

Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades der
Bayerischen Julius-Maximilians-Universität
Würzburg



Simulation ausgewählter
Zeitscheiben des Paläoklimas in
Asien mit einem hochaufgelösten
Regionalmodell

vorgelegt von
Christian Steger
aus Lohr am Main

Würzburg 2015

Eingereicht am: 30. Juli 2015

1. Gutachter: Prof. Dr. Heiko Paeth
2. Gutachter: Prof. Dr. Todd Ehlers
der Dissertation

1. Prüfer: Prof. Dr. Heiko Paeth
2. Prüfer: Prof. Dr. Jürgen Rauh
der mündlichen Prüfung:

Tag der mündlichen Prüfung: 4. November 2015

Doktorurkunde ausgehändigt am:

Zusammenfassung

Das Tibetplateau (TP) ist das höchste Gebirgsplateau der Erde und bildete sich im Verlauf der letzten 50 Millionen Jahre. Durch seine Ausmaße veränderte das TP nicht nur das Klima im heutigen Asien, sondern bewirkte Veränderungen weltweit. Heute stellt das TP einen Hotspot des Klimawandels dar und ist als Quellgebiet vieler großer Flüsse in Asien für die Wasserversorgung von Milliarden von Menschen von zentraler Bedeutung. Vor diesem Hintergrund ist es wichtig, die Prozesse, die das Klima in der Region steuern, besser zu verstehen und die Variabilität des Klimas auf unterschiedlichen Zeitskalen abschätzen zu können.

Grundlegendes Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, räumlich hochaufgelöste quantitative Informationen über die Veränderung der klimatischen Verhältnisse in Asien während der Bildungsphase des TP und unter warm- und kaltzeitlichen Randbedingungen zur Verfügung zu stellen und dadurch eine Verbindung zwischen den verschiedenen Zeitskalen herzustellen. Hierfür werden das heutige Klima und das Paläoklima der Region mit Hilfe von Klimamodellen simuliert. Da frühere Studien zeigen konnten, dass die Ergebnisse von hochaufgelösten Modellen besser mit Paläoklimarekonstruktionen übereinstimmen, als die von vergleichsweise niedrig aufgelösten Globalmodellen, erfolgt ein dynamisches Downscaling des globalen Klimamodells ECHAM5 mit dem regionalen Klimamodell REMO.

Die Heraushebung des TP wird durch eine Serie von fünf Simulationen (Topographieexperimente) approximiert, in denen die Höhe des TP in 25%-Schritten von 0% bis 100% der heutigen Höhe verändert wird. Die Schwankungen des Klimas im späten Quartär sind durch Simulationen für das mittlere Holozän und den Hochstand der letzten Vereisung, das Last-Glacial-Maximum, repräsentiert (Quartärexperimente). In den Quartärexperimenten wurden die Treibhausgaskonzentrationen, Orbitalparameter, Landbedeckung und verschiedene Vegetationsparameter an die Bedingungen der jeweiligen Zeitscheibe angepasst. Die Auswertung der Simulationsergebnisse konzentriert sich auf jährliche und jahreszeitliche Veränderungen der bodennahen Temperatur und des Niederschlags. Außerdem werden die sich ergebenden Änderungen in der Intensität des indischen Monsuns anhand verschiedener Monsunindizes analysiert. Für das TP und die sich unmittelbar anschließenden Gebiete wird zusätzlich eine Clusteranalyse durchgeführt, um die dort vorkommenden regionalen Klimatypen identifizieren und charakterisieren zu können.

In den Topographieexperimenten zeigt sich, dass die 2m-Temperatur im Bereich des TP im Jahresmittel mit abnehmender Höhe des Plateaus um bis zu 30°C zunimmt, während es in den übrigen Teilen des Modellgebiets nahezu überall kälter

