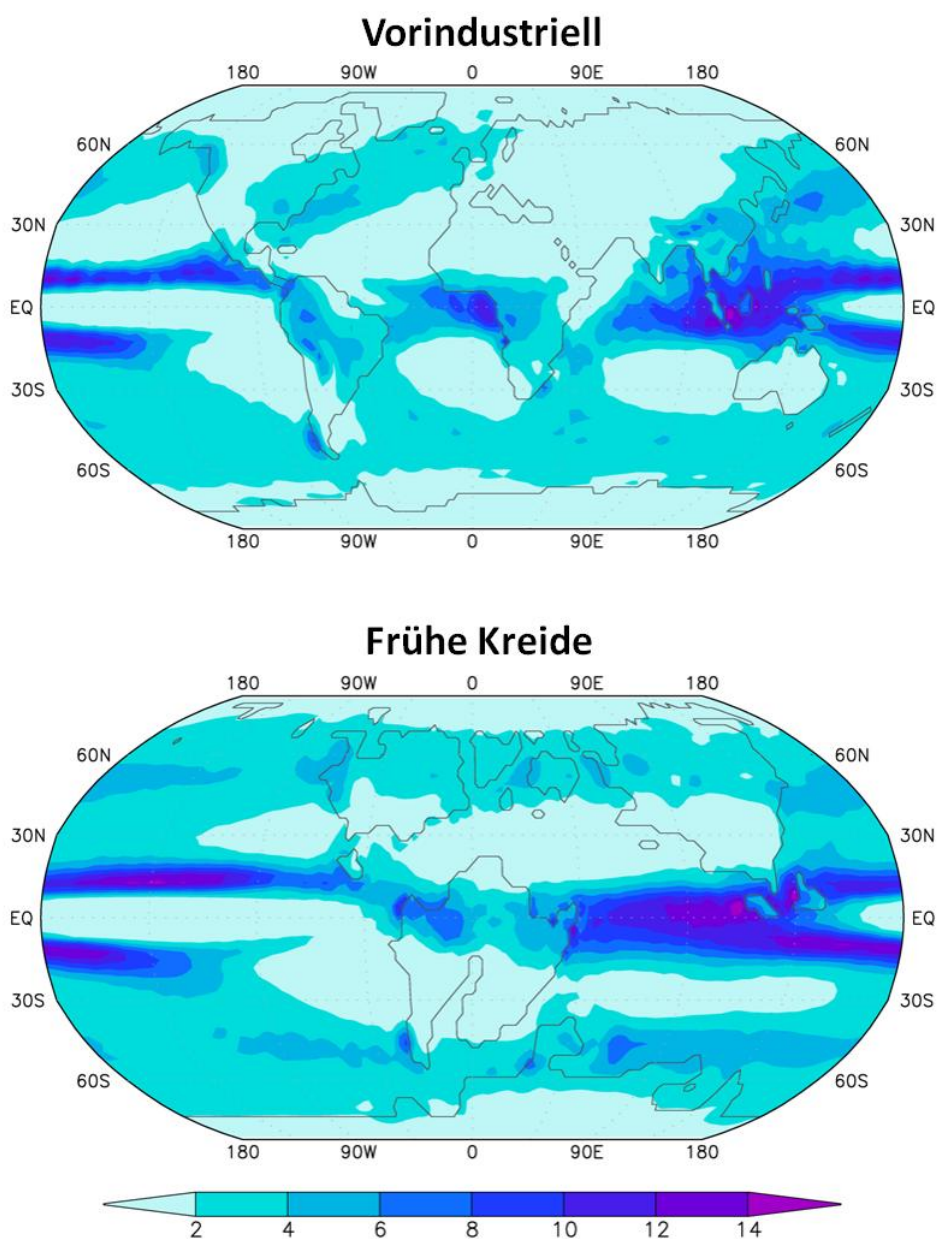


Abbildung 3.8: Jährlich gemittelte Niederschlagsklimatologie für das vorindustrielle Klima (oben) und für die Frühe Kreide (unten). Die Niederschlagsraten sind in mm/d angegeben.

Um das Niederschlagsmuster unabhängig von den zonalen Variationen zu betrachten, ist in Abbildung 3.9 der zonal gemittelte Niederschlag für alle vier Experimente dargestellt. Die generelle meridionale Variation des Niederschlags ist in allen Simulationen identisch: Durch die saisonale Verlagerung der ITCZ entsteht in den Tropen ein Doppelmaximum, in den Subtropen gibt es im absinkenden Bereich der Hadleyzelle ein lokales Minimum im Niederschlag, in den mittleren Breiten folgt ein lokales Maximum im Bereich der Westwindzone und zum Pol hin sinken die Niederschlagsraten wieder ab.

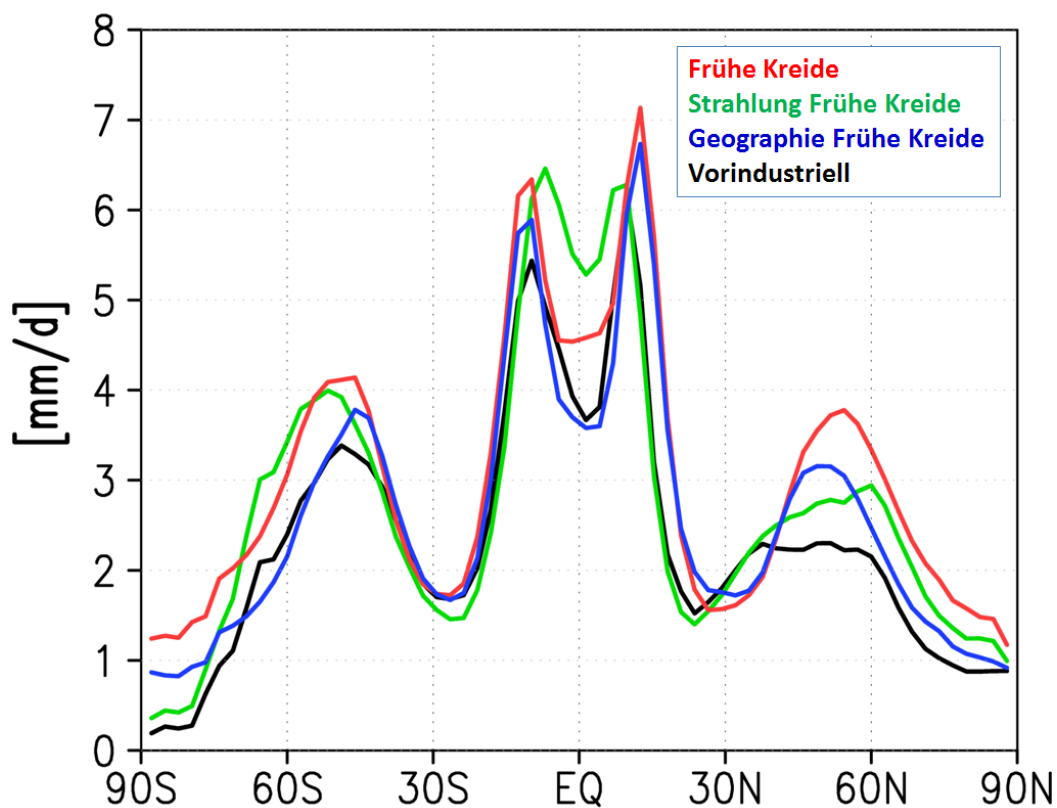


Abbildung 3.9: Zonal gemittelter Niederschlag für alle vier Experimente: Vorindustrieller Kontrolllauf (schwarz), Kreidegeographie (blau), Strahlungsantrieb der Frühen Kreide (grün), und Frühe Kreide (rot). Der Wasserdampfgehalt ist in kg/m^2 angegeben.

Gegenüber dem vorindustriellen Kontrolllauf treten die stärksten Veränderungen in den mittleren und hohen Breiten auf. In den mittleren Breiten ist die Erhöhung des Niederschlags in der Frühen Kreide zu gleichen Teilen durch die veränderte Geographie und die Strahlungsbedingungen der Kreide verursacht. Im Bereich der Antarktis sind die verringerte Landerhebung ohne

Eisbedeckung und das damit verbundene wärmere Klima für eine Verstärkung des Niederschlags auf das etwa Zehnfache zu erklären. Unter heutigen Bedingungen ist in den extrem kalten und trockenen Luftmassen in der Antarktis kaum Niederschlagsbildung möglich. In der Frühen Kreide stehen mehr Wasserdampf und geeignete Zirkulationsmuster (siehe Abschnitt 3.2.2) dafür zur Verfügung. Diese Erhöhung der Niederschlagsmenge ermöglicht zusammen mit dem milderen Klima auch die Bildung von Vegetation bis hin zu Nadelwäldern in der Antarktis und es gibt zahlreiche Proxyinformationen aus der Kreide, die das belegen (z. B. Askin 1992, Poole und Cantrill, 2006).

3.2.2 Oberflächenzirkulation

Zwei Hauptveränderungen in den Randbedingungen bestimmen das Muster und die Stärke der atmosphärischen Zirkulation in der Frühen Kreide: ein erstrangiger Effekt resultiert aus der modifizierten Land-Meer-Verteilung und den topographischen Elementen, während ein zweiter starker Einfluss durch die Veränderungen im Energiehaushalt der Erde durch die verringerte Solarkonstante und die höhere CO₂-Konzentration herbeigeführt wird. Eine erste Einschätzung der oberflächennahen Zirkulation in der Atmosphäre liefert die Verteilung des Bodendrucks (SLP, engl. sea level pressure). Die Jahresmittel der SLP-Felder sind in Abbildung 3.10 dargestellt. Dabei ist zu erkennen, dass in der Simulation der Frühen Kreide ein globaler Offset existiert. Dieser ungewöhnlich niedrige Bodendruck tritt auch in der Simulation mit Kreidegeographie und vorindustriellen Strahlungsbedingungen auf und ist somit ein Modelldefizit, dessen Ursache nicht geklärt werden konnte. Trotz dieses Unterschiedes, der im globalen Mittel 18.8 hPa beträgt, wird ein sinnvolles Bodendruckfeld simuliert, das von der typischen tropischen Tiefdruckrinne und den subtropischen Hochdruckgürteln dominiert wird. Bezeichnend für die Frühe Kreide sind die ausgeprägte Zonalität und der starke Druckgradient in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel. Der Land-See-Kontrast der heutigen Geographie führt zur Ausbildung von separierten Hochdruckgebieten in den Subtropen. In der Frühen

Kreide fehlt dieses Muster oder ist nur sehr schwach ausgeprägt. Dieses Druckfeld bildet die Grundlage für die horizontale Strömung in der unteren Atmosphäre.

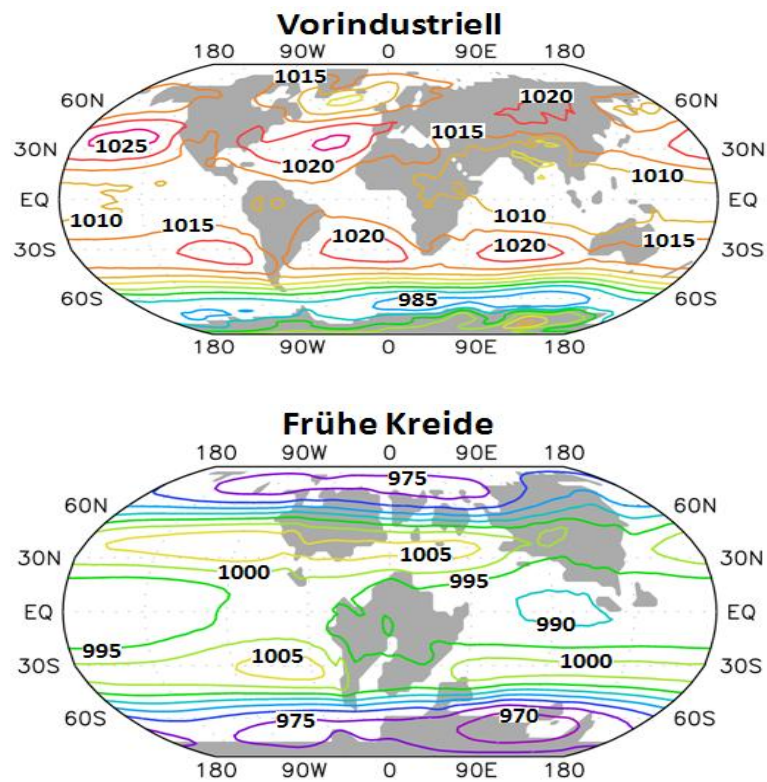


Abbildung 3.10: Jahresmittel des Luftdrucks auf Meeresebene in hPa für das vorindustrielle Klima (links) und die Frühe Kreide (rechts).

In Abbildung 3.11 sind die Windfelder des 10m-Windes für Sommer und Winter im Kontrolllauf und für die Kreide dargestellt. Durch die kontinentale Konfiguration der Frühen Kreide und die reduzierte Orographie zeigt das Windfeld, genauso wie das Bodendruckfeld, eine ausgeprägte Zonalität mit höheren mittleren Windgeschwindigkeiten als heute, vor allem auf der Nordhalbkugel. Die Zonalität des kreidezeitlichen Windfeldes kann auch in Proxydaten aus der Kreide, wie z. B. der Verteilung von vulkanischer Asche, nachgewiesen werden. Die charakteristische Wirbelstruktur des heutigen Windfeldes, wo sich große antizyklonale Wirbel über den Ozeanen bilden, ist unter Kreidebedingungen nicht erkennbar. Da die nördlichen Subtropen größtenteils über offenen Ozeanflächen liegen, treten dort keine dämpfenden

Reibungseffekte oder Ablenkungen durch Landstrukturen auf. Dementsprechend sind die nördlichen Passatwinde in der frühen Kreide stärker als in der Kontrollsimulation, insbesondere in den Wintermonaten. In den Tropen und den südlichen Subtropen sind die Passate ebenfalls etwas stärker, allerdings nicht im gleichen Maße wie auf der Nordhalbkugel. Das gleiche Verhalten wurde auch von Bush und Philander (1997) für Bedingungen der Späten Kreide mit einer ähnlichen Geographie beschrieben.

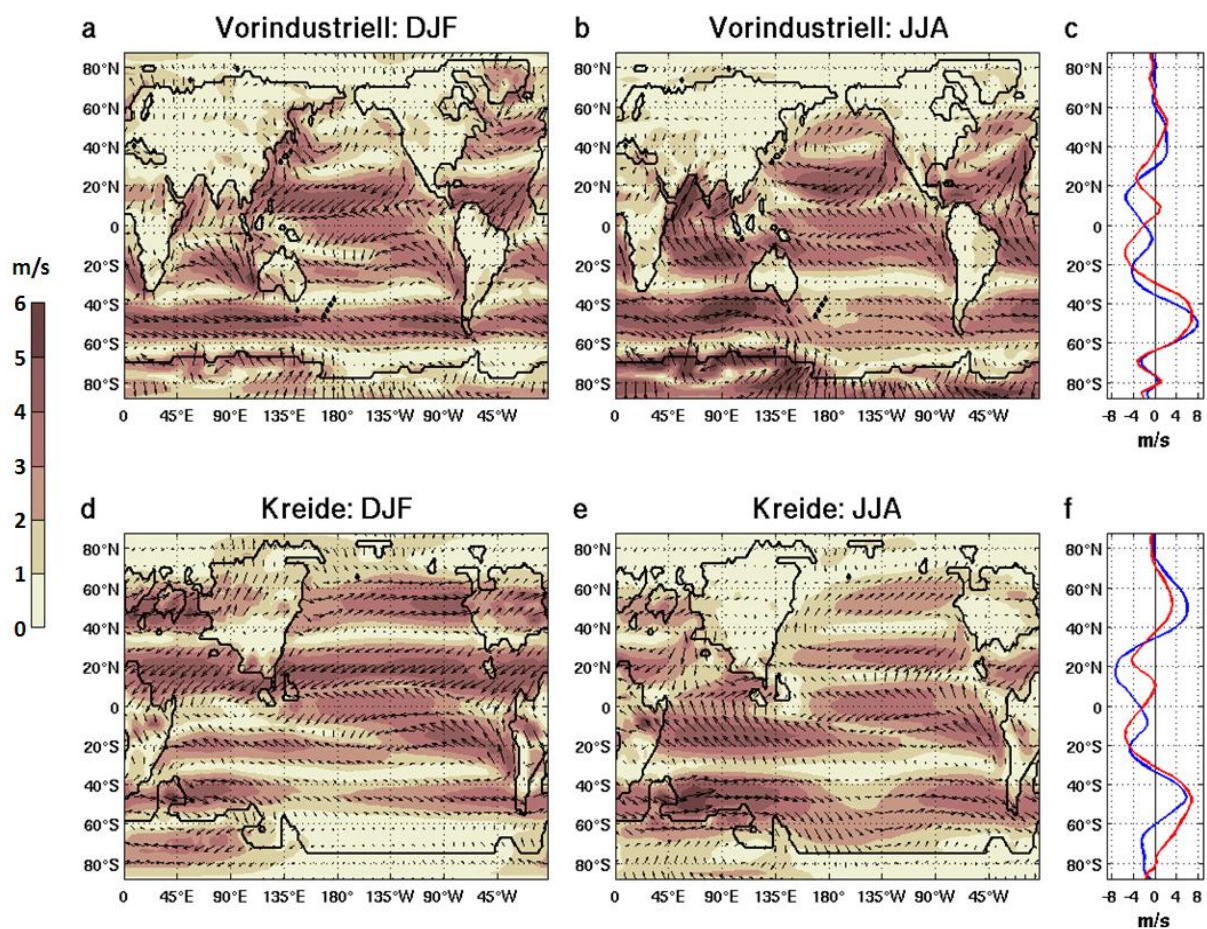


Abbildung 3.11: Saisonale gemittelte 10m-Windfelder für vorindustrielle Bedingungen (oben) und für die Frühe Kreide (unten). Es ist jeweils links das DJF-Mittel und rechts das JJA-Mittel dargestellt. Zusätzlich zu den Windvektoren ist die Windgeschwindigkeit als Farbschattierung hinterlegt. In den Grafiken am rechten Rand sind die zonalen Mittel des zonalen Windes für DJF (blau) und JJA (rot) dargestellt. Die Windgeschwindigkeit ist dabei in m/s angegeben.

Im Winter dominieren starke Westwinde die mittleren Breiten, wohingegen die Sommermonate durch eher schwache Westwinde gekennzeichnet sind. Im Vergleich zu heute ist diese saisonale Schwankung in der Kreide

deutlicher ausgeprägt. Die heutigen Westwinde werden auf der Nordhalbkugel durch relativ hohe orographische Hindernisse gestört, während sie auf der Südhemisphäre über dem Antarktischen Ozean relativ ungestört sind. Der orographische Effekt in der Frühen Kreide ist auf beiden Hemisphären sehr ähnlich und bewirkt so ein symmetrisches Muster bezüglich der Westwinde in den mittleren Breiten. Zusätzlich fällt die saisonale Verschiebung des meridionalen Maximums bei den Westwinden der Kreide verschwindend gering aus. Beim Vergleich der beiden Experimente, in denen nur die Geographie oder nur die Strahlungsbedingungen der Kreide wirksam sind, wird klar, dass der geographische Antrieb der bestimmende Faktor in diesen dynamischen Veränderungen ist. Der geographiebedingte Land-See-Kontrast in der Oberflächentemperatur bestimmt die Positionen der quasi-stationären Luftdrucksysteme. Da die Landmassenverteilung der Frühen Kreide viel kompakter als die heutige ist, ist es möglich, dass die saisonalen Veränderungen im Druckfeld dadurch gedämpft wird und sich dadurch auch die saisonale Verschiebung des Windfeldes reduziert. Darüberhinaus ist die Eisbildung und Schneebedeckung unter den Klimabedingungen der Frühen Kreide geringer, so dass die meridionalen Temperaturkontraste an der Oberfläche reduziert sind. Einen wesentlich geringeren Einfluss auf die atmosphärische Oberflächenzirkulation spielt der atmosphärische CO₂-Gehalt. Poulsen et al. (2001) haben dieselbe Unabhängigkeit vom Strahlungsantrieb des CO₂ gezeigt.

In den hohen Breiten, reagiert das Windfeld auf beiden Hemisphären unterschiedlich auf die veränderten Randbedingungen der Frühen Kreide. Während sich die nördlichen hohen Breiten ähnlich wie heute verhalten und nur schwache zonale Winde und saisonale Veränderungen aufweisen, zeigen die südlichen hohen Breiten einen ausgeprägten Jahresgang in Windmuster und –stärke. In den Sommermonaten (DJF) entwickeln sich polwärts von 60° S starke Ostwinde, während sich im Winter (JJA) Westwinde von den mittleren Breiten bis 75° S ausbreiten und polwärts davon nur schwache Ostwinde entstehen. Dieses unterschiedliche Verhalten von Arktis und Antarktis liegt an den verschiedenen Veränderungen in der Eisbedeckung der Frühen Kreide. Während die Arktis sowohl unter heutigen Bedingungen als auch in der Frühen Kreide

einen eher maritimen Charakter aufweist, ändern sich die antarktischen Verhältnisse von einem isolierten, von Gletschern bedeckten Kontinent unter vorindustriellen Bedingungen hin zu einer eher eisfreien Landmasse, die in der Frühen Kreide stärker mit ihrer Umgebung interagiert. Es gibt in der Frühen Kreide keinen Antarktischen Zirkumpolarstrom, der die Antarktis von Prozessen in niederen Breiten abschottet. Die fehlenden Gletscher im Apt-Alb ermöglichen einen Wechsel zwischen heißen Sommern und kalten Winter mit partieller Schnee- oder Eisbedeckung auf dem antarktischen Kontinent (siehe Abschnitt 3.1.4). Dadurch entstehen starke saisonale Schwankungen im Luftdruckfeld, die wiederum starke Variationen im Windfeld verursachen. Die hier simulierten saisonalen Windfelder der Frühen Kreide haben erstaunliche Ähnlichkeit mit den Ergebnissen in Flögel et al. (2005, deren Abb. 3), die das GENESIS-Modell für Randbedingungen der Cenomanium-Turonium-Grenze (~ 94 Ma) verwendet haben.

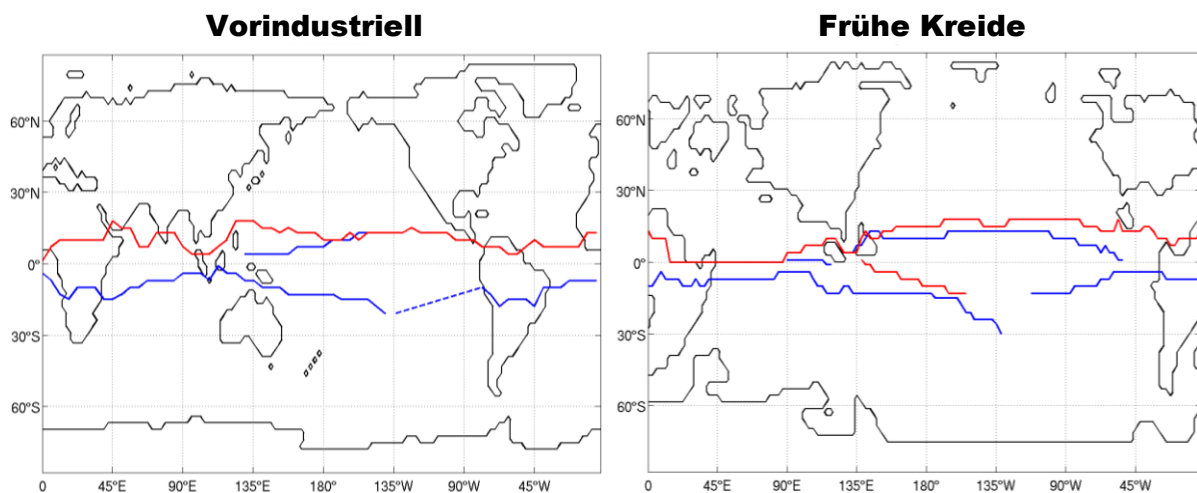


Abbildung 3.12: Saisonale Verlagerung der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) für das vorindustrielle Klima (links) und für die Frühe Kreide (rechts). Die nördlichste Position ist dabei in rot und die südlichste in blau dargestellt. Dabei treten die maximalen Auslenkungen der lokalen ITCZ in unterschiedlichen Monaten auf.

Im Zusammenhang mit der saisonalen Veränderungen im oberflächennahen Windfeld stellt sich auch die Frage nach der Existenz und dem Charakter von Monsunsystemen in der Frühen Kreide. Aufgrund der veränderten Geographie der Frühen Kreide unterscheidet sich auch die

asymmetrische Erwärmung von Land und Ozean, die für die Bildung von Monsunsystemen verantwortlich ist, von den heutigen Bedingungen. Es wurden Regionen mit sich saisonal umkehrenden Winden und wechselnden Niederschlagsverhältnissen identifiziert. Eine erste Abschätzung für potentielle Monsunregionen ist die jahreszeitliche Verlagerung der ITCZ. Diese ist in Abbildung 3.12 graphisch dargestellt. Angelehnt an frühe satellitenbasierte Methoden zur Identifizierung der ITCZ (z. B. Gadgil und Guruprasad, 1990) wurde die aufwärtsgerichtete langwellige Strahlung (OLR) am Oberrand der Atmosphäre analysiert. Dabei sind Gebiete mit starker Konvektion immer durch lokale OLR-Minima gekennzeichnet. Die polwärtige Verlagerung der ITCZ in Richtung der jeweiligen Sommerhemisphäre ist besonders dort ausgeprägt, wo sich große Landflächen erwärmen und die Bildung von Gebieten niedrigen Luftdrucks begünstigen. Auf den ersten Blick erscheint die jahreszeitliche Verschiebung der ITCZ in der Frühen Kreide relativ schwach im Vergleich zu heutigen Bedingungen. Dies liegt am gedämpften Jahresgang der Oberflächentemperatur (siehe Abschnitt 3.1.4). Relevante Monsunsysteme entstehen nur im tropischen Bereich von Südamerika und Westafrika (vgl. Abbildung 3.11). Ein weiterer Grund für die schwächeren Monsune in der Frühen Kreide ist die Abwesenheit von großräumigen Gebirgsplateaus wie sie heutzutage existieren (Meehl, 1992).

3.2.3 Allgemeine Zirkulation

Die allgemeine Zirkulation ist für gewöhnlich als zonal gemittelte Zirkulation in der Ebene von geographischer Breite und Höhe verstanden. Neben der horizontalen Strömung ist die allgemeine Zirkulation für einen Großteil des Energietransports in der Atmosphäre zuständig. Der Überschuss an Strahlungsenergie in den Tropen und das Defizit in den hohen Breiten wird dabei durch den meridionalen Wärmetransport ausgeglichen. In Abbildung 3.13 ist die Energiebilanz am Oberrand der Atmosphäre (TOA) für das vorindustrielle Klima und das der Frühen Kreide dargestellt. Es wird unmittelbar klar, dass

sich die beiden Verteilungen von solarer und thermischer Strahlung nicht wesentlich zwischen den beiden Klimaszenarien unterscheiden. Lediglich in den hohen südlichen Breiten weisen beide Terme in der Kreide höhere Werte auf, das heißt es wird mehr solare Strahlung aufgenommen, aber auch mehr thermische Strahlungsenergie abgegeben. Entscheidend für den Energiehaushalt ist allerdings die Summe aus beiden Strahlungsanteilen (in der Grafik die Differenz zwischen beiden Kurven!). Dabei ergibt sich, dass sich der Energieüberschuss in den niedrigen Breiten und das Energiedefizit in den mittleren bzw. hohen Breiten nicht wesentlich zwischen vorindustriellen und Kreidebedingungen unterscheiden. Folglich ist der Antrieb für die allgemeine Zirkulation, der aus dieser meridionalen Verteilung der Energiebilanz entsteht, für beide Klimaszenarien gleich stark.

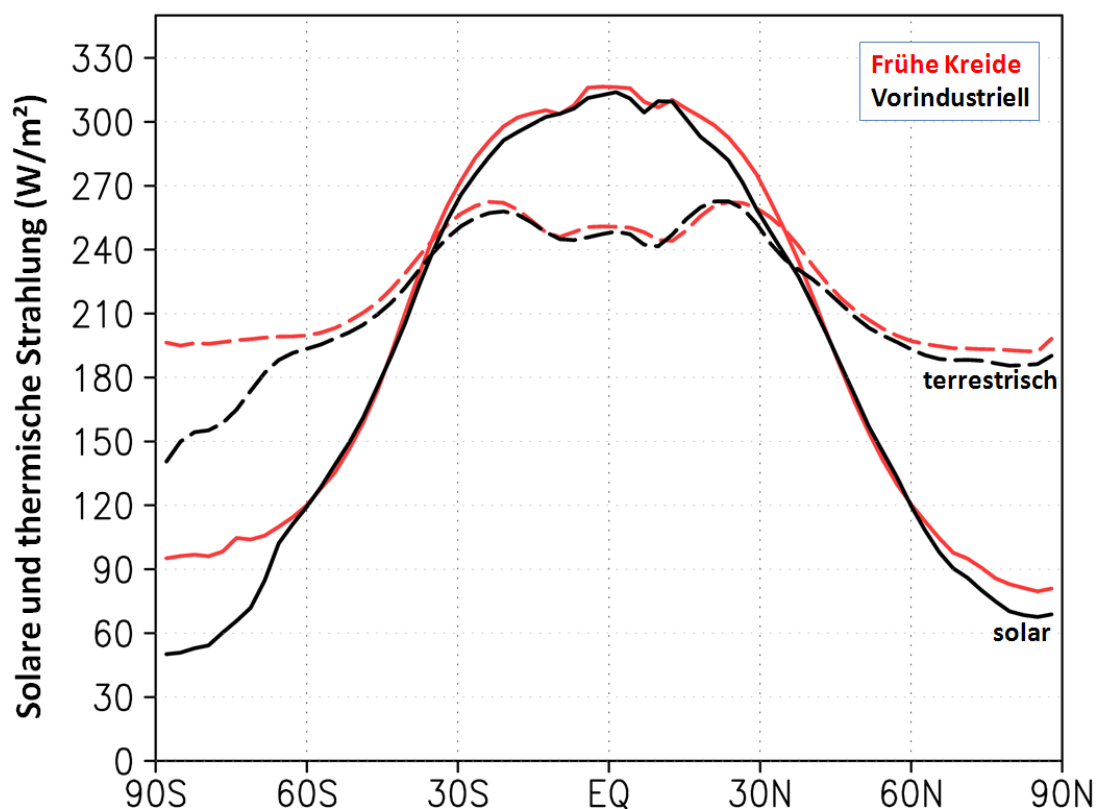


Abbildung 3.13: Jährlich und zonal gemittelte Netto-Solarstrahlung (durchgezogene Linie) und thermische Strahlung (gestrichelt) am oberen Rand der Atmosphäre (TOA) für das vorindustrielle Klima (schwarz) und die Frühe Kreide (rot). Dabei ist die Bilanz der solaren Strahlung als Energiegewinn zu verstehen. Die thermische Strahlung wurde in dieser Grafik aus Vergleichbarkeitsgründen mit umgekehrtem Vorzeichen dargestellt, d.h. hier stellen positive Werte einen Energieverlust dar.

In Abbildung 3.14 ist die zonal gemittelte Temperatur der Atmosphäre in Abhängigkeit von geographischer Breite und Höhe im Jahresmittel dargestellt. Es wird unmittelbar klar, dass sich die Erwärmung vom Erdboden auch über die gesamte Höhe der Troposphäre erstreckt. Dabei sind die bodennahen, horizontalen Gradienten in den mittleren bis hohen Breiten für die Frühe Kreide schwächer ausgeprägt als im vorindustriellen Klima. Gleichzeitig sind die meridionalen Temperaturgradienten im subtropischen Bereich der oberen Troposphäre verstärkt, was eine Intensivierung der subtropischen Strahlströme und der Westwinde in den mittleren Breiten der Troposphäre begünstigt.

