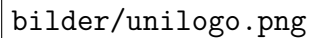


BACHELORARBEIT

Auswirkungen eines extremen Staubeignisses auf die Produktion von Phytoplankton im südlichen Ozean

Marco Schulz - Matrikelnummer 7345692
Fassung vom 05.05.2021



bilder/unilogo.png

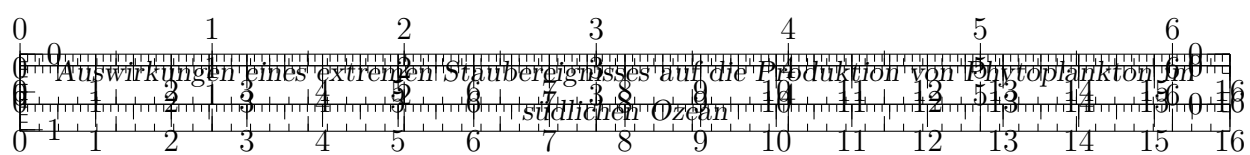
Institut für Geophysik und Meteorologie
Universität zu Köln

Erstgutachter: Prof. Yaping Shao (yshao@meteo.uni-koeln.de)

Zweitgutachter: Dr. Hendrik Elbern (he@eurad.uni-koeln.de)

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	3
2. Theoretischer Kontext	5
2.1. Kohlenstoffdioxid und die Klimageschichte	5
2.2. Der südliche Ozean und die Eisenhypothese	7
2.3. Eigenschaften und Abhängigkeiten von Phytoplankton	10
2.3.1. Allgemeines zu Phytoplankton	10
2.3.2. Nährstoffe	11
2.3.3. Biologische Pumpe	12
2.3.4. Düngung funktioniert nicht	13
2.3.5. Wind und Oberflächenströmungen	13
2.4. Staub in Australien	14
2.4.1. Staubquellen in Australien	14
2.4.2. Eisen in Staub	14
2.4.3. Beschreibung des Staubsturms im September 2009	15
3. Methoden und Daten	18
3.1. WRF Modell	18
3.1.1. Emissions Schema	19
3.2. Chlorophyll a	19
3.3. Statistische Methoden	20
3.3.1. Zeitreihen- und Trendanalyse	21
3.3.2. Maximum Kovarianz Analyse	21
3.4. Modell für den Hypothesentest	21
3.4.1. Evaluierung der Parameter	23
4. Gabric.2016	23
4.1. Der südliche Ozean	23
5. Auswertung und Diskussion	24
5.1. Ergebnisse der WRF-Simulation	24
5.2. Eintrag von Staub und Eisen	25
5.3. Phytoplankton Reaktion	25
5.4. Anpassungen nach der ersten Simulation	25
5.5. Staubkonzentrationen	29
6. Staubquellen und Emissionen	30
7. Zusammenfassung und Ausblick	30
A. Anhang	34
Abbildungsverzeichnis	34
Tabellenverzeichnis	35
B. Danksagung	36

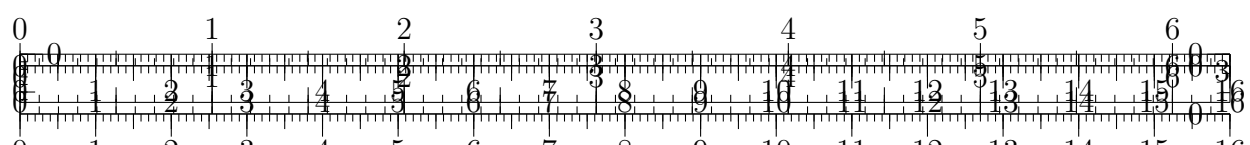


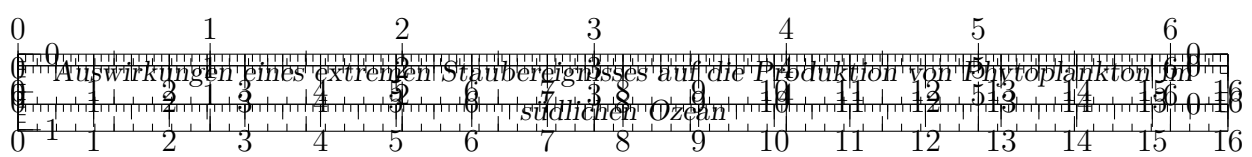
Test Mest Test.

Klima verändert sich. Aktuell Eiszeitalter. Glaziale, Interglaziale abwechselnd. Bekannt (aus Eisbohrkernen), dass geringe CO_2 -Konzentration in Atmosphäre während Glazialen. Deckt sich mit den geringen Temperaturen. Wohin das ganze CO_2 ? Phytoplankton sorgt für 50% des jährlichen CO_2 -Austauschs (**Field.1998**) und erzeugen etwa 50 gt organischen Kohlenstoff pro Jahr (**Emerson.2009**). Phytoplankton benötigt CO_2 zum Wachsen, wodurch dieses zu Biomasse konvertiert wird. Somit bei erhöhten Phytoplankton weniger CO_2 . Warum wächst Phytoplankton dann nicht beständig, bis alles CO_2 aufgebraucht? Weitere limitierende Faktoren, da zur Fotosynthese weitere Nährstoffe benötigt werden. Nitrat und Phosphate als Nährstoffe, auch von Tiefsee. Martin und Fitzwater (**Martin.1988**) zeigen, dass Eisen limitierender Faktor. Eiseneintrag hauptsächlich aus Staub. Wenige Staubquellen in Südhemisphäre bzw. südl. Ozean (vgl. China/Sahara). Dadurch Eisenmangel, hingegen reich an Nitraten und Phosphaten aufgrund Upwelling (aufgrund Ekmantransport der zyklonalen Zirkumpolarströmung). Falls dann doch größere Eisendeposition, Phytoplankton-Blüten. Dies als mögliche Erklärung für geringe CO_2 -Konzentrationen während Glazialen (Modelle zeigen, dass dies ungefähr die Hälfte des CO_2 Rückgangs erklären könnte. Etwa 16 gt Kohlenstoff werden aktuell pro Jahr durch die biologische Pumpe im Ozean archiviert (**Falkowski.1998**). Wenn diese Hypothese angenommen, dann bei größeren Staub-Events (kleine Zeitskala) vermehrtes Phytoplankton Wachstum wahrscheinlich. Ein großes Event 2009 in Australien. Dieses soll in dieser Arbeit genauer untersucht werden. Abgleich Staub- bzw. Eisendeposition mit Entwicklung Phytoplankton (bzw. Chlorophyll- α). Dazu benutze Kölner WRF-Staub-Weiterentwicklung. Vergleich mit Satellitenbildern. Nutze verschiedene Verfahren der Statistik. Berücksichtige Ozeanzirkulation und Wind. Falls Zusammenhang gezeigt werden kann dann Hypothese wahrscheinlich. Wäre weiteres Indiz für Eisenhypothese. Wurde schonmal gemacht (**Gabric.2016**). Prüfung des Kölner Modells. Zusammenhang \Rightarrow ggf. ebenfalls Hinweis dass Modell gut.

1. Einleitung

Das in allen Weltmeeren präsenste Phytoplankton ist für ungefähr die Hälfte des Sauerstoff- und Kohlenstoffdioxidaustauschs verantwortlich (**Emerson.2009**) und präsentiert damit eine der wichtigsten Spezies unseres Planeten. Zu verstehen, wann, wo und in welcher Größenordnung Kohlenstoffdioxid (CO_2) von der Atmosphäre aufgenommen oder abgegeben wird, ist gleichzeitig auch heute noch eine der großen Herausforderungen der Klimaforschung. Das Modell des sogenannten Kohlenstoffkreislaufs wird laufend weiterentwickelt und detaillierter. Im Rahmen dieser Arbeit wird ein besonders starker Staubsturm und dessen mögliche temporäre Auswirkung auf diesen Kreislauf durch eine gesteigerte Produktion von Phytoplankton untersucht. Das Staubeignis wird mithilfe eines speziell hierfür angepassten *Weather Research and Forecasting Model* (WRF) simuliert. Falls ein entsprechender Einfluss abgeleitet werden kann, würde dies implizit die 1990 von John H. Martin aufgestellte Eisenhypothese weiter unterstützen, welche zu unserem Verständnis der Klimaprozesse auf geologischen Zeitskalen entscheidend beigetragen hat. Der gegenteilige Fall wäre ein Indiz dafür, dass die Hypothese an weitere Bedingungen geknüpft ist oder gar andere Prozesse dominieren.

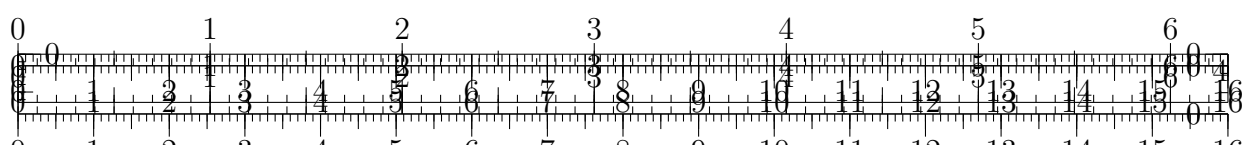


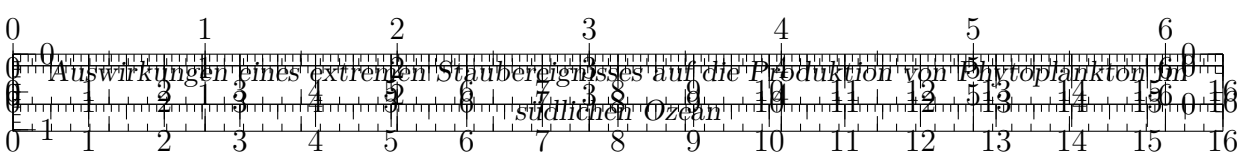


Im ersten Schritt wird hierzu in Kapitel 2 der aktuelle Stand des Wissens dargestellt und erläutert, in welchem Zusammenhang Staub, Phytoplankton und letztlich die Speicherung des Kohlenstoffs stehen und welche besonderen Effekte bei der Interpretation unbedingt zu berücksichtigen sind. Im ersten Teil dieses theoretischen Fundaments (Kapitel 2.1) soll insbesondere motiviert werden, warum es nicht zuletzt angesichts der aktuellen anthropogenen Verstärkung der Klimaerwärmung so wichtig ist, die Auswirkungen von Kohlenstoffdioxidkonzentrationen in der Atmosphäre und deren Treiber genau zu verstehen. Anschließend wird in Kapitel 2.2 die wegweisende Eisenhypothese (**Martin.1990**) vorgestellt und die damit verbundene besondere Rolle des südlichen Ozeans erläutert. Um die Implikationen dieser Hypothese prüfen zu können, ist ein genaues Verständnis der Entwicklung des Phytoplanktons und deren zahlreiche Folgen und Komplikationen erforderlich, insbesondere der Limitierung durch Eisen (Kapitel 2.3). Träger für ebendieses Element ist Staub. Folglich wird im darauffolgenden Kapitel 2.4 speziell für den Kontinent Australien der eng mit dem Kohlenstoffkreislauf verbundene Staubbereich mit typischen Eigenschaften, Staubquellen und Zirkulationsmustern präsentiert. Zum Abschluss des Kapitels wird schließlich noch der einzigartige Staubsturm analysiert, dessen Auswirkungen auf die Produktion von Phytoplankton im Rahmen dieser Arbeit untersucht werden sollen. Dieses von den Medien als *Red Dawn* betitelte Ereignis nahm in Sydney am 23. September 2009 seinen Höhepunkt.

In Kapitel 3 wird anschließend vorgestellt, mithilfe welcher Methoden und Daten der Staubsturm und dessen Auswirkungen genauer untersucht werden können. Das Programm bzw. Wettermodell WRF wurde um ein Modul für Emission, Transport und Ablagerung von Staub erweitert und ermöglicht so eine zeitlich und räumlich höhere Auflösung des Staubsturms als die vorhandenen Beobachtungsdaten. Der damit modellierte Staubeintrag in den benachbarten Ozean kann die chemische Zusammensetzung des Meerwassers entsprechend verändern und die Produktion von Phytoplankton fördern. Zur Bewertung dieser potentiellen Veränderungen wird die zeitliche Veränderung der Phytoplanktonkonzentrationen aus satellitengestützten Messungen des natürlichen Farbstoffs *Chlorophyll a* abgeleitet. Zur Prüfung eines Zusammenhangs zwischen Staub und Phytoplanktonkonzentrationen werden verschiedene statistische Methoden in Erwägung gezogen.

Abschließend werden die Ergebnisse präsentiert und bei Berücksichtigung vergleichbarer Analysen aus der Literatur interpretiert. Insbesondere werden dabei die Ergebnisse von Gabric et al. (**Gabric.2016**) herangezogen. In dieser Arbeit wurden für annähernd den gleichen Zeitraum mit anderen Methoden die Auswirkungen aus das tasmanische Meer untersucht. Gabric et al. (**Gabric.2016**) schließen mit dem Fazit, dass sich die Phytoplanktonkonzentrationen in bestimmten Regionen des tasmanischen Meeres in Folge des Staubeignisses signifikant erhöhen und legen in der Begründung einen besonderen Fokus auf den Effekt der *feuchten* Ablagerung von Staubpartikeln. Mögliche Vorteile und Gründe für abweichende Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sind das weiterentwickelte Staubmodell, verbesserte tägliche Chlorophyll-a Daten, klarere statistische Methoden und die Erweiterung des Untersuchungsgebiets auf den südlichen Ozean.



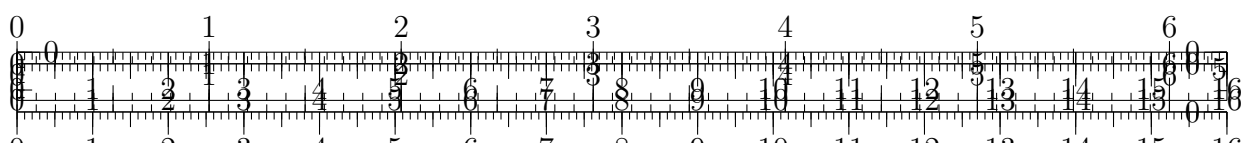


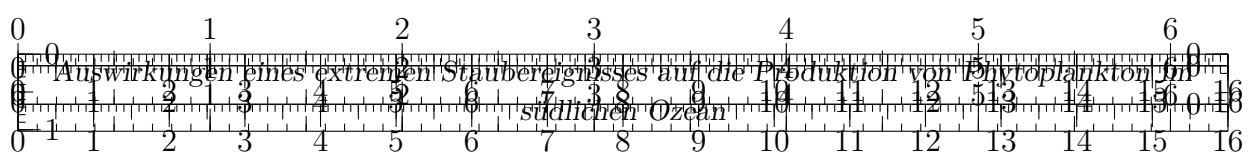
2. Theoretischer Kontext

Staub nimmt auf verschiedene Weisen Einfluss auf das Klima. Der möglicherweise direkteste Einfluss wirkt auf die Energiebilanz. Staub ist mobil und kann vielfältige Strukturen und Formen annehmen. Durch die Ablagerung auf Oberflächen werden deren Reflektions- und Absorptionseigenschaften verändert. Während des Transports in der Atmosphäre kann Staub Strahlung auf noch komplexere Weise absorbieren, reflektieren, brechen, streuen oder emittieren (**Shao.2011**) und somit Temperaturverteilung und -gradienten beeinflussen. Einen deutlich indirekteren und verzögerten, aber nicht minder wichtigen Einfluss nimmt Staub auf den Kohlenstoffkreislauf, welcher wiederum wichtige Auswirkungen auf das Klima hat. In diesem Abschnitt soll einer dieser Treiber mit den entsprechenden Zwischenschritten in umgekehrter Reihenfolge der Wirkungskette (Staubsturm→Eisen→Phytoplankton→C) erläutert werden. Jedes Unterkapitel erläutert die jeweilige Verbindung zum vorangegangenen Kapitel und beinhaltet wichtige Aspekte, die bei der späteren Interpretation des Zusammenhangs zwischen Staubsturm und Phytoplanktonproduktion berücksichtigt werden müssen. Im ersten Kapitel 2.1 wird an den dafür grundlegenden Zusammenhang zwischen dem Treibhausgas CO_2 und den erdgeschichtlichen sowie aktuellen Temperaturentwicklungen erinnert. Daraufhin beschreibt 2.2 die für diese Arbeit fundamentale Eisenhypothese mit der besonderen Rolle des südlichen Ozeans. Zentrales Objekt dieser Hypothese ist das Phytoplankton und dessen mögliche Limitierung durch das Element Eisen sowie die Fähigkeit der sogenannten *Biologischen Pumpe* Kohlenstoff dauerhaft aus dem Kreislauf zu entfernen (Kapitel 2.3). Zum Abschluss wird das eigentliche Stauberignis in einem für den australischen Kontinent allgemeinen Kontext beschrieben. Zusammen bieten die Kapitel eine grundsätzliche Übersicht des aktuellen Stands der Wissenschaft zur potentiellen Wirkung eines Stauberignisses auf den Kohlenstoffkreislauf.

2.1. Kohlenstoffdioxid und die Klimageschichte

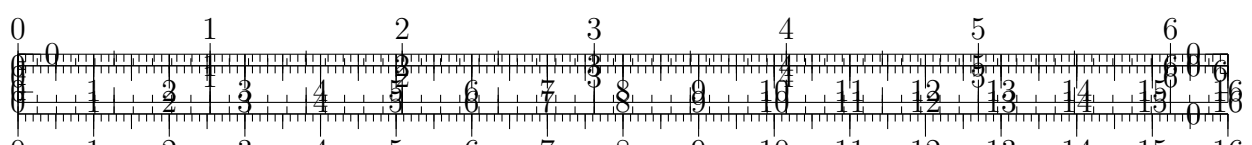
Dass Treibhausgase wie CO_2 einen Einfluss auf die Temperaturverteilung in der Atmosphäre haben, ist allgemein bekannt und bereits seit langer Zeit mithilfe verschiedenster Beobachtungen, Modelle und theoretischen Konzepten wissenschaftlich hinreichend belegt. Dies und der aktuelle Einfluss des Menschen durch die Erhöhung der CO_2 Konzentrationen durch Emission fossiler Brennstoffe wurde schon 1990 im ersten Assessment Report des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) auf Basis einer Zusammenstellung der damals aktuellen Kenntnisse kondensiert, dokumentiert und entsprechend politischen Entscheidungsträgern verfügbar gemacht. Aufgrund der massiven potentiellen Auswirkungen von abrupten Klimaveränderungen (**IPCCpol.2018**) ist es von besonderer Bedeutung, die Prozesse genau zu verstehen und bestmöglich zu quantifizieren. Da das Klima auf geologischen Zeitskalen von jeher eine Veränderung durchläuft und die entsprechenden treibenden Prozesse teilweise auch heute noch präsent sind, ist der Blick in die Vergangenheit dabei von unschätzbarem Wert. Derartige Rückblicke sind insbesondere mithilfe von Eisbohrkernen möglich, in welchen mit zunehmender Tiefe die Atmosphären der jeweiligen weiter zurückliegenden Zeiten archiviert wurden. Dies erlaubt direkte Rückschlüsse auf die Konzentrationen von Gasen als auch indirekte Berechnungen von bspw. der Temperaturentwicklung. In Abbildung 2.1 sind entsprechend aus einem Bohrkern aus der Antarktis Zeitreihen für die (nach Wasser) beiden ausschlaggebendsten Treibhausgase CO_2 und Methan (CH_4) zusammen mit der Temperaturanomalie und den Staubkonzentrationen dargestellt. Bereits ohne weitere statistische Analysen ist auffällig,

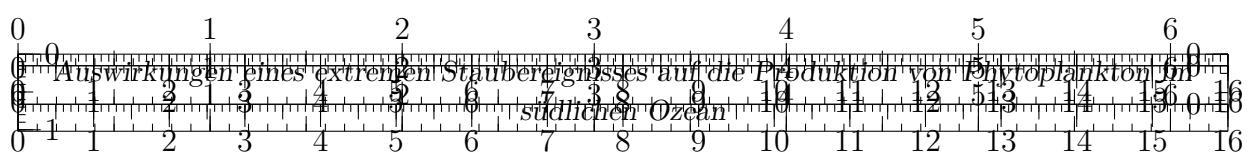




dass die drei ersten Größen CO_2 , CH_4 und Temperatur miteinander korrelieren. In regelmäßigen Abständen von etwa 100.000 Jahren erreichen alle drei Zeitreihen praktisch gleichzeitig vergleichsweise kurze lokale Maxima, auf welche etwas längere Phasen mit geringen Konzentrationen/Temperaturen folgen. Diese Periode repräsentiert genau einen Zyklus des aktuellen Eiszeitalters, in welchem sich Warmzeiten (Interglaziale) und Kaltzeiten (Glaziale bzw. ugs. Eiszeiten) abwechseln. Aktuell befinden wir uns in einer Warmzeit mit hohen Treibhausgaskonzentrationen. Entgegen der Abbildung liegen die derzeitigen (März 2021) CO_2 Konzentrationen aufgrund der anthropogenen Emissionen bei etwa 416 parts per million (ppm) (**NASA.06.05.2021**); das dortige Jahr 0 liegt mehrere Jahrzehnte in der Vergangenheit (**Luthi.2008**). Der statistische Zusammenhang zwischen Kohlenstoffdioxidkonzentrationen und der mittleren Temperatur an der Erdoberfläche ist also klar. Trotz dieser Indizien ist es allerdings weiterhin schwierig, aus den verfügbaren Zeitreihen rein statistisch eine klare Kausalität zu beweisen. Dies impliziert, dass die beobachtete Korrelation theoretisch auch aufgrund eines anderen externen Treibers verursacht sein könnte, der beide Größen CO_2 -Konzentration und mittlere Temperaturen beeinflusst. Allerdings geben neuere statistische Methoden (**Stips.2016**) weitere Indizien für die durch Beobachtungen und Experimente ohnehin bestätigte Annahme, dass beide Variablen kausal zusammenhängen. Für die jüngere Vergangenheit seit Beginn des Industriezeitalters gilt als praktisch sicher, dass die anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen zu der gemessenen Erhöhung der globalen Durchschnittstemperatur geführt haben.