wird. Die Jahressumme des Niederschlags nimmt mit abnehmender Höhe des TP westlich und nördlich davon zu. Im Bereich des TP sowie südlich und östlich davon gehen die Niederschläge zurück. Die starke Niederschlagszunahme nördlich des TP kann durch die Ausbildung eines Höhentrogs statt eines Höhenrückens in diesem Bereich erklärt werden. Das grundsätzliche räumliche Muster der Veränderungen besteht dabei bereits bei einer Plateauhöhe von 75% des Ausgangswertes und ändert sich bei weiterer Verringerung der Höhe nicht wesentlich. Lediglich der Betrag der Veränderungen nimmt zu. Dies gilt für die 2m-Temperatur und den Niederschlag und sowohl im Jahresmittel als auch für die einzelnen Jahreszeiten. Bezüglich der Intensität des indischen Sommermonsuns zeigt sich, dass zwischen 25% und 75% der heutigen Höhe des TP die stärkste Intensivierung stattfindet. Eine mit heute vergleichbare Monsunintensität tritt erst auf, wenn das TP die Hälfte seiner jetzigen Höhe erreicht hat.

Im mittleren Holozän ist es im Jahresmittel in den meisten Teilen des Modellgebiets kälter und feuchter als heute. Die Unterschiede sind jedoch größtenteils gering und nicht signifikant. Hinsichtlich der Temperatur zeigen die Modelldaten nur vereinzelt eine gute Übereinstimmung mit den rekonstruierten Werten. Allerdings weisen die Rekonstruktionen eine hohe räumliche Variabilität auf, wodurch die in diesem Datensatz vorhandenen Unsicherheiten widergespiegelt werden. Hinsichtlich des Niederschlags ist die Übereinstimmung besser. Hier deuten sowohl die simulierten als auch die rekonstruierten Daten auf feuchtere Bedingungen hin.

In der Simulation für das Last-Glacial-Maximum liegen die Temperaturen überall im Modellgebiet im Jahresmittel und in allen Jahreszeiten um bis zu 8°C unter den heutigen Werten. Es besteht eine gute Übereinstimmung mit den rekonstruierten Temperaturwerten für diese Zeitscheibe. Zu einer signifikanten Abnahme der jährlichen Niederschlagsmenge kommt es westlich und nordwestlich des TP, in Indien, Südostasien und entlang der Ostküste Chinas. Für die Bereiche, für die Niederschlagsrekonstruktionen verfügbar sind, stimmen die Modellergebnisse gut mit diesen überein. Zu einer signifikanten Niederschlagszunahme kommt es nur zwischen der Nordküste des Golfs von Bengalen und dem Himalaya, wobei dies möglicherweise ein Modellartefakt darstellt.

Hinsichtlich der Monsunintensität bestehen große Unterschiede zwischen den Indizes. Während der Extended Indian Monsoon Rainfall Index eine starke Abschwächung des indischen Sommermonsuns anzeigt, ist der Wert des Webster and Yang Monsoon Index verglichen mit heute nahezu unverändert. Ein Vergleich der Monsunintensität in den Topographie- und den Quartärexperimenten macht deutlich, dass der indische Monsun durch den Wechsel von warm- und kaltzeitlichen Randbedingungen mindestens so stark beeinflusst wird wie durch die Hebung des TP.

Abstract

The Tibetan Plateau (TP) is the world's most elevated highland which was built over the past 50 million years. With its extent, the TP did not only influence the climate in Asia, but also caused global changes. Today, the TP represents a climate change hot spot and is, as the source region of many large rivers in Asia, crucial for the water supply of billions of people. Considering this background, it is important to obtain a better understanding of the processes that control the climate in the region and to estimate the climate variability on different time scales.

The basic goal of this study is to provide spatial highly resolved quantitative information about the changes in the climatic conditions in Asia during the uplift of the TP and during periods with warmer and colder boundary conditions and thus to put these different timescales in relation. Therefore, the modern climate and the paleoclimate of the region are being simulated with climate models. The global climate model ECHAM5 is dynamically downscaled with the regional climate model REMO, because previous studies have shown, that the results of models with higher resolution are more consistent with paleoclimate reconstructions than the results of models with lower resolution.