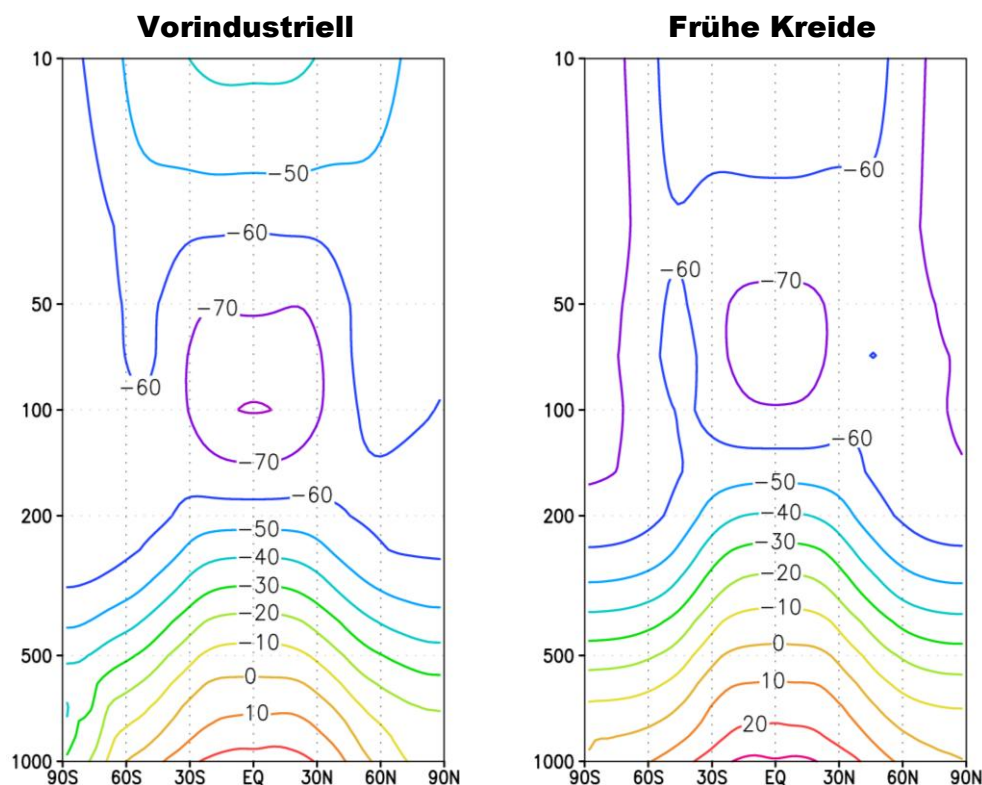


Abbildung 3.14: Jährlich und zonal gemittelte atmosphärische Temperaturen als Funktion der geographischen Breite und Höhe (Druck) für das heutige Klima (links) und die Frühe Kreide (rechts). Die Temperaturen sind in °C mit einem Konturintervall von 10 K angegeben.

Die Tropopause, die durch das vertikale Temperaturminimum zwischen Troposphäre und Stratosphäre gekennzeichnet ist, liegt für die Frühe Kreide in den Tropen bei etwa 80 hPa (~ 50 km Höhe) und weist Temperaturen von -74 °C auf. Sie liegt damit höher als für das vorindustrielle Klima (~ 100 hPa) und weist gleichzeitig höhere Temperaturen auf als heutzutage (-80 °C). Dies steht im

Zusammenhang mit höheren troposphärischen Temperaturen und gleichzeitig verstärkter Konvektion in den Tropen. Markant sind auch die tieferen Temperaturen von unter -70 °C in den polaren Breiten der Stratosphäre in der Frühen Kreide, was auf stärkere Polarwirbel schließen lässt.

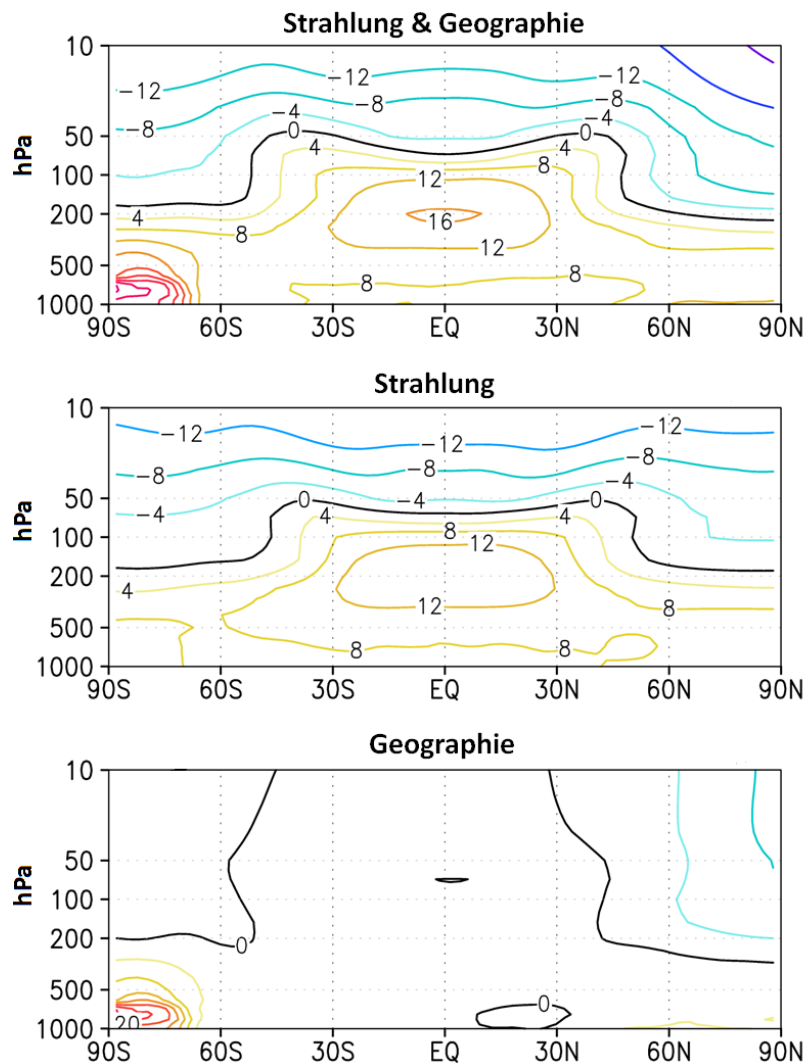


Abbildung 3.15: Temperaturdifferenzen zwischen der Frühen Kreide und dem vorindustriellen Klima, (oben) für das gesamte Forcing aus Strahlung und Geographie, (Mitte) nur durch den Strahlungsantrieb verursacht, und (unten) nur durch die Geographie verursacht. Alle Temperaturänderungen sind in Kelvin (K), mit einem Konturintervall von 4 K und mit der gleichen Farbkodierung angegeben.

Um einen genaueren Einblick in die atmosphärischen Temperaturänderungen in der Frühen Kreide und deren Ursachen zu gewinnen, sind in Abbildung 3.15 die Temperaturdifferenzen zwischen Früher Kreide und vorindustriellem Klima für die einzelnen Antriebe dargestellt. Im Muster der

Temperaturdifferenz, die durch beide Antriebe, also veränderte Strahlungsbedingungen und Geographie verursacht wird, ist eine signifikante Änderung des meridionalen Gradienten mit der Höhe zu erkennen. Während am Boden die stärksten Temperaturerhöhungen in den hohen Breiten und vor allem in der Antarktis zu finden sind, kehrt sich dieses Muster mit der Höhe um und zeigt in der oberen Troposphäre und Stratosphäre die stärkste Erwärmung in den Tropen. Dies führt dazu, dass sich der meridionale Temperaturgradient am Boden abschwächt und in der oberen Troposphäre und Stratosphäre verstärkt. Beide Temperaturerhöhungen sind auf unterschiedliche Ursachen zurückzuführen. Die Erwärmungen in den niedrigen Breiten der oberen Troposphäre und in der gesamten Stratosphäre sind fast ausschließlich Resultat der veränderten Strahlungsbedingungen in der Kreide. Dieses Muster deckt sich auch mit Prognosen für zukünftige Klimaszenarien mit erhöhtem atmosphärischen CO₂-Gehalt.

Die atmosphärische Antwort auf die veränderte Geographie dagegen zeigt Temperaturveränderungen, die nahezu ausschließlich auf die Troposphäre über dem Antarktischen Kontinent und auf die polare Stratosphäre der Nordhalbkugel beschränkt ist. Die bodennahe Erwärmung der eisfreien Antarktis setzt sich durch die darüber liegenden Luftschichten fort und wird kaum in niedrigere Breitenbereiche transportiert. Die signifikante Abkühlung in der polaren Stratosphäre auf der Nordhemisphäre ist durch die veränderte Wellenausbreitung in der Atmosphäre der Frühen Kreide zu erklären. Geringere thermische und topographische Gradienten an der Erdoberfläche generieren weniger Wellen, die folglich nach der vertikalen Ausbreitung weniger Störungen im stratosphärischen Polarwirbel verursachen. Ein stärkerer Polarwirbel führt dann zu einer stärkeren Auskühlung der Winterstratosphäre, ähnlich zu den heutigen Bedingungen im Südpolarwirbel.

Neben den veränderten meridionalen Temperaturgradienten gibt es auch in der vertikalen Struktur der Atmosphäre signifikante Unterschiede zwischen dem heutigen Klima und der Frühen Kreide. In Abbildung 3.16 sind troposphärische Temperaturprofile für beide Klimaszenarien dargestellt. Beide Simulationen zeigen natürlich die üblichen Verteilungen von kalten hohen

Breiten (blaue Kurven), gemäßigten mittleren Breiten (grüne Kurven) und warmen Tropen (rote Kurve). Ein erster Unterschied liegt in den interhemisphärischen Differenzen, die im heutigen Klima relativ groß (mit den jeweils kälteren Bedingungen auf der Südhalbkugel) und für die Frühe Kreide verschwindend gering sind. Die Troposphäre der Kreide weist also bezüglich ihrer thermischen Struktur eine hohe interhemisphärische Symmetrie auf. Weiterhin ist, wie schon in Abb. 3.14 zu erkennen, der meridionale Gradient in der Kreide am Boden geringer und in der oberen Troposphäre größer als unter vorindustriellen Bedingungen.

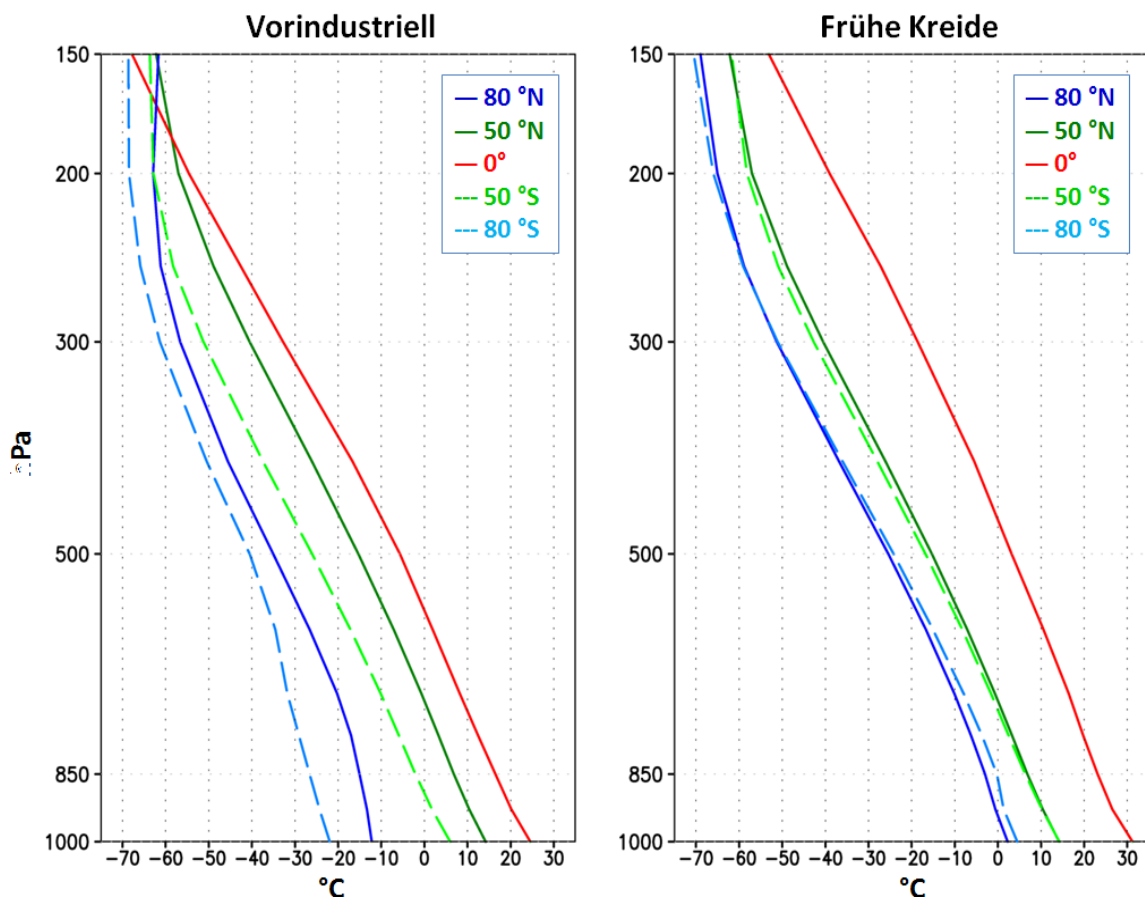


Abbildung 3.16: Zonal gemittelte Temperaturprofile für das heutige Klima (links) und die Frühe Kreide (rechts). Dabei sind die Profile für folgende geographische Breiten dargestellt: 80° S (hellblau), 50° S (hellgrün), Äquator (rot), 50° N (grün) und 80° N (blau). Als Vertikalkoordinate wird der Luftdruck (hPa) verwendet und die Temperaturen sind in °C angegeben.

Im Hinblick auf die vertikale Struktur weisen die Tropen der Frühen Kreide durch die starke Erwärmung in der oberen Troposphäre einen schwächeren vertikalen Temperaturgradienten auf und sind somit weniger stabil

geschichtet als unter heutigen Bedingungen. Dies begünstigt Konvektion und steht im Zusammenhang mit der verstärkten Niederschlagsbildung in den Tropen (siehe Abschnitt 3.2.1). In den gemäßigten und polaren Regionen kommt es zu einer Verstärkung des vertikalen Temperaturgradienten und somit zu einer erhöhten Stabilität der Luftsäule. Die meridionalen und vertikalen Gradienten im Temperaturfeld der Atmosphäre bedingen wesentliche Charakteristiken der allgemeinen Zirkulation.

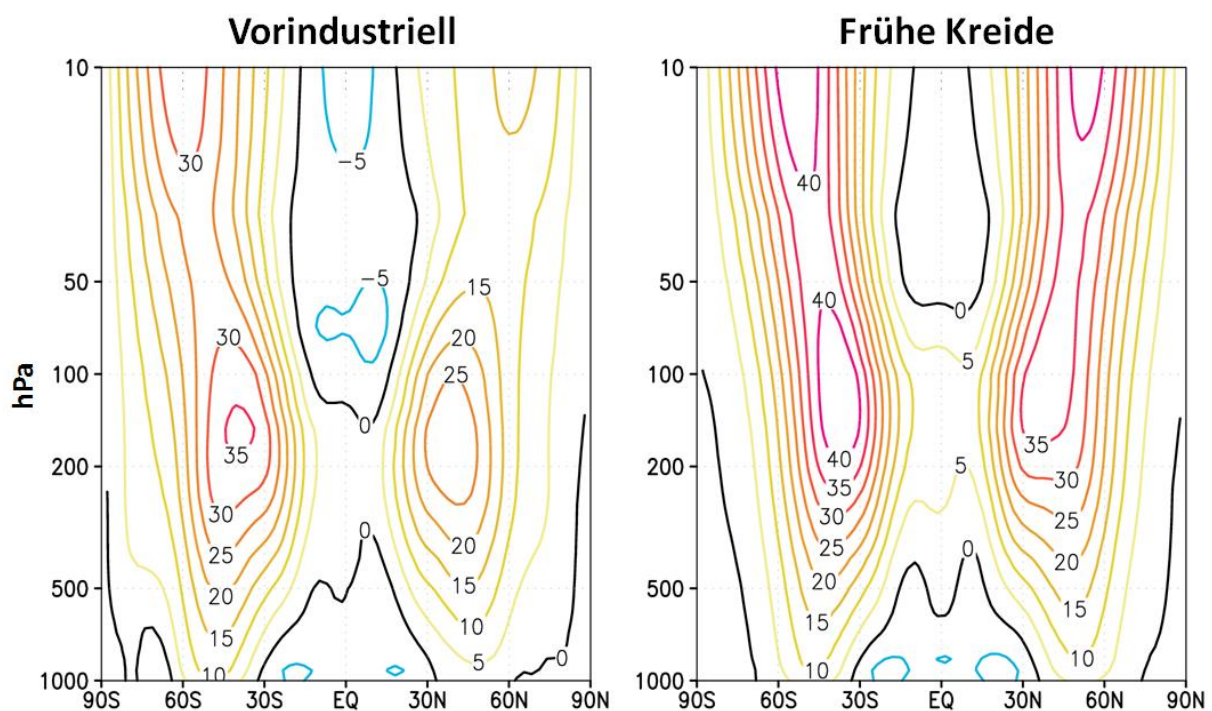


Abbildung 3.17: Jahresmittel des zonal gemittelten zonalen Windes in Abhängigkeit von geographischer Breite und Höhe (Luftdruck). Die Geschwindigkeiten sind in m/s und mit einem Konturintervall von 5m/s angegeben.

Eine erste Einschätzung für den Charakter der allgemeinen Zirkulation ist der zonale Wind in der Atmosphäre. Dieser ist als zonales Mittel in Abbildung 3.17 für das vorindustrielle Klima und für die Frühe Kreide dargestellt. Im Allgemeinen sind die zonalen Strömungen in der Troposphäre der Frühen Kreide stärker als heutzutage und global betrachtet ist das Strömungsmuster symmetrisch auf beiden Hemisphären. Durch den verstärkten meridionalen Temperaturgradienten sind die subtropischen Strahlströme, die sich am polwärtigen Rand der Hadleyzelle in etwa 150 hPa entwickeln, ebenfalls stärker.

Dies steht im Widerspruch zu anderen Studien (z. B. Bush und Philander, 1997) mit ähnlichen Randbedingungen, die eine unveränderte Baroklinität in der mittleren bis oberen Troposphäre und entsprechende Strahlstromstärke postulieren.

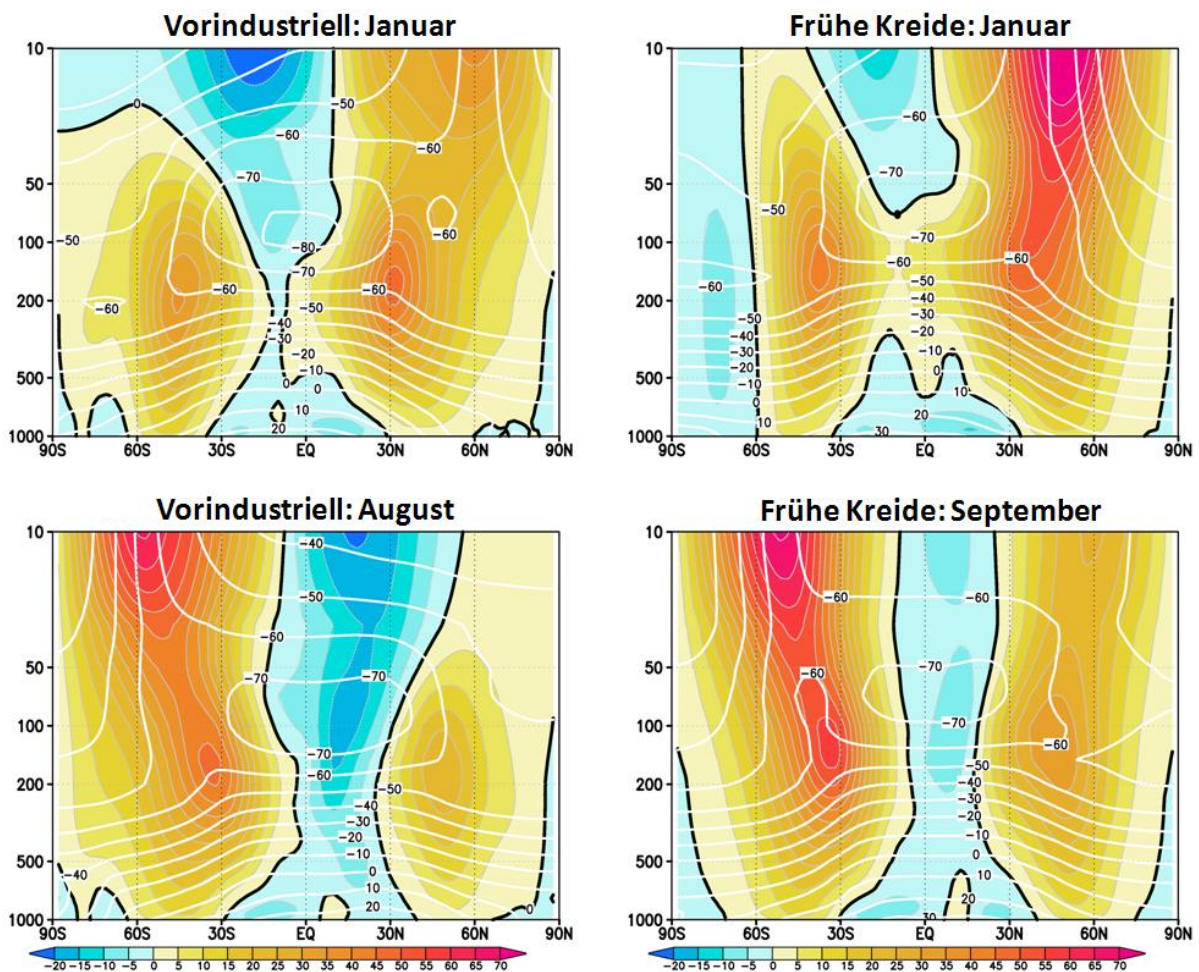


Abbildung 3.18: Jahresgang des zonalen Windes in der Atmosphäre für das vorindustrielle Klima (links) und die Frühe Kreide (rechts). Um die größte Varianz im Jahresgang zu zeigen, sind dabei jeweils oben die Monatsmittel für die stärksten subtropischen Strahlströme auf der Nordhemisphäre und unten die entsprechenden Monate für die Südhemisphäre dargestellt. Der zonale Wind ist als Farbschattierung mit entsprechender Farbskala in m/s dargestellt. Rote Farben stehen dabei für Westwinde und blaue für Ostwinde. Wegen des dynamischen Zusammenhanges ist mit weißen Konturen das entsprechende zonale Temperaturfeld in 10 K-Intervallen dargestellt.

In Abbildung 3.18 sind die zonalen Winde für die Monate dargestellt, in denen die Strahlströme der jeweiligen Winterhemisphäre am stärksten sind. Das sind für das vorindustrielle Klima Januar und August und für die Frühe Kreide Januar und September. Im Vergleich zum vorindustriellen Klima sind die

subtropischen Strahlströme um 5° in Richtung Pole verlagert. Darüberhinaus sind die Regime der subtropischen Strahlströme und die der stratosphärischen Polarwirbel im Winter deutlicher miteinander verbunden und gehen ineinander über. Im Januar breiten sich die starken Westwinde der Subtropen bis in die Tropen hinein aus und unterdrücken die dort sonst vorherrschende östliche Strömung. Dieses Signal ist so stark, dass es auch im Jahresmittel (Abb. 3.17) noch zu erkennen ist, wo die Tropen ebenfalls eine westliche Strömung in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre aufweisen.

Der größte Unterschied zur vorindustriellen Zirkulation ist im Januar in den hohen nördlichen Breiten zu finden, wo sehr niedrige Temperaturen einen sehr starken meridionalen Temperaturgradienten in der Stratosphäre erzeugen. Das Resultat ist ein ungewöhnlich stabiler Polarwirbel. Eine Erklärung dafür ist die reduzierte Aktivität von aufwärts propagierenden Wellen durch weniger thermisch oder topographisch induzierte Störungen am Boden. Unter heutigen Bedingungen sind die wellen-induzierten Störungen des nördlichen Polarwirbels viel stärker und führen dazu, dass die Strömung nicht so stark ist wie auf der Südhalbkugel.

Um die Auswirkungen der beiden Antriebe durch Strahlung und Geographie einzuschätzen, sind in Abbildung 3.19 die Differenzen im Windmuster zwischen vorindustriellem Klima und der Frühen Kreide für beide Antriebe getrennt dargestellt. Weiterhin wird zwischen Winter- und Sommerzirkulation unterschieden. Der Strahlungsantrieb der Kreide führt zu einer Verstärkung der subtropischen Strahlströme und der Polarwirbel in beiden Hemisphären, vor allem auf der jeweiligen Winterhalbkugel. Die troposphärischen Veränderungen sind im Vergleich zu den stratosphärischen Effekten der Strahlung eher gering. Insgesamt scheint die Antwort der atmosphärischen Zirkulation auf den Strahlungsantrieb unabhängig von den geographischen Randbedingungen zu sein und zeigt keine signifikanten jahreszeitlichen Unterschiede. Der Antrieb durch die veränderte Geographie der Kreide zeigt eine jahreszeitabhängige Antwort in der Zirkulation. Im Januar bewirkt sie eine Intensivierung des nördlichen Polarwirbels und eine Schwächung und äquatorwärtige Verlagerung der Westwinde in den mittleren

Breiten der südlichen Troposphäre. Im Juli sieht man eine leichte Abschwächung und polwärtige Verlagerung des südlichen Polarwirbels und in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre wird eine signifikante westliche Anomalie verursacht.

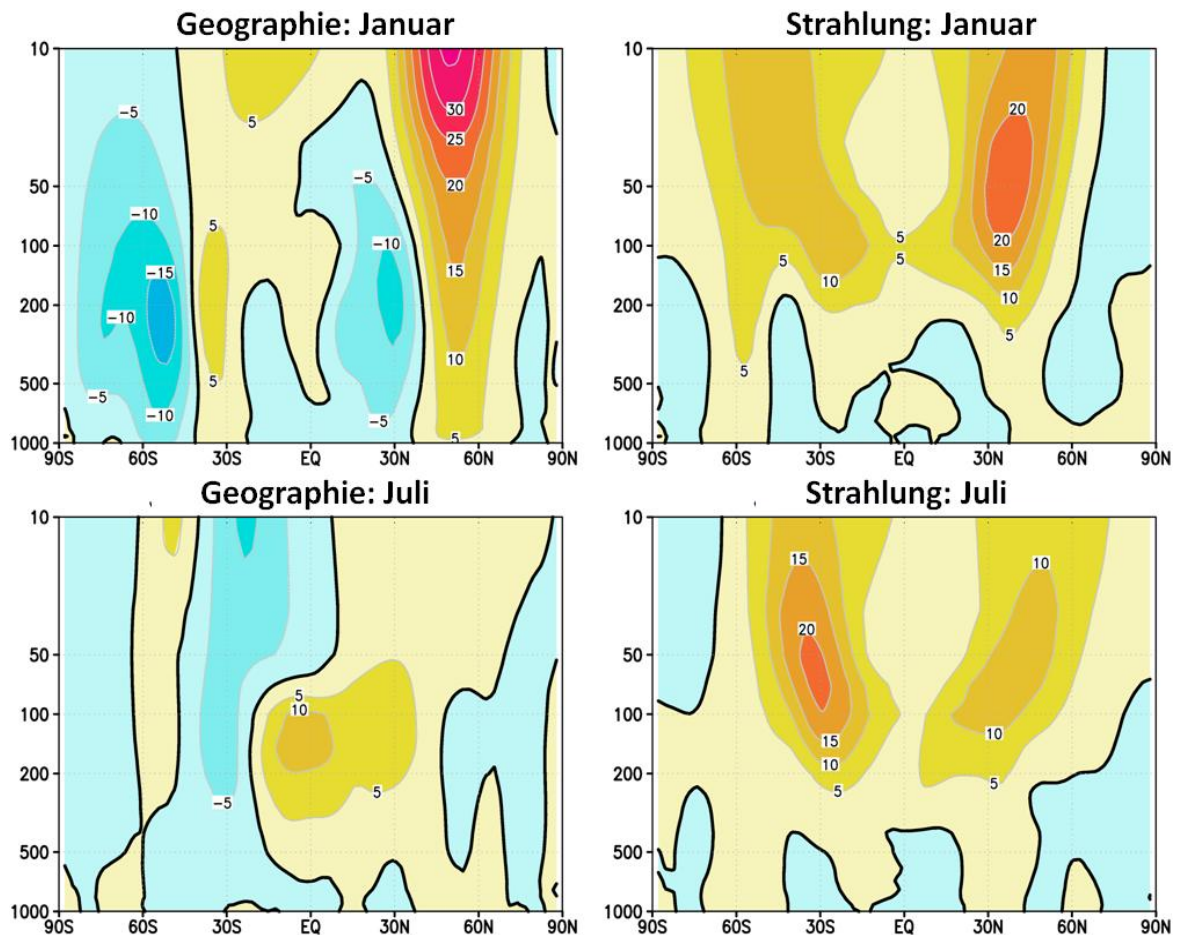


Abbildung 3.19: Differenzen (Kreide-Vorindustriell) im zonalen Wind durch die veränderten geographischen Randbedingungen (links) und durch die veränderten Strahlungsbedingungen (rechts). Die obere Reihe zeigt die Zirkulationsänderungen für Januar und die untere für Juli. Rötliche Schattierungen zeigen eine westliche Anomalie an und das Konturintervall ist 5m/s.

Um einen Eindruck von der allgemeinen Zirkulation selbst zu gewinnen, ist in Abbildung 3.20 die Massenstromfunktion der zonal gemittelten meridionalen Zirkulation für alle vier Simulationen dargestellt. Die drei Zirkulationszellen, die wir aus dem vorindustriellen Klima kennen, existieren auch für das Zirkulationsmuster der Frühen Kreide: die Hadleyzelle in den niedrigen Breiten, die Ferrelzelle der mittleren Breiten und die polare Zelle in den hohen Breiten. Dies ist nicht unerwartet, da die drei Zellen der allgemeinen

Zirkulation relativ stabile Erscheinungen sind, deren Ausbildung mitunter durch die Erdrotation und die Geometrie der Erde selbst unterstützt werden. Die exakte Form der Zirkulationszellen wird durch die energetischen und geographischen Randbedingungen des Klimas moduliert. Insofern bewirken die Geographie und das Klima der Frühen Kreide starke Veränderungen in der Stromfunktion. Signifikante Verschiebungen der Zellpositionen und eine Änderung in deren Zirkulationsstärke sind das Resultat.

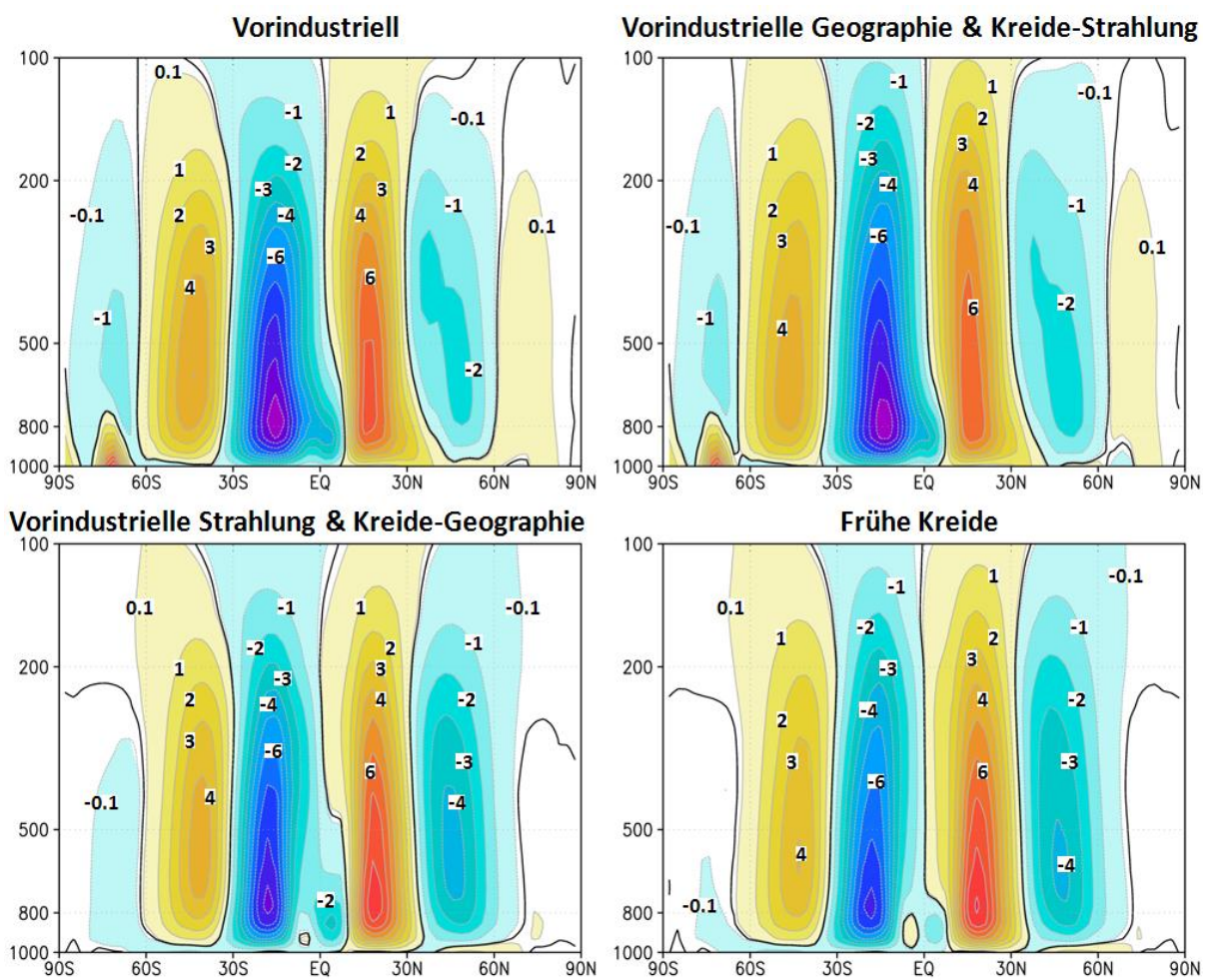


Abbildung 3.20: Die jährliche gemittelte Massenstromfunktion der allgemeinen Zirkulation in der Troposphäre und unteren Stratosphäre für alle vier Experimente. Die Einheit der Massenstromfunktion ist 10^{10} kg/s. Die Vorzeichenregelung ist derart, dass positive Werte eine Zirkulation im Uhrzeigersinn kennzeichnen.

