

# Paläoklima–Modellierungen für das Obermiozän

Reaktionen des General Circulation Model ECHAM 3 auf  
systematische Veränderungen von Orographie und SST

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften

der Geowissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard–Karls–Universität Tübingen

vorgelegt von

Gunfried Geiger

aus Stuttgart – Bad Cannstatt

2004

Tag der mündlichen Prüfung: 23. Dezember 2004

Dekan: Prof. Klaus G. Nickel, Ph.D.

1. Berichterstatter: Prof. Dr. Volker Mosbrugger

2. Berichterstatter: Prof. Dr. Christoph Hemleben

## Zusammenfassung

Mit Klimamodellen werden gemeinhin das rezente Klimasystem sowie zukünftige Klimaveränderungen untersucht. Diese Modelle können aber auch auf Klimate vergangener Abschnitte der Erdgeschichte angewandt werden. Experimente zum Paläo-Klima ermöglichen neben der Modellierung des Klimas Untersuchungen zur Konsistenz der mit verschiedenen Methoden und Ansätzen gewonnenen Proxydaten. Auch können Verlässlichkeit und Aussagekraft des Klimamodelles selbst einer Prüfung unterzogen werden. Mangels eines umfassenden Verständnisses der komplexen Prozesse im Klimasystem enthalten Modelle notwendig Unsicherheiten, die stets beschränkten Rechnerkapazitäten zwingen den Modellierer zu Vereinfachungen durch Parameterisierung von Prozessen. Wegen der Komplexität der kausalen Zusammenhänge wird die Interpretation der erzeugten Daten umso schwieriger, je weiter sich das Modell vom optimierten rezenten Zustand entfernt.

In dieser Arbeit wird insbesondere die sukzessive Anpassung der Modell-Orographie des Atmosphärenmodelles (AGCM) ECHAM 3 an die Situation im Torton untersucht. In den globalen Simulationen zum Oberen Miozän sind die Alpen, Himalaya und Tibet gegenüber heute abgesenkt, Grönland ist eisfrei. Der Nordatlantik erhält damit einen zyklonalen Charakter, verbunden mit einem Anstieg der Wintertemperaturen in Europa und verstärktem Luftmassentransport im Atlantik nach Norden. Der asiatische Wintermonsun wird verstärkt, der Sommermonsun geschwächt.

In weiteren Experimenten werden ergänzend zur Orographie die Meeresoberflächentemperaturen (SST) modifiziert. Da nur wenige Isotopendaten für deren globale Rekonstruktion im Oberen Miozän vorliegen, werden zwei hypothetische Szenarien für das Torton angenommen mit vorgeschriebenen SST in einem statischen Ozean. Die SST haben global eine weitaus stärkere Wirkung auf das Klima als die Veränderungen an der Orographie. Die Saisonalität auf den Kontinenten folgt verstärkt den Anomalien der SST. Der geschwächte meridionale Gradient der SST hat eine schwächende Wirkung auf die Oberflächenwinde. Mit dem Szenario 'Kalte Tropen' sind Passate und Monsune schwach, die Niederschläge in den Tropen und den gemäßigten Breiten sowie global reduziert, in den Polargebieten und den Wendekreiswüsten erhöht. Im Szenario 'Warme Tropen' erhalten die Polargebiete erhöhte Wärme und Niederschlag.

Unter Verwendung der besser mit den Landdaten harmonisierenden SST wird eine Studie für die Messinkrise des Europäischen Mittelmeeres modelliert unter Einbeziehung der Paratethys und des Anstieges von Himalaya und Hochland von Tibet auf rezente Höhe. Eurasien wird großflächig um etwa zwei Grad kälter, auch trockener. In Afrika fällt weniger Niederschlag. Der asiatische Monsun wird stärker beeinflusst als durch die Modifikationen an den SST; der Wintermonsun wird geschwächt, der Sommermonsun gestärkt. Der afrikanische Monsun bleibt unverändert.



## Abstract

Climate models are commonly used to analyse the present-day climate system and future climate change. However, these models also can be applied to climate situations of earth history. In addition to the simulation of palaeoclimates, this allows to investigate the consistency of proxy data, which are obtained using various methods and including different assumptions. Also reliability and explanatory power of the climate model itself can be tested. As all the highly complex processes in the climate system are not yet entirely understood, models necessarily include uncertainties. The limited computer capacities force modellers to simplify certain processes by parameterisation. Due to the complexity of the causal dependencies more difficulties are encountered in interpreting the data the more the model is different from the present-day state.

In this work, special emphasis is placed on the successive adjustment of the orography of the atmospheric general circulation model (AGCM) ECHAM 3 to the Tortonian. The global Late Miocene simulations are performed with a lower elevation of the Alps and the Himalayas as compared to today, and an ice-free Greenland. The North Atlantic becomes more cyclonic in character, winter temperatures in Europe rise, the northward shift of air masses over the Atlantic is enhanced.

For further experiments in addition to the orography, the sea surface temperatures (SST) are modified. Since there are only few isotope data available for a global reconstruction, two hypothetical Tortonian SST scenarios are developed using a static ocean. Globally, the SST cause by far stronger effects on climate than the orographic modifications. The seasonality on the continents reflects and amplifies the anomalies of the SST. The weakened meridional gradient significantly weakens the surface winds. With the scenario 'cold tropics', trade-winds and monsoonal winds are weak, precipitation is reduced within the tropics, the temperate latitudes, and in the global mean. Precipitation is enhanced in the polar areas and the trade-wind deserts. With 'warm tropics', the polar regions are significantly warmer and obtain more precipitation than today.

Based on the Tortonian SST-scenario which fits best with terrestrial proxy data, finally the Messinian Salinity Crises is modelled, including the Paratethys. The Himalaya mountains and the Tibetan Highlands are set to their present elevation. Major parts of Eurasia become dryer and colder by two degrees centigrade; Africa becomes dryer. With these modifications the Asian monsoon is influenced more than by the modifications to the SST, the winter-monsoon is weakened, the summer-monsoon strengthened. The African monsoon remains unchanged.



# Inhalt

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Modell und Methoden</b>	<b>4</b>
2.1	ECHAM 3 . . . . .	4
2.2	Visualisierung und Auswertung der Daten mit GrADS . . . . .	9
2.2.1	Zeitliche Mittelwerte . . . . .	10
2.2.2	Räumliche Mittelwerte . . . . .	11
2.2.3	Gittertransformationen . . . . .	13
2.3	Randbedingungen . . . . .	15
2.3.1	Allgemeine Randbedingungen . . . . .	16
2.3.2	Orographie und durch sie beeinflusste Randbedingungen . . . . .	17
2.3.3	Grundsätzliches zu den SST . . . . .	20
2.3.4	Methoden des Umganges mit den SST . . . . .	22
2.4	Paläontologie des Torton . . . . .	28
2.5	Paläontologie der Salinitätskrise des Messin . . . . .	31
2.6	Technische Bemerkungen . . . . .	33
2.7	Liste der Experimente . . . . .	34
<b>3</b>	<b>Abbildungstreue des Modelles ECHAM 3</b>	<b>36</b>
<b>4</b>	<b>Sensitivität des Modelles – Experiment S42</b>	<b>45</b>
<b>5</b>	<b>Rudimentäre Orographie – Experiment O1</b>	<b>49</b>
5.1	Orographie des Torton . . . . .	49
5.2	Eis- und Schneebedeckung . . . . .	50
5.3	Pflanzenbedeckungsindex . . . . .	51
5.4	Solare Albedo . . . . .	52
5.5	Waldbedeckungsindex . . . . .	53
5.6	Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre . . . . .	53
5.7	Ergebnisse aus dem Experiment . . . . .	53
<b>6</b>	<b>Verfeinerte Orographie des Torton – Experiment O3</b>	<b>62</b>
<b>7</b>	<b>Stabilität des Modelles – Experiment O2</b>	<b>72</b>
<b>8</b>	<b>Torton mit kalten Tropen – Experiment T1</b>	<b>78</b>
<b>9</b>	<b>Torton mit warmen Tropen - Experiment T2</b>	<b>90</b>

<b>10 Messinkrise – Experimente MR, M1, M2</b>	<b>100</b>
10.1 Experiment M2 – Die Eingabedaten . . . . .	100
10.2 Ergebnisse aus den Experimenten . . . . .	103
<b>11 Vergleich der Experimente mit Literaturdaten</b>	<b>119</b>
11.1 Proxydaten zu Mitteleuropa . . . . .	119
11.2 Globale Proxydaten . . . . .	122
11.3 Daten aus Klimamodellierungen – Monsun . . . . .	130
<b>12 Diskussion</b>	<b>137</b>
<b>13 Danksagungen</b>	<b>149</b>
<b>14 Anhang</b>	<b>151</b>
14.1 Kontinentaldrift 10 Mabp bis rezent . . . . .	151
14.2 Rohdaten zu den $\delta^{18}\text{O}$ - Werten . . . . .	155
14.3 Literaturdaten zum Klima von Serraval bis Messin . . . . .	158
14.4 Rezente Klimadaten von New, Hulme und Jones (CRU) . . . . .	166
14.5 Messinkrise . . . . .	169
14.6 Bemerkungen zur Statistik . . . . .	174
14.7 Planetarische Zirkulation . . . . .	183
14.8 Monsunsystem . . . . .	188
14.9 Ozeanische Zirkulation . . . . .	195
14.10 Verwendete Abkürzungen und Symbole . . . . .	197
<b>15 Literatur und Quellen</b>	<b>199</b>



## Abbildungen im Text

1	Einschwingen des Modelles bei Experiment T2 . . . . .	8
2	Einschwingen des Modelles bei Experiment O1 . . . . .	9
3	Für Mittelwertbildungen häufig verwendete Gebiete . . . . .	11
4	Die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten zum Torton 8 Mabp an den Fundorten cf. Tabelle 31	21
5	Modellierung der SST mit dem Modell ‘SIMPLE Ocean’ . . . . .	22
6	Zonale Mittel der mit dem Modell ‘SIMPLE Ocean’ modellierten SST	23
7	Die Paläo-SST aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten . . . . .	26
8	Wärmster Monat nach CRU . . . . .	38
9	Wärmster Monat, Anomalien A21 – CRU . . . . .	38
10	Jahresmittel der 2m-Temperaturen nach CRU (links) und A21 (rechts)	39
11	Temperaturanomalien A21 – CRU . . . . .	40
12	Niederschlag Nordsommer nach CRU (links) und A21 (rechts) . . . .	41
13	Niederschlag Nordsommer, Anomalie A21 – CRU . . . . .	41
14	Jahresniederschläge nach CRU und A21 . . . . .	42
15	Windgeschwindigkeiten Nordwinter nach CRU und A21 . . . . .	42
16	Anomalien Windgeschwindigkeiten Nordwinter A21 – CRU . . . . .	43
17	Anomalien Windgeschwindigkeiten Nordsommer A21 – CRU . . . . .	43
18	Anomalie Orographie Experiment S42 gegen rezenten Standard A42 .	47
19	Anomalien S42 – A42, 2m-Temperatur (links), Niederschlag (rechts) .	47
20	Anomalie Orographie Experiment O1 gegen rezenten Standard A21 .	51
21	Anomalie Solare Albedo Experiment O1 gegen A21 (Detail) . . . . .	53
22	Anomalien der 2m-Temperaturen O1 gegen A21 über die Laufzeit . .	54
23	Jahresniederschlag Experiment A21, in mm/a . . . . .	55
24	Anomalien der Niederschläge O1 gegen A21 über die Laufzeit, in % .	56
25	Laufzeitmittel Winde A21 (links), Anomalie O1 gegen A21 (rechts) .	56
26	Anomalie der Winde O1 gegen A21 im Nordwinter . . . . .	57
27	Anomalie der Winde O1 gegen A21 im Nordsommer . . . . .	58
28	Anomalie der Windstärken O1 gegen A21; mittlere Winde O1; Detail	59
29	Signifikanz der Anomalien O1 gegen A21 nach Student’s t-test . . . .	61
30	Anomalie der Orographie Experiment O3 gegen Experiment A1 . . . .	64
31	Jahresmittel der 2m-Temperatur für Experiment O3 in $^{\circ}\text{C}$ . . . . .	65
32	Anomalien der 2m-Jahresmitteltemperatur, O3 gegen O1 . . . . .	66
33	Jahresniederschlag Experiment O3, in mm/a . . . . .	67
34	Jahresniederschlag, Anomalie O3 gegen A21 . . . . .	68
35	Anomalien Jahresniederschlag O3 gg. O1 (lks), O1 gg. A21 (r) . . . .	69
36	Anomalien 10m-Winde O3 gegen O1, Laufzeitmittel . . . . .	69
37	Massenstromfunktion DJF in $10^{10}$ kg/s, O3 (links), A21 (rechts) . . .	70

38	Massenstromfunktion JJA in $10^{10}$ kg/s, O3 (links), A21 (rechts) . . . .	71
39	Massenstromfkt O3 in $10^{10}$ kg/s, Frühling (MAM) (l), Herbst (SON)	71
40	Zonale Mittel auf den Kontinenten, Experimente A21 bis O3 . . . . .	74
41	Signifikanz der Anomalien O2 gegen O1 nach Student's t-Test . . . . .	75
42	Signifikanz der Anomalien M2,1 gegen M2,2 (links), O3 gg. O1 (rechts)	76
43	Modifizierte SST für Experiment T1 in Zonenmittelwerten . . . . .	79
44	Januar-SST Experiment T1, in °C . . . . .	80
45	SST Nordwinter (DJF) Experiment T1, Anomalie gegen A21, in °C .	80
46	Juli-SST Experiment T1, in °C . . . . .	81
47	SST Nordsommer (JJA) Experiment T1, Anomalie gegen A21, in °C	81
48	Massenstromfunktion T1, Nordwinter (links), Nordsommer (rechts) .	82
49	Massenstromfunktion Nordwinter, A21 (links), O3 (rechts) . . . . .	83
50	Massenstromfunktion Nordsommer, A21 (links), O3 (rechts) . . . . .	84
51	2m-Temperaturen Nordwinter, Anomalien T1 gegen O3 . . . . .	84
52	2m-Temperaturen Nordsommer, Anomalien T1 gegen O3 . . . . .	85
53	Jahresniederschläge T1 (links), Anomalien T1 – O3 (rechts) . . . . .	85
54	Winde DJF in 10m, T1 (links), Anomalien zum 'Standard' O3 (rechts)	86
55	Winde JJA in 10m, T1 (links), Anomalien zum 'Standard' O3 (rechts)	87
56	10m-Winde DJF, Anomalien der Windstärken T1–O3 (l), O3–A21 (r)	87
57	10m-Winde DJF, Anomalien, T1–O3 (l), O3–A21 (r) . . . . .	88
58	SST Mittel der T21 Zonen für O3, T1, T2; Jahr (links), Juli (rechts)	91
59	Massenstromfunktion DJF: T2 (links), Anomalie T2–T1 (rechts) . . .	92
60	Anomalien des Wärmeinhaltes der Meeresoberfläche . . . . .	94
61	Saisonalität – Temperaturunterschiede in 2m, Juli minus Januar . . .	96
62	Anomalien 2m-Temperaturen T2 gegen O3 . . . . .	97
63	Jahresniederschläge, T2 (links), Anomalien T2 – O3 (rechts) . . . . .	97
64	Winde DJF in 10m, T2 (links), Anomalien zum 'Standard' O3 . . . . .	98
65	Winde JJA in 10m, T2 (links), Anomalien zum 'Standard' O3 (rechts)	98
66	Orographieanomalie der Messinkrise gegen das Holozän (Exp. A21) .	101
67	Land und Meer während der Messinkrise . . . . .	102
68	Massenstromfunktion DJF, M2 (links), Anomalie M2 – T2 (rechts) .	104
69	Massenstromfunktion JJA, M2 (links), Anomalie M2 – T2 (rechts) . .	105
70	Massenstromfunktion Anomalien M1 – T2, DJF (links), JJA (rechts)	106
71	Mittlere Jahrestemperatur (MAT) Experiment M2, in 2 Metern Höhe	107
72	Mittlere Jahrestemperatur in 2 Metern, Anomalien M2 – T2 . . . . .	107
73	Anomalien 2m-Temp. M2 – T2, DJF (links), JJA (rechts) . . . . .	108
74	Jahresniederschläge, M2 (links), Anomalien M2 – T2 (rechts) . . . . .	109
75	Niederschläge und Winde M2 Nordwinter (links), Nordsommer (rechts)	109
76	Jahresniederschlag Rotes Meer, A21 (links), T2 (mitte), M2 (rechts) .	112

77	Jahresmittel der Winde in M2 links, Anomalie M2 – T2 rechts . . . .	112
78	10m–Winde M2, Eurasien/Afrika, DJF (links), JJA (rechts) . . . .	113
79	Anomalien 10m–Winde M2 – T2, Eurasien/Afrika, Nordwinter . . . .	113
80	Anomalien 10m–Winde M2 – T2, Eurasien/Afrika, Nordsommer . . . .	114
81	Monsun Südasien, T2 / Anomalie M2 gegen T2 . . . . .	114
82	Winter– (links) und Sommermonsun Südasien, M1–T2 / M2–T2 . . . .	115
83	Winter– (links) und Sommermonsun Südasien, MR–A21 / M1–T2 . . . .	115
84	Signifikanz der Anomalien M2 gegen T2 nach Student’s t–test . . . .	117
85	Signifikanz Anomalien MR / A21 und M1 / T2 nach Student’s t–test . . . .	118
86	Die verwendeten Aufschlüsse sowie Jahresniederschläge aus T2 . . . .	120

## Tabellenverzeichnis

1	Gebietsdefinitionen für die Mittelwertbildungen . . . . .	13
2	Wirkung der Gittertransformation auf die 2m–Temperatur . . . . .	15
3	Fortsetzung der Tabelle 2 – Beispiele II in weiteren Gebieten . . . . .	15
4	Untersuchung der Spektraldarstellung des Geopotenziales, in [gpm] . . . . .	19
5	Die durchgeführten Experimente . . . . .	35
6	Vergleich A21 mit CRU – Winter (DJF) / Sommer (JJA) . . . . .	37
7	Laufzeitmittel Windstärken Nordsommer, CRU und A21 . . . . .	44
8	Wechselwirkung der Orographie mit ihrer Fourier–Transformierten . . . . .	46
9	Orographieanpassungen Experiment O1, Höhen in % der heutigen Werte . . . . .	50
10	Laufzeitmittel für O1 und A21 in ausgewählten Gebieten . . . . .	57
11	Laufzeitmittel für O1 und A21 in weiteren Gebieten . . . . .	58
12	Niederschläge im Januar, April, Juli, Oktober, O1 und A21; in cm/monat . . . . .	60
13	Gebirgshöhen für das Torton 10 Mabp . . . . .	64
14	Entwicklung der Temperaturen in den Experimenten A21, O1, O3 . . . . .	67
15	Statistik zur Modellstabilität, Experimente O1 und O2 mit A21 und O3 . . . . .	77
16	Untersuchung kleiner Ensembles, Jahresmitteltemperatur im t–Test . . . . .	77
17	Regionale Mittel der Temperaturen, T1 und O3, in [°C] . . . . .	83
18	Regionale Mittel der Niederschläge, O3 und T1, sowie T1 relativ zu O3 . . . . .	86
19	Regionale Mittel der Windgeschwindigkeiten, O3 und T1, in [m/s] . . . . .	89
20	Regionale Mittel der Temperaturen aus T2 und O3, in °C . . . . .	95
21	Regionale Mittel der Niederschläge aus T2 und O3 . . . . .	95
22	Regionale Mittel der Windgeschwindigkeiten T2, in m/s . . . . .	99
23	Regionale Jahresmittel der 2m–Temperaturen, M2, M1 und T2 . . . . .	108
24	Regionale Mittel der Jahresniederschläge, M2, M1 und T2 . . . . .	110
25	Ersetzung Mittelmeer durch Paratethys, Wirkung auf den Niederschlag . . . . .	111
26	Regionalmittel Niederschlag & 2m–Temperatur A21, T2, M1, MR, M2 . . . . .	116
27	Vergleich der Experimente M1, MR und M2 in ausgewählten Gebieten . . . . .	117
28	Vergleich Paläo–Proxies Mitteleuropa mit T2, M2, A21 und CRU . . . . .	121
29	Paläo– und rezente Temperaturen DJF/JJA Westeuropa . . . . .	126
30	Die Kontinentaldrift 10 Mabp bis rezent . . . . .	153
31	Rohdaten zu den $\delta^{18}\text{O}$ –Werten . . . . .	156
32	Landdaten Mittel– und Südeuropa – Lokalisierung . . . . .	164
33	Landdaten Mittel– und Südeuropa – die Daten . . . . .	165



Logo des SFB 275

## 1 Einleitung

Angeregt durch die regionalen Untersuchungen der Sonderforschungsbereiche (*SFB*) der Deutschen Forschungsgemeinschaft (*DFG*) zu Klimagekoppelten Wechselwirkungen, den SFB 275 ‘Klimagekoppelte Prozesse in meso- und känozoischen Geoökosystemen’, sowie den SFB 350 ‘Wechselwirkungen kontinentaler Stoffsysteme und ihre Modellierung’, soll das Klima des Obermiozänes global simuliert werden.

Dieser Abschnitt der Erdgeschichte ist wegen des Umschlagens von unipolarer zu bipolarer Vereisung klimatisch auch für Untersuchungen des rezenten Zustandes der Atmosphäre von besonderem Interesse.

Die Anwendung von Methoden zur Klimaprognose auf diese Periode der Erdgeschichte soll einerseits die Frage nach dem Zustand des globalen und speziell des mitteleuropäischen Klimas beantworten, insbesondere auch eine Konsistenzprüfung der aus den verschiedensten Quellen stammenden und mit den unterschiedlichsten Methoden gewonnenen Proxydaten bieten.

Zum anderen stellt eine ‘Prognose in die Vergangenheit’ eine Prüfung der Aussagekraft des verwendeten Klimamodelles dar. Klimamodelle haben ihren Ursprung in der kurzfristigen Wettervorhersage. Jede Dilatation des Vorhersagezeitraumes stellt große und neue Herausforderungen an die Modellentwickler.

Kein Modell des Klimas kommt ohne Parameterisierung großer Teile der Modellphysik aus. Dies sowohl aus praktischen/ökonomischen Gründen, da keine noch so große Ausweitung der Rechnerkapazitäten den immensen Rechenhunger der Modelle befriedigen kann, als auch auf Grund der Unkenntnis von Prozessen und ihrer Zusammenhänge; wissenschaftskritisch gesehen wegen des Abmangels an einer ‘Weltformel’. Das Klima ist kein Laplace’scher Dämon. Die zu seiner Modellierung gezwungenermaßen einzusetzenden Parameter sind dazu noch im Allgemeinen nicht so frei wählbar wie gewünscht. Als Beispiel möge der in den vorliegenden Untersuchungen wichtige Gradient der Orographie dienen, welcher der Schwerewellen wegen nicht zu groß werden darf und damit die mögliche Höhe der Gebirge im Modell drastisch beschränkt, siehe unten Seite 19. Die Modellwelt ist damit sowohl theoretisch als auch praktisch nicht beliebig fein auflösbar und insbesondere kann also eine Modellierung nicht abbildungstreu erfolgen.

Die Wahl der Parameter ist in dem Sinne notwendig ‘subjektiv’, als sie im Zweifelsfalle zur besseren Abbildung der rezenten Situation dient; das heißt, aus der zur Verfügung stehenden Mannigfaltigkeit wird der/ein Wert gewählt, welcher der Empirie genügt – neben der immer zu beachtenden Randbedingung, das Modell ‘im Zaum’ halten zu müssen, Ausschläge in das ‘Chaos’ zu vermeiden, das Modell zu dämpfen. Ein sich Entfernen aus diesem bekannten Bereich der (vollzogenen) Optimierung ist somit immer kritisch.

Bereits aus Gründen der sinnvollen und ökonomischen Verwendung der auf den Großrechnern in den Klimarechenzentren zur Verfügung stehenden Rechenzeit kann nicht jede denkbare Kombination eventuell interferierender Modifikationen bereits von den Modellentwicklern ausgetestet sein. Deshalb muss notwendig jede (Sonder-)Nutzung eines Modelles auch der Untersuchung der Modellreaktionen dienen.

Vor dem Hintergrund des Interesses an Prognosen für die Zukunft der möglichen ‘Klimakatastrophe’ kann mithin die Durchführung von Experimenten mit ‘Prognosen in die Vergangenheit’ von großem Wert sein. Die Nachprüfbarkeit anhand vorliegender Proxydaten kann aufschlussreich sein auch für die in die andere Richtung der Zeitskala blickenden Anwender und Entwickler.

Das *AGCM*<sup>1</sup> (Atmospheric General Circulation Modell) *ECHAM* (ECmwf modell HAMBURG) am *DKRZ* (Deutsches Klimarechenzentrum, angegliedert dem Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg), gilt allgemein als stabil und gut in seiner Abbildungsfähigkeit für verschiedenste Klimaprognosen, siehe hierzu *Technical Report N° 6 (1993)*. Seiner Universalität wegen ist es ‘das’ Prognosemodell für die Klimaforscher am *DKRZ*. Die Betreuung externer Nutzer am *DKRZ* ist sehr gut (ein Umstand, welcher sich letztlich aus der Bestimmung der Institution als Sammelbecken der deutschen und auch anderer Klimaforscher herleitet). Wegen der guten Aussichten für einen kontrollierten Einstieg in die ‘globale’ Welt für die bislang lediglich in regionalen und mesoskaligen Modellen bewanderte Arbeitsgruppe am IfG Tübingen erleichterte dies die Entscheidung für das Modell *ECHAM*.

Eine ungelöste Frage ist die Ursache für die warmen höheren Breiten während des Torton und in anderen Wärmeperioden. Hierfür gibt es einerseits den Ansatz eines veränderten Wärmetransportes in Atmosphäre und Ozean (z.Bsp. *Woodruff & Savin, 1989; Bice et al., 2000*), andererseits den Ansatz veränderter globaler Parameter wie Treibhausgase, Sonneneinstrahlung, Albedo, Verteilung von Land und Meer, Pflanzenbedeckung etc. Strittig ist hierbei die Rolle der Tropen (*cf Kerr, 2001; Zachos et al., 1994; Hoerling et al., 2001*)

In der ersten Stufe der projektierten Untersuchungen soll das Klima des Torton

---

<sup>1</sup>Für Abkürzungen siehe generell Abschnitt 14.10

sowie dasjenige der Messinkrise (*Messinian Salinity Crisis – MSC*) modelliert werden, zwischen 10.4 und 6.7 Mabp beziehungsweise etwa 6.0 und 5.0 Mabp am Ende des Miozänes gelegen. Speziell soll in dieser Serie von Experimenten der Blick gelenkt werden auf die Wirkungen der Orographie mit ihren Veränderungen auf das Klimageschehen, sowie die Wirkungen der *SST* (Sea Surface Temperatures) und ihrer Veränderungen.

Die Orographie wirft keine prinzipiellen Probleme auf, solange sie innerhalb des durch das Problem der Schwerewellen (Inertia–Gravity Waves oder auch Poincare–Wellen) vorgegebenen Rahmens bleibt (cf. Seite 19). Bei der Untersuchung der *SST* kommt die Frage nach der Verwendbarkeit eines nicht dynamisch mit dem Ozean gekoppelten Atmosphärenmodelles hinzu. Ein derartiges Modell bildet den Ozean statisch ab, lässt, anders als die (komplexeren, rechenzeitintensiveren) Modelle mit ‘Mixed Layer Ocean’ keine Rückkopplung der Atmosphäre auf die etwa 71% der Erdoberfläche umfassende Grenzfläche des Ozeanes zu.

Diese Fragestellungen münden in die Untersuchung der Auswirkungen eines terrestrischen Extremsystemes auf die globalen Temperaturen, Niederschläge und Winde. Das Szenario wird gebildet aus den aufsteigenden Regionen Himalaya und Hochland von Tibet einerseits, sowie dem Absinken und Trockenfallen des Europäischen Mittelmeeres infolge einer Isolation vom Weltozean während der Salinitätskrise des Messin (MSC) andererseits.

Nach Klärung der Zuverlässigkeit der Klimaabbildung des GCM–Modelles ECHAM 3 sowie seiner Sensitivität auf Veränderungen der Orographie bei gegebener Auflösung sollen die Experimente Aufschluss geben zu folgenden Punkten:

Wird das durch die Proxies an Land beschriebene Klima des Torton durch das Modell nachgebildet?

Kann die veränderte Paläo–Orographie einen Beitrag leisten zum atmosphärischen Transport von Wärme in höhere Breiten?

Wird die aus den Proxydaten ermittelte Entwicklung des asiatischen Monsunes in den Modelldaten mit statischem Ozean reproduziert?

Wie reagiert das Modell auf global flächendeckend starke Veränderungen der Meeresoberflächentemperaturen (*SST*)? Macht das Szenario ‘kalte Tropen mit warmen höheren Breiten’ Sinn?

Wirken Orographieveränderungen nur regional oder auch überregional/global? Wirkt das Trockenfallen eines durch wenige (7 von 2,048) Gitterzellen repräsentierten Randmeeres überregional? Sind die Reaktionen auf Veränderungen der Orographie physikalisch plausibel und stabil gegen kleine Variationen?

## 2 Modell und Methoden

Die verständige Form der Wissenschaft ist der allen dargebotene und allen gleichgemachte Weg zu ihr, und durch den Verstand zum vernünftigen Wissen zu gelangen, ist die gerechte Forderung des Bewusstseins, das zur Wissenschaft hinzutritt; denn der Verstand ist das Denken, das reine Ich überhaupt; und das Verständige ist das schon Bekannte und das Gemeinschaftliche der Wissenschaft und des unwissenschaftlichen Bewusstseins, wodurch dieses unmittelbar in jene einzutreten vermag  
....

Erst was vollkommen bestimmt ist, ist zugleich exoterisch, begreiflich und fähig, gelernt und das Eigentum aller zu sein

Georg Wilhelm Friedrich Hegel

Vorrede zur 'Phänomenologie des Geistes'

### 2.1 ECHAM 3

The idea [of Nonlinear Normal Mode Initialization of atmospheric models] is to project the observations onto desirable (Rossby wave) solutions and then determine what other solutions (gravity waves) are needed to balance the nonlinear interactions between all the waves

Richard Grotjahn (1992)

ECHAM wurde am DKRZ entwickelt aus einem von *ECMWF* (European Centre for Medium Range Weather Forecast in Reading bei London) übernommenen Modell für mittelfristige Wettervorhersagen.

Verwendet für die hier vorgestellten Analysen wurde die Version ECHAM 3.6

ECHAM ist formuliert in sphärischen Polarkoordinaten und benutzt die Prognostischen Variablen Vortizität, Divergenz, Temperatur, Logarithmus des atmosphärischen Oberflächendruckes, Wasserdampf, sowie Wolkenwasser. Prognostische Variable sind Variable, für die (im Modell) die Zeitentwicklung direkt berechnet wird. Im Unterschied hierzu kommt in den (Modell-)Gleichungen die Zeitableitung der Diagnostischen Variablen nicht vor; diese wird (ad hoc) aus den Prognostischen Variablen berechnet; ein Beispiel ist in hydrostatischen Modellen die vertikale Geschwindigkeit.

Eingabe-Felder / Daten / Parameter sind SST und Eisbedeckung der Ozeane (eingegeben als monatliche Felder, ansonsten unveränderlich festgehalten über den Zeitraum der Modellierung); Eisbedeckung an Land, Oberflächenalbedo (beide durch das Modell im Verlauf der Modellierung verändert entsprechend den ermittelten Daten); Oberflächenerhebung (Orographie), Oberflächenrauigkeit, Vegetationsgrad, Waldbedeckungsgrad (alle vorgenannten unabhängig von der Jahreszeit festgehalten



über die gesamte Modellierung); Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre, Ozongehalt, Aerosolgehalt (dem Modell als Parameter übergeben, sogenannte ‘interne Parameter(felder)’). Nicht vorgegeben ist der Wassergehalt der Atmosphäre.

Der Energiefluss wird abgebildet mittels einer größenabhängigen Methode horizontaler Diffusion, welche die großräumigen Wellen unbeeinflusst lässt. Strahlung, Phasenübergänge des Wasserdampfes, molekulare Diffusion, turbulente Drehmomentflüsse, Wärme und latente Wärme werden parameterisiert, da entweder zu rechenzeitintensiv oder durch das Modell nicht auflösbar (*Technical Report N° 6, 1993*). Insbesondere ist der Modell-Ozean statisch, beschrieben durch die voreingestellten SST. Eine Rückkopplung der in die vorliegende Serie von Experimenten eingebrachten Modifikationen terrestrischer und atmosphärischer Randbedingungen auf den Zustand des Ozeans ist nicht gegeben.

Die Absorption der eingestrahnten Sonnenenergie wird ebenso berücksichtigt wie die abgehende Wärmestrahlung. Die Berechnung der Einstrahlung erfolgt zweimal täglich, unter Anpassung des Sonnenstandes. Das Frequenzspektrum der Wärmestrahlung ist dividiert in getrennt behandelte Bereiche langwelliger (drei Intervalle) und kurzwelliger Strahlung (zwei Intervalle). Innerhalb jeder vertikalen Schicht werden die auf- und abwärts gerichteten Strahlungsflüsse sowie die Rayleigh-Streuung abgeschätzt. Zwischen bewölkten und wolkenlosen Gitterzellen wird unterschieden; es wird stets angenommen, die Wolken füllen eine Schicht der Zelle vollständig aus. Kondensation wird berücksichtigt als Vorgang im Großen (‘Sättigung erreicht’ bedeutet Niederschlag) und auch in Form von Konvektion. Wolkenluft wird als gesättigt angenommen, Gefrier- und Schmelzvorgänge werden nicht berücksichtigt, Bildung von Regen und Schnee aus Wolkentropfen wird als proportional zum Wolkenwassergehalt angesetzt. Die Kondensationshöhe ist die niederste gesättigte oder übersättigte atmosphärische Druckebene (s.u.), auf welcher die Schwebekbedingung erfüllt ist. Die Verdunstung von Regen ist parameterisiert in Abhängigkeit von der Regendichte – Geschwindigkeit proportional zum Sättigungsdefizit (*Technical Report N° 6, 1993*).

Über Land werden die Oberflächentemperaturen gewonnen als Prognostische Variable aus einer Gleichgewichts-Gleichung der Oberflächenwärme.

Konstanter Schneebedeckung wird Rechnung getragen durch große Schneehöhen und Oberflächenalbedo; Schneeschmelze findet ungeachtet der atmosphärischen Druckebene statt bei Temperaturen oberhalb 2°C; bei Temperaturen der Meeresoberfläche unter -1.8°C wird Vereisung angenommen. Gefrieren/Abschmelzen wirkt auf die Rauigkeitslänge.

Der Boden wird durch fünf Schichten repräsentiert, auf deren unterster in 5.7 m Tiefe der Wärmefluss auf Null gesetzt ist, um die Energiebilanz des Systemes Erde-Atmosphäre nicht (in unerwarteter/unvorhersagbarer Weise) zu beeinflussen. Alle Eigenschaften des Bodens werden als auf allen Kontinenten identisch angenommen.

Die horizontale Darstellung der Orographie ist spektral mit triangulärem Abschneidekriterium. Dies bezieht sich auf die Indices der Legendre–Polynome der Kugeloberflächenfunktionen, welche eine dreiecksähnliche Struktur bilden (vergleiche die Indizierung der Elektronenschalen beim Atom), weshalb die Mannigfaltigkeit der Indices nach einer definierten Anzahl triangulär (T21, T42, ...) abgeschnitten wird. Vertikal wird ein hybrides Koordinatensystem mit 19 Druckschichten verwendet.

In Auflösung T21 besitzt das Modell 441 Freiheitsgrade je Prognostischer Variabler, entsprechend einer Auflösung am Äquator von 1,075 km:

In T21–Auflösung gibt es  $(1+2+3+ \dots +20+21) + (0+1+2+ \dots +20) = 10*21+21+0+10*21 = 441$  Freiheitsgrade (cf. Theorie der Legendre–Polynome); damit berechnet sich die mittlere Fläche einer zugrundelegenden Gitterzelle zu  $511*10^6\text{km}^2/441 = 1,158,730.2 \text{ km}^2$ , und damit die Seitenlänge einer Gitterzelle am Äquator zu 1,076.4 km, entsprechend etwa  $9.7^\circ$ ; polwärts schrumpft die Longitudinalausdehnung mit dem Faktor  $\cos\theta$ . Das Modell rechnet jedoch mit  $5.625^\circ$  oder  $32*64 = 2^{11} = 2,048$  Stützstellen, also etwa der 4.64–fachen Anzahl ('Oversampling').

Die Gitterpunkte und damit die Eingabefelder sind sequentiell geordnet, beginnend mit Null Grad Greenwich am Nordpol. Für Auflösung T21 ergeben sich 64 Zeilen zu je 128 Spalten

ECHAM verwendet für die Kugeloberfläche Gauß–Koordinaten, welche mit Entfernung vom Äquator zunehmend von den gewöhnlichen sphärischen Polarkoordinaten abweichen<sup>2</sup>, jedoch hier im Hinblick auf die unterdrückte Kontinentalbewegung ignoriert werden können.

Die vom Modell produzierten Daten werden für eine bestimmte Gruppe von Variablen interpoliert übertragen vom Koordinatensystem des Modelles auf Druckebenen und einmal täglich abgelegt.

Je nach gewählter Auflösung des Modelles müssen entsprechend Ressourcen bereitgestellt werden. So beträgt beispielsweise die zeitliche Auflösung in Form von Zeitschritten der Modellberechnungen 2400 Sekunden = 40 Minuten für T21, 1,440 s = 24 min für T42, 900 s = 15 min für T63 sowie 720 s = 12 min für T106. Multipliziert man diese Verhältnisse mit der steigenden Zahl an Gitterzellen, nämlich  $32*64 = 2,048$  bei T21,  $64*128 = 8,192$  bei T42, so wird der drastisch steigende Bedarf an Hardware und Zeit deutlich. Der Speicherbedarf auf Bändern ist 12,218,160 Byte pro Monat T21 bei Herausschreiben von Mittelwerten alle 24 Stunden, 87,654,704 Byte pro Monat T42 bei Mittelung über zwölf Stunden.

---

<sup>2</sup> Beispielsweise betragen die Gauss–Koordinaten für die Zentren der Gitterzellen der drei südlichsten Gitter–Breitenkreise der Nordhemisphäre  $2.813^\circ / 8.438^\circ / 14.063^\circ$  anstatt  $2.768^\circ / 8.306^\circ / 13.844^\circ$  für lineare Koordinaten, entsprechend Abweichungen kleiner als 25 km, weiter  $53.438^\circ$  anstatt  $52.606^\circ$ , entsprechend 93 km, sowie  $81.563^\circ$  anstatt  $80.268^\circ$ , entsprechend 144 km

Zur Bewertung der mit ECHAM erzielten Resultate (in einer früheren Phase nach der Übernahme vom ECMWF) zwei Zitate (Hervorhebungen durch den Autor):

„A comparison with the results obtained with other *GCMs* [General Circulation Model] shows that by and large the T21 GCM is as good as other present-day GCMs, at least with respect to the January Northern Hemisphere flow“ (*Fischer, 1987*)

„The seasonal variability of the main branches of the Walker Circulation has been investigated with the *POP* [Principal Oscillation Pattern] analysis of equatorial velocity potential, showing a dominant wavenumber 1 structure, whose time dependence can be characterized by an annual propagation and a semi-annual and annual standing oscillation as well. Although the center of convective activity moves during the year, a seasonal dependence of the intra-seasonal variability is not evident. The POP analysis identifies an eastward travelling wavenumber 1 pattern with maximum variance in West Pacific – Indonesian region, which strongly resembles the Kelvin type 30–60 day waves observed in the atmosphere“ (*Fischer, 1987*)

Das Programm hat aber wie alle GCMs auch Schwächen:

„The surface fluxes of heat and momentum [at the ocean’s surface] produced by the T21 model are far from being perfect“ (*Fischer, 1987*)

„The two major shortcomings of T21 ten-year-integration are the generally weaker than observed circulation, particularly in the southern hemisphere (and the tradewind regions), deficient energy fluxes at the surface, and the model’s energy deficit that leads to a cooling of the model atmosphere during the first 60 days of an integration“ (*Fischer, 1987*)

Für die rezenten Vergleichsexperimente, erzeugt als Referenz für die Szenarien zur Erforschung der Klimaveränderungen der Gegenwart, werden als Eingabedaten diejenigen aus *AMIP* (Atmospheric Model Intercomparison Project) verwendet. Die Absicht des internationalen Projektes AMIP ist die Erzeugung eines allgemeinen Standard (‘control’) Experimentes der globalen atmosphärischen GCM, kurz gefasst auf der Homepage von AMIP: „The AMIP experiment itself is simple by design; an AGCM is constrained by realistic sea surface temperature and sea ice from 1979 to near present, with a comprehensive set of fields saved for diagnostic research.“ Die Temperaturdaten für die Meeresoberflächen (SST) stammen dabei aus gemittelten Satellitenbeobachtungen der Jahre 1979 bis 1988. Diese Daten sind nicht als perfekt und endgültig anzusehen, wie auf der AMIP Homepage unter den Erklärungen zum verbesserten Datensatz AMIP II nachzulesen ist<sup>3</sup>: „The specification of sea surface

---

<sup>3</sup>cf. [http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/AMIP2EXPDSN/BCS\\_OBS/amip2\\_bcs.htm](http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/AMIP2EXPDSN/BCS_OBS/amip2_bcs.htm)

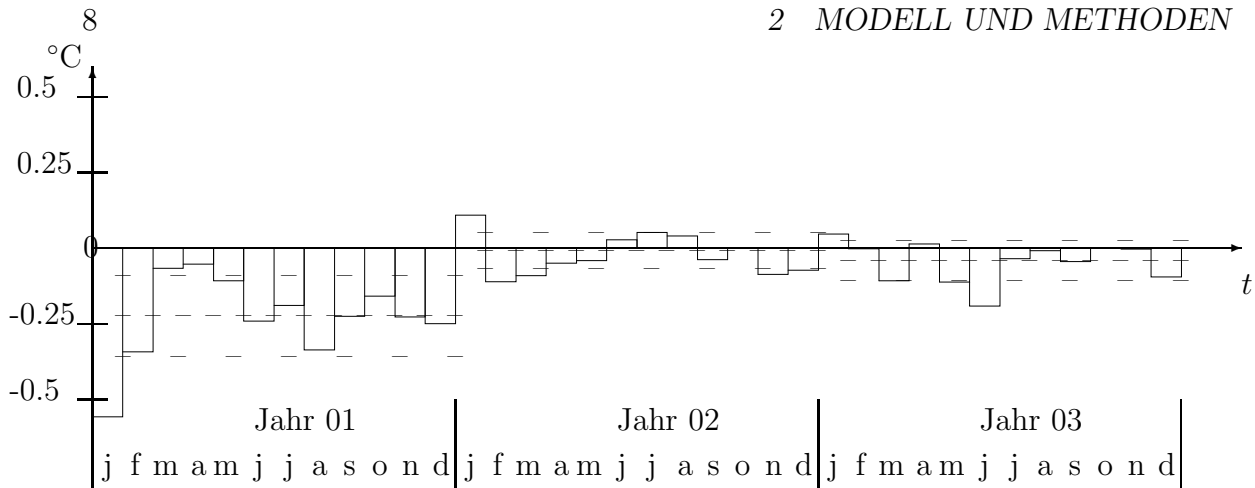


Abbildung 1: Einschwingen des Modelles bei Experiment T2

*Geplottet ist die Anomalie des globalen Mittels der 2m-Temperatur der Monate Januar bis Dezember jeweils der Modelljahre 1 bis 3 gegen das entsprechende Monatsmittel aus den Modelljahren 2 bis 10. Mit eingezeichnet sind jeweils Mittelwert (—) und Standardabweichung (---) über die Monate eines jeden Jahres*

temperature (SST) and sea ice concentration (SIC) is the most basic and perhaps the most important experimental condition for AMIP II. The AMIP I boundary conditions (BCS) suffered from two basic deficiencies:

- 1) large and unrealistic changes in sea ice coverage, particularly in the Antarctic; and
- 2) undefined points that led to substantial and unintended differences in the actual SST used in the 30+ models, especially around the coastlines. The first problem is data related while the second is primarily technical.“

Das Modell startet stets aus einem abgelegten Zustand des über viele Jahre gelaufenen und damit stabilen Referenzexperimentes; mithin ist jedes Experiment eine ‘Fortsetzung’ des Referenzexperimentes. Durch Modifikationen an den Eingabefeldern wird der erreichte stabile Zustand gestört, das Modell muss sich von neuem stabilisieren. Erfahrungsgemäß reichen hierzu einige Monate aus, und konsequent wird demnach das erste Modelljahr stets als Einschwingzeit verworfen. Die Abbildungen 1 und 2 zeigen den Einschwingvorgang an den Beispielen der Experimente O1 und T2; siehe Tabelle 5 auf Seite 35. Infolge des massiven Eingriffes in die Vorgaben der Erdoberfläche in Form der SST ist bei Experiment T2 der Effekt besonders drastisch; das Modell erhält, anders als bei Veränderungen an der Orographie, nicht einmalig sondern monatlich erneut modifizierte Vorgaben. Bei Experiment O1 hingegen wurden lediglich einige Veränderungen an der Orographie vorgenommen. Modelljahr zwei ist deutlich instabiler als Modelljahr eins in diesem Falle.

Für Untersuchungen zur Entwicklung des Monsunsystemes ist ECHAM 3 mit dem statisch implementierten Ozean nur beschränkt geeignet. Die hier durchgeführten

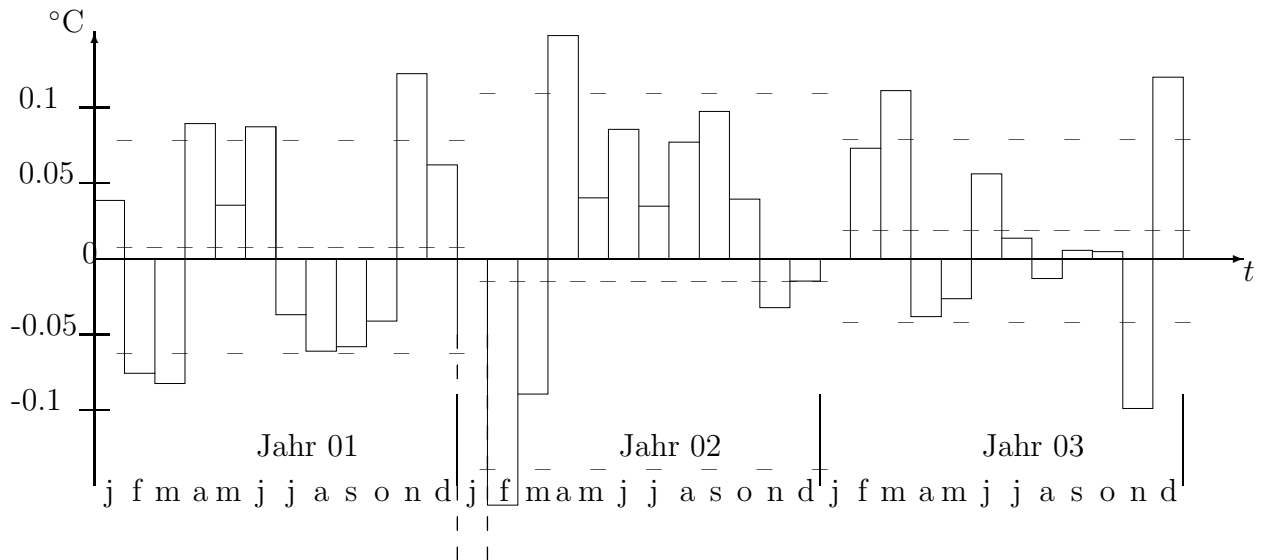


Abbildung 2: Einschwingen des Modelles bei Experiment O1

*Geplottet ist die Anomalie des globalen Mittels der 2m-Temperatur der Monate Januar bis Dezember jeweils der Modelljahre 1 bis 3 gegen das entsprechende Monatsmittel aus den Modelljahren 2 bis 10. Mit eingezeichnet sind jeweils Mittelwert (—) und Standardabweichung (---) über die Monate eines jeden Jahres. Der Januar des zweiten Jahres sprengt mit einem Wert von  $-0.2854^{\circ}\text{C}$  den gewählten Maßstab und ist deshalb nur angedeutet*

Experimente sind wegen der simultanen Modifikationen an Orographie und Meeresoberflächentemperaturen allgemeine Experimente zum Miozän, nicht spezielle zum Monsun. Um einen ersten Eindruck zu erhalten, sollen Auswirkungen auf das Monsunsystem dennoch erörtert werden. Eine dem Ozean mehr Dynamik und damit Gewicht einräumende Weiterentwicklung des Modelles ECHAM 3 ist ECHAM 4/ML. Das Modell implementiert die meisten relevanten Treibhausgase ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , FCKW) sowie den Ozean als Mixed Layer (ML) mit einer konstanten Tiefe von 50 m und tiefenunabhängigem Temperaturprofil. Dies erlaubt keine Vollständige Abbildung der ozeanischen Zirkulation, doch des Wärmetransportes. Das Meereis ist thermodynamisch eingebunden. Diese Version benötigt aber auch in der Auflösung T42 40 % mehr Rechenzeit (CPU), 110 % mehr Speicher (RAM) sowie 30 % mehr Bandspeicherplatz. Für Details siehe *Steppuhn (2001)*

## 2.2 Visualisierung und Auswertung der Daten mit GrADS

Die Auswertung und Darstellung der mit dem ‘Afterburner’ und anderen Werkzeugen des DKRZ aufbereiteten Rohdaten erfolgt mit vom Autor selbst erstellten ForTran-Programmen und Unix/Linux Shell-Skripts. Die graphische Aufbereitung wurde mit dem Programm *GrADS* (Grid Analysis and Display System) des COLA (Center for Ocean-Land-Atmosphere studies, Maryland, USA) in der Version 1.8sl7 für das Betriebssystem Linux bewerkstelligt. Ebenso wurden viele der statistischen Daten mit

Hilfe des vielseitigen Werkzeuges GrADS erzeugt, andere mit eigenen Programmen.

### 2.2.1 Zeitliche Mittelwerte

Die Bildung von zeitlichen Mittelwerten nimmt Rücksicht auf die in Abschnitt 2.1 behandelte Einschwingphase des Modelles. Dies bedeutet im Allgemeinen das Verwerfen des ersten Modelljahres. Das ‘Laufzeitmittel’ geht demnach über die eingeschwungenen Jahre Zwei bis Zehn. Um eine bessere Vergleichbarkeit zu gewährleisten, wird auch mit dem bereits im ersten Jahr (eigentlich dem elften Jahr der Gesamtlaufzeit, s.o.) eingeschwungenen Experiment A21 so verfahren.

Jahresmittel werden im Allgemeinen gebildet aus den Mitteln über die zwölf Monate des betreffenden Jahres. Neben den Jahresmitteln werden im Folgenden häufig auch Jahreszeitenmittel betrachtet. Über die Monate Dezember / Januar / Februar der Jahre Zwei bis Zehn wird gemittelt für den Datensatz Nordwinter – *DJF* (Dezember – Januar – Februar), wobei der Dezember des Jahres Zehn ‘zyklisch’ den Monaten Januar und Februar des Jahres Zwei zugeschlagen wird. Die Mittel über Juni / Juli / August ergeben den Datensatz Nordsommer – *JJA*

Das ‘Laufzeitmittel’ über die eingeschwungenen Modelljahre wird für die skalaren Größen Temperatur und Niederschlag gebildet aus den Jahresmitteln

$$Ml = 1/9 \sum_{i=2}^{10} Ma_i = 1/9 * 1/12 \sum_{i=2}^{10} \left( \sum_{j=1}^{12} Mm_{ij} \right) \quad (2.1)$$

mit  $Ma_i$  = Mittelwert des Jahres  $i$ ,  $Mm_{ij}$  = Mittelwert des Monats  $j$  im Jahre  $i$

Für Windstärken, ermittelt aus zweidimensionalen, gerichteten Größen, ist dieser Ansatz unzulänglich. Mögen an einem fiktiven Ort die Winde im Frühjahr ständig aus westlichen Richtungen wehen, im Herbst aus östlichen, in Sommer und Winter Windstille eintreten, so lägen die Jahresmittel nach der Formel  $Ma_i = 1/12 \sum_{j=1}^{12} Mm_{ij}$  nahe Null, gleich wie stark die Winde in den einzelnen Jahreszeiten wehten. Demnach muss in diesem Falle der Ansatz für das Laufzeitmittel modifiziert werden. Es werden die Monatsmittel  $W_j$  der Windstärken aus den skalaren Windkomponenten berechnet. Mit den Mittelwerten  $u_{10_{ij}}$  und  $v_{10_{ij}}$  der Windkomponenten  $u_{10}$  (Ost–West) und  $v_{10}$  (Nord–Süd) in zehn Metern Höhe des Monats  $j$  im Jahre  $i$  ergibt sich damit das Laufzeitmittel  $Wl$  der Windstärke unter Berücksichtigung des Jahreslaufes zu

$$\begin{aligned} Wl &= 1/12 \sum_{j=1}^{12} W_j = 1/12 \sum_{j=1}^{12} \sqrt{\left( 1/9 \sum_{i=2}^{10} u_{10_{ij}} \right)^2 + \left( 1/9 \sum_{i=2}^{10} v_{10_{ij}} \right)^2} \\ &= 1/12 * 1/9 \sum_{j=1}^{12} \sqrt{\left( \sum_{i=2}^{10} u_{10_{ij}} \right)^2 + \left( \sum_{i=2}^{10} v_{10_{ij}} \right)^2} \end{aligned} \quad (2.2)$$

Entsprechend berechnen sich die relativen Laufzeit–Anomalien der Windstärken dargestellt in Prozent zu

$$\begin{aligned} \Delta Wlr &= 100/12 \sum_{j=1}^{12} \Delta W r_j = 100/12 \sum_{j=1}^{12} ((W_{jO1} - W_{jA21})/W_{jA21}) \\ &= 100/12 \sum_{j=1}^{12} \left( \left( \sqrt{\left( \sum_{i=2}^{10} u_{10_{O1-ij}} \right)^2 + \left( \sum_{i=2}^{10} v_{10_{O1-ij}} \right)^2} - \sqrt{\left( \sum_{i=2}^{10} u_{10_{A21-ij}} \right)^2 + \left( \sum_{i=2}^{10} v_{10_{A21-ij}} \right)^2} \right) / \right. \\ &\quad \left. / \sqrt{\left( \sum_{i=2}^{10} u_{10_{A21-ij}} \right)^2 + \left( \sum_{i=2}^{10} v_{10_{A21-ij}} \right)^2} \right) \end{aligned} \quad (2.3)$$

siehe Abbildung 28.

### 2.2.2 Räumliche Mittelwerte

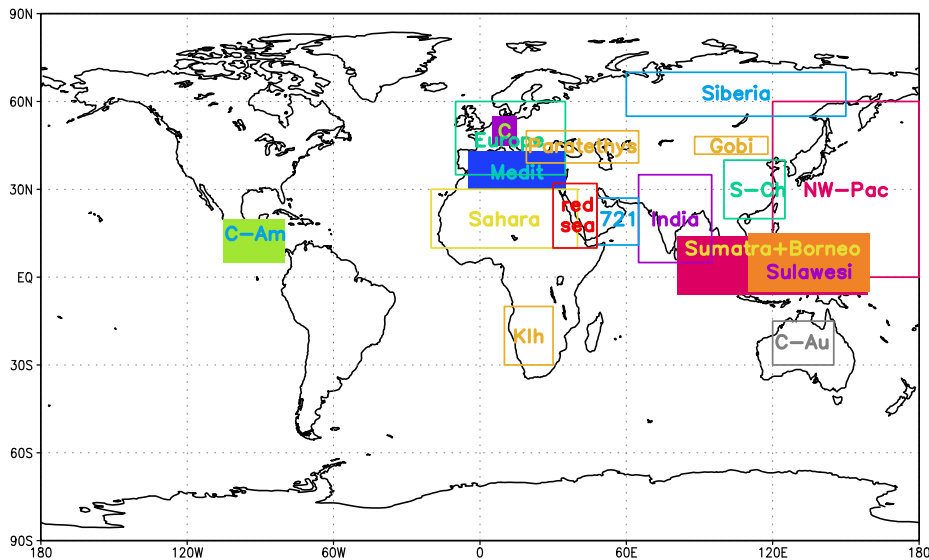


Abbildung 3: Für Mittelwertbildungen häufig verwendete Gebiete

Im Folgenden werden häufig Mittelungen über spezielle Gebiete betrachtet. Abbildung 3 gibt eine Auswahl derselben wieder, eine umfangreichere Zusammenstellung steht in Tabelle 1. Einige grundsätzliche Bemerkungen zur Tabelle und zum Vorgehen:

Die Gitterzellen des Modelles sind entweder Land– oder aber Meereszellen, es gibt keine Hybriden. Die in den Abbildungen im Text wiedergegebenen Landkarten/Küstenlinien geben entweder unabhängig von der Definition einer Modellauflösung mit ihren Gitterzellen die Rezenten Küstenlinien in feiner Auflösung wieder, wie z.Bsp. in Abb. 3, oder aber sie sind bei grober Darstellung aus der Land–Meer–Maske des Modelles derart interpoliert, dass sie Gitterzellen schneiden, wie z.Bsp. in Abb. 44. Die Mittelwerte werden ermittelt mit der Routine ‘aave’

in GrADS ('weighted by the delta of the sinus of the latitudes'). Entsprechend der Fläche anteilig gewichtet werden dabei die lediglich unvollständig erfassten Gitterzellen, siehe unten. Alle 'finiten' Gebiete sind 'rechteckig' auf dem Koordinatengitter. Negative Längengrade beziehen sich auf die westliche Hemisphäre, negative Breitengrade auf die südliche Hemisphäre. Mit '\*' markierte Gebiete sind berechnet unter Zuhilfenahme der Land–Meer Maske, s.u.

<b>Kürzel</b>	<b>Länge</b>	<b>Breite</b>	<b>Kommentar</b>
	x:y = Intervall		
global	-180 : 180	-90 : 90	Gesamte Erde
land	-180 : 180	-90 : 90	* Landpunkte
sea	-180 : 180	-90 : 90	* Meerespunkte
±15	-180 : 180	-15 : 15	Tropen
15/30	-180 : 180	± 15 : 30	innere Subtropen, beide Hemisphären (HS), N und S
30/60	-180 : 180	± 30 : 60	Gemäßigte Breiten, beide HS, N und S
> 60	-180 : 180	± 60 : 90	Polargebiete, beide HS, N und S
AA	-180 : 180	-75 : -90	AntArktis
ar721	48 : 65	11 : 27	um ODP–Site 721/722 (Arabisches Meer)
arctica	-180 : 180	75 : 90	Arktis
bl-sea	26 : 42	40 : 47	'Black Sea', Schwarzes Meer
born	80 : 160	-5 : 15	Borneo; Gebiet des globalen Niederschlagsmaximums
c-aus	145 : 155	-30 : -20	Central Australia, InnerAustralien
c-eur	5 : 15	45 : 55	* Central Europe, Mitteleuropa
eur	-10 : 35	35 : 60	* Europa
g-sah	-20 : 40	10 : 30	* 'größere Sahara', Sahara mit Randgebieten
gobi	88 : 118	42 : 48	Wüste Gobi
india	65 : 95	5 : 35	* Indischer Subkontinent
kalah	11 : 28	-28 : -11	* Namib und Kalahari
medit	-5 : 35	30 : 43	* Mediterran, Europäisches Mittelmeer
nw-p	120 : 180	0 : 60	Nord–West Pazifischer Raum
ptet	19 : 65	39 : 50	Paratethys mit angrenzenden Gebieten
redsea	30 : 48	10 : 32	Rotes Meer (ohne Land–Meer–Maske)
s-chi	100 : 125	20 : 40	* Süd–China: Shanghai und westlich
sib	60 : 150	55 : 70	Sibirien
sulawesi	110 : 160	-5 : 15	'borneo' westlich eingeschränkt

Tabelle 1 Fortsetzung unten



Fortsetzung

Kürzel	Länge	Breite	Kommentar
Z1	53	6	Z1 – Z4: von Gebiet <i>c-eur</i>
Z2	53	11	Z1 – Z4: angeschnittene T21-Gitterzellen
Z3	47	6	Z1 – Z4: cf. Abbildung 86
Z3	47	11	Z1 – Z4: und Seite 14

\* beim Gebietsnamen: hier wird die Land–Meer–Maske verwendet  
Bei ‘15/30’ ‘30/60’ und ‘>60’ wird jeweils über die beiden Teilgebiete gemittelt

Tabelle 1: Gebietsdefinitionen für die Mittelwertbildungen

Über Küstenlinien reichende Gebiete werden bei Bedarf mit der Routine ‘maskout’ entsprechend der Land–Meer Maske gefiltert. Hierbei sind drei Objektklassen zu unterscheiden:

- a) das definierte Gebiet, ein in den Gitterkoordinaten rechtwinkliger Bereich, zum Beispiel ‘Sibirien’: von 60 bis 150° östlicher Länge und 55 bis 70° nördlicher Breite
- b) die Küstenlinien wie vorgegeben durch die von GrADS verwendete Erdkarte; diese ist dargestellt beispielsweise in Abbildung 3 oder 4; in weiteren Abbildungen, beispielsweise 44, ist diese Karte oft nur sehr vergrößert dargestellt
- c) das Gitternetz des Modelles

Deckt sich nun das definierte Gebiet nicht mit den Grenzen der Gitterzellen, was im allgemeinen der Fall ist, werden angeschnittene Zellen anteilig gemäß ihrer Fläche berücksichtigt. Ist bei Gebieten wie ‘Europa’ der Mittelwert über die Landfläche gefordert, werden alle im Zielgebiet liegenden, kraft der Land–Meer Maske als solche ausgewiesenen, Meereszellen ausgefiltert. Einem etwaigen, gemäß der zugrunde gelegten Karte, in einer Meereszelle liegenden Landanteil wird ein je nach Lage in der Meereszelle aus Werten der benachbarten Landzellen gewonnener virtueller Wert zugewiesen. Der reziproke Prozess filtert gemäß der Karte in Landzellen liegende Meeresbereiche aus. Für ein Meeresgebiet, wie z.Bsp. ‘Mediterran’ wird der Prozess sinnig umgekehrt. Für Gebiete ohne den Vermerk ‘\*’ wurde die Land–Meer Maske nicht verwendet, auch wenn der Name wie z.Bsp. ‘Rotes Meer’ dies nahelegen könnte. Die Gründe hierfür erklären sich für den Einzelfall jeweils aus dem Kontext.

### 2.2.3 Gittertransformationen

Das zur graphischen Darstellung und Analyse verwendete Programmpaket GrADS benötigt für die gemeinsame Verarbeitung mehrerer Datensätze identische Gitter. Für Vergleiche der Daten aus ECHAM mit anderen Datensätzen, zum Beispiel den empirischen Daten aus der Climate Research Unit (*CRU*), cf. Abschnitt 14.4, sind

die externen Daten demnach einer Transformation auf das ECHAM-Gitter zu unterziehen. So verwendet CRU ein Gitter mit 720\*360 Zellen, ECHAM 3 T21 eines mit 64\*32 Zellen. Dies bedingt eine Reduzierung des CRU-Gitters auf das T21-Gitter, vollzogen mit dem GrADS-Programm 'regrid2'.

Die dabei entstehende transformierte Land-Meer-Verteilung entspricht nicht exakt der in A21 verwendeten Standard-Maske zur Auflösung T21. Die Abweichungen sind nicht groß, führen jedoch dazu, dass die andernorts in dieser Arbeit verwendeten Gebiete nicht durchweg übernommen werden können, cf. Tabelle 1. Es treten Diskrepanzen auf, welche sich auch durch andere Wahl der möglichen Optionen zu den Mittelungsroutinen in GrADS nicht eliminieren lassen. Insbesondere wird das Europäische Mittelmeer, in ECHAM lediglich durch sieben Gitterzellen repräsentiert, im transformierten CRU-T21-Datensatz teilweise als 'Land' geführt (Brücke Tunesien – Sizilien). Hinzu kommt noch, dass die Land-Meer Maske für die Variable 'Wind' infolge der geringeren Anzahl an Datenpunkten von derjenigen der übrigen Variablen abweicht.

Exemplarisch werden in Tabelle 2 Mittelungen über die Temperaturwerte (2 m über dem Boden) aus dem originalen CRU-Datensatz (CRUo), verglichen mit der Mittelung über den auf das T21-Gauß-Gitter transformierten Datensatz (CRUg), sowie mit der Mittelung über den auf ein lineares Gitter<sup>4</sup> transformierten Datensatz (CRUl) und mit dem Standard-Experiment A21 zum rezenten Szenario. Der Vergleich wird vollzogen in einigen bezüglich der oben erwähnten Probleme mit der Land-Meer-Verteilung 'sicheren' Gebieten aus Tabelle 1. Die Gebiete 'Z1' bis 'Z4' beziehen sich auf die vier größten der sechs vom Gebiet 'Mitteleuropa' (c-eur) angeschnittenen Gitterzellen aus Abbildung 86 auf Seite 120, nummeriert von links oben (Nordwest – Z1) über rechts oben (Z2), links unten (Z3) nach rechts unten (Südost – Z4). Sie repräsentieren Mittelungen über sehr kleine Bereiche der CRU-Daten bzw. je ein einziges Datum aus dem Experiment und können dementsprechend eventuell erhebliche kleinskalige Diskrepanzen zeigen. Die entsprechenden Werte aus dem CRU-Datensatz in Auflösung 720\*360 variieren dabei selbstredend über einen weiten Bereich, denn bei der gewählten Zellengröße von 0.5° sind selbst die Mittelgebirge aufgelöst; und so reichen die CRU-Werte in der T21-Teilzelle Z3 von 0.0°C bis 11.0°C (die Daten sind in einigen ausgewählten Zeilen, von links nach rechts gelesen: 8.5, 8.6, 8.9, 8.9, 8.6, 9.2, ..., 10.5, 10.1, 8.7, 7.7, 8.6, ..., 6.8, 1.3, 0.0, 2.5, ... (Alpenausläufer!)). In der fortsetzenden Tabelle 3 steht 'land\*' für eine reduzierte Fassung der andernorts verwendeten Landfläche 'land' aus Tabelle 1: wegen der im

---

<sup>4</sup>Die Wirkung der Transformation auf das von ECHAM verwendete Gauß-Gitter (siehe Anmerkung 2 auf Seite 4) kann hier mit derjenigen auf ein lineares Gitter verglichen werden, obwohl diese keine im eigentlichen Sinne vergleichbare Transformation ist (und deshalb in der Tabelle *kursiv* gehalten wird).

CRU-Datensatz nicht repräsentierten Antarktis wird diese bei den hier durchgeführten Berechnungen ausgenommen.

Quelle	sahara	india	europa	c-eur	kalah	inAus	Gobi	Z1	Z2	Z3	Z4
CRUo	25.6	18.4	10.1	7.9	20.7	22.6	2.2				
CRUg	26.1	20.3	10.2	8.6	21.3	22.4	2.6	8.9	8.5	9.4	7.9
<i>CRU</i>	<i>26.0</i>	<i>19.0</i>	<i>10.6</i>	<i>9.9</i>	<i>21.2</i>	<i>22.9</i>	<i>2.8</i>				
A21	25.1	17.0	10.3	8.7	22.4	24.2	-0.2	9.0	7.8	10.4	8.9

Tabelle 2: Wirkung der Gittertransformation auf die 2m-Temperatur  $CRUo/g/l = CRU\text{-Daten original} / \text{Transformation auf T21-Gau\ss} / \text{lineares Gitter}$ ; jeweils Mittel über das Gebiet; die Gebietsdefinitionen sind diejenigen aus Abschnitt 2.2.2

Quelle	global	land*	arabia	EAA-l	S-Am	Greenl	c-sah	s-ch	sib
CRUo	<b>13.1</b>	<b>13.1</b>	24.6	14.1	21.7	-14.5	24.5	14.1	-7.9
CRUg	<b>15.4</b>	<b>13.3</b>	25.3	14.5	22.0	-15.7	24.8	14.1	-7.5
A21	14.0	<b>12.7</b>	25.3	13.3	22.9	-16.6	22.6	13.1	-10.6

*Kein Meer in CRU!! 'global' nicht o.k. land\* = land - Antarktis*

Tabelle 3: Fortsetzung der Tabelle 2 – Beispiele II in weiteren Gebieten

Der globale Wert ('global') ist zwar angegeben, hat aber wenig Aussagekraft, da im CRU-Datensatz der Ozean nur in Form der 'Reste' (Inseln) vorkommt, welche die verwendete Land-See-Maske des Experimentes A21 von den CRU-Daten nach der Transformation übrig lässt. Die CRU-Daten können den realen Ozean nicht annähernd befriedigend repräsentieren. (Dennoch kommt der Wert für 'global' demjenigen aus A21 bemerkenswert nahe). Siehe hierzu die Untersuchung der Verteilung der CRU-Daten für die Winde in Abschnitt 14.4. Die Gebietsbezeichnung 'EAA-l' steht für 'Europa-Asien-Afrika-nur-Land'. Für die einzelnen Gitterzellen  $Z_i$  in Tabelle 2 sind nur Werte angegeben für A21 und die im weiteren verwendete Transformation der CRU-Daten auf das Gauß-Gitter.

Rand- und Mittelungseffekte führen zu einer deutlichen, wenn auch nicht sehr großen Abweichung der auf T21 reduzierten und dann gemittelten CRU-Daten von dem Mittel über die ursprünglichen Daten. Die strukturelle Vergleichbarkeit mit den experimentellen Daten ist gewährleistet

## 2.3 Randbedingungen

Ein Grundprinzip der hier vorgestellten Sensitivitäts- und vorbereitenden Studien ist es, lediglich das momentan im Fokus stehende, und dies in der vom Modell vorgeschriebenen Form, zu verändern. Dem entsprechend wird beispielsweise einerseits

nicht auf Details der Pflanzenbedeckung eingegangen, andererseits den Gradienten der Orographie im Hinblick auf den Gravity Wave Drag<sup>5</sup> spezielle Aufmerksamkeit gewidmet.

Ein weiteres Prinzip ist die Aufteilung der vorliegenden Paläodaten in zwei Kategorien: ein Teil, nämlich die atmosphärischen Parameter wie Kohlendioxidgehalt etc. sowie die SST, wird als Eingabewerte für das AGCM benutzt; der andere Teil, nämlich die landgebundenen Daten, wird in einem Konsistenztest zur Verifikation der Ergebnisse aus den Modellläufen herangezogen.

### 2.3.1 Allgemeine Randbedingungen

Es wird angestrebt, die Randbedingungen für das Modell ECHAM 3 einheitlich passend zu etwa 8 Mabp im Mittleren Torton zu wählen. Diese Zeitscheibe ist wegen der Gebirgshebungsvorgänge interessant. Sie entspricht in etwa der gut untersuchten Schicht F7 der Niederrheinischen Bucht, welche zu Vergleichen herangezogen werden soll, sowie der Foraminiferenzzone N17, cf. *Kennett (1985)*.

Die Milankowitsch-Parameter (cf. Anmerkung 34 auf Seite 191) für die Erdbahn, und damit die Solarkonstante, wurden auf den rezenten Werten belassen, da die Erdbahnparameter derzeit etwa in den Mittelwerten liegen, mithin den Mittelwerten über die hier betrachteten, mangels genauerer Daten nicht sehr eng definierbaren Zeitscheiben (der Größenordnung Ma) entsprechen. Derzeit beträgt der Wert für die Elliptizität der Erdbahn 1.67 %, nicht zu fern dem Zentrum des Bandes der Variationen zwischen 0.5 und 4.1 %. Dieser Wert ändert sich mit zwei Perioden von etwa 102 und 400 ka. Die Schiefe der Ekliptik schwankt zwischen 22 und 25°, derzeit liegt auch sie mit 23° 27' nahe dem Mittelwert. Die Periode hierzu beträgt etwa 41 ka. Die Präzession verlagert den Frühlingspunkt im Verlauf von etwa 22 ka ein Mal durch das Jahr. Sie ist wesentlich für die Lage des Perihel (Sonnennächster Punkt): derzeit durchläuft die Erde diesen Punkt im Nordwinter (Januar), was für diese Jahreszeit einen bis zu 10 % größeren Energieeinfall bedeutet gegenüber dem um 11 ka verschoben auftretenden komplementären Extremum, welches mit durchlaufen des Aphels (Sonnenfernster Punkt) im Nordwinter erreicht ist. Im Verlauf der vergangenen 100 ka variierte die Einstrahlung an Sonnenenergie zur Sommersonnwende in den mittleren Breiten mit der Präzession um etwa 8 %, entsprechend 40 W/m<sup>2</sup> (am Boden, cf. Anmerkung 28 auf Seite 183). Die Bedeutung dieses Erdbahnparameters zeigt sich im Vergleich mit den durch Verdoppelung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Atmosphäre bewirkten 4 W/m<sup>2</sup> an Zuwachs (*Crowley & North, 1991*).

---

<sup>5</sup>s.u. Seite 19

Auch hier kann die derzeitige Situation in dem Sinne als ‘Mittelwert’ gelten, als einerseits die Summe der global über den Jahreslauf einfallenden Energie in etwa konstant bleibt, unabhängig vom Wert der Präzession (wenn von der möglicherweise veränderten Albedo abgesehen wird). Da andererseits die Wirkung der Lage des Perihel in den Tropen am stärksten ist, bewirkt die derzeitige Lage des Frühlingspunktes die geringste Wirkung auf die Tropen, da dort die beiden jährlichen Sonnenhöchststände (Equinoxien) weder im Perihel noch im Aphel stattfinden.

Die Veränderungen in der Lage der Kontinente sind geringfügig, was erlaubt, die Kontinente für die angestrebten Experiment an ihren rezenten Positionen zu belassen; siehe hierzu Abschnitt 14.1.

Um die Effekte globaler Veränderungen der Orographie besser verfolgen zu können, wird die Anpassung der Felder des Geopotenziales in zwei Stufen erfolgen. Für Experiment O1 wird lediglich die global größte beziehungsweise für das Untersuchungsgebiet Mitteleuropa wichtigste Orographie angepasst: Grönland, Alpen, Himalaya. Später soll dann mit Experiment O3 eine Verfeinerung dieser Orographie erfolgen

### 2.3.2 Orographie und durch sie beeinflusste Randbedingungen

Die Geographie im Allgemeinen wird in ECHAM berücksichtigt in Form von Schnee/Eis-Bedeckung, Schneehöhe, Vegetationsgrad, Waldbedeckung, Albedo, Orographie (Geopotenzial der Erdoberfläche), Oberflächenrauigkeit. Desweiteren ist der Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre zu definieren.

Diese Eingabefelder sind global der miozänen Situation des Torton anzupassen. Die hier verwendeten Daten wurden von Joachim Kuhleemann aus der Arbeitsgruppe Frisch (Strukturgeologie) am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen zur Verfügung gestellt, siehe Tabelle 13.

Das Modell ECHAM wird im Wesentlichen verwendet für Vorhersagen und Analysen auf Basis der rezenten Orographie, weshalb die Reaktion des Modelles auf die hier vorzunehmenden Veränderungen nicht in ausreichendem Maße a priori bekannt ist. In einem ersten Probelauf ist dementsprechend die Sensitivität des Modelles auf Modifikationen der Orographie zu untersuchen; und zwar in der feineren Auflösung T42, um für den Fall eines schwachen Signales bessere Nachweisbarkeit zu gewinnen. Bei guter Sensitivität soll das Modell in der gröberen doch ökonomischeren Auflösung T21 angewandt werden.

Die Orographie wird dem Modell als Geopotenzial der Erdoberfläche<sup>6</sup> übergeben.

---

<sup>6</sup> Die durch die Höhe über Normalnull bewirkte potenzielle Energie eines Punktes, angegeben in

Dieses (und nur dieses) Feld wird vom Programm spektral verwendet, muss also durch eine Fourier-Transformation (*FT*) in eine Familie von trigonometrischen Funktionen zerlegt werden, welche rück-transformiert wieder das ursprüngliche (Wellen-)Gebirge ergeben; siehe hierzu *Geiger (1992)*.

An dieser Eigenheit des Modelles lässt sich in schöner Weise die Bedeutung der in Abschnitt 2.1 erläuterten Näherung mit triangulärem Abschneidekriterium verdeutlichen: die Fouriertransformierte einer realen Struktur ist eine stetige Funktion, die im speziellen Falle der Periodizität des zugrundeliegenden Raumes in eine Reihe entartet – die Faltung der stetigen Transformierten mit der Basis des reziproken Raumes. Das hier verwendete Gitter fällt in diese Klasse (*Geiger, 1992*). Die Glieder dieser unendlichen Reihe von Wichtungsfaktoren werden im allgemeinen mit zunehmender Frequenz kleiner; die Höhe der Frequenz ist korreliert mit der Feinheit, der Auflösung der Struktur. Werden nun die höheren Glieder der Reihe vernachlässigt, fehlen in der rücktransformierten Struktur Details. Diese Fehler wachsen mit den in der Struktur auftretenden Gradienten (je größer die Steigung, desto mehr Glieder der Reihe sind zur Darstellung notwendig). Insbesondere ein Sprung im Geopotenzial, auftretend an ‘Singularitäten’ wie dem Kilimanjaro oder dem Ätna im kleinen, oder dem Himalaya im Großen bei grober Auflösung, bewirkt Fehler, welche bei einer langsam sich verändernden Hügellandschaft nicht auftreten. Deutlich wird dieses Phänomen an den nach der Rücktransformation auftretenden Depressionen im Oberflächenbild der Erde, auf den Kontinenten wie in den Ozeanen (deren Potenzial für die Berechnung vom Programm auf Null gesetzt wird, in den verarbeiteten (transformierten) Eingabedaten aber durchaus negativ sein kann, cf. Abb. 18).

Soll die Orographie durch diese Effekte der Form nach nicht entstellt werden, muss ein Kompromiss zwischen dem Wunsch nach möglichst genauer Abbildung einerseits und Stabilität gegen Fourier-Hin- und -Rücktransformationen andererseits gefunden werden. Eine Kontrollmöglichkeit bieten am DKRZ aufliegende Programme zur FT, mit deren Hilfe das Verhalten des verwendeten Datensatzes bei wiederholter Hin- und Rück-Transformation untersucht werden kann. Tabelle 4 mag dies verdeutlichen.

Insbesondere zeigt sich die Unmöglichkeit, die Alpenhöhe auf Null herunterzufahren, sowie die starke Auswirkung auf direkt benachbarte Gitterboxen. Die Fourier-Transformation erzeugt eine stabile Abbildung: Rücktransformation und nochmalige FT verändert die Werte nur noch wenig. Detaillierter erörtert wird die Frage nach den Auswirkungen der spektralen Verwendung der Orographie auf Seite 46 in Abschnitt 4. Im folgenden werden die Begriffe ‘Gitter-Box’ oder ‘Gitter-Zelle’ und ‘Gitter-Punkt’ im mathematischen Sinne synonym verwendet; bildlich spricht ‘Zelle’ eher die räumli-

---

[m<sup>2</sup>/sec<sup>2</sup>]. 1000m Höhe entsprechen einem Geopotenzial von  $1000\text{m} \cdot 9.81\text{m}/\text{sec}^2 = 9810\text{m}^2/\text{sec}^2$ . Das Geodynamische Meter (Geopotenzialmeter) ist definiert als  $1\text{gpm} = (\text{Geopotenzial eines Meters})/10 = 0.981\text{Nm}$

Box N°	63	64	1	2	3	4	5	6	7
A21-Orographie	240	1533	2275	2941	4332	5586	5068	3250	2490
Modif. Orographie	240	1533	2275	0	0	0	5068	3250	2490
nach 1. FT	382	1589	1582	1054	1659	3205	3823	3082	2713
nach 2. FT	376	1578	1574	1056	1667	3210	3822	3080	2713

Tabelle 4: Untersuchung der Spektraldarstellung des Geopotenziales, in [gpm]  
*Dargestellt sind die Werte des Geopotenziales in den T21-Gitterzellen mit der longitudinalen Nummer (Ordinate) 63 bis 7 (zyklisch: Zelle 65 ist gleich Zelle 1), bei 47.81° nördlicher Breite (Zentrum der Zellen); ein Streifen durch die Alpen, reichend vom Nordatlantik bis zum Donezbecken / Asowschen Meer. Die erste Zeile gibt die den Eingabedaten zum rezenten Szenario entnommenen Werte wieder, die zweite die veränderte Orographie, in diesem Falle völlige Plättung der Alpen, die dritte die durch Hin- und Rück-FT sich ergebenden Werte (so werden die Daten intern im Modell aussehen), die vierte die nach nochmaliger Hin- und Rück-FT sich ergebenden Werte*

che Ausdehnung des Elementes an ('die Gitterbox ist waldbedeckt'), 'Punkt' eher den für das Element stellvertretend angesetzten 'Mess'-Punkt ('die mittlere Temperatur beträgt 15°C').

Um Fernwirkungen abzumildern, werden Orographieänderungen derart vorgenommen: Herunterfahren der Alpen auf Null führt durch Abschneideeffekte auf Werte von beispielsweise 1,056 nach der zweiten Fouriertransformation; daraus folgt: ein kleinerer Wert als 1,056 ist nicht möglich, also wird dieser Wert als neue Eingabe 'Alpen abgeflacht' gewählt, um die Gesamtstruktur möglichst wenig zu belasten. Die in Tabelle 2 aufgelistete Statistik verschiedener Versuche in Auflösung T42 verdeutlicht den Erfolg dieses Ansatzes. Dabei werden die Werte berechnet sowohl über die zu Europa gehörenden Gitterzellen als auch global. Die einzige Veränderung gegenüber dem Vergleichsdatensatz war dabei jeweils lediglich die Höhe der zu den Alpen gehörenden Gitterzellen. In den späteren Experimenten werden Gebirgszüge lediglich abgesenkt, nicht ausgelöscht, was das Problem der Gravity-Wave-Effekte verkleinert; ein generelles Problem bei Klimamodellierungen stellen die Schwerewellen dar (Inertia-Gravity Waves oder auch Poincare Waves). Sie haben ihren Ursprung in Resonanzen von über-/unter-adiabatisch auf-/ab-bewegten Luftmassen, z.Bsp. bei einer geschichteten Strömung über unregelmäßigem Grund. Dies erzwingt eine Beschränkung der Steigungen in der Modellorographie auf ein Prozent um Instabilitäten im Modell zu vermeiden (cf. Daley, 1991). Bereits bei der Initialisierung eines Modelles ist darauf zu achten, keine Schwerewellen zu erzeugen (filtered model, quasi-geostrophic model).

Die mittlere Höhe sowie die Oberflächenrauigkeit und auch die Varianz der Höhenwerte innerhalb einer Gitterzelle beeinflussen den 'Gravity Wave Drag', durch Schwerewellen erzeugte Reibung auf der überströmten Oberfläche. Dieser Zusammenhang ist im Modell parameterisiert. Das Modell benötigt ein dreidimensionales Eingabefeld für die Oberflächenrauigkeit: 'AZ0', umfassend die Sub-Felder Urbanisati-

on, Vegetation sowie Gebirge. Die Gesamtrauhigkeitslänge  $Z_0$  wird addiert nach der Formel  $Z_0^2 = Z_{0_{urb}}^2 + Z_{0_{veg}}^2 + Z_{0_{oro}}^2$ . Da jedoch keine (sicheren) Daten für die Paläo-orographie vorliegen, die subskalige Gebirgsinformation weder vorliegt noch erzeugt werden kann, tritt hier eine Schwierigkeit auf, denn  $AZ_0$  benötigt die Varianz der Höhenwerte.

Der Ausweg ist eine Skalierung: wird eine Gebirgshöhe mit einem Faktor  $f$  umgesetzt, dann auch die Eingabefelder *VARP* (Packed orography VARIance) und  $AZ_0$  mit demselben Faktor an entsprechenden Gitterpunkten. Hierdurch wird wenigstens der wichtige Rand geändert. Die Auswirkung dieser Skalierung auf die Modellberechnungen ist nicht dramatisch, doch ist im Zuge der allgemeinen Verbesserung der Modellierung zu einem späteren Zeitpunkt wenigstens diese Skalierung vorzunehmen. Eine sehr aufwendige Alternative zu diesem Vorgehen böte die Veränderung des auf einer Gitterweite von zehn Winkelminuten basierenden Eingabefeldes der Orographie, stammend von der US-Navy, erstellt für Cruise Missiles, sowie den dort für Intervalle von zehn Minuten gegebenen Varianzen. Vorerst wird aber das Feld  $AZ_0$  vollständig ignoriert und bleibt unverändert auf seinen Werten aus A21 stehen

### 2.3.3 Grundsätzliches zu den SST

Den Meeresoberflächentemperaturen (Sea Surface Temperatures, SST) kommt eine sehr bedeutende Rolle zu im Klimageschehen, da die Erdoberfläche zu mehr als zwei Dritteln von Ozean und Meeren bedeckt ist. Diese bilden die größte Randfläche der Atmosphäre, da die obere Atmosphäre keinen eigentlichen ‘Rand’ zum interplanetaren Raum hat, jedenfalls keine ‘Fläche’. Der Ozean ist der größte Energiepuffer im System, cf. Abschnitt 14.7 im Anhang.

Ihrerseits sind die SST der Dynamik der Atmosphäre unterworfen. Diese Interdependenz zeigt sich beispielsweise in der Entwicklung und Häufigkeit tropischer Wirbelstürme (*Horrell, 1990*; siehe auch Anmerkung 31 im Anhang).

Prinzipiell lassen sich die Temperaturen anhand von Isotopen-Werten ( $\delta^{18}\text{O}$ ) aus Fossilien berechnen, wie weiter unten beschrieben. Da die aus einer Literaturrecherche resultierende Datendichte für das Torton aber bei weitem nicht an die Modelauflösung heranreicht – es gibt nur etwa 30 Datenpunkte für etwa 1,400 Ozean-Gitterzellen, s.u. und Abbildung 4 – müssen für die große Mehrzahl der Gitterzellen die SST angenommen / berechnet werden.

Dabei können die globalen SST aus den wenigen vorliegenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten auf zwei Weisen gewonnen werden:

- a) durch den Versuch einer Rekonstruktion der fehlenden Daten unter plausiblen



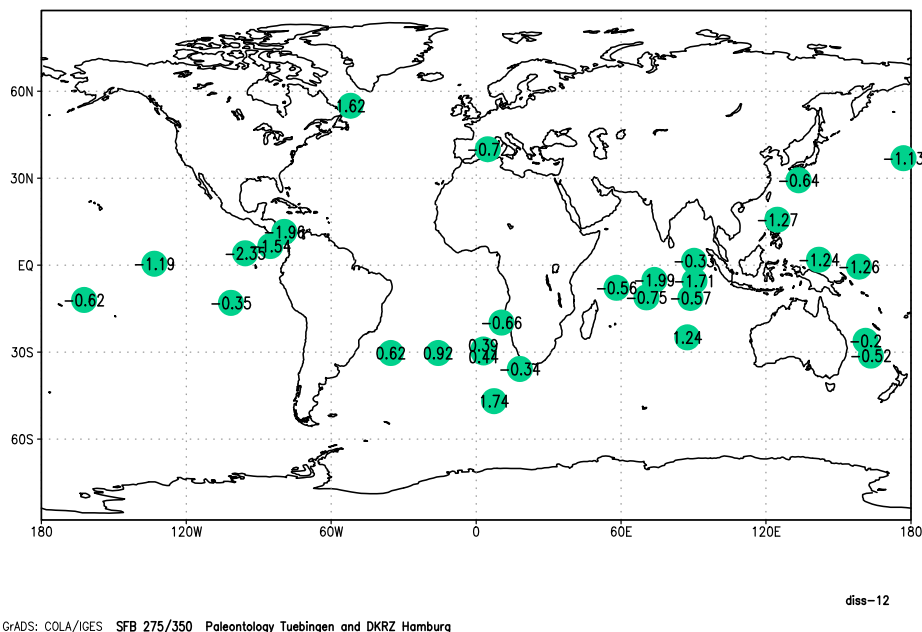


Abbildung 4: Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten zum Torton 8 Mabp an den Fundorten cf. Tabelle 31

Annahmen entsprechend dem Wissen über die untersuchte geologische Zeitscheibe

b) über eine mathematische Abstraktion: Zerlegung der Proxydaten in Eigenfunktionen des Diffusionsoperators, da die Ozeane im wesentlichen als ‘Diffusionsmaschinen’ für Wärme und Salz angesehen werden können. Durch Anpassung mittels least-square-fit können die im Gitter fehlenden Daten ergänzt werden.

Wie aber Abbildung 5 zeigt, bleibt dieser Weg bei der hier tatsächlich vorliegenden geringen Datenmenge verschlossen: Bjoern Grieger und André Paul in Bremen haben zur Interpolation spärlicher Daten ein Ozeanmodell mit einem Energiebilanzmodell der Atmosphäre gekoppelt, das *SIMPLE* Ocean Model (Semi Inverse Model for Paleoclimate upper Layer Estimation of the ocean) (Grieger, 1997). Dieses Modell ist erfolgreich erprobt für größere Datendichten als die hier vorliegende. Um die Möglichkeit einer Interpolation der wenigen vorhandenen Daten zu den Paläo-SST zu untersuchen, gaben Grieger und Paul ihrem Modell einen dem Paläo-Datensatz entsprechenden rezenten Datensatz vor derart: an allen Paläo-Datenorten wurden die aus dem Datensatz von *Levitus & Boyer (1994)* stammenden rezenten Daten eingesetzt. Mit dieser Initialisierung wurden vom Modell global die SST modelliert. Das Ergebnis lässt sich mit den rezenten Daten vergleichen. Die hierzu gehörende Abbildung 5 zeigt exorbitante Anomalien der simulierten SST in den Randmeeren und dem Atlantik (oberes Teilbild), verglichen mit der Weltkarte nach Levitus (unteres Teilbild). Die zonale Zusammenfassung der derart modellierten SST hingegen weicht mit Ausnahme der hohen Breiten wenig von derjenigen der rezenten Daten ab. Da hier jedoch nicht nur globale zonale Mittel untersucht werden sollen, sondern eben auch regionale Werte in Nebenmeeren (Mittelmeer), ist die unbefriedigende Auflösung die-

SIMPLE ocean (top) and  
Levitus (bottom) SSTs

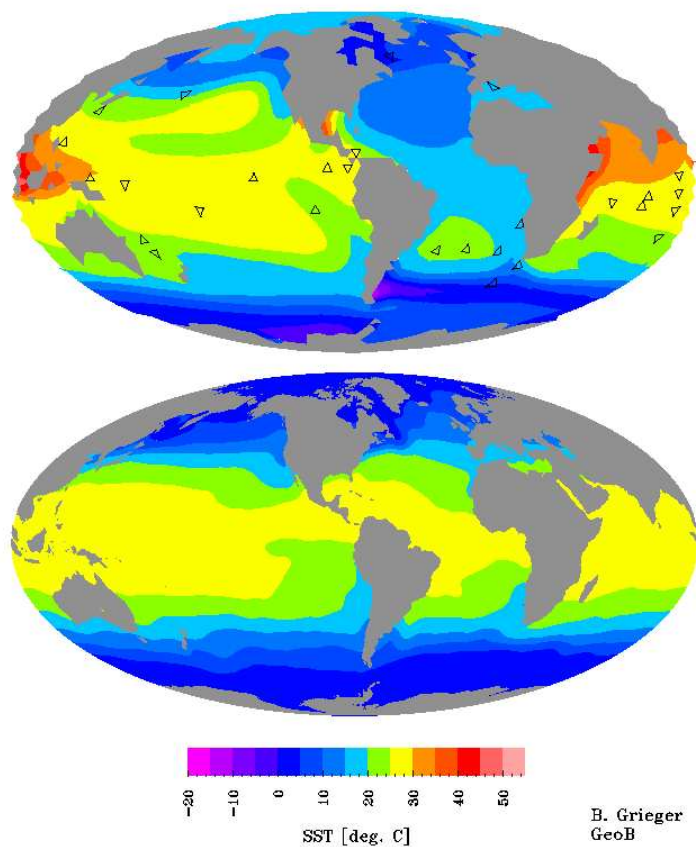


Abbildung 5: Modellierung der SST mit dem Modell ‘SIMPLE Ocean’  
oben: globale SST aus den Levitus-Daten an den Fundorten der Paläo-Daten, modelliert  
mit SIMPLE Ocean, unten: Die SST nach dem Levitus-Datensatz

ser Methode intollerabel, sie kann hier nicht angewandt werden. Die fehlenden Daten müssen rekonstruiert werden

### 2.3.4 Methoden des Umganges mit den SST

Rückschlüsse auf die SST in anderen Erdzeitaltern sind sehr schwierig. Es ist nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht möglich, globale SST-Karten für das Torton oder das Messin zu erstellen. Hinreichend erfolgversprechend ist die Analyse von  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten. Hat man  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten, kann man versuchen, diese Werte in Temperaturen umzurechnen. Grundlage der Methode ist der Umstand, dass Sauerstoff in drei stabilen Isotopen vorliegt mit den relativen Anteilen  $^{16}\text{O}$  99.763 %,  $^{17}\text{O}$  0.0375 %,  $^{18}\text{O}$  0.1995 %, (cf. Faure, 1977). In Organismen und auch den organisch gebildeten Calciten und Aragoniten ist das Verhältnis  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  des Sauerstoffisotopes  $^{18}\text{O}$  zum häufigsten Isotop  $^{16}\text{O}$  abhängig von der Umgebungstemperatur bei der Bildung der Substanz. Je höher die Umgebungstemperatur, desto weniger  $\delta^{18}\text{O}$  wird eingebaut.

