

BACHELORARBEIT

Arbeitstitel: Eisenhypothese Dust-Event 2009

Marco Schulz - Matrikelnummer 7345692

Fassung vom 05.03.2021



Institut für Geophysik und Meteorologie
Universität zu Köln

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

Zweitgutachter: Prof. Joachim Saur (saur@geo.uni-koeln.de)

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	3
2. Gabric.2016	3
3. Theorie	4
3.1. Kohlendioxid und Klima	4
3.2. Wachstum von Phytoplankton	4
3.3. Eisenhypothese	4
3.3.1. Düngung funktioniert nicht	5
3.3.2. Biologische Pumpe	5
3.4. Staubkreislauf	6
3.4.1. Staubquellen in Australien	6
3.4.2. Eisen in Staub	6
3.4.3. Emissions- und Depositionsmodelle	6
3.5. Wind und Oberflächenströmungen	6
3.6. Dust-Event Australien 2009	6
4. Methoden	6
4.1. iron residence time modell	6
4.2. phytoplankton response time modell	6
4.3. WRF Modell	7
4.4. Phytoplankton	7
4.5. EOF?	7
4.6. Riegers Principal Components?	7
5. Auswertung und Diskussion	7
6. Zusammenfassung und Ausblick	7
A. Anhang	10
Abbildungsverzeichnis	10
Tabellenverzeichnis	10
B. Danksagung	10

DIESEN QUATSCH HABE ICH MIT DEM IPAD GESCHRIEBEN Das kann ich erst am Ende schreiben!

1. Einleitung

Klima verändert sich. Aktuell Eiszeitalter. Glaziale, Interglaziale abwechselnd. Bekannt (aus Eisbohrkernen), dass geringe CO₂-Konzentration in Atmosphäre während Glazialen. Deckt sich mit den geringen Temperaturen. Wohin das ganze CO₂? Phytoplankton sorgt für 50% des jährlichen CO₂-Austauschs (**Field.1998**) und erzeugen etwa 45 gt organischen Kohlenstoff pro Jahr (**Falkowski.1998**). Phytoplankton benötigt CO₂ zum Wachsen, wodurch dieses zu Biomasse konvertiert wird. Somit bei erhöhten Phytoplankton weniger CO₂. Warum wächst Phytoplankton dann nicht beständig, bis alles CO₂ 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 CO₂-Konzentrationen während Glazialen (Modelle zeigen, dass dies ungefähr die Hälfte des CO₂ 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.

2. Gabric.2016

- Tasman Sea 25° S bis 40° S Untersuchungsareal
- data: Chl + aerosol optical depth (AOD)
 - chl data: dialy + 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

3. Theorie

3.1. Kohlendioxid und Klima

3.2. Wachstum von Phytoplankton

Kurz: Welcher Prozess passiert genau bei Nährstoffe \Rightarrow Phytoplankton / Fotosynthese

Phytoplankton sind Einzeller. Wachstumsbeeinflussende Faktoren sind (**Falkowski.1998**):

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

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**). Mithilfe Temperatur des Oberflächenwassers, einfallender Sonnenstrahlung, mixed-layer-depth, Up- und Downwellingzonen kann aus CHL-a Konzentration die NPP abgeleitet werden (**Falkowski.1998**). Für Kieselalgen ist Zufuhr von Kieselsäure essenziell; diese tritt fast ausschließlich südlich der Südpolarfront auf (**Falkowski.1998**).

elemental composition of phytoplankton (106C/16N/1P) (**Falkowski.1998**)

3.3. Eisenhypothese

Andere Nährstoffe für Phytoplankton können durch aufsteigendes Tiefenwasser bereitgestellt werden. Eisen und Mangan werden hingegen hauptsächlich durch äolischen Staub eingebracht. Verweildauer von etwa 6 Monaten in oberflächennahem Wasser bis ca. 150m Tiefe (**Hayes.2015**). Nitrogenase (Enzymkomplex) kann N_2 reduzieren und Stickstoff somit biologisch verfügbar machen. Nitrogenase selbst benötigt (bzw. besteht aus) Eisen. Meistens *Trichodesmium* spp., das N_2 bindet (**Falkowski.1998**).

Insbesondere im südlichen Ozean kann auch Mangan limitierender Faktor sein (**Browning.2021**). Untersuchungen von Eisbohrkernen zeigen, dass Eisenzufuhr durch äolischen Staub in glazialen Perioden um eine Größenordnung größer war als in Interglazialen (**Falkowski.1998**).