Weitere Analysen von Stips et al. (**Stips.2016**) geben Hinweise darauf, dass der kausale Zusammenhang über größere Zeiträume in der Vergangenheit umgekehrt gewesen sein könnte, dass also steigende oder sinkende Temperaturen zu einer Zu- bzw. Abnahme der CO_2 Konzentrationen geführt haben. Dies impliziert einen wechselseitigen Zusammenhang, wobei der Einfluss von Temperaturen auf Treibhausgaskonzentrationen wesentlich träger, also auf geologischen Zeitskalen funktioniert, andersherum aber *kurzfristige* Reaktionen möglich sind. Auf sehr großen Zeitskalen (10-100 Millionen Jahre) soll insbesondere die Plattentektonik und die damit verbundenen veränderten Verwitterungsprozesse zu Veränderungen in der CO_2 -Bilanz geführt haben. Die jüngeren und regelmäßigen Veränderungen von CO_2 und Temperatur auf Zeitskalen von eher 10 bis 100.000 Jahren, welche aus den Untersuchungen der Eisbohrkerne abgeleitet werden konnten, werden hingegen auf kurzfristigere Prozesse aufgrund von Modifikationen in der Ozeanzirkulation und biologischen Prozessen (an Land und in Meer) zurückgeführt (**Emerson.2009**). Hierzu gibt auch die vierte Variable der abgeleiteten Staubkonzentrationen in Abbildung 2.1 weitere Hinweise. Diese Zeitreihe der Staubkonzentrationen hat genau dort Maxima, wo die übrigen Variablen geringe Werte aufweisen. Dies impliziert, dass Emission, Transport und Ablagerung von Staub möglicherweise ebenfalls von Klimaveränderungen beeinflusst werden. Analysen der Zeitreihen zeigen genauer, dass der Staubfluss und die Temperatur während der Glaziale korrelieren, was während der Interglaziale nicht beschrieben werden kann (**Lambert.2008**). Eine mögliche Erklärung für diesen Zusammenhang des beispielhaften Bohrkerns aus der Ostantarktis ist, dass die südamerikanischen Staubquellen während der Kaltphasen verstärkt wurden und gleichzeitig die Aufenthaltszeit der Staubpartikel in der Atmosphäre aufgrund des schwächeren Wasserkreislaufs zugenommen hat, was letztlich zu stärkeren Ablagerungen während dieser Zeiten führte (**Lambert.2008**). Entscheidend ist, dass zwischen Staub und Klima offenbar ein Zusammenhang besteht. Ein solcher Zusammenhang führte schließlich zu John Martin's Formulierung der Eisenhypo-





these. Allgemein wird angenommen, dass die (inter)glazialen CO_2 -Schwankungen durch eine Kombination aus *Eisendüngung*, Veränderungen bei den Karbonatkompensationen (Auflösung von Calcit und Aragonit mit CO_2 zu Calcium und Bikarbonat in der Tiefsee) und Ventilation des südlichen Ozeans (**Lambert.2012**) gesteuert werden. Die Analyse der Phasenverschiebung zwischen Staubflüssen und CO_2 -Konzentrationen von Lambert et al. (**Lambert.2012**) zeigen allerdings, dass die Eisendüngung des südlichen Ozeans durch Staub jedenfalls gegen *Ende* der letzten 9 Glaziale offenbar nicht der dominante Faktor für den Anstieg der CO_2 -Konzentrationen war. Der Staubfluss erreicht stets etwa 4.000 Jahre früher die für Interglaziale typischerweise geringen Werte während sich CO_2 und Temperatur noch verändern (ansteigen) können. Offen bleibt, wie hoch der Beitrag tatsächlich ist und ob ggf. umgekehrt die Eisendüngung zu *Beginn* der Glaziale dennoch ein dominanter Faktor zur *Reduzierung* der Konzentrationen sein kann. Martínez-Garcia et al. (**MartinezGarcia.2009**) folgern hierzu anhand der zeitlichen Eintretens der Effekte allerdings, dass der ursächliche Anstoß des starken Abfalls der CO_2 -Konzentrationen eher durch physikalische Prozesse erfolgte, wie Veränderungen der antarktischen Meereisausdehnung, Stratifizierung des Oberflächenwassers und die geographische Ausdehnung der sogenannten *Westerlies*. Dennoch wird der Eisendüngung weiterhin ein maßgeblicher Anteil zugeschrieben.

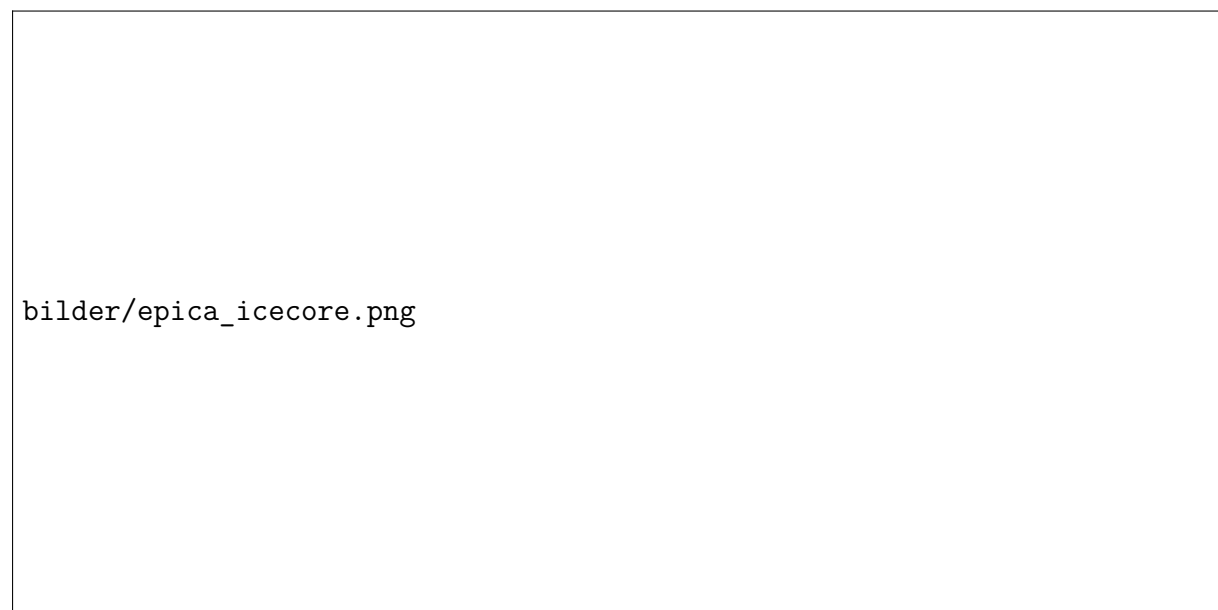
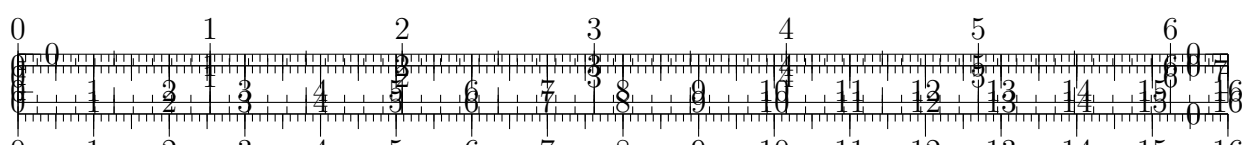
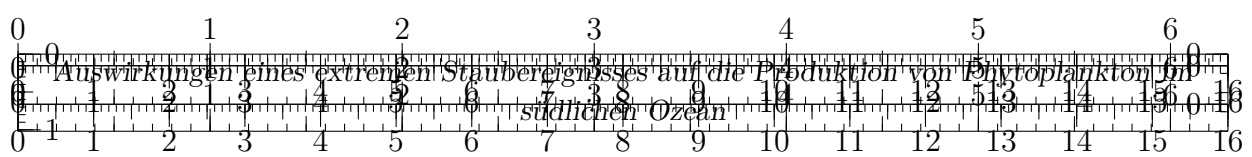


Abbildung 2.1: Zeitreihe der letzten 800.000 Jahre für die abgeleiteten Größen CO_2 , Temperatur, Methan (CH_4) und Staubkonzentrationen. Erstellt aus den Datensätzen von **Jouzel.2007**, **Lambert.2012**, **Loulergue.2008**, **Bereiter.2015**, zur Verfügung gestellt über das *National Climatic Data Center (NCDC)*

2.2. Der südliche Ozean und die Eisenhypothese

Der Austausch von Staub und CO_2 hat insbesondere rund um die Antarktis eine besondere Bedeutung. Einige Modelle, die versuchen, die regelmäßigen und *globalen* Klimaveränderungen im derzeitigen Eiszeitalter zu erklären, kommen damit aus, ausschließlich den südlichen Ozean zu betrachten (**Fischer.2010**). Klima und Wetter nördlich des

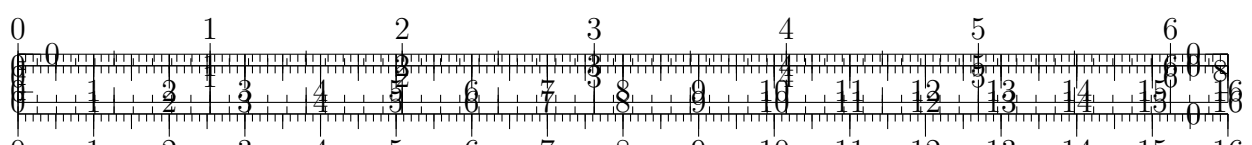


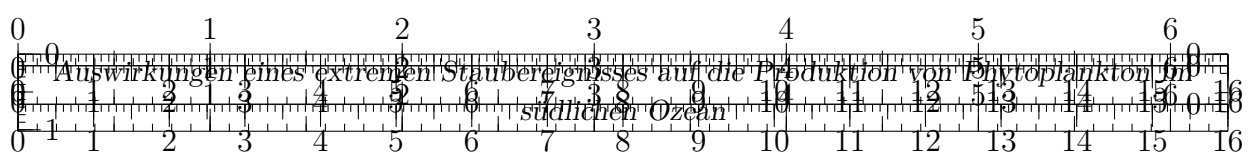


antarktischen Kontinents werden stark durch den Zirkumpolarstrom (ACC, Antarctic Circumpolar Current) beeinflusst. Der ACC umströmt die Landmasse zyklonal und ist gemessen an den Wassermassen die größte und für die globale Klimadynamik vermutlich wichtigste Meeresströmung überhaupt: Es wird davon ausgegangen, dass in dieser Region ein großer Teil der globalen Erwärmung umgesetzt wird. Darüber hinaus sind die Ozeane verglichen mit der Atmosphäre wahre CO₂ Speicher und nehmen einen Großteil (ca. 20-30 %, vgl. (**IPCCpol.2019**)) der anthropogenen CO₂ Emissionen auf, wovon schätzungsweise etwa 40 % auf diese Region entfallen (**Boning.2008**). Dies führt zu einer zunehmenden *Versauerung* der Ozeane sodass der pH-Wert durch diese Entwicklung in diesem Jahrhundert weiter signifikant sinken wird (**IPCCpol.2019**). Der ACC verbindet Atlantik, Pazifik und den indischen Ozean miteinander, was den Austausch von Wassermassen (und die globale thermohaline Zirkulation) überhaupt erst ermöglicht. Angesichts der enormen Relevanz dieser Region scheint es plausibel, dass sämtliche Prozesse, die Einfluss auf ebendiese nehmen, auch weitreichende Implikationen für das globale Klima haben können.

Grundsätzlich ist der südliche Ozean ein nährstoffreiches Gebiet. Der durch den zyklonalen ACC angetriebene *Ekman-Transport* befördert das durch die *Westerlies* initial angetriebene Oberflächenwasser nordwärts. Dieser Export wird südlich ausgeglichen, indem Wasser aus größeren Tiefen aufsteigt. Dieses an die Oberfläche beförderte Tiefenwasser ist i.d.R. nährstoffreicher als das Oberflächenwasser, da dessen Nährstoffe nicht permanent von der in der euphotischen Zone üppigeren Fauna konsumiert werden. Trotz dieses sehr effektiven Nährstofftransports sind die dortigen Konzentrationen des Phytoplanktons im Mittel geringer, als man ursprünglich erwartet hatte. Derartige Zonen mit hohem Nährstoffgehalt aber geringem Aufkommen von chlorophyllhaltigem Phytoplankton werden allgemein als HNLC (high nutrient low chlorophyll) Regionen bezeichnet. Es wurde bereits früh vermutet, dass unterschiedlicher Bedarf und Verfügbarkeit an Nährstoffen die Ursache für das gehemmte Wachstum ist. Bis heute sind diese komplexen Zusammenhänge noch nicht bis in jedes Detail verstanden (sh. Kapitel 2.3). Einer dieser Nährstoffe mit besonders zahlreichen Abhängigkeiten ist Eisen. Spätestens nachdem Ende der 1980'er im Nordosten des subarktischen Pazifiks gezeigt werden konnte, dass die künstliche *Düngung* von Wasserproben mit Eisen zu einem deutlichen Anstieg der Phytoplanktonproduktion führen kann, war evident, dass Eisen ein wichtiger Nährstoff für Phytoplankton ist und dessen Wachstum limitieren kann (**Martin.1988**). Dieser Tatbestand war nicht überraschend, da der Zusammenhang zwischen Eisen und lebenden Organismen bereits hinreichend bekannt war. Bis dahin war der Nachweis für Phytoplankton allerdings methodisch schwierig (**Martin.1988**). Insbesondere auf Basis dieses neuen Nachweises wird schließlich die Eisenhypothese formuliert.

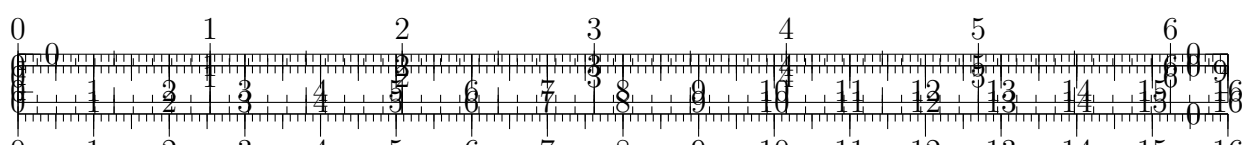
Wie weiter oben beschrieben, übernimmt der südliche Ozean in der globalen Klimadynamik eine wichtige Rolle. Klimatische Änderungen in dieser Region korrelieren stark mit den natürlichen CO₂-Konzentrationen der letzten 800.000 Jahre (**Fischer.2010**). In diesem Rahmen übt Phytoplankton direkt Einfluss aus, da im Rahmen der Photosynthese CO₂ konsumiert, also der Atmosphäre / dem Ozean entzogen, und dabei in organische Kohlenstoffverbindungen (Glukose) und Sauerstoff umgesetzt wird. Während dieser *Wachstumsphase* werden die umgebenden CO₂ Konzentrationen demnach reduziert. Sorgen nun weitere Prozesse wie die *Biologische Pumpe* (sh. Kapitel 2.3.3) dafür, dass der organisch gebundene Kohlenstoff dauerhaft von der Atmosphäre separiert wird,

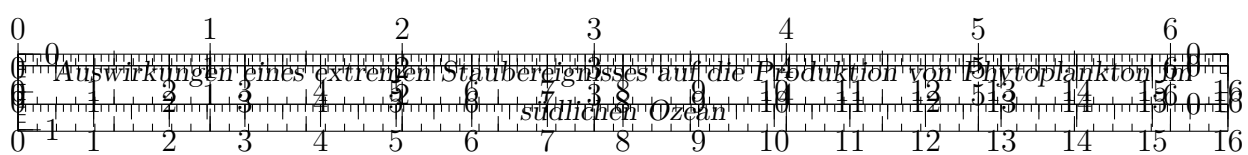




können die CO_2 Konzentrationen durch erhöhte Phytoplanktonproduktionen langfristig reduziert werden. Potential für erhöhte Produktionsraten hat speziell der südliche Ozean als größte HNLC-Region. Können die überschüssigen Nährstoffe in großen Teilen dieser Region komplett durch Phytoplankton konsumiert werden, würde dies die globalen atmosphärischen CO_2 Konzentrationen erheblich reduzieren (**Martin.1990**). Martin (**Martin.1990**) argumentiert, dass das Wachstum von Phytoplankton im heutigen südlichen Ozean mangels biologisch verfügbarem Eisen limitiert ist. Ferner wird postuliert, dass ein nennenswerter Anteil der in Abb. 2.1 beschriebenen Variationen der CO_2 Konzentrationen zwischen Glazialen und Interglazialen aus der jeweilig unterschiedlichen Verfügbarkeit von Eisen resultiert. Der während der Glaziale höhere Staub- bzw. Eiseneintrag (sh. Abb. 2.2) soll entsprechend höhere Menge an Eisen in den Ozean eingebracht und so die Produktion von Phytoplankton verstärkt haben. Die dadurch wiederum erhöhten *Archivierungsraten* von organischem Kohlenstoff hätten schließlich zu reduzierten CO_2 -Konzentrationen geführt. Entscheidend für diese Hypothese ist, dass im Gegensatz zu den meisten anderen Nährstoffen, äolischer Staub für küstenferne Gebiete als die dominante Hauptquelle von Eisen angenommen wird. Ebendiese Quellen sind in der südlichen Hemisphäre deutlich spärlicher als auf der Nordhalbkugel (**Shao.2011**). Der Großteil der Hauptnährstoffe wird durch Flüsse in den Ozean eingetragen, welche die Produkte der Verwitterungsprozesse von den Landmassen abtransportieren (**Emerson.2009**). Tagliabue et al. (**Tagliabue.2017**) fassen zusammen, dass neben dem Eintrag von eisenhaltigen Staub inzwischen weitere Prozesse für die Verteilung des biologisch verfügbaren Eisens (sh. Kapitel 2.3) im Ozean anerkannt sind und insbesondere in höheren Breiten gegenüber dem Staubeintrag dominieren können. Neben diesem indirekten *düngenden* Effekt kann Staub potentiell auch direkten Einfluss auf den Kohlenstofffluss in Richtung Tiefsee nehmen, indem Staubpartikel mit organischem Material im Oberflächenwasser aggregieren und die Sinkgeschwindigkeit damit erhöhen (**vanderJagt.2018**) .