The uplift of the TP is approximated by a series of five simulations (topography experiments) in which the elevation of the TP is varied in steps of 25% from 0% to 100% of its present day height. The late Quaternary climate variations are represented by two simulations with boundary conditions for the Mid-Holocene and the Last-Glacial-Maximum (Quaternary experiments). For the Quaternary experiments, the greenhouse gas concentration, orbital parameters, land cover and some vegetation parameters have been adopted for the particular time slice. The evaluation of the simulations' results focusses on annual and seasonal changes of the near surface temperature and precipitation. Variations in the strength of the Indian monsoon are analyzed by means of different monsoon indices. In order to identify and characterize the regional climate types there, a cluster analysis is conducted for the TP and adjacent regions.

The topography experiments show that the annual mean 2m-temperature drops by up to 30°C in the region of the TP when the height of the plateau is reduced while it becomes colder nearly everywhere else in the model domain. The annual precipitation amount is reduced in the west and north of the TP when its height is reduced. The immense precipitation increase to the north of the TP can be explained by the formation of a trough instead of a ridge in the mid-troposphere of this region. The general spatial pattern of the changes already persists when

the height of the TP is reduced to 75% of the present day value and it does not change fundamentally when the height is reduced further. This pertains for the 2m-temperature, the precipitation and for the annual as well as the seasonal means. The analysis of the intensity of the Indian Summer Monsoon shows that the strongest intensification appears between 25% to 75% of the TP's present day elevation. Half of the current elevation is necessary to get a monsoon intensity comparable to the one of today.

In the Mid-Holocene, it is on average colder and more humid in most parts of the model domain compared to present day. But the differences are mostly small and not significant. Concerning the temperature, the model data coincides only sporadically with reconstructed values. However, the reconstructions show great spatial variability, which reflects the uncertainties that are present in this data set. Regarding precipitation, the simulated data matches the reconstructions better. Both the simulated and the reconstructed data point towards wetter conditions.

Compared to present day values, the simulation of the Last-Glacial-Maximum shows up to 8°C lower annual and seasonal mean temperatures everywhere in the model domain compared to present day values. The results are in good conformity with reconstructed temperature values for this time slice. A significant reduction of the annual precipitation amount appears in the west and north of the TP, in India, Southeast Asia and along the east coast of China. Where precipitation reconstructions are available, the model results show good accordance with these values. A significant increase in precipitation appears only between the northern coast of the Bay of Bengal and the Himalayas, but this potentially represents a model artifact.

There are big differences between the indices in terms of the monsoon intensity. The Extended Indian Monsoon Rainfall Index shows a strong reduction of the Indian Summer Monsoon, whereas the value of the Webster and Yang Monsoon Index remains nearly unchanged compared to the present day value. A comparison of the monsoon intensity in the topography and the quaternary experiments reveals that the change in boundary conditions between warm and cold intervals affects the Indian monsoon at least as much as the uplift of the TP.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	v
Abstract	vii
Tabellenverzeichnis	xii
Abbildungsverzeichnis	xiii
Abkürzungsverzeichnis	xv
1 Einführung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Untersuchungsgebiet	2
1.3 Klima	3
1.3.1 Bodennahes Klima	4
1.3.1.1 Temperatur	4
1.3.1.2 Wind	4
1.3.1.3 Niederschlag	6
1.3.2 Zirkulation	8
1.4 Paläoklima	11
1.4.1 Kontrollfaktoren	11
1.4.2 Klimavariabilität auf geologischer Zeitskala	16
1.4.3 Klimavariabilität auf orbitaler Zeitskala	23
1.5 Ziele	27
2 Daten und Modelle	31
2.1 Beobachtungsdaten	31
2.2 Modelle	35
2.2.1 ECHAM	35
2.2.2 REMO	36
3 Datenaufbereitung und statistische Methoden	39
3.1 Datenaufbereitung	39
3.1.1 Experimentüberblick	39
3.1.2 Datenvorbereitung	42