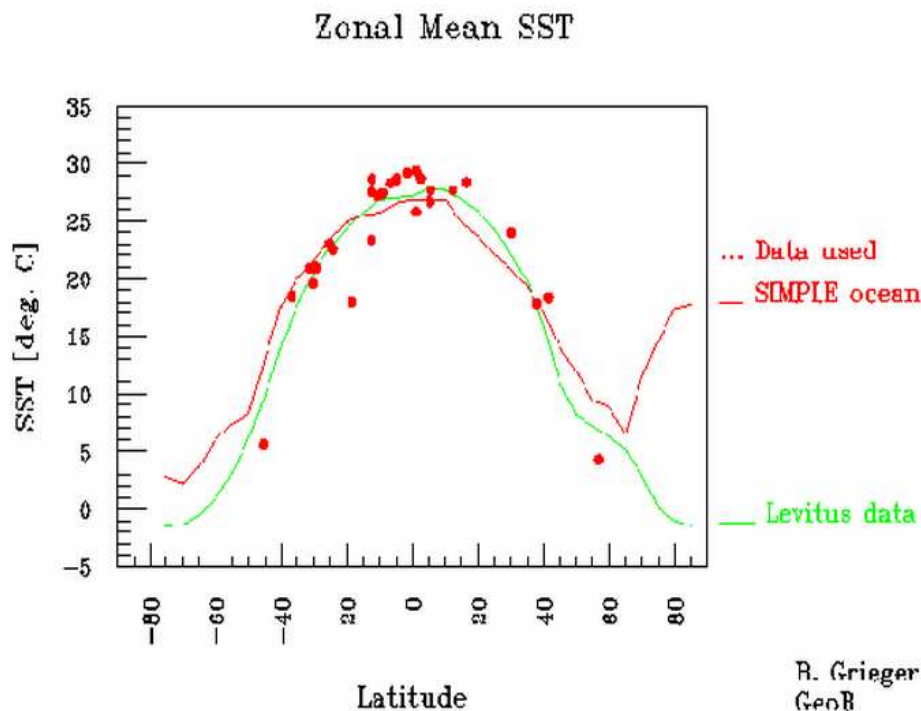


Abbildung 6: Zonale Mittel der mit dem Modell ‘SIMPLE Ocean’ modellierten SST *dunkel*: Levitus-SST an den Fundorten der Paläo-Daten mit Zonenmitteln der modellierten SST, *hell*: die rezenten SST nach Levitus zonal gemittelt

Die Berechnung der Temperaturen in Grad Celsius erfolgt mittels in Laborexperimenten gewonnener Formeln wie derjenigen von *Erez & Luz (1983)*

$$T = 17.0 - 4.52 \cdot (\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_w) + 0.03 \cdot (\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_w)^2 \quad (2.4)$$

Dabei wird  $\delta^{18}O$  formal angegeben als das Verhältnis des Anteiles von Sauerstoff-18 in der Probe zum entsprechenden Anteil im Standard, in Promille, wobei  $\delta^{18}O_p$  der mit dem Massenspektrometer nach Auflösung in Phosphorsäure gemessene  $\delta^{18}O$  Wert der Probe ist, (hier stets aus Calcit stammend), angegeben im Allgemeinen bezogen auf *PDB* (Pee Dee Belemnite) sowie  $\delta^{18}O_w$  der  $\delta^{18}O$  Wert des Wassers in welchem der Calcit gebildet wurde, angegeben relativ zu *SMOW* (Standard Mean Ocean Water), dem standardisierten Ozeanwasser.

$$\delta^{18}O = \left( \frac{\text{Verhältnis } ^{18}\text{O} / ^{16}\text{O} \text{ probe}}{\text{Verhältnis } ^{18}\text{O} / ^{16}\text{O} \text{ standard}} - 1 \right) \cdot 1000 \text{ ‰}$$

Diese und weitere ähnliche Formeln<sup>7</sup> geben die Zusammenhänge annähernd korrekt wieder, gelten jedoch stets für eine bestimmte Situation, eine bestimmte Foraminife-

<sup>7</sup>Es gibt einige derartige Formeln, z.Bsp. diejenige von Craig (1965) angegeben von *Erez & Luz (1982)* sowie *Erez & Luz (1983)*

$$T = 16.9 - 4.2 \cdot (\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_w) + 0.13 \cdot (\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_w)^2. \text{ Siehe auch Faure (1977)}$$

Selbst die Formel von *Erez & Luz (1983)* wird in verschiedenen Varianten angegeben, je nachdem, ob aus dem Abstract (Formel 2.4 oben) oder aus dem Text (Tabelle) zitiert (beispielsweise von *Zachos et al. (1994)*):  $T = 16.998 - 4.52 \cdot (\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_w) + 0.028 \cdot (\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_w)^2$

renart beispielsweise, und erweisen sich deshalb in der Anwendung als schwierig. In die Formel nicht aufgenommen bzw. gleich null gesetzt ist der stets zusätzlich durch die betrachtete Art mit ihren Lebensumständen bedingte und zu berücksichtigende ‘Vitaleffekt’, eine empirisch ermittelte konstante Abweichung der errechneten Temperatur von der real bei der unterstellten Bildung des Calcites herrschenden. Der Vitaleffekt kann beispielsweise rühren aus einem zu einer bestimmten Jahreszeit zum Zwecke der Vermehrung erfolgenden Abtauchen der Spezies unter die gewöhnlich belebte Wasserschicht, so bei *Globigerinoides sacculifer* um bis zu 100 m (*Hemleben et al., 1989*). Für Arten aus dem Torton kann auf diesen Faktor nur indirekt geschlossen werden.

Ein weiteres Problem liegt im Umgebungswasser bei Bildung des Calcites, und damit im Faktor  $\delta^{18}O_w$  in obiger Formel. In Verdunstungsvorgängen wird das leichte Sauerstoffisotop  $^{16}O$  dem schweren  $^{18}O$  vorgezogen. Das bedeutet: Wolken entnehmen den Ozeanen leichtes Wasser und hinterlassen schweres. Weiter wird bei Ausregnen einer Wolke das schwere  $^{18}O$  bevorzugt abgegeben, mit zunehmender Entfernung vom Evaporisationsgebiet der Gehalt an  $\delta^{18}O$  also geringer: der *Kontinentaleffekt*. Und somit wird in den Vereisungsgebieten relativ wenig  $^{18}O$  gebunden. Aufgrund der während des Obermiozänes allgemein als wesentlich geringer denn heute angenommenen Bindung von Wassermassen in kontinentalem Eis war das ‘Standard Mean Miocene Ocean Water’ deshalb vermutlich zwischen 0.6 und 1.2‰  $\delta^{18}O$  leichter als das rezente SMOW (cf. *Woodruff et al., 1981; Craig & Gordon, 1965; Oberhänsli-Langenegger, 1994*). Weiter war vor der Messinkrise die Masse des Salzes in den Ozeanen vermutlich um etwa 6 ‰ höher als heute (*Kennett, 1982*), der Salzgehalt betrug also im Mittel etwa 36.8‰.

Es gibt einen, wenn auch regionalen, linearen Zusammenhang zwischen Salinität  $S$  und  $\delta^{18}O$ . Verdunstet Wasser, steigen sowohl die Salinität als auch  $\delta^{18}O$ . Diese Beziehung lautet etwa für den Nordatlantik nach *Faure (1977)*

$$\delta^{18}O = 0.61 \cdot S - 21.2 \quad (2.5)$$

Der Achsenabschnitt derartiger Formeln gibt den  $\delta^{18}O$  Wert des Niederschlages in der betreffenden Region an; und dieser Wert ist stark abhängig von globalen Zirkulations- und Evaporationsmustern: waren beispielsweise im Torton die Temperaturen der mittleren Breiten erheblich höher als heute, wurde der Kontinentaleffekt abgeschwächt, womit eine andere Salinität– $\delta^{18}O$  Formel gilt, doch welche? Deshalb soll dieser Zusammenhang in später durchzuführenden Experimenten durch eine mathematische Abstraktion ersetzt werden, bleibt hier aber vorerst unberücksichtigt, die Salinität wird auf den rezenten Werten belassen.

Eine grundsätzliche Kritik an den Ergebnissen der Berechnungen der SST aus Formeln wie der von Erez & Luz gibt *Crowley (1991)*:  $\delta^{18}O$  aus Phosphatgruppen mit

geringerer Empfindlichkeit gegen diagenetische Prozesse zeigen um etwa 5°C höhere tropische SST an als die Werte aus kalkigem Plankton; zumindest für Kreide und Känozoikum.

Trotz all dieser Schwierigkeiten bleibt dennoch als Ansatzpunkt bestehen: die Einlagerung der Sauerstoffisotope in organisch gebildete Verbindungen ist temperaturabhängig. Insbesondere ist das Verhältnis der Sauerstoffisotope von im Gleichgewicht mit Wasser befindlichem Calcit eine Funktion der Temperatur. Die Zusammensetzung des Meerwassers wird dabei wegen der Größe der Reservoirs praktisch global nicht beeinflusst, sehr wohl jedoch lokal und temporär.

Die hier verwendeten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte stammen aus Veröffentlichungen zu den Tiefseebohrungen von *DSDP* (Deep Sea Drilling Project) und *ODP* (Ocean Drilling Program). Sie wurden ausgewählt nach den Kriterien: Diejenige Art, welche die höchsten Temperaturen anzeigt, im Zweifelsfall *Globigerinoides sacculifer*, *quadrilobatus*, *trilobus* oder andere (*G. spec.*), auch wenn diese lediglich die zweitwärmsten Daten liefern, um artspezifische Unterschiede zu minimieren; größere, vollständigere Datensätze bevorzugt gegenüber Einzeldaten, neuere Quellen vor älteren.

Der Vitaleffekt führt dazu, daß rezent selbst die in den obersten Wasserschichten lebenden Foraminiferen eine  $\delta^{18}\text{O}$  Temperatur angeben, die 2.9°C unter der SST liegt, mithin die Daten immer als Minimalwerte zu interpretieren sind<sup>8</sup>.

Andererseits gilt für verschiedene Species: die Differenz der von diesen angezeigten mittleren Temperatur zu der durch die 'wärmste' Art angezeigten beträgt für das Holozän 4.1°C, für das Miozän 1.9°C, Oligozän 2.2°C etc. Dies kann als Maß für die Abschätzung der Fehlmessung gelten: unter den Annahmen, dem Datensatz liege stets die 'wärmstmögliche' Art zugrunde, kann die für Ensembles getroffene Aussage auf die 'wärmste' übertragen werden mit dem Ansatz: für das Miozän beträgt die Fehlmessung (zu kalt)  $T_{diff} = (1.9/4.1) \cdot 2.9 \approx 1.3$ , also ist dieser Wert bei den Anzeigern der größten Wärme zu addieren, entsprechend 1.3°C + 1.9°C für Ensembles (*Savin et al., 1975*). Aufgrund der widersprüchlichen Quellen zu diesem Punkt (*Schmiedl, 1996*), wurde im ersten der folgenden Experimente auf jegliche derartige Translation völlig verzichtet.

Die aus DSDP / ODP vorliegenden Werte sind für die hier untersuchte Zeitscheibe 8 Mabp spärlich, siehe hierzu die Zusammenstellung in Abschnitt 14.2. Nach intensivem Suchen verbleiben 29 verwertbare Angaben. Die Südhemisphäre ist überrepräsentiert: 18 der Daten liegen hier. Insbesondere gibt es keine Daten in dem für

---

<sup>8</sup>*Savin et al. (1975) p1500ff*: 'Even the shallowest dwelling planktonic foraminiferal species give isotopic temperatures that are colder than surface temperatures. For example, Savin and Douglas (1973) found an average difference of 2.9°C between actual surface temperatures and the isotopic temperatures of shallow-dwelling *Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides sacculifer* from Holocene low-latitude South Pacific sediments'

die Betrachtung Mitteleuropas wichtigen Bereich des Nordatlantik, wie überhaupt polwärts  $55^\circ$  keine Daten vorliegen, cf. Abb. 4. Die unter Berücksichtigung all dieser Faktoren aus den vorliegenden  $\delta^{18}\text{O}$  Daten mit der Formel 2.4 sich ergebenden Temperaturwerte werden deshalb zonal zusammengefasst, um für jeden Ozean überhaupt Daten zu haben.

Aufgetragen als Zonalprojektion ergeben sich die sehr verstreut liegenden Punkte '3' in Abbildung 7. Eine Zusammenfassung der Daten in Zonen von  $16^\circ$  Breitengraden (+) und die SPLINE-Interpolation mit vorgegebener maximaler Standardabweichung von  $1^\circ\text{C}$  ist mit eingezeichnet (Kurve 11).

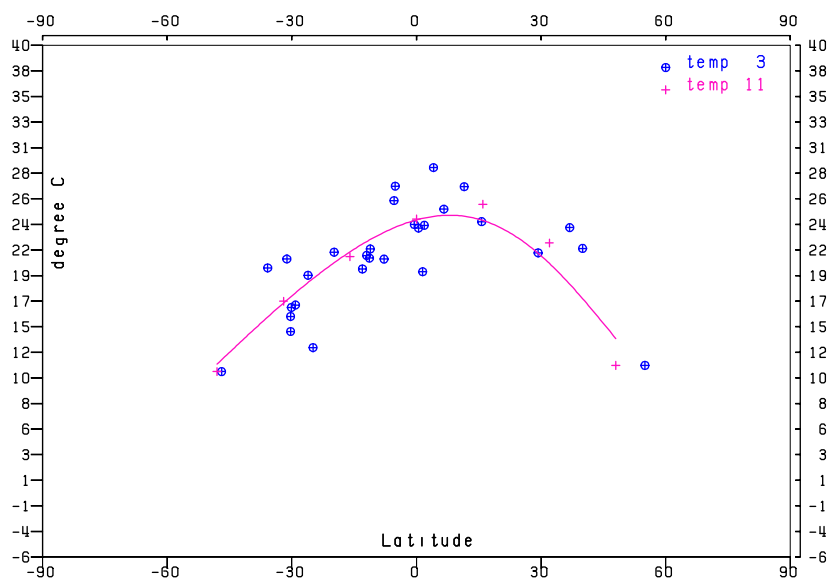


Abbildung 7: Die Paläo-SST aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten  
 Abszisse: Geographische Breite, **Süden links**; Ordinate: SST in  $^\circ\text{C}$   
 ⊗ : die Paläo-Datenpunkte longitudinal projiziert  
 + : die zu  $16^\circ$ -Breitenzonen gemittelten Paläo-Datenpunkt  
 11 : SPLINE-Interpolation über die Werte der  $16^\circ$ -Breitenzonen  
 mit vorgegebener maximaler Standardabweichung von  $1^\circ\text{C}$

Hier werden die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als Jahresmittel angenommen; dies ist allerdings nur für die Tropen realistisch, in höheren Breiten mit stärkerem Jahresgang der Temperatur zeigen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte verstärkt die Temperaturen der wärmeren Monate an (cf. z.Bsp. *Erez et al., 1991*), liegt doch die Linie der Temperaturdifferenz Sommer-Winter von  $5^\circ\text{C}$  etwa an den  $40^\circ$  Breitenkreisen (und  $5^\circ\text{C}$  ist dort eben die Differenz der Paläo-Kurve zur rezenten). Der sich ergebende meridionale Temperaturgradient wird also durch diese Näherung abgeflacht.

Um das Maß der Willkür zu minimieren (441 Freiheitsgrade, 2,048 Gitterpunkte, jedoch nur 29 Datenpunkte für die SST im Torton, siehe Abschnitt 2.3.3), werden die SST für die Modellierungen gewonnen aus einer *Modifikation* der rezenten AMIP-Daten gemäß dem folgendem Ansatz:

Um dem mutmaßlich schwächeren Golfstrom auch in der Richtung quer zum Wärmefluss Rechnung zu tragen, werden die intrazonalen Temperaturdifferenzen im Nordatlantik verflacht. Hierzu wird die mittlere Temperatur aller Gitterzellen einer T21-Breitenzone von 5.625° Breite im Nordatlantik berechnet und die Differenz jeder Gitterzelle des Nordatlantik zu diesem Mittelwert mit einem Faktor multipliziert.

Da die in Experiment A21 verwendeten SST (aus vom Projekt AMIP stammenden Satellitendaten gewonnen) in vereisten Gitterzellen generell eine Temperatur von -1.8°C annehmen, werden die fehlenden SST für diese Gitterzellen ergänzt, indem die Temperaturen der eisfreien Bereiche in eine Reihe bis zur dritten Ordnung entwickelt und dann auf die Polargebiete extrapoliert werden.

Für alle Breitenzonen in ECHAM 3 T21 mit 5.625° Breite werden für alle Monate die mittleren SST berechnet. Sollte nicht einmal eine Zelle sowohl eine Ozeanzelle als auch eisfrei sein, wird dieser Breite der Wert null zugewiesen.

Jeder eisfreien Gitterzelle, Land oder Ozean, wird eine Temperatur zugewiesen. Eine Ozeanzelle behält ihre SST, eine Landzelle erhält den Mittelwert der benachbarten Ozeanzellen, wenn sie mindestens einen derartigen Nachbarn hat. Eisbedeckte Ozeanzellen behalten den Wert null.

Von Äquator zum Pol wird für Land- und Meeressgitterzellen polwärts der Vereisungsgrenze (mit SST gleich null Grad Celsius) die SST aus einer Taylor-Reihe entnommen, wenn wenigstens eine von vier in Richtung Äquator liegenden Gitterzellen eine Ozeanzelle ist. Andernfalls behält die Zelle den Wert null.

Mit vom Äquator ansteigender Breite  $n$  (dies sei beispielsweise die Nummerierung der 5.625°-Breitenzonen) beträgt die Temperatur  $t$  bei Breite  $n$

$$t(n) = t(n-1) + t'(n-1) + t''(n-1)/2! + t'''(n-1)/3! + \dots$$

Alle Ableitungen sind dabei linksseitige Differenzenquotienten. In dritter Näherung lautet die Taylor-Entwicklung

$$t(n) = (16/6) * t(n-1) - (15/6) * t(n-2) + (6/6) * t(n-3) - (1/6) * t(n-4)$$

Zur Dämpfung der durch die Extrapolation gewonnen hohen SST wird aus dem Ergebnis dieser Berechnung und dem oben gewonnenen Mittelwert der Breitenzone mit einer empirisch ermittelten Wichtung von 1/3 zu 2/3 die neue SST berechnet.

Die SST werden festgelegt, ohne nach den zugrunde liegenden Mechanismen zu fragen. Ob der Gradient im Modell flacher ist aufgrund eines intensivierten Wärmetransportes im Ozean oder der Atmosphäre, oder ob die Abstrahlung in den Polargebieten reduziert ist etc. wird nicht hinterfragt. Doch wird angenommen, dass die Verflachung des meridionalen Temperaturgradienten der SST ebenfalls zu einer Verflachung der Saisonalität der SST führt. Um diesen Umstand abzubilden, werden alle Abweichungen der mittleren Monatstemperaturen einer Ozean-Gitterzelle von

der Jahresmitteltemperatur in dieser Zelle willkürlich auf einen Anteil ihres Wertes reduziert.

Die auf diese Weise definierten Temperaturen (in Kelvin) werden zonal gemittelt über Zonen von  $16^\circ$  Breite und mit einer nicht normierten Gauß-Kurve (Normalverteilung) der Form  $0.98 + 0.04 * \exp(-(\text{lat} - \text{cent})^2/60^2)$  multipliziert. Dabei sind:  $0.98$  = Absolutverschiebung,  $0.04$  = Amplitude,  $\text{lat}$  = Breitengrad,  $\text{cent}$  = Scheitelpunkt der Glockenkurve: für die Nordhemisphäre (NH)  $90^\circ$ , für die Südhemisphäre (SH)  $80^\circ$ ,  $60$  ist die Halbwertsbreite (in Grad geographischer Breite). Dieses Verfahren nähert gut die Kurven aus der Analyse der Paläo- $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an. Die derart erzeugte Kurve hat den Vorteil der ‘Plastizität’: bei Bedarf können die willkürlich erzeugten SST-Felder durch andere Wahl der Kurvenparameter systematisch modifiziert werden

## 2.4 Paläontologie des Torton

Die Orographie des Torton wird in Abschnitt 5.1 behandelt.

Das neben dieser entscheidende Feld zur Prägung von Szenarien sind die SST. Eine Literaturrecherche zu Klima und insbesondere Ozean des Torton ergibt:

- Von 18-13 Mabp herrscht ein Trend zur Erwärmung, nach 13 Mabp fallen die Temperaturen ab (*Behrensmeyer et al., 1992*)
- Nach *Sundquist & Broecker (1985)* sowie *Kennett (1982)* wird vom Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Mittleren Miozän von 15.5 bis 12.5 Mabp der Beginn des rezenten Systemes Ozean-Atmosphäre angezeigt, mit kalten Polarregionen, starkem planetarischem Temperaturgradienten und Thermokline
- Seit dem unteren Eozän oder zumindest seit dem frühesten Oligozän bildet sich eine Eisbedeckung auf der Antarktis (*Oberhänsli-Langenegger, 1994*), in größerem Maßstab seit 14 bis 15 Mabp (*Crowley & North, 1991; Zachos et al., 2001*)
- Die Erde befindet sich seit dem mittleren Miozän in einem glazialen Modus. Die Temperaturen des Bodenwassers im oberen Miozän liegen wahrscheinlich nahe dem Gefrierpunkt; die Ostantarktische Eisdecke hat etwa ihre heutige Ausdehnung, begrenzt durch die Küstenlinie. Über Veränderungen des Antarktischen Eisschildes während der glazialen Oszillationen der Nordhemisphäre ist wenig bekannt (*Kennett, 1982*)
- Im Arktischen Ozean findet sich bereits um 10 Mabp eine bescheidene Eisbedeckung; es erfolgt eine signifikante Abkühlung in Island, die Vereisung in einigen nördlichen Gebieten beginnt (*Thiede, 1992*)
- Während des frühen sowie des späten Känozoikum treten zufolge verstreuten Anzeichen für Eis in arktischen Flüssen und Küstengebieten niedrige Wintertem-



peraturen in der Arktis auf; doch ist der Arktische Ozean mindestens jahreszeitlich eisfrei (*Kennett, 1982*)

- Der Ozean der hohen Breiten folgt ohne Verzögerung dem Auf- und Abbau der Eisbedeckung in den hohen Breiten (*Thiede, 1992*)

- Im frühen Miozän, etwa 22 Mabp, haben die Ozeanbecken im wesentlichen die heutige Form, wenn nicht gar Größe (*Kennett, 1982*)

- Die Drake Passage beginnt sich 30 Mabp zu öffnen, 10 Mabp ist die Ausdehnung abgeschlossen (*Pearce et al., 2001*), die Tasmanische Meeresstraße ist bereits seit der Grenze Eozän / Oligozän geöffnet (*Barker & Thomas, 2004*), mithin ist im Torton der Antarktische Zirkumpolarstrom bereits voll entwickelt (cf. auch *Billups et al., 2002*)

- Im Mittleren Miozän erfolgt die Absenkung der zentralen Plattform des aseismischen Island–Faröer Rückens und des zugehörigen Grabens, was das Eindringen von Tiefenwasser aus der Norwegischen und der Grönland–See in das Nordatlantische Becken ermöglicht und damit die Erzeugung des Nordatlantischen Tiefenwassers. Der ‘conveyor belt’ existiert demnach wahrscheinlich bereits als globales System von Meeresströmungen, beginnend in der Labrador See, wo durch kalte Winde aus Canada Oberflächenwasser abkühlt und absinkt, (*Kennett, 1982*, cf. Abschnitt 14.9). Bis etwa zehn oder gar sieben Mabp war jedoch die Produktion von *NADW* (North Atlantic Deep Water) generell geringer als heute (*Crowley & North, 1991*)

- Die Tethys ist (zumindest nahezu) geschlossen (*Kennett, 1982; Woodruff & Savin, 1989; Wright, 1992*), was den Übergang von zirkumäquatorial dominierter Strömung zu meridional dominierter in Atlantik und Pazifik bewirkt; also erfolgt der Transport von Energie durch die Meeresströmungen bevorzugt in Richtung der Pole

- Etwa ab 7.5 Mabp erfolgt die Abkühlung des Ost–Grönland–Stromes (*Thiede, 1992*)

- Erst zwischen 3–4 Mabp erfolgt die Schließung der Indonesischen Meeresstraße (*Cane & Molnar, 2001*), was den Wärmetransport im Nordatlantik und damit den Golfstrom verstärkt (*Crowley & North, 1991*). Entsprechend wird durch diese Schließung die gyrische Zirkulation im NordPazifik und damit der Kuro Shio verstärkt (*Kennett, 1985*, allerdings erfolgt nach Kennett die Schließung bereits 8 Mabp)

- Erst gegen 3.5 – 3.1 Mabp ist die Schließung der Straße von Panama vollzogen, (zusammenfallend mit dem Beginn der ständigen Vereisung der Arktis), was eine Stärkung des Golfstromes mit sich bringt (*Kennett, 1982; Mikolajewicz & Crowley, 1997*). Der Prozess beginnt etwa 13 Mabp, Tiefseeströmungen sind erst seit etwa 4.6 Mabp betroffen (*Haug & Tiedemann, 1998*).

- Grönland ist eisbedeckt seit 3–4 Mabp; ebenfalls zu dieser Zeit erfolgt die letzte

Phase der Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) (*Crowley & North, 1991; Haug & Tiedemann, 1998*)

- Es existieren viele Belege für eine gesteigerte ozeanische Zirkulation im obersten Miozän (*Kennett, 1982; Wright, 1992; Wright & Miller, 1996*)
- Der meridionale Temperaturgradient des Oberflächenwassers auf der Südhemisphäre steigt über das Miozän von sechs auf zwölf Grad Celsius, verdoppelt infolge der durch Schließung der Drake Passage und Öffnung der Tasmanischen Meeresstraße bedingten thermischen Isolation der Antarktis (*Kennett, 1985*). Neuere Untersuchungen lassen vermuten, dass die Abkühlung der SST im ACC (Antarctic Circumpolar Current) Folge, nicht Ursache der antarktischen Vereisung ist (*Barker & Thomas, 2004*). In Abkühlungsphasen des Miozän sinken die Temperaturen der Bodenwasser auf Temperaturen wie im Quartär und halten die Temperaturen der hohen Breiten niedrig und damit den Gradienten auf heutigem Niveau (*Woodruff & Savin, 1989*)
- Die Zonalität im Südpazifik sowie im tropischen Nordpazifik umfasst engere Zonen als im frühen Miozän (*Kennett, 1985*)
- Es gibt Hinweise auf eine signifikante Saisonalität der Temperaturen auf der Nordhemisphäre (*Crowley & North, 1991*)
- Die tropischen Meeresoberflächentemperaturen sind über das Tertiär konstant (*Oberhänsli–Langenegger, 1994*)

Zusammenfassend:

Die Klimasituation im Torton war der heutigen bereits sehr ähnlich, insbesondere entspricht das Zirkulationsmuster im Ozean dem heutigen, allerdings u.a. mit schwächerem und nicht so weit nach Norden reichendem Golfstrom. Der meridionale Gradient der Oberflächentemperaturen ist mindestens etwas kleiner als heute. Die Vereisung der Polarregionen hat bereits begonnen, die Eisbedeckung des Arktischen Ozeanes tritt lediglich jahreszeitlich auf.

Die für das Torton (oder, ungenauer, das obere Miozän) aufgezeigten Unterschiede im Zustand des Ozeans stellen dabei eine große Herausforderung an die Modellierung dar. So zeigt zum Beispiel Eric J. Barron in einer Untersuchung der eozänen SST die Konstanz des Energieflusses vom Äquator zum Pol (*Barron, 1987*). Barron schließt zwar aus einer Abnahme der Korngröße kontinentaler äolischer Sedimente auf eine schwache atmosphärische Zirkulation im Eozän, schließt weiter auf niedrigere tropische SST und warme hohe Breiten (10°C bei 60°N) bei einer globalen Erwärmung der Erdoberfläche um 2°C. Doch setzt er an, die Summe des Energietransportes werde bestimmt allein durch die Verteilung des Einfallens an Sonnenenergie, nicht durch Geo-

graphie oder Land–Meer Verteilung. Die Zwangsbedingung des Energietransportes ist (nach *Stone, 1978*)

$$dF/d\phi = 2\pi * R^2 * \cos(\phi) * [Q(1 - \alpha) - I] \quad (2.6)$$

Mit  $F$  = Energiefluss,  $\phi$  = Breitengrad,  $R$  = Erdradius,  $Q$  = mittlere Sonneneinstrahlung,  $\alpha$  = Albedo,  $I$  = emittierte Infrarotstrahlungsdichte. Hier sind die inhärent breitenabhängigen Quotienten  $Q(\phi)$ ,  $\alpha(\phi)$  und  $I(\phi)$  auf globale Mittelwerte gesetzt. Berechnet man damit  $F$ , so kann die Rolle von Struktur und Dynamik der Atmosphäre als beschränkender Faktor des gesamten Energieflusses in Richtung der Pole abgeschätzt werden. Die Berechnung kommt laut Barron der Beobachtung recht nahe. Eine wichtige Schlussfolgerung aus diesem Zusammenhang ist: Steigt der Energiefluss im Ozean, muss eine andere Komponente des Systemes schwächer werden. Die hier vorgenommenen Modifikationen an Orographie und Land–Meer–Verteilung mit zugehöriger Albedo wirken obiger Ausführung folgend immer auch auf die Dynamik der Ozeane. Dies wird hier angenommen und in den folgenden Experimenten für die hier betrachteten Szenarien über die Wirkung auf die Atmosphäre nachgewiesen. Dass die hier verwendete statische Abbildung der Ozeane diese Wechselwirkung nicht erfassen kann, liegt auf der Hand. Es wäre zwar denkbar, in einer (langen) Reihe von Experimenten sich einer selbstkonsistenten Abbildung des komplexen kombinierten Systemes Land–Wasser–Luft anzunähern, doch ist der Übergang auf ein ‘Mixed Layer’ Modell mit integrierter Dynamik des Ozeanes von vornherein als konsequenter nächster Schritt anzustreben.

Auch soll nicht unerwähnt bleiben, dass Wolfgang H. Berger in der Einführung zu einer Reihe von Artikeln, auch den oben zitierten Barrons einschließlich, aus der Inkompatibilität der angegebenen Temperaturen und der Logik des Modelles folgert, entweder sei die geologische Information fehlinterpretiert worden, oder das Modell mangelhaft, oder beides (*Berger & Mayer, 1987*). Deshalb fordert er, die Formeln von Epstein, Erez & Luz und anderen zur Bestimmung der Temperaturen aus  $\delta^{18}\text{O}$ –Werten sollten wahrscheinlich besser eine Steigung von 4.52 bis 5 verwenden anstatt 4.2 (tatsächlich ist der Wert von 4.52 bei *Erez & Luz (1983)* der höchste in dieser Klasse von Formeln verwendete, 4.2 derjenige von Shackleton & Kennett sowie Craig).

## 2.5 Paläontologie der Salinitätskrise des Messin

Unter der Leitung von Kenneth J. Hsu and William B. F. Ryan entdeckten die Wissenschaftler der DSDP Expedition LEG 13 im Jahre 1970 mit der ‘Glomar Challenger’ im Europäischen Mittelmeer<sup>9</sup> Salzlager unter dem Tiefseeboden (*Hsu, 1983*). Den vielen

---

<sup>9</sup>Sind keine Verwechslungen zu befürchten, steht im weiteren Text meist lediglich ‘Mittelmeer’. Mit ‘Mediterran’ wird der gesamte Bereich des mediterranen Beckens / Klimas bezeichnet

Zweifeln wurde 1975 weitere Evidenz geliefert durch die Expedition LEG 42A.

Die Auswertung der Ergebnisse führte zu folgendem Szenario:

Im Verlaufe des Messin (6.7 – 5.2 Mabp) wurde zwischen etwa 6.2 und 5.0 Mabp das Mittelmeer infolge tektonischer Anhebung der Schwelle von Gibraltar (rezent 400 m tief) oder aber durch den Aufbau des Westantarktischen Eisschildes verursachte Meeresspiegelschwankungen wiederholt vom Nordatlantik abgetrennt. Dies führte unter anderem zur Einlagerung etwa eines Sechzehntels des Salzgehaltes der Ozeane in den Senken dieses Restes der einst weltumspannenden Tethys.

Über die Evaporite hinaus belegen auch tief eingeschnittene Flusstäler und Mündungen diese Interpretation als ‘Messinkrise’ (MSC). So reicht beispielsweise bei Assuan, 800 Kilometer von der Mündung des Nil entfernt, eine mit pliozänen und quartären Sedimenten gefüllte Schlucht bis 200 Meter unter den heutigen Meeresspiegel des Mittelmeeres (*Kennett, 1982*). Die Korrelation der Stratigraphie der MSC mit Isotopendaten aus dem offenen Ozean und damit der Beleg ihrer Evidenz auch außerhalb des mediterranen Beckens allerdings gestaltet sich noch immer schwierig (cf. z.Bsp. *Krijgsman et al., 1999*), wird jedoch vorangetrieben, siehe beispielsweise die Untersuchungen von *Wagner (2002)* im östlichen tropischen Atlantik.

Die Entnahme von etwa  $1.5 \text{ bis } 1.8 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  Wasser für den Aufbau des Westantarktischen Eisschildes verändert die  $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung der Ozeane nicht drastisch, zumal die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für dieses Eis mit  $-20 \text{ bis } -30 \text{ ‰}$  relativ leicht sind und für das Torton ähnliche Werte plausibel angenommen werden können (s.o. Kontinentaleffekt) (*Hodell et al., 1986*). Das rezente Volumen des Westantarktischen Eisschildes beträgt etwa  $3.2 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ . Das Abfallen der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im unteren Pliozän (Erwärmung anzeigend) in einer Vielzahl von Transgression anzeigenden Ablagerungen aus Flachwasserbereichen deckt sich mit der Wiederherstellung der normalen Bedingungen im Mittelmeer.

Die astronomisch kalibrierte Datierung der Messinkrise mit hochaufgelöster Stratigraphie durch *Krijgsman et al. (1999)* legt deren Beginn auf  $5.96 \pm 0.02 \text{ Mabp}$ , gleichzeitig im gesamten Becken. Die Isolierung vom Atlantischen Ozean war abgeschlossen zwischen 5.59 und 5.33 Mabp, gefolgt von Erosion 5.59 bis 5.50 Mabp und Ablagerung nicht-mariner Sedimente in einem großen ‘Lago Mare’ Becken 5.50 bis 5.33 Mabp. Zur Entwicklung der MSC und weiteren Details siehe Abschnitt 14.5 im Anhang.

Rezente exportiert das Mittelmeer  $1.6 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  warmes und salzhaltiges MSOW (Mediterranean Sea Outflow Water) in den Nordatlantik, eine Quelle hoch-salinen Wassers von vermutlich großer Wichtigkeit für die Bildung von NADW (cf. *Blanc & Duplessy, 1982; Thunell et al., 1987*).

Nach einer Hypothese *David L. Griffins (1999)* anhand der Untersuchung der zur

Ras Malaab Gruppe gehörenden Zeit- und South Garib Formationen in Golf von Suez und Rotem Meer war dort das Messin feuchter als das Torton. Die Bildung von Halit-haltigen Evaporiten war hauptsächlich im Torton (South Garib Formation) angesiedelt, nicht im Messin (Zeit Formation). Die post-miozäne und plio-/pleistozäne Sedimentationsrate beträgt etwa 33 cm/ka, wogegen diejenige der Zeit-Formation mit 55.3 cm/ka deutlich höher liegt als dieser Wert, diejenige der South Garib Formation mit 12.7 cm/ka deutlich niedriger. Griffin interpretiert dies dahingehend, dass die South Garib Formation unter ariden Bedingungen abgelagert wurde, die Zeit Formation hingegen aus einem schwach mit dem Indischen Ozean verbundenen Meer mit einem teilweise frisch aufgestiegenen evaporitischen Hinterland unter erhöhtem Niederschlag; Griffin spricht von 'Zeit Pluvial' oder 'Zeit Wet Phase'.

ODP Sites 721 und 722 (Arabisches Meer, etwa bei 58°O/18°N) legen die Annahme eines Monsun-Systemes für Nordafrika nahe. Dies wird gestützt durch Untersuchungen von DeMenocal und Bloemendal, die Veränderungen der Intensität des asiatischen Monsunes sowie ein deutliches Anwachsen der Veränderlichkeit der Winde von 7.3 bis 5 Mabp konstatieren (*DeMenocal & Bloemendal, 1995*).

Das Messin bei den Sites 721/22 ist diesen Autoren zufolge feuchter als irgendeine andere Zeit im Plio/Pleistozän. Auch durch die Arbeit von *Molnar et al. (1993)* wird Griffins These gestützt. Diese Autoren sehen in dem Anstieg Tibets um 1,000 bis 2,500 Meter innerhalb weniger Ma die Ursache für eine Verstärkung des Monsunes. Auch nach Prell und Kutzbach hatte der asiatische Monsun seinen Ursprung im Anstieg des Tibetischen Hochlandes oder erfuhr zumindest eine drastische Verstärkung hierdurch (*Prell & Kutzbach, 1992*). Eine weitere Stütze findet dieser Ansatz in Versuchen zur Erklärung des 'Miocene Carbon Shift' (cf. Abschnitt 14.5), welcher letztlich durch den Aufstieg des Himalaya und das dadurch veränderte Niederschlagsregime verursacht sein kann: durch erhöhte Erosion ein erhöhter Eintrag in den Indischen Ozean, durch das somit größere Angebot an Phosphor ein Anstieg der biologischen Produktivität. Eine Alternative hierzu wäre eine veränderte ozeanische Zirkulation.

Weitere Details zur Messinkrise finden sich in Abschnitt 14.5 im Anhang. Das Thema Monsun findet eine eingehendere Betrachtung in Abschnitt 14.8

## 2.6 Technische Bemerkungen

Die Auswertung der Experimente stützt sich auf Daten aus der Arbeitsgruppe Mosbrugger am Institut für Geowissenschaften (*IfG*) der Universität Tübingen, sie stehen detailliert im Anhang in Abschnitt 14.3.

Für diese erste Serie von Untersuchungen sollen lediglich die Prognostischen Variablen Niederschlag (total precipitation = large scale precipitation + convective precipitation), Temperatur in zwei Metern Höhe über dem Boden, sowie Windge-

schwindigkeit in zehn Metern über dem Boden zu Untersuchungen herangezogen werden. Die Analyse der klimatischen Faktoren wie ‘Stormtracks’, Luftdruckgebilde etc. soll späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Das jeweils erste Jahr eines Modelllaufes wird nicht in die Bildung von Mittelwerten (Jahresmittel etc.) aufgenommen, sondern als Einschwingphase verworfen, siehe hierzu Seite 8.

Auswertung und Darstellung der Daten erfolgt mit dem Programm GrADS, cf. Abschnitt 2.2. Eigene Berechnungen erfolgen durch in ForTran 77 geschriebene und mit dem GNU–ForTran–Compiler g77 compilierte Programme auf dem Betriebssystem Linux.

Gesetzt ist der Text in L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X<sub>2 $\epsilon$</sub>  (2000/06/01) basierend auf T<sub>E</sub>X, Version 3.14159 (Web2C 7.3.1), aufgesetzt ebenfalls auf das Betriebssystem Linux, zuletzt: SuSE Linux 7.2 mit Kernel 2.4.4

Zahlenangaben sind in amerikanischer Schreibweise gehalten: 1.457 steht für ‘eins komma vier fünf sieben’, 1,457 steht für ‘eintausenvierhundertsebenundfünfzig’

Literaturhinweise sind i.a. kursiv angegeben: (*Kennett, 1985*) oder im Text auch als ‘*Vincent et al. (1980)* führen ...’ bzw. ‘... Behr in *Fischer (1987)* sind ...’. Angaben der Art [63] in Tabellen beziehen sich auf die entsprechende Nummer im Literatur- und Quellenverzeichnis

## 2.7 Liste der Experimente

Mit dem in Tabelle 5 zusammengestellten Ensemble von Experimenten ist es möglich, die in der Einleitung aufgeworfenen Fragen zu beantworten. Die Experimente sind im Sinne von Sensitivitätsstudien sukzessive aufeinander aufgebaut.

Experiment S42 beantwortet die Frage nach der Sensitivität und der zu wählenden Mindestauflösung. Die Gruppe der Experimente O1, O2 und O3 untersucht die Wirkung der Orographie auf das regionale und globale Klima, insbesondere auf den Wärmetransport in höhere Breiten. Desweiteren werden hiermit Stabilität und Plausibilität der durch das Modell gelieferten Ergebnisse getestet. Die Experimente T1 und T2 beantworten die Frage zur Wirkung der SST und Modellierung des Torton, und schließlich beantwortet die Gruppe der Experimente MR, M1 und M2 die Fragen zu Nebenmeeren und Messin.

Alle hier gelisteten Experimente sind mit dem AGCM ECHAM 3 Version 6 (ECHAM3.6 cf. Abschnitt 2.1) am DKRZ in Hamburg ausgeführt, mit Ausnahme der Experimente A42 und S42 alle in der Auflösung T21. Experiment M2 läuft über 20 Modell-Jahre (zwei Sub-Experimente zu je zehn Jahren), alle anderen über zehn Jahre

Kürzel	Beschreibung des Experimentes
<b>A42</b>	Der <b>rezente Standardlauf</b> oder das <b>Kontroll-Experiment</b> 22032amip des DKRZ in T42 Auflösung, basierend auf Daten aus dem AMIP-Programm für die rezente Klimatologie
<b>S42</b>	Lauf 38001ggei, einziger Lauf in T42 Auflösung, <b>Sensitivitätsstudie</b> , lediglich die Alpenhöhe verändert gegen den AMIP Datensatz: neun Gitterzellen auf 1,000 gpm gesetzt; sonst alle Eingabefelder wie bei A42, insbesondere SST wie rezent
<b>A21</b>	Der <b>rezente Standardlauf</b> oder das <b>Kontroll-Experiment</b> 17107ctrl des DKRZ in T21 Auflösung, basierend auf Daten aus AMIP, entspricht A42 bis auf die Auflösung
<b>O1</b>	Lauf 38002T21g, rudimentäre <b>Orographieveränderungen</b> gegen A21, entsprechend dem Torton; 8Mabp. Angepasst sind im wesentlichen die Alpen, Grönland, Himalaya. Für Details siehe die <i>kursiv</i> wiedergegebenen Einträge in Tabelle 13, auf Seite 62
<b>O2</b>	Lauf 38003T21g, <b>Stabilitätsstudie</b> , statistische Veränderungen der Orographie aus O1, nach einem Zufallsprinzip $\pm 1\%$ Höhendifferenzen zu O1; sonst identische Eingabefelder wie Experiment O1
<b>O3</b>	Lauf 38004T21g, der <b>miozäne Referenzlauf</b> für das Torton, alle relevanten Gebirgszüge global angepasst entsprechend Tabelle 13 auf Seite 62, z.Bsp. die Rocky Mountains und das Hochland von Anatolien. Sonst wie O1, insbesondere Albedo, Waldbedeckung, Pflanzenbedeckung nicht modifiziert gegen O1
<b>T1</b>	Lauf 38006T21g, ' <b>Kalte Tropen</b> ', Paläo-SST: mit Algorithmus zur Extrapolation der SST in polare Gewässer, sonst wie O3: Der miozäne Referenzlauf O3 verändert um die mutmaßlichen SST des Torton
<b>T2</b>	Lauf 38007T21g, ' <b>Warme Tropen</b> ', SST gegen T1 linear um 4°C angehoben, meridionaler Gradient verflacht gegen T1, CO <sub>2</sub> -Gehalt gesetzt auf das Doppelte des heutigen Wertes
<b>M1</b>	Lauf 38008T21g, ' <b>Messintest</b> ', Mittelmeer trocken, Albedo, Wald- und Pflanzenbedeckung sowie Land-See-Maske angepasst. Sonst wie T2, insbesondere SST und CO <sub>2</sub>
<b>MR</b>	Lauf 38009T21g, ' <b>MessinRezent</b> ', Mittelmeer trocken, Albedo, Wald- und Pflanzenbedeckung sowie Land-See-Maske angepasst wie in M1, sonst wie A21, insbesondere die SST
<b>M2</b>	Lauf 38010T21g, ' <b>Messinkrise</b> ', Mittelmeer trocken, Land-See-Maske angepasst. Albedo, Wald- und Pflanzenbedeckung diversifiziert gegenüber M1: hier Lago-Mare Szenario. Himalaya / Hochland von Tibet mit angrenzender Orographie wie rezent, die weiteren Orographieveränderungen des Experimentes T2 linear interpoliert: anstatt 8Mabp wie in T2 hier 5.5Mabp, Mittelmeer trocken, Paratethys als Wasserkörper existent. Sonst wie T2, insbesondere SST und CO <sub>2</sub> . Dieses Experiment läuft über 20 Jahre

Tabelle 5: Die durchgeführten Experimente

Bezeichnungen wie 38002T21g sind die internen Identifikationsnummern auf den Speichermedien des DKRZ

### 3 Abbildungstreue des Modelles ECHAM 3

Um die Güte der Simulation von Klima durch das Modell ECHAM 3 einschätzen zu können, sind die Ergebnisse des auf den AMIP-Daten beruhenden Kontroll-Experimentes A21 (in Auflösung T21) mit einem möglichst umfangreichen und fundierten sowie allgemein zugänglichen Datensatz zu vergleichen. Diese Untersuchung soll auf die hier verwendeten Prognostischen Variablen 2m-Temperatur, Niederschlag und 10m-Wind bezogen sein. Vorliegende Untersuchungen wie diejenigen von *Latif et al. (1988)* oder Xu / von Storch sowie Behr in *Fischer (1987)* sind für die hier angestellten Betrachtungen jeweils entweder zu speziell oder aber zu allgemein in ihrem Fokus<sup>10</sup>.

Die zeitgenössischen meteorologischen Daten von New, Hulme und Jones (*New et al., 1999*), abgelegt in der CRU-Datenbank (Climate Research Unit, East Anglia, UK), erfüllen die Ansprüche an Umfang und Fundiertheit. Im folgenden wird auf diese Daten mit dem Kürzel 'CRU' Bezug genommen.

Der Vergleich der CRU-Klimatologie mit anderen landläufig verwendeten Klimatologien (*Legates & Willmott, 1990a und 1990b; Leemans & Cramer, 1991*) verläuft sehr befriedigend für den hier betrachteten Datensatz insofern, als die auftretenden Differenzen meist nachvollziehbar zugunsten New et al. erklärbar sind (*New et al., 1999*). So berücksichtigen beispielsweise Legates und Willmott die Höhenlage der Datenpunkte nicht; oder die Abweichungen treten in Gebieten mit geringer Stationsdichte auf.

Verwendet werden hier Monatsmittel der Jahre 1961 bis 1990 der auf ein  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -Gitter, entsprechend  $360 \times 720$  Gitterpunkten, interpolierten Daten; für Details siehe Abschnitt 14.4. Die Daten müssen auf das von ECHAM verwendete T21-Gitter transformiert werden, siehe hierzu Abschnitt 2.2.3. Ebenso wie der Ozean wird die Antarktis vom CRU-Datensatz nicht erfasst, weshalb der Mittelwert des Gebietes 'global' für diese Daten lediglich über Land-Punkte unter Ausschluss der Antarktis erzeugt wird und damit nur eingeschränkt mit dem entsprechenden Wert aus ECHAM vergleichbar ist; nämliches gilt für alle zonalen Gebiete, cf. Tabelle 1.

#### **Vergleich des rezenten Datensatzes mit dem Kontroll-Experiment A21**

Bereits bei der Untersuchung des Transformationsverhaltens der CRU-Daten in den

---

<sup>10</sup>Latif et al. betrachten das Modell gekoppelt mit einem Regionalmodell

H. von Storch and J.-S. Xu, 'Southern Hemisphere: Intercomparison with observed sea level pressure', in *Fischer (1987)*

Helga Behr, 'The Performance of the T21-Model in the Arctic: Annual Cycle of Sea-Level Pressure and Surface Air Temperature' in *Fischer (1987)*

Der IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Report 1995 betrachtet alle AMIP-Modelle gemeinsam (*IPCC, 1995 pp249-261*)



Tabellen 2 und 3 in Abschnitt 2.2.3 werden die Mittelwerte einiger Gebiete verglichen. Die aus Wetterstationen stammenden CRU-Daten und die aus einem auf den AMIP-Daten aufgesetzten GCM-Experiment hervorgegangenen Daten unterscheiden sich nicht stark. Mit Ausnahme Indiens liegen alle Gebiete großer Abweichungen – mehr als  $1.5^{\circ}\text{C}$  – in Gebieten geringer Stationsdichte, wie Abb. 2 bei *New et al. (1999)* belegt. Die Diskrepanz in niederschlagsarmen Gebieten, insbesondere in der Wüste Gobi, muss im Zusammenhang mit der fehlenden Energie der Phasenübergänge des Wassers gesehen werden. ECHAM 3 liefert demnach eine befriedigende Darstellung zumindest der zeitgenössischen Temperaturen am Boden. Die anderen hier verwendeten Variablen sollen weiter unten genauer untersucht werden.

Die entsprechende Untersuchung der Winter- und Sommertemperaturen in Tabelle 6 zeigt ein dem Jahresmittel ähnliches Bild. Lediglich die große Abweichung der Sommertemperaturen in Mitteleuropa (c-eur) ist auffällig, insbesondere bei Zelle Z4. Allerdings dürfte diese Unstimmigkeit auf die Transformationsroutine ‘regrid2’ zurückgehen, denn die Betrachtung der originalen CRU-Daten in  $0.5^{\circ}$ -Auflösung zeigt die deutlich über den Temperaturen der nördlichen Zellen liegenden Werte der Zellen auf der Alpensüdseite, welche in die Mittelwertbildung zur A21-Zelle Z4 einfließen; siehe hierzu Abb. 86 auf Seite 120. In der Gebiets-Mittelung direkt aus den  $0.5^{\circ}$ -Daten geht ein mit demjenigen des Experimentes A21 nahezu identischer Wert hervor.

Quelle	sah	ind	eur	c-eur	kalah	inAu	Gob	Z1	Z2	Z3	Z4
CRUg DJF	19.6	12.9	2.2	0.9	24.3	29.3	-15.0	2.3	0.8	2.8	-0.6
A21 DJF	17.8	10.1	3.6	3.0	25.7	30.9	-13.7	3.8	1.7	5.1	3.3
A21 JJA	31.0	24.0	19.0	15.7	16.8	16.5	13.5	15.5	15.5	16.7	15.5
CRUg JJA	30.6	25.1	19.5	18.4	15.5	15.6	18.3	16.2	16.4	17.7	22.1
CRUo JJA	30.3	23.6	18.6	16.0	15.9	14.8	18.2				

Tabelle 6: Vergleich A21 mit CRU – Winter (DJF) / Sommer (JJA)

$CRUo/g = CRU\text{-Daten original} / \text{Transformation auf T21-Gauß-Gitter}$ ; die Gebietsdefinitionen sind diejenigen aus Abschnitt 2.2.2

Die Abbildung des Jahresganges kann vereinfacht anhand der Monate mit extremen Temperaturen untersucht werden. In Abbildung 8 sind die gemäß dem Monatsmittelwert der Temperatur wärmsten Monate angegeben, nach dem CRU-Datensatz, gemittelt auf dem T21-Gitter. Hierbei wurden die Monate numerisch kodiert: ‘1’ steht für Januar, ‘2’ für Februar, etc. Infolge der Berechnungsmethode bleibt bei gleichen Monatsmitteln in Folgemonaten der numerisch erste Monat als Extremum stehen. Abweichungen von maximal einem Monat zwischen dem wärmsten Monat nach CRU gegen denjenigen aus A21 sind ohne detaillierte Untersuchung nicht sehr aussagekräftig. Bei den CRU-Daten muss eine Korrektur an acht Gitterpunkten vorgenom-

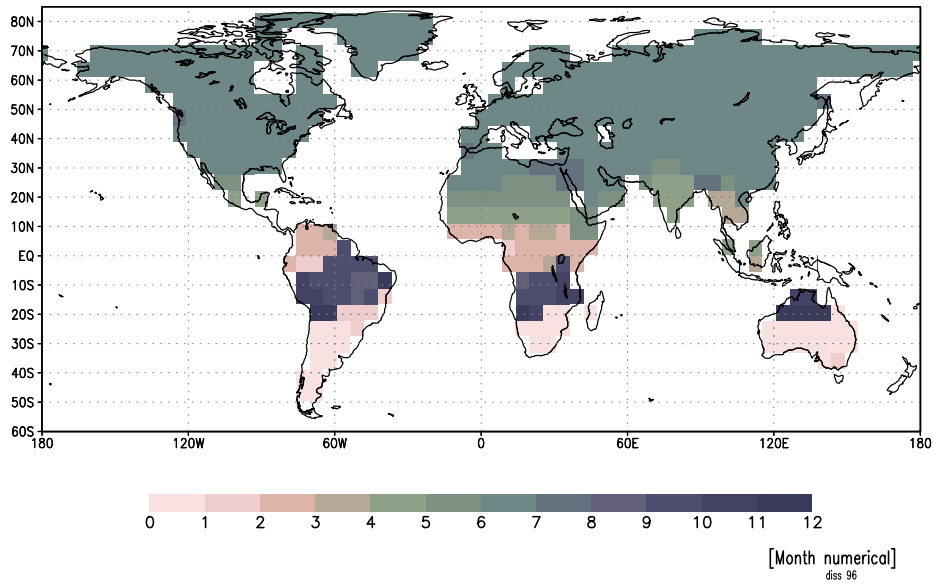


Abbildung 8: Wärmster Monat nach CRU  
 Monate numerisch kodiert: Januar = 1, Februar = 2 etc.  
 Ozeane und Antarktis sind ausgeblendet

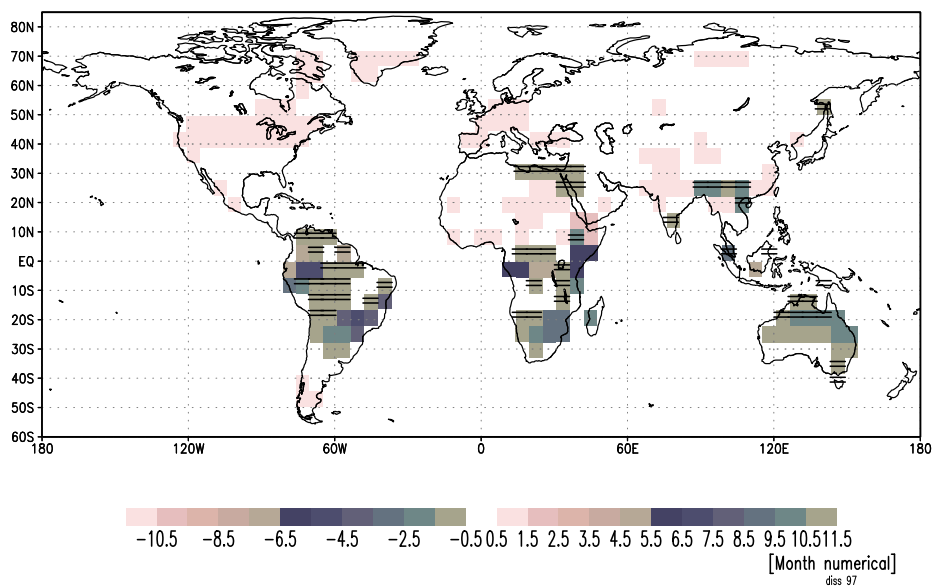


Abbildung 9: Wärmster Monat, Anomalien A21 – CRU  
 Monate numerisch kodiert: Januar = 1, Februar = 2 etc.  
 Gitterzellen mit negativen Werten sind durch '=' markiert  
 Ozeane und Antarktis sind ausgeblendet

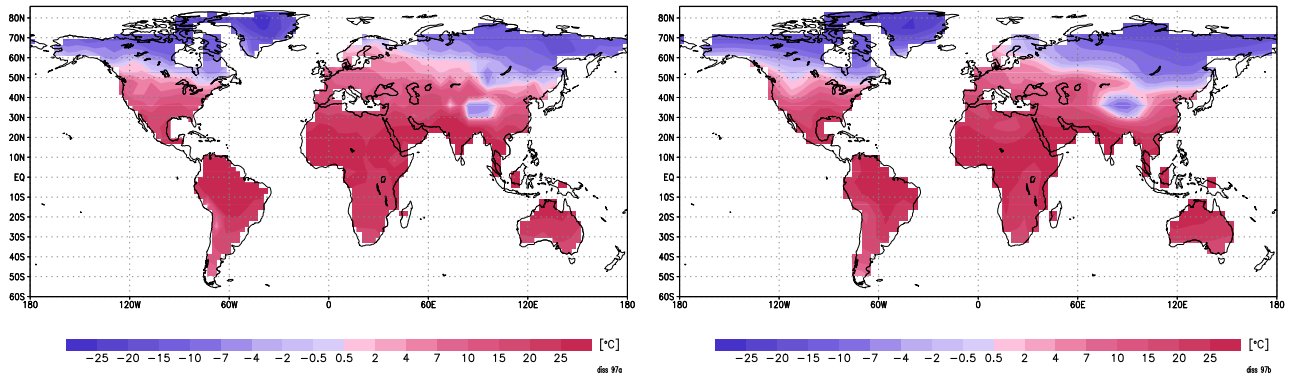


Abbildung 10: Jahresmittel der 2m-Temperaturen nach CRU (links) und A21 (rechts)  
*Ozeane und Antarktis sind ausgeblendet*

men werden, allesamt Küstenpunkte (Randeffekt), welche zwar einen Temperaturwert zugewiesen bekommen, als Monat jedoch den Wert ‘0’ des Ozeans. Die Skala möglicher Werte für die Differenz zwischen ‘wärmster Monat bei A21’ und ‘wärmster Monat bei CRU’ erstreckt sich von -11 bis +11, Positive Werte bis 5 bedeuten eine Verzögerung in A21 gegen CRU, nämliches gilt für negative Werte kleiner -6. Die entsprechenden Bereiche sind jeweils identisch eingefärbt. Da die Intervalle der Darstellung in GrADS halboffen sind, werden ihre Grenzen auf die Zwischenwerte ‘0.5’, ‘1.5’ etc. gelegt. ‘Keine Anomalie’, also ‘Abweichung null Monate’, liegt demnach im Intervall -0.5 bis +0.5. Bei allen Abbildungen ist der Ozean wegen der im CRU-Datensatz fehlenden Angaben ausgeblendet, (ebenfalls die in CRU berücksichtigten doch wegen Randeffekten problematischen Inselgruppen).

Insgesamt zeigt Abbildung 9 viel Übereinstimmung, A21 gibt diesen Aspekt des Jahreslaufes für die Nordhemisphäre gut wieder. Abweichungen größer als  $\pm 1$  finden sich lediglich in den Tropen und den Subtropen der Südhemisphäre, wo der Temperaturverlauf weniger durch den Sonnenstand an sich als durch die jahreszeitliche Lage der Regenzeiten bestimmt wird. In der überwiegende Mehrzahl der Abweichungen auf der Nordhemisphäre liegt der wärmste Monat, meist großflächig, in A21 später als real gegeben durch CRU. Dies gilt insbesondere für die gemäßigten Breiten Nordamerikas, West- und Mitteleuropa. Auf der Südhemisphäre hingegen eilt das Modell nahezu flächendeckend voraus; lediglich auf der Südspitze Südamerikas kommt der wärmste Monat verspätet.

Für den kältesten Monat ist die Situation auf der Südhemisphäre ähnlich der des wärmsten Monats. Auf der Nordhemisphäre tritt der kälteste Monat in ganz Europa bis jenseits des Ural bis auf drei Gitterzellen verspätet ein, in großen Teilen Nordamerikas ebenso.

Wie Abbildung 10 zeigt, sind sich die Karten der TEMPERATUREN (in 2 m) in grober Näherung strukturell sehr ähnlich. A21 bildet beispielsweise (trotz der geringen absoluten Erhebung) das Hochland von Tibet als Kälteinsel gut ab, ebenso die

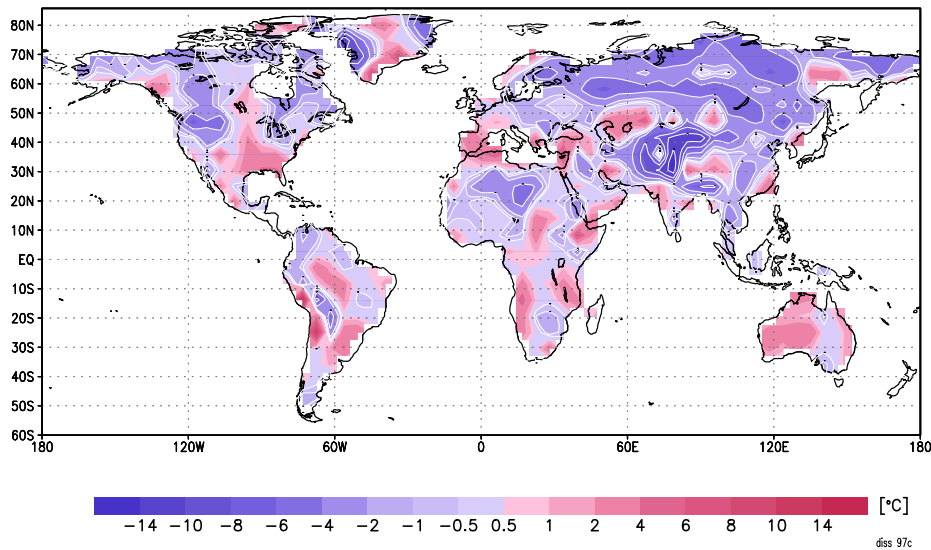


Abbildung 11: Temperaturanomalien A21 – CRU  
in [°C]; Bereiche negativer Werte sind von Konturlinien umgeben  
Ozeane und Antarktis sind ausgeblendet

Verlagerung kalter Isothermen über der Mongolei und den Rocky Mountains nach Süden. Doch gerade hier zeigt sich bei genauerer Betrachtung eine gegenüber A21 flächig weit größere Diversifizierung in CRU: die Gradienten zwischen den einzelnen Temperaturzonen sind steiler in A21 als in CRU, die Temperaturkontraste sind größer. Für die Abbildung wurde der Darstellungsmodus interpolierter Niveauflächen gewählt, um diesen Effekt deutlicher zu machen als mit der Darstellung der einzelnen Gitterzellen möglich wäre. Die Temperaturanomalien in Abbildung 11 bestätigen diesen Befund. Die ozeanfernen Gebiete sowie die hohen nördlichen Breiten sind überwiegend unterkühlt abgebildet, insbesondere in Eurasien um bis zu  $-17.9^{\circ}\text{C}$  im Karakorum. Nicht flächendeckend allerdings, es gibt immer wieder Inseln positiver Temperaturanomalien. Insbesondere ist hier das auf der Südhalbkugel liegende inselhaftige Australien zu nennen. Dies ist gegebenenfalls bei Vergleichen mit Proxydaten zu berücksichtigen.

Wie die Abbildungen 12 und 13 zum Nordsommer zeigen, ist die Übereinstimmung der experimentellen NIEDERSCHLAGSdaten aus A21 mit den empirischen Daten (selbst für die Jahreszeiten) gut im Sinne der Wiedergabe typischer Verteilungsmuster und Größenordnung der Werte. Deutliche Unterschiede fallen hier nur und gerade in Südamerika auf, korrespondierend zum obigen Befund der Verteilung des wärmsten Monates. Die Betrachtung der Anomalien von A21 gegen CRU zeigt jedoch deutliche Defizite des Modelles auf, insbesondere geht in niederschlagsarmen Gebieten wie der Atacama-Wüste in Südamerika die Niederschlagsmenge teilweise um nahezu 100 % zurück.

Abbildung 14 belegt die auch für das Jahresmittel auftretende Diskrepanz der

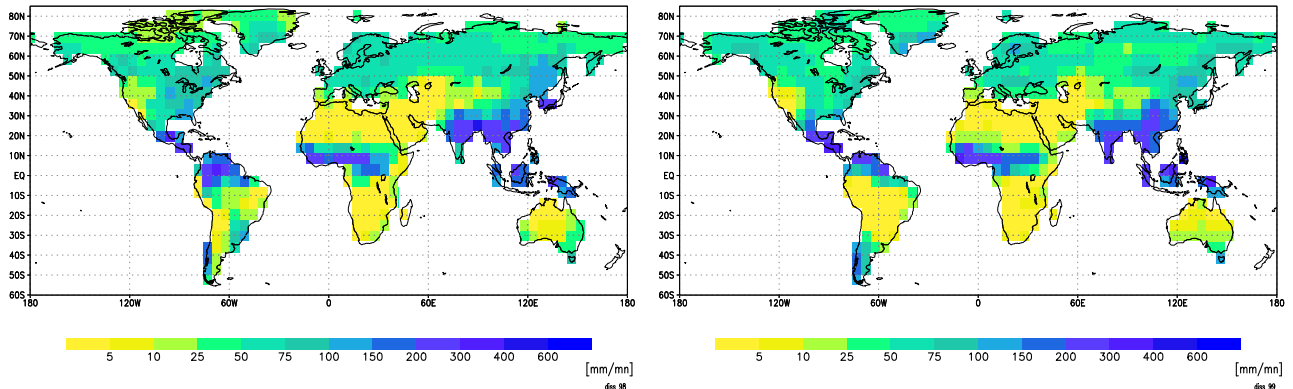


Abbildung 12: Niederschlag Nordsummer nach CRU (links) und A21 (rechts)  
in Millimetern pro Monat; Ozeane und Antarktis sind ausgeblendet

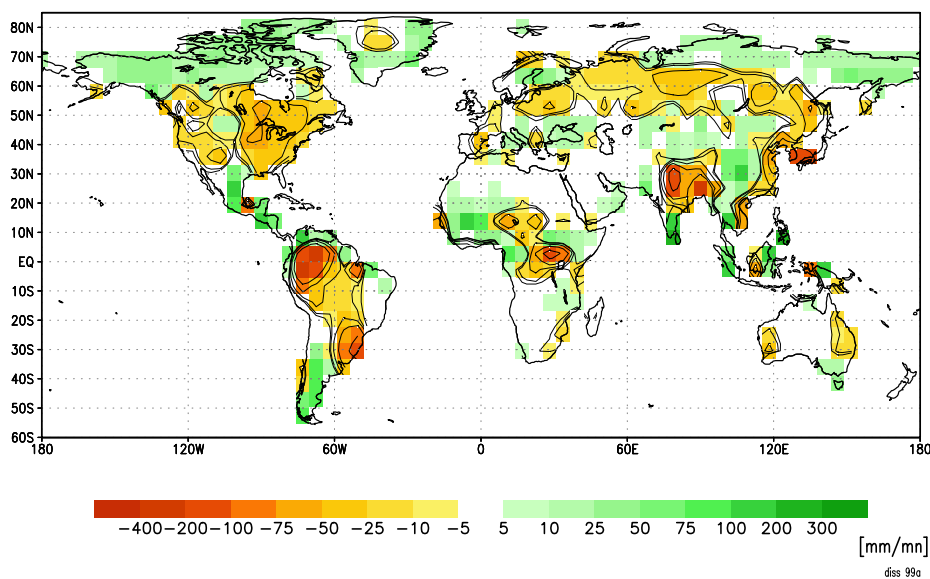


Abbildung 13: Niederschlag Nordsummer, Anomalie A21 – CRU  
in mm/Monat; Bereiche negativer Werte von Konturlinien umgeben

Modellierung zur Empirie. Insbesondere der Wüstengürtel der Südamerikanischen Westküste wird verfälscht dargestellt – die Niederschläge in A21 liegen um ein Vielfaches über den realen Gegebenheiten (ganz anders als im Südwinter, s.o.). Das linke Teilbild visualisiert den CRU-Datensatz für Südamerika in der originalen 0.5°-Auflösung, das mittlere die Transformation auf das T21-Gitter, rechts stehen die experimentellen Ergebnisse der Modellierung A21. Hier sind zusätzlich die Anomalien gegen CRU in Prozent eingetragen. Auf alle Teilbilder findet die rechts abgebildete Skala Anwendung.

Die WINDgeschwindigkeiten – und nur diese können verglichen werden mangels Windvektoren in den CRU-Daten – ergeben nicht wie bei den zuvor betrachteten Variablen ein recht ähnliches Bild, sondern eines mit großen Abweichungen. Exemplarisch soll der Nordwinter betrachtet werden wie in Abbildung 15 global wieder-

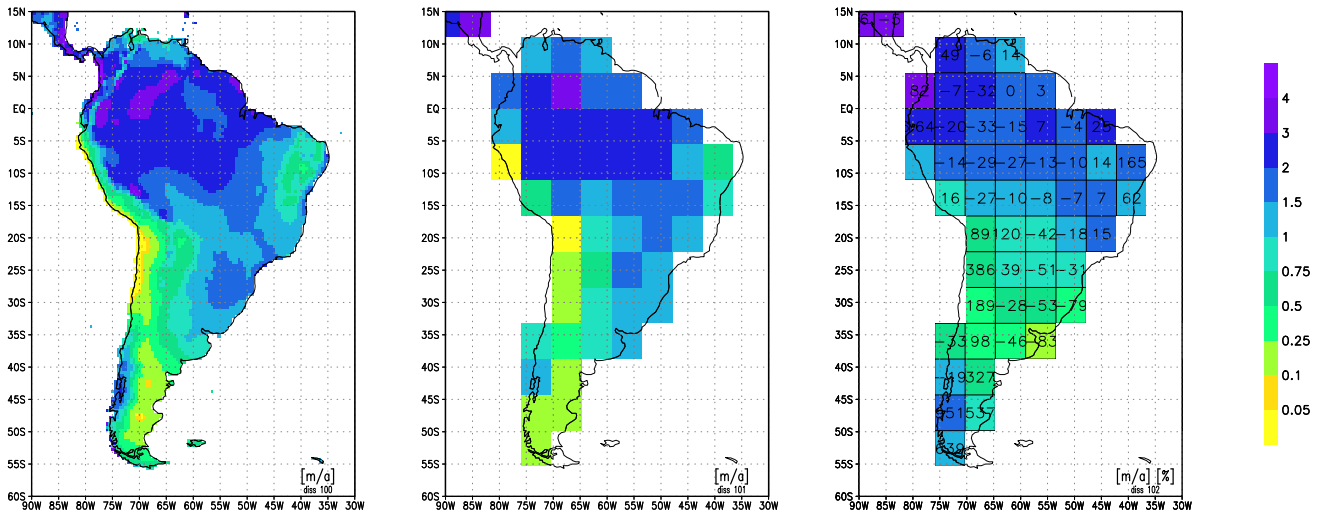


Abbildung 14: Jahresniederschläge nach CRU und A21

links CRU in originaler Auflösung 720\*360, in der Mitte CRU in Auflösung T21, rechts A21; die Zahlenangaben im Teilbild rechts geben die Anomalie A21 gegen CRU in % wieder

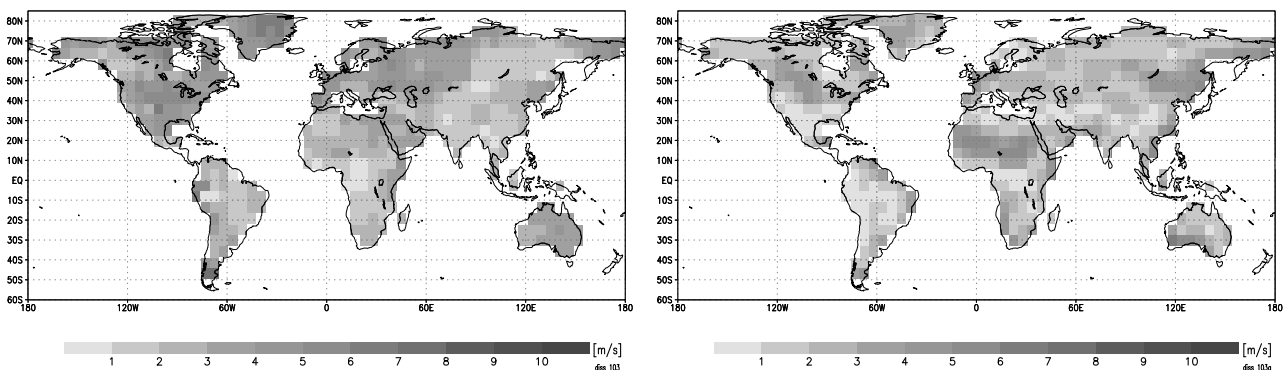


Abbildung 15: Windgeschwindigkeiten Nordwinter nach CRU und A21 in [m/s]; CRU links, A21 rechts; Ozeane und Antarktis sind ausgeblendet

gegeben. Nur selten sind Muster aus CRU in A21 noch erkennbar, z.B. der Bereich starker Winde im Inneren Nordamerikas oder bezogen auf die direkt südlich gelegenen Gebiete relativ starke Winde über der Sahara und dem Horn von Afrika. Doch andere sind nicht wiederzufinden, wie z.Bsp. die starken Winde über der Westküste Südamerikas, die bis über den Ural reichende Zone starker Winde über Europa wird viel schwächer abgebildet etc. Wie Abbildung 16 mit den Anomalien belegt, liegen die Werte aus A21 großflächig zu tief; die Passatwinde sind um etwa 50 % zu schwach, die Winde der Innertropischen Konvergenz im Westen und im Zentrum Afrikas um bis über 100% zu stark dargestellt. Insbesondere über Mitteleuropa sind die Winde in A21 um etwa die Hälfte schwächer abgebildet als sie nach CRU wehen müssten.

Nahezu global flächendeckend ist dieser Effekt im Nordsommer in Abb. 17.

Die Werte des Nordsommers für einige der in Abschnitt 2.2.2 aufgeführten und wei-

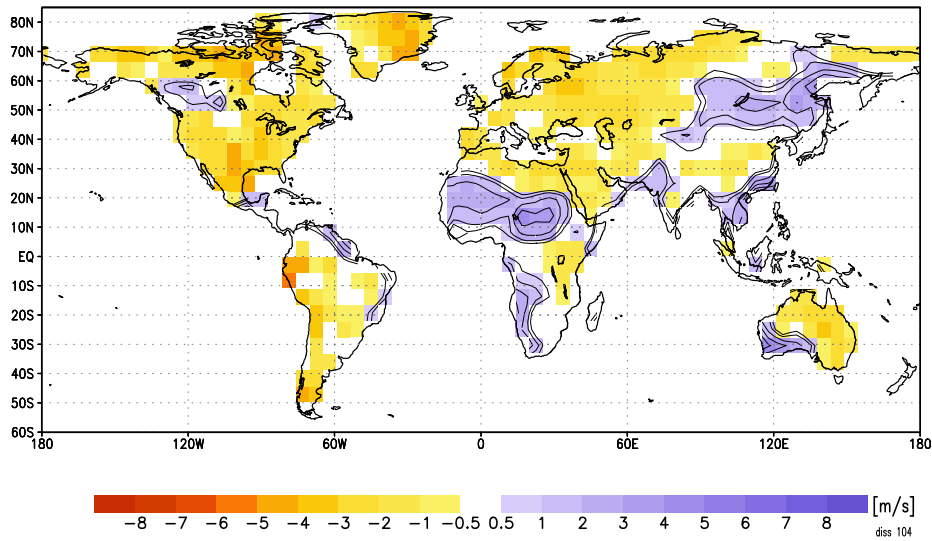


Abbildung 16: Anomalien Windgeschwindigkeiten Nordwinter A21 – CRU  
*in [m/s]; Bereiche positiver Werte sind von Konturlinien umgeben*  
*Ozeane und Antarktis sind ausgeblendet*

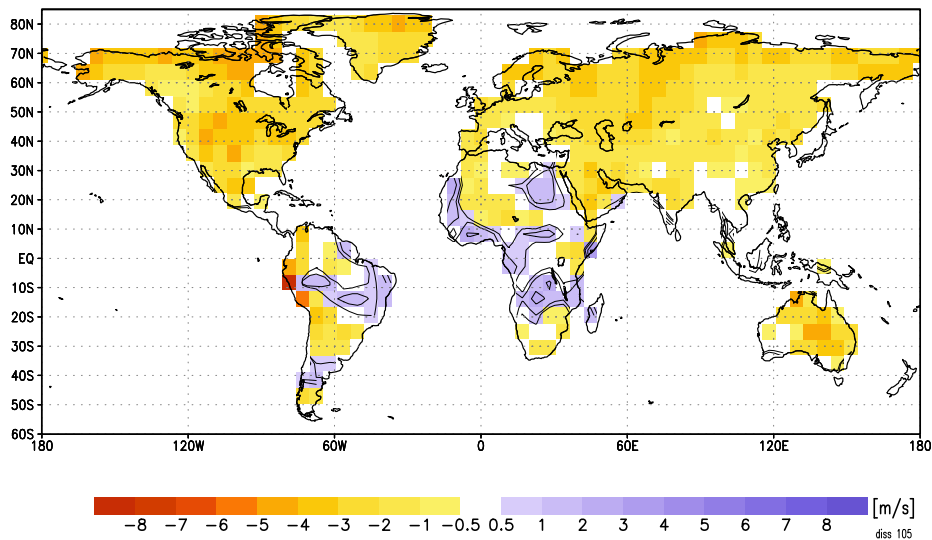


Abbildung 17: Anomalien Windgeschwindigkeiten Nordsommer A21 – CRU  
*in [m/s]; Bereiche positiver Werte sind von Konturlinien umgeben*  
*Ozeane und Antarktis sind ausgeblendet*

ter unten für die Untersuchung der einzelnen Experimente immer wieder verwendeten Bereiche sind in Tabelle 7 vergleichend zusammengestellt. Hier sind diese Gebiete wie ‘land\*’ in Tabelle 3 im allgemeinen mit einem ‘\*’ versehen, da weder für Ozeanzellen noch die Antarktis Daten aus CRU vorliegen und die Gebiete entsprechend modifiziert werden müssen. Für Erklärungen siehe Tabellen 2 und 3 mit dem zugehörigen Text auf Seite 14.

Auch hier zeigt sich die nahezu durchgängige Schwäche des Modelles, die Windgeschwindigkeiten meist sehr viel geringer als real abzubilden – im ungewichteten Mittel der betrachteten Gebiete (hierbei ist ausgenommen das Gebiet ‘Kontinentalflächen ohne Antarktis’, ‘land\*’, cf. Tabelle 3) beträgt die Abweichung minus 41 Prozent. Dies gilt als allgemeine Schwäche des Modelles ECHAM, cf. Seite 7.

Quelle	land*	±15*	15/30*	30/60*	> 60*	g-sah	c-eur	medit*
<b>CRU</b>	3.00	2.51	2.98	3.16	3.68	2.74	2.94	2.62
<b>A21</b>	1.59	2.24	1.90	1.76	0.79	2.44	1.60	1.95
rel	53	89	64	56	22	89	54	74

Tabelle 7: Laufzeitmittel Windstärken Nordsommer, CRU und A21 in ausgewählten Gebieten, in [m/s] bzw. [%]. Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1, doch hier wegen der fehlenden Daten in CRU für Ozean und Antarktis entsprechend modifiziert: land\* steht für ‘Landfläche ohne Antarktis’, ±15\* für die Tropen ohne Ozean etc. Insbesondere ‘medit\*’ ist die Inversion des sonst verwendeten Gebietes: hier nur die Landpunkte des rechteckigen Kartenausschnittes.  $rel = 100 * Wert_{A21} / Wert_{CRU}$

...

Das Modell ECHAM 3 bildet das rezente Klima gut ab. Dies gilt insbesondere für die 2m–Temperaturen der niederen und mittleren Breiten in Jahresmittel und Jahreszeiten. Das für AGCM typische Problem zu tiefer Temperaturen in ozeanfernen Gebieten tritt auch hier auf. Die hohen Breiten werden zu kalt abgebildet. Niederschlagsmuster werden auch jahreszeitlich gut reproduziert, doch die absoluten Werte weichen insbesondere in Trockengebieten oft deutlich von der Empirie ab. Windgeschwindigkeiten werden weder numerisch noch in Verteilungsmustern befriedigend reproduziert, die Passate sind zu schwach, die ITCZ zu stark



## 4 Sensitivität des Modelles – Experiment S42

Die Sensitivität der Version 3.6 des Modelles ECHAM auf Orographieveränderungen ist unbekannt und deshalb experimentell zu untersuchen. Die Eingabedaten dieses Experimentes S42 sollen sich von denjenigen des auf den Eingabedaten aus dem AMIP-Projekt aufsetzenden T42 Standard-Laufes A42 des DKRZ lediglich in der Orographie der Alpen unterscheiden.

Zuvor soll das Verhalten der Modifikationen an der Orographie bei Durchlaufen der modellinternen Routinen untersucht werden, um die Qualität der Annäherung an die gewünschte Orographie einschätzen zu können. Wie auf Seite 18 ausgeführt, wird die Orographie vom Modell in Form ihres Fourier-Spektrums verarbeitet. Die Wirkung dieser Transformation auf das hier künstlich erzeugte Orographiefeld ist bisher aus Tabelle 4 lediglich lokal bekannt.

Vier Versuche A, B, C, D zur Modifikationen der Orographie werden vorgenommen an den Eingabefeldern der Auflösung T42 und die Wirkung der Fourier-Transformation (FT) untersucht. Zum einen in einem lediglich die modifizierten Gitterpunkte und deren Nachbarn umfassenden Gebiet von insgesamt 63 Gitterpunkten, '63' in der Tabelle, zum anderen global, alle 8192 (=  $64 \cdot 128$ ) Gitterpunkte des Modelles einschließend, '8192' in der Tabelle.

**A:** Die Alpen werden auf Meeresebene (Höhe Null) heruntergefahren.

**B:** Neben den Alpen werden auch die Dinarischen Alpen auf Meeresebene heruntergefahren, sonst wie A. Die Dinarischen Alpen liegen innerhalb des Gebietes '63'. Im wesentlichen ist der Gradient der Steigung hier nicht so groß wie in Fall A.

**C:** Zusätzlich zu den Veränderungen in Fall B werden hier alle direkt nördlich der Alpen gelegenen Boxen auf Höhe Null gesetzt, das heißt, das Gebiet der 'Plättung' der Alpen wird vergrößert.

**D:** Die Veränderungen aus Fall C werden hier durch eine Absenkung auf 1000 gpm anstatt auf Null vollzogen. Im wesentlichen ist der Gradient der Steigung hier nicht so groß wie in Fall C.

In Fall A bleibt durch Abschneideeffekte nach der FT  $1/3$  bis  $1/2$  des ursprünglichen Höhenwertes der Gitterpunkte erhalten. Auch in großer Entfernung von den Alpen treten noch Abweichungen von bis zu 1000 % auf, jedoch nur bei kleinen Ausgangswerten. Die maximale Abweichung tritt auf in einer den Alpen auf der Erdoberfläche diametral gegenüberliegenden Gitterbox. In Fall D bleiben im Unterschied zu den vorhergehenden Fällen u.a. die Mittelgebirge in Mitteleuropa in der transformierten Orographie erhalten. Eine weitere Ausweitung des veränderten Gebietes bringt keine nennenswerte Verbesserung mehr (hier nicht dargestellt).

Es interessieren hier nur Mittelwerte der Anomalien, unabhängig davon, ob am konkret betrachteten Gitterpunkt aus einem Absinken oder einem Ansteigen sich ergebend.

Dementsprechend wird das arithmetische Mittel *der absoluten Anomalien* gebildet: ‘neuer Wert nach Modifikation des Geopotenziales am Gitterpunkt  $i$  gegen alten Wert vor der durchgeführten Modifikation’ und kennzeichnen diese Maß in Unterscheidung zum gewohnten arithmetischen Mittel der Anomalien mit einem ‘ $\star$ ’:

$$\overline{W}^* = \frac{1}{N} \sum_{i=1, N} \text{abs}(W_i - w_i) \quad \text{mit } W_i = \text{neuer Wert, } w = \text{alter Wert}$$

Die modifizierte Orographie wird analog den die Eingabedaten verarbeitenden Modellroutinen Fourier–transformiert. Das Ergebnis dieser Transformation wird verglichen mit der modifizierten Orographie in den Spalten A1, B1 etc. Die Daten nach Fourier–Rücktransformation, gefolgt von einer zweiten FT werden verglichen mit denjenigen nach der ersten FT in den Spalten A2, B2 etc. Angegeben ist jeweils das arithmetische Mittel der absoluten Anomalien über das angegebene Gebiet.

Gebiet	A1	A2	B1	B2	C1	C2	D1	D2
63	739.55	–	629.35	9.14	433.15	9.27	339.97	9.05
8192	25.68	2.03	23.10	1.87	16.01	2.10	14.64	2.05

Tabelle 8: Wechselwirkung der Orographie mit ihrer Fourier–Transformierten *Arithmetische Mittelwerte der absoluten Anomalien nach einer bzw. zwei FT für verschiedene Modifikationen A, B, C, D der Orographie. Erste Spalte  $n1$  jeweils Werte nach einfacher Fourier–Transformation, zweite Spalte  $n2$  nach Rück– und erneuter Hin–Transformation. ‘63’ steht für Untersuchung des Alpenraumes mit 63 Gitterzellen, ‘8192’ für die Untersuchung der global 8,192 Gitterzellen; – : keine Daten vorhanden*

Diese einfache Untersuchung belegt die Stabilität der bereits transformierten Orographie gegen weitere Transformationen im inneren der ‘Black–Box’ ECHAM: die Werte A2, B2, C2, D2 sind jeweils sehr klein gegen die entsprechenden A1 etc. Das in Fall C heruntergefahrenes Gebiet ist mit  $5 \times 3$  Gitterpunkten (in 3 ‘Zeilen’ je 5 Gitterpunkte) ‘runder’ als dasjenige von Fall B mit  $1 + 5 \times 2$  und Fall A mit  $1 + 5 \times 1 + 2$  und erzeugt damit im Mittel bessere Ergebnisse als B. Die Ergebnisse für den Alpenraum ‘63’ werden von A nach D sukzessive deutlich besser, nämlich gilt ebenso für die globale Betrachtung. Verwendet wird für Experiment S42 mithin die Orographie aus Fall D, also die rezenten Eingabedaten aus AMIP lediglich modifiziert durch eine Absenkung des Gebietes D auf 1000 gpm.

Doch Fernwirkungen bleiben immer noch nicht aus, wie die Darstellung der Orographie aus Experiment S42 nach FT in Abb. 18 zeigt. Dargestellt ist die Differenz der Orographie–Eingabefelder zwischen Experiment S42 und dem Kontroll–Experiment A42 zum T42–Gitter. Der Wellencharakter der Anomalien/Fehler auch fern der Alpenregion ist deutlich zu sehen.

Die durch diese Fernwirkungen verursachten Störungen bleiben in diesem Falle jedoch absolut wie relativ gering: die Alpen haben in der originalen Orographie des Kontroll-Experimentes A21 eine Erhebung von etwa 5,000 gpm, nur in nächster Nähe der Modifizierungen ergeben sich Fehler größer als 100 gpm; vergleiche hierzu jedoch auch Abb. 20 in Abschnitt 5.1.

Figur 19 zeigt links die Anomalien der Jahresmitteltemperaturen des Experimentes S42 gegen den rezenten Standard A42 in Europa, zwei Meter über dem Boden in Grad Celsius, rechts die Anomalien der Jahresniederschläge, in Meter/Jahr.

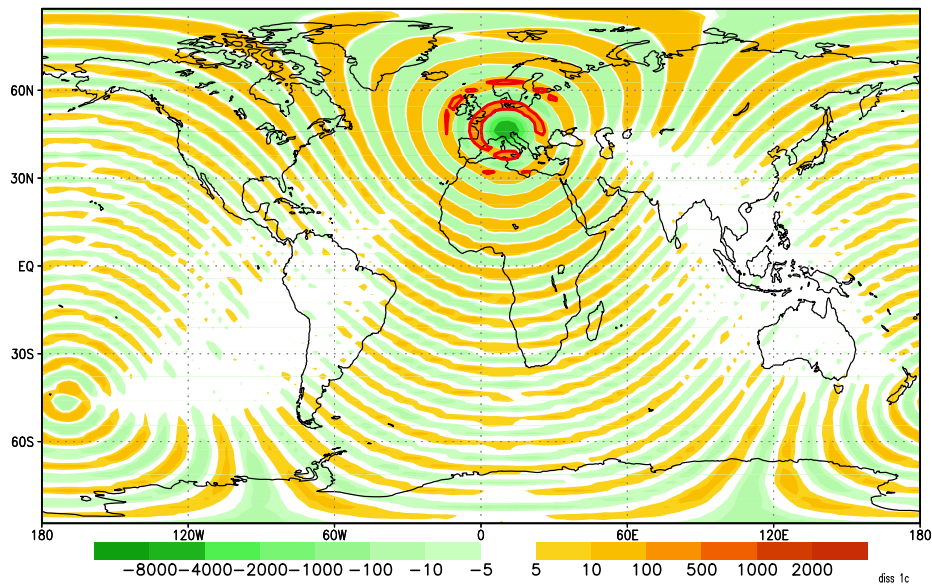


Abbildung 18: Anomalie Orographie Experiment S42 gegen rezenten Standard A42 in [gpm]; alle Werte >100gpm sind von *dunklen* Konturlinien umgeben

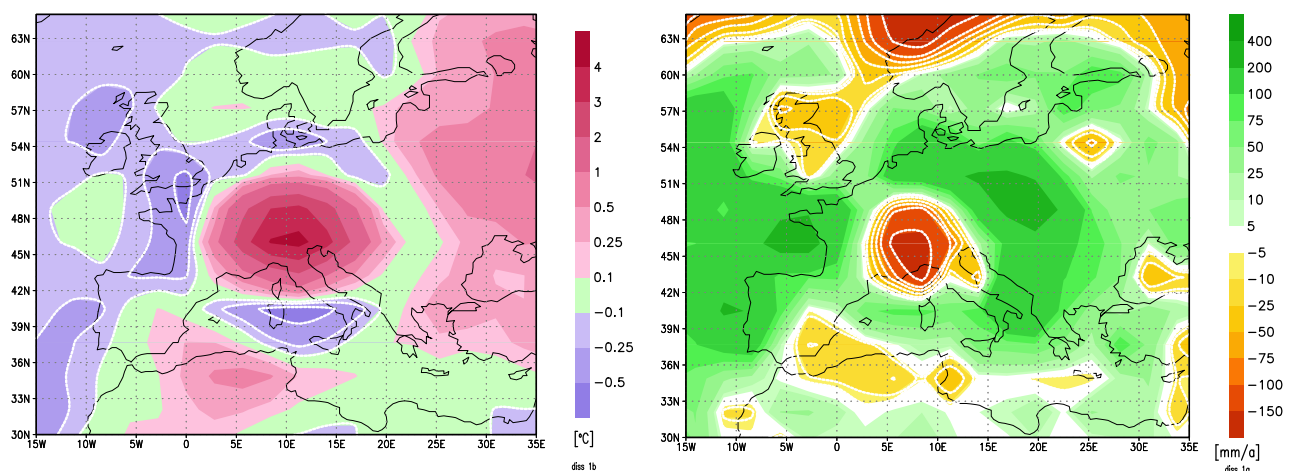


Abbildung 19: Anomalien S42 – A42, 2m-Temperatur (links), Niederschlag (rechts) Jahresmittelwerte; links in [°C], rechts in [mm/a]; negative Werte mit weißen Konturlinien

Der in Abb. 18 der Alpenregion nächstgelegene Ring angehobener Gitterboxen (beispielsweise um etwa 500 gpm in Dänemark) erleidet ein Abfallen der Bodentemperaturen (um  $-0.41^{\circ}\text{C}$  ebendort), harmonisierend in etwa mit der Höhenstufe der Temperatur von im Mittel  $0.6^{\circ}\text{C}$  pro 100 Höhenmeter.