Die Eisenhypothese wurde inzwischen in mehreren Experimenten getestet. Es konnte tatsächlich gezeigt werden, dass die Zufuhr von Eisen die Produktion in entsprechenden Regionen mit geringen Chlorophyll-Konzentrationen steigern kann (**Boyd.2007**). Beispielsweise im Experiment SOIREE (Southern Ocean Iron Release Experiment) wurden Reaktionen auf die Düngung nach etwa 5 Tagen beobachtet, hauptsächlich wurde dadurch das Wachstum größerer Kieselalgen gefördert (**Trull.2001**). Es konnte allerdings nicht gezeigt werden, dass dadurch der Export durch die *Biologische Pumpe* erhöht wurde. In vielen Regionen scheint dieser zusätzlich durch die Verfügbarkeit von Silicium limitiert. Die sogenannte *Siliciumpumpe* arbeitet bereits am Limit. Obwohl geschätzt wird, dass bei etwa 40 % des ozeanischen Oberflächenwassers Eisen ein limitierender Faktor für die Produktion von Phytoplankton sein kann (**Emerson.2009**), wird der Beitrag des durch äolischen Eisens (durch Staub) inzwischen geringer eingeschätzt (**Tagliabue.2017**). Valiela et al. (**Valiela.2013**) schätzen diesen Beitrag zur Variabilität nach dem letzten glazialen Maximum (LGM) auf maximal 20 ppmv CO_2 . Lässt sich (wie im Rahmen dieser Arbeit untersucht) zeigen, dass die vergleichsweise (ggü. nördl. Hemisphäre) seltenen Staubeignisse einen entsprechenden Einfluss nehmen, wäre dies in diesem Zusammenhang ein wichtiger Mechanismus und Indiz für eine höhere Relevanz des äolischen Staubs.





bilder/co2_iron.png

Abbildung 2.2: Zeitreihe der letzten 314.000 Jahre für die abgeleiteten Größen CO_2 (dunkelrot) und den Eisenfluss, die zur Eisenhypothese inspirierte. Die Größen weisen insbesondere während der kälteren Glaziale eine starke Antikorrelation auf. Abnehmende CO_2 -Konzentrationen gehen mit erhöhtem Eisenfluss einher. Erstellt aus den Datensätzen von **Bereiter.2015** und **Vallelonga.2013**, zur Verfügung gestellt über das *National Climatic Data Center (NCDC)*

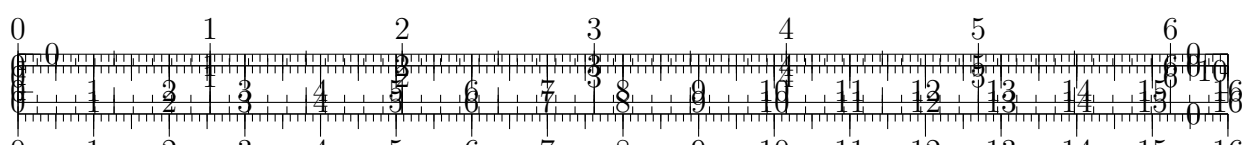
2.3. Eigenschaften und Abhängigkeiten von Phytoplankton

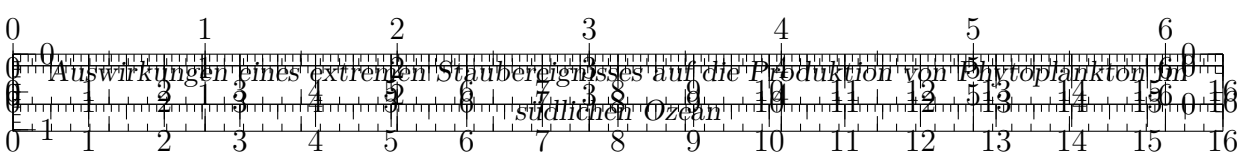
Bis hierhin wurde Phytoplankton bereits umfangreich erwähnt und diskutiert, tatsächlich aber noch nicht angemessen vorgestellt. Aufgrund der enormen Bedeutung sollen in diesem Abschnitt die grundsätzlichen Eigenschaften und einige der besonderen komplexen Zusammenhänge separat aufgezeigt werden. Eine seriöse Analyse der Entwicklung der Phytoplankton Konzentrationen ist ohne diese entsprechende Berücksichtigung kaum möglich.

2.3.1. Allgemeines zu Phytoplankton

Durchschnittlich ungefähr $10 \mu\text{g}$ pro Liter bzw. 10^{-6} Prozent des Oberflächenwassers bestehen aus lebenden Organismen (**Emerson.2009**). Obwohl diese Konzentration weitaus schwächer als an Land ist, nehmen Kleinstorganismen wie Phytoplankton einen erheblichen Einfluss auf ihre Umwelt. Neben dem enormen Einfluss auf die Atmosphäre (sh. Kapitel 1) bilden diese einzelligen und autotrophen (sich nur vom Sonnenlicht *ernährenden*) Lebewesen die ultimative Basis der Nahrungskette. Die Lebenserwartung von Phytoplankton beträgt gerade einmal Stunden bis hin zu Tagen. Dieses Mikroleben entspricht aufgrund der sehr kurzen Zeitspanne in der Zusammensetzung praktisch ausschließlich dem Zustand des lokalen Ozeanwassers und kann besser durch die hinterlassenen chemischen Spuren beobachtet werden als durch direkte Untersuchung. Neben der Verfügbarkeit von Nährstoffen wird der Bestand durch das in der Nahrungskette nächsthöhere Zooplankton reguliert, welches sich von Phytoplankton ernährt. Boyce et al. (**Boyce.2010**) folgern, dass der Reichtum an Phytoplankton insgesamt seit Beginn der Messungen (1899) aufgrund der Erwärmung der Ozeane abgenommen hat. Es wird geschätzt, dass das globale Median jährlich um etwa 1% abnimmt. Da die Klimamodelle steigende (Meeres-)Temperaturen prognostizieren ist es wahrscheinlich und problematisch, dass die Menge an Phytoplankton, der Basis aller Nahrungsketten im Ozean, zukünftig noch weiter abnimmt (**Siegel.2010**). Klimaänderungen werden direkt (andere Ozeanchemie) und indirekt (Änderungen in der Ozeanzirkulation) die Verteilung des Phytoplanktons verändern (**Falkowski.1998**).

Je nach Region und Jahreszeit wird das Ozeanwasser durch verschiedene Unterarten

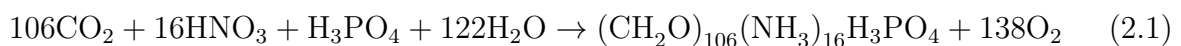




des Phytoplankton repräsentiert. Die das Picophytoplankton ($< 2\mu\text{m}$) in vielen Teilen des Ozeans dominierenden Cyanobakterien *Synechococcus* und *Prochlorococcus* enthalten vermutlich am meisten der grünen, Licht absorbierenden Pigmente (Chlorophyll) (**Emerson.2009**). Die nicht minder relevanten *Kieselalgen* dominieren in Regionen, wo aufsteigendes Wasser nennenswerten Einfluss nimmt, wie bspw. im südlichen Ozean. Dort besteht das Sediment größtenteils aus den *Frusteln* (Schalen, bestehen überwiegend aus Siliziumdioxid SiO_2) der Kieselalgen. Für Kieselalgen ist die Zufuhr von Kieselsäure daher essenziell; diese tritt fast ausschließlich südlich der Südpolarfront auf (**Falkowski.1998**).

2.3.2. Nährstoffe

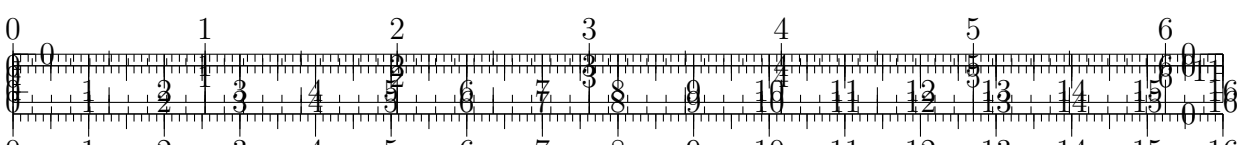
Auch autotrophe Organismen benötigen neben dem einfallenden Sonnenlicht weitere Nährstoffe. Diese werden in Makro- und Mikronährstoffe unterteilt. Die Makronährstoffe Kohlenstoff (C), Stickstoff (N) und Phosphor (P) sind artenübergreifend die Hauptbestandteile des Phytoplanktons. Diese werden ungefähr im Verhältnis (106C/16N/1P) konsumiert (**Falkowski.1998**). Eine abgeleitete näherungsweise, nicht allgemeingültige Formel für die Fotosynthese (**Emerson.2009**) veranschaulicht die chemische Zusammensetzung und den Nährstoffbedarf:

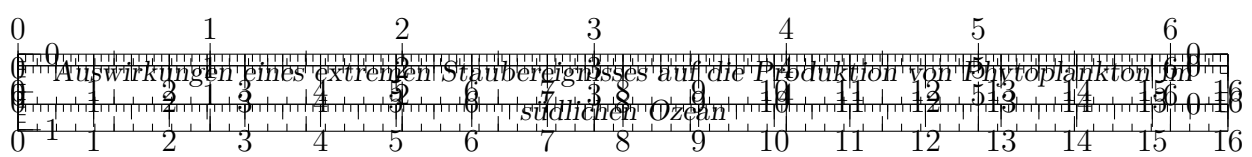


Neben diesen relativ gut bekannten Abhängigkeiten von den Makronährstoffen sind die in viel geringerer Menge notwendigen (und verfügbaren) Mikronährstoffe aber genauso wichtig und können das Wachstum limitieren. Hierzu gehören beispielsweise Spurenelemente wie Mangan, Eisen, Kobalt, Nickel, Kupfer und Zink. Ein Teil dieser Metalle wird durch (mutmaßlich aus biologischen Prozessen entstandenen) Liganden komplexifiziert bzw. besetzt und können die biologische Verfügbarkeit für das Phytoplankton somit einschränken. Die Natur dieser Liganden ist noch nicht vollumfänglich verstanden, allerdings wird davon ausgegangen, dass ausschließlich die weiterhin *freien* Metalle biologisch verfügbar sind (**Emerson.2009**). Darüber hinaus können diese aber auch dazu führen dass bspw. Eisen in gelöster Form verbleibt, also nicht absinkt und über größere Strecken transportiert werden kann (**Tagliabue.2017**). Berücksichtigt man diese weiteren Mikronährstoffe, lässt sich wieder ein stöchiometrisches Verhältnis ableiten, dass an dieser Stelle wieder nicht exakt oder allgemein gilt, sondern nur die Größenordnungen der Beiträge exemplarisch aufzeigen soll (**Emerson.2009**):



Insbesondere der Bedarf an Eisen kann je nach Umgebung höchst unterschiedlich sein. Es wurde beobachtet, dass die Entwicklung des Phytoplanktons von allen Nährstoffen entsprechend dem Minimumgesetz (*Liebig's Law*) abhängt. Demnach ist das Wachstum durch den Nährstoff beschränkt, der im entsprechenden Verhältnis am wenigsten verfügbar ist. Dadurch entwickeln sich HNLC-Regionen, in denen praktisch alle Nährstoffe im Überfluss vorhanden sind, aber nicht konsumiert werden können, weil ein Baustein fehlt. Diese Beobachtung ist für die Eisenhypothese wesentlich, wonach der Nährstoff Eisen für den Großteil dieser ungenutzten Potentiale verantwortlich sein soll. Martin und Fitzwater (**Martin.1988**) zeigten zunächst exemplarisch für eine Region in isolierten Behältern, dass die übrigen Nährstoffe nach Zugabe von Eisen etwa 4 Tage später tatsächlich konsumiert wurden. Es wird geschätzt, dass bei etwa 40 % des ozeanischen Oberflächenwassers Eisen ein limitierender Faktor für die Produktion von Phytoplankton





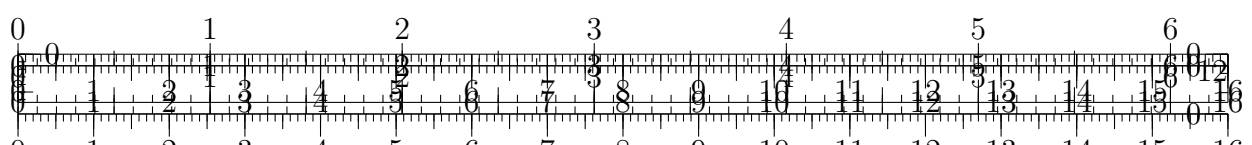
sein kann (**Emerson.2009**). Aufgrund des Konsums durch Phytoplankton sind Eisen und andere Nährstoffe an der Ozeanoberfläche häufig im Vergleich zu tieferen Schichten (in welchen das lichtabhängige Phytoplankton nicht überlebt) reduziert (**Martin.1990**). Andere Nährstoffe können durch aufsteigendes Tiefenwasser bereitgestellt werden. Eisen und Mangan werden hingegen zu großen Teilen durch äolischen Staub eingebracht. Ansonsten sind grundsätzlich Flüsse die Hauptquelle für gelösten Eintrag von Elementen (**Emerson.2009**). Die Konzentrationen des Elements Eisen im Meerwasser sind verglichen mit den häufigsten Stoffen wie Natrium, Chlorid, Sulfat und Magnesium sehr gering. Dennoch ist es das dritthäufigste Element in marinen Sedimenten. (**Emerson.2009**). Wie lange Eisen in den oberen Schichten verbleibt, hängt vordergründig von dessen Zustand ab. In gelöster Form sinkt es kaum und kann etwa 6 Monate in Tiefen bis max. 150m residieren (**Hayes.2015**). In Form von Aggregaten und größeren Partikeln ist die Sinkgeschwindigkeit jedoch deutlich höher. In einer Fallstudie für einen vorangegangenen Staubsturm gehen Boyd et al. (**Boyd.2010**) von einer Verweilzeit in oberflächennahen Schichten von 30 Tagen für äolisch eingebrachtes Eisen aus. Darüber hinaus ist Eisen nicht in jeder Form biologisch verfügbar. Insbesondere innerhalb von Staub kommt Eisen in der kaum löslichen Form Fe^{3+} vor anstatt des gut löslichen Fe^{2+} (**Reynolds.2014**).

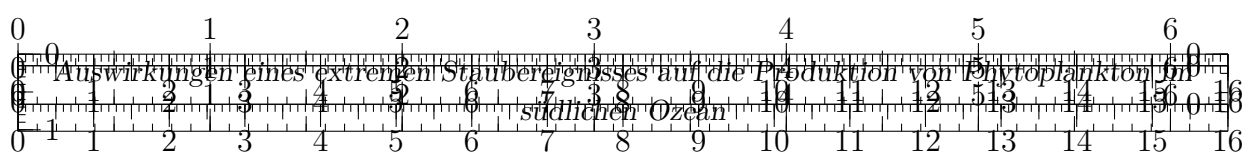
Neben dem Einfluss als direkter Nährstoff kann Eisen das Wachstum von Phytoplankton noch in Form von Enzymkomplexen fördern. Nitrogenase kann N_2 reduzieren und Stickstoff biologisch verfügbar machen. Der Einfluss ist also nicht auf die sogenannten HNLC-Regionen beschränkt und kann auch in solchen mit gering verfügbarem Stickstoff (LNLC) wirken. Die Zugabe von Eisen fördert, dass Nitrate (NO_3^-) zu Ammonium-Ionen (NH_4^+) reduziert werden, welche bei der Fotosynthese von Plankton mit hohem Bedarf an Nitraten besonders schnell verwendet werden können. (**Emerson.2009**). Laut Emerson und Hedges (**Emerson.2009**) ist dies das extremste Beispiel, für die Limitierung durch Eisen, da diese Enzyme zu einem großen Teil aus Eisen bestehen. Nitrogenase selbst benötigt (bzw. besteht aus) Eisen. Diese Funktion wurde insbesondere bei der diazotrophen Phytoplankton-Art *Trichodesmium* beobachtet. (**Falkowski.1998**). In nährstoffarmen Gewässern haben derartige extrem kleine Phytoplankton-Organismen bei der Verarbeitung von Nährstoffen (Exkrementen der Verbraucher) aufgrund des größeren Oberflächen zu Volumen- Verhältnisse einen Wettbewerbsvorteil (**Falkowski.1998**). Wenn hingegen neue Nährstoffe bspw. durch Upwelling nach oben gelangen, hat größeres Phytoplankton, insbesondere Kieselalgen einen Wettbewerbsvorteil (aufgrund Vakuole, schnellere Aufnahme). Entsprechende Blooms (wie bei Eisendüngung) bestehen dadurch häufig aus Kieselalgen (**Boyd.2007**). Das Plankton, das sich wiederum von diesen ernährt, ist typischerweise größer, benötigt für Entwicklung (Larvenstadium) mehr Zeit wodurch dadurch Blooms möglich sind. Die Biologische Pumpe (Kapitel 2.3.3) wird entsprechend intensiviert.

Insbesondere im südlichen Ozean kann auch Mangan limitierender Faktor sein (**Browning.2021**). Bisher wurde Mangan diesbezüglich nicht verdächtigt. Die Besonderheit bei Mangan ist, dass dieses Spurenmetall im Gegensatz zu Eisen kaum durch Liganden besetzt wird und damit wesentlich mehr biologisch verfügbar ist (**Emerson.2009**).

2.3.3. Biologische Pumpe

Das Ökosystem innerhalb der euphotischen Zone ist höchst effizient. Die im Phytoplankton enthaltenen Nährstoffe werden nach dem Absterben oder *Abgrasen* durch Zooplankton





sehr schnell wieder remineralisiert und für die nächste Generation in der Nahrungskette verwendet. Entsprechend wenig Material entkommt den oberflächennahen Schichten. Durch temporär erhöhte Phytoplankton-Konzentrationen alleine erfolgt daher noch keine dauerhafte Archivierung des Kohlenstoffs, obwohl dieses zunächst bei der Photosynthese in organischem Material gebunden wurde. Nur wenn dieses bis auf den Meeresgrund sinkt ist es dem Kreislauf der Wiederfreisetzung für bis zu mehrere tausend Jahre entzogen. Dieser Prozess, bei dem organischer Kohlenstoff absinkt, wird *Biologische Pumpe* genannt. Der Export von organischer Materie aus der euphotischen Zone ist für den Hauptteil der chemischen Prozesse in der Tiefsee verantwortlich (**Emerson.2009**). - Ein niedriger Sauerstoffgehalt in der Tiefsee weist auf starke biologische Pumpe hin; das Plankton erfährt durch die dortigen Bakterien eine Respiration, also umgekehrte Photosynthese. Im aktuellen Ozean beträgt der (Sink)Fluss ca. 16 Pg Kohlenstoff pro Jahr (**Falkowski.1998**) (laut Emerson und Hedges (**Emerson.2009**) Größenordnung 5 Pg??). In Küstengebieten (Upwelling) sehr deutlich \Rightarrow Fischerei profitiert. Hoher Sauerstoffgehalt führt zu oxidiertem Eisen; oxidiertes Eisen ist nicht löslich und sinkt \Rightarrow geringer Eisengehalt (**Falkowski.1998**). Es wird angenommen, dass die Leistung der biologischen Pumpe aufgrund der Klimaveränderungen insgesamt global abnehmen wird. - Aufgrund der höheren Dichte von Mineralen (vereinfachend angenommen ca. 2.5 g cm^{-3}) im Gegensatz zu organischer Materie (ca. 1.1 g cm^{-3}) und Meerwasser (ca. 1 g cm^{-3}) kann abgeschätzt werden, dass anorganische Partikel etwa 15 mal schneller sinken als rein organische. Entsprechend kann abgeleitet werden, dass Organismen ohne zusätzlichen mineralischen Ballast aufgrund der geringen Sinkgeschwindigkeit die euphotische Zone praktisch kaum verlassen können. Zusätzlich bietet eine mineralische Hülle entsprechenden Schutz vor Oxidation der organischen Materie, die ansonsten bereits innerhalb der ersten 2000m während des Sinkens einsetzen würde(**Emerson.2009**).