3.2	Statistische Methoden	42
3.2.1	Mittelwert und Varianz	43
3.2.2	Konfidenzintervalle	43
3.2.3	Clusteranalyse	44
3.2.4	Varianzanalyse	46
3.3	Weitere Analysemethoden	49
3.3.1	Jahresgang	49
3.3.2	Windrosen	49
3.3.3	Windprofile	51
3.3.4	Geopotential	52
3.3.5	Monsunindizes	52
4	Modellvalidation	55
4.1	Einschwingvorgang	55
4.2	Bodennahes Klima	58
4.2.1	Temperatur	58
4.2.2	Niederschlag	61
4.3	Zirkulation	66
4.4	Klimatypen	69
4.4.1	Identifikation	69
4.4.2	Charakterisierung	75
4.4.2.1	Jahresgang	75
4.4.2.2	Windrichtungen	78
4.5	Vergleich REMO - ECHAM	82
5	Topographieexperimente	87
5.1	Modellkonfiguration	87
5.1.1	Änderung der Topographie	87
5.1.2	Vergleich der Kontrollexperimente	90
5.2	Veränderungen im bodennahen Klima	92
5.2.1	Temperatur	92
5.2.2	Niederschlag	98
5.3	Veränderung der Monsunintensität	104
5.4	Veränderung der Zirkulation	107
5.5	Auswirkungen auf Klimatypen	116
6	Quartäreexperimente	126
6.1	Modellkonfiguration	126
6.1.1	Anpassungen	126
6.1.2	Vergleich der Kontrollexperimente	127
6.2	Änderungen für Quartäreexperimente	129
6.2.1	Treibhausgaskonzentration	130

6.2.2	Landnutzungsklassen	130
6.2.3	Orbitalparameter	133
6.3	Veränderungen im bodennahen Klima	135
6.3.1	Mid-Holocene	135
6.3.1.1	Temperatur	135
6.3.1.2	Niederschlag	138
6.3.2	Last Glacial Maximum	140
6.3.2.1	Temperatur	140
6.3.2.2	Niederschlag	143
6.4	Veränderung der Monsunintensität	146
6.5	Auswirkungen auf Klimatypen	148
7	Diskussion	153
7.1	Ergebnisse der Topographieexperimente	153
7.2	Ergebnisse der Quartäreexperimente	161
8	Ausblick	172
	Literaturverzeichnis	177

Tabellenverzeichnis

2.1	Übersicht Beobachtungsdaten	32
2.2	Übersicht Paläoklimarekonstruktionen 6kya	34
2.3	Übersicht Paläoklimarekonstruktionen 21kya	35
3.1	Übersicht REMO Experimente	40
4.1	Zentroide der Cluster für CTRL	71
5.1	Zentroide der Cluster für T100	119
6.1	Treibhausgaskonzentrationen in den Quartärexperimenten	130
6.2	Orbitalparameter für Quartärexperimente	134
6.3	Zentroide der Cluster für PD	150

Abbildungsverzeichnis

1.1	Topographische Karte des Untersuchungsgebiets	2
1.2	Beobachtete bodennahe Temperatur im Untersuchungsgebiet . . .	5
1.3	Beobachtete 10m-Windfelder im Untersuchungsgebiet	6
1.4	Beobachteter Niederschlag im Untersuchungsgebiet	8
3.1	Topographie des Modellgebiets, Position der Clusterdomain und der Windmessstationen	41
3.2	Beispielabbildung Windrosen	50
4.1	Spin-up Analyse der Bodentemperatur	56
4.2	Spin-up Analyse der Bodenfeuchte	57
4.3	Vergleich der 2m-Temperatur in REMO mit Beobachtungsdaten .	59
4.4	Konfidenzintervalle für 2m-Temperatur	62
4.5	Vergleich des Niederschlags in REMO mit Beobachtungsdaten . .	63
4.6	Konfidenzintervalle für Niederschlag	65
4.7	Vergleich der 500hPa- und 10m-Windfelder von REMO und HAR	67
4.8	Vergleich der REMO-Cluster mit Beobachtungen	70
4.9	Standardabweichung der Variablen in jedem Cluster für CTRL. .	74
4.10	Jahresgang 2m-Temperatur für CTRL und Beobachtungen	76
4.11	Jahresgang Niederschlag für CTRL und Beobachtungen	77
4.12	Windrosen von REMO und HAR für ausgewählte Cluster	79
4.13	Vergleich der Windrichtungen in REMO mit Stationsdaten	81
4.14	Vergleich Jahresmittel der 2m-Temperatur von ECHAM und REMO mit Beobachtungen	83
4.15	Vergleich jährliche Niederschlagssumme von ECHAM und REMO mit Beobachtungen	86
5.1	Topographie in REMO in den Topographieexperimenten	88
5.2	Vergleich 2m-Temperatur und Niederschlag von T100 und CTRL	91
5.3	Vergleich 2m-Temperatur für Topographieexperimente	93
5.4	Varianzanalyse 2m-Temperatur für Topographieexperimente . . .	95
5.5	Erklärter Varianzanteil 2m-Temperatur für Topographieexperimente	97
5.6	Vergleich Niederschlag für Topographieexperimente	100
5.7	Varianzanalyse Niederschlag für Topographieexperimente	101