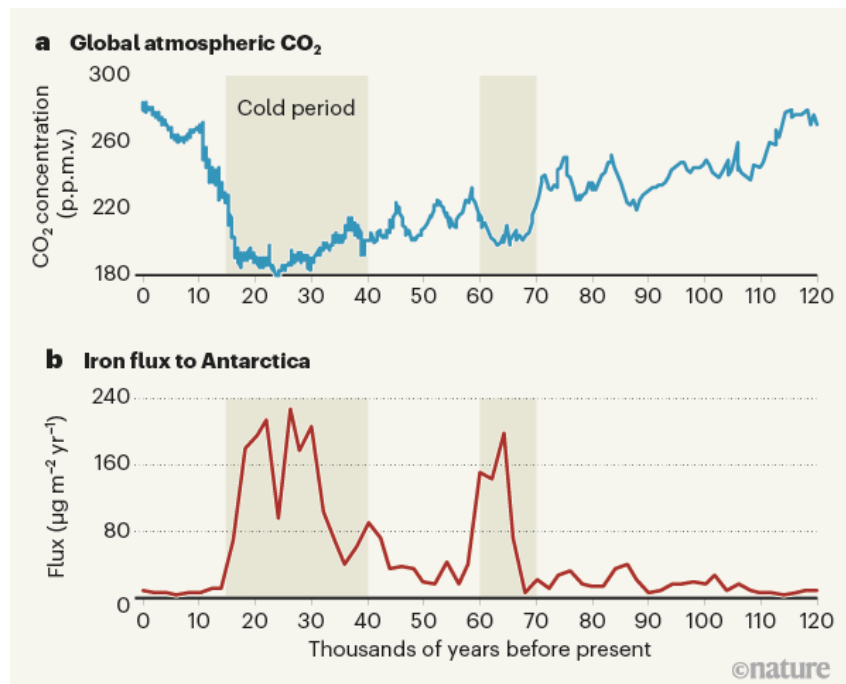


Abbildung 3.1: Antikorrelation von **a** globaler CO₂ Konzentration und **b** Eisendeposition in der Antarktis (Stoll.2020)

3.3.1. Düngung funktioniert nicht

verschiedene Ursachen. Verweilzeit in Oberflächenwasser (Hayes.2015). Aufnahmefähigkeit / Rezeptivität ist saisonal variabel (Gabric.2016), Sekundärquelle. In nährstoffarmen Gewässern haben extrem kleine Phytoplankton-Organismen bei der Verarbeitung von Nährstoffen (Exkrementen der Verbraucher) einen Wettbewerbsvorteil, da großes Oberflächen zu Volumen- Verhältnis (Falkowski.1998). Wenn hingegen *neue* Nährstoffe bspw. durch Upwelling nach oben gelangen, hat größeres Phytoplankton, insbesondere Kieselalgen einen Wettbewerbsvorteil (aufgrund Vakuole, schnellere Aufnahme). Das Plankton, das sich wiederum von diesen ernährt, ist typischerweise größer, benötigt für Entwicklung (Larvenstadium) mehr Zeit; dadurch im gegensatz zu obigen Arealen Blooms möglich und stärkere biologische Pumpe. (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).

3.3.2. Biologische Pumpe

Niedriger Sauerstoffgehalt in der Tiefsee weist auf starke biologische Pumpe hin (dortige durch mehr absinkendes Plankton angereicherte Organismen verbrauchen mehr Sauerstoff?). Im aktuellen Ozean beträgt der (Sink)Fluss ca. 16 Pg Kohlenstoff pro Jahr (Falkowski.1998). 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)

3.4. Staubkreislauf

wichtige Verbindung zu Energie- und Kohlenstoffkreislauf (Shao.2011)

3.4.1. Staubquellen in Australien

größte Teil Zentralaustralien (Shao.2011) siehe auch Lake Eyre basin

3.4.2. 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 Eisenauflösens von Oxiden und Staub beschleunigen (im Gegensatz zu anderem Phytoplankton) (Gabric.2016)

3.4.3. Emissions- und Depositionsmodelle

ggf. lieber in Kapitel Methoden

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) ⇒ 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? ⇒ Winddaten vergleichen.

3.6. Dust-Event Australien 2009

4. Methoden

hole Zeitreihe Chlorophyll alpha Entwicklung von September bis Oktober (bzw. falls saisonale Veränderung, den Zeitraum, welcher der Kurve Dust-Event-Zeitraums entspricht) gemittelt über bspw. 10 Jahre. Berechne daraus Anomalie 2009 und vergleiche diese mit Staubdeposition.

4.1. iron residence time modell

4.2. phytoplankton response time modell

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.

4.3. WRF Modell

nur kurze Vorstellung, da grundsätzlich nur der Output verwendet werden soll. Vergleich mit von **Gabric.2016** genutztem Modell CEMSYS

4.4. Phytoplankton

Climate Data Store

Messungen des Chlorophyll- α geben Rückschluss auf Phytoplankton (**RYTHER.1957**)(muss ich noch lesen)

4.5. EOF?

4.6. Riegers Principal Components?

5. Auswertung und Diskussion

6. 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- REDFIELD.1960** A. C. REDFIELD. „The biological control of chemical factors in the environment“. In: *Science progress* 11 (1960), S. 150–170.
- 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.
- 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.

- 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.

A. Anhang

Abbildungsverzeichnis

- 3.1. Antikorrelation von **a** globaler CO₂ Konzentration und **b** Eisendeposition
in der Antarktis (Stoll.2020) 5

Tabellenverzeichnis

B. Danksagung