

Simulation von heutigem und glazialen mineralischen Staubtransport im Klimamodell ECHAM5-HAM2

An der Universität Leipzig,
Fakultät für Physik und Geowissenschaften,
Institut für Meteorologie,
im **Bachelorstudiengang Meteorologie** eingereichte

Bachelorarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades
Bachelor of Science (B.Sc.)

vorgelegt von

Tim Carlsen

geboren am 16. Oktober 1988 in Pößneck

Matrikel-Nr.: 2783615

Erstgutachter: Dr. Martin Werner, AWI Bremerhaven

Zweitgutachter: Prof. Dr. Ina Tegen, TROPOS Leipzig

Eingereicht am: 28. April 2014

Kurzfassung

Mineralischer Staub beeinflusst als Aerosol den Strahlungshaushalt der Erde und wechselwirkt mit biogeochemischen Kreisläufen wie zum Beispiel dem Kohlenstoffkreislauf. Der Staubkreislauf wurde unter heutigen und glazialen (LGM) Bedingungen für jeweils drei unterschiedliche Modellauflösungen simuliert. Die simulierten Staubemissionen zeigen einen saisonalen Charakter. Mit maximal 922 Mt yr^{-1} unter heutigen Klimabedingungen liegen die simulierten weltweiten Emissionswerte an der unteren Grenze vergleichbarer Simulationen. In den größten Quellgebieten zeigt sich eine Erhöhung der Emissionen für das LGM um den Faktor 2-3. Es konnte keine generelle Verstärkung des Staubkreislaufs mit einer Verfeinerung der Modellauflösung beobachtet werden. Beispielsweise nehmen die Emissionen in der Sahara bei einer feineren Modellauflösung ab. Dieses Verhalten kann nur sehr schwer allein durch die simulierten Windgeschwindigkeiten erklärt werden. Die simulierten Depositionsflüsse stimmen relativ gut mit DIRTMAP3-Datensätzen überein.

Abstract

As an aerosol, mineral dust impacts on the radiation budget of the Earth system and interacts with biogeochemical cycles such as the carbon cycle. The dust cycle is simulated under modern and glacial (LGM) climate conditions for three model resolutions each. The simulated dust emissions are seasonal in character. Simulated worldwide emissions with a maximum of 922 Mt yr^{-1} for modern climate conditions lie at the lower limit of comparable simulations. During LGM, the major dust sources show a 2- to 3-fold increase in emissions. No general strengthening of the dust cycle for an increased model resolution is observed. For instance, there is an decrease in dust emissions for a finer model resolution in the Sahara. Simulated wind speeds alone are not sufficient in describing this behaviour. The simulated dust deposition fluxes are in moderately good agreement with DIRTMAP3 datasets.

Inhaltsverzeichnis

ABSTRACT	I
1 Einleitung und Motivation	1
2 Stand der Forschung	5
2.1 Staubkreislauf in der Atmosphäre	5
2.1.1 Emission	6
2.1.2 Transport	8
2.1.3 Deposition	10
2.2 Simulation des heutigen und glazialen Staubkreislaufs	10
3 Methodische Herangehensweise	14
3.1 Das globale Aerosol-Klimamodell ECHAM5-HAM2	14
3.2 Klimaszenarien: heutige und glaziale Simulationsbedingungen	16
3.3 Einfluss der Modellauflösung auf simulierten Staubkreislauf	17
3.4 Vergleich der Simulationen mit DIRTMAP3-Beobachtungsdaten	18
4 Auswertung und Diskussion	21
4.1 Saisonale Variabilität der simulierten Emission und Deposition	21
4.2 Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3	24
4.3 Jährlich integrierte Emission und Deposition unter heutigen und glazialen Bedingungen	26
4.4 Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit von der Modellauflösung	29
4.4.1 Mittlere und maximale Windgeschwindigkeiten	31
4.4.2 Relative Häufigkeit der Windgeschwindigkeiten	34
5 Zusammenfassung und Ausblick	37

QUELLEN- UND LITERATURVERZEICHNIS	40
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	47
TABELLENVERZEICHNIS	49
Anhang	i
A Abbildungen	ii
SELBSTSTÄNDIGKEITSERKLÄRUNG	v
DANKSAGUNG	vi

1 Einleitung und Motivation

Die atmosphärischen Konzentrationen von Kohlenstoffdioxid, Methan und Stickoxiden haben ihre höchsten Werte seit 800.000 Jahren erreicht (IPCC AR5, 2013). Allein die CO₂-Konzentration ist im Vergleich zum vorindustriellen Wert des Jahres 1750 um 40 Prozent erhöht. Der anthropogene Einfluss auf den Strahlungsantrieb im Jahr 2011 im Vergleich zu 1750 wird im AR5 des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) auf $2,29 \text{ Wm}^{-2}$ ($1,13 \text{ Wm}^{-2}$ bis $3,33 \text{ Wm}^{-2}$) geschätzt. Der Strahlungsantrieb durch Aerosole in der Atmosphäre wird dagegen mit $-0,9 \text{ Wm}^{-2}$ ($-1,9 \text{ Wm}^{-2}$ bis $-0,1 \text{ Wm}^{-2}$) angegeben. Es wird davon ausgegangen, dass Aerosole damit einen Teil des Strahlungsantriebs durch die Treibhausgase kompensieren (IPCC AR5, 2013). Dieser jüngste Bericht des IPCC hat noch einmal die große Bedeutung von Aerosolen für das Klima der Erde herausgestellt.

Mineralischer Staub kann als Aerosol sehr unterschiedlich auf das Klima wirken. Der direkte Aerosoleffekt beschreibt die zusätzliche Streuung und Absorption von Aerosolpartikeln im solaren sowie im terrestrischen Wellenlängenbereich. Die unterschiedliche Konzentration von Aerosolen in verschiedenen Schichten der Atmosphäre zieht infolge der Absorption eine unterschiedliche Erwärmung der einzelnen Schichten nach sich, was die Stabilität der Atmosphäre direkt beeinflusst. Die lokal starke Erwärmung durch Aerosole innerhalb einer Wolke kann durch Verdunstungsprozesse zum „Wegheizen“ der Wolke führen. Diese Wirkung bezeichnet man als semi-direkten Effekt. In sauberer Luft mit wenigen Aerosolen reflektieren die Wolken einen gewissen Teil der solaren Strahlung. In verschmutzter Luft mit einem deutlich erhöhten Aerosolanteil kann sich das Wasser an mehr Kondensationskerne setzen. Bei gleichem Flüssigwassergehalt besteht die Wolke demnach aus zahlreicheren und gleichzeitig kleineren Wolkentröpfchen. Dies hat eine Erhöhung der Wolkenalbedo zur Folge, ein größerer Anteil der solaren Strahlung wird reflektiert. Dies wird als erster indirekter Aerosoleffekt oder auch Twomey-Effekt bezeichnet

(Twomey, 1974). Gleichzeitig laufen niederschlagsbildende Prozesse nicht mehr so effektiv ab, weshalb sich der Niederschlag verringert. Der zweite indirekte Aerosoleffekt (auch Albrecht-Effekt genannt) beschreibt die verlängerte Lebensdauer der Wolken infolge der ineffektiveren niederschlagsbildenden Prozesse. Außerdem kann mineralischer Staub die optischen Eigenschaften von Schnee-Eis-Oberflächen beeinflussen.

Der Staubkreislauf bildet deshalb einen wichtigen Teil im Klimasystem der Erde. Jährlich gelangen weltweit schätzungsweise 2000 Mt yr^{-1} an Staubpartikeln in die Atmosphäre (Shao et al., 2011), davon setzen sich 75 Prozent über Land und 25 Prozent über den Ozeanen infolge von trockener (Gravitationswirkung) oder nasser Deposition (Auswaschung durch Niederschlag) ab. Dabei transportieren die Staubpartikel organisches Material und tragen somit zum Kohlenstoffkreislauf bei. Durch den gleichzeitigen Transport von Eisen beeinflusst der Staubkreislauf auch die Produktivität der Ozeane und damit den CO_2 -Austausch zwischen der Atmosphäre und den Ozeanen.

In den letzten Jahren sind die genauen Prozesse, die die Emission, Deposition sowie den Transport von Staub betreffen, sowie die Wechselwirkungen mit dem Strahlungshaushalt der Erde und den biogeochemischen Kreisläufen verstärkt in den Mittelpunkt gerückt (Shao et al., 2011). Trotzdem sind gerade die Antriebsprozesse des Staubkreislaufs, deren Wechselwirkungen untereinander sowie die Größenordnung der Staubflüsse in der Atmosphäre nicht vollständig verstanden. Diese Unsicherheiten wirken sich auch auf die Aussagekraft von Klimamodellen aus, die die komplexen Wechselwirkungen und Prozesse möglichst genau und in Übereinstimmung mit Beobachtungsdaten simulieren sollen. Sowohl die Quantifizierung der anthropogenen Einflüsse auf die Klimaveränderung als auch die Abschätzung zukünftiger Entwicklungen ist schwierig. Dies gilt für das gesamte Klimasystem im Allgemeinen und aufgrund der Komplexität und der Vielfalt der Wechselwirkungen mit biogeochemischen Kreisläufen für den Staubkreislauf im Speziellen. Viele Prognosen deuten auf eine Verschiebung der ariden Zonen der Erde hin. Geringere Niederschläge bei einer gleichzeitig erhöhten anthropogenen Landnutzung können zu einer erhöhten Winderosion führen und damit erhöhte Emissionswerte für Staub nach sich ziehen. Verschiedene Untersuchungen des Einflusses der Klimaveränderung auf die Staubkonzentrationen in der Atmosphäre zeigen eine große Bandbreite an Ergebnissen. Während Woodward et al. (2005) eine Verdreifachung der Staublast bis zum Jahr 2100 im Vergleich zu heute durch eine starke Vergrößerung der vegetationsfreien Oberfläche

prognostizieren, zeigen andere Simulationen moderatere Erhöhungen oder sogar Verringerungen in der Staublast (Tegen et al. 2004, Jacobson und Streets 2009). Mahowald et al. (2006) simulierten hingegen eine Verringerung der Staublast um 60 Prozent bei einer Verdopplung des CO₂-Gehalts infolge der Fertilisation der Vegetation durch CO₂. Dies zeigt, wie modellabhängig die simulierten Reaktionen des Staubkreislaufs auf veränderte Klimabedingungen ausfallen und verdeutlicht die großen Unsicherheiten dieser Prognosen.

Die Vergangenheit kann Einblicke in die Veränderungen der Stärke des Staubkreislaufs über große zeitliche Skalen liefern. Erst wenn vergangene Prozesse verstanden und im Modell wiedergegeben werden können, sind auch zuverlässige Aussagen über zukünftige Entwicklungen möglich. Die atmosphärische Staublast hat sich auf glazial-interglazialer Skala verändert. Marine, terrestrische und Eisbohrkerndaten zeigen, dass das letzte glaziale Maximum (LGM - Last Glacial Maximum, vor ca. 21.000 Jahren) durch einen deutlich aktiveren Staubkreislauf gekennzeichnet war. Dies äußerte sich in zwei- bis fünffach erhöhten Depositionsraten in den Tropen und mittleren Breiten im Vergleich zu heute. In den Polarregionen waren die Depositionsraten sogar um das bis zu 20-fache erhöht. Ursächlich dafür waren erhöhte Windgeschwindigkeiten, ein schwächerer hydrologischer Kreislauf sowie Änderungen in den Staubtransportwegen in der Atmosphäre durch Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation. Erste Versuche, die den Staubkreislauf einzig als direkte Konsequenz des veränderten glazialen Klimas simulierten, konnten den vollen Umfang der Verstärkung allerdings nicht wiedergeben. Mahowald et al. (1999) führten die Veränderungen im Staubkreislauf hauptsächlich auf Veränderungen in den heutigen Quellgebieten zurück. Erst Simulationen, die neue glaziale Quellgebiete berücksichtigten, konnten das Ausmaß der Verstärkung während des LGM reproduzieren (Harrison et al. 2001, Werner et al. 2002, Mahowald et al. 2006).

Im Rahmen dieser Arbeit wird der Staubkreislauf unter heutigen und glazialen Klimabedingungen mithilfe des globalen Zirkulationsmodells ECHAM5 (Roeckner et al., 2003) unter Verwendung des Aerosolmoduls HAM2 (Stier et al. 2005, Cheng et al. 2008, Zhang et al. 2012) simuliert. Dabei steht der Einfluss der Modellauflösung auf die Stärke des Staubkreislaufs im Mittelpunkt. Es soll untersucht werden, inwieweit bodennahe Windgeschwindigkeiten, und die davon stark abhängigen Staubemissionen in verschiedenen Regionen, von der gewählten Modellauflösung abhängen.

Nach einem genaueren Überblick zum aktuellen Stand der Forschung in Kapitel 2 wird

das verwendete Aerosol-Klimamodell ECHAM5-HAM2 in Kapitel 3 näher beschrieben. An dieser Stelle wird auch auf die Simulationsbedingungen der beiden Klimaszenarien sowie die verschiedenen Modellauflösungen eingegangen. Den Abschluss des Kapitels bildet ein Überblick über die DIRTMAP3-Datenbank (Maher und Kohfeld, 2009), die für einen Vergleich von simulierten Werten mit Beobachtungsdaten verwendet wird. Im Rahmen der Auswertung erfolgen eine ausführliche Diskussion der saisonalen Variabilität der simulierten Emission und Deposition, des bereits angesprochenen Vergleichs simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3 und der jährlich integrierten Emission und Deposition unter heutigen und glazialen Bedingungen sowie nähere Untersuchungen zur Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit von der Modellauflösung.

2 Stand der Forschung

2.1 Staubkreislauf in der Atmosphäre

Der Staubkreislauf in der Atmosphäre beinhaltet die Emission, den Transport und die Deposition von Staubpartikeln auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen. Die Mobilisierung von Staubpartikeln durch den Oberflächenwind bezeichnet man als Emission. Durch Turbulenzprozesse und Konvektion wird der Staub in höhere Schichten der Atmosphäre transportiert und anschließend durch synoptische Prozesse und globale Windsysteme verteilt. Währenddessen können sich die Staubpartikel mit anderen Aerosol-Teilchen mischen oder mit diesen reagieren (Transformation). Die Staubteilchen ändern nicht nur durch Reflektion und Absorption von Strahlung die Energiebilanz der Atmosphäre, sondern sie beeinflussen auch die Wolkenbildung durch die Bereitstellung von Kondensationskernen. Der Staub setzt sich durch trockene oder nasse Deposition wieder an der Erdoberfläche ab. Die Verweildauer der Staubpartikel innerhalb der Atmosphäre hängt stark von der Größe der Teilchen ab. Die größten Teilchen mit Durchmessern über $10\ \mu\text{m}$ setzen sich bereits nach wenigen Stunden wieder ab, während sehr kleine Teilchen im Submikrometerbereich auch 10 bis 15 Tage lang mobilisiert sein können. Sowohl die Emissions- als auch die Transport- und Depositionsprozesse laufen infolge von Turbulenzen in der Atmosphäre meist auf sehr kleinen Zeitskalen (Sekunden bis Tage) ab. Die Stabilisierung von Staubdepositionen kann in Form von Landnutzungsänderungen durch den Menschen, Verwitterung sowie Wüstenbildung stattfinden. Insbesondere die Formierung von neuen Quellgebieten durch Wüstenbildung läuft über einen Zeitraum von Tausenden von Jahren ab (Shao et al., 2011).

2.1.1 Emission

Erste Dokumentationen über das Vorhandensein von Staub in der Atmosphäre lassen sich auf das 18. und 19. Jahrhundert zurückführen (Dobson 1781, Darwin 1846). Die heutigen Kenntnisse über den Staubkreislauf stammen hauptsächlich aus Wetterdaten (Approximationen aus der Sichtweite, z.B. McTainsh 1998), aus satelliten- und bodengebundener Fernerkundung (z.B.: Dulac et al. 1992, Husar et al. 1997, Herman et al. 1997, Prospero et al. 2002) sowie aus staubbeobachtenden Netzwerken (z.B.: Holben et al. 2001).

Die Mobilisierung von Staubpartikeln wird durch die resultierende Kraftwirkung aus Gravitation, Reibung, Kohäsion sowie Auftriebskräften infolge der aerodynamischen Hebung durch den Oberflächenwind bestimmt. Die Mobilisierung kann genau dann erfolgen, wenn die Schubspannung, die der Wind auf das Teilchen ausübt, die Gravitationskraft sowie alle Kräfte, die die Oberflächenpartikel zusammenhalten, übersteigt. Diese kritische Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit ist abhängig vom Oberflächenmaterial (Partikelgröße, -form und -dichte), der Stärke der Kohäsionskräfte sowie der Feuchtigkeit des Bodens, die die Kohäsion zwischen den Partikeln erhöht. Die Emission hängt außerdem stark von der Oberflächenbeschaffenheit ab. Faktoren, welche die Oberflächenrauigkeit erhöhen (z.B. Steine, Geröll, Felsen, jegliche Form von Vegetation), absorbieren einen gewissen Teil der Windenergie, die dann nicht mehr zur Mobilisierung der Staubteilchen zur Verfügung steht (Zobeck, 1991). Übersteigt die Windgeschwindigkeit jedoch die kritische Schwelle, so steigt der vertikale Staubfluss mit steigender Schergeschwindigkeit u des Windes. Trotz weitreichender Daten aus Feld- und Windtunnelexperimenten ist aufgrund von Streuung in den Messergebnissen nicht eindeutig erkennbar, ob der Staubfluss einem u^3 (Shao et al., 1993) oder u^4 -Zusammenhang (Gillette und Passi, 1988) folgt. Bekannt ist jedoch, dass Partikel mit einer Größe zwischen $60 \mu\text{m}$ und $100 \mu\text{m}$ bei den niedrigsten Windgeschwindigkeiten mobilisiert werden können. Für größere Partikel sind aufgrund der erhöhten Gravitation höhere Windgeschwindigkeiten nötig. Für kleinere Teilchen ist das Verhältnis aus Oberfläche zum Volumen erhöht. Durch die daraus resultierenden größeren Kohäsionskräfte ist die Schwellengeschwindigkeit angehoben.