Vergleicht man die vier Klimaszenarien miteinander, so wird deutlich, dass die stärkste Veränderung der Stärke und Struktur der allgemeinen Zirkulation durch die Geographie herbeigeführt wird. Die beiden starken

Hadleyzellen mit einer leichten Dominanz der südlichen Zelle treten nur in den Läufen mit heutiger Geographie auf, während die Hadleyzellen der Kreidegeographie signifikant schwächer sind und im äquatorialen Bereich Störungen aufweisen. Der Effekt des Strahlungsantriebs der Kreide auf die Hadleyzellen ist dagegen nicht eindeutig. Während sich die Änderung unter heutiger Geographie auf eine leichte Abschwächung der nördlichen Hadleyzelle beschränkt, weisen unter den geographischen Bedingungen der Kreide die südliche Hadleyzelle eine Abschwächung und die nördliche eine leichte Verstärkung auf.

Für die Ferrelzellen ergibt sich ein anderes Bild. Der Einfluss der Geographie unterscheidet sich auf beiden Hemisphären. Die südliche Ferrelzelle ist unter den geographischen Bedingungen der Kreide schwächer, während die nördliche stärker ausgebildet ist. Dieses Resultat stimmt mit den Ergebnissen von Bush und Philander überein. Der Strahlungsantrieb der Kreide führt dagegen auf beiden Hemisphären zu einer Abschwächung der Ferrelzellen. Ebenso starke Veränderung erfahren die polaren Zellen der allgemeinen Zirkulation. Hier ist der Effekt der Strahlung zu vernachlässigen und der entscheidende Faktor ist die Geographie. Unter den geographischen Bedingungen der Kreide sind die südlichen polaren Zellen extrem stark geschwächt und die nördlichen nahezu nicht existent. Das starke polare Absinken, das im heutigen Klima durch die Antarktische Eiskappe verursacht wird, ist unter Kreidebedingungen nahezu verschwunden, so wie es auch schon in Bush und Philander (1997) zu sehen war.

Insgesamt ergibt sich im Jahresmittel beim Übergang von vorindustriellen Bedingungen zu denen der Frühen Kreide auf der Südhalbkugel eine Abschwächung aller Zirkulationszellen und auf der Nordhemisphäre eine Verstärkung mit Ausnahme der polaren Zelle. Dabei weist die allgemeine Zirkulation der Kreide eine höhere interhemisphärische Symmetrie auf als die vorindustrielle. Ob diese Zusammenhänge auch im Jahresgang Bestand haben, lässt sich in Abbildung 3.21 sehen. Dabei sind Januar und Juli repräsentativ für die jeweiligen Sommer- und Winterzirkulationsmuster dargestellt. Die Abschwächung der südlichen Zellen in der Kreide ist in beiden Monaten existent.

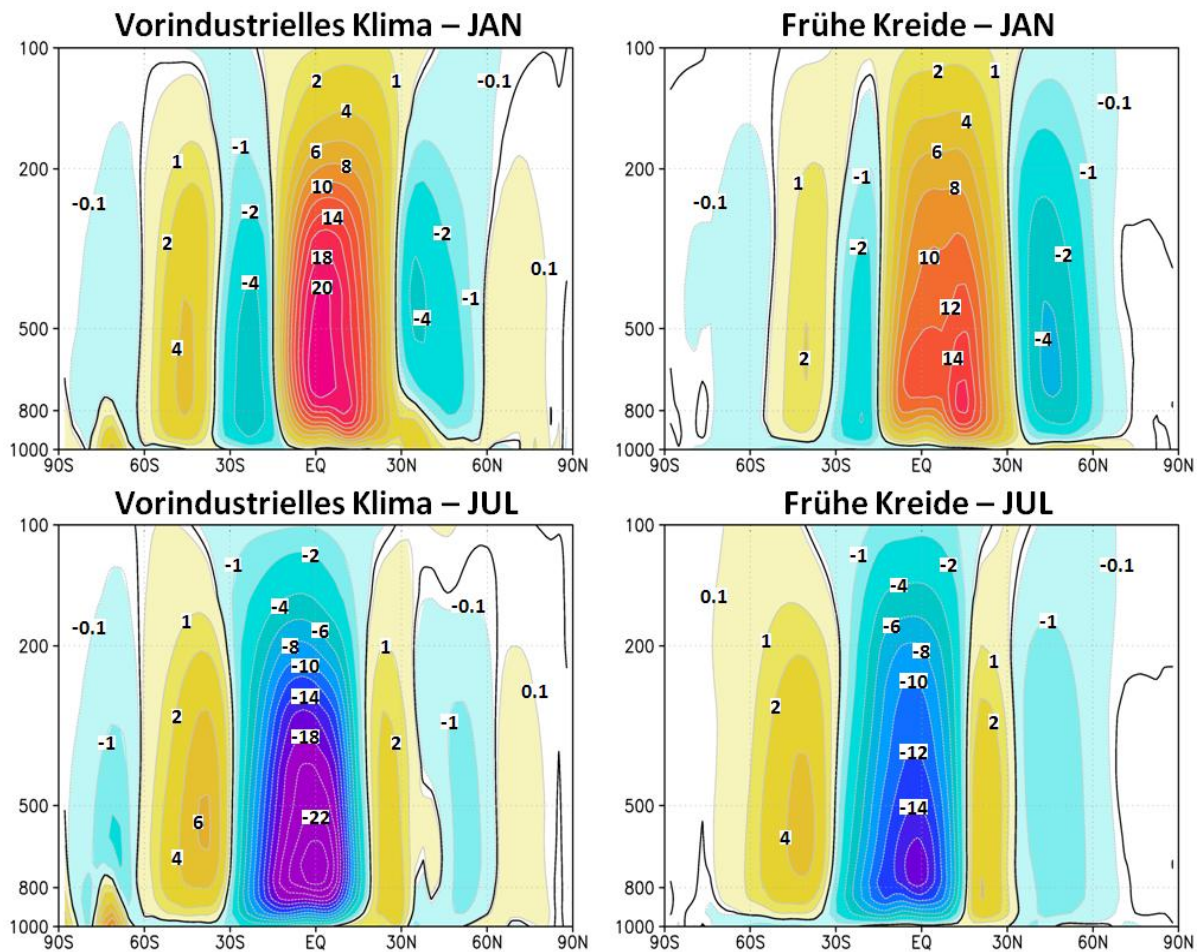


Abbildung 3.21: Die Massenstromfunktion der allgemeinen Zirkulation in der Troposphäre und unteren Stratosphäre für das vorindustrielle Klima (links) und für die Frühe Kreide (rechts). Dabei wird oben das Zirkulationsmuster für Januar und unten das für Juli dargestellt, um jahreszeitliche Unterschiede zu verdeutlichen. Die Einheit der Massenstromfunktion ist 10^{10} kg/s. Die Vorzeichenregelung ist derart, dass positive Werte eine Zirkulationsrichtung im Uhrzeigersinn kennzeichnen.

Ebenso konsistent mit dem Jahresmittel ist die Verstärkung der nördlichen Ferrelzelle und der polaren Zelle. Die scheinbare Verstärkung der nördlichen Hadleyzelle im Jahresmittel stellt sich im Jahresgang als eine nordwärtige Verlagerung des Maximums in der Stromfunktion im Nordwinter dar. Dabei weist die gesamte nördliche Hadleyzelle eine größere meridionale Ausdehnung auf als unter vorindustriellen Bedingungen. Vergleicht man die Zirkulationsstärke im Jahresgang findet ähnlich zur Südhemisphäre auch für die nördliche Hadleyzelle eine Abschwächung in der Frühen Kreide statt. Beide Hadleyzellen dehnen sich polwärts aus und schwächen sich auf beiden Hemisphären um 20-35 % ab. Dabei ist die Abschwächung auf der Südhalbkugel

stärker ausgeprägt, wie es auch von Bush und Philander (1997) beschrieben wurde. Deren Intensivierung der nördlichen Hadleyzelle wird von den hier gezeigten Resultaten nicht unterstützt.

In Abbildung 3.22 ist die Änderung der Massenstromfunktion der allgemeinen Zirkulation für die beiden Antriebe Strahlung und Geographie dargestellt. Hier wird nochmal deutlich, dass sich der Effekt der veränderten Strahlungsbedingungen in der Kreidezeit auf die Hadleyzelle konzentriert. Das Änderungsmuster ist jahreszeitlich symmetrisch und bewirkt immer eine Abschwächung der Hadleyzellen beiderseits des Äquators. Manabe und Bryan (1985) demonstrierten eine globale Verstärkung der Hadleyzelle für ein

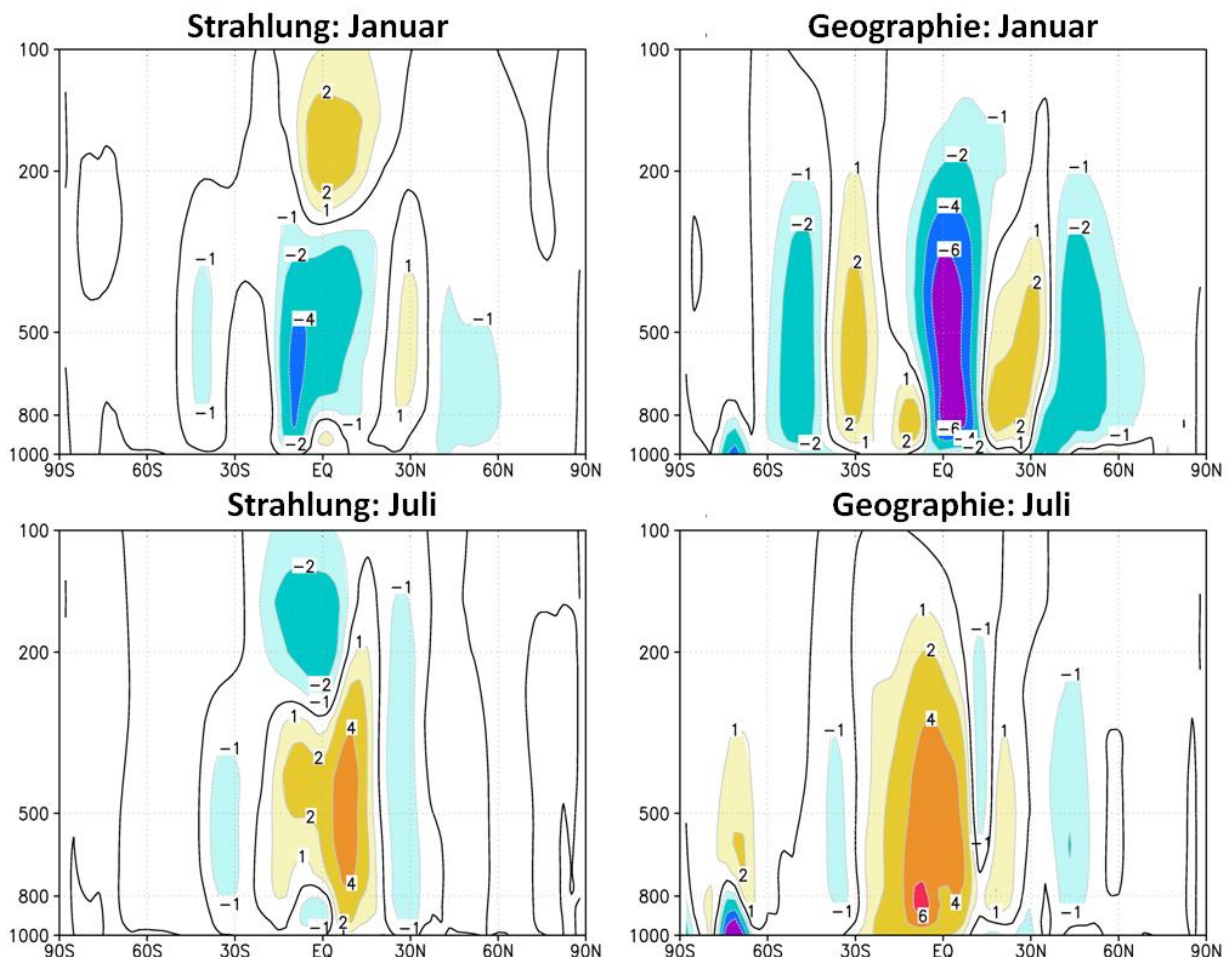


Abbildung 3.22: Saisonale Antwort der allgemeinen Zirkulation (Massenstromfunktion) auf den Strahlungsantrieb (links) und die geographischen Veränderungen der Frühen Kreide (rechts). Dabei ist oben die Änderung im Januar und unten im Juli dargestellt. Rötliche Farbtöne kennzeichnen eine Anomalie für eine Zirkulation im Uhrzeigersinn. Konturen sind für absolute Anomalien von 1, 2, 4, und $6 \cdot 10^{10}$ kg/s dargestellt.

Experiment mit erhöhter CO₂-Konzentration und heutiger Geographie. Dies wird von den hier gezeigten Ergebnissen nicht bestätigt. Um einiges stärker und weitreichender ist der Effekt der veränderten Geographie der Kreidezeit. Die Abschwächung der Hadleyzelle ist auch hier der stärkste Effekt und überwiegt dem der Strahlung. Hinzu kommt beim geographischen Effekt die Veränderung der Ferrelzelle, die in beiden Jahreszeiten das gleiche Vorzeichen hat. Das spricht für eine rein topographisch bedingte Veränderung, die nicht mit energetischen oder anderen jahreszeitlich variierenden Prozessen gekoppelt ist.

Insgesamt kann man also schlussfolgern, dass eine Veränderung der Hadleyzelle nicht allein durch veränderte Strahlungsbedingungen und ein wärmeres Klima in der Kreide erklärt werden kann, sondern geographische Effekte eine mindestens gleichstarke Veränderung bewirken. Die Auswertung aller vier Experimente mit den verschiedenen Randbedingungen ergibt das Resultat, dass die über alle drei Zellen genommene Stärke der allgemeinen Zirkulation für kalte (heutige) Klimabedingungen und auch für heutige geographische Verhältnisse höher ist. Unter den warmen Bedingungen der Frühen Kreide gibt es also eine schwächere allgemeine Zirkulation. Dies ist in gewisser Weise eine gegenteilige Entwicklung zu den Veränderungen im horizontalen Windfeld am Boden. Entsprechend weist der atmosphärische, meridionale Wärmetransport in der Frühen Kreide im Vergleich zu heute einen höheren Anteil durch die horizontale Oberflächenzirkulation und einen gedämpften Anteil durch die atmosphärische Umwälzzirkulation auf.

Eine weitere wichtige Komponente der globalen Zirkulation in der Atmosphäre ist die Walkerzirkulation in den Tropen. Unter heutigen Bedingungen ist sie vor allem über dem Pazifischen Ozean ausgeprägt. Um die Walkerzirkulation zu betrachten, sind in Abbildung 3.23 die Divergenz und Konvergenz des horizontalen Windfeldes sowie die vertikale Geschwindigkeit entlang des Äquators dargestellt. Über dem westpazifischen Warmpool konvergiert Luft am Boden, steigt auf, divergiert am Oberrand der Troposphäre, bildet eine ostwärts gerichtete Höhenströmung entlang des Äquators und sinkt über dem kühleren Ostpazifik wieder ab. Am Boden wird die Walkerzelle durch die westwärts gerichteten Passatwinde geschlossen. Im Vergleich zu heutigen

Bedingungen hat die Walkerzelle über dem Paläo-Pazifik eine größere zonale Ausdehnung. Allerdings weist sie gleichzeitig geringere vertikale Geschwindigkeiten im Konvektionsgebiet über dem westpazifischen Warmpool auf.

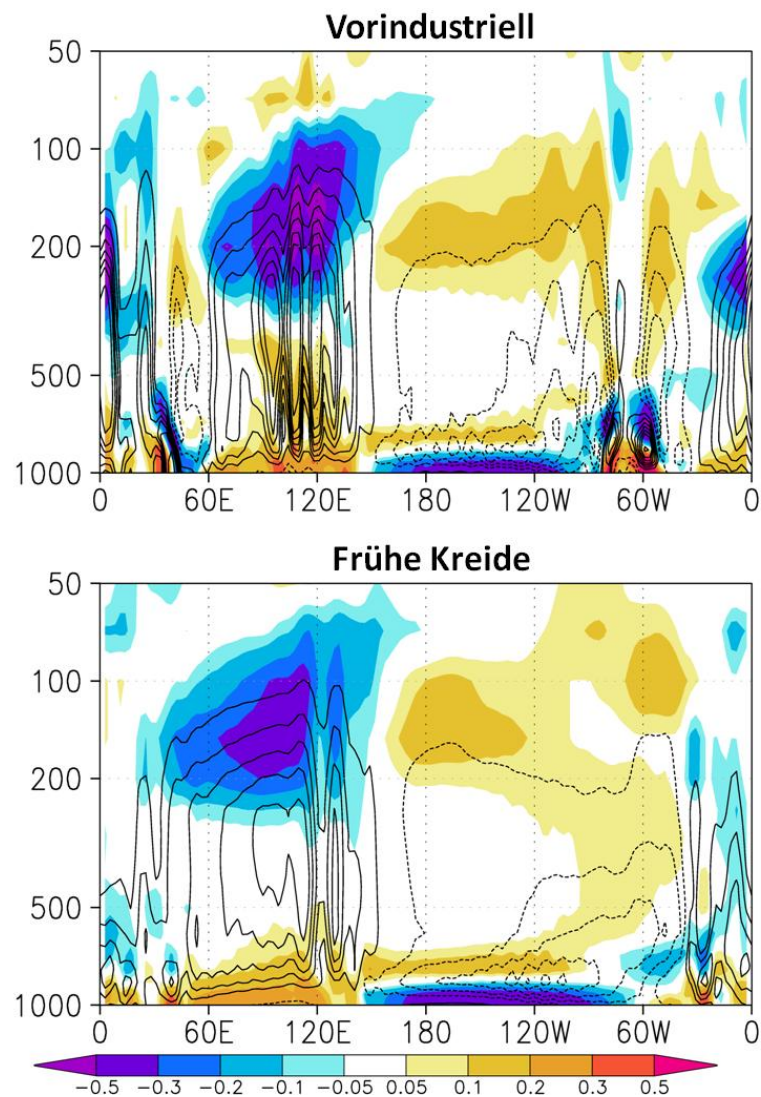


Abbildung 3.23: Walkerzirkulation entlang des Äquators für das vorindustrielle Klima (oben) und die Frühe Kreide (unten). Die horizontale Konvergenz ist als Farbschattierung dargestellt und in Konturen ist die Vertikalgeschwindigkeit darübergelegt. Die Konvergenz ist in 10^5 s^{-1} angegeben. Die vertikale Geschwindigkeit ist die negative Omega-Geschwindigkeit in 0.01 Pa/s und ab einem absoluten Wert von 0.01 Pa/s in 0.01 -Intervallen dargestellt. Durchgezogene Konturen kennzeichnen dabei Gebiete mit Aufwärtsbewegung. Beide Größen wurden zwischen 5° S und 5° N gemittelt.

Aufgrund der geographischen Konstellation unterscheidet sich ähnlich wie die Hadleyzelle auch die Walkerzelle der Frühen Kreide sehr stark von der heutigen Struktur. Die Verteilung von Konvektionsgebieten und Absinkregionen

richtet sich nach der Verteilung der Kontinente am Boden und den Oberflächentemperaturen. Für vorindustrielle Bedingungen befinden sich entlang des Äquators jeweils drei voneinander getrennte Kontinente und dazwischenliegende Ozeane. Entsprechend bilden sich drei Zellen aus, von denen die Walkerzelle über dem Pazifik die stärkste und größte ist. In der Frühen Kreide sind die Bedingungen insofern anders, als dass am Äquator nur eine einzelne Landmasse zu finden ist die von einem einzigen riesigen Ozean umgeben wird. Folglich bildet sich nur eine globalumspannende Walkerzelle aus.

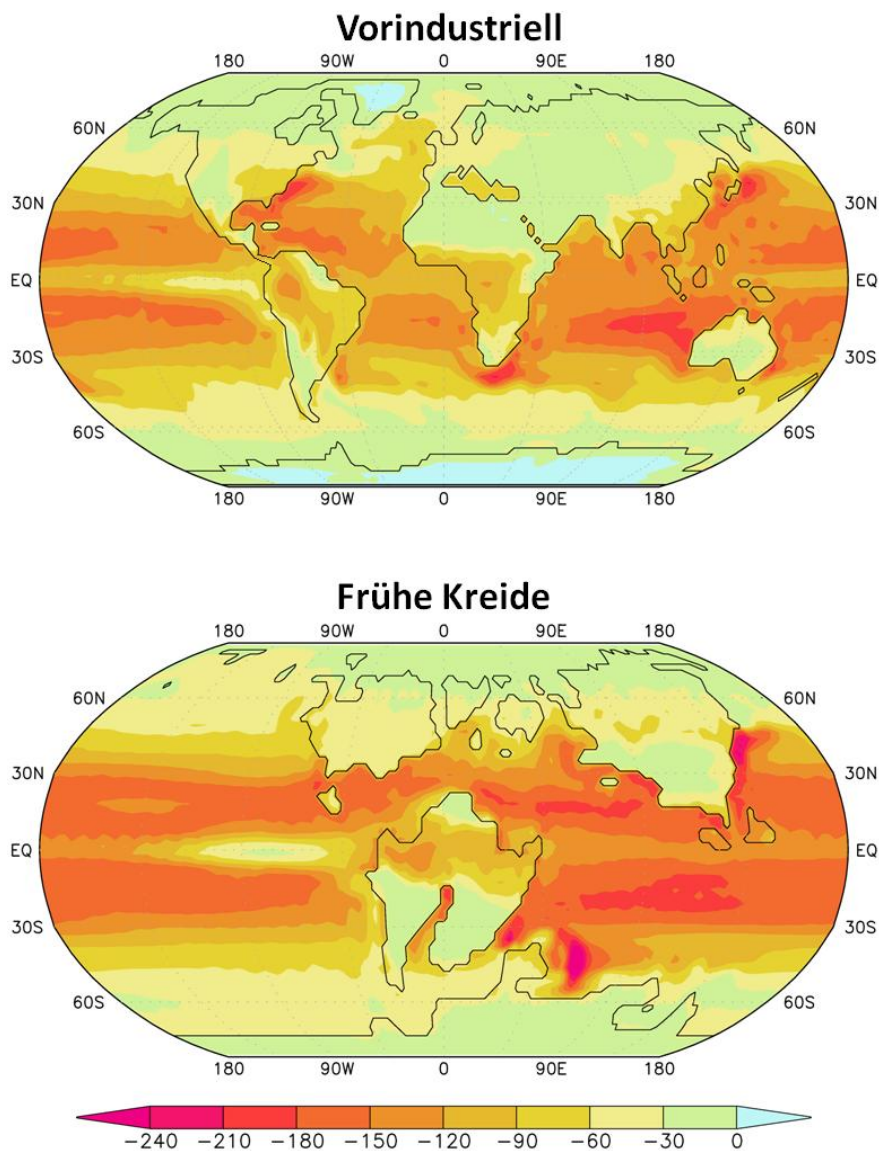


Abbildung 3.24: Jährlich gemittelter latenter Wärmefluss für das vorindustrielle Klima (oben) und die Frühe Kreide (unten). Negative Werte kennzeichnen einen Energiefluss von der Oberfläche (Land oder Ozean) in die Atmosphäre. Die Einheit ist W/m^2 .

Bush und Philander (1997) beschreiben ebenfalls eine zonale Ausdehnung der Walkerzelle und eine Verstärkung in der späten Kreide um 15 % (siehe deren Abbildung 8). Sie erklären die intensivierete Walkerzirkulation zum Teil durch erhöhte latente Wärme Flüsse über dem westpazifischen Warmpool. In Abbildung 3.24 ist nun der latente Wärme Fluss für das vorindustrielle Klima und das der Frühen Kreide dargestellt. Es ist eine deutliche Erhöhung der latenten Wärme Flüsse über den Ozeanflächen der Kreide und insbesondere im indopazifischen Raum zu erkennen. Diese Wärme Flüsse beschleunigen die starke Konvektion in den Tropen und forcieren großräumige Divergenz in der oberen Troposphäre. Die intensivierete Walkerzirkulation mit ihrer ostwärts gerichteten Höhenströmung erklärt auch die entsprechenden Veränderungen im zonalen Wind, wie er in Abbildung 3.17 zu sehen ist.

3.3 Oberer Ozean

Basierend auf den geographischen Randbedingungen und dem atmosphärischen Antrieb entwickelt sich der Ozean des Apt-Alb in einem Regime, das sich von dem heutigen sehr stark unterscheidet. Der obere Ozean ist die Komponente des Ozeans, die direkt von der Atmosphäre beeinflusst wird, und dient hier als erster Indikator für den Zustand des Ozeans in der Frühen Kreide. Wie bereits in Abschnitt 2.4 erläutert, sind die oberen 2000 m des Ozeans in den hier dokumentierten Simulationen nahezu im Gleichgewichtszustand. Sie können also als klimatischer Zustand für die gegebenen Randbedingungen der Frühen Kreide interpretiert werden. Der obere Ozean, wie er in diesem Abschnitt betrachtet wird, umfasst die oberen 500 m des Ozeans. Diese Schicht beinhaltet gut durchmisches, oberflächennahes Wasser, dessen Eigenschaften von den Frischwasser- und Wärmebilanzen an der Ozeanoberfläche kontrolliert werden. Weiterhin wird der obere Ozean durch die windgetriebene Zirkulation beeinflusst. In niedrigen Breiten sorgt die flache Umwälzzirkulation der tropischen und subtropischen Zellen für einen signifikanten vertikalen und meridionalen Austausch auf beiden Hemisphären.

3.3.1 Oberflächentemperatur und –salzgehalt

Temperatur und Salzgehalt sind die zentralen Variablen, die die Wassermasseneigenschaften des Ozeans kontrollieren. Sie bestimmen die Dichte einer Wassermasse und kontrollieren so die Schichtung und Stabilität der Wassersäule. Diese wiederum ist wichtig für die vertikale Konvektion und Ventilation innerhalb der Wassersäule. Auf der anderen Seite spielen die Oberflächenbedingungen des Ozeans, vor allem die Temperatur, eine wichtige Rolle in Rückkopplungsprozessen, die das atmosphärische Klima und dessen Variabilität kontrollieren. Um einen ersten Eindruck zu gewinnen, wie der Ozean der Kreide sich vom heutigen Ozean unterscheidet, sind in den Abbildungen 3.25 und 3.26 die Klimatologien der Meeresoberflächentemperatur (SST) und des Oberflächensalzgehalts (SSS) dargestellt. Das Muster der jährlich gemittelten Oberflächentemperatur des Kreideozeans hat Ähnlichkeit mit dem vorindustriellen, was durch die Breitenabhängigkeit der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche erklärbar ist. Der deutlichste Unterschied zwischen den beiden Klimazuständen ist die global gemittelte Temperatur. Für die vorindustrielle Kontrollsimulation ergibt sich eine global gemittelte Temperatur von 18 °C und für die Bedingungen des Apt-Alb eine Temperatur von 26 °C.

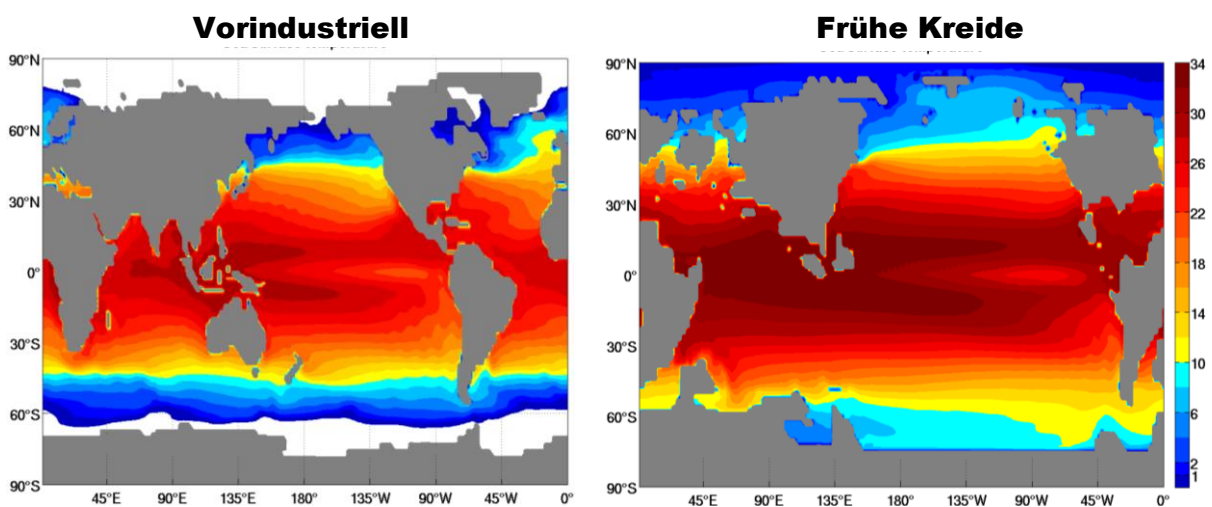


Abbildung 3.25: Jahresmitteltemperaturen an der Ozeanoberfläche für den vorindustriellen Ozean (links) und für den Ozean der Kreide (rechts). Die Temperaturen sind in °C angegeben. Regionen mit Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes von Meerwasser sind in weiß dargestellt.

Damit ist der Ozean der Kreide ähnlich wie die atmosphärischen Oberflächentemperaturen um 8 K wärmer. Damit einher geht eine Erhöhung des tropischen Temperaturmaximums von 29 °C auf 35 °C. Desweiteren unterscheiden sich die polaren Bedingungen sehr stark voneinander. Während die heutigen polaren Ozeane von großflächiger Eisbedeckung dominiert werden (weiße Flächen in Abbildung 3.25), weisen die polaren Ozeane der Kreide Jahresmitteltemperaturen über dem Gefrierpunkt von Meerwasser auf und verhindern so eine permanente Eisbedeckung.

Die Klimatologien des Salzgehalts (Abbildung 3.26) zeigen weitaus größere Unterschiede zwischen vorindustriellen Bedingungen und der Frühen Kreide. Die vorindustriellen Oberflächensalzgehalte liegen zwischen 25 in den küstennahen Gebieten der hohen Breiten und bei über 37 im subtropischen Atlantik und Mittelmeer. Der Ozean der Frühen Kreide ist durch frischeres Oberflächenwasser mit Salzgehalten von 21 bis 33 gekennzeichnet. Entsprechend ergibt sich ein global gemittelter Unterschied im Salzgehalt von 4 Einheiten. Die meridionale Variation ist jedoch für beide Klimaszenarien ähnlich. Das ist durch die meridionalen Verteilungen von Niederschlag und Verdunstung bedingt, die sich durch die großskalige Zirkulation in der Atmosphäre (siehe Abschnitt 3.2) ergeben. Details der Frischwasserbilanz folgen noch innerhalb dieses Abschnitts.