Das Geopotenzial der Ozean- und Meeresoberfläche liegt auch nach Transformationen stets auf Null, die östlich des lokalen Maximums der Anomalien im Niederschlagswert vor Spanien liegenden Land-Boxen erlitten einen Anstieg von weniger als 5 %, die meisten gar eine Absenkung. Die in Abbildung 19 vor der Küste Spaniens auftretende Intensivierung der Niederschläge kann damit kein lokaler Transformations/Abschneideeffekt sein. Auch im östlich der Alpen gelegenen Gebiet mit positiver Niederschlagsanomalie ist lediglich in einer Gitterbox ein deutlicher Anstieg der Orographie zu verzeichnen von 18 %. Alle anderen Boxen, auch die weiter östlich gelegenen, sind entweder abgesenkt oder um weniger als 5 % angehoben. Dies drückt sich auch in der Darstellung der Temperaturanomalien aus: dem drastischen Temperatur-Anstieg in der Region der abgesenkten Alpen entspricht kein Temperatur-Abfall im Gebiet der östlichen Niederschlagsanomalie. Die Niederschlagsanomalie folgt nicht dem Verlauf der Orographieanomalie, sondern demjenigen der absoluten Orographie aus A42. Die westlich und östlich der Alpenregion auftretenden relativen Maxima in den Jahresniederschlägen sind demnach nicht durch Steigungsregen verursacht, welcher durch den oben angeführten Abschneideeffekt der FT mit subsequenter Anhebung von Gitterwerten bedingt wurde, sondern durch den Wegfall der Alpen als Barriere.

...

Die Signale aus den Daten zu Niederschlag und Temperatur sind sehr deutlich. ECHAM 3 reagiert auf die an der Orographie vorgenommenen Veränderungen und kann nach diesem Ergebnis verwendet werden für die angestrebten Studien, der Signalstärke zufolge sogar in Auflösung T21, siehe Abschnitt 2.1. T21 entspricht 441 Freiheitsgraden je Prognostischer Variabler oder einer Auflösung am Äquator von 1,075 km pro Gitterzelle und benötigt damit deutlich weniger Ressourcen als T42. Sollte die Arbeit in dieser Auflösung doch nicht befriedigen, kann auf T42 zurückgegriffen werden

## 5 Rudimentäre Orographie – Experiment O1

### 5.1 Orographie des Torton

Wie die positive verlaufende Untersuchung der Sensitivität zeigt, kann nun, im Rahmen der Beschränkung durch die grobe Auflösung, die Geographie des Torton möglichst vorgabengetreu abgebildet werden. Um die Randbedingungen für das Modell denjenigen des Obermiozänes anzunähern, werden die aus AMIP stammenden rezenten Eingabedaten sukzessive in aufeinander aufbauenden Läufen modifiziert. Dieses Vorgehen bietet sich aus Gründen der Effizienz an, denn so können die Reaktionen des Modelles auf eine Mannigfaltigkeit von Veränderungen der Randbedingungen einfacher verfolgt werden.

Die den Eingabedaten zugrunde gelegten Quellen allerdings sind nicht unumstritten. Beispiel Tibet: Für das Hochland von Tibet bestimmen Molnar und andere eine neogene intensive Hebung von 1,000 bis 2,500 Metern vor etwas mehr als 8 Mabp (*Molnar et al., 1993*). Nach Fielding wurden zwar seit dem Miozän auf der Südseite des Himalaya mindestens 25 Kilometer Gestein abgetragen, doch wenig oder nichts im niederschlagsarmen Zentraltibet (*Fielding, 1996*). Jedoch zeigen Untersuchungen durch Coleman & Hodges in der Interpretation durch Searle eine viel frühere Hebung und gar ein Absinken beginnend etwa 17 bis 14 Mabp (*Searle, 1995*).

Ein weiteres Beispiel sind die Anden: hier mit rezenter Höhe angesetzt, doch gibt es Quellen, denen zufolge auch nach dem Torton noch eine Hebung stattfand (*Hugget, 1991*). Nach *Gregory-Wodzicki (2002)* lag der Altiplano im mittleren Westen Boliviens 10.6 Mabp auf  $1600 \pm 1200$  m, heute auf knapp 4000 m.

In der ersten Stufe werden lediglich die größten, beziehungsweise durch ihre Lage für Mitteleuropa wichtigsten, Veränderungen vorgenommen. Den zu verändernden Gitterpunkte werden Werte zugewiesen nach folgendem Prinzip: Es kann angenommen werden, dass alle Gebirge anzeigende Gitterpunkte im Torton allenfalls niedriger lagen als heute. Weiter wird grundsätzlich eine zeitlich *lineare* Hebung angenommen, womit aus anderen Zeitscheiben stammende Daten linear interpoliert werden können. Eine von dem Strukturgeologen Achim Kuhlemann aus der Arbeitsgruppe um Prof. Dr. Wolfgang Frisch am IfG Tübingen erstellte Weltkarte für das Torton in 10 Mabp gibt so auch die Werte für die hier betrachtete Zeitscheibe 8 Mabp an. In Abschnitt 6 Tabelle 13 sind die verwendeten Daten zusammengestellt.

Damit ergibt sich beispielsweise für den Himalaya: Die Höhe betrug 10 Mabp vermutlich 40 % der heutigen, die Differenz von 60 % wird interpoliert auf 8 Mabp zu 60 %:  $8/10 = 48 \%$  und damit die in das Modell einzugebende Höhe zu  $100 \% - 48 \% = 52 \%$ .

Grönland und Ellesmere Island sind infolge der Eisbedeckung gesondert zu behandeln: der rezent etwa drei Kilometer dicke Eispanzer drückt das Festland unter

Meereshöhe; Gestein hat etwa die dreifache Wichte des Wassers, demzufolge sind aus Gründen der Isostasie die Geopotenziale der im Torton als eisfrei angesetzten Gitterpunkte auf 30 % des rezenten Wertes zu setzen. Hierbei werden die südlichen, auch heute eisfreien Gebirge auf Grönland der Einfachheit halber gleichbehandelt. Spitzbergen ist nicht aufgelöst in T21, wird also vernachlässigt.

Insgesamt sind die für O1 vorgenommenen Veränderungen der Orographie die in Tabelle 9 aufgelisteten. Die Berechnung dieser Werte erfolgt mit Hilfe eines ForTran Programmes, die Implementierung in die Eingabefelder für das Modell mit Routinen des DKRZ.

Gebirge/Hochland	Höhe 10Mabp	Interpoliert auf 8Mabp
Massif Central	60	68
Alpen	60	68
Ost-/Waldkarpaten	50	60
Dinarische Alpen	50	60
Böhmische Platte	50	60
Südkarpaten & Balkan	50	60
Afghanistan/Hindukusch	40	52
Tadschikistan & Tian Shan	20	36
Himalaya	40	52
Hochland von Tibet	30	44
Südchinesisches Bergland	30	44
Grönland	– Isostasie –	30

Tabelle 9: Orographieanpassungen Experiment O1, Höhen in % der heutigen Werte Grönland stellt wegen der Isostasie einen Sonderfall dar, hier kann nicht einfach interpoliert werden, siehe im Text

Auffällig ist die nach der Fouriertransformation sich ergebende Anhebung der Antarktis um etwa 10 % gegen A21 (bis zu über 30 % in einzelnen Gitterzellen nordöstlich Vostok, diametral Grönland gegenüberliegend, cf. den Gegenpol zu den Alpen in Abb. 18). Die Modifikationen an der Orographie sowie deren Auswirkungen sind hier sehr viel stärker als im Sensitivitätsexperiment S42, vergleiche Abb. 20 mit Abb. 18. Im vorliegenden Fall ergibt sich aus dem Abschneideeffekt eine klimarelevante Störung, siehe unten.

## 5.2 Eis- und Schneebedeckung

Veränderungen in der Erhebung ziehen weitere Anpassungen nach sich. So sind bei einem Absinken unter die Grenze des ewigen Schnees die Felder für Schnee- / Eisbedeckung ('ja/nein') und Schneehöhe anzupassen.

Im Datensatz des AMIP sind die Werte zur Repräsentation der permanenten Eisbedeckung auf zehn Meter Schneehöhe gesetzt für nahezu alle Grönland repräsentie-

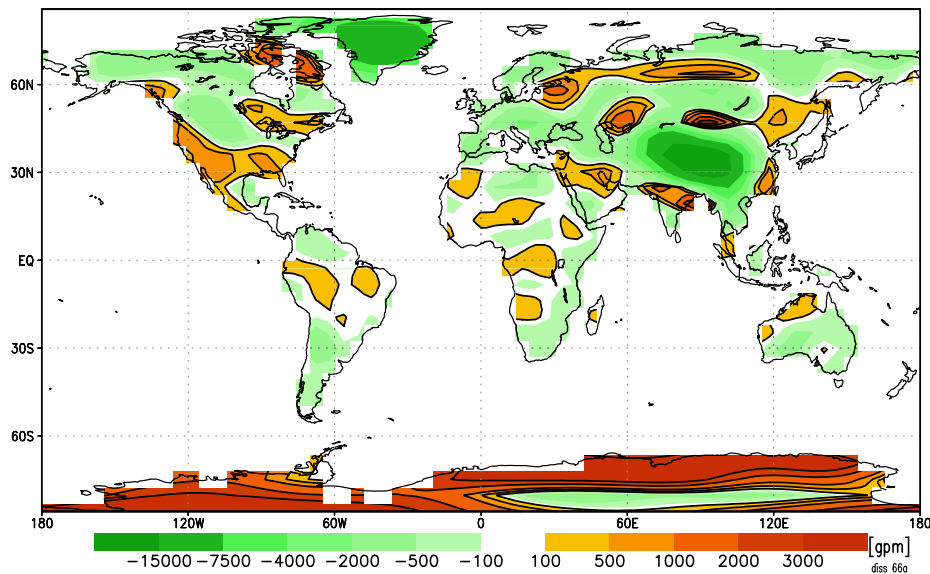


Abbildung 20: Anomalie Orographie Experiment O1 gegen rezenten Standard A21  
in [gpm]; alle positiven Werte sind von Konturlinien umgeben

rende Gitterboxen sowie für die Antarktis.

Die Vereisung der Antarktis war 8 Mabp der heutigen sehr ähnlich, die Nordhemisphäre war eisfrei (Kennett, 1982; Chow & Bart, 2003; Barker & Thomas, 2004). Folglich werden alle Werte im Eingabefeld ‘Schneehöhe’ für die Nordhemisphäre auf Null gesetzt, diejenigen der Südhemisphäre werden belassen, da hier lediglich die Antarktis von Null abweichende Werte aufweist

### 5.3 Pflanzenbedeckungsindex

Das Eingabefeld des Modelles für den Grad der Pflanzenbedeckung enthält Werte von 0.0 für vereiste Gebiete, 0.73 für nördliche Taiga, 0.54 für den Ozean<sup>11</sup>, um nur einige Beispiele zu nennen; 1.0 wäre der Wert für vollständige Bedeckung der Gitterzelle mit Pflanzen.

Für das nunmehr unterhalb 1000 Höhenmetern liegende eisfreie Grönland wird das Ökosystem ‘Tundra’ angenommen. Da ein großer Teil der Grönland betreffenden T21-Gitterzellen auf Grundlage der rezenten Geographie gemischte Land–Meer Zellen sind, wird für diese ein mittlerer Wert der Pflanzenbedeckung berechnet gemäß dem Ansatz: Pflanzenbedeckung im Eingabefeld = (Anteil Wasserfläche)\*0.5 + (Anteil Landfläche)\*0.7. Die in diese Berechnung eingehenden Werte für die Pflanzenbedeckung stammen aus Claussen et al. (1994), die verwendete Land–Meer Maske in 30’-Auflösung stammt von der NASA (National Aeronautics and Space Administra-

<sup>11</sup>Die Pflanzenbedeckung wirkt auf die Verdunstungsrate, deshalb ist dem Ozean ein Wert zugeordnet

tion, USA).

Auf eine Anpassung der übrigen einer Orographieveränderung unterworfenen Gitterzellen wird verzichtet wegen der noch unbekanntem Wirkung auf den Output des Modelles einerseits, der Unsicherheit der Daten sowie des mit der Bestimmung verbundenen Aufwandes andererseits. Zumeist liegen die betroffenen Gebiete fern von Europa; und die zu den Alpen gehörenden Gitterzellen beispielsweise haben Werte von 0.85 bzw. 0.87, sind also sowieso kaum noch zu erhöhen

## 5.4 Solare Albedo

Veränderungen in den Schnee-, Eis- und Pflanzenbedeckungen müssen ihren Niederschlag notwendig finden in den Werten für das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche, der Albedo<sup>12</sup>.

Nach *Behrensmeyer et al. (1992)* fand im Miozän global ein bereits im Oligozän angelegter Wandel zu einer Vegetation mit weniger Biomasse statt, pro Individuum und in der Summe. Zum Beispiel in Form einer Substitution von Wald durch (offene) Waldungen im Südwesten Nordamerikas und im Mittelmeergebiet. Ab 13 Mabp wurde in Sibirien und Alaska Laubwald ersetzt durch Nadelwald, Taiga und Birkenwald (p427ff). Durch den Anstieg von Himalaya und Hochland von Tibet tritt in Zentralasien Steppenvegetation auf; ab etwa drei bis zwei Mabp ist Tundra belegt (p430ff). Nimmt man eine graduelle, im Torton noch nicht abgeschlossene Entwicklung dieses Überganges an, müsste entsprechend die in ECHAM verwendete rezente Albedo global für das hier betrachtete Torton herabgesetzt werden. Da die hierin eingehenden Werte jedoch nicht bekannt sind, wird auf eine großflächige Anpassung verzichtet und lediglich wie oben das Ausnahmegebiet Grönland betrachtet. Nach *Claussen et al. (1994)* wird für die Albedo auf Grönland ein gerundeter Wert von 0.2 gewählt (Tundra hat 0.17, Grasland mit Sträuchern hat 0.20, Grasland mit Bäumen 0.16). Wie oben für den Pflanzenbedeckungsgrad wird auch die durchschnittliche Albedo einer Gitterzelle für Grönland berechnet nach dem Ansatz: Albedo im Eingabefeld = (Anteil Wasserfläche)\*0.6 + (Anteil Landfläche)\*0.2

Das Ergebnis dieser Berechnung ist in Abbildung 21 wiedergegeben. Die über Baffin Island auftretende leicht positive Anomalie rührt aus der aus Gründen der Vereinfachung vorgenommenen Einbeziehung dieses Bereiches in die Berechnungsroutine für Grönland (ein großes rechteckiges Gebiet wurde gewählt anstatt mehrerer kleiner Gebiete).

---

<sup>12</sup>Albedo, die: Das Verhältnis der Intensität des von einer Fläche zurückgestrahlten Lichtes zum einfallenden Licht; Beispiele: ein absolut weißer Körper besitzt eine Albedo von 1.0, Wolken 0.36-0.78, Schnee 0.52, Lava (Ätna) 0.05, Wald 0.04; die Albedo von Wasserflächen hängt stark von Einfallswinkel und Wellengang ab: Ozean 0.04 bis gegen eins, das Modell verwendet für den Ozean den Wert 0.55



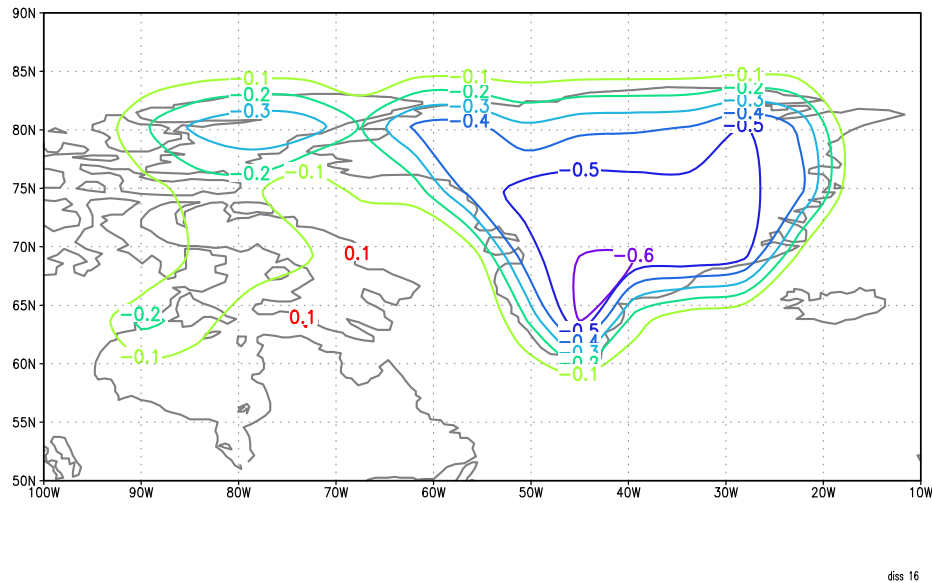


Abbildung 21: Anomalie Solare Albedo Experiment O1 gegen A21 (Detail)  
 Zugehörige absolute Skala von 0 (vollständige Absorption) bis 1 (vollständige Reflexion)

## 5.5 Waldbedeckungsindex

Das Eingabefile zum Waldbedeckungsgrad wird hier in dieser Vorstudie noch nicht verändert

## 5.6 Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre

Nach verschiedenen Quellen war der  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre im Torton nicht sehr verschieden vom rezenten (*Pearson & Palmer, 2000; Sundquist & Broecker, 1985*). Insbesondere betrug er nicht ein vielfaches des heutigen Wertes. Der Wert wird auf 350 ppm gesetzt, der Parameter CO2FAC (linearer Faktor) im Steuer-Script des Modelles konsistent auf den Wert 1.0606

## 5.7 Ergebnisse aus dem Experiment

Mit den veränderten Eingabedaten wird das Modell gestartet. Es rechnet zehn Modelljahre. Dabei werden die Daten im 24-Stunden Takt abgelegt, das Intervall für die Berechnung der Gesamtstrahlungsbilanz wird auf sechs Stunden gesetzt; beides betrifft Rechenzeit-intensive Operationen. Aus den so erhaltenen Rohdaten werden Monatsmittel gebildet. Das erste Modelljahr wird als Einschwingzeit verworfen, siehe hierzu Abbildung 1 in Abschnitt 2.1. Über die verbleibenden Jahre Zwei bis Zehn wird gemittelt.

Ebenso wie die TEMPERATURWERTE im Bereich der orographischen Absenkungen in Grönland, Alpen und Himalaya/Tibet ansteigen, fallen sie in den durch die FT angehobenen Gebieten ab, insbesondere in Antarktis (um bis zu  $6^{\circ}\text{C}$ ), dem Nordamerikanischen Südwesten und der Arabischen Halbinsel, vergleiche Abb. 22 mit Abb. 20. Der Temperaturanstieg in Südostasien ist zumindest teilweise auf Orographieeffekte zurückzuführen (z.Bsp. Laos: von 4–5,000 gpm abgesenkt auf 2–3,000 gpm). Über dem Ozean sind die Anomalien der Lufttemperaturen gegen A21 gering, meist negativ, auch in den Tropen.

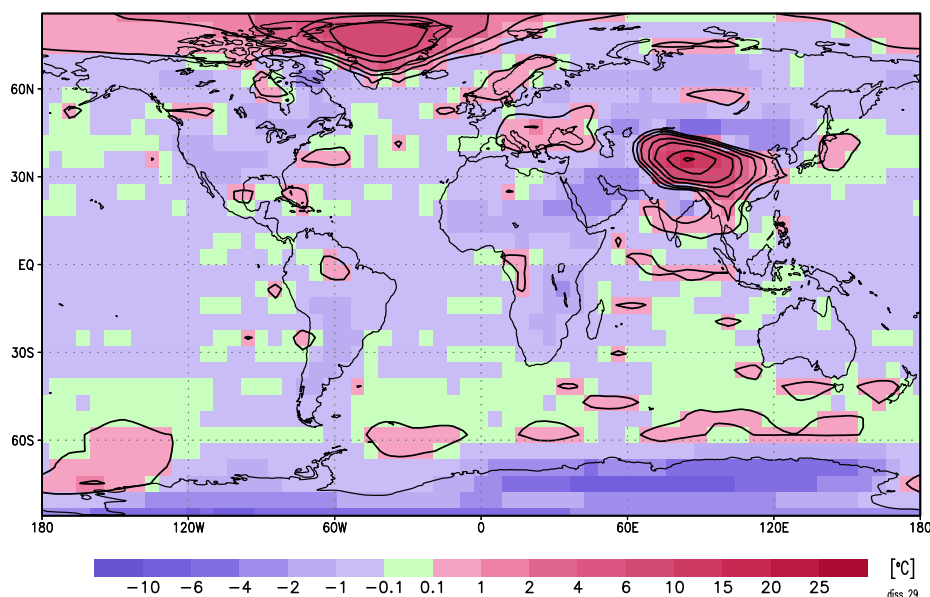


Abbildung 22: Anomalien der 2m–Temperaturen O1 gegen A21 über die Laufzeit  
in  $^{\circ}\text{C}$ ; positive Werte mit Konturlinien

Die globale Darstellung der Anomalie des Laufzeitmittels der NIEDERSCHLÄGE in Abb. 24 zeigt Werte bis  $\pm 25\%$  in großen Bereichen. Neben Grönland sind von einer Zunahme betroffen insbesondere Bereiche relativer Trockenheit: die Sahara mit der Westküste Nordafrikas, sowie die Auftriebsgebiete vor den Westküsten Nord- und Südamerikas und Afrikas. Einzelne Gitterzellen erfahren bis zu über  $250\%$  Zuwachs, zumeist bleibt der Jahresniederschlag in O1 dennoch unter 50 mm. Dagegen erleiden das Amazonasbecken, Australien und das zentrale Afrika, die Arabische Halbinsel und das abgesenkte Hochland von Tibet eine Einbuße an Niederschlag. Die auf der Nordhemisphäre vollzogenen Modifikationen wirkt deutlich auch auf die Südhemisphäre.

Das WINDsystem erfährt Veränderungen hauptsächlich über dem nördlichen Nordatlantik sowie dem Nord-Indik und Südasiens, wie Abbildung 25 mit den Jahresmitteln der Winde belegt. Die Winde im Nordwinter sind vor allem verändert im Nordatlantik um Grönland, siehe die Darstellung der Anomalien O1 gegen A21 in Abb. 26. Diese lassen auf eine Verlagerung des Islandtiefs nach Norden um etwa fünf Grad

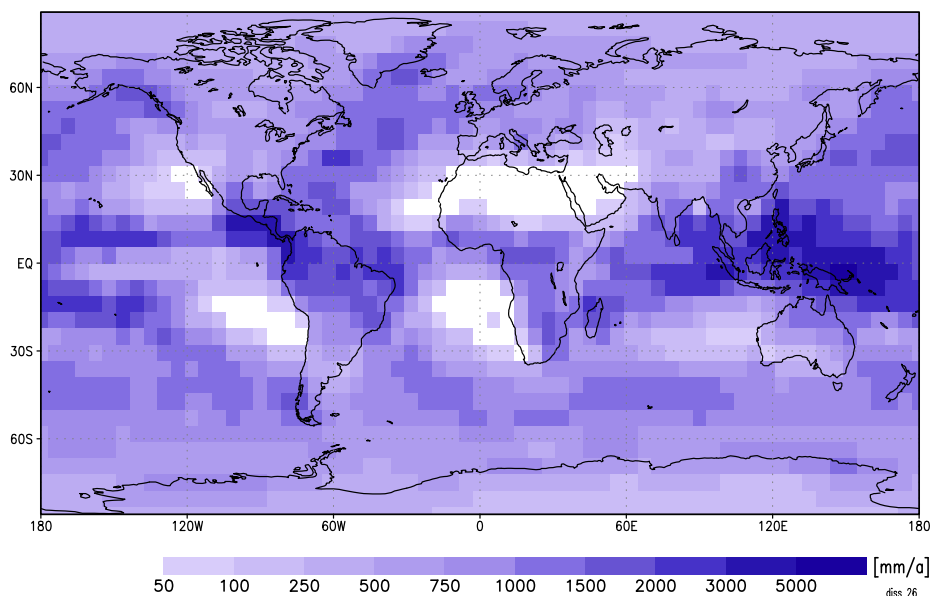


Abbildung 23: Jahresniederschlag Experiment A21, in mm/a

schließen bei einer Verstärkung sowohl des Tiefs als auch des *NAO*-Index (Nordatlantische Oszillation), korrespondierend mit einer deutlichen Temperaturzunahme in Europa, insbesondere während der Monate November bis April (o.Abb.).

Der hier deutlich verstärkt zyklonale Charakter der Atmosphäre führt zu einer stärkeren Einströmung feuchter Luft nach Mittel- und Südeuropa, was sich in den Niederschlägen auswirkt, cf Abb. 24. Abbildung 28 verdeutlicht dies noch einmal für das Laufzeitmittel der Windstärken. Dargestellt sind als Feldlinien die Anomalien aus Experiment O1 gegen den rezenten Standardlauf A21 in Prozent, wie definiert in den Formeln 2.2f auf Seite 10. Mit eingezeichnet sind die vorherrschenden (mittleren) Winde in O1 nach Formel 2.1, also ohne Berücksichtigung des Jahreslaufes komponentenweise (Nord/Süd bzw. Ost/West) skalar gemittelt über die Laufzeit.

Der Nordost-Monsun über dem Golf von Bengalen erfährt eine Verstärkung um etwa 2.5 m/s. Die Auswirkungen auf den sommerlichen (JJA) Südwest-Monsun sind weitaus geringer, er wird über Indien geschwächt, im Süden des Subkontinentes um etwa 1.5 m/s, um bis zu 3 m/s über dem westlichen Arabischen Meer, cf. Abb. 27. Die veränderten Winde wirken sich weder im Winter noch im Sommer auf die Niederschläge in den Gebieten nördlich Tibets stark aus. Über dem Pazifik sind die Anomalien gegen A21 minimal, insbesondere lässt sich weder in den Passaten noch in den Temperaturen (s.o.) ein Hinweis auf Veränderungen im El Niño-Phänomen finden.

Tabelle 10 zeigt für SELEKTIERTE GEBIETE der Tabelle 1 von Seite 12 die Laufzeitmittelwerte aus den Experimenten O1 und A21, erstellt nach Formel 2.1f, Seite 10. Niederschläge sind angegeben in Millimeter/Jahr (mm/a) oder Meter/Jahr (m/a),

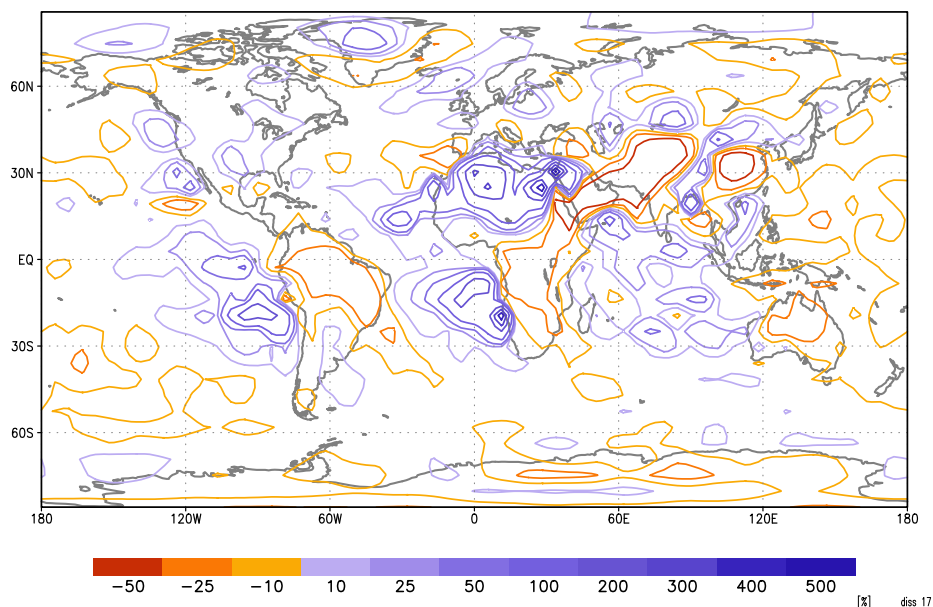


Abbildung 24: Anomalien der Niederschläge O1 gegen A21 über die Laufzeit, in %

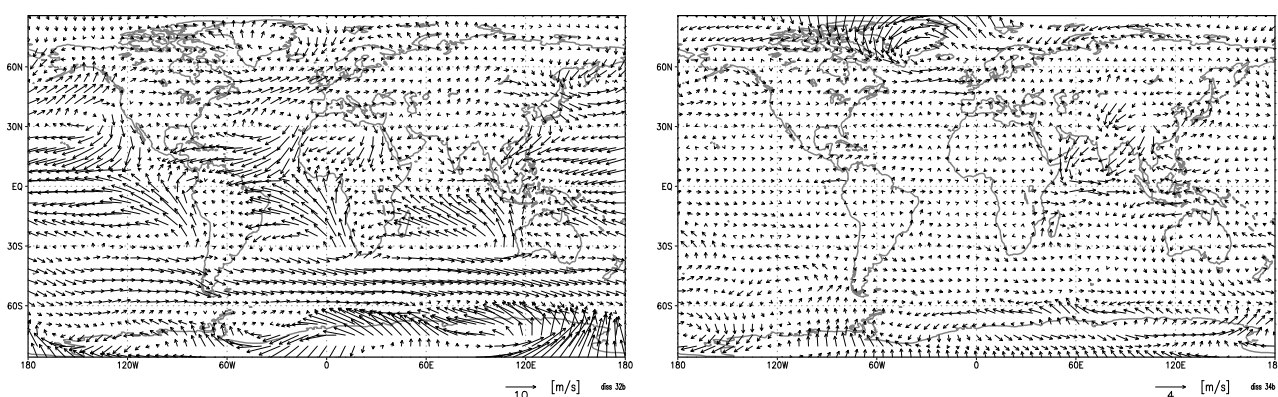


Abbildung 25: Laufzeitmittel Winde A21 (links), Anomalie O1 gegen A21 (rechts)  
10 Meter über Grund, Einheitenpfeil für Windgeschwindigkeit 10 bzw. 4 m/s

Temperaturen in Celsiusgraden ( $^{\circ}\text{C}$ ), Windstärken in Meter/Sekunde (m/s). Angegeben sind stets die Werte aus dem Experiment, nicht die Anomalien. Der erste Block enthält die Niederschlagswerte (N), der zweite die Temperaturwerte in zwei Metern Höhe über dem Boden/Wasser (T), der dritte die Windstärken (W).

Die Werte 'rel' sind das für das jeweilige Gebiet angegebenen Verhältnis der Daten in Prozent:  $100 \cdot \text{Wert}_2 / \text{Wert}_1$ . Für die Temperatur macht dies offensichtlich weniger Sinn als bei den Niederschlägen und den Windstärken, doch hat der Ursprung der Celsius-Skala wegen des Phasenüberganges Eis/Wasser eine hinreichend signifikante Bedeutung für das Klimasystem.

Die hohen Breiten südlich  $60^{\circ}\text{S}$  sind in Experiment O1 gemittelt um  $1.67^{\circ}\text{C}$  kälter als in A21, ein großer Teil des globalen Temperaturabfalles rührt hierher. Diejenigen nördlich  $60^{\circ}\text{N}$  bleiben nahezu unverändert. Dies korrespondiert mit dem Befund der

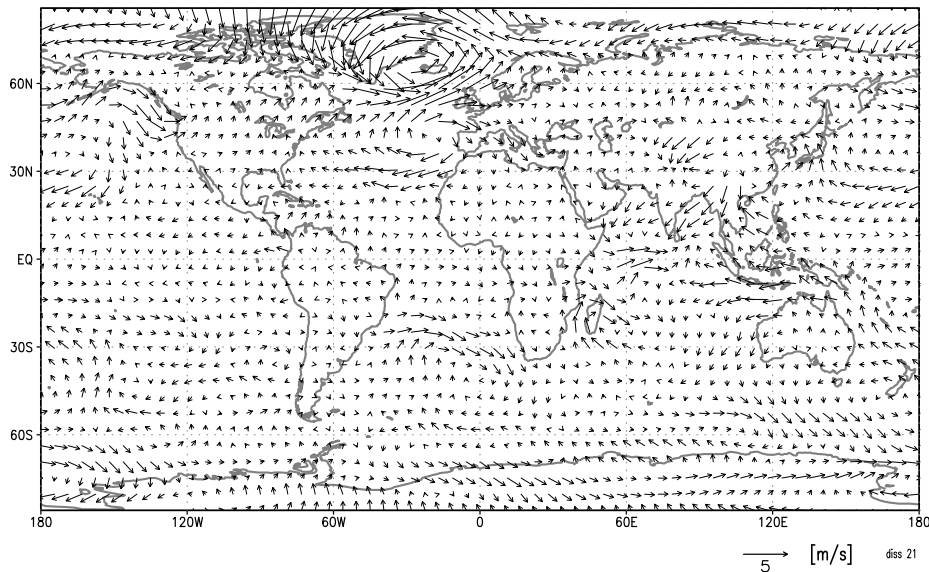


Abbildung 26: Anomalie der Winde O1 gegen A21 im Nordwinter  
 Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 5 m/s

Var	Exp	global	land	sea	±15	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
<b>N</b> (m/a)	<b>A21</b>	0.97	0.73	1.07	1.57	0.76	0.82	0.59	0.14	0.81	0.43
	<b>O1</b>	0.93	0.63	1.05	1.52	0.72	0.78	0.57	0.16	0.80	0.43
	rel	96	86	98	97	95	95	97	114	99	100
<b>T</b> (°C)	<b>A21</b>	14.02	8.77	16.15	26.46	23.09	9.64	-14.49	24.66	8.69	18.27
	<b>O1</b>	13.74	8.16	16.00	26.15	22.78	9.59	-15.25	23.43	8.78	18.17
	rel	98	93	99	99	99	99	!-! 105	95	101	99
<b>W</b> (m/s)	<b>A21</b>	3.76	2.23	4.37	4.38	3.89	3.43	3.20	2.91	1.77	2.14
	<b>O1</b>	3.76	2.20	4.39	4.23	3.81	3.52	3.40	2.73	2.09	2.35
	rel	100	99	101	97	98	103	106	94	118	110

Tabelle 10: Laufzeitmittel für O1 und A21 in ausgewählten Gebieten  
 Niederschlag (N), 2m-Temperatur (T), Windstärke (W); in [m/a] [°C] [m/s]  
 Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1. rel = 100\*Wert<sub>O1</sub>/Wert<sub>A21</sub>

Abschneideeffekte bei der Orographieanpassung, siehe Seite 50. Die hohen nördlichen Breiten sind von Wasser bedeckt, weshalb diese Effekte hier um Unterschied zur Südhemisphäre keine Auswirkungen auf die Modellierung der Atmosphäre haben.

Im Bereich Süchinesisches Meer / Sundainseln, dem globalen Maximum der Niederschläge, sind bei nahezu unveränderten Temperaturen (maximale Anomalie von -0.5°C) Niederschlagsanomalien von -25 bis + 50% zu verzeichnen. Dies korrespondiert mit Anomalien im Windsystem: westlich und nördlich Borneos (Sundainseln und Südchinesisches Meer) wird der die überwiegenden Regenmengen bringende Wintermonsun (DJF) gestärkt, der Sommermonsun geschwächt, östlich (Mikronesien) der Nordost-Passat (DJF) verstärkt. Dies führt westlich und nördlich Borneos zu einem Ansteigen, östlich zu einem Abfallen der Niederschläge in Experiment O1.

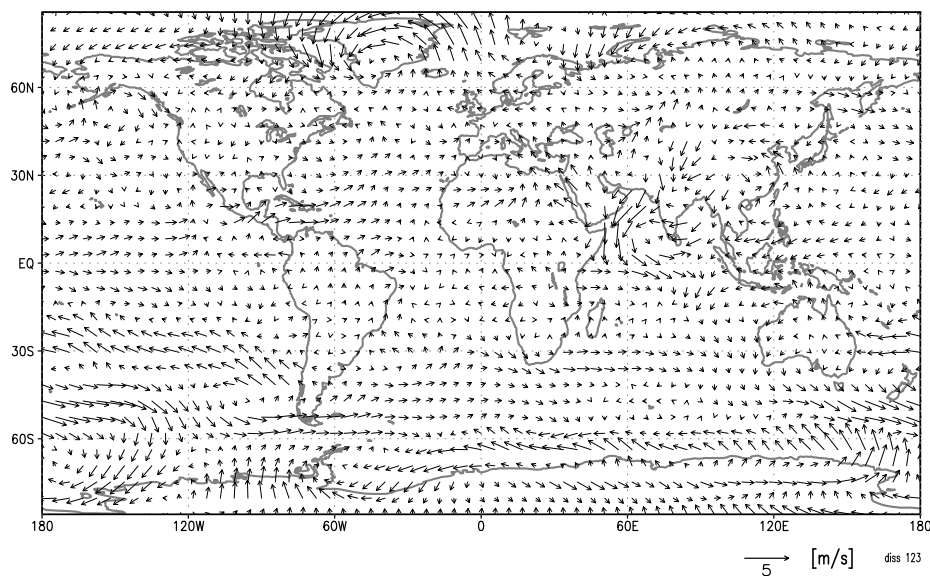


Abbildung 27: Anomalie der Winde O1 gegen A21 im Nordsummer

Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 5 m/s

Typ	Exp	global	global oP	Land oP	Meer oP	P nord	P süd	AntA
T	<b>A21</b>	14.02	18.42	16.39	19.15	-11.54	-17.44	-34.17
	<b>O1</b>	13.74	18.21	16.01	19.01	-11.39	-19.11	-37.80
	Diff	-0.28	-0.20	-0.39	-0.14	0.15	-1.67	-3.64
N	Diff	-40	-43	-114	-19	-16	-15	-44
	rel	96	96	85	98	97	97	90

Tabelle 11: Laufzeitmittel für O1 und A21 in weiteren Gebieten

$P$  = hohe Breiten  $>60^\circ$  (Polargebiete), oP = ohne P, AntA = AntArktis,  $T$  = 2m-Temperatur in  $[\text{°C}]$ ,  $N$  = Niederschlag in  $[\text{mm/a}]$ , Diff = Anomalie absolut, rel =  $100 \cdot \text{Wert}_{O1} / \text{Wert}_{A21}$

Eine Untersuchung des JAHRESGANGES, in Tabelle 12 exemplarisch gezeigt derjenige der Niederschläge, zeigt keine exorbitanten Anomalien. Der Jahreslauf des Standards A21 wird im Experiment O1 im wesentlichen nachgezogen. Dabei wurde gemittelt über die entsprechenden Monate der Jahre 11 bis 20 bei Lauf A21, diejenigen der Jahre 2 bis 10 bei Lauf O1. Die Werte sind in  $[\text{cm/monat}]$  angegeben.

Schließlich soll eine SIGNIFIKANZANALYSE der Anomalien der Temperatur-Jahresmittelwerte der beiden Experimente nach Student's t-Test betrachtet werden, wie erläutert in Abschnitt 14.6 und dargestellt in Abbildung 29. Es zeigt sich eine global deutlich signifikante Wirkung der durchgeführten Modifikationen, insbesondere auch in Regionen fern des Eingreifens in die Eingabefelder. In Experiment O1 gegen A21 signifikant kälteren Gitterzellen wird dabei der Wert -1 zugeordnet, signifikant wärmeren der Wert +1. Insgesamt zeigen bei einer Fehlerwahrscheinlichkeit von 5 Prozent 1,436 oder 70 Prozent der 2,048 Gitterzellen eine signifikante Anomalie, wobei die Zellen mit negativer signifikanter Anomalie diejenigen positiver Anomalie

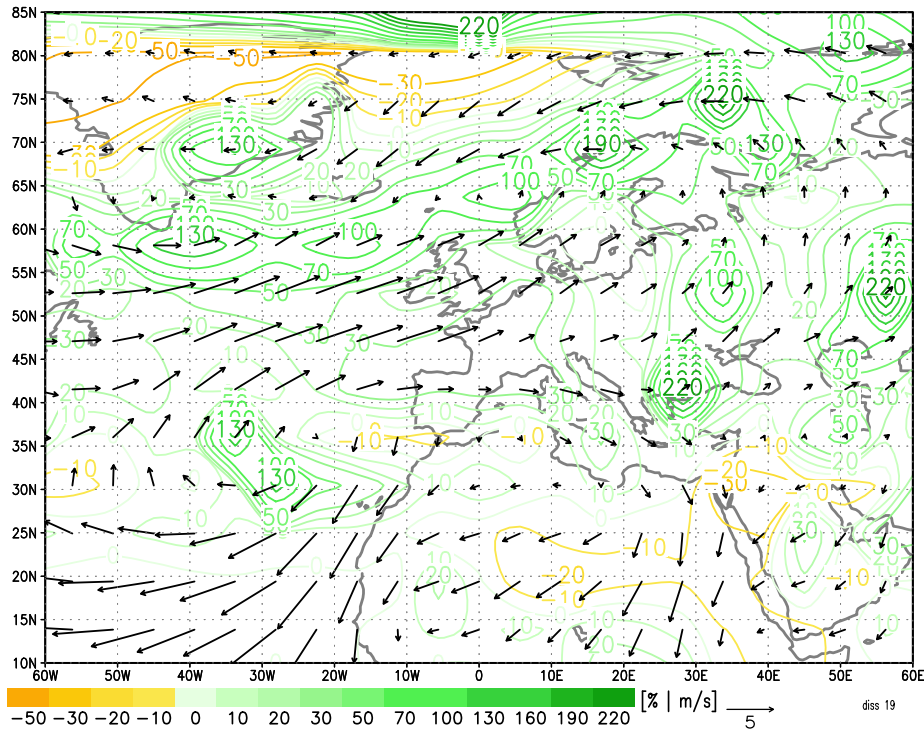


Abbildung 28: Anomalie der Windstärken O1 gegen A21; mittlere Winde O1; Detail Dargestellt ist der Mittelwert der Anomalien der Monatsmittelwerte über alle Monate der Jahre 2 bis 10, in Feldliniendarstellung, in %; die Windpfeile geben die mittleren Winde in O1 wieder; unten der Einheitenpfeil für Windgeschwindigkeit 5 m/s

überwiegen mit 1,160 gegen 276. Das mit der Fläche gewichtete globale Mittel der Signifikanzwerte beträgt -0.51.

Für die Jahresniederschläge sind die Ergebnisse einer entsprechenden Untersuchung nicht ganz so prägnant (o.Abb.). 1,035 oder 51 Prozent der Gitterzellen zeigen eine signifikante Anomalie, 653 davon negative, 382 positive, das gewichtete globale Mittel ist 0.11. Für die Windkomponenten ergibt sich entsprechend: West/Ost 1,124 signifikante Zellen, mit gewichtetem Mittel 0.07, Süd/Nord 1,134 signifikante Zellen, mit gewichtetem Mittel 0.01. Hierbei steht das Vorzeichen der Signifikanz für größer oder kleiner Werden der Windgeschwindigkeit bezogen auf den Richtungsvektor West/Ost bzw. Süd/Nord, hat also ohne nähere Untersuchung keine Aussagekraft über die Stärke der Veränderung, denn „signifikant negativ“ kann bedeuten: der Wind weht stärker aus Osten (negative Kennzahl der Windgeschwindigkeit wird noch kleiner), oder aber, er weht schwächer aus Westen (positive Kennzahl der Windgeschwindigkeit wird kleiner). Damit stellen diese letzten Befunde ohne weitere Bearbeitung ein triviales Beispiel dar aus der Menge signifikanter aber fraglicher physikalischer Aussagen gemäß der Warnung zur Anwendung von Tests, siehe Seite 181.

Für die eher aussagekräftige Windstärke ergibt sich das gewichtete Mittel der Signifikanzen zu -0.06, die Anzahl der signifikanten Zellen zu 1,100.

Monat	Lauf	global	land	sea	$\pm 15$	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
Jan	A21	8.12	6.78	8.66	13.52	6.68	6.60	4.42	0.03	10.20	4.60
	O1	7.72	5.74	8.52	12.88	6.33	6.21	4.35	0.05	9.84	5.66
Apr	A21	8.05	5.95	8.90	13.94	5.44	7.82	5.11	0.42	4.14	3.23
	O1	7.67	4.88	8.80	13.37	5.10	7.57	5.02	0.79	5.18	2.93
Jul	A21	8.25	5.73	9.28	12.63	3.70	8.58	4.88	4.20	6.71	1.04
	O1	7.98	5.21	9.10	12.14	3.72	8.36	4.68	5.24	7.03	1.33
Oct	A21	7.86	5.88	8.66	12.71	3.88	7.21	4.72	0.91	6.06	4.55
	O1	7.53	4.93	8.59	12.06	3.68	6.95	4.60	0.55	6.28	4.31

Tabelle 12: Niederschläge im Januar, April, Juli, Oktober, O1 und A21; in cm/monat

*Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1*

In allen betrachteten Variablen zeigt sich somit signifikant die Auswirkung der Eingriffe in die Randbedingungen des Modelles, am deutlichsten und mit ausgeprägtester Tendenz bei den Temperaturen, mit der geringsten Tendenz bei der Windstärke.

Insgesamt kann also als Ergebnis dieses ersten Versuches einer Annäherung an die gewünschten Veränderungen in Auflösung T21 festgehalten werden:

- Die ausreichende Sensitivität des Modelles für Modifikationen in der Orographie ist gegeben.
- Die Sensitivität auf Modifikationen von Albedo, Oberflächenrauigkeit etc. kann ohne weitere, eigens hierauf abgestimmte Experimente nicht eruiert werden; mithin werden die entsprechenden Modifikationen der Eingabedaten / Eingabeparameter ohne weiteres Hinterfragen vorgenommen.
- Die Reaktion des Modelles auf die eingeführten Modifikationen ist im allgemeinen plausibel hinsichtlich

*des Raumes:* Keine der untersuchten prognostischen Variablen zeigt ein gegen A21 nicht mehr nachvollziehbares anomales Verhalten als da möglich wären beispielsweise: Verlagerung des Gebietes des globalen Niederschlagsmaximum vom Südchinesischen Meer hinaus auf den freien Pazifik, oder: Gletscherbildung im Inneren Australiens etc.

Doch sind großräumige Fernwirkungen der Orographieveränderungen im Sinne von ‘der Himalaya wurde abgesenkt, deshalb regnet es nun deutlich mehr vor der Westküste Südamerikas’ erkennbar. Auffällig ist die im Experiment auftretende globale Abkühlung, insbesondere auf der von Modifikationen nicht direkt berührten Südhemisphäre. Dies ist zumindest zum großen Teil auf Abschneideeffekte der Orographieanpassungen zurückzuführen (Ansteigen), insbesondere in der Antarktis.

*der Zeit:* der Jahresgang bleibt erhalten. Da hier lediglich Monatsmittel betrachtet werden, kann eine tiefere Untersuchung allerdings nicht erfolgen. Auch der Tagesgang wurde damit unterdrückt.



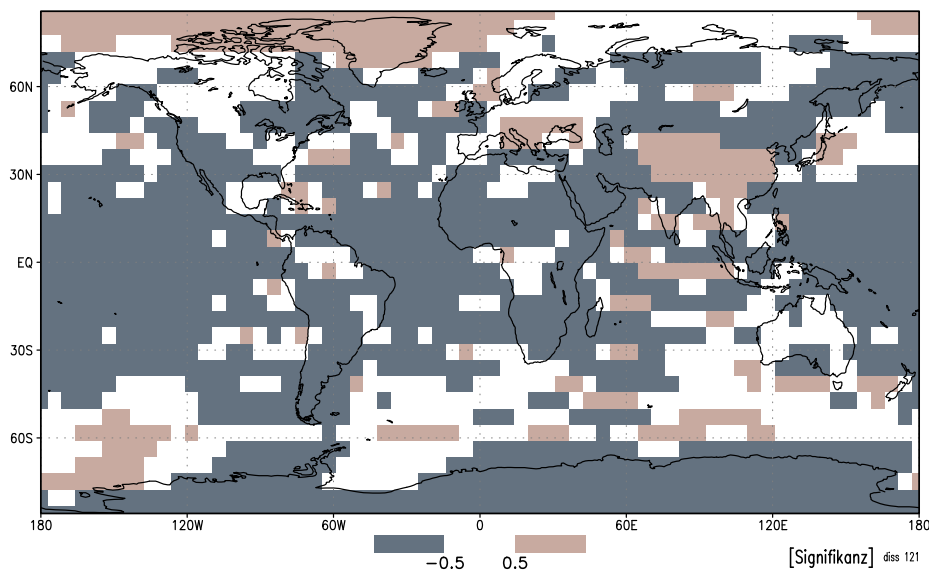


Abbildung 29: Signifikanz der Anomalien O1 gegen A21 nach Student's t-test. Untersucht wird die Jahresmitteltemperatur. Das Signifikanzniveau beträgt 5 Prozent ( $2 * 2.5$  Prozent). 1-seitiger, lokaler Test über die Jahre 2 bis 10 aus O1 gegen den Mittelwert aus den Jahren 11 bis 20 des Experimentes A21. Die Werte Null stehen für insignifikante Anomalie in der betreffenden Zelle, -1 für signifikant negative Anomalie (O1 kälter als A21), +1 für signifikant positive Anomalie

...

Dieses erste Experiment mit rudimentärer Orographie des Torton zeigt: Das Modell reagiert sensitiv und plausibel auf Orographieveränderungen. Die Modifikationen der Nordhemisphäre wirken deutlich auf die Südhemisphäre. Die globale Jahresmitteltemperatur fällt um  $0.28^{\circ}\text{C}$ , zum großen Teil zurückzuführen auf Abschneideeffekte bei der Anpassung der Orographie hauptsächlich in der Antarktis, doch fällt auch diejenige der Landflächen zwischen  $60^{\circ}\text{S}$  und  $60^{\circ}\text{N}$  um  $0.39^{\circ}\text{C}$ . Der Nordatlantik erhält einen deutlich zyklonalen Charakter, die Wintertemperaturen in Europa steigen. Das El Niño-Phänomen im Pazifik bleibt unbeeinflusst, ebenso der afrikanische Monsun. Der asiatische Wintermonsun wird verstärkt, der Sommermonsun geschwächt. Die Niederschläge nördlich Tibets bleiben nahezu konstant, diejenigen im Südchinesischen Meer und über den Sundainseln entsprechend dem Windregime verstärkt bzw. geschwächt. Große Trockengebiete erhalten mehr Niederschlag, darunter die Auftriebsgebiete vor den Westküsten Nord- und Südamerikas. Der Jahreslauf bleibt unverändert

## 6 Verfeinerte Orographie des Torton – Experiment O3

Der nächste Schritt in dieser Serie von Modellierungen ist der ‘Obermiozäne Referenzlauf’ der Orographie, welcher weiteren Sensitivitätsstudien zum Maßstab dienen soll. Dabei soll die globale Orographie der für das Torton angenommenen Situation besser angepasst werden.

Weiterhin wird die Methode der Linearinterpolation der vorliegenden Daten zur Zeitscheibe 10 Mabp auf die Modellzeit 8 Mabp angewandt, wie auf Seite 49 dargelegt. Ebenso verwendet wird wieder die bereits oben für Experiment O1 herangezogene Weltkarte des Torton von Joachim Kuhlemann, anhand derer nunmehr global die Orographie an die Situation des Torton angepasst wird. Die so dem Modell für das Experiment O3 eingegebenen Daten sind in Tabelle 13 zusammengestellt. Alle mit dem Vermerk ‘unverändert’ versehenen Gebirgszüge und Hochländer werden weder in diesem noch den folgenden Experimenten verändert, *kursiv* wiedergegebene Werte werden bereits in den Experimenten O1 und O2 verwendet.

Gebirge/Hochland	Höhe 10 Mabp in % der heutigen	Kommentar Lage in Grad Länge/Breite negative Werte entsprechen westlicher Länge bzw. südlicher Breite
<b>Africa Arabia</b>		
East African Highlands	100	unverändert
Ethiopian Highlands	75?	unverändert
Hedjas/Asir & Nubien	75	40/25 (Grobe Lokalisierung in Länge/Breite)
Atlas	80	
Rif	20	
<b>Europa</b>		
Spanien (Sierra Nevada)	20	
Pyrenäen	100	unverändert
Sardinien	100	unverändert
Apennin	0	13/43
<i>Dinarische Alpen</i>	<i>50</i>	
<i>Balkan</i>	<i>60</i>	
<i>Südkarpaten</i>	<i>20</i>	
<i>Ost/Waldkarpaten</i>	<i>50</i>	

Tabelle 13 Fortsetzung auf der folgenden Seite

Fortsetzung

<i>Böhmische Platte</i>	50	15/50	
<i>Alpen</i>	60		
<i>Westalpen/Massif Central</i>	50		
Lappland	60	16/64	
Ural	100		unverändert
<b>Asien Kleinasien</b>			
Hochland von Anatolien	50	35/38	
Kaukasus	30	45/43	
Zagros/H v Iran	30		
<i>Afghanistan/Hindukusch</i>	40	70/35	& Belutschistan
<i>Tadschikistan ( Tian Shan)</i>	20	70/40	
<i>Himalaya</i>	40		
<i>Hochland von Tibet</i>	30		nach <i>Gengwu et al., 1989</i> 1,000m vor dem Pliozän
<i>Südchinesisches Bergland</i>	30	100/25	
Korea	20	128/37	
Japan	60	135/35	
Kamtschatka	80	160/55	
Jakutien/Hochland von Aldan	100	140/65	unverändert
Altai/Baikal/Jablonowyj	80	100/50	
Philippines	100	120/0	unverändert
<b>Australia</b>			
Maylayan Archipelago	100	115/0	unverändert
New Guinee	60	140/-5	
Australisches Bergland	100	150/30	unverändert
New Zealand	20	170/-45	
<b>Amerika</b>			
Südliche Anden	100	-70/-30	unverändert
Nördliche Anden	100	-80/-5	unverändert
Brazilian Highlands	80	-50/-20	
Central America/Panama	50	-80/9	
Guatemala	100		unverändert
Mexican Highland	100		unverändert
Sierra Nevada	40	-120/40	nach <i>Hugget, 1991</i> ; evtl 80?
South Rocky Mountains	50	-105/40	nach <i>Ruddiman et al., 1986</i> ; evtl 100?
North Rocky Mountains	100	-120/53	

Tabelle 13 Fortsetzung auf der folgenden Seite

Fortsetzung

Appalaches	100		unverändert
Brooks Range	100	-150/70	unverändert
<b>Grönland</b>			
<i>Ice Free Area</i>	100	d.h. die südlichen Küstengebirge	
<i>Ice Shield (recent)</i>	30		
<b>AntArctica</b>	100		

‘unverändert’ : in keinem der hier besprochenen Experimente modifiziert

*Kursiv* : Wert wird bereits in den Experimenten O1 und O2 verwendet

Tabelle 13: Gebirgshöhen für das Torton 10 Mabp

Mit Experiment O3 sind die Veränderungen an der Orographie abgeschlossen. Die im Modell verwendete Orographie ist als Anomalie gegen diejenige des Experimentes O1 in Abb. 30 wiedergegeben. Die Abschneideeffekte sind ebenso wie die Veränderungen der Orographie gegen Experiment O1 viel schwächer als diejenigen von O1 gegen A21, cf. Abb. 20; die Skala ist die auch dort verwendete.

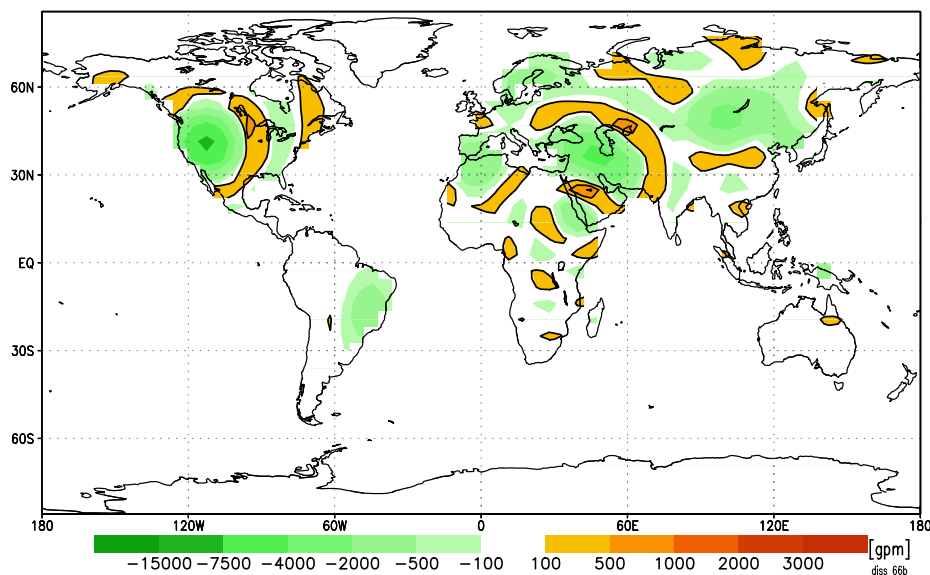


Abbildung 30: Anomalie der Orographie Experiment O3 gegen Experiment A1  
in [gpm]; alle positiven Werte sind von Konturlinien umgeben

Da die hier vorgenommenen weitergehenden Modifikationen der Orographie allesamt weder in vertikaler noch in horizontaler Ausdehnung ein ähnliches Gewicht haben wie die grundlegenden Modifikationen des Abschnittes 5, wird hier auf die weitergehende Anpassung der Felder ‘Albedo’, ‘Pflanzenbedeckung’ etc. für die nun modifizierten Gitterboxen verzichtet. Diese Werte werden unverändert aus Experiment O1 übernommen.

## Ergebnisse

Es zeigen sich nur geringe Unterschiede zu Experiment O1: Die TEMPERATUREN in zwei Metern Höhe über dem Boden zeichnen die Absenkung der Geopotenziale nach, wie Abbildung 32 und Tabelle 13 zeigen. Insbesondere sind die Anomalien in der Antarktis minimal, d.h. die durch die Modifikationen in O1 bewirkte Abkühlung der Antarktis bleibt erhalten. Die Absenkung des brasilianischen Berglandes in O3 allerdings spiegelt sich nicht wider in den Temperaturen, ebensowenig hat die westlich davon gelegene Abkühlung eine direkte orographische Ursache, auch nicht die Erwärmung um die großen Seen in Nordamerika. In Afrika und Eurasien folgen die Anomalien den Modifikationen der Orographie, bis auf die östlich Skandinaviens bis Zentralasien sowie östlich Spitzbergens bis Nordsibirien verlaufenden Bänder relativer Wärme.

Alle vorgenannten nicht in direktem Zusammenhang mit Veränderungen der Orographie stehenden Temperaturanomalien fallen mit maximal etwa einem Grad Celsius moderat aus. Nicht jedoch das in sowohl seiner Ausdehnung als auch Intensität bis  $-2.3$  Grad Celsius sich hervorhebende große Gebiet negativer Anomalien über Ostsibirien und Alaska.

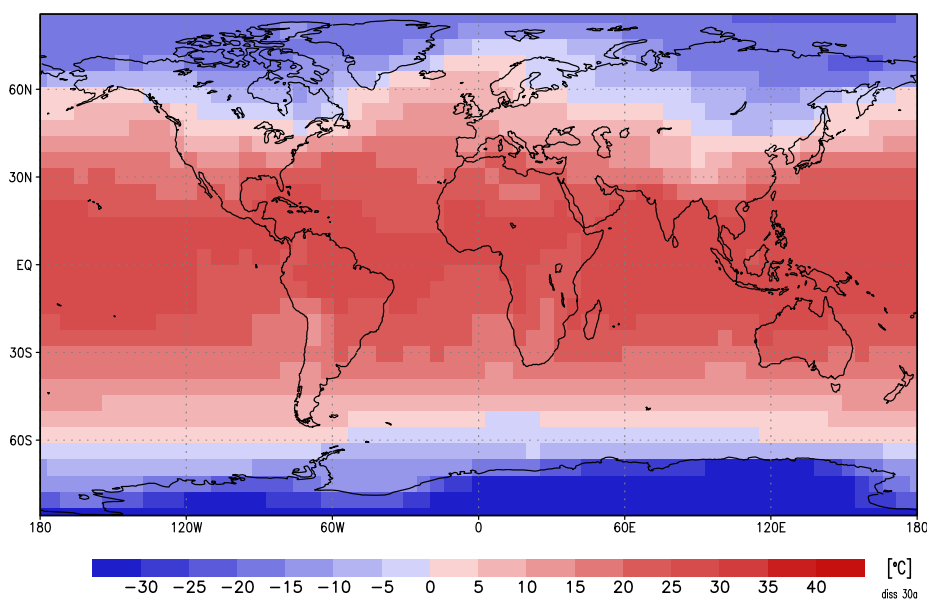


Abbildung 31: Jahresmittel der 2m-Temperatur für Experiment O3 in  $^{\circ}\text{C}$

Abbildungen 33 und 34 vergleichen die JahresNIEDERSCHLÄGE des Experimentes O3 mit denjenigen des Standardlaufes A21. Extrema in A21 sind in O3 oft gemildert: Gebiete mit hohem Niederschlagsniveau in O3 decken sich nahezu mit denjenigen negativer Anomalie gegen A21. So fällt das globale Maximum bei Papua–Neuguinea von 5.5 Metern pro Jahr in A21 ab auf 4 Meter pro Jahr in O3; ähnlich in Südamerika und Südafrika. Entsprechend erhalten die niederschlagsärmeren Gebiete vor den

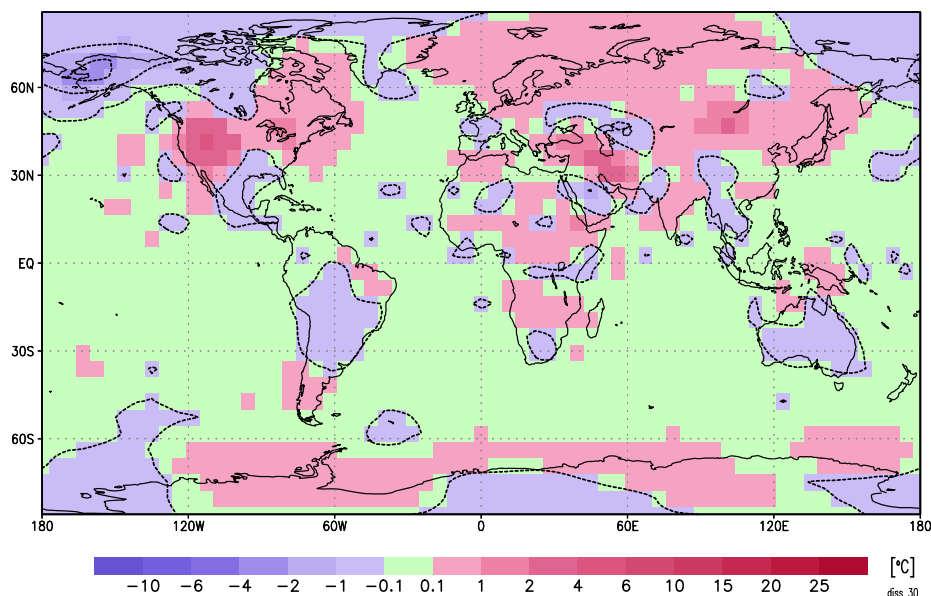


Abbildung 32: Anomalien der 2m–Jahresmitteltemperatur, O3 gegen O1  
in °C; negative Werte mit Konturlinien

Westküsten Südamerikas und Südafrikas mehr Niederschlag. Doch gibt es auch Ausnahmen von dieser Tendenz zum Ausgleich, wie sich besonders deutlich im nördlichen Indischen Ozean zeigt.

Werden jedoch die Anomalien des Experimentes O3 gegen Experiment O1 bestimmt, so zeigt sich, dass nahezu die gesamte Anomalie von O3 gegen A21 bereits in O1 auftritt. Zwar wiederholt sich beim Maximum Papua–Neuguinea die in O1 gegen A21 auftretende Verflachung der Extrema, doch in anderen Bereichen, wie zum Beispiel dem Indischen Ozean, verstärken sich die Unterschiede, wenn auch nicht sehr großflächig sondern eher kleinräumig.

Die Untersuchung der WINDE in zehn Metern Höhe über der Erdoberfläche bestätigt die oben für die Niederschläge evidenten Verhältnisse: auch hier ist Experiment O3 dem intermediären Experiment O1 ähnlicher als dem rezenten Standard A21. Abbildung 36 zeigt die Anomalien der Winde aus O3 gegen diejenigen aus O1, gemittelt jeweils über die gesamte Laufzeit des Experimentes. Die entsprechende Anomalie O1 gegen A21 ist gegeben in Abbildung 25 auf Seite 56.

Die Untersuchung der WINTER– UND SOMMERMONATE (DJF und JJA), hier ohne Abbildung, zeigt mit geringen Veränderungen gegen O1 keine Auffälligkeiten in allen untersuchten Variablen 2m–Temperatur, Niederschlag und 10m–Wind. Auch hier rührt der größte Teil der Anomalien gegen A21 jeweils aus den großen Anpassungen der Orographie in Experiment O1, auch hier wieder erfolgt eine teilweise Umkehr der Veränderungen.

Die durch die Modifikationen des Experimentes O3 bewirkten Anomalien sind

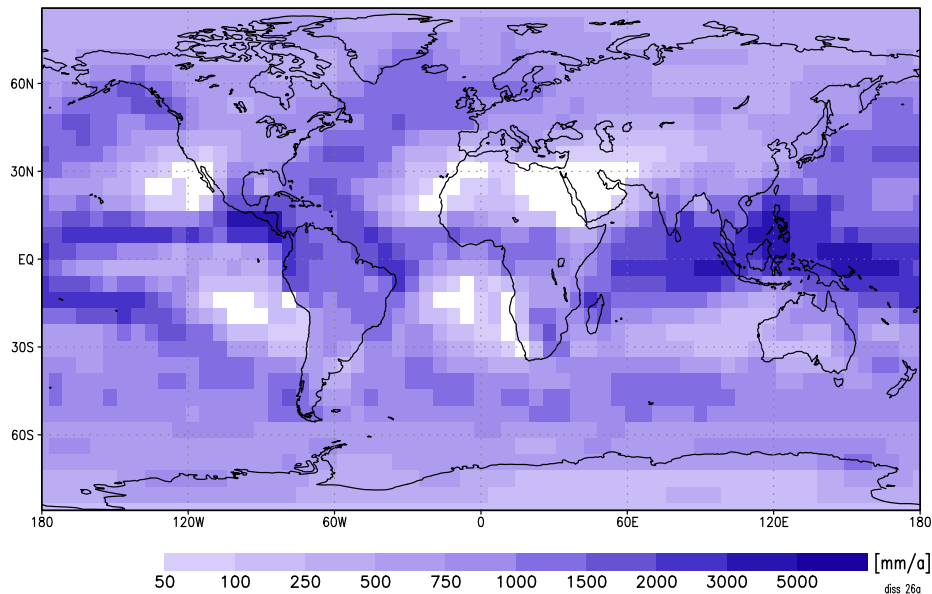


Abbildung 33: Jahresniederschlag Experiment O3, in mm/a

global größer im Nordsommer als im Nordwinter.

Anders als bei den Niederschlägen wirken sich bei den 2m-Temperaturen die Veränderungen in der Orographie nur sehr begrenzt über den Wasserflächen aus, dieses Phänomen rührt aus der starren Fixierung der SST.

In den über die Land- beziehungsweise Wasserflächen oder auch andere Bereiche summierten Werte aus Tabelle 14 zeigt sich in jeweils beiden Jahreszeiten auf beiden Hemisphären eine Abkühlung von O3 gegen A21, die jedoch wie in bei Experiment O1 zum großen Teil aus Abschneideeffekten der Orographie rührt, cf. Seite 57.

Experiment/Region	global	Land	Ozean	Europa	AArktis	>60° SH	>60° NH
A21	12.31	3.20	16.00	2.87	-21.57	-9.17	-24.33
O1 DJF	12.09	2.73	15.89	2.75	-23.81	-10.39	-24.54
O3	12.12	2.87	15.87	3.11	-23.71	-10.36	-24.84
A21	15.64	14.10	16.26	19.01	-43.43	-24.52	1.53
O1 JJA	15.27	13.32	16.06	18.54	-46.68	-26.72	1.38
O3	15.35	13.50	16.09	18.46	-46.81	-26.46	1.501

Tabelle 14: Entwicklung der Temperaturen in den Experimenten A21, O1, O3  
DJF oben, JJA unten, in °C

Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1

Wie sich bereits bei den Jahresmitteln zeigte, sind die Differenzen im Windsystem (in zehn Metern Höhe) zwischen O3 und O1 gering gegen diejenigen zwischen O1 und A21, cf. Abb. 36. Die Winde im Nordwinter (DJF) unterscheiden sich mit Ausnahme von Alaska und Ost-Sibirien (mit Maxima von 3 m/s) in O3 nur unwesentlich von denen in O1. Für das Winterhalbjahr von November bis April ergibt sich jedoch

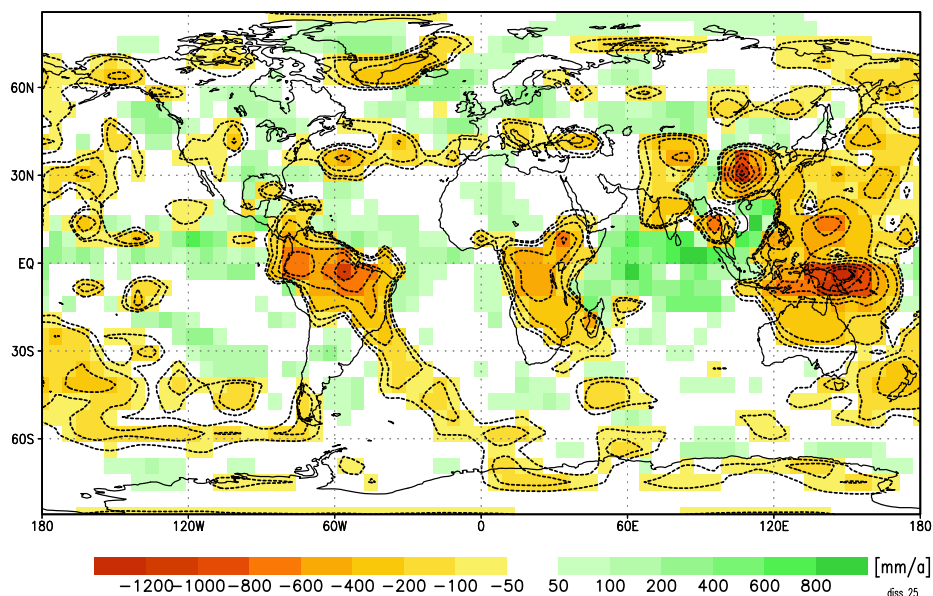


Abbildung 34: Jahresniederschlag, Anomalie O3 gegen A21  
in mm/a; negative Werte mit Konturlinien

nochmals eine Verstärkung des Islandtiefs (und damit des NAO-Index) mit intensiviertem Luftmassentransport nach Nordeuropa (o.Abb.), korrespondierend mit einer Zunahme der mittleren Jahrestemperatur, cf. Abb. 32. Für den Nordsummer sind die Unterschiede global gering, am ausgeprägtesten im Südpazifik zwischen dem 40. und dem 60. Breitenkreis, wo die Westwinde um bis zu 2 m/s geschwächt werden.

Zum Abschluss sei noch die MASSENSTROMFUNKTION betrachtet. Sie beschreibt den Luftmassenumsatz in der Atmosphäre, bildet die Hadley- und Ferrel-Zellen ab und liefert damit Aspekte des globalen Windsystemes. Die unteren Schichten der tropischen Hadley-Zirkulation sind direkt verknüpft mit dem Nordost- und dem Südost-Passat, während die unteren Schichten der Ferrel-Zellen (Ferrel'sche Druckgebilde) mit den in den mittleren Breiten vorherrschenden Westwinden verbunden sind, diejenigen der Polarzellen mit den polaren Ostwinden. Für eine tiefergehende Diskussion sei auf den Anhang 14.7 sowie *Peixoto & Oort (1992)* verwiesen. Die über die geographische Breite integrierten Massenflüsse sind angegeben in Einheiten zu  $10^{10}$  kg/s. Positive Werte entsprechen einem Drehmoment 'oben nach Norden, unten nach Süden', negative Werte 'oben nach Süden, unten nach Norden'. Die Abszisse im Diagramm gibt Breitengrade wieder, die Ordinate den atmosphärischen Druck in HektoPascal [hPa].

Wie Abbildung 37 zeigt, erfahren die einzelnen Druckgebilde im Nordwinter (DJF) deutliche Veränderungen zwischen den Szenarien A21 und O3. Mit Ausnahme der südlichen Polarzelle sind alle Zellen in O3 etwas schwächer ausgebildet als in A21. Augenfällig ist die Abschwächung der nördlichen tropischen Hadley-Zelle in O3, sowie in höheren Schichten ihre Ausdehnung nach Süden (bei 500 hPa um etwa  $3^\circ$ ),



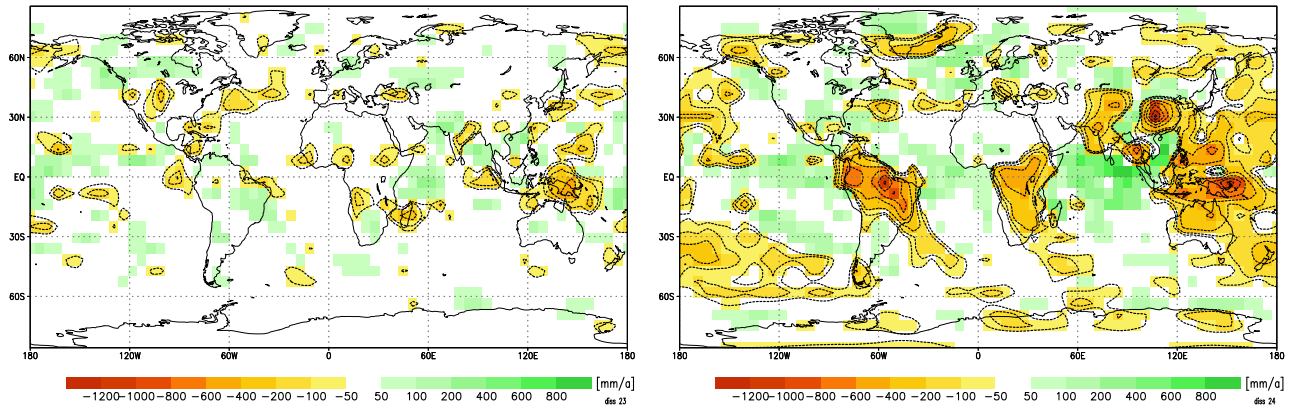


Abbildung 35: Anomalien Jahresniederschlag O3 gg. O1 (lks), O1 gg. A21 (r)  
in mm/a; negative Werte mit Konturlinien

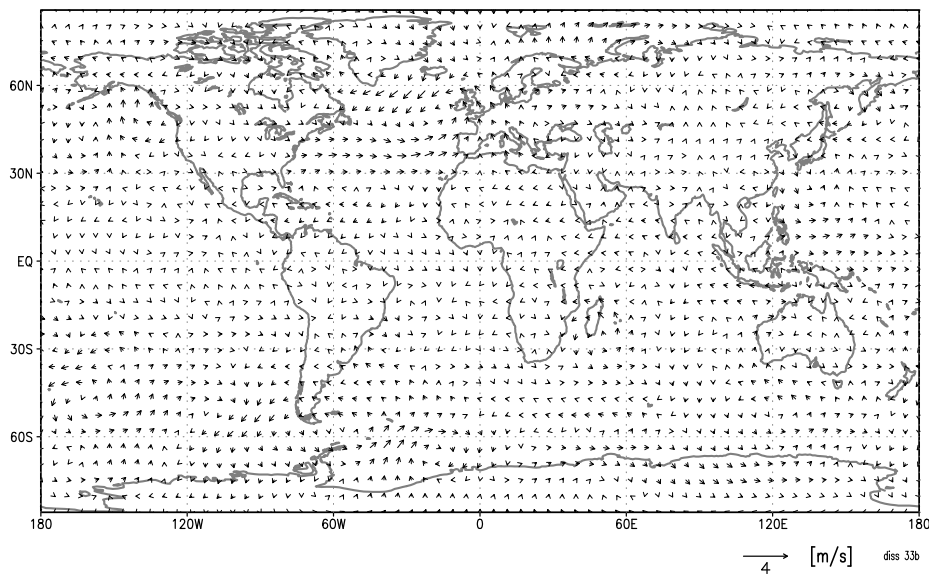


Abbildung 36: Anomalien 10m–Winde O3 gegen O1, Laufzeitmittel  
10 m Höhe, der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 4 m/s

auf Kosten der deutlich geschwächten Hadley–Zelle der Südhemisphäre. Die Inner-tropische Konvergenz steht ‘schief’ über der Erdoberfläche, wie die Null–Isolinie des Massenflusses südlich des Äquators verdeutlicht. In den 10m–Winden lassen sich diese zonal gemittelten Veränderungen nicht detailliert nachvollziehen, doch korrespondiert der im Nordatlantik intensivierte Transport nach Norden mit dem Umschlagen des in Experiment A21 bei etwa 40°N positiven Wertes in einen negativen (= ‘Transportrichtung des Unteren Strömungsastes nach Norden’) in Experiment O3. Prinzipiell erfährt das System der Planetarischen Zirkulation eine gute Abbildung durch ECHAM 3.

Noch ausgeprägter als in A21 verschwindet die Hadley–Zelle der Sommerhemisphäre in O3 nahezu. Im Vergleich mit der von *Peixoto & Oort (1992)* wiedergege-

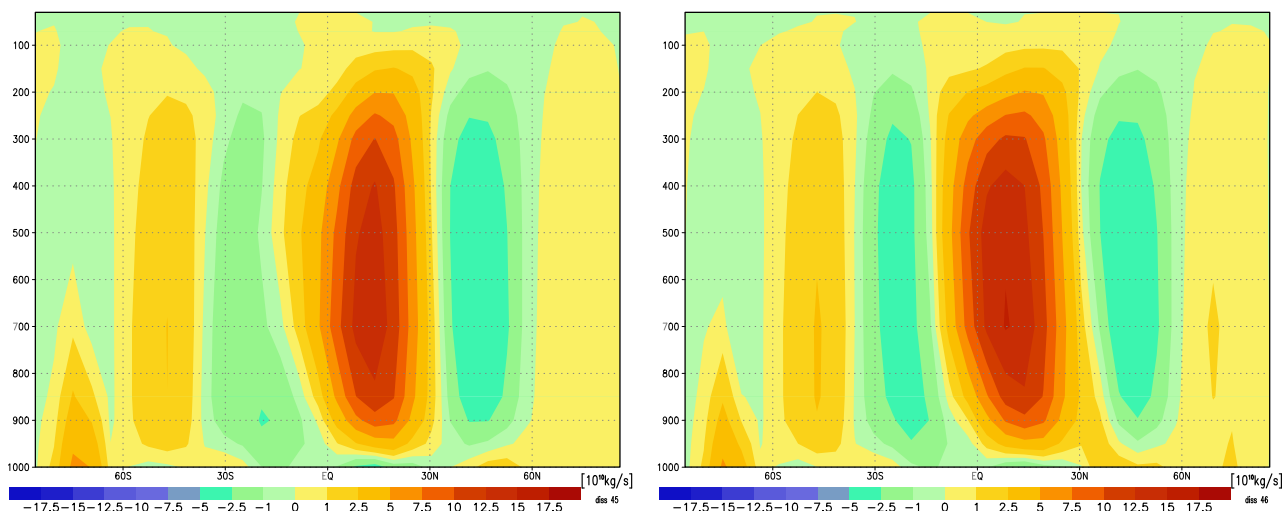


Abbildung 37: Massenstromfunktion DJF in  $10^{10}$  kg/s, O3 (links), A21 (rechts)  
 Abszisse: geographische Breite, **Süden links**, Ordinate: atmosphärischer Druck in Hekto-Pascal [hPa]. Einheit  $10^{10}$  kg/s. Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport ‘oben nach Norden, unten nach Süden’; negative Werte: inverser Transport

benen rezenten Situation (hier ohne Bild) stehen die Werte aus O3 den tatsächlichen rezenten Verhältnissen näher als diejenigen des Kontroll-Experimentes A21.

Die Frühlings- und Herbstmittel zeigen in Experiment O3 ebenso wie in Experiment A21 deutlich schwächere Maxima als die Winter- und Sommermittel, cf. Abb. 39. Der Zustand der Atmosphäre ist in den Übergangszeiten deutlich ausgewogener als in den extremen Jahreszeiten.

...

Die Temperaturanomalien des Experimentes O3 gegen O1 sind gering. Teilweise werden die Nivellierungen der Niederschlagsextrema aus O1 gegen A21 wieder aufgehoben. In allen untersuchten Variablen ist Experiment O3 dem intermediären Experiment O1 ähnlicher als dem rezenten Standard A21. Global sind die Anomalien gegen Experiment O1 größer im Nordsummer als im Nordwinter. Der Luftmassentransport im Atlantik nach Norden und nach Europa wird gestärkt, das Klima in Europa wird im Winter damit nochmals milder. Der Massentransport in der Atmosphäre wird etwas verringert gegen A21. Die Reaktionen auf die Veränderungen sind nicht über Erwarten groß, das Modell läuft nicht unkontrolliert aus dem Ruder. Mithin kann der hier erzeugte designierte interne Standard für das Torton verwendet werden in den weiteren Untersuchungen

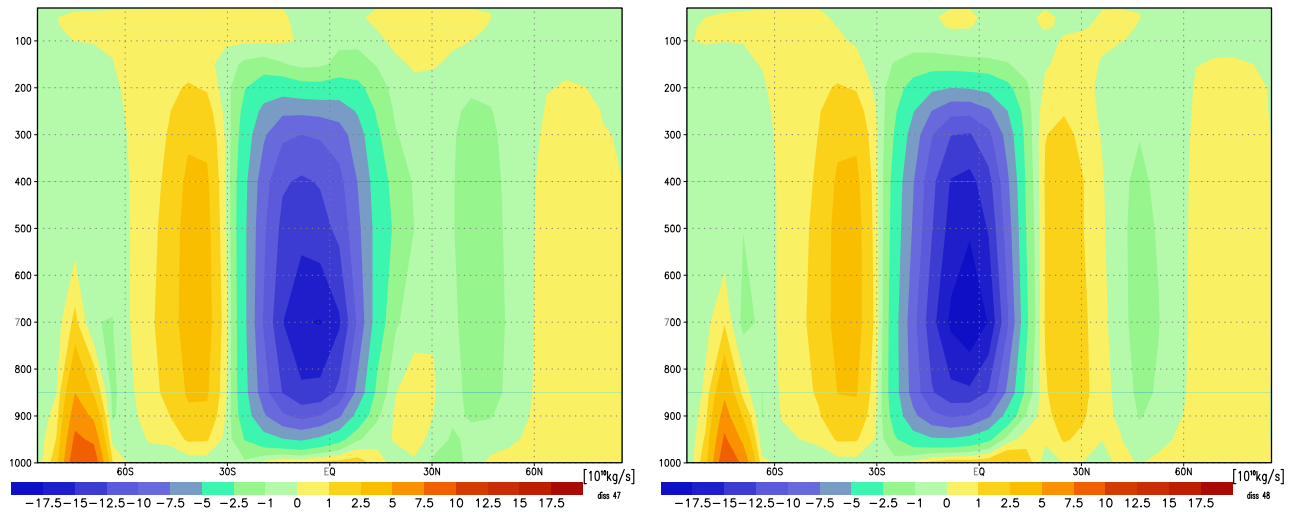


Abbildung 38: Massenströmungsfunktion JJA in  $10^{10}$  kg/s, O3 (links), A21 (rechts)  
 Abszisse: geographische Breite, **Süden links**, Ordinate: atmosphärischer Druck in Hekto-Pascal [hPa]. Einheit  $10^{10}$  kg/s. Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport 'oben nach Norden, unten nach Süden'; negative Werte: inverser Transport

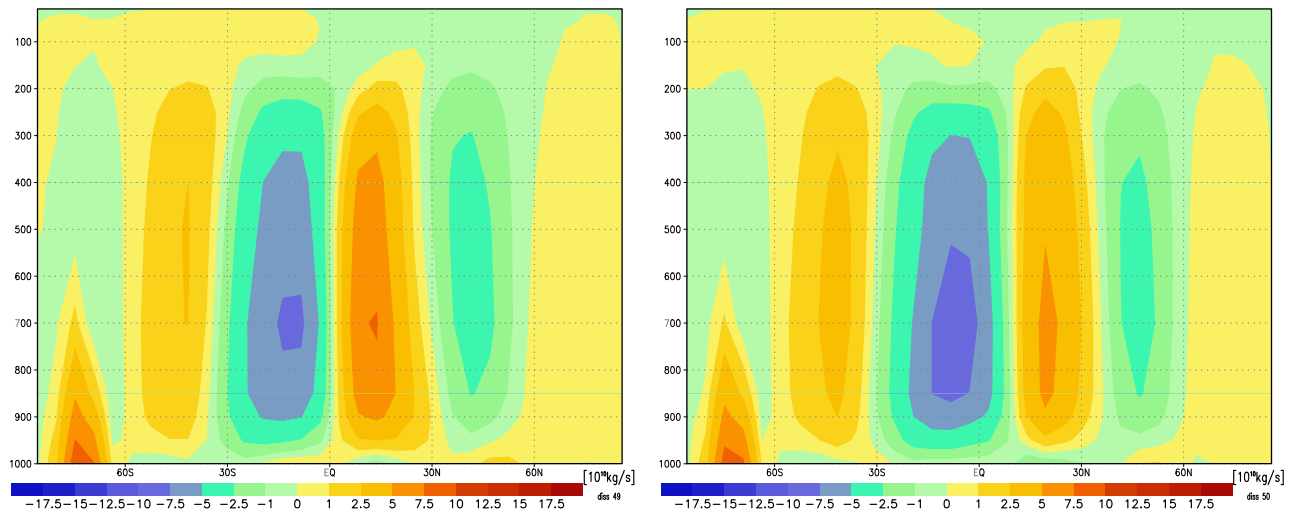


Abbildung 39: Massenströmungsfkt O3 in  $10^{10}$  kg/s, Frühling (MAM) (l), Herbst (SON)  
 Abszisse: geographische Breite, **Süden links**, Ordinate: atmosphärischer Druck in Hekto-Pascal [hPa]. Einheit  $10^{10}$  kg/s. Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport 'oben nach Norden, unten nach Süden'; negative Werte: inverser Transport

## 7 Stabilität des Modelles – Experiment O2

Relevant für die Beurteilung der Ergebnisse aus Modellläufen ist das Verhalten unter Schwankungen von Randbedingungen und sonstigen Eingabedaten. Durch den Einsatz neuer Programmversionen (des Fortran Compilers zum Beispiel) und andere Modifikationen am Gesamtsystem ist eventuell der Programmablauf nicht reproduzierbar im engeren Sinne. Bereits Rundungseffekte bei Verwendung eines ökonomischeren Rechenmodus mit kürzerer Darstellung der Daten könnten die Ergebnisse stark verändern. Es ist deshalb die Stabilität des Modelles gegen ‘Rauschen’ in den Eingabedaten zu untersuchen.

Es wird ein Paar O1 und O2 von Experimenten betrachtet. Diese unterscheiden sich lediglich dadurch, dass ein Zufallsgenerator über das Eingabefeld der Orographie von O1 läuft und die Werte um maximal  $\pm 1\%$  verändert. Anstatt den bei O1 beispielsweise an einem bestimmten Punkt vorgegebenen 1000 Metern kann die Gebirgshöhe bei O2 hier also irgendwo zwischen 999 und 1001 Metern liegen. Dieses Verfahren wird global auf alle Gitterpunkte angewandt.

Dass hier eine Veränderung im Bereich der Orographie vorgenommen wird, ist an sich beliebig. Um ein Vergleichsexperiment zu erhalten, könnte ebenso das Programm mit irgendeinem einzigen veränderten Daten-Bit gestartet werden. Doch bliebe damit kein fester Anhaltspunkt zur Einschätzung der kausalen Zusammenhänge; auch ist so die globale Wirkung der Modifikationen sicher.

Vor dieser Untersuchung der Stabilität des Modelles allerdings sind hierzu einige einleitende technische Worte angebracht. Das hier zur Modellierung des Klimas verwendete Modell ECHAM 3 ist sehr komplex. Das ausführbare Programm selbst ist nahezu drei Megabyte groß, mit allen eingebundenen Bibliotheken, den ‘Libraries’ der Programmroutinen, sind es etwa zwölf Megabyte. Eine Bewertung der Ergebnisse in Form von Fehlerbalken ist nicht möglich. Was bleibt, sind Untersuchungen der Daten mit den Methoden der allgemeinen Statistik.

Aus dem ‘Zentralen Grenzwertsatz’ der Statistik ergibt sich die Normalverteiltheit der Ergebnisse eines AGCM, und diese kann demnach mit Hypothesentests untersucht werden; Details hierzu finden sich in Abschnitt 14.6 im Anhang. Es können aber auch in einem einfacheren heuristischen Ansatz die einzelnen Modelljahre miteinander verglichen werden, beispielsweise durch eine Kontrolle, ob die von den sommerlichen Temperatur-Mittelwerten der einzelnen Modelljahre überdeckte Bandbreite in einem realistischen Rahmen liegt, welcher den Erfahrungswerten ‘verregneter kühler Sommer’ und ‘wolkenloser heißer Jahrhundertssommer’ in etwa entspricht.

Der erste Test, die Betrachtung einander entsprechender graphischer Auswertungen der beiden Experimente O1 und O2, zeigt nur minimale Unterschiede zwischen

den beiden Experimenten. Die numerische Untersuchung allerdings bedarf etwas mehr an Aufwand. Exemplarisch sind in Tabelle 15 die vergleichenden Daten für die Jahresmittel der 2m-Temperaturen und Niederschläge sowie die Winterwinde (DJF) zusammengestellt. Neben den Daten ist ebenfalls die Standardabweichung der entsprechenden Werte aus den vier Experimenten angegeben sowie drei Maße für die Stärke der Anomalien:

$rel_1$  gibt die Anomalien zwischen den den entsprechenden Werten der ‘Zwillingsexperimenten’ O1 und O2 an in Prozent der Anomalie des Experimentes O3 gegen das rezente Experiment A21 nach der Formel  $rel_1 = |100 * (w_{O2} - w_{O1}) / (w_{O3} - w_{A21})|$

$rel_2$  vergleicht entsprechend die Anomalien aus O1 gegen O2 mit denjenigen aus O1 gegen A21 nach der Formel  $rel_2 = |100 * (w_{O2} - w_{O1}) / (w_{O1} - w_{A21})|$

$rel_3$  schließlich vergleicht die Anomalien aus O1 gegen A21 mit denjenigen aus O3 gegen A21 nach der Formel  $rel_3 = 100 * (w_{O1} - w_{A21}) / (w_{O3} - w_{A21})$ .

Der Verwandtschaft der Experimente O1 und O2 wegen wird in  $rel_1$  und  $rel_2$  das Vorzeichen unterdrückt; in  $rel_3$  steht genau dort ein Minuszeichen, wo die Anomalien des Experimentes O1 mit groben Orographieänderungen gegen A21 und diejenigen aus O3 mit verfeinerten Orographieänderungen gegen O1 in entgegengesetzte Richtungen laufen.