Die Art und Weise der Mobilisierung hängt stark von der Partikelgröße ab (Abbildung 2.1). Partikel, die kleiner als $20 \mu\text{m}$ sind, setzen sich nur sehr langsam ab. Turbulenzprozesse reichen hier bereits aus, um die Teilchen in höhere Schichten der Atmosphäre und anschließend bis zu Tausende von Kilometern weit zu transportieren (Heinold, 2008). Die

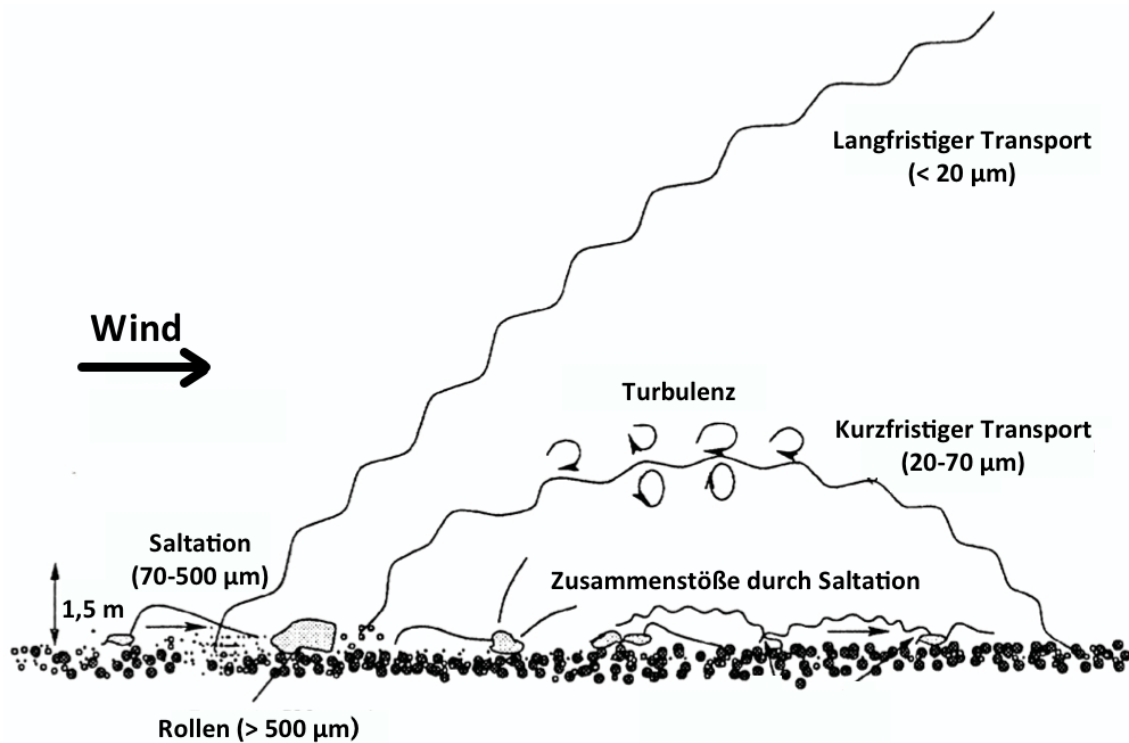


Abbildung 2.1: Größenabhängige Mobilisierung von Staubteilchen durch Wind, verändert nach Shao (2000)

Bewegung von Partikeln zwischen 70 µm und 500 µm wird als Saltation bezeichnet. Dabei werden die Teilchen nur wenige Zentimeter über die Oberfläche gehoben und bewegen sich hüpfend über den Boden. Die schwersten Partikel mit einer Größe über 500 µm können zumeist gar nicht angehoben werden und vollführen nur eine Art Rollbewegung. Durch die Zusammenstöße mit anderen Partikeln infolge der Saltation (englisch: „saltation bombardment“) können Kohäsionskräfte aufgebrochen werden. Dadurch verringert sich die zur Emission nötige kritische Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit.

Staub wird hauptsächlich in ariden und semiariden Gebieten der Tropen und Subtropen mit geringer Vegetation emittiert. Insgesamt sind 30 Prozent der gesamten kontinentalen Landgebiete potentielle Quellgebiete für mineralischen Staub (Sokolik und Toon, 1996). Die Quantifizierung der rezenten Staubemissionen ist schwierig. Neueste Schätzungen liegen in einem Bereich von 1000 Mt yr⁻¹ bis 5000 Mt yr⁻¹. Die wichtigsten Quellgebiete sind das Sahara-Sahel-Gebiet in Nordafrika (z.B.: Bodélé-Depression im Tschad und Westsahara in Teilen Mauretaniens, Malis und Algeriens) sowie die Wüstengebiete in China und der Mongolei (z.B.: Gobi, Taklamakan). Australien bildet das größte Quellgebiet der Südhalbkugel. Emissionen treten weiterhin verstärkt auf der Arabischen Halbinsel sowie in Teilen Süd- und Nordamerikas auf (Abbildung 2.3).

2.1.2 Transport

Der großskalige Transport der emittierten Staubteilchen wird durch die vorherrschenden Windregime bestimmt. Im Falle von hohen atmosphärischen Staubkonzentrationen infolge von Staubstürmen lassen sich Transportwege direkt mit Satelliten beobachten (Abbildung 2.2).



Abbildung 2.2: Wüstenstaub aus Nordafrika wird auf den Atlantik in Richtung Kanarische Inseln geweht, aufgenommen vom MODIS-Instrument auf dem Satelliten Aqua der NASA am 3. März 2004, Quelle: NASA

Unabhängig von der visuellen Beobachtung lassen auch mineralogische Analysen von Staubablagerungen Rückschlüsse auf das Quellgebiet zu. Die bedeutendsten saisonalen Transportmuster sind in Abbildung 2.3 dargestellt. Dabei ist der absorbierende Aerosol Index (AI) ein Maß für Änderungen des Strahlungsantriebs durch Aerosole wie Staub und Ruß. Die Anzahl der Tage, an denen ein bestimmter Grenzwert des AI überschritten wurde, kann zur Identifikation von Emissionsgebieten herangezogen werden. Die zugrunde liegenden Daten entstammen Messungen mit dem *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) auf dem Satelliten Nimbus 7 (Prospero et al., 2002).

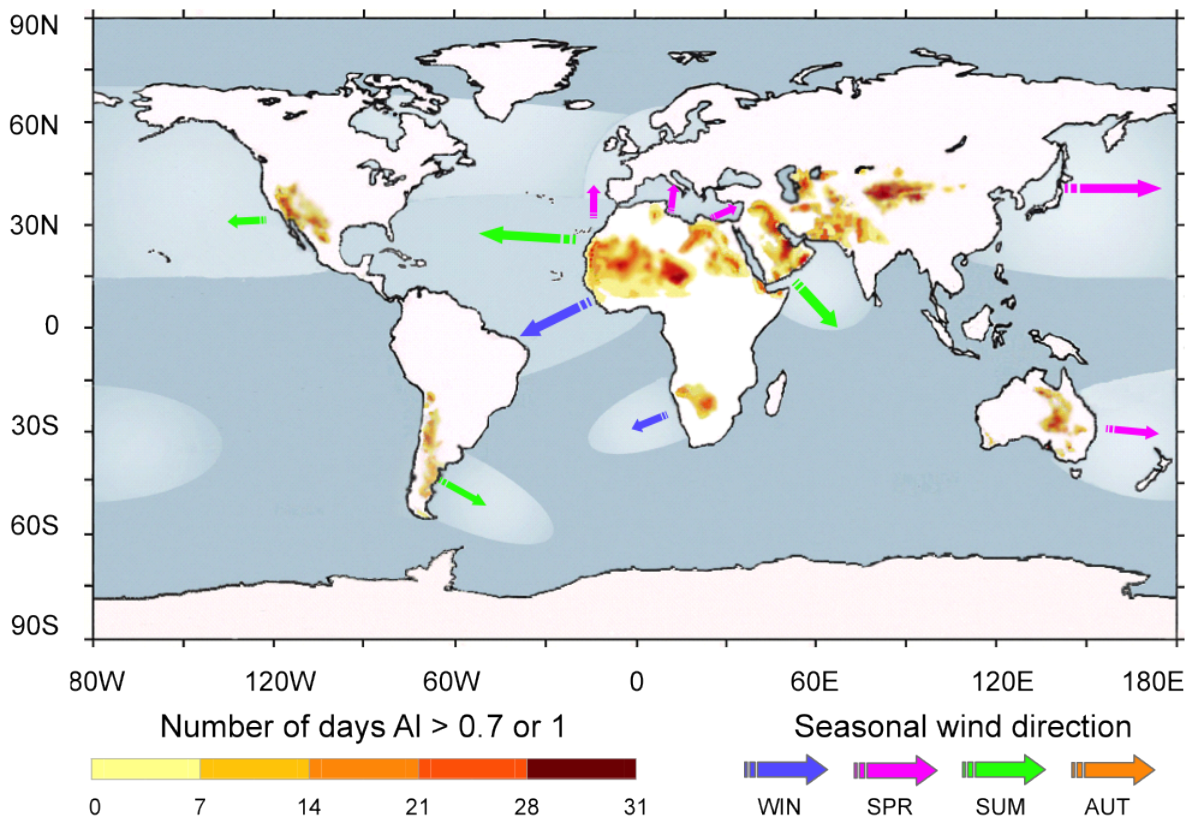


Abbildung 2.3: Globale Verteilung der Staubquellen und saisonale Transportmuster (Engelbrecht und Derbyshire, 2010), Schattierungen von Gelb und Braun: Anzahl der Tage, an denen der AI die Werte 1,0 (in den Hauptemissionsgebieten Afrikas und Asiens) und 0,7 (in den übrigen Gebieten) überschreitet, Pfeile: saisonale Hauptwindrichtung von Staubstürmen

Saharastaub wird überwiegend entlang von 4 Trajektorien transportiert (Shao et al., 2011): zunächst südwärts über die Sahelzone und dann südwestwärts über den Golf von Guinea Richtung Südamerika (ca. 60 % der Emissionen in der Sahara), westwärts über den Atlantik (25 %), nordwärts Richtung Europa (10 %) sowie ostwärts in Richtung Naher Osten (5 %). Saharastaub findet sich über Europa überwiegend in den Frühlingsmonaten, während der westwärts gerichtete Transport über den Atlantik überwiegend im Sommer beziehungsweise Winter stattfindet. Der Staub aus der Taklamakan und der Wüste Gobi wird überwiegend im Frühling ostwärts über den Pazifik transportiert, teilweise erreichen Teile des Staubs die Westküsten Kanadas und der USA. Australischer Staub wird in den Frühlingsmonaten der Südhalbkugel südostwärts transportiert und über dem südlichen Pazifik deponiert. Es existiert allerdings auch eine nordwestliche Route über den Indischen Ozean. Insgesamt wird deutlich, wie vorherrschende Windsysteme (wie zum Beispiel Ostwinde in Äquatornähe oder der monsungetriebene Staubtransport von

der Arabischen Halbinsel südostwärts über den Indischen Ozean) den atmosphärischen Staubtransport beeinflussen. Allerdings spielen auch kleinräumige Prozesse eine Rolle: so können Sturmfronten in der Sahelzone im Sommer einen Staubeinstrom in den *African Easterly Jet* bewirken. Im Gegensatz zu regionalen Modellen ist dieser Prozess in globalen Klimamodellen nur schlecht repräsentiert und führt zu einer Unterschätzung sowohl der Emissionswerte als auch des weitreichenden Transports über den Atlantik (Tegen, 2003).

2.1.3 Deposition

Staub wird über die Prozesse der trockenen und nassen Deposition wieder aus der Atmosphäre entfernt. In der Nähe der Emissionsquellen ist die Sedimentation infolge der Gravitationswirkung für den überwiegenden Teil der Deposition verantwortlich, während die nasse Deposition überwiegend weit transportierten Staub entfernt (Tegen, 2003). Zwar werden im Schnitt nur 10 bis 20 Prozent der Staublast über die trockene Deposition wieder abgesetzt (Harrison et al., 2001), allerdings nimmt die Bedeutung mit der Größe der Staubpartikel zu. Größere und schwerere Teilchen werden aufgrund der Gravitationskraft deutlich schneller deponiert. Dies sorgt mit ansteigender Verweildauer in der Atmosphäre für eine zunehmende Verschiebung in der Größenverteilung der Staubpartikel hin zu den kleineren Partikeln.

Die nasse Deposition kann zum einen unterhalb von Wolken in Form einer Auswaschung durch Regentropfen auftreten. Zum anderen dienen Staubpartikel innerhalb von Wolken als Kondensationskerne und werden anschließend durch Niederschlag aus der Atmosphäre entfernt. Dieser Prozess ist für Staub besonders effektiv in Eiswolken. Alles in allem sind die genauen Vorgänge bei der nassen Deposition jedoch noch sehr wenig verstanden.

2.2 Simulation des heutigen und glazialen Staubkreislaufs

Globale Klimamodelle sind in der Quantifizierung des Staubkreislaufs sehr fehlerbehaftet. Das liegt zum einen daran, dass neben Satellitendaten kaum Datensätze existieren, die die Evaluierung der Simulationen mit Messungen auf globaler Skala ermöglichen würden. Weiterhin sind viele physikalische Prozesse (gerade im Bereich der Depositionsmechanismen) noch nicht vollständig verstanden und werden in den Modellen gar nicht repräsentiert

beziehungsweise lediglich approximiert. Die Schwierigkeit der Quantifizierung wird an der großen Bandbreite der jährlichen Emissions- und Depositionswerte in unterschiedlichen Simulationen sichtbar. Nichtsdestotrotz liegen die Emissionen der meisten Modelle innerhalb eines ähnlichen Größenbereichs von 1000 Mt yr^{-1} bis 2000 Mt yr^{-1} . Eine Auswahl jüngster Modellsimulationen zeigt Tabelle 2.1 nach Shao et al. (2011).

Studie	Emission	Trockene Dep.	Nasse Dep.	Größenbereich
Takemura et al. (2000)	3321	2670 (80 %)	651 (20 %)	0,2-20
Ginoux et al. (2001)	1814	1606 (87 %)	235 (13 %)	0,2-12
Chin et al. (2002)	1650	1483 (89 %)	183 (11 %)	0,2-12
Tegen et al. (2002)	1100	724 (66 %)	374 (34 %)	0,2-44
Werner et al. (2002)	1060	811 (77 %)	244 (23 %)	0,2-44
Zender et al. (2003)	1490	866 (59 %)	607 (41 %)	0,1-10
Luo et al. (2003)	1654	823 (51 %)	798 (49 %)	0,1-10
Miller et al. (2004)	1019	595 (59 %)	414 (41 %)	0,2-16
Tanaka und Chiba (2006)	1877	1202 (64 %)	675 (36 %)	0,2-20
Mahowald et al. (2006)	4483	1503 (33 %)	2990 (67 %)	0,1-10
→SOM-Simulation				

Tabelle 2.1: Vergleich des globalen jährlichen Staubbudgets verschiedener Modellstudien, Emissions- und Depositionswerte in Mt yr^{-1} , Werte in Klammern: prozentuale Verteilung von trockener beziehungsweise nasser Deposition, simulierter Größenbereich in μm (Shao et al., 2011)

Die simulierten Emissionen schwanken zwischen 1019 Mt yr^{-1} (Miller et al., 2004) und 4483 Mt yr^{-1} (Mahowald et al., 2006). Auch das Verhältnis der trockenen zur nassen Deposition schwankt in den unterschiedlichen Modellstudien zwischen 0,5 (Mahowald et al., 2006) und 8,1 (Chin et al., 2002). Ein Teil der Abweichungen ist auf die verschiedenen betrachteten Größenbereiche der Partikel zurückzuführen. So beziehen Tegen et al. (2002) und Werner et al. (2002) Staubteilchen bis zu einer Größe von $44 \mu\text{m}$ in die Simulationen mit ein, während die übrigen Studien kleinere Größenbereiche betrachten. Obwohl der betrachtete Größenbereich am weitesten gefasst ist, liegen die Emissionen mit 1100 Mt yr^{-1} und 1060 Mt yr^{-1} im unteren Bereich der dargestellten Modellstudien. Die genauen Modell- und Simulationsbeschreibungen sind direkt den genannten Studien zu entnehmen, an dieser Stelle sollte lediglich die Schwierigkeit verdeutlicht werden, den Staubkreislauf quantitativ einheitlich wiederzugeben.

Auf glazial-interglazialer Zeitskala unterliegen die atmosphärischen Staubkonzentrationen starken Schwankungen. Stratigraphische Datensätze von Staubdepositionen können

als paleoklimatischer Indikator wichtige Einblicke in frühere Staubquellen und -senken sowie großräumige Zirkulations- und Transportmuster und deren Veränderungen liefern (Shao et al., 2011). Von besonderem Interesse sind die Staubkonzentrationen auch deshalb, da Staub durch den Transport von Eisen die Produktivität der Ozeane erhöhen und somit für einen Rückgang der atmosphärischen CO₂-Konzentrationen verantwortlich sein kann (Martin und Fitzwater 1988, Maher et al. 2010). Die Abbildung 2.4 zeigt Temperaturwerte, CO₂-Konzentrationen sowie Staubkonzentrationen der letzten 800.000 Jahre anhand von stratigraphischen Daten aus Eisbohrkernen in der Antarktis. Neben den langzeitlichen Schwankungen ist hier auch die Korrelation zwischen hohen Staubflüssen (und damit erhöhtem Eisentransport) und glazialen Perioden mit niedrigen Temperaturen und CO₂-Konzentrationen sichtbar. Ob die Staubkonzentrationen lediglich den Klimaveränderungen folgen oder sogar dazu beitragen, ist bisher noch unklar.

Besonders hohe Staubkonzentrationen traten während des letzten glazialen Maximums auf und sorgten für Depositionsraten, die in den Polarregionen um das bis zu 20-fache gegenüber heutigen Werten erhöht waren. Der Faktor für die Staubkonzentrationen im Eis ist noch höher aufgrund der niedrigen Niederschlagswerte während der glazialen Perioden. Mögliche Erklärungen für die erhöhten Staubflüsse während des LGM sind erhöhte Windgeschwindigkeiten, ein schwächerer hydrologischer Kreislauf sowie die Ausdehnung von Quellgebieten. Höhere Windgeschwindigkeiten am Boden würden deutlich höhere Emissionswerte nach sich ziehen. Zwar zeigen Simulationen des glazialen Klimas erhöhte Windgeschwindigkeiten, allerdings gibt es nur wenige direkte Indizien aus Beobachtungsdaten (z.B.: Sarnthein et al. 1981, Clemens und Prell 1990, Rea 1994). Ein abgeschwächter hydrologischer Kreislauf infolge der geringeren Temperaturen würde die Verweildauer der Teilchen in der Atmosphäre erhöhen. Durch die Absenkung des Meeresspiegels während des LGM und die zusätzlichen Landoberflächen in kontinentalen Schelfregionen hat sich die zur Emission zur Verfügung stehende Landmasse vergrößert. Weiterhin könnten geringere Bodenfeuchtigkeiten und spärlichere Vegetation während der letzten Eiszeit im Vergleich zu heute für die erhöhten Staubemissionen verantwortlich sein.