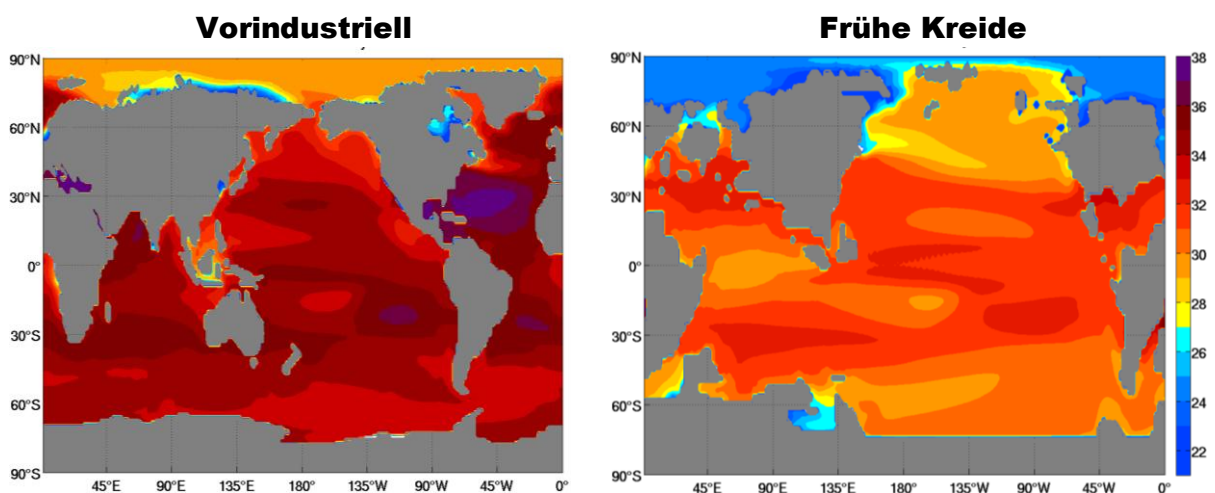


Abbildung 3.26: Jahresmittel des Oberflächensalzgehalts für das heutige Klima (links) und für die Frühe Kreide (rechts).

Zunächst wird der Fokus auf das SST-Feld gelegt. Der Kreideozean weist in den Tropen einen ausgeprägten Warmpool auf, der dem des heutigen Westpazifiks sehr ähnelt. Die höchsten Temperaturen von bis zu 35 °C im Maximum treten nahe des südostasiatischen Archipels auf. Weiter im Osten gibt es eine äquatoriale Kaltwasserzunge und deutet Dynamiken im tropischen Kreideozean an, die den vorindustriellen Bedingungen ähneln (siehe Abschnitt 3.5). Die hier gezeigten Ergebnisse widersprechen den vereinzelt Studien, die kühlere tropische Temperaturen für die Kreide vorschlagen (z. B. Crowley, 1991).

Abweichungen vom zonalen Mittel der SST gibt es offensichtlich entlang der Ostküste des asiatischen Kontinents. Eine polwärtige Auslenkung von warmem, subtropischem Wasser sieht man bei 30°-50° N und dies lässt auf die Existenz eines starken westlichen Randstroms an dieser Stelle schließen. Weiter im Norden gibt es eine äquatorwärtige Auslenkung der Isothermen, die durch eine starke, kalte Strömung von der Arktis in den Nordpazifik verursacht wird. Ähnlich starke Abweichungen vom zonalen Mittel sind auch an der Westküste von Südamerika zu finden, wo analog zum heutigen Pazifik ein starkes Upwelling kälteres Wasser aus der Tiefe an die Oberfläche transportiert. An der Ostküste von Afrika und um den indischen Subkontinent gibt es signifikante Temperaturanomalien, die ebenfalls starke Oberflächenströmungen nahelegen. Die westwärts gerichtete zirkumtropische Strömung (siehe Abschnitt 3.3.2) bringt warmes Wasser aus den Tropen des Westpazifiks in höhere Breitenbereiche und verursacht eine positive Anomalie in den Oberflächentemperaturen der Tethys.

Um die meridionalen SST-Gradienten und deren saisonale Variation miteinander zu vergleichen, sind in Abbildung 3.27 die zonal gemittelten SST-Verteilungen für Januar und Juli dargestellt. Ähnlich wie die zonal gemittelte atmosphärische Oberflächentemperatur (vgl. Abbildung 3.2) zeigt auch die SST der Kreide eine Erwärmung von 5 K in den Tropen. Das deutliche lokale Minimum am Äquator ist mit dem äquatorialen Auftrieb von kaltem Wasser verbunden und ist in beiden Klimaszenarien ähnlich stark ausgeprägt. In den hohen Breiten ist die SST-Änderung nicht so stark wie die entsprechende Änderung der atmosphärischen Temperaturen über Land und Ozean zusammen.

Dies liegt an der höheren thermischen Trägheit des Ozeans gegenüber dem Land. Dennoch weist der arktische Ozean niedrigere Temperaturen als der antarktische Ozean auf. Die Ursache dafür liegt in dem eingeschränkten Wassermassenaustausch im Norden. In den entsprechenden Wintermonaten bildet sich in den hohen Breiten saisonales Meereis entlang der Küsten und schmilzt in den Sommermonaten komplett. Die Amplitude des Jahresgangs in den Tropen und mittleren Breiten ist in beiden Klimaszenarien gleich groß. Polwärts von 60° N und 40° S ist der Jahresgang in der Frühen Kreide stärker, vor allem auf der Südhemisphäre. Letzteres hat die gleichen Gründe, die mit dem veränderten Eisbedeckungsgrad und den damit verbundenen atmosphärischen Rückkopplungen zusammenhängen und schon in den Abschnitten 3.1.2 und 3.1.4 erläutert wurden.

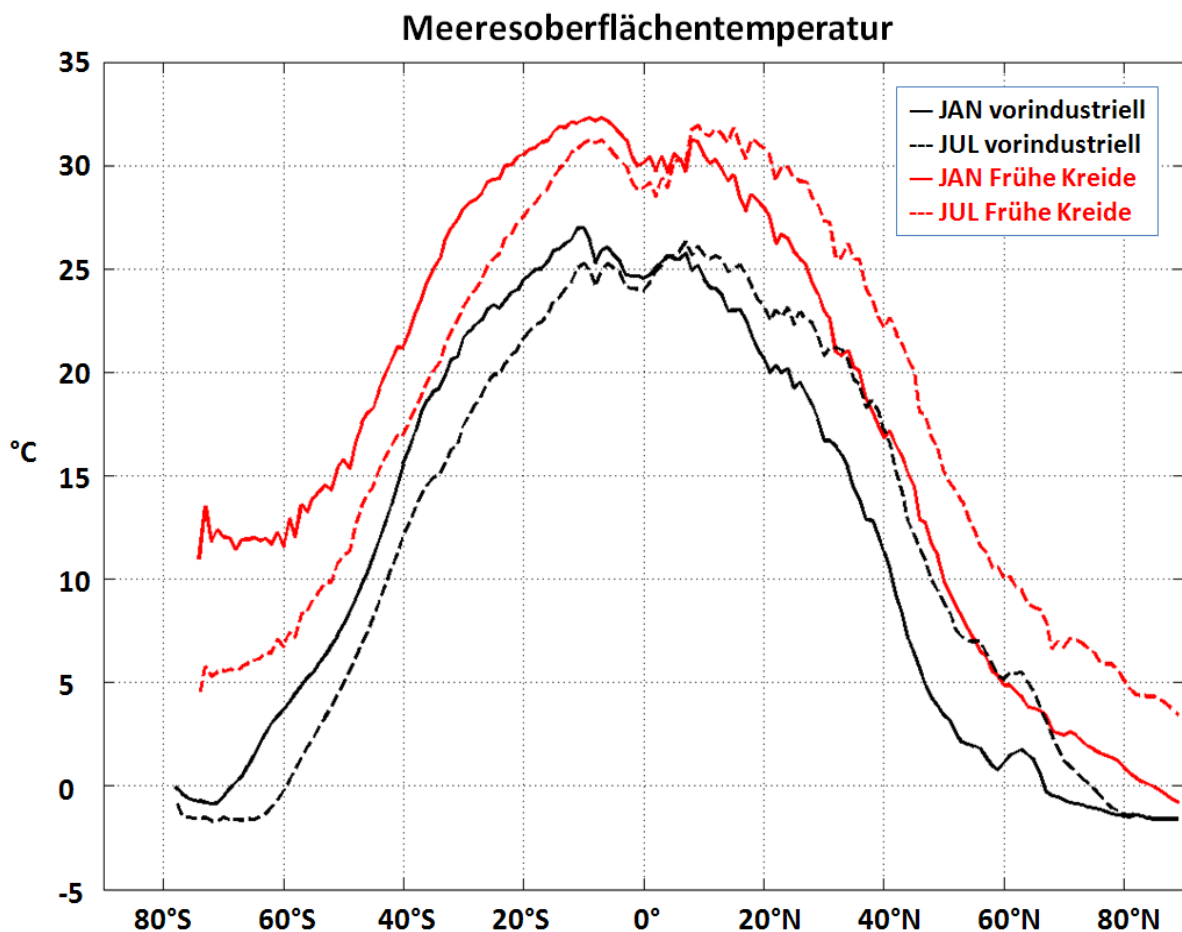


Abbildung 3.27: Zonal gemittelte Meeresoberflächentemperatur im Januar (durchgezogene Linie) und Juli (gestrichelt) für den vorindustriellen Ozean (schwarz) und den Kreideozean (rot).

Der meridionale SST-Gradient wird für das warme Klima der Frühen Kreide generell als schwach angenommen (z. B. Huber et al., 1995). Ein näherer Blick auf die zonal gemittelte SST in den hier gezeigten Simulationen liefert dagegen überraschende Merkmale: Für die Regionen zwischen 40° S und 60° N sind die SST-Gradienten unter vorindustriellen Bedingungen und in der Kreide nahezu identisch. Für die hohen nördlichen Breiten polwärts von 60° N ist der SST-Gradient für die Kreide im Juli (Nordsummer) schwächer. Ein Vergleich für die Januar-Temperaturen ist wegen den Unterschieden in der Eisbedeckung nicht möglich. Auf der Südhalbkugel ist der SST-Gradient polwärts von 40° S das ganze Jahr über sehr viel schwächer als heutzutage. Damit ist im Mittel die SST-Differenz zwischen Äquator und Polen für den Kreideozean in der Tat reduziert, obwohl die lokalen Gradienten in den niedrigen Breiten genauso groß sind wie die vorindustriellen.

Die reduzierte SST-Differenz zwischen Äquator und Pol in der Frühen Kreide ist mit Proxydaten belegbar und wurde in einer Reihe von Studien diskutiert (z. B. Barron, 1983; Wolfe und Upchurch, 1987; Frakes et al., 1994). Erhöhte ozeanische und/oder atmosphärische Wärmetransporte sowie erhöhte CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre werden als mögliche Gründe angegeben. Eine Modellsimulation mit GENESIS, die von Barron et al. (1995) mit einem, im Vergleich zu heute, vervierfachen ozeanischen Wärmetransport und vervierfachter CO₂-Konzentration durchgeführt wurde, produzierte eine meridionale Temperaturverteilung, die den Proxydaten aus der Kreide sehr nahekommt. In der hier gezeigten Simulation ist der verstärkte Temperaturanstieg in den hohen Breiten hauptsächlich durch die veränderte Eisbedeckung mit einer entsprechenden Albedoänderung und durch eine erhöhte Luftfeuchtigkeit in den polaren Luftmassen mit der somit verstärkten Strahlungsrückkopplung verursacht.

Ähnlich wie die Oberflächentemperatur hat sich auch der Salzgehalt des Kreideozeans an die modifizierten geographischen und strahlungsrelevanten Randbedingungen und die damit verbundenen Frischwasserflüsse angepasst. Wie schon zuvor erwähnt, war der Salzgehalt in der Frühen Kreide in der hier durchgeführten Simulation um vier Einheiten niedriger als für vorindustrielle

Bedingungen. Um die physikalischen Prozesse zu beleuchten, die mit dieser Anomalie einhergehen, wird zunächst die Frischwasserzufuhr in den Ozean betrachtet. In Abbildung 3.28 ist der Frischwasserabfluss von den Landflächen dargestellt. Aufgrund des verstärkten Niederschlags in den Tropen, den mittleren Breiten und den polaren Gebieten ist der Frischwasserabfluss von den entsprechenden Landflächen in den Ozean in der Kreide ebenfalls erhöht. Konkrete Flussläufe waren in den hier diskutierten Simulationen nicht implementiert, so dass der Frischwasserabfluss allein durch die großskalige Topographie an Land kontrolliert wird. Entsprechend ist die Frischwasserzufuhr gleichmäßig innerhalb der Niederschlagsregime verteilt.

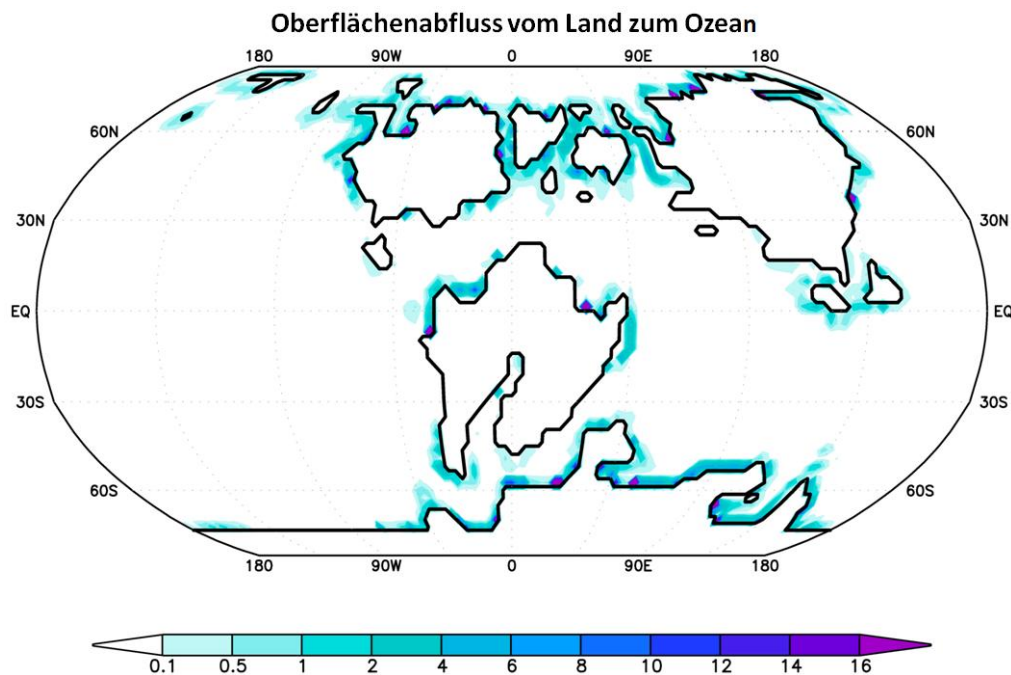


Abbildung 3.28: Jahresmittel des Frischwasserabflusses vom Land zum Ozean in der Frühen Kreide. Die Einheit ist mm/d.

Zusätzlich zu der Frischwasserzufuhr an den Küsten wird die Frischwasserbilanz an der Ozeanoberfläche durch den Niederschlags- (P) und die Verdunstungsraten (E) kontrolliert. Die Niederschlagsverteilung wurde bereits in Abschnitt 3.2.1 ausführlich diskutiert. In Abbildung 3.29 ist die Summe aus Niederschlag und Verdunstung (P-E) für vorindustrielle Bedingungen und für die Frühe Kreide dargestellt. Es ist sehr offensichtlich, dass in den Regionen, wo die

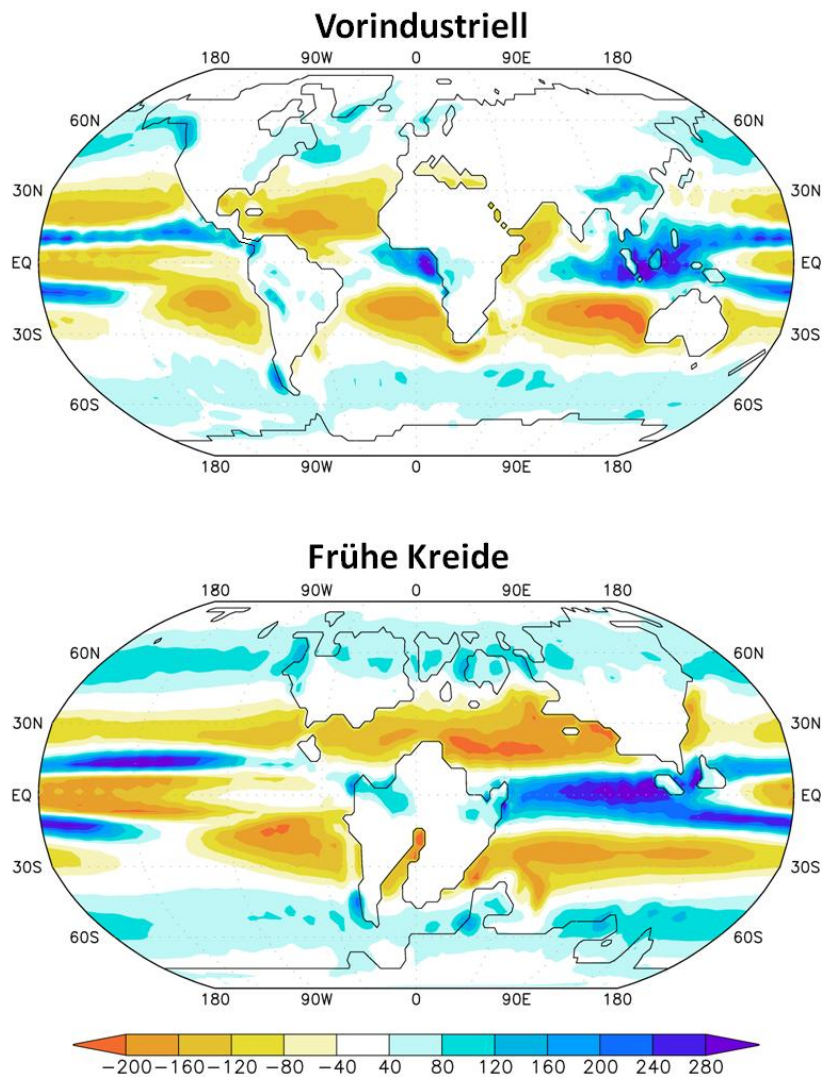


Abbildung 3.29: Netto-Frischwasserfluss (Niederschlag und Verdunstung, P-E) für das vorindustrielle Klima (oben) und die Frühe Kreide (unten). Positive Werte kennzeichnen einen Überschuss an Niederschlägen. Die Einheit ist mm/d.

Niederschlagsraten 3 mm/d überschreiten, der Netto-Frischwasserfluss in den Ozean positiv ist. In Gebieten mit weniger als 2 mm/d Niederschlag und gleichzeitig ausreichender Bodenfeuchte ist der Netto-Frischwasserfluss negativ, das heißt die Verdunstung überwiegt den Niederschlag. Diese Beziehungen sind für beide Klimaszenarien gültig. Die resultierenden (P-E)-Muster zeigen in erster Näherung die gleiche meridionale Verteilung. In den Tropen dominiert eine starke Niederschlagsregion über dem westpazifischen Warmpool und die beiden ITCZ-Maxima in 10° Breite die Frischwasserbilanz. Über dem östlichen tropischen Pazifik erzeugen die niedrigen SST-Werte und der absinkende Ast der Walkerzirkulation ein Defizit in der Frischwasserzufuhr. In den Subtropen sind die heißen und trockenen Klimate mit dem absinkenden Arm der

Hadleyzirkulation verbunden, die sehr hohe Verdunstungsraten und einen entsprechenden Frischwasserverlust für den Ozean verursacht. Es ist klar, dass diese negative Bilanz vor allem über den Ozeanregionen auftritt, da über Land die Bodenfeuchte zu gering ist, um signifikante Verdunstung zu ermöglichen. Ausnahmen von dieser negativen Frischwasserbilanz in den Subtropen ist das heutige Südostasien, wo saisonal starke Monsunniederschläge auftreten. In den mittleren Breiten wird die Frischwasserbilanz wieder positiv. Hier gibt es einen signifikanten Unterschied zwischen dem vorindustriellen Klima und dem der Frühen Kreide. Während die vorindustrielle Frischwasserbilanz signifikante positive Werte nur über den Ozeanregionen aufweist, ist die Frischwasserbilanz in der Kreide generell höher und nicht auf die Ozeanregionen beschränkt. Dies wiederum erzeugt die starken Frischwasserabläufe an den Küsten, die zuvor diskutiert wurden. In den polaren Breiten ist die Frischwasserbilanz durch sehr geringe absolute Werte gekennzeichnet, da sowohl der Niederschlag als auch die Verdunstung aufgrund der relativ niedrigen Lufttemperaturen geringer sind als in niedrigeren Breiten.

Wenn man nun die Verteilungen des Oberflächensalzgehalts (Abb. 3.26) mit den Mustern der Frischwasserbilanz vergleicht, sind klare Ähnlichkeiten erkennbar. Abgesehen vom globalen Offset des Salzgehalts in der Frühen Kreide stimmen die horizontalen Gradienten überein. Genau wie in den heutigen subtropischen Ozeanregionen und dem Mittelmeer, findet man ähnlich hohe Salzgehalte in der Tethys, im frühen Südatlantik und im subtropischen Pazifik, die durch die für die subtropischen Hochdruckgürtel typisch negative (P-E)-Bilanz verursacht werden. Diese negative Frischwasserbilanz und der geringe Abfluss von den umgebenen Landflächen führt im Südatlantik zu einem sehr isolierten Salzgehaltsmaximum, das die Bildung von Salzablagerungen begünstigt. Proxydaten (z. B. Felseinschlüsse und Fossilien), wie sie von Haq (1984) präsentiert wurden, legen extrem hohe Salzgehalte in diesem Gebiet während der Kreide nahe. Das unterstützt das hier gezeigte Muster. Das Muster des Oberflächensalzgehalts entspricht im Sinne von Gradienten und Extremwertverteilung dem, was Otto-Bliesner et al. (2002) für die späte Kreide simuliert haben. Dies suggeriert, dass trotz unterschiedlichen geographischen

Randbedingungen die Oberflächenfrischwasserbilanz durch ähnlich große Flüsse und dynamische Prozesse gesteuert wurde. In der Frühen Kreide ist dieses subtropische Feuchtedefizit stärker als unter vorindustriellen Bedingungen und könnte die Bildung von warmem und salzreichem Tiefenwasser begünstigen. Im zentralen tropischen Paläo-Pazifik ist der Niederschlag geringer als über dem westlichen Warmpool und gleichzeitig ist der äquatoriale Auftrieb von kaltem Wasser schwächer als im Bereich der östlichen Kaltwasserzunge. So entsteht ein zonales Maximum im tropischen Salzgehalt. Weiter polwärts nehmen die Salzgehalte wegen den ansteigenden (P-E)-Werten im Bereich der Westwindzone ab. Relativ frisches Oberflächenwasser findet man im arktischen Ozean, im nördlichen Teil des europäischen Archipels und im überfluteten Bereich des australischen Kontinents, wo der Abfluss von den umliegenden Kontinenten eine sehr stabile Wassersäule verursacht (wie in Flögel, 2002).

Betrachtet man die zonalen Gradienten in diesen hohen Breiten etwas genauer, erkennt man den Einfluss von Oberflächenströmungen. Im Osten des europäischen Archipels wird salzreiches Wasser polwärts transportiert und zwischen Nordamerika und Grönland dringt frisches Wasser aus der Arktis nach Süden vor. Ein ähnlicher Effekt tritt auch entlang der Westküste des Pazifiks auf, wo der starke westliche Randstrom des Subpolarwirbels frisches Wasser aus der Arktis in den Nordpazifik transportiert. Das resultierende Minimum im Oberflächensalzgehalt steht auch im Zusammenhang mit dem saisonalen Meereistransport aus der arktischen Quellregion. Dieses nordpazifische Salzminimum wird am Rand zwischen Subpolarwirbel und Subtropenwirbel bei etwa 50° N nach Osten advehiert. Während der relativ offenen Grenze des Nordpazifischen Beckens ist der Wassermassenaustausch mit der Arktis viel intensiver als unter vorindustriellen Bedingungen. Dadurch entsteht im pazifischen Sektor der Arktis salzigeres Wasser als im amerikanischen und asiatischen Sektor. In der Südhemisphäre treten die niedrigsten Salzgehalte im überfluteten Bereich des australischen Kontinents auf, wo sich saisonal Meereis bildet und wieder schmilzt und wo große Mengen Frischwasser von Land in den Ozean fließen. Dieses Salzminimum kann entlang einer ostwärts gerichteten Strömung am südlichen Rand des Subtropenwirbels verfolgt werden.

3.3.2 Horizontale Zirkulation und Transportraten

Das Muster und die Stärke der atmosphärischen Oberflächenzirkulation spiegeln sich in der windgetriebenen Zirkulation im Ozean wieder. Das für die Frühe Kreide simulierte Windfeld ist durch starke zonale Winde gekennzeichnet (siehe Abschnitt 3.2.2). Die resultierende Oberflächenzirkulation im Ozean der Frühen Kreide ist zusammen mit dem Kontrolllauf in Abbildung 3.30 dargestellt. Die stärksten Strömungsgeschwindigkeiten treten in beiden Simulationen in den starken äquatorialen Stromsystemen des Pazifiks auf. Die vorindustrielle Zirkulation weist ebenso starke Strömungen entlang der Nordküste von Südamerika (Nordbrasilstrom) und im tropischen Indischen Ozean auf, wo die westwärts gerichteten tropischen Strömungen den Kontinentalrändern folgen. In der Frühen Kreide wurde die starke äquatoriale Strömung im Pazifik durch die südostasiatischen Inseln unterbrochen, was den heutigen Bedingungen im indonesischen Archipel ähnelt. Die Strömung teilt sich in einen Zweig bei 10° N und einen zweiten bei 5° S auf. Zusammen mit dem starken nordwärtigen Transport entlang der Nordostküste Afrikas vereinigen sich diese Strömungen zu einem einzigen Strom, der in die östliche Tethys fließt. Von den kräftigen und beständigen Passatwinden erreicht diese nach Westen gerichtete Strömung hohe Geschwindigkeiten von bis zu 0.4 m/s und mündet dann im Ostpazifik in den dortigen Äquatorialstrom. So entsteht eine zirkumtropische Ozeanströmung, die die Ozeanzirkulation der Kreide deutlich von der vorindustriellen unterscheidet.

In den Extratropen weist die Oberflächenzirkulation der Frühen Kreide westliche Randströme an den westlichen Rändern des Subtropenwirbels und des Subpolarwirbels auf. Entlang der asiatischen Küste fließt analog zum heutigen Kuroshio ein nordwärtiger Randstrom. Die Existenz eines solchen Paläo-Kuroshios wurde auch schon von Barron und Peterson (1990) beschrieben. Weiter im Norden bildet ein südwärtiger Randstrom die westliche Grenze eines relativ starken Subpolarwirbels, der in der heutigen Geographie des Pazifiks nicht existiert.

In der nördlichen Tethys entwickelt sich ein antizyklonales Rezirkulationsmuster mit einer Vielzahl von kleinskaligen Wirbeln. Solch ein

Zirkulationsmuster ist auch von Barron und Peterson (1989) beschrieben worden. Wie sie gezeigt haben, induziert eine antizyklonale Wirbelstärke im Windstress, wie sie auch in der hier gezeigten Simulation auftritt (siehe Abb. 3.10), eine ebenfalls antizyklonale Wirbelströmung im Ozean. Ähnlich wie die heutigen Subtropenwirbel in den Ozeanen bildet sich ebenso im Rahmen der geographischen Randbedingungen der Tethys ein solches Muster aus. Teile dieses Subtropenwirbels führen auch zu einem Transport von der Tethys in die Arktis.

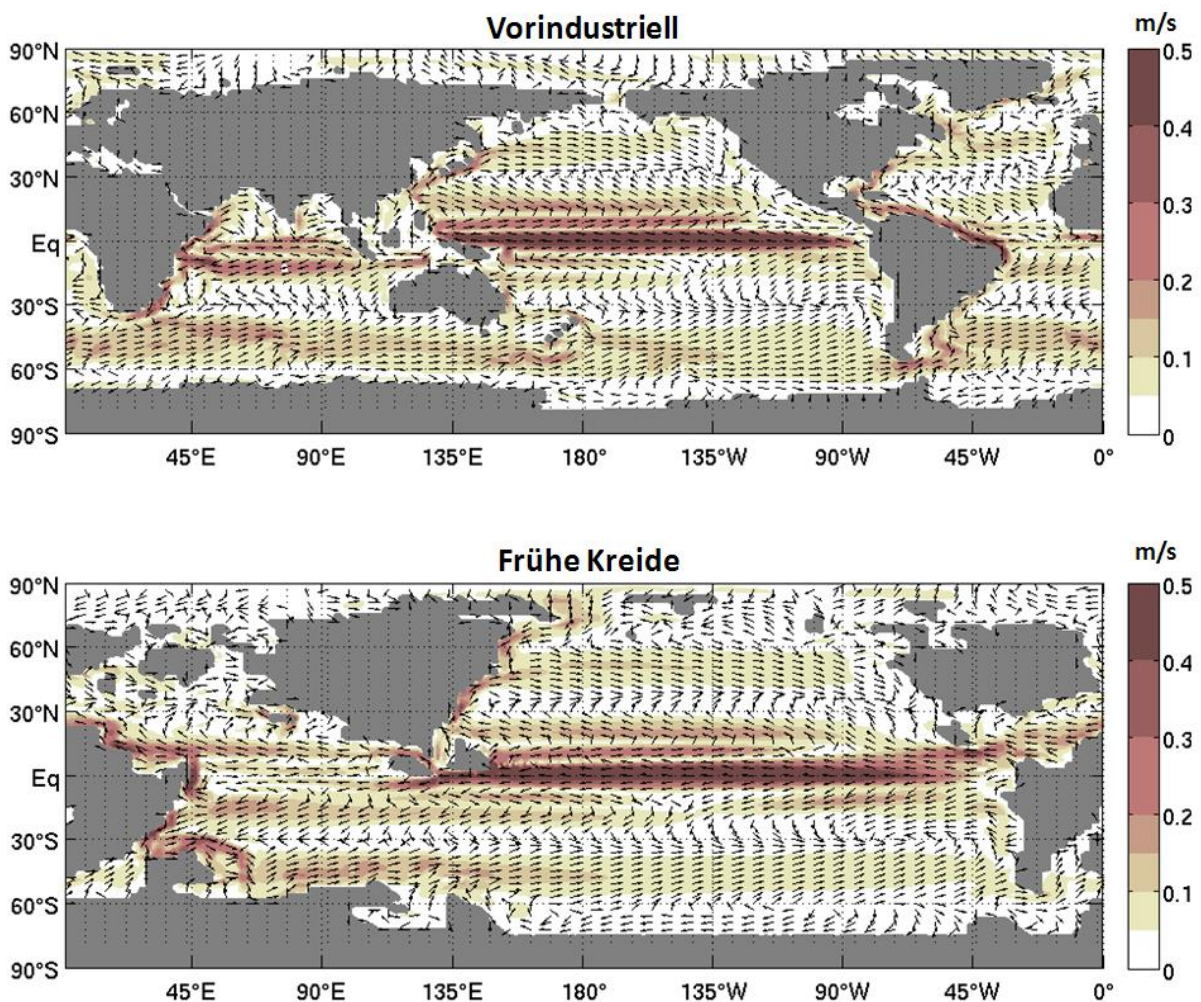


Abbildung 3.30: Oberflächenzirkulation im Ozean für das vorindustrielle Klima (oben) und für die Frühe Kreide (unten). Die Vektoren zeigen die Strömungsrichtung an. Die Strömungsgeschwindigkeiten sind mit Farbschattierungen dargestellt. Das Zirkulationsmuster wurde über die letzten 100 Modelljahre gemittelt.

Auf der Südhemisphäre existiert ein riesiger Subtropenwirbel im Ozean der Frühen Kreide. Dieser verursacht an der Ostküste Afrikas einen sehr starken südwardigen Randstrom, der in seinem Verlauf der Küste des indischen Subkontinents folgt und dann in eine ostwardige Strömung bei 50° S mündet. Diese ostwardige Strömung ist schwächer als der heutzutage existierende Antarktische Zirkumpolarstrom. Durch die Geographie und Bathymetrie der Frühen Kreide kann wegen der engen Passage zwischen Antarktika und dem südamerikanisch-afrikanischen Kontinent ein solcher Zirkumpolarstrom nicht entstehen. Stattdessen entwickelt sich ein Subpolarwirbel im südlichen Ozean. Dies ist ein weiteres Merkmal, das die Ozeanzirkulation der Frühen Kreide von der vorindustriellen unterscheidet.