5.8	Erklärter Varianzanteil Niederschlag für Topographieexperimente	103
5.9	Monsunindizes für Topographieexperimente	105
5.10	Zonale Windprofile für verschiedene Höhen des TP	108
5.11	Zonale Anomalien des 500hPa-Geopotentials für verschiedene Höhen des TP	110
5.12	200hPa-Windfelder für verschiedene Höhen des TP	113
5.13	10m-Windfelder für verschiedene Höhen des TP	115
5.14	Vergleich Cluster für Topographieexperimente	117
5.15	Jahresgänge von 2m-Temperatur und Niederschlag ausgewählter Cluster für Topographieexperimente	120
5.16	Analyse der Richtungen des 500hPa- und 10m-Winds in Cluster 6 für verschiedene Höhen des TP	123
5.17	Analyse der Richtungen des 500hPa- und 10m-Winds in Cluster 4 für verschiedene Höhen des TP	124
6.1	Vergleich 2m-Temperatur und Niederschlag für PD und CTRL . .	128
6.2	Landnutzungsklassen in REMO für PD, MH und LGM	131
6.3	Vergleich 2m-Temperatur für MH	136
6.4	Varianzanalyse und erklärter Varianzanteil für 2m-Temperatur für MH	137
6.5	Vergleich Niederschlag für MH	139
6.6	Varianzanalyse und erklärter Varianzanteil für Niederschlag für MH	140
6.7	Vergleich 2m-Temperatur für LGM	142
6.8	Varianzanalyse und erklärter Varianzanteil für 2m-Temperatur für LGM	143
6.9	Vergleich Niederschlag für LGM	144
6.10	Varianzanalyse und erklärter Varianzanteil für Niederschlag für LGM	145
6.11	Niederschlagsprofile für Quartäreexperimente	146
6.12	Monsunindizes für Quartäreexperimente	147
6.13	Vergleich Cluster für PD, MH und LGM	149
6.14	Jahresgänge von 2m-Temperatur und Niederschlag für ausgewählte Cluster für Quartäreexperimente	151
7.1	Überblicksabbildung für Topographieexperimente	155
7.2	Überblicksabbildung für Quartäreexperimente	163
7.3	Vergleich der Simulationsergebnisse mit Paläoklimarekonstruktionen für MH	165
7.4	Vergleich der Simulationsergebnisse mit Paläoklimarekonstruktionen für LGM	168

Abkürzungsverzeichnis

AGCM	Atmospheric General Circulation Model
AM	Asiatischer Monsun
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
ANOVA	Varianzanalyse
AOGCM	Coupled Atmosphere Ocean General Circulation Model
Bridging Timescales	Bridging Timescales of Tibetan Plateau Environmental Change: An Integration of Earth System Modeling with Modern and Paleo-environmental Proxies
CDO	Climate Data Operator
CMIP3	Coupled Model Intercomparison Project; Phase 3
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project; Phase 5
CRU	Climate Research Unit
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
ECHAM	European Centre Hamburg Model
EIMR	Extended Indian Monsoon Rainfall Index
GCM	General Circulation Model
HAR	High Asia Refined analysis
IM	Indischer Monsun
ITC	Innertropische Konvergenzzone
LGM	Last Glacial Maximum
MH	Mid-Holocene
MPIM	Max-Planck-Institut für Meteorologie
MSE	Moist Static Energy
OAM	Ostasiatischer Monsun
PMIP3	Paleoclimate Modelling Intercomparison Project; Phase 3
RCM	Regional Climate Model
REMO	Regional Modell
SST	Sea Surface Temperature
STJ	Subtropical Jet