Aufgrund der stark erhöhten Staubkonzentrationen, der großen Bandbreite an datierbaren paläoklimatischen Datensätzen sowie der Tatsache, dass die glazialen Bedingungen (Dicke und Ausdehnung der Eisschilde, Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre, etc.) relativ gut bekannt sind, ist das LGM eine sinnvolle Beispielperiode für Simulationen

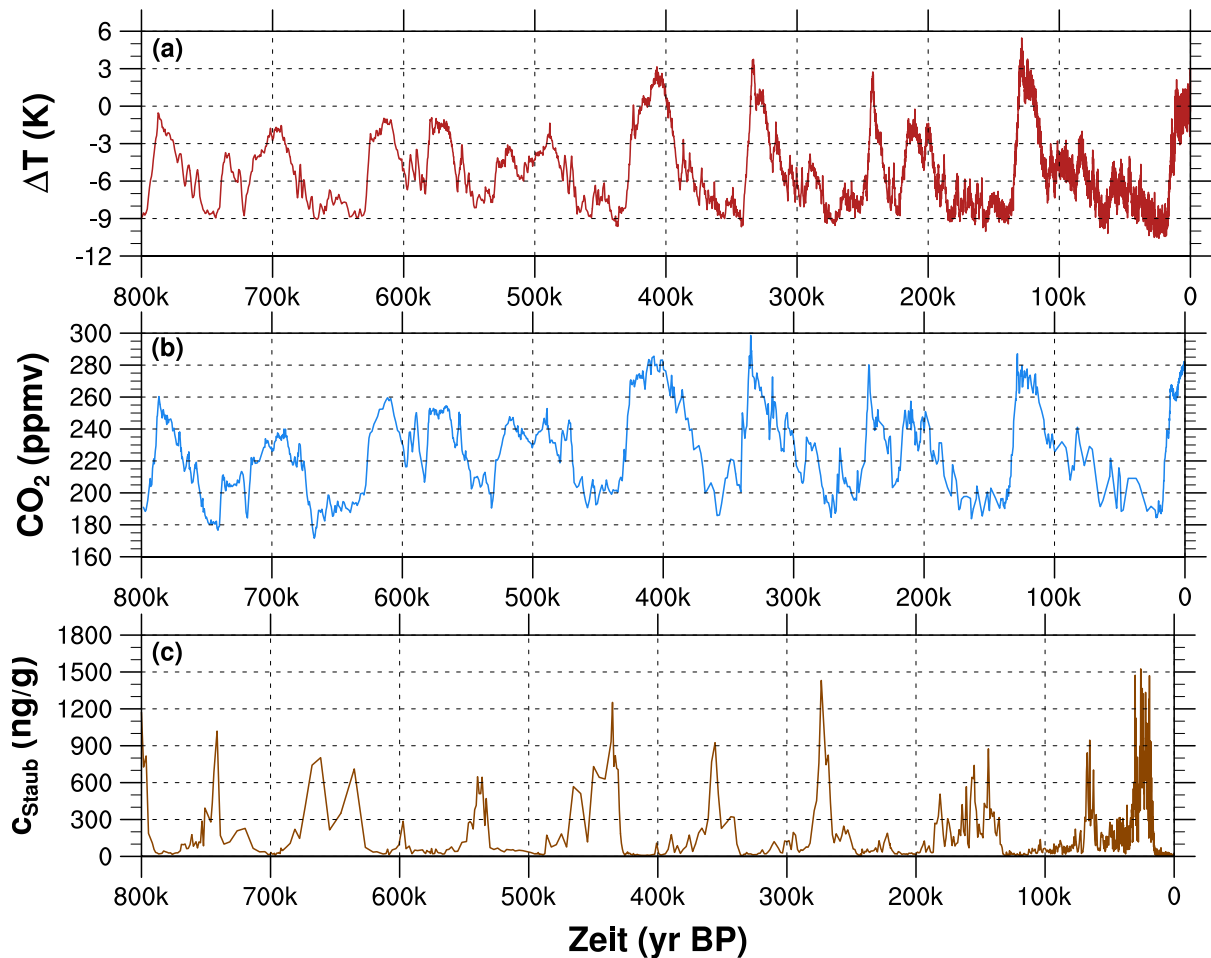


Abbildung 2.4: (a) Abschätzung der Temperaturdifferenz im Vergleich zum Mittelwert über die vergangenen 1000 Jahre (K), EPICA Dome C (Jouzel et al., 2007)
 (b) CO₂-Konzentration (ppmv), EPICA Dome C, Vostok (Lüthi et al., 2008)
 (c) Staubkonzentration (ng/g), EPICA Dome C (Lambert et al., 2008)

des Staubkreislaufs unter glazialen Bedingungen (Harrison et al. 2001 und darin genannte Referenzen).

Erste Versuche, die Staubflüsse während des LGM als direkte Konsequenz aus dem veränderten glazialen Klima zu simulieren (erhöhte Windgeschwindigkeiten und schwächerer hydrologischer Kreislauf), konnten den vollen Umfang der Verstärkung nicht wiedergeben (z.B.: Joussaume 1990, Genthon 1992). Mahowald et al. (1999) führten die Veränderungen im Staubkreislauf hauptsächlich auf Veränderungen in den heutigen Quellgebieten zurück. Erst eine Berücksichtigung von neuen glazialen Quellgebieten während des LGM führte in den Simulationen zu realistischen Erhöhungen der Staubflüsse (Harrison et al. 2001, Werner et al. 2002, Mahowald et al. 2006).

3 Methodische Herangehensweise

3.1 Das globale Aerosol-Klimamodell

ECHAM5-HAM2

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Aerosol-Klimamodell ECHAM5-HAM2 (Zhang et al., 2012) verwendet. Das ECHAM5-Modell (Roeckner et al., 2003) ist die fünfte Version des atmosphärischen Zirkulationsmodells ECHAM (Roeckner et al., 1992), welches ursprünglich aus dem Wettervorhersagemodell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wetterprognosen (ECMWF - „European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“) hervorging und vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg für Klimasimulationen angepasst wurde.

Das Zirkulationsmodell ECHAM5 löst numerisch ein System von nichtlinearen Differentialgleichungen, welches sich aus grundlegenden Überlegungen zum physikalischen Zustand der Atmosphäre ergibt. Dies sind in erster Linie die Erhaltungssätze von Energie, Masse und Impuls (primitive Gleichungen). Im Gegensatz zum vollständigen Satz an Bewegungsgleichungen wird bei den primitiven Gleichungen die vertikale Komponente der Bewegungsgleichung durch die hydrostatische Approximation ersetzt. Die prognostischen Variablen sind Temperatur, Divergenz, Vorticity, Druck und atmosphärischer Wassergehalt. Passive Spurenstoffe (Tracer) werden über ein semi-lagrangesches Transportschema in Flussform nach Lin und Rood (1996) auf einem Gauß'schen Gitter transportiert. Auch die Parametrisierungen der physikalischen Prozesse finden im Gitterpunktraum statt. Das ECHAM5-Modell berechnet die horizontalen Ableitungen exakt im Wellenzahlraum (spektrales Modell), wobei die Variablen als Reihe von Kugelflächenfunktionen dargestellt werden. Die spektrale Auflösung des Modells (T21, T31, T42, T63, T85, T106 oder T159) wird dabei durch die Anzahl der berücksichtigten Kugelflächenfunktionskoeffizienten bestimmt.

Vertikal ist die Modellatmosphäre in mehrere Schichten eingeteilt. Die Dicke der Schichten richtet sich in Bodennähe nach der Topographie des Geländes, während sie im oberen Bereich der Troposphäre allein durch den dort herrschenden Luftdruck bestimmt wird. In der obersten vertikalen Schicht wird ein konstanter Druck von 10 hPa vorgeschrieben. Typischerweise werden für ECHAM5-Simulationen in der Troposphäre 19 oder 31 vertikale Schichten verwendet.

Die numerische Lösung der Differentialgleichungen erfolgt in diskreten Zeitschritten unter Nutzung eines semi-impliziten Leapfrog-Schemas. Die Länge der Zeitschritte wird durch das Courant-Friedrichs-Levy-Kriterium für die numerische Lösung von Differentialgleichungen bestimmt.

Stier et al. (2005) erweiterten mit der Entwicklung des Aerosolmoduls HAM das Modell ECHAM5 zum globalen Klima-Aerosol Modell ECHAM5-HAM. Das Aerosol-Spektrum in HAM wird durch die Superposition von 7 logarithmischen Normalverteilungen (Moden) repräsentiert. Jede dieser Moden wird durch die Aerosolanzahl, den Median der Radien sowie deren Standardabweichung beschrieben. Anhand der Partikelradien werden 4 Größenklassen unterschieden (Nucleation mode, Aitken mode, Accumulation mode, Coarse mode). Eine detaillierte mathematische Betrachtung des modalen Konzepts erfolgt in Stier et al. (2005). Im Rahmen des HAM-Moduls werden standardmäßig fünf Komponenten beschrieben: Sulfat, Ruß, organisches Material, Meersalz sowie Mineralstaub.

Das Modell ECHAM5-HAM2 (Zhang et al., 2012) bildet die zweite Version des globalen Aerosol-Klima-Modells ECHAM5-HAM und enthält verschiedene Modifikationen im Bereich der nassen Deposition, der Parametrisierung der Nukleation sowie der Mikrophysik in den Wolken. Außerdem wurden für die Staubemission die Bodeneigenschaften in Ostasien modifiziert (Cheng et al., 2008).

Das Klimamodell ECHAM5 treibt das Aerosolmodul über die Bereitstellung von meteorologischen Variablen (z.B.: horizontaler Wind, Temperatur, Druck und Luftfeuchtigkeit) an. Die weitreichenden, konvektiven und turbulenten Transportprozesse der Aerosole werden wie andere passive Tracer behandelt. Das Aerosolmodul wiederum beeinflusst ECHAM über die rückkoppelnde Wirkung auf die Mikrophysik in den Wolken.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Staub-Emissionsschema nach Tegen et al. (2002) verwendet. Dieses beinhaltet 192 interne Größenklassen zwischen $0,2 \mu\text{m}$ und $1300 \mu\text{m}$ mit jeweils individuellen Schwellenschubspannungsgeschwindigkeiten u_{thr} . Der Boden ei-

ner Gitterzelle ist durch eine bestimmte Zusammensetzung aus Ton, Lehm und Sand charakterisiert. Außerdem werden bevorzugte Emissionsgebiete (ausgetrocknete Paleo-Seen) festgelegt, die für Windgeschwindigkeiten über 10 m s^{-1} besonders aktiv sind. Anhand dieser Bodentexturklassen wird die relative Oberfläche, die jede der 192 Größenklassen bedeckt, berechnet (s_i). Der horizontale Teilchenfluss (HPF - Horizontal particle flux) einer Größenklasse i ergibt sich über:

$$\text{HPF}(i) = \frac{\rho_a}{g} \cdot u^3 \left(1 + \frac{u_{\text{thr}}(i)}{u}\right) \cdot \left(1 - \frac{u_{\text{thr}}^2(i)}{u^2}\right) \cdot s_i, \quad \text{wenn } u \geq u_{\text{thr}}(i) \quad (3.1)$$

$$\text{HPF}(i) = 0, \quad \text{wenn } u < u_{\text{thr}}(i) \quad (3.2)$$

Dabei bezeichnen u den aus der 10 m-Windgeschwindigkeit berechneten Bodenwind, ρ_a die Luftdichte und g die Gravitationskonstante. Aus dem horizontalen Teilchenfluss, der Bodentextur α und dem vegetationsabhängigen Blattflächenindex (LAI - Leaf Area Index, definiert als Verhältnis aus Blattfläche zu Bodenoberfläche) bestimmt sich der vertikale Teilchenfluss (VDEF - Vertical dust emission flux) über:

$$\text{VDEF}(i) = \alpha \cdot f(\text{LAI}) \cdot \text{HPF}(i) \cdot I_{\Theta} \quad (3.3)$$

Der Faktor I_{Θ} berücksichtigt die Bodenfeuchte. Er beträgt 0 (kein vertikaler Teilchenfluss), wenn die Bodenfeuchte mehr als 99 Prozent der Bodenkapazität beträgt, andernfalls beträgt er 1 und es findet Staubemission statt. Die Bodenkapazität beschreibt dabei die maximal mögliche Wassermenge, die der Boden aufnehmen und gegen die Schwerkraft halten kann.

3.2 Klimaszenarien: heutige und glaziale Simulationsbedingungen

Der Staubkreislauf wurde im Klimamodell ECHAM5-HAM2 unter heutigen und glazialen Klimabedingungen simuliert. Für das heutige Klima wurde der mittlere saisonale Zyklus der Meeresoberflächentemperaturen (SST - sea-surface temperatures) sowie der Meereisbedeckung über den Zeitraum von Januar 1979 bis Februar 1996 vom *Atmospheric Model Intercomparison Project II* (AMIP II)-Datensatz vorgegeben. Die atmosphärische

CO₂-Konzentration wurde auf 348 ppm gesetzt. Weitere Treibhausgaskonzentrationen sowie die vorgegebenen Erdbahnparameter sind der Tabelle 3.1 zu entnehmen.

Die Simulationen des LGM folgen dem *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 3* (PMIP3)-Standard (Braconnot et al., 2012). Demzufolge wurden die Treibhausgaskonzentrationen auf 185 ppm (CO₂), 350 ppb (CH₄) sowie 200 ppb (N₂O) gesetzt. Die Exzentrizität, Obliquität sowie Präzession der Erdbahn wurden ebenso angepasst wie die Ausdehnung des Inlandeises (Tabelle 3.1). Während des LGM lag der Meeresspiegel um ca. 116 Meter unter dem heutigen Wert, weshalb auch die Land-See-Maske verändert wurde.

Szenario	Heutiges Klima (PRE)	Letztes glaziales Maximum (LGM)
Zeitraum	1981-1990	ca. 21.000 Jahre BP
THG: CO ₂	348 ppm	185 ppm
THG: CH ₄	1650 ppb	350 ppb
THG: N ₂ O	306 ppb	200 ppb
Exzentrizität	0,016715	0,018994
Obliquität	23,441°	22,949°
Präzession	102,70°	114,42°
Inlandeis	wie heute	Ausdehnung angepasst, Topographie angepasst
Orographie	wie heute	Meeresspiegel um ca. 116 m niedriger, Land-See-Maske angepasst

Tabelle 3.1: Überblick über Randbedingungen der verwendeten Klimaszenarien PRE und LGM nach PMIP3-Protokoll

3.3 Einfluss der Modellauflösung auf simulierten Staubkreislauf

Es wurde die Sensitivität der simulierten Staubwerte auf die verwendete Modellauflösung untersucht. Dabei wurden für beide Klimaszenarien (PRE und LGM) jeweils drei verschiedene spektrale Auflösungen verwendet (Tabelle 3.2). Die T31L19-Auflösung hat eine horizontale Auflösung von $3,75^\circ \times 3,75^\circ$ und 19 vertikale Schichten. Die T63L31-Auflösung besitzt 31 vertikale Schichten bei einer horizontalen Auflösung von $1,875^\circ \times 1,875^\circ$. Die

feinste Auflösung mit $1,125^\circ \times 1,125^\circ$ bei 31 vertikalen Schichten liefert die T106L31-Simulation. Aufgrund der deutlich erhöhten Simulationsdauer der T106L31-Läufe wurden nach einer Einschwingzeit von einem Modelljahr nur drei Modelljahre in die Auswertung einbezogen (für T31L19 und T63L31: jeweils 10 Modelljahre bei einer Einschwingzeit von zwei Modelljahren).

Simulation	Beschreibung	Simulationszeitraum
PRE-T31L19	Heutiges Klima, $3,75^\circ \times 3,75^\circ$, 19 Schichten	10 Jahre
PRE-T63L31	Heutiges Klima, $1,875^\circ \times 1,875^\circ$, 31 Schichten	10 Jahre
PRE-T106L31	Heutiges Klima, $1,125^\circ \times 1,125^\circ$, 31 Schichten	3 Jahre
LGM-T31L19	LGM, $3,75^\circ \times 3,75^\circ$, 19 Schichten	10 Jahre
LGM-T63L31	LGM, $1,875^\circ \times 1,875^\circ$, 31 Schichten	10 Jahre
LGM-T106L31	LGM, $1,125^\circ \times 1,125^\circ$, 31 Schichten	3 Jahre

Tabelle 3.2: Überblick über Modellsimulationen

3.4 Vergleich der Simulationen mit DIRTMAP3-Beobachtungsdaten

Zur Evaluierung der Modellsimulationen wurden die simulierten Staubdepositionen mit Beobachtungsdaten der dritten Version der *Dust Indicator and Records of Terrestrial and Marine Palaeoenvironments* (DIRTMAP3)-Datenbank (Maher und Kohfeld, 2009) verglichen. Diese enthält in 891 Datensätzen Staubinformationen von Eisbohrkernen, marinen Sedimentkernen, marinen Sedimentfallen sowie Lösssedimenten. Zur Evaluierung der Staubdepositionen wurden die Massenakkumulationsraten ($\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) von polaren Eisbohrkernen, heutigen marinen Sedimentfallen und terrigener Akkumulationen in marinen Sedimenten verwendet. Terrestrische Staubdaten wurden nicht in den Vergleich einbezogen, da diese sehr stark durch lokale, kleinräumige Quell- und Depositionsprozesse beeinflusst werden, welche mit der groben Auflösung des globalen Modells nicht wiedergegeben werden können. Möglicherweise kontaminierte Daten von marinen Sedimenten (z.B. aus Regionen mit Eisberggeröll oder Flusseintrag) wurden ebenfalls ausgenommen.

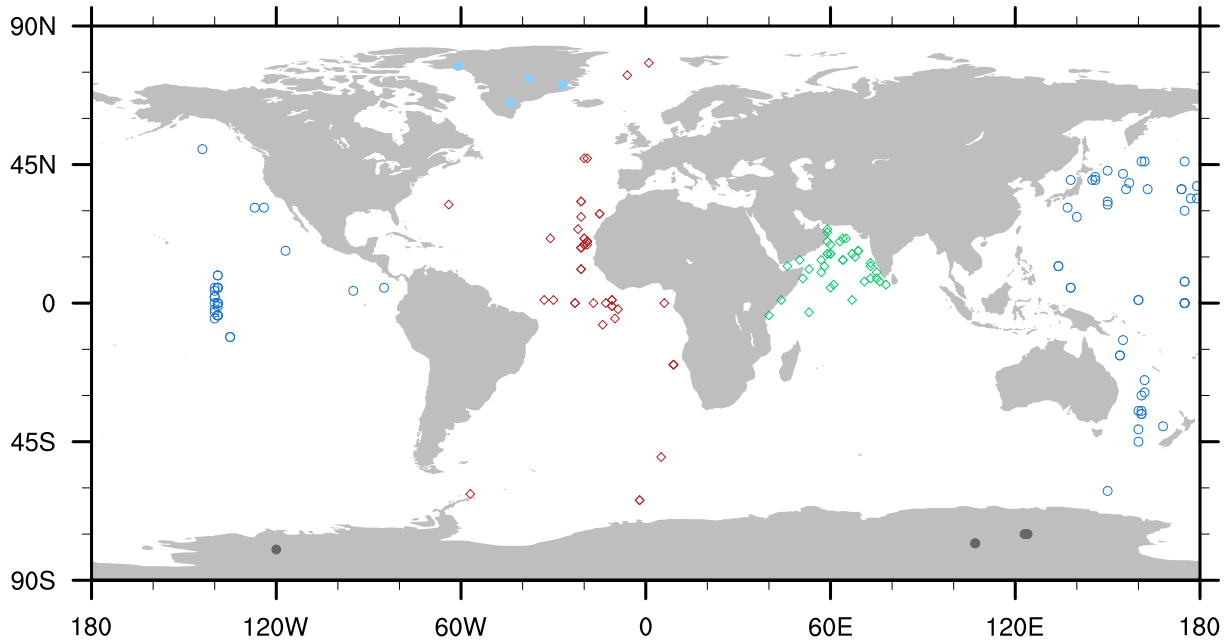


Abbildung 3.1: Globale Verteilung der zur Evaluierung der PRE-Modellsimulationen verwendeten DIRTMAP3-Datensätze

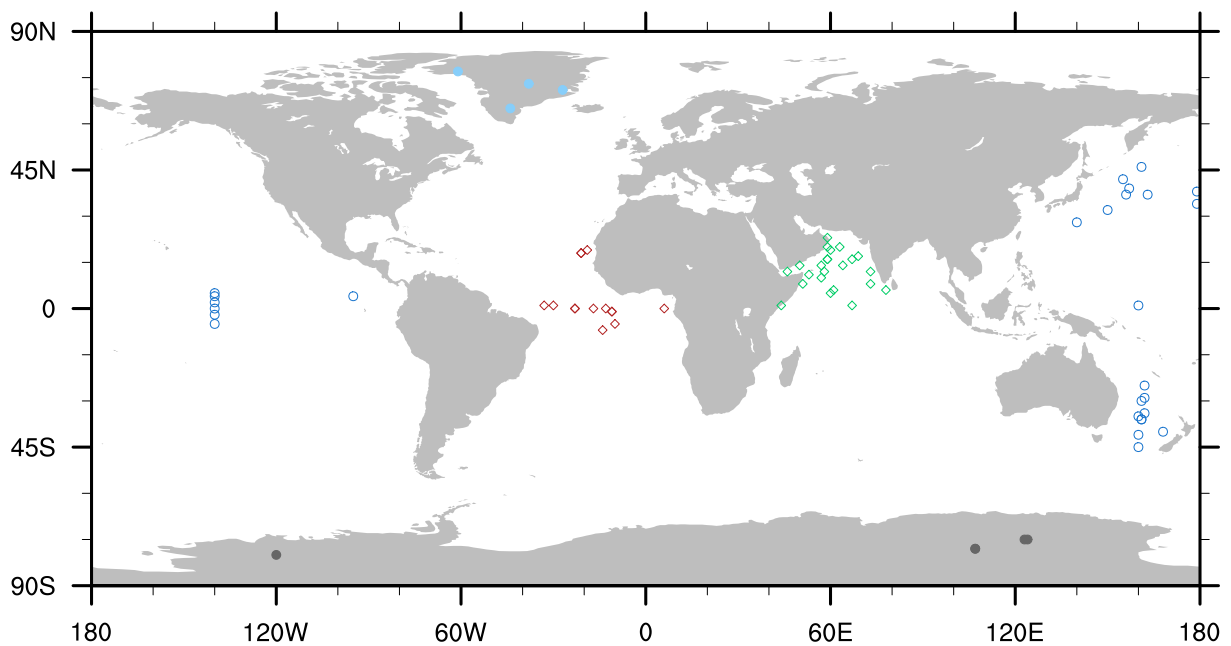


Abbildung 3.2: Globale Verteilung der zur Evaluierung der LGM-Modellsimulationen verwendeten DIRTMAP3-Datensätze

Insgesamt wurden 172 Datensätze für den Vergleich mit den Modellergebnissen unter heutigen Simulationsbedingungen verwendet (Abbildung 3.1). Diese stammen hauptsächlich aus Regionen im Ostatlantik, Westpazifik sowie dem nördlichen Indischen Ozean.