Das großskalige Zirkulationsmuster der Frühen Kreide kann als ein erweitertes Analogon zur vorindustriellen Zirkulation interpretiert werden, die sich an die größere Dimension des Paläo-Pazifiks angepasst und verbreitert hat. Dies sieht man auch deutlich, wenn man die barotrope Stromfunktion für beide Klimaszenarien vergleicht. Diese sind in Abbildung 3.31 dargestellt. Der horizontale Transport ist dabei so gerichtet, dass die Strömung immer die höheren Werte der Stromfunktion zur Rechten hat. Zirkulationsmuster wie die Subtropen- und Subpolarwirbel sind eindeutig identifizierbar. Ein Vergleich der beiden Klimazustände liefert signifikante Veränderungen, die sowohl durch die veränderte Geographie als auch die unterschiedlichen Strahlungsbedingungen hervorgerufen werden. Der nordpazifische Subpolarwirbel ist in etwa so stark wie der vorindustrielle nordatlantische Subpolarwirbel, aber er hat eine größere zonale Ausdehnung als dieser. Der nordpazifische Subtropenwirbel hat sich von 60 Sv (1 Sv = 10⁶ m³/s) in der Kontrollsimulation auf 100 Sv in der Frühen Kreide intensiviert. Entsprechend ist auch der westliche Randstrom in der Frühen Kreide stärker. Der tropische Seeweg durch die Tethys ermöglichte ein Strömungssystem mit einem Netto-Transport in westlicher Richtung. Beide Merkmale wurden im Zusammenhang mit der Oberflächenströmung (Abb. 3.30) bereits diskutiert. Im Allgemeinen zeigt die barotrope Stromfunktion der Frühen Kreide eine stärkere westliche Intensivierung, was durch die größere Ausdehnung der Ozeanbecken bewirkt wird. Während der heutige Antarktische

Zirkumpolarstrom die Bildung eines südlichen Subpolarwirbels verhindert, bildet sich in der Frühen Kreide ein Subpolarwirbel im Südpazifik aus, der auch eine starke westliche Intensivierung aufweist.

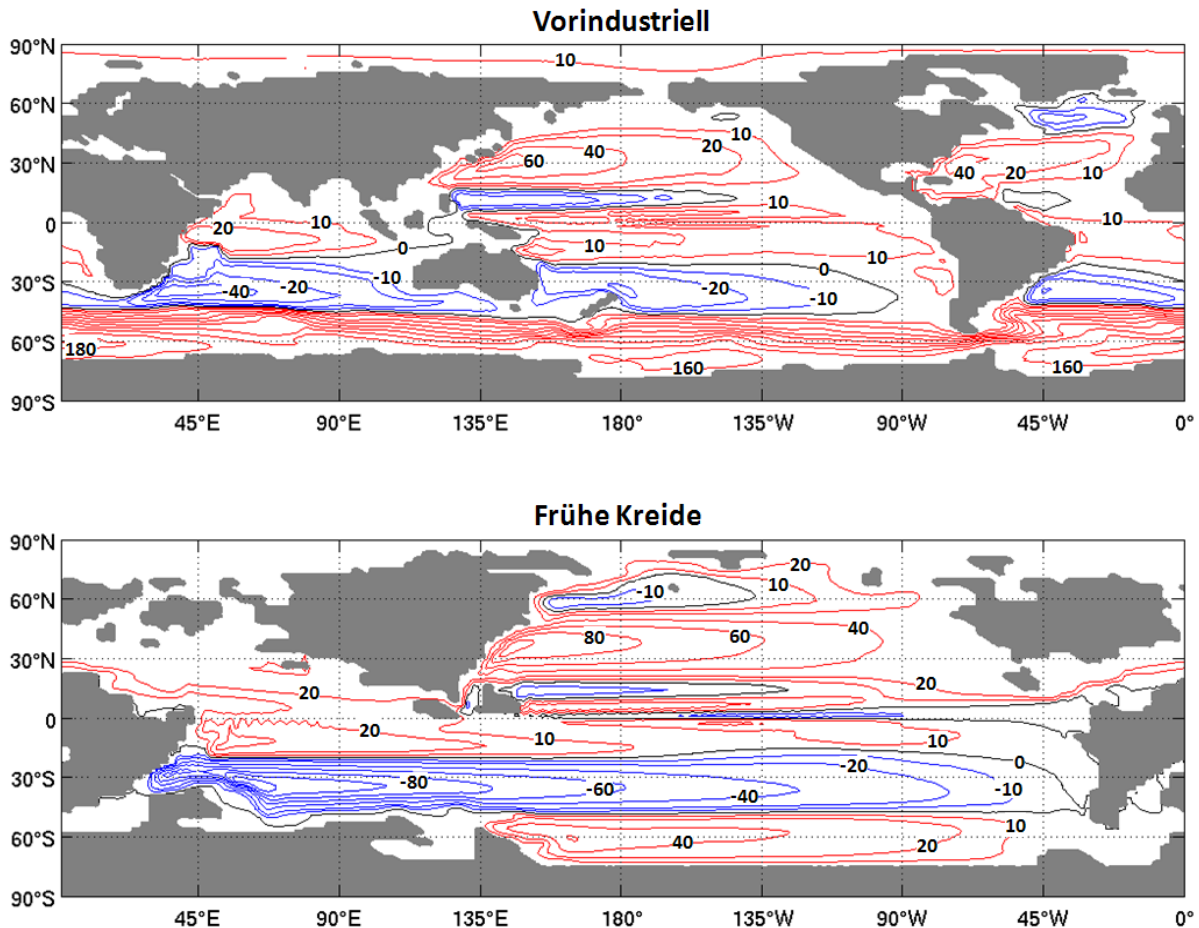


Abbildung 3.31: Klimatologie der barotropen Stromfunktion für den vorindustriellen Ozean (oben) und den der Frühen Kreide (unten). Die Einheit ist Sverdrup ($Sv=10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) und entspricht einer Volumentransportrate. Das Konturintervall ist 10 Sv für absolute Werte bis 20 Sv, und darüber 20 Sv. Die Klimatologie entspricht einem Mittel über die letzten 100 Modelljahre.

Nun stellt sich die Frage, welche Rolle der veränderte Strahlungsantrieb oder die veränderte Geographie der Frühen Kreide in der Bildung dieses Zirkulationsmusters spielen. Beim Vergleich der barotropen Stromfunktionen aller vier Simulationen, stellen sich folgende Zusammenhänge heraus: Während das Muster der Zirkulation in erster Linie durch die Geographie des Ozeans bestimmt wird, kontrolliert der Strahlungsantrieb die Stärke der Zirkulation innerhalb dieses Musters. Eine nähere Analyse der barotropen Stromfunktionen

der beiden Experimente mit nur partiellem Kreideforcing (Strahlung oder Geographie) zeigt, dass der Strahlungsantrieb der Kreide allein eine signifikante Abschwächung des Subtropenwirbels sowie des Subpolarwirbels bewirkt. Diese Reaktion ist unabhängig von den geographischen Randbedingungen. Die Position und Form der Wirbel werden jedoch durch die Strahlung nicht nennenswert verändert. Die Strahlung modifiziert also lediglich die Intensität der Zirkulation, die durch die Geographie vorgegeben wird.

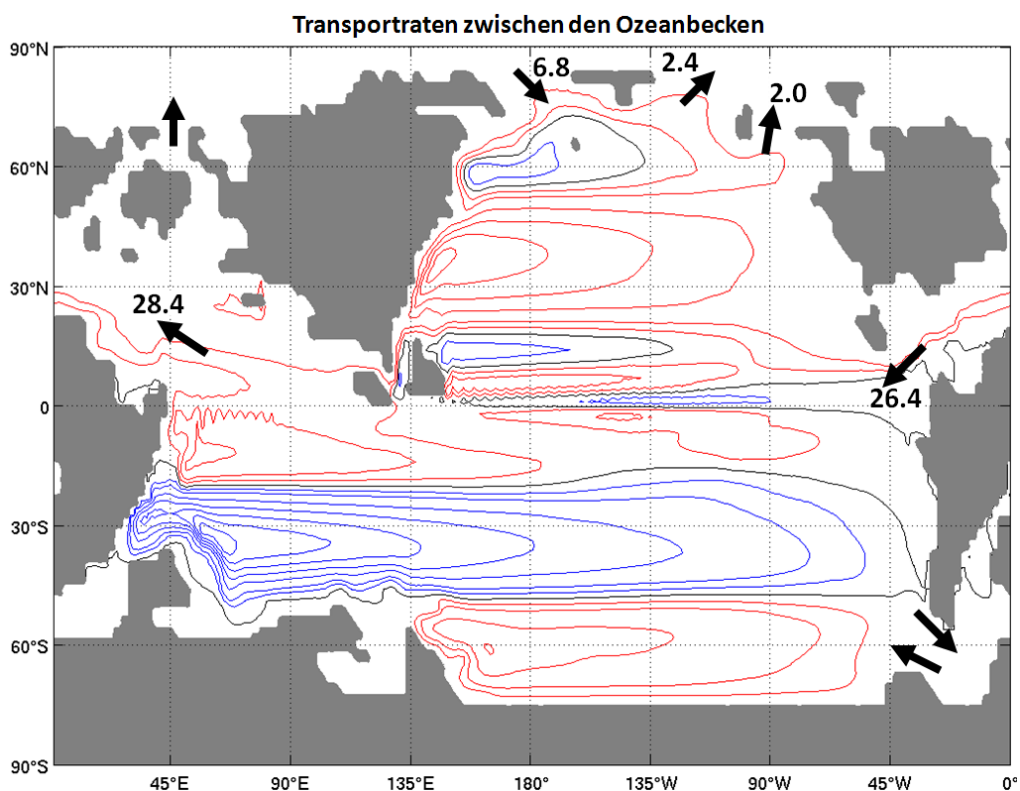


Abbildung 3.32: Transportraten zwischen den einzelnen Ozeanbecken der Frühen Kreide. Die barotrope Stromfunktion ist in den gleichen Farben und Konturintervallen dargestellt wie in Abbildung 3.31. Die Transportraten sind in Sverdrup (Sv) angegeben und deren Richtung wird durch einen Pfeil angezeigt.

Es stellt sich die Frage, wie groß der Wassermassenaustausch zwischen den einzelnen Ozeanbecken in der Frühen Kreide war. In Abbildung 3.32 sind die Transportraten für ausgewählte Schnitte gezeigt. Der prägnanteste Transport im globalen Strömungsband des Kreideozeans ist der zirkumtropische Strom mit Transportraten von bis zu 28 Sv. Dadurch werden die Wassermassen des globalen Ozeans durch einen intensiven zonalen Austausch zwischen dem

riesigen Indo-Pazifik und der Tethys homogenisiert. Für vorindustrielle Bedingungen wird dieser globale Wassermassenaustausch durch den Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) mit Transportraten von bis zu 125 Sv bewerkstelligt. Insofern hat der zirkumtropische Strom in der Kreide nur ein Viertel der Intensität des ACC. Dennoch erreicht der zirkumtropische Strom mehr Wechselwirkungen mit dem globalen Ozean da er in den Tropen aktiv ist, wo sowohl die Subtropenwirbel als auch die tropischen und subtropischen Zellen (siehe Abschnitt 3.3.3) beiderseits des Äquators intensiven Wassermassenaustausch verursachen.

Im Bereich zwischen der Antarktis und Südamerika-Afrika treten, wie bereits erwähnt, nur begrenzte Wassermassentransporte auf. Am westlichen Ende dieser Passage existiert ein antizyklonaler Wirbel mit einer Intensität von 8 Sv. Dieser treibt den Wassermassenaustausch zwischen dem frühen Südatlantik und dem südpazifischen Becken an. Am östlichen Ende treten nur schwache Transporte von 1-2 Sv auf. In den nördlichen hohen Breiten gleichen signifikante Transporte vom Arktischen Ozean in den westlichen Nordpazifik (6.8 Sv) die Transporte vom östlichen Pazifik und durch den europäischen Archipel in die Arktis aus.

3.3.3 Tropische und subtropische Zellen

Innerhalb der niedrigen Breiten gibt es im oberen Ozean tropische und subtropische Zellen, die eine flache meridionale Umwälzzirkulation bewirken. In Abbildung 3.33 ist die Stromfunktion für die zonal gemittelten tropischen und subtropischen Zellen für den heutigen Ozean und den der Kreide dargestellt. Dabei ist zu beachten, dass die hier diskutierten Zellen eine global gemittelte Strömung repräsentieren, da die geographischen Unterschiede zwischen beiden Epochen einen direkten Vergleich der einzelnen Ozeanbecken nicht ermöglicht. Die Subduktion von warmem und salzreichem Wasser in den Subtropen, die Advektion dieses Wassers in Richtung Äquator, der äquatoriale Auftrieb und der polwärtige Transport von warmem, tropischem Oberflächenwasser bilden

zusammen die subtropische Zelle. Die tropische Zelle befindet sich innerhalb dieser Struktur und ist mit dem Ekman-induzierten äquatorialen Auftrieb und dem Absinken an den Grenzen der entstehenden Kaltwasserzunge verknüpft. Neben der tiefen meridionalen Umwälzzirkulation, die den gesamten vertikalen Bereich des Ozeans miteinschließt, trägt die flache Umwälzzirkulation in den Tropen und Subtropen ebenfalls stark zum meridionalen Wärmetransport und zur Ventilation bei.

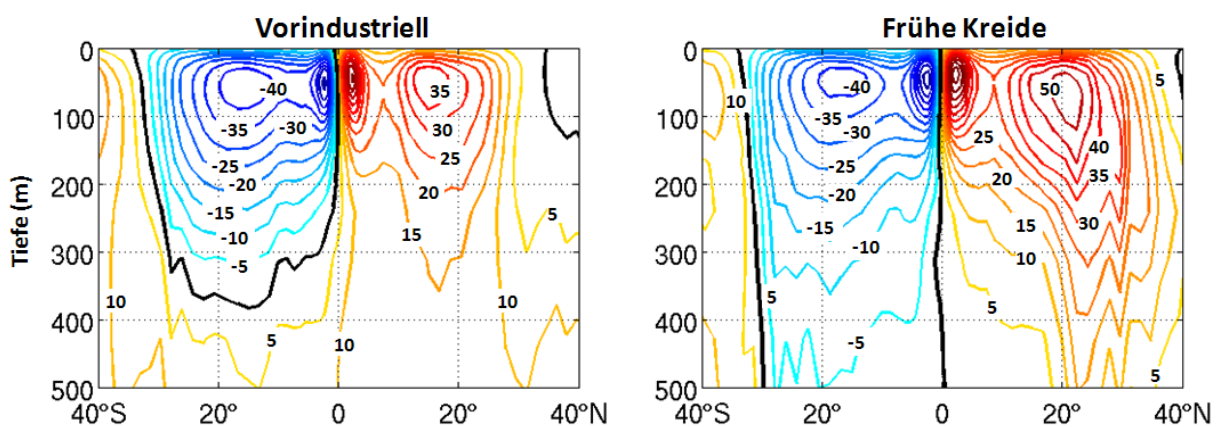


Abbildung 3.33: Stromfunktion der tropischen und subtropischen Zellen für den vorindustriellen Ozean (links) und den Ozean der Kreide (rechts). Die Strömung wurde zonal über den gesamten Globus gemittelt, da ein direkter Vergleich der unterschiedlichen Ozeanbecken nicht sinnvoll ist. Einheit ist Sverdrup (Sv). Positive Werte kennzeichnen dabei eine Zirkulation im Uhrzeigersinn und negative Werte eine entgegen dem Uhrzeigersinn.

In der Frühen Kreide beeinflussen die subtropischen Zellen in beiden Hemisphären einen größeren Tiefenbereich, wobei nur die nördliche subtropische Zelle stärker (52 Sv) war als unter heutigen Bedingungen (40 Sv). Dadurch entsteht ein inter-hemisphärisch asymmetrisches Muster in der flachen Umwälzzirkulation. Aufgrund der unterschiedlichen Geographie sind die Zentren der subtropischen Zellen, vor allem im Norden, polwärts verlagert. Die tropischen Zellen sind in der Kreide in beiden Hemisphären verstärkt. Dementsprechend kommt es insgesamt zu einer Intensivierung des äquatorialen Auftriebs. Dies steht in Verbindung mit der Intensivierung der östlichen Passatwinde (vgl. Abb. 3.10), die vor allem auf der Nordhalbkugel auftritt und eine stärkere Ekman-Divergenz am Äquator bewirkt. Im Hinblick auf die Vertikalbewegungen steht die starke Intensivierung der tropischen und

subtropischen Zellen in Verbindung mit einer signifikanten Ventilation der Schichten direkt unterhalb des oberen Ozeans.

In Bezug auf die physikalischen Randbedingungen der ozeanischen anoxischen Ereignisse (OAEs) in der Frühen Kreide könnte diese verstärkte Ventilation in den niedrigen Breiten einer negative Tendenz bezüglich der Bildung von sauerstoffarmen Wassermassen in den Tropen entsprechen. Dennoch zeigt eine aktuelle Studie von Flögel et al. (2011), dass der Effekt einer intensivierten Ventilation durch biogeochemische Prozesse unter Bedingungen mit hohem CO₂-Gehalt durchaus aufgehoben und gegebenenfalls umgekehrt werden kann. Damit können anoxische Ereignisse in der Tat auch in einem stark ventilierten Ozean entstehen und die starken tropischen und subtropischen Zellen in der hier gezeigten Simulation schließen die Bildung sauerstoffarmer Regime nicht aus. Zudem entwickeln sich Sauerstoffminimumzonen in den sogenannten Schattenzonen in den östlichen tropischen Ozeanen. Diese entstehen durch die westwärtige Ablenkung der Transportpfade innerhalb des Subduktionszweigs der subtropischen Zellen. Somit erlaubt diese Geometrie trotz intensiverer Zirkulationsstärke der Zellen weiterhin die Bildung von OAEs.

3.4 Vertikalstruktur des Ozeans

Nach der Betrachtung der Eigenschaften des oberflächennahen Bereichs des Ozeans wird in diesem Abschnitt ein Überblick über die vertikale Struktur in der Frühen Kreide gegeben. Eine kurze Erinnerung an die Felder von Oberflächentemperatur und –salzgehalt führt direkt zur Verteilung der Oberflächendichte des Ozeans. Diese leitet die Analyse der Wassermassencharakteristiken ein. Die Verteilung der Wassermassen innerhalb des Ozeans wird dann im Zusammenhang mit der Diskussion von Konvektionsgebieten gezeigt. Am Ende dieses Abschnitts werden die Eigenschaften der meridionalen Umwälzzirkulation präsentiert.

3.4.1 Oberflächendichte und Wassermasseneigenschaften

Um die Eigenschaften der Wassermassen im Ozean der Frühen Kreide zu erfassen, ist es notwendig die Dichtestruktur zu betrachten. Die Verteilung der Oberflächendichte wird durch die Temperatur- und Salzgehaltfelder an der Meeresoberfläche bestimmt. Beide Felder wurden bereits im Abschnitt 3.3.1 beschrieben. Über eine nicht-lineare Beziehung ergeben diese beiden Größen die Dichte von Meerwasser. Die jährlich gemittelte Klimatologie der Dichte an der Meeresoberfläche ist für den heutigen Ozean und den der Frühen Kreide in Abbildung 3.34 dargestellt. Das globale Minimum der Oberflächendichte in der Kreide befindet sich im westlichen tropischen Pazifik und entlang der Subtropen des zentralen Pazifiks. Diese geringen Dichten werden durch die hohe Frischwasserzufuhr im Zusammenhang mit dem Niederschlag der ITCZ (siehe Abb. 3.29) verursacht. Das lokale Dichtemaximum im äquatorialen Ostpazifik ist mit dem dynamisch induzierten Auftrieb von dichterem Wasser aus tieferen Schichten verknüpft. In den mittleren und hohen Breiten ist die Oberflächendichte höher als in den niedrigen Breiten. Die größte Oberflächendichte findet man in polaren Regionen des Pazifiks, wo sehr kaltes und relativ salziges Wasser vorkommt. Im Gegensatz dazu ist das Oberflächenwasser innerhalb des arktischen Beckens relativ frisch, was durch die intensiven Frischwasserzuflüsse von den umgebenden Landflächen verursacht wird. Der gleiche Effekt ist entlang der nordamerikanischen Küste und innerhalb des überfluteten Bereichs des australischen Kontinents erkennbar. Ungewöhnlich hohe Oberflächendichten findet man im Bereich des europäischen Archipels und in dem engen Becken des frühen Südatlantiks. Beide Regionen sind durch eine negative Frischwasserbilanz mit hohen Verdunstungsraten und nur schwachem Abfluss von den Kontinenten gekennzeichnet. Infolgedessen sind die vielversprechendsten Regionen für die Bildung von Zwischen- oder Tiefenwasser die hohen Breiten des Pazifiks und das europäische Archipel.

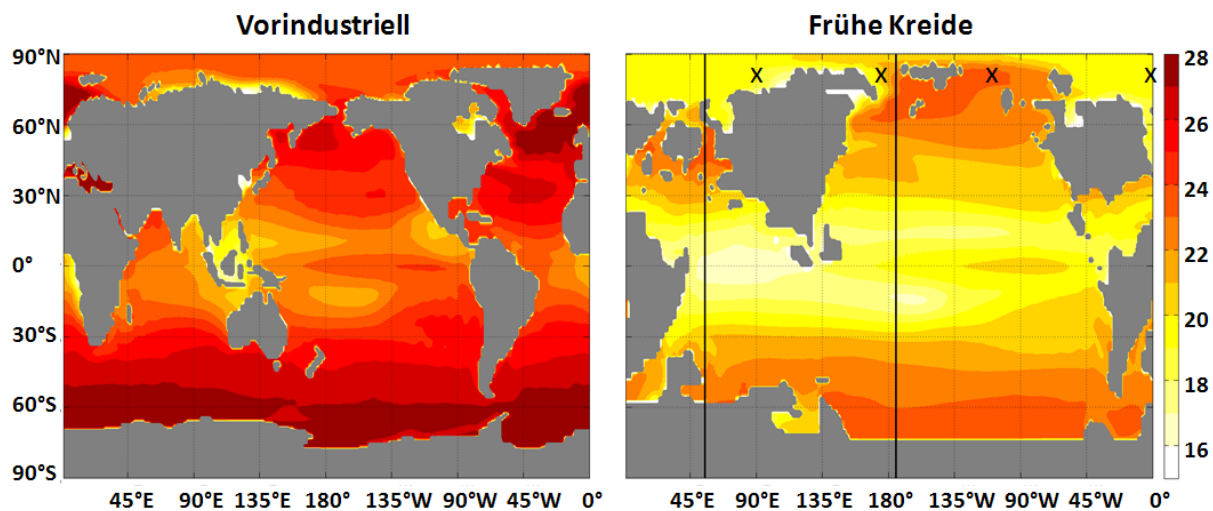


Abbildung 3.34: Klimatologie der Meeresoberflächendichte für den vorindustriellen Ozean (links) und den Ozean der Kreide (rechts). Gezeigt ist die σ -Dichte mit der Einheit kg/m^3 . Mit schwarzen Linien sind die meridionalen Schnitte gekennzeichnet, die in Abbildung 3.35 betrachtet werden. Mit schwarzen Kreuzen sind die Positionen der in Abbildung 3.36 gezeigten Vertikalprofile markiert.

Nachdem die Regionen mit maximalen Oberflächendichten identifiziert wurden, werden nun meridionale Schnitte betrachtet um die vertikale Verteilung der Wassermassen zu analysieren. Für zwei ausgewählte Schnitte durch die Bereiche der größten Oberflächendichten sind in Abbildung 3.35 die Vertikalprofile der Temperatur und des Salzgehalts für die Kreide dargestellt. Ein Schnitt beinhaltet die östliche Tethys und den westlichen paläo-indischen Ozean und der zweite Schnitt führt durch den nördlichen Pazifik. Zunächst wird der Schnitt durch den zentralen Pazifik diskutiert. Das Temperaturmaximum im oberen Ozean der niedrigen Breiten spiegelt die Transportpfade des warmen Wassers in den subtropischen Zellen wieder. Die nach oben ausgelenkten Isothermen am Äquator sind typisch für den äquatorialen Auftrieb. Dieses Temperaturmuster bestimmt die oberen 1000 m des Ozeans innerhalb 50° geographischer Breite. Polwärts davon weist das vertikale Temperaturprofil der oberen 1500 m einen sehr schwachen vertikalen Gradienten auf. Dies spricht für intensiven vertikalen Austausch der dortigen Wassermassen. Unterhalb von 1500 m zeigt die Temperatur weniger horizontale Variation und nimmt mit der Tiefe stetig ab.

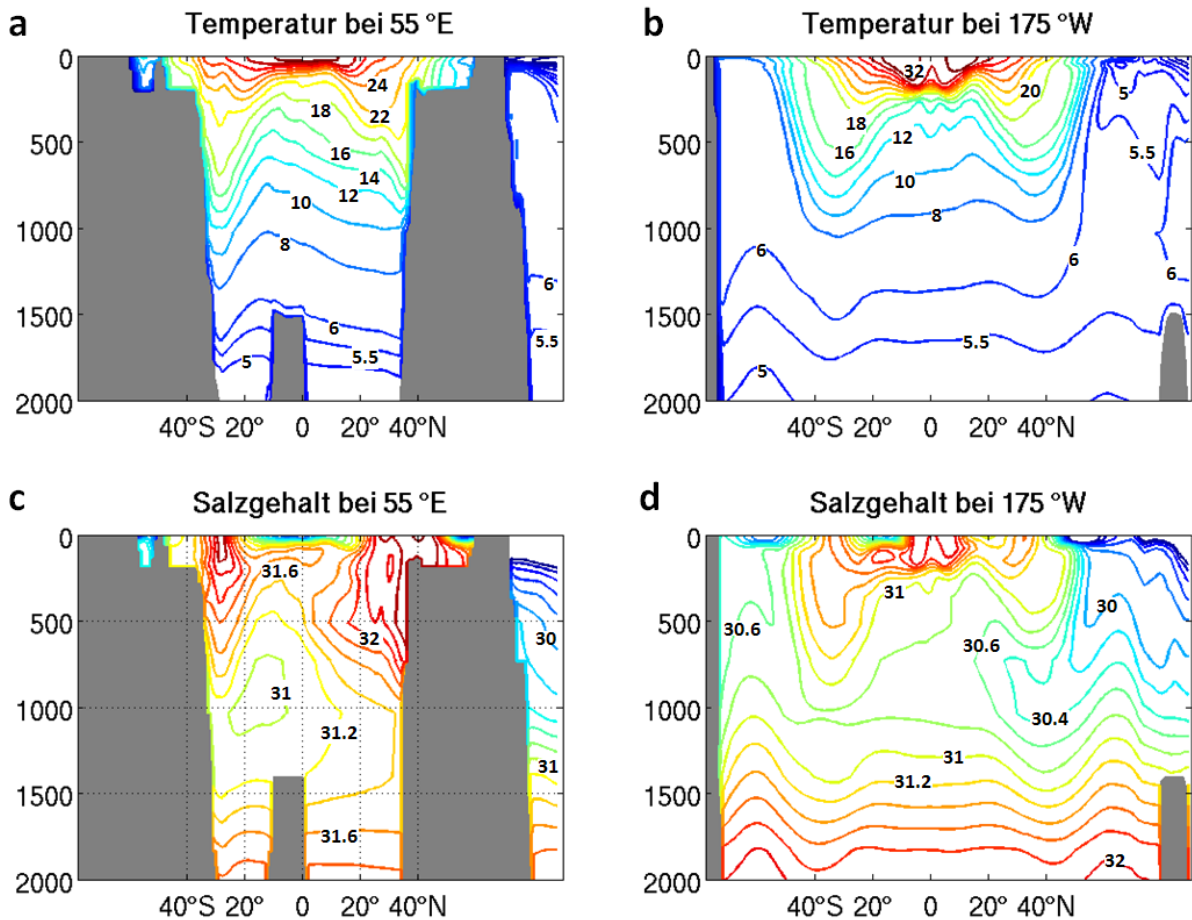


Abbildung 3.35: Temperatur und Salzgehalt entlang meridionaler Schnitte im Ozean der Kreide. (a) Temperatur entlang 55° E, (b) Temperatur entlang 175° W, (c) Salzgehalt entlang 55° E, und (d) Salzgehalt entlang 175° W. Temperaturen sind in °C angegeben und haben bis 6 °C ein Konturintervall von 0.5 K, und darüberhinaus eines von 2 K. Der Salzgehalt ist wie üblich ohne Einheit angegeben und hat ein Konturintervall von 0.2.

Der Salzgehaltsschnitt bei 175° W zeigt zwei signifikante Regionen, wo relativ frisches Wasser von der Oberfläche in den hohen Breiten bis in Tiefen von etwa 1000 m reicht. Zusammen mit dem Temperaturprofil kennzeichnet dieses Muster eine kalte und zugleich frische Wassermasse, die ähnlichen Bildungsprozessen unterliegt wie das heutige Nordpazifische Zwischenwasser (NPIW) und das Antarktische Zwischenwasser (AAIW). Beide dieser Zwischenwassermassen sinken polwärts von 50° geographischer Breite ab und breiten sich dann in Richtung Äquator aus. Dabei nimmt das nördliche Zwischenwasser ein größeres Volumen ein und überschreitet sogar den Äquator. Dieses nordpazifische Konvektionsgebiet in der Frühen Kreide wurde auch schon von Barron und Peterson (1990) beschrieben. Die Bildung von Zwischenwasser im südlichen Pazifik ist schwächer und dringt kaum nach Norden vor. Abgesehen

von diesem Zwischenwasser in den Transformationen im Zusammenhang mit den subtropischen Zellen gibt es im Pazifik der Frühen Kreide keine weitere Wassermassenbildung. Unterhalb von 1000 m zeigt der Salzgehalt die gleiche Homogenität wie die Temperaturprofile.

Betrachtet man nun den Temperaturschnitt entlang 55° E, sind deutliche Ähnlichkeiten mit dem pazifischen Schnitt zu erkennen. Die Prozesse in den niedrigen Breiten sind identisch und in der Arktis herrschen sehr isolierte Bedingungen. In der entsprechenden Salzgehaltsverteilung treten dagegen entscheidende Unterschiede zum zentralen Pazifik auf. Bei 30° geographischer Breite dringt in beiden Hemisphären ein Signal maximalen Salzgehalts in Tiefen von 1000 m vor. Dieses Muster unterscheidet sich deutlich von dem eher glatten Muster, das normalerweise von der Subduktion entlang der Pyknoklinen der subtropischen Zellen erzeugt wird. In der Tat beschreibt dieses Muster die dokumentierte Bildung von warmen und salzreichen Wassermassen in niedrigen Breiten. Saltzman und Barron (1982) analysierten Muschelschalen (*Inoceramus*), die aus verschiedenen Ozeantiefen in der Kreide stammten, und argumentierten für einen Kreideozean, der mit warmem und salzreichem Tiefenwasser gefüllt war, das aus niedrigen Breiten stammt. Es wird angenommen, dass dieses Phänomen gegen Ende der Kreide wieder verschwand (z. B. MacLeod et al., 2000) und nur noch die Konvektionsgebiete in den hohen Breiten übrig blieben. In der hier gezeigten Simulation dringt dieses in niedrigen Breiten gebildete Wasser lediglich in mittlere Tiefen vor und es wird kein Tiefenwasser im engeren Sinne gebildet.

Im Gegensatz zu diesen nordpazifischen und subtropischen Zwischenwasserbildungen verhindert die Schichtung im arktischen Becken dort jegliche Konvektion. Wie in dem Schnitt entlang 55° E in Abbildung 3.35 erkennbar, ist das arktische Oberflächenwasser zwar sehr kalt aber auch signifikant frischer als die umgebenden Wassermassen. In Abbildung 3.36 sind für vier verschiedene arktische Regionen Vertikalprofile für die Temperatur, den Salzgehalt und die aus der Dichteschichtung resultierende Brunt-Väisälä-Frequenz dargestellt.