SWI	Stable Water Isotopes
TEJ	Tropical Easterly Jet
TiP	Tibetan Plateau: Formation - Climate - Ecosystem (DFG Schwerpunktprogramm 1372)
TP	Tibetplateau
WRF	Weather Research and Forecasting Model
WYI	Webster and Yang Monsoon Index

1 Einführung

1.1 Motivation

Das Tibetplateau (TP) ist mit einer durchschnittlichen Höhe von über 4500m das höchste Gebirgsplateau der Erde. Es bildete sich im Verlauf der letzten 50 Millionen Jahre durch die Kollision des indischen Subkontinents mit Asien (ROWLEY, 1996; LIEBKE et al., 2013). Durch seine Höhe und Ausdehnung veränderte das TP nicht nur das Klima im heutigen Asien, sondern bewirkte Veränderungen weltweit (RAYMO und RUDDIMAN, 1992; MOLNAR et al., 1993; HARRISON et al., 1995; MOLNAR, 2005). Dabei sind neben der Hebungsgeschichte auch die Auswirkungen, die das TP während seiner Bildungsphase auf das Klimasystem hatte, bislang nur unzureichend erforscht.

Heute stellt das TP einen Hotspot des Klimawandels dar (GIORGI, 2006; QIU, 2008; WANG et al., 2008a; YANG et al., 2012; ZHU et al., 2013) mit überdurchschnittlicher Erwärmung und starkem Gletscherrückgang (LIU und CHEN, 2000; THOMPSON et al., 2000; YAO et al., 2006). Daneben ist das TP auch die Quellregion vieler großer Flüsse in Asien und somit kann ein Rückgang der Gletscher auf dem TP ein schwerwiegendes Problem für die Wasserversorgung von Milliarden von Menschen darstellen (CYRANOSKI, 2005). Da die Lebensgrundlage vieler Menschen in den an das TP angrenzenden Ländern nach wie vor die Landwirtschaft ist, können je nach Schätzung ein Drittel bis über die Hälfte der Weltbevölkerung direkt von Dürren oder Überschwemmungen betroffen sein (WEBSTER et al., 1998; SIVAKUMAR et al., 2005; GADGIL und GADGIL, 2006; WASSMANN et al., 2009). Vor diesem Hintergrund ist es wichtig, die Prozesse die das Klima in der Region steuern besser zu verstehen und die Variabilität des Klimas auf unterschiedlichen Zeitskalen abschätzen zu können. Die Bedeutung dieses Themas zeigt sich insbesondere auch in der Zunahme der internationalen Forschung zu diesen Fragestellungen in der Region in den letzten Jahren und Jahrzehnten (WANG et al., 2005; CLIFT und PLUMB, 2008; CLIFT et al., 2014; MISCHKE et al., 2013; SARASWAT et al., 2013; MISCHKE und CHEN, 2013, und darin zitierte Literatur).

Ein Großteil dieser Forschungsaktivität von deutscher Seite wurde in den letzten Jahren innerhalb des DFG Schwerpunktprogramms Tibetan Plateau: Formation - Climate - Ecosystem (TiP) zusammengefasst, organisiert und koordiniert. Die hier vorgestellte Arbeit wurde ebenfalls im Rahmen von TiP durchgeführt. Dies ist insofern von Bedeutung, da durch die Einbindung in das Gesamtprojekt ein

gewisser Rahmen für die durchgeführten Arbeiten vorgegeben wird. In Abschnitt 1.5 wird hierauf noch genauer eingegangen.

1.2 Untersuchungsgebiet

Der folgende Abschnitt gibt einen kurzen Überblick über die Untersuchungsregion. Abbildung 1.1 zeigt eine topographische Karte der Region auf Basis des digitalen Geländemodells GTOPO30 (für weitere Informationen zu diesem Datensatz siehe Kapitel 2), in der die wichtigsten Großstrukturen sowie die flächenmäßig größten Länder als Orientierungspunkte eingetragen sind.