2.3.4. Düngung funktioniert nicht

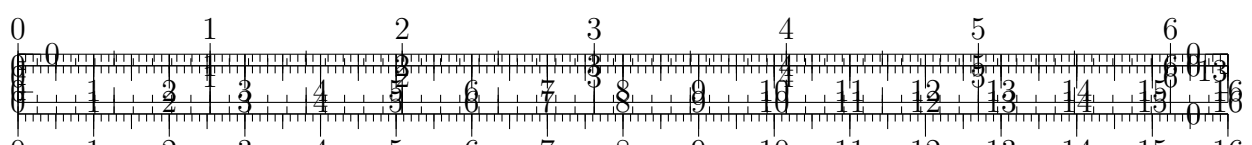
Rezeptivität (**Cropp.2013**) Wachstumsbeeinflussende Faktoren sind (**Falkowski.1998**):

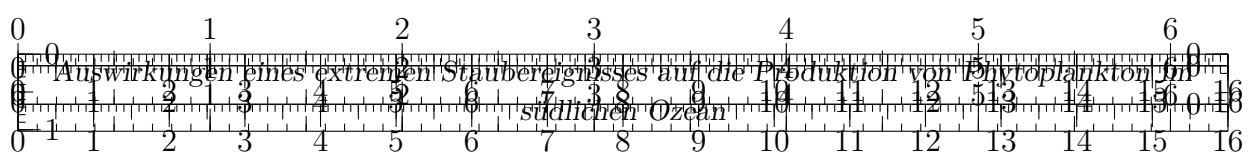
1. mixed-layer depth
2. nutrient fluxes
 - a) Phosphor (**REDFIELD.1960**)
3. food-web structure

verschiedene Ursachen. Verweilzeit in Oberflächenwasser (**Hayes.2015**). Aufnahmefähigkeit / Rezeptivität ist saisonal variabel (**Gabric.2016**), Sekundärquelle. (**Falkowski.1998**). Zeitreihen für Messungen der Ozeanbiologie sind im Vergleich zu Land sehr kurz, wodurch Schätzen auch unzuverlässiger sein können (**Falkowski.1998**). Häufigste Beschränkung ist durch Verfügbarkeit von gebundenem anorganischem Stickstoff (**Falkowski.1998**). Daneben wurde aber auch für viele weitere Metalle wie Ni, Zn, Co, Cd, Cu ein messbarer Einfluss auf die Phytoplanktonproduktion bzw. die dafür erforderlichen Enzyme beobachtet.

2.3.5. Wind und Oberflächenströmungen

Verkleinerung der Tiefe der Oceanic Mixed Layer von September auf Oktober (**Tilburg.2002**) (abchecken, dass der Bloom nicht daher kommt!). Einteilung in *nördlich der Tasmanischen Front* und *südlich der tasmanischen Front*? Phytoplanktonproduktion hängt





von Up- und downwelling-Prozessen durch mesoskalige Wirbel ab (**Tilburg.2002**) \Rightarrow Vorticity der Ozeanströmungen berechnen? Besser sea surface height (SSH) Anomalien angucken. Was, wenn Blüte bei Gabric et al. (**Gabric.2016**) aufgrund von tieferen mixed-layer aufgrund des Sturms? \Rightarrow Winddaten vergleichen.

2.4. Staub in Australien

Wie bereits oben erwähnt hat die südliche Hemisphäre aufgrund der wenigen Landmassen auch weniger Staubquellen wodurch die Atmosphäre insbesondere in der Gegend um den antarktischen Zirkumpolarstrom vergleichsweise staubarm ist. Die größte Staubquelle bietet Australien (**Shao.2011**). In diesem Kapitel sollen die Regionen mit den höchsten Emissionspotentialen präsentiert werden (Kapitel 2.4.1), um deren Einfluss bei der späteren Simulation bewerten zu können. Darüber hinaus wird in Abschnitt 2.4.2 noch einmal auf den wichtigen Nährstoff Eisen und dessen Vorkommen in Staub eingegangen. Anschließend wird das besondere Staubeignis, das sogenannte *Red Dawn* mit den besonderen Merkmalen vorgestellt.

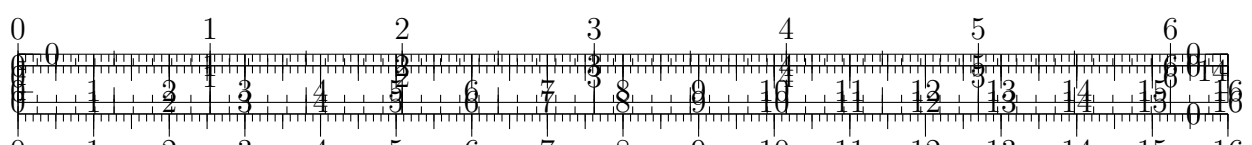
2.4.1. Staubquellen in Australien

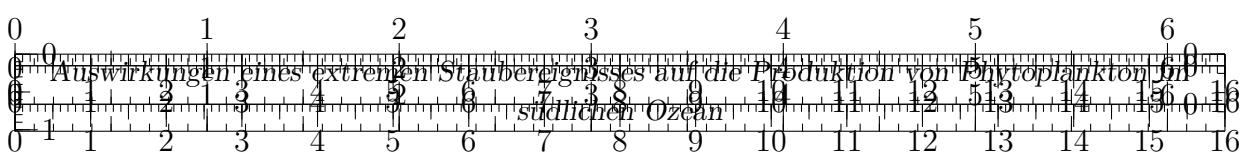
Staub, der durch entsprechende Quellen emittiert wird, entstammt häufig einem anderen Ort. Dies sind i.d.R. benachbarte Regionen höherer Feuchte, in denen chemische und physikalische Verwitterung stattfindet. Während des Transports zur Region der Emission wird die Partikelgröße weiter reduziert (zermahlen, Separation durch Wind). Dementsprechend kann die Verfügbarkeit von Staub paradoxerweise von einem ausreichend hohen (Feuchte) Fluss in die Region abhängen. Dies trifft insbesondere auf die endorheischen Systeme rund um das Lake Eyre Becken in Australien zu (**Marx.2018**). - größte Teil Zentralaustralien (**Shao.2011**) siehe auch Lake Eyre basin.

Laut Deckker (**Deckker.2019**) sind *Kati Thanda-Lake Eyre Region* und *Darling Riverine Plain* (Oberlauf des Darling River) Hauptquellen. Der Kontinent deckt insgesamt ein breites Spektrum an Oberflächengeologie ab, sehr alte Landmasse; einige Flächen sind mehr als 2.5 Milliarden Jahre alt (aus dem Archaean). Durch die Besiedelung und Landnutzung durch den Menschen haben sich signifikante Änderungen ergeben, die bis 1945 mutmaßlich zu einer höheren Frequenz an Staubstürmen geführt haben. Nach verbesserter Landnutzung nahmen auch die Staubstürme wieder ab (**Deckker.2019**). Vgl. größte Staubeignisse vor 2009 waren in den 1940'ern. Staub entstammt nicht nur ariden Wüstengebieten. Ein nennenswerter Anteil ($> 5\%$) entsteht in kalten/glazialen Regionen hauptsächlich durch die Bewegungen von Gletschermassen und den damit verbundenen Abreibungen. Verwitterungsprozesse spielen im Gegensatz zu ariden Gebieten eine untergeordnete Rolle (**Marx.2018**). -

2.4.2. Eisen in Staub

Nicht jede Form von Eisen kann als Dünger dienen. Muss entsprechend gelöstes (?) Eisen sein. Transportprozesse und Wolkenbildungen können die Transformation zu diesem tauglichen Eisen fördern (**Shao.2011**). Die Planktonart *Trichodesmium* kann die Rate des Eisenaufbaus von Oxiden und Staub beschleunigen (im Gegensatz zu anderem Phytoplankton) (**Gabric.2016**). In Sediment enthält Staub häufig die Fe^{3+} Minerale Hämatit





und Goethit (**Reynolds.2014**). Die Ergebnisse von Reynolds et al. (**Reynolds.2014**) legen nahe, dass der Eisengehalt (Magnetit) des Staubes beim *Red-Dawn* durch die dichten urbanen Gebiete an der Küste weiter erhöht wurde.

Eisenoxid(hydrate)	Verhältnisformel	Vorkommen
Hämatit	Fe_2O_3	Mineral, trigonales Kristallsystem
Maghemit	Fe_2O_3	Mineral, kubisches Kristallsystem
Magnetit	Fe_2O_4	Mineral, kubisches Kristallsystem
Goethit	$\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$	Mineral, orthorhombisches Kristallsystem

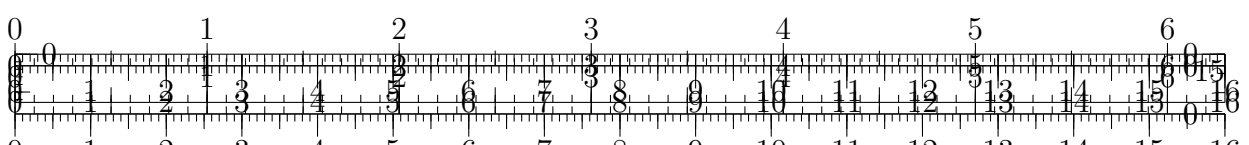
Tabelle 1: Beschreibung

Hauptursache für die Deposition/Ablagerung von weit transportiertem Staub ist das *Auswaschen* durch Regen (**Marx.2018**), Sekundärquelle. - Löslichkeit (**Boyd.2010**). Wird Staub über mehrere tausend Kilometer transportiert, verbleiben i.d.R. nur Staubbpartikel mit Größen von $<20\mu\text{m}$ (**Marx.2018**), Sekundärquelle.

2.4.3. Beschreibung des Staubsturms im September 2009

Bereits nach einer schnellen Analyse im Rahmen des DustWatch Reports (**Leys.2009**) war klar, dass es sich bei *Red Dawn* um einen enormen Staubsturm mit besonderen Merkmalen handelte. Den Namen *Red Dawn* erhielt dieser aufgrund der spektakulären Bilder die er am Morgen (Lokalzeit) des 23. Septembers in Sydney verursachte. Die gesamte Stadt wurde für mehrere Stunden in orange-roten Nebel gehüllt. Tatsächlich fanden im September sowohl vor als auch nach dem hier im Fokus liegenden *Red Dawn* gleich mehrere Stauberignisse statt. Im ariden Inland sind Staubstürme keine Seltenheit. Dieses war vermutlich allerdings (jedenfalls in Bezug auf die Sichtweitenreduzierung) das stärkste Staubevent welches Sydney seit Beginn verlässlicher Aufzeichnungen (1940) je getroffen hat (**Leys.2011**). Vorangegangen sind Monate und Jahre mit im Vergleich zum Durchschnitt höheren Temperaturen und unterdurchschnittlichem Niederschlag (vgl. Abbildung 2.3), wodurch die Vegetation schwächer ausgeprägt und die Erdböden allgemein trockener waren (**Leys.2011**). Aufgrund der hohen Intensität wurde dieser Zeitraum *Millenium Drought* (Dürre des neuen Jahrtausends) getauft (**Deckker.2014**). Diese Klima waren entsprechend günstige Bedingungen für die Entstehung eines Staubsturms. Auf Abbildung 2.4 ist das Tiefdruckgebiet dargestellt welches mit den starken Emissionen in Verbindung gebracht wird. Einen Tag vor dem eigentlichen Ereignis befindet es sich direkt südlich von Südastralien, bereits losgelöst von der südlichen Polarfront. Aus diesem und der zugehörigen Kaltfront (blau) resultieren Winde in Sturmstärke, die den Staub letztendlich in die Atmosphäre abtragen insbesondere in östliche Richtung weitertransportieren (**Leys.2011**). Leys et al. (**Leys.2011**) schätzen, dass 2.54 Tg Staub über die Küste hinaus transportiert wurden. Es wurden verschiedene Quellen identifiziert, welche im Rahmen des Ereignisses Staub emittiert haben sollen:

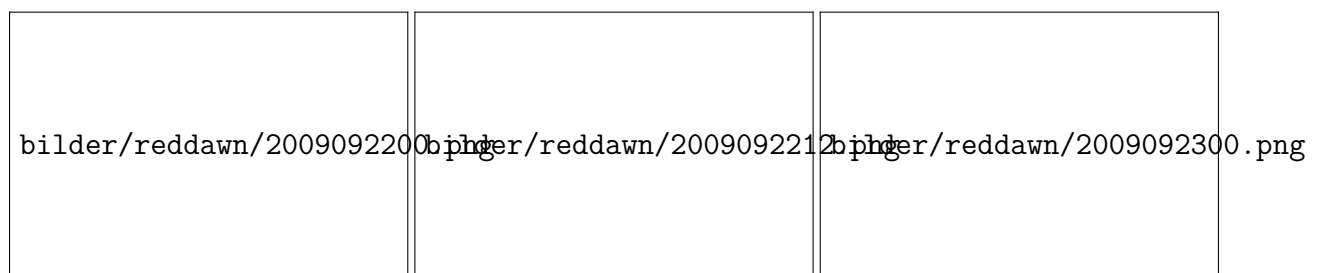
- Unteres Lake Eyre Becken in Südastralien (**Leys.2011**, **Leys.2009**) (Für Canberra-Staub: Lake Torrens gem. **Deckker.2014**)
- Bergbaugebiete um Cobar und Broken Hill (**Leys.2011**)
- Weideland im Nordwesten von New South Wales (**Leys.2011**, **Leys.2009**)





- Channel Country in Queensland (**Leys.2011, Leys.2009**)

Leys et al. (**Leys.2011**) folgern, dass neben den Seen und Flusslandschaften als übliche Quellen insbesondere Weideland und Sandflächen Staub emittiert und letztlich zu der bemerkenswerten rötlichen Färbung geführt haben.



Mit dem Ereignis geht mäßiger bis moderater Niederschlag einher (sh. Abb. 2.6). Dieser fällt im Süden von New South Wales und mit einem Maximum über dem tasmanischen Meer. Regen führt zu nassem Eintrag bzw. *Auswaschen* des Staubs, was insbesondere für die Löslichkeit des eingebrachten Staubs eine entscheidene Rolle spielen kann (**Gabric. 2016**).

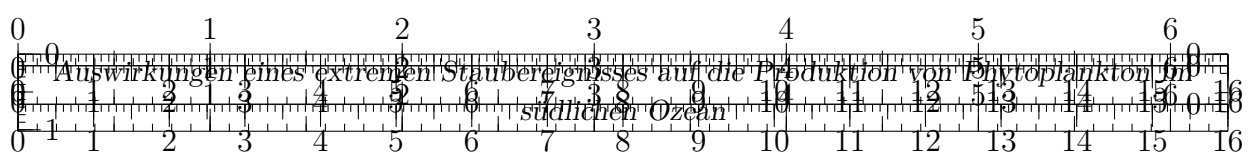
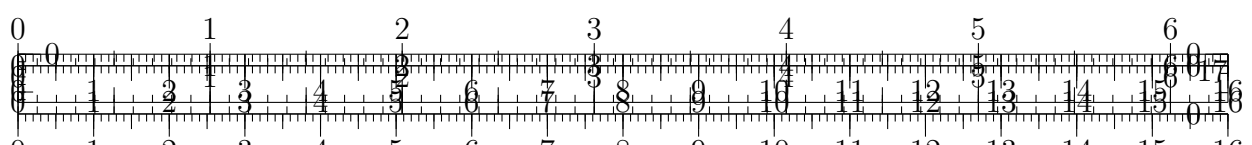
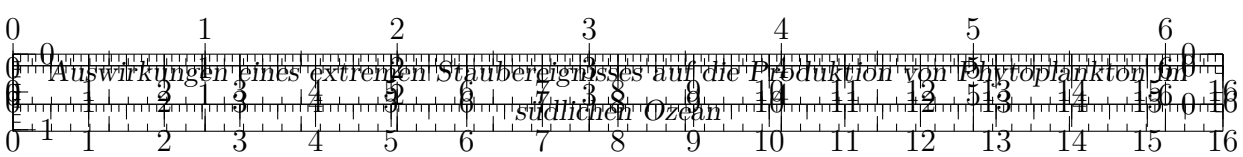


Abbildung 2.5: Aufnahmen der Satelliten AQUA und TERRA des östlichen Teils des australischen Kontinents während der Stauberignisse. a) Noch vor dem eigentlichen Red Dawn Event am 22.09. um ca. 1 Uhr UTC, b) Staubwolke mit maximaler Intensität zum Red Dawn am 23.09. um etwa 0 Uhr UTC, c) ca. 4 Stunden später mit ähnlicher Ausdehnung, d) Staubwolke deutlich im Einfluss des Tiefdruckgebiets am 24.09. um 0 Uhr UTC, e) Staub verteilt in der Atmosphäre am 25.09. um ca. 4 Uhr UTC und f) das nächste Ereignis verbunden mit neuen Emissionen am 26.09. um ca. 3 Uhr UTC. Screenshots aufgenommen aus NASA Worldview (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>).



Abbildung 2.6: Kumulierter Niederschlag im Zusammenhang mit *Red Dawn* bzw. dem assoziierten Tiefdruckgebiet mit der Kaltfront. Aus dem Reanalyse-Datensatz *ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present*, zur Verfügung gestellt über den Copernicus Climate Data Store (DOI: 10.24381/cds.adbb2d47)



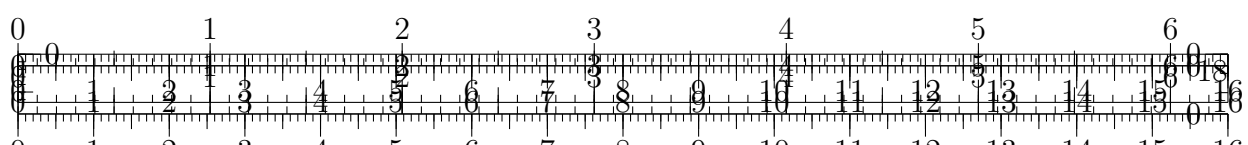


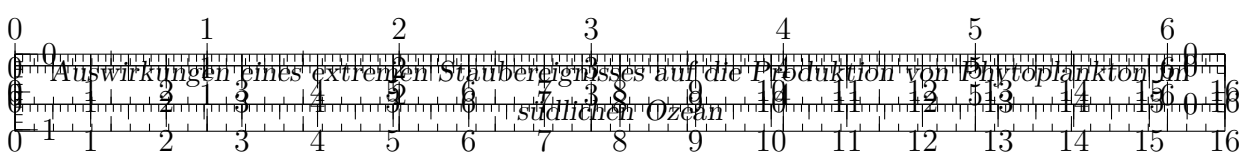
3. Methoden und Daten

Um testen zu können, ob ein extremes Staubeignis Auswirkungen auf die Phytoplanktonproduktion in einer bestimmten Region hat, ist eine geeignete Datenbasis erforderlich. Grundsätzlich müssen hierzu zwei Variablen räumlich und zeitlich quantifiziert werden: Staub- und Phytoplankton-Konzentrationen. In beiden Fällen ist die Auflösung in jeder dieser Dimensionen stark beschränkt. Speziell Ausdehnung und Trajektorien von Staubstürmen müssen aufgrund der spärlichen Beobachtungsdaten (siehe Kapitel 2.4.3) größtenteils geschätzt werden. Simulationen leistungsfähiger Modelle können die Auswertungen deutlich verbessern. In Rahmen dieser Arbeit wird eine spezielle WRF-Simulation (sh. Kapitel 3.1) verwendet, um genauere Aussagen über das Verhalten der Staubwolke treffen zu können. Die Konzentrationen des Phytoplanktons werden (wie üblich) aus satellitengestützten täglichen Messungen der Chlorophyll a Konzentrationen abgeleitet (sh. Kapitel 3.2). Für den finalen Test eines möglichen Zusammenhangs werden die in Kapitel 3.3 vorgestellten statistischen Methoden angewendet.

3.1. WRF Modell

Das *Weather Research and Forecasting* (WRF) Modell ist ein mesoskaliges System zur numerischen Wettersimulation. Es findet in der Atmosphärenforschung breite Anwendung und kann für verschiedene Zwecke mit Auflösungen von weniger als einem Meter bis hin zu mehreren tausend Kilometern eingesetzt werden (NCAR.2021). Das ursprüngliche Modelle wurde um ein Modul ergänzt, dass neben den *üblichen* meteorologischen Größen auch Staub-Emission, -Transport und -Deposition berücksichtigt. Im Rahmen dieser Arbeit wird der Output eines WRF-Modells der Version 4.1.2 verwendet, welcher zusätzlich die modellierten Konzentrationen des Elements Eisen enthält. Als Staub-Emissionsschema wurde jenes von Shao (Shao.2004) verwendet. Das Modell berechnet die Staubkonzentrationen für 5 verschiedene Korngrößenklassen, welche in Tabelle 2 dargestellt sind. Simuliert wurde der Zeitraum vom 18.09.2009 um 0 Uhr UTC bis zum 30.09.2009 um 0 Uhr UTC. Die verfügbaren Variablen werden in der Ausgabedatei in einem Intervall von drei Stunden gespeichert, wodurch sich insgesamt 97 auswertbare Zeitschritte ergeben. Zum Startzeitpunkt werden dem Modell keine atmosphärischen Staubkonzentrationen übergeben. Etwaige Emissionen zu früheren Zeitpunkten werden demnach vernachlässigt. Räumlich deckt das Modell von 110.3° Ost bis 170.3° West und von 57.06° S bis 9.89° S den gesamten australischen Kontinent, das tasmanische Meer, Neuseeland und Teile des südlichen Ozeans und Pazifiks ab. Dieses Gebiet wird mit 164×124 (Ost-West×Süd-Nord) Gitterpunkten abgedeckt. Ein Gitterpunkt repräsentiert damit ein Gebiet von etwa 53.3 km×29.5 km (am nördlichsten Punkt in der Domäne, im Süden sind es 29.4 km×53.3 km). Mehrere Größen, die für Emission, Transport und Deposition wichtig sind (bspw. lokale Form des Geländes, steile Topographie, Rauheit, Turbulenzen), können nicht aufgelöst werden und müssen im Modell parametrisiert werden. Die vertikale Verteilung wird auf 32 Höhenlevel simuliert. Das unterste Höhenlevel ist (entsprechend der Auflösung) geländefolgend, das oberste liegt oberhalb der Troposphäre zwischen 19.044 m und 20.230 m über Meeresniveau.





Größenklasse Effektiver Radius

1	0.5 μm
2	1.4 μm
3	2.4 μm
4	4.5 μm
5	8.0 μm

Tabelle 2: Die Staubpartikel wurden in verschiedene Korngrößen unterteilt

3.1.1. Emissions Schema

Zur Modellierung der Staubbemissionen wurde das Schema von Shao (**Shao.2004**) verwendet und in WRF implementiert. Als Auslöser für Emissionen werden grundsätzlich zwei Mechanismen erwogen: Beschuss durch Salz und der Zerfall von Aggregaten. Zusammengefasst setzt sich das Emissionsschema (**Shao.2004**) aus folgenden Gleichungen zusammen:

$$\tilde{F}(d_i, d_s) = c_y \eta_{fi} [(1 - \gamma) + \gamma \sigma_p] (1 + \sigma_m) \frac{g \cdot Q}{u_*^2} \quad (3.3)$$

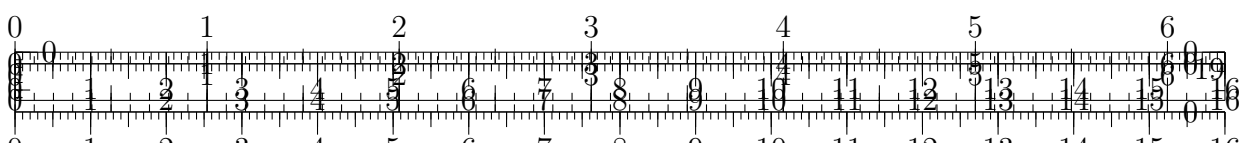
$$\gamma = \exp \left[- (u_* - u_{*t})^3 \right] \quad (3.4)$$

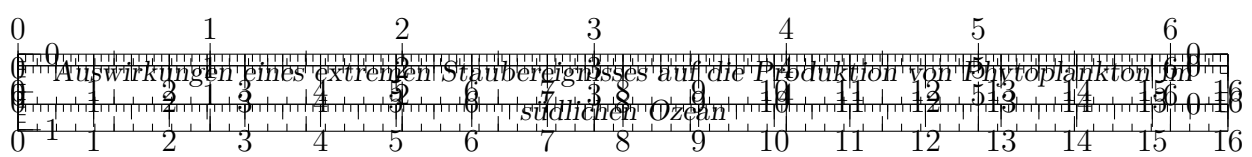
$$\sigma_m = 12 \cdot u_*^2 \frac{\rho_b}{p} \left(1 + 14 \cdot u_* \sqrt{\frac{\rho_b}{p}} \right) \quad (3.5)$$

Dabei ist $\tilde{F}(d_i, d_s)$ die Emissionsrate für die Staubpartikelgröße d_i und das Salz der Partikelgröße d_s ; c_y ein dimensionsloser Koeffizient; η_{fi} der Anteil des insgesamt emittierbaren Staubs; $\sigma_p = \frac{\eta_{mi}}{\eta_{fi}} = \frac{p_m(d_i)}{p_f(d_i)}$ das Verhältnis zwischen der Massenverteilung freien Staubs η_{mi} zu der des insgesamt emissionsfähigen Staubs η_{fi} pro Einheitsbodenmasse für die Partikelgrößenklasse i bzw. den entsprechenden Verteilungen für die Partikelgrößenverteilungen $p_m(d_i)$ und $p_f(d_i)$; $\sigma_m = \frac{m_\Omega}{m}$ das Verhältnis zwischen der Masse m des einschlagenden Partikels und der durch *Bombardement* ausgeworfenen Masse m_Ω ; g die Erdschwerebeschleunigung; Q der stromweise Salzfluss; u_*^2 die Reibungsgeschwindigkeit; u_{*t}^2 der Schwellenwert für die Reibungsgeschwindigkeit; ρ_b die Bodenschüttdichte und p der plastische Bodendruck.

3.2. Chlorophyll a

Um die Taxonomie und die genauen Konzentrationen des Phytoplanktons im Meerwasser abzuleiten, sind in situ Messungen erforderlich. Für die Untersuchung eines Zusammenhangs in dieser Arbeit ist es allerdings ausreichend, die grundsätzliche Tendenz der Entwicklung der Phytoplankton Konzentrationen zu quantifizieren. Eine explizite Kenntnis der speziellen Zusammensetzung ist nicht erforderlich, kann aber anhand vorangegangener Untersuchungen und der für die jeweilige Region erwartbaren Verteilungen abgeschätzt werden. Messungen des in Pflanzen enthaltenen Farbstoffs Chlorophyll erlauben, Produktion und Konzentrationen von Phytoplankton abzuleiten (**RYTHER.1957**). Dementsprechend ist es zu diesem Zweck üblich, die Nettoprimärproduktion aus Satellitenbildern abzuleiten, welchen Werte des Hauptpigments *Chlorophyll a* zugewiesen wer-





den können. Da die Reaktionszeit auf möglichen *Dünger* mit 4-5 Tagen (vgl. Kapitel 2.3.1) relativ kurz ist, ist es vorteilhaft, zeitlich möglichst hoch aufgelöste, tägliche Daten zu verwenden. Eine erhebliche Einschränkung dieser satellitengestützten Daten ist, dass die Beobachtungen nur über eis- und wolkenfreiem Himmel möglich sind. Zusätzlich kann reflektiertes Sonnenlicht die Ableitung erschweren. Auf Abbildung 3.1 wird beispielhaft demonstriert, dass diese Faktoren zu einer sehr schlechten räumlichen Auflösung führen können. Glücklicherweise bietet der *Copernicus Marine Service* bzw. Saulquin et al. (**Saulquin.2019**) einen überarbeiteten Datensatz für den Betrachtungszeitraum, welcher die fehlenden Beobachtungsdaten mithilfe aktueller Algorithmen in täglicher Auflösung interpoliert. Obwohl dieser Datensatz die gewässertypischen Besonderheiten berücksichtigt und auf Basis fundierter Interpolationsmethoden zusammengestellt wurde, muss aufgrund der schlechten Abdeckung (insbesondere mit zunehmender geographischer Breite) bei der späteren Interpretation ein entsprechend hoher möglicher Fehler beachtet werden. Die Werte werden aus den Messungen mehrerer Sensoren/Spektrometer (MERIS, MODIS und SeaWiFS) zusammengestellt. Mithilfe Temperatur des Oberflächenwassers, einfallender Sonnenstrahlung, mixed-layer-depth, Up- und Downwellingzonen kann aus CHL-a Konzentration die NPP abgeleitet werden (**Falkowski.1998**).

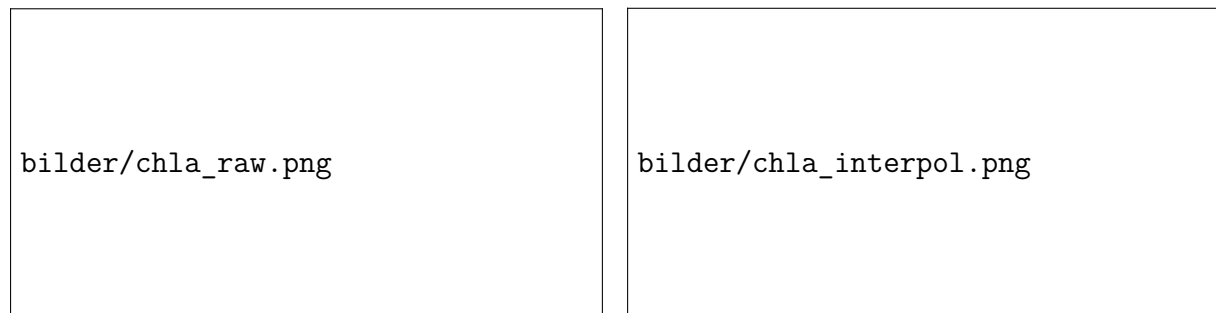
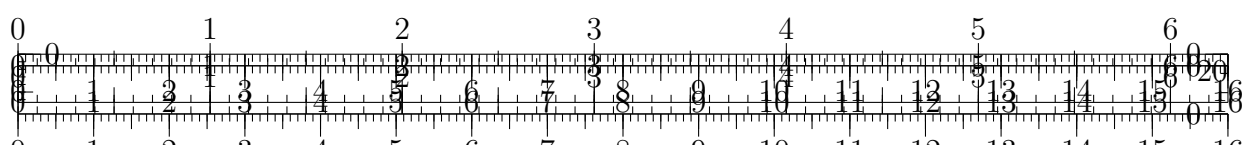
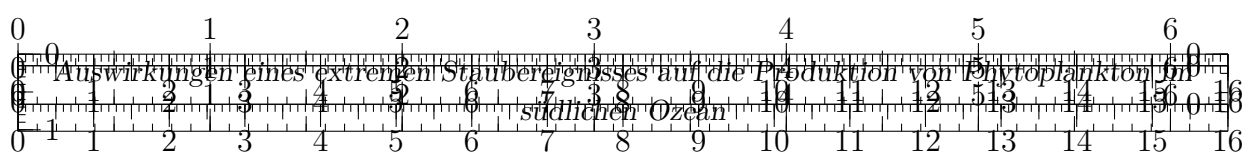


Abbildung 3.1: Beispielhaft die zum 01.09.2009 abgeleiteten Chlorophyll a Konzentrationen. Links: Ableitung auf Basis der Beobachtungsdaten (Ocean colour daily data des Climate Data Store). Für alle weißen Flächen liegen keine Daten vor. Rechts: Mithilfe weiterer Algorithmen von Saulquin et al. (**Saulquin.2019**) interpolierte Werte für eine vollständigere Abdeckung.

3.3. Statistische Methoden

Um den statistischen Zusammenhang zweier Variablen zu untersuchen, werden hier zwei verschiedene Verfahren angewendet. Zunächst wird anhand einer Zeitreihenanalyse der Konzentrationen des Phytoplanktons (Kapitel 3.3.1) überprüft, ob im Untersuchungszeitraum nach dem Staubsturm überhaupt eine nennenswerte Reaktion beobachtet werden kann. Aufgrund der regelmäßig und insbesondere saisonal schwankenden Veränderungen müssen dabei entsprechende Trends (welche unabhängig von der Staubdeposition zu Veränderungen führen) eliminiert werden. Für dieses Verfahren wird die Staubdeposition als *ein* Ereignis betrachtet, welches in bestimmten Regionen Auswirkungen nehmen kann (nämlich in denen mit Depositionen größer einer entsprechenden Signifikanzschwelle laut WRF-Simulation). Tatsächlich liegen die Staubdepositionen durch die WRF-Simulation aber auch im Rahmen einer Zeitreihe vor. Unter der Annahme, dass eine potentielle Entwicklung des Phytoplanktons immer nach einer bestimmten Reaktionszeit stattfindet, ist





eine Kovarianzanalyse der Zeitreihen der Depositionen und Phytoplanktonkonzentrationen (entsprechend um die Reaktionszeit verschoben) möglich. Hierzu wird in Kapitel 3.3.2 die Maximum Kovarianzanalyse beschrieben.

3.3.1. Zeitreihen- und Trendanalyse

Für die Zeitreihenanalyse werden alle Gitterzellen betrachtet, für die von der WRF-Simulation entsprechend hohe Eisendepositionen simuliert wurden. Um das Gebiet sinnvoll einzugrenzen, muss der gesamte Eintrag für die jeweilige Zelle so groß sein, dass dadurch die *normalen* Eisenkonzentrationen nennenswert erhöht werden. Auf Basis von Abbildung 3.2 wird angenommen, dass diese für den überwiegenden Teil der zu untersuchenden Region mindestens etwa 0.066 nM (Nanomol pro Liter) betragen. Darüber hinaus wird zur Abschätzung der Erhöhung der Eisenkonzentrationen Fe_c durch Deposition angenommen, dass der überwiegende Teil der Nährstoffe in den oberen $z_0 = 10\text{m}$ des Oberflächenwassers konsumiert wird. Mit den $M_{Fe} = 55.845\text{ g/mol}$ Molmasse des Elements Eisen ergibt sich dann ausgehend der vom Modell simulierten Eisendeposition Fe_{in} in g/qm:

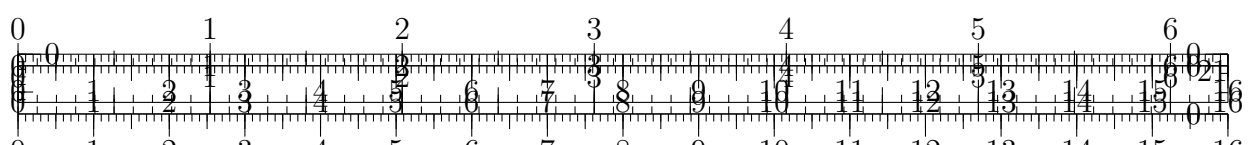
$$Fe_c = \frac{Fe_{in}}{z_0 \cdot M_{Fe}} \Leftrightarrow Fe_{in} = Fe_c \cdot z_0 \cdot M_{Fe} \quad (3.6)$$

Um eine Erhöhung der Konzentrationen in der Größenordnung von mindestens 0.01 nM zu erreichen, müssen dementsprechend wenigstens etwa 5.6 μg Eisen pro Quadratmeter eingetragen werden. Zum Vergleich: In den *Bottle Experiments* von Martin und Fitzwater (**Martin.1988**) wurden in verschiedenen Behältern 1 nM, 5 nM und 10 nM hinzugefügt. Die Mengen waren dort also um mindestens zwei Größenordnungen höher als in dieser Annahme. Im SOIREE-Experiment für den südlichen Ozean (**Trull.2001**) konnten Veränderungen ab einer Schwelle von etwa 0.2 nM Eisen beobachtet werden, was einer Verdopplung der dortigen regulären Konzentration von 0.1 nM entspricht (**Boyd.2010**). Auch im Vergleich dazu ist der hier verwendete Schwellenwert eher optimistisch, da heißt, die Depositionen reichen möglicherweise nicht aus, um eine Reaktion des Phytoplanktons zu bewirken.

Da die chemischen Zusammensetzungen und Bedingungen für die Regionen unterschiedlich sein können (QUELLE ERGÄNZEN), sollen die anhand des Schwellenwertes identifizierten Zellen in verschiedene Sektoren eingruppiert werden, um diese jeweils separat zu analysieren. Für jeden Sektor k wird anschließend für jeden verfügbaren Zeitpunkt der Mittelwert der Chlorophyll-a-Konzentrationen C_i aus den N_k dort betroffenen Zellen berechnet. Damit ergibt sich eine Zeitreihe für die Entwicklung des Phytoplanktons im gesamten Sektor $P_k(t)$:

$$P_k(t) = \frac{1}{N_k} \sum_{i=1}^{N_k} C_i(t) \quad (3.7)$$

Unter der Annahme, dass der Eintrag von Eisen einen Einfluss auf diese Zeitreihe nimmt, sollte diese nach dem Ereignis ansteigen. Dies wäre ein entsprechendes Indiz. Allerdings unterliegt die Entwicklung der Phytoplankton-Konzentrationen ohnehin (so auch im tasmannischen Meer (**Tilburg.2002**)) einem jahreszeitlichen Gang sowie weiteren externen Einflüssen, die eine hohe Variabilität aufweisen können (vgl. Kapitel 2.3.2). Da der jahreszeitliche Trend aus den Klimadaten relativ bekannt ist, kann die Zeitreihe im Untersuchungszeitraum 2009 um diesen Effekt bereinigt werden.



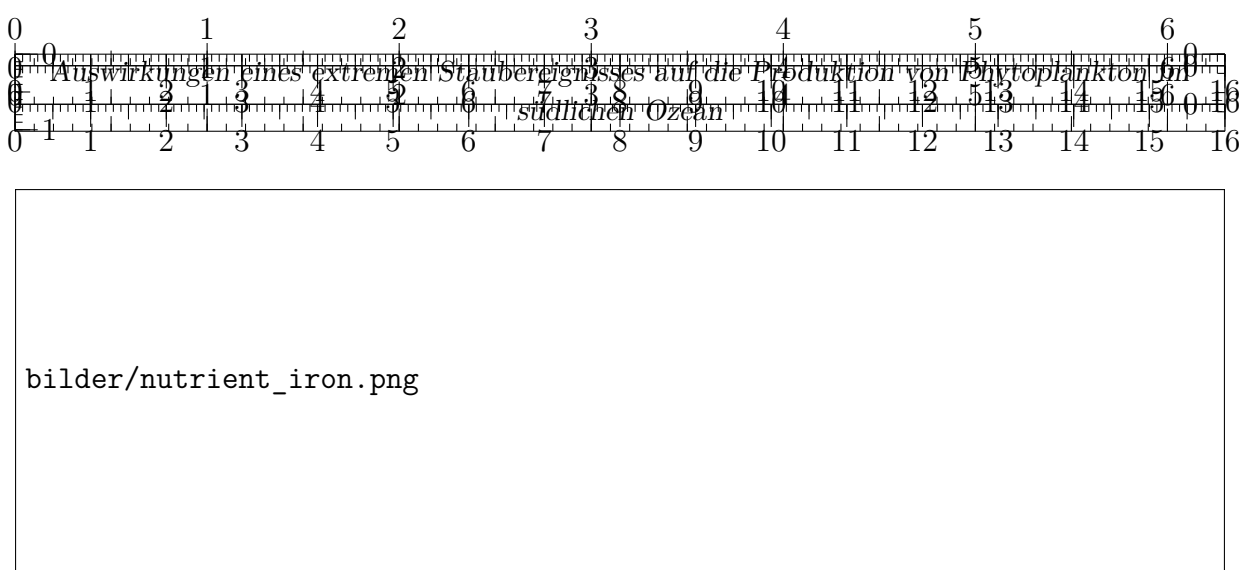


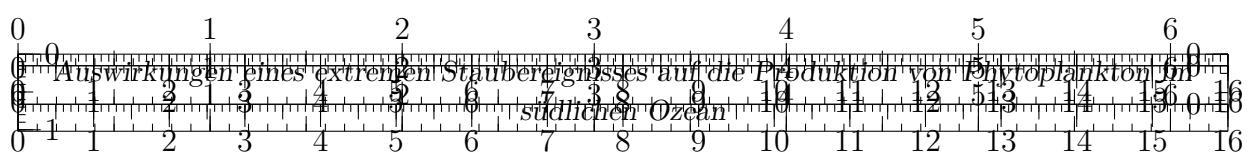
Abbildung 3.2: Links: Die abgeleiteten Eisenkonzentrationen in der zu untersuchenden Region. Rechts: Histogramm für die Konzentrationen in den Gitterzellen. Erstellt aus dem Datensatz des Copernicus Marine Data Store, für weitere Informationen siehe <https://resources.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-GLO-PUM-001-029.pdf>

3.3.2. Maximum Kovarianz Analyse

3.4. Modell für den Hypothesentest

Wie in den vorangegangenen Kapiteln aufgezeigt wurde, können verschiedenste Faktoren dazu führen, dass trotz des gemeinhin bekannten *düngenden* Effektes von Eisen auf Phytoplankton kein Zusammenhang zum Staubbsturm in Form des erhöhten Eintrags von Staub bzw. Eisen in den Ozean beobachtet werden kann. Im Rahmen dieser Arbeit soll die einfache Hypothese getestet werden, dass eine mögliche Reaktion des Phytoplanktons vordergründig dadurch limitiert ist, dass die eingetragenen Nährstoffe, insbesondere Eisen, nicht ausreichend lange im Oberflächenwasser verweilen um von den Organismen konsumiert zu werden. Aufgrund der vergleichsweise hohen Sinkgeschwindigkeit des Formats, in dem Eisen hauptsächlich eingetragen wird, entzieht sich dieser Nährstoff der euphotischen Zone. Um diese Hypothese zu testen, werden vereinfachende Annahmen zur Reaktionszeit des Phytoplanktons T_{Phy} , der Sinkgeschwindigkeit v_i der jeweiligen Korngröße i , der Tiefe der aktiven euphotischen Zone (bzw. MLD) h und der damit verbundenen Verweilzeit T_i der zusätzlichen Nährstoffe gemacht. In Regionen, in denen die Verweilzeit T_i größer als die Reaktionszeit T_{Phy} ist, sollten unter der Annahme sonst unveränderter Bedingungen Reaktionen beobachtet werden können. Da der Staub nicht nur einmalig zu einem bestimmten Zeitpunkt eingetragen wird, sondern an unterschiedlichen Orten über unterschiedliche Zeiträume, ist es erforderlich, für jeden Modellpunkt ein Budget zu betrachten. Der Hypothese folgend können Orte mit kontinuierlichem Eintrag über einen längeren Zeitraum eine stärkere Reaktion zeigen. Diese Lokationen sollen mithilfe der WRF-Simulation identifiziert und anschließend mit den Chlorophyll a Daten verglichen werden. Um auszuschließen, dass die Reaktionen aus einem anderen, vom Staubbsturm unabhängigen, Faktor resultieren, sollten diese über der Standardabweichung des klimatischen Mittels liegen. Sigmoidfunktion zur Aktivierung:

$$\text{sig}(x) = \frac{1}{1 + e^{-x}} = \frac{1}{2} \cdot \left(1 + \tanh \frac{x}{2}\right) \quad (3.8)$$



$$R(t) = \sum_{i=1}^5 \text{sig}(T_i - T_{Phy}) \quad (3.9)$$

$$= \sum_{i=1}^5 \text{sig}\left(\frac{h}{v_i} - T_{Phy}\right) \quad (3.10)$$

3.4.1. Evaluierung der Parameter

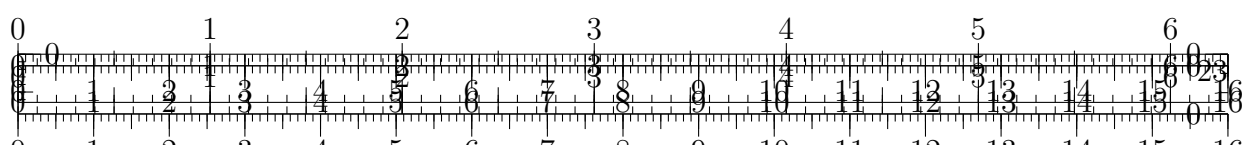
Zur Berechnung der Sinkgeschwindigkeit Stokes? turn-over time ist von Größenordnung einer Woche oder weniger (**Falkowski.1998**): abgeleitet durch: 45 bis 50 Pg Kohlenstoff produzieren Phytoplankton pro Jahr, aktuell im Ozean sind aber immer nur ca. 1 Pg, das heißt dass das jeweils aktuelle Phytoplankton immer nach ca. einer Woche *umgesetzt* wurde. Die Proben von Martin und Fitzwater (**Martin.1988**) zeigten an Tag 4 des Experiments eine signifikante Reaktion auf die Zugabe von Eisen (im Vergleich zu den unbehandelten Kontrollen).

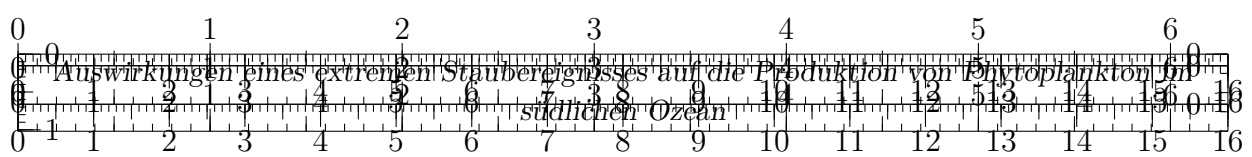
4. Gabric.2016

- Tasman Sea 25° S bis 40° S Untersuchungsareal
- data: Chl + aerosol optical depth (AOD)
 - chl data: daily + 8 day MODIS-AQUA
 - AOD data: 550 nm, 4km resolution
- divided into 5° latitude band
- DVR kumulativ
- Hovmoller Plots (x: zeit, y: latitude, longitude)
- cloud processing / wet deposition wichtig
- Response hauptsächlich südlich der tasmanischen Front ($\approx 32^\circ$ S)
- Staubdeposition weiter im Norden

4.1. Der südliche Ozean

Schätzungsweise 45-62 % der gesamten Wärmezunahme zwischen 2005 und 2017 in den oberen 2000m des globalen Ozeans entfielen auf den südlichen Ozean (**IPCCpol.2019**). Auch im tiefen Ozean $> 2000m$ fand wahrscheinlich eine Erwärmung statt. Zusammen mit dem steigenden Eintrag von Süßwasser durch abschmelzende Eisschilde führt diese Erwärmung zu einer zunehmenden Stratifizierung der oberen Ozeanschichten. Durch diese höhere hydrodynamische Stabilität wird der Austausch von Nährstoffen in lichtdurchflutete Schichten erschwert, sodass die dortige Produktion von Phytoplankton beeinträchtigt ist. In der Arktis führten die Veränderungen in der Eisbedeckung zu einer erhöhten Netto-primärproduktion, Phytoplankton-Blüten treten früher im Jahr auf. Rund um die Antarktis kann dies allerdings nicht pauschal beobachtet werden (**IPCCpol.2019**). Allerdings wird eine Südwärtsverlagerung des antarktischen Krillvorkommens vermutet. Derzeitige





Klimaprognosen deuten daraufhin, dass die Nettoprimärproduktion in Arktis und Antarktis erhöhen, aber gleichzeitig in tropischen Gewässern deutlich sinken wird. Grundsätzlich bietet der südliche bzw. antarktische Ozean ein hohes Potential für die Produktion von Phytoplankton. Im (südhemisphärischen) Sommer sind große Teile der oberen Ozeanschichten ausreichend lichtdurchflutet und Nährstoffe (mit Ausnahme von löslichem Eisen) können durch das allgemeine Aufströmen aus der Tiefe an die Oberfläche transportiert werden (**Martin.1990**). - Der antarktische Zirkumpolarstrom kann je nach Zone verschiedene chemikalische Eigenschaften aufweisen:

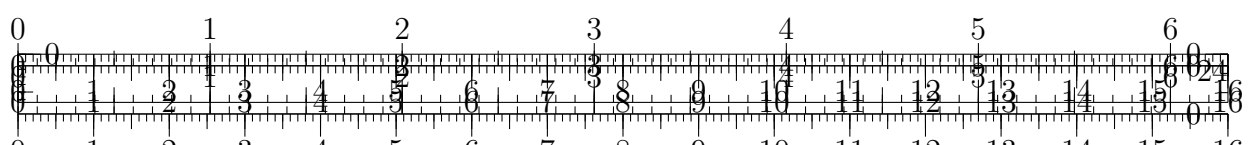
1. Subtropische Front
2. Subantarktische Zone
3. Subantarktische Front
4. polare Frontzone
5. Polarfront
6. Antarktische Zone
7. südliche Front des antarktischen Zirkumpolarstroms
8. südliche Grenze des antarktischen Zirkumpolarstroms

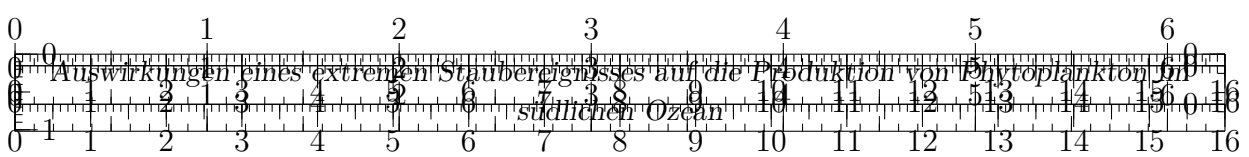
5. Auswertung und Diskussion

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der WRF-Simulation verwendet, um den möglicherweise düngenden Effekt von der Staubeignisse im September 2009 auf die Phytoplankton-Populationen zu untersuchen. Zunächst werden hierzu die Ergebnisse der Simulation präsentiert, um die Ausmaße des Staubsturms zu quantifizieren.

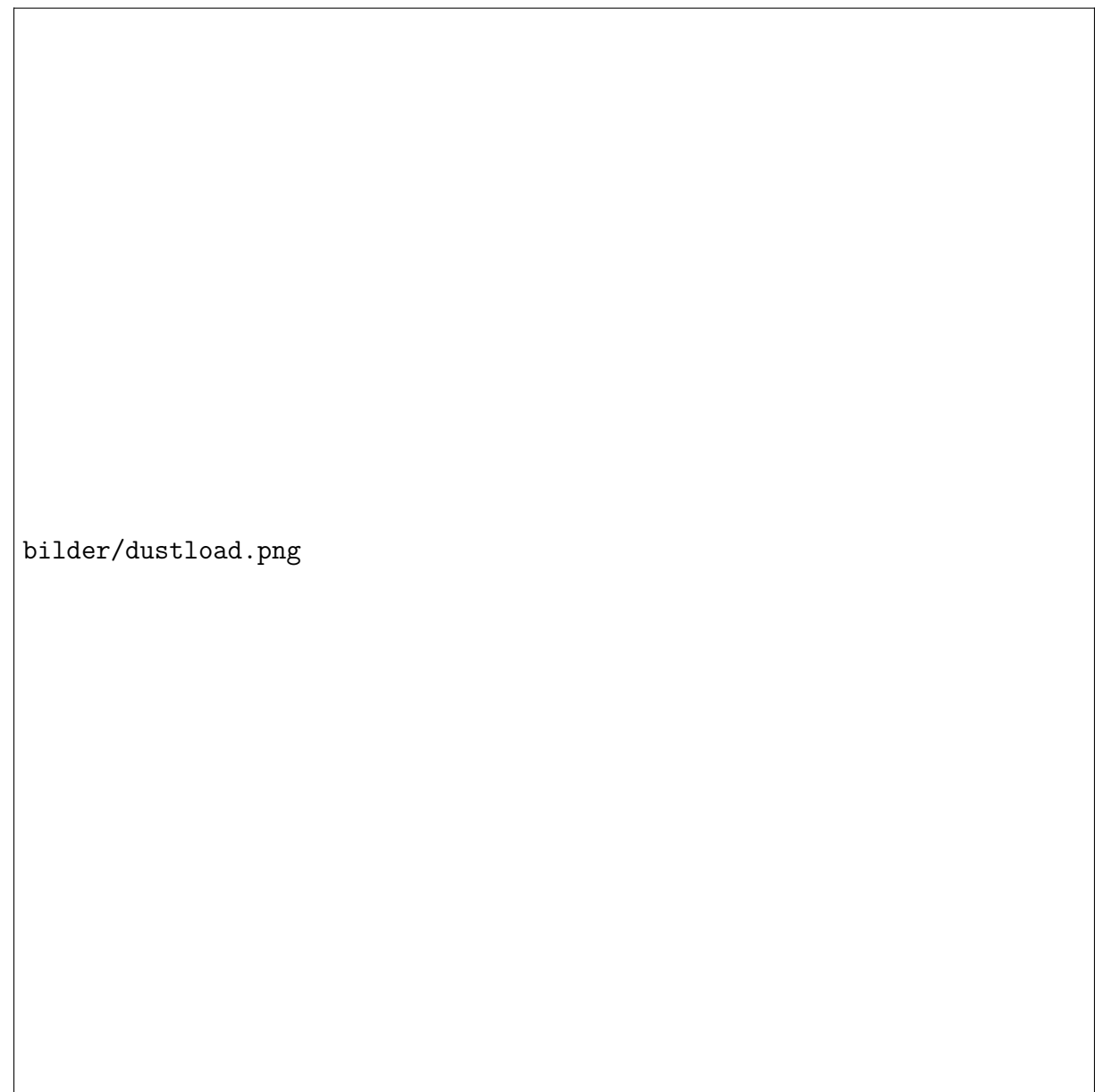
5.1. Ergebnisse der WRF-Simulation

Auf Abbildung 5.1 werden die Ausdehnung und die Staubquellen täglich um 0 Uhr UTC präsentiert. Es ist erkennbar, dass sich die Staubkonzentrationen auch über das Untersuchungsgebiet hinaus erstrecken. Die Staubwolke stimmt in Ausmaß und Form gut mit den Beobachtungen aus den Satellitenbildern (Abb. 2.5) überein. Es sind alle Hauptereignisse (gem. **Leys.2009**) identifizierbar: Das Event beginnt mit hohen Staubkonzentrationen über Canberra am 22.09., zeigt am 23.09. um 0 Uhr UTC zum Zeitpunkt des Red Dawn die sehr hohen Konzentrationen entlang der gesamten Ost-Nordost-Küste und auch der Folgesturm am 26.09. ist deutlich abgebildet. Ab dem 24.09. simuliert das WRF-Modell sehr hohe Staubkonzentrationen im Norden und Nordwesten Australiens. Diese sind anhand der Satellitenbilder nicht so deutlich ableitbar. Die Simulation präsentiert zwei Regionen, welche die wesentlichen Hauptquellen darstellen: 1) *Channel Country* im Westen von Queensland und 2) große Teile des Lake Eyre Beckens in Südastralien. Beide Quellen wurden in vorangegangenen Arbeiten ebenfalls ausgemacht (sh. Kapitel 2.4.3). Die weiteren mutmaßlichen Quellen (Bergbauggebiete um Cobar und Broken Hill und Weideland im Nordwesten von New South Wales) spielen in der Simulation allerdings keine Rolle. Darüber hinaus wird der Großteil des Staubes von nur einigen wenigen Gitterzellen



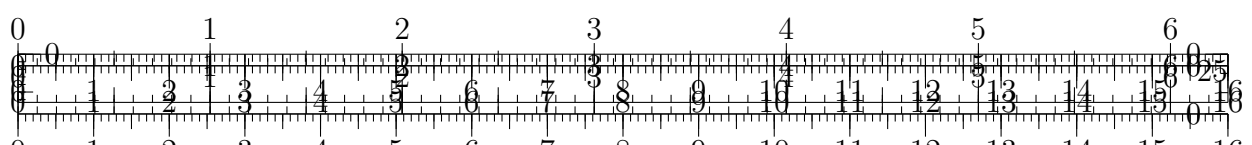


emittiert. Die Gesamtemission beträgt 3.4 Millionen Tonnen (= 3.4 Tg, davon 2.3 Tg bis zum 23.09. 0 Uhr UTC). Davon werden allein 650 tausend Tonnen, also etwa 19 % von nur einer Zelle (etwa 2462 Quadratkilometer) in Channel Country abgetragen. Im Modell wird die Landfläche Australiens durch 3226 Gitterpunkte abgebildet. Davon emittieren 195 Staub, wovon wiederum nur 6 fast 48.9 % der Gesamtemissionen ausmachen. 75 % werden bereits von 20 Quellen repräsentiert, 42 sind für über 90 % verantwortlich, sh. Abbildung 5.2. Text



bilder/dustload.png

Abbildung 5.1: .



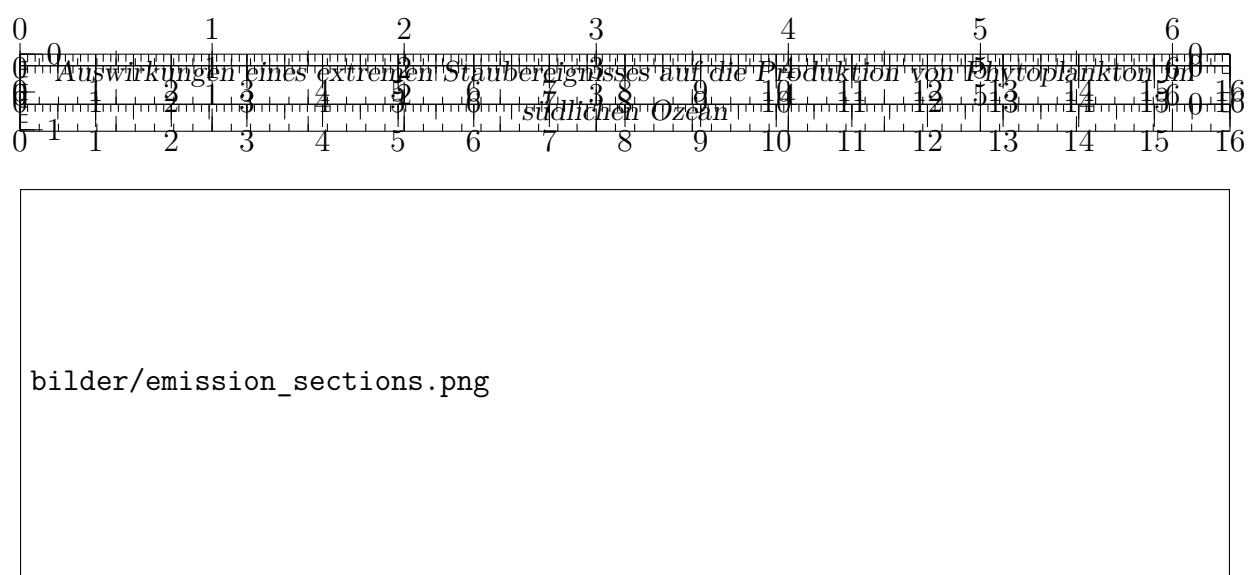


Abbildung 5.2: .

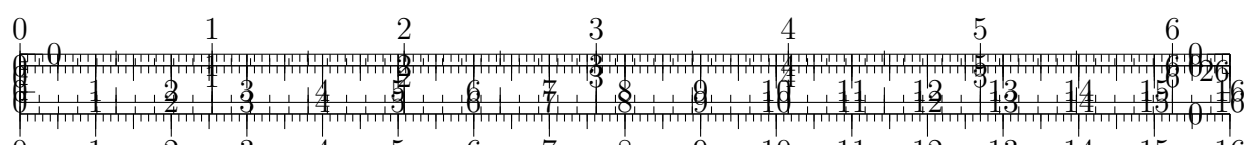
5.2. Eintrag von Staub und Eisen

5.3. Phytoplankton Reaktion

5.4. Anpassungen nach der ersten Simulation

Die Ergebnisse der WRF-Simulation sollten in einem ersten Schritt durch eine grobe Übersicht auf Plausibilität, d.h. der wahrscheinlichen Abweichung von der Realität überprüft werden. Da ein relativ langer Zeitraum von 12 Tagen simuliert wird, sind auch größere Abweichungen wahrscheinlich. Ganz allgemein sind Wetterprognosen i.d.R. nur für die ersten Tage wirklich präzise. Die Wahrscheinlichkeit, dass das berechnete Wetter eintritt nimmt dann aufgrund des chaotischen Verhaltens der Atmosphäre und den beschränkt zur Verfügung stehenden diskreten Startwerten stark ab (**Quelle ergänzen**). Beobachtungs- bzw. Reanalysedaten werden dem Modell zum Startzeitpunkt und an den Rändern geliefert. Die Zustände der zeitlich und räumlich dazwischen liegenden Gitterpunkte sind dann (ausschließlich) vom Modell simuliert (**Quelle Sven, nochmal checken**). Für den Großteil des untersuchten Gebietes liegen ohnehin keine Beobachtungsdaten vor. Der australische Kontinent ist relativ dünn mit Wetterstationen besetzt und Beobachtungen durch Satelliten sind hinsichtlich zeitlicher und räumlicher Auflösung ebenfalls häufig relativ grob. Darüber hinaus können die interessanten Parameter meist nur indirekt ermittelt werden.

Dennoch können einfache Vergleiche einen ersten Eindruck von der Qualität der Simulation vermitteln. Hierzu wurden die simulierten Staubkonzentrationen und Emissionen mit Satellitenbildern, Beobachtungsdaten und Schätzungen aus der diesbezüglichen Literatur verglichen. Der Abgleich mit den (Echt-Farben-) Satellitenbildern zeigt, dass die Fortbewegung und Ausdehnung der Staubwolke vom Modell grundsätzlich erfasst wird. Auf Abbildung 5.4 ist jedoch ebenfalls gut sichtbar, dass das Modell zu späteren Zeiten eine deutlich höhere Staubkonzentration im Nordwesten Australiens simuliert, als von den Satellitenbildern direkt ableitbar wäre. Dabei ist zu beachten, dass die (Echt-Farben-) Satellitenbilder keine direkten Rückschlüsse auf die Staubkonzentration zulassen. Es können durchaus höhere Staubkonzentrationen vorliegen, die auf Satellitenbildern nicht erkannt werden können (**Behauptung Shao, Quelle ergänzen**). Aufgrund der dort simulierten sehr hohen Konzentrationen wird allerdings vermutet, dass entsprechende Emissionen überschätzt werden.



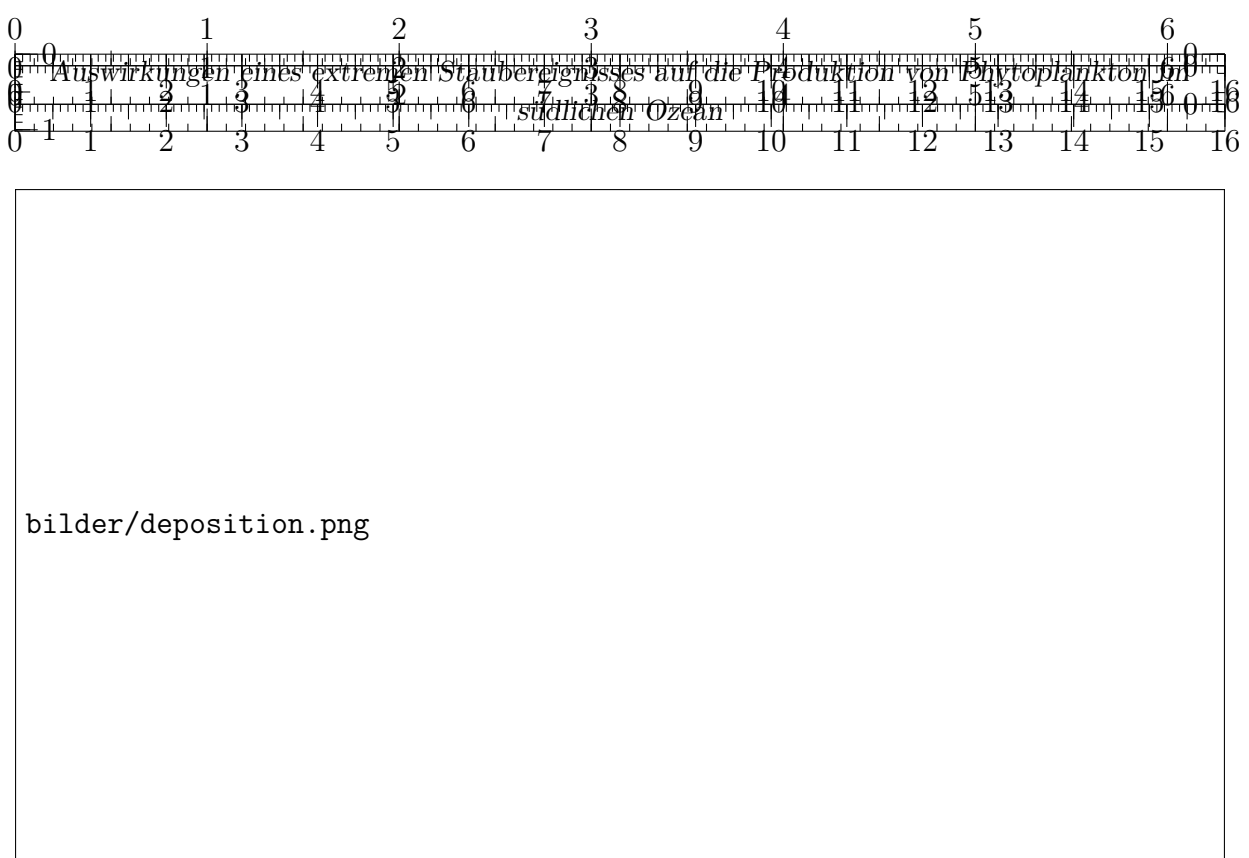
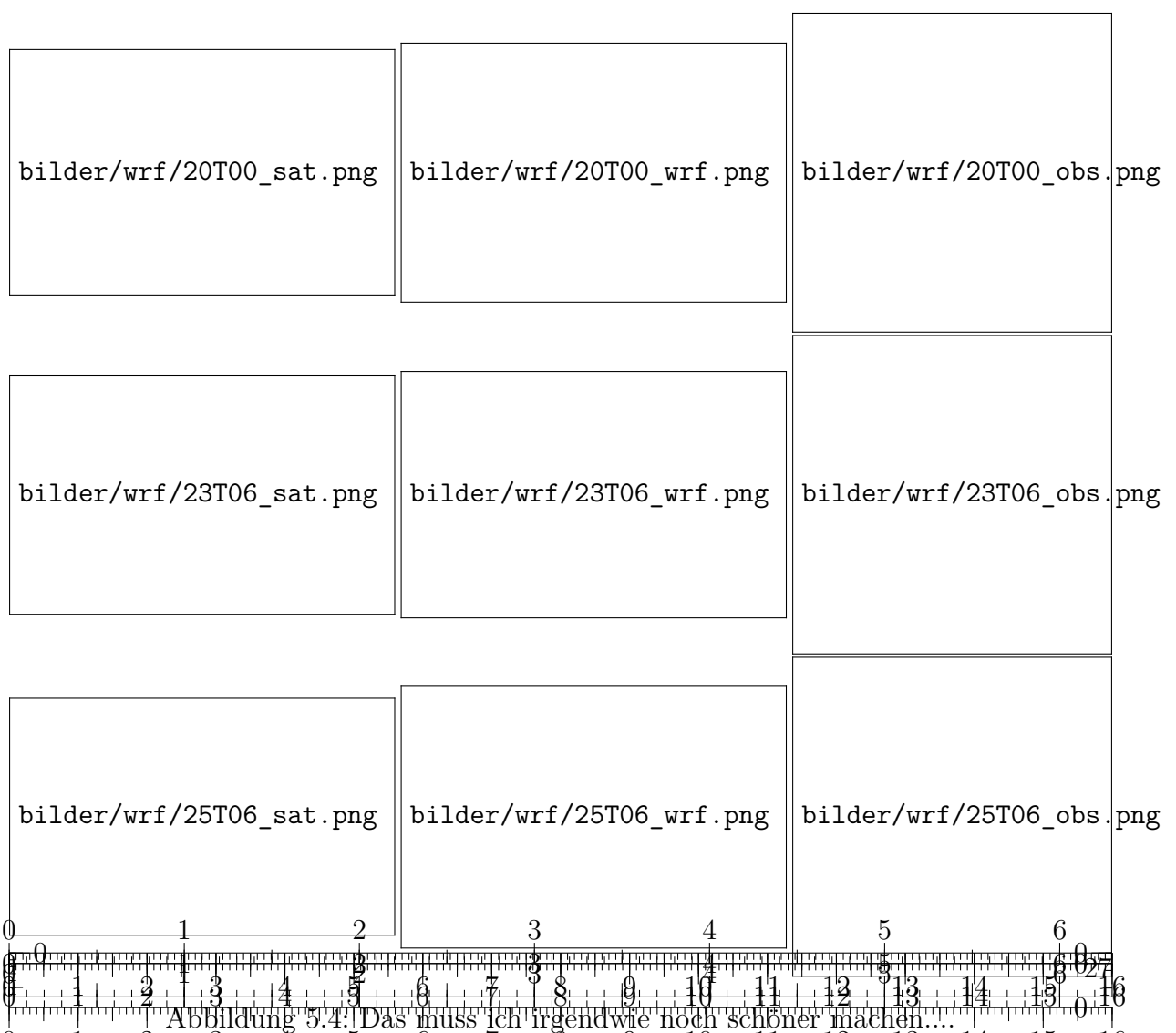
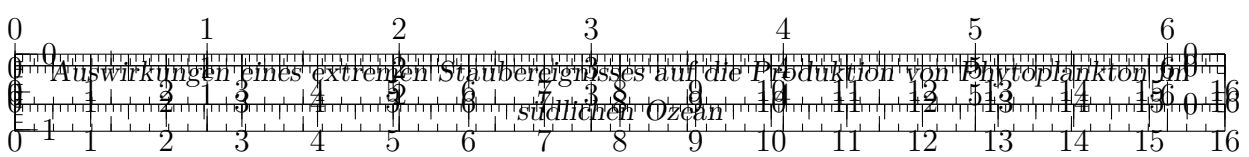


Abbildung 5.3: Ergebnis des WRF-Modells: Der kumulierte Eintrag von Staub (oben) und Eisen (unten) über den gesamten Simulationszeitraum. Der Gesamteintrag ergibt sich als Summe von nassem Eintrag (links, Auswaschung durch Regen), Ablagerung durch Gravitation (Mitte) und trockenem Staubeintrag (rechts).



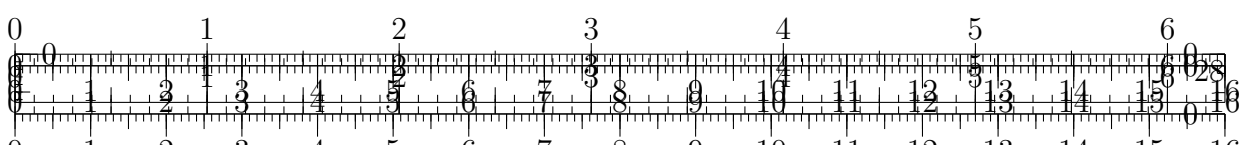


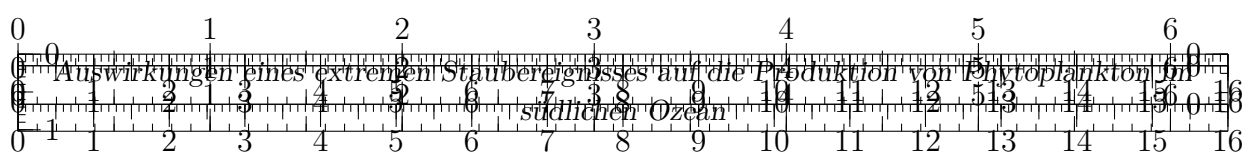
Der Großteil des Staubs wird laut WRF-Modell aus der Region *Channel Country* im Westen Queensland in der Nähe der *Diamantina Lakes* emittiert. Diese Region wird grundsätzlich als Quelle für das Red-Dawn-Event vermutet (sh. Kapitel **XY**, **Leys.2011**), allerdings bislang nicht als dominierende. Auf Abbildung 5.5 wird deutlich, dass diese im Modell aber deutlich dominiert. Die Vermutung liegt nahe, dass ebendiese Emissionen zu den erhöhten (möglicherweise unrealistischen) modellierten Staubkonzentrationen im Nordwesten führen. Die Staubemissionen können im Modell aus verschiedenen Gründen überschätzt werden. Ein offensichtlicher Nachteil des im Modell implementierten Schemas zur Staubemission ist, dass nicht berücksichtigt wird, wie viel Staub am jeweiligen Gitterpunkt maximal emittiert werden kann. Ist eine Region also einmal als Staubquelle mit einer entsprechenden Größenordnung definiert, kann bei entsprechenden Windstärken theoretisch beliebig viel Staub emittiert werden. Dies soll in späteren Versionen durch eine *Budgetierung* des maximal *emissionsfähigen* Staubs an der Oberfläche implementiert werden, sodass die Emission stoppt, nachdem das Budget aufgebraucht ist. Durch neue Ablagerungen von Staub (Deposition) kann das Budget dann wieder aufgefüllt werden. Anschließend wären die Emissionen *zeitlich* limitiert.



Abbildung 5.5: Darstellung der maximalen Staubemissionen über alle Zeiten je Gitterpunkt. Die Variablen DUST_EMIS_ACC1..5 beschreiben die über den letzten Zeitschritt (hier 3 Stunden) gemittelten Werte der Staubemissionen und wurden hier aufsummiert.

Neben der zeitlichen Beschränkung beeinflussen verschiedene Parameter die zeitunabhängige Größenordnung der Emissionen. Insbesondere entscheidend für das Emissionspotential ist die Rauheit des Geländes. Dies stellt in Simulationen stets ein Problem dar, da die räumliche Auflösung eines diskreten Modells nie alle beliebig kleinen Elemente abdecken kann. Stattdessen wird jedem Gitterpunkt ein Parameter zugeordnet, der die Rauheit repräsentiert und die Emissionen stellvertretend regulieren soll. Im vorliegenden





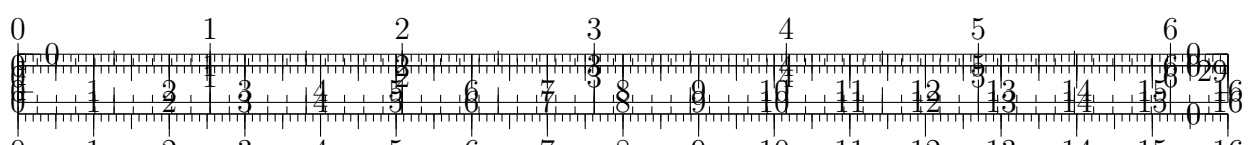
WRF-Modell werden dazu die Vegetationsparameter angepasst **LAI oder VEGFRA?**, da Vegetation einen vergleichbaren Einfluss nimmt wie Rauheit, bzw. ebenfalls eine gewisse Rauheit darstellt. Diese Informationen, welche Größe die Parameter an welchem Gitterpunkt annehmen, werden durch Geogrid-Daten in das WRF-Modell gegeben. In Abbildung sind einige der relevanten Parameter dargestellt. Es wird deutlich, dass die Zelle mit den höchsten Emissionen (1) im Vergleich zu den Nachbarzellen etwas andere Werte erreicht, was zu verstärkten Emissionen führt. Da angenommen wird, dass die sehr hohen Emissionen unrealistisch sind, wurde der Blattflächenindex (LAI) an den 10 Gitterpunkten mit den höchsten Emissionen gezielt korrigiert. Dies führt zu einer veränderten Rauheit und soll die Emissionen auf ein adäquates Level limitieren.

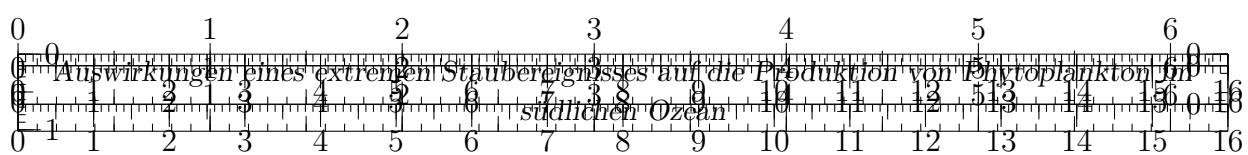


Abbildung 5.6: Absolute Werte einiger konstanter Parameter im WRF-Modell für die Region mit hohen Emissionen, die die Staubemissionen regulieren können. Die Zahlenwerte 1 bis 20 geben die Rangordnung der Staubemissionen an. Das heißt, Gitterpunkt 1 erreicht die höchste Emission, 2 die zweithöchste usw.

5.5. Staubkonzentrationen

- Hohe Konzentrationen an der Oberfläche werden durch Modell ungenügend beschrieben (siehe DUST_ACC_ auf zlevel 0 (geländefolgend)). DUSTLOAD über ganze Atmo-





sphärensäule allerdings schon eher. Sehr sehr hohe Konzentrationen ($> 10\text{kg pro qm}$) später im Norden.

6. Staubquellen und Emissionen

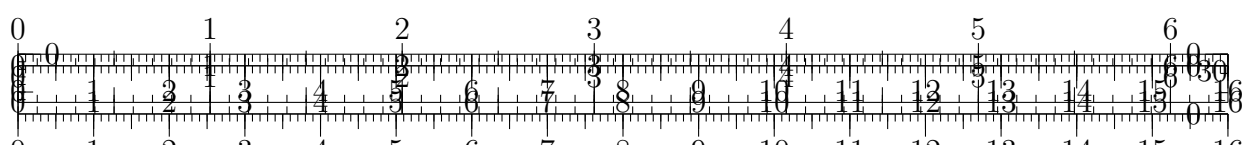
Staubquellen gemäß (Leys.2011)

1. lower Lake Eyre Basin
2. grazing lands of north western NSW
3. mining areas around Cobar und Broken Hill
4. Channel Country of western Queensland

Laut Modell enorm hohe Emissionen zwischen Diamantara Lakes und Boulia (western Queensland). Laut Deckker et al. (Deckker.2014) konnte Lake Torrins als Quelle für Staub der bei Canberra gefallen ist identifiziert werden. Diese Region ebenfalls Bestandteil des Modells. Die *Fingerabdruckanalyse* von Deckker et al. (Deckker.2014) ist leider dadurch beschränkt, dass nur Proben aus den beiden (im Vergleich zur Ausdehnung der Staubwolke) sehr südlich gelegenen Städten Canberra und Eden verwendet werden konnten. Die damit abgeleiteten Staubquellen sind also vermutlich für den Großteil des Ereignisses nicht repräsentativ. - Benutzt man die Unterteilung in O'Loingsigh et al. (O'Loingsigh.2017), dann laut Modell Region (2) Channel Country mit Abstand größte Quelle, aber auch (3) Lake Eyre (A) and South Simpson desert ephemeral lakes region, (4) South Strzelecki desert and Lake Frome (B) subbasin, (5) Lakes Torrens (C). - Staub beschreibt eine bestimmte Signatur, die von den Eigenschaften des Sediments unterschieden werden kann, in welchem sich der Staub abgelagert hat. Die besondere Signatur kann nach Marx et al. (Marx.2018) durch verschiedene Mechanismen verursacht werden:

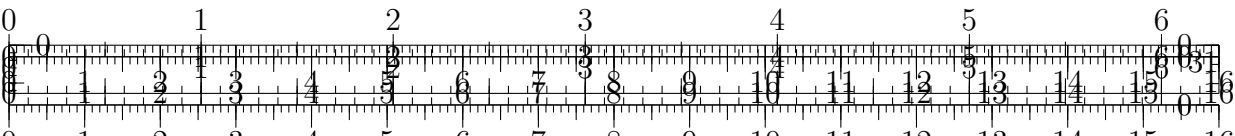
1. Transport
2. geochemisch oder mineralogisch
3. *Fingerabdruck* der Herkunftsregion
4. anthropogene Effekte

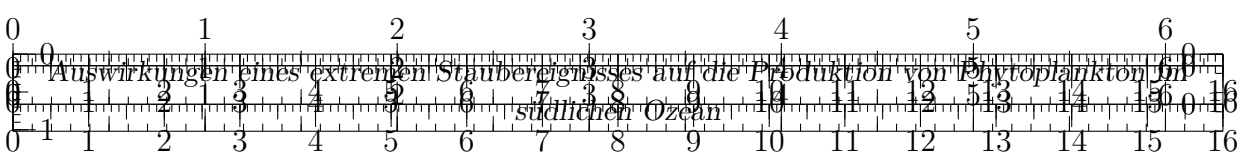
7. Zusammenfassung und Ausblick



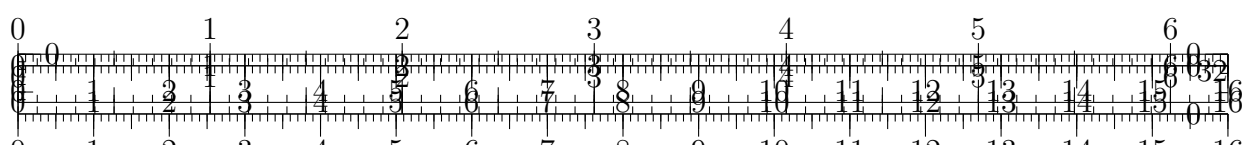


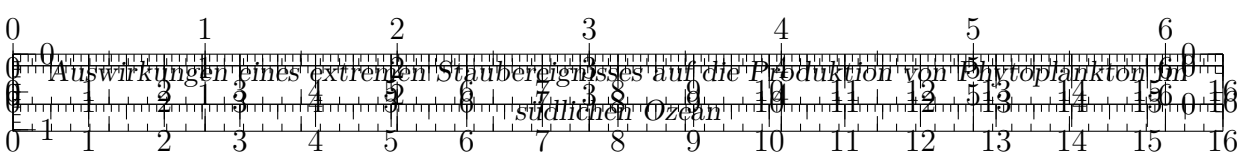
Literatur

- Anderson.2005** Robert Anderson und Gideon Henderson. „PROGRAM UPDATE — GEOTRACES—A Global Study of the Marine Biogeochemical Cycles of Trace Elements and Their Isotopes“. In: *Oceanography* 18.3 (2005), S. 76–79. DOI: 10.5670/oceanog.2005.31.
- Bach.2012** Lennart Thomas Bach et al. „An approach for particle sinking velocity measurements in the 3-400 µm size range and considerations on the effect of temperature on sinking rates“. In: *Marine biology* 159.8 (2012), S. 1853–1864. DOI: 10.1007/s00227-012-1945-2.
- BaezHernandez.2019** Maite Báez-Hernández et al. „Interaction of sinking behaviour of Saharan dust and lithogenic and biogenic fluxes in the Canary Basin“. In: *Scientia Marina* 83.2 (2019), S. 121. DOI: 10.3989/scimar.04877.19A.
- Bereiter.2015** Bernhard Bereiter et al. „Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600 kyr before present“. In: *Geophysical Research Letters* 42.2 (2015), S. 542–549. DOI: 10.1002/2014GL061957.
- Boning.2008** C. W. Böning et al. „The response of the Antarctic Circumpolar Current to recent climate change“. In: *Nature Geoscience* 1.12 (2008), S. 864–869. DOI: 10.1038/ngeo362.
- Boyce.2010** Daniel G. Boyce et al. „Global phytoplankton decline over the past century“. In: *Nature* 466.7306 (2010), S. 591–596. DOI: 10.1038/nature09268.
- Boyd.2007** P. W. Boyd et al. „Mesoscale iron enrichment experiments 1993-2005: synthesis and future directions“. In: *Science (New York, N.Y.)* 315.5812 (2007), S. 612–617. DOI: 10.1126/science.1131669.
- Boyd.2010** P. W. Boyd et al. „Aerosol iron deposition to the surface ocean — Modes of iron supply and biological responses“. In: *Marine Chemistry* 120.1-4 (2010), S. 128–143. DOI: 10.1016/j.marchem.2009.01.008.
- Browning.2021** Thomas J. Browning et al. „Manganese co-limitation of phytoplankton growth and major nutrient drawdown in the Southern Ocean“. In: *Nature communications* 12.1 (2021), S. 884. DOI: 10.1038/s41467-021-21122-6.
- Cropp.2013** R. A. Cropp et al. „The likelihood of observing dust-stimulated phytoplankton growth in waters proximal to the Australian continent“. In: *Journal of Marine Systems* 117-118 (2013), S. 43–52. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2013.02.013.
- Deckker.2014** Patrick de Deckker et al. „Characterisation of the major dust storm that traversed over eastern Australia in September 2009; a multidisciplinary approach“. In: *Aeolian Research* 15 (2014), S. 133–149. DOI: 10.1016/j.aeolia.2014.07.003.
- Deckker.2019** Patrick de Deckker. „An evaluation of Australia as a major source of dust“. In: *Earth-Science Reviews* 194 (2019), S. 536–567. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.01.008.
- Emerson.2009** Steven Emerson und John Hedges. *Chemical oceanography and the marine carbon cycle*. Reprint. with corr. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2009.
- ESR.2009** ESR. *OSCAR third degree resolution ocean surface currents*. 2009. DOI: 10.5067/OSCAR-03D01.
- 

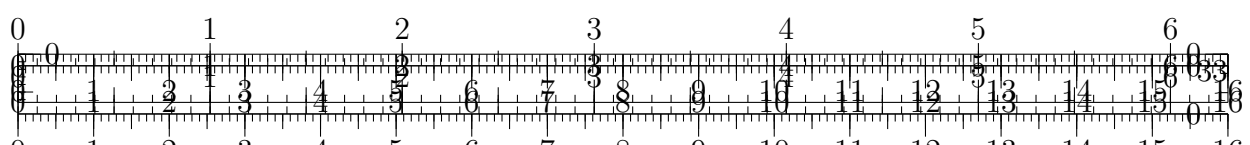


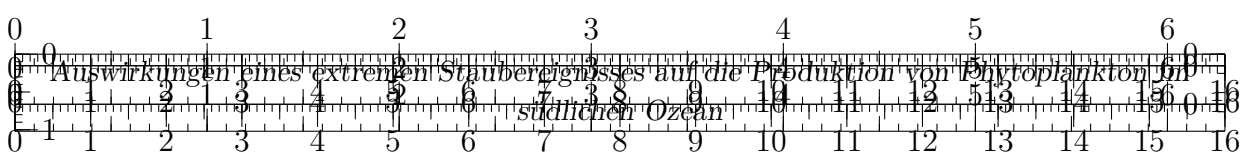
- Falkowski.1998** Falkowski et al. „Biogeochemical Controls and Feedbacks on Ocean Primary Production“. In: *Science (New York, N.Y.)* 281.5374 (1998), S. 200–207. DOI: 10.1126/science.281.5374.200.
- Field.1998** Field et al. „Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components“. In: *Science (New York, N.Y.)* 281.5374 (1998), S. 237–240. DOI: 10.1126/science.281.5374.237.
- Fischer.2010** Hubertus Fischer et al. „The role of Southern Ocean processes in orbital and millennial CO₂ variations – A synthesis“. In: *Quaternary Science Reviews* 29.1-2 (2010), S. 193–205. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.06.007.
- Gabric.2016** A. J. Gabric et al. „Tasman Sea biological response to dust storm events during the austral spring of 2009“. In: *Marine and Freshwater Research* 67.8 (2016), S. 1090. DOI: 10.1071/MF14321.
- Hayes.2015** Christopher T. Hayes et al. „Thorium isotopes tracing the iron cycle at the Hawaii Ocean Time-series Station ALOHA“. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 169 (2015), S. 1–16. DOI: 10.1016/j.gca.2015.07.019.
- IPCCpol.2018** IPCC SR1.5. „Summary for Policymakers“. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* (2018).
- IPCCpol.2019** IPCC SROCC. „Summary for Policymakers“. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (2019).
- Jouzel.2007** J. Jouzel et al. „Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years“. In: *Science (New York, N.Y.)* 317.5839 (2007), S. 793–796. DOI: 10.1126/science.1141038.
- Lambert.2008** F. Lambert et al. „Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core“. In: *Nature* 452.7187 (2008), S. 616–619. DOI: 10.1038/nature06763.
- Lambert.2012** F. Lambert et al. „Centennial mineral dust variability in high-resolution ice core data from Dome C, Antarctica“. In: *Climate of the Past* 8.2 (2012), S. 609–623. DOI: 10.5194/cp-8-609-2012.
- Leys.2009** John F. Leys et al. „DustWatch report for week ending 28 September 2009“. In: (2009). URL: <https://www.environment.nsw.gov.au/research-and-publications/publications-search/dustwatch-report-week-ending-28-september-2009>.
- Leys.2011** John F. Leys et al. „PM₁₀ concentrations and mass transport during “Red Dawn” – Sydney 23 September 2009“. In: *Aeolian Research* 3.3 (2011), S. 327–342. DOI: 10.1016/j.aeolia.2011.06.003.
- Loulergue.2008** Laetitia Loulergue et al. „Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years“. In: *Nature* 453.7193 (2008), S. 383–386. DOI: 10.1038/nature06950.
- Luthi.2008** Dieter Lüthi et al. „High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present“. In: *Nature* 453.7193 (2008), S. 379–382. DOI: 10.1038/nature06949.





- Martin.1988** John H. Martin und Steve E. Fitzwater. „Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic“. In: *Nature* 331.6154 (1988), S. 341–343. DOI: 10.1038/331341a0.
- Martin.1990** John H. Martin. „Glacial-interglacial CO₂ change: The Iron Hypothesis“. In: *Paleoceanography* 5.1 (1990), S. 1–13. DOI: 10.1029/PA005i001p00001.
- MartinezGarcia.2009** Alfredo Martínez-Garcia et al. „Links between iron supply, marine productivity, sea surface temperature, and CO₂ over the last 1.1 Ma“. In: *Paleoceanography* 24.1 (2009), n/a–n/a. DOI: 10.1029/2008PA001657.
- Marx.2018** Samuel K. Marx et al. „Palaeo-dust records: A window to understanding past environments“. In: *Global and Planetary Change* 165 (2018), S. 13–43. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2018.03.001.
- NASA.06.05.2021** NASA. *Global Climate Change: Vital Signs of the Planet*. Hrsg. von NASA’s Jet Propulsion Laboratory. 2021. URL: <https://climate.nasa.gov/> (besucht am 10.05.2021).
- NCAR.2021** NCAR. *Weather Research and Forecasting Model*. Hrsg. von University Corporation for Atmospheric Research. 2021. URL: <https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model> (besucht am 17.05.2021).
- OLoingsigh.2017** Tadhg O’Loingsigh et al. „Sources and pathways of dust during the Australian “Millennium Drought” decade“. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122.2 (2017), S. 1246–1260. DOI: 10.1002/2016JD025737.
- Peloquin.2007** Jill A. Peloquin und Walker O. Smith. „Phytoplankton blooms in the Ross Sea, Antarctica: Interannual variability in magnitude, temporal patterns, and composition“. In: *Journal of Geophysical Research* 112.C8 (2007). DOI: 10.1029/2006JC003816.
- REDFIELD.1960** A. C. REDFIELD. „The biological control of chemical factors in the environment“. In: *Science progress* 11 (1960), S. 150–170.
- Reynolds.2014** Richard L. Reynolds et al. „Iron oxide minerals in dust of the Red Dawn event in eastern Australia, September 2009“. In: *Aeolian Research* 15 (2014), S. 1–13. DOI: 10.1016/j.aeolia.2014.02.003.
- RYTHER.1957** J. H. RYTHER und C. S. YENTSCH. „The Estimation of Phytoplankton Production in the Ocean from Chlorophyll and Light Data1“. In: *Limnology and Oceanography* 2.3 (1957), S. 281–286. DOI: 10.1002/lno.1957.2.3.0281.
- Saulquin.2019** Bertrand Saulquin et al. „Interpolated fields of satellite-derived multi-algorithm chlorophyll-a estimates at global and European scales in the frame of the European Copernicus-Marine Environment Monitoring Service“. In: *Journal of Operational Oceanography* 12.1 (2019), S. 47–57. DOI: 10.1080/1755876X.2018.1552358.
- Shao.2004** Yaping Shao. „Simplification of a dust emission scheme and comparison with data“. In: *Journal of Geophysical Research* 109.D10 (2004). DOI: 10.1029/2003JD004372.
- Shao.2011** Yaping Shao et al. „Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science“. In: *Aeolian Research* 2.4 (2011), S. 181–204. DOI: 10.1016/j.aeolia.2011.02.001.



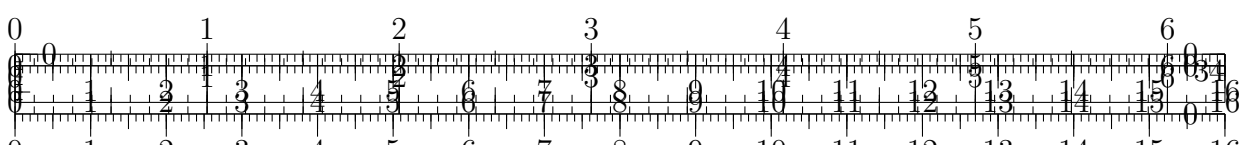


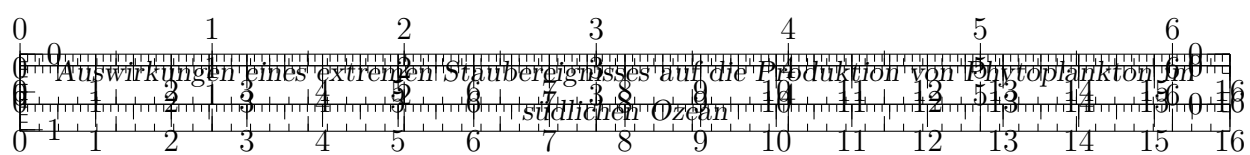
- Siegel.2010** David A. Siegel und Bryan A. Franz. „Oceanography: Century of phytoplankton change“. In: *Nature* 466.7306 (2010), S. 569, 571. DOI: 10.1038/466569a.
- Stips.2016** Adolf Stips et al. „On the causal structure between CO₂ and global temperature“. In: *Scientific reports* 6 (2016), S. 21691. DOI: 10.1038/srep21691.
- Stoll.2020** Heather Stoll. „30 years of the iron hypothesis of ice ages“. In: *Nature* 578.7795 (2020), S. 370–371. DOI: 10.1038/d41586-020-00393-x.
- Tagliabue.2017** Alessandro Tagliabue et al. „The integral role of iron in ocean biogeochemistry“. In: *Nature* 543.7643 (2017), S. 51–59. DOI: 10.1038/nature21058.
- Tilburg.2002** Charles E. Tilburg et al. „Ocean color variability in the Tasman Sea“. In: *Geophysical Research Letters* 29.10 (2002). DOI: 10.1029/2001GL014071.
- Trull.2001** Tom Trull et al. „Circulation and seasonal evolution of polar waters south of Australia: implications for iron fertilization of the Southern Ocean“. In: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 48.11-12 (2001), S. 2439–2466. DOI: 10.1016/S0967-0645(01)00003-0.
- Vallelonga.2013** P. Vallelonga et al. „Iron fluxes to Talos Dome, Antarctica, over the past 200 kyr“. In: *Climate of the Past* 9.2 (2013), S. 597–604. DOI: 10.5194/cp-9-597-2013.
- vanderJagt.2018** Helga van der Jagt et al. „The ballasting effect of Saharan dust deposition on aggregate dynamics and carbon export: Aggregation, settling, and scavenging potential of marine snow“. In: *Limnology and Oceanography* 63.3 (2018), S. 1386–1394. DOI: 10.1002/lno.10779.

A. Anhang

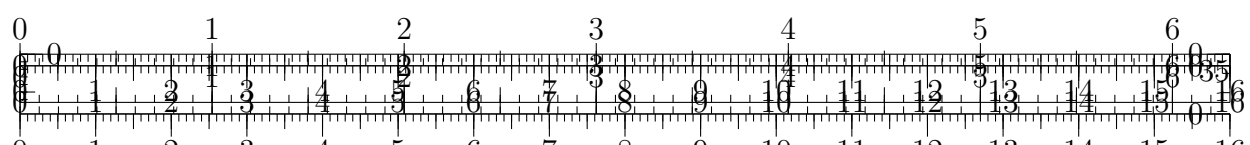
Abbildungsverzeichnis

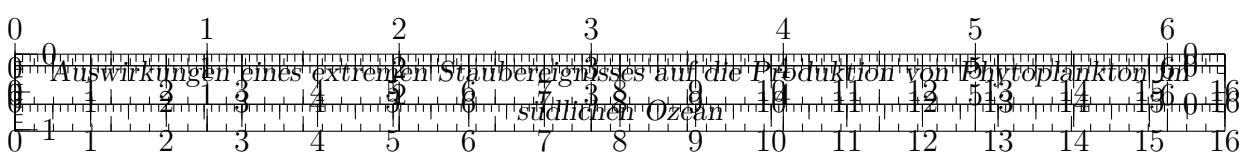
- 2.1. Zeitreihe der letzten 800.000 Jahre für die abgeleiteten Größen CO₂, Temperatur, Methan (CH₄) und Staubkonzentrationen. Erstellt aus den Datensätzen von **Jouzel.2007**, **Lambert.2012**, **Loulergue.2008**, **Bereiter.2015**, zur Verfügung gestellt über das *National Climatic Data Center (NCDC)* 7
- 2.2. Zeitreihe der letzten 314.000 Jahre für die abgeleiteten Größen CO₂ (dunkelrot) und den Eisenfluss, die zur Eisenhypothese inspirierte. Die Größen weisen insbesondere während der kälteren Glaziale eine starke Antikorrelation auf. Abnehmende CO₂-Konzentrationen gehen mit erhöhtem Eisenfluss einher. Erstellt aus den Datensätzen von **Bereiter.2015** und **Vallelonga.2013**, zur Verfügung gestellt über das *National Climatic Data Center (NCDC)* 10
- 2.3. Links: Aufnahme der Sydney Harbour Bridge während des Red Dawn Events (https://en.wikipedia.org/wiki/2009_Australian_dust_storm). Rechts: Regenfälle in Dezile für die letzten 4 Jahre vor Red Dawn. Dunkelrot: 90 % der Vergleichszeiträume hatten mehr Regen in dieser Region, dunkelblau: 90 % der Vergleichszeiträume hatten weniger Regen. 16





- 2.4. Bodendruck und Fronten-Analysen des australischen Bureau of Meteorology für a) den 22.09.2009 um 0 Uhr UTC, b) später um 12 Uhr UTC und c) der 23.09.2009 wieder um 0 Uhr UTC. Die Kaltfront, die mutmaßlich für die starken Staubemissionen bzw. den sogenannten *Red Dawn* in Sydney geführt hat, wurde nachträglich blau gekennzeichnet. 16
- 2.5. Aufnahmen der Satelliten AQUA und TERRA des östlichen Teils des australischen Kontinents während der Stauberignisse. a) Noch vor dem eigentlichen Red Dawn Event am 22.09. um ca. 1 Uhr UTC, b) Staubwolke mit maximaler Intensität zum Red Dawn am 23.09. um etwa 0 Uhr UTC, c) ca. 4 Stunden später mit ähnlicher Ausdehnung, d) Staubwolke deutlich im Einfluss des Tiefdruckgebiets am 24.09. um 0 Uhr UTC, e) Staub verteilt in der Atmosphäre am 25.09. um ca. 4 Uhr UTC und f) das nächste Ereignis verbunden mit neuen Emissionen am 26.09. um ca. 3 Uhr UTC. Screenshots aufgenommen aus NASA Worldview (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>). 17
- 2.6. Kumulierter Niederschlag im Zusammenhang mit *Red Dawn* bzw. dem assoziierten Tiefdruckgebiet mit der Kaltfront. Aus dem Reanalyse-Datensatz *ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present*, zur Verfügung gestellt über den Copernicus Climate Data Store (DOI: 10.24381/cds.adbb2d47) 17
- 3.1. Beispielhaft die zum 01.09.2009 abgeleiteten Chlorophyll a Konzentrationen. Links: Ableitung auf Basis der Beobachtungsdaten (Ocean colour daily data des Climate Data Store). Für alle weißen Flächen liegen keine Daten vor. Rechts: Mithilfe weiterer Algorithmen von Saulquin et al. (**Saulquin. 2019**) interpolierte Werte für eine vollständigere Abdeckung. 20
- 3.2. Links: Die abgeleiteten Eisenkonzentrationen in der zu untersuchenden Region. Rechts: Histogramm für die Konzentrationen in den Gitterzellen. Erstellt aus dem Datensatz des Copernicus Marine Data Store, für weitere Informationen siehe <https://resources.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-GLO-PUM-001-029.pdf> 22
- 5.1. 25
- 5.2. 26
- 5.3. Ergebnis des WRF-Modells: Der kumulierte Eintrag von Staub (oben) und Eisen (unten) über den gesamten Simulationszeitraum. Der Gesamteintrag ergibt sich als Summe von nassem Eintrag (links, Auswaschung durch Regen), Ablagerung durch Gravitation (Mitte) und trockenem Staubeintrag (rechts). 27
- 5.4. Das muss ich irgendwie noch schöner machen.... 27
- 5.5. Darstellung der maximalen Staubemissionen über alle Zeiten je Gitterpunkt. Die Variablen DUST_EMIS_ACC1..5 beschreiben die über den letzten Zeitschritt (hier 3 Stunden) gemittelten Werte der Staubemissionen und wurden hier aufsummiert. 28
- 5.6. Absolute Werte einiger konstanter Parameter im WRF-Modell für die Region mit hohen Emissionen, die die Staubemissionen regulieren können. Die Zahlenwerte 1 bis 20 geben die Rangordnung der Staubemissionen an. Das heißt, Gitterpunkt 1 erreicht die höchste Emission, 2 die zweithöchste usw. 29





Tabellenverzeichnis

- | | | |
|----|--|----|
| 1. | Beschreibung | 15 |
| 2. | Die Staubpartikel wurden in verschiedene Korngrößen unterteilt | 19 |

B. Danksagung