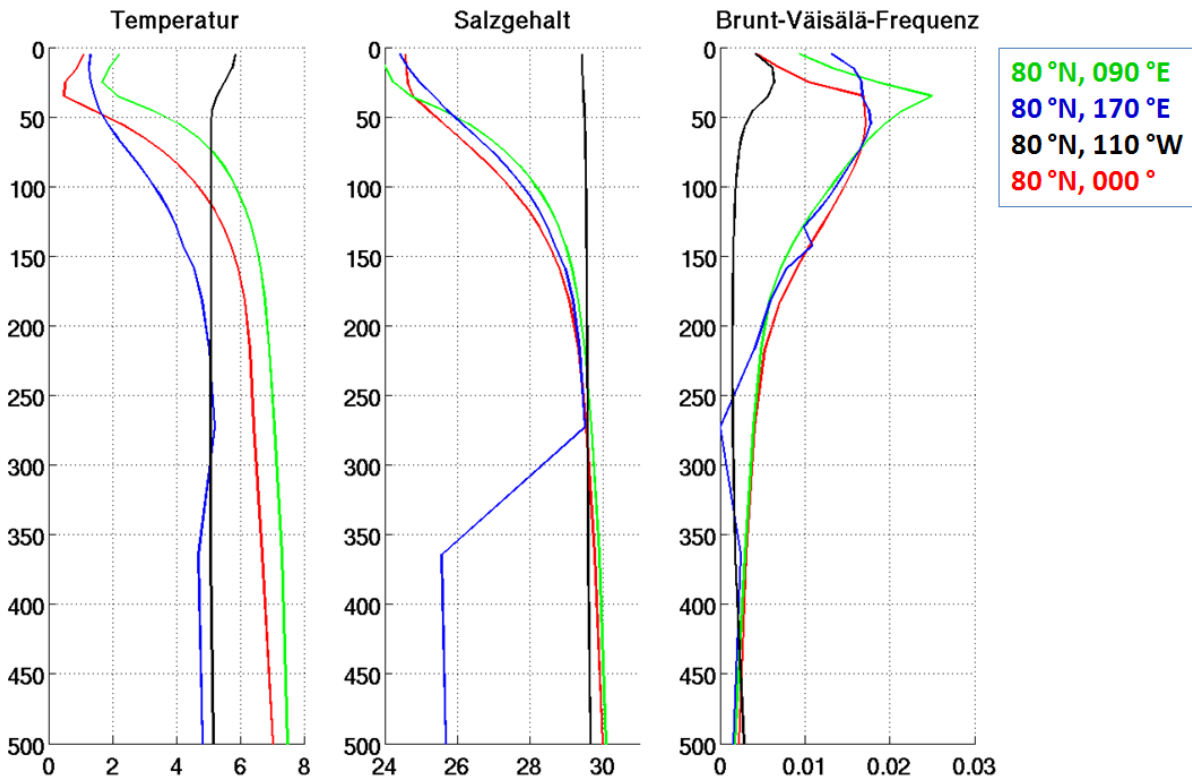


Abbildung 3.36: Vertikalprofile (bis 500 m Wassertiefe) von Temperatur (in °C), Salzgehalt (in psu) und Brunt-Väisälä-Frequenz (in s⁻¹) für vier verschiedene arktische Regionen auf 80° nördlicher Breite: nördlich von Nordamerika und Grönland (0°, rot), im sehr salzarmen Bereich vor Sibirien (90° E, grün), im westlichen Übergang zwischen dem Pazifik und dem Arktischen Ozean (170° E, blau) und im östlichen Übergang zwischen dem Pazifik und der Arktis (110° W, schwarz). Die Positionen dieser Profile sind in Abbildung 3.34 durch Kreuze markiert.

In der Regel weisen die oberen 50 m der Wassersäule im Jahresmittel sehr niedrige Temperaturen von 1-2 °C auf, während in den darunter befindlichen Bereichen die Temperatur mit der Tiefe zunimmt und bei 500 m Werte von etwa 5-7 °C erreicht. Einzige Ausnahme von diesem Profil ist der östliche Bereich beim Übergang vom Pazifik zum Arktischen Ozean bei 110° W (schwarze Kurve). Hier dringt relativ warmes Wasser in die Arktis vor (siehe Abb. 3.32) und führt zu einem Temperaturprofil mit kontinuierlicher Abnahme mit der Tiefe. Ein ähnlich abweichendes Verhalten ist in den Salzgehaltsprofilen erkennbar, wo die Regionen in der zentralen Arktis und im westlichen Bereich zwischen Pazifik und Arktis sehr frische Oberflächenwasser aufweisen und eine Zunahme des Salzgehalts mit der Tiefe zeigen. Im östlichen Grenzbereich zwischen Pazifik und Arktis findet man jedoch nur geringe vertikale Gradienten im Salzgehalt, so dass der haline Effekt auf die Dichteschichtung vernachlässigbar klein ist, wohingegen in den anderen Regionen die Salzgehaltsprofile eher für eine stabile

Schichtung sprechen, obwohl die zugehörigen Temperaturprofile einen gegenteiligen Effekt aufweisen.

Klarheit über die Stabilität der Wassersäule liefert das Profil der Brunt-Väisälä-Frequenz (N), die sich wie folgt ergibt:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{dp}{dz}} \quad (3.1)$$

Dabei sind g die Erdbeschleunigung, ρ die Dichte und z die Wassertiefe. Die Einheit ergibt sich zu s^{-1} . Starke vertikale Dichtegradienten sind also mit einer hohen Brunt-Väisälä-Frequenz gekennzeichnet, die ein Maß dafür ist, wie stark ein vertikal ausgelenkte Wasservolumen wieder zurück in seine Gleichgewichtslage forciert wird. Regionen mit instabiler Schichtung und daher einem höheren Potential für Konvektion zeichnen sich durch eine sehr niedrige N -Frequenz aus. Betrachtet man nur die N -Profile der Arktis in Abbildung 3.36, zeichnen sich die Regionen mit starkem Salzgehaltsgradienten wie erwartet durch eine hohe Stabilität aus. Lediglich im östlichen Grenzbereich zwischen Nordpazifik und Arktis ist die Schichtung so labil, dass Konvektion auftritt. Das in dieser Region gebildete Zwischenwasser propagiert allerdings in das nordpazifische Becken und trägt somit nicht zur Ventilation des Arktischen Ozeans bei. Dieser bleibt durch seine stabile Schichtung isoliert. Dies bestätigt die zahlreichen Befunde von anoxischen Bedingungen in der Arktis der Frühen Kreide (z. B. Stein 2007), die durch die schwache Ventilation der oberflächenfernen Wassermassen herbeigeführt werden.

3.4.2 Meridionale Umwälzzirkulation

Die meridionale Umwälzzirkulation (MOC) bezieht sich auf das globale Strömungssystem der Ozeanzirkulation, die Wassermassen und Wärme transportiert. Die MOC wird durch thermohaline und dynamische Mechanismen angetrieben. In Konvektionsgebieten werden dichte Wassermassen gebildet und

sinken in die Tiefe ab, von wo aus sie sich horizontal ausbreiten. In anderen Regionen sorgt dynamisch induzierter Auftrieb dafür, dass Wassermassen aus tieferen Schichten wieder zurück an die Oberfläche gebracht werden, wo die windgetriebene Zirkulation für einen großskaligen horizontalen Transport sorgt, der die Umwälzzirkulation schließt. Um den Charakter der MOC in der Frühen Kreide zu erfassen, ist in Abbildung 3.37 die zonal gemittelte Massenstromfunktion dargestellt. So wie für die tropischen und subtropischen Zellen geschehen, wurde hier global über alle Ozeanbecken gemittelt, um den geographischen Unterschieden zwischen heute und der Frühen Kreide gerecht zu werden.

Für den heutigen Ozean wird die MOC von der atlantischen Zirkulation dominiert, wo Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) in hohen nördlichen Breiten absinkt und sich entlang der antarktischen Küste oder der Schelfeiskante Antarktisches Bodenwasser (AABW) bildet. Während das NADW auf Tiefen von 2000 m absinkt und dort südwärts propagiert, füllt das dichtere AABW den tiefen Ozean und breitet sich nach Norden aus. Alle anderen Wassermassenbildungen spielen eine sekundäre Rolle und modifizieren das Muster der Stromfunktion vor allem in den südlichen hohen Breiten, wo Zirkumpolares Tiefenwasser dem Antarktischen Zirkumpolarstrom folgt und von dort aus in den indischen und pazifischen Ozean vordringt. Insgesamt ist die

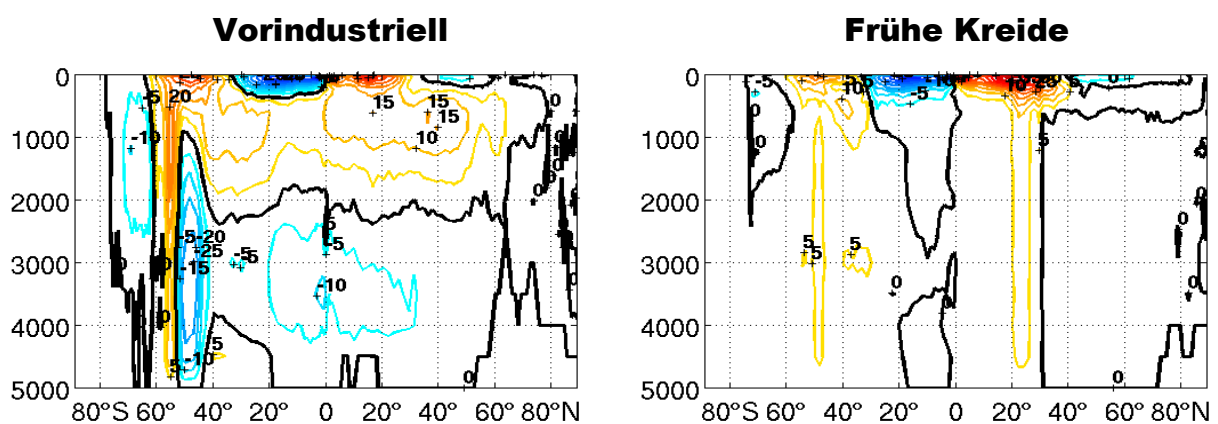


Abbildung 3.37: Klimatologisches Mittel der globalen meridionalen Umwälzzirkulation, die hier als Stromfunktion (S_v) für die gesamte Wassersäule (5000 m) für die das vorindustrielle Klima (links) und für die Frühe Kreide (rechts) dargestellt ist. Konturintervalle betragen 5 S_v und positive Werte kennzeichnen eine Rotation im Uhrzeigersinn.

MOC des heutigen Ozeans durch einen intensiven interhemisphärischen Wassermassenaustausch und den damit verbundenen starken meridionalen Wärmetransport gekennzeichnet.

Für die Frühe Kreide wird dagegen keine signifikante tiefe Umwälzzirkulation simuliert. In hohe Breiten ist keine tiefe Konvektion nachweisbar. Die einzigen Regionen, wo die Stromfunktion Verbindungen zwischen der Oberfläche und dem tiefen Ozean aufweist sind bei 20°-30° N und bei 40°-50° S zu finden. Im Norden ist dieser vertikale Wassermassenaustausch mit den hohen Oberflächensalzgehalten und dem entsprechenden Absinken von warmem und salzigem Wasser am Nordrand der Tethys verbunden. Im Süden befindet sich dieses Konvektionsgebiet mit ähnlichen Eigenschaften nördlich des australischen Kontinents.

3.5 Interannuale Variabilität im tropischen Ozean

Der tropische Ozean zeigt mit seinen vielen Wechselwirkungen zwischen mit der Atmosphäre sowie der besonderen äquatorialen Wellendynamik ein charakteristisches Variabilitätsmuster, das unter heutigen Bedingungen als das ENSO-Phänomen bekannt ist. Am deutlichsten im heutigen Pazifik ausgebildet gibt es ähnliche Strukturen auch im tropischen Atlantik. Betrachtet man nun den tropischen Ozean der Frühen Kreide in der hier gezeigten Simulation, ist ein signifikanter Temperaturgradient entlang des Äquators erkennbar, der das gleiche Muster aufweist wie der heutige tropische Pazifik (siehe Abbildung 3.25). Bedingt durch die vorherrschenden Passatwinde steht eine Kaltwasserzunge im Osten einem ausgeprägten Warmpool im Westen gegenüber. Diese klimatischen Verhältnisse liefern die Randbedingungen für die interannuale Variabilität der El Niño-Southern Oscillation (ENSO) unter heutigen Bedingungen. ENSO ist eine Oszillation im gekoppelten Ozean-Atmosphäre-System, das die äquatoriale Thermokline, ozeanische Wellendynamik und die atmosphärische Zirkulation der Hadley- und Walkerzelle miteinschließt. Dabei spielt ein positiver Rückkopplungsmechanismus, der von Bjerknes (Bjerknes 1969) entdeckt wurde,

eine wesentliche Rolle. Dieser Mechanismus wurde von Wyrтки (1975) mit der Einbindung der Thermoklinenanpassung in dieses Rückkopplungssystem erweitert. Wie sich dieses System von Ozean-Atmosphären-Wechselwirkungen vor dem Hintergrund des globalen Klimawandels entwickelt ist noch nicht geklärt. Einen Überblick zu ENSO findet man in Wang et al. (2012). Die Schlüsselfragen in diesem Zusammenhang sind: (1) Gibt es im Ozean der Frühen Kreide eine ENSO-ähnliche Variabilität?, (2) Wie unterscheiden sich die statistischen Eigenschaften dieses Kreide-ENSOs von den heutigen Bedingungen? und (3) Gibt es einen permanenten El Niño im warmen Klima der Frühen Kreide? In diesem Abschnitt wird gezeigt, dass ENSO-ähnliche SST-Variationen auch im tropischen Ozean der Frühen Kreide existieren können.

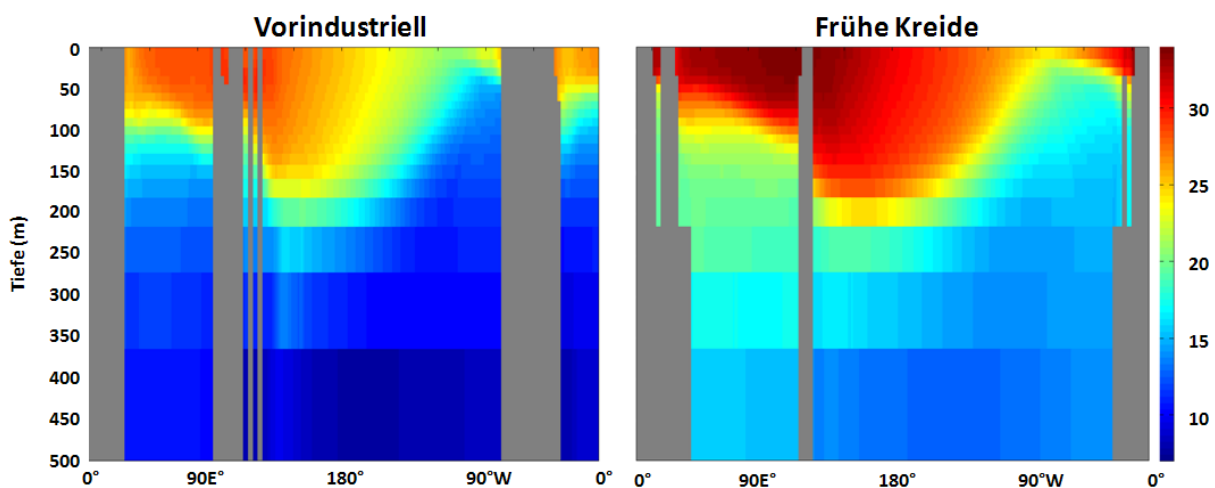


Abbildung 3.38: Ozeantemperatur der oberen 500 m für einen vertikalen Schnitt entlang des Äquators. Temperaturwerte sind in °C angegeben. Es ist die Klimatologie über die letzten 100 Jahre der jeweiligen Simulation gezeigt.

Das zentrale ozeanische Element, das die Grundlage für die ENSO-Variabilität bildet, ist die Thermokline entlang des Äquators. In Abbildung 3.38 ist der zonale Temperaturschnitt entlang des Äquators gezeigt. Beide Klimatologien zeigen eine ausgeprägte Thermokline, die ihre tiefste Position im Bereich des westlichen Warmpools erreicht. Im Osten des Ozeanbeckens ist die Thermokline nach oben ausgelenkt und erreicht ihre flachste Position im Bereich der äquatorialen Kaltwasserzunge, die mit starkem Auftrieb verbunden ist. Der zonale SST-Gradient ist im Ozean der Frühen Kreide etwas stärker als unter

heutigen Bedingungen. In Bereich unter der Wasseroberfläche ist die Neigung der Thermokline allerdings etwas flacher. Dies legt nahe, dass die äquatoriale Dynamik in der Frühe Kreide ähnlich zu heutigen Bedingungen operierte. Aussagen über die Stärke sind auf dieser Grundlage allerdings noch nicht zu treffen.

Die positive und negative Phase der ENSO-Variabilität sind als die warme und kalte Anomalie im zentralen und östlichen Pazifik definiert. Dabei entwickeln sich die SST-Anomalien im Ostpazifik parallel zu den Anomalien im Westpazifik, allerdings mit umgekehrtem Vorzeichen. Dies wird durch den zonalen Wärmetransport verursacht. Dies wiederum bewirkt eine Änderung der Thermoklinenneigung. In Abbildung 3.39 ist die Standardabweichung der SST-Anomalien in den niedrigen Breiten für beide Klimazustände dargestellt. Es ist deutlich erkennbar, dass die maximale Variabilität in der Region auftritt, wo die äquatoriale Thermokline ihre geringste Tiefe aufweist. Das Muster der SST-Standardabweichung für die vorindustrielle Kontrollsimulation zeigt eine deutliche Ähnlichkeit mit dem KCM-Ergebnis in Park et al. (2009). Die maximale Werte von 1.6 K, die im Bereich der äquatorialen Kaltwasserzunge erreicht werden (Vergleich Abb. 3.25), liegen dabei etwas über den Werten von Park et al. (2009). Für die Frühe Kreide ergeben sich ebenfalls am Äquator die größten Variationen in der SST. Allerdings zeigt dieses Muster keine homogene Struktur, sondern ein ausgeprägtes Maximum im Osten und ein sekundäres Maximum im zentralen Pazifik. Die Maximalwerte liegen etwas unter denen der vorindustriellen Simulation, was für eine etwas schwächere ENSO-Variabilität in der Frühe Kreide spricht. Beide Klimaszenarien zeigen auch die erhöhte Variabilität entlang der Westküste Südamerikas, die mit dem dortigen Auftrieb von kaltem Wasser in Verbindung steht. Beide Anomalien, im äquatorialen sowie im küstennahen Auftrieb, sind über den durch die Passatwinde verursachten atmosphärischen Windstress im tropischen Pazifik angetrieben und zeigen somit ähnlich hohe Variationen.

In der Tat zeigt eine spektrale Analyse des Windstress- und SST-Anomalien am Äquator eine ENSO-ähnliche Variabilität für den Ozean der Frühen Kreide. Zu diesem Zweck wurde analog zur heutigen Niño-3-Region eine

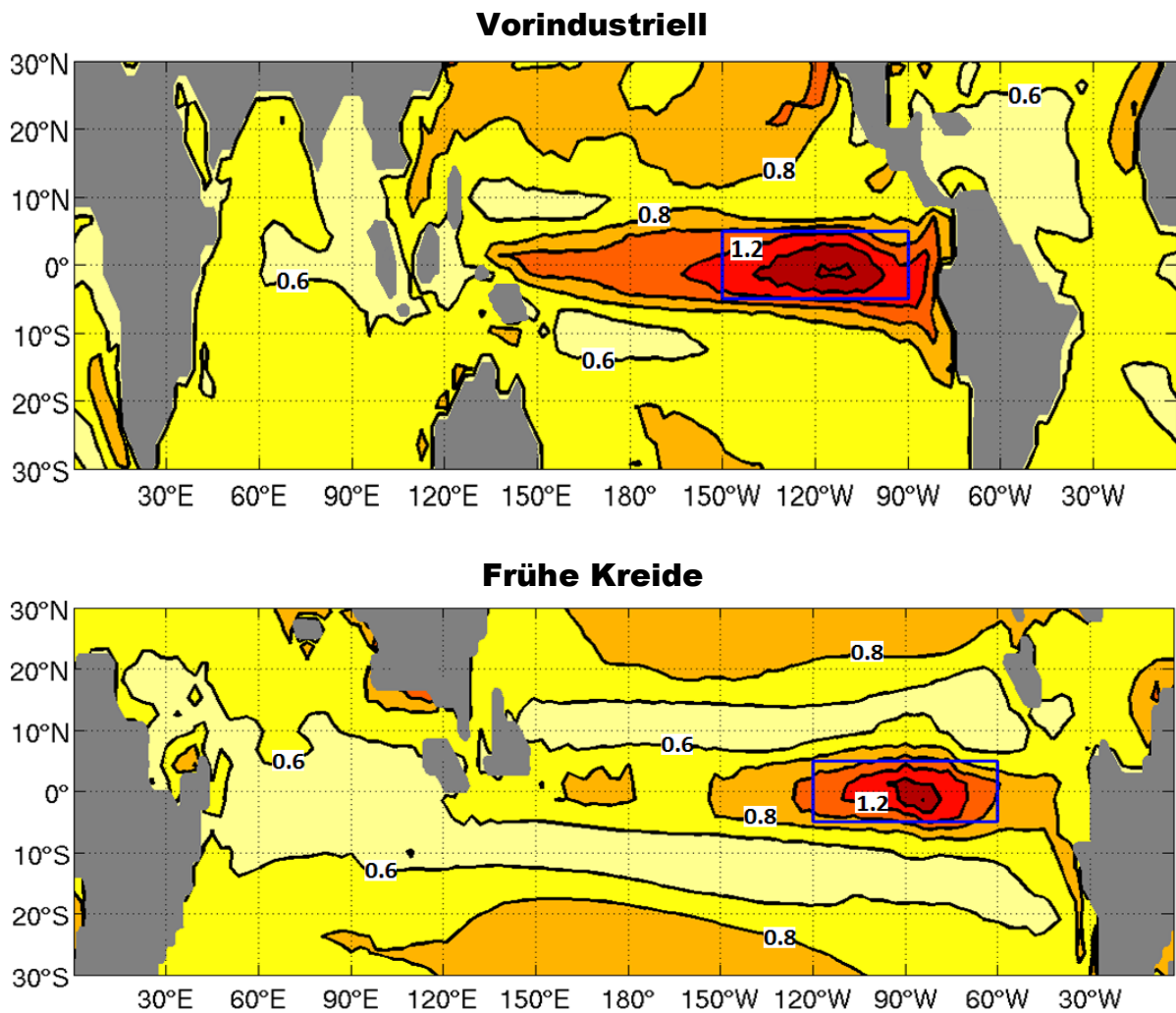


Abbildung 3.39: Standardabweichung der monatlichen SST-Anomalien im tropischen Pazifik für das vorindustrielle Klima (oben) und die Frühe Kreide (unten). Die Werte sind Kelvin (K) angegeben und das Konturintervall ist 0.2 K. Die blauen Kästchen kennzeichnen die Regionen, über die für die entsprechenden SST-Indizes der ENSO-Variation gemittelt wurde (siehe Text).

Box für den Ozean der Kreide definiert, die das Maximum der SST-Variabilität in den Tropen. Diese Box wird durch die Breitengrade 5° S und 5° N und die Längengrade 120° W und 60° W (Niño-K) begrenzt und ist damit genauso groß wie die Niño-3-Region (von 150° W bis 90° W) für den heutigen Pazifik. Der analysierte SST-Index wurde über diese Box gemittelt. Die über die jeweilige Box gemittelte Standardabweichung der SST beträgt für den heutigen Pazifik 0.93 K und für die Frühe Kreide 0.72 K. Dies spricht für eine schwächere ENSO-Variabilität in der Kreide. Die entsprechenden Zeitreihen der SST-Indizes sind in Abbildung 3.40 dargestellt. Sie bestätigen die geringeren Anomalien während der Kreide.

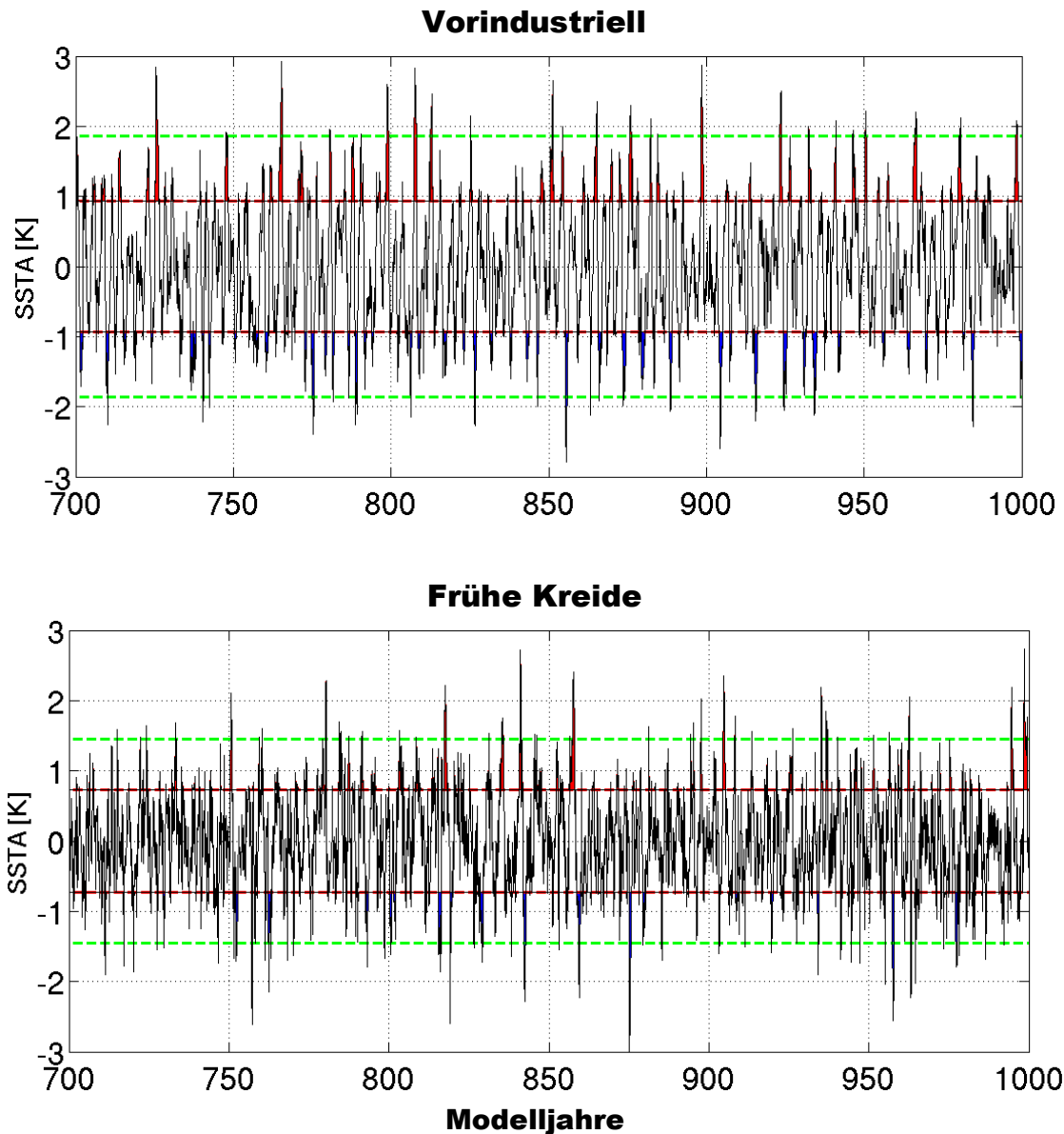


Abbildung 3.40: SST-Indizes der heutigen Niño-3-Region (oben) und der Niño-K-Region der Kreide (unten). Es sind die letzten 300 Modelljahre dargestellt. Zusätzlich sind die Schwellen für 1σ (rot) und 2σ (grün) der Standardabweichung dargestellt.

Die Häufigkeit der Extremereignisse unterscheidet sich jedoch auf den ersten Blick nicht deutlich voneinander. Eine erste Einschätzung der Variabilität der Zeitreihen lässt ein Vergleich der zugehörigen Histogramme zu, die in Abbildung 3.41 dargestellt sind. Dabei ist offensichtlich, dass die geringere Standardabweichung in der Frühen Kreide mit einer stark reduzierten Häufigkeit der Extremereignisse des ENSO-Zyklus gekoppelt ist. Dies gilt sowohl für die warmen als auch für die kalten Anomalien. Ebenfalls stark reduziert ist die positive Schiefe der Verteilung, die für heutige Bedingungen

charakteristisch ist. Die relative hohe Kurtosis für die Frühe Kreide legt nahe, dass sich das gekoppelte System nicht sehr häufig aus seinem Gleichgewichtszustand entfernt. Insgesamt unterstützen diese Daten eine geringere ENSO-Variabilität in der Frühen Kreide.

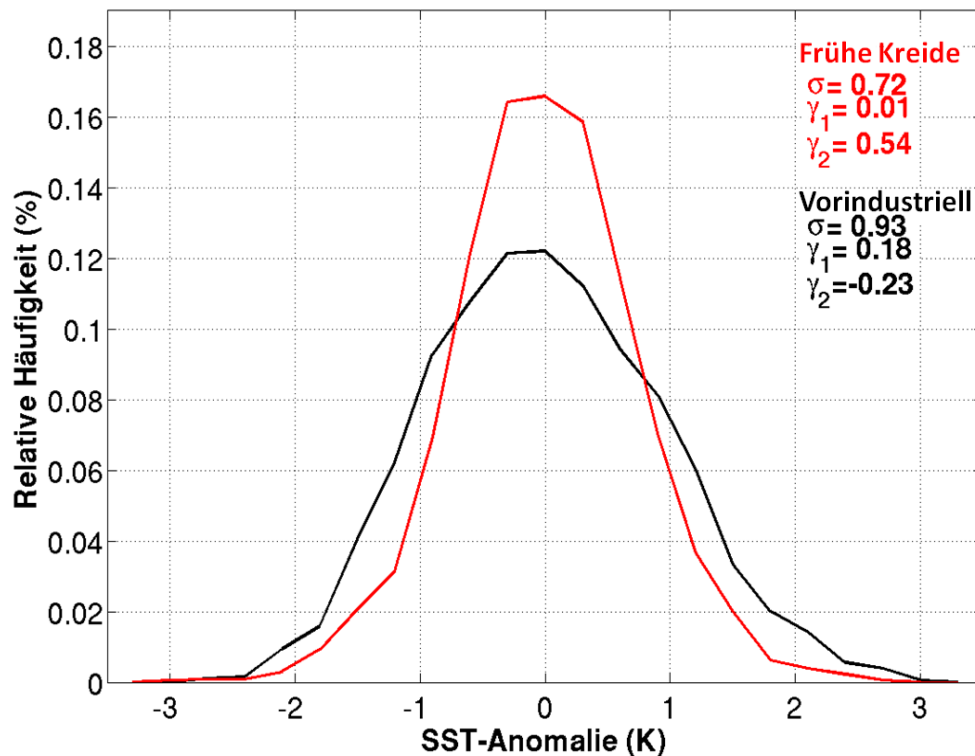


Abbildung 3.41: Histogramm der monatlichen SST-Anomalien, die über die Niño-3- (schwarz) bzw. Niño-K-Region (rot) gemittelt wurden. In den entsprechenden Farben sind weiterhin die Standardabweichung (σ), die Schiefe (γ_1) und die Kurtosis (γ_2) der Verteilungen angegeben.

Ein näherer Einblick in die Zeitskalen der Niño-3- bzw. Niño-K-Zeitreihen gewinnt man durch die Varianzspektren, die in Abbildung 3.42 gezeigt sind. Dafür wurden die letzten 300 Modelljahre analysiert, um robuste Resultate zu liefern. Beide Spektren zeigen eine Varianzverteilung, die der eines AR(1)-Prozesses ähnelt. Es handelt sich also um rote Spektren, bei denen sich die ENSO-Variabilität durch eine Abweichung von diesen theoretischen Verteilungen auszeichnet. Dabei ist der ENSO-Peak für das heutige Klima deutlicher ausgeprägt als der in der Kreide. Dabei ist das Varianzmaximum in der Kreide hin zu längeren Zeitskalen verschoben. Der ENSO-Zyklus unter vorindustriellen Bedingungen zeigt seine größte Variation bei einer Periode von

37 Monaten, während das Maximum für die Frühe Kreide bei 50 Monaten liegt. Diese Verschiebung zu längeren Zeitskalen lässt sich durch die größere Ausdehnung des Ozeans der Kreide im Vergleich zum heutigen Pazifik erklären.