Das Hochland von Tibet erstreckt sich im Kern von etwa 75° bis 105° östlicher Länge und von 25° bis 40° nördlicher Breite. Die durchschnittliche Höhe beträgt mehr als 4500m. Im Süden ist das Plateau durch den Himalaya, im Westen durch

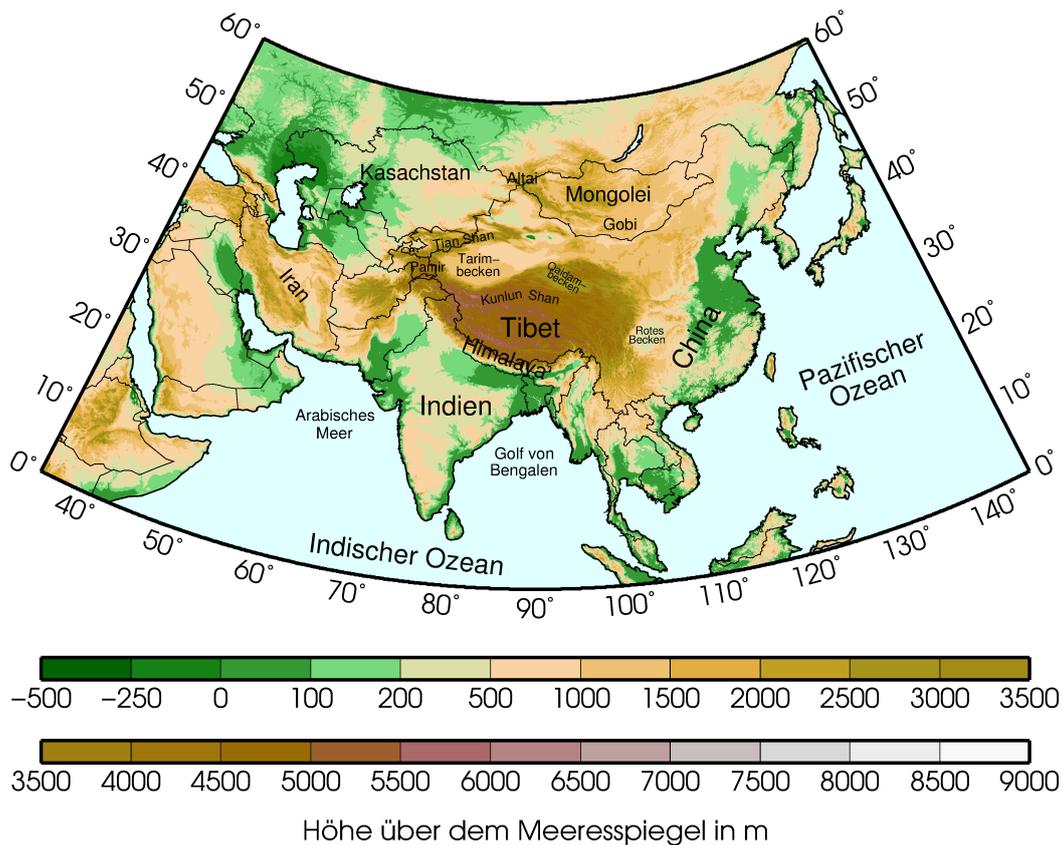


Abb. 1.1: Topographische Karte des Untersuchungsgebiets auf Grundlage des digitalen Geländemodells GTOPO30.

Pamir und Karakorum sowie im Norden durch das Kunlun-Gebirge begrenzt. Diese das Plateau umrahmenden Gebirge werden üblicherweise mit einbezogen, wenn von „dem“ Tibetplateau die Rede ist. Dies gilt auch im Folgenden, sofern nicht explizit auf eine andere Untergliederung hingewiesen wird. Nordwestlich des Kunlun-Gebirges schließen sich das Tarimbecken und das Tian Shan Gebirge, nordöstlich das Qaidam-Becken und das Nan Shan Gebirge an. Im Nordosten geht das TP in das chinesische Lössplateau und dann in die Große Ebene über, während sich südöstlich davon das Rote Becken und das Jangtse-Tiefland anschließen.