Die Betrachtung der Tabelle lehrt:

- Die Standardabweichungen (SA) entsprechender Werte aus den vier Experimenten A21, O1, O2, O3, bezogen auf den (hier nicht explizit angegebenen) Mittelwert, sind gering. Bis auf eine Ausnahme liegen sie im einstelligen Prozentbereich, meist in der Größenordnung von einem Prozent – die Experimente sind statistisch einem Ensemble zugehörig
- Die Anomalien der im Eingabefeld für die Orographie um maximal ein Promille (zufallsverteilt) voneinander abweichenden, also nahezu identischen, Experimente O1 und O2 gegeneinander sind klein verglichen mit denjenigen zwischen O1 und A21 ( $rel_1$ : meist im einstelligen Prozentbereich), *und* die Anomalien von O1 und O2 gegeneinander sind klein verglichen mit denjenigen zwischen O3 und A21 ( $rel_2$ ) – innerhalb des möglichen Ensembles der Experimente A21, O1, O2, O3 bilden die Experimente O1 und O2 ein Sub-Ensemble größerer Ähnlichkeit. Insbesondere liegen die Anomalien O2 gegen O1 stets innerhalb der Größenordnung von einem Promille des Wertes in O1, sind also nicht etwa nicht-linear verstärkt
- Bis auf zwei Ausnahmen tragen die Anomalien O1 gegen A21 und O3 gegen A21 jeweils dasselbe Vorzeichen (d.h.  $rel_3$  ist positiv). Führen demnach Modifikationen in O1 zu einer positiven Anomalie gegenüber A21, dann auch die Modifikationen in O3 gegenüber A21 (Wie bereits in O1 erfolgt in O3 Absenkung, nie Hebung)
- Häufig wird die Anomalie aus O1 gegen A21 durch O3 wieder teilweise zurückgenommen,  $rel_3$  ist dann größer als 100 % – Die Modifikationen in O3 scheinen in dem

Sinne eine ‘Verfeinerung’ zu sein, als zuvor erzeugte ‘Extrem’reaktionen gemäßigt werden

– Obwohl die Standardabweichungen für die Windstärken nicht größer sind als diejenigen der anderen Variablen, sind hier die Werte der  $rel_i$  deutlich größer – das Windsystem reagiert mit größerer Dynamik auf die Modifikationen als Temperatur und Niederschlag, die Verlässlichkeit der Befunde fällt hier demnach geringer aus

– Mitteleuropa und das Europäische Mittelmeer fallen aus dem Rahmen. Hier sind die Standardabweichungen groß, und insbesondere auch die Anomalien der Experimente O1 und O2 gegeneinander, verglichen mit denjenigen gegen A21 und O3:  $rel_1$  und  $rel_2$  sind für Temperatur und Niederschlag mit bis zu 850 % sehr viel größer als in anderen Gebieten. Dies liegt in der geringen Ausdehnung dieser Gebiete begründet sowie ihrer Lage auf der modifizierten Nordhemisphäre und im Westwindgürtel, cf. Seite 142. Nahe der kontinentalen Westküste gelegen ist das Wetter Mitteleuropas naturgemäß größeren Varianzen unterworfen als innerkontinentales Wetter. Eine entsprechende (hier nicht wiedergegebene) Untersuchung ähnlich kleiner Gebiete bestätigt dies.

Eine zonale Projektion der Temperatur- und Niederschlagswerte in Abb. 40 verdeutlicht noch einmal die Ähnlichkeit der beiden Experimente O2 und O3 untereinander, verglichen mit A21 und O1.

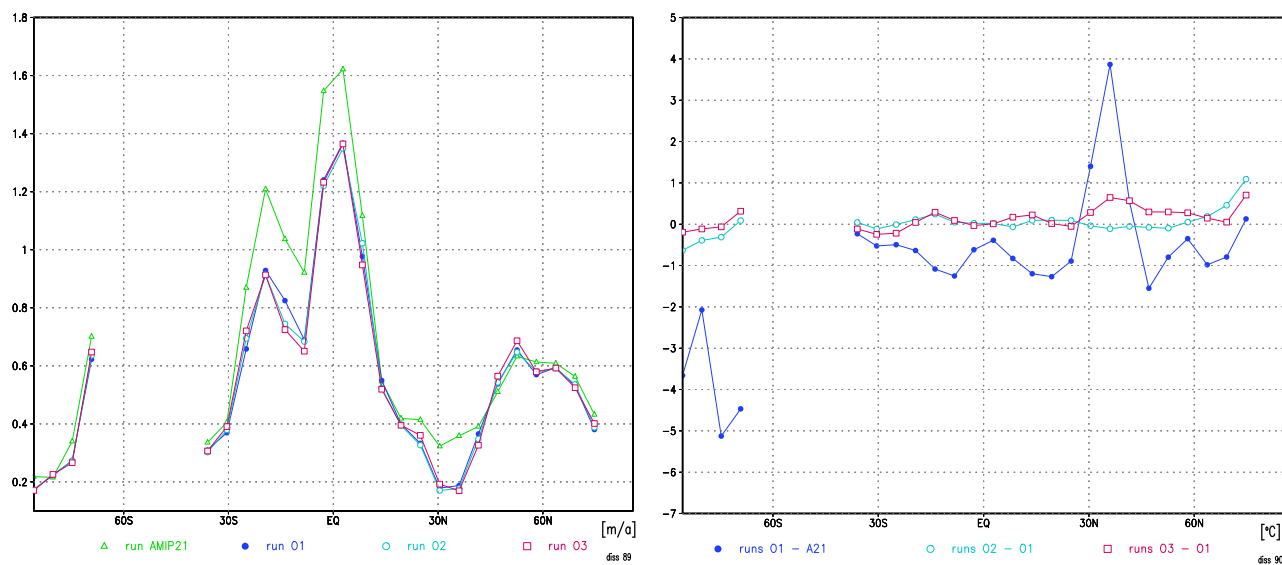


Abbildung 40: Zonale Mittel auf den Kontinenten, Experimente A21 bis O3

links: Jahresniederschläge absolut  $\triangle$ : A21  $\bullet$ : O1  $\circ$ : O2  $\square$ : O3

rechts: Temperatur-Differenzen  $\bullet$ : O1-A21  $\circ$ : O2-O1  $\square$ : O3-O1

Eine Signifikanzanalyse zu den 2m-Temperaturen der Experimente O1 und O2, Student’s t-Test (cf. Abschnitt 14.6) angewandt auf die Anomalien der Jahresmittelwerte, ist dargestellt in Abbildung 41. Sie zeigt im Vergleich mit der in Abschnitt 2.3.2, Abb. 29 durchgeführten analogen Untersuchung zu O1 und A21 nur wenige Gitterzellen mit signifikanter Anomalie. Insgesamt weisen bei einer Fehlerwahrschein-

lichkeit von 5 % 303 oder 15 % der 2,048 Gitterzellen eine signifikante Anomalie auf, wobei die Zellen mit negativer signifikanter Anomalie diejenigen positiver Anomalie überwiegen mit 162 gegen 141. Das mit der Fläche gewichtete globale Mittel der Signifikanzwerte beträgt etwa -0.008.

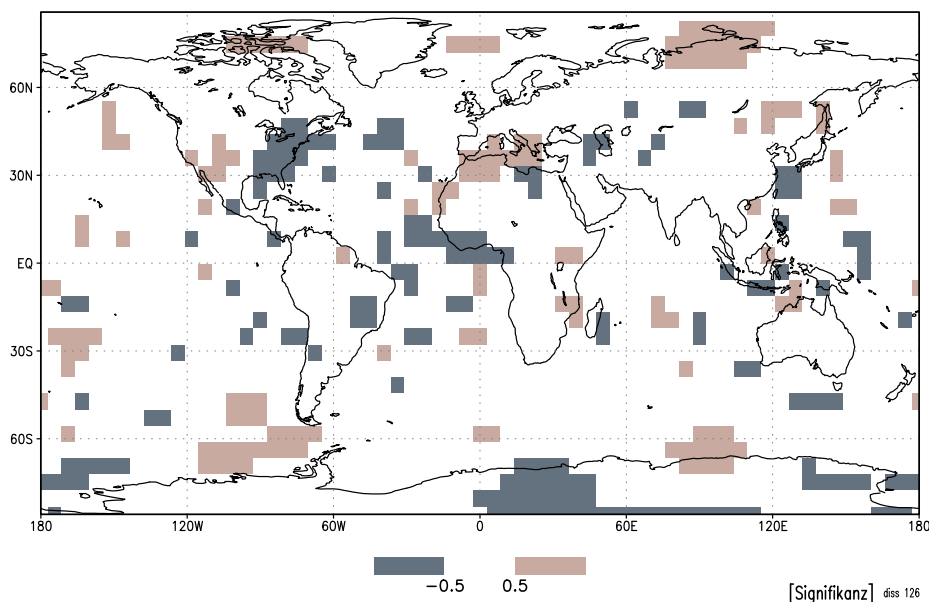


Abbildung 41: Signifikanz der Anomalien O2 gegen O1 nach Student's t-Test. *Untersucht wird die Jahresmitteltemperatur. Das Signifikanzniveau beträgt 5 % (2 \* 2.5 %). 1-seitiger, lokaler Test über die Jahre 2 bis 10 aus O2 gegen den Mittelwert aus den Jahren 2 bis 10 des Experimentes O1. Die Werte Null stehen für insignifikante Anomalie in der betreffenden Zelle, -1 für signifikant negative Anomalie (O2 kälter als O1), +1 für signifikant positive Anomalie*

Um dieses Ergebnis einschätzen zu können, ist zu beachten, dass, wie in Abschnitt 14.6 ausgeführt, stets die physikalische Relevanz eines Testergebnisses zu hinterfragen ist. Der hier angewandte t-Test ist ein lokaler, kein synoptischer: für jede Gitterzelle wird unabhängig von allen anderen ein t-Test über die entsprechenden Ensemblemitglieder durchgeführt. Die Varianz innerhalb ein und desselben Klima-Systemes / -Szenarios kann groß sein zumal es sich bei dem untersuchten Objekt genaugenommen um *Wetter* handelt, da lediglich über zehn Jahre integriert wird.

In Tabelle 16 wird in einem Vorgriff auf Abschnitt 10 mit einer analogen Untersuchung an Experiment M2 verglichen. Dort werden 20 fortlaufende Modelljahre berechnet. Werden diese Daten unter Verwerfen der Einschwingphase im ersten Teil in zwei Sub-Ensembles von je neun Jahren Dauer geteilt und dem t-Test unterworfen, ergeben sich Kenngrößen zur Signifikanz, die denjenigen zu O1 und O2 sehr ähnlich sind. Auch die aus *ein und demselben* Experiment gebildeten (Sub-)Ensembles unterscheiden sich demnach nicht weniger als die Zwillingsexperimente O1 und O2.

Wie die Tabelle belegt, gilt dies für ein großes Spektrum von Signifikanzniveaus; in allen Fällen ist die Anzahl der signifikant abweichenden Zellen bei O1 und O2 sogar geringer als die entsprechende bei M2. Die Anzahl signifikant von Experiment A21 abweichender Zellen ist bei Experiment O1 deutlich größer, für das häufig verwendete Signifikanzniveau 5 % etwa fünf mal so hoch wie beim Test mit den Experimenten O1 und O2. Auch der Vergleich der graphischen Darstellung der signifikant verschiedenen Gitterzellen in Abb. 41 für O1 und O2 mit der entsprechenden Abb. 42 für M2 zeigt keine auffälligen Strukturen. Im Rahmen dieser Statistik unterscheiden sich die Experimente O1 und O2 nicht signifikant voneinander hinsichtlich der Jahresmittelwerte der Temperatur in zwei Metern Höhe über dem Boden.

In die Tabelle 16 mit aufgenommen ist die Untersuchung der Anomalien aus Experiment O3 mit verfeinerter Orographie für das Torton gegen die rudimentäre Orographie aus Experiment O1. Diese Experimente unterscheiden sich in einer größeren Anzahl von Gitterzellen als O1 und O2 signifikant voneinander, doch weit weniger als O3 von A21, wie in Abschnitt 6 bereits anhand regionaler Untersuchungen ausgeführt wurde.

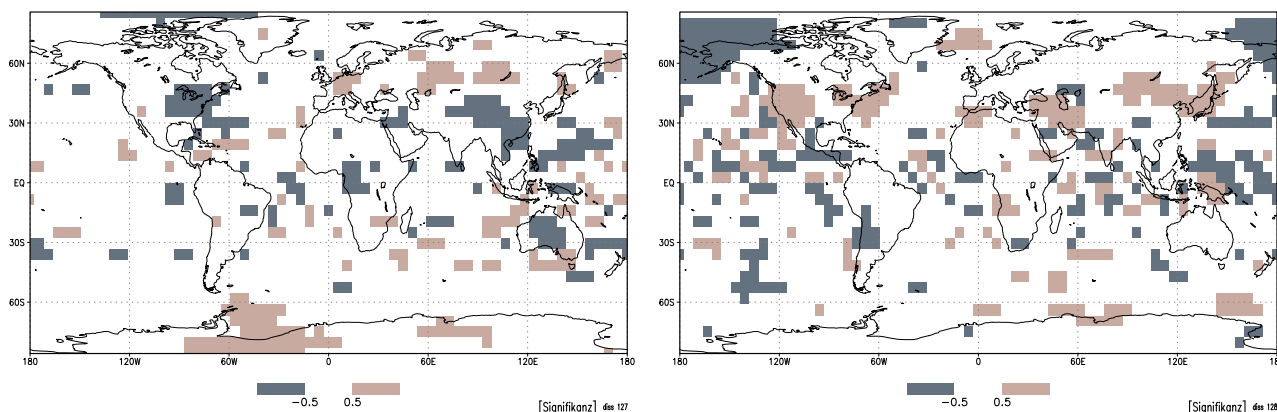


Abbildung 42: Signifikanz der Anomalien M2,1 gegen M2,2 (links), O3 gg. O1 (rechts) Jahresmitteltemperatur, Signifikanzniveau 5 % ( $2 * 2.5 \%$ ). Links: 1-seitiger, lokaler Test über die Jahre 12 bis 20 aus M2 gegen den Mittelwert der Jahre 2 bis 10 aus M2. Rechts: dito für die Jahre 2 bis 10 aus O3 gegen Mittelwert Jahre 2 bis 10 aus O1. Die Werte 0 stehen für insignifikante Anomalie in der betreffenden Zelle, -1 für signifikant negative Anomalie, +1 für signifikant positive Anomalie

Ergänzende Untersuchungen zu den Jahresmitteln der Niederschläge und Windstärken bestätigen das anhand der Temperaturen gewonnene Bild, die Untersuchung der Jahreszeiten fördert ebenfalls keine Anomalien zutage.

...

Zwei sich lediglich durch zufällige kleine Abweichungen in den Anfangswerten unterscheidende Experimente sind einander signifikant ähnlicher als beliebigen anderen Experimenten. Das Modell ECHAM 3 ist stabil gegen Rauschen



	Exp	global	land	sea	$\pm 15$	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
<b>Laufzeit</b>	<b>A21</b>	14.02	8.77	16.15	26.46	23.09	9.64	-14.49	25.13	8.69	18.27
	<b>O1</b>	13.74	8.16	16.00	26.15	22.78	9.59	-15.25	23.95	8.78	18.17
<b>Temp °C</b>	<b>O2</b>	13.75	8.16	16.01	26.14	22.79	9.56	-15.14	23.98	8.87	18.36
	<b>O3</b>	13.78	8.31	16.00	26.15	22.77	9.73	-15.29	24.01	8.88	18.22
in %	<b>SA</b>	0.83	3.00	0.40	0.52	0.59	0.67	2.15	2.05	0.87	0.38
	<b>rel<sub>1</sub></b>	4.2	0.0	6.7	3.2	3.1	<b>33.3</b>	13.7	2.7	<b>47.4</b>	<b>380.0</b>
	<b>rel<sub>2</sub></b>	3.6	0.0	6.7	3.2	3.2	<b>60.0</b>	<b>14.5</b>	2.5	<b>100.0</b>	<b>190.0</b>
	<b>rel<sub>3</sub></b>	<b>116.7</b>	<b>132.6</b>	100.0	100.0	96.9	<b>-55.6</b>	95.0	105.4	<b>47.4</b>	<b>200.0</b>
<b>Laufzeit</b>	<b>A21</b>	968	730	1,065	1,575	760	817	588	181	809	427
	<b>O1</b>	928	632	1,049	1,516	721	780	573	207	802	453
<b>Prec mm/a</b>	<b>O2</b>	929	630	1,050	1,516	717	781	575	202	769	415
	<b>O3</b>	929	637	1,048	1,513	722	783	573	203	805	421
in %	<b>SA</b>	1.82	6.40	0.66	1.70	2.39	1.96	1.08	5.11	2.00	3.38
	<b>rel<sub>1</sub></b>	2.6	2.2	5.9	0.0	10.5	2.9	<b>13.3</b>	<b>22.7</b>	<b>825.0</b>	<b>633.3</b>
	<b>rel<sub>2</sub></b>	2.5	2.0	6.2	0.0	10.3	2.7	<b>13.3</b>	<b>19.2</b>	<b>471.4</b>	<b>146.2</b>
	<b>rel<sub>3</sub></b>	102.6	105.4	94.1	95.2	102.6	108.8	100.0	<b>118.2</b>	<b>175.0</b>	<b>-433.3</b>
<b>Winter (DJF)</b>	<b>A21</b>	4.06	2.42	4.72	4.47	4.30	4.01	2.95	3.59	2.56	2.94
	<b>O1</b>	4.06	2.43	4.73	4.35	4.35	4.05	3.02	3.65	2.99	3.79
<b>Wind m/s</b>	<b>O2</b>	4.06	2.44	4.72	4.34	4.30	4.04	3.14	3.64	3.28	3.42
	<b>O3</b>	4.03	2.42	4.68	4.27	4.32	4.04	3.03	3.65	3.53	3.21
in %	<b>SA</b>	0.32	0.34	0.41	1.65	0.47	0.37	2.24	0.68	11.68	9.30
	<b>rel<sub>1</sub></b>	0.0	$\infty$	<b>25.0</b>	5.0	<b>250.0</b>	<b>33.3</b>	<b>150.0</b>	<b>16.7</b>	<b>29.9</b>	<b>137.0</b>
	<b>rel<sub>2</sub></b>	—	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	8.3	<b>100.0</b>	<b>25.0</b>	<b>171.4</b>	<b>16.7</b>	<b>67.4</b>	<b>43.5</b>
	<b>rel<sub>3</sub></b>	0.0	$\infty$	<b>-25.0</b>	<b>60.0</b>	<b>250.0</b>	<b>133.3</b>	<b>87.5</b>	100.0	<b>44.3</b>	<b>314.8</b>

Tabelle 15: Statistik zur Modellstabilität, Experimente O1 und O2 mit A21 und O3 Jahresmittelwerte in ausgewählten Gebieten für 2m-Temperatur, Niederschlag, Windstärke. SA = Standardabweichung der vier entsprechenden Werte bezogen auf den Mittelwert;  $rel_1$  = Anomalie der Werte O2 gegen O1 relativ zu Anomalie O3 gegen A21, in %, nach der Formel  $abs(100 * (w_{O2} - w_{O1}) / (w_{O3} - w_{A21}))$ ;  $rel_2$  = Anomalie O2 gegen O1 relativ zu Anomalie O1 gegen A21;  $rel_3$  = Anomalie O1 gegen A21 relativ zu Anomalie O3 gegen A21, unter Berücksichtigung des Vorzeichens. Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1

Signifikanzniveau	O2 - O1		M2-2 - M2-1		O3 - O1		O1 - A21	
	Zellen	%	Zellen	%	Zellen	%	Zellen	%
20%	790	39	815	40	948	46	1,686	82
5%	303	15	337	16	449	22	1,436	70
2%	130	6	211	10	299	15	1,320	64
1%	77	4	146	7	231	11	1,198	58

Tabelle 16: Untersuchung kleiner Ensembles, Jahresmitteltemperatur im t-Test 1-seitiger, lokaler Student's t-Test über die Jahre 2 bis 10 des jeweils erstgenannten Experimentes gegen das Laufzeitmittel aus dem anderen. Zellen = Anzahl der signifikant verschiedenen Gitterzellen; % = Anzahl in Prozent der Gesamtzahl von 2,048 Zellen. Einseitiger Test, d.h. Signifikanzniveau hat positiven und negativen Teilbereich jeweils halber Grösse (z.B. 5 % = 2 \* 2.5 %)

## 8 Torton mit kalten Tropen – Experiment T1

Nach der Anpassung der Erdoberfläche an das Szenario ‘Torton’ gilt der nächste Schritt den Meeresoberflächentemperaturen (Sea Surface Temperatures, SST). Die Experimente O1 bis O3 setzten auf rezenten SST auf, nun sollen an die Verhältnisse des Torton angepasste SST verwendet werden.

Die dem Modell ECHAM 3 übergebenen SST werden erzeugt durch Modifikation der Eingabefelder zu den rezenten SST nach AMIP, wie verwendet für Experiment A21 und beschrieben in Abschnitt 2.3.4, Seite 27ff. Um den im Torton mutmaßlich schwächeren Golfstrom abzubilden, werden die intrazonalen Temperaturdifferenzen im Nordatlantik auf 50% der rezenten Werte verflacht, cf. Seite 27. Um die Saisonalität abzuschwächen werden die Anomalien der monatlichen Eingabefelder gegen die Jahresmitteltemperatur global auf 80 % ihres Wertes reduziert, cf. Seite 27. Weder die Albedo noch die Positionen der Kontinente werden weitergehend modifiziert, sondern die entsprechenden Eingabefelder des internen Standardlaufes O3 zur Orographie des Torton zugrunde gelegt.

Es ergibt sich das zonale Jahresmittel der berechneten SST für das Torton wie als Kurve 112 (‘◇’) gezeigt in Abb. 43. Mit eingezeichnet sind die Eingabedaten für Experiment A21, in Kurve 20 (‘+’) zu Zonen von 5.625° geographischer Breite zusammengefasst. Die Spline-Interpolation über die den Positionen der Paläodaten entsprechenden Werte aus A21 sind analog der Paläokurve zu Zonen von 16° in Kurve 12 (‘⊗’) zusammengefasst.

Die interpolierte Paläo-Kurve zeigt im tropischen Ozean gegen AMIP um bis zu 5°C kältere Temperaturen, doch gibt es auch einzelne Werte im Bereich der rezenten Temperaturen. Zumindest für den Westpazifik steht dies nicht im Widerspruch zu Ergebnissen des Fossilbefundes und könnte nach neueren Ergebnissen auch für den Atlantik gelten (*Betzler, 1996*). (Für das Miozän wurden noch tiefere tropische SST bestimmt, cf. z.B. *Horrell (1990)* mit bis zu 15°C absolut).

Es ergeben sich damit die modifizierten SST und ihre Differenzen zu den Werten aus AMIP wie in den Abbildungen 44 bis 47 exemplarisch dargestellt für die Monate Januar und Juli bzw. Nordwinter und Nordsommer. Das Abfallen der Anomalien polwärts ab etwa 75° rührt von der Festsetzung der SST vereister Gitterpunkte auf -1.8°C im Kontroll-Experiment A21, siehe oben.

Insbesondere sind diese SST charakterisiert durch:

- ganzjährige Eisfreiheit des Circumantarktischen Ozeanes
- geschlossene Vereisung des Arktischen Ozeanes im Winter nördlich 86°, südlich dieser Breite Eisfreiheit
- im Sommer Rückzug des Eises auf unbedeutende Residuen
- Tropischer Ozean ganzjährig um vier bis fünf Grad Celsius kälter als rezent (AMIP)

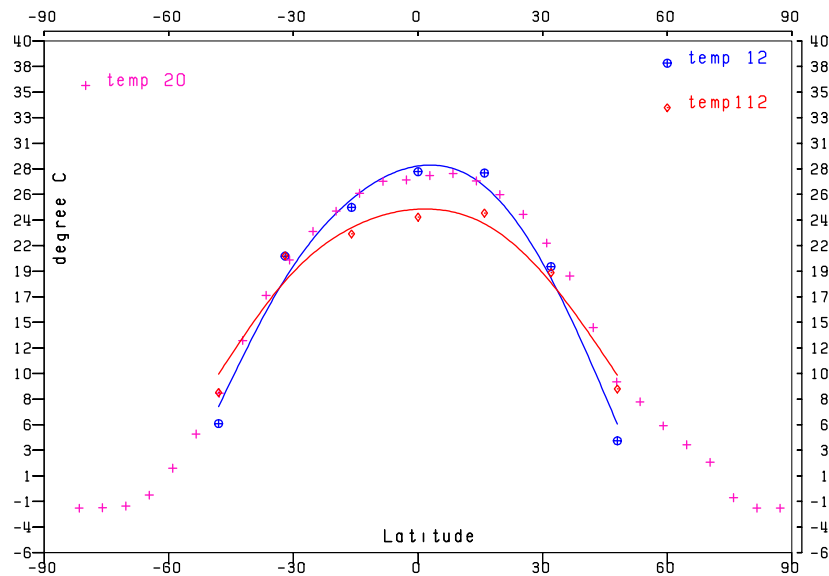


Abbildung 43: Modifizierte SST für Experiment T1 in Zonenmittelwerten

*Abszisse: Geographische Breite, **Süden links**; Ordinate: SST in °C*

*20 + : die rezenten SST aus Experiment A21,  
über 5.625°-Breitenzonen gemittelt*

*12 ⊗ : die rezenten SST an den Paläo-Datenpunkten  
zu 16°-Breitenzonen gemittelt, mit SPLINE-Interpolation*

*112 ◇ : Jahresmittel der berechneten SST für das Torton  
zu 16°-Breitenzonen gemittelt, mit SPLINE-Interpolation*

- Die Temperaturen bei etwa 35°N und 30°S sind unverändert die heutigen
- Ostgrönland- und Labradorstrom sind im Nordwinter um bis zu 8°C wärmer als rezent, was den Conveyor Belt<sup>13</sup> unterbrechen oder doch drastisch schwächen dürfte, harmonisierend mit der angesetzten Reduzierung des Golfstromes
- Der meridionale Temperaturgradient der SST zwischen Äquator und Pol ist um etwa fünf Grad Celsius flacher als in A21, siehe Abbildung 58.

Diese Daten werden nun dem Modell ECHAM 3 übergeben, zehn Modelljahre berechnet und über die Jahre Zwei bis Zehn gemittelt. Einen ersten Eindruck der sich einstellenden globalen Zirkulation vermittelt die MASSENSTROMFUNKTION<sup>14</sup>. Die in Abbildung 48 links dargestellte Hadley-Zelle des Nordwinters in T1 ist bei, bezogen auf O3 (cf. Abb. 49 links), gleichbleibender maximaler Stärke insgesamt aufgebläht in Richtung Süden, ihr Zentrum liegt jetzt bei 6°N anstatt bei 12°N. Die Ferrel-Zellen

<sup>13</sup>cf Seite 29

<sup>14</sup>cf Seite 68 sowie Abschnitt 14.7 im Anhang

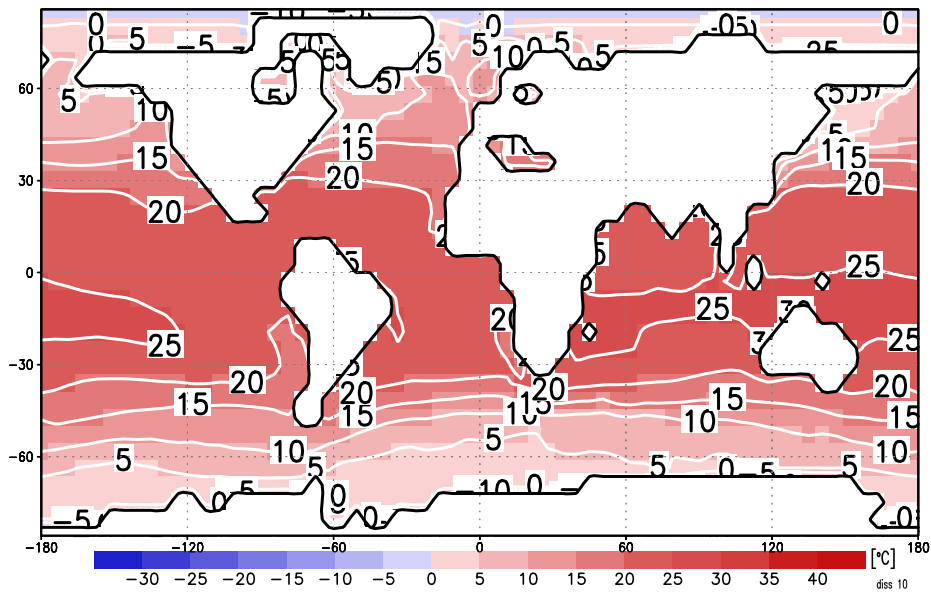


Abbildung 44: Januar-SST Experiment T1, in °C

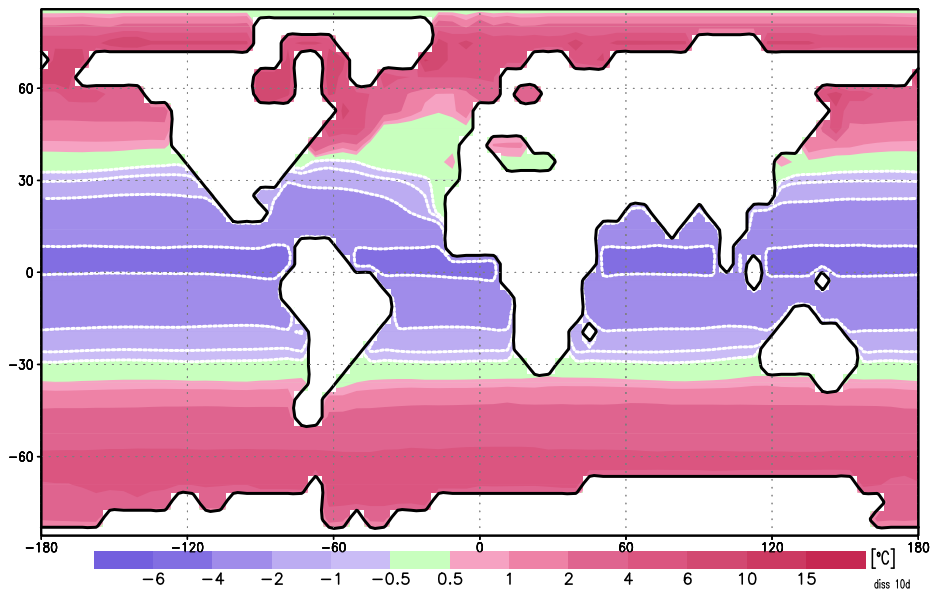


Abbildung 45: SST Nordwinter (DJF) Experiment T1, Anomalie gegen A21, in °C  
*Bereiche negativer Werte sind von weißen Konturlinien umgeben*

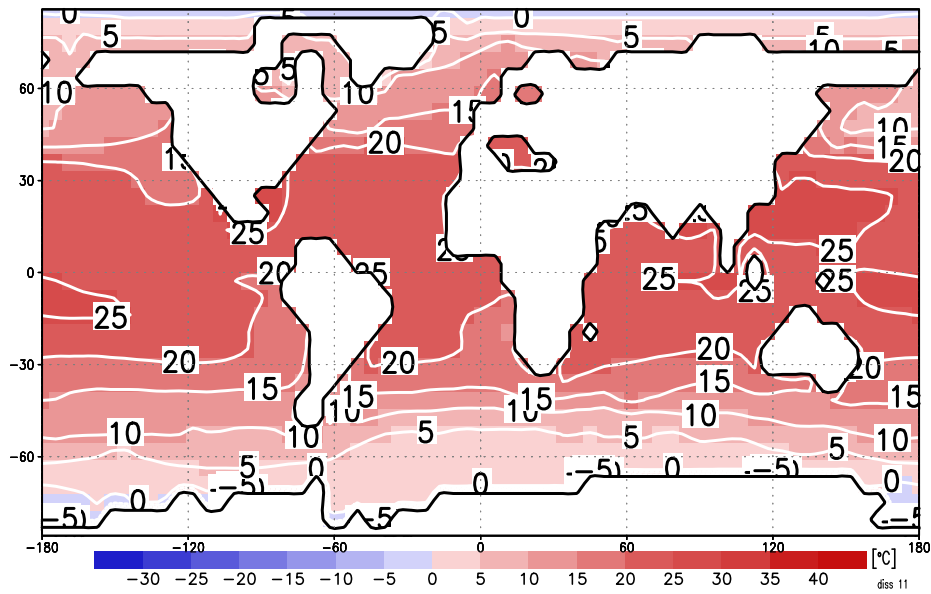


Abbildung 46: Juli-SST Experiment T1, in  $^{\circ}\text{C}$

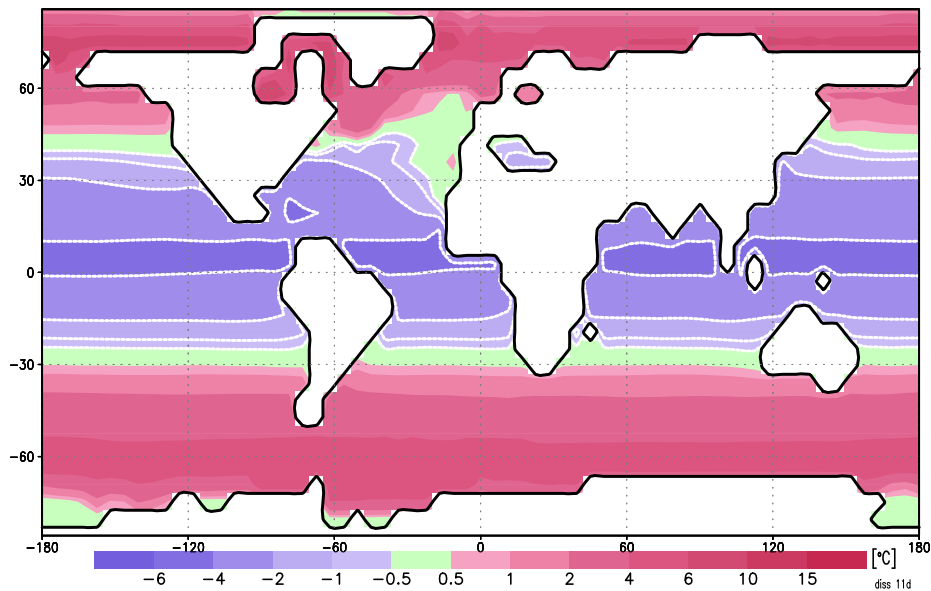


Abbildung 47: SST Nordsummer (JJA) Experiment T1, Anomalie gegen A21, in  $^{\circ}\text{C}$   
*Bereiche negativer Werte sind von weißen Konturlinien umgeben*

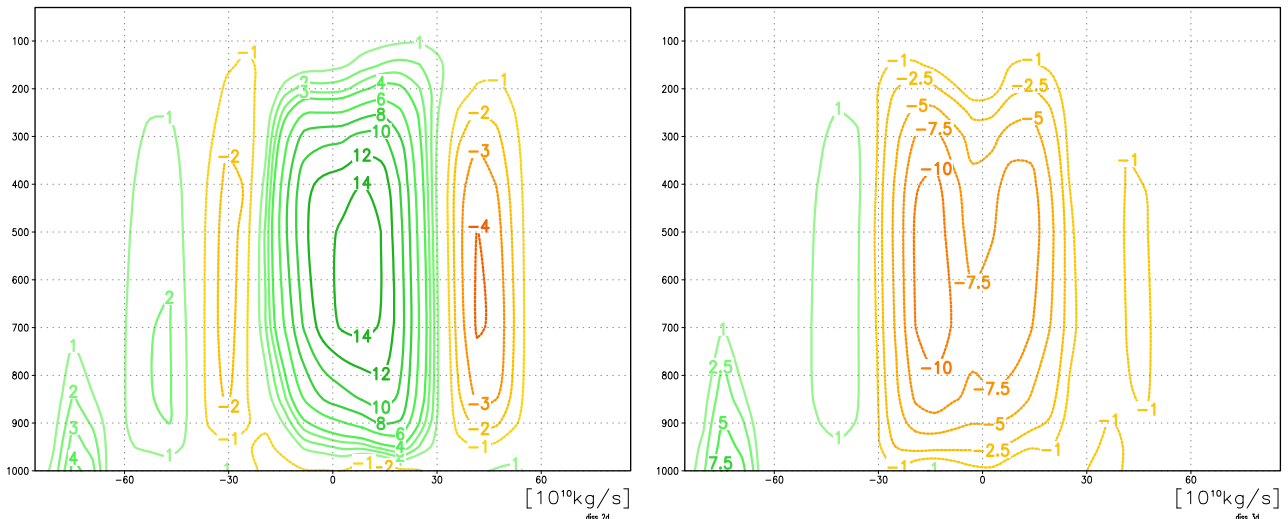


Abbildung 48: Massenstromfunktion T1, Nordwinter (links), Nordsummer (rechts)  
 Abszisse: geographische Breite, Ordinate: atmosphärischer Druck in HektoPascal [hPa].  
 Einheit  $10^{10} \text{ kg/s}$ . Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport 'oben nach Norden, unten nach Süden'; negative Werte: inverser Transport

sind etwas abgeschwächt, die Polarzellen bleiben nahezu unverändert. Ganz anders die Situation im Nordsummer (Abb. 48 rechts): Das gesamte Massentransportsystem ist infolge des geschwächten meridionalen Temperaturgradienten um 30-50 % schwächer ausgebildet.

Bereits vor den Manipulationen an den SST war in den Experimenten A21 bis O3 jeweils in der Hadley-Zelle der Winterhemisphäre eine Tendenz zur Plateaubildung auszumachen, die Zelle hatte eine 'Delle' wo eigentlich der Hochpunkt der Konturlinien zu erwarten war (cf. Abb. 50). Diese Einschnürung entwickelt sich nun im Nordsummer des Experimentes T1 nicht nur zu einer Ausbauchung der Zelle, sondern zu einer deutlichen Aufspaltung in zwei Teile, einhergehend mit einer drastischen Abschwächung auf etwa die halbe Intensität (Abbn. 48 und 50). Die Spanne zwischen den Extrema fällt ab von  $-18 \cdot 10^{10} \text{ kg/sec}$  und  $9 \cdot 10^{10} \text{ kg/sec}$  bei A21 auf -15 und 9 bei O1 O2 O3, -10 und 6 bei T1<sup>15</sup>. Die Zelle füllt nun den gesamten Bereich zwischen  $30^\circ\text{S}$  und  $30^\circ\text{N}$  aus, ist also deutlich nach Norden gewachsen.

Die TEMPERATUREN zwei Meter über dem Boden zeigen eine deutliche Übertragung der Anomalien der SST auf die inneren Bereiche der Kontinente und eine Verstärkung mit einem Faktor von bis zu drei, wie insbesondere Abbildungen 51 und 52 darlegen. Dies gilt für Sommer wie Winter. Die Temperaturen fallen gegen das Vergleichsexperiment O3 von der Küste zum Kontinentinneren je nach geographischer Breite um bis zu zwölf Grad Celsius ab (Nordsummer in Afrika) für die innerhalb des

<sup>15</sup>die Angaben weichen infolge der Abstände der Konturlinien von den Extrema in den Abbildungen ab

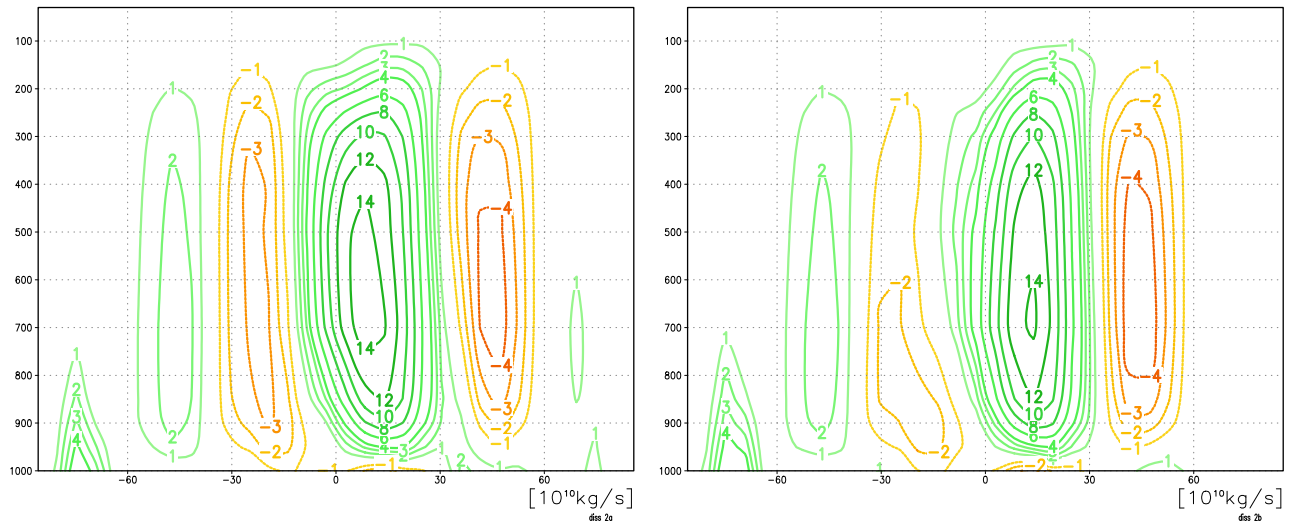


Abbildung 49: Massenstromfunktion Nordwinter, A21 (links), O3 (rechts)

*Abszisse: geographische Breite, Ordinate: atmosphärischer Druck in HektoPascal [hPa]. Einheit  $10^{10}$  kg/s. Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport 'oben nach Norden, unten nach Süden'; negative Werte: inverser Transport*

Periode	Exp	global	land	sea	$\pm 15$	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
<b>Jahr</b>	<b>T1</b>	13.64	7.36	16.18	21.99	20.13	10.90	-6.79	18.65	8.54	17.64
	<b>O3</b>	13.78	8.31	16.00	26.15	22.77	9.73	-15.29	24.01	8.88	18.22
<b>DJF</b>	<b>T1</b>	12.23	2.40	16.22	22.08	19.20	8.14	-8.21	11.07	1.50	13.04
	<b>O3</b>	12.12	2.87	15.87	26.00	21.71	6.84	-17.60	16.00	3.24	12.57
<b>JJA</b>	<b>T1</b>	14.98	12.00	16.19	21.58	20.48	13.81	-4.50	24.32	16.01	22.50
	<b>O3</b>	15.35	13.50	16.10	25.90	23.40	12.74	-12.48	30.75	15.24	24.44

Tabelle 17: Regionale Mittel der Temperaturen, T1 und O3, in  $^{\circ}\text{C}$

*Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1*

Gürtels mit abgesenkten SST gelegenen Landmassen, bzw. steigen an für die polwärts gelegenen. In den gemäßigten Breiten erfolgt trotz der hier in etwa unveränderten SST Abkühlung im Winter wie im Sommer; lediglich in Eurasiens ergibt sich ein geringe Erwärmung in Sommer. Insgesamt findet eine über die Modifikation der SST hinausgehende Erwärmung der hohen Breiten statt, siehe Abbn. 45 und 51 sowie 47 und 52. Auch hier sind die Jahresmittel ausgewählter Zonen und Regionen zusammengefasst, in Tabelle 17.

Die JahresNIEDERSCHLÄGE sind in den Tropen generell reduziert um bis zu 50%, in Übereinstimmung mit den dort abgesenkten SST. Andererseits erhalten die Wendekreiswüsten deutlich mehr Niederschlag als in O3. In den gemäßigten Breiten wiederum sind die Niederschläge reduziert, in den Polargebieten erhöht. Insgesamt ist die Verteilung der Niederschläge ausgeglichener als in O3, wie Abbildung 53 zeigt.

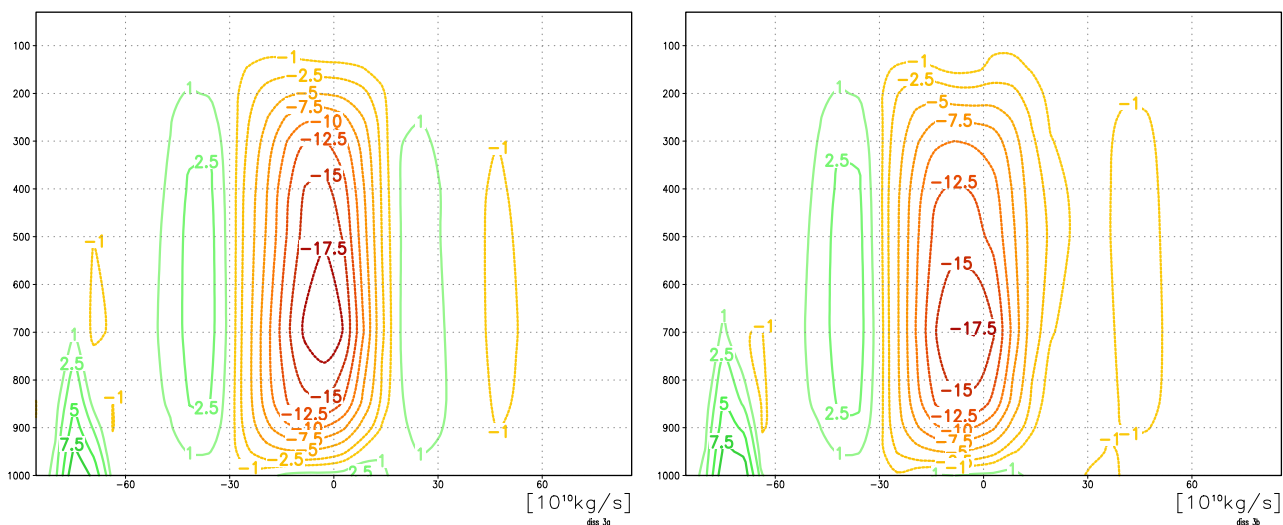


Abbildung 50: Massenstromfunktion Nordsommer, A21 (links), O3 (rechts)  
 Abszisse: geographische Breite, Ordinate: atmosphärischer Druck in HektoPascal [hPa].  
 Einheit  $10^{10} \text{ kg/s}$ . Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport 'oben nach Norden, unten nach Süden'; negative Werte: inverser Transport

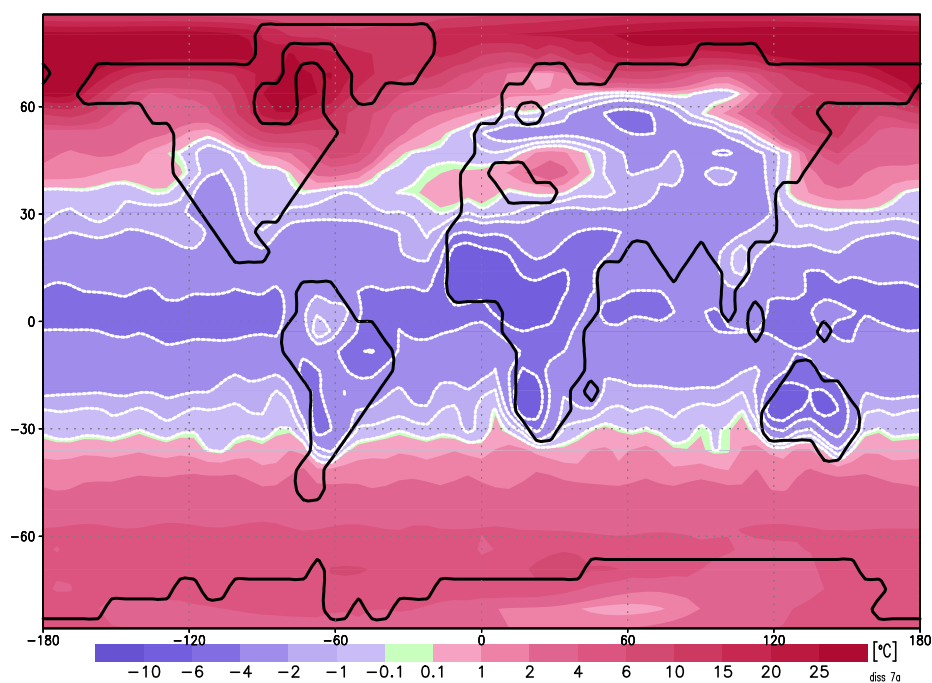


Abbildung 51: 2m-Temperaturen Nordwinter, Anomalien T1 gegen O3  
 in  $^{\circ}\text{C}$ ; Bereiche negativer Werte sind von weißen Konturlinien umgeben



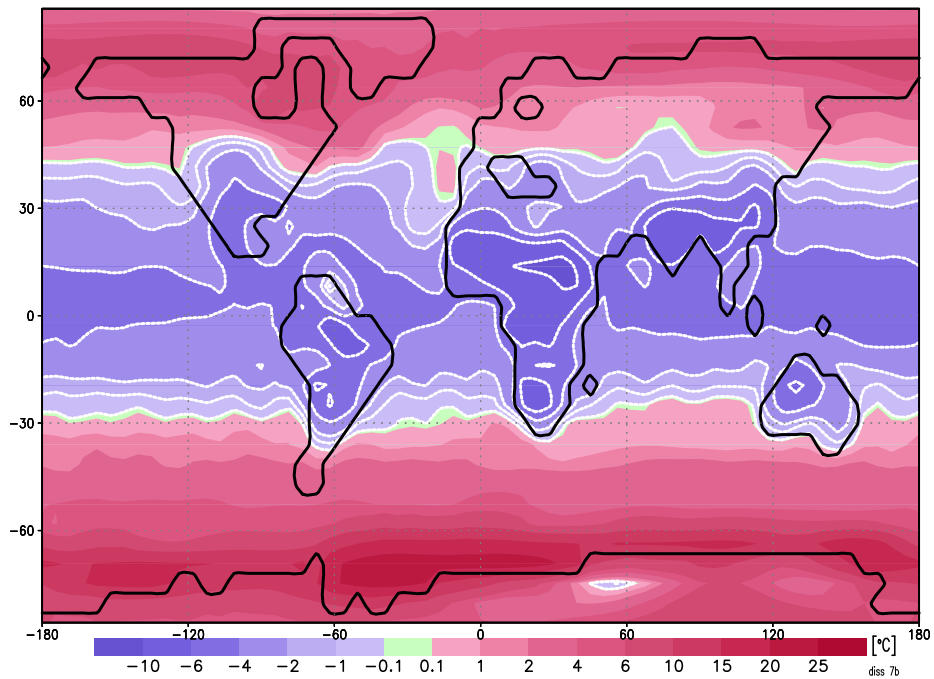


Abbildung 52: 2m-Temperaturen Nordsummer, Anomalien T1 gegen O3  
in °C; Bereiche negativer Werte sind von weißen Konturlinien umgeben

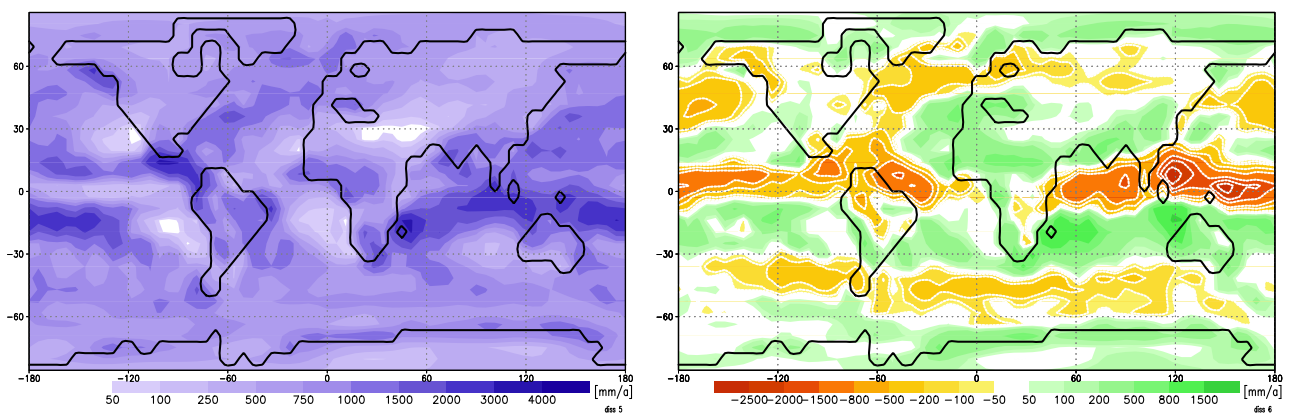


Abbildung 53: Jahresniederschläge T1 (links), Anomalien T1 – O3 (rechts)  
in mm/a; rechts: negative Werte mit weißen Konturlinien

Periode	Exp	global	land	sea	$\pm 15$	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
<b>Jahr</b>	<b>T1</b>	866	694	935	1129	879	749	649	538	747	753
	<b>O3</b>	929	637	1048	1513	722	783	573	203	805	421
in %	T1/O3	93	108	89	74	121	95	113	265	92	178
<b>DJF</b>	<b>T1</b>	73	57	79	98	77	60	51	0	60	95
	<b>O3</b>	77	58	85	129	63	62	44	0	80	50
in %	T1/O3	94	98	93	76	121	96	117	110	75	198
<b>JJA</b>	<b>T1</b>	74	63	78	91	74	68	55	99	80	28
	<b>O3</b>	80	51	91	123	63	71	49	45	68	16
in %	T1/O3	92	123	85	73	117	95	112	220	117	175

Tabelle 18: Regionale Mittel der Niederschläge, O3 und T1, sowie T1 relativ zu O3 in [mm/a] bzw [mm/monat]; die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1

Für die Jahreszeiten Nordwinter und Nordsommer gilt (ohne Abbildung):

Nordwinter – Abnahme der Werte im wesentlichen in Gebieten mit hohen Niederschlägen in O3; die Sahara bleibt unverändert; Zunahme in Australien, dem südwestlichen Südamerika, Südwest–Afrika. Die Niederschlagsmuster aus T1 und aus O3 ähneln sich stark.

Nordsommer – auch hier ähneln sich die Muster, die Darstellung der Anomalien zeigt Gebiete mit stark erhöhten Niederschlägen, wie Klammern gelegt um die stark in der Intensität reduzierten Gebiete hoher Niederschläge aus O3; zum Beispiel reduzierte Niederschläge in den semihumiden Gebieten zwischen Niger und Kongo neben erhöhten Werten südlich und vor allem nördlich, in der Sahara. Die Jahresmittel ausgewählter Zonen und Regionen sind in Tabelle 18 zusammengefasst.

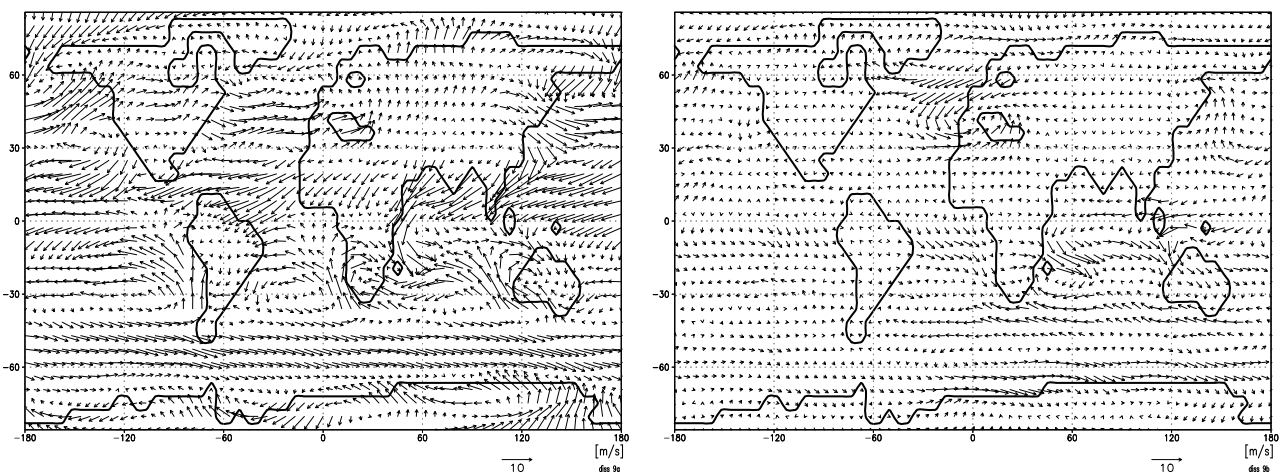


Abbildung 54: Winde DJF in 10m, T1 (links), Anomalien zum ‘Standard’ O3 (rechts)  
Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 10 m/s

Größere Veränderungen der WINDE in zehn Metern Höhe gibt es nur über dem

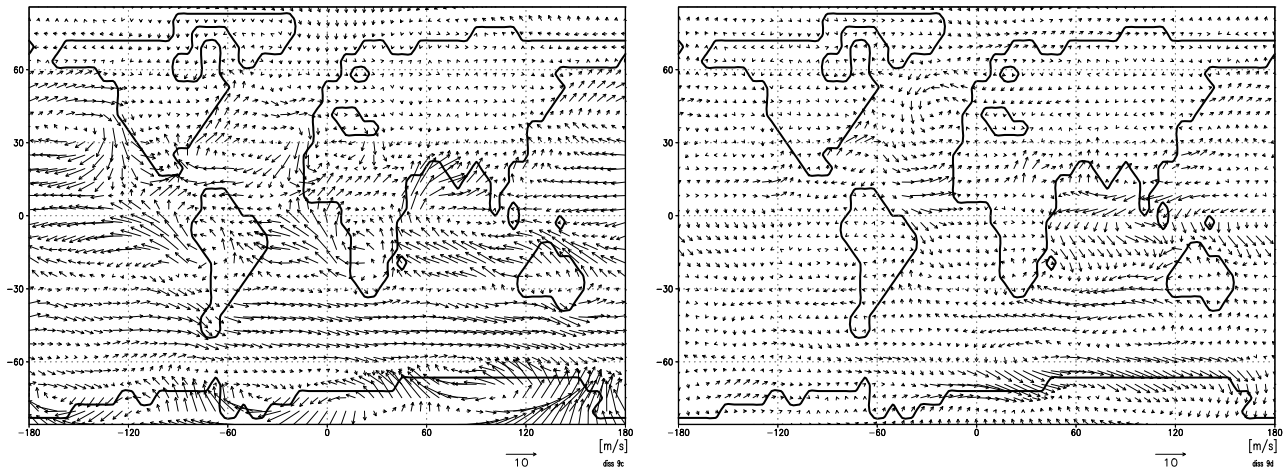


Abbildung 55: Winde JJA in 10m, T1 (links), Anomalien zum 'Standard' O3 (rechts)  
 Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 10 m/s

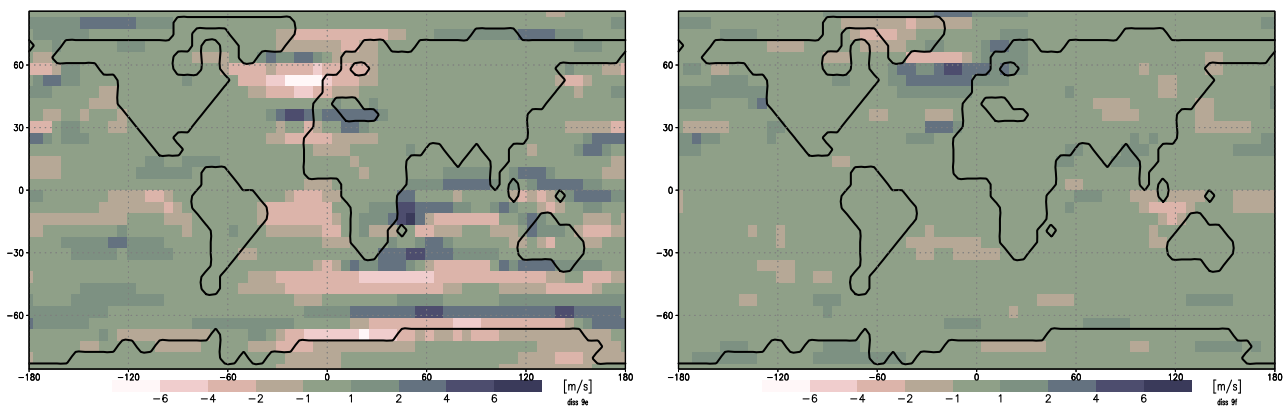


Abbildung 56: 10m–Winde DJF, Anomalien der Windstärken T1–O3 (l), O3–A21 (r)  
 in m/s

Nordatlantik mit Westeuropa, dem Südatlantik sowie dem Indischen Ozean mit Südafrika; der pazifische Raum ist weit schwächeren Veränderungen unterworfen, siehe Abbn. 54 und 55.

Im Nordwinter ist der Südost–Passat über dem Atlantik geschwächt um bis zu 4 m/s, etwa auf die Hälfte der Intensität in O3. Die Anomalie bildet ein zyklonales Gebilde über dem Nordatlantik. Die in den Experimenten zur Orographie erzeugte Verstärkung der Einströmung aus dem Atlantik nach Europa wird hier aufgehoben, es erfolgt eine verstärkte Einströmung über Nordwest–Afrika nach Südeuropa. Dies korrespondiert mit der positiven Anomalie der 2m–Lufttemperaturen, (bis zu 3°C nordöstlich des Mittelmeeres) welche wegen Form, Größe und vorherrschender Winde nicht aus den im Mittelmeer mit 0.2 (Süd) bis 1°C (Nord) erhöhten SST rühren kann; cf. Abbn. 51 und 54. Die im Nordsummer vor der Straße von Gibraltar auftretende positive Temperaturanomalie resultiert aus der Anomalie der lokalen SST.

Im Indischen Ozean ist der Nordost–Passat (= Nordost–Monsun) sehr geschwächt,

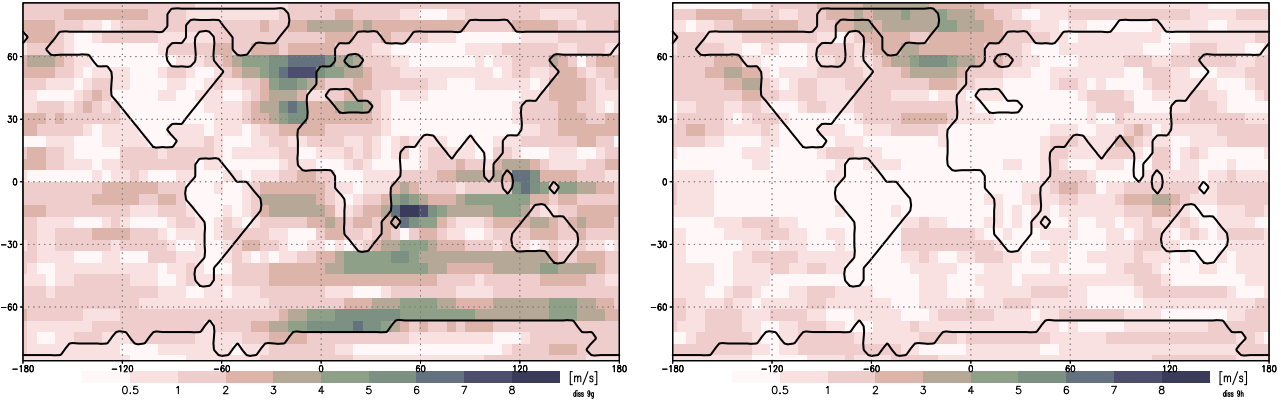


Abbildung 57: 10m-Winde DJF, Anomalien, T1-O3 (l), O3-A21 (r)

*Unter Berücksichtigung der Richtungsänderung nach der Formel*

$$\Delta W_{total} = \sqrt{(u_2 - u_1) * (u_2 - u_1) + (v_2 - v_1) * (v_2 - v_1)}, \text{ formale Einheit m/s}$$

wieder um bis zu 4 m/s. Der Südost-Passat vor der Westküste Afrikas ist geschwächt. Die Windstärke des Sommermonsunes über Indien fällt schwächer aus. Dies gilt jedoch nicht für die Niederschläge. Deutlich verlagern sich diese von dem Band ‘Arabisches Meer’, ‘Golf von Bengalen’, ‘Südchinesisches Meer’ auf die Klammer ‘Malayischer Archipel’, ‘Madagaskar’, ‘Südost- bis Nordost Afrika’, ‘Arabien’ und ‘Indien’, wie dies für die Jahressummen bereits in Abbildung 53 deutlich wurde. Insbesondere bringt der afrikanische Südwest-Monsun deutlich erhöhten Niederschlag in das nördliche Afrika.

Die Veränderungen im Nordwinter sind stärker als im Nordsummer. Insbesondere während des Nordwinters und damit auch im Jahresmittel sind die Westwinde über Mitteleuropa drastisch geschwächt. Eine Betrachtung der beiden Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst (o.Abb.) bringt keine weiteren Erkenntnisse. Eine Analyse der Windstärken für ausgewählte Gebiete ist zusammengefasst in Tabelle 19.

Die Untersuchung der Anomalien der Windstärken, ohne Berücksichtigung der Windrichtung, wie wiedergegeben in Abbildung 56, zeigt deutlich größere Anomalien in T1 gegen O3 als in O3 gegen den rezenten Standard A21. Die Berechnung erfolgt nach der Formel  $\Delta W_{speed} = \sqrt{u_2^2 + v_2^2} - \sqrt{u_1^2 + v_1^2}$ , mit den West- beziehungsweise Süd-Windkomponenten  $u_i$  und  $v_i$  des Experimentes  $i$  (reiner Ost- bzw. Nord-Wind hätten jeweils negatives Vorzeichen). Insbesondere bleiben Anomalien größer als 1 m/s weitgehend beschränkt auf Wasserflächen. Wiedergegeben sind die Verhältnisse für den Nordwinter, die Effekte im Nordsummer sind schwächer.

Weitaus stärkere Effekte zeigen sich bei Betrachtung der Veränderungen im Windsystem unter Berücksichtigung der Windrichtungen in Form der Komponenten  $u_i$  und  $v_i$ , nach der Formel  $\Delta W_{total} = \sqrt{(u_2 - u_1) * (u_2 - u_1) + (v_2 - v_1) * (v_2 - v_1)}$ , wie wiedergegeben in Abbildung 57<sup>16</sup>. Der Pazifische Ozean zeigt, dass er seinen Namen zu

<sup>16</sup>Die Formel liefert kein lineares Maß der Windanomalien, bildet aber doch mehr ab

	Exp	glob	land	sea	$\pm 15$	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit	S-ps	N-ps
<b>Jahr</b>	<b>T1</b>	2.74	1.43	3.28	2.87	2.81	2.75	2.37	1.30	0.78	2.43	2.85	3.08
	<b>O3</b>	3.28	1.83	3.87	3.45	3.38	3.16	3.11	2.34	2.36	1.64	3.70	3.44
in %	T1/O3	83	77	84	83	83	86	76	55	33	148	77	90
<b>DJF</b>	<b>T1</b>	3.90	2.28	4.55	4.29	4.23	3.87	2.62	2.93	1.24	5.42	3.41	5.51
	<b>O3</b>	4.03	2.42	4.68	4.27	4.32	4.04	3.03	3.65	3.53	3.20	3.77	5.24
in %	T1/O3	96	94	97	100	97	95	86	80	35	168	90	105
<b>JJA</b>	<b>T1</b>	3.04	1.86	3.51	3.70	3.22	2.70	2.41	2.30	0.70	1.35	3.90	3.48
	<b>O3</b>	3.54	2.00	4.17	4.61	3.33	2.99	3.39	2.11	1.75	1.34	4.89	3.74
in %	T1/O3	85	93	84	80	96	89	70	108	40	100	80	93

Tabelle 19: Regionale Mittel der Windgeschwindigkeiten, O3 und T1, in [m/s]

*S-ps: Zone des Südost-Passates, in DJF 20 bis 0° S, in JJA und Jahr 20° S bis 5° N; N-ps*

*Zone des Nordost-Passates, in DJF 0 bis 20° N, in JJA 5 bis 25° N, im Jahr 0 bis 25° N.*

*Die weiteren betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1*

recht trägt, er bleibt, anders als Nordatlantik und Indischer Ozean, weitgehend invariant unter den Modifikationen der SST.

...

Der Massenumsatz der Atmosphäre erfährt insbesondere im Nordsommer verglichen mit Experiment O3 drastische Veränderungen bei deutlicher Schwächung. Die Anomalien der SST übertragen sich auf die Landflächen mit Verstärkung im Kontinentinneren. In den gemäßigten Breiten ergibt sich Abkühlung in Winter und (mit Ausnahme Eurasiens) Sommer trotz der hier in etwa unveränderten SST. Die hohen Breiten werden durch die Wahl der SST überproportional erwärmt. Die Niederschläge sind in den Tropen und den gemäßigten Breiten sowie global reduziert, in den Polargebieten und den Wendekreiswüsten erhöht, doch ähneln sich die Niederschlagsmuster aus T1 und O3 stark. Veränderungen der Winde finden sich nur über dem Nordatlantik mit Westeuropa, dem Südatlantik sowie dem Indischen Ozean mit Südafrika. Passate und Monsune werden geschwächt, doch bringt der Südwest-Monsun mehr Niederschlag in das nördliche Afrika. Die in O3 verstärkte Einströmung aus dem Atlantik nach Europa tritt hier nicht auf. Anomalien der Windgeschwindigkeiten sind weitgehend beschränkt auf die Ozeane

---

als die reine Veränderung der Windstärke: dreht der Wind beispielsweise von Süd nach Südwest bei gleichbleibender Geschwindigkeit 1 m/s, berechnet sich  $\Delta W_{total}$  näherungsweise zu  $\sqrt{(0.707 - 0) * (0.707 - 0) + (0.707 - 1) * (0.707 - 1)} = 0.77$ . Andererseits wird  $\Delta W_{total}$  zu null wenn der Wind von Süd nach West dreht

## 9 Torton mit warmen Tropen - Experiment T2

Eine Untersuchung von Isotopendaten aus dem Paläogen durch *Zachos et al. (1994)* bestätigt den Befund eines Anstieges der SST in den hohen Breiten des südlichen Ozeanes von 9 auf 15°C zwischen spätem Paläozän und frühem Eozän. Nach mehreren Ma folgt ein Abfallen um 8 bis 9°C bis zum späten Eozän und um weitere 2°C im frühen Oligozän. Doch finden die Autoren mit einer Erwärmung von weniger als 2°C nahezu konstante tropische Temperaturen zwischen spätem Paläozän und frühem Eozän. Im späten Eozän und im frühen Oligozän sind die nach Formel 2.4 berechneten<sup>17</sup> SST zwar niedriger, doch halten die Autoren diese für Artefakte. Denn die gegen die heutigen SST um 5 bis 8°C tieferen Paläo-SST stammen von Bohrungen, die rezent in (östlichen) Auftriebsgebieten liegen mit 5 bis 8°C tieferen Temperaturen als in den westlichen Bereichen der Ozeanbecken. Auch kann die teilweise Lösung der Karbonatsedimente selektiv den Anteil der Bewohner oberflächennaher Schichten in den Proxies reduzieren; die Oberflächensalinität ist zu hoch für die Korrekturformeln. Demnach erlauben die derzeit erhältlichen Daten aus Tiefseesedimenten nach diesen Autoren keine Interpretation der tropischen SST.

Bereits in Abschnitt 2.3.4 (Seite 25, cf. *Savin et al., 1975*) wurde auf den Vital-Effekt hingewiesen. Ebenso auf die aus diesem sowie der Variationsbreite der Foraminiferen-Ensembles folgende Gestaltungsmöglichkeit bei der Berechnung der Wassertemperaturen aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten.

Ein Vergleich mit den Proxydaten aus dem Torton für Mitteleuropa zeigt die Unzulänglichkeit des Ansatzes ‘Kalte Tropen’, die Temperaturen in Experiment T1 liegen durchweg zu tief, siehe hierzu unten Tabelle 28.

Obigen Argumentationen folgend ist der Ansatz des Szenarios ‘Warme Tropen’ für das folgende Experiment plausibel. Die Definition der entsprechenden höheren tropischen SST wird erreicht durch die Wahl der Parameter der den  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten aufmultiplizierten Gauß-Kurve: der Wert für die Absolutverschiebung wird von 0.98 auf 0.99 gesetzt, cf. Seite 28. Weiter wird die Verflachung der intrazonalen Temperaturdifferenzen der Breitenzonen im Nordatlantik anders als in T1 hier gegen den *globalen* Mittelwert aller Ozean-Gitterzellen der entsprechenden Breitenzone berechnet, nicht gegen denjenigen des Nordatlantik selbst; vergleiche hierzu Abschnitt 2.3.4, Seite 27. Nach den weiteren zonalen Modifikationen ergibt sich schließlich das Jahresmittel für die SST wie in Abbildung 58 links dargestellt.

Die mit offenen Kreisen markierte Kurve stellt die Mittelwerte der 5.625°-Breitenzonen der in O3 verwendeten rezenten AMIP-SST dar, die mit gefüllten Kreisen markierte Kurve die entsprechenden Mittelwerte zu Experiment T1 ‘Kalte Tropen’, die mit Quadraten markierte Kurve die entsprechenden Mittelwerte zu Ex-

---

<sup>17</sup>siehe Anmerkung 7 auf Seite 23

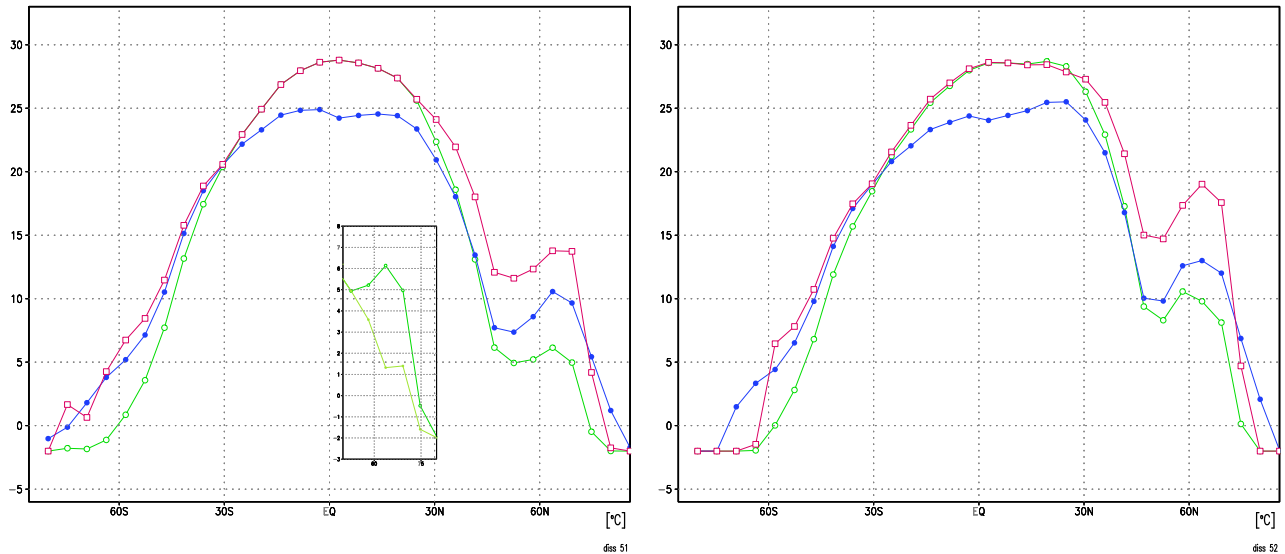


Abbildung 58: SST Mittel der T21 Zonen für O3, T1, T2; Jahr (links), Juli (rechts)

○: AMIP-SST aus O3   ●: SST zu T1   □: SST zu T2

Detail links: globale Zonenmittel AMIP-SST (obere Kurve), Zonenmittel AMIP-SST ohne nordöstlichen Nordatlantik (untere Kurve); für Breiten  $40^\circ$  bis  $75^\circ$  N

periment T2 ‘Warme Tropen’. Das eingesetzte Detail links stellt nochmals die rezente Kurve dar (oben), neben dem lediglich über die zwischen den Längengraden 50.625 und 331.875 Ost (= 28.125 West) gerechneten rezenten Mittel (unten) – der nordöstliche Nordatlantik, das Europäische Nordmeer, ist ausgeklammert. Die Gegenüberstellung verdeutlicht die relative Wärme dieses Bereiches, welche das große Nebenmaximum der globalen Kurve bedingt und sich in alle davon derivierten ‘Paläo’-SST (verstärkt) überträgt.

In den Tropen deckt sich die nun zur Verwendung kommende Kurve der SST mit der rezenten. Beginnend etwa mit den Wendekreisen hebt sie sich ab zu wärmeren Temperaturen, auf der Südhemisphäre mit maximal zwei Grad Celsius nur wenig abweichend von der Kurve zu T1. Die Abweichung von der rezenten Kurve beträgt im Maximum sechs Grad Celsius bei 60 Grad südlicher Breite.

Auf der Nordhemisphäre sind die SST nochmals um bis zu 4.5 Grad Celsius wärmer als in T1, bis auf die Polarzone jenseits 80 Grad Nord, wo die neue Kurve diejenige aus T1 schneidet und schließlich in die rezente übergeht, von welcher sie maximal um neun Grad Celsius nach oben abweicht, bei 70 Grad nördlicher Breite.

Die Situation im Juli ist in Abbildung 58 rechts wiedergegeben. Es gibt Gebiete mit ganzjähriger Vereisung.

Um der globalen Erwärmung eine ‘Ursache’ zu geben, wird der  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre verdoppelt auf 660 ppm. Dies entspricht allerdings nicht mehr dem durch den Stand der Forschung inzwischen angenommenen möglichen Wertebereich: so geben *Pearson & Palmer (2000)* für 8 Mabp einen Wert von  $240 \pm$  etwa 80 ppm an.

Da die folgenden Experimente für das Messen auf diesem Experiment T2 aufsetzen werden, bleibt die Vergleichbarkeit der Experimente untereinander jedoch erhalten

### Ergebnisse

Das Experiment läuft über zehn Modelljahre. Die erste Untersuchung der Ergebnisse gilt wieder der **MASSENSTROMFUNKTION**. Der Vergleich der Zellenstruktur für den Nordwinter des Experimentes T2, wie dargestellt in Abbildung 59, mit den entsprechenden Strukturen der Experimente O3 und T1 in den Abbildungen 48ff, zeigt große Übereinstimmung von T2 mit O3. In T2 sind alle atmosphärischen Zellen in ihren Maxima etwas schwächer als in O3, die Abweichungen sind jedoch gering, so dass ihre Darstellung in dem eingesetzten Übersichtsbild rechts oben ausreicht.

Die Darstellung der Anomalien zwischen den Experimenten T2 und T1 im rechten Teilbild andererseits belegt im Vergleich mit Abbildung 48 das Ausmaß der durch die in T1 definierten SST hervorgerufenen Veränderungen im Massenstrom der Atmosphäre. Der flache innertropische Temperaturgradient in den ‘Kalten Tropen’ bewirkte in T1 eine Ausweitung der Hadley-Zelle nach Süden, sie wurde nahezu verdoppelt. Diese Ausweitung tritt in T2 nicht auf. Die in höheren Breiten höheren SST in T2 bewirken keine drastische Veränderung des Massenstromes verglichen mit O3, das Gesamtsystem wird demnach bestimmt durch die Verhältnisse in den Tropen. Der Nordsummer zeigt ebenfalls eine große Übereinstimmung zwischen T2 und O3 (o.Abb.).

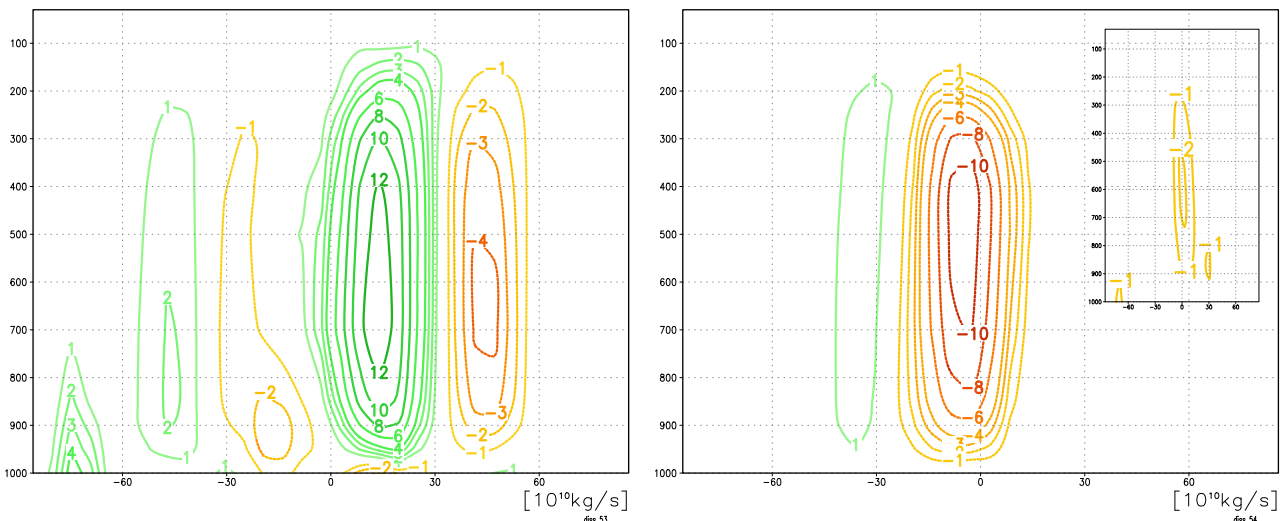


Abbildung 59: Massenstromfunktion DJF: T2 (links), Anomalie T2-T1 (rechts)  
*Detail rechts: Anomalie T2-O3. Jeweils von 90°S bis 90°N. Abszisse: geographische Breite, Ordinate: atmosphärischer Druck in HektoPascal [hPa]. Einheit  $10^{10}$  kg/s. Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport ‘oben nach Norden, unten nach Süden’; negative Werte: inverser Transport*

Eine Betrachtung der Wärmeinhalte der Ozeane in den einzelnen Experimenten



ist in diesem Zusammenhang aufschlussreich. Die Temperaturverteilung der obersten Wasserschicht (SST) ist dem Modell für jeden Monat des Jahreslaufes vorgegeben und damit statisch. Die Schichtung der Wassersäule ist somit für die Modellierung belanglos und muss nicht angenommen werden, die Integration der SST reicht aus. Hierzu wird die mittlere zonale Temperatur (auf den  $5.625^\circ$ -Zonen des Modelles) gewichtet mit der Anzahl der Ozean-Gitterpunkte in der Zone und der Fläche der zugehörigen Zellen: Durchschnittstemperatur<sub>*i*</sub> \* Anzahl Ozeanpunkte<sub>*i*</sub> \* cos(BreitenZone<sub>*i*</sub>). Die Differenzen dieser Wärmemengen zwischen einzelnen Experimenten sind in Abbildung 60 in willkürlichen Einheiten über der geographischen Breite wiedergegeben. Die mit Kreisen markierte Kurve stellt die Anomalie T2 – O3 dar, die mit Quadraten markierte Kurve diejenige zwischen T1 und O3, die mit Querstrichen markierte Kurve die nach derselben Methode berechneten Differenz zwischen den Monaten Juli und Januar des Experimentes O3. Letztgenannte Kurve gibt dabei einen Hinweis, dass der eckige Kurvenverlauf auch durch den sprunghaften Verlauf der Anzahl der zu einer Breitenzone gehörenden Ozean-Gitterpunkte bedingt ist, und nicht allein durch die Modifikationen an den SST. Entsprechend dem Ansatz mit den rezenten tropischen SST verläuft die Kurve der Anomalien T2 – O3 in den Tropen auf der X-Achse. Für die Experimente T2, T1 und O3 ergeben sich die Kennzahlen 18,631, 16,642 und 16,974. Die entsprechenden Differenzen betragen für T2 – O3: 1,657, für T1 – O3: -332 und für T2 – T1: 1,989. In der Summe betrachtet ist die Grenzschicht des Weltozeanes zur Atmosphäre somit in Experiment T1 'Kalte Tropen' in weit geringerem Maße kälter als das Kontroll-Experiment O3 zum Torton (T1–O3: -332 Einheiten), denn T2 wärmer ist als dieses (T2–O3: 1,657 Einheiten). Zum Vergleich: die Differenz der Energiesummen zwischen Juli und Januar beträgt in Experiment O3 etwa 1,300 Einheiten in jeder Hemisphäre. Das wesentliche Moment sind jedoch nicht die Energiesummen, sondern deren Verteilungsmuster, und hier tritt in T1 ein viel größerer Gradient auf als in T2. Die atmosphärischen Massenströme in T1 weichen stark von denjenigen in O3 ab, doch sind diejenigen von T2 nicht wesentlich verschieden von denen in O3, trotz größerer Anomalie des absoluten Wärmeinhaltes.

Die TEMPERATUREN zwei Meter über dem Boden bilden bis in die mittleren Breiten annähernd die SST nach. Die Polargebiete erfahren eine stark über ihre SST hinausgehende Erwärmung, vgl. Abbn. 62 und 58. Das gewählte Szenario bewirkt in der Atmosphäre einen Wärmetransport zu den Polen. In den Tropen der Sommerhemisphäre treten Bereiche mit etwas kälteren Temperaturen auf als in O3, trotz der hier unveränderten SST und geringfügig reduzierter Niederschläge. Insbesondere in der Sahara beträgt die Anomalie bis zu  $-4^\circ\text{C}$ , korrespondierend mit einer Verdoppelung der Niederschläge, siehe Tabelle 21. Die Saisonalität ist entsprechend derjenigen der SST verflacht, wie Abb. 61 für Nordamerika exemplarisch wiedergibt. Global steigt die Jahresmitteltemperatur um mehr als zwei Grad Celsius, siehe Tabelle 20.

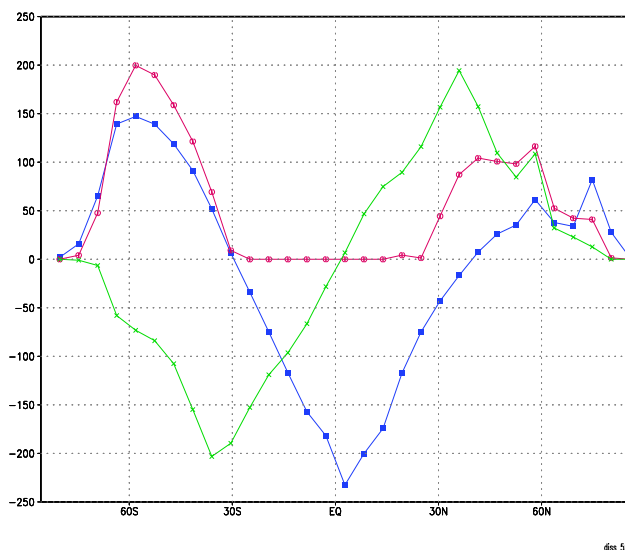


Abbildung 60: Anomalien des Wärmeinhalt der Meeresoberfläche

○: T2 – O3   □: T1 – O3   △: Juli – Januar O3  
*willkürliche Einheit über geographischer Breite*

Welcher Anteil hierbei auf den erhöhten  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre zurückzuführen ist, kann infolge der kurzen Laufzeit des Experimentes nicht bestimmt werden, doch eine Analyse nach Student's t-test zeigt keine signifikante Entwicklung innerhalb des Experimentes, cf. hierzu auch *Manabe et al. (1992) und (1994)*.

Die NIEDERSCHLÄGE im Jahresmittel sind dargestellt in Abbildung 63. Anders als in Experiment T2 tritt hier in den Anomalien gegen O3 keine zonale Struktur auf, es zieht sich hier nicht wie bei T1 ein Band starker Niederschlagsabnahme um den Äquator, sondern eine Reihe von Inseln reduzierter Niederschläge, nach Süden breiter geworden. Auch die gemässigten Breiten erhalten nicht wie bei T1 nahezu durchweg weniger Niederschlag. Die Westseiten der Ozeane sind Zonen mit reduzierter Niederschlagsmenge. Über dem östlichen Atlantik, Nordafrika und Europa nehmen die Niederschläge zu, doch nicht so stark wie in T1. Die Trockengebiete der Südhemisphäre erhalten weniger Niederschlag als in T1; sowohl die Atacama-Wüste als auch die Namib oder Australien werden mit warmen Tropen deutlich weniger bevorzugt als in T1 mit kalten Tropen. Die größte Zunahme an Niederschlag gegen O3 ist im nördlichen Nordatlantik vor der Küste Skandinaviens zu verzeichnen.

Die Untersuchung der Situation in Nordwinter und Nordsummer (o.Abb.) zeigt dieselben Phänomene wie die Jahresmittel. Auffällig ist das von  $30^\circ$  Süd bis  $70^\circ$  Nord reichende Gebiete abgeschwächter Niederschlagsmengen im Nordsummer. Die Niederschläge in den Polargebieten steigen in Sommer wie Winter drastisch an gegen O3, stärker noch als in T1. Dies gilt auch für Arktis und Antarktis: die Jahreswerte steigen von respektive 430 und 348 mm in O3 um 30 und 31 Prozent auf 560 und 456 mm; in T1 lagen die Werte nur wenig unter diesen. Auch das Gebiet des globalen

Periode	Lauf	global	land	sea	±15	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
<b>Jahr</b>	<b>T2</b>	16.05	11.09	18.06	26.17	23.25	13.24	-8.88	25.13	11.94	21.96
	<b>O3</b>	13.78	8.31	16.00	26.15	22.77	9.73	-15.29	24.01	8.88	18.22
	<b>T2-O3</b>	2.27	2.78	2.06	0.02	0.48	3.51	6.41	1.12	3.06	3.74
	<i>T1-O3</i>	<i>-0.14</i>	<i>-0.95</i>	<i>0.18</i>	<i>-4.16</i>	<i>-2.64</i>	<i>1.17</i>	<i>8.50</i>	<i>-5.36</i>	<i>-0.34</i>	<i>-0.58</i>
<b>DJF</b>	<b>T2</b>	14.59	6.02	18.06	26.03	22.24	10.53	-10.29	17.71	5.04	16.81
	<b>O3</b>	12.12	2.87	15.87	26.00	21.71	6.84	-17.60	16.00	3.24	12.57
	<b>T2-O3</b>	2.47	3.15	2.19	0.03	0.53	3.69	7.31	1.71	1.80	4.24
	<i>T1-O3</i>	<i>0.11</i>	<i>-0.47</i>	<i>0.35</i>	<i>-3.92</i>	<i>-2.51</i>	<i>1.30</i>	<i>9.39</i>	<i>-4.93</i>	<i>-1.74</i>	<i>0.47</i>
<b>JJA</b>	<b>T2</b>	17.42	15.89	18.04	25.96	23.74	16.15	-7.04	30.55	19.08	27.11
	<b>O3</b>	15.35	13.50	16.10	25.90	23.40	12.74	-12.48	30.75	15.24	24.44
	<b>T2-O3</b>	2.07	2.39	1.94	0.06	0.34	3.41	5.44	-0.20	3.84	2.67
	<i>T1-O3</i>	<i>-0.37</i>	<i>-1.50</i>	<i>0.09</i>	<i>-4.32</i>	<i>-2.92</i>	<i>1.07</i>	<i>7.98</i>	<i>-6.43</i>	<i>0.77</i>	<i>-1.94</i>

Tabelle 20: Regionale Mittel der Temperaturen aus T2 und O3, in °C

*Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1*

Periode	Lauf	global	land	sea	±15	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit	
<b>Jahr</b>	<b>T2</b>	947	717	1041	1456	693	843	705	413	788	962	
	<b>O3</b>	929	637	1048	1513	722	783	573	203	805	421	
	in %	T2/O3	101	112	99	96	95	107	123	203	97	228
	<i>in %</i>	<i>T1/O3</i>	<i>93</i>	<i>108</i>	<i>89</i>	<i>74</i>	<i>121</i>	<i>95</i>	<i>113</i>	<i>265</i>	<i>92</i>	<i>178</i>
<b>DJF</b>	<b>T2</b>	79	61	86	126	60	66	55	0	59	125	
	<b>O3</b>	77	58	85	129	63	62	44	0	80	50	
	in %	T2/O3	102	105	101	97	95	106	125	63	73	250
	<i>in %</i>	<i>T1/O3</i>	<i>94</i>	<i>98</i>	<i>93</i>	<i>76</i>	<i>121</i>	<i>96</i>	<i>117</i>	<i>110</i>	<i>75</i>	<i>198</i>
<b>JJA</b>	<b>T2</b>	82	64	89	117	63	77	60	86	89	37	
	<b>O3</b>	80	51	91	123	63	71	49	45	68	16	
	in %	T2/O3	102	125	97	95	100	108	122	191	130	231
	<i>in %</i>	<i>T1/O3</i>	<i>92</i>	<i>123</i>	<i>85</i>	<i>73</i>	<i>117</i>	<i>95</i>	<i>112</i>	<i>220</i>	<i>117</i>	<i>175</i>

Tabelle 21: Regionale Mittel der Niederschläge aus T2 und O3

*in [mm/a] bzw. [mm/monat]; relative Werte = 100\*Wert<sub>y</sub>/Wert<sub>x</sub>*

*Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1*

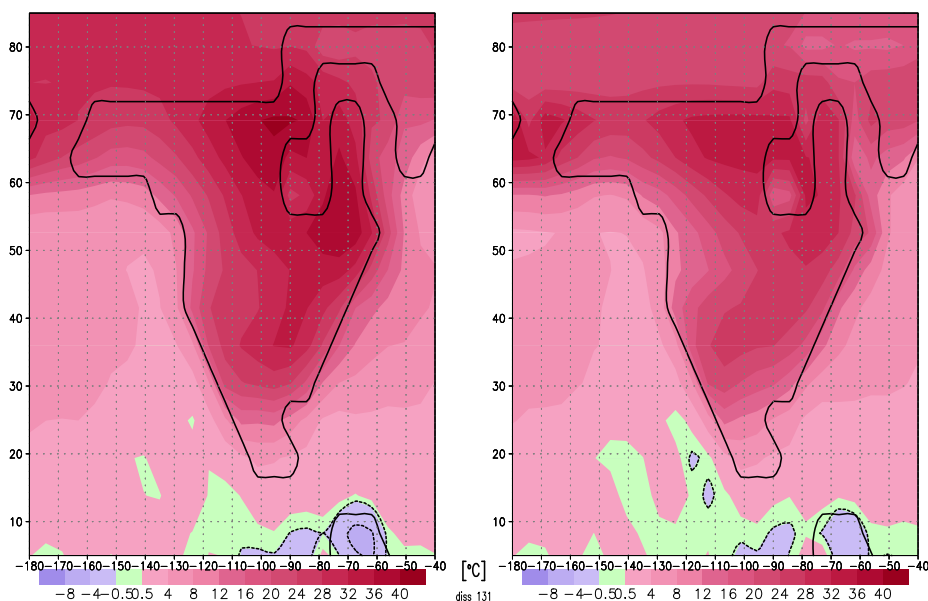


Abbildung 61: Saisonaltät – Temperaturunterschiede in 2m, Juli minus Januar  
*Detail Nordamerika, in °C, rezent A21 links, Torton T2 rechts*  
*Bereiche negativer Werte sind von weißen Konturlinien umgeben*

Niederschlagsmaximums bei Borneo / Celébessee erhält in T2 mehr Niederschlag als in T1: von 3,003 mm in O3 fällt der Wert auf 1,374 mm in T1 und steigt wieder auf 2,610mm in T2. Die zugehörigen Temperaturen wandern dabei, wie sich weiter unten zeigen wird, von 27.4°C über 23.1°C auf 27.5°C. Die Jahresmittel ausgewählter Zonen und Regionen sind zusammengefasst in Tabelle 21.