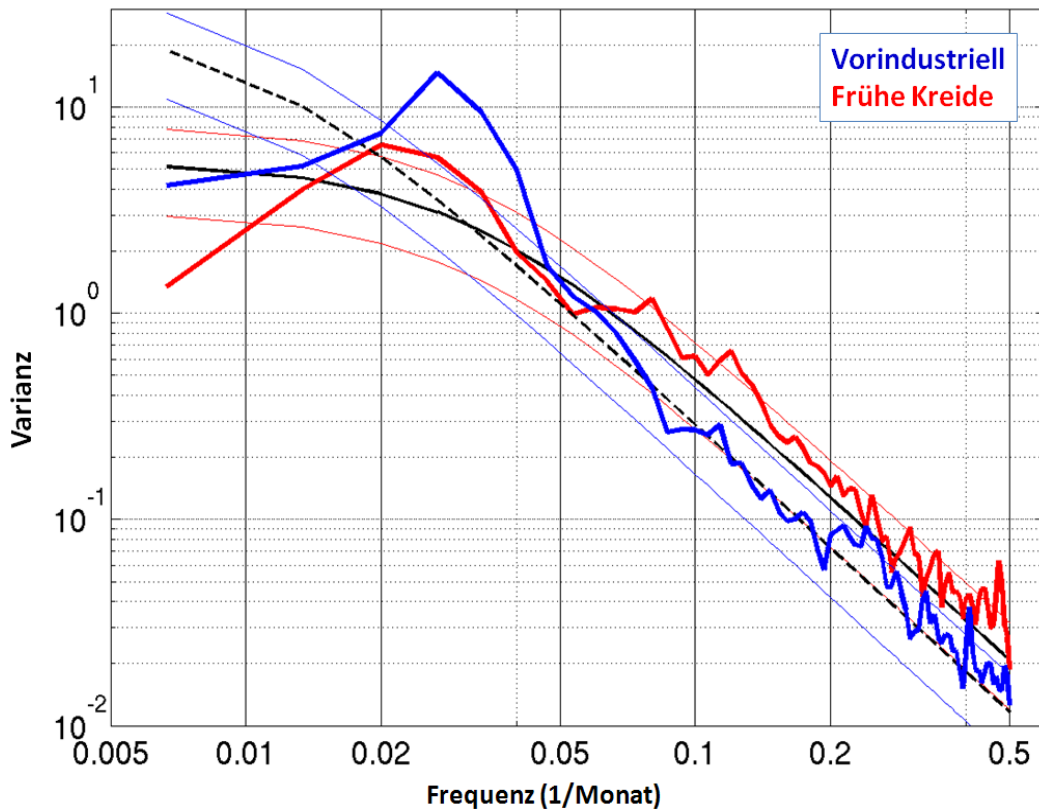


Abbildung 3.42: Die zu den Zeitreihen in Abbildung 3.40 gehörenden Varianzspektren der Niño-3- (blau) und der Niño-K-Region (rot). Dazu sind die Spektren der angepassten AR(1)-Prozesse und die 95%-Konfidenzintervalle in den entsprechenden Farben dargestellt.

Um die Wechselwirkungen zwischen den am ENSO-Zyklus beteiligten Variablen zu verdeutlichen, sind in Abbildung 3.43 Hovmöller-Diagramme für den zonalen Wind, die Thermoklinentiefe und die SST für den tropischen Ozean der Kreide dargestellt. Dabei wurden für die fünf stärksten El Niño-Ereignisse der letzten 100 Jahre der Modellsimulation die mittlere Entwicklung dargestellt (composite). Für die Thermoklinentiefe wurde die 22°C -Isotherme betrachtet, da tropische Ozean der Frühe Kreide deutlich wärmer ist als der heutige und so auch die Thermokline in einem anderen Temperaturbereich liegt. Für den ENSO-Zyklus der Frühen Kreide ergeben sich dabei die gleichen physikalischen Abläufe wie unter heutigen Bedingungen. Die Thermoklinentiefe (Abb. 3.43 b), die ein

Maß für den Wärmeinhalt des oberen Ozeans ist, nimmt im Vorfeld eines Warmereignisses (El Niño) zu und die entsprechende Anomalie wandert nach Osten und verstärkt sich dabei. Dort löst sie eine entsprechend positive SST-Anomalie aus (3.43 c), die mit westliche Windanomalien im zentralen und westlichen Pazifik (3.43 a) in Verbindung steht. Die im Osten entstandene SST-Anomalie propagiert dann nach Westen und schwächt sich wieder ab.

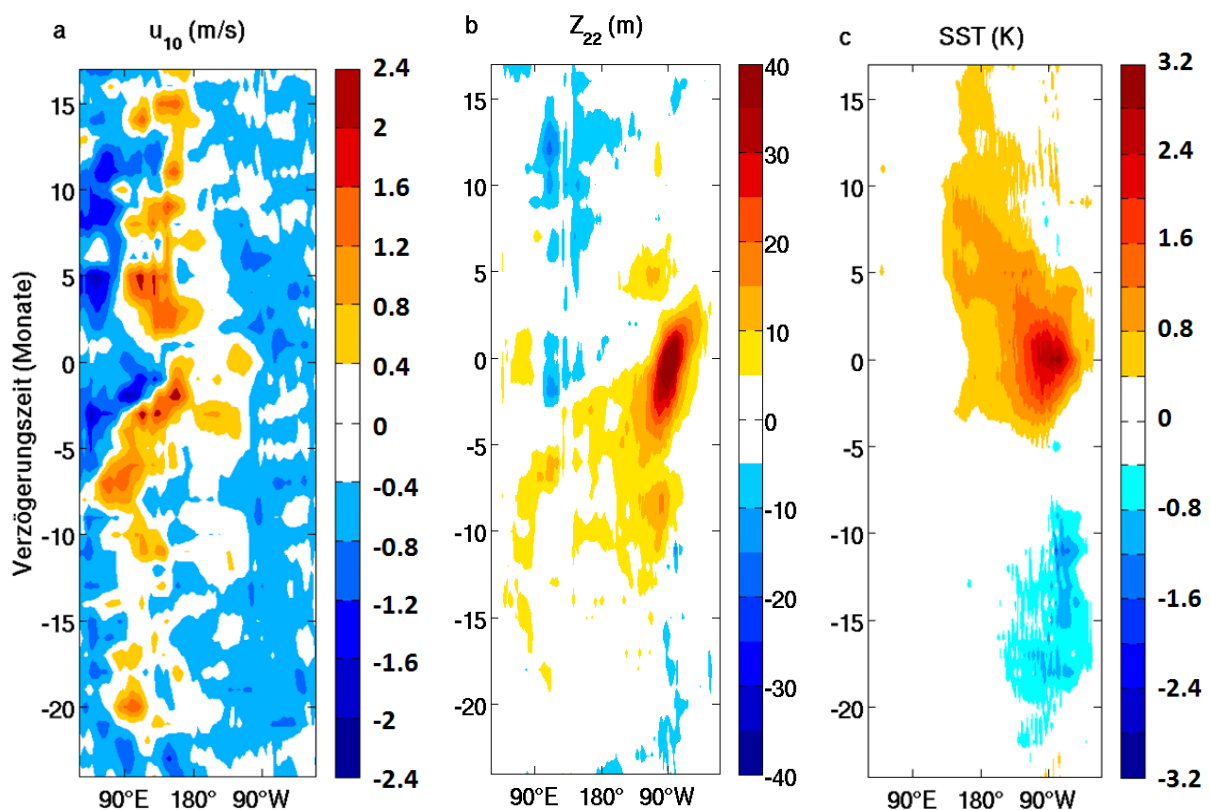


Abbildung 3.43: Hovmöller-Diagramme der ENSO-Warmphase für die Anomalien (a) des zonalen Windes, (b) der Thermoklinentiefe und (c) der SST. Für die Berechnungen wurden die Zeitreihen der fünf stärksten El Niño-Ereignisse der letzten 100 Jahre der Modellsimulation gemittelt.

Wie bereits zu Beginn dieses Abschnitts erwähnt, liegen der ENSO-Variabilität bestimmte Rückkopplungsmechanismen im Ozean-Atmosphäre-System und äquatoriale Wellendynamik zugrunde. Auf diesen Prozessen basiert auch das von Suarez und Schopf (1988) eingeführte Modell des Delayed Action Oscillators. Dieses Modell basiert auf der Annahme, dass sich die Variabilität im tropischen Pazifik neben positiven lokalen Rückkopplungsprozessen und einem Dämpfungsmechanismus im wesentlichen durch auf den Äquator begrenzte

Wellen im Ozean zurückführen lässt. Dabei propagieren diese äquatorialen Kelvin- und Rossby-Wellen innerhalb eines geschlossenen Ozeanbeckens und werden an dessen Rändern reflektiert. Infolgedessen kommt es nach einer für die Ausbreitungsgeschwindigkeit und Beckenausdehnung charakteristischen Zeit zu einer Rückkehr und Überlagerung dieser Wellensignale (delayed action) am Ort der stärksten Variabilität. Formell lässt sich dieses Konzept durch folgende Gleichung ausdrücken:

$$\frac{dT}{dt} = \alpha T(t) - \beta T(t - \delta) - \gamma T(t)^3 \quad (3.2)$$

wobei T die Meeresoberflächentemperatur, t die Zeit, α der Parameter für die lokalen Rückkopplungsprozesse, β der Parameter für den Wellenanteil, γ der Dämpfungskoeffizient und δ die Zeitunterschied zwischen Ursprungs- und Endsignal sind. Die positiven Rückkopplungsmechanismen, die die ENSO-Variabilität lokal verstärken sind im Wesentlichen Veränderungen der Ozeantemperatur durch advektive Prozesse, die dadurch veränderten Wärme Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre, das folglich veränderte Windfeld und die letztendlich die infolgedessen modifizierten Ozeanströmungen, die wieder auf die ursprüngliche Temperaturänderung rückwirken. Dieses Mechanismen wurden ursprünglich von Lau (1981), Philander et al. (1984) und Hirst (1985) beschrieben. Eine entscheidende Rolle spielt dabei dem Zusammenhang zwischen Änderungen der Thermoklinentiefe und der Meeresoberflächentemperatur, wobei im zentralen Pazifik die Neigung der Thermokline am stärksten ist. Diesen positiven Rückkopplungen entgegenwirkend erfolgt die Dämpfung des Systems über die von der SST abhängigen Wärme Flüsse an der Meeresoberfläche.

Zusätzlich zu den lokalen Rückkopplungs- und Dämpfungsmechanismen sind die äquatorialen Wellen im Ozean die dritte Komponente im Delayed Action Oscillator. Angetrieben durch Anomalien im Windfeld wandern Rossbywellen in westlicher Richtung entlang des Äquators und verursachen entsprechende Auslenkungen in der Thermokline. Am westlichen Rand des Ozeanbeckens wird

diese Wellenenergie reflektiert und propagiert in Form einer äquatorialen Kelvinwelle wieder nach Osten. Erreicht diese Störung das Gebiet der flachen Thermokline und des starken zonalen Temperaturgradienten im zentralen und östlichen Pazifik, führt die Auslenkung der Thermokline zu starken SST-Änderungen.

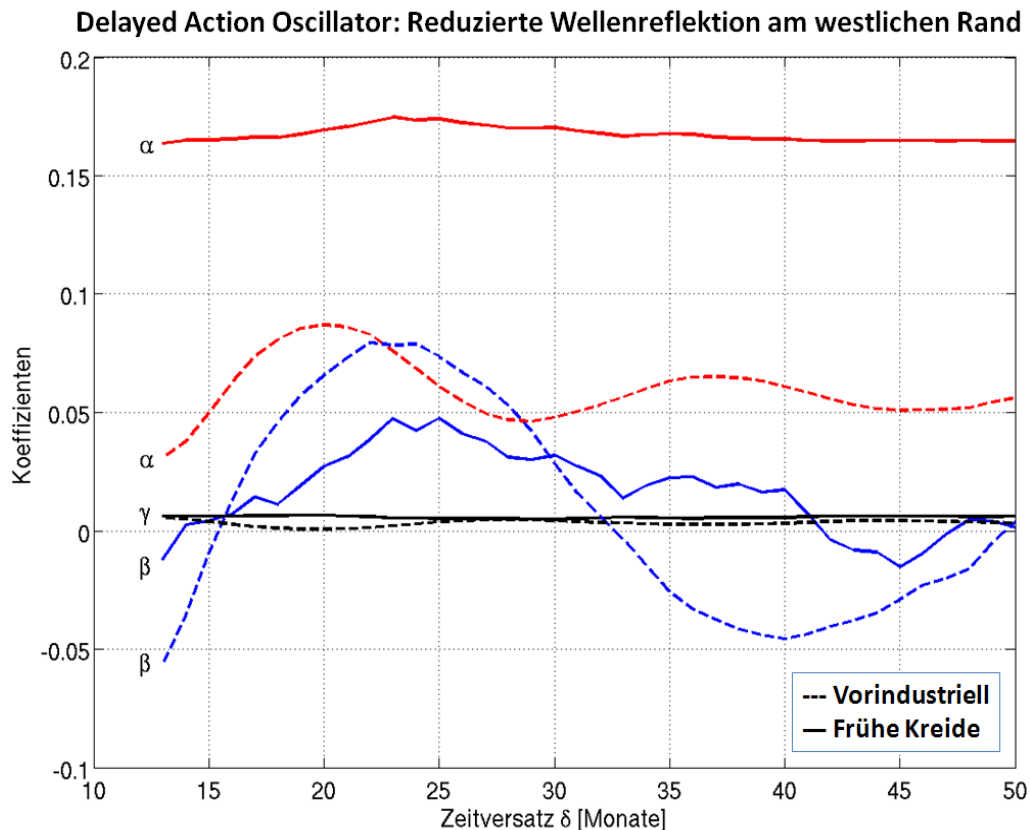


Abbildung 3.44: Die an die Zeitreihen des ENSO-SST-Index angepassten Koeffizienten des Delayed Action Oscillators aus Gleichung 3.2 in Abhängigkeit des Zeitversatzes δ . Dabei sind die Parameter der Frühen Kreide als durchgezogene Linien und die für vorindustrielle Bedingungen gestrichelt dargestellt. Die Einheiten der Koeffizienten sind K^{-1} für α und β sowie K^{-3} für γ .

Um nun die Unterschiede in der ENSO-Variabilität zwischen vorindustriellen und Kreidebedingungen zu verstehen, wurden die vier unbekannt Parameter aus Gleichung 3.2 an die Niño-K-Zeitreihe angepasst. Dies erlaubt eine Einschätzung der einzelnen Komponenten des Delayed Action Oscillators. Das Ergebnis dieser Anpassung ist in Abbildung 3.44 zu sehen. Im Vergleich zur heutigen ENSO-Variabilität spielen im tropischen Ozean der Frühen Kreide die lokalen positiven Rückkopplungsmechanismen eine doppelt so

große Rolle. Dies bedeutet allerdings nicht zwangsläufig, dass die lokalen Rückkopplungsprozesse stärker sind. Viel ist die Relation zu den anderen beiden Termen in Gleichung 3.2 größer. Die negativen, dämpfenden Rückkopplungsprozesse sind in beiden Simulationen ähnlich stark. Bei der Rolle der äquatorialen Wellen zeigt sich ein deutlicher Unterschied. Unter heutigen Bedingungen zeigt dieser Term eine deutlich ausgeprägte Konzentration auf bestimmte Zeitskalen um $\delta = 23$ Monate, was in etwa der halben mittleren Periode des ENSO-Zyklus entspricht. Für die Frühe Kreide ist diese Bevorzugung bestimmter Zeitskalen nicht sehr deutlich ausgeprägt und die Amplitude dieses Terms ist deutlich niedriger. Die äquatorialen Wellen sind also in der ENSO-Variabilität der Kreide weniger effektiv. Die Ursache darin liegt in der Geographie des Kreideozeans. Der westliche Rand des Pazifiks, an dem die äquatorialen Rossbywellen reflektiert werden, wird durch die südostasiatischen Inseln und den afrikanischen Kontinent gebildet. Zum einen befinden sich die asiatischen Inseln lediglich auf der Nordseite des Äquators und können so die Wellenenergie nicht vollständig reflektieren und zum anderen ist die afrikanische Küste um etwa 10.000 km entfernt. Diese Konfiguration führt zu einer insgesamt weniger effektiven Reflektion der Rossbywellen und zugleich zu

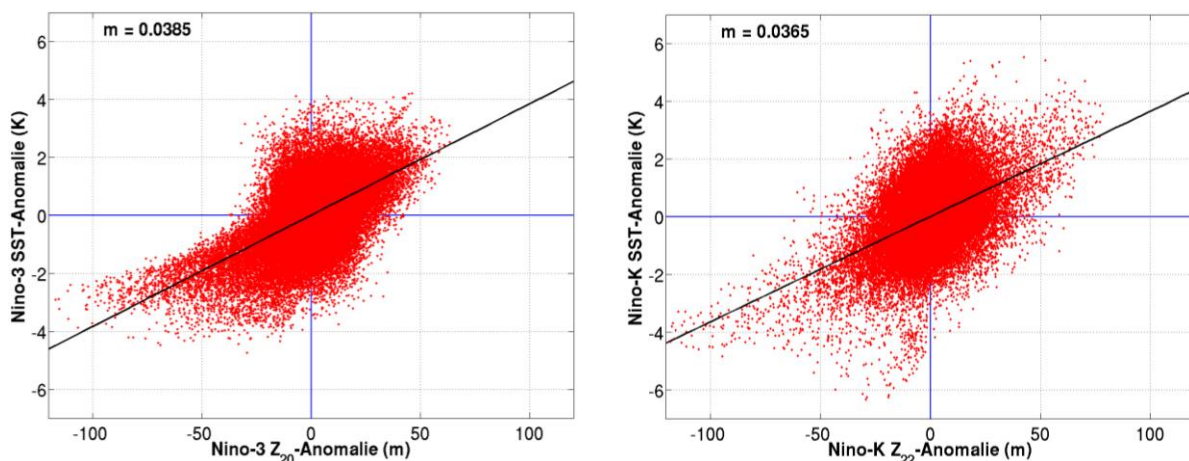


Abbildung 3.45: Streudiagramm und lineare Regression für den SST-Thermoklinen-Feedback für die vorindustrielle Kontrollsimulation (links) und die Frühe Kreide (rechts). In rot sind die Datenpaare für die SST- und Thermoklinientiefenanomalie der Nino-3- bzw. Niño-K-Region dargestellt. Für heutige Bedingungen wurde 20 °C und für die Frühe Kreide 22 °C als Thermoklinientemperatur verwendet. Als schwarze Gerade ist die lineare Regression gezeigt und oben ist der entsprechende Regressionskoeffizient (m) angegeben.

einer Überlagerung von Signalen mit unterschiedlichen Zeitskalen. So ergibt sich die in Abbildung 3.44 gezeigte Kurve. Da nun dieser zeitversetzte Wellenterm, der für die Prägnanz der ENSO-Variabilität verantwortlich ist, in der Kreide viel schwächer ausgeprägt ist, erklärt sich auch die insgesamt geringere Variabilität (Abb. 3.39) und der weniger deutliche Peak im Varianzspektrum (Abb. 3.42).

Um die lokalen Rückkopplungsmechanismen zu bewerten, wurde beispielhaft der SST-Thermoklinen-Feedback analysiert und in Abbildung 3.45 dargestellt. Durch äquatoriale Wellen wird der Warmwasserinhalt des oberen Ozeans verändert. Inwieweit eine Änderung der Thermoklinentiefe die Meeresoberflächentemperatur (SST) verändert, beschreibt dabei die Stärke dieses lokalen Rückkopplungsmechanismus. Diese unterscheidet sich kaum zwischen den heutigen Bedingungen und denen der Frühen Kreide, was durch die nahezu identischen Regressionskoeffizienten verdeutlicht wird. Allerdings folgen die SST-Anomalien der Niño-3-Region deutlicher diesem linearen Zusammenhang, während in der Kreide die Streuung und Abweichung von diesem Mechanismus größer ist. Dies wird auch durch die unterschiedlichen Korrelationskoeffizienten von 0.56 für die heutigen Bedingungen und nur 0.47 für die Frühe Kreide deutlich. Ursache für die ähnlich starke Wirkung des SST-Thermoklinen-Feedbacks in den beiden Klimaszenarien ist vermutlich die Tatsache, dass trotz erhöhter mittlerer Temperaturen der vertikale Temperaturgradient im Bereich der äquatorialen Thermokline in der Frühen Kreide genauso groß ist wie unter heutigen Bedingungen.

4 Diskussion und Schlussfolgerungen

Zum Ende dieser Arbeit werden die in den vorangegangenen Kapiteln präsentierten Ergebnisse diskutiert und entsprechende Schlussfolgerungen gezogen. Abschließend wird ein Ausblick über mögliche zukünftige Fragestellungen und Studien gegeben.

4.1 Diskussion

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein gekoppeltes Atmosphären-Ozean-Klimamodell, das Kiel Climate Model (KCM), für die Simulation des Klimas und der Ozeanzirkulation der Frühen Kreide verwendet. Zur Bestimmung der Randbedingungen für das Modell wurden sowohl Datensätze als auch externe Modellergebnisse und Informationen aus der Literatur benutzt. Zwecks der Simulation unter paläogeographischen Randbedingungen wurden das Ozeangitter und einige numerische Parameter im Modell geändert. Vier Gleichgewichtsexperimente mit jeweils 1000 Modelljahren wurden gerechnet. Eines diente als Kontrollsimulation für das heutige Klima und eines als möglichst realistische Simulation der Frühen Kreide. Weitere zwei Experimente dienten der Analyse, inwieweit die veränderten Strahlungsbedingungen und die veränderte Geographie der Kreide das Klima und die Ozeanzirkulation beeinflussen. Die veränderten Strahlungsbedingungen während der Frühen Kreidezeit lassen sich auf eine um circa 1 % reduzierte Solarkonstante und auf eine etwa vervierfachte Kohlenstoffdioxidkonzentration in der Atmosphäre zurückführen. Die veränderte Geographie beinhaltet im Wesentlichen die tektonisch bedingte Position der Kontinente, die niedrigere Orographie und die veränderte Bathymetrie des Ozeanbodens.

Für das atmosphärische Klima der Kreide ergab sich eine globale Erwärmung von 8.8 K, die zu drei Vierteln dem verstärkten Strahlungsantrieb zuzurechnen ist. Dabei weist die Verteilung an der Oberfläche eine niedrigere Temperaturdifferenz zwischen Äquator und Pol auf als das heutige Klima. Die

Hauptursache dafür ist in der starken Erwärmung der hohen Breiten zu finden. Durch die engere Lage der Kontinente und die relativ geringen Höhen der zur Kreidezeit existierenden Gebirge war das Klima relativ homogen und wies kaum Land-See-Kontraste auf. Ebenso weist der Jahresgang der Oberflächentemperatur während der Kreidezeit eine geringere Amplitude auf. Einzige Ausnahme ist der Antarktische Kontinent, wo durch die eisfreie Oberfläche in Verbindung mit der stark variierenden Einstrahlung ein enorm starker Jahresgang in der Temperatur verursacht wird.

Infolge des wärmeren Klimas weist die Atmosphäre während der Kreidezeit einen höheren Wasserdampfgehalt auf und liefert so ein höheres Potenzial für Niederschlagsbildung. Entsprechend erhöht (um 20%) sind die Regenmengen, die in Verbindung mit der innertropischen Konvergenzzone und den Frontsystemen in den mittleren Breiten stehen. Insgesamt ergibt sich für das Klima in der Kreidezeit ein intensivierter Wasserkreislauf, dem auch höhere Verdunstungsraten am Boden zugrunde liegen. Die mit dem Jahresgang verbundene meridionale Verschiebung der Niederschlagsmaxima ist für die Kreide wesentlich geringer, wohingegen die saisonale Änderung der Niederschlagsmengen vor allem in den mittleren Breiten viel stärker ist als für das heutige Klima.

Bedingt durch die geographischen Randbedingungen und durch die mit der Temperaturverteilung verbundene Energetik in der Atmosphäre ergibt sich eine intensive Oberflächenzirkulation mit starken Passatwinden in den niedrigen Breiten und starken Westwinden in den mittleren Breiten. Dabei weist das Windmuster eine hohe interhemisphärische Symmetrie und ausgeprägte Zonalität auf, die für das heutige Klima nicht gegeben sind. Die saisonale Verschiebung der Zirkulationsmuster ist in der Kreide eher schwach ausgeprägt und auch die Variation der innertropischen Konvergenzzone bewirkt nur eine schwache Ausbildung von Monsunzirkulationen.

Für den globalen Strahlungshaushalt ergibt sich für die Kreide kein wesentlicher Unterschied zum heutigen Klima. Tropischer Überschuss und das Defizit in den hohen Breiten sind gleich groß und zeigen eine parallele Meridionalverteilung. Lediglich im Bereich der Antarktis weisen sowohl die

solare Strahlungsbilanz als auch die thermische Ausstrahlung eine signifikante Erhöhung im Vergleich zu heutigen Bedingungen auf. Das liegt an dem veränderten Reflektionsvermögen der eisfreien Landoberfläche und der erhöhten Oberflächentemperatur, die damit einhergeht. Der meridionale Temperaturgradient wird an der Oberfläche durch die starke Erwärmung über der eisfreien Antarktis verstärkt und in der oberen Troposphäre strahlungsbedingt abgeschwächt. Parallel dazu weist die Atmosphäre der Kreidezeit stärkere vertikale Temperaturgradienten in den hohen Breiten und einen schwächeren Gradienten in den niedrigen Breiten auf.

Für die zonale Strömung der Atmosphäre ergeben sich für die Kreide eine relative Intensivierung der Westwinde im Bereich der mittleren Breiten, der subtropischen Jetstreams und dem stratosphärischen Polarwirbels. Dabei weist die Zirkulation eine ausgeprägte Symmetrie zwischen beiden Hemisphären auf. Ursache dafür ist das geringe Störungspotenzial durch brechende Wellen, die an der Erdoberfläche ausgelöst werden und vertikal propagieren bevor sie ihre Energie in den zonalen Grundstrom überführen. Dieser Effekt ist in der Kreide wegen der flachen Topographie und dem abgeschwächten Temperaturkontrast zwischen Land und Meer viel geringer als unter heutigen Bedingungen. Die Verstärkung der Westwinde geht einher mit einer Abschwächung der Ostwinde der oberen Troposphäre und Stratosphäre.

Für die allgemeine Zirkulation in der Troposphäre ergibt sich für die Kreidezeit eine signifikante Abschwächung der Hadleyzelle auf beiden Hemisphären. Die nördliche Ferrelzelle verstärkt sich, wohingegen die südliche abgeschwächt ist. Die polaren Zellen sind in der Kreidezeit extrem schwach ausgeprägt. Die Hauptursache für das veränderte Zirkulationsmuster liegen in der Geographie der Kreidezeit begründet, während der veränderte Strahlungsantrieb lediglich in den Tropen Auswirkungen zeigt. Ebenfalls geographisch bedingt ändert sich auch die Walkerzirkulation in der Kreide. Durch das größere pazifische Becken dehnt sich die Walkerzelle in zonaler Richtung aus und bildet ein fast global umspannendes Zirkulationsmuster aus. Dabei findet die stärkste Konvektion in der Atmosphäre weiterhin über dem

westpazifischen Warmpool statt, während sich über dem tropischen Ostpazifik das großräumige Absinken durchsetzt.

Für den Ozean ergibt sich bedingt durch das veränderte atmosphärische Klima ein entsprechender Grundzustand, der sich deutlich von dem heutigen unterscheidet. Die Oberflächentemperaturen zeigen eine Erwärmung von 8 K im globalen Mittel. Dadurch ist in den hohen Breiten nur saisonale Meereisbildung möglich. Markantes Merkmal in den Tropen ist die äquatoriale Kaltwasserzunge, die sich ähnlich zum heutigen Pazifik auch in der Kreide ausbildet. Sie steht im Zusammenhang mit dem äquatorialen Auftrieb und unterstützt die Ausbildung einer interannualen Variabilität, die dem heutigen ENSO-Phänomen entspricht. Dabei zeigt sich keine signifikante Änderung bezüglich der statistischen Merkmale dieser Oszillation, so dass von einer generellen Veränderung des ENSO-Systems unter sich verändernden Klimabedingungen, wie sie zur Kreidezeit vorlagen, nicht zwingend auszugehen ist. Es gibt Hinweise aus Proxydaten (z. B., Davies et al., 2011), die auf die Existenz einer ENSO-ähnlichen Variabilität während der Kreidezeit und auch in anderen paläoklimatologischen Epochen schließen lassen.

Für den Salzgehalt des Ozeans ergibt sich durch den verstärkten Wasserkreislauf der Kreide und die intensive Frischwasserzufuhr seitens der Kontinente eine signifikante Absenkung des Oberflächensalzgehalts im globalen Maßstab. Besonders niedrige Salzgehalte ergeben sich für den Arktischen Ozean. Im Vergleich zu anderen Modell- und Proxystudien, erscheinen die hier simulierten Oberflächensalzgehalte zu niedrig zu sein. Barron und Petersen (1990) simulierten Werte von 34.5 bis 36.5 für die Frühe Kreidezeit. Baron et al. (1995) simulierten Salzgehalte von mehr als 37 für die westliche Tethys des Alb, allerdings ermöglichte deren kontinentale Konfiguration keinen Wassermassenaustausch zwischen der Arktis und der Tethys durch ein europäisches Archipel, wie es in der hier gezeigten Simulation der Fall ist. Folglich ergeben sich extrem hohe Salzgehaltswerte in der durch starke Verdunstungsraten geprägten Tethys. Da die Oberflächensalzgehalte im Wesentlichen die Frischwasserbilanz an der Ozeanoberfläche widerspiegeln, wird angenommen, dass sich die hier produzierten niedrigen Werte durch die hohen

Niederschlagsraten und den Frischwasserablauf seitens der Landflächen erklären. Die entsprechend hohe Stabilität im Oberflächenozean verhindert vertikalen Austausch und führt so zu einer weiteren Akkumulation von Frischwasser an der Oberfläche. Folglich ist das Potential für die Entwicklung einer Tiefenkonvektion in der hier gezeigten Simulation gering.

Die horizontale Ozeanzirkulation wird durch die veränderte Geographie der Kreidezeit modifiziert, entspricht aber in den zentralen Elementen dem heutigen Zirkulationsmuster. Dabei waren die subtropischen und subpolaren Wirbel in der Kreide stärker als im heutigen Ozean, was in erster Linie der Geographie anzurechnen ist. Entsprechend starke westliche Randströme waren ausgebildet, die ebenso signifikant zum meridionalen Wärmetransport beitrugen wie die heutigen. Auszeichnendes Merkmal der Ozeanzirkulation der Kreide ist zirkumtropische Zirkulation durch den äquatorialen Pazifik und die Tethys, die für einen starken zonalen Austausch von tropischen Wassermassen sorgt. In dem Bereich, der heute vom Antarktischen Zirkumpolarstrom dominiert wird, waren in der Kreide geographiebedingt nur geringe Transporte möglich. Moderater Austausch fand dagegen zwischen dem Arktischen Ozean und den ihm angrenzenden Wassermassen statt. Im Wesentlichen stimmt das in dieser Arbeit simulierte Zirkulationsmuster mit dem in anderen Studien überein. Barron und Petersen (1989) haben mithilfe biogeographischer Informationen die Ozeanzirkulation rekonstruiert (siehe deren Abbildung 1). Natürlich ist das Zirkulationsmuster im Ozean stark abhängig von der Position der Kontinente, dem Meeresspiegel und der Bathymetry, deren Rekonstruktionen alle eine bestimmte Unsicherheit aufweisen. Dieser Aspekt wurden schon in vielen Studien beleuchtet (z. B. Poulsen et al., 1998, 2001; Sijp und England, 2005). In der hier vorgestellten Arbeit wurde keine entsprechenden Sensitivitätsexperimente durchgeführt.

Die vertikale Umwälzzirkulation im Ozean der Frühen Kreide weist starke tropische und subtropische Zellen auf, die im Gegensatz zum vorindustriellen Klima auf der Nordhemisphäre stärker sind. Höhere Transportraten und eine Reichweite in größere Tiefen führen hier zu einem verstärkten meridionalen Wärmetransport im oberen Ozean zwischen den niedrigen und mittleren Breiten.

In Bezug auf die Tiefenwasserbildung und die globale Umwälzzirkulation zeigt der Ozean der Kreide keinerlei signifikante Anzeichen. Der tiefe Ozean bleibt lediglich beeinflusst von vertikalen diffusiven Prozessen. Da in der Literatur bisher kein eindeutiger Konsens über die Existenz und den Charakter einer Meridionalen Umwälzzirkulation während der Kreidezeit erreicht wurde, liegt das hier gezeigte Ergebnis im Rahmen vorheriger Studien. Dennoch ist die vollständige Abwesenheit von Tiefenwasserbildung ein eher auffallendes Ergebnis. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die relativ geringen Oberflächensalzgehalte und die geringe Meereisbildung in dieser Simulation eine signifikante Rolle im Nichtzustandekommen einer starken Umwälzzirkulation spielen (siehe Bice et al., 1997). Otto-Bliesner et al. (2002) und Flögel et al. (2011) haben für die späte Kreide einen Ozean mit viel höheren Salzgehalten simuliert und erklärten die entstandene, starke Umwälzzirkulation mit der Existenz von zyklonalen Wirbeln in den hohen Breiten des Nordpazifiks und des Südlichen Ozeans. Das bedeutet, dass die meridionale Umwälzzirkulation entweder sehr sensibel auf Variationen in der Geographie oder dem Strahlungsantrieb zwischen der Frühen und der Späten Kreidezeit reagiert oder dass andere Modell- und Experimenteigenschaften, wie physikalische Parametrisierungen, numerische Auflösung und gewählte Randbedingungen, zu diesen unterschiedlichen Ergebnissen führen. Sensitivitätsexperimente mit veränderten Strahlungsantrieben in Otto-Bliesner et al. (2002) haben gezeigt, dass die atmosphärische CO₂-Konzentration nicht der bestimmende Faktor in dieser Fragestellung ist. Die hier gezeigten Modellergebnisse sind in der Art auffallend, dass in keinem der beiden Experimente mit Kreidegeographie eine eindeutige erkennbare Umwälzzirkulation entsteht, was dafür spricht, dass die geographischen Randbedingungen entscheidend sind.