Politisch betrachtet gehört der Großteil der Fläche des TP zur Volksrepublik China, wobei der weitaus größte Teil vom Autonomen Gebiet Tibet eingenommen wird. Teile gehören aber auch zu den Provinzen Qinghai, Sichuan und Gansu. Ausgehend von Indien im Süden gehören das TP und die angrenzenden Gebiete im Uhrzeigersinn gesehen außerdem zu den folgenden Staaten: Indien, Bhutan, Nepal, Pakistan, Iran, Afghanistan, Tadschikistan, Turkmenistan, Usbekistan, Kirgisistan, Kasachstan, Mongolei, Vietnam, Kambodscha, Laos, Thailand, Myanmar und Bangladesch. Das TP ist somit Teil oder direkt angrenzend an Zentralasien, Südasien, Ostasien und Südostasien. Mit China und Indien befinden sich die beiden bevölkerungsreichsten Länder der Erde in der Region. Auch Pakistan und Bangladesch gehören diesbezüglich zu den zehn größten Ländern weltweit. Diese vier Länder kommen im Jahr 2014 zusammen schon auf knapp drei Milliarden Einwohner (INTERNATIONAL MONETARY FUND, 2014).

Umgeben werden die Landmassen Asiens von verschiedenen Meeren. Westlich von Indien befindet sich das Arabische Meer, östlich der Golf von Bengalen. Südlich von beiden liegt der Indische Ozean. Weiter östlich, vor der Küste Chinas befindet sich das Südchinesische Meer an das sich nördlich das Ostchinesische Meer anschließt. Östlich von beiden folgt der Pazifik. Asien ist somit im Süden und Osten von Ozeanen umgeben. Ein Umstand der für das Klima der Region von zentraler Bedeutung ist.

1.3 Klima

Im folgenden Abschnitt wird ein kurzer Überblick über die klimatischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet gegeben. Die Darstellung konzentriert sich dabei zunächst auf das bodennahe Klima und dabei auf die grundlegenden Klimavariablen 2m-Temperatur, Niederschlag und 10m-Wind. Anschließend wird die großräumige Zirkulation dargestellt. Eine weitere Besprechung der heutigen klimatischen Situation in Asien erfolgt auch im Rahmen der Modellvalidation in Kapitel 4.

1.3.1 Bodennahes Klima

1.3.1.1 Temperatur

Abbildung 1.2 zeigt den Jahresmittelwert der 2m-Temperatur sowie die Mittelwerte für den Sommer und Winter der Nordhalbkugel (die Monate Juni, Juli und August (JJA) bzw. Dezember, Januar und Februar (DJF)); nachfolgend ist mit den Begriffen Sommer und Winter immer der Sommer bzw. Winter der Nordhalbkugel gemeint) für den Zeitraum 1971 bis 2000 auf Grundlage der Beobachtungsdaten der Climate Research Unit (CRU; HARRIS et al., 2013). Das räumliche Muster der Jahresmitteltemperatur zeigt einen annähernd breitenparallelen Verlauf. Die wärmsten Gebiete befinden sich südlich des TP auf der Arabischen Halbinsel, in Indien und Südostasien. Der breitenparallele Temperaturverlauf wird von höher gelegenen Regionen unterbrochen. Vor allem das TP und das Tian Shan Gebirge sind aufgrund ihrer Höhe wesentlich kälter als benachbarte Regionen gleicher Breite. Neben einem Süd-Nord verlaufenden Temperaturgradienten ist aber auch ein Gradient in Ost-West Richtung zu erkennen. Gebiete im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets sind generell wärmer als Gebiete auf gleicher Breitenlage im Osten. Folglich treten die niedrigsten Temperaturen im Nordosten auf.

Neben den jährlichen Mittelwerten sind in der Region aber besonders die jahreszeitlichen Unterschiede von Bedeutung. Die Abbildungen 1.2b und 1.2c zeigen die langjährigen Mittel der bodennahen Temperatur im Sommer und Winter. Die ausgeprägte Kontinentalität nördlich des TP mit Temperaturamplituden im Jahresverlauf von über 40° Celsius (°C) ist deutlich erkennbar. Auch das TP selbst zeigt große Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter. Diese großen Temperaturschwankungen auf dem Kontinent sind letztlich der Auslöser für die wichtigste Komponente der großräumigen Zirkulation in Asien, den Monsun. Da die Meeresoberflächentemperaturen der angrenzenden Ozeane