Die Betrachtung der WINDE in zehn Metern Höhe für Winter und Sommer zeigt gegen O3 weitaus geringere Anomalien als dies bei T1 der Fall war. Im Nordwinter tritt in T2 anstatt der zyklonalen Anomalie vor der Straße von Gibraltar aus T1 eine antizyklonale Anomalie über dem Nordatlantik auf. Dies lässt auf eine Schwächung des Islandtiefs und damit des NAO-Index schließen, womit der verstärkende Effekt der Orographie aufgehoben wird, cf. Seite 54. Die Windanomalien im Nordsommer lassen auf eine geringfügige Schwächung des Azorenhochs und seine Verlagerung nach Westen schließen mit der Folge einer Verstärkung der Südwest-Winde vor der nord-amerikanischen Ostküste. Andere Effekte gegen O3 sind schwach ausgebildet, insbesondere tritt weder die in T1 gefundene Schwächung der Passatwinde im Nordsommer über dem Atlantik noch die Schwächung des Monsunes über dem Indik auf.

Eine Analyse der Windstärken ist zusammengefasst in Tabelle 22. Für die betrachteten Gebiete gilt nahezu durchweg, dass die Windgeschwindigkeiten im Szenario ‘Warme Tropen’ in den Sommer- wie den Wintermonaten der Situation des Orographie-Standards O3 nahekommen, dies gilt im Hinblick auf T1 insbesondere für die tropischen Gewässer. Auffällig sind die Werte für Mitteleuropa mit weniger als halber Windstärke, und das Europäische Mittelmeer mit dem Anderthalbfachen

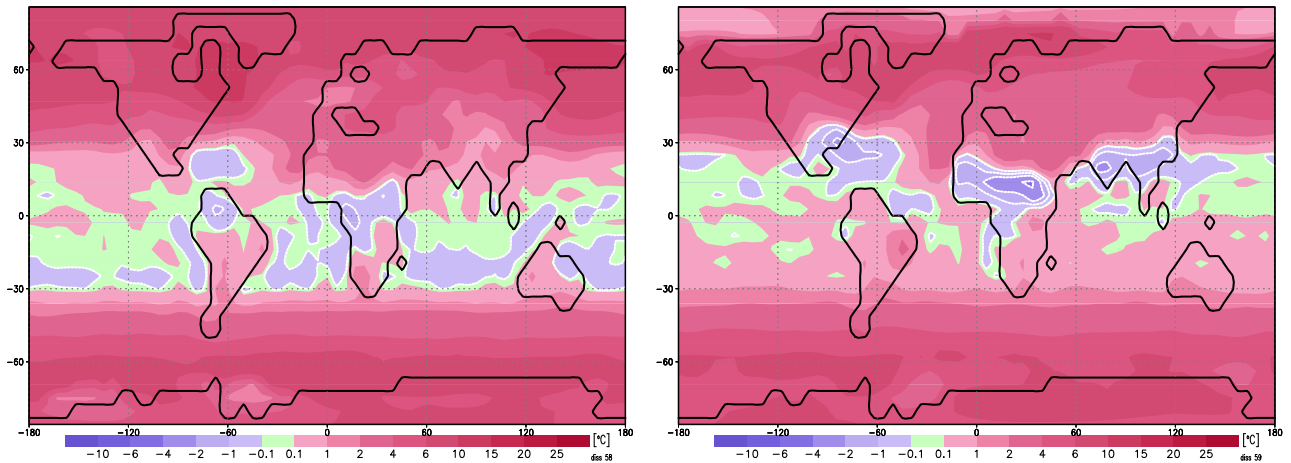


Abbildung 62: Anomalien 2m–Temperaturen T2 gegen O3  
*Nordwinter (links), Nordsummer (rechts)*  
*in °C; Bereiche negativer Werte sind von weißen Konturlinien umgeben*

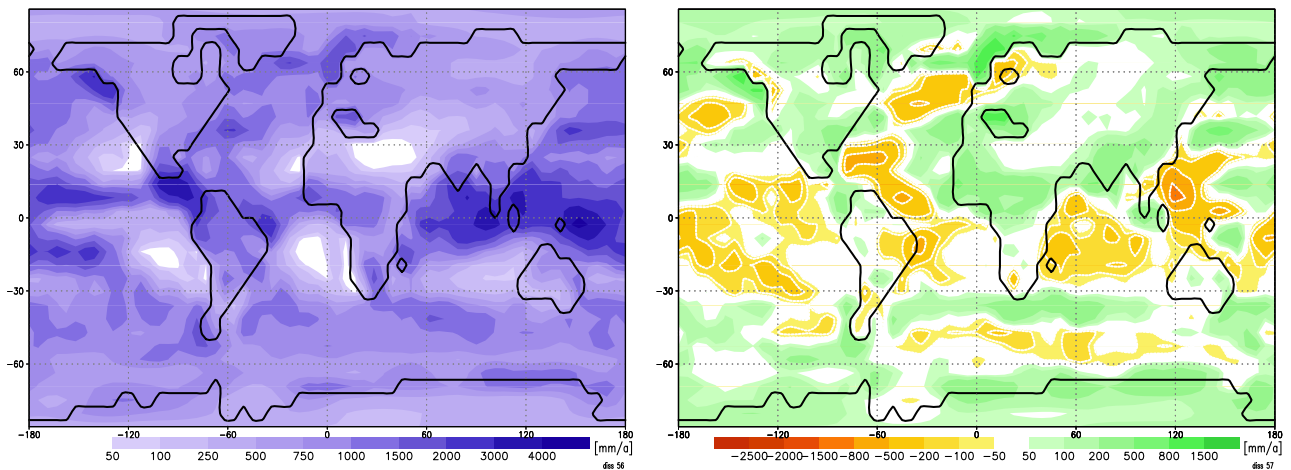


Abbildung 63: Jahresniederschläge, T2 (links), Anomalien T2 – O3 (rechts)  
*in mm/a; Bereiche negativer Werte sind von weißen Konturlinien umgeben*

des Wertes aus O3. Diese Anomalien rühren für das Mittelmeer aus den Wintermonaten (stärkere Winde von Oktober bis März), für Mitteleuropa aus generell windarmen Monaten, insbesondere den Wintermonaten und vor allem dem April (Ausreisser mit nur 17 % des Wertes von O3). Dies korrespondiert mit den Indikatoren für ein schwaches Islandtief, siehe oben.

Die in den Jahresvergleich aufgenommene Zeile zu Experiment A21 verdeutlicht noch einmal die Wichtigkeit der SST unter einem anderen Gesichtspunkt: Veränderungen in der Orographie beeinflussen die Windstärke großräumig wenig; ein kalter Ozean mit einem schwachen meridionalen Temperaturgradienten hingegen führt zu deutlich geschwächten Winden über dem Ozean, die Winde über Land allerdings werden dadurch kaum beeinflusst.

Die Vergleiche der Anomalien der Windstärken ohne Berücksichtigung der Wind-

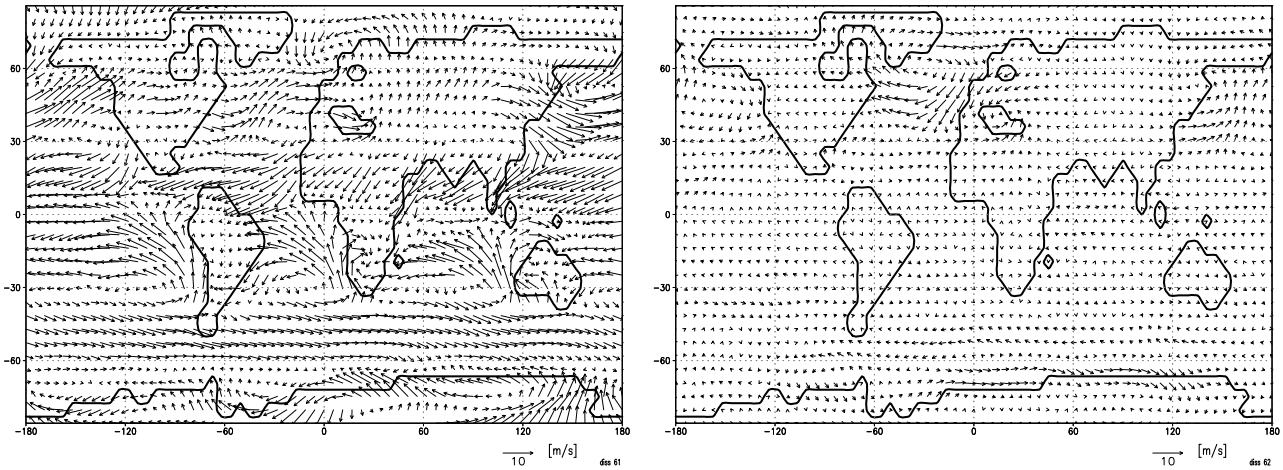


Abbildung 64: Winde DJF in 10m, T2 (links), Anomalien zum 'Standard' O3  
 Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 10 m/s

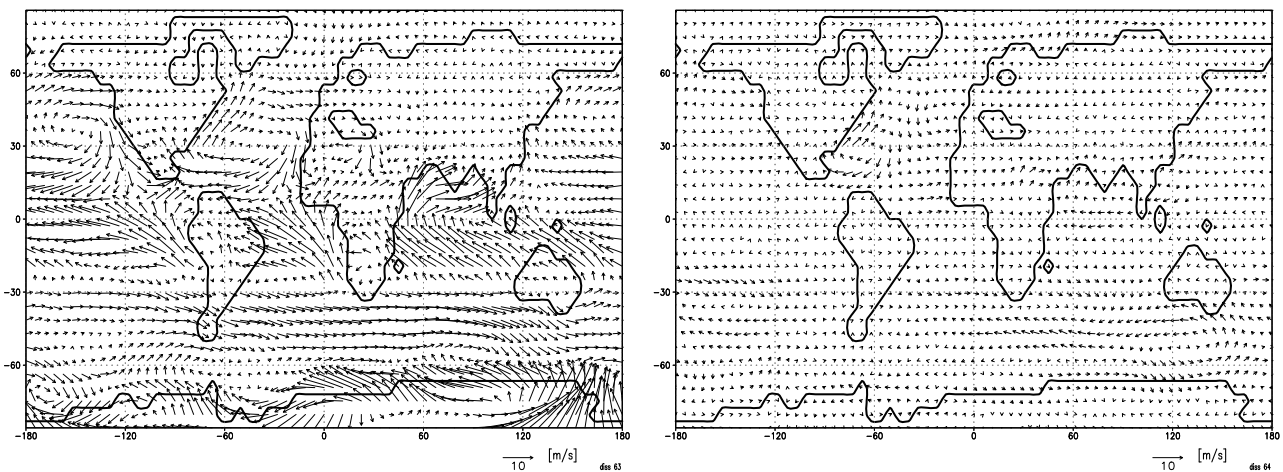


Abbildung 65: Winde JJA in 10m, T2 (links), Anomalien zum 'Standard' O3 (rechts)  
 Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 10 m/s

Periode	Lauf	global	land	sea	$\pm 15$	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit	
<b>Jahr</b>	<b>T2</b>	2.99	1.57	3.57	3.40	3.10	2.75	2.67	1.66	1.11	2.37	
	<b>T1</b>	2.74	1.43	3.28	2.87	2.81	2.75	2.37	1.30	0.78	2.43	
	<b>O3</b>	3.28	1.83	3.87	3.45	3.38	3.16	3.11	2.34	2.36	1.64	
	in %	T2/O3	91	85	92	98	91	87	85	70	47	144
	in %	T1/O3	83	77	84	83	83	86	76	55	33	148
		<b>A21</b>	3.26	1.84	3.84							
<b>DJF</b>	<b>T2</b>	3.75	2.19	4.38	4.14	4.23	3.68	2.32	3.11	1.43	4.67	
	<b>T1</b>	3.90	2.28	4.55	4.29	4.23	3.87	2.62	2.93	1.24	5.42	
	<b>O3</b>	4.03	2.42	4.68	4.27	4.32	4.04	3.03	3.65	3.53	3.20	
	in %	T2/O3	93	90	93	96	97	91	76	85	40	145
	in %	T1/O3	96	94	97	100	97	95	86	80	35	168
<b>JJA</b>	<b>T2</b>	3.39	1.90	3.99	4.52	3.27	2.76	3.13	2.22	1.09	1.41	
	<b>T1</b>	3.04	1.86	3.51	3.70	3.22	2.70	2.41	2.30	0.70	1.35	
	<b>O3</b>	3.54	2.00	4.17	4.61	3.33	2.99	3.39	2.11	1.75	1.34	
	in %	T2/O3	95	94	95	98	98	92	92	105	62	105
	in %	T1/O3	85	93	84	80	96	89	70	108	40	100

Tabelle 22: Regionale Mittel der Windgeschwindigkeiten T2, in m/s

Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1; relative Werte =  $100 \cdot \text{Wert}_y / \text{Wert}_x$

richtung für T2 gegen O3, analog den Abbn. 56 und 57 auf Seite 87 zu T1, zeigen sehr viel geringere Intensitäten als bei T1. Für T2 liegen sie in der Größenordnung der in den Abbildungen 56 und 57 jeweils rechts wiedergegebenen Anomalien von O3 gegen A21.

...

Der Massenumsatz der Atmosphäre bleibt nahezu unbeeinflusst durch die Modifikationen an den SST. In den Tropen der Sommerhemisphäre treten gegen O3 negative Temperaturanomalien auf. Die Saisonalität ist verflacht, folgend der Vorgabe durch die SST. Global steigt die Jahresmitteltemperatur um mehr als 2°C. Die Polargebiete erhalten deutlich erhöhte Wärme und Niederschlag. Es gibt Indizien für eine Schwächung des Islandtiefs und damit des NAO-Index im Nordwinter, im Sommer für eine Schwächung des Azorenhochs und seine Verlagerung nach Westen. Die Winde in Europa sind in beiden Jahreszeiten deutlich schwächer als in O3. Passatwinde und Monsune bleiben gegen O3 nahezu unbeeinflusst. Die Veränderungen an den SST wirken viel stärker auf die global gemittelten Windstärken als die Veränderungen an der Orographie

## 10 Messinkrise – Experimente MR, M1, M2

Unter Verwendung von Orographie und SST aus Experiment T2 soll nun das wegen der ‘Messinian Salinity Crisis’ (MSC), des mehrfachen Trockenfallens des Mittelmeeres, sehr interessante Messin untersucht werden.

Um gegebenenfalls den direkten Einfluss des Trockenfallens des Mittelmeeres auf das Klima isolieren zu können, werden dem unten beschriebenen eigentlichen Experiment zur Messinkrise **M2** zwei weitere vorgeschoben, **M1** und **MR**.

**M1** verwendet die Eingabedaten des Experimentes T2 mit den folgenden, lediglich das Gebiet des Mediterran betreffenden Modifikationen: In der Land–Meer–Maske wird das Gebiet des Mittelmeeres als reine Landfläche ausgewiesen. Die Albedo wird für alle Gitterzellen des Mittelmeeres gelegt auf den Wert 0.2, die Waldbedeckungsrate auf 0.5, die Pflanzenbedeckung auf 0.70. Experiment M2 hingegen nimmt einen Lago Mare Zustand an mit Residuen von Wasser, siehe unten.

**MR** setzt auf den rezenten Eingabefeldern des Experimentes A21 auf, lediglich das Mittelmeer wird ebenso modifiziert wie in Experiment M1; insbesondere werden für die Ozeane die SST aus Experimente A21 unverändert übernommen.

Für das nun als Land ausgewiesene Mittelmeer entfällt die Vorgabe der Oberflächentemperatur in allen Experimenten

### 10.1 Experiment M2 – Die Eingabedaten

Wie in Abschnitt 2.5 ausgeführt, muss im obersten Miozän von einer großen Dynamik des Systemes Ozean–Atmosphäre ausgegangen werden, welcher die hier vorgenommene Wahl der Parameter im Einzelnen sicher nicht gerecht werden kann.

So berichtet beispielsweise James P. Kennett von einer gut belegten generellen Zunahme der ozeanischen Zirkulation mit besonders starker Beschleunigung des Golfstromsystemes im obersten Miozän, angezeigt beispielsweise durch Erosion des Blake Plateaus vor South Carolina (USA) (*Kennett, 1982; cf. Wright, 1992; Wright & Miller, 1996*). Weiter berichtet er von einer dramatischen Zunahme der Ablagerung biogener Karbonate in Indonesien, vermutlich zurückzuführen auf intensiviertes Upwelling.

Dass eine Veränderung der Bedingungen in der Region Antarktis drastische Veränderungen im globalen ozeanischen Strömungssystem nach sich zieht, liegt auf der Hand. Die Antarktis ist neben dem nördlichen Nordatlantik die Quelle, der Motor für dieses System; cf. Abschnitt 14.9 im Anhang.

Das berichtete Ansteigen der  $\delta^{18}\text{O}$ –Werte zum Ende des Miozän nach *Kennett (1982)* um 0.8 ‰, steht für eine Abkühlung des Klimageschehens (mit der hier verwendeten Formel 2.4 entsprechend etwa 3.4°C Temperaturabfall). *Hodell et al. (1996)*



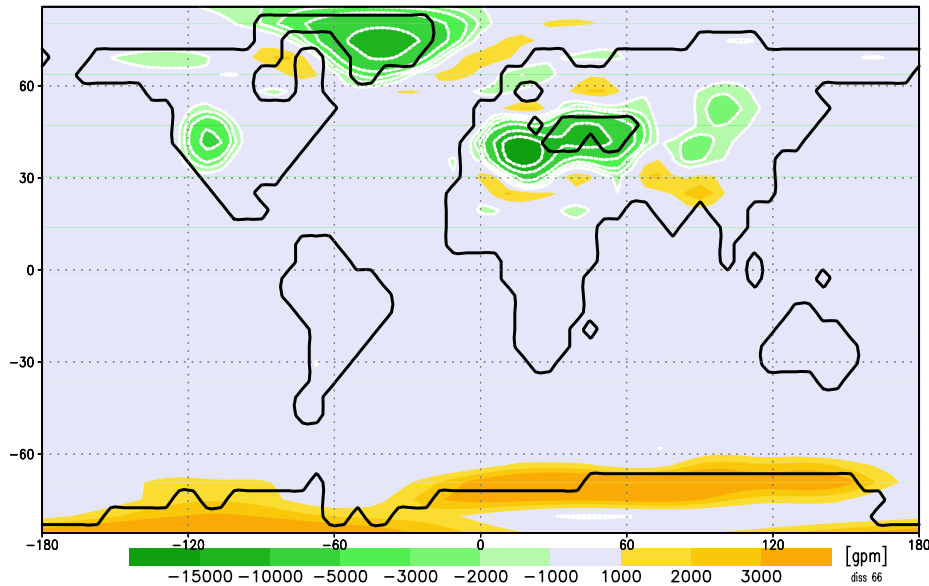


Abbildung 66: Orographieanomalie der Messinkrise gegen das Holozän (Exp. A21) in Geopotentialmetern; Gebiete negativer Anomalien mit weißen Konturlinien

untersuchen DSDP Sites, welche in der Mehrzahl im Bereich des sich Ablösens der Kurve ‘Warme Tropen’ von der Kurve aus den rezenten Daten nach AMIP liegen, cf. Abb. 58. Sie finden an der Grenze Oberes Miozän / Unterstes Pliozän ein Vorherrschen deutlicher Oszillationen der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit einer Amplitude von etwa 0.5 ‰ und einer Periode von etwa 400 ka. Bis auf die Amplitude ähneln diese hochfrequenten Oszillationen typischen Glazial/Interglazial-Folgen. Dies entspricht mit Formel 2.4 einer Bandbreite der Temperatur von etwa 2.3°C; zum Vergleich: die entsprechende quartäre Amplitude beträgt etwa 1.8 ‰. Obwohl dieser Befund eine Wahlmöglichkeit für das SST-Szenario zulässt, soll das Experiment ‘Messinkrise’ mit den Meeresoberflächentemperaturen des Torton aus dem Lauf ‘Warme Tropen’ unternommen werden, da die Untersuchungen in den Abschnitten 8 und 9 die Überlegenheit dieses Ansatzes zeigen. Entsprechend wird auch der Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre mit 660 ppm wieder doppelt so hoch gewählt wie im Holozän. Der unmodifiziert aus dem Torton übernommene Datensatz zu den SST bildet ungeachtet obiger Referenzen einen gegenüber der rezenten Situation schwächeren und auch gegen das Szenario des Torton in Abschnitt 9 nicht intensivierten Golfstrom ab.

Die Zeitscheibe der Modellierung ist gegen Ende des Messin anzusiedeln, um Himalaya und Hochland von Tibet in ihrer rezenten Erhebung anzusetzen zu können; der Anstieg ist bis etwa 5 Mabp im wesentlichen abgeschlossen, cf. Seite 49. Folgend der Datierung der Messinkrise durch *Krijgsman et al. (1999)* wird die Modellzeit zu 5.5 Mabp gewählt, cf. Seite 32.

Die Orographie wird modifiziert aus dem Torton übernommen. Die Interpolation wie durchgeführt in Abschnitt 5.1 wird angewandt auf eine Zeit von 5.5 Mabp.

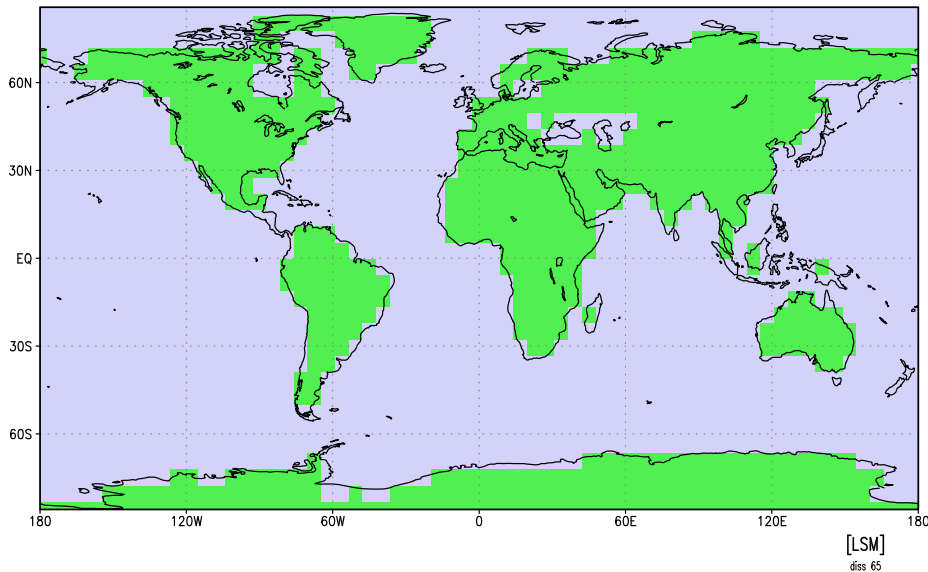


Abbildung 67: Land und Meer während der Messinkrise  
Gitterzellen *dunkel* = Land, *hell* = Meer; mit rezenten Küstenlinien

Himalaya und Hochland von Tibet, das Südchinesische Bergland, Afghanistan und Hindukusch, Tadschikistan und Tian Shan werden auf rezente Höhe gesetzt, das in die Modellierung als ausgetrocknet eingehende Mittelmeer wird gesetzt auf -1,000 bis -3,000 m, die geflutete Paratethys (s.u.) auf -1,000 m, was aber, bis auf mögliche Effekte aus der Fourier-Transformation<sup>18</sup> unerheblich bleibt infolge der angepassten Land-Meer Verteilung. Die Anomalien gegen das Holozän sind wiedergegeben in Abb. 66. Die Einheit ist das Geopotentialmeter<sup>19</sup>.

Ein bei der Modellierung des Torton sowie in M1 unberücksichtigt gebliebenes Element der Geographie, wichtig insbesondere für das Klima Europas und Asiens, soll hier schließlich auch Beachtung finden: die Paratethys. Ebenso wie das Mittelmeer ist die Paratethys ein Restmeer der Tethys, mit bis zu 15 Kilometern mächtigen Sedimenten (*Neprochnov & Ross, 1978*), heute zurückgezogen in die Residuen Schwarzes Meer, Kaspisches Meer, Aralsee; doch im Messin hatte sie noch eine Ausdehnung wie heute das Mittelmeer, etwa von den Karpaten bis zum Aralsee, cf. die Karte in *Stanley (1994)*. Die Auswertung der DSDP Sites 379, 380 und 381 durch *Ross (1978)*, mit ununterbrochenem Bohrkern bis in miozäne Sedimente in 500 Metern Tiefe (Site 381), stellt die Paratethys als sehr flaches Meer dar. Für das Obere Messin wurde

<sup>18</sup>cf. hierzu Tabelle 8 auf Seite 46 und zugehörigen Text

<sup>19</sup>siehe hierzu Anmerkung 6 auf Seite 17. Die Überhöhung einiger Bereiche in Abb. 66 ist bedingt durch die Fourier-Transformation (den relativ steilen Gradienten zwischen Mittelmeer und Himalaya/Tibet, cf. Seite 18); auch für die Antarktis tritt dieses Phänomen bereits bei der ersten Modifikation der Orographie mit Experiment O1 auf. Die Modellhöhe der Antarktis beträgt etwa 35,000 gpm, die von Himalaya/Tibet etwa 45,000 gpm; die durch die Algorithmen bedingten Abweichungen sind hier relativ gering, cf. Abb. 18

eine normale Salinität gefunden, mindestens bis zum Mittleren oder Oberen Messin fand keine Sedimentation durch Verdunstung statt; wahrscheinlich gilt dies für das gesamte Meer. Allerdings könnten die Halite auch wieder aufgelöst worden sein. Im Baden kam es zwischen 16.5 und 13 Mabp zu einer Austrocknung mit anschließender erneuter Füllung der Paratethys (Roegl *et al.*, 1978). Erst im Oberen Miozän zerfällt die Paratethys in kleine Becken. Sie wird demnach angesetzt wie oben angegeben: von den Karpaten bis zum Aralsee, siehe die Land–Meer Verteilung in Abb. 67.

Die Albedo im Mittelmeer wird für die höher gelegenen Gebiete im Westen gesetzt wie in Europa auf 0.1, die eher trockenen Gebiete im Osten auf 0.3 wie Wüstengebirge, die mutmaßlichen Residuen von Wasser im Lago Mare Zustand auf den Wert der Meere, 0.5.

Die Pflanzenbedeckungsrate wird für alle Gitterpunkte des Mittelmeeres willkürlich gesetzt auf 0.4, etwa wie eine Savanne. Die tatsächliche Vegetation bleibt unbekannt.

Die Waldbedeckungsrate wird gesetzt auf 0.2 für die höher gelegenen Gebiete im Westen des Mittelmeeres, cf. oben 'Albedo', auf 0.0 sonst.

In der hier verwendeten Auflösung T21 sind weder Kaspisches noch Schwarzes Meer abgebildet (anders in T42). Deshalb werden die SST für die Paratethys allein aus denjenigen des Standardlaufes A21 für das Mittelmeer erzeugt; aus diesen ergibt sich ein Jahresmittelwert (MAT) von  $290.52\text{K} = 17.37^\circ\text{C}$ . Dieser Wert wird erhöht auf  $20^\circ\text{C}$  und gemeinsam mit den Jahresmitteln der SST 'warme Tropen' aus Experiment T2 den Routinen zur Erzeugung des Jahresganges übergeben. Die Erhöhung um  $2.63^\circ\text{C}$  ist eine weitere willkürliche Setzung – die Jahresmitteltemperatur der SST bei  $45^\circ$  Nord liegt im Fall 'Warme Tropen' im globalen Mittel um etwa  $5^\circ\text{C}$  über denjenigen nach AMIP, allerdings stammt ein gut Teil dieser Differenz aus dem Atlantik, wie das eingesetzte Detail in Abbildung 58 belegt.

Nach einer persönlichen Mitteilung des mit der Erforschung der Messinkrise befassten Geologen David L. Griffin (s.o.) kann generell die Situation des späten Torton für die Modellierung des Messin verwendet werden, alle hier nicht aufgeführten weiteren Eingabewerte werden demnach aus Experiment T2 übernommen

## 10.2 Ergebnisse aus den Experimenten

Falls nicht anders angegeben, beziehen sich die hier wiedergegebenen Daten auf Experiment **M2**. Die Experimente **M1** und **MR** dienen lediglich ergänzenden Analysen. Experiment M2 läuft über 20 Modell–Jahre, nicht wie alle anderen hier durchgeführten über zehn. So nicht anders beschrieben, beziehen sich die Auswertungen auf die Jahre zwei bis zwanzig.

An dem betrachteten Szenario ‘Messinkrise’ interessieren hauptsächlich zwei Aspekte der Reaktionen des Modelles: die ‘Verlagerung’ des Mittelmeer nach Nord–Ost in Form der Paratethys, mit der das Mittelmeer ersetzenden Depression, und die Rolle des Aufsteigens von Himalaya und Hochland von Tibet.

Der erste Test der Realitätstreue des Modelles ist die MASSENSTROMFUNKTION. Deren Veränderungen sind sowohl für Nordwinter als auch Nordsommer sehr gering, wie Abbildung 68 resp. Abbildung 69 zu entnehmen ist. Das Einsatzbild im rechten Teilbild zeigt jeweils zum Vergleich die entsprechenden Unterschiede zwischen den Experimenten O3 und A21; die Einsatzbilder sind stets mit den identischen Werte– und Farb–Skalen der Mutterbilder erstellt. Der Übergang von T2 nach M2 erzeugt in beiden Jahreszeiten weitaus geringere Effekte als derjenige von A21 nach O3.

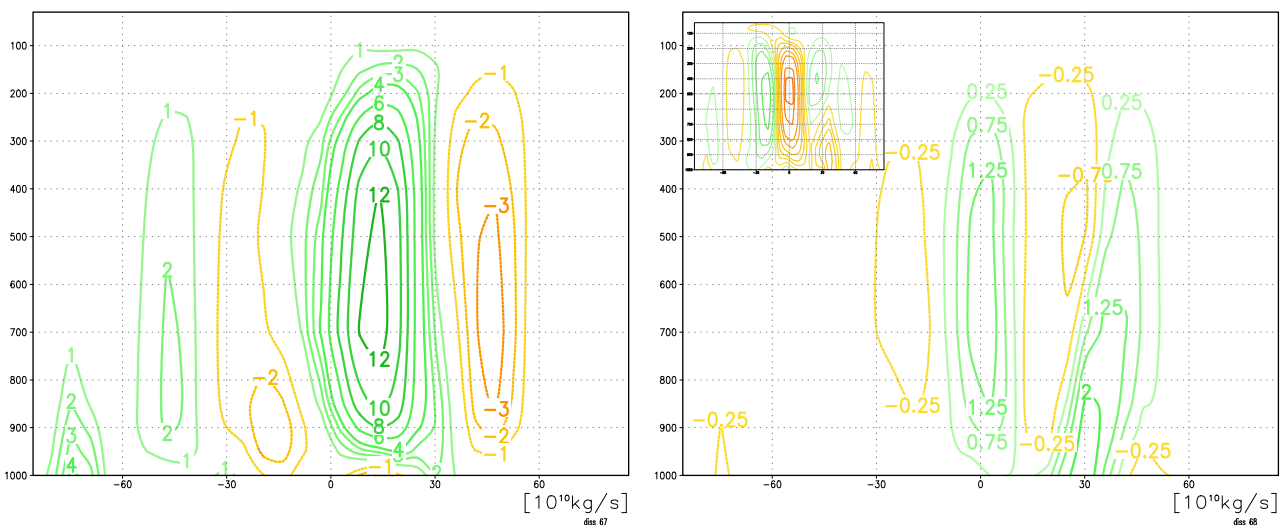


Abbildung 68: Massenstromfunktion DJF, M2 (links), Anomalie M2 – T2 (rechts)  
 Detail rechts: Anomalie T2–A21. Jeweils von  $90^\circ \text{S}$  bis  $90^\circ \text{N}$ . Abszisse: geographische Breite, Ordinate: atmosphärischer Druck in HektoPascal [hPa]. Einheit  $10^{10} \text{ kg/s}$ . Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport ‘oben nach Norden, unten nach Süden’; negative Werte: inverser Transport

Die Darstellung des Experimentes M1 in Abbildung 70 verdeutlicht die Wirkungen des Trockenfallens des Mittelmeeres, da in dieses Experiment die Paratethys nicht eingeht; cf. Tabelle 5. Oben links ist hier jeweils dargestellt die Anomalie des Experimentes O3 gegen O1, siehe die Zusammenstellung der Experimente in Tabelle 5 auf Seite 35 sowie Abbn. 48ff. Die Auswirkungen des Trockenfallens des Mittelmeeres bewegen sich in der Größenordnung derjenigen der Verfeinerung der Orographie des Torton, sind aber vorhanden, deutlich stärker auf der Nordhemisphäre.

Gemessen an den Modifikationen der Orographie liegen die Anomalien der Ausgabedaten des vorliegenden Experimentes in ihrer Stärke im zu erwartenden Rahmen. Gegen das Holozän (Experiment A21) gesehen hebt sich das Experiment ‘Messinkrise’ vom Experiment ‘warmes’ Torton (T2) ab durch eine weitere

Schwächung der Zellenstruktur.

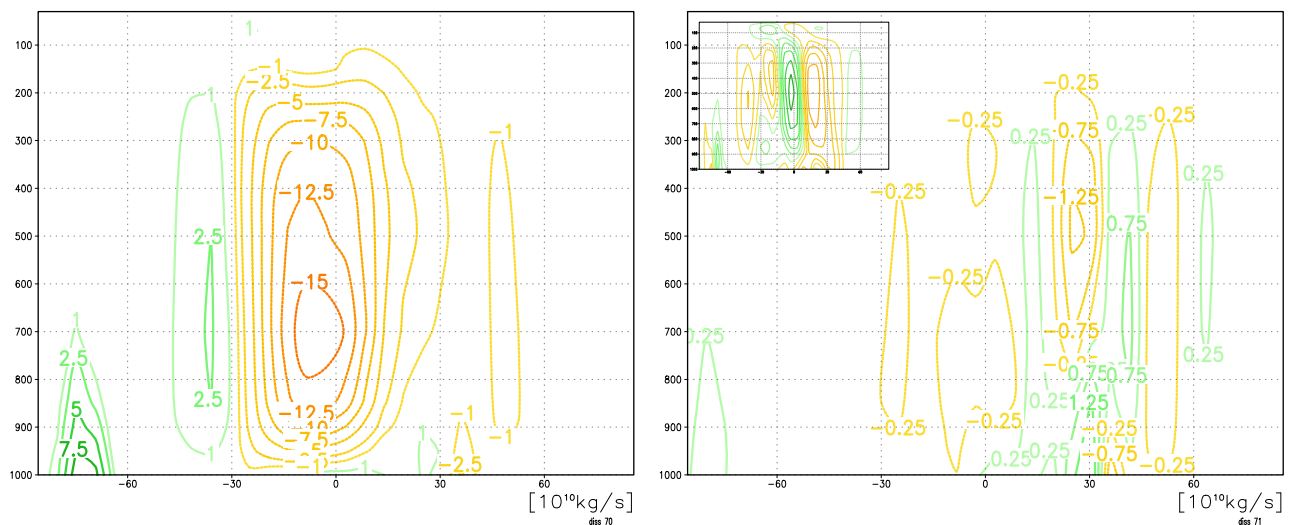


Abbildung 69: Massenstromfunktion JJA, M2 (links), Anomalie M2 – T2 (rechts)  
*Detail rechts: Anomalie T2–A21. Jeweils von 90° S bis 90° N. Abszisse: geographische Breite, Ordinate: atmosphärischer Druck in HektoPascal [hPa]. Einheit  $10^{10}$  kg/s. Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport ‘oben nach Norden, unten nach Süden’; negative Werte: inverser Transport*

Die Hadley-Zelle der Nordhemisphäre im Nordwinter erfährt eine Intensivierung am südlichen Rand, eine Schwächung am Nordrand. In den Bodennahen Schichten bei 30° Nord erfährt sie eine deutliche Ausdehnung nach Norden. War die südliche Ferrel-Zelle bei T2 bereits deutlich geschwächt gegenüber O3, so hier auch die nördliche (was bei der verwendeten Abstufung der Konturlinien im Differenzenbild nicht recht deutlich wird; das Maximum fällt von  $4 \cdot 10^{10}$  kg/s auf  $3.5 \cdot 10^{10}$  kg/s bei verringerter Ausdehnung). Die Hadley-Zelle der Südhemisphäre im Nordsommer erfährt eine geringfügige Verstärkung und Ausdehnung, vor allem gegen Norden; dies steht für eine Verlagerung der *ITCZ* (InterTropical Convergence Zone) nach Norden. Das Trockenfallen des Mittelmeeres in M1 zeitigt im Nordsommer nur sehr geringe Effekte (o.Abb.). Die Implementation der Tethys in M2 setzt die Ausdehnung der Hadley-Zelle nach Norden nochmals fort. Alle hier getroffenen Aussagen betreffen globale Mittel, regional können die Effekte der vorgenommenen Modifikationen auf das Strömungssystem stärker sein.

Die Untersuchung der TEMPERATUREN in zwei Metern über dem Erdboden zeigt für die Jahresmittel ebenfalls auf der westlichen Hemisphäre nur geringe Differenzen zwischen den Experimenten M2 und T2, siehe Abbildung 72 – mit eingezeichnet ist die Differenz der Orographien. Die Lufttemperaturen über dem Ozean bleiben unbeeinflusst. Die Hebung Himalaya/Tibet wird sehr gut abgebildet.

Die Temperaturen im mediterranen Becken steigen um bis zu sechs Grad Celsius

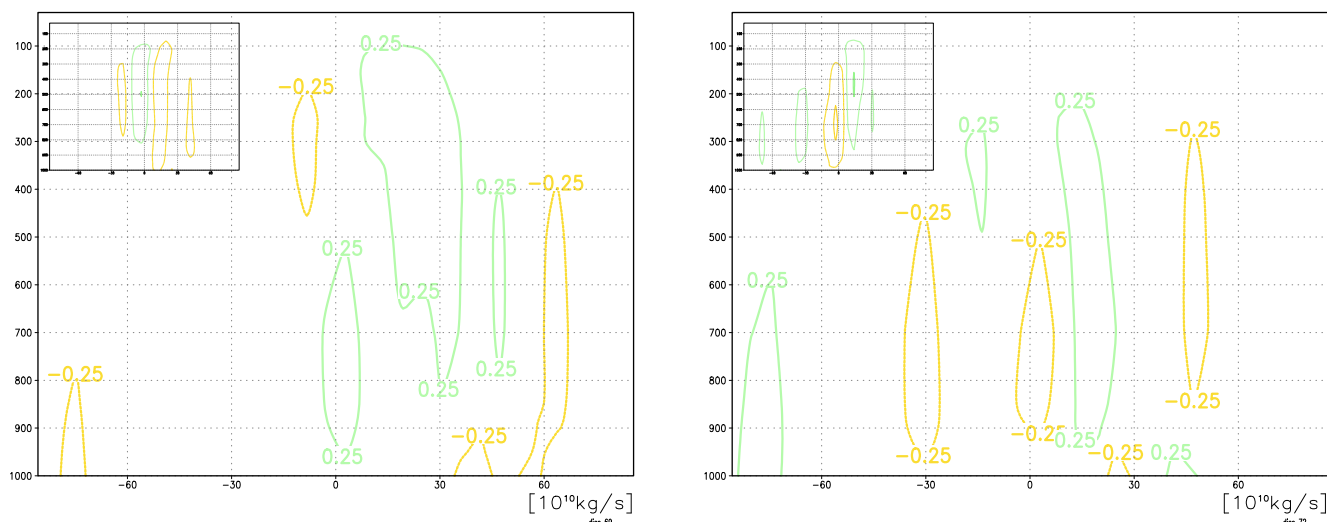


Abbildung 70: Massenstromfunktion Anomalien M1 – T2, DJF (links), JJA (rechts)  
 Details: Anomalien O3–O1. Jeweils von  $90^\circ \text{S}$  bis  $90^\circ \text{N}$ . Abszisse: geographische Breite, Ordinate: atmosphärischer Druck in HektoPascal [hPa]. Einheit  $10^{10} \text{ kg/s}$ . Positive Werte: Rotationsvektor in die Zeichenebene, entsprechend einem Transport ‘oben nach Norden, unten nach Süden’; negative Werte: inverser Transport

verglichen mit denjenigen über der Wasserfläche in T2, diejenigen über der Paratethys fallen um etwa vier Grad. Eurasien ist infolge des veränderten Wasserkreislaufes zwischen etwa 20 und 120 Grad östlicher Länge und 30 bis 60 Grad nördlicher Breite um etwa zwei Grad kälter als in T2. Dies führt zu einem Abfallen des globalen Temperaturmittelwertes um etwa  $0.3^\circ \text{C}$ , auf den Kontinentalflächen um  $0.8^\circ \text{C}$ , cf. Tab. 23. Um den Mongolischen Altai (Ektag) liegt eine Wärme-Enklave mit bis zu drei Grad Celsius höheren Temperaturen als in Experiment T2; dies ist mindestens zu einem großen Teil durch den ‘Echo-Effekt’ aus der Fouriertransformation der Orographie bedingt<sup>20</sup> – das Gebiet ist um bis zu 3,365 gpm abgesunken gegen T2. Afrika und Asien südlich 25 Grad Nord sind moderat erwärmt um bis zu einem Grad Celsius, mit den Schwerpunkten Horn von Afrika und Nordost-Küste Indiens (Orissa).

Während des Nordwinters zeigt sich ein strukturell ähnliches Bild, mit extremen Temperaturanomalien, doch dem Unterschied, dass sich hier das Mittelmeer nicht abhebt. Umso mehr jedoch im Nordsommer mit einer Durchschnittstemperatur bis zu  $49^\circ \text{C}$  im Ionischen Meer – dem Tiefpunkt des Meeresbeckens, nahezu ohne Niederschläge wie aus Abbildung 74 hervorgeht.

Die JahresNIEDERSCHLÄGE in M2 unterscheiden sich außerhalb Eurasiens und Nordafrikas wenig von der Situation in T2 wie wiedergegeben in Abb. 74, cf. auch Abb. 63; der Anstieg gegen T2 von Himalaya und Hochland von Tibet wird nicht abgebildet. In der Summe ergeben sich keine Unterschiede im Niederschlag global, auch nicht aufgeschlüsselt nach Land- und Meer-Gitterpunkten, siehe Tabelle 24.

<sup>20</sup>siehe hierzu Tabelle 4 und Abbildung 18

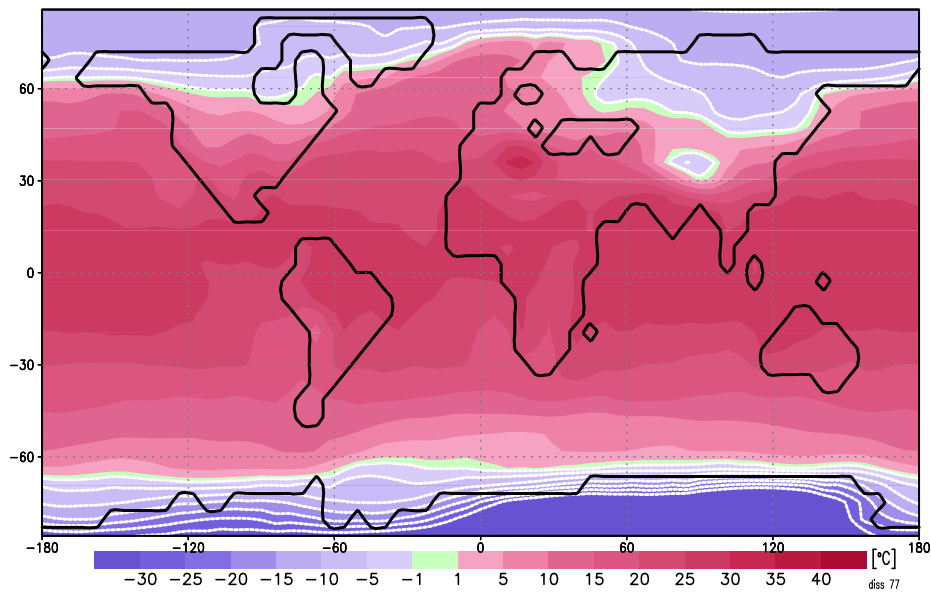


Abbildung 71: Mittlere Jahrestemperatur (MAT) Experiment M2, in 2 Metern Höhe in  $^{\circ}\text{C}$ ; negative Werte mit weißen Konturlinien; eingezeichnet ist die Paratethys

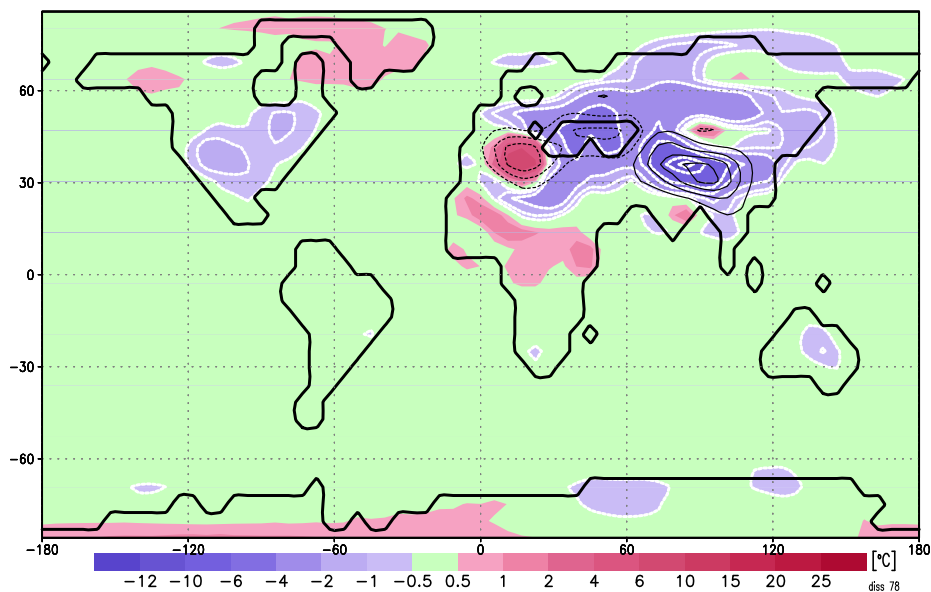


Abbildung 72: Mittlere Jahrestemperatur in 2 Metern, Anomalien  $M2 - T2$  in  $^{\circ}\text{C}$ ; negative Werte mit weißen Konturlinien; eingezeichnet ist die Paratethys; Gebiete gegen  $T2$  veränderter Orographie mit schwarzen Höhenlinien

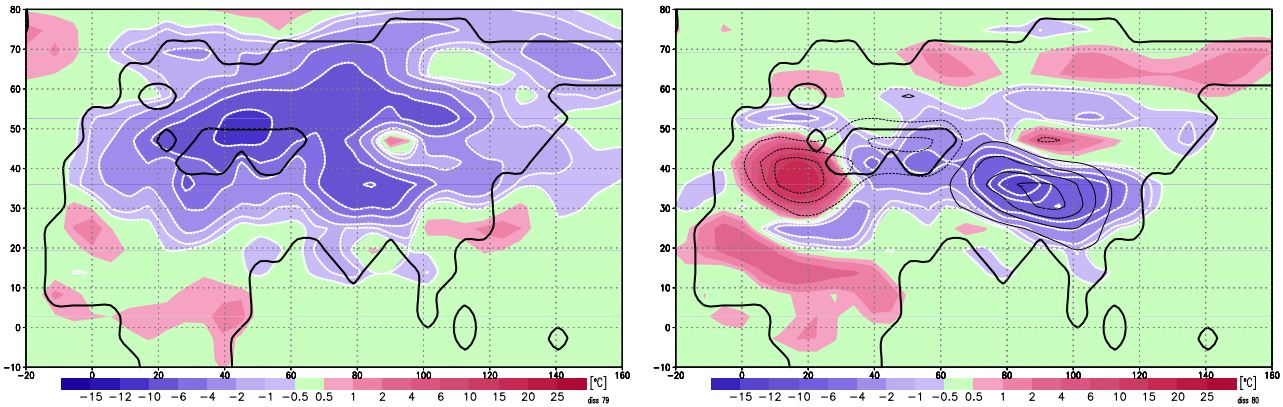


Abbildung 73: Anomalien 2m–Temp. M2 – T2, DJF (links), JJA (rechts) in  $^{\circ}\text{C}$ ; negative Werte mit weißen Konturlinien; eingezeichnet ist die Paratethys; rechts: Gebiete gegen T2 veränderter Orographie mit schwarzen Höhenlinien

Exp	global	land	sea	$\pm 15$	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
<b>M2</b>	15.8	10.3	18.1	26.2	23.1	12.8	-9.0	25.0	11.0	23.0
<b>M1</b>	16.0	11.0	18.1	26.2	23.2	13.3	-9.1	25.7	12.0	26.3
<b>T2</b>	16.1	11.1	18.1	26.2	23.3	13.2	-8.9	25.1	11.9	21.2
	india	eur	kalah	gobi	born	c-aus	nw-p	bl-sea	s-chi	sib
<b>M2</b>	17.2	12.7	22.2	1.2	27.4	23.5	20.4	10.8	13.8	-6.8
<b>M1</b>	19.5	13.6	22.5	0.2	27.4	23.8	20.5	12.9	15.3	-5.9
<b>T2</b>	19.9	13.7	22.4	1.2	27.4	24.0	20.6	14.5	16.0	-5.6

Tabelle 23: Regionale Jahresmittel der 2m–Temperaturen, M2, M1 und T2 in  $^{\circ}\text{C}$ . Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1

Die westliche Hemisphäre ist nahezu identisch mit derjenigen von Experiment T2; die Trockengebiete Nordafrikas sind deutlich niederschlagsärmer (Sahara [g-sah]: von 414 mm auf 284 mm<sup>21</sup>). Die gesamte Kontinentalfläche Europa/Afrika/Asien erhält weniger Niederschlag, nahezu flächendeckend. Ausgenommen hiervon ist insbesondere Süd-China (um Shanghai und westlich [s-chi]), welches deutlich mehr Niederschlag erhält (von 717 mm in T2 auf 1,363 mm in M2). Im inneren Australiens [c-aus] steigen die Werte ebenfalls (von 523 mm auf 602 mm); im Gebiet des globalen Niederschlagsmaximums um Malaysia/Melanesien [born] werden die Werte weiterhin gekappt (von 2,732 mm bei A21, 2,584 mm bei O3 über 2,661 mm bei T2, wieder abgefallen auf 2,529 mm); wobei dieses Phänomen nicht flächendeckend auftritt. Der gesamte nord-westliche Bereich des Pazifischen Ozeanes mit Japan, Philippinen und Teilen Chinas [nw-p] erhält nochmals ein Niederschlags-Plus (von 1,515 mm bei T2 auf 1,593 mm bei M2). Zu erwarten war der drastische Einbruch der Jahresniederschläge im Gebiet des Mittelmeeres selbst, von 535 mm in T2 auf jetzt 118 mm – die Wasserwüste wird zur Wendekreis-Wüste. Und dies nicht nur aufgrund der fehlenden Wasserfläche, son-

<sup>21</sup> für die Gebietsbezeichnungen siehe Tabelle 1 auf Seite 12



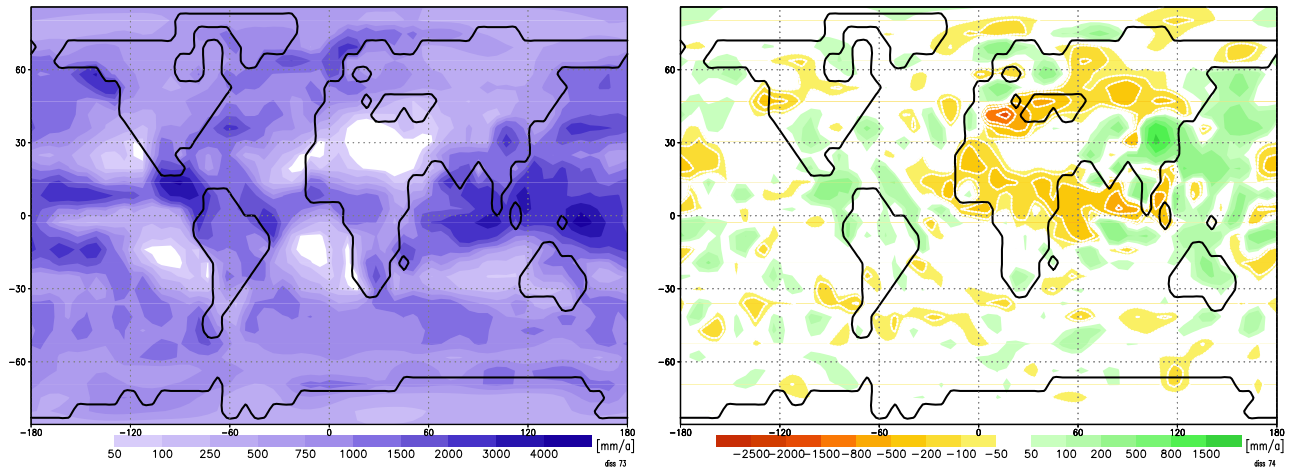


Abbildung 74: Jahresniederschläge, M2 (links), Anomalien M2 – T2 (rechts) in [mm/a]; Gebiete negativer Anomalien mit weißen Konturen; Paratethys eingezeichnet

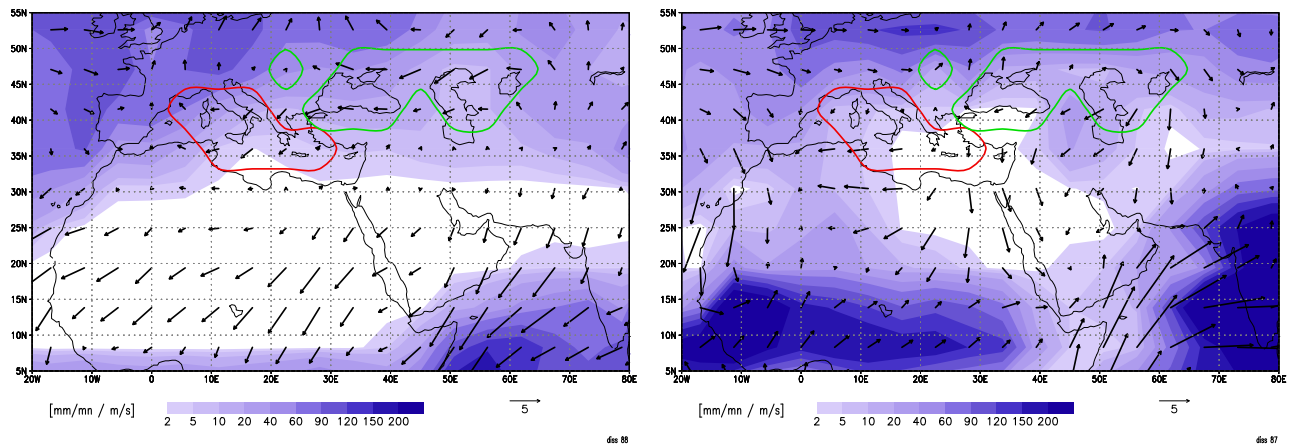


Abbildung 75: Niederschläge und Winde M2 Nordwinter (links), Nordsommer (rechts) Niederschlag in [mm/monat]; Einheitenpfeil für Windgeschwindigkeit 5 m/s. Eingezeichnet sind die Umrisse des Mittelmeeres (Spline Interpolation über das T21-Gitter, *dunkel*) sowie der Paratethys (*hell*)

dern auch durch die Nordwärtsverlagerung der ITCZ und damit des subtropischen Hochdruckgürtels im Nordsommer, siehe oben Seite 105. Dabei ist das Mittelmeer hier jeweils ohne Verwendung einer Land–Meer–Maske das rechteckige Gebiet der andernorts verwendeten Definition, cf. Tabelle 1, also das eigentliche ‘Mediterran’. Mit Land–Meer–Maske beträgt der Niederschlag für die Wasserfläche in T2 962 mm.

Wie ein Vergleich mit dem Testlauf M1 zur Messinkrise zeigt, wirken die Anpassungen von M2 insbesondere austrocknend auf die Sahara und das südliche Saudiarabien, sowie auf die Zone Algerien, Niger, Tschad, Süd–Sudan, Äthiopien. Im Norden ist das Gebiet der Paratethys selbst ebenso von Trockenheit betroffen. Tabelle 26 gibt hierzu genauere Daten. Die Gebietsdefinitionen sind diejenigen aus Abschnitt 2.2.2.

Im Mittelmeergebiet herrscht Trockenheit, cf. Abb. 75. Da die Trockengebiete

Experiment	global	land	sea	±15	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
<b>M2</b>	943	711	1,038	1,441	706	835	705	284	986	118
<b>M1</b>	943	711	1,036	1,458	691	830	707	362	999	154
<b>T2</b>	947	717	1,041	1,456	693	843	705	414	788	535
M2/T2 in %	99	99	99	98	101	99	100	68	125	22
	india	eur	kalah	gobi	born	c-aus	nw-p	bl-sea	s-chi	sib
<b>M2</b>	903	623	684	382	2,529	602	1,593	191	1,363	487
<b>M1</b>	867	677	680	510	2,661	523	1,515	400	745	506
<b>T2</b>	851	706	655	534	2,584	504	1,501	661	717	541
M2/T2 in %	106	88	104	71	97	119	106	28	190	90

Tabelle 24: Regionale Mittel der Jahresniederschläge, M2, M1 und T2  
in [mm/a]. Die betrachteten Gebiete sind definiert in Tabelle 1

Nordafrikas und Arabiens nahezu den gesamten Niederschlag im Nordsommer erhalten, dehnen sich diese Gebiete nach Süden aus. Die enge Verbindung zwischen dem Mittelmeer und dem Schwarzen Meer wird durch die dortige Entwicklung aufgezeigt: die Niederschläge vermindern sich von 661 mm auf 191 mm, im größeren Gebiet der Paratethys ([ptet] in Tabelle 1) von 550 auf 190 mm. Die Polargebiete erfahren ebenso wie Mitteleuropa keine Veränderung gegen Experiment T2. Die Jahresmittel der erwähnten sowie weiterer Gebiete sind in Tabelle 24 zusammengefasst. Formale Erklärungen hierzu siehe in Abschnitt 2.2.2

Die Betrachtung der jahreszeitlichen Niederschläge, cf. Abb. 75, zeigt: die großräumigen Defizite in Süd-Europa und Nord-Afrika rühren aus dem Sommer; allerdings erleidet das Mediterran auch im Winter ein starkes Defizit. Lediglich im Winter werden Himalaya und Hochland von Tibet (auf rezente Höhe gesetzt!) abgebildet, durch ein Mehr an Niederschlag; ansonsten erstreckt sich das defizitäre Gebiet von der Linie Mediterran – Ural – Nowaja Semlja bis zur Linie Ostküste Indiens – Fluss Lena in Sibirien. Insbesondere Indien ist flächendeckend betroffen. Im Sommer ist in Indien bis auf die Wüste Tharr flächendeckend ein Niederschlags-Plus zu verzeichnen; dieses zieht sich wie ein Band bis nach Süd-China (Shanghai), welches wiederum bis auf die Öffnung nach Indien von einem nahezu geschlossenen Band des Defizites umgeben ist.

Die Niederschläge im Gebiet des Roten Meeres unterscheiden sich wenig von denjenigen in A21, cf. Abb. 76. Die Wirkungen der ‘Translation’ des Mittelmeeres auf die Niederschläge sind im Vergleich mit anderen Modifikationen der Erdoberfläche in Tabelle 25 zusammengestellt. Die Niederschläge werden in M2 gegen T2 in unmittelbar betroffenen Regionen stark verändert, die Auswirkungen auf globale Zonen jedoch sind deutlich schwächer als diejenigen der Modifikationen an der Orographie und den SST.

Die WINDE in zehn Metern Höhe unterscheiden sich im Jahresmittel nur in Eu-

Experiment	global	land	sea	$\pm 15$	15/30	30/60	> 60	g-sah	c-eur	medit
<b>O1</b>	0.93	0.63	1.05	1.52	0.72	0.78	0.57	0.21	0.80	0.45
<b>O2</b>	0.93	0.63	1.05	1.51	0.72	0.78	0.58	0.20	0.77	0.41
<b>A21</b>	0.97	0.73	1.07	1.57	0.76	0.82	0.59	0.18	0.81	0.43
O1/A21 in %	95	86	98	96	94	95	97	114	99	106
O2/O1 in %	100	99	100	100	99	100	100	97	95	91
<b>T2</b>	0.95	0.72	1.04	1.46	0.69	0.84	0.71	0.41	0.79	0.96
<b>O3</b>	0.93	0.64	1.05	1.51	0.72	0.78	0.57	0.20	0.81	0.42
T2/O3 in %	101	112	99	96	95	107	123	203	97	228
<b>M2</b>	0.94	0.71	1.04	1.44	0.71	0.84	0.71	0.28	0.99	0.08
<b>T2</b>	0.95	0.72	1.04	1.46	0.69	0.84	0.71	0.41	0.79	0.96
M2/T2 in %	99	99	99	98	101	99	100	68	125	8

Tabelle 25: Ersetzung Mittelmeer durch Paratethys, Wirkung auf den Niederschlag In [m/a] absolut bzw. Verhältnis der Werte in Prozent. Vergleichende Zusammenstellung von Werten aus den Tabellen 10, 18 und 24. Abweichungen in den relativen Werten gegen die ursprünglichen Tabellen rühren aus der Verwendung der Rohdaten zur Berechnung in dieser Zusammenstellung, nicht der auf zwei Dezimalen gerundeten Werte aus den zitierten Tabellen

rasien merklich von T2. Insbesondere wird über dem Mittelmeer die in T2 wie auch A21 vorherrschende westliche Einströmung auf das Festland durch einen Korridor des Abflusses vom Festland auf den Atlantik ersetzt. In Abbildung 77 rechts sind die Umrisse des Mittelmeer zur besseren Lokalisierung mit eingezeichnet. Die aus dem Kontinentinneren in das Mediterran einfließenden kalten Winde werden hier drastisch erwärmt auf ihrem Weg zum Atlantik.

Auch bei der Untersuchung der Jahreszeiten kann die Betrachtung auf Eurasien und Nordafrika beschränkt bleiben. Insbesondere bleiben die gegen T2 schwachen Anomalien über dem Nordatlantik ohne erkennbare Auswirkung auf den NAO-Index im Winter und auf das Azorenhoch im Sommer. Im äquatorialen Pazifik, und damit auf das Phänomen El Niño finden sich keine Auswirkungen. Abbildung 78 zeigt links die mittleren Winde des Nordwinters über Eurasien, rechts entsprechend für den Nordsommer. Die Anomalie des Jahresmittels für das Mittelmeer wird beherrscht von derjenigen des Nordwinters, cf. Abb. 79. Im Nordsommer gibt es keine nennenswerte Schwächung der Westwinde über dem Nordatlantik vor Europa gegen Experiment T2, cf. Abb. 80.

In Tabelle 26 sind für einige Gebiete die Werte einzelner Experimente angegeben, in Tabelle 27 entsprechende Werte jeweils bezogen auf ein Vergleichsexperiment, berechnet als ‘Wert<sub>2</sub>/Wert<sub>1</sub>’ angegeben in Prozent. Und zwar für die Paare MR gegen A21, M2 gegen T2 sowie M1 gegen T2.

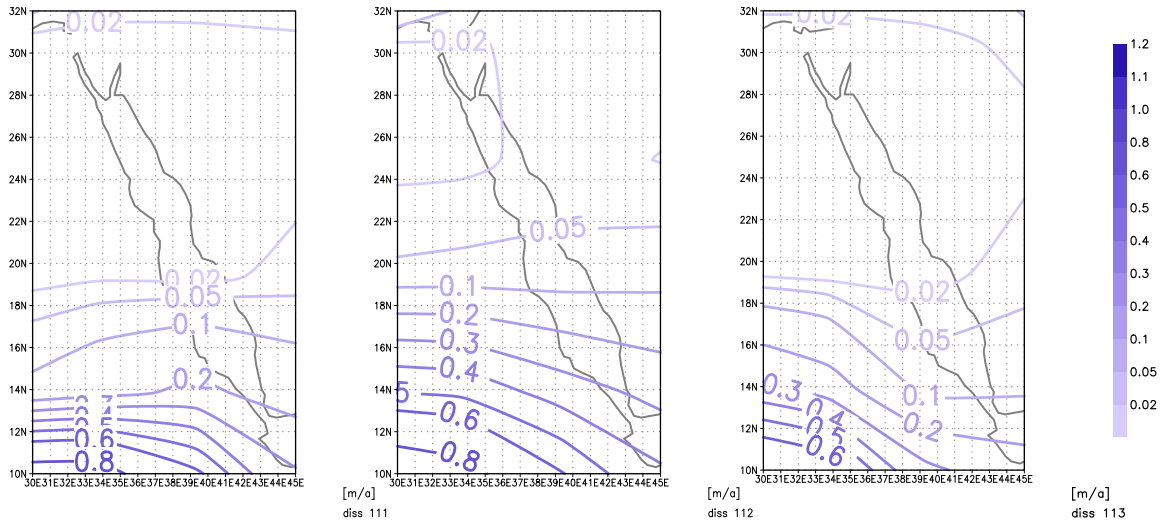


Abbildung 76: Jahresniederschlag Rotes Meer, A21 (links), T2 (mitte), M2 (rechts)

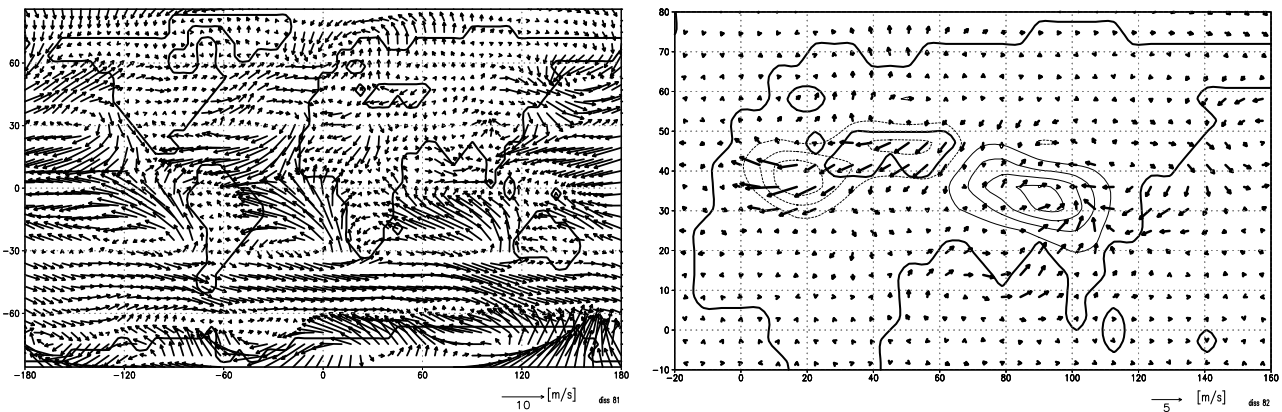


Abbildung 77: Jahresmittel der Winde in M2 links, Anomalie M2 – T2 rechts  
 10-m-Winde; der Einheitenvektor steht für die Windgeschwindigkeit 10 m/s (links) bzw. 5 m/s (rechts); eingezeichnet ist die Paratethys; rechts: Gebiete gegen T2 veränderter Orographie mit schwarzen Höhenlinien

Der afrikanische MONSUN bleibt derjenige aus Experiment T2. Der Nordwest-Monsun über den asiatischen Anrainern des Pazifik wird verstärkt, in Übereinstimmung mit obigem Befund gesteigerten Niederschlages. Der Nordost-Monsun über Indien und vor allem Indochina wird geschwächt. Über Arabien bleibt das Strömungssystem aus Experiment T2 erhalten. Der Südost-Monsun über Südostasien kommt nahezu zum Erliegen, im Norden (an der Küste ab etwa 50°N) hingegen wird er verstärkt. Der indische Monsun wird nur nördlich des Subkontinentes beeinflusst – die einströmenden (West-Indien) wie auch die ausströmenden (Afghanistan / Pakistan) Luftmassen erfahren eine Verstärkung, siehe Abbn. 81 bis 83.

Die Signifikanzanalyse der Anomalien der Jahresmitteltemperaturen der beiden Experimente M2 (hier lediglich die Jahre zwölf bis 20) und T2 (hier die Jahre zwei bis zehn) nach Student's t-Test ist dargestellt in Abbildung 84. Es zeigt sich eine

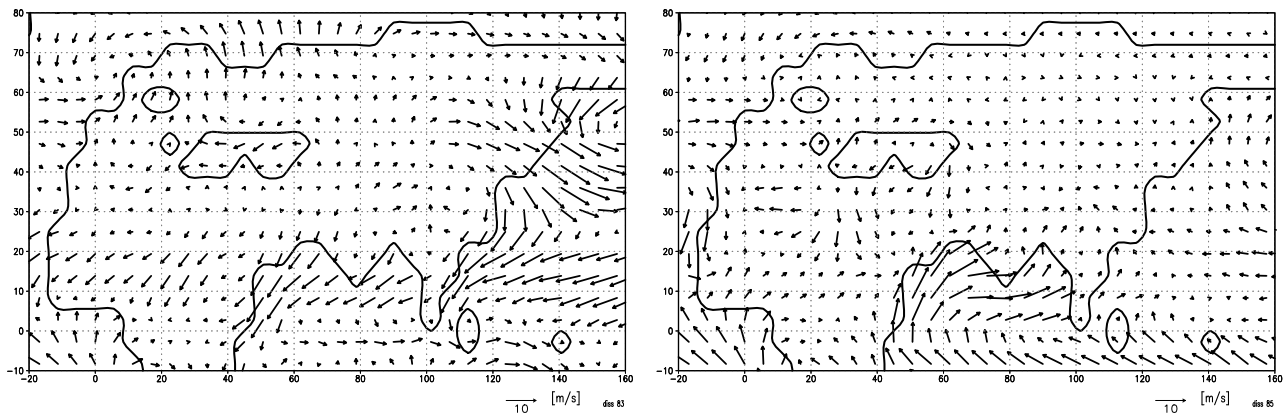


Abbildung 78: 10m-Winde M2, Eurasien/Afrika, DJF (links), JJA (rechts)  
 Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 10 m/s; eingezeichnet ist die Paratethys

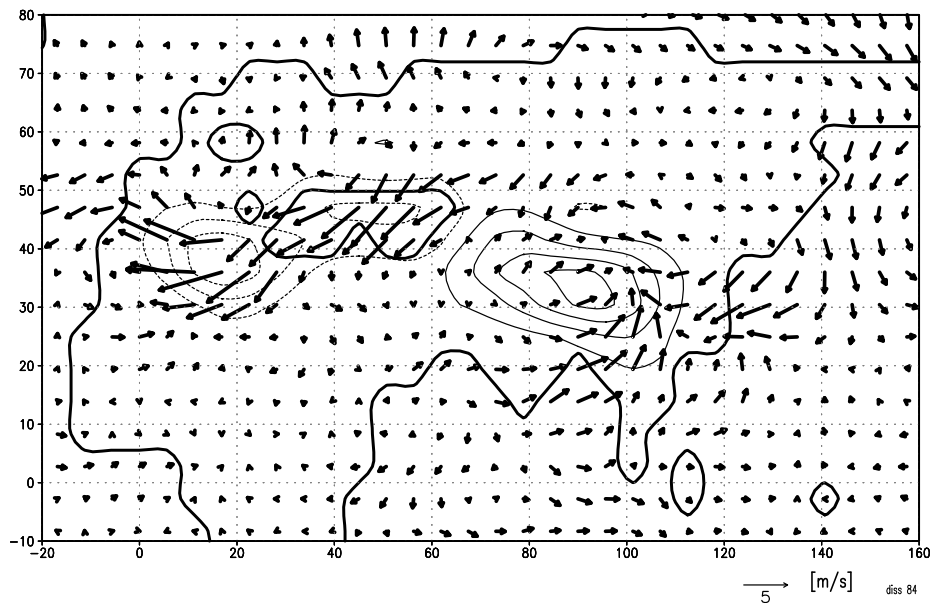


Abbildung 79: Anomalien 10m-Winde M2 – T2, Eurasien/Afrika, Nordwinter  
 Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 5 m/s; eingezeichnet ist die Paratethys; Gebiete gegen T2 veränderter Orographie mit schwarzen Höhenlinien

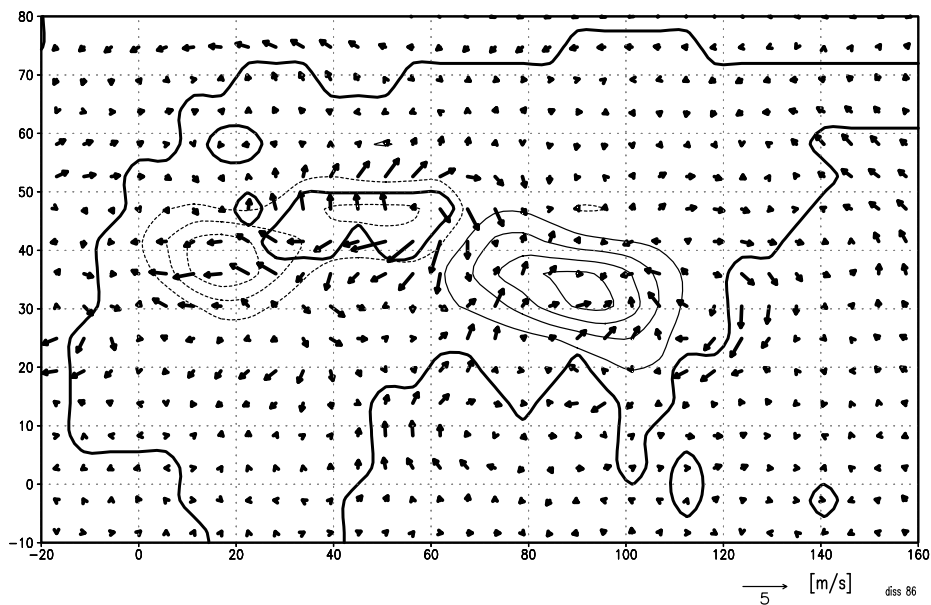


Abbildung 80: Anomalien 10m-Winde M2 – T2, Eurasien/Afrika, Nordsommer  
 Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 5 m/s; Paratethys eingezeichnet;  
 Gebiete gegen T2 veränderter Orographie mit schwarzen Höhenlinien

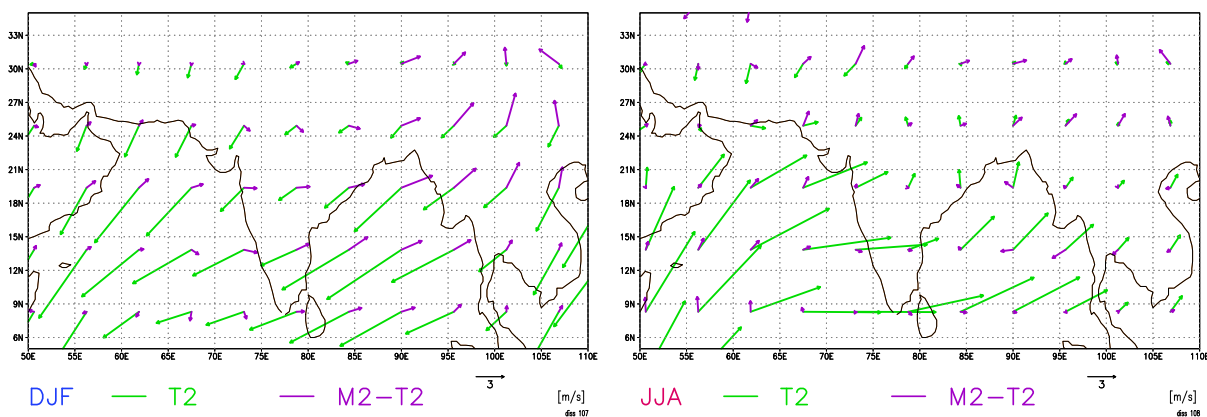


Abbildung 81: Monsun Südasiens, T2 / Anomalie M2 gegen T2  
 Links Winter, rechts Sommer. Der Einheitenpfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit  
 3 m/s. Die hellere Pfeile stehen für die absoluten Winde in Experiment T2, die dunkleren  
 für die Anomalien M2 gegen T2

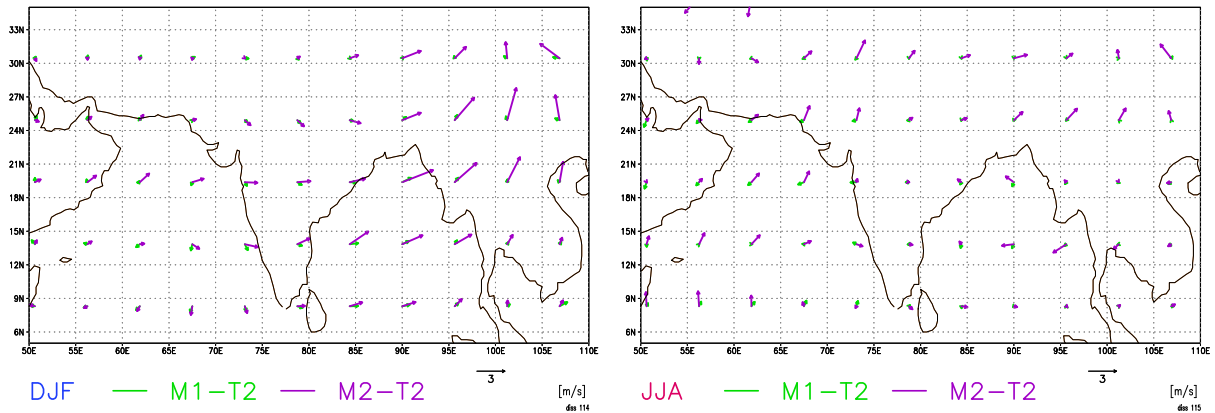


Abbildung 82: Winter- (links) und Sommermonsun Südasiens, M1-T2 / M2-T2  
 Der Einheitspfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 3 m/s. Die *helleren* Pfeile stehen für die Anomalie Experiment M1 gegen Experiment T2, die *dunkleren* für die Anomalien M2 gegen T2

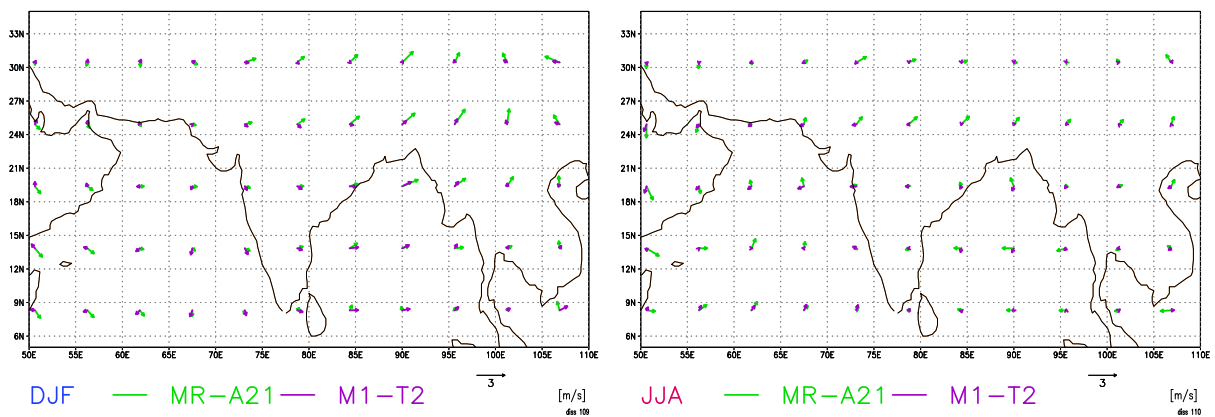


Abbildung 83: Winter- (links) und Sommermonsun Südasiens, MR-A21 / M1-T2  
 Der Einheitspfeil unten steht für die Windgeschwindigkeit 3 m/s. Die *helleren* Pfeile stehen für die Anomalie Experiment MR gegen Experiment A21, die *dunkleren* für die Anomalie M1 gegen T2

Region	Periode	Niederschlag					2m-Temperatur				
		A21	T2	M1	MR	M2	A21	T2	M1	MR	M2
<b>Mediterran</b>	Winter (DJF)	32	58	16	10	15	10.4	13.6	12.4	9.3	10.8
<b>Paratethys</b>		43	48	33	26	20	0.2	4.8	0.2	-3.8	-2.3
<b>G. Sahara</b>		0	0	0	0	0	17.5	17.7	18.0	15.8	17.5
<b>Rotes Meer</b>		1	1	2	0	1	16.7	16.2	16.1	14.0	15.4
<b>Arabia 721</b>		6	29	23	7	11	20.1	19.9	19.8	18.8	19.5
<b>Land</b>		68	62	62	57	61	3.2	6.0	5.5	2.4	4.8
<b>Wasser ('sea')</b>		86	85	85	82	85	16.0	18.1	18.0	16.0	18.0
<b>Global</b>		81	79	78	75	78	12.3	14.6	14.4	12.1	14.2
<b>Mediterran</b>	Sommer (JJA)	11	33	11	3	7	26.4	28.8	38.9	36.6	35.5
<b>Paratethys</b>		37	48	29	22	15	22.9	25.2	27.5	25.1	24.0
<b>G. Sahara</b>		39	86	70	31	61	31.4	30.5	31.4	31.8	31.2
<b>Rotes Meer</b>		12	25	24	4	12	32.8	32.3	31.9	31.1	32.0
<b>Arabia 721</b>		21	26	25	23	29	32.0	31.5	31.4	30.8	31.6
<b>Land</b>		56	64	62	53	63	14.1	15.9	15.9	13.5	15.4
<b>Wasser ('sea')</b>		93	89	89	88	89	16.3	18.0	18.1	16.3	18.1
<b>Global</b>		82	82	81	78	81	15.6	17.4	17.5	15.5	17.3
<b>Mediterran</b>	Jahr	275	535	154	76	118	18.0	21.2	26.3	23.2	23.0
<b>Paratethys</b>		451	550	360	256	189	10.8	14.3	13.6	10.6	11.1
<b>G. Sahara</b>		181	414	363	148	284	25.1	25.1	25.7	24.4	25.0
<b>Rotes Meer</b>		96	165	179	49	79	25.3	24.9	24.7	23.0	24.2
<b>Arabia 721</b>		171	312	282	178	248	26.8	26.3	26.2	25.4	26.2
<b>Land</b>		730	717	711	639	711	8.8	11.1	11.0	8.1	10.3
<b>Wasser ('sea')</b>		1065	1041	1036	1015	1037	16.1	18.1	18.1	16.1	18.1
<b>Global</b>		969	947	943	907	943	14.0	16.0	16.0	13.8	15.8

Tabelle 26: Regionalmittel Niederschlag & 2m-Temperatur A21, T2, M1, MR, M2  
*Windstärke in [m/s]; Niederschlag in [mm/monat] bzw. [mm/a]; für 'Land/Wasser' wird vereinfachend die Land-See Maske aus M2 verwendet; die Gebietsdefinitionen sind diejenigen aus Abschnitt 2.2.2, für das Mediterran wird hier keine Land-See Maske verwendet*

global deutlich signifikante Wirkung der durchgeführten Modifikationen, insbesondere auch in Regionen fern des Eingreifens in die Eingabefelder auf der Südhemisphäre. Insgesamt zeigen bei einer Fehlerwahrscheinlichkeit von 5% 933 (46%) der 2,048 Gitterzellen eine signifikante Anomalie, wobei die Zellen mit negativer signifikanter Anomalie diejenigen positiver Anomalie überwiegen mit 515 gegen 418. Das mit der Fläche gewichtete globale Mittel der Signifikanzwerte beträgt -0.08.

Die entsprechende Analyse des Experimentes MR mit lediglich trockengefallenem Mittelmeer gegen das rezente Szenario A21 ergibt: 1,332 (65%) der Gitterzellen zeigen eine signifikante Anomalie, davon sind 979 Anomalien negativ, 353 positiv, cf. Abbildung 85 links. Das flächengewichtete globale Mittel der Signifikanzwerte beträgt -0.40.



Typ	Niederschlag								2m-Temperatur							
	md	par	g-s	red	721	lnd	sea	glob	md	par	g-s	red	721	lnd	sea	glob
<i>M1/T2</i> <b>W</b>	27	68	100	200	121	98	100	100	91	4	102	99	99	92	99	99
<i>MR/A21</i>	31	60	100	0	116	92	83	95	89	-1900	90	84	94	75	100	98
<i>M2/T2</i>	25	41	100	100	57	98	98	100	79	-48	99	95	98	80	99	97
<i>M1/T2</i> <b>S</b>	33	60	81	96	96	100	96	100	135	109	103	99	100	100	101	101
<i>MR/A21S</i>	27	55	103	33	109	95	94	94	139	110	101	95	96	96	100	99
<i>M2/T2</i>	21	31	70	48	111	98	98	111	123	95	102	99	100	97	101	99
<i>M1/T2</i> <b>J</b>	28	65	87	108	90	99	97	100	124	95	102	99	100	99	100	100
<i>MR/A21</i>	27	56	81	50	104	93	87	99	129	98	97	91	95	92	100	99
<i>M2/T2</i>	22	34	68	48	79	99	98	99	108	78	100	97	100	93	100	99

Tabelle 27: Vergleich der Experimente M1, MR und M2 in ausgewählten Gebieten  
*relative Werte von Niederschlag und 2m-Temperatur aus Tabelle 26 M1/T2: Wert<sub>M1</sub>/Wert<sub>T2</sub>, MR/A21: Wert<sub>MR</sub>/Wert<sub>A21</sub>, M2/T2: Wert<sub>M2</sub>/Wert<sub>T2</sub>; W S J = NordWinter/NordSommer/Jahr; die Gebietsdefinitionen sind diejenigen aus Abschnitt 2.2.2, md = Mediterran, g-s = Greater Sahara, red = Rotes Meer, par = Paratethys*

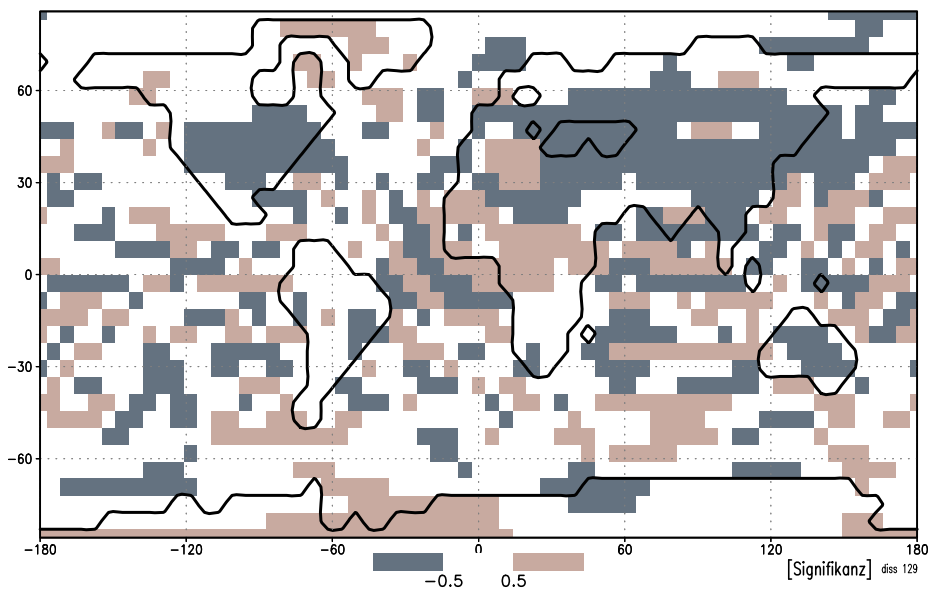


Abbildung 84: Signifikanz der Anomalien M2 gegen T2 nach Student's t-test  
*Jahresmitteltemperatur, Signifikanzniveau 5% (2 \* 2.5%). 1-seitiger, lokaler Test über die Jahre 12 bis 20 aus M2 gegen den Mittelwert der Jahre 02 bis 10 aus T2. 0/-1/+1 stehen für insignifikante / signifikant negative / signifikant positive Anomalie der betreffenden Zelle*

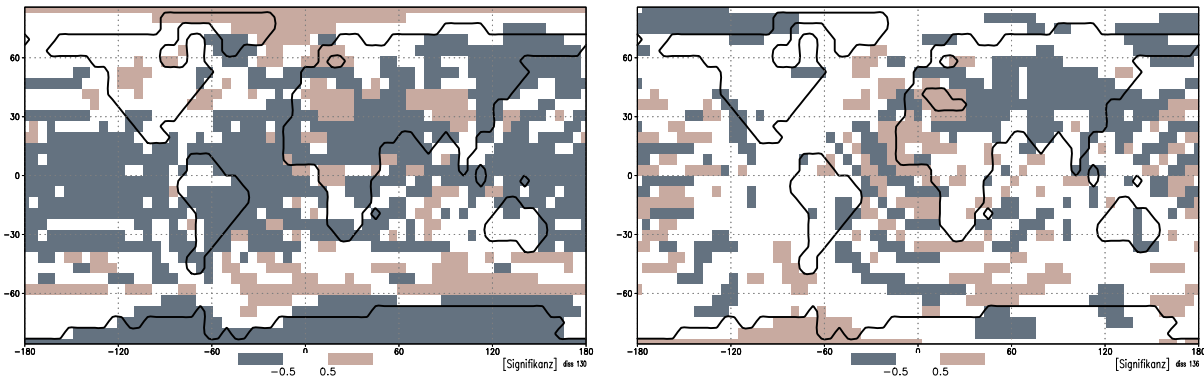


Abbildung 85: Signifikanz Anomalien MR / A21 und M1 / T2 nach Student's t-test Jahresmitteltemperatur, Signifikanzniveau 5% ( $2 * 2.5\%$ ). Links: 1-seitiger, lokaler Test über die Jahre 2 bis 10 aus MR gegen den Mittelwert aus den Jahren 12 bis 20 aus A21. Rechts: dito für die Jahre 2 bis 10 aus M1 gegen den Mittelwert der Jahre 2 bis 10 aus T2. 0/-1/+1 stehen für insignifikante / signifikant negative / signifikant positive Anomalie der betreffenden Zelle

Wird Experiment M1, ohne Paratethys und Mittelmeer ohne Lago Mare, analysiert gegen Experiment T2, so sind die Werte: 806 Anomalien (39%), 484 negativ, 322 positiv, gewichtetes Mittel -0.08, cf. Abbildung 85 rechts.

Die Verhältnisse bei den Niederschlägen sind entsprechend (o.Abb.):

M2 gegen T2: signifikante Zellen 739 (36%), davon 419 negativ, Mittelwert -0.05.

MR gegen A21: signifikante Zellen 1,054 (52%), davon 792 negativ, MW -0.24.

M1 gegen T2: signifikante Zellen 562 (27%), davon 309 negativ, Mittelwert -0.04.

...