Ein Grund für die Abwesenheit einer starken meridionalen Umwälzzirkulation im Ozean der Frühen Kreide könnte auch die Aufteilung der Ozeanbecken sein. Unter heutigen Bedingungen verursacht die Konstellation aus Atlantischem Ozean, dem amerikanischen Kontinent und dem Pazifischem Ozean einen Nettofrischwassertransport mit der atmosphärischen Zirkulation vom Atlantik zum Pazifik. Dadurch entstehen relativ hohe

Oberflächensalzgehalte im Atlantik. In Verbindung mit dem nordwärts gerichteten Transport von Oberflächenwasser im Atlantik werden im Nordatlantik leichter Konvektionsbedingungen erreicht als im stabiler geschichteten Pazifik. Folglich entsteht im heutigen Atlantischen Becken eine starke Umwälzzirkulationszelle. Im Ozean der Frühe Kreide dagegen existiert der Atlantische Ozean als solcher noch nicht und ebenso eine entsprechende Umwälzzirkulation. Das einzige Becken, das für eine inter-hemisphärische Tiefenzirkulation zur Verfügung steht, ist der Pazifik.

Lediglich in den hohen Breiten des Pazifiks wird kaltes und frisches Zwischenwasser gebildet, das bis in Tiefen von 1500 m und von dort aus bis in die Tropen vordringt. Im Kontrast dazu wird im frühen Südatlantik und im subtropischen Bereich der Tethys warmes, salziges Zwischenwasser gebildet, das bis auf Tiefen von 1000 m absinkt. Auch andere Studien (Brass et al., 1982; Hay, 1998; Kennett und Scott, 1991) legen für Klimaszenarien mit hohen CO₂-Werten eine Tiefenwasserbildung in niedrigen Breiten nahe. Andererseits gibt es Arbeiten (z. B. Saltzman und Barron, 1982) mit von Proxydaten abgeleiteten Tiefenwassertemperaturen, die sowohl subtropische Quellen als auch die hohen Breiten für Tiefenwasserbildung bestätigen würden. Barron und Peterson (1990) schlugen eine Abhängigkeit der Entstehungsregion von Tiefenwasser von der globalen CO₂-Konzentration vor. Entsprechend würde ein höherer CO₂-Wert ein subtropisches Konvektionsgebiet begünstigen und ein niedrigerer CO₂-Wert ein Konvektionsgebiet in hohen Breiten. Das hängt mit den veränderten Frischwasser- und Wärmeflüssen zwischen Atmosphäre und Ozean zusammen, die die Auftriebsflüsse in den entsprechenden Konvektionsregionen beeinflussen. Ein ähnlicher Zusammenhang wurde von Schmidt und Mysak (1996) vorgeschlagen, in dem polare Oberflächentemperaturen und –salzgehalte die bestimmenden Parameter dafür sind, ob Konvektion in hohen oder niedrigen Breiten stattfindet.

Im Gegensatz zu einem Zustand der intensiven Umwälzzirkulation bietet der Ozean der Kreide ein enormes Potential für die Entstehung von den aus Proxydaten bekannten großskaligen, anoxischen Ereignissen. Allen voran, weist

der Arktische Ozean eine sehr starke Schichtung mit hoher Stabilität auf, die jegliche vertikale Konvektion und damit verbundene Ventilation verhindert.

Die interannuale Variabilität im tropischen Ozean der Frühen Kreide zeigt in der Tat Charakteristiken, die dem heutigen ENSO-Phänomen sehr ähneln. Dabei sind die statistischen Eigenschaften und das Muster der Variation vergleichbar mit den heutigen Bedingungen. Dennoch ist der ENSO der Kreide schwächer ausgeprägt, was in der Geographie des Ozeanbeckens begründet ist. Es gibt also nicht, wie vielfach vermutet, einen „Super-ENSO“ aufgrund der größeren Ausdehnung des Paläopazifiks und auch keinen permanenten El Niño oder eine Verschiebung hin zu den warmen Phasen der Oszillation, wie es vielfach für die CO₂-reichen Zukunftsszenarien spekuliert wird.

4.2 Schlussfolgerungen

Wie in der Einleitung bereits geschildert, gab es während der Frühen Kreidezeit begrenzte Intervalle, in denen der globale Ozean zumindest in Teilen anoxischen Bedingungen ausgesetzt war. Ursache dafür sind eine geringe Ventilation, die Sauerstoff in die oberflächenfernen Schichten des Ozeans einträgt, oder erhöhte biologische Produktivität, die zu einem Überangebot an organischem Material führt. Während die Ventilation in erster Linie von der Ozeanzirkulation bestimmt wird, ist die biologische Produktivität im Oberflächenozean stark durch den Nährstoffeintrag von Land beeinflusst. Eine schwache vertikale Zirkulation und ein gleichzeitig intensiver Wassereintrag von Landflächen, wie sie in der hier geschilderten Simulation auftreten, begünstigen also die Entstehung von anoxischen Regionen im Ozean der Kreide.

Der Arktische Ozean zeigt sich als wahrscheinlichster Kandidat für anoxische Verhältnisse, denn durch den starken Frischwassereintrag an der Oberfläche und den eher geringen Austausch mit angrenzenden Gewässern bildet sich eine sehr stabile Schichtung aus, die keinen nennenswerten Eintrag von sauerstoffreichem Oberflächenwasser in größere Tiefen zulässt. Es gibt Studien (z. B. Hay, 1995 und Parrish, 1995), die der Primärproduktion eine

größere Rolle in der Entstehung von anoxischen Wassermassen zuschreiben als einer abgeschwächten Ventilation. Der intensivierte Wasserkreislauf in der Kreide führt zu einem verstärkten Eintrag von gelöstem Phosphor in den Oberflächenozean. Als auf langen Zeitskalen limitierender Faktor für die marine Primärproduktion stellt dieser Eintrag eine enorme Veränderung in der Biogeochemie des Kreideozeans dar. Die verstärkte Primärproduktion führt zu einer erhöhten Respirationsaktivität unterhalb des Oberflächenwassers und verringert so den Sauerstoffgehalt noch effektiver.

Im Bereich der Tropen, wo die Zirkulation der subtropischen und tropischen Zellen sauerstoffreiches Wasser in tiefere Schichten einbringt, bilden sich sogenannte Schattenzonen im Osten eines Ozeanbeckens aus. Das in den Subtropen subduzierte Oberflächenwasser propagiert Richtung Äquator und wird dabei durch die Corioliskraft nach Westen abgelenkt. Entsprechend entsteht im Osten des Beckens ein Bereich, der trotz verstärkter tropischer und subtropischer Zellen in der Kreide nicht oder nur schwach ventiliert wird. Die Situation in der Frühen Kreide unterscheidet sich insofern von der heutigen, als dass der östliche tropische Pazifik mit Wassermassen aus der Tethys versorgt wird, was die Ventilation im Vergleich zu einer geschlossenen amerikanischen Küste erhöht. Dennoch gibt es Tendenzen, die einen Sauerstoffmangel begünstigen. Die starke Erwärmung des Oberflächenwassers in der Frühen Kreide verringert die Fähigkeit des Meerwassers Sauerstoff aufzunehmen und zu speichern.

Eine Kopplung der hier simulierten Ozeanzirkulation mit einem biogeochemischen Modell (z.B. dem Boxmodell von Flögel et al., 2011) wird Aufschluss darüber geben, in welchen Regionen des Kreideozeans sich anoxische Bedingungen einstellen. Ein Vergleich mit Proxydaten wird eine Einschätzung dieser Ergebnisse ermöglichen. Des Weiteren dient die hier gezeigte Arbeit als Referenzstudie für zukünftige paläoklimatische Experimente mit dem Kiel Climate Model. Weitere Sensitivitätsstudien bezüglich der hier angenommenen Randbedingungen können Aufschluss über die Abhängigkeit der gezeigten Modellergebnisse von bestimmten Modellparametern geben. Insbesondere die Ozeanzirkulation steht hierbei im Fokus weiterer Untersuchungen.

Die hier gezeigten Modellergebnisse liefern einen Beitrag zum Verständnis zukünftiger Klimaänderungen. Dabei ist allerdings zu beachten, dass die hier simulierten Bedingungen zwar in Details wie den Strahlungsbedingungen den Zukunftsszenarien entsprechen, sich aber in der Geographie deutlich unterscheiden. Somit dienen die hier gezeigten Ergebnisse nur in eingeschränktem Maße als Analogon für das zukünftige Klima.

Danksagung

Die hier vorgestellte Arbeit ist im Rahmen des EU-Projektes „Thermohaline Overturning – at Risk?“ (THOR) und des Sonderforschungsbereichs SFB 754 „Klima-Biogeochemische Wechselwirkungen im tropischen Ozean“ durchgeführt worden. Dank gilt dabei den Betreuern dieser Arbeit: Prof. Mojib Latif, Dr. Wonsun Park und Dr. Sascha Flögel.

Bibliographie

Ando, A., B. T. Huber, K. G. MacLeod, T. Ohta, and B.-K. Khim (2009), Blake Nose stable isotopic evidence against the mid-Cenomanian glaciations hypothesis, *Geology*, v. 37, pp. 451-454, doi:10.1130/G25580A.1.

Arthur, M. A., and S. O. Schlanger (1979), Cretaceous “Oceanic Anoxic Events” as Causal Factors in Development of Reef-Reservoired Giant Oil Fields, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, no. 6, pp. 870-885, doi: 10.1306/2F91848C-16CE-11D7-8645000102C1865D.

Arthur, M. A., W. E. Dean, and S. O. Schlanger (1985), Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, *Geophys. Monogr. Ser.*, v. 32, edited by E. T. Sundquist and W. S. Broecker, pp. 504-529, AGU, Washington, D.C.

Askin, R. A. (1992), Late Cretaceous-early Tertiary Antarctic outcrop evidence for past vegetation and climates, *Antarctic Research Series*, v. 56, p. 61-73.

Barrera, E., B. T. Huber, S. M. Savin, and P.-N. Webb (1987), Antarctic marine temperatures: Late Campanian through Early Paleocene, *Paleoceanography*, 2, 21-47.

Barron, E. J. (1983), A warm equable Cretaceous: the nature of the problem, *Earth-Science Reviews*, v. 19, p. 305-338.

Barron, E. J., P. J. Fawcett, W. H. Peterson, D. Pollard, S. L. Thompson (1995), A ‘simulation’ of mid-Cretaceous climate, *Paleoceanography*, v. 10, p. 953-962.

Barron, E. J., C. G. Harrison, J. L. Sloan (II.), and W. W. Hay (1981), *Paleogeography: 180 million years ago to the present*, Birkhauser Printers.

Barron, E. J., and W. H. Peterson (1989), Model Simulation of the Cretaceous Ocean Circulation, *Science*, 244, 684-686.

Barron, E. J., and W.H. Peterson (1990), Mid-Cretaceous Ocean Circulation: Results from Model Sensitivity Studies, *Paleoceanography*, Vol. 5, No. 3, 319-337.

Barron, E. J., E. Saltzman, and D. A. Price (1984), Occurrence of *Inoceramus* in the South Atlantic and oxygen isotopic paleotemperatures in Hole 530A, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 75, 893-904.

Barron, E. J., S. L. Thompson, and S. H. Schneider (1981), An ice-free Cretaceous? Results from climate model simulations, *Science*, v. 212, p. 501-508.

Barron, E. J. and W. M. Washington (1982a), Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulations with the geologic record, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, 1-3, p. 103-133.

Barron, E. J. and W. M. Washington (1982b), The atmospheric circulation during warm geologic periods: Is the equator-to-pole surface temperature the controlling factor?, *Geology*, v. 10, p. 633-636.

- Barron**, E. J., and W. M. Washington (1985), Warm Cretaceous climates – High atmospheric CO₂ as a plausible mechanism, in: *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations archean to present*; Proceedings of the Chapman Conference on Natural Variations in Carbon Dioxide and the Carbon Cycle, Tarpon Springs, FL, January 9-13, 1984 (A86-39426 18-46). Washington, DC, AGU, 1985, pp. 546-553.
- Bergman**, N. M., T. M. Lenton, and A. J. Watson (2004), COPSE: A new model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time, *American Journal of Science*, 301, p. 182-204.
- Berner**, R. A. (2004), *The Phanerozoic Carbon Cycle: CO₂ and O₂*, Oxford University Press, New York.
- Berner**, R. A., and Z. Kothavala (2001), GEOCARB III: A Revised Model of Atmospheric CO₂ over Phanerozoic Time, *American Journal of Science*, v. 304, p. 397-437.
- Bice**, K. L., E. J. Barron, and W. H. Peterson (1997), Continental runoff and early Cenozoic bottom-water sources, *Geology*, 25, 951-954.
- Bjerknes**, J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, v. 97, n. 3, p. 163-172.
- Blakey**, R. C. (2008), Gondwana paleogeography from assembly to breakup – a 500 million year odyssey, in Fielding, C. R., T. D. Frank, and J. L. Isbell (eds), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America, Special Paper 441*, pp. 1-28.
- Boersma**, A., and N. J. Shackleton (1981), Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, central Pacific, Deep Sea #Drilling Project Sites 463 and 465, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 62, 513-528.
- Bornemann**, A., R. D. Norris, O. Friedrich, B. Beckmann, S. Schouten, J. S. Sinninghe Damsté, J. Vogel, P. Hofmann, and T. Wagner (2008), Isotopic Evidence for Glaciation during the Cretaceous Supergreenhouse, *Science*, v. 319, no. 5860, pp. 189-192, doi: 10.1126/science.114.8777.
- Bowen**, G. J. (1966), Oxygen isotopes as climatic indicators, *Earth-Science Reviews*, v. 2, p. 199-224.
- Brady**, E. C., R. M. DeConto, and S. L. Thompson (1998), Deep water formation and poleward ocean heat transport in the warm climate extreme of the Cretaceous (80 Ma), *GRL*, v. 25, no. 22, pp. 4205-4208, doi:10.1029/1998GL900072.
- Brass**, G. W., J. R. Southam and W. H. Peterson (1982), Warm and saline bottom water in the ancient ocean, *Nature*, v. 296, p. 620-623, doi:10.1038/296620a0.
- Bush**, A. B. G. and S. G. H. Philander (1997), The Late Cretaceous: Simulation with a coupled atmosphere-ocean general circulation model, *Paleoceanography*, v. 12, no. 3, p. 495, doi:10.1029/97PA00721.
- Cai**, M. (2006), Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part I: a dry radiative-transportive climate model, *Climate Dynamics*, 26, 661-675.
- Cai**, M. and J. H. Lu (2009), A new framework for isolating individual feedback processes in coupled general circulation climate models. Part II: method demonstrations and comparisons, *Climate Dynamics*, 32, 88-900.

Chamberlin, T. C. (1906), On a possible reversal of deep-sea circulation and its influence on geologic climates, *The Journal of Geology*, Vol. 14, No. 5, 363-373.

Clark, D. L. (1971), Arctic Ocean Ice Cover and Its Late Cenozoic History, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 82, no. 12, pp. 3313-3324, doi: 10.1130/0016-7606(1971).

Condie, K. C. (1997), Plate tectonics and crustal evolution, Butterworth-Heinemann, Oxford, UK.
Crafts-Brandner, S. J. und M. E. Salvucci (2000), Rubisco activase constraints the photosynthetic potential of leaves at high temperature and CO₂, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 97(24), p. 13430-13435.

Crowley, T. J. (1991), Past CO₂ changes and tropical sea surface temperatures, *Paleoceanography*, v. 6, p. 387-394.

Crowley, T. J., S. K. Baum, and W. T. Hyde (1991), Climate model comparison of Gondwanan and Laurentide glaciations, *JGR*, v.96, p. 9217-9226.

Crowley, T. J. and S. K. Baum (1992), Modeling late Paleozoic glaciations, *Geology*, v. 20, no. 6, p. 507-510.

Davies, A., A. E. S. Kemp, and H. Pälike (2011), Tropical ocean-atmosphere controls on inter-annual climate variability in the Cretaceous Arctic, *Geophysical Research Letters*, v. 38, doi:10.1029/2010GL046151.

Davies, A., A. E. S. Kemp, G. P. Weedon and J. A. Barron (2012), El Niño-Southern Oscillation variability from the Late Cretaceous Maricopa Shale of California, *Geology*, v. 40, no. 1, p. 15-18, doi:10.1130/G32329.1.

Dommenget, D. and J. Flöter (2011), Conceptual understanding of climate change with a globally resolved energy balance model, *Climate Dynamics*, vol. 37, n. 11-12, 2143-2165, doi: 10.1007/s00382-011-1026-0.

Douglas, R. G., and S. M. Savin (1975), Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean, in Larson, R.L., Moberly, R., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 32: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 509-520.

Dumitrescu, M., S. C. Brassell, S. Schouten, E. C. Hopmans, and J. S. Sinninghe Damsté (2006), Instability in tropical Pacific sea surface temperatures during the early Aptian, *Geology*, 34, 833-836, doi:10.1130/G22882.1.

Emiliani, C. (1954), Temperatures of Pacific Bottom Waters and Polar Superficial Waters during the Tertiary, *Science*, v. 119, no. 3103, pp. 853-855, doi:10.2307/1681508.

Erbacher, J., B. T. Huber, R. D. Norris, and M. Markey (2001), Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period, *Nature*, 409, 325-327, doi: 10.1038/35053041.

Flögel, S. (2002), On the influence of precessional Milankovitch cycles on the Late Cretaceous climate system: comparison of GCM-results, geochemical, and sedimentary proxies for the western interior seaway of North America, Kiel, Christian-Albrechts-Universität Kiel, Dissertation.

- Flögel**, S., W. W. Hay, R. M. DeConto, A. N. Balukhovskiy (2005), Formation of sedimentary bedding couplets in the Western Interior Seaway of North America – implications from climate system modeling, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 218, pp.125-143.
- Flögel**, S., B. Beckmann, P. Hofmann, A. Bornemann, T. Westerhold, R. D. Norris, C. Dullo, T. Wagner (2008), Evolution of tropical watersheds and continental hydrology during the Late Cretaceous greenhouse; impact on marine carbon burial and possible implications for the future, *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 1-13, doi: 10.1016/j.epsl.2008.06.011.
- Flögel**, S., G. Parkin, D. Pollard, W.-C. Dullo, T. Wagner (2011), Simulating zonal scale shifts in the partitioning of surface and subsurface freshwater flow in response to increasing pCO₂, *Climate Dynamics*, v. 37, no. 7-8, 1565-1573, doi: 10.1007/s00382-010-0929-5.
- Flögel**, S., K. Wallmann, C. J. Poulsen, J. Zhou, A. Oschlies, S. Voigt, W. Kuhnt (2011), Simulating the biogeochemical effects of volcanic CO₂ degassing on the oxygen state of the deep ocean during the Cenomanian/Turonian Anoxic Event (OAE2), *Earth and Planetary Science Letters*, v. 305, issues 3-4, pp. 371-384, doi: 10.1016/j.epsl.2011.03.018.
- Fluteau**, F., G. Ramstein, J. Besse, R. Guiraud, and J. P. Masse (2007), Impacts of palaeogeography and sea level changes on Mid-Cretaceous climate, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 247, issues 3-4, pp. 357-381, doi: 10.1016/j.palaeo.2006.11.016.
- Frakes**, L. A. (1979), *Climates throughout geologic time*, Elsevier Sci., New York.
- Frakes**, L. A., J.-L. Probst and W. Ludwig (1994), Latitudinal distribution of paleotemperature on land and sea from early Cretaceous to middle Miocene, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II, Géosciences de Surface* 318, p. 1209-1218.
- Gadgil**, S. and A. Guruprasad (1990), An objective method for the identification of the Intertropical Convergence Zone, *Journal of Climate*, v. 3, pp. 558-567.
- Gordon**, W. A. (1973), Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous, *Journal of Geology*, v. 81, p. 269-284.
- Gordon**, W. A. (1975), Distribution by latitude of Phanerozoic evaporate deposits, *The Journal of Geology*, v. 83, n. 6, p. 671-684.
- Graversen**, R. G. and W. Wang (2009), Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo, *Climate Dynamics*, 33, 5, 629-643, doi: 10.1007/s00382-009-0535-6.
- Hagemann**, S., and L. Dümenil (1998), A parameterization of the lateral waterflow for the global scale, *Climate Dynamics*, v. 14, pp. 17-31.
- Haq**, B. U. (1984), Paleooceanography: A synoptic overview of 200 million years of ocean history, in *Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan*, Haq, B. U., and J. D. Milliman (Ed.), Van Nostrand Reinhold, New York.
- Hasegawa**, H., R. Tada, X. Jiang, Y. Suganuma, S. Imsamut, P. Charusiri, N. Ichinnorov, and Y. Khand (2011), Drastic shrinking of the Hadley circulation during the mid-Cretaceous supergreenhouse, *Clim. Past Discuss.*, 7, 119-151, doi: 10.5194/cpd-7-119-2011.
- Haupt**, B. J., and D. Seidov (2001), Warm deep-water ocean conveyor during Cretaceous time, *Geology*, v. 29, no.4, pp. 295-298, doi: 10.1130/0091-7613(2001).

- Hay**, W. W. (2011), Can humans force a return to a 'Cretaceous' climate?, *Sedimentary Geology*, v. 235, pp. 5-26.
- Huber**, B. T., D. A. Hodell, and C. P. Hamilton (1995), Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients, *GSA Bulletin*, 107, 1164-1191.
- Huber**, B. T., R. D. Norris, and K. G. MacLeod (2002), Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous, *Geology*, v. 30, no. 2, pp. 123-126, doi: 10.1130/0091-7613(2002).
- Jenkyns, H. C. (2010), Geochemistry of oceanic anoxic events, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, Q03004, doi: 10.1029/2009GC002788.
- Keary**, P., K. A. Klepeis, and F. J. Vine (2009), *Global Tectonics*, 3rd edn, Wiley-Blackwell, Oxford, ISBN 978-1-4051-0777-8.
- LeMasurier**, W. E. (1970), Volcanic evidence for Early Tertiary glaciations in Marie Byrd Land, *Antarctic Jour.*, v. 5, pp. 154-155.
- Levitus**, S., and co-authors (1998), World Ocean Data Base 1998, NOAA Atlas NESDIS 18, pp. 346.
- Little, S. A., S. W. Kembel, and P. Wilf (2010), Paleotemperature proxies from leaf fossils reinterpreted in light of evolutionary history. *PLoS ONE*, v. 5(12).
- Luyendyk**, B.P., D. Forsyth, and J. D. Phillips (1972), Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters, *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 2649-2664.
- Manabe**, S. and K. Bryan (1985), CO₂-induced change in a coupled ocean-atmosphere model and its paleoclimatic implications, *J. Geophys. Res.*, v. 90, 11689-11708.
- Moriya**, K. (2011), Development of the Cretaceous greenhouse climate and the oceanic thermal structure, *Paleontological Research*, v. 15, no. 2, pp. 77-88, doi: 10.2517/1342-8144-15.2.077.
- MacLeod**, K. G., B. T. Huber, and Ducharme, M. L. (2000), Paleontological and geochemical constraints on changes in the deep ocean during the Cretaceous greenhouse interval, in Huber, B. T., et al., eds., *Warm climates in Earth History*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Mitchell**, J. F. B. (1990), Greenhouse Warming: Is the Mid-Holocene a good analogue?, *J. Climate*, 3, 1177-1192.
- Müller**, R. D., W. R. Roest, J. Y. Royer, L. M. Gahagan, and J. G. Sclater (1997), Digital isochrones of the world's ocean floor, *JGR*, 102, 3211-3214.
- Müller**, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W. R. Roest (2008), Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi: 10.1029/2007GC001743.
- Ohba**, M. and H. Ueda (2010), A GCM study on effects of continental drift on tropical climate at the Early and Late Cretaceous, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 88, n. 6, p. 869-881.
- Opdyke**, N. D. and S. K. Runcorn (1960), Wind direction in the western United States in the Late Paleozoic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, p. 959-972.

- Otto-Bliesner**, B. L., E. C. Brady, and C. Shields (2002), Late Cretaceous ocean: Coupled simulations with the National Center for Atmospheric Research Climate System Model, *JGR*, 107, pp xxx, doi:10.1029/2001JD000821.
- Park**, W., N. Keenlyside, M. Latif, A. Ströh, R. Redler, E. Roeckner, and G. Madec (2009), Tropical Pacific Climate and Its Response to Global Warming in the Kiel Climate Model, *J. Climate*, 22, 71-92, doi:10.1175/2008JCLI2261.1.
- Parrish**, J. T., A. M. Ziegler, and C. R. Scotese (1982), Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporates during the Mesozoic, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, p. 67-101.
- Poole**, I., and D. J. Cantrill (2006), Cretaceous and Cenozoic vegetation of Antarctica integrating the fossil wood record, Geological Society, London, Special Publications, v. 258, p. 63-81, doi:10.1144/GSL.SP.2006.258.01.05.
- Poulsen**, C. J., E. J. Barron, M. A. Arthur, and W. H. Peterson (2001), Response of the Mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO₂ forcings, *Paleoceanography*, v. 16, no. 6, p. 576, doi: 10.1029/2000PA000579.
- Poulsen**, C. J., A. S. Gendaszek, and R. L. Jacob (2003), Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum?, *Geology*, v. 31, p. 115-118.
- Poulsen**, C. J., D. Seidov, E. J. Barron, and W. H. Peterson (1998), The impact of paleogeographic evolution on the surface oceanic circulation and the marine environment within the mid-Cretaceous Tethys, *Paleoceanography*, v. 13, no. 5, pp. 546-559.
- Rothman**, D. H. (2001), Atmospheric carbon dioxide levels for the last 500 million years, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99 (7), p. 4167-4171.
- Rowley**, D. B. and A. L. Lottes (1989), Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present, in Scotese, C. R. und W. W. Sager (eds.), *Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions*, Elsevier, Amsterdam, p. 73-120.
- Royer**, D. L., R. A. Berner, I. P. Montañez, N. J. Tabor, and D. J. Beerling (2004), CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate, *GSA Today*, v. 14, no. 3, 4-10.
- Saltzman**, E. S., and E. J. Barron (1982), Deep circulation in the Late Cretaceous: Oxygen isotope paleotemperatures from *Inoceramus* remains in D.S.D.P. cores, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40, 167-181.
- Savin**, S. M. (1977), The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years, *Annual review of earth and planetary sciences*, v. 5, Palo Alto, Calif., Annual Reviews, Inc., p. 319-355.
- Schmidt**, G. A., and L. A. Mysak (1996), Can increased poleward oceanic heat flux explain the warm Cretaceous climate?, *Paleoceanography*, 11, 579-593.
- Scotese**, C. R., L. M. Gahagan and R. L. Larson (1989), Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins, in Scotese, C. R. und W. W. Sager (eds.), *Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions*, Elsevier, Amsterdam, p. 27-48.

- Sellwood**, B. W., G. D. Price, and P. J. Valdes (1994), Cooler estimates of Cretaceous temperatures, *Nature*, 370, 453-455, doi: 10.1038/370453a0.
- Sengor**, A. M. C. and B. A. Natal'in (1996), Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis, in Yin, A. and T. M. Harrison, *The tectonic evolution of Asia*: Cambridge University Press, Cambridge, p. 486-640.
- Shaviv**, N. and J. Veizer (2003), Celestial driver of Phanerozoic climate?, *GSA Today*, July 2003, p. 4-10.
- Sijp**, W. P., and M. H. England (2005), Role of the Drake Passage in Controlling the Stability of the Ocean's Thermohaline Circulation, *Journal of climate*, v. 18, pp. 1957-1966, doi: 10.1175/JCLI3376.1.
- Stein**, R. (2007), Upper Cretaceous/lower Tertiary black shales near the North Pole: Organic-carbon origin and source-rock potential, *Marine and Petroleum Geology*, v. 24, n. 2, p. 67-73.
- Stevens**, G. R. and R. N. Clayton (1971), Oxygen isotope studies on Jurassic and Cretaceous belemnites from New Zealand and their biogeographic significance, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 14, no. 4, p. 829-897, doi:10.1080/00288306.1971.10426336.
- Suarez**, M. J. and P. S. Schopf (1988), A Delayed Action Oscillator for ENSO, *J. Atmos. Sci.*, v. 45, p. 3283-3287.
- Veevers**, J. J. (1986), Breakup of Australia and Antarctica estimated as mid-Cretaceous (95 ± 5 Ma) from magnetic and seismic data at the continental margin, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 77, no. 1, p. 91-99, doi:10.1016/0012-821X(86)90135-4.
- Veizer**, J., D. Ala, K. Azmy, P. Bruckschen, D. Buhl, F. Bruhn, G.A.F. Carden, A. Diener, S. Ebner, Y. Godderis, T. Jasper, C. Korte, F. Pawellek, O. Podlaha, and H. Strauss (1999), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology*, 161, p. 59-88.
- Veizer**, J., Y. Godderis, and L.M. Francois (2000), Evidence for decoupling of atmospheric CO_2 and global climate during the Phanerozoic eon, *Nature*, 408, p. 698-701.
- Wallmann**, K. (2001), Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO_2 and climate, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, 18, 3005-3025.
- Wang**, C., C. Deser, J.-Y. Yu, P. DiNezio, and A. Clement (2012), El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review, In: *Coral Reefs of the Eastern Pacific*, P. Glynn, D. Manzello, and I. Enochs, Eds., Springer Science Publisher, in press.
- Wolfe**, J. A. and G. R. Upchurch (1987), North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 61, p. 33-77.
- Zhou**, J., C. J. Poulsen, N. Rosenbloom, C. Shields, and B. Briegleb (2012), Vegetation-climate interactions in the warm mid-Cretaceous, *Climate of the Past*, 8, 565-576, doi: 10.5194/cp-8-565-2012.

Nomenklatur und Abkürzungen

AABW	Antarktisches Bodenwasser, engl. Antarctic Bottom Water
AAIW	Antarktisches Zwischenwasser, engl. Antarctic Intermediate Water
ACC	Antarktischer Zirkumpolarstrom, engl. Antarctic Circumpolar Current
Ca	Calcium
CH ₄	Methan
CO ₂	Kohlenstoffdioxid
DJF	Dezember-Januar-Februar (dreimonatiges Mittel)
E	Verdunstungsrate
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
GCM	General Circulation Model, dt. Allgemeines Zirkulationsmodell
hPa	Hektopascal (1 hPa = 100 Pa, Einheit des Luftdrucks)
IPCC	Intergovernmental Panel of Climate Change
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
JJA	Juni-Juli-August (dreimonatiges Mittel)
K	Kelvin (Einheit der Temperatur, wird üblicherweise für die Angabe von Temperaturdifferenzen verwendet)
KCM	Kiel Climate Model
Ma	Megaannum (1 Million Jahre)
Mg	Magnesium
mm/d	Millimeter pro Tag (Einheit der Niederschlags- oder Verdunstungsrate)
MOC	Meridionale Umwälzzirkulation, engl. Meridional Overturning Circulation
N	Brunt-Väisälä-Frequenz
N ₂ O	Distickstoffmonoxid (Lachgas)
NADW	Nordatlantisches Zwischenwasser, engl. North Atlantic Intermediate Water
NPIW	Nordpazifisches Zwischenwasser, engl. North Pacific Intermediate Water

OAE	Oceanic Anoxic Event, dt. Ozeanisches Anoxisches Ereignis
OLR	Outgoing longwave radiation, dt. aufwärts gerichtete langwellige Strahlung am Oberrand der Atmosphäre
P	Niederschlagsrate
P-E	Frischwasserbilanz, Differenz aus Niederschlags- und Verdunstungsrate
RuBisCo	Ribulose-1,5-bisphosphat-carboylase/-oxygenase
SLP	Sea level pressure, dt. Bodendruck
SSS	Meeresoberflächensalzgehalt, engl. sea surface salinity
SST	Meeresoberflächentemperatur, engl. sea surface temperature
Sv	Sverdrup, (1 Sv = 10^6 m ³ /s, Einheit der Transportrate)
TOA	Top of atmosphere, dt. Oberrand der Atmosphäre

Erklärung

**Ehrenwörtliche Erklärung zu meiner Dissertation mit dem Titel:
“Klima und Ozeanzirkulation der Frühen Kreide im Kiel Climate Model”**

Sehr geehrte Damen und Herren,

Hiermit erkläre ich, dass ich die beigefügte Dissertation selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Referenzen genutzt habe. Alle wörtlich oder inhaltlich übernommenen Stellen habe ich als solche gekennzeichnet.

Ich versichere außerdem, dass ich die beigefügte Dissertation nur in diesem und keinem anderen Promotionsverfahren eingereicht habe und dass diesem Promotionsverfahren keine endgültig gescheiterten Promotionsverfahren vorausgegangen sind.

Janine Blöhdorn
geb. Flöter
Russeer Weg 65
24111 Kiel

Ort, Datum

Unterschrift