Die Eisbohrkerne stammen aus der Antarktis beziehungsweise Grönland. Ein Vergleich mit Abbildung 2.3 zeigt, dass die Datensätze die Haupttransportwege von Staub in der Atmosphäre gut abdecken. Für den Vergleich mit den Modellergebnissen unter glazialen Simulationsbedingungen wurden 73 Datensätze verwendet (Abbildung 3.2).

Die simulierten Staubdepositionen (Summe aus trockener Deposition, Sedimentation und nasser Deposition) wurden bilinear auf die genauen Koordinaten des jeweiligen DIRTMAP3-Datensatzes interpoliert. Zur Bestimmung der Güte der Korrelation zwischen simulierten und beobachteten Staubdepositionen wurde jeweils der logarithmische Korrelationskoeffizient über

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (\log x_i - \overline{\log x_i}) \cdot (\log y_i - \overline{\log y_i})}{\sigma_{\log x} \cdot \sigma_{\log y}} \quad (3.4)$$

ermittelt, wobei x_i die DIRTMAP3-Daten sowie y_i die ECHAM5-HAM2-Simulationsdaten bezeichnen; $\overline{\log x_i}$, $\overline{\log y_i}$, $\sigma_{\log x}$ sowie $\sigma_{\log y}$ kennzeichnen Mittelwerte beziehungsweise Standardabweichungen.

4 Auswertung und Diskussion

4.1 Saisonale Variabilität der simulierten Emission und Deposition

Die Staubemissionen zeigen unabhängig von der verwendeten Modellauflösung einen saisonalen Charakter. In der Abbildung 4.1 sind die Ergebnisse für die PRE-T63L31-Simulation dargestellt. Die übrigen Modellauflösungen zeigen ein ähnliches Bild.

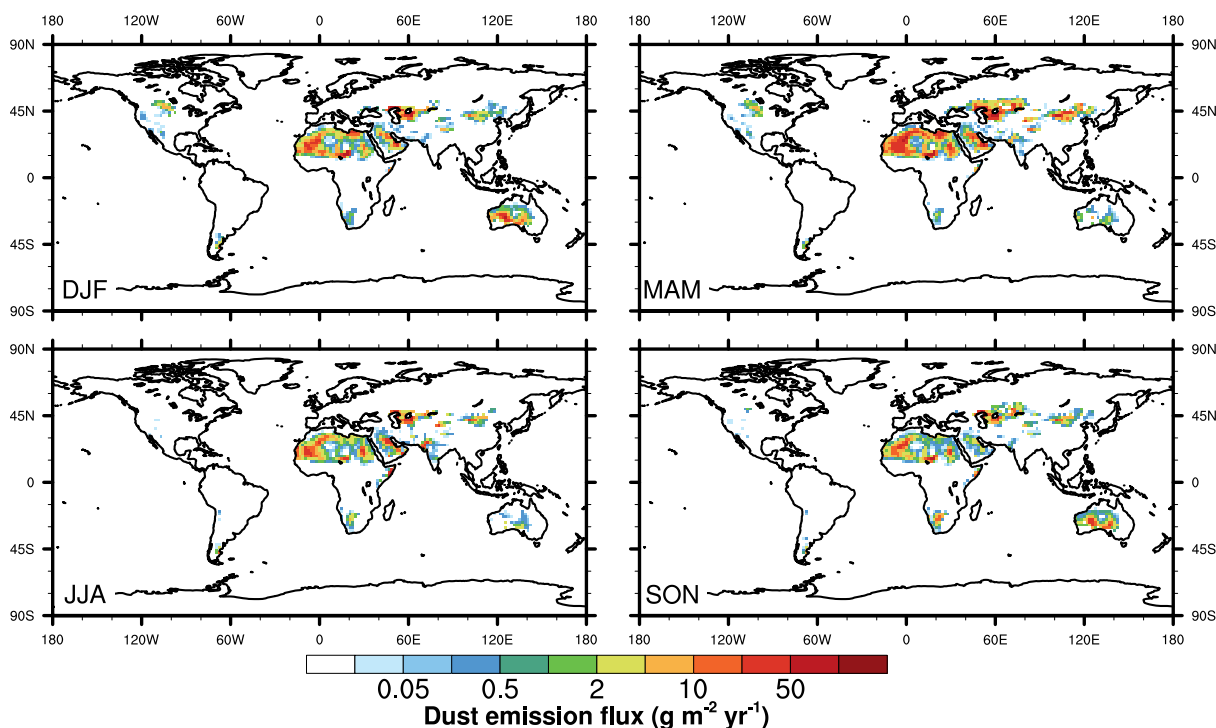


Abbildung 4.1: Saisonale Variabilität der Staubemissionen, Simulation: PRE-T63L31

Zunächst lassen sich sehr gut die Hauptemissionsgebiete erkennen: Nordafrika mit der Sahara und Sahel-Region, die Arabische Halbinsel, Asien (besonders Taklamakan und Gobi) sowie Australien. Die Emissionen in der Sahara sind ganzjährig sehr hoch, zeigen aber ein Maximum in den Frühlingsmonaten März-April-Mai (MAM). Auch in Asien

sind die Emissionen im MAM am höchsten. Größere jahreszeitliche Schwankungen zeigen die Emissionen in Australien. Hier werden in den Frühlings- und Sommermonaten der Südhalbkugel (SON, DJF) die größten Mengen an Staub emittiert, während im Rest des Jahres die Emissionen deutlich geringer ausfallen. Australien ist die größte Staubquelle auf der Südhalbkugel, aber auch die vereinzelt Emissionen in Südafrika zeigen ein Maximum im SON.

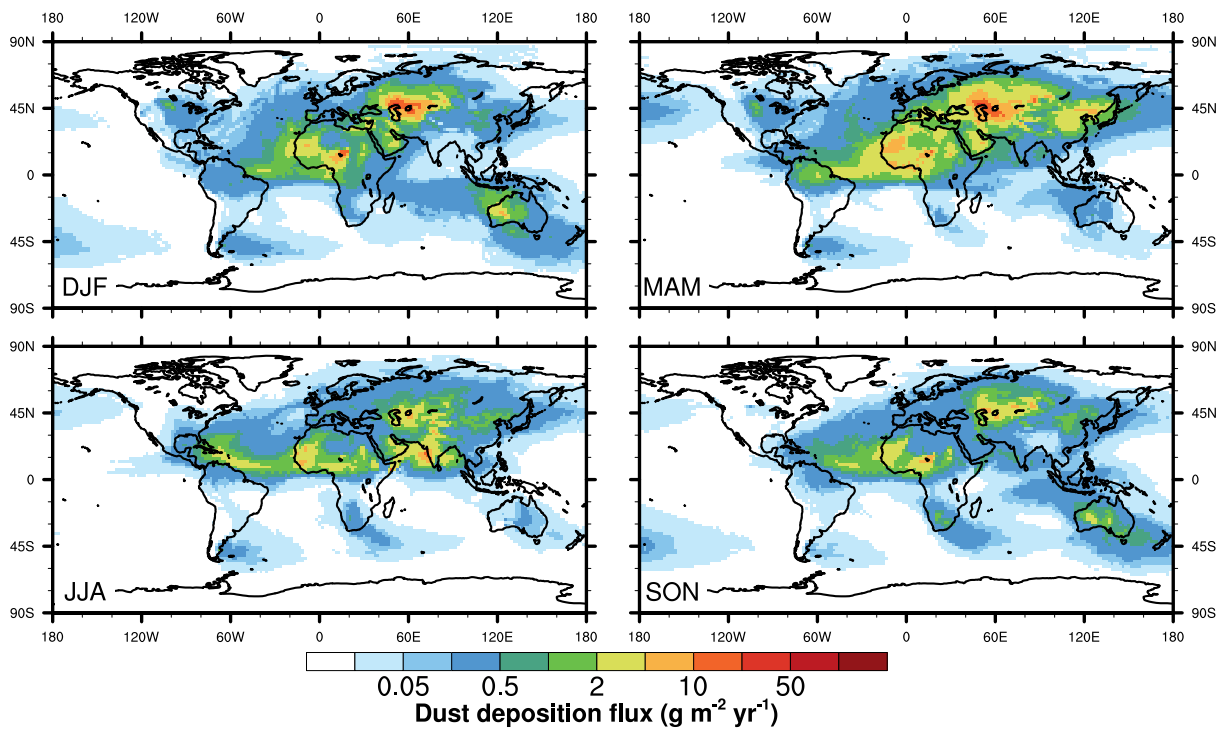


Abbildung 4.2: Saisonale Variabilität der Staubdepositionen, Simulation: PRE-T63L31

Die größten Depositionsflüsse zeigen sich erwartungsgemäß in der Nähe der Quellgebiete (Abbildung 4.2). Saharastaub wird hauptsächlich im Frühling (aber auch in den anderen Jahreszeiten) über den tropischen Atlantik westwärts transportiert, im DJF und MAM überwiegend in den nördlichen Teil Südamerikas. Im Sommer und Herbst liegt der Haupttransportweg weiter nördlich und sorgt für verstärkte Staubdepositionen in Mittelamerika. Über Europa ist ein leichtes Maximum der Depositionen in den Frühlingsmonaten erkennbar. Diese Ergebnisse stimmen ebenso mit den Transportmustern laut Abbildung 2.3 überein wie der starke ostwärtige Staubtransport ausgehend von den asiatischen Quellen. Im MAM erreicht der Staub sogar vereinzelt die Westküste Nordamerikas. Auch der südostwärtige Staubtransport von Australien in Richtung Neuseeland im Südhemisphären-Frühling wird deutlich. Es ist aber auch der besonders im Sommer stark

ausgeprägte Transportweg von Australien nach Nordwesten über den Indischen Ozean zu erkennen. Allgemein lässt sich feststellen, dass die Staubdepositionen genau dann ein Maximum zeigen, wenn auch die Emissionen maximal sind. Dies liegt an der zumeist recht kurzen Verweildauer in der Atmosphäre. Werner et al. (2002) hatten eine Zeitverschiebung zwischen den maximalen Emissionen und Depositionen von bis zu 6 Wochen festgestellt. Ansatzweise lässt sich dieser Sachverhalt an den Staubdepositionen über dem Nordpazifik im JJA erkennen, die trotz eines Minimums der Emissionen in diesem Zeitraum noch recht hoch sind (im Vergleich zu DJF und SON).

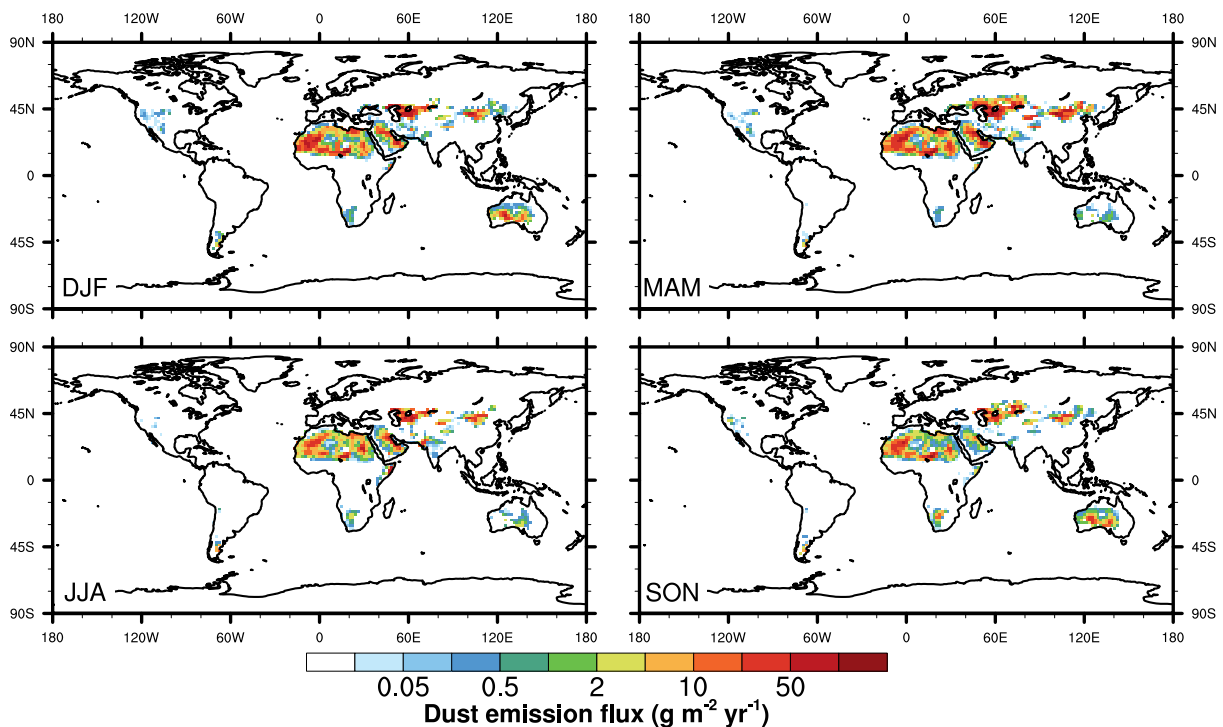


Abbildung 4.3: Saisonale Variabilität der Staubemissionen, Simulation: LGM-T63L31

Unter glazialen Bedingungen zeigt sich ein ähnlicher saisonaler Charakter wie unter heutigen Simulationsbedingungen (Abbildung 4.3). Einzig in der Westsahara beginnt das Maximum der Emissionen bereits in den Wintermonaten und umfasst auch weiterhin die Frühlingsmonate. Insgesamt sind die Emissionen während des LGM deutlich erhöht, wie die Abbildung 4.4 zeigt. Hier ist die Differenz LGM minus PRE dargestellt. In nahezu allen Quellgebieten zeigen sich unter glazialen Bedingungen deutlich höhere Emissionswerte, besonders ausgeprägt sind die Erhöhungen in Australien, Westasien sowie der Westsahara. Ein genauerer quantitativer Vergleich erfolgt im Abschnitt 4.3.

Auffällig ist, dass sich die Saisonalität in den meisten Gebieten kaum verändert hat,

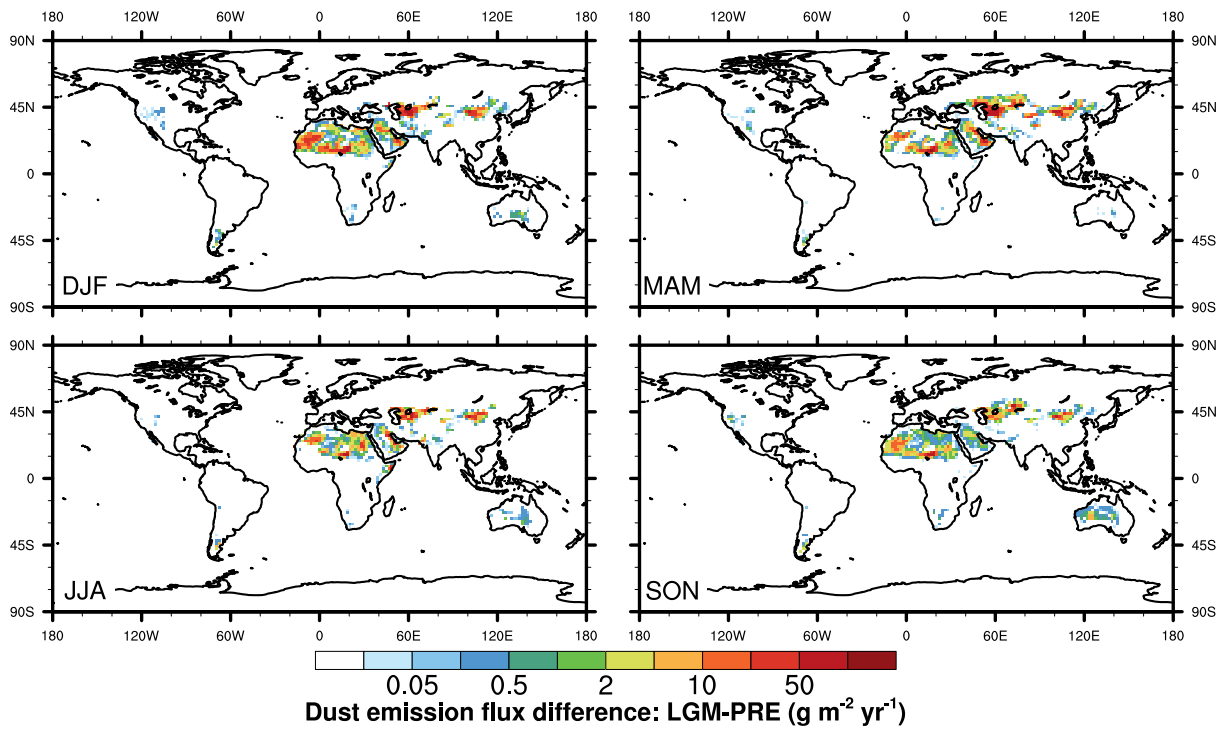


Abbildung 4.4: Differenz der Staubemissionen, Simulation: LGM-T63L31 minus PRE-T63L31

so waren die Emissionen beispielsweise in Australien während des LGM im Vergleich zu heute in SON und DJF am höchsten. Da die Emissionen in Australien auch unter heutigen Bedingungen dann ein Maximum zeigen, bleibt die Saisonalität nahezu unbeeinflusst.