Die Anomalien der Massenstromfunktion von Experiment M2 gegen T2 sind weit geringer als diejenigen von O3 gegen A21; die Zellenstruktur der Atmosphäre wird weiter geschwächt. Die ITCZ wird nach Norden verlagert. Eurasien ist großflächig um etwa zwei Grad kälter und trockener als in T2. Das mediterrane Becken ist heiß und trocken. Die Jahresniederschläge in M2 bleiben außerhalb Eurasiens und Nordafrikas diejenigen von T2. Europa, Asien und Afrika erhalten nahezu flächendeckend weniger Niederschlag als in T2. Die Region Paratethys ist trocken, die Trockengebiete Nordafrikas und Arabiens dehnen sich nach Süden aus. Die Niederschläge im Roten Meer bleiben unverändert, ebenso diejenigen der Polargebiete und Mitteleuropas. Es gibt keine Auswirkungen im Atlantik auf Islandtief und Azorenhoch und damit den NAO-Index, noch finden sich im Pazifik Wirkungen auf El Niño. Der afrikanische Monsun bleibt unverändert. Der Südost-Monsun über dem südlichen Ostasien kommt nahezu zum Erliegen, im Norden wird er verstärkt. Nördlich des indischen Subkontinentes wird der Monsun verstärkt

## 11 Vergleich der Experimente mit Literaturdaten

Die Möglichkeit, die von ECHAM 3 für paläontologische Zeiträume erzeugten Daten überhaupt bewerten zu können, wurde mit der Untersuchung des modernen Szenarios A21 und des rezenten Datensatz ‘CRU’ von New, Hulme und Jones bereits gezeigt in Abschnitt 3; Details siehe dort. Für den Vergleich mit den Ergebnissen von Modellierungen anderer Autoren siehe Abschnitt 11.3.

Der Ozean wurde im Modell als statisches Eingabefeld behandelt. Die Ergebnisse können somit sinnvoll nur mit terrestrischen Proxies verglichen werden. Generell ist die Datenlage für die Kontinente im Torton spärlich; erschwert wird dies noch durch die unpräzise Stratigraphie. Wissenschafts-kulturelle Gründe bedingen darüber hinaus ein großes Gefälle zwischen Europa / Nordamerika einerseits und dem Rest der Welt andererseits.

Prinzipiell sind für einen Vergleich der experimentellen mit den empirischen Daten zwei Wege möglich: der Vergleich mit großräumigen Mittelwertbildungen eher qualitativen Charakters, sowie der Vergleich mit punktuellen Informationen quantitativen Charakters. Bei der Interpretation vorliegender Paläo-Proxydaten wird dabei stets eine Mittelung über räumliche Gegebenheiten angenommen, eine Auflösung in Mikro-Klimata wie ‘Nordhang, windexponiert’ oder ‘Südhang im Windschatten einer Baumgruppe’ kann nicht erfolgen.

Es stehen zwei Datensätze zur Verfügung, beide stammend aus dem SFB 275: Ein global synoptischer, sowie einer zum Torton in Europa, beide zusammengefasst in Abschnitt 14.3. Da sich die Serie der durchgeführten Experimente im Wesentlichen am Rezenten und am Torton orientiert hat, reicht hier die Betrachtung dieser Unterepoche der Erdgeschichte aus. Die spezielle Fragestellung zur Messinkrise lebt ja auf dem Bezug zum Torton.

Über die Daten aus Abschnitt 14.3 hinaus gibt es noch ein Ergebnis zu den Winden im Torton, welches in der Niederrheinischen Bucht in einer auf Proxydaten basierenden Regionalstudie von Michal Gebka / SFB 350 Bonn deutlich geschwächte Westwinde findet (*Mosbrugger et al., 1993, Gebka, 1996*). Dies wird im Torton-Experiment T2 verifiziert, siehe Seite 96, ebenso wie in T1, cf. Seite 88.

### 11.1 Proxydaten zu Mitteleuropa

Für den Vergleich der Daten aus den Experimenten mit den Proxydaten zum Torton in Mitteleuropa wird eine Zusammenstellung von Angela Bruch (Tübingen) und Torsten Utescher (Bonn) verwendet (*Bruch et al., 2002*). Die Daten wurden ermittelt über die Methode der nächsten lebenden Verwandten (*Mosbrugger & Utescher, 1997; Liang et al., 2003*). Alle Aufschlüsse liegen innerhalb des andernorts verwendeten Gebietes ‘Mitteleuropa’ (c-eur), wie Abbildung 86 zeigt.

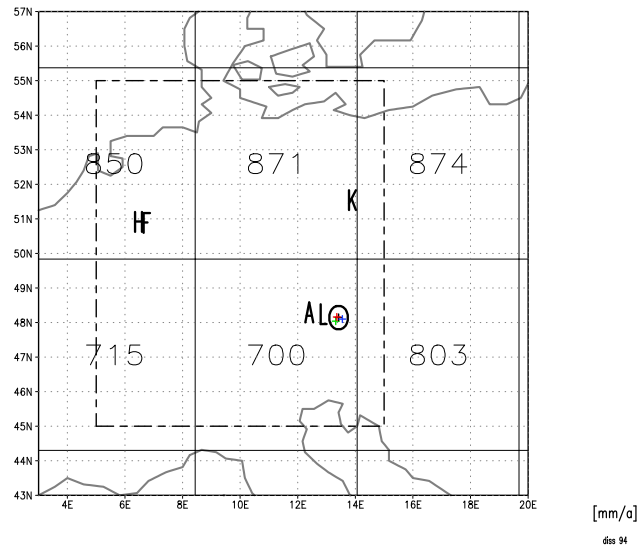


Abbildung 86: Die verwendeten Aufschlüsse sowie Jahresniederschläge aus T2  
 Die durchgezogenen Linien grenzen die Gitterzellen aus T21 ab. Das unterbrochene Rechteck grenzt das Gebiet ‘c-eur’ aus Tabelle 1 ein. Die Zahlenangaben stehen für den Jahresniederschlag in [mm/a] der betreffenden Gitterzelle. Die Buchstaben stehen für die Aufschlüsse: A Aubenham, L Leonberg, F Frechen, H Hambach, K Klettwitz. Die Kreuze in ‘O’ stehen für Schneegattern (links unten), Lohnsburg (Zentrum), Grossenreith (links oben), Ampflwang (rechts)

Die Proxydaten sind in den Tabellen 32 und 33 in Abschnitt 14.3 aufgelistet. Betrachtet werden auch Mittelwerte zu Mitteleuropa (c-eur), sowie Teilbereiche hieraus: NordWest (‘NW’, Frechen und Hambach), NordOst (‘NO’, Klettwitz) und SüdOst (‘SO’, Aubenham, Leonberg, Schneegattern, Lohnsburg, Grossenreith und Ampflwang).

In Tabelle 28 werden diese regionalen Mittelwerte aus den Tabellen 32f mit den entsprechenden Mittelwerten aus dem Experiment T2 zum Torton ‘mit warmen Tropen’ verglichen. Zusammengefasst sind hier unter anderem Werte aus den Tabellen 21, 20, 32. Wesentlich für den Vergleich mit den Paläo-Proxies ist nur das Experiment T2, doch sind der Vollständigkeit halber auch das Experiment M2 zur Messinkrise sowie die rezenten empirischen Daten nach CRU neben dem rezenten Vergleichsexperiment A21 aufgenommen.

Es zeigt sich:

- Nahezu alle Temperaturwerte aus den Experimenten liegen unter den durch die Proxies angezeigten Werten. In der Tabelle sind diese Werte **fett** gehalten
- Nämliches gilt ebenso für die Niederschlagswerte, in der Tabelle ohne **Serifen**
- Kein einziger Wert aus den Experimenten liegt *über* dem durch die Proxies vorgegebenen Toleranzbereich; ebensowenig Werte aus CRU
- Lediglich die Kategorie „Temperatur des kältesten Monats“ (*Coldest Month*

Exp	Loc	MAT [°C]			CMT [°C]			WMT [°C]			MAP [°C]		
		Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max	Min	MW	Max
PP	<i>c-eur</i>	14.2	15.3	16.4	2.1	4.2	6.3	25.2	25.8	26.3	1027	1133	1238
PP	<i>NW</i>	14.2	15.0	15.7	2.7	4.5	6.2	25.7	26.1	26.4	1231	1260	1289
PP	<i>NO</i>	15.7	16.0	16.3	4.7	5.5	6.2	25.7	25.7	25.7	979	1167	1355
PP	<i>SO</i>	14.0	15.4	16.7	1.5	3.9	6.3	25.0	25.8	26.4	968	1084	1201
T2	<i>c-eur</i>		<b>11.9</b>			4.2			<b>19.9</b>			<b>788</b>	
T2	<i>NW</i>		<b>12.0</b>			5.4			<b>19.7</b>			<b>850</b>	
T2	<i>NO</i>		<b>11.3</b>			<b>3.5</b>			<b>20.2</b>			<b>871</b>	
T2	<i>SO</i>		<b>12.3</b>			4.3			<b>19.9</b>			<b>700</b>	
M2	<i>c-eur</i>		<b>11.0</b>			<b>1.3</b>			<b>20.1</b>			<b>986</b>	
M2	<i>NW</i>		<b>11.0</b>			3.7			<b>17.7</b>			<b>1047</b>	
M2	<i>NO</i>		<b>9.5</b>			<b>1.1</b>			<b>17.4</b>			1234	
M2	<i>SO</i>		<b>12.1</b>			<b>0.2</b>			<b>23.6</b>			<b>811</b>	
CRU	<i>c-eur</i>		<b>8.6</b>			<b>-0.2</b>			<b>17.6</b>			<b>642</b>	
CRU	<i>NW</i>		<b>8.9</b>			<b>1.2</b>			<b>16.7</b>			<b>756</b>	
CRU	<i>NO</i>		<b>8.5</b>			<b>0.2</b>			<b>17.0</b>			<b>540</b>	
CRU	<i>SO</i>		<b>7.9</b>			<b>-1.7</b>			<b>17.9</b>			<b>648</b>	
A21	<i>c-eur</i>		<b>8.7</b>			<b>2.7</b>			<b>16.4</b>			<b>810</b>	
A21	<i>NW</i>		<b>9.0</b>			<b>3.3</b>			<b>15.9</b>			<b>882</b>	
A21	<i>NO</i>		<b>7.8</b>			<b>1.4</b>			<b>15.9</b>			<b>875</b>	
A21	<i>SO</i>		<b>8.9</b>			<b>3.0</b>			<b>16.4</b>			<b>780</b>	
T1	<i>c-eur</i>		<b>8.5</b>			<b>1.1</b>			<b>16.9</b>			<b>747</b>	

Tabelle 28: Vergleich Paläo-Proxies Mitteleuropa mit T2, M2, A21 und CRU **Minimum, Mittelwert, Maximum** aus den **Paläo-Proxies**, aus den Experimenten nur Laufzeit**Mittelwerte**. Mittelwerte über die Gebiete ‘loc’ gebildet über die betreffenden Gruppierungen der Aufschlüsse *NW* (Frechen, Hambach), *NO* (Klettwitz), *SO* (Aubenham, Leonberg, Schneegattern, Lohnsburg, Grossenreith, Ampflwang), beziehungsweise über die jeweils betroffene T21-Gitterzelle bei den Experimenten sowie dem CRU-Datensatz. Unter den durch die Proxies angegebenen Werte liegende Temperaturen der Experimente sind **fett** wiedergegeben, niedrigere Niederschlagswerte entsprechend ohne **Serifen**

Temperature - CMT) wird in T2 gut wiedergegeben

- Alle Werte für das Experiment ‘Kalte Tropen’ liegen zu tief

Die Temperaturen der Experimente für Mitteleuropa sind über das Jahr gemittelt sehr viel tiefer als durch den Paläobefund angezeigt. Nur die CMT in T2 liegen bis auf das Gebiet ‘NO’ in dem durch die Proxies vorgegebenen Toleranzbereich. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von *Bruch et al. (2002)*. Die Autoren finden in der Analyse fossiler Pflanzendaten der vergangenen 50 Ma im Nordwesten Deutschlands ein deutlich intensiveres Signal der Klimaveränderung in den Winter- als in den Sommertemperaturen. Dies bietet einen Anknüpfungspunkt für weitere Untersuchungen.

Der naheliegende Schluss aus dem Befund zu tiefer Temperaturen in den Expe-

rimenten ist, die SST als dominierende Einflussgröße der GCM-Experimente als zu tief angesetzt anzusehen, zumindest im Mitteleuropa beherrschenden Westwindgürtel. Andererseits bewirkt das Trockenfallen des Mittelmeeres in M2 eine Schwächung des Zuflusses atlantischer Luftmassen in den mitteleuropäischen Winter, was zu einem Abfallen der CMT führt, cf. Abb. 78 und 64.

Im Sommer liegt das Gebiet 'SO' in M2 noch im Einflussbereich des erhitzten mediterranen Beckens, was hier zu einer verglichen mit den übrigen Gebieten in der Tabelle höheren Temperatur führt, cf. Abb. 69.

Die Niederschläge sind um etwa 30 Prozent zu gering in T2. Flora und Fauna sähen also deutlich verschieden aus in Experiment T2 von dem durch die Paläo-Proxies nahegelegten Szenario. Der Unterschied zwischen den durch die Proxies angezeigten mittleren Jahrestemperaturen und denjenigen von T2 entspricht in etwa dem rezenten zwischen Tübingen und Sankt Petersburg.

Gemäß Tabelle 30 im Anhang allerdings beträgt die Drift Europas in den vergangenen zehn Millionen Jahren je nach Örtlichkeit zwischen etwa drei und sechs Grad nach Norden, im Mittel um etwa fünf Grad. Dies in Rechnung gestellt, sind die Jahresmitteltemperaturen für die Experimente in Tabelle 28 gemäß den aus diversen Experimenten gewonnen zonalen kontinentalen Mittelwerten um etwa  $4.5^{\circ}\text{C}$  zu tief angegeben. Die Wintertemperaturen entsprechend um etwa  $5^{\circ}\text{C}$ , die Sommertemperaturen um etwa  $3.5^{\circ}\text{C}$ . Damit wären die Temperaturen rein auf Grundlage dieser zonalen Betrachtung, ohne Berücksichtigung der speziellen regionalen Situation in Mitteleuropa, durch das Modell sogar eher zu warm wiedergegeben, wenn die Aufschlüsse im Modell um die oben angegebenen fünf Breitengrade nach Süden verlegt würden.

...

Temperaturen und Niederschläge aus den Experimenten T1, T2, M2 sind zu tief für die Proxies aus Mitteleuropa. Alle Werte für das Experiment T1 'Kalte Tropen' liegen zu tief. Lediglich die Temperatur des kältesten Monats (CMT) wird in T2 gut wiedergegeben. Da in M2 der Einfluss der warmen atlantischen Luftmassen auf das mitteleuropäische Klima reduziert ist, kann dennoch nicht auf einen zu tiefen Ansatz der SST geschlossen werden. Wird die Kontinentaldrift berücksichtigt, lagen die Aufschlüsse zu den Proxies im Torton etwa drei bis sechs Grad weiter südlich und damit die Temperaturen in M2 richtig, in T2 sogar zu hoch

## 11.2 Globale Proxydaten

In Abschnitt 14.3 sind die Daten aus der synoptischen Sammlung von *Behrensmeyer et al. (1993)* zusammengefasst. Selbst in dieser unverkürzten Fassung sind die Daten räumlich sehr ungenau – so ist beispielsweise Eurasien oft nicht weiter aufgelöst.

Hier nochmals in aller kürzester Form die Auswertung dieser Daten für die vorliegende Untersuchung. Betrachtet werden lediglich das Mittlere Torton und das Obere Messin. Relative Angaben wie *trockener werdend* beziehen sich immer auf eine Entwicklung aus früheren in spätere Horizonte, sind also invers zu interpretieren: die betrachtete Region war in der betrachteten Zeitscheibe feuchter als rezent. Dabei sind dies stets Extrapolationen unter der Voraussetzung einer Fortsetzung des langfristigen Trends bis in das Holozän, da die Sammlung lediglich die Zeitspanne Rupel bis Oberes Miozän abdeckt. Behrensmeyer bezieht sich bei der Bewertung des oberen Känozoikums als ‘insgesamt kühler und trockener’ auf die tropische Expansion des Unteren Eozän, cf. Abschnitt 14.3, Seite 161.

Diesen unpräzisen Aussagen von der empirischen Seite stehen auch noch drastische Einschränkungen auf der experimentellen Seite gegenüber: Wurde auch, unter dem Aspekt der Orographie betrachtet, eine zeitliche Entwicklung implementiert von Experiment T2 (Mittleres Torton) zu Experiment M2 (Oberes Messin), so sind doch alle anderen Parameter für M2 aus T2 übernommen – nur eben Mittelmeer, Parathetys und Himalaya spezifisch angepasst; und wie unten auf Seite 145 gezeigt werden wird, gehen die großräumigen Effekte selbst der durchgeführten Modifikationen im Rauschen unter. Mithin können alle Entwicklungstendenzen bei Behrensmeyer et al. nur zwischen den beiden Experimenten als Einheit einerseits und dem Holozän andererseits verglichen werden. Auf der Südhalbkugel wurde der Klimafaktor Antarktis vollkommen vernachlässigt, was jedoch die Aussagekraft der experimentellen Ergebnisse kaum beeinflussen dürfte, da der Kontinent im Torton nicht wesentlich verschieden war von der heutigen Situation (cf. u.a. *Billups et al., 2002*).

Aus dem Vergleich des Mittleren Torton mit älteren Epochen der Erdgeschichte nach diesen Maßgaben folgt:

- Nordamerika trockener werdend
- Südamerika trockener werdend (Datenlage für Südamerika generell sehr dünn)
- Im Inneren Nordamerikas kühler, insbesondere im Nordwesten
- Im Inneren Nordamerikas saisonaler, insbesondere im Nordwesten
- An der Westküste Nordamerikas häufig Westwinde
- In Westeuropa Übergang von subtropisch feuchtem bis gemäßigttem Klima zu trockenerem und gemäßigterem Klima
- Mitteleuropa tropisch bis subtropisch warm und feucht
- Indien subtropisch warm, feucht, aber trockener werdend
- Südostchina subtropisch warm, subtropisch feucht
- Nordchina heiß, sehr trocken
- Nordostchina gemäßigt warm, gemäßigt feucht

- Eurasien generell trockener, insbesondere Zentralasien kontinental trockener
- Afrika wird kühler, der Klimawandel verläuft allerdings nicht geradlinig.
- In Afrika hohe Trockenheit (desiccation events!)
- In Afrika hohe Saisonalität
- Afrikanisches Hochland wahrscheinlich kälter, ebenso Windschatten westlich; Osthochland trocken, Westafrika und vor allem das Kongobecken weiterhin feucht
- Australien etwas kühler nach Abtrennung von der Antarktis (Eozän) und dem Entstehen der kalten circumpolaren Strömung; trockener und saisonaler

Die Punkte sollen im einzelnen untersucht werden unter Verwendung der Daten zu den Experimenten T2 und M2 sowie A21 (nicht CRU!). Dabei wird angenommen, dass innerhalb des Miozän gefundene Entwicklungstendenzen bis ins Holozän extrapoliert werden können. Auch wird der oben herausgearbeitete Befund berücksichtigt, dass sich M2 und T2 fern des Mittelmeeres nur wenig unterscheiden. Verglichen wird die experimentelle rezente Situation mit der experimentellen Paläo-Situation. Hierbei ist zu beachten, dass dem Mittleren Torton mit Experiment T2 ein größeres Gewicht zukommt, da M2 nicht nur ein Abkömmling von T2 ist, sondern darüber hinaus die in M2 simulierte Messinkrise eine relativ kurze Zeitspanne vertritt (etwa 6 bis 5.5 Mabp nach *Krijgsman et al. (1999)*, s.o. Seite 32). Eine Abnahme von Werten ('kälter werdend' etc.) in obiger Auflistung bedeutet: rezent sollte der Wert kleiner sein als in T2/M2. Für den schnellen Überblick stehen am Ende der untersuchten Einzelfragen die Notationen '☺' und '☹' respektive für 'Forderung (eher) erfüllt' und 'Forderung (eher) nicht erfüllt'; ★ hebt absolute Angaben aus den sonst angegebenen Entwicklungstendenzen (Trends) hervor. Die Angaben zum rezenten Klima stammen aus *Diercke (1992)*. Es zeigt sich:

Nordamerika trockener werdend

- Mit Ausnahme der Nordwestküste und kleiner Enklaven ist in Nordamerika flächendeckend eine Abnahme der Niederschläge von T2/M2 nach A21 zu verzeichnen (um 20% und mehr für T2) ☺

Südamerika trockener werdend (Datenlage für Südamerika generell sehr dünn)

- Südamerika wird mit Ausnahme des Gran Chaco und des Paraná in A21 gegen T2 und M2 deutlich feuchter (Größenordnung 50 %); vergleiche Abbildungen 23 und 74. Dieser Befund ist konträr zu der Forderung ☹

Im Inneren Nordamerikas kühler, insbesondere im Nordwesten

- Dass die Temperaturen rezent tiefer liegen als in den Experimenten T1 und folgende, trifft infolge der hier gewählten SST fast schon 'per definitionem' zu für den größten Teil Nordamerikas (nördlich 30°N) und das südlichste Südamerika



(südlich 30°S), das Gegenteil allerdings gilt für das tropische und subtropische Amerika (hierzu gibt es keine Abbildungen). Infolge mangelhafter Datenlage kann für Südamerika keine entsprechende dezidierte Forderung aufgestellt werden ☺

Im Inneren Nordamerikas saisonaler, insbesondere im Nordwesten

- Die Saisonalität steigt entsprechend von den Paläo- zum rezenten Experiment an, um bis zu zusätzlichen 8°C zwischen Winter und Sommer im Nordosten Nordamerikas, cf. Abb. 61; in Südamerika allerdings nur um 3°C. Dies gilt für alle Experimente mit veränderten SST (die Saisonalität ist reduziert auf 80 % der rezenten in T2, M1 und M2). Hier punktet das Modell ebenfalls ☺

An der Westküste Nordamerikas häufig Westwinde (in Torton und Messin)

- An der Nordwestküste Nordamerikas, insbesondere um 50°N, wehen rezent die Winde im Jahresmittel etwa 3 m/s schwächer als in T2 und M2, die schwächende Differenz kommt aus Südost, cf. Abbildungen 25 und 77. Ähnliches gilt für die Ostküste bei 45°N, mit einer zusätzlichen Komponenten aus Norden. Die resultierende vorherrschende Windrichtung ist zwar an beiden Küsten westlich, auch in den Winter- und Sommermitteln, in Spätsommer und Herbst aber durchaus auch östlich. Diese Situation ist jedoch nicht konträr zur geforderten vorherrschenden Windrichtung ☺ ★

In Westeuropa Übergang von subtropisch feuchtem bis gemäßigttem Klima zu trockenerem und gemäßigterem Klima

- Westeuropa (Irland, Britische Inseln, der größte Teil Frankreichs) erfährt in T2 und M2 eine Verteilung der Winter- und Sommerniederschläge, die derjenigen des rezenten Spanien (subtropisch (maritim) semiarid bis (kontinental) semihumid, mit Winterregen) ähnelt, cf. Tabelle 29. Die 2m-Temperaturen werden von T2 nach A21 gemäßigter, liegen im Winter jedoch für die Paläo-Experimente deutlich über denjenigen des rezenten Spanien, aber unter den für die Subtropen typischen Werten (gemittelt ohne Einschränkungen über Land und Meer), welche ebenfalls in die Tabelle aufgenommen sind, aufgeschlüsselt in global, Nordhemisphäre und Südhemisphäre. Die Sommertemperaturen andererseits liegen weit unter den Vergleichswerten für die rezenten Subtropen. Bei Beschränkung auf das kontinentale Westeuropa fallen die Winter- und steigen die Sommerwerte von Torton/Messin zum Holozän, doch letztere bleiben immer noch deutlich unter den typischen Subtropenwerten.

Cum grano salis kann die Forderung nach einem (gegen das Eozän bereits weniger, doch immer noch eher) subtropisch bis gemäßigten Klima in Westeuropa während Torton/Messin damit als hinreichend erfüllt angesehen werden ☺ ★

Mitteleuropa tropisch bis subtropisch warm und feucht

- Mitteleuropa ist in den Paläo-Experimenten nicht tropisch warm noch feucht, die Daten für die Jahresmittel (T2 / M2 / A21) betragen für die 2m-Temperatur: 11.9, 8.7, 11.0°C, für den Niederschlag: 0.79, 0.81, 0.98 m/jahr. Zum Vergleich das

Gebiet	Niederschlag			2m-Temperatur		
	T2	M2	A21	T2	M2	A21
W-Europa	0.13/0.06	0.11/0.06	0.13/0.06	11.7/17.4	11.5/17.5	8.5/14.0/(10.9)
cont. W-E	0.05/0.08	0.06/0.08	0.08/0.05	7.3/18.7	6.2/18.5	6.3/17.4/(11.4)
Spanien	0.05/0.04	0.08/0.06	0.11/0.02	11.2/21.8	10.7/23.5	9.0/23.9/(16.1)
SubTr glob			0.06/0.07			17.6/20.6/(19.2)
SubTr NH			0.05/0.07			13.3/24.5/(19.1)
SubTr SH			0.06/0.06			22.0/16.7/(19.4)
stets DJF/JJA/(Jahr), Niederschlag in [m/monat], Temperatur in [°C]						

Tabelle 29: Paläo- und rezente Temperaturen DJF/JJA Westeuropa

‘W-Europa’ steht für Irland, Britische Inseln und den größten Teil Frankreichs (12° W bis 4° O, 44 bis 59° N, mit Land-Meer-Maske), ‘cont. W-E’ meint das kontinentale Westeuropa und ist repräsentiert durch eine einzige Gitterzelle. ‘SubTr’ steht für die Subtropen (Breitenzonen 20 bis 40°), je nach ‘glob’, ‘SH’, ‘NH’ beider, der südlichen oder der nördlichen Hemispähre

Kongobecken: 26°C in allen Experimenten, Niederschläge 1.28, 1.28, 1.60 m/jahr. Spanien hat rezent semihumid subtropisches Klima, die Jahresmitteltemperatur beträgt 16.1°C, der Niederschlag 0.55 m/jahr. Die Werte für den Winter betragen 13.4°C und 0.11 m/monat gegenüber 5.0°C und 0.06 m/monat für T2 sowie 2.5°C und 0.10 m/monat für M2 in Mitteleuropa. Die Sommerwerte betragen 19.1°C und 0.01 m/monat für das rezente Spanien gegen 22.6°C und 0.09 m/monat für T2 sowie 22.2°C und 0.08 m/monat für M2 in Mitteleuropa. Für globale Werte siehe Tabelle 29. Das Klima in Mitteleuropa weist demnach zwar heiße, nicht jedoch trockene Sommer auf. Die Winter sind nicht subtropisch mild, es fällt nicht signifikant mehr Niederschlag als im Sommer. Dieses Klima ist nicht subtropisch ☺ ★

Indien subtropisch warm, feucht, aber trockener werdend

- Indien wird im Verlauf T2, M2, A21 etwas kühler: 2m-Temperaturen im Jahresmittel 19.9, 17.0, 17.2°C, die Niederschläge sind in etwa konstant (vom Torton zum Messin tatsächlich etwas fallend): 0.85, 0.72, 0.90 m/jahr. Rezent ist Indien im Süden und Osten tropisch semiarid, im äußersten Südwesten tropisch semihumid, im äußersten Osten tropisch humid, im Nordwesten bis Zentrum tropisch arid bis subtropisch arid; somit kann die etwas unpräzise Forderung ‘Indien subtropisch warm, feucht, aber trockener werdend’ als hinreichend erfüllt angesehen werden ☺★☺

Südostchina subtropisch warm, subtropisch feucht

- Rezent ist Südostchina warmtropisch semihumid bis subtropisch humid; die Werte zwischen den Experimenten unterscheiden sich sowohl in den Jahresmitteln bzw. -Summen als auch den Jahreszeitlichen Werten (DJF und JJA) relativ wenig. So

beträgt die mittlere Jahrestemperatur für T2 / M2 / A21: 20.1 / 19.6 / 19.4°C, die Wintertemperaturen unterscheiden sich um weniger als ein Grad Celsius, lediglich die Sommertemperaturen von M2 liegen um etwa anderthalb Grad über den rezenten. Der Jahresniederschlag fällt in T2 deutlich geringer aus als rezent, in M2 deutlich höher: T2 / M2 / A21: 0.86 / 1.32 / 1.10 m/a. Mithin wird die wieder etwas unpräzise Forderung nach subtropisch warmem und feuchtem Klima erfüllt für beide Paläo-Experimente ☺ ★

Nordchina heiß, sehr trocken

- Nordchina ist rezent subtropisch semihumid (südlich Peking) bis warmgemäßigt hochkontinental semihumid (Innere Mongolei). Die Entwicklung der Jahresmittel der 2m-Temperaturen über die gesamte Region (36 bis 42°N, 110 bis 120°O) durchläuft von T2 über M2 nach A21 die Werte: 9.0 / 6.9 / 7.2°C, die der Niederschläge die Werte 0.57 / 0.89 / 0.60 m/a; zum Vergleich: für Mitteleuropa betragen die entsprechenden Werte rezent 8.7°C und 0.81 m/a. Lediglich in der heißen Jahreszeit weichen die Werte für das hochkontinentale Klima Nordchinas deutlich vom maritimen Klima Mitteleuropas ab: JJA 2m-Temperaturen Nordchina (T2 / M2 / A21) 22.8 / 20.9 / 20.8°C, Niederschläge 0.11 / 0.11 / 0.09 m/monat gegenüber dem rezenten Mitteleuropa 15.7°C und 0.07 m/monat. Man kann mithin sagen, Nordchina sei heiß gewesen (im Sommer), doch kann das Klima sicher nicht als 'sehr trocken' gelten für die Paläo-Experimente ☹ ★

Nordostchina gemäßigt warm, gemäßigt feucht

- Nordostchina entwickelt sich von T2 über M2 nach A21 in den 2m-Temperaturen von 2.9 über 1.8 auf 0.4°C, die Niederschläge von 0.69 über 0.60 auf 0.57 m/a. Mithin kann für das Paläo- wie für das rezente Klima gelten 'gemäßigt warm, gemäßigt feucht' (eine Aussage, welche übrigens auch durch *Gengwu et al., 1989* gestützt wird) ☺ ★

Eurasien generell trockener werdend, insbesondere Zentralasien kontinental trockener werdend

- Allgemein trifft die Aussage 'Eurasien generell trockener werdend' für die Entwicklung T2 nach A21 zu, nicht jedoch für das Tarimbecken und den grössten Teil Chinas, cf. Abbildungen 33, 63 und 74. Durch die Abwesenheit des Mittelmeeres allerdings zeigt sich das Messin in M2 von Südeuropa bis zum Kaspischen Meer *trockener* als A21. Die Entwicklung von T2 nach M2 ist, wieder bis auf China und in diesem Falle auch Südostasien, eine zu größerer Trockenheit. Gemittelt über die gesamte Landfläche Eurasiens zeigt die Entwicklung der Jahresniederschläge T2 / M2 / A21 mit 0.60 / 0.61 / 0.58 m/a allerdings keine drastische Tendenz. Die mittleren Temperaturen jedoch fallen deutlich von 9.0 über 7.0 auf 5.3°C. Zentralasien (Innerasien, etwa Pamir bis Wuhan und Himalaya bis Altai) erhält in

T2 / M2 / A21 Niederschläge von 0.46 / 0.60 / 0.53 m/a; dies stellt keinesfalls eine abnehmende Tendenz dar. Mithin fällt dieser Test insgesamt für das Modell negativ aus ☹

Afrika wird kühler, der Klimawandel verläuft allerdings nicht geradlinig.

*(Aus Gründen der Programmier-Ökonomie ist Afrika hier ein rechteckiges Gebiet von 20 bis 43° O, 40° S bis 32° N, d.h. das Horn von Afrika fehlt zum Teil, die Arabische Halbinsel ist zum Teil eingeschlossen)*

- Die mittleren Jahrestemperaturen in Afrika bleiben in der Reihe der Experimente T2 / M2 / A21 nahezu konstant bei etwa 24°C: 24.2 / 24.3 / 24.5. Von einer Abkühlung kann nicht die Rede sein. Die Niederschläge in T2 / M2 / A21 betragen 0.68 / 0.60 / 0.66 m/a.

Im südlichen Hochland (definiert hier als Gebiet zwischen 20 und 30°O, 30 und 10°S) entwickeln sich die mittleren Jahrestemperaturen in T2 / M2 / A21 ebenso wenig: von 20.6 über 20.4 nach 20.8°C. (Siehe hierzu auch die Abbildungen 71 und 10 rechtes Teilbild). Im Nordosten (Äthiopien) betragen die entsprechenden Werte 24.1 / 25.0 / 25.9°C. Auch in den Hochländern findet mithin keine Abkühlung statt ☹

In Afrika hohe Saisonalität

- Die Untersuchung der Saisonalität analog der oben für Nordamerika (cf. Abb. 61) durchgeführten ergibt in den höheren Breiten beider Hemisphären eine Abnahme derselben von M2 und T2 nach A21. Die Experimente M2 und T2 unterscheiden sich dabei südlich der an das Mediterran grenzenden Sahara wenig. Beispielsweise betragen bei 25°S / 23°O die Temperaturunterschiede zwischen wärmstem und kältestem Monat für M2 / T2 / A21 jeweils 18 / 17 / 13 °C. Die Saisonalität ist für die Paläo-Experimente M2 und T2 in ihrer Intensität vergleichbar mit derjenigen Südamerikas, s.o. Der wärmste und der kälteste Monat verschieben sich zwischen beliebigen Experimenten lediglich in einigen Zellen (3–6 beim wärmsten, 7–10 beim kältesten) um mehr als einen Monat, und dies fast immer in den Tropen. Für das südliche Hochland betragen die Temperaturmittelwerte für T2 / M2 / A21 je 23.3 / 24.3 / 24.2 (DJF) und 14.3 / 13.8 / 15.5°C (JJA), für das nordöstliche Hochland (Äthiopien) 23.3 / 21.5 / 22.1 (DJF) und 25.4 / 27.0 / 27.3°C (JJA). Die Saisonalität in T2 und M2 unterscheidet sich von derjenigen in A21, die aus früheren Zeitaltern bekannte Tendenz zu einer Intensivierung der Saisonalität setzt sich nicht weiter fort ins Holozän sondern kehrt sich um. Die Saisonalität kann demnach für T2 und M2 als vergleichsweise hoch angesehen werden ☺ ★

In Afrika hohe Trockenheit (desiccation events!)

- Im nördlichen Afrika nimmt die Trockenheit von Experiment T2 über M2 nach A21 deutlich zu, cf. Abb. 63, 74 und 33, sowie Tabelle 26. Im mittleren und südlichen Teil jedoch fällt in A21 etwas mehr Niederschlag als in den Paläo-Experimenten.

Insgesamt überwiegt die Entwicklung zur Trockenheit; zu 'events' kann nichts gesagt werden ☺

Afrikanisches Hochland wahrscheinlich kälter, ebenso Windschatten westlich;

Osthochland trocken, Westafrika und vor allem das Kongobecken weiterhin feucht

- Die Temperaturen in zwei Metern Höhe über dem östlichen Hochland (Äthiopien, Uganda, Kenia) liegen in T2 im Jahresmittel um etwa zwei Grad Celsius unter denen in A21, in M2 etwa anderthalb Grad. Die Temperatur des kältesten Monats (CMT) liegt in T2 gar drei Grad unter derjenigen in A21. Die Situation für die Temperatur des wärmsten Monats (WMT) ist etwas weniger ausgeprägt, doch ähnlich. Für den Windschatten (im Westen) gilt obiger Befund ebenso.

Auch die detailliertere, regionale, Betrachtung der Niederschlagsituation fördert durchaus eine sehr viel größere Aridität in beiden Paläoläufen zutage, als die kontinentalen Jahresmittel vermuten ließen: von Äthiopien bis Transvaal zieht sich ein Bogen mit einem Defizit von 30 bis 40 Prozent der Jahressumme durch das östliche Hochland sowie seinen Windschatten im Westen, wobei dieses Phänomen bei M2 im Norden deutlich ausgeprägter ist. Westafrika ist mit etwa zehn Prozent flächendeckend feuchter in M2, insbesondere in einem Band bei 15°N um etwa 30 %, in T2 flächendeckend um etwa 30 %, in besagtem Band um etwa 50 %. Im südlichen Hochland entwickeln sich die Jahresniederschläge von 0.98 über 1.02 nach 1.23 m/a. (Siehe hierzu wieder die Abbildungen 33, 63 und 74). Im Nordosten (Äthiopien) betragen die entsprechenden Werte 0.63 / 0.38 / 0.63 m/a. Das Kongobecken allerdings liegt in dem oben beschriebenen Band mit Niederschlagsdefizit. Dennoch kann insgesamt das Modell hier punkten ☺ ★

Australien etwas kühler nach Abtrennung von der Antarktis (Eozän) und dem Entstehen der kalten circumpolaren Strömung; trockener und saisonaler

- Die 2m-Temperaturen im Jahresmittel entwickeln sich in Australien von T2 über M2 nach A21 so: 23.7 / 23.4 / 23.6°C; die Niederschläge so: 0.58 / 0.65 / 0.74 m/a. Für die Jahreszeiten betragen die Werte: Temperatur DJF 29.4 / 29.0 / 29.3°C, Niederschlag DJF 0.11 / 0.12 / 0.14 m/monat, Temperatur JJA 17.3 / 17.1 / 17.2°C, Niederschlag JJA 0.01 / 0.01 / 0.01 m/monat. Folgend der Datensammlung zu den SST in Abschnitt 2.4 kann diese Gleichförmigkeit nicht verwundern, denn der Zustand des extremen Südozeanes war im Oberen Miozän im wesentlichen bereits der heutige; an den SST der Südhemisphäre wurde zwischen dem 20. und dem 40. Breitenkreis wenig verändert, cf. Abbildung 58. Die Abtrennung Australiens wurde zwischen der Kreide/Tertiär-Grenze und dem Eozän vollzogen, im mittleren Miozän war diese Phase abgeschlossen, siehe hierzu z.B. *Scotese et al. (1994)*. Die Aussagen zu Veränderungen wie 'Australien etwas kühler nach Abtrennung von der Antarktis' etc. können demnach nicht extrapoliert werden, wie für die

übrigen Entwicklungstendenzen unterstellt in diesem Abschnitt. In dieser Frage wird demnach nicht gewertet

Ohne die untersuchten Aussagen in irgendeiner Weise gegeneinander zu wichten, beispielsweise gemäß der Genauigkeit der Angaben zur Situation in Torton und Messin, oder entsprechend der jeweils betroffenen Fläche etc., ergibt sich bei der globalen Untersuchung ein Überwiegen der Übereinstimmungen zwischen den Ergebnissen aus dem Experiment und den Befunden aus der Literatur (sechs mal ‘für’ [☉] und zwei mal ‘gegen’ [☉] das Experiment in den *absoluten* Analysen [mit ★ markiert auf den Seiten 124ff], ein mal unentschieden, elf mal ‘für’ und sechs mal ‘gegen’ das Experiment in den Analysen insgesamt). Eine Simulierung eins-zu-eins des Torton (/ der Messinkrise) ist dies nicht, doch lassen sich andererseits die Fälle mangelhafter Übereinstimmung wiederholt auf die Festlegung der SST zurückführen. So ist beispielsweise in den Paläo-Experimenten Nordchina nicht trocken wie gefordert vom Befund, doch liegen die definierten SST der Nordhemisphäre jenseits dreissig Grad nördlicher Breite deutlich über den rezenten, was zu höheren Niederschlägen führt.

Die Saisonalität der SST war in T2 und M2 willkürlich auf 80% der rezenten festgelegt, cf. Abschnitt 9, was eine gesteigerte Saisonalität auf den Kontinenten nicht gerade erwarten lässt.

...

Trotz einiger Diskrepanzen überwiegen global die Übereinstimmungen zwischen Modell und den Literaturdaten. Häufig lassen sich die Abweichungen auf die (statische) Wahl der SST zurückführen

### 11.3 Daten aus Klimamodellierungen – Monsun

Bisher wurden Proxies betrachtet, nun sollen im Hinblick auf das Monsunsystem auch Ergebnisse anderer Klimamodellierungen einbezogen werden. Dabei ist im Allgemeinen die Vergleichbarkeit eingeschränkt durch die jeweilige Spezifizierung der Experimente. Die Entwicklung insbesondere des asiatischen Monsunes wird gemeinhin als Folge des Aufsteigens des Hochlandes von Tibet gesehen. Doch lässt sich eine Untersuchung rein der Anhebung Tibets nicht direkt vergleichen mit der vorliegenden wegen der parallelen Veränderung im mediterranen Raum. Insbesondere kann eine mit Mixed Layer Ozean erfolgte Modellierung nicht uneingeschränkt verglichen werden mit einer einen statischen Ozean verwendenden Modellierung. Auch ist die in den Experimenten T2 und M2 abgebildete Entwicklung ein geologisches Paradoxon, da einerseits das Aufsteigen von Himalaya und Tibet in Richtung Gegenwart weist, die Einführung der Paratethys jedoch in die Vergangenheit. Ein Aufaddieren der Übereinstimmungen gegen die Abweichungen von Aussagen anderer Hypothesen

und Theorien analog dem Vorgehen in der Frage nach den Landdaten oben ist demnach müßig. Mindestens ein Experiment zur Isolierung der Wirkung der Paratethys wäre ergänzend durchzuführen, wenn sich auch manche Schlüsse aus der Reihe der Experimente M1, M2, MR ziehen lassen.

Auffällig in den hier durchgeführten Experimenten ist die Schwächung des Wintermonsunes, welche auf den in M2 gegen T2 kälteren asiatischen Winter zurückzuführen sein kann. Doch wäre hierzu eine detaillierte Betrachtung der Massenströme und Luftdruckgebilde notwendig, wenn auch Abbildung 79 für M2 einen Fluss in Richtung Paratethys andeutet. Das Aufsteigen von Tibet/Himalaya zwischen den Experimenten O1 und A21 stärkt den Sommermonsun über den Sundainseln und dem Südchinesischen Meer, schwächt jedoch hier den Wintermonsun, und auch den Nordost-Passat über Mikronesien, cf. Seite 57. Auch über Indien wird der regenbringende und damit wichtigere Sommermonsun verstärkt, der Wintermonsun geschwächt. Nämliches gilt auch für den Aufstieg des zentralasiatischen Gebirgsstockes zwischen den Experimenten T2 und M2, cf. Seite 135. Dies kann insgesamt als Verstärkung des Monsunsystems durch das Aufsteigen von Tibet/Himalaya interpretiert werden und harmoniert mit den auf Seite 190 im Anhang beschriebenen, durch den zentralasiatischen Gebirgsstock erzwungenen, Monsundepressionen.

In Experiment T1 mit kalten Tropen ist der Nordost-Passat (= Nordost-Monsun) im Indischen Ozean sehr geschwächt gegen O3; auch die Windstärke des Sommermonsunes über Indien fällt hier schwächer aus, nicht jedoch die Niederschläge, cf. Seite 88. Die Stärke des Sommermonsunes wird demnach deutlicher von den SST regiert als diejenige des Wintermonsunes.

Die Wirkung des Trockenfallens des Mittelmeeres (cf. Seite 131) lassen nicht auf eine generell *Monsun*-verstärkende Wirkung schließen. Die hierdurch erzeugten Anomalien (gegen A21) haben im Winter fast überall nahezu diametral entgegengesetzte Richtung zu den Windrichtungen aus T2, wirken also schwächend auf den Monsun. Im Sommer wirken sie lediglich über dem Arabischen Meer und dem Himalaya bei Nepal verstärkend, ansonsten auch schwächend, cf. Abbn. 83f.

Ein Vergleich der Experimente MR (Mittelmeer trocken gefallen, sonst wie das Kontroll-Experiment A21, mit rezenten SST) und A21 mit M1 (Mittelmeer trocken gefallen, sonst wie das Tortonexperiment T2, mit modifizierten SST) und T2 belegt wieder die entscheidende Rolle der Fixierung der SST. Die Anomalien der Winde aus MR gegen diejenigen aus A21 sind im Winter- wie im Sommermonsun sehr viel größer als die entsprechenden von M1 gegen T2; und sie weichen, insbesondere im Süden, in der Richtung stark von diesen ab; cf. Abb. 83. Die Saisonalität auf dem asiatischen Kontinent als Ganzes ist in M2 größer als in T2 (Winter/Sommer  $-8.9/17.1^{\circ}\text{C}$  gegenüber  $-6.0/19.0$  in T2).

Die Auswirkungen der für M2 veränderten Eingabedaten auf das Monsunsystem

sind stark. Außerhalb des in Abbn. 77 rechts und folgenden verwendeten Kartenausschnittes sind die Anomalien gering, lediglich Eurasien und Nordafrika sind betroffen. So wird im Winter der Monsun über Myanmar (Birma) um bis zu 75 % geschwächt. Der winterliche Monsun über dem Ochotskischen Meer nördlich Japans erfährt eine Verstärkung in Form einer zusätzlichen Nordnordost-Komponente. Über Japan, Korea, Gelbem Meer und Ostchinesischem Meer erfolgt eine starke Richtungsänderung durch eine zusätzliche Ostnordost-Komponente mit einer Stärke von etwa 50 % derjenigen des Nordwest-Monsunes aus T2. Der sommerliche Südost-Monsun über dem Südchinesischen Meer, dem Ostchinesischen Meer, dem Gelben Meer, Korea und SüdJapan erfährt eine massive Abschwächung um bis zu 70 %, örtlich gar 100 %.

Keine der in dieser Reihe von Experimenten vorgenommenen Modifikationen erzeugt Anomalien so stark wie diejenigen von M2 gegen T2. Die Reihe der *maximal* in irgendeiner Gitterbox auftretenden Anomalien in den Windgeschwindigkeiten jeweils aufeinander folgender Experimente A21, O1, O3, T2, M2 lautet für den Nordwinter O1–A21: 5 m/s, O3–O1: 3 m/s, T2–O3: 6 m/s, **M2–T2: 8 m/s**. Für den Nordsommer ergeben sich respektive 4 m/s, 2 m/s, 4 m/s, **5 m/s**. Jeweils sind über Eurasien die Anomalien von M2 gegen T2 die größten (**fett** gedruckt). Klammert man den extremen Bereich Mediterran / Paratethys (Messinkrise – mit 5, 1, 5, 8 m/s [Nordwinter] und 3, 1, 2, 5 m/s [Nordsommer]) aus, gilt besagtes immer noch für den asiatischen Raum (60 bis 180°O, 6 bis 80°N). Insbesondere sind die Anomalien hier auch stets sehr viel größer als die durch die Veränderung der SST (T2–O3) erzwungenen! Dies ist trotz aller Vorbehalte gegenüber den, die Ergebnisse verschleiernenden, Zwangs-SST ein starkes Indiz für die enorm wichtige Rolle der Orogenese Tibet/Himalaya bei der Entwicklung des Monsunsystemes.

Zu einem Vergleich herangezogen werden

CLEMENS & OGLESBY (1992). Sie untersuchen den Sommermonsun um ihr an ein Ozeanmodell mit Meereis gekoppeltes Community Climate Model 1 zu testen.

DAVID L. GRIFFIN mit der in Abschnitt 2.5, Seite 33 vorgestellten Hypothese, (Griffin, 1999).

KUTZBACH, PRELL UND RUDDIMAN (*Kutzbach et al., 1993*), untersuchen in Sensitivitätsstudien die Wirkungen von Gebirgshebungen, hier des Tibetischen Plateaus. Nach unbefriedigenden Ergebnissen der Modellierungen mit einem AGCM und modernen SST verwenden sie schließlich das Mixed Layer Modell *NCAR CCM* (National Center for Atmospheric Research – Community Climate Model), mit rezenten Wärmequellen allerdings. Die Auflösung ist mit 4.4° latitudinal und 7.5° longitudinal und zwölf Atmosphärenschichten sowie einem triangulären Abschneidekriterium T15 der hier verwendeten vergleichbar, cf. Seite 2.1.

RAMSTEIN, FLUTEAU, BESSE UND JOUSSAUME untersuchen die Klimageschichte Eurasiens der Zeitscheiben zehn und 30 Mabp mit dem AGCM des ‘Laboratoire de



Meteorologie Dynamique' in Version 5.3 (Ramstein et al., 1997). Sie verwenden eine Auflösung von 64\*50 Gitterzellen bei elf Atmosphärenschichten. Epikontinentalmeere sind berücksichtigt, der Jahresgang ebenfalls. Der CO<sub>2</sub>-Gehalt hat den rezenten Wert, da für Untersuchungen der Orographie und des Monsunes für irrelevant befunden. Ebenfalls werden die Milankowitsch-Parameter auf den rezenten Werten belassen, da sie sich für Zeiten vor 5 Mabp nicht ermitteln lassen, cf. auch Abschnitt 2.3.1. Die SST wurden im ersten Experiment vorgegeben mit aus dem Kontroll-Experiment abgeleiteten Wärmeflüssen.

o Kutzbach et al. finden *ein Abfallen der globalen Durchschnittstemperatur um 1.5° C durch den Aufstieg Tibets, um 5° C auf den Kontinenten gemittelt über alle Breiten, um 4° C im Ozean nördlich 60° N, sonst um ein bis zwei Grad.*

Dies harmoniert nicht mit der Untersuchung der Jahresmittel- und Winter/Sommer-Temperaturen für Experiment M2, weder global noch auf den Kontinenten, noch in den hohen Breiten jenseits 60°, siehe Abschnitt 10.2, insbesondere Tabellen 23 und 26.

o *Global gemittelt bleiben nach Kutzbach et al. die Niederschläge unverändert, doch steigen sie um fünf Prozent auf den Landflächen*

Nach Tabelle 26 in Abschnitt 10.2 kann dieser Befund hier nicht bestätigt werden. Die Jahresniederschläge bleiben – mit dem hier verwendeten statischen Ozean – sowohl im globalen als auch über Land unverändert in M2 gegen T2, aber auch in M1 gegen T2. Doch in Experiment MR mit trockengefallenem Mittelmeer und sonst rezentem Setting, insbesondere also den rezenten SST, ergibt sich eine Abnahme der Niederschläge sowohl global als auch auf den Kontinenten.

o *Das Torton im Raum Golf von Suez / Rotes Meer ist nach Griffin eine Trockenperiode, das Messin eine Feuchtperiode, verursacht durch eine Intensivierung des Monsunsystemes, insbesondere in Nordafrika*

Insbesondere für das Gebiet um ODP-Site 721/722 im Arabischen Meer sowie das Rote Meer lässt sich diese Hypothese mit den hier durchgeführten Experimenten nicht bestätigen. Siehe hierzu die Zeilen 'Arabia 721' und 'Rotes Meer' in der Übersichtstabelle 26 sowie Abbildung 76 und ergänzend auch die Tabellen mit relativen Angaben, 18 und 19 zu T1, sowie 21 und 22 zu T2. Der Jahresniederschlag liegt in Experiment T2 über demjenigen des rezenten Szenarios A21, doch in M2 (Messinkrise) wird der Bereich Rotes Meer deutlich trockener als in T2, es ergibt sich ein ähnliches Bild wie in A21, allerdings im Süden (Äthiopien) ein um 40 % geringerer Niederschlag. Auch die jahreszeitlichen Niederschläge unterscheiden sich relativ wenig und zeigen keine Anzeichen monsunaler Extremität (o.Abb.). Weder die Niederschläge noch die Winde zeigen die Entstehung eines Monsunsystemes zwischen Torton (T2) und Messin (M2).

Clemens & Oglesby folgern aus Beobachtungen der Jahre 1954 bis 1976 (cf. Abschnitt 14.8 im Anhang): 60 bis 80 % des Feuchtigkeitsflusses über die indische

Westküste während des Sommermonsunes stammen aus dem relativ kühlen *SSIO* (südlicher subtropischer Indischer Ozean).

◦ *Winde und Niederschlag sind stark, wenn SST und Lufttemperaturen im SSIO niedrig sind, und umgekehrt*

Dies deckt sich mit dem Befund aus den Experimenten T1 und T2, sieht man Experiment T1 als eine Periode niedriger SST und vergleicht die Niederschläge in Indiens Nordwesten mit denjenigen von T2, cf. Abbn. 53, 63 sowie 55 und 65.

◦ *Die Niederschläge steigen nach Ramstein et al. in der Zone von 45 bis 60° N in Asien um bis zu 900 mm/a*

Dieser Befund für den Vergleich 10 Mabp mit 30 Mabp bezieht sich auf die Wirkung der Paratethys. Er wird mit Experiment M2 im Vergleich mit M1 nicht reproduziert. Da in M2 gegenüber M1 nicht nur die Paratethys implementiert ist, sondern auch Himalaya und Tibet wieder auf rezente Höhe gesetzt sind, ist die Vergleichbarkeit der Experimente eingeschränkt. Das 'Rote Becken' in Mittelchina westlich Chongqing allerdings, bei 30 Grad nördlicher Breite und östlich Tibets gelegen, erfährt in M2 gegen T2 einen Zuwachs an Niederschlag von mehr als 1.5 m/a. Die angrenzenden Gitterzellen sind von dieser Entwicklung ebenfalls betroffen mit etwa 1 m/a, cf. Abb. 74.

◦ *Nördlich des Himalaya dämpft die Paratethys nach Ramstein et al. die Saisonalität*  
Dieser Befund wird durch den Vergleich der Experimente M2 und M1 bestätigt für den Bereich zwischen Himalay und 45°N. Hier betragen die Temperaturdifferenzen zwischen Sommer und Winter in M2 etwa maximal 90 % derjenigen von M1, werden weiter nördlich allerdings grösser, s.o. Dieser Effekt lässt sich jedoch nicht sauber der Paratethys zuordnen wegen der in M2 parallel erfolgten Hebung Tibets und des Himalaya. Insbesondere aber fehlt in M2 das Europäische Mittelmeer, zu welchem die Paratethys nicht als zusätzlicher Wasserkörper, sondern gleichwie an dessen Stelle tritt, womit die Vergleichbarkeit der Experimente eingeschränkt ist.

◦ *Die Reduktion der Paratethys macht nach Ramstein et al. das Klima nördlich des Himalaya kontinentaler*

Dieser Befund wurde bereits mit der Analyse der Saisonalität oben bestätigt.

◦ *Der Aufstieg Tibets macht Zentralasien nach Ramstein et al. zur Wüste*

Für Zentralasien im weiteren Sinne harmoniert diese Aussage nicht mit den hier durchgeführten Experimenten, da auch das oben erwähnte Rote Becken mit seinem drastisch gestiegenen Niederschlag zu Zentralasien zählt. Bei Beschränkung auf die Wüste Gobi<sup>22</sup> trifft die Aussage zu: hier reduziert sich der Jahresniederschlag von 530 mm/a in Experiment T2 auf 380 mm/a in M2; dass diese Entwicklung durch den Aufstieg Tibets bedingt ist, legt der Vergleich mit Experiment M1 (nur Mittelmeer trocken, sonst wie T2) nahe: hier beträgt der Wert 510 mm/a. Auch westlich und

---

<sup>22</sup>zur Gebietsdefinition cf. Tabelle 1

östlich der Wüste Gobi trifft die Aussage zu; hier ist die relative Reduktion der Niederschläge mit bis zu 50 % (im Altai im Westen) noch höher als in der Gobi.

◦ *Insgesamt steigt der Niederschlag während des Monsunes an den südlichen Hängen des Himalaya drastisch an; wogegen die zentralen und die nördlichen Bereiche Tibets nach Ramstein et al. trocken sind*

Experiment M2 bestätigt dies. In Tibet herrscht zur Zeit des Sommermonsunes Trockenheit mit einer Abnahme der Niederschläge um bis zu -50 % gegen Experiment T2. Auch steigt der Niederschlag an den Südhängen des Himalaya. In Südost-Asien bei Myanmar (Birma) und Bhutan steigen in M2 die Niederschläge um bis zu 40 % gegen T2 drastisch, im Westen im Hindukusch bis 35 %, in den zentralen Regionen dazwischen beträgt die Zunahme etwa 15 %. Im Westen ist die Zunahme geringer als im Osten, denn die hierher gerichteten Niederschläge werden in den Ghats abgefangen. Siehe hierzu Abb. 74.

◦ *Die Sommertemperaturen sowie die Einströmung der Winde auf den Kontinent steigen nach Ramstein et al. südlich des Himalaya an*

Die Sommertemperaturen südlich des Himalaya bleiben in M2 nahezu erhalten: die Anomalien gegen T2 betragen maximal plus/minus ein Grad Celsius, siehe Abb. 73. Der integrierte Zustrom der Winde auf den (Sub-)Kontinent südlich des Himalaya steigt in Experiment M2 verglichen mit Experiment T2 um etwa 10 % (im Nordwesten bis 15 %) an. Das bedeutet, der Monsun ist verstärkt in M2 gegen T2; doch gilt dies nur für den Sommermonsun, im Winter wird der Monsun geschwächt um etwa 25 %, vergleiche Abbn. 81 und 77.

Ein Vergleich mit Experiment M1 zeigt: die Anomalien von M2 gegen T2 rühren zum größten Teil nicht aus dem Trockenfallen des Mittelmeeres sondern aus der Orographie Tibet/Himalaya und der Existenz der Paratethys, denn die Anomalien M1 gegen T2 sind sehr viel schwächer als diejenigen von M2 und weichen insbesondere im Sommer auch in der Richtung oft drastisch von diesen ab; cf. Abbildung 82.

◦ *Im Süden (südlich des Himalaya) wird der Monsun nach Ramstein et al. stärker, da die dämpfende Wirkung der Paratethys auf den Jahresgang schwächer wird*

Ebensowenig, wie in der vorhergehenden Frage die Rollen von Paratethys und Tibet/Himalaya getrennt werden können, kann hier der Kausalnexus verifiziert werden. Der Sommermonsun über dem Indischen Subkontinent wird in M2 gegen T2 verstärkt durch die kombinierte Wirkung von Tibet/Himalaya und Paratethys.

Ein weiterer Befund aus den Proxies:

◦ *Ähnlich der Intensivierung des asiatischen Monsunes (cf. Raymo & Ruddiman, 1992) lässt sich nach FILIPPELLI (1997) im westlichen Atlantik aus den Proxies bei 8 Mabp ein auf das Aufsteigen der Anden zurückgehender Anstieg des warmen Niederschlages belegen*

Diese Aussage kann hier nicht direkt bewertet werden, da die Anden in die Paläo-

Orographie unverändert mit den rezenten Daten übernommen sind. Allerdings erhält das rezente Szenario A21 im Nordosten Südamerikas (Amazonasbecken) auch ohne Modifikation der Anden einen um bis zu 60 % erhöhten Jahresniederschlag gegen das Szenario O3 mit der Orographie des Torton. Vor der Westafrikanischen Küste im Ostatlantik hingegen fällt in A21 ein Niederschlagsdefizit von 60 % gegenüber O3 auf. Im Westen des Nordatlantik gibt es keine entsprechende Entwicklung.

...

Temperaturen und Niederschläge aus den Experimenten T1, T2, M2 sind zu tief für die Proxies zum Torton in Mitteleuropa; nicht jedoch, wenn die Kontinentaldrift seit dem Torton berücksichtigt wird. Der Vergleich der experimentellen Ergebnisse mit Literaturdaten zum globalen Klima zeigt viel Übereinstimmung.

Die Auswirkungen von Paratethys und Himalaya/Hochland von Tibet auf das Monsunsystem sind stark, diese Modifikationen in M2 wirken stärker auf den Monsun als diejenigen der anderen Experimente, auch stärker als diejenigen an den SST. Der Aufstieg des Himalaya und Tibets schwächt den Winter- und stärkt den Sommermonsun. Die Intensität des Sommermonsunes hängt stärker von den SST ab als diejenige des Wintermonsunes. Das Trockenfallen des Europäischen Mittelmeeres wirkt nicht auf den Monsun. Zentralasien im engeren Sinne wird in M2 trockener, weiter gefasst gibt es auch Gebiete mit starkem Niederschlagsplus, insbesondere Mittelchina. Südlich des Himalaya steigen die Niederschläge stark. Vergleiche mit anderen Modellierungen sind infolge der jeweiligen Spezifikationen nur eingeschränkt möglich. Die Mehrzahl der Ergebnisse aus Modellierungen anderer Autoren werden bestätigt, so die Befunde zur Rolle der Paratethys, nicht jedoch die These des feuchten Messin im Roten Meer nach *Griffin (1999)*, cf. Abschnitt 2.5

## 12 Diskussion

Unter mancherlei Folgerungen, die aus dem Gesagten fließen, kann diese herausgehoben werden, dass das Wissen nur als Wissenschaft oder als *System* wirklich ist und dargestellt werden kann; dass ferner ein sogenannter Grundsatz oder Prinzip der Philosophie, wenn er wahr ist, schon darum auch falsch ist, insofern er nur als Grundsatz oder Prinzip ist. – Es ist deswegen leicht, ihn zu widerlegen. Die Widerlegung besteht darin, dass sein Mangel aufgezeigt wird; mangelhaft aber ist er, weil er nur das Allgemeine oder Prinzip, der Anfang ist. Ist die Widerlegung gründlich, so ist sie aus ihm selbst genommen und entwickelt, – nicht durch entgegengesetzte Versicherungen und Einfälle von außen her bewerkstelligt

....

Das Wissen kennt nicht nur sich, sondern auch das Negative seiner selbst oder seine Grenze. Seine Grenze wissen heißt, sich aufzuopfern wissen

Georg Wilhelm Friedrich Hegel  
Phänomenologie des Geistes

Vor dem Hintergrund der aus den betrachteten Experimenten gewonnenen Erkenntnisse sind gemachte Annahmen und sonstige Voraussetzungen neu zu beleuchten.

### Allgemeine Methodenkritik

Der Ansatz zu den hier vorgestellten Experimenten ist, wie eingangs erwähnt, aus verschiedenen Gründen vereinfacht. Es ergeben sich Vernachlässigungen rein aus Abwägungen hinsichtlich der Effizienz der Durchführung (Kosten–Nutzen–Relation am DKRZ), wie beispielsweise das Ablegen der Daten lediglich im 24–Stunden–Rhythmus. Hierzu gehört auch die bewusste Vernachlässigung mutmaßlich nicht in erster Linie relevanter und doch die Interpretation der Ergebnisse eventuell erschwerender Abweichungen des Paläo–Szenarios von den rezenten Eingabedaten. Beispiele hierzu sind die Verlagerung der Küstenlinien, vor Allem im Hinblick auf die Wirkungen der SST (cf. Seite 17, den Abschnitt 14.1 und insbesondere Seite 138) und damit auch der zu Vergleichen herangezogenen Aufschlüsse (cf. Seite 122), oder die Oberflächenrauigkeit AZ0 (cf. Seite 19). Auch die Befunde zur Land–Meer–Verteilung aus der Literatur wurden nicht konsequent beachtet; so findet sich in Abschnitt 14.3 beispielsweise der Passus ‘Japanisches, Gelbes, Ost- und Südchinesisches Meer noch trocken’ (cf. Mittleres Torton), doch wurde dies nicht in die Eingabefelder implementiert. Hier kann in zukünftigen Experimenten viel verbessert werden; siehe auch unten die Bemerkungen zur Rolle von Mittelmeer und Paratethys.

Dem Mangel an Modifikationen der Eingabefelder steht auf der anderen Seite eine entsprechend wenig detaillierte / aufgelöste Untersuchung der Ausgabefelder entgegen. Hier ist beispielsweise die nicht beachtete Aufgliederung der Niederschläge in

konvektiven und advektiven ('large scale precipitation') Anteil zu nennen. Die Definition des Klimas durch die *WMO* (World Meteorological Organisation) legt eine Zeitspanne von 30 Jahren zugrunde, die hier durchgeführten Experimente laufen im Allgemeinen lediglich über zehn Modelljahre. Eine detaillierte Untersuchung der Variabilität der Modellergebnisse muss die für die Erzeugung von 'Klima' sowie die Analyse zeitlicher Entwicklungen notwendige Experimentlänge bestimmen (für langfristige Reaktionen auf Veränderungen des CO<sub>2</sub>-Gehaltes beispielsweise). Siehe hierzu die Bemerkungen zur Standardabweichung der einzelnen Modelljahre auf Seite 142.

Gemäß den Signifikanzanalysen erzeugen Abweichungen (der Orographie) vom rezenten Szenario stets mehr negative als positive Anomalien, wie Abb. 29 für den Vergleich O1 mit A21 und 42 für den Vergleich O3 mit O1 belegt. Es ist zu untersuchen, ob dies ein Indiz sein kann für einen derzeit besonders wärme- und niederschlagsfreundlichen Zustand der Erde, oder aber eine Eigenheit des AGCM, resultierend aus der Optimierung auf rezente Fragestellungen.

### **Kontinentaldrift**

Wie aus der Wirkung des Trockenfallens eines Teiles der Gitterzellen beziehungsweise ihrer Verlagerung in Form der 'Ersetzung' des Mittelmeeres durch die Paratethys in den Experimenten M1, M2 und MR folgt, kann die Kontinentaldrift nicht, wie hier gemäß der in Anhang 14.1 gegebenen statistischen Begründung angesetzt, vernachlässigt werden, da insbesondere auch die Zellenstruktur der Atmosphäre eine Beeinflussung erfährt. Regionale Klimate sind eventuell bereits infolge der latitudinalen Verschiebung falsch abgebildet, cf. Abschnitt 11.1.

Die Wirkungen der 'Verlagerung' eines Gebietes von etwa zehn Gitterzellen um Strecken von etwa drei Zellen latitudinal und vier Zellen (entsprechend etwa 23° oder 2,500 km) longitudinal bewirkt, wenn auch nicht globale, so doch überregionale Veränderungen am Klima wie die Beispiele Sahara und Mitteleuropa zeigen. Wird nun der Mittelwert der Kontinentaldrift, wie in Abschnitt 14.1 berechnet, für beide Achsen (Länge / Breite) zu etwa einer Gitterzelle (mit 5.625 Grad Ausdehnung) angesetzt, so ergibt sich in der globalen Summe eine flächenmäßige Verlagerung der Kontinente um die Größenordnung von einhundert Zellen. Dabei wird auch die relative Lage von Landflächen verändert, wie diejenige Afrikas und Europas durch das Schrumpfen der Tethys, und damit das Hinterland der Küsten stark von der Verschiebung beeinflusst, wie beispielsweise Abbildung 74 demonstriert. Siehe hierzu auch die Bemerkungen und Anmerkung 30 auf Seite 187 im Anhang. Die Implementierung der mutmaßlichen Paläo-Küstenlinien muss in späteren Experimenten demnach erfolgen.

### **Oberflächenparameter**

Die Eingabedaten der Experimente für die Kontinentalflächen, vorgenommen hier in erster Linie für Grönland und Himalaya, werden nicht dem tatsächlichen Zustand der Bedeckung der Kontinente während der betrachteten Zeithorizonte gerecht.

So weist die synoptische Datenbank in Abschnitt 14.3 beispielsweise für Eurasien aus: ‘Im Nordwesten Chinas Steppen und Halbwüsten, im Nordosten breitblättrige Laubwälder, im Südosten feucht-warme subtropische Wälder. In Westeuropa tropische Regenwälder bis subtropische Savannen (grassland, woodland), erhöhte Diversität der Habitate. In Mitteleuropa weiterhin eher geschlossene Waldvegetation. Auf dem indischen Subkontinent weiterhin feuchtwarme Vegetation. Von Norden her weiteres Ausbreiten von Graslandschaft, im Himalaya auch Coniferen. Im Südwesten Indiens und in Pakistan allmählich Vordringen von Trockenvegetation’ (cf. Mittleres Torton, Botanik). Diesen Abweichungen von der Situation im Holozän wurde nicht Rechnung getragen; nicht einmal die ab Experiment T1 vorgenommene Setzung ‘Savanne für Himalaya und Hochland von Tibet’, cf. Seite 52, korrespondiert mit dem Befund aus Abschnitt 14.3. Besonders wichtig für die Entwicklung des Monsunes ist die Bedeckung der rezenten nördlichen Wendekreiswüsten. Und hier ist zumindest für das Torton ein weitaus intensiverer Bewuchs vorstellbar nach den Entwicklungstrends der Daten in Abschnitt 14.3 (cf. Feuchte-Trend, Afrika). Arne Micheels (2003) untersucht für die Modellversion ECHAM 4/ML Modifikationen der Pflanzenbedeckung mit dem Ergebnis generell großer Auswirkungen derselben auf das Klima. So wird durch eine dem Torton angepasste Vegetation der meridionale Temperaturgradient gegen den rezenten reduziert und eine deutlich verbesserte Annäherung des Klimas an die Proxies erreicht.

### **Ozeanoberfläche**

Das zentrale Problem der gesamten Initialisierung des Modelles stellt der Ozean dar. Solange die SST, und damit die Temperaturvorgabe von 71 % der Erdoberfläche, nicht konsistent flächendeckend rekonstruiert oder simuliert werden können (cf. Seite 21), bleibt die Modellierung mit einem statischen Ozean unbefriedigend. Dies gilt trotz der Dominanz der tropischen SST bei relativ geringer Rückwirkung höherer Breiten auf diese (*Cane & Evans, 2000; Hoerling et al., 2001; Kerr, 2001*) sowie der evtl. generell unterschätzten Rolle des atmosphärischen Wärmetransportes für gemäßigte Polarregionen (*Bice et al., 2000*). Der hier gewählte Ansatz der rein spekulativ und ‘von Hand’ vorgenommenen Intensivierung der summarischen Wärmeflüsse (Luft und Wasser) zu den Polen im Allgemeinen und der Reduktion im Golfstrom im Besonderen (cf. Seite 27 in Abschnitt 2.3.4), genügt den Forderungen an eine verlässliche Abbildung des Ozeanes nicht. Ein nächster Versuch kann die Sonderbehandlung des Nordatlantik (Golfstrom) vermeiden und/oder eine absolute Anhebung der Temperaturen um drei bis fünf Grad Celsius einschließen.

Hinsichtlich der Dominanz der ‘Grenzfläche’ Ozean muss diesem also stets die allergrößte Aufmerksamkeit zukommen, Spekulationen sind nicht das befriedigende Mittel. Soll nicht die Erfassung einer ausreichenden Menge genauerer Daten abgewartet werden, bildet den besten Weg aus diesem Problemkreis der von Anke Steppuhn

und Arne Micheels in der Zwischenzeit vollzogene Umstieg auf ein gekoppeltes Mixed-Layer-Modell für den Ozean (*Steppuhn, 2001; Steppuhn et al., 2003; Micheels, 2003*). Wie diese Experimente zeigen, finden sich wichtige Elemente der von Steppuhn herausgearbeiteten guten Übereinstimmung zwischen Modell und Realität bereits in den hier durchgeführten Untersuchungen mit statischem Ozean. So wird allein durch die mit Experiment O1 veränderte Orographie das Islandtief verstärkt mit der Folge höherer Temperaturen und Niederschläge in Europa, siehe hierzu Seite 54. Andere von Steppuhn gefundene Wirkungen, wie die auf das El Niño-Phänomen, haben in den hier vorgestellten Experimenten jedoch keinen Vorläufer. Steppuhn konstatiert immer noch in der Abbildung der Vegetation begründete Mängel<sup>23</sup>.

### Die Reaktionen des Modelles im Allgemeinen

Die Frage nach der Reaktion des GCM-Modelles ECHAM 3 auf Veränderungen der Orographie wurde mit der Sensitivitätsstudie A42 positiv geklärt, cf. Abb. 19. Die Untersuchung der Abbildungstreue des Modelles anhand des rezenten CRU-Datensatzes in Abschnitt 3 fällt gut aus. Die Realität wird sehr gut wiedererkennbar abgebildet, sowohl im Sinne der Wiedererkennung von 'Mustern' als auch der absoluten Werte. Dies gilt insbesondere für die Lufttemperaturen zwei Meter über Grund der niederen und mittleren Breiten, sowohl im Jahresmittel als auch in den Jahreszeiten. Niederschlagsmuster werden, auch jahreszeitlich, gut reproduziert. Die Windgeschwindigkeiten werden nahezu nur noch in ihrer synoptischen Struktur richtig erfasst; zu den Windrichtungen kann auf der vorliegenden rezenten Datenbasis aus CRU kein Vergleich erfolgen.

Im Detail allerdings sind die Übereinstimmungen zwischen Modell und Empirie auch für Lufttemperatur und Niederschlag nicht immer befriedigend, was zu spezielle, 'punktuelle' Betrachtungen der Ergebnisse verbietet. Aussagen der Qualität „in Holzmaden herrschte während des Messin eine mittlere Tagestemperatur von 15°C im wärmsten Monat“ müssen mit äußerster Vorsicht interpretiert werden. Bereits die grobe Modellauflösung von 5.625° legt dies nahe, cf. Abb. 86. Die Untersuchung allgemeinerer Hintergründe zur Einbettung und Zusammenschau von Paläodaten jedoch ist sehr wohl möglich. Auch lassen neuere Untersuchungen einen größeren als bislang angenommenen Einfluss des großräumigen Klimas auf lokale ökologische Prozesse vermuten (*Hallett et al., 2004*).

Die Ursache für die durch ECHAM um bis zu 4.8°C zu kühl abgebildete Sahara kann in den Werten für die Albedo im Modell liegen, mit ca. 0.3 bis 0.4 relativ hoch,

---

<sup>23</sup>Dass auch dieser Ansatz noch verbesserungswürdig ist, sei durch folgendes Zitat aus *Bice et al. (2000)* angemerkt: „The results also show that, in the absence of reliable coupled models for paleoclimate studies full three-dimensional ocean models must be used in parallel with slab ocean AGCMs if we wish to understand the true effects of paleogeographic change on climate and the true nature of past ocean heat transport.“



sowie in denjenigen für die Pflanzenbedeckung, mit Werten um 0.3 relativ gering. Doch tritt auch bei ECHAM 3 in Gebieten fern des Ozeans das für AGCM typische allgemeine Problem zu tiefer Temperaturen im Inneren der Kontinente auf; darüber hinaus werden die hohen Breiten zu kalt abgebildet, cf. Abb. 11. Wie der Vergleich der Saisonalität zwischen Modell (Experiment A21) und Emperie (CRU Datensatz) auf Seite 37 zeigt, folgt das Modell der Realität großräumig zeitverzögert auf der Nordhemisphäre, die Reaktion auf den Antrieb (Solareinstrahlung) ist hier gedämpft. Auf der Südhemisphäre hingegen eilt das Modell voraus. Diese Effekte treten sowohl für den wärmsten als auch für den kältesten Monat auf, sie rühren nicht generell aus der Berechnungsmethode, da die Daten aus CRU und Experiment A21 gleich behandelt werden.

Die bei den Niederschlägen auftretenden Abweichungen zwischen Modell und Emperie sind größer als bei den Temperaturen. Insbesondere sind Trockengebiete oft deutlich arider dargestellt. Die Passate werden vom Modell zu schwach, die ITCZ zu stark abgebildet. Dass das Phänomen der vom Modell nahezu durchgängig zu schwach abgebildeten Winde nicht etwa auf die von New et al. für die Datenerhebung berichtete uneinheitliche Höhe über Grund zurückzuführen ist, zeigt sich in den großen Abweichungen auch über Europa, wo von einer standardisierten Messmethode ausgegangen werden kann, cf. Abbn. 15ff. Vielmehr muss die Ursache dieser Modellschwäche in der Dämpfung wegen des Gravity Wave Drag zu finden sein, siehe hierzu Seite 19.

Die durch die Modifikation der Orographie in Experiment O1 und folgenden bewirkten Veränderungen im Modell-Output sind generell plausibel. Dies zeigt sich beispielsweise für die Temperaturen, folgend einer sukzessiven Verfeinerung der Orographie in Abbn. 22 und 32, oder entsprechend für die Winde in Abb. 36. Die Veränderungen im Niederschlagsmuster durch das Absenken von Himalaya und Hochland von Tibet auf Seite 57 sind ein weiteres Beispiel für die Plausibilität der Reaktionen des Modelles.

Die in Tabelle 10 aufgelisteten regionalen Temperatur- und Niederschlagswerte weichen zwischen den Szenarien O1 und A21 nicht derart drastisch voneinander ab, dass die Erde in der Simulation ein anderes Gesicht bekäme. Dies zeigt die Stabilität des Modelles gegen die Modifizierungen der Eingabewerte, es reagiert nicht chaotisch. Andererseits sind auch nicht etwa alle Veränderungen derart abgedämpft, dass außer den offensichtlich und folgerichtigen Veränderungen in den bearbeiteten Gitterzellen selbst keine distanten Reaktionen aufträten. So steigen die Temperaturen in Himalaya und Hochland von Tibet um bis zu 15°C an, fern der Gebiete mit modifizierten Erhebungen sind die Temperaturen wenig verändert, doch andererseits verändert sich das Niederschlagsmuster global deutlich, cf. Abb. 24. Das Fallen der globalen Jahresmitteltemperatur um 0.28°C ist zum großen Teil zurückzuführen auf Abschneideeffekte

bei der Anpassung der Orographie, resultierend hauptsächlich in einer Anhebung der Antarktis, doch fällt auch die Temperatur der Landflächen zwischen 60°S und 60°N um 0.39°C.

Die Standardabweichung SA\_9 zu den eingeschwungenen Jahren von O1 ist für die Mehrzahl einiger betrachteter Gebiete etwas größer als der entsprechende Wert aus A21 (o.Tabelle). Der in O1 erzwungene Zustand ist demnach nicht so stabil wie derjenige in A21. Gerade für Mitteleuropa und das Mediterran, obwohl von den Veränderungen an der Orographie direkt betroffen beziehungsweise in unmittelbarer Nachbarschaft gelegen, weichen die Standardabweichungen nicht wesentlich von denen des Vergleichs-Szenarios A21 ab. Dies findet seine Erklärung in der geringen Größe der in die Mittelung einfließenden Gebiete, cf. Abbildung 3. Es handelt sich hier um, im Vergleich mit den ansonsten betrachteten Zonen globaler Dimension, relativ kleine Bereiche mit dementsprechend systematisch höherer Variabilität.

Die abschließenden Anpassungen an die Orographie des Torton in Experiment O3 bewirken die erwarteten regionalen Klimasignale, wie am Beispiel der südlichen nord-amerikanischen Rocky Mountains zu sehen: Die Temperaturen steigen infolge der Absenkung für das Experiment, die ganzjährig auflandig wehenden Winde müssen weniger Niederschlag ausregnen, werden selbst aber nicht sehr stark beeinflusst. Die Temperaturdifferenzen zwischen den Experimenten O3 und O1 sind gering, auch die Niederschläge und Winde aus Experiment O3 sind dem intermediären Experiment O1 ähnlicher als dem rezenten Standard A21. Die Anomalien gegen Experiment O1 sind im globalen Vergleich größer im Nordsommer als im Nordwinter. Wie die Bestimmung der Anomalien der Jahresniederschläge des Experimentes O3 gegen diejenigen des Experimentes O1 zeigt, steckt nahezu die gesamte Anomalie von O3 gegen A21 bereits im rudimentären Zwischenstadium O1, cf. Abbn. 33ff. Die maximale Differenz O3 zu O1 beträgt bei den Niederschlägen etwa minus zehn Prozent bei 15° Süd (bei einem absoluten Wert von etwa einem Meter pro Jahr); ein weiteres relatives Maximum mit minus fünf Prozent findet sich bei 35° Nord (bei einem absoluten Wert von etwa 0.3 m/a). Im Vergleich O1 gegen A21 liegen die entsprechenden Werte bei -25 Prozent (in einer viel ausgedehnteren Breitenzone) und -45 Prozent. Die vom Experiment gelieferten Daten sind somit auch bei moderaten Modifikationen der Randbedingungen weder in sich widersprüchlich noch inkonsistent mit der Eingabe.

Die Stabilität der Ergebnisse gegen kleine Variationen der Randbedingungen, die Zufälligkeit der Werte also, wird in Kapitel 7 untersucht. Es zeigt sich, dass die beiden bis auf ein 'Rauschen' in der Orographie ansonsten in den Eingabewerten identischen Experimente O1 und O2 einander auch in den Ausgabewerten sehr ähnlich sind; wenn auch nicht nahezu identisch, so doch einander signifikant ähnlicher als der rezenten Referenz A21 einerseits und der verfeinerten Orographie O3 andererseits (cf. Tabelle 15 sowie Abbn. 41f).

### **Wirkungen der Orographie auf den Wärmetransport in der Atmosphäre**

Globale Auswirkungen der Veränderungen an der Orographie sind zu sehen in der Stromfunktion. Das gesamte Zirkulationssystem der Erde erfährt eine deutliche Beeinflussung. Bereits ohne Veränderungen an den Meerestemperaturen reagiert das Klimasystem in seiner Gesamtheit auf Modifikationen der Nordhemisphäre. Wie die zonalen Mittel der Jahresniederschläge und Mittleren Jahrestemperaturen in zwei Metern Höhe auf den Kontinenten für die Experimente O1 und A21 zeigen, gibt es bereits in Experiment O1 deutliche Anomalien auf der Südhemisphäre, obwohl in diesem Experiment lediglich Grönland, Europa, Tibet/Himalaya bearbeitet wurden. Bereits mit rudimentär an das Szenario zum Torton angepasster Orographie in O1 ergeben sich Auswirkungen auf den Feuchtigkeitstransport in der Atmosphäre. Große Trockengebiete erhalten mehr Niederschlag, darunter die Auftriebsgebiete vor den Westküsten Nord- und Südamerikas. Der asiatische Wintermonsun wird verstärkt, der Sommermonsun geschwächt, wogegen der afrikanische Monsun unbeeinflusst bleibt. Das Islandtief erfährt eine Verlagerung nach Norden und eine Verstärkung. Damit steigt der NAO-Index, einhergehend mit einer deutlichen Temperaturzunahme in Europa, insbesondere während der Monate November bis April, cf. Seite 54. Mit der Verfeinerung der Orographie in Experiment O3 wird der Luftmassentransport vom Atlantik nach Europa im Winter nochmals gestärkt und das Klima damit noch milder. Demnach kann die Orographie einen Beitrag zum Wärmetransport in höhere Breiten leisten.

### **Wirkungen der Ozeantemperaturen**

Die direkte Umsetzung der aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten abgeleiteten Temperaturen führt in Experiment T1 ‘Kalte Tropen’ mit aus O3 übernommener Orographie des Torton zu signifikant veränderten und geschwächten Massenströmen in der Atmosphäre, cf. Abbn. 48ff. Das System der Planetarischen Zirkulation folgt dabei nachvollziehbar dem vorgegebenen Zwang. Insbesondere passt die Schwächung der Hadley-Zelle zum reduzierten meridionalen Temperaturgradienten, entsprechend einer teilweisen Verlagerung des vom Äquator zu den Polen gehenden Energietransportes von der Atmosphäre in den Ozean, cf. Seite 82.

Die Aufspaltung der Hadley-Zelle in Experiment T1 lässt sich erklären als Folge der Absenkung der tropischen Meerestemperaturen zu Lasten des Gradienten zwischen Äquator und Polen. Dies bewirkt ein ‘Zerfließen’ der Äquatorialen Tiefdruckrinne: durch die in den Tropen abgesenkten SST erhält die Hadley-Zelle weniger Antrieb, durch den verminderten Gradienten innerhalb der Tropen wird das Maximum weniger ausgeprägt, die Zentrierung der Zelle auf den thermischen Äquator ist schwächer. Die Hadley-Zelle weitet sich in die jeweilige Sommerhemisphäre aus, insbesondere auf der Südhemisphäre, im Nordsommer deutlich zu Lasten der Intensität, cf. Abbn. 44 und 46. Die mit dieser Dilatation verbundenen Veränderungen sind in den Passatwinden allerdings nicht sehr ausgeprägt, lediglich im Nordsommer fällt im

südlichen Gürtel der Passatwinde (20 bis 0°S) die mittlere Windgeschwindigkeit von 4.9 auf 3.9 m/s ab; siehe hierzu auch Abbn. 54, 55, 58 sowie Tab. 19.

Die Niederschlagsextrema sind verflacht, folgend der Nivellierung des meridionalen Temperaturgradienten und insbesondere der reduzierten thermischen Energie der Tropen. Die größten Defizite an Niederschlag erleiden Gebiete mit hohen Werten in den vorangegangenen Experimenten; ein großer Teil dieser regionalen Defizite wird als Zuwachs verteilt auf umliegende Gebiete, es bleibt jedoch in der Summe ein globales Defizit an Niederschlag, siehe Tabelle 18.

Die Veränderungen in den Meerestemperaturen werden im Inneren der Kontinente verstärkt abgebildet. Die reduzierte Saisonalität der SST überträgt sich dabei auf die Kontinente, cf. Abb. 61 sowie Seiten 125 und 128. Die gemäßigten Breiten erfahren Abkühlung in Winter und (mit Ausnahme Eurasiens) Sommer trotz der hier in etwa unveränderten SST, die hohen Breiten werden über die gewählten SST hinaus erwärmt. Die Niederschläge in den Tropen und den gemäßigten Breiten sowie im globalen Mittel sind reduziert, in den Polargebieten und den Wendekreiswüsten erhöht, doch sind die Niederschlagsmuster aus T1 und O3 einander sehr ähnlich. Anomalien der Windgeschwindigkeiten sind weitgehend beschränkt auf die Ozeane, deutliche Veränderungen der Winde finden sich nur über dem Nordatlantik mit Westeuropa, dem Südatlantik sowie dem Indischem Ozean mit Südafrika. Das bodennahe Windsystem in der Passatwindzone wird erheblich geschwächt, erzwungen durch den drastisch abgeflachten Temperaturgradienten in den tropischen Gewässern. Der Sommermonsun über Indien bringt ebensoviel Niederschlag wie in O3, doch die Windstärke ist geschwächt. Die in O3 verstärkte Einströmung aus dem Atlantik nach Europa tritt hier nicht auf.

Mit Experiment T2 'Warme Tropen' erfolgt eine Anhebung der *tropischen* SST auf das auch in den Vorstudien zur Orographie verwendete rezente Niveau. Dies führt die Zellenstruktur der atmosphärischen Massenströme wieder zurück auf die bekannten, mit den rezenten SST erhaltenen Muster, der Massenumsatz der Atmosphäre bleibt nahezu unbeeinflusst, cf. Abbn. 59 und 48. In den Tropen der Sommerhemisphäre treten schwach negative Temperaturanomalien gegen O3 auf. Auch außerhalb der Tropen gibt es starke Wirkungen auf das Klima. Die Saisonalität ist verflacht, folgend der Vorgabe durch die SST. Global steigt die Jahresmitteltemperatur um mehr als 2°C gegen den Standardlauf O3 für das Torton. Die Polargebiete erhalten deutlich erhöhte Wärme und Niederschlag. Das Islandtief im Nordwinter und damit der NAO-Index werden geschwächt gegen O3, der verstärkende Effekt der Orographie aus O1 bis O3 wird aufgehoben, cf. Seite 54. Im Sommer wird das Azorenhoch geschwächt und nach Westen verlagert. Dadurch sind die Winde in Europa in Winter wie Sommer deutlich schwächer als in O3. Die Passatwinde und Monsune aus O3 bleiben nahezu unbeeinflusst erhalten.

Im Vergleich der beiden Experimente T1 und T2 zeigt sich die dominierende Wichtigkeit der tropischen SST und des meridionalen Temperaturgradienten. Wie Tabelle 22 belegt, wirken die Modifikationen an den SST global sehr viel stärker auf die Winde als diejenigen an der Orographie. Wie der in Abbildung 60 gegebene Vergleich der Energieinhalte der Ozeane in den Experimenten zeigt, ist die Verteilung derselben wichtiger als ihre absolute Größe. Der sowohl in Experiment T2 als auch viel stärker in T1 auftretende Temperaturabfall in Nordafrika und Nordindien deckt sich mit einer Zone erhöhten Niederschlages und kann diesem als Folgeerscheinung zugeordnet werden (Abschirmung der Sonneneinstrahlung durch Wolken sowie Energieentzug durch Verdunstung).

Die Schwächung des Golfstromes wird deutlich abgebildet in beiden Experimenten zum Torton, stärker in T1 mit kalten Tropen als in T2. In T1 lässt sich eine Verminderung der Niederschläge weiter in das Innere Eurasiens verfolgen als in T2, cf. Abbn. 53 und 63. Die Temperaturen im Nordwesten Europas sinken mit den SST der niederen Breiten infolge der Schwächung des Golfstromes deutlich stärker in T1 als in T2, cf. Abbn. 51 und 62.

Die dem dynamischen System Ozean/Atmosphäre entstammenden SST sind in ECHAM 3 lediglich parameterisiert und damit statisch. Wie die Experimente zeigen, darf an den SST nicht beliebig manipuliert werden (z.Bsp. ohne den Jahresgang zu berücksichtigen). Wie im Falle der Orographie durch die Schwerewellen sind auch hier Grenzen des Machbaren vorgegeben. Insbesondere dürfen die tropischen Temperaturen nicht willkürlich verändert werden. Wie die Untersuchungen von Horrell (1990) belegen, wirken bereits die lokalen Windgeschwindigkeiten stark auf die SST zurück, siehe hierzu Anmerkung 31 auf Seite 188. Doch folgt generell auch bezüglich der SST das Modell nachvollziehbar den ihm auferlegten Zwangsbedingungen.

### **Wirkungen von Mittelmeeren und Nebenmeeren**

Die Vorstudie M1 zur Messinkrise mit Modifikationen lediglich des interkontinentalen Europäischen Mittelmeeres zeigt, wenn auch geringe, Veränderungen in der durch die globalen Mittel der Massenströme abgebildeten Zellenstruktur der Atmosphäre, cf. Seite 104. In Experiment M2 ist gegenüber Experiment T2 nicht nur das Mittelmeer ersetzt durch eine mehrere Kilometer tiefe 'Depression', sondern auch Himalaya und Hochland von Tibet sind wieder auf rezentes Niveau hochgefahren und die Paratethys ist repräsentiert. Das Trockenfallen des Mittelmeeres mit der komplementären Füllung der Paratethys kann dabei als 'Translation' eines Nebenmeeres nach Nordosten verstanden werden, wenn auch die Paratethys mit zwölf Gitterzellen deutlich größer ist als das rezente Mittelmeer mit sieben Zellen.

Die Anomalien der Massenstromfunktion gegen T2 sind weit geringer als diejenigen von O3 gegen A21, doch bedingt das Szenario M2 deutlich stärkere Signale als das bloße Trockenfallen des Mittelmeeres in Experiment M1. Modifikationen werden nur

auf der Nordhemisphäre vorgenommen, demnach sind hier auch die größten Effekte zu erwarten, beispielsweise in der in Abbildung 68 wiedergegebenen Zellenstruktur; der Massentransport wird nach Norden verschoben, auch die ITCZ. Die Zellenstruktur der Atmosphäre wird verglichen mit T2 weiter geschwächt.

Eurasien wird großflächig um etwa zwei Grad kälter als in T2. Die Niederschläge werden gegenüber T2 regional teilweise drastisch verändert, auch großräumig signifikant, vergleichbar mit der Temperatur, cf. Abb. 84. Die Jahresniederschläge in M2 bleiben außerhalb Eurasiens und Nordafrikas diejenigen von T2, während Europa, Asien und Afrika nahezu flächendeckend weniger Niederschlag erhalten als in T2, siehe hierzu die Tabellen 18 und 24 sowie 10 und die Zusammenstellung 25. In (Zentral)Eurasien wirkt das Mittelmeer dämpfend auf die Saisonalität, cf. Seite 134.

Im Atlantik gibt es keine Auswirkungen auf Islandtief und Azorenhoch und damit den NAO-Index, noch finden sich im Pazifik Wirkungen auf El Niño. Der afrikanische Monsun bleibt unverändert. Der Südost-Monsun über dem südlichen Ostasien kommt nahezu zum Erliegen, im Norden wird er verstärkt. Nördlich des indischen Subkontinentes wird der Monsun verstärkt

Das mediterrane Becken ist heiß und trocken. Die Trockenheit erklärt sich aus der kombinierten Darstellung der Jahreszeitlichen Niederschläge mit den 10m-Winden in Abbildung 75, verglichen mit der Situation aus Experiment T2 in Abbildungen 64 und 65. Die rezent und in den Torton-Experimenten im Winter vorherrschenden Westwinde sind in M2 einer östlichen Strömung gewichen; es erfolgt kein Eintrag feuchter Luftmassen aus dem Atlantik, die aus dem Kontinentinneren einfließenden Luftmassen sind zu kalt, als dass sie aus der Paratethys ausreichend Feuchtigkeit aufnehmen könnten, cf. Abbildung 78. Im Sommer ist das mediterrane Becken selbst eine Quelle von Nord- und Ostwinden, respektive aus dem östlichen und dem westlichen Teil, welche aber aus dem trockengefallenen Meer anders als im Torton keine Feuchtigkeit mitführen können.

Die Region Paratethys ist trocken, die Trockengebiete Nordafrikas und Arabiens dehnen sich nach Süden aus. Die Niederschläge im Roten Meer bleiben unverändert, ebenso diejenigen der Polargebiete und Mitteleuropas.

Der tragende Anteil dieser Entwicklung rührt aus dem Trockenfallen des Mittelmeeres, die durch die Implementierung der Paratethys und die Anpassung der Orographie verursachten Veränderungen sind dagegen geringer. Insbesondere ergeben sich aber für die globalen *Zonen* (links in Tabelle 25) trotz der großräumig signifikanten Veränderungen der Niederschläge keine signifikant größeren Abweichungen zwischen M2 und T2 als zwischen den Zwillingsexperimenten O1 und O2.

In Experiment MR ist das Mittelmeer trockengefallen, ansonsten werden die rezenten Eingabedaten und insbesondere SST benutzt. Diese sind weit weniger ausgeglichen als diejenigen aus T2 (meridionaler Temperaturgradient, Nordatlan-

tik/Golfstrom). Die Wirkung der ‘Messinkrise’ in MR ist sehr viel größer als im analogen Experiment M1 mit Paläo-SST (‘Warme Tropen’). Diese Wirkung ist umso bemerkenswerter, als sie bereits ohne Rückkopplung aus dem hier statischen Ozean erfolgt (siehe die Bemerkungen auf Seite 170 und andernorts zur thermohalinen Zirkulation). Insbesondere ist die globale Wirkung des Mittelmeeres in Tabelle 26 stets deutlich auszumachen: der entsprechende Wert des Experimentes MR ist nahezu durchweg extrem. So fällt global, über Land, Meer und in den anderen Gebieten der Tabelle (ggf. unter Ausschluss der direkt betroffenen Gebiete Mediterran und Paratethys) in MR die geringste Niederschlagsmenge, sind die Temperaturen die tiefsten und wehen die stärksten Winde (letzteres ist nicht in die Tabelle aufgenommen). Dies gilt für die Jahresmittel ebenso wie für Sommer und Winter. Auch die zum jeweiligen Kontroll-Experiment relativen Anomalien in Tabelle 27 sind für MR in den globalen Vergleichen (Global, Land, Wasser) meist die extremsten. Die Trockenlegung des Mittelmeeres hat demnach von allen untersuchten Szenarien im rezenten (Experiment MR gegen A21) die größte Wirkung.

### **Vergleich mit kontinentalen Proxydaten**

Wie Abschnitt 11 zeigt, sind infolge der Vernachlässigung der Kontinentaldrift seit dem Torton die Temperaturen und Niederschläge aus den Experimenten T1, T2, M2 zu tief für die Proxies aus Mitteleuropa. Der Vergleich der experimentellen Ergebnisse mit globalen Literaturdaten zeigt viel Übereinstimmung, weist aber infolge der oben insbesondere bezüglich der Abbildung des Ozeanes und der Pflanzenbedeckung aufgeführten Mängel auch deutliche Abweichungen auf.

### **Wirkungen auf den Monsun**

Die Absenkung des Hochlandes von Tibet auf 30 % der rezenten Erhebung sowie des Himalaya auf 40 % in Experiment O1 verstärkt den winterlichen Nordost-Monsun über dem Golf von Bengalen stark. Die Auswirkungen auf den sommerlichen Südwest-Monsun sind weitaus geringer, er wird über Indien geschwächt, cf. Abb. 27. Über den Sundainseln und dem Südchinesischen Meer wird der die überwiegenden Regemengen bringende Wintermonsun (DJF) gestärkt, der Sommermonsun geschwächt, es ergeben sich Niederschlagsanomalien von bis zu +50 %. Die Niederschläge nördlich Tibets bleiben nahezu konstant. Insgesamt wird der asiatische Wintermonsun verstärkt, der Sommermonsun geschwächt. Invers gesehen verstärkt der Anstieg Tibets den Sommermonsun und schwächt den Wintermonsun, ganz in Übereinstimmung mit den Ergebnissen des Experimentes M2, siehe unten. Der afrikanische Monsun bleibt unbeeinflusst. Aus der Verfeinerung der Orographieanpassungen in Experiment O3 (‘miozäner Referenzlauf für das Torton mit rezenten SST’) resultiert weder ein Effekt bei Monsun noch bei Passat.

Verglichen mit O3 ist der Südost-Passat vor der afrikanischen Westküste geschwächt in T1 (‘Kalte Tropen’). Dennoch bringt der Südwest-Monsun deutlich

erhöhten Niederschlag in das nördliche Afrika. Die Windstärke des Sommermonsunes über Indien fällt schwächer aus. Im Indischen Ozean ist der Nordost-Passat (= winterlicher Nordost-Monsun) sehr geschwächt, cf. Seite 88.

Über dem östlichen Atlantik, Nordafrika und Europa nehmen die Niederschläge in T2 ('Warme Tropen') zu gegen O3, doch nicht so stark wie in T1.

Die Wirkungen der in Experiment M2 (mit 'warmen Tropen') vorgenommenen Veränderungen an Paratethys und Himalaya / Hochland von Tibet auf das Monsunsystem sind stark. Sie wirken stärker auf den Monsun als diejenigen der vorangegangenen Experimente, selbst stärker als diejenigen der SST. Das Trockenfallen des Europäischen Mittelmeeres wirkt nicht auf den Monsun. In M2 sind lediglich Eurasien und Nordafrika betroffen von Veränderungen in den Winden, doch bleibt der afrikanische Monsun derjenige aus Experiment T2. Die Trockengebiete Nordafrikas sind in M2 deutlich niederschlagsärmer als in T2.

Das Aufsteigen des Hochlandes von Tibet und des Himalaya schwächt den Winter- und stärkt den Sommermonsun. Die SST bestimmen die Intensität des asiatischen Sommermonsuns stärker als diejenige des Wintermonsunes, die Saisonalität wirkt stark auf den Monsun, cf. Seite 131. Zentralasien im engeren Sinne wird in M2 trockener, weiter gefasst gibt es auch Gebiete mit starkem Niederschlagsplus, insbesondere Mittelchina. Südlich des Himalaya steigen die Niederschläge stark.

Vergleiche mit anderen Modellierungen sind infolge der jeweiligen Spezifikationen nur eingeschränkt möglich. Die Ergebnisse aus Modellierungen anderer Autoren werden überwiegend bestätigt, so die Befunde zur Rolle der Paratethys von *Ramstein et al. (1997)*, oder diejenigen von *Clemens & Oglesby (1992)* zur Rolle des SSIO, nicht jedoch die These des feuchten Messin im Roten Meer nach *Griffin (1999)*, cf. Abschnitt 2.5

## Schluss

Die hier vorgestellten Experimente, welche sich den Funktionsmechanismen des miozänen Klimas anzunähern versuchen, kommen in vielen Details der Realität sehr nahe und sind überwiegend positiv zu bewerten. Obwohl mit dem Mangel eines statischen Ozeanes behaftet, werden bereits Antworten auf Fragen zur Wirkung von Orographie, Land-Meer Verteilung und Meeresoberflächentemperaturen gegeben



## 13 Danksagungen

Diese Arbeit wurde ermöglicht durch die Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft über die Sonderforschungsbereiche 275 ‘Klimagekoppelte Prozesse in meso- und känozoischen Geoökosystemen’ an der Universität Tübingen, sowie 350 ‘Wechselwirkungen kontinentaler Stoffsysteme und ihre Modellierung’ an der Universität Bonn.

Besonders danken möchte ich Herrn Prof. Dr. Volker Mosbrugger, Tübingen, für die gute Betreuung und stete Bereitschaft zu Anregungen und Diskussionen.

Meinem Mentor über lange Zeit, Herrn Prof. Dr. Hans-Dieter Schilling, Bonn, welcher mit Elan immer bestrebt war, mir die vielfältigen Aspekte des Klimageschehens in lebendigen, persönlichen Vorträgen und Erörterungen nahezubringen, kann ich leider nicht mehr persönlich danken. Doch scheint mir seine Verabredung mit dem Tode auf den Höhen der Tafelberge zwischen Orinoco und Amazonas im Erleben eines lange gehegten Traumes nicht nur furchtbar.

Herrn Prof. Dr. Christoph Hemleben, Tübingen, möchte ich danken für seine wertvollen Hinweise und konstruktiven, klärenden kritischen Anmerkungen.

Am DKRZ wurde ich stets gut betreut und beraten von Michael Lautenschlager, Uwe Schulzweida und Ulrich Schleese. Danken möchte ich auch Monika Esch für das erläuterte Überlassen der von ihr erstellten Vergleichsläufe mit AMIP-Eingabedaten. Die fruchtbare Diskussion zwischen den Herren Bengtson, Lautenschlager, Mosbrugger, Roeckner, Schilling und mir zum Projekt ‘Die jungtertiäre Klimaentwicklung’ mit dem Ziel, ECHAM 4 gekoppelt mit dem Mixed Layer Modell für den Ozean zu verwenden, konnte leider infolge meiner anderweitigen Verpflichtungen nicht mehr in ein von mir realisiertes Projekt münden – hier sei auf die Arbeiten von Anke Steppuhn und Arne Micheels verwiesen.

Keno Tönjes hat die  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten sowie den Überblick über die generellen Klimatrends zusammengestellt und wertvolle Anregungen geliefert.

Angela Bruch / Tübingen und Torsten Utescher / Bonn haben mir freundlicherweise ihr Kompendium von Proxydaten zum europäischen Torton zur Verfügung gestellt. Torsten Utescher war mir bei meinen Aufenthalten in Bonn stets ein anregender Gesprächspartner.

Achim Kuhlemann war mir immer ein Ansprechpartner, insbesondere bei Fragen zur Orographie.

Björn Grieger und André Paul in Bremen haben dankenswerter Weise den Versuch unternommen, aus den spärlichen mir vorliegenden Werten zu den SST Meta-Informationen zu ziehen.

David L. Griffin, Victoria BC, Canada, hat mein Interesse für die Messinkrise geweckt und war mir ein nie versiegender Quell von Informationen hierzu. Vielen

Dank dafür.

Prof. Dr. Klaus Herterich in Bremen möchte ich danken für die Bereitschaft, meine Arbeit nach dem Hinscheiden Prof. Schillings zu betreuen, auch wenn ich wegen einer Unterbrechung der Arbeit diesen Weg dann nicht beschreiten konnte.

Den alltäglichen Rahmen des Voranschreitens bildete die Arbeitsgruppe um Prof. Mosbrugger, welche in Treffen und Diskussionen aller Art einen guten Nährboden für immerwährende Auseinandersetzung mit der Materie in angenehmer Atmosphäre bereitete. Zu Beginn der Beschäftigung waren mir insbesondere die angeregten Diskussionen mit Michal Gebka und später mit Arne Micheels ein Ansporn zur Verbesserung der Ansätze und Ausarbeitungen.

Nicht vergessen will ich all die unzähligen Mitglieder der globalen wissenschaftlichen (Internet-)Gemeinde, die in Form von Graphikprogramm (GrADS), Textverarbeitung ( $\text{\LaTeX}$ ), Datenverarbeitung (GNU-ForTran), Datensätzen (CRU), Betriebssystem (Linux) und vielem mehr zu dieser Arbeit beigetragen haben.

Und schließlich möchte ich meiner Ehefrau Rita und unseren Kindern Mauritius, Jeremia, Franciska und Govinda danken. Über Jahre hinweg haben sie neben meiner beruflich bedingten häufigen Abwesenheit auch noch die mit dieser hier vorliegenden Arbeit einhergehende ertragen und mich in meinem Vorsatz stets unterstützt

## 14 Anhang

Hier sind zusammengestellt:

in vorliegender Arbeit verwendete Datensätze (14.1, 14.2, 14.3), Hintergrundinformationen zu Daten (14.4, 14.5), Methoden (14.6) und Klima (14.7, 14.8, 14.9) und schließlich eine Liste von Abkürzungen (14.10)

### 14.1 Kontinentaldrift 10 Mabp bis rezent

Anhand der Paläokarten von Smith/Hurley/Briden werden die Veränderungen der Kontinentalpositionen untersucht (*Smith et al., 1981*). Referenz ist Afrika. In der Tabelle stehen positive Breitengrade für nördliche Breiten, negative für südliche Breiten, positive Längenangaben sind östliche, negative westliche. Es bedeutet eine positive Breitendifferenz eine Bewegung zwischen 10 Mabp und heute nach Norden, eine negative Breitendifferenz eine Bewegung nach Süden, eine positive Längendifferenz eine Bewegung nach Osten, eine negative Längendifferenz eine Bewegung nach Westen. Verglichen werden die Küstenlinien. Für große Objekte ('Ort') wie zum Beispiel 'Victoria Island' wurde ein markanter Punkt, zum Beispiel eine Landzunge, als Repräsentant gewählt. Auch die rezenten Werte sind der entsprechenden Karte von Smith/Hurley/Briden entnommen. Die Abweichungen der mit dem Lineal entnommenen Werte von denen einer genaueren Karte können deshalb durchaus ein Grad oder mehr betragen, was ebenso für die Paläodaten gilt, unabhängig von der den Daten inhärenten Ungenauigkeit.

Ort	Lage 10 Mabp		Lage rezent		Drift	
	Länge	Breite	Länge	Breite	Länge	Breite
<b>Africa</b>						
Kap d.G.Hoffung	18.0 /	-40.5	17.5 /	-35.0	-0.5 /	5.5
Ghana	0.0 /	0.0	0.0 /	5.0	0.0 /	5.0
Dakar	-17.0 /	10.0	-17.5 /	15.0	-0.5 /	5.0
Tunis	10.5 /	2.0	10.0 /	7.0	-0.5 /	5.0
Kap Guardafui	51.0 /	8.0	51.5 /	12.0	0.5 /	4.0
Ambre	51.5 /	-16.0	49.5 /	-12.0	-2.0 /	4.0
<b>Europa</b>						
Kap Passero	15.5 /	31.0	16.0 /	37.0	0.5 /	6.0

Tabelle 30 Fortsetzung auf folgender Seite

	Fortsetzung								
Kap Sao Vicente	-8.0	/	33.0	-9.0	/	37.0	-1.0	/	4.0
Land's End	-5.0	/	46.0	-6.0	/	50.0	-1.0	/	4.0
Trelleborg	12.5	/	52.0	13.0	/	55.5	0.5	/	3.5
Vardoe	26.0	/	67.0	31.0	/	70.5	5.0	/	3.5
<b>Asien</b>									
Malygin Straße*	59.0	/	72.0	71.0	/	73.0	12.0	/	1.0
Kap Dika*	99.5	/	77.5	114.0	/	77.5	14.5	/	0.0
Buor-Chaja*	124.0	/	74.0	131.0	/	71.0	7.0	/	-3.0
Medwezi Island	159.0	/	74.5	160.0	/	70.5	1.0	/	-4.0
Anadyr	179.0	/	68.5	177.0	/	64.5	-2.0	/	-4.0
Kap Lopatka	157.0	/	55.0	157.0	/	51.0	0.0	/	-4.0
Tschumikan	133.0	/	58.5	135.0	/	54.5	2.0	/	-4.0
Wladiwostok	133.0	/	46.0	134.0	/	42.5	1.0	/	-3.5
Pusan	129.0	/	39.0	129.5	/	36.0	0.5	/	-3.0
Hangzhou	120.0	/	33.0	121.0	/	30.5	1.0	/	-2.5
Hanoi	107.0	/	22.0	107.0	/	21.5	0.0	/	-0.5
Bangkok	101.0	/	15.0	101.0	/	14.0	0.0	/	-1.0
Pontianak	110.0	/	2.0	109.0	/	0.0	-1.0	/	-2.0
Calcutta <sup>1</sup>	88.0	/	17.0	88.0	/	22.0	0.0	/	5.0
Kap Comorin <sup>1</sup>	77.0	/	3.5	77.5	/	8.5	0.5	/	5.0
Ahmedabad <sup>1</sup>	72.0	/	18.0	72.0	/	22.5	0.0	/	4.5
Karachi <sup>1</sup>	64.0	/	19.0	66.0	/	24.0	2.0	/	5.0
<b>Arabien</b>									
Kuwait	47.0	/	24.5	48.5	/	29.5	1.5	/	5.0
Aden	43.5	/	7.5	44.0	/	13.0	0.5	/	5.5
Mnt Sinai	33.5	/	24.0	34.0	/	29.0	0.5	/	5.0
<b>Australien</b>									
Port Moresby	147.0	/	-11.5	147.0	/	-9.0	0.0	/	2.5
Kap York	143.0	/	-14.0	142.5	/	-11.0	-0.5	/	3.0
Melbourne	147.5	/	-41.0	144.5	/	-38.0	-3.0	/	3.0
Kap Leeuwin	116.0	/	-38.5	115.0	/	-34.0	-1.0	/	4.5
Onslow	114.0	/	-26.5	114.0	/	-22.0	0.0	/	4.5
<b>America S</b>									
Kap San Diego	-67.0	/	-57.0	-65.0	/	-55.0	2.0	/	2.0
Arica	-68.0	/	-20.0	-70.5	/	-18.0	-2.5	/	2.0

Tabelle 30 Fortsetzung auf folgender Seite

	Fortsetzung								
Buena Ventura	-73.0	/	2.0	-77.0	/	4.0	-4.0	/	2.0
Maracaibo	-67.0	/	9.0	-71.5	/	11.0	-4.5	/	2.0
Belém	-45.5	/	-3.5	-49.0	/	0.0	-3.5	/	3.5
Natal	-32.0	/	-9.0	-35.5	/	-5.0	-3.5	/	4.0
Rio de Janeiro	-39.5	/	-26.5	-42.0	/	-23.0	-2.5	/	3.5
Buenos Aires	-56.5	/	-37.5	-58.0	/	-35.0	-1.5	/	2.5
Penin. Valdés	-63.5	/	-45.0	-63.5	/	-42.5	0.0	/	2.5
<b>America C &amp; N</b>									
Panamá	-75.0	/	7.5	-79.0	/	9.0	-4.0	/	1.5
Mérida	-84.0	/	21.0	-89.5	/	21.5	-5.5	/	0.5
Mexicali	-108.5	/	34.0	-115.0	/	32.5	-6.5	/	-1.5
Vancouver Is.*	-119.5	/	53.0	-128.5	/	50.5	-9.0	/	-2.5
New Orleans	-83.5	/	29.5	-90.0	/	30.0	-6.5	/	0.5
Cap Hatteras	-69.5	/	34.0	-76.0	/	35.5	-6.5	/	1.5
Halifax	-57.0	/	42.0	-64.0	/	44.5	-7.0	/	2.5
Hudson Str.*	-66.0	/	61.0	-77.5	/	62.5	-11.5	/	1.5
Victoria Is.*(ea)	-84.5	/	70.0	-101.0	/	70.0	16.5	/	0.0
Nome	-159.5	/	69.5	-166.5	/	64.5	-7.0	/	-5.0
<b>AntArctica</b>									
Rijser-Larsen*	37.5	/	-72.5	30.0	/	-69.0	-7.5	/	3.5
Ross Island	166.0	/	-71.5	163.5	/	-76.0	-2.5	/	-4.5
Cap Dart*	-134.0	/	-70.5	-123.5	/	-73.0	10.5	/	-2.5
Graham Isl*	-64.0	/	-65.5	-56.5	/	-63.0	7.5	/	2.5
<sup>1</sup> auf der Indischen Platte * kennzeichnet extreme Drift $\geq 7^\circ$									

Tabelle 30: Die Kontinentaldrift 10 Mabp bis rezent

Eine Durchsicht der Tabelle 30 zeigt: keine der Bewegungen in latitudinaler Richtung ist größer als  $5.5^\circ$ , entsprechend einer Entfernung von etwa 600 Kilometern. Unter Berücksichtigung der Ablesefehler von theoretisch maximal etwa  $1.5^\circ$  erhöht sich dieser Wert auf etwa 800 Kilometer. Der Mittelwert aller Abweichungen beträgt  $-1.37^\circ$ , entsprechend etwa 150 Kilometern, die Standardabweichung von  $3.24^\circ$  entspricht einer mittleren zufälligen Drift von etwa 350 Kilometern. Selbst die Annahme des schlechtesten Falles, jeder ermittelte Wert trage einen Ablesefehler von  $1.5^\circ$ , erhöht die Standardabweichung lediglich um etwa  $1.4^\circ$  oder 150 Kilometer auf  $4.60^\circ$  oder 500 Kilometer.

Für die longitudinalen Abweichungen ist zwar der Mittelwert mit  $0.59^\circ$  (entsprechend etwa 70 km) kleiner als bei den Breiten, doch die Standardabweichung ist mit  $4.20^\circ$  (etwa 450 km Drift) deutlich größer, denn es gibt hier einige Ausreisser mit

Werten von bis zu  $15.5^\circ$ . Die Standardabweichung für den schlechtesten Fall wie oben liefert hier auch lediglich  $6.01^\circ$  oder etwa 650 Kilometer.

Alle starken Ausreisser liegen außerhalb Europas, wo sich als größte Abweichungen -6 Breiten- sowie -5 Längengrade finden. Anbetrachts aller in das Modell eingehenden Unwägbarkeiten ist es deshalb gerechtfertigt, für diese Serie von Studien die rezente Grobgestalt der Erde anzusetzen und keine Veränderungen an den Küstenlinien sowie der Lage der Gebirgszüge vorzunehmen; siehe allerdings die Bemerkungen auf Seite 145.

## 14.2 Rohdaten zu den $\delta^{18}\text{O}$ - Werten

Zur Lokalisierung der Fundorte cf. Abb. 4

N°	Länge	Breite	Lage	pl18	pl13	bt18	bt13	plA	BP	BB	Lit
16	16°W	30°S	SAt	0.92	2.02			Glspp	MO17		MO
62.1	142°E	2°N	NNe	-1.24	1.92	1.66	0.7	Glsct	MO17	FM6	MO4
77B	133°W	0°N	CP	-1.19	2.18	2.03	0.38	Glq	MO17	FM4	MO4
116	16°W	57°N	NwI			2.07	0.98			FM12	P4
158	85°W	7°N	WPn	-1.54	1.8	1.63	0.4	Glsct	MO17	FM8	MO4
167	177°W	7°N	CP			2.67	0.53			FM1	P4
206	165°E	32°S	SWP			2.35	0.85			FM2	P4
208	161°E	26°S	WNs	-0.2	2.58			Glsac	MO17		MO
214	89°E	11°S	EIn	-0.57	2.36	2.45	1.29	Glsac	MO17	FM*	MO4
216	90°E	1°N	NEI	-0.333	1.787	3.041	0.85	?	Fm7	Fm7	Kj
237	58°E	8°S	WIn	-0.56	1.84	2.41	1.02	Glsac	MO17	FM**	MO4
238	71°E	11°S	CI	-0.75	2.44	2.55	0.98	Glsac	MO17	FM14	MO4
249	36°E	30°S	VM			2.46	1.19			FM13	P4
253	87°E	25°S	CI	1.24	2.173	3.343	1.633	?	Fm4	Fm4	Kj
289	159°E	0°S	NNe	-1.26	2.68	2.26	0.66	Glsac	MO17	FM45	MO4
292	125°E	16°N	WP	-1.27	1.55	2.56	0.36	Glsct	MO17	FM3	MO4
296	134°E	29°N	WP	-0.64	2	2	0.05	Glsct	MO17	FM9	MO4
310	177°E	37°N	NP	-1.13	1.75	2.24	0.51	Glsct	MO17	FM5	MO4
317B	162°W	12°S	CP	-0.62	2.61	2.33	0.63	Glsct	MO17	FM5	MO4
319	102°W	13°S	EP	-0.35	2.07	2.82	0.64	Glsac	MO17	E17	MO4
334	34°W	37°N	CNA			2.11	1.26			FM20	P4
357	36°W	30°S	VB			2.25	1.17			FM3	P4
360	18°E	36°S	VS	-0.34	1.36	2.276	0.9873	Glspp	MO17	Fm15	MO6
362	11°E	20°S	VA	-0.66	1.63			Glspp	MO17		MO
366	20°W	6°N	TEA			2.57	1.178			Fm4	Kj
372A	5°E	40°N	WM	-0.72	0.4			GltS	Ftm		DS1
408	29°W	63°N	VG			1.89	1.19			FM15	P4
502	79°W	11°N	EoP	-1.96	1.77	1.72	0.71	Glql	Fx18	FX9	DS2
503	96°W	4°N	WoP	-2.35	2.12	1.81	0.27	Glql	Fx18	Fx7	DS2
516A	35°W	30°S	SWA	0.62	1.77	2.42	1.5	Glspp	MO17	FM24	MOP
519	12°W	26°S	CSA			2.33	0.741			Fm4	Kj
521A	10°W	26°S	CSA			2.39	0.98			FM2	P4
525	3°E	29°S	SEA	0.39	2.635	2.998	1.43	?	Fm1	Fm3	Kj

Tabelle 31 Fortsetzung unten

Fortsetzung											
N°	Länge	Breite	Lage	pl18	pl13	bt18	bt13	plA	BP	BB	Lit
526A	3°E	30°S	SEA	<i>0.44</i>	1.95	2.41	1.33	Glsp	MO17	FM3	MOP
527	2°E	28°S	SEA			3.165	0.685			FX1	Kj
552A	23°W	56°N	NEA			2.33	1.35			FM7	P4
558	37°W	38°N	CNA			2.11	1.05			FM6	P4
563	44°W	38°N	CNA			1.956	1.078			Fm19	P6
574	133°W	4°S	EP			2.46	0.57			FM68	P4
588	161°E	26°S	SWP			2.02	1.17			FM39	P4
590B	163°E	31°S	SWP	<i>-0.52</i>	2.2	1.71	1.1	Glql	Fm23	FM44	DS3
591B	164°E	32°S	SWP			2.16	1.03			FM37	P4
608	23°W	43°N	NEA			2.01	1.117			Fm16	P6
667	22°W	5°N	VGu			2.34	1.19			FM5	P4
704	7°E	47°S	SAt	<i>1.742</i>	1.58	2.829	1.746	Neo	Fm24	Fm28	DS4
709	61°E	4°S	NWI			3.17	0.78			Fm1	Kj
714	74°E	5°S	NWI	<i>-1.985</i>	1.951	2.64	0.907	?	Fm27	Fm30	Kj
744	81°E	62°S	SI			3.131	1.09			Fy2	Kj
751	80°E	58°S	SI			3.489	1.135			Fm12	Kj
752	94°E	31°S	CI			1.84	1.271			Fm3	Kj
754	94°E	31°S	CI			2.078	1.331			Fm2	Kj
756	88°E	27°S	CI			2.523	1.221			Fm3	Kj
757	88°E	17°S	CI			2.825	1.355			Fm1	Kj
758	90°E	5°S	NI	<i>-1.71</i>	2.382	2.535	0.825	?	Fm5	Fm6	Kj
646B	52°W	55°N	LS	<i>1.616</i>				Nea	Fz9		Ak

Verwendung finden lediglich die planktischen Werte (*kursiv*) cf. Abbildung 4  
Mit Ausnahme von Site 646B Zusammenstellung durch Keno Tönjes  
Die Positionen der Sites sind gerundet auf ganze Grade  
 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in PDB Abkürzungen siehe unten

Tabelle 31: Rohdaten zu den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten



## ABKÜRZUNGEN zu Tabelle 31

## TITELLEISTE

N<sup>o</sup> = Bohrlochnummer ODP / DSDP  
 pl13 = planktisches  $\delta^{13}\text{C}$   
 bt13 = benthisches  $\delta^{13}\text{C}$   
 BB = Berechnungsweise Benthos  
 Lit = Literatur

pl18 = planktisches  $\delta^{18}\text{O}$   
 bt18 = benthisches  $\delta^{18}\text{O}$   
 plA = Planktische Arten in der Probe  
 BP = Berechnungsweise Plankton

## ART DER FORAMINIFEREN

Gl = Globigerinoides  
 Glql = Gl quadrilobus  
 Glsac = Gl sacculifer  
 Glts = Gl trilobus & subquadratus  
 Nea = N. pach. & atlantica (bd sin.)

Glq = Gl quadrilobatus  
 Glspp = Gl spp.  
 Glset = Gl sacc. & trilobus  
 Neo = Neogloboquadrina pachyderma  
 ? = unbekannt, auf Gl sacc. geeicht

## LAGE BOHRLOCH

CEA = Zentraler Nordatlantik  
 CI = Zentraler Indik  
 CSA = Zentraler Südatlantik  
 EoP = Östlich von Panama  
 LS = Labradorsee  
 NEI = Nordost-Indik  
 NNe = Nördlich von Neuguinea  
 NWI = Nordwestlicher Indik  
 SAt = Süd-Atlantik  
 SI = Süd-Indik  
 SWP = Südwest-Pazifik  
 VA = Vor Angola  
 VG = Vor Grönland  
 VM = Vor Mozambique  
 WIn = Westlicher Indik  
 WoP = Westlich von Panama  
 WPn = Westlich von Panama

CP = Zentral-Pazifik  
 CNA = Zentraler Nordatlantik  
 EIn = Östlicher Indik  
 EP = Ost-Pazifik  
 NEA = Nordost-Atlantik  
 NI = Nördlicher Indik  
 NP = Nord-Pazifik  
 NwI = Nordwestlich von Irland  
 SEA = Südost-Atlantik  
 SWA = Südwest-Atlantik  
 TEA = Tropischer Ostatlantik  
 VB = Vor Brasilien  
 VGu = Vor Guinea (West-Afrika)  
 VS = Vor Südafrika  
 WM = Westliches Mittelmeer  
 WP = West-Pazifik  
 WNs = Westlich von Neuseeland

## ART DER DATEN

E17 = Einzelwert aus N17  
 FMn = FM aus n Werten 7-10 Mabp  
 FM\*\* = FM aus 15-17 W 7-10 Ma  
 Ftm = FM aus 11 W Torton / Messin  
 Fyn = FM aus n W 9-10Ma  
 MO17 = Wert aus [63] N17 Mittel  
 MO6 = Wert aus [63] + P6 (s.u.)

FM = (Fertiges) Mittel aus ....  
 FM\* = FM aus 10-12 W 7-10 Mabp  
 Fmn = FM aus n W 8-9Ma  
 Fxn = FM aus n W 6-8 Ma  
 Fzn = FM aus 9 W chron 9  
 MO4 = Wert aus [63] + P4 (s.u.)

## LITERATUR

Ak = [1]  
 DS2 = DSDP 68 p445ff  
 DS4 = ODP 114 p461 + [108]  
 MO = [63]  
 P6 = [129]

DS1 = DSDP Report 42.1 p829ff  
 DS3 = DSDP 90.2 p1383ff + P4 (s.u.)  
 Kj = [108]  
 P4 = [128]

### 14.3 Literaturdaten zum Klima von Serraval bis Messin

Um die mit dem Modell ECHAM 3 ausgeführten Experimente zu Torton und Messin untersuchen zu können, werden hier die von Keno Tönjes im Rahmen des SFB 275 nach Behrensmeyer, (Hrsg) ‘Terrestrial Ecosystems through Time’, erarbeitete globale Datenbank zum Klima des Miozän und Oligozän, sowie die Zusammenstellung von Angela Bruch / Tübingen, Torsten Utescher / Bonn et al. zum Europa im Torton wiedergegeben (*Behrensmeyer et al., 1992; Bruch et al., 2002*)

#### Die globalen Daten

Die nach Kontinenten gelisteten globalen Daten sind in verschiedene Kategorien gefasst. Die hier wiedergegebenen Informationen stammen aus einer in Form einer Tabellenkalkulation (Spreadsheet) aufgebauten Datenbank. Leider blieb diese Datenbank immer nur ein Fragment, andere Literatur als *Behrensmeyer et al. (1992)* wurde nie implementiert. Diese Referenz umfasst einen reichen Hintergrund an Daten – allein für Kapitel Sieben ‘Late Cenozoic Terrestrial Ecosystems’ wurden etwa 350 Artikel und Monographien berücksichtigt. Siehe weiter unten einige Zitate.

Die hier wiedergegebenen Daten stellen lediglich einen Ausschnitt aus der gesamten Datenbank dar, welche zurück reicht in das Oligozän, Rupel, 35.4 bis 29.3 Mabp; das Eozän ist nicht mehr in einzelne Abschnitte aufgelöst. Der Aufbau als Tabellenprogramm erzwingt die Kürze der Kategorien.

Die zeitliche Gliederung der Daten folgt Harland/Armstrong/Cox/Craig/Smith/Smith (*Harland et al., 1990*).

Die Daten gelten für die Zeitspanne Unteres/Mittleres Serraval bis Oberes Messin, etwa zwölf bis fünf Mabp.

Die Daten sind auf dem Stand von 1989 (jüngste Referenz: 1992) (*Behrensmeyer et al., 1992*).

Insbesondere berücksichtigt sind das Messin (6.7 – 5.2 Mabp) und das Torton (10.4 – 6.7 Mabp).

Es sind nur landbezogene Daten aufgenommen.

Die Daten sind lückenhaft, meist sehr grob und nicht immer gesichert; sie können deshalb lediglich eine grobe Orientierung geben. Dies bedeutet in der Praxis, dass bei Interesse an einer bestimmten Zeitscheibe auch umliegende Zeitscheiben Beachtung finden müssen.

Europa und Asien werden als Eurasien behandelt; es gibt keine Daten zur Antarktis. Aussagen über Winde gibt es nur, falls über Luftströmungen etwas bekannt ist.

Die Kategorie ‘Botanik’ ist gegebenenfalls eine Ergänzung zu ‘Botanische Ereignisse’, d.h. bei geringer Aussagemenge steht in letzterer Kategorie bereits ‘alles’ über die Botanik; entsprechendes gilt für ‘Zoologie’ und ‘Zoologische Ereignisse’

Die Aussagen Keno Tönjes beziehen sich auf Vergleiche der *relativen* Vergangenheit,

das heißt, 'kälter' bedeutet: dieser Zeithorizont ist kälter verglichen mit dem vorangehenden. Dieser Umstand schränkt die Nutzbarkeit der Datenbank für die vorliegenden Untersuchungen ein.

Nach einer Bemerkung Tönjes' befand sich die Kategorie 'Global' noch in Arbeit. Die Untergliederung der Zeitalter folgt der Zusammenstellung nach Keno Tönjes:

Eozän

Rupel (35.4 bis 29.3 Mabp) gegliedert in:

Oberstes, Oberes, Oberes Mittleres, Unteres Mittleres, Unteres, Unterstes  
Chatt 29.3 bis 23.2 Mabp):

Oberstes, Oberes, Oberes Mittleres, Unteres Mittleres, Unteres, Unterstes  
Aquitän (23.3 bis 21.5 Mabp): Oberes und Unteres

Burdigal (21.5 bis 16.3 Mabp):

Oberstes, Oberes, Mittleres, Unteres, Unterstes

Serraval: Oberstes, Oberes, Unteres und Unterstes

Torton: Oberes, Mittleres und Unteres

Messin: Oberes und Unteres

Absolute Angaben sind in der Folgenden Aufstellung *kursiv* gehalten, um sie gegen die sonst angegebenen Tendenzen abzuheben

## Winde

Global:

Unteres Langhe bis Oberes Messin:

'Stärkerer Temperaturgradient zwischen Äquator und den Polen führt zu Hochdruckgebieten, Monsunen'. Früher keine Angaben

Nordamerika:

Unteres Rupel bis Oberes Messin:

'An der Westküste häufig Westwinde'. Früher keine Angaben

Südamerika: keine Angaben

Eurasien: keine Angaben

Afrika:

Eozän bis Oberstes Chatt:

Monsune bis tief ins Kontinentalinnere

Unteres Aquitan bis Oberes Burdigal:

Monsune nehmen ab, feuchte Luftmassen reichen aber immer noch von Westen kommend tief ins Kongobecken. Antarktische Vereisung verändert südliche Luftzirkulation: Beschränktere NS-Zirkulation in den Zellen. Auch Orogenese behindert Luftströme

Oberstes Burdigal bis Oberstes Serraval:

Antizyklonale Zirkulation in den atmosphärischen Zellen verstärkt sich, feuchte Luftströme im Kongobecken nur bis zu Westlichem Rift Valley.

Regenschatten westlich des Östlichen Hochlandes. Lokalisierung der Ströme durch Orogenese

Unteres Torton bis Oberes Messin: keine Angaben

Antarktis: keine Angaben

Bezüglich der Fragen an den Wind im Messin ergibt sich also nichts aus vorliegendem Kompendium

### **Temperatur-Trend** und **Temperaturen** (falls abweichend)

Global:

Unteres Serraval bis Oberes Messin:

kälter und saisonaler — *polwärts kälter und am Äquator warm*

Nordamerika:

Oberstes Serraval bis Oberes Messin:

keine Angaben — *Im Pazifischen Nordwesten wird es allmählich kühler, im Inneren davon entwickelt sich Sommertrockenheit. Im restlichen Kontinent auch kühler*

Südamerika:

Unteres Aquitan bis Oberes Messin: zu wenige Daten

Eurasien:

Unteres Torton bis Oberes Messin:

warm, lokal kühler — *In Zentraleuropa tropisch warm, in Indien und SO-China warm, lokal kühler — subtropisch warm, in N-China heiß, in NO-China gemäßigt, in W-Europa subtropisch bis gemäßigt*

Afrika:

Unteres Torton: Kälteperiode

Mittleres Torton: Wärmeperiode

Oberes Torton bis Oberes Messin:

Etwas kühler — *Kühler, auch wegen des kälteren Atlantik, veränderten Windregimes und Orogenese (Hochland wohl kälter!). Klimawandel allerdings nicht geradlinig!*

Australien:

Unterstes Rupel bis Oberes Messin:

etwas kühler — *etwas kühler nach Abtrennung von der Antarktis (die anfängt, zu vergletschern) und dem Entstehen der kalten circumpolaren Strömung*

### **Feuchte-Trend** und **Feuchte-Werte** (falls abweichend)

Global:

Unteres Serraval bis Oberes Messin: trockener und saisonaler

Nordamerika:

Oberstes Serraval bis Unteres Torton:

trockener und saisonaler — *im Westen trockener*

Mittleres Torton bis Oberes Messin: trockener und saisonaler

Südamerika:

Unteres Aquitan bis Oberes Messin:

trockener? — *zu wenige Daten, aber vermutlich Trend zu mehr Trockenheit?*

Eurasien:

Unteres Torton bis Oberes Messin:

trockener — *Zentraleuropa tropisch feucht, Westeuropa trockener und gemäßiger. Indien feucht, aber trockener werdend, SO-China subtropisch feucht, N-China sehr trocken, NO-China gemäßigt. Zentralasien kontinental trockener*

Afrika:

Unteres Aquitan bis Oberes Torton:

trockener und saisonaler — *Höhere Saisonalität und Trockenheit, auch durch verändertes Windregime, kleinere Tethys und Orogenese. Osthochland trocken, ebenso Windschatten westlich davon. Westafrika und vor allem Kongobecken weiterhin feucht. Klimawandel nicht geradlinig!*

Unteres Messin bis Oberes Messin:

Sehr trocken und saisonal — *Hohe Saisonalität und Trockenheit (desiccation events!) auch durch verändertes Windregime, kleinere Tethys und Orogenese. Osthochland trocken, ebenso Windschatten westlich davon. Westafrika und vor allem das Kongobecken weiterhin feucht. Klimawandel nicht geradlinig! Sehr trocken und saisonal*

Australien:

Unterstes Serraval bis Oberes Messin:

trockener und saisonaler — *Wieder trockener und saisonaler, ohne lineare Entwicklung*

### **Zitate aus Behrensmeyer et al. (1992)**

‘The purpose of this Chapter [Late Cenozoic Terrestrial Ecosystems] is (1) to characterize the paleoecological trends of the last 34 million years, which we will refer to simply as the late Cenozoic; ....’ p419

‘In this light, the dominant ecological theme of the late Cenozoic has been the re-development and diversification of ecosystems that include large herbivores and more open, lower biomass vegetation .... Nonetheless, the most evident outcome worldwide during the late Cenozoic has been the diminishing of forests and the concomitant expansion of open woodlands, grasslands, and deserts. .... Overall characterization of the late Cenozoic as cooler and drier uses the early Eocene tropical expansion as a point of reference.’ p423

‘Global cooling again accelerated during the late Neogene with numerous reversals superimposed upon the overall trend, on all continental masses (Berggren and Van

Couvinger 1974; Frakes 1979; Kennett 1978; LeMasurier 1972a, 1972b; Robin 1988; Denton et al. 1971; Shackleton 1987)' p424

'Thus, what might appear to be new functional developments in terrestrial paleoecological history of the late Cenozoic are largely amplifications upon ecological themes already in existence by the Oligocene.' p428

'With global-scale change toward decreased temperature and moisture, topography appears to have increased its role in moderating continental climates. The effect on the African biota was further fragmentation of closed forests and the subdivision of habitats into complex mosaics of moist and dry zones, including forests, woodlands, grasslands, wetlands, and various montane zones within a geomorphological mosaic of fluvial systems spread out over floodplains and feeding into perennial lakes.' p468

'Floral and faunal evidence from the middle and late Miocene indicates that western Europe was characterized by tropical to subtropical vegetation (Gregor 1982) and associated large mammals (forest dwellers, grassland dwellers, and ecotonal forms). Moist forest prevailed in this region up to about 5 Ma (Meon et al. 1979).

European localities from the latter part of the middle Miocene possess faunas and floras that appear to indicate greater habitat variation than existed earlier in the Miocene, including ecotones between forest, open vegetation, and marshy areas .... During this period the Paratethys, Mediterranean basin, and Tethys became disconnected, forming a number of land dispersal routes used by the North American equid *Hipparion* and other mammalian species.' p480f

'During the middle Miocene thin-enameled hominoids (e.g., *Dryopithecus*) in western Europe appear to be closely associated with moist and closed woodland to forest environments. These hominoids disappeared around 10 Ma as environments in western Europe became more temperate and in some cases drier; the radiation of cercopithecoid monkeys in Eurasia immediately followed these changes.' p482

'This [turnover in the makeup of the Siwalik fauna] coincides with a shift in carbon isotopes from paleosol carbonates, indicating that a predominantly C<sub>3</sub> vegetation (trees, shrubs, some types of cool growing season grasses) gave way to open habitats with C<sub>4</sub> grasses (warm growing season, associated with more arid climates) between about 7.4 and 5 Ma ...' p483

## Das Torton in Mitteleuropa

Die folgenden Tabellen zum Torton in Mitteleuropa wurden der Zusammenstellung von Angela Bruch / Tübingen, Torsten Utescher / Bonn et al. entnommen (*Bruch et al., 2002*).

Die Daten wurden ermittelt über die Methode der nächsten lebenden Verwandten.

Zur Lokalisierung der Aufschlüsse cf. Abb. 86.

Locality	Region	Stratigraphy	Type	Long	Lat	Tx
<i>Ampflwang</i> (Styria)	Austria	Pannonian E	fruit/seed	13.55	48.10	11
<i>Aubenham</i>	S Germany	Upper Pannonian	leaves	12.40	48.30	20
Bukkábrány	Hungary	Pannonian E/F	leaves	20.75	47.92	16
Bulgaria C1/DR-18	Bulgaria	Maeotian	pollen	23.51	43.87	19
Delureni (Borod Basin)	Romania	Pannonian E	leaves	22.58	46.97	16
Dubona	Serbia	late Pannonian	leaves	20.45	44.31	19
Durinci	Serbia	Pannonian D/E	leaves	20.75	44.52	20
<i>Frechen</i> open pit mine	NW Germany	Tortonian	leaves	6.75	50.89	29
<i>Grossenreith</i>	Upper Austria	Pannonian Mn9–10	leaves	13.36	48.16	13
<i>Hambach</i> open pit m.	NW Germany	Tortonian	fruit/seed	6.47	50.92	37
Hidas	Hungary	Pannon	pollen	18.30	46.16	14
Hoktemberyan 5	Armenia	late Sarmatian	pollen	44.15	40.18	26
<i>Klettwitz</i> 12	E Germany	late Miocene	fruit/seed	13.90	51.55	28
Laaerberg (Vienna B.)	Austria	early Pannonian	leaves	16.27	48.17	27
<i>Leonberg</i>	S Germany	Pannonian Mn9	fruit/seed	12.90	48.25	14
<i>Lohnsburg</i>	Upper Austria	Pannonian Mn9–10	leaves	13.42	48.15	18
Makrilia (Crete)	Greece	Tortonian	fr/se/leav	25.70	35.00	28
Moravian Basin	Austria	Pannonian F	fruit/seed	17.05	48.70	25
Neuhaus (Styria)	Austria	late Pannonian	leaves	16.08	46.93	20
Neusiedl	E Austria	Pannonian E	leaves	15.83	47.92	14
Nitra	Slovakia	Pannonian	pollen	18.05	48.19	22
Oas Basin (Satu Mare)	Romania	late Pannonian	leaves	23.25	47.50	17
Rozsaszentmarton	Hungary	Pannonian E/F	leaves	19.75	47.75	20
<i>Schneegattern</i>	Upper Austria	Pannonian Mn9–10	leaves	13.32	48.04	8
Triopetra (Crete)	Greece	early Tortonian	pollen	24.54	35.11	14
Visonta	Hungary	Pannonian E/F	leaves	20.02	47.75	17
Voesendorf (Vienna B.)	Austria	Pannonian D/E	leaves	16.33	48.07	36

Tabelle 32 Fortsetzung unten

Fortsetzung						
Locality	Region	Strat	Type	Long	Lat	Tx
Wien E-F (Vienna B.)	Austria	Pannonian E/F	fruit/seed	16.65	48.80	16
<i>Mittel aus 'c-eur'</i>				11.79	49.15	178
siehe Text						
<i>Gruppe NordWest aus 'c-eur'</i>				6.61	50.91	66
<i>Gruppe NordOst aus 'c-eur'</i>				13.90	51.55	28
<i>Gruppe SüdOst aus 'c-eur'</i>				13.16	48.17	84

Tabelle 32: Landdaten Mittel- und Südeuropa – Lokalisierung

*Tx* steht für ‘die Anzahl der Taxa mit Klimadaten’

Für die Referenzen zu den einzelnen Proben sei auf die Quelle verwiesen (*Bruch et al., 2002*). Die Daten sind vereinfacht gegenüber der Quelle (weniger Dezimalstellen bei der Mittelwertbildung)

Locality	MAT [°C]			CMT [°C]			WMT [°C]			MAP [°C]		
	min	mean	max	min	mean	max	min	mean	max	min	mean	max
<i>Ampflwang</i>	14.7	17.8	20.8	4.5	8.9	13.3	26.0	27.1	28.1	1096	1147	1197
<i>Aubenham</i>	14.1	14.3	14.5	0.1	2.1	4.1	23.8	24.1	24.3	1231	1234	1237
Bukkábrány	14.4	15.5	16.6	2.9	4.4	5.8	25.6	26.9	28.2	897	1126	1355
Bulgaria C1	15.6	16.4	17.2	5.0	5.8	6.6	24.7	26.0	27.3	823	1066	1308
Delureni	15.6	16.9	18.1	5.0	5.4	5.8	26.5	27.2	27.9	1122	1239	1356
Dubona	14.4	14.9	15.4	3.7	4.3	4.8	26.5	26.6	26.7	1122	1180	1237
Durinci	15.6	16.1	16.5	1.8	3.3	4.8	25.7	26.1	26.4	1003	1120	1237
<i>Frechen opm</i>	14.0	14.8	15.5	0.6	2.6	4.5	25.7	26.3	26.8	1231	1279	1327
<i>Grossenreith</i>	13.6	14.7	15.8	0.6	2.4	4.1	25.7	26.4	27.0	867	919	971
<i>Hambach opm</i>	14.4	15.1	15.8	4.7	6.3	7.9	25.6	25.8	25.9	1231	1241	1250
Hidas	11.6	15.0	18.4	6.2	6.6	7.0	25.6	26.2	26.8	1187	1243	1298
Hoktember.	15.6	17.0	18.4	5.0	6.4	7.7	25.7	26.8	27.8	996	1105	1213
<i>Klettwitz 12</i>	15.7	16.0	16.3	4.7	5.5	6.2	25.7	25.7	25.7	979	1167	1355
Laaerberg	13.3	14.5	15.7	-0.5	2.3	5.1	25.6	26.0	26.4	897	1042	1187
<i>Leonberg</i>	14.4	16.0	17.6	2.9	5.3	7.6	23.0	24.0	24.9	735	1105	1475
<i>Lohnsburg</i>	13.3	14.6	15.8	0.6	2.4	4.1	25.7	26.1	26.4	897	934	971
Makrilia	15.6	16.8	18.0	7.1	8.7	10.2	25.6	26.6	27.5	979	989	998
Moravian B.	15.6	16.1	16.5	5.6	5.7	5.8	25.7	26.1	26.4	897	1097	1297

Tabelle 33 Fortsetzung unten



Fortsetzung												
Locality	MAT			CMT			WMT			MAP		
	[°C]			[°C]			[°C]			[°C]		
	min	mean	max	min	mean	max	min	mean	max	min	mean	max
Neuhaus	15.6	15.7	15.8	0.6	3.2	5.8	25.3	25.9	26.4	1231	1293	1355
Neusied	14.0	14.9	15.8	0.1	2.7	5.2	24.7	25.6	26.4	897	1126	1355
Nitra	15.2	15.5	15.7	6.6	7.1	7.5	22.8	24.8	26.8	1035	1056	1076
Oas Basin	14.1	14.8	15.5	0.1	3.6	7.0	25.7	26.1	26.4	867	1112	1356
Rozsasz.	15.6	15.6	15.6	5.0	6.0	7.0	24.7	24.8	24.9	897	1024	1151
<i>Schneegattern</i>	14.0	14.8	15.5	0.1	2.3	4.5	25.7	26.8	27.8	979	1167	1355
Triopetra	15.6	17.0	18.4	5.0	7.2	9.4	24.7	26.3	27.8	735	747	759
Visonta	13.4	14.6	15.7	0.0	2.6	5.1	25.6	25.6	25.6	897	1052	1206
Voesendorf	13.9	14.9	15.8	2.7	4.0	5.2	25.8	26.1	26.4	1036	1066	1096
Wien-E-F	15.7	16.1	16.5	2.9	7.6	6.4	23.8	25.6	27.4	1231	1293	1355
<i>Mittel 'c-eur'</i>	<i>14.2</i>	<i>15.3</i>	<i>16.4</i>	<i>2.1</i>	<i>4.2</i>	<i>6.3</i>	<i>25.2</i>	<i>25.8</i>	<i>26.3</i>	<i>1027</i>	<i>1133</i>	<i>1238</i>
<i>Gruppe NW</i>	<i>14.2</i>	<i>15.0</i>	<i>15.7</i>	<i>2.7</i>	<i>4.5</i>	<i>6.2</i>	<i>25.7</i>	<i>26.1</i>	<i>26.4</i>	<i>1231</i>	<i>1260</i>	<i>1289</i>
<i>Gruppe NO</i>	<i>15.7</i>	<i>16.0</i>	<i>16.3</i>	<i>4.7</i>	<i>5.5</i>	<i>6.2</i>	<i>25.7</i>	<i>25.7</i>	<i>25.7</i>	<i>979</i>	<i>1167</i>	<i>1355</i>
<i>Gruppe SO</i>	<i>14.0</i>	<i>15.4</i>	<i>16.7</i>	<i>1.5</i>	<i>3.9</i>	<i>6.3</i>	<i>25.0</i>	<i>25.8</i>	<i>26.4</i>	<i>968</i>	<i>1084</i>	<i>1201</i>
Die verwendeten Abkürzungen sind erklärt in Abschnitt 14.10												

Tabelle 33: Landdaten Mittel- und Südeuropa – die Daten

Die *kursiv gedruckten* Aufschlüsse liegen in dem andernorts verwendeten Gebiet 'c-eur', Mitteleuropa = 5 bis 15° östlicher Länge und 45 bis 55° nördlicher Breite, siehe hierzu Abschnitt 2.2.2. Die arithmetischen Mittel der im Gebiet 'c-eur' gelegenen Werte sowie die Mittel der drei Untergruppen von Werten (entsprechend der Lage der Aufschlüsse in den Mitteleuropa repräsentierenden Gitterboxen von ECHAM, wie eingezeichnet in Abbildung 86) sind in den jeweils untersten Zeilen wiedergegeben. Hierbei wurde keinerlei Wichtung mit der Anzahl an Taxa vorgenommen; es wurden einfach die Mittelwerte der Einzelwerte gebildet; also ist *max* der direkte *Mittelwert* der Maxima der betreffenden Aufschlüsse. Das Gebiet NW umfasst die Aufschlüsse Frechen und Hambach, NO: Klettwitz, SO: Aubenham, Leonberg, Schneegattern, Lohnsburg, Grossenreith und Ampflwang

#### 14.4 Rezente Klimadaten von New, Hulme und Jones (CRU)

Die zur Analyse der Abbildungstreue des Modelles ECHAM 3 in Abschnitt 3 verwendeten Daten von New, Hulme und Jones zum rezenten Klima werden hier detaillierter vorgestellt (*New et al., 1999*). Die Daten stehen in der *CRU*-Datenbank (Climate Research Unit, East Anglia, UK, [http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru\\_data/](http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru_data/)).

Diese Zusammenstellung kombiniert mehrere Datensätze nationaler meteorologischer Institute, der WMO, der CRU, *CIAT* (Centro Internacional de Agricultura Tropical), *FAO* (Food and Agriculture Organization der UN), und andere; allerdings nur auf Landpunkten, und nicht für die Antarktis. Die Daten liegen in unterschiedlichen Aufbereitungen und für verschiedene Perioden vor. Hier verwendet werden die Monatsmittel der Jahre 1961 bis 1990.

Die gesammelten Stationsdaten zu jeder Zeitscheibe wurden nicht, wie oft bei anderen Autoren, als Zeitreihen der individuellen Messstationen aufbereitet, sondern auf einem  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -Gitter, entsprechend  $360 \times 720$  Gitterpunkten, zur jeweiligen 'Klimatologie' interpoliert und dann daraus für die Gitterpunkte Zeitreihen erstellt. Für die hier benutzten Variablen beträgt die Anzahl der verarbeiteten Datenpunkte respektive: Niederschlag 19,295, Mittlere Temperatur 12,092, Windgeschwindigkeit 3,615: zur Windgeschwindigkeit liegen deutlich weniger Daten vor als zu Niederschlag und Temperatur.

In Ermangelung ausreichender Informationen wurde von den Autoren kein Versuch unternommen, die mittels unterschiedlichen Methoden erstellten Niederschlagsdaten zu korrigieren. Da die Temperaturmittel in verschiedenen Staaten auf unterschiedliche Weise berechnet werden, wurde, soweit möglich, die Durchschnittstemperatur berechnet als Mittel aus den Mittleren Maximalen und Minimalen Temperaturen, da diese weltweit auf mehr oder weniger einheitliche Weise gemessen werden. Für 1,607 Stationen waren lediglich Durchschnittstemperaturen erhältlich, welche dann so übernommen wurden. Windgeschwindigkeiten werden weltweit gemessen in Höhen zwischen zwei und zwanzig Metern, oft auch ohne Höhenangabe; doch weitaus die Mehrheit der Messungen mit bekannter Höhe war in zehn Metern Höhe genommen, weshalb das interpolierte Windfeld diese Höhe repräsentieren dürfte und demgemäß als zehn-Meter-Feld interpretiert wird.

Die Orographiedaten stammen aus einem digitalen Geländemodell (DGM, DEM) des *NGDC* (National Geophysical Data Center der *NOAA* (National Oceanic and Atmospheric Administration), Boulder, Colorado, USA, eine *TBASE*-Datenbank), in  $5'$ -Auflösung, modifiziert derart, dass alle Wasserflächen ausgenommen werden. Über die jeweils zu einer Zelle des  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -Gitters gehörenden 36 Datenpunkte ( $6 \times 5' = 0.5^\circ$ ) wird gemittelt. Eine Ozeanzelle ist dadurch definiert, dass *alle* 36 Datenpunkte dies anzeigen, eine Insel wird angenommen, wenn wenigstens *ein* Datenpunkt Land anzeigt. Es ergeben sich 62,300 Land-Zellen aus der Gesamtzahl der global 259,200

(= 360\*720) Zellen. Die Ozeanzellen sind Zellen ohne Dateninhalt und demnach auf 'missing data' gesetzt.

Die Interpolation der Rohdaten erfolgt mittels 'thin-plate-splines' als Funktion von Breite, Länge und Erhebung (über NN). Thin-plate-splines zeichnen sich aus durch die Minimierung der Rauigkeit der interpolierten Mannigfaltigkeit. Dies wird (gemeinhin) erreicht durch Bestimmung des Aufwandes an 'Datenglättung', berechnet mittels des Entfernens eines jeden einzelnen Datenpunktes und Summierung der Quadrate der Differenzen zwischen dem ausgelassenen Punkt und einer geglätteten Fläche unter Einbeziehung aller anderen Punkte.

Für eine ökonomische Rechenmethode werden die Daten unterteilt in mehrere geographische Bereiche, über welche jeweils mehrere Spline-Funktionen laufen. Diese Bereiche variieren in erster Linie gemäß der gegebenen Stationsdichte, überlappen jedoch stets um mindestens 5° in sowohl Länge als auch Breite; die Anzahl der zu einem Gebiet gehörenden Stationen liegt zwischen 200 und 1,000.

Der globale 'Hintergrund'-Bereich ('Background' tile) wird berechnet für 60° Süd bis 85° Nord aus der Teilmenge aller nicht in die oben definierten Bereiche einbezogenen Stationen (z.Bsp. Inseln im Ozean) sowie etwa 750 gleichmässig verteilte kontinentale Stationen.

Einige wenige Gitterzellen mussten für die vorliegende Untersuchung korrigiert werden, zum Beispiel, wenn der interpolierte Wert für den Niederschlag negativ wurde; dies war der Fall für maximal fünf Zellen (im Dezember). Die meisten dieser Zellen liegen über das Jahr verteilt in der Sahara und Arabien, aber auch während des Südwinters in trockenen Regionen Namibias, Botswanas, Angolas sowie Perus.

### Analyse und Bearbeitung des rezenten Datensatzes

Die Daten liegen vor in komprimierter Form, jeweils eine Datei je Variable, zwölf Felder mit monatlichen Mittelwerten enthaltend. Die hier verwendeten Variablen stammen aus den Dateien 'cpre6190.zip, ctmp6190.zip, ctmx6190.zip, ctmn6190.zip, cwnd6190.zip' (pre = precipitation, tmp = mean temperature, tmx = maximum temperature, tmn = minimum temperature, wnd = windspeed; 61-90 = mean over years 1961 to 1990). Die Daten sind mittels eines (ForTran-)Programmes zu extrahieren und können dann weiter verarbeitet werden.

Eine Kontrolle auf Anzahl und Konsistenz der eigentlichen *Datenpunkte*, d.h. nicht auf den Wert für 'missing data' gesetzte Gitterzellen, ergibt folgendes Bild: Von den insgesamt im Gitter enthaltenen  $259,200 = 720 \cdot 360$  Zellen erweisen sich bei allen verwendeten Temperatur-Variablen 67,420 als Land- und 191,780 als Ozean-Zellen, d.h. das Interpolationsverfahren weist allen auf den Kontinenten liegenden Zellen (sowie den oben erwähnten Inseln) Werte zu, wie die graphische Kontrolle bestätigt. Es gibt bei dieser Zuweisung keine Inkonsistenz der Land-See-Verteilung in dem Sinne, dass

eine in wenigsten *einem* Monat *nicht* als ‘missing data’ sondern als ‘Land’ definierte Gitterzelle in wenigstens *einem* anderen Monat *doch* als Ozeanzelle (‘missing data’) definiert wäre.

Bei der Variablen Niederschlag finden sich 67,419 Land- und 191,780 Ozean-Zellen, mit einer Inkonsistenz also: bei lon = 97 und lat = 128, d.h. 48.75° Ost und 25.75° Süd fehlt das Datum für den August. Die Werte für Juni, Juli, September und Oktober sind jeweils Null, mithin wird für August in den weiteren Untersuchungen ebenfalls der sehr wahrscheinlich richtige Wert ‘Null’ eingefügt um die Inkonsistenz zu bereinigen.

Für die Windgeschwindigkeit hingegen ergeben sich 62,483 Land- und 196,717 Ozean-Zellen. Damit sind gegenüber dem Datenbestand für die Temperatur und den Niederschlag hier 4,937 Gitterpunkte (7.32%) weniger mit Daten belegt und damit dem Ozean zugeschlagen. Die fehlenden Datenpunkte dürften demnach vermutlich in isolierten Mannigfaltigkeiten, sprich Insel-Gebieten, auftreten. Hier treten keine Inkonsistenzen auf in der Land-Meer-Verteilung.

Da die Verteilungen der Datenpunkte demnach verschieden sind, muss für die Winddaten eine von derjenigen für Temperatur und Niederschlag gesonderte Land-Meer-Maske erstellt werden.

Die Niederschlagsdaten sind angegeben in Millimetern pro Tag. Da die aus ECHAM stammenden Daten auf Niederschlag pro Monat beziehungsweise Jahr geeicht sind, ein Monat in den Experimenten mit 30 Tagen angesetzt ist, sind die gemessenen Daten entsprechend mit dem Faktor 30 beziehungsweise 360 zu multiplizieren.

Die Temperaturdaten sind angegeben in Celsiusgraden, diejenigen in den verwendeten ECHAM-Datensätzen in Kelvin, was auch hier eine Umeichung notwendig macht

Zur Transformation der Daten auf das von ECHAM benutzte Gitter siehe Abschnitt 2.2.3

## 14.5 Messinkrise

Ergänzende Daten zu Abschnitt 2.5 sind hier zusammengestellt.

Bereits seit dem mittleren Miozän befindet sich die Erde zum wiederholten Male im Eiszeit-Modus, mit einem permanenten Ostantarktischen Eisschild. Im obersten Miozän fand zwischen 6.5 und 5.0 Mabp eine ausgedehnte Abkühlung statt. Diese belegt der zur Ausweitung des Westantarktischen Eisschildes auf den Ozean hinaus notwendige Temperaturabfall von etwa 10°C (*Böhme, 2003; Kennett, 1982*).

Hodell, Elmstrom und Kennett untersuchen erneut die bislang konträr interpretierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten für das späte Miozän, welche landläufig Meeresspiegelabsenkungen infolge eines Anwachsens des Eisvolumens der Antarktis zugewiesen werden (*Hodell et al., 1986*). Tatsächlich berechnet sich die globale Absenkung des Meeresspiegels infolge Flutung des Mittelmeeres zu etwa zehn Metern: Die Fläche des WeltOzeanes beträgt etwa 360 Millionen Quadratkilometer, das Volumen des Mittelmeeres etwa 3.8 Millionen Kubikkilometer. Von *Crowley & North (1991)* wird das Fallen des Meeresspiegels an der Grenze Miozän / Pleistozän mit 50 Metern angegeben; dies führte unter anderem auch zur Isolation der Japan-See.

Das späteste Miozän sowie das früheste Pliozän sehen *Hodell et al. (1986)* als deutlich gekennzeichnet durch, dem generellen Anstieg mit Maximum zwischen 5.2 und 4.8 Mabp überlagerte, hochfrequente Veränderungen in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, mit einer Amplitude von näherungsweise 0.5 ‰. Die Fluktuationen ähneln typisch Glazial/Interglazial-Zyklen, mit Ausnahme der im Vergleich mit dem Quartär wenig ausgeprägten Amplitude – dort betragen die Wertedifferenzen zwischen Glazial und Interglazial im offenen Ozean maximal 1.6 bis 1.8 ‰. Die Periode der Fluktuationen im spätesten Miozän / frühestem Pliozän beträgt etwa 400 ka bei wachsender Intensität.

Im obersten Miozän verschiebt sich die Antarktische Konvergenzzone um 300 Kilometer nach Norden, das Auftreten eisverfrachteten Schuttetes (*IRD Ice Rafted Debris*) wandert plötzlich in Richtung Äquator, tritt zum Beispiel erstmals auf dem Falkland Plateau bei 50°S auf. Der Westantarktische Eisschild entwickelt sich, generell weitet sich der Eisschild der Antarktis aus, erstmals tritt 'echtes' *AABW* (AntArctic Bottom Water) auf (cf. Abschnitt 14.9).

Die Ablagerungen des Messin erfolgen bei 5.3 Mabp. Die ältesten Evaporite ('Main Salt') enthalten Halitlager mit Kalisalzen von mehr als einem Kilometer Mächtigkeit. Die fortlaufende Evaporation lässt auf eine Verbindung des Mittelmeeres mit dem Atlantik während eines Großteils der Salinitätskrise schließen. Die Sedimente deuten auf viele Zyklen von Flutung, Austrocknung, atmosphärischer Erosion. Gegen Ende der Ablagerung des Hauptlagers war das Mittelmeer wahrscheinlich vollständig vom Ozean isoliert, Erosion und erneute Ablagerung (Recycling) treten auf. Eine Transgression mit möglicherweise vollständiger Flutung folgt. Bei einigen ODP-Sites

kündigt ein negativer Ausschlag der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 5.2 und 5.1 Mabp möglicherweise von einer Transgression innerhalb des Messin mit vorübergehender Füllung des mediterranen Beckens.

Die obere Gruppe von Evaporiten besteht aus Zyklen von Mergeln, Stromatolith-Kalken, Gips, Anhydriten und Salz. Dies weist auf wiederholte Wechsel zwischen Überflutung, Isolation und Austrocknung. Diese Zyklen enden im frühesten Pliozän durch tektonischen Bruch der Schwelle von Gibraltar.

Die Übereinstimmungen in Charakter, zeitlicher Einordnung und Dauer der Entwicklungen in den Isotopendaten wie in den Daten der Salinitätskrise implizieren einen Kausalnexus.

Die den 400 ka-Perioden überlagerten hochfrequenten Veränderungen der generell hohen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des ausgehenden Messin können durch Meeresspiegelschwankungen bedingt sein (*Hodell et al., 1986*). Deren Ursache war wahrscheinlich wenigstens teilweise das periodische Festsitzen des Westantarktischen Eisschildes in den frühen Phasen von dessen Bildung. Diese Meeresspiegelschwankungen bestimmten auch den Zufluss vom Atlantik in das Mittelmeer. Bereits etwa 30 Mabp gibt es Anzeichen für Schelfeis im Ross-Meer (*Mikolajewicz et al., 1993*), ebenso im Mittleren Miozän, mit signifikantem Eisvolumen (*Chow & Bart, 2003*). Auch heute noch ist der Westantarktische Eisschild instabil und sehr anfällig für Veränderungen in den Sommertemperaturen der hohen Breiten.

Das Gewicht des Mittelmeeres in den globalen Austauschzyklen beschreiben unter anderen *Thunell et al. (1987)*: Rezent exportiert das Mittelmeer  $1.6 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  warmes und salzhaltiges MSOW in den Nordatlantik; der nördliche Zweig dieses Stromes fließt durch die Faröer-Shetland Rinne und bildet eine Quelle hoch-salinen Wassers für die Norwegen-Grönland-See von vermutlich großer Wichtigkeit für die Bildung von NADW (cf. *Blanc & Duplessy, 1982; Thunell et al., 1987*). Generell ist der Wasseraustausch von durch Schwellen abgetrennten Nebenmeeren ohne schnelle tektonische Veränderungen in erster Linie durch das Klima (Verdunstung und Niederschlag) bedingt. Die zyklische Flutung des Mittelmeeres beeinflusst vermutlich: die Zirkulation des Tiefenwassers, die Produktionszyklen der Ozeane im Allgemeinen, den 'Carbon Shift' s.u., eine verstärkte Lösung von Tiefseekarbonaten infolge des Defizites an Karbonaten im Welt-Ozean. Blanc und Duplessy vermuten gar einen vollständigen Zusammenbruch der Tiefenwasserproduktion im Nordatlantik (*Blanc & Duplessy, 1982*): Sie zitieren Reid (1979) zu MSOW: „... without this source of high salinity water, the Norwegian-Greenland sea might not provide the denser waters that fill the Arctic basin and contribute the major component of North Atlantic Deep Water.“ Durch das Ausbleiben des MSDW (Mediterranean Sea Deep Water) im Nordatlantik kann das Oberflächenwasser allein durch Kühlung in der Norwegen-Grönland-See nicht mehr die zur Initialisierung der großräumigen konvektiven Bewegungen not-

wendige Dichte erreichen, das *ABW* (Arctic Bottom Water) kann sich nicht bilden.

*Vincent et al. (1980)* allerdings haben eine hierzu gegensätzliche Sichtweise, siehe unten.

*Mueller & Hsu (1987, cf. auch Kennett, 1982)*, berechnen: rezent verliert das Europäische Mittelmeer  $3.3 \cdot 10^3 \text{ km}^3$  mehr Wasser pro Jahr durch Verdunstung als durch Flüsse und Niederschlag eingetragen wird, es trocknet demnach bei Isolierung innerhalb 1000 Jahren aus. Der Zufluss vom Atlantik beträgt  $55 \cdot 10^3 \text{ km}^3$  pro Jahr (im Gegenzug Einfluss von NADW in den Atlantik, cf. Abschnitt 14.9). Der Ausfall an Salz bei Austrocknung des gefüllten Beckens beträgt etwa 35 Meter, auch bei Ablagerung nur auf dem Tiefseeboden aus verbleibenden Salzseen bleibt die Schichtdicke unter 100 Metern. Das bedeutet: für die Ablagerung der zwei Kilometer dicken Salzlager unter den Becken (mit flachem Boden) ist von einem mindestens zwanzigfachen Trockenfallen des gesamten Meeresbeckens und damit einem Gesamtvolumen an Wasser von  $75 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  auszugehen. Nach *Kennett (1982)* nehmen die mancherorts zwei bis drei Kilometer starken Salzlager  $1 \cdot 10^6 \text{ km}^3$  Raum ein.

Als eines der klassischen Szenarien geben diese Autoren den Ablauf der Salinitätskrise folgendermassen an, nach der Stratigraphie des Fortuna Becken in Südspanien, Teil der mutmasslichen Verbindung zwischen Mittelmeer und Atlantik während des oberen Miozän ('Betic Straits'):

- Event 1: vor Beginn der Messinkrise 6.2 Mabp normale marine Sedimente, Mergel (Untere Mamoya), Zufluss vom Atlantik an der Oberfläche, Ausfluss am Boden
- Event 2: Beginn der Salinitätskrise, Obere Mamoya Mergel in Fortuna, Tripoli Formation in Sizilien, Flüsse wie oben; frühes Messin 6.2 – 5.7 Mabp
- Event 3: Austrocknung des Mittelmeeres, Fenazar Schicht in Fortuna, Calcarea di Base in Sizilien, keine Flüsse, Isolation; frühes Messin etwa 5.7 Mabp
- Event 4: Wasserfälle bei Valencia, Salzlager im Mittelmeer, untere Sanel Mergel in Fortuna, Zufluss; bis 5.5 Mabp
- Event 5: Austrocknung des Mittelmeeres, Erosion, obere Sanel Mergel und Tale Gipse in Fortuna, Zufluss abnehmend; bis 5.4 Mabp
- Event 6: Flutung des Mittelmeeres, Rio Chicamo Diatomit in Fortuna, Korallenriff auf Zypern, Flüsse wie bei Event 1; bis 5.25 Mabp
- Event 7a: Alternierende Öffnung und Schließung der Verbindung zum Atlantik, untere Rambla/Salade Formation in Fortuna, Pasqua Gipse in Sizilien, Zufluss; spätes Messin bis 5.15 Mabp
- Event 7b: Isolation des Mittelmeeres und Lago Mare Zustand, obere Rambla/Salade Formation in Fortuna; spätestes Messin bis 5.1 Mabp
- Event 8: Flutung des Mittelmeeres, eventuell durch Öffnung der Straße von Gibraltar, mit Ausfluss des salinen Wassers als NADW in den Atlantik, cf. Abschnitt 14.9. Nach *McKenzie & Oberhänsli (1985)* tritt zeitgleich eine starke Fluk-

tuation der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Südatlantik auf, sowie ein Abtauen der westlichen Antarktis. Am Beginn des Pliozänes sind die normalen marinen Bedingungen wiederhergestellt (Kennett, 1982).

Krijgsman et al. (1999) weisen die zyklische Ablagerung von Evaporiten nahezu vollständig dem mediterranen Klima zu, angetrieben von Veränderungen der Präzession der Erdbahn, nicht von glazio-eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Gefolge von Schwankungen der Erdbahnneigung. Obwohl sie eine Beeinflussung der Abfolge durch die 400 ka-Komponente der Bahnexzentrizität nicht ausschließen wollen.

Neben den 'Betic Straits' besteht die Verbindung mit dem Atlantik auch aus den 'Rif Straits' im Norden Marokkos. Nach Duggen et al. (2003) werden beide Gebiete in Richtung Nord-Nordost von einer vulkanischen Zone durchzogen, 500 km lang und 200 km breit. Die Untersuchung von mehr als 70 Proben lässt den Schluss zu, dass nicht nur die Isolierung des Mittelmeeres sondern auch die katastrophentartige Flutung am Ende der MSC und die Bildung der Straße von Gibraltar durch Prozesse im Erdmantel bedingt sein kann. Nach Benson et al. (1991) herrschte hier vor der Messinkrise ein starker Bodenstrom nach Osten seit dem Beginn dieses 'siphon event' an der Grenze Torton/Messin 6.4 Mabp. Betic Straits und Rif Straits waren viel weiter ausgedehnt als die rezente Straße von Gibraltar; sie wurden durch Tektonik geschlossen. Die von Hodell et al. (1986) nachgewiesenen Fluktuationen haben nach diesen Autoren drei Maxima bei 5.5, 5.25 und 4.8 Mabp.

Das Umspringen der Isotopenzusammensetzung der Karbonate im Miozän (Miocene Carbon Shift) ist nach McKenzie et al. (1996) 'globally well-documented' und zwischen 6.4 und 6.2 Mabp angesiedelt. Ausgehend von Untersuchungen der  $\delta^{13}\text{C}$  Isotopenzusammensetzung der Zähne von Säugetieren (Wang et al., 1994) stellt sich die Frage: War da zuerst die Veränderung der Zahnmorphologie etwa 18 Mabp, oder der Übergang von Buschland zu Grasland, der Übergang von einer C3- zu einer C4-Vegetation? Oder bildete sich das Grasland bereits im mittleren Miozän und wurde erst später dann dominiert von der C4-Vegetation? Andererseits gibt es auch Evidenz für den Übergang nicht von C3-Buschwerk sondern von C3-Gras zu C4-Gras.

Es wurde einerseits argumentiert, C4-Gras bilde die ab dem Eozän fallende  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre ab, da C4-Vegetation mit Abkühlung einen Wettbewerbsvorteil erfahre, andererseits aber auch wie oben im Text (cf. Oberhänsli-Langenegger, 1994; Crowley & North, 1991). Vincent et al. (1980) führen den jähen Sprung in den  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnissen der planktonischen und benthischen Foraminiferen des tropischen Indischen Ozeans in der Magnetischen Epoche 6 (6.2 Mabp) zurück auf, durch Regression bedingt plötzlich gestiegenen, Eintrag organischen Kohlenstoffes aus Küstenebenen und exponierten Festlandssockeln, sowie Veränderungen in Strömungsmustern der Tiefsee und der Produktivität der Ozeane. Das Ereignis markiere den Übergang der 'ruhigen' Situation des frühen und mittleren Miozänes



zu dem durch Mechanismen klimatischer Verstärkung (Albedo, Bodenwasserproduktion) um den Nordatlantik charakterisierten Regime des späten Miozän, möglicherweise stark beeinflusst durch die Abtrennung des mediterranen Beckens. Cf. hierzu auch *Behrensmeyer et al. (1992)* wie zitiert auf Seite 162

## 14.6 Bemerkungen zur Statistik

Es ist klar, daß ein so systematisch entwickeltes Wissen nicht allein vom praktischen Nutzen abgeleitet werden kann

Claude Lévi – Strauss  
Das wilde Denken

### Grundlagen

Die aus einem ‘Ensemble’ (Menge der Versuchsergebnisse) der einer ‘Zufallsvariablen’  $W$  (der interessierenden Fragestellung, zum Beispiel die Augenzahl des Würfels) zugeordneten Werte am einfachsten zu gewinnende aussagekräftige statistische Größe ist das ‘Arithmetische Mittel’, der Mittelwert. Dieser wird im Alltag definiert als ‘Summe der Werte geteilt durch die Anzahl der Werte’, formal  $\overline{W} = \frac{1}{N} \sum_{i=1,N} w_i$ . Er stellt eine Spezialisierung auf ‘Ereignisse’ gleicher Wahrscheinlichkeit des Auftretens dar, jeder Wert tritt hier mit der Wahrscheinlichkeit  $1/N$  auf. Um nun dieses Analyseinstrument auf Ereignisse mit unterschiedlicher Wahrscheinlichkeit zu verallgemeinern, werden die ‘elementaren Ereignisse’ definiert als die Menge  $E$  aller möglichen, einander gegenseitig ausschließenden Ausgänge eines Versuches. Jede Teilmenge  $A \subseteq E$  ist ein ‘Ereignis’. Ein Ereignis  $A$  tritt genau dann ein, wenn eines der Elementarereignisse aus  $A$  eintritt (Beispiel Würfel:  $A =$  ‘gerade Zahl’ ist die Menge der Elementarereignisse 2, 4, 6). Um ein verallgemeinertes Analogon zum arithmetischen Mittel zu gewinnen, muss jeder Summand (Ereignis) mit der Wahrscheinlichkeit  $p_i$  seines Auftretens gewichtet werden (Beispiel Würfel: er habe zwei Seiten mit der Punktezahl sechs, stattdessen keine Eins; demnach ist ‘sechs’ mit dem Faktor  $p_6 = 2$  zu wichten, ‘eins’ mit dem Faktor  $p_1 = 0$ , die übrigen Ereignisse mit dem Faktor  $p_i = 1$ ). Dies ermöglicht die Definition des ‘Erwartungswertes’ oder ‘Ersten Momentes’<sup>24</sup> des Ensembles von Ereignissen

$$\overline{W} = \sum_{i=1,N} w_i * p_i \quad \text{Erwartungswert} \quad (14.7)$$

Leicht einzusehen ist, dass die Abweichung der Einzelwerte vom Mittelwert einen Einfluss auf die ‘Güte’ desselben hat: acht mal der Einzelwert ‘zehn’ hat als Mittelwert ‘zehn’ eine andere Aussagekraft denn derjenige aus der ‘unsteten’ Folge der Werte 9, 10.5, 9.5, 10, 12, 11, 8, 10 gewonnene. Die Verteilung der Werte um den Mittelwert wird erfasst durch die ‘Varianz’, genannt auch das ‘Zweite Zentrale Moment’<sup>25</sup>, oder die ‘Dispersion’, definiert als der Erwartungswert der quadratischen Abweichung einer

<sup>24</sup>Das  $k$ -te Moment einer diskreten Zufallsgröße ist definiert als  $\overline{W}_k = \sum_{i=1,N} w_i^k * p_i$  mit der  $k$ -ten Potenz der Werte.

<sup>25</sup>Das  $k$ -te Zentrale Moment einer diskreten Zufallsgröße ist definiert als  $V_k(W) = \sum_{i=1,N} (w_i - \overline{W})^k * p_i$  mit der  $k$ -ten Potenz der Differenzen

Zufallsvariablen  $W$  von ihrem Erwartungswert  $\bar{W}$ :

$$V(W) = \sum_{i=1,N} (w_i - \bar{W})^2 * p_i \quad \text{Varianz} \quad (14.8)$$

Um die Abweichungen ihres Prädikates ‘links oder rechts des Mittelwertes’ zu entblößen, wurde bei der Ermittlung der Varianz quadriert. Es liegt demnach nahe, als eigentlich interessante statistische Größe die Quadratwurzel der Varianz zu betrachten, die ‘Standardabweichung’ des Ensembles von Ereignissen, oder deutlicher, die ‘Streuung’: sie gibt die durch zufällige Schwankungen bedingte Abweichung einer Zufallsvariablen vom Erwartungswert an.

$$\sigma(W) = \sqrt{V(W)} \quad \text{Standardabweichung} \quad (14.9)$$

Konsequent wird die Varianz im Allgemeinen angegeben als  $\sigma^2$ . Für die Beispielreihen beträgt  $\sigma$  respektive 0 und 1.15. Für den letzteren Fall wird aus der Standardabweichung ein Wertebereich von 8.85 bis 11.15 (Mittel minus Standardabweichung bis Mittel plus Standardabweichung) ermittelt, in welchem offensichtlich etwa 3/4 der Werte liegen: mittels  $\sigma$  wurde ein Filter konstruiert.

Bisher wurden diskrete Ereignisse betrachtet. Eine Zufallsgröße  $X$  heißt ‘diskret’, wenn sie nur endlich oder abzählbar unendlich viele Werte annehmen kann. Die Verallgemeinerung der statistischen Funktionen lässt sich aber noch weiter ausdehnen auf stetige Zufallsgrößen (also beispielsweise beliebig kleine Temperaturschritte); die Summen aus obigen Formeln werden dann zu Integralen. Die  $p_i$  gehen in eine Funktion über, die ‘Wahrscheinlichkeitsdichte’. Die normative Bedingung einer mehrdimensionalen Verteilungsdichte  $f(x_1, \dots, x_n)$  lautet dann  $\int_{-\infty}^{\infty} \dots \int_{-\infty}^{\infty} f(x_1, \dots, x_n) dx_1 \dots dx_n = 1$ : die Gesamt-Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines Ergebnisses beträgt eins.

Auch die mehrdimensionale (multivariate) Verallgemeinerung ist möglich, entsprechend mehreren „Fragestellungen“ wie zum Beispiel „Temperatur und Niederschlag“

### Verteilungsfunktionen

Jedem zufälligen Ereignis  $A$  ist eine reelle Zahl  $P(A)$  zugeordnet mit  $0 \leq P(A) \leq 1$ , welche man die ‘Wahrscheinlichkeit’ von  $A$  nennt.

Als ‘Verteilungsfunktion’  $F(x)$  der Zufallsgröße  $X$  bezeichnet man die Funktion

$$F(x) = P(X < x) \quad (14.10)$$

$F(x)$  ist das Maß der Wahrscheinlichkeit des Eintretens des aus allen im Ordnungsschema vor  $x$  liegenden Elementarereignissen  $X$  bestehenden Ereignisses (beispielsweise „der Temperaturwert ist kleiner als  $x$ “); für stetige Wahrscheinlichkeitsdichten ist die Verteilungsfunktion das Integral von minus Unendlich bis  $x$  über die Wahrscheinlichkeitsdichte.

Es gilt: Für ein vorgegebenes halboffenes Intervall ist  $P(a \leq X < b) = F(b) - F(a)$ . Es gelten weiter die charakteristischen Eigenschaften von  $F(x)$ : a)  $\lim_{x \rightarrow -\infty} F(x) = 0$ ,  $\lim_{x \rightarrow \infty} F(x) = 1$ , b)  $F(x)$  ist monoton nicht abnehmend, dh für  $x_1 < x_2$  gilt  $F(x_1) \leq F(x_2)$ , c)  $F(x)$  ist linksseitig stetig.

In der Praxis lassen sich viele Probleme auf wohlbekanntere Verteilungen zurückführen. Ein einfaches Beispiel ist die ‘Gleichverteilung’: Eine Zufallsgröße heißt im Intervall  $[a, b]$  ‘gleichverteilt’, wenn ihre Wahrscheinlichkeitsdichte  $f(x)$  im Intervall  $[a, b]$  konstant und sonst 0 ist. Wegen obiger normativer Bedingung muss demnach im Intervall  $[a, b]$   $f(x) = 1/(b - a)$  sein (Dies ist, diskret, beim Würfel der Fall). Ein weiteres bekanntes Beispiel ist die ‘Binomialverteilung’: sie beschreibt allgemein das Auftreten eines qualitativen Merkmales in einer Stichprobe mit „Zurücklegen“ (Für diskrete Zufallsgrößen; anders als bei der Ziehung der Lottozahlen werde die gezogene Kugel also nicht entnommen).

Die für die hier durchgeführten Untersuchungen wichtige Verteilung ist die ‘Normalverteilung’ oder ‘Gaußverteilung’ (für stetige Zufallsgrößen). Eine Zufallsgröße heißt ‘normalverteilt’, wenn sie eine Dichte folgender Gestalt hat:  $f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma} e^{-\frac{1}{2} \frac{(x-a)^2}{\sigma^2}}$ .  $a$  und  $\sigma$  heißen die Parameter der Verteilung. Ist  $X$  normalverteilt mit den Parametern  $a$  und  $\sigma$ , so sagt man „ $X$  ist nach  $N(a, \sigma)$  normalverteilt“ und schreibt  $X \in N(a, \sigma)$ . Die Funktion mit der Wahrscheinlichkeitsdichte

$$\phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}x^2} \quad (14.11)$$

d.h.  $a = 0$ ,  $\sigma = 1$ ,  $N(0, 1)$ , und der zugehörigen Verteilungsfunktion

$$\Phi(x) = \int_{-\infty}^x \phi(t) dt \quad (14.12)$$

heißt die ‘normierte und zentrierte Normalverteilung’; obiges Integral wird auch als ‘Gaußsches Fehlerintegral’ bezeichnet.

Durch Angabe des Erwartungswertes und der Streuung ist die Normalverteilung vollständig festgelegt. Die Dichtefunktion ist glockenförmig mit einem Verlauf ähnlich Kurve 20 in Abbildung 43 auf Seite 79. Insbesondere ist sie symmetrisch um das Maximum in  $a$ ,  $\sigma$  ist der Abstand von  $a$  zu den Wendepunkten. Ist  $\sigma$  klein, wird die Kurve hoch und spitz, ist  $\sigma$  groß, wird die Kurve breit und flach. Innerhalb des intervalles  $[-\sigma, +\sigma]$  liegt ein Anteil von 0.6826 der Gesamtfläche des Wahrscheinlichkeitsintegrals  $\Phi(x)$ , mithin also 68.26% der Ausgänge eines Versuches; cf. Tabelle 1.1.2.9.2. in *Bronstein & Semendjajew (1985)*. Der in obigem Beispiel gefundene Schätzwert von  $3/4$  rührt demnach nicht von ungefähr.

$\sigma^2$  wird mit der Varianz identifiziert. Dies erhellt sich aus dem ‘Zentralen Grenzwertsatz’ der Statistik:

### Der Zentrale Grenzwertsatz

Sei  $\{X_n\}$  eine Folge unabhängiger Zufallsgrößen. Es sei  $Z_n = \sum_{i=1}^n (X_i - \overline{X_i}) / \sqrt{\sum_{i=1}^n \sigma_i^2}$ . Dann heißen die  $Z_n$  die ‘normierten’ und ‘zentrierten’ Summen. Es ist der Erwartungswert  $\overline{Z_n} = 0$  (da ja  $\overline{\overline{X_i}} = \overline{X_i}$ , also  $\overline{Z_n} = \sum_{i=1}^n \sum_{i=1}^n \dots (\overline{X_i} - \overline{X_i}) \dots$ ). Aus einer ähnlichen Überlegung folgt für die Varianzen  $\sigma_n^2 = 1$ . Seien  $\Phi_n(x)$  die Verteilungsfunktionen der  $Z_n$ ,  $F_k(x)$  diejenigen von  $X_k$ . Ferner werde  $C_n^2 = \sum_{i=1}^n \sigma_i^2$  gesetzt. Notwendig und hinreichend dafür, dass

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \Phi_n(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{1}{2}t^2} dt \quad (14.13)$$

gilt, ist die folgende ‘Lindebergsche Bedingung’:

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \frac{1}{C_n^2} \sum_{k=1}^n \int_{|x - \overline{X_k}| > \epsilon C_n} (x - \overline{X_k})^2 dF_k(x) = 0 \quad (14.14)$$

Die Lindebergsche Bedingung ist insbesondere erfüllt, wenn alle  $X_k$  dieselbe Verteilung haben ( $\forall k : F_k(x) = F(x)$ ) und diese endliche erste und zweite Momente besitzen. Anschaulich bedeutet die Bedingung, dass die einzelnen Summanden  $(X_i - \overline{X_i})/C_n$ , aus denen sich  $Z_n$  gemäß Definition zusammensetzt, gleichmäßig klein sind.

Damit bedeutet der Satz: Kann eine Zufallsgröße als Summe einer großen Anzahl voneinander unabhängiger Summanden aufgefasst werden, von denen jeder zur Summe nur einen unbedeutenden Beitrag liefert, so ist diese Zufallsgröße annähernd normalverteilt.

Sei  $X$  ein zufälliger Messfehler. Dann entsteht  $X$  durch zufällige Überlagerung vieler voneinander unabhängiger, Fehler verursachender Faktoren, deren jeder geringen Einfluss auf das Ergebnis hat. Also kann für  $X$  Normalverteilung angenommen werden. Insbesondere gilt dies für ein komplexes AGCM, und man kann sagen: die Ergebnisse eines Ensembles von Experimenten mit dem Klimamodell ECHAM 3 sind verteilt nach der Gaußverteilung. Wenn die Vergleichbarkeit gewahrt bleibt (also nicht etwa Januar mit Juli verglichen wird etc.), gilt dies sowohl für jedes Experiment als Ganzes betrachtet, als auch beispielsweise für die Untersuchung einzelner Jahre aus einem Experiment, betrachtet als Ensemble.

Es erhebt sich die Frage nach der Zuverlässigkeit von Aussagen, gewonnen aus unter Umständen sehr kleinen Ensembles (wir verwenden hier Experimente mit einer effektiven Laufzeit von neun Jahren!). Hierzu dient die Theorie der

### Stichproben

Es liege eine Gesamtmenge von Elementen vor, die ‘Grundgesamtheit’, in der das interessierende Merkmal  $X$  die Verteilung  $F(x)$  habe (Beispiele sind die „Menge aller

Kiefernzapfen“ oder „Alle jemals unter den gleichbleibenden Bedingungen A in der Bäckerei B gebackenen Brötchen“). Ein  $n$ -dimensionaler Zufallsvektor  $(X_1, \dots, X_n)$ , in dem die  $X_i$  unabhängig voneinander sind und alle die gleiche Verteilung  $F(x)$  haben (die Verteilung  $F(x)$  der Grundgesamtheit), heißt eine ‘mathematische Stichprobe vom Umfang  $n$ ’. Jede Realisierung  $(x_1, \dots, x_n)$  von  $(X_1, \dots, X_n)$  ist eine ‘konkrete Stichprobe’ (Droht keine Verwechslung, werden „mathematisch“ und „konkret“ weggelassen). Das Problem besteht nun darin, von der aus der Stichprobe gewonnenen empirischen Verteilungsfunktion auf die zugrunde liegende tatsächliche Verteilungsfunktion zu schließen; und darin, ein Maß für die Verlässlichkeit dieses Schlusses zu finden.

Für das erste Problem gilt der Hauptsatz der mathematischen Statistik (Satz von Gliwko): Für gegen unendlich gehende Stichprobenanzahlen konvergiert die Folge der empirischen Verteilungsfunktionen fast sicher gleichmäßig gegen die Verteilungsfunktion  $F(x)$  des Merkmales  $X$  in der Grundgesamtheit.

Es lassen sich über den Stichproben zu denjenigen obiger theoretischer Ausführungen analoge Funktionen bilden, wie beispielsweise das ‘Empirische Mittel’  $\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$  der Stichprobe.

Nun das zweite der oben angesprochenen Probleme, das

### Prüfen von Hypothesen (Tests)

Erfahrung gibt niemals ihren Urteilen wahre oder strenge, sondern nur angenommene und komparative Allgemeinheit (durch Induktion), so dass es eigentlich heißen muss: so viel wir bisher wahrgenommen haben, findet sich von dieser oder jener Regel keine Ausnahme

Immanuel Kant  
Kritik der reinen Vernunft

Die Problemstellung: Experimente werden durchgeführt (beispielsweise mit einem AGCM), die betrachteten (univariaten) Zufallsvariablen sind normalverteilt, nach langen Versuchsreihen sind auch die Standardabweichungen der Zufallsvariablen bekannt. Nun wird eine Modifikation der Versuchsbedingungen vorgenommen, welche aber an den inhärenten Eigenschaften der Experimente (Apparaturen, Modelle etc.) nichts verändert. Es wird eine Versuchsreihe mit  $n_X$  Versuchen durchgeführt und die Ergebnisse mit der (langen) Reihe der  $n_Y$  Versuche des ursprünglichen Experimentes verglichen. Die entscheidende Frage lautet nun: Ist die ermittelte Abweichung „zufällig“ oder aber wesentlich, signifikant?

Man stellt die Hypothese der Zufälligkeit auf, das heißt, man behauptet, die wahren mittleren Werte der betrachteten Zufallsvariablen stimmten überein. Die Hypothese, die ‘Nullhypothese’, soll also lauten:  $H_0 : \bar{X} = \bar{Y}$  wobei  $\bar{X}$  und  $\bar{Y}$  jeweils die Mit-

telwerte aus den beiden Experimentserien sind. Unter dieser  $H_0$  ist die ‘Testgröße’  $Z = (\bar{X} - \bar{Y}) / \sqrt{V(\bar{X} - \bar{Y})} = (\bar{X} - \bar{Y}) / \sqrt{\sigma_X^2/n_X + \sigma_Y^2/n_Y}$  nach  $N(0, 1)$  verteilt. Es kann also zu vorgegebenem  $\alpha$ , der ‘Irrtumswahrscheinlichkeit’ oder dem ‘Signifikanzniveau’, ein  $z_\alpha$  der Normalverteilung (aus Tabellen zur Verteilungsfunktion oder aus entsprechenden Programmroutinen, mit  $\Phi$  aus Gleichung (14.12)) bestimmt werden so, dass für die Wahrscheinlichkeit  $P$  des Eintretens der in dem hierdurch vorgegebenen ‘Kritischen Bereich’ (den symmetrisch jenseits  $\pm z_\alpha$  gelegenen „Schwänzen“ der Dichtefunktion (14.11)) liegenden Ereignisse gilt

$$P(|Z| > z_\alpha) = 1 - 2\Phi_0(z_\alpha) = \alpha \quad (14.15)$$

Die konkrete Stichprobe ergibt für die Testgröße  $Z$  einen Wert  $z$ . Ist  $|z| > z_\alpha$ , so sagt man „ $z$  liegt im kritischen Bereich“. Es ist dann bei einmaligem Durchführen des Versuches / der Versuchsreihe ein Ereignis eingetreten, welches die (kleine) Wahrscheinlichkeit  $\alpha$  hat. Es liegt deshalb nahe, die Hypothese  $H_0 : \bar{X} = \bar{Y}$  zu verwerfen. Man sagt, die beobachtete Anomalie sei signifikant. Liegt andererseits der berechnete Wert  $z$  nicht im kritischen Bereich, ist also  $|z| \leq z_\alpha$ , so kann man nur aussagen, dass die aufgestellte Hypothese dem Beobachtungsmaterial nicht widerspricht. Je kleiner  $\alpha$ , desto kleiner die Wahrscheinlichkeit,  $H_0$  zu verwerfen, obwohl sie wahr ist, und damit einen ‘Fehler erster Art’ zu begehen. Die Fehlentscheidung,  $H_0$ , obwohl falsch, nicht zu verwerfen, ist ein ‘Fehler zweiter Art’.

Obige Betrachtung wird spezialisiert durch die folgenden Forderungen: a) die Unabhängigkeit jeder Realisierung der Zufallsvariablen  $X$  oder  $Y$  von allen anderen Realisierungen b) die Gleichheit der jeweils zugrunde liegenden Verteilungsfunktionen für  $X$  und  $Y$ , und c) sollen die Verteilungen normal sein mit einheitlicher Varianz  $\sigma_X^2 = \sigma_Y^2$ . Dann wird die Verteilung der Testgröße beschrieben durch die Test-Statistik

$$t = (\bar{X} - \bar{Y}) / \sigma_P \sqrt{\frac{1}{n_X} + \frac{1}{n_Y}} \quad (14.16)$$

mit der gemeinsamen Standardabweichung  $\sigma_P$ , berechnet nach

$$\sigma_P^2 = \left( \sum_{i=1}^{n_x} (x_i - \bar{X})^2 + \sum_{i=1}^{n_y} (y_i - \bar{Y})^2 \right) / (n_X + n_Y - 2) \quad (14.17)$$

Unter der Nullhypothese  $H_0$  hat die Test-Statistik (14.16) eine t-Verteilung nach W. Gosset, bekannt als ‘Student’s t test’, mit  $n_X + n_Y - 2$  Freiheitsgraden. Insbesondere ist diese Verteilung unabhängig sowohl von den konkreten Mittelwerten  $\bar{X}$  und  $\bar{Y}$  als auch von der Standardabweichung  $\sigma_P = \sigma_X = \sigma_Y$  und demnach auf einfache Weise tabellierbar als Referenz für die kritischen Werte. Ist die Standardabweichung bekannt, geht (14.16) in die Standard-Normalverteilung  $N(0, 1)$  über (*von Storch & Zwiers, 1996*).

Der t-Test ist gegen Verletzungen der vorausgesetzten Normalverteilung nicht sehr empfindlich, er kann angewandt werden, solange nur die Häufigkeitsverteilungen der beiden Stichproben nicht mehrgipflig und nicht allzu schief sind. Die Voraussetzung  $\sigma_x = \sigma_y$  ist in vielen Fällen inhaltlich begründbar (und auch durch den F-test überprüfbar) (Bronstein & Semendjajew, 1985).

Ein Problem bei AGCM allerdings stellt der Umstand dar, dass oft mehrere (kurze) Experimente auf gleichen, das heißt, aus ein und demselben langen Lauf desselben AGCM stammenden, Anfangsbedingungen aufsetzen. Die Ergebnisse sind also nicht unabhängig und die Bedingungen des t-Testes damit nicht erfüllt. Andererseits kann durch zufällige Wahl der Anfangsbedingungen für mehrere Experimente die Unabhängigkeit der Anomalien untereinander angenommen werden. Dies gilt ebenfalls für die Betrachtung einzelner Zyklen (beispielsweise Jahre) innerhalb eines Experimentes, da die Ausgangslage am Stichtag (beispielsweise 1. Januar) jeweils verschieden ist (virtuell zufällig). Da die beiden weiteren Bedingungen des t-Testes unberührt weiterhin ihre Gültigkeit behalten, kann dieser demnach in reduzierter Form durchgeführt werden als 'Ein-Ensemble-Test' des modifizierten Experimentes gegen den Mittelwert  $c$  der getesteten Variablen aus dem Vergleichsexperiment. Die getestete Nullhypothese ist damit

$$H_0 : \bar{X} = c \quad c = \text{vorgegebene Konstante} \quad (14.18)$$

wobei die kritischen Werte wieder Tabellen zur t-Verteilung mit Freiheitsgrad  $n - 1$  entnommen werden können. Die zugehörige Test-Verteilung ist

$$t = \frac{\bar{X} - c}{\sigma_X \sqrt{n_X}} \quad (14.19)$$

Geometrisch interpretiert, untersucht die Prüfung der Hypothese  $H_0 : \bar{X} = \bar{Y}$  die Frage, ob und wie weit sich zwei Kurven vom Typ 20 in Abbildung 43 auf Seite 79 auflösen / trennen lassen, oder aber, wie weit sie sich (immer noch) überlappen, je nach Vorgabe der Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha$ . Der Ein-Ensemble-Test untersucht in dieser Sichtweise, ob der vorgegebene Wert  $c$  innerhalb des durch das Signifikanzniveau definierten Intervalles  $[\bar{X} - \alpha, \bar{X} + \alpha]$  einer solchen Kurve liegt.

Wie oben ausgeführt, werden die Kurven der zu normierten und zentrierten Normalverteilungen gehörenden Dichtefunktionen (14.11) mit zunehmender Ensemblegröße und damit abnehmender Varianz schärfer, man kann auch sagen „die Signalstärke steigt“. Demnach ist es günstig, die Ensemblegröße zu maximieren. Dies kann unter geeigneten Umständen durch Ausnutzung entsprechenden Vorwissens geschehen.

Ist a priori mit einer Anomalie in nur einer der beiden möglichen Richtungen zu rechnen, kann ein in der anderen Richtung liegendes Ergebnis ausgeschlossen und



mithin der jenseitige kritische Teilbereich ignoriert werden. Dies ist der ‘Einseitige Test’ (1-sided test). Gibt man hier wie im allgemeinen ‘Zweiseitigen Test’ (2-sided test) denselben Wert für das Signifikanzniveau vor, beispielsweise 5 Prozent, so liegt im einseitigen Fall nicht lediglich die Hälfte, sondern der gesamte ‘Spielraum’ auf der untersuchten Seite, da die jenseitige Grenze des unkritischen Intervalles nicht bei  $\bar{X} - \alpha$  liegt, sondern bei  $+\infty$  oder  $-\infty$ , und damit die verbleibende endliche Grenze näher am Maximum der Dichtefunktion als im zweiseitigen Fall (95 % Signifikanz bedeuten ja: 5 % der Fläche unter der Dichtefunktion liegen ausserhalb des unkritischen Bereiches; sie wurden auf der einen Seite 2.5 % der Fläche weggenommen, also notwendig auf der anderen Seite hinzugegeben). Anders gewendet: um dieselbe Aussagekraft zu gewinnen wie im zweiseitigen Fall sind nun weniger Ensemblemitglieder nötig.

Eine prinzipielle Gefahr besteht darin, dass mit statistischen Tests der Unterschied zwischen physikalisch signifikanten und insignifikanten Anomalien nicht bewertet werden kann. Mit wachsender Ensemblegröße steigt zudem mit der „Signalstärke“ die Wahrscheinlichkeit, die Verteilungen  $X$  und  $Y$  als voneinander signifikant verschieden zu identifizieren. Bei den mit AGCM möglichen beliebig großen Ensembles kann damit jede (physikalisch irrelevante) Anomalie einen statistisch aussagekräftigen Status erlangen. Deshalb empfiehlt es sich gegebenenfalls, für die Prüfung von Hypothesen die Methode der Rekursionsanalyse zu verwenden, welche die Unterscheidung  $X$  von  $Y$  unabhängig von der Ensemblegröße berechnet. Für kleine Ensembles sind die Unterschiede zwischen einem t-Test und einer (0.5,p)-Rekursion gering, doch mit steigender Ensemblegröße gibt die Abschätzung durch Rekursion klarere Hinweise auf physikalisch signifikante Ergebnisse als der lokale Signifikanztest; siehe das Beispiel in Abschnitt 6.9.10 bei *von Storch & Zwiers (1996)*.

Bei den hier vorliegenden kleinen Ensembles allerdings besteht eine derartige aus der *Signalstärke* sich ergebende Gefahr nicht. Für ein Beispiel physikalisch insignifikanter Anomalien siehe Seite 59.

Weitere Details und Probleme zum t-Test finden sich bei *von Storch & Zwiers (1996)*

## Numerik

Der t-Test erlaubt, wie oben ausgeführt, die Überprüfung der Nullhypothese „Das Ergebnis des mit dem AGCM ECHAM 3 nach Modifikation der Anfangs- und/oder Randbedingungen durchgeführten Experimentes im Rahmen des vorgegebenen Signifikanzniveaus ist als durch die Modifikationen wesentlich verändert anzusehen“.

Wegen der beschriebenen statistischen Abhängigkeit der stets auf einem bestehenden Experiment (A21) aufsetzenden Untersuchungen kann lediglich der Ein-Ensemble-Test nach Formel (14.18) durchgeführt werden. Hierzu werden je nach Untersuchung die entsprechenden Jahre, Jahreszeiten etc. des betrachteten Experi-

menten als Ensemble  $X$  genommen und dessen empirischer Mittelwert  $\bar{X}$  getestet gegen den Mittelwert  $\bar{Y}$  des Referenzexperimentes. Vollzogen wird dies durch Subtraktion des Mittelwertes  $\bar{Y}$  von den Ensemblemitgliedern und damit Setzung der Konstanten  $c$  in (14.18) auf null. All dies wird *lokal*, auf Zellenebene, durchgeführt: für jedes Feldelement (Gitterzelle) wird unabhängig von allen anderen Feldelementen ein t-Test über die entsprechenden Ensemblemitglieder durchgeführt.

Am DKRZ liegen im Programmpaket *PINGO* (Procedural INterface for Grib formatted Objects) diverse Routinen zur Ermittlung der Signifikanz von Anomalien auf. Wegen oben genannter Einschränkung infolge der mangelhaften statistischen Unabhängigkeit werden hier die Routinen ‘mean1test’ und ‘mean2test’ verwendet, um einen einseitigen oder zweiseitigen Test auf Unabhängigkeit der Mittelwerte nach der Methode des Ein-Ensemble-Testes durchzuführen. Die Syntax der Routinen ist

‘grb mean $i$ test, $c,\alpha$  infile outfile’ mit  $c$  und  $\alpha$  aus (14.18),  $i \in \{1, 2\}$

Im einseitigen Test gilt  $0 < \alpha < 0.5$ , im zweiseitigen  $0 < \alpha < 1$ . „infile“ enthält die Ensemblemitglieder (jeweils ein Feld), „outfile“ die Entscheidung dieses *lokalen* Testes für jedes Feldelement (Gitterzelle). Dabei sind die möglichen Werte für den einseitigen Fall, mean1test:

- +1 wenn die Wahrscheinlichkeit für fälschliches Verwerfen der Nullhypothese kleiner ist als durch das Signifikanzniveau vorgegeben, das heißt, im Rahmen des Signifikanzniveaus ist das Verwerfen richtig,
- UND die Anomalie des Ensemblemittels von der vorgegebenen Konstanten  $c$  nach *größeren* Werten geht: „signifikant größer“
- 1 wenn die Anomalie zu *kleineren* Werten geht, sonst wie +1: „signifikant kleiner“
- 0 wenn die Wahrscheinlichkeit für fälschliches Verwerfen größer ist als vorgegeben, das heißt, im Rahmen des Signifikanzniveaus ist das Verwerfen nicht richtig und damit die Nullhypothese erfüllt: „keine Signifikanz“

Im zweiseitigen Fall, mean2test, sind lediglich die Werte 0 und 1 möglich, wobei „1“ die Vereinigung der Werte -1 und +1 bei mean1test ist

Tatsächlich berechnet die Routine mean1test mit dem vorgegebenen Signifikanzniveau den t-Test für beide Seiten der Statistik, wobei nach Konvertierung der Werte „-1“ in „+1“ das Ergebnis exakt gleich ist demjenigen des zweiseitigen Testes mit doppelter Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha_2 = 2\alpha_1$ . Damit kann für unbekannt Richtung der Anomalien, wenn also beispielsweise nicht bekannt ist, ob eine Modifikation der Startfelder global einheitlich steigende oder fallende Temperaturen bewirken wird, der einseitige Test mean1test verwendet werden mit entsprechender Anpassung des Signifikanzniveaus. Beispiel: Für das Signifikanzniveau 0.05, einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 Prozent also, entspricht dem Befehl ‘grb mean2test,0,0.05 in out’ bis auf die hier mitgegebenen Vorzeichen der Befehl ‘grb mean1test,0,0.025 in out’

## 14.7 Planetarische Zirkulation

Die Zirkulation der Atmosphäre, als System auch ‘Planetarische Zirkulation’ genannt, umfasst die Gesamtheit aller großräumigen Luftbewegungen auf der Erde. Ihr Wesen ist der meridionale Wärmetransport von den tropischen Gebieten mit Wärmeüberschuss zu den polaren Gebieten mit einem Defizit an Wärme. Das Zirkulationssystem ist eng verbunden mit den Meeresströmungen (cf. SST oben); es reicht bis in große Höhen, etwa zwanzig Kilometer je nach Jahreszeit.

Infolge langwelliger Abstrahlung kühlt die Atmosphäre mit einer Rate von etwa  $2.5^{\circ}\text{C}/\text{tag}$  ab, wogegen die Erwärmung infolge *atmosphärischer* Absorption lediglich  $0.5^{\circ}\text{C}/\text{tag}$  beträgt, da die Atmosphäre die kurzwellige Sonnenstrahlung nahezu ungehindert zum Erdboden durchdringen lässt. Ein stabiler Zustand ist demnach nur möglich durch den Transport von fühlbarer Wärme, *Enthalpie*<sup>26</sup>, und latenter Wärme, *Umwandlungsenthalpie*<sup>27</sup>, von der Erdoberfläche zur Atmosphäre. Einfallende und abgegebene langwellige Strahlung haben dieselbe Größenordnung, der Nettofluss ist klein gegen die Sonneneinstrahlung.

Der überwiegende Teil der absorbierten Energie wird umgesetzt in die Verdampfung von Wasser. Die durchschnittliche Albedo der Erdoberfläche beträgt etwa 30%. Das bedeutet, dass im Mittel, mit  $S = \text{Solarkonstante}$ <sup>28</sup> und  $R = \text{Erdradius}$  ein Anteil von  $0.70 * S * \pi R^2 / 4\pi R^2$  der einfallenden Sonnenstrahlung absorbiert (und in andere (chemische/biologische) Energieformen umgewandelt oder später wieder abgestrahlt) wird; im Mittel  $238 \text{ W/m}^2$  oder etwa  $30 \text{ MJ/m}^2$  Tageseinstrahlung.

Unter der Annahme eines Gleichgewichtszustandes und Schwarzer-Körper-Strahlung kann die Gleichgewichts-Strahlungstemperatur bestimmt werden aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz:  $\sigma(T_e)^4 = 234 \text{ W/m}^2$  und damit  $T_e = 255 \text{ K} = -18^{\circ}\text{C}$ . Doch die tatsächliche mittlere Temperatur der Erde beträgt  $288 \text{ K}$ ; dies bedeutet: der Treibhauseffekt der Atmosphäre hebt die Temperatur um  $33 \text{ K}$ . Hieran ist Wasserdampf (Wolken) mit  $20.6 \text{ K}$  beteiligt, Kohlendioxid mit  $7.2 \text{ K}$ . Die wichtige Rolle der Wasserzirkulation (Wolkenbedeckung, Bodenfeuchte etc.) im Gesamtsystem ist evident.

Mit einem um nur ein Prozent größeren Absorptions/Emissions-Fluss

---

<sup>26</sup>Summe der Inneren Energie und der Ausdehnungsarbeit (Verdrängungsenergie)

<sup>27</sup>die bei Phasenübergängen erster Art (z.Bsp. Eis/Wasser/Wasserdampf) abgegebene oder aufgenommene Wärme, ohne Änderung der Temperatur

<sup>28</sup> Die Solarkonstante beschreibt die Bestrahlungsstärke der Sonne im Abstand einer Astronomischen Einheit ( $AE = \text{mittlerer Erdbahnradius}$ ); sie schwankt (in den Messungen an der oberen Atmosphäre) zwischen  $1,322$  und  $1,428 \text{ W/m}^2$ , ist beispielsweise anzunehmen als  $S = 1,367 \pm 2 \text{ W/m}^2$  nach *Brockhaus (1994)*. ECHAM 3 verwendet einen Wert von  $1,367 \text{ W/m}^2$ . Die  $S$  schwankt um etwa  $0.1 \%$  innerhalb 14 Tagen. Seit 1980 lässt sich aus Satellitendaten eine Abnahme von  $0.02 \%/a$  ableiten

(=  $2.38 \text{ W/m}^2$ ) steigt/fällt die Temperatur der gesamten Atmosphäre um sieben  $^\circ\text{C}$  pro Jahr, oder, äquivalent, die Temperatur der obersten 25 Meter der Ozeane um ein  $^\circ\text{C}$ . Die Exzentrizität der Erdbahn allein bewirkt eine Schwankung der Einstrahlung um  $16 \text{ W/m}^2$  im Jahreslauf (am oberen Rand der Atmosphäre tatsächlich etwa  $25 \text{ W/m}^2$ ).

Die Energiedichte der Sonneneinstrahlung am Boden ist eine Funktion des Einfallswinkels und deshalb am größten am meteorologischen Äquator, oszillierend zwischen den Wendekreisen. Die Abstrahlung andererseits ist nicht in diesem Sinne abhängig von der Ekliptik, der Wärmeverlust mithin auch groß in den Polargebieten, auch im Winter. Dazu kommt noch der Effekt der starken Wolkenbedeckung der Tropen, welche dort die Abstrahlung relativ niedrig hält. Es herrscht demnach ein Gefälle im Energiepotenzial zwischen den Tropen und den Polargebieten. Dies Gefälle bewirkt die globale Struktur der Zirkulation als Instrument des Ausgleiches, im Luft–Ozean ebenso wie im Wasser–Ozean.

Als thermo–hydrodynamisches System wird die Atmosphäre im Prinzip beschrieben in ihrem Zustand durch drei thermodynamische Variablen, zum Beispiel Druck, Temperatur, Spezifische Feuchte, und die zugehörige dreidimensionale Dynamik. Das Temperaturfeld der unteren und mittleren Troposphäre wird dominiert durch ein Muster großräumiger stehender Wellen, vorwiegend mit den Wellenzahlen eins und zwei.

Die Standardabweichung der West– und Nordkomponenten der über den Tageslauf gemittelten Winde ist von derselben Größenordnung wie die Windstärke selbst. Dies beschreibt den turbulenten Charakter der allgemeinen Zirkulation. Die mittlere kinetische Energie setzt sich zusammen aus der Bewegungsenergie der Wirbel als ganzes (Wanderung der Gesamtmasse), Rotationsenergie der Wirbel sowie sonstiger zonal gemittelter Komponenten.

Bei der Entwicklung des folgenden Bildes des terrestrischen Zirkulationssystemes muss man im Auge behalten, dass dieses ein Produkt des meridionalen Temperaturgradienten und der Erdrotation darstellt. Planeten mit einer anderen Rotationsgeschwindigkeit können hiervon völlig verschiedene Systeme aufweisen; bei langsamer Rotation nur eine Zelle, bei schneller Rotation viel mehr Zellen, wie zum Beispiel beim Jupiter der Fall; des ursächlichen Energieausgleiches wegen findet sich jedoch stets eine ungerade Anzahl von Zellen je Hemisphäre („Zahnradmodell“).

Es finden sich auf der Erde je Hemisphäre drei konstituierende ‘Zellen’ der Zirkulation der Atmosphäre:

Die *Tropische Hadley–Zelle*, zwischen der ITCZ am meteorologischen Äquator und der Hochdruckzone am Wendekreis. Aus der Äquatorialen Tiefdruckrinne ( $\dot{A}T$ ) aufsteigende Luftmassen werden, nach Abgabe der Feuchtigkeit, beidseits des Äquators in Richtung der Pole abgeleitet, fallen im Bereich zwischen  $15$  und  $35^\circ$ , dem subtro-

pischen Hochdruckgürtel, zur Erdoberfläche zurück und fließen, abgelenkt von der Coriolis-Kraft, als Nordost- beziehungsweise Südost-Passat, unter Aufnahme von Feuchtigkeit (Wendekreiswüsten) einerseits zurück in die tropische Tiefdruckrinne, sowie teilweise auch in den sich anschließenden Westwindgürtel.

Die *Polare Hadley-Zelle*, angetrieben durch das Absinken durch Abstrahlung stark ausgekühlter Luftmassen in den Polaren Hochdruckgebieten. Die in Bodennähe auseinanderströmende Luft wird auch hier wie bei den Passat-Winden unter Wirkung der Coriolis-Kraft zu vorherrschend östlichen Strömungen. Die absinkende Luft muss durch in der Höhe strömende Luftmassen ersetzt werden. Die polaren Hadley-Zellen, insbesondere diejenige der Nordhemisphäre, sind weniger beständig und intensiv als die tropischen.

Die *Ferrel-Zelle* in den gemäßigten Breiten zwischen etwa 35 und 65°. Hier bilden sich andere Zirkulationsformen mit senkrechter Rotationsachse aus, zyklonal oder antizyklonal drehend unter dem Einfluss der Coriolis-Kraft, also entweder entgegen oder mit dem Uhrzeigersinn, die *Ferrel-Zirkulation* oder der 'Ferrel-Typ', die Zyklonen und Antizyklonen der Westwindzone, Hochdruckgebiete und Tiefdruckgebiete.

Die in der Westwinddrift von West nach Ost wandernden Tief- und Hochdruckgebiete entstehen an der Polarfront<sup>29</sup>, wo sich vor allem im Winterhalbjahr ein starkes meridionales Temperaturgefälle ausbildet. Die 'Hochs' und 'Tiefs' sind verbunden mit langen Wellen in der Höhenströmung, siehe Abschnitt 2.3.2 sowie *Peixoto & Oort (1992)* zu den damit verknüpften Problemen.

Auch die Ferrel-Zellen dienen, wie die Hadley-Zellen, dem meridionalen Wärmetransport (Betrachtung für die Nordhemisphäre): Auf den Vorderseiten der Tiefdruckgebiete werden mit Südwinden warme Luftmassen nach Norden, auf den Rückseiten mit Nordwinden kalte Luftmassen nach Süden transportiert. Diese 'thermisch indirekte Zirkulation' oder 'dynamische Zirkulation' transportiert aus der subpolaren Tiefdruckrinne aufsteigende Luftmassen in höheren Schichten zum Teil auch in die subtropischen Hochdruckgürtel und kehrt von dort als Ausgleichsströmung zurück. Auch die Ferrel-Zellen haben demnach im Mittel wie die Hadley-Zellen die Struktur von die Erde umspannenden Walzen.

Doch handelt es sich hierbei um eine indirekte Zirkulation in dem Sinne, dass die Prozesse des Absinkens warmer Luftmassen der niederen Breiten und Aufsteigens kalter Luftmassen der hohen Breiten kinetische Energie verbrauchen. Anders die Hadley-Zelle: hier steigt warme Luft auf, kalte sinkt ab, der Schwerpunkt der Luftmassen wird damit abgesenkt, mithin kinetische Energie gewonnen. Anders ausgedrückt: bei langsamerer Erdrotation flösse die Energie auf jeder Hemisphäre in einer einzigen Zelle von der Quelle in der Äquatorialen Tiefdruckrinne zu den Senken in den Polaren Hochdruckgebieten, doch erzwingt die Rotationsgeschwindigkeit eine 'mitgeschleppte' Walze als Zwischenglied.

Am Boden können auf jeder Hemisphäre vier Luftdruckgürtel erkannt werden: Die *Äquatoriale Tiefdruckrinne* im Bereich des thermischen Äquators bei zehn bis 15 Grad Nord im Nordsommer, beziehungsweise bei fünf Grad Süd im Nordwinter, im Mittel bei fünf Grad Nord; sie deckt sich mit der dem Sonnenhöchststand folgenden Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ – in der die NO- und SO-Passate zusammenlaufen)

Die *Subtropischen Hochdruckgürtel* zwischen 25 und 40° Nord und 25 bis 35° Süd, aufgespalten in mehrere Hochdruckzellen: Azorenhoch, Pazifikhoch etc.

Die *Subpolaren Tiefdruckrinnen* bei 50 bis 70° (Hauptaktionszentren auf der Nordhemisphäre: Islandtief und Aleutentief)

Die *Polaren Hochdruckzonen* bei 70 bis 90°

Aus dieser Anordnung ergeben sich unter dem Einfluss der Verteilung von Land und Wasser (man denke an Pangäa!), der Erdrotation etc. mehr oder weniger beständige Windsysteme: vorwiegend schwach östliche Winde in der Äquatorialen Tiefdruckrinne, beständige Passate zwischen dem Subtropischen Hochdruckgürtel und der Äquatorialen Tiefdruckrinne, vorwiegend westliche Winde zwischen dem Subtropischen Hochdruckgürtel und der Subpolaren Tiefdruckrinne, vorherrschend östliche Winde zwischen dem Polaren Hochdruckgebiet und der Subpolaren Tiefdruckrinne (Polare Ostwinde).

Infolge der inhomogenen Verteilung der Landmassen kommt es zu starken jahreszeitlichen Schwankungen innerhalb dieses Schemas, vor allem auf der Nordhemisphäre. Hier bildet sich im asiatischen Raum (eurasische und afrikanische Landmassen!) die Monsunzirkulation. Die Ozeane nehmen mehr Energie auf als die Kontinente; demnach geht der ausgleichende Energiefluss im Winter in Richtung Land, im Sommer in Richtung Ozean. Weitere augenfällige Wirkungen der jahreszeitlichen Sonneneinstrahlung zeigen sich in der Vertikalstruktur des Windsystemes: auf der Nordhemisphäre reichen im Nordwinter die Westwinde bis in die Stratosphäre (je nach Breitengrad hier etwa zwölf Kilometer hoch), im Nordsommer bis in zwanzig Kilometer; darüber herrschen jeweils Ostwinde. Auf der Südhemisphäre herrschen nahezu spiegelbildliche Verhältnisse.

Weitere Fakten zur Planetarischen Zirkulation:

Im Bereich der inneren Tropen herrschen im Allgemeinen Ostwinde bis in große Höhen; die polaren Ostwinde finden sich lediglich in den unteren zwei bis drei Kilometern.

Global gesehen wird die Zirkulation dominiert von einer Bewegung nach Osten, stärker und zonal ausgeprägter auf der vom Ozean beherrschten Südhemisphäre. Die Zirkulation in den Tropen ist viel schwächer als in den mittleren Breiten. Der Jetstream<sup>29</sup> ist jeweils stärker im Winter. Während des Nordsommers mit geschlossener

<sup>29</sup> Der 'Jetstream' oder 'Strahlstrom' wird erzeugt durch den zwischen Äquator und Pol herr-

Zirkulation über Süd–Asien wird der Jetstream nach Norden verschoben. Auf beiden Hemisphären bilden sich breite zonale Ströme mit überlagerten langwelligen Störungen, den langen planetarischen stehenden Wellen (Rossby Wellen), ausgeprägter (in der Höhenschicht mit 200 mb Luftdruck) auf der Nordhemispäre und im Winter. Ausgeprägt ist vor allem die Wellenzahl zwei mit zwei Trögen östlich Amerikas und Asiens mit zwei Rücken westlich Europas und Nord–Amerikas. Vermutlich werden Amplitude und Phase dieser planetarischen Wellen stark durch die Oberflächenstruktur der Erde gesteuert<sup>30</sup>. Im Sommer werden die Westwindzonen jeweils um zehn Grad in Richtung des Sommer–Poles verschoben. Infolge des dann verstärkten meridionalen Temperaturgradienten sind die Westwinde stets am stärksten auf der Winterhemisphäre

Siehe auch den folgenden Abschnitt zu dieser Thematik

---

schenden Temperaturgradienten: die Temperaturen am Äquator liegen um etwa 7 K unter dem aus der Strahlungsbilanz zu erwartenden Wert, s.o., am Pol 7 K höher. Bei etwa 40 bis 50° Breite findet ein Temperatursprung statt in der ‘Frontalzone’ oder ‘Ozeanischen Front’, dem Bereich des Zusammentreffens der tropischen mit der polaren Luftmasse. Vom ‘aufgetürmten’ Bereich hohen Druckes strömt die Luft zum ‘flacheren, niedriger gelegenen’ Bereich tiefen Druckes. Unter Wirkung der Corioliskraft bildet sich in etwa zehn Kilometern Höhe knapp unterhalb der Tropopause ein Strahlstrom mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten entlang der Frontalzone. Der Strom ist mehrere hundert Meter stark mit einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit von 100-200 km/h, kurzfristig bis zu 500 km/h

<sup>30</sup> Je nach Oberflächenstruktur, sprich: in erster Linie Lage und Größe der Kontinente, muss nicht die Wellenzahl zwei dominieren. Wieder: denke an Pangäa

## 14.8 Monsunsystem

### DAS SYSTEM

Wurden im vorigen Abschnitt die großräumigen stabilen Muster der Energieströme in der Atmosphäre beschrieben, so hier das regelmässige, ‘geordnete’, Chaos.

Unter dem Monsun, abgeleitet aus dem portugiesischen Begriff *monção*, nachempfunden dem arabischen *mawsin*, ‘(für die Seefahrt geeignete) Jahreszeit’, wird eine beständige großräumige Luftbewegung in den Tropen mit halbjährlichem Richtungswechsel (von mindestens 120°) verstanden. Die Ursache für den Monsun sind die Temperaturdifferenzen zwischen Kontinent und Ozean und die jahreszeitliche Verlagerung der ITCZ, kombiniert mit der Ablenkung durch die Corioliskraft.

Der (frei von Bodenreibung wehende) geostrophische Wind ist isobarenparallel, also breitenparallel (die Gradientenkraft des Luftdruckes  $G = -\nabla(p)$  ist gleich der Corioliskraft), es findet kein Druckausgleich und damit kein Austausch zwischen den energiereichen Tropen und den energiearmen Polargebieten statt. Damit ist dieses (theoretische Grund-) System zonaler Zirkulation instabil, da die Energiedifferenzen mit der Zeit größer werden. Mögliche Auflösungen dieser Energiefalle sind: 1. der völlige Zusammenbruch der gerichteten Strömung in ein Chaos von Wirbeln: die ‘Wirbelstrombremse’ führt kinetische Energie in Wärme über, oder 2. der relativ frühzeitige Übergang zu großräumigen Wellen mit meridionalen Amplituden. Letztere Möglichkeit ist die realisierte<sup>31</sup>. Sie führt unter den auf der Erde gegebenen Randbe-

---

<sup>31</sup>Die erste findet dabei durchaus ihren Ausdruck in den tropischen Zyklonen. Diese weisen im Gegensatz zu Frontalzyklonen eine rotationssymmetrische Temperaturverteilung auf, d.h es herrscht kein Temperaturgegensatz, bei einem Durchmesser von 60 bis 200 km. Viel latente Energie wird freigesetzt bei der Wolkenbildung auf kleinem Raum. Siehe hierzu beispielsweise die computergestützten Experimente von Mark Horrell (1990) zur Suche nach möglichen Ursachen für die aus dem (rezenten)  $\delta^{18}\text{O}$ -Befund folgenden niedrigen SST (bis hinunter auf 15°C). Hier ist nicht nur der Energieeintrag als eine Funktion der Wolkenbedeckung relevant, sondern die Wirbelstürme sind auf das Engste verbunden mit den SST: sie bilden sich nur über ozeanischen Wasserflächen mit Temperaturen über 27°C. Und die SST sind ihrerseits wiederum dem Windregime unterworfen: ersetzt man in einem Modell die rezente mittlere zonale Windgeschwindigkeit in den Tropen von 2.4 m/s durch 4.0 m/s, sinkt die Oberflächentemperatur auf 20°C, bei 5.5 m/s gar auf 15°C,

Variable sind dabei: Wolkenbedeckung, zonale Windgeschwindigkeit, Energietransport in Richtung Pol. Bei Vorgabe einer beliebigen Anfangstemperatur wird eine der Variablen modifiziert, die restlichen festgehalten; das Modell läuft, bis ein Gleichgewichtszustand erreicht ist. Versuche: 1) Variation der Wolkenbedeckung von 0.3 bis 0.8 (rezent 0.48 in Gürtel 15° Süd bis 15° Nord): SST von 34.1 bis 22.1°C. 2) Häufigeres Auftreten tropischer Stürme (Zyklonen) ist denkbar; die rezente durchschnittliche Windgeschwindigkeit in den Tropen beträgt 2.4 m/s; wird sie auf 4m/s gesetzt: SST 20°C, bei 5.5m/s: SST 15°C. 3) Energietransport rezent etwa 60 W/m<sup>2</sup> aus den Tropen; 120 W/m<sup>2</sup> lassen die tropischen Temperaturen auf 20°C fallen, 150 bis 160 W/m<sup>2</sup> auf 15 bis 13°C. Eine kombinierte Variation, z.Bsp. 20 % Erhöhung aller Variablen, senkt die SST auf 20°C. Doch bleibt das Problem: wie vertragen sich ein reduzierter meridionaler Temperaturgradient und intensiverer Energietransport? Die Beobachtung zeigt: keine tropischen Stürme bei SST unter 27°C; je



dingungen (Dimension, Rotationsgeschwindigkeit, Großgliederung in Kontinente und Ozeane, Hochgebirge) zu Mäanderwellen der Höhenströmung, wenn die Temperaturdifferenz in der mittleren Troposphäre in der Höhenschicht bei 500 mb Luftdruck und bei 45° Breite größer ist als 6°C/1000km: die Zonalzirkulation wird instabil, es bilden sich fünf bis sechs Wellen in mittlerem Niveau (global), der Energieaustausch wird intensiv.

Im Winter sind das Subtropisch Randtropische Hochdruckgebiet (*SRH*) und das SubPolarTief (*SPT*) stärker als im Sommer. Das Druckgefälle zwischen ÄT und SRH hat im Winter den doppelten Wert desjenigen des Sommers, das planetarische Druckgefälle in den Mittelbreiten wird im Winter verstärkt. Der Unterschied zwischen SRH und SPT beträgt auf der Südhemisphäre im Winter das 3.5-Fache (37:11 mb), im Sommer das Sechsfache (29:5 mb) des Wertes der Nordhemisphäre. Dabei betragen die Temperaturdifferenzen im Sommer lediglich das 2.5-Fache, das 1.5-Fache im Winter.

Als Ausgleichsströmungen zwischen SRH und Äquatorialer Tiefdruckrinne bilden sich die Passate. Sie wehen konstant mit etwa 20 km/h. Das Strömungssystem der Weltmeere ist hauptsächlich windgetrieben, und die Passate beherrschen etwa 31 % der Ozeanoberfläche. Wegen der Verstärkung der SRH im Winter wird die Geschwindigkeit der Passatwinde größer, die Ablenkung gegen die Breitenkreise beträgt nun 30 bis 35°, im Sommer 20°, wegen der Ferrel'schen Druckgebilde (Kontinentales Hitzetief und Kältehoch). Die Passate sind im Wesentlichen ozeanische Phänomene, außer über Westafrika: der 'Harmattan'.

Die durch den Winddruck gegen die ITCZ verfrachteten Wassermassen werden durch den 'Äquatorialen Gegenstrom' rückgeführt. Er läuft mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 40 cm/s, maximal 150 cm/s, bei etwa 10°N, im Indik bei 5°S, in den Doldrums, der 'Zone umlaufender Winde' zwischen den Passaten. Am stärksten ist er im Nordsommer wegen des Wasserstaus durch das tropische Windsystem. Wegen der durch den Winddruck bewirkten Konvergenz der Wassermassen bildet sich ein Gefälle in Richtung der Pole, und damit eine Ausgleichsströmung, welche durch die Corioliskraft eine Ablenkung nach Osten erfährt ('Humboldt-Strom', 'Kelvin-Wellen'). Atmosphärische Ausgleichsströme sind die Hadley-Zirkulation und die dieser überlagerte Walker-Zirkulation (eine Zonalzirkulation zwischen Kontinent und Ozean). Störungen des Systemes sind die El Niño-Ereignisse.

Auf der Südhalbkugel weht der Passat gemäß oben angestellter Gradienten- / Energiebetrachtung stärker als auf der Nordhalbkugel: Die Passatwinde des Südens können insbesondere im Nordsommer auf die Nordhemisphäre übertreten als 'Äquatoriale Westwinde'. In Südasien wird der Südost-Passat zum Südwest-Monsun der

---

kleiner das Gebiet mit SST  $\geq 27^\circ\text{C}$  desto seltener treten diese auf. Gegen die niederen Temperaturen aus dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Befund sprechen auch die Landdaten und die Existenz von Korallenriffen

Nordhemisphäre (Richtungswechsel durch die Corioliskraft!): Der Monsun entsteht durch das Druckgefälle infolge eines Hitzetiefs, durchgehend vom SRH quer über den Äquator wird der Südostpassat als Südwestmonsun ‘angesaugt’. Wegen des Monsunes gibt es keine eigentliche Passatwindzone im nördlichen Indik, zumindest nicht im Sommer, siehe hierzu weiter unten.

Infolge der Flächenkonvergenz (Kugelgestalt der Erde) ist das System jedoch instabil (s.o. zur Bildung atmosphärischer Wellen). Insbesondere aber verbindet der Monsun die ansonsten klimatisch eher abgeschotteten Hemisphären miteinander.

Da das SRH am stärksten und stabilsten über den östlichen Teilen der Ozeane steht, finden sich hier auch die stärksten Passatwinde (deshalb auch der Harmattan: die Bedeutung des Wortes ist ‘Westafrika’). Der höchste Winddruck auf der Erde allerdings wird im Indik während des Sommermonsunes vor der somalischen Küste gemessen. Das höchste nach Osten weisende Jahresmittel weisen die mittleren Breiten auf mit  $0.1 \text{ Pa} = 1 \text{ dyn/cm}^2$ , das höchste nach Westen weisende die Passatzzone mit  $0.06 \text{ Pa}$ .

Wichtig ist die Feuchtigkeitsaufnahme des Monsunes. Zum Beispiel Pakistan/Rajasthan: die Luft kommt von Ostafrika über Südarabien in einer Schichtdicke von etwa eineinhalb Kilometern und trocknet das Land aus. Beim Auftreffen auf die West-Ghats nach einer Reise über das Meer ist der Wind feucht geworden und sechs bis neun Kilometer stark.

Das sommerliche Höhenhoch<sup>32</sup> über dem zentralasiatischen Gebirgsstock erzwingt die Verlagerung des subtropischen Höhenstrahlstromes auf die Nordseite des Gebirgsstockes; ersetzend bildet sich über dem Golf von Bengalen und Nordindien ein randtropischer östlicher Strahlstrom, unter dessen Wellen in der Hauptmonsunzeit Juli und August Monsundepressionen laufen, durchschnittlich zwei pro Monat, von Ost nach West, welche jeweils vier bis fünf Tage intensiven Regen bringen<sup>33</sup>.

Im Winter sind die Hoch/Tief-Verhältnisse umgekehrt, und damit auch die Windrichtungen. Nur, jetzt herrscht Trockenheit: der Wintermonsun trägt charakteristische Züge des Nordost-Passates: er ist der in anderer Gestalt auftretende Nordost-Passat. Er treibt salzarmes Oberflächenwasser aus dem Golf von Bengalen und dem Andama-

---

<sup>32</sup>cf. *Weischet (1991)*: Nach dem Höhenhoch wird im Bereich starker Anheizung von der Unterlage her als Folge des divergierenden Höhenströmungsfeldes ein Bodentief ausgebildet. Im Bereich starker Abkühlung entsteht nach einem Tief in der Höhe als Folge konvergierender Höhenströmung ein Hochdruckgebiet am Boden ....

Der jahreszeitliche Wechsel im Wärmehaushalt von Land und Wasser bezieht Luft bis zu 3 oder gar 6 km Höhe ein (Ausbildung einer thermischen Druckdifferenz). Resultierende Luftdruckgebilde können zusammen mit den dadurch bedingten Ausgleichszirkulationen nahezu ganze Kontinente bedecken – es zeigen sich monsunale Effekte ....

Es lässt sich abschätzen, dass durch das Vertikalprofil der Atmosphäre im Breitenring  $40^\circ$  rund  $4 \cdot 10^{19} \text{ kcal/a}$  polwärts geleitet werden müssen

<sup>33</sup>Easterly Waves; zu den atmosphärischen Wellen siehe auch Abschnitt 14.7

nischen Meer (nördlich von Sumatra) in das Arabische Meer. Im Sommer treiben die Westwinde das Oberflächenwasser zurück. Dieser Mechanismus bedingt extreme Salinitätsschwankungen von ein bis drei Promille gegenüber beispielsweise 0.1 bis 0.2‰ im mittleren Nordatlantik.

Das Arabische Meer weist einen charakteristischen starken jahreszeitlichen Kontrast in Richtung und Stärke der oberflächennahen Winde sowie der SST auf. Die Winde im Nordwinter sind mit zwei bis vier m/s schwach, bei SST von 28°C im Februar nahe dem Äquator, der Sommermonsun mit fünf bis zehn m/s ist stark, mit SST von 23°C im nördlichen Arabischen Meer. Die Isothermen drehen sich von Nordost–Südwest nach Ost–West. Im August verlaufen die Isothermen der SST parallel zur arabischen Küste, an welcher 22°C gemessen werden. Ein Auftriebsindex im Arabischen Meer bezogen auf den asiatischen Monsun weist eine Periodizität von 23 ka auf (Milankowitsch)<sup>34</sup> mit einer Phasenverzögerung von 5 ka (*Crowley & North, 1991*).

El Niño ist mit einem schwachen indischen Sommermonsun und niedriger Konzentration von CO<sub>2</sub> korreliert (bei einer Amplitude von etwa 0.75 ppm; V.A. Krassilov in *EPA (1997)*). Der (stärkere) Sommermonsun im Arabischen Meer verursacht das Aufsteigen ozeanischen Tiefenwassers (upwelling; Karin Zonneveld in *EPA (1997)*). Der Vergleich der Intensität des Sommermonsunes mit der Intensität der Sonneneinstrahlung (Milankowitsch) zwischen den 30. Breitengraden für die vergangenen 26 ka zeigt keine aussagekräftigen, die weiteren Einflüsse wie die Schneebedeckung des Tibetischen Plateaus, Veränderungen in der thermohalinen Zirkulation des Ozeans und der Atmosphäre, überdeckende Korrelation.

In Cherrapunji (Khasigebirge, Assam, Indien) fallen 11.5m Jahresniederschlag, 65 % davon während des Sommermonsunes. Der südliche subtropische Indische Ozean (SSIO) ist relativ kalt: es wird Feuchtigkeit, also latente Wärme, über den Äquator transportiert: 60 bis 80 % des Netto-Feuchteflusses über die indische Westküste stammt aus dem SSIO.

---

<sup>34</sup> Milankowitsch-Zyklen der Erdbahnparameter: Die Exzentrizität der Erdbahn verändert sich zwischen den Werten Null und 0.06 mit den beiden Perioden 100 ka und 400 ka. Die Schiefe der Erdbahn schwankt zwischen 22 und 25 Grad mit einer Periode von etwa 41 ka. Die Erdachse (und damit die Lage der Äquinoktien und Sonnwendenden) präzediert gegen den Fixsternhimmel mit einer Periode von 26 ka, die Halbachsen der Erdbahnellipse präzedieren mit einer Periode von etwa 22 ka; unter dem Einfluss der Exzentrizität wird diese Periode aufgespalten in zwei der Periode 19 und 23 ka; der Effekt dieser Variationen ist am größten am Äquator. Rezent liegt das Perihel (sonnennächster Bahnpunkt) im Nordwinter (Januar), was eine um bis zu elf Prozent höhere Einstrahlung an Sonnenenergie bewirkt als während des Antipoden elftausend Jahre früher oder später. Da die Wintereinstrahlung der höheren Breitenkreise unter einer ungünstigen Exposition der Erdoberfläche gegen die Sonne erfolgt, kann die Anomalie des Sommers nicht von derjenigen des Winters kompensiert werden, was dieser Zyklichkeit einen signifikanten klimatischen Effekt zuweist.

Beispielsweise in *Zachos et al. (2001)* sind Kurven der Milankowitsch-Zyklen zu sehen

Beobachtungen aus den Jahren 1954 bis 1976 belegen: sind SST und Lufttemperaturen niedrig, sind Winde und Niederschlag stark, und umgekehrt. Dies wurde mit dem Community Climate Model 1 (CCM1 – das NCAR GCM gekoppelt mit einem Ozeanmodell) experimentell bestätigt von *Clemens und Oglesby (1992)* sowie *Grotjahn (1992)*.

Zur Einführung in das Thema siehe *Weischet (1991)*; *Diercke (1992)*; *Clemens & Oglesby (1992)*.

#### DIE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Für die Klimatologie der Eiszeiten ist der Monsun von großer Bedeutung: er konkurriert mit der Westwinddrift (*WWD*) aus dem Nordatlantik, und eine Folge dieser großräumigen Verlagerungen der Klimabereiche sind die Stadiale und Interstadiale. Ein Stadial entspricht nach Heinrich ('Heinrich-Ereignis') einer Ausdehnung der *WWD* nach Südosten. In hohen Breiten fungiert der Ozean als *reaktiver* Teil des Klimasystemes; der polare Strömungskreislauf pulsiert mit Zyklen von 100 ka und 40 ka, der subtropische mit 23 ka. In den niederen Breiten reagiert die Temperaturdifferenz zwischen Land und Meer empfindlich positiv auf die Sonneneinstrahlung, mit dem Effekt eines stärkeren Monsunes. Der glaziale Nordwinter zeitigt ein durch Passatwinde dominiertes System, der Feuchtehaushalt Nordwestafrikas wird trockener (*Frenzel, 1991*). *Ravelo et al. (1990)* vermuten entsprechend nach Experimenten mit GCM für das *LGM* (Last Glacial Maximum) einen intensivierten Nordostpassat und einen abgeschwächten Südwestmonsun im tropischen Atlantik.

Auch für die Meeresbiologie spielt der Monsun eine große Rolle, da der wichtigste limitierende Faktor, der Phosphor, rein durch Verwitterung in den Ozean eingetragen wird. Dies kann in die These gegossen werden: Eintrag von Phosphor in den Ozean bewirkt eine Nettosteigerung der biologischen Primärproduktion. Der neogene Datensatz zeigt einen großen Anstieg seit acht Mabp, mit einem Maximum bei sechs Mabp. Gestützt wird die These durch eine umfassende Ausdehnung Sauerstoffabgereicherter Bereiche, sowie ozeanweiter positiver Ausschläge der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Karbonaten. Siehe hierzu auch Abschnitt 2.5

Der Sommermonsun ist ein ideales Phänomen, GCM zu testen. *Miller et al. (1987)* finden Temperaturen des Tiefenwassers vor dem frühen Oligozän von zwölf °C höher als heute, *Shackleton & Kennett (1975)* sowohl das Tiefenwasser als auch das Oberflächenwasser im Südpazifik während des frühen Eozänes um 15 °C wärmer. Aus reichem Vorkommen an glazialen Detritus schließen sie auf eine lang anhaltende langsame Abkühlung seit dem frühen Eozän, mit überlagerten Oszillationen. Eine der Erklärungsmöglichkeiten sind Veränderungen in der Orographie, naheliegenderweise des Hochlandes von Tibet (*Raymo & Ruddiman, 1992*). Das Zusammenprallen der Indo-Australischen mit der Asiatischen Platte liegt im Eozän bei etwa 52 bis 44 Mabp. Daten von den Kontinenten wie aus dem Ozean

weisen auf eine Intensivierung des asiatischen Monsunes um etwa acht Mabp. In den Schwemmfächern des Indus sowie des Ganges und des Brahmaputra (Golf von Bengalen) finden sich zwei Maxima in den Sedimentationsraten bei etwa neun bis acht und bei fünf Mabp. Ein ähnliches Phänomen findet sich wegen des Aufsteigens der Anden im westlichen Atlantik bei acht Mabp (*Filippelli, 1997*).

Kutzbach, Prell und Ruddiman untersuchen den Effekt des Anstieges des Hochlandes von Tibet mit dem NCAR CCM unter Verwendung der rezenten Flusskorrekturen für den Ozean, sowie einem CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre von 330 ppm (*Kutzbach et al., 1993*). Sie berechnen damit ein Abfallen der globalen Durchschnittstemperatur von 1.5°C durch den Aufstieg Tibets, im Mittel um fünf Grad auf den Kontinenten über alle Breiten, des Ozeanes um vier Grad nördlich 60°N, sonst um ein bis zwei Grad. Global gemittelt bleiben die Niederschläge unverändert, doch steigen sie um fünf Prozent auf den Landflächen, in guter qualitativer Übereinstimmung mit dem generellen Trend der Vegetation im späten Känozoikum, d.h. trockener in Westasien und Mediterran. Wie Indikatoren aus dem marinen Befund im nördlichen Indik nahelegen, verstärkte sich über die vergangenen 15 Millionen Jahre der Auftrieb (upwelling) im Arabischen Meer; ob allerdings im Zuge der sich etablierenden Südwestwinde über dem westlichen Arabischen Meer bleibt offen (*Prell & Kutzbach, 1992*). Die Niederschläge über Südasien verändern sich durch den Anstieg um 50 %, der 22tausend-Jahr-Präzessionszyklus erzeugt alternierend starke und schwache Monsune sowie Niederschlagsschwankungen von bis zu 50 %. Insgesamt sind die Ergebnisse dieser Modellierung konsistent mit dem Paläobefund der vergangenen 40 Ma.

Nach *Raymo & Ruddiman (1992)* legen die numerischen Modelle in ihrer Gesamtheit als Ursache für die Entstehung des asiatischen Monsuns die hohe Topographie und den nahen warmen Ozean nahe. Derartige Hebungs-Theorien implizieren letztendlich nicht-stetige Effekte stetiger Plattenbewegungen auf das Klima. Zu Orographie-Ereignissen im Maßstab der Bildung des Hochlandes von Tibet führende Kollisionen sind allerdings selten in der Erdgeschichte, in den vergangenen 700 Ma gab es Vergleichbares lediglich im späten Präkambrium und dem späten Paläozoikum; und beides waren ebenfalls Perioden ausgedehnter kontinentaler Vereisung. *Raymo & Ruddiman (1992)* stellen die These auf, die Heraushebung Tibets führe zu einer stärkeren Ablenkung des atmosphärischen Strahlstromes (s.o.), verstärkter Monsunzirkulation, verstärktem Steigungsniederschlag am Himalaya, verstärkter chemischer Verwitterung (was global eine große Rolle spielt, da im Himalaya und im Hochland von Tibet etwa 25 % des globalen chemischen Verwitterungsflusses anfallen, bei lediglich vier Prozent der Niederschlagsfläche; s.o. zur Primärproduktion), daraus resultierend einem Abfallen der CO<sub>2</sub>-Konzentration und schließlich einer starken verstärkenden Rückwirkung auf die globale Abkühlung.

*Ramstein et al. (1997)* modellieren<sup>35</sup> das Klima von Oligozän bis oberes Miozän. Die SST werden vorgeschrieben, der ozeanische Wärmefluss wird aus dem rezenten Vergleichslauf übernommen. Sie separieren den Aufstieg Tibets von dem des Himalaya. Sie finden Veränderungen im Monsun infolge des Rückzuges der Paratethys und des Aufstieges von Tibet. Die Analyse der Bereiche südlich und nördlich des Himalaya zeigt: Im Norden dämpft die Paratethys die Saisonalität, die Hochdruckzelle über Asien bleibt beschränkt auf China, eine stationäre Welle steht über der Paratethys, die Niederschläge steigen in der Zone von 45 bis 60°N um bis zu 900 mm/a. Die Reduktion der Paratethys macht das Klima kontinentaler. Der Anstieg Tibets kompensiert die Abschwächung der planetarischen Wellen. Zentralasien wird zur Wüste. Das schließliche Verschwinden der Paratethys zwischen spätem Miozän und dem Holozän gibt der Entwicklung der winterlichen Hochdruckzelle über Sibirien Raum, deren Verlagerung nach Norden durch den Aufstieg Tibets erzwungen wird. Und weitere Phänomene. Im Süden wird der Monsun stärker, da die dämpfende Wirkung der Paratethys auf den Jahresgang schwächer wird. Die Sommertemperaturen sowie die Konvergenz auf den Kontinent steigen an. Insgesamt steigt der Niederschlag während des Monsunes an den südlichen Hängen des Himalaya drastisch an; wogegen die zentralen und die nördlichen Bereiche Tibets trocken sind. Die Kopplung des Modelles an ein Ozeanmodell vergrößert die Saisonalität verglichen mit dem Fall vorgeschriebener SST noch weiter

---

<sup>35</sup>mit dem AGCM des Laboratoire de Meteorologie Dynamique, Version 5.3, Gitter 64x50x11

## 14.9 Ozeanische Zirkulation

Das globale System der ozeanischen Zirkulation sieht rezent etwa so aus:

Kaltes und salzreiches Oberflächenwasser, herangeführt aus dem äquatorialen Atlantik, bildet sich im nördlichen Nordatlantik und der Arktis, sinkt in Baffin Bay, Grönlandsee, Islandsee und Arktischem Meer ab und fließt vereint als NADW nach Süden in einer Tiefe von etwa 3,400 Metern. In diesem Strom lassen sich unterscheiden: ein vom Europäischen Mittelmeer stammender oberer Anteil, ein mittleres Stockwerk, stammend aus dem Gebiet um Südgrönland, sowie eine untere Schicht, der Ausfluss Arktischen Bodenwassers (ABW) über das Labradorbecken und das Europäische Nordmeer (Grönländisches und Norwegisches Becken) vom Atlantik trennende Tiefseerücken. Insgesamt also handelt es sich um eine Mischung relativ warmen, salzhaltigen Wassers aus dem zentralen Nordatlantik mit kalten arktischen Wassern. Die rezente Produktion beträgt durchschnittlich etwa 10 Sv (Sv = Sverdrup, 1 Sv =  $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3 / \text{sec} = 1 \text{ km} \cdot 1 \text{ km} \cdot 1 \text{ m} / \text{sec}$ ).

Entlang der Unterkante der Kontinentalschelfe Nord- und Süd-Amerikas bewegt sich dieser Strom nach Süden, überlagert sich im südlichen Nordatlantik dem AABW (*AntArktisches Bodenwasser, schließt alle Wasser des Indischen und des Pazifischen Ozeanes ein mit potentieller Temperatur unter  $3^\circ \text{C}$  ( $2^\circ \text{C}$  im Atlantik), umfasst etwa 7,000 mal die Wassermenge des Rheines*)

und wird damit zu intermediärem Wasser. Im südlichen Ozean formt sich eine südwärts strömende Schicht von 2,000 Metern Dicke. Der Strom bringt (relativ zum AABW) Wärme in die Tiefsee, Sauerstoff in die circumpolaren Tiefenwasser. Nahe der Antarktischen Divergenz (South Polar Front) tritt der Strom an die Oberfläche und wird damit teilweise zu Antarktischen Oberflächenwasser

*Ein Teil wird dem sub-antarktischen Oberflächenwasser einverleibt, der Rest sinkt in der Antarktischen Konvergenzzone und wird Antarktisches oder Subantarktisches Intermediäres Wasser, fließt als dieses nach Süden und wird durch Bildung von Meereis zu AABW, fließt nach Norden, wird erwärmt, nährt biologische Prozesse mit seinem Sauerstoffgehalt, verbindet sich schließlich zum Beispiel mit NAIW (North Atlantic Intermediate Water), fließt nach Süden und beginnt diesen Kreislauf von neuem.*

Der verbleibende Strom stösst schließlich auf den ACC

*(Antarctic Circumpolar Current Antarktischer ZirkumpolarStrom. Der ACC ist winderzeugt und der größte planetare Strom. Seine Transportgeschwindigkeit beträgt im allgemeinen weniger als 25 cm/s, doch umfasst er im Durchschnitt 130 Sv, mehrere hundert Mal den Ausfluss des Amazonas. Zwei warme und zwei kalte Wassermassen werden mit einer Periode von acht Jahren von West nach Ost um die Erde bewegt. Die gängige Meinung, der ACC sei verantwortlich für den Beginn der Vereisung der Antarktis durch Abtrennung derselben mit seinem Ringstrom kalten Wassers, wird durch neuere Untersuchungen in Frage gestellt. Möglicherweise sind niedrige SST Folge, nicht Ursache der antarktischen Vereisung*

(Barker & Thomas, 2004))

und fließt gemeinsam mit diesem nach Osten, bis er sich als nördlicher Zweig abtrennt, mit Ziel Nordwest, östlich von Neuseeland.

Ein Teil des Wassers bewegt sich nach Norden, entlang der Küste Asiens. Durch östliche Winde an der Oberfläche, welche eine Divergenz der Wassermassen mit sukzessivem Nachströmen des Tiefenwassers bewirken, kommt es zu starkem Aufsteigen (upwelling) im Pazifik entlang des Äquators. Die Zirkulation hat damit die oberen Schichten des Ozeanes erreicht. Die Sonneneinstrahlung erwärmt das Wasser, Winde treiben es nach Westen. Der Strom teilt und vereinigt sich wieder, fließt teilweise um das südliche Australien, teils durch den Indonesischen Archipel. Beide Teilströme fließen quer durch den Indischen Ozean. Die Obeflächenströmung streicht an Afrika vorbei, überquert den subtropischen südlichen Atlantik, fließt im östlichen Atlantik nach Norden und wird schließlich, aufgeheizt im Golf von Mexico, zum Golfstrom.

Der über das Jahr gemittelte meridionale Energiefluss von Ozean und Atmosphäre beträgt maximal  $50 \cdot 10^{14}$  Watt (Ein Kernkraftwerk hat eine Leistung der Größenordnung ein Gigawatt =  $10^9$  Watt)

$$F = 2\pi R \cos \phi / g \int \overline{[v(C_p T + \Phi + Lq)]} dP \quad (14.20)$$

mit  $R$  = Erdradius,  $\phi$  = Breitengrad,  $g$  = Gravitationsbeschleunigung,  $v$  = meridionale Geschwindigkeit,  $C_p$  = spezifische Wärme bei konstantem Druck,  $T$  = Temperatur,  $\Phi$  = potentielle Gravitationsenergie,  $L$  = latente Wärme,  $q$  = spezifische Feuchte bei adiabatischer Bewegung,  $P$  = Druck (Ordinate).

( $C_p T + \Phi + Lq$  = MSE = Moist Static Energy).

Der Fluss von Enthalpie (fühlbare Wärme) durch die Tropen ist viel größer auf der Südhemisphäre als auf der Nordhemisphäre. Ob wegen der kräftigeren Hadley-Zirkulation der Südhemisphäre oder wegen des starken asiatischen Sommermonsunes, welcher kalte feuchte Luft vom Indischen Ozean als negativen Fluss nach Norden trägt, ist ungewiss; (cf. unter anderem *Grotjahn, 1992*)

Siehe zum Thema auch Abschnitt 14.8

Und so hat sogar Physik die so vorteilhafte Revolution ihrer Denkart lediglich dem Einfalle zu verdanken, demjenigen, was die Vernunft selbst in die Natur hineinlegt, gemäß, dasjenige in ihr zu suchen (nicht ihr anzudichten), was sie von dieser lernen muss, und wovon sie für sich selbst nichts wissen würde. Hierdurch ist die Naturwissenschaft allererst in den sicheren Gang einer Wissenschaft gebracht worden, da sie so viel Jahrhunderte durch nichts weiter als ein bloßes Herumtappen gewesen war

Immanuel Kant  
Kritik der reinen Vernunft



## 14.10 Verwendete Abkürzungen und Symbole

$\delta^{13}\text{C}$	rel. Verhältnis der Kohlenstoffisotope mit Atomgewicht 13 / 12	
$\delta^{18}\text{O}$	rel. Verhältnis der Sauerstoffisotope mit Atomgewicht 18 / 16	
A21	ECHAM Experiment, mit AMIP Eingabedaten, cf. Tabelle 5	
AABW	AntArctic Bottom Water	
ABW	Arctic Bottom Water	
ACC	Antarctic Circumpolar Current	Antarktischer ZirkumpolarStrom
AGCM	cf. GCM	
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project	cf. Abschnitt 2.1
ÄT	Äquatoriale Tiefdruckrinne	
CCM	Community Climate Model = NCAR GCM	
CMT	Coldest Month Temperature	
COLA	Center for Ocean–Land–Atmosphere studies	Maryland, USA
CRU	Climate Research Unit	in East Anglia, UK
DFG	Deutsche ForschungsGemeinschaft	Institution d. Bundesreg.
DJF	Die Wintermonate <i>Dezember, Januar, Februar</i>	
DKRZ	Deutsches KlimaRechenZentrum	Hamburg
DSDP	Deep Sea Drilling Project, ersetzt durch ODP	
ECHAM	ECmwf modell HAMBURG	
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecast	Reading bei London
FT	FourierTransformation	
GCM	(AGCM) General Circulation Model	(der Atmosphäre)
GPM	GeoPotential Meter = $1\text{m} \cdot g / 10$ [ $\text{m}^2/\text{s}^2$ ]	$g$ = Erdbeschleunigung
GPI	Geologisch–Paläontologisches Institut	
GrADS	Grid Analysis and Display System	
IfG	Institut Für Geowissenschaften	
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change	eingesetzt von der UNO
IRD	Ice Rafted Debris	eisverfrachteter Schutt
ITCZ	InterTropical Convergence Zone = ITK	InnerTropische Konvergenz
JJA	Die Sommermonate der NH	<i>Juni, Juli, August</i>
KABP	ka Kilo Anni Before Present	Tausend Jahre vor heute
LGM	Last Glacial Maximum – der Höhepunkt der letzten Eiszeit	
M1	und M2	Experimente zur Messinkrise
MABP	Mega anni before present	Millionen Jahre vor heute
MAP	Mean Annual Precipitation	
MAT	Mean Annual Temperature	Jahresmittel der Temperatur

ML	Mixed Layer [- Modell des Ozeanes gekoppelt an AGCM]	
MR	Experiment zur Messinkrise	
MSC	Messinian Salinity Crisis – Messinkrise	
MSDW	Mediterranean Sea Deep Water	
MSOW	Mediterranean Sea Outflow Water	
NADW	North Atlantic Deep Water	
NAO	NordAtlantische Oszillation	
NASA	National Aeronautics and Space Administration	US-Bundesamt Luftfahrt
NCAR	National Center for Atmospheric Research USA	
NH	NordHemisphäre	
O1	O2, O3 Experimente zur Orographie	
ODP	Ocean Drilling Program (Fortsetzung von DSDP)	
POP	Principal Oscillation Pattern analysis	
PREC	Niederschlagsmenge, Prognostische Variable	
SFB	SonderForschungsBereich	der DFG
SH	SüdHemisphäre	
SMOW	Standard Mean Ocean Water cf. Anmerkung 2.3.4	
SPT	SubPolarTief	
SRH	Subtropisch Randtropisches Hochdruckgebiet	
SST	Sea Surface Temperatures	
T1	und T2 Experimente zum Torton	
T21	Modellauflösung ‘Triangulär 21’, cf. Abschnitt 2.1	
TEMP2	Temperatur in 2 Metern Höhe, Prognostische Variable	
WMO	World Meteorological Organisation der UN in Genf	
WMT	Warmest Month Temperature	

## 15 Literatur und Quellen

- [1] **Aksu, A.E. & C. Hillaire–Marcel, 1986.** In: Proceedings of the Ocean Drilling Program (ODP) Scientific Results, 105, 23aug1985–27oct1985. *National Science Foundation*, Joint Oceanographic Institutions Inc., ISSN 0884-5891, 689–695 + Appendices
- [2] **Barker, P.F. & E. Thomas, 2004.** Origin, signature and palaeoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth-Science Reviews*, 66, 143-162
- [3] **Barron, Eric J., 1987.** Eocene equator–to–pole surface ocean temperatures: A significant climate problem? *Paleoceanography*, 2(6), 729–739
- [4] **Behrensmeyer, Anna K., John D. Damuth, William A. DiMichele, Richard Potts, Hans-Dieter Sues, Scott L. Wing, 1992.** Terrestrial Ecosystems through Time. *University of Chicago Press*
- [5] **Benson, Richard H.; Kruna Rakic-El Bied; Gioacchino Bonaduce; 1991.** An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-messinian Boundary: the end of Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6(1), 164–192
- [6] **Berger, Wolfgang H. & L. A. Mayer, 1987.** Cenozoic paleoceanography 1986: An introduction. *Paleoceanography*, 2(6), 613–623  
(a special section on Cenozoic Paleocceanography is appended to this N<sup>o</sup>)
- [7] **Betzler, Christian, 1996.** GPI Frankfurt a.M., persönliche Mitteilung vom 24. September 1996
- [8] **Bice, K.L., C.R. Scotese, D. Seidov, E.J. Barron, 2000.** Quantifying the role of geographic change in Cenozoic ocean heat transport using uncoupled atmosphere and ocean models. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 161, 295–310
- [9] **Billups, Katharina; Channell, J.E.T.; Zachos, J.; 2002.** Late Oligocene to early Miocene geochronology and paleoceanography from the subantarctic South Atlantic. *Paleoceanography*, 17(1), 11 pp.
- [10] **Blanc, Paul-Louis & Jean-Claude Duplessy, 1982.** The deep-water circulation during the Neogene and the impact of the Messinian salinity crisis. *Deep Sea Res.*, 29, 1391–1414

- [11] **Böhme, Madelaine, 2003.** The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 195, 389-401
- [12] **Brockhaus Enzyklopädie, 1994.** In vierundzwanzig Bänden, neunzehnte Auflage. *F. A. Brockhaus*, Mannheim
- [13] **Bronstein, I.N. & K.A. Semendjajew, 1985.** Taschenbuch der Mathematik, 22. Auflage, *Verlag Harri Deutsch*, Thun und Frankfurt/Main
- [14] **Bruch, A.A., Utescher, T., Mosbrugger, V., Gabrielyan, I., Ivanov, D.A., 2002.** Late Miocene terrestrial climate in the circum-Alpine realm – a quantitative palaeobotanical analysis. Submitted to *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* – 2002
- [15] **Cane, M.A. & M. Evans, 2000.** Do the tropics rule? *Science*, 290, 1107-1108
- [16] **Cane, Mark A. & Peter Molnar, 2001.** Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. *Nature*, 411, 157–162
- [17] **Chen, Dake, Mark A. Cane, Alexey Kaplan, Stephen E. Zebiak, Daji Huang, 2004.** Predictability of El Niño over the past 148 years. *Nature*, 428, 733–736
- [18] **Chow, Juan M. & Philip J. Bart, 2003.** West Antarctic ice sheet grounding events on the Ross Sea outer continental shelf during the middle Miocene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 198, 169–186
- [19] **Claussen, Martin, 1994.** On coupling global biome models with climate models. *Climate Research*, 4, 203–221
- [20] **Claussen, Martin; Ulrike Lohmann; Erich Röckner; Uwe Schulzweida, 1994.** A Global Data Set of Land-Surface Parameters. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*, Hamburg, Report N° 135
- [21] **Clemens, Steven C. & Robert J. Oglesby, 1992.** Interhemispheric moisture transport in the Indian Ocean summer monsoon: data–model and model–model comparison. *Paleoceanography*, 7(5), 633–643
- [22] **Craig, H. & L.I. Gordon (Speaker), 1965.** Isotopic Oceanography: Deuterium and Oxygen 18 Variations in the Ocean and the Marine Atmosphere. In: Marine Geochemistry, Proceedings of a symposium held at The Univ. of Rhode

- Island, Oct 29 & 30, 1964. Edited by David R. Schink and James T. Corless, Narragansett Marine Laboratory, Graduate School of Oceanography. *Univ. Rhode I.*, Occasional Publication N° 3, Kingston, R.I., 277–374
- [23] **Crowley, Thomas J., 1991.** Past CO<sub>2</sub> changes and tropical sea surface temperatures. *Paleoceanography*, 6(3), 387–394
- [24] **Crowley, Thomas J. & Gerald R. North, 1991.** Paleoclimatology. *Oxford University Press*
- [25] **Crowley, Thomas J., 1992.** North Atlantic Deep Water cools the southern Hemisphere. *Paleoceanography* 7, 489–497
- [26] **Daley, Roger, 1991.** Atmospheric Data Analysis. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, *Cambridge University Press*, Cambridge
- [27] **DeMenocal, P.B. & J. Bloemendal, 1995.** Plio-Pleistocene climatic variability in subtropical Africa and the paleoenvironment of Hominid evolution: a combined data-model approach. In: Vrba, E.S.; Denton, G.H.; Partridge, T.C.; Burckle, L.H. (editors). Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins. *Yale University Press*, New Haven and London, 262–288
- [28] **Diercke Weltatlas, 1992.** *Westermann Schulbuchverlag GmbH*, 3. aktualisierte Auflage
- [29] **Dietrich, G.; Kalle, K.; Krauss, W; Siedler, G; 1975.** Allgemeine Meereskunde. *Gebrüder Borntraeger*, Stuttgart, 3. Auflage
- [30] **Duggen, Svend; Kaj Hoernle; Paul van den Bogaard; Lars Rüpke; Jason Phipps Morgan; 2003.** Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 422, 602 - 606
- [31] **Embry, A.F., Beauchamp, B., Glass, D.J., (editors), 1994.** Pangea: Global environments and resources. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Calgary, Alberta, Canada, Memoir 17
- [32] **EPA 1997. Second EPA Congress, Vienna, 10–13 July 1997.** *European Palaeontological Association*, eigene Notizen
- [33] **Erez, J. & B. Luz, 1982.** Temperature control of oxygen-isotope fractionation of cultured planktonic foraminifera. *Nature*, 297, 220–222
- [34] **Erez, J. & B. Luz, 1983.** Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 1025–1031

- [35] **Erez, Jonathan; Almogi-Labin, Ahuva; Avraham, Sophie, 1991.** On the life history of planktonic foraminifera: lunar reproduction cycle in Globigerinoides Sacculifer (Brady). *Paleoceanography*, 6(3), 295–306
- [36] **Faure, Gunter, 1977.** Principles of Isotope Geology. *John Wiley*, New York, second edition (1986)
- [37] **Fielding, Eric J., 1996.** Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, 260, 55–84
- [38] **Filippelli, Gabriel M., 1997.** Intensification of the Asian monsoon and a chemical weathering event in the late Miocene–early Pliocene: Implications for late Neogene climate change. *Geology*, 25, 27–30
- [39] **Fischer G. (editor), 1987.** Climate Simulations with the ECMWF T21–Model in Hamburg, Large Scale Atmospheric Modelling. *Meteorologisches Institut der Universität Hamburg*, Report N° 1
- [40] **Frenzel, Burkhard (Hrsg), 1991.** Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre. *Akademie der Wissenschaften und Literatur*, Mainz, Gustav Fischer Verlag Stuttgart–New York
- [41] **Frisch, Wolfgang; Mancktelow, N. S. (editors), 2001.** Developments in Alpine Geodynamics. Special Edition of the *International Journal of Earth Sciences*, 90(3)
- [42] **Gebka, Michal, 1996.** Obermiozän der Niederrheinischen Bucht, Beitrag zur integrierten Schätzung regionalen Paläoklimas, *Verlag Dr. Kovac*, Hamburg  
Ungekürzte Fassung einer der Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn im Jahre 1995 vorgelegten Dissertation mit dem Titel ‘Der meteorologische Teil einer neuen, interdisziplinären Methode zur Verbesserung der Konsistenz regional–paläoklimatischer Schätzungen. Beispiel: Obermiozän der Niederrheinischen Bucht’
- [43] **Geiger, Gunfried, 1992.** Die Pattersonfunktion ebener quasiperiodischer Muster. Diplomarbeit am *Institut für Theoretische Physik* der Universität Tübingen  
*Text kann bezogen werden vom Autor, e-mail: ggeiger@uni-tuebingen.de*
- [44] **Gengwu, Liu; Tsuchi, Ryuich; Qibin, Lin (editors), 1989.** Proceedings of international symposium on pacific neogene continental and marine events, National Working Group of China for IGCP-246. *Nanjing University Press*
- [45] **GEO – Wissen, 1987.** Klima – Wetter – Mensch, *GEO – Wissen*, 2, Verlag Gruner + Jahr AG & Co, Hamburg

- [46] **Gregory–Wodzicki, Kathryn M., 2002.** A late Miocene subtropical-dry flora from the northern Altiplano, Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180, 331–348
- [47] **Grieger, B., 1997.** A semi-inverse ocean model for the interpolation of sparse data. In: A. Staniforth (Ed.), *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, WMO/TD*, 792, 9.5–9.6, World Meteorological Organization
- [48] **Griffin, David L., 1999.** The Late Miocene climate of northeastern Africa: unravelling the signals in the sedimentary succession. *Journal of the Geological Society*, 156, London, 817–826
- [49] **Griffin, David L., 2002.** Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182, 65–91
- [50] **Grotjahn, Richard, 1992.** *Global Atmospheric Circulations, observations and theories.* Oxford University Press
- [51] **Hallett, T.B.; T. Coulson; J. G. Pilkington; T.H. Clutton-Brock; J. M. Pemberton; B.T. Grenfell; 2004.** Why large-scale climate indices seem to predict ecological processes better than local weather. *Nature*, 430, 71–75
- [52] **Harland, W. Brian; Armstrong, Richard L.; Cox, Allan V.; Craig, Lorraine E., Smith, Allan G.; Smith, David G.; 1990.** A geologic time scale 1989. *Cambridge University Press*, Cambridge
- [53] **Haug Gerald H. & Ralf Tiedemann, 1998.** Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393, 673–676
- [54] **Hemleben, Christoph; Spindler, M.; Anderson, O.R., 1989.** *Modern Planktonic Foraminifera.* Springer, Berlin – Heidelberg
- [55] **Hodell, David A., Elmstrom, Kristin M., Kennett, James P., 1986.** Latest Miocene benthic  $\delta^{18}\text{O}$  changes, global ice volume, sea level and the “mesinian salinity crisis”. *Nature*, 320, 411–414
- [56] **Hoerling, Martin P., James W. Hurrell, Taiyi Xu, 2001.** Tropical Origins for Recent North Atlantic Climate Change. *Science*, 292, 90–92
- [57] **Horrell, Mark A., 1990.** Energy balance constraints on  $\delta^{18}\text{O}$  based paleo-sea surface temperature estimates. *Paleoceanography*, 5(3), 339–348

- [58] **Hsu, Kenneth J., 1983.** The Mediterranean was a Desert – A voyage of the Glomar Challenger. *Princeton University Press*, Princeton, New Jersey
- [59] **Hugget, Richard John, 1991.** Climate, Earth Processes and Earth History. *Springer*, Berlin – Heidelberg
- [60] **IPCC 1995: Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callendar, N. Harris, A. Kattenberg, K. Maskell (editors), 1996.** Climate Change 1995, The Science of Climate Change, Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge
- [61] **IPCC 2001: Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson (editors), 2001.** Climate Change 2001, The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge
- [62] **Kennett, James P., 1982.** Marine Geology. *Prentice-Hall*, Englewood Cliffs
- [63] **Kennett, James P., 1985.** The Miocene Ocean, Paleooceanography and Biogeography. *Geological Society of America*, Memoir 163
- [64] **Kerr, Richard A., 1997.** A New Driver for the Atlantic's Moods and Europe's Weather? *Science*, 275, 754-755
- [65] **Kerr, Richard A., 2001.** The Tropics Return to the Climate System. *Science*, 292, 660-661
- [66] **Krijgsman, W.; Hilgen, F.J.; Raffi, I.; Sierro, F.J.; Wilson, D.S., 1999.** Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Letter to Nature, Nature*, 400, 652–655
- [67] **Kutzbach, J.E.; Prell, W.L.; Ruddiman, William F.; 1993.** Sensitivity of Eurasian Climate to Surface Uplift of the Tibetan Plateau. *Journal of Geology*, 101, 177–190, University of Chicago Press
- [68] **Latif, Mojib; Joachim Biercamp, Hans von Storch, Francis W. Zwiers, 1988.** A ten year climate simulation with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*, Hamburg, Report N° 21
- [69] **Leemans, R. & Cramer, W., 1991.** The IIASA database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness on a global terrestrial grid. RR-91-18. 63pp [Available from IIASA, A-2361 Laxenburg, Austria]



- [70] **Legates, D.R. & Willmott, C.J., 1990a.** Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatol.*, 10, 111–127
- [71] **Legates, D.R. & Willmott, C.J., 1990b.** Mean seasonal and spatial variability in global surface air-temperature. *Theor. Appl. Climatol.*, 41, 11–21
- [72] **Levitus, S. & T. P. Boyer, 1994.** World Ocean Atlas, Volume 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4, 117pp
- [73] **Liang, Ming-Mei, Angela Bruch, Margaret Collins, Volker Mosbrugger, Cheng-Sen Li, Qi-Gao Sun, Jason Hilton, 2003.** Testing the climatic estimates from different paleobotanical methods: an example from the Middle Miocene Shanwang flora of China. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 198, 279–301
- [74] **McKenzie, Judith, A. & H. Oberhänsli, 1985.** Paleooceanographic expressions of the Messinian salinity crisis. In: South Atlantic Paleooceanography, Hsu, K.J. and Weissert, H. (editors). *Cambridge University Press*, New York, 99–123
- [75] **McKenzie, J.A.; Isern, A.R.; Feary, D.A., 1996.** The role of sea-surface temperature as a control on carbonate platform development in the western Coral Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 124, 247–272
- [76] **Maier-Reimer, E; Mikolajewicz, U; Crowley, T.J., 1990.** Ocean General Circulation model sensitivity experiment with an open Central American Isthmus. *Paleoceanography*, 5(3), 349–366
- [77] **Manabe, S.; Spelman M. J.; Stouffer, R. J.; 1992.** Transient Response of a Coupled Ocean–Atmosphere Model to Gradual Changes of Atmospheric CO<sub>2</sub>. Part II: Seasonal Response. *Journal of Climate*, 5, 105–126
- [78] **Manabe, Syukuro, Ronald J. Stouffer, Michael J. Spelman, 1994.** Response of a coupled ocean–atmosphere model to increasing atmospheric carbon dioxide. *AMBIO*, 23(1), 44–49
- [79] **Micheels, Arne, 2003.** Late Miocene Climate Modelling with ECHAM4/ML – The Effects of the Paleovegetation on the Tortonian Climate. *Dissertation an der Universität Tübingen*
- [80] **Mikolajewicz, Uwe; Maier-Reimer, Ernst; Crowley, Thomas J.; Kim Kwang-Yul, 1993.** Effect of Drake and Panamanian gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography*, 8(4), 409–426

- [81] **Mikolajewicz, Uwe & Thomas J. Crowley, 1997.** Response of a coupled ocean/energy balance model to restricted flow through the central American isthmus. *Paleoceanography*, 12(3), 429-441
- [82] **Miller, Kenneth G.; Janecek, Thomas R.; Katz, Miriam E.; Keil, David J., 1987.** Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, 2(6), 741-761
- [83] **Molnar, P.; England, P.; Martinod, J., 1993.** Mantle dynamics, uplift of Tibetan Plateau and the Indian monsoon. *Rev of Geophy.*, 31, 357-396
- [84] **Monin, Andrej S., 1986.** An introduction to the theory of climate. *Reidel*, Dordrecht
- [85] **Mosbrugger, V. & H.-D. Schilling, 1992.** Terrestrial palaeoclimatology in the Tertiary: a methodological critique. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, 17-29
- [86] **Mosbrugger, V., Utescher, T., Ashraf, A.R., Schilling, H.-D., Gebka, M., 1993.** Rekonstruktion der obermiozänen Klimaverhältnisse (10-5 Mio a v.h.) im Bereich der Niederrheinischen Bucht. In: SFB 350 (Hrsg.), Wechselwirkungen kontinentaler Stoffsysteme, Bonn, 15-17
- [87] **Mosbrugger, V. & T. Utescher, 1997.** The coexistence approach - a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial paleoclimate data using plant fossils. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 134, 61-86
- [88] **Mueller, Daniel W. & Kenneth J. Hsu, 1987.** Event stratigraphy and paleoceanography in the Fortuna Basin (southeast Spain): A scenario for the Messinian salinity crisis. *Paleoceanography*, 2(6), 679-696
- [89] **Neprochnov, Yuri P. & David A. Ross, 1978.** Black Sea geophysical framework. In: *DSDP Initial Reports*, XLII Part2, (May-June 1975 Istanbul-Istanbul), Texas A&M University
- [90] **New, Mark; Hulme, Mike; Jones, Phil, 1999.** Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961-90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. *J. Climate*, 12, 829-856
- [91] **Oberhänsli-Langenegger, Hedwig, 1994.** Paläoklimatische und Paläoozeanographische Entwicklung im Eozän. *Habilitationsschrift, Universität Tübingen, Geowissenschaftliche Fakultät*

- [92] **Pearce J.A., P.T. Leat, P.F. Barker, I.L. Millar, 2001** Geochemical tracing of Pacific-to-Atlantic upper-mantle flow through the Drake passage. *Nature*, 410, 457–461
- [93] **Pearson, Paul N & Martin R. Palmer, 2000.** Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406, 695–699
- [94] **Peixoto, José P. & Abraham H. Oort, 1992.** Physics of Climate. *AIP American Institute of Physics*, New York
- [95] **Prell, Warren L.; Marvil, Rebecca E.; Luther, Mark E., 1990.** Variability in upwelling fields in the northwestern Indian Ocean, 2, Data–model comparison at 9000 years b.p.. *Paleoceanography*, 5(3), 447–457
- [96] **Prell, W.L. & J. E. Kutzbach, 1992.** Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360, 647–652
- [97] **Ramstein, Gilles; Fluteau, Frederic; Besse, Jean; Joussaume, Sylvie; 1997.** Effect of orogeny, plate motion and land–sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386, 788–795
- [98] **Ravelo, A.C., Fairbanks, R.G., Philander, S.G.H., 1990.** Reconstructing tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. *Paleoceanography*, 5(3), 409–431
- [99] **Raymo, M.E.; Hodell, D.; Jansen, E., 1992.** Response of deep ocean circulation to initiation of northern hemisphere glaciation (3–2Ma). *Paleoceanography*, 7(5), 645–672
- [100] **Raymo, M.E. & W.F. Ruddiman, 1992.** Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359, 117–122
- [101] **Roegl, F.; Steininger, F.F.; Mueller, C., 1978.** Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (middle and eastern Europe), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, (Glomar Challenger: Malaga, Spain, to Istanbul, Turkey, April–May 1975), 42, Part 1, Texas A&M University, 985–990
- [102] **Ross, David A., 1978.** Summary of results of Black Sea drilling. In: *DSDP Initial Reports*, 42, Part 2, (May–June 1975 Istanbul–Istanbul), Texas A&M University
- [103] **Ruddiman, W.F., Sarntheim, M. et al., 1986.** Evolution of Climate in Africa and Low-Latitude Atlantic. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results, Eastern Tropical Atlantic, 108, Texas A&M University

- [104] **Savin, Samuel M.; Douglas, Robert G.; Stehli, Francis G., 1975.** Tertiary marine paleotemperatures. *Geol Soc Am Bulletin*, 86, 1499–1510
- [105] **Schmiedl, Gerhard, 1996.** IfG Tübingen, persönliche Mitteilung
- [106] **Scotese, C.R., Golonka, J., Ross, M.I., 1994.** Phanerozoic Paleogeographic and Paleoclimatic Modeling Maps. In: [31], 1–47
- [107] **Searle, Mike, 1995.** The rise and fall of Tibet. *Nature*, 374, 17–18  
Interpretation des Beitrages von Coleman, M. & Hodges, K., ebendort 49–52
- [108] **Seto-Koji, 1995.** Carbonate and oxygen isotopic paleoceanography of the Indian and South Atlantic oceans; paleoclimate and paleo-ocean circulation. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C: Geology and Mineralogy*, 10(3), 393–485
- [109] **Shackleton, N.J. & J.P. Kennett, 1975.** *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, 29, 743
- [110] **Shellito, Cindy J., Lisa C. Sloan, Matthew Huber, 2003.** Climate model sensitivity to atmospheric CO<sub>2</sub> levels in the Early-Middle Paleogene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 193, 113–123
- [111] **Smith, A.G.; Hurley, A.M.; Briden, J.C., 1981.** Phanerozoic Palecontinental World Maps. Cambridge Earth Science Series, *Cambridge University Press*, Cambridge
- [112] **Stanley, Steven M., 1994.** Historische Geologie. *Spektrum Akademischer Verlag*, Heidelberg – Berlin – Oxford (USA: 1989)
- [113] **Steppuhn, Anke, 2001.** Climate and climate processes during the Upper Miocene – Sensivity studies with coupled general circulation models. *Dissertation an der Universität Tübingen*
- [114] **Steppuhn, Anke; Micheels, Arne; Geiger, Gunfried; Mosbrugger, Volker; 2003.** Reconstructing the Late Miocene climate and oceanic heat flux using the AGCM ECHAM4 coupled to a mixed-layer ocean model with adjusted flux correction. Accepted by *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* – 2003
- [115] **Stone, P.H., 1978.** Constraints on dynamical transports of energy on a spherical planet. *Dyn. Atmos. Oceans*, 2, 123–139
- [116] **Storch, Hans von & Francis W. Zwiers; 1996.** Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press (July 1999), *Vorabdruck* (1996)

- [117] **Stouffer, R. & S. Manabe, 1999.** Response of a coupled ocean–atmosphere model to increasing atmospheric carbon dioxide: sensitivity to the rate of increase. *Journal of Climate*, 12, 2224–2237
- [118] **Sundquist, E.T., W.S. Broecker, (editors), 1985.** The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural variations, Archean to Present. *Geophysical Monograph 32*, American Geophysical Union, Washington DC
- [119] **Technical Report N°6, 1993.** The ECHAM 3 Atmospheric General Circulation Model. *Deutsches Klimarechenzentrum*, Modellbetreuungsgruppe, Hamburg, Revision 2
- [120] **Thiede, Jörn (as Chairman of Nansen Arctic Drilling program Science Committee), 1992.** The Arctic Ocean Record: Key to Global Change (Initial Science Plan). *Polarforschung*, 61, 1:1-1-2,1991, reprint of article
- [121] **Thunell, Robert C.; Williams, Douglas, F.; Howell, Michael; 1987.** Atlantic–Mediterranean water exchange during the Late Neogene. *Paleoceanography*, 2(6), 661–678
- [122] **Utescher, T.; Mosbrugger, V.; Ashraf, R.A.; 2000.** Terrestrial Climate Evolution in Northwest Germany over the last 25 Million Years. *Palaios*, 15, 430–449
- [123] **Vincent, Edith; Killingley, John S.; Berger, Wolfgang H., 1980.** The magnetic Epoch–6 Carbon Shift: A change in the oceans <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratio 6.2 million years ago. *Mar. Micropaleontol.*, 5, 185–203
- [124] **Wagner, Thomas, 2002.** Late Cretaceous to early Quaternary organic sedimentation in the eastern Equatorial Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, 113–147
- [125] **Wang, Y., Cerling, T.E., MacFadden, B.J., 1994.** Fossil horses and carbon isotopes: new evidence for Cenozoic dietary, habitat, and ecosystem changes in North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107, 269–279
- [126] **Weischet, Wolfgang, 1991.** Einführung in die Allgemeine Klimatologie. *B.G. Teubner*, Stuttgart, 5. Auflage
- [127] **Woodruff, Fay; Savin, Samuel M.; Douglas, Robert G., 1981.** Miocene stable isotope record: A detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. *Science*, 212, 665–668
- [128] **Woodruff, Fay & Samuel M. Savin, 1989.** Miocene Deepwater Oceanography. *Paleoceanography*, 4(1), 87–140

- [129] **Wright, James D., 1991.** Evolution of Modern Deepwater Circulation: Evidence from the late Miocene Southern Ocean. *Paleoceanography*, 6(2), 275–290
- [130] **Wright, James D., 1992.** Early and middle miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography*, 7(3), 357–389
- [131] **Wright, James D. & Kenneth G. Miller, 1996.** Control of North Atlantic Deep Water circulation by the Greenland-Scotland Ridge. *Paleoceanography*, 11(2), 157–170
- [132] **Zachos, James C.; Lohman, Kyger C.; Walker, James C.G.; Wise, Sherwood W., 1993.** Abrupt Climate Change and Transient Climate During the Paleogene: A Marine Perspective. *Journal of Geology*, 101, 191–213
- [133] **Zachos, James C.; Stott, Lowell D.; Lohmann, Kyger C., 1994.** Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography*, 9(2), 353–387
- [134] **Zachos, James C.; Shackleton, Nicholas J.; Revenaugh, Justin S.; Pälike, Heiko; Flower, Benjamin P., 2001.** Climate Response to Orbital Forcing Across the Oligocene-Miocene Boundary. *Science*, 292
- [135] **Zhisheng An, John E. Kutzbach, Warren L. Prell, Stephen C. Porter, 2001.** Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411, 62-66



## Bildungsgang

von Gunfried Geiger  
 geboren 30. Juli 1954 in Stuttgart – Bad Cannstatt  
 Wohnort Beethovenstraße 14, D-72411 Bodelshausen

### Schule

1961 – 1965 Grundschule in Bissingen an der Enz  
 1965 – 1974 Gymnasium in Bietigheim  
 1974 Allgemeine Hochschulreife

### Universität

1976 – 1979 Studium der Physik an der Universität Heidelberg  
 1979 Diplom-Vorprüfung Physik an der Universität Heidelberg  
 1979 – 1980 Studienaufenthalt an der Università degli Studi di Bologna, Italien  
 1980 Zwischenprüfung mit Jahresarbeit in Antropologia Culturale  
 bei Prof. Dr. Matilde Callari Galli  
 1980 – 1981 Fortsetzung des Studiums der Physik an der Universität Heidelberg  
 1985 – 1986 Studium der Islamkunde und Ägyptologie an der Universität Tübingen  
 1986 – 1991 Fortsetzung des Studiums der Physik an der Universität Tübingen  
 1991 – 1992 Diplomarbeit unter Prof. Dr. Peter Kramer am Institut  
 für Theoretische Physik der Universität Tübingen  
 1993 Diplomprüfung Physik

### Promotion

1993 – 1994 Angestellter am Institut und Museum für Geologie und Paläontologie,  
 Tübingen – Aufnahme der Beschäftigung mit dem Thema der  
 Dissertation unter Prof. Dr. Volker Mosbrugger  
 1995 – 1997 Wissenschaftlicher Mitarbeiter im SFB 350 Bonn, Arbeit an der  
 Dissertation unter Prof. Dr. Heinz-Dieter Schilling (verstorben im  
 November 1997) am Institut für Meteorologie / Universität Bonn  
 2002 – 2004 Abschluss der Dissertation unter Prof. Dr. Volker Mosbrugger  
 am Institut für Geowissenschaften der Universität Tübingen

**Akademische Lehrer:** Prof. Dr. O. Haxel, Prof. Dr. H. G. Dosch, Prof. Dr. I. Bender, Prof. Dr. A. Brandis, Prof. Dr. M. Callari Galli, Prof. Dr. I. Gamer-Wallert, Prof. Dr. H. Gaube, Prof. Dr. P. Pawelka, Prof. Dr. P. Kramer, Prof. Dr. H. Stumpf, Prof. Dr. H. Ruder, Prof. Dr. M. Wolff, Prof. Dr. S. Breitsprecher, Prof. Dr. V. Mosbrugger, Prof. Dr. H.-D. Schilling, Prof. Dr. C. Hemleben, Prof. Dr. F. Westphal, Prof. Dr. T. Aigner