4.2 Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3

Zur Evaluierung der Modellergebnisse wurden die simulierten Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Beobachtungsdaten verglichen. Dazu wurden für 172 Datensätze (Abbildung 4.5 für PRE-T63L31) beziehungsweise 73 Datensätze (Abbildung 4.6 für LGM-T63L31) die simulierten über die beobachteten Depositionen aufgetragen. Die unterschiedlichen Farben symbolisieren die verschiedenen Regionen der DIRTMAP3-Datensätze (Atlantik, Indischer Ozean, Pazifik, Grönland und Antarktis).

Die Datenpunkte liegen entlang der gestrichelten Linie, welche eine exakte Übereinstimmung zwischen Simulationen und Beobachtungen markiert. Überwiegend liegen die Punkte jedoch unter dieser Linie, was für eine generelle Unterschätzung der realen Depositionen im Modell spricht. Diese Unterschätzung ist in allen durchgeführten Simulationen

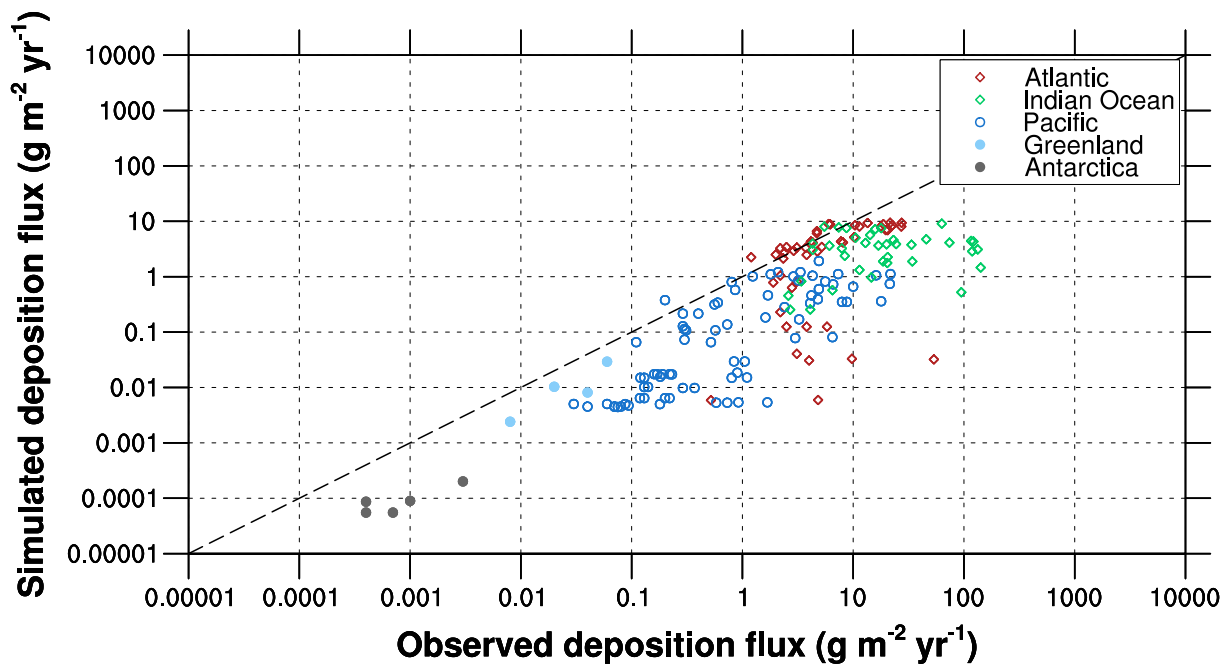


Abbildung 4.5: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: PRE-T63L31

sichtbar (Abbildungen A.1 bis A.4 im Anhang A). Die Depositionswerte aus Eisbohrkernen der Antarktis und Grönlands werden am besten in der groben Auflösung T31L19 wiedergegeben.

Simulation	Korrelationskoeffizient	Korrelationskoeffizient - nur LGM Datensätze
PRE-T31L19	0,80	0,86
PRE-T63L31	0,85	0,92
PRE-T106L31	0,86	0,92
LGM-T31L19	0,87	0,87
LGM-T63L31	0,91	0,91
LGM-T106L31	0,91	0,91

Tabelle 4.1: Logarithmische Korrelationskoeffizienten zwischen DIRTMAP3- und ECHAM5-HAM2-Depositionsdaten (Berechnung nach Gleichung 3.4) unter Einbeziehung aller Datensätze sowie unter Einbeziehung ausschließlich der 73 LGM-Datensätze

Es fällt auf, dass die Staubdepositionen während des LGM im Vergleich zu heute im Modell ähnlich gut reproduziert werden können. Der logarithmische Korrelationskoeffizient ist mit 0,91 sogar höher als unter heutigen Simulationsbedingungen (0,85, Tabelle 4.1). Die unterschiedlichen Korrelationskoeffizienten sind allerdings überwiegend ein Artefakt der kleineren Anzahl an verwendeten Datensätzen (73 für LGM im Vergleich zu 172

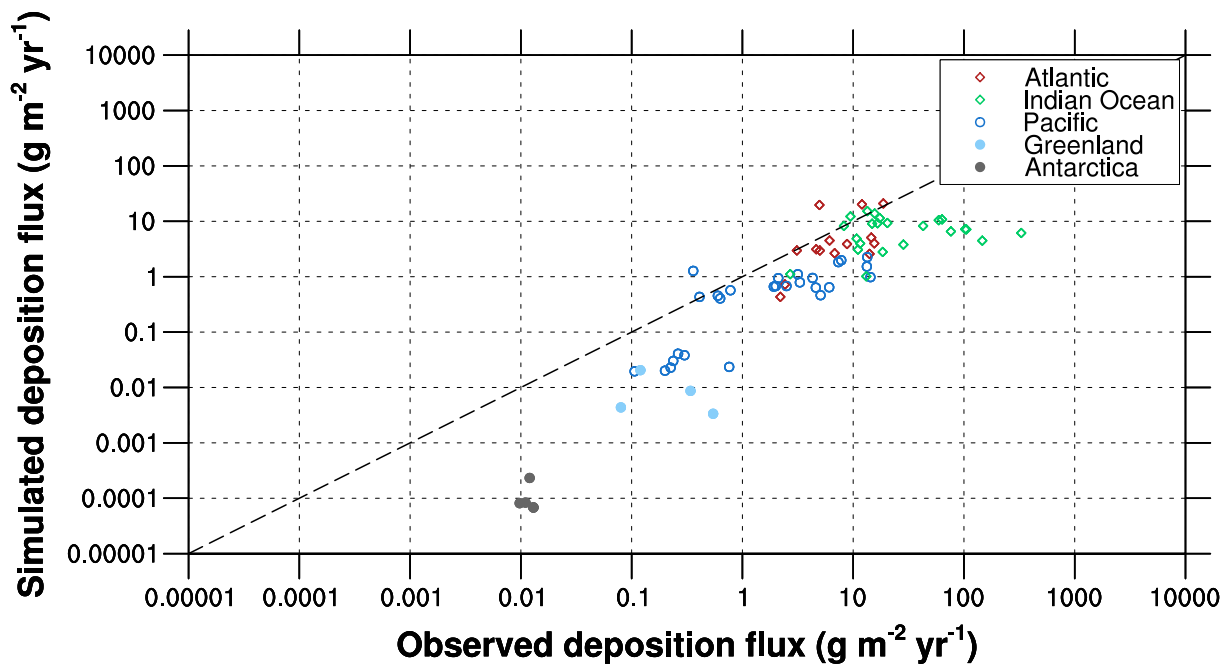


Abbildung 4.6: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: LGM-T63L31

für PRE). Dies lässt sich an den ebenfalls erhöhten Korrelationskoeffizienten für die PRE-Simulationen erkennen, wenn man nur die DIRTMAP3-Datensätze in den Vergleich mit einbezieht, die auch für den LGM-Vergleich verwendet wurden (Tabelle 4.1). In diesem Fall sind die Korrelationskoeffizienten unter glazialen und heutigen Simulationsbedingungen nahezu gleich groß.

Ein Auflösungsvergleich der logarithmischen Korrelationskoeffizienten zeigt, dass die Koeffizienten umso höher sind, je feiner die Modellauflösung ist. Dieses Verhalten entspricht den Erwartungen, da kleinskaligere Prozesse bei einer höheren Auflösung besser reproduziert werden können. Allerdings ist die Verbesserung bei der T106L31-Auflösung im Vergleich zur T31L19-Auflösung doch deutlich geringer als erwartet.

4.3 Jährlich integrierte Emission und Deposition unter heutigen und glazialen Bedingungen

In Tabelle 4.2 sind die jährlichen Emissionen und Depositionen für die verschiedenen Klimaszenarien bei jeweils unterschiedlicher Modellauflösung angegeben. Mit 904 Mt yr⁻¹ bei PRE-T31L19 liegen die simulierten weltweiten Emissionswerte an der unteren Gren-

ze vergleichbarer Simulationen (Tabelle 2.1 und Aufstufungen in Mahowald et al. 2006 sowie Tegen et al. 2002). Unter glazialen Bedingungen erhöhen sich die weltweiten Staubemissionen um einen Faktor von 1,8 auf 1630 Mt yr^{-1} . Die höchsten Emissionen treten in Nordafrika im Bereich der Sahara auf (427 Mt yr^{-1}), gefolgt von Asien (234 Mt yr^{-1}) sowie Australien (114 Mt yr^{-1}).

		PRE	LGM	Verhältnis
Emissionen, Mt/yr				
Sahara	T31L19	427 ± 61	739 ± 92	1,7
	T63L31	306 ± 34	523 ± 54	1,7
	T106L31	473 ± 15	828 ± 78	1,8
Arabische Halbinsel	T31L19	24 ± 3	53 ± 6	2,2
	T63L31	50 ± 10	90 ± 15	1,8
	T106L31	107 ± 10	126 ± 18	1,2
Asien	T31L19	234 ± 45	494 ± 80	2,1
	T63L31	178 ± 29	432 ± 77	2,4
	T106L31	231 ± 66	635 ± 82	2,7
Australien	T31L19	114 ± 15	190 ± 31	1,7
	T63L31	44 ± 6	40 ± 6	0,9
	T106L31	29 ± 4	32 ± 5	1,1
Südamerika	T31L19	8 ± 1	7 ± 2	0,9
	T63L31	3 ± 1	4 ± 1	1,3
	T106L31	8 ± 1	8 ± 1	1,0
Rest	T31L19	104 ± 79	147 ± 21	1,4
	T63L31	61 ± 8	106 ± 15	1,7
	T106L31	73 ± 8	113 ± 9	1,5
Total	T31L19	904 ± 103	1630 ± 171	1,8
	T63L31	641 ± 61	1194 ± 127	1,9
	T106L31	922 ± 59	1742 ± 151	1,9
Senken, Mt/yr				
Trockene Deposition	T31L19	100 ± 15	232 ± 31	2,3
	T63L31	54 ± 8	126 ± 14	2,3
	T106L31	77 ± 8	203 ± 13	2,6
Nasse Deposition	T31L19	407 ± 49	712 ± 72	1,7
	T63L31	336 ± 34	581 ± 67	1,7
	T106L31	485 ± 37	870 ± 54	1,8
Sedimentation	T31L19	396 ± 43	687 ± 67	1,7
	T63L31	251 ± 24	493 ± 44	2,0
	T106L31	356 ± 13	752 ± 42	2,1

Tabelle 4.2: Simulierte Staubemissionen und -depositionen unter heutigen und glazialen Bedingungen, Mittelwerte und Standardabweichungen für PRE und LGM sowie das Verhältnis LGM/PRE

Etwas überraschend sind die weltweit deutlich niedrigeren Emissionen bei der höheren Auflösung T63L31 sowohl unter heutigen als auch glazialen Bedingungen. Dies steht im Gegensatz zu den Simulationsergebnissen von Gläser et al. (2012), welche unter heutigen Klimabedingungen höhere Staubemissionen bei einer feineren Modellgitter-Auflösung erhalten haben.

Eine mögliche Erklärung für die unterschiedlichen Ergebnisse ist sicherlich, dass Gläser et al. (2012) mit dem ECHAM5/MESSy Atmospheric Chemistry (EMAC) Modell ein anderes Aerosolmodell nutzten. Nichtsdestotrotz sollten lokale Prozesse der Staubemission in feineren Modellgitter-Auflösungen besser wiedergegeben werden können, weshalb der starke Rückgang der Emissionen nicht den Erwartungen entspricht. Gläser et al. (2012) haben einzig bei einer Erhöhung der Auflösung von T63 auf T85 einen leichten Rückgang der Emissionen von 1975 Mt yr^{-1} auf 1815 Mt yr^{-1} festgestellt. Sie begründen dies mit einer Kombination aus gröberer Auflösung und einem orographischen Effekt. An den Nordhängen des Himalayas erhielten sie sehr starke Emissionen für die niedrigere T63-Auflösung. Die höheren Windgeschwindigkeiten erhöht liegender Punkte fallen aufgrund der gröberen Modellauflösung mit Gitterzellen zusammen, in denen vorzugsweise Emission stattfindet, die aber eigentlich niedriger liegen. In der höheren Modellauflösung werden die Gitterzellen besser voneinander getrennt, was zu niedrigeren Emissionen führt.

Ein Vergleich der Staubemissionen bei PRE-T31L19 (Abbildung 4.7) und PRE-T63L31 (Abbildung 4.1) zeigt, dass bei der geringeren Auflösung besonders starke Emissionen in der Westsahara (Mauretanien, Mali und Algerien) im DJF, Australien in SON und DJF (im Bereich der Simpson Wüste, Great Victoria Wüste und Gibson Wüste) sowie ganzjährig östlich des Kaspischen Meeres (Turkmenistan und Usbekistan) auftreten. Anhand von Tabelle 4.2 ist dies auch an der regionalen Aufschlüsselung der Emissionsgebiete sichtbar. Die drei genannten Wüsten in Australien liegen um ein bis zu 1000 Meter höher gelegenes Plateau herum, weshalb hier ähnliche orographische Effekte bei niedrigeren Auflösungen analog zur Studie von Gläser et al. (2012) auftreten könnten. Nichtsdestotrotz ist der Emissionsrückgang um 30 Prozent sehr hoch und lässt sich sicherlich nicht nur auf den beschriebenen Effekt zurückführen. Auffällig ist, dass die Arabische Halbinsel die einzige Region ist, in der die Emissionen bei PRE-T63L31 höher liegen als bei PRE-T31L19.

Die höchsten Emissionswerte zeigen sich bei der höchsten Auflösung (weltweit 922 Mt yr^{-1} unter heutigen Bedingungen, 1742 Mt yr^{-1} während des LGM). Dafür sind überwiegend

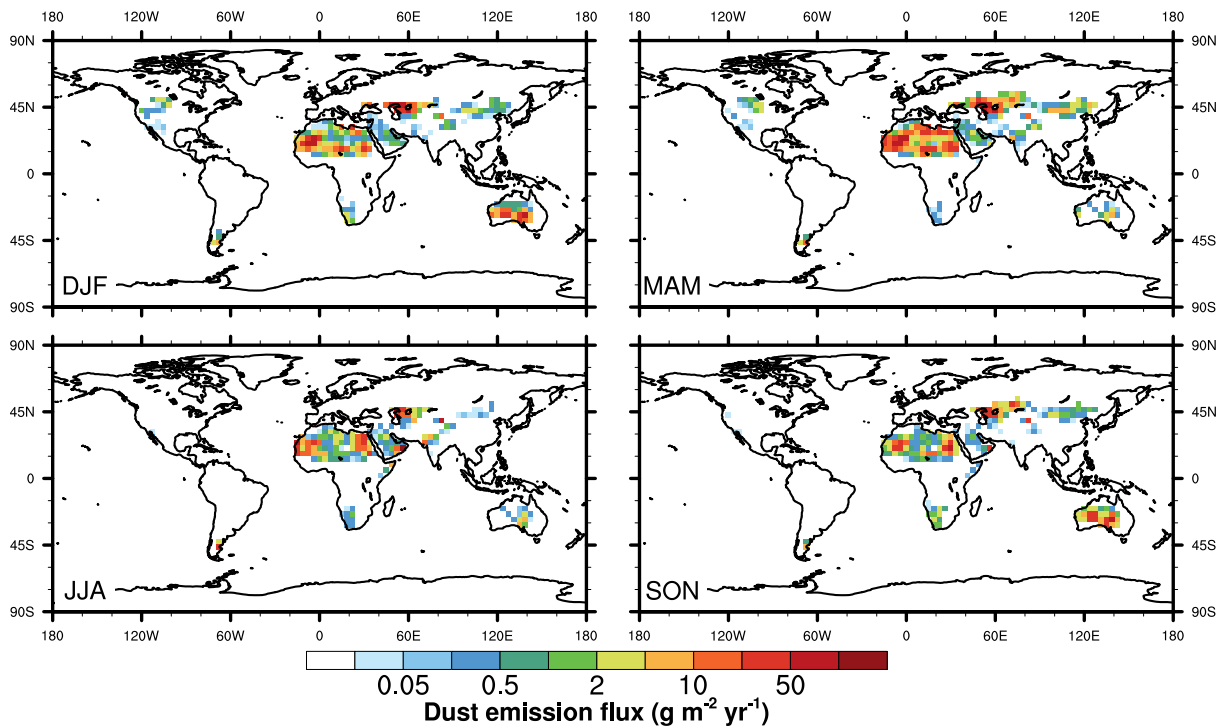


Abbildung 4.7: Saisonale Variabilität der Staubemissionen, Simulation: PRE-T31L19

die sehr hohen Emissionen in der Sahara und der Arabischen Halbinsel verantwortlich. An dieser Stelle sei noch einmal darauf hingewiesen, dass für die T106L31-Simulationen nur 3 Modelljahre gerechnet worden sind. Dies ist beim Vergleich mit den anderen Simulationen, die 10 Modelljahre beinhalten, zu berücksichtigen. In Asien ist die Erhöhung der Emissionen während des LGM auflösungsunabhängig am größten (zwischen 2,1 und 2,7), während die Emissionen in Südamerika gleichbleibend niedrig sind.

Da der simulierte Staubkreislauf geschlossen ist, entspricht die Summe aller Depositionsprozesse den globalen Emissionswerten. Die LGM-Simulationen zeigen deutlich erhöhte Werte für die Sedimentation und trockene Deposition und einen etwas geringeren relativen Anstieg der nassen Depositionsrate. Dieser Unterschied ist auf den schwächeren hydrologischen Kreislauf während des LGM zurückzuführen.

4.4 Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit von der Modellauflösung

Bei einer höheren Modellauflösung erwartet man, dass gerade lokale Starkwindereignisse besser reproduziert werden können und damit die Emissionen in den Quellgebieten

ansteigen. Der vorangegangene Abschnitt hat gezeigt, dass dieser Zusammenhang nicht uneingeschränkt gilt. Wie in Tabelle 4.2 zu sehen ist, zeigen beispielsweise die Sahara und die Arabische Halbinsel ein entgegengesetztes Verhalten bei Verfeinerung der Modellauflösung von T31L19 auf T63L31: während die Emissionen in der Sahara sinken, steigen sie auf der Arabischen Halbinsel an. Weiterhin fällt der systematische Rückgang der Emissionen in Australien mit zunehmender Auflösung auf. Diese drei Regionen wurden deshalb in den folgenden Analysen zur simulierten Windgeschwindigkeit näher betrachtet.

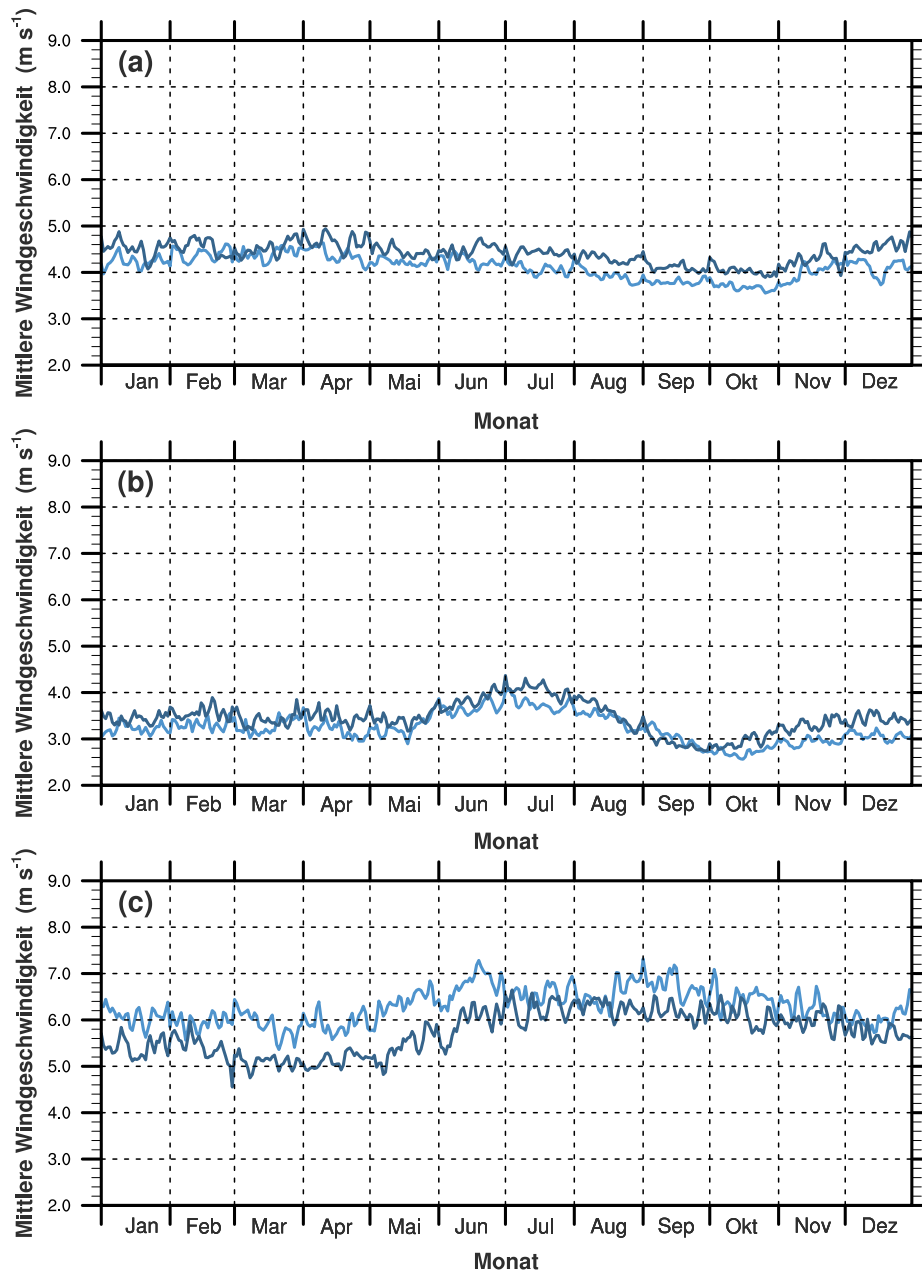


Abbildung 4.8: Mittlere Windgeschwindigkeiten: (a) Sahara, (b) Arabische Halbinsel, (c) Australien, Simulationen: PRE-T63L31 (blau) und LGM-T63L31 (dunkelblau)

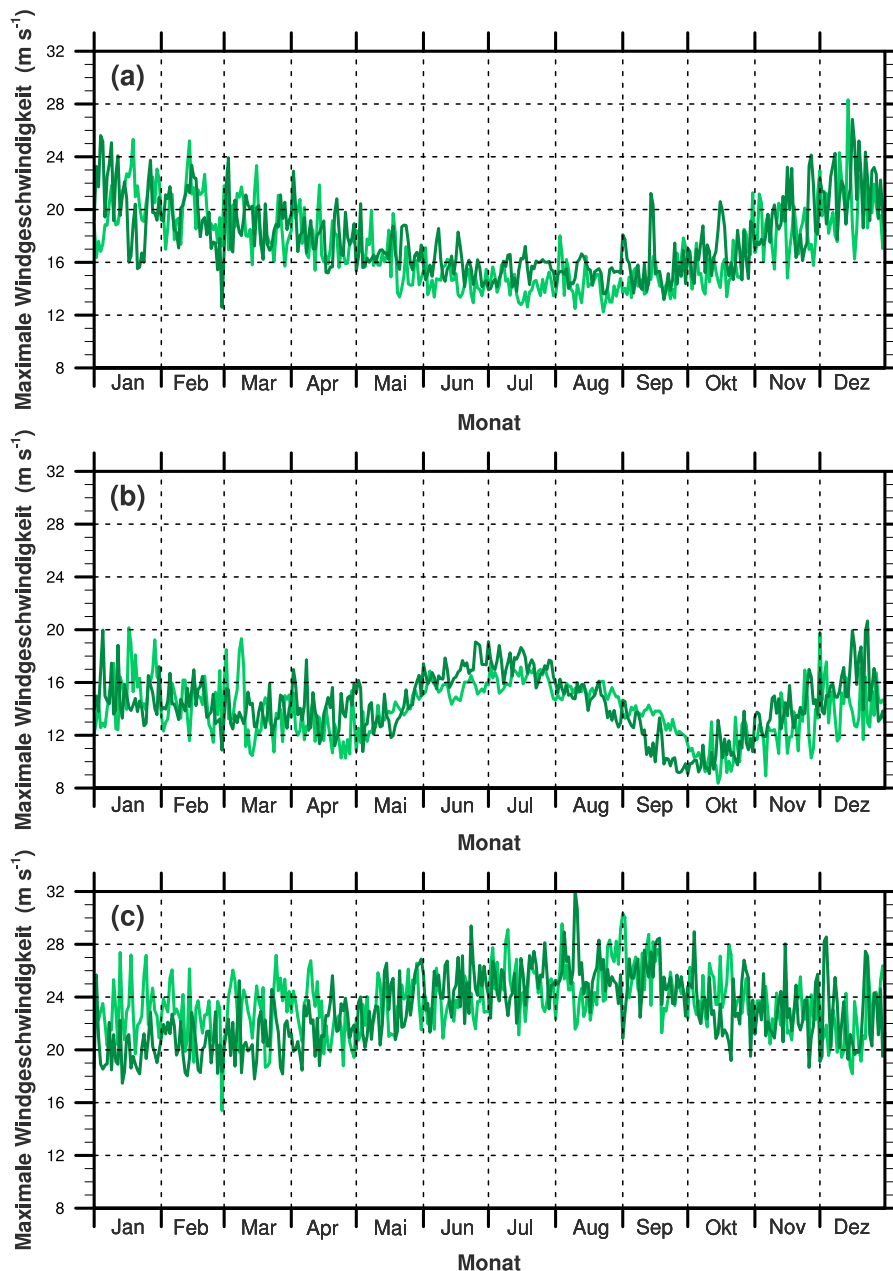


Abbildung 4.9: Maximale Windgeschwindigkeiten: (a) Sahara, (b) Arabische Halbinsel, (c) Australien, Simulationen: PRE-T63L31 (grün) und LGM-T63L31 (dunkelgrün)

4.4.1 Mittlere und maximale Windgeschwindigkeiten

Die Windgeschwindigkeiten an der Oberfläche spielen durch die Proportionalität der Emissionsflüsse zur 3. Potenz der Schergeschwindigkeit (u^3) eine entscheidende Rolle bei der Emission von Staubpartikeln (vergleiche Gleichungen (3.1) bis (3.3)). Die Abbildungen 4.8 und 4.9 zeigen die mittleren und maximalen Windgeschwindigkeiten für PRE-T63L31 und LGM-T63L31 sowohl für die Sahara als auch für die Arabische Halbinsel und Australien. Der Wert eines Tages resultiert aus dem Tagesmittel von 6h-Winddaten und dem

zeitlichen Mittel über alle 10 Modelljahre. Es ist deutlich zu erkennen, dass die mittleren Windgeschwindigkeiten in der Sahara und auf der Arabischen Halbinsel während des LGM höher sind als bei den Simulationen unter heutigen Bedingungen. Dasselbe gilt für die maximalen Windgeschwindigkeiten, die deutlich aussagekräftiger in Bezug auf die höheren Emissionen während des LGM sind.

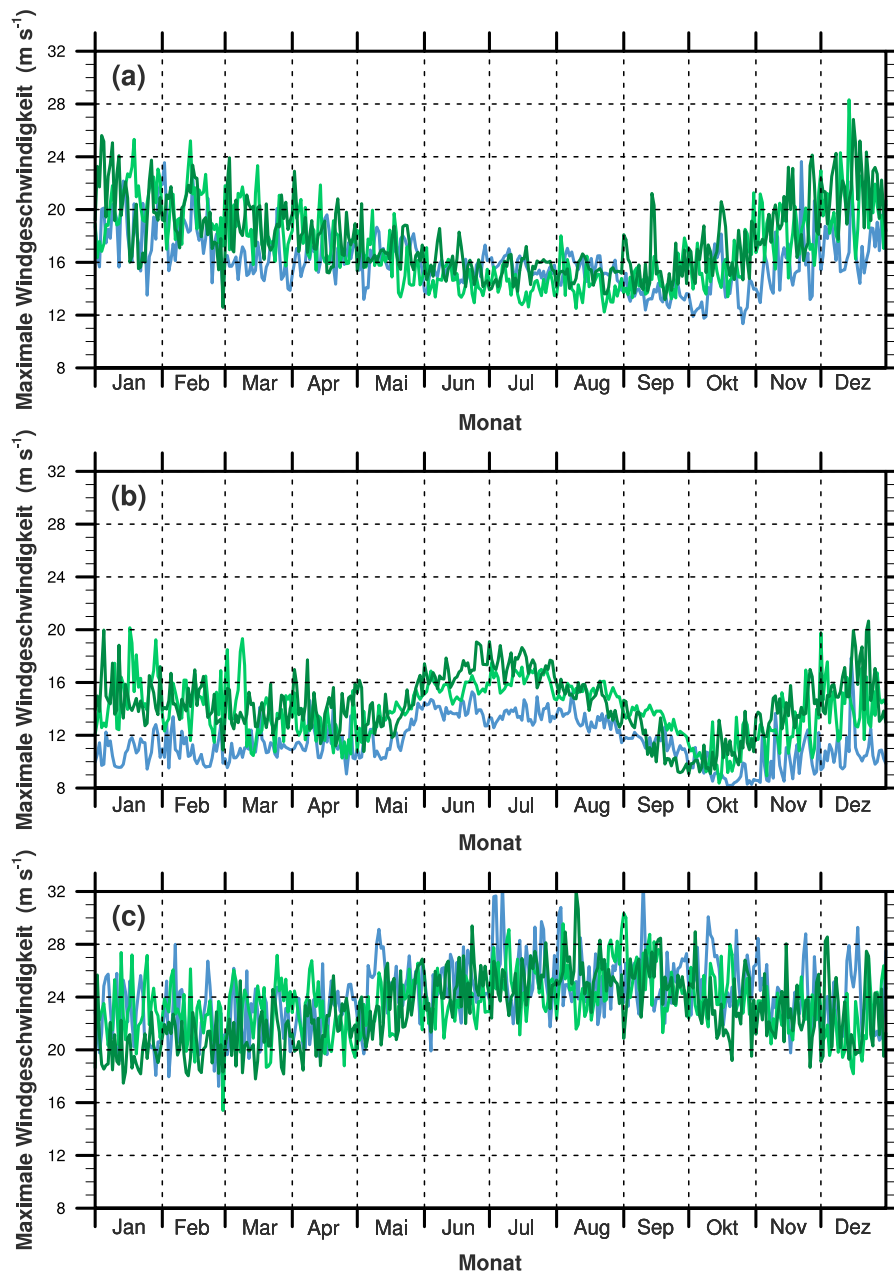


Abbildung 4.10: Maximale Windgeschwindigkeiten: (a) Sahara, (b) Arabische Halbinsel, (c) Australien, Simulationen: PRE-T31L19 (blau), PRE-T63L31 (grün) und LGM-T63L31 (dunkelgrün)

Einzig für die Sahara sind die maximalen Windgeschwindigkeiten in den Wintermonaten Januar und Februar geringer als unter heutigen Simulationsbedingungen. Da das Maximum der Emissionen in der Sahara im MAM auftritt, ist der Einfluss auf die Gesamtemissionen allerdings nicht sehr hoch (Abbildung 4.1). Im Gegensatz zur Sahara und der Arabischen Halbinsel sind die mittleren Windgeschwindigkeiten in Australien unter heutigen Simulationsbedingungen höher als unter LGM-Bedingungen. Die maximalen Windgeschwindigkeiten sind nahezu gleich hoch, nur in den Monaten Januar und Februar sind sie unter heutigen Bedingungen leicht erhöht. Da dies innerhalb der Hauptemissionszeit in Australien liegt (Abbildung 4.1), können dadurch die mit 44 Mt yr^{-1} (PRE-T63L31) im Vergleich zu 40 Mt yr^{-1} (LGM-T63L31) leicht erhöhten rezenten Staubemissionen erklärt werden. Allerdings sollte beachtet werden, dass beide Emissionswerte noch innerhalb der jeweiligen Fehlerbereiche von 6 Mt yr^{-1} liegen (Tabelle 4.2), weshalb eine genaue Aussage, ob die Emissionen unter heutigen oder glazialen Simulationsbedingungen höher sind, nicht möglich ist.

Die Abbildung 4.10 zeigt zusätzlich zu PRE-T63L31 (grün) und LGM-T63L31 (dunkelgrün) auch noch die maximalen Windgeschwindigkeiten für PRE-T31L19 (blau). Auf der Arabischen Halbinsel sind die maximalen Windgeschwindigkeiten unter T63L31 ganzjährig höher als unter T31L19, was die höheren Staubemissionen von 50 Mt yr^{-1} im Vergleich zu 24 Mt yr^{-1} erklären kann. Hier ist auch eine Veränderung der Saisonalität zu sehen, während unter T31L19 ein klares Maximum in den Sommermonaten JJA zu erkennen ist, existieren für die T63L31-Simulationen zwei Maxima (im Sommer und im Winter). In der Sahara zeigen sich höhere maximale Windgeschwindigkeiten in der hauptsächlichen Emissionsperiode MAM unter glazialen Simulationsbedingungen, allerdings auch in den Monaten Oktober bis Februar, wodurch sich auch hier die Saisonalität der Emissionen leicht verschiebt. Während dies auf der Arabischen Halbinsel zu einer Erhöhung der Emissionen führt, ist dies für die Sahara nicht der Fall. Eine mögliche Erklärung könnten die mittleren Windgeschwindigkeiten liefern. Diese liegen nahezu ganzjährig sowohl für PRE-T31L19 als auch für PRE-T63L31 in einem Bereich zwischen 4 m s^{-1} und 5 m s^{-1} , liegen allerdings für die gröbere Modellauflösung leicht über den T63L31-Geschwindigkeiten. Der Unterschied ist nur minimal, kann aber aufgrund der ganzjährig hohen Emissionen in der trockenen Wüste durchaus einen Beitrag zu höheren Emissionen während der T31L19-Modellsimulation liefern. Außerdem stellen die Emissionswerte aus Tabelle 4.2 Summen

über das gesamte Saharagebiet dar. Abbildung 4.1 zeigt jedoch sehr deutlich regional sehr unterschiedlich stark ausgeprägte Emissionen innerhalb der Sahara mit Maxima in der Westsahara und im Bereich der Bodélé-Depression. Die Windanalysen wiederum beziehen sich auf die gesamte Sahara-Region. In zukünftigen Arbeiten zum ECHAM5-HAM2-Staubmodell könnte eine regional aufgeschlüsselte Analyse der mittleren und maximalen Windgeschwindigkeiten weitere Erkenntnisse zu den verminderten Emissionen bei der T63L31-Modellauflösung liefern.

In Australien sind bei den maximalen Windgeschwindigkeiten weder in der Stärke noch in der Saisonalität Unterschiede zwischen den T63L31- und den T31L19-Simulationen zu erkennen. Dies ist bemerkenswert, da die rezenten australischen Emissionen in der größeren T31L19-Modellauflösung mit 114 Mt yr^{-1} fast dreimal so hoch sind wie in der T63L31-Modellauflösung (44 Mt yr^{-1}). Allerdings werden durch das zeitliche Mitteln der maximalen Windgeschwindigkeiten über alle 10 Modelljahre nützliche Hinweise zum Grund der zurückgegangenen Emissionen verdeckt, da gerade Starkwindereignisse nicht gut erkennbar sind. Um dieses Problem zu umgehen, werden im Folgenden alle 6h-Winddaten zur Ermittlung der relativen Häufigkeiten bestimmter Windgeschwindigkeiten ohne zeitliches Mitteln verwendet.

4.4.2 Relative Häufigkeit der Windgeschwindigkeiten

In der Abbildung 4.11 sind die relativen Häufigkeiten bestimmter Windgeschwindigkeitsbereiche für die Sahara, Arabische Halbinsel und Australien dargestellt. Zu sehen sind die Simulationen PRE-T31L19 und PRE-T63L31. Für die Arabische Halbinsel ist sehr deutlich anhand der länger nach rechts auslaufenden Verteilungskurve zu erkennen, dass bei der feineren Auflösung T63L31 höhere Windgeschwindigkeiten häufiger auftreten als bei T31L19. Dies kann wiederum die höheren Emissionen auf der Arabischen Halbinsel erklären. Für die Sahara zeigen beide Diagramme keine größeren Unterschiede. Für PRE-T63L31 treten Windgeschwindigkeiten über 18 m s^{-1} sogar etwas häufiger auf als für PRE-T31L19. Der starke Rückgang der Emissionen in der Sahara von 427 Mt yr^{-1} (PRE-T31L19) auf 306 Mt yr^{-1} bei der feineren Modellauflösung T63L31 wäre jedoch nur mit deutlich verringerten Windgeschwindigkeiten erklärbar. Die Analyse der Windgeschwindigkeiten kann demnach nicht allein zur Erklärung der zurückgegangenen Emissionen herangezogen werden. Mögliche weitere Erklärungsversuche wurden im Abschnitt 4.3 erläutert.

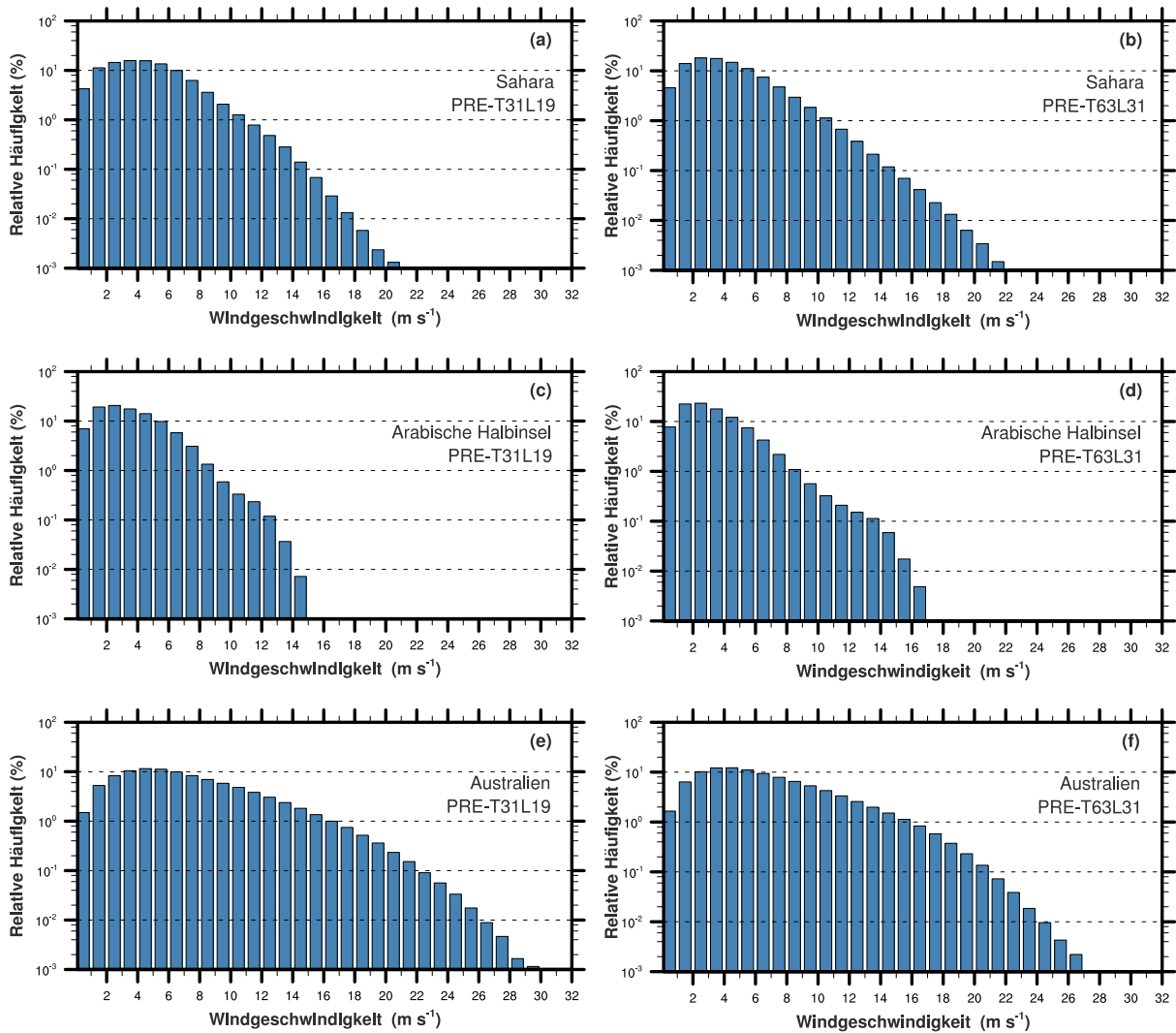


Abbildung 4.11: Relative Häufigkeit der Windgeschwindigkeiten,
 (a) Sahara - PRE-T31L19, (b) Sahara - PRE-T63L31,
 (c) Arabische Halbinsel - PRE-T31L19, (d) Arabische Halbinsel - PRE-T63L31,
 (e) Australien - PRE-T31L19, (f) Australien - PRE-T63L31

Im Vergleich zur Arabischen Halbinsel verläuft die Verteilungskurve für Australien viel flacher, ein deutlich größeres Spektrum an Windgeschwindigkeiten tritt auf. Entscheidend für den Rückgang der Emissionen (bei PRE-T63L31 im Vergleich zu PRE-T31L19) ist die deutlich sichtbare Abnahme der Wahrscheinlichkeit für hohe Windgeschwindigkeiten. Während bei PRE-T31L19 noch Windgeschwindigkeiten bis 30 m s^{-1} mit sichtbarer Häufigkeit erreicht werden, liegt die maximale Windgeschwindigkeit für PRE-T63L31, die eine relative Häufigkeit von über 0,001 Prozent aufweist, bei unter 27 m s^{-1} . Warum in Aus-

tralien die Windgeschwindigkeiten für T63L31 deutlich geringer sind, sollte in zukünftigen Arbeiten zum ECHAM5-HAM2-Staubmodell weiter untersucht werden.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde der Staubkreislauf unter heutigen und glazialen Bedingungen mithilfe des Klimamodells ECHAM5-HAM2 simuliert. Dabei wurde auch die Sensitivität der Staubemissionen auf eine veränderte räumliche Modellauflösung untersucht. Dazu wurden zwei verschiedene Klimaszenarien (PRE und LGM) bei jeweils drei unterschiedlichen Auflösungen (T31L19, T63L31 und T106L31) simuliert.

Die simulierten rezenten Staubemissionen zeigen einen saisonalen Charakter und liegen mit 904 Mt yr^{-1} (bei PRE-T31L19) an der unteren Grenze vergleichbarer Simulationen. Die größten Quellen im Modell sind erwartungsgemäß die Sahara, Asien sowie Australien. Die Emissionen in der Sahara sind ganzjährig sehr hoch mit einem Maximum im MAM. Ebenfalls ein Maximum im MAM weisen die Emissionen in Asien auf. Die Emissionen in Australien zeigen die größten jahreszeitlichen Schwankungen. Die simulierten Depositionsmuster zeigen die größten Depositionsflüsse in der Nähe der Quellgebiete und weisen genau dann ein Maximum auf, wenn die Emissionen maximal sind.

Zwar zeigen die T106L31-Simulationen die höchsten Emissionswerte (922 Mt yr^{-1} für PRE), dennoch ist keine generelle Verstärkung des Staubkreislaufs mit einer Verfeinerung der Modellauflösung beobachtbar. Für die T63L31-Simulationen liegen die weltweiten Emissionen 30 Prozent unter den Werten der T31L19-Simulationen. Auch auf regionaler Ebene wird dies anhand des entgegengesetzten Verhaltens der Sahara und der Arabischen Halbinsel deutlich: während die Emissionen auf der Arabischen Halbinsel bei Erhöhung der Auflösung steigen, sinken sie in der Sahara. Die Erhöhung der Emissionen auf der Arabischen Halbinsel können auf eine Verschiebung der Saisonalität zurückgeführt werden (neben dem Maximum in den Sommermonaten existiert für die T63L31-Simulation ein zusätzliches Maximum im Winter). Die Ursache für die geringeren Emissionen in der Sahara lassen sich nicht eindeutig bestimmen. Leicht erhöhte mittlere Windgeschwindigkeiten bei der gröberen Auflösung könnten eine Erklärung sein, allerdings sind die maximalen Wind-

geschwindigkeiten bei der T63L31-Auflösung erhöht. Weiterhin treten Windgeschwindigkeiten über 18 m s^{-1} für PRE-T63L31 etwas häufiger auf als für PRE-T31L19, was ebenfalls eher erhöhte Emissionen für T63L31 erwarten lassen würde. Eine definitive Erklärung können die simulierten Windgeschwindigkeiten in der Sahara nicht liefern. In Australien zeigt sich dagegen eine Abnahme der Wahrscheinlichkeit für hohe Windgeschwindigkeiten bei einer Verfeinerung der Modellauflösung, was den Rückgang der Emissionen von 114 Mt yr^{-1} (T31L19) auf 44 Mt yr^{-1} (T63L31) durchaus erklären kann. Eine weitere mögliche Ursache, insbesondere für die stark erhöhten Emissionen bei T31L19 im Bereich der Simpson Wüste, Great Victoria Wüste und Gibson Wüste in Zentralaustralien, könnte eine Kombination aus gröberer Auflösung und einem orographischen Effekt sein.

Die Emissionen sind unabhängig von der verwendeten Modellauflösung während des LGM im Vergleich zu heutigen Simulationsbedingungen stark erhöht (Faktor 1,8 auf 1630 Mt yr^{-1} für T31L19). Die Saisonalität ist unter glazialen Bedingungen nahezu unverändert, einzig in der Westsahara verlängert sich der Zeitraum maximaler Emissionen und beginnt bereits in den Wintermonaten. Die Verstärkung der Emissionen unter LGM-Bedingungen sind in Asien (um einen Faktor von 2,7), auf der Arabischen Halbinsel (2,2) sowie in der Sahara (1,8) am größten. Für die Sahara und die Arabische Halbinsel können dafür die erhöhten mittleren und maximalen Windgeschwindigkeiten während des LGM verantwortlich sein. Die Windgeschwindigkeiten in Australien sind für T63L31 unter glazialen Bedingungen dagegen deutlich geringer, was zu einem leichten Rückgang der Emissionen führt. Dieses Phänomen tritt allerdings nur in der T63L31-Modellauflösung auf, die übrigen Auflösungen zeigen auch in Australien eine Verstärkung des simulierten Staubkreislaufs.

Zur Evaluierung der Modellergebnisse wurden die rezenten Depositionen mit 172, die glazialen Depositionen mit 73 DIRTMAP3-Datensätzen verglichen. Generell zeigt sich eine Unterschätzung der realen Depositionen durch das Modell. Die Staubdepositionen während des LGM können im Vergleich zu heute im Modell ähnlich gut reproduziert werden. Der logarithmische Korrelationskoeffizient für LGM-T63L31 ist mit 0,91 im Vergleich zu 0,85 für PRE-T63L31 sogar leicht erhöht. Diese Erhöhung ist überwiegend ein Artefakt der kleineren Anzahl an verwendeten Datensätzen für den Vergleich der glazialen Depositionen. Mit der feinsten Modellauflösung T106L31 lassen sich die beobachteten Staubdepositionen am besten wiedergeben. Allgemein zieht eine Erhöhung der Modellauf-

lösung auch eine Erhöhung der logarithmischen Korrelationskoeffizienten nach sich. Die Verbesserung bei der T106L31-Auflösung im Vergleich zur T31L19-Auflösung ist allerdings deutlich geringer als erwartet.

Alles in allem konnten die bekannten Muster des Staubkreislaufs gut simuliert werden. Die Schwierigkeiten bei der Quantifizierung der Staubemissionen sind nicht auf diese Arbeit begrenzt, sondern zeigen sich an vielen Stellen in der Literatur. Für die Modellsimulationen sprechen die relativ guten Übereinstimmungen der Depositionsflüsse mit DIRTMAP3-Datensätzen, insbesondere unter heutigen Simulationsbedingungen. Es hat sich gezeigt, wie komplex die Prozesse der Staubemission und -deposition sind. Gerade die Ursache der niedrigen Staubflüsse bei den T63L31-Simulationen konnten noch nicht vollständig geklärt werden. An dieser Stelle könnten regional aufgeschlüsselte Analysen der Windgeschwindigkeiten in den Emissionsgebieten weitere Erkenntnisse liefern. Dies sollte Gegenstand zukünftiger Untersuchungen sein, da eine quantitativ realistische Simulation des Staubkreislaufs essentiell für die Abschätzung der Klimawirkung von Staub in der Atmosphäre ist.

Quellen- und Literaturverzeichnis

- Braconnot, P., S. P. Harrison, M. Kageyama, P. J. Bartlein, V. Masson-Delmotte, A. Abe-Ouchi, B. Otto-Bliesner, und Y. Zhao (2012). Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Climate Change*, 2:417–424.
- Cheng, T., Y. Peng, J. Feichter, und I. Tegen (2008). An improvement on the dust emission scheme in the global aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8:1105–1117.
- Chin, M., P. Ginoux, S. Kinne, O. Torres, B. N. Holben, B. N. Duncan, R. V. Martin, J. A. Logan, A. Higurashi, und T. Nakajima (2002). Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and sun photometer measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59:461–483.
- Clemens, S. C. und Prell, W. L. (1990). Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 5:109–145.
- Darwin, C. (1846). An account of the fine dust which often falls on vesels in the Atlantic Ocean. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 2:26–30.
- Dobson, M. (1781). An account of the Harmattan, a singular African wind. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, 71:46–57.
- Dulac, F., D. Tanré, G. Bergametti, P. Buatmenard, M. Desbois, und D. Sutton (1992). Assessment of the african airborne dust mass over the western mediterranean-sea using meteosat data. *Journal of Geophysical Research*, 97:2489–2506.
- Engelbrecht, J. P. und Derbyshire, E. (2010). Airborne Mineral Dust. *Elements, Geo-ScienceWorld*, 6(4):241–246.

- Genthon, C. (1992). Simulations of desert dust and sea-salt aerosols in Antarctica with a general circulation model of the atmosphere. *Tellus*, 44(4):371–389.
- Gillette, D. A. und Passi, R. (1988). Modelling dust emission caused by wind erosion. *Journal of Geophysical Research*, 93:14233–14242.
- Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. M. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, und S. J. Lin (2001). Sources and distribution of dust aerosols simulated with the gocart model. *Journal of Geophysical Research*, 106:20255–20273.
- Gläser, G., A. Kerkweg, und H. Wernli (2012). The Mineral Dust Cycle in EMAC 2.40: sensitivity to the spectral resolution and the dust emission scheme. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12:1611–1627.
- Harrison, S. P., K. E. Kohfeld, C. Roelandt, und T. Claquin (2001). The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth-Science Reviews*, 54:43–80.
- Heavens, N. G., D. S. Ward, und M. M. Natalie (2013). Studying and Projecting Climate Change with Earth System Models. *Nature Education Knowledge*, 4(5).
- Heinold, B. (2008). *Regional modeling of Saharan dust in the framework of the SAMUM (SAharan Mineral dUst experiMent) field project*. PhD thesis, Universität Leipzig.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, und E. Celarier (1997). Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *Journal of Geophysical Research*, 102:16911–16922.
- Holben, B. N., D. Tanré, A. Smirnov, T. F. Eck, I. Slutsker, N. Abuhassan, W. W. Newcomb, J. S. Schafer, B. Chatenet, F. Lavenue, Y. J. Kaufman, J. Vande Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karneli, N. T. O’Neill, C. Pietras, R. T. Pinker, K. Voss, und G. Zibordi (2001). An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research*, 106(D11):12067–12097.
- Husar, R. B., J. M. Prospero, und L. L. Stowe (1997). Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operation product. *Journal of Geophysical Research*, 102:16889–16909.

- IPCC AR5 (2013). O. Boucher, D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens, X.Y. Zhang: Clouds and Aerosols. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacobson, M. Z. und Streets, D. G. (2009). Influence of future anthropogenic emissions on climate, natural emissions, and air quality. *Journal of Geophysical Research*, 114(D08118).
- Joussaume, S. (1990). Three-dimensional simulation of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 95:1909–1941.
- Jouzel, J., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J. M. Barnola, J. Chappellaz, H. Fischer, J. C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, A. Schilt, J. Schwander, E. Selmo, R. Souchez, R. Spahni, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T. F. Stocker, J. L. Tison, M. Werner, und E. W. Wolff (2007). Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317(5839):793–797.
- Lambert, F., B. Delmonte, J. R. Petit, M. Bigler, P. R. Kaufmann, M. A. Hutterli, T. F. Stocker, U. Ruth, J. P. Steffensen, und V. Maggi (2008). Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature*, 452:616–619.
- Lin, S. J. und Rood, R. B. (1996). Multidimensional flux-form semi-Lagrangian transport schemes. *Monthly Weather Review*, 124:2046–2070.
- Luo, C., N. M. Mahowald, und J. del Corral (2003). Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution. *Journal of Geophysical Research*, 108.

- Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J. M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura, und T. F. Stocker (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature*, 453:379–382.
- Maher, B. und Kohfeld, K. E. (2009). DIRTMAP Version 3. LGM and Late Holocene Eolian Fluxes from Ice Cores, Marine Sediment Traps, Marine Sediments, and Loess Deposits. <http://www.lec.lancs.ac.uk/dirtmap3>.
- Maher, B. A., J. M. Prospero, D. Mackie, D. Gaiero, P. Hesse, und Y. Balkanski (2010). Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews*, 99(1-2):61–97.
- Mahowald, N., K. E. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. P. Harrison, I. C. Prentice, M. Schulz, und H. Rodhe (1999). Dust sources and deposition during the Last Glacial Maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research*, 104(D13):15895–15916.
- Mahowald, N. M., D. R. Muhs, S. Levis, P. J. Rasch, M. Yoshioka, C. S. Zender, und C. Luo (2006). Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research*, 111(D10202).
- Martin, J. H. und Fitzwater, S. E. (1988). Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. *Nature*, 331(6154):341–343.
- McTainsh, G. H. (1998). Dust storm index. In: Sustainable Agriculture: Assessing Australia's Recent Performance. A Report of the National Collaborative Project on Indicators for Sustainable Agriculture. *SCARM Technical Report*, 70:65–72.
- Miller, R., I. Tegen, und Z. Perlwitz (2004). Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Monnin, E., A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, und J. M. Barnola (2001). Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science*, 291:112–114.

- Petit, J. R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J. M. Barnola, I. Basile, M. Benders, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delayque, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, und M. Stievenard (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399:429–436.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, und T. E. Gill (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, 40.
- Rea, D. (1994). The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: the geologic history of wind. *Reviews of Geophysics*, 32(2):159–195.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornbluh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, und A. Tompkins (2003). The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART I: model description. *MPI Technical Report 349, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany*.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert, und M. Windelband (1992). Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: impact of model physics and resolution. *MPI Technical Report 93, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany*.
- Sarnthein, M., G. Tetzlaff, B. Koopmann, K. Wolter, und U. Pflaumann (1981). Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and North-West Africa. *Nature*, 293:193–196.
- Shao, Y. (2000). *Physics and Modelling of Wind Erosion*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Shao, Y., K.-H. Wyrwoll, A. Chappell, J. Huang, Z. Lin, G. H. McTainsh, M. Mikami, T. Y. Tanaka, X. Wang, und S. Yoon (2011). Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Research*, 2:181–204.

- Shao, Y., M. R. Raupach, und P. A. Findlater (1993). Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind. *Journal of Geophysical Research*, 98:12719–12726.
- Siegenthaler, U., T. F. Stocker, E. Monnin, D. Lüthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J. M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, und J. Jouzel (2005). Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science*, 310:1313–1317.
- Sokolik, I. N. und Toon, O. B. (1996). Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols. *Nature*, 381:681–683.
- Stier, P., J. Feichter, S. Kinne, S. Kloster, E. Vignati, J. Wilson, L. Ganzeveld, I. Tegen, M. Werner, Y. Balkanski, M. Schulz, O. Boucher, A. Minikin, und A. Petzold (2005). The aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5:1125–1156.
- Takemura, T., H. Okamoto, Y. Maruyama, A. Numaguti, A. Higurashi, und T. Nakajima (2000). Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins. *Journal of Geophysical Research*, 105(D14):17853–17873.
- Tanaka, T. Y. und Chiba, M. (2006). A numerical study of the contributions of dust source regions to the dust source regions to the global dust budget. *Global and Planetary Change*, 52:88–104.
- Tegen, I. (2003). Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system. *Quaternary Science Reviews*, 22:1821–1834.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison, und K. E. Kohfeld (2004). Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission. *Geophysical Research Letters*, 31(L05105).
- Tegen, I., S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, M. Coe, und M. Heimann (2002). Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study. *Journal of Geophysical Research*, 107.
- Twomey, S. (1974). Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment*, 8.

- Werner, M., I. Tegen, S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, Y. Balkanski, H. Rodhe, und C. Roelandt (2002). Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions. *Journal of Geophysical Research*, 107(D24).
- Woodward, S., D. L. Roberts, und R. A. Betts (2005). A simulation of the effect of climate change-induced desertification on mineral dust aerosol. *Geophysical Research Letters*, 32(L18810).
- Zender, C. S., H. Bian, und D. Newman (2003). Mineral dust entrainment and deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14).
- Zhang, K., D. O'Donnell, J. Kazil, P. Stier, S. Kinne, U. Lohmann, S. Ferrachat, B. Croft, J. Quaas, H. Wan, S. Rast, und J. Feichter (2012). The global aerosol-climate model ECHAM-HAM, version 2: sensitivity to improvements in process representations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12:8911–8949.
- Zobeck, T. M. (1991). Soil properties affecting wind erosion. *Journal of Soil and Water Conservation*, 46:112–118.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1: Größenabhängige Mobilisierung von Staubteilchen durch Wind, verändert nach Shao (2000)	7
Abbildung 2.2: Wüstenstaub aus Nordafrika wird auf den Atlantik in Richtung Kanarische Inseln geweht, aufgenommen vom MODIS-Instrument auf dem Satelliten Aqua der NASA am 3. März 2004, Quelle: NASA	8
Abbildung 2.3: Globale Verteilung der Staubquellen und saisonale Transportmuster (Engelbrecht und Derbyshire, 2010), Schattierungen von Gelb und Braun: Anzahl der Tage, an denen der AI die Werte 1,0 (in den Hauptemissionsgebieten Afrikas und Asiens) und 0,7 (in den übrigen Gebieten) überschreitet, Pfeile: saisonale Hauptwindrichtung von Staubstürmen	9
Abbildung 2.4: (a) Abschätzung der Temperaturdifferenz im Vergleich zum Mittelwert über die vergangenen 1000 Jahre (K), EPICA Dome C (Jouzel et al., 2007) (b) CO ₂ -Konzentration (ppmv), EPICA Dome C, Vostok (Lüthi et al., 2008) (c) Staubkonzentration (ng/g), EPICA Dome C (Lambert et al., 2008)	13
Abbildung 3.1: Globale Verteilung der zur Evaluierung der PRE-Modellsimulationen verwendeten DIRTMAP3-Datensätze	19
Abbildung 3.2: Globale Verteilung der zur Evaluierung der LGM-Modellsimulationen verwendeten DIRTMAP3-Datensätze	19
Abbildung 4.1: Saisonale Variabilität der Staubemissionen, Simulation: PRE-T63L31	21
Abbildung 4.2: Saisonale Variabilität der Staubdepositionen, Simulation: PRE-T63L31	22

Abbildung 4.3: Saisonale Variabilität der Staubemissionen, Simulation: LGM-T63L31	23
Abbildung 4.4: Differenz der Staubemissionen, Simulation: LGM-T63L31 minus PRE-T63L31	24
Abbildung 4.5: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: PRE-T63L31	25
Abbildung 4.6: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: LGM-T63L31	26
Abbildung 4.7: Saisonale Variabilität der Staubemissionen, Simulation: PRE-T31L19	29
Abbildung 4.8: Mittlere Windgeschwindigkeiten: (a) Sahara, (b) Arabische Halb- insel, (c) Australien, Simulationen: PRE-T63L31 (blau) und LGM-T63L31 (dunkelblau)	30
Abbildung 4.9: Maximale Windgeschwindigkeiten: (a) Sahara, (b) Arabische Halbinsel, (c) Australien, Simulationen: PRE-T63L31 (grün) und LGM-T63L31 (dunkelgrün)	31
Abbildung 4.10: Maximale Windgeschwindigkeiten: (a) Sahara, (b) Arabische Halbinsel, (c) Australien, Simulationen: PRE-T31L19 (blau), PRE-T63L31 (grün) und LGM-T63L31 (dunkelgrün)	32
Abbildung 4.11: Relative Häufigkeit der Windgeschwindigkeiten, (a) Sahara - PRE-T31L19, (b) Sahara - PRE-T63L31, (c) Arabische Halbinsel - PRE-T31L19, (d) Arabische Halbinsel - PRE-T63L31, (e) Australien - PRE-T31L19, (f) Australien - PRE-T63L31	35
Abbildung A.1: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: PRE-T31L19	ii
Abbildung A.2: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: LGM-T31L19	iii
Abbildung A.3: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: PRE-T106L31	iii
Abbildung A.4: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: LGM-T106L31	iv

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1: Vergleich des globalen jährlichen Staubbudgets verschiedener Modellstudien, Emissions- und Depositionswerte in Mt yr^{-1} , Werte in Klammern: prozentuale Verteilung von trockener beziehungsweise nasser Deposition, simulierter Größenbereich in μm (Shao et al., 2011)	11
Tabelle 3.1: Überblick über Randbedingungen der verwendeten Klimaszenarien PRE und LGM nach PMIP3-Protokoll	17
Tabelle 3.2: Überblick über Modellsimulationen	18
Tabelle 4.1: Logarithmische Korrelationskoeffizienten zwischen DIRTMAP3- und ECHAM5-HAM2-Depositionsdaten (Berechnung nach Gleichung 3.4) unter Einbeziehung aller Datensätze sowie unter Einbeziehung ausschließlich der 73 LGM-Datensätze	25
Tabelle 4.2: Simulierte Staubemissionen und -depositionen unter heutigen und glazialen Bedingungen, Mittelwerte und Standardabweichungen für PRE und LGM sowie das Verhältnis LGM/PRE	27

Anhang

A Abbildungen

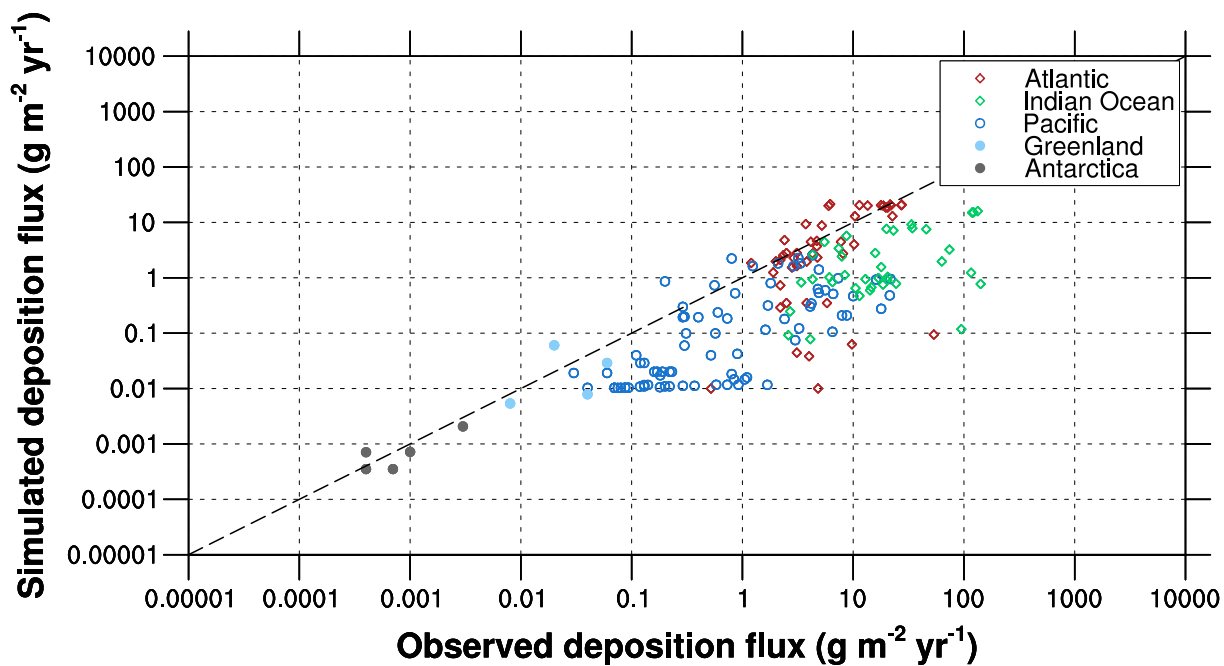


Abbildung A.1: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: PRE-T31L19

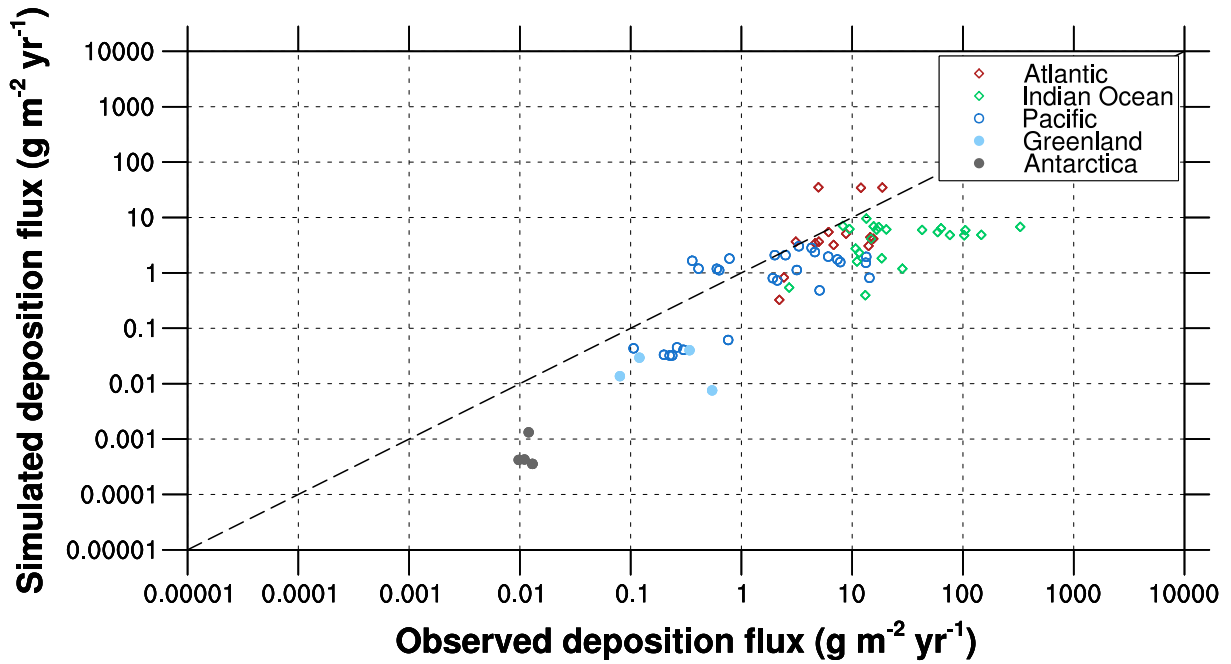


Abbildung A.2: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: LGM-T31L19

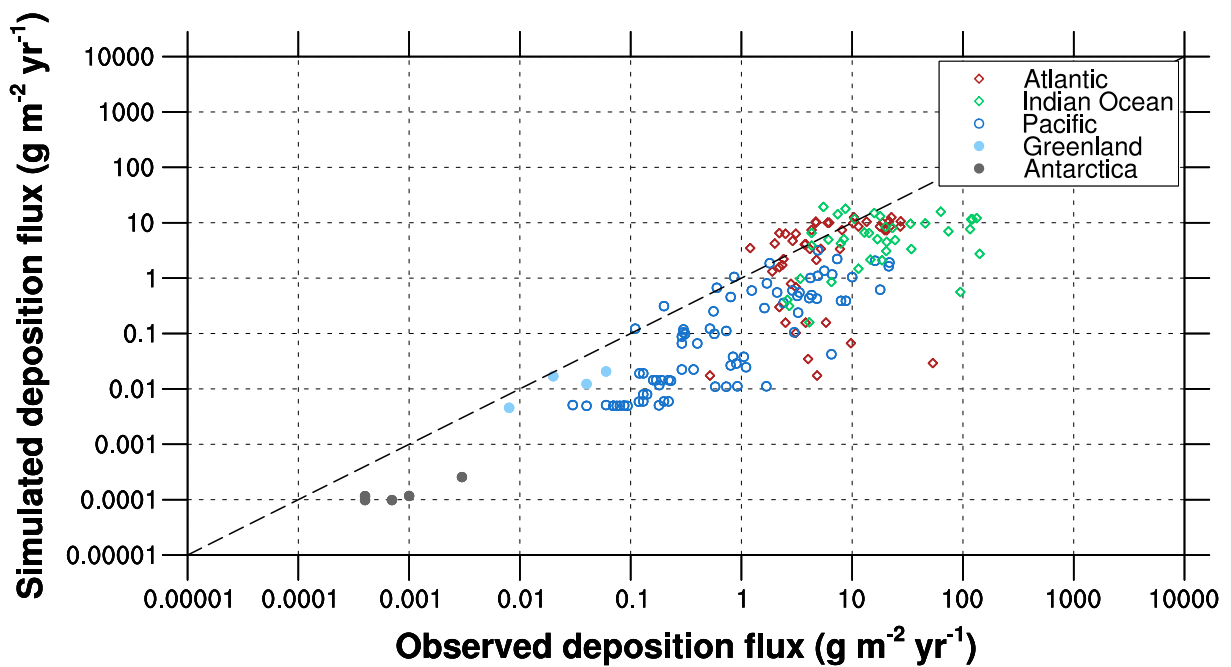


Abbildung A.3: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: PRE-T106L31

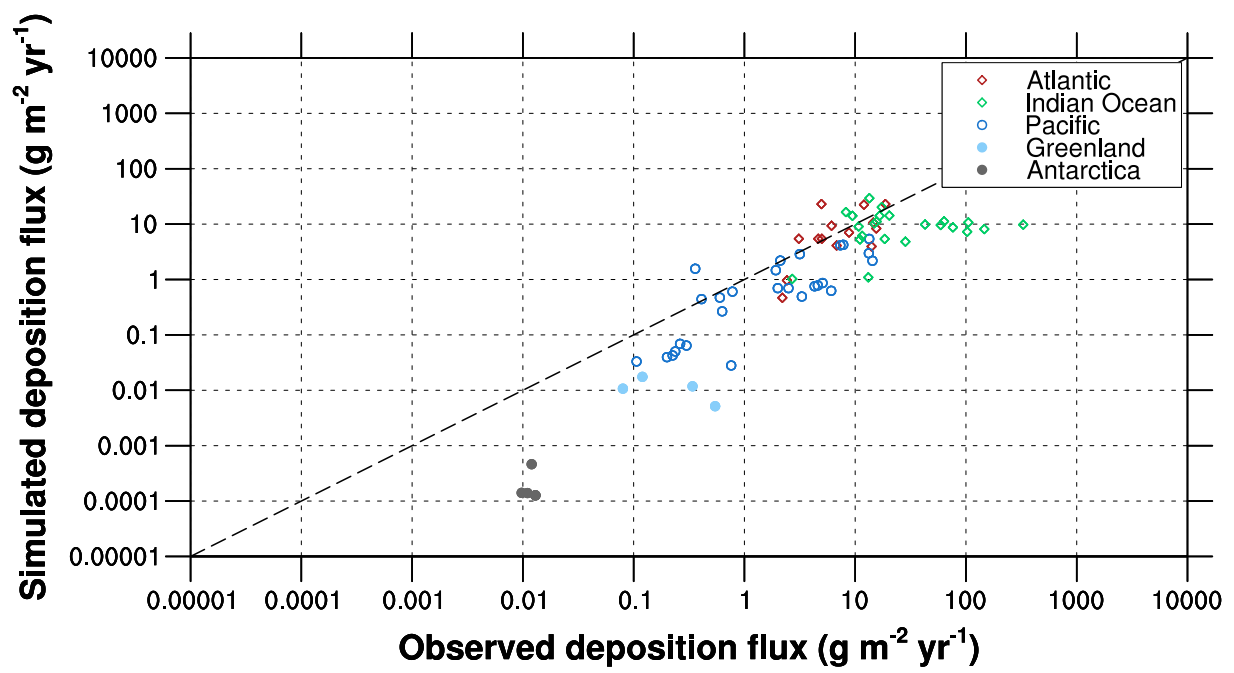


Abbildung A.4: Vergleich simulierter Staubdepositionen mit DIRTMAP3-Daten, Simulation: LGM-T106L31

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe. Auf wörtliche und dem Sinne nach aus der Literatur oder aus Quellen entnommene Gedanken und Ergebnisse habe ich stets an den jeweiligen Textstellen verwiesen.

Ort, Datum der Abgabe

Unterschrift

Danksagung

Abschließend möchte ich mich bei einigen Personen bedanken, die mir bei der Erstellung der vorliegenden Arbeit eine große Hilfe waren.

Für seine Geduld und tatkräftige Unterstützung möchte ich mich bei Dr. Martin Werner vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven bedanken, der meine gesamte Arbeit nicht nur fachlich betreut hat. Auch für die Möglichkeit, beim 1. Leipziger Staubtag des TROPOS am 6. März 2014 meine Ergebnisse vorzustellen, möchte ich Danke sagen. An dieser Stelle gilt mein Dank auch Prof. Dr. Ina Tegen vom TROPOS in Leipzig für die stets unkomplizierte Betreuung und Besprechung der Ergebnisse.

Für die sehr freundliche Hilfe im Zusammenhang mit den simulierten Staubemissionen möchte ich Dr. Tanja Stanelle (ETH Zürich) meinen Dank aussprechen. Vielen Dank auch an Dr. Kai Zhang (Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA, USA) und Dr. Gregor Gläser (Universität Mainz) für die hilfreiche Korrespondenz zu den Klimasimulationen und zur Diskussion der Ergebnisse. Für die Bereitstellung der Abbildung 2.3 möchte ich mich bei Dr. Johann Engelbrecht (Desert Research Institute, Reno, NV, USA) bedanken.

Zu guter Letzt möchte ich mich bei meiner Familie bedanken, die mich nicht nur im Hintergrund unterstützt, sondern diese Arbeit auch Korrektur gelesen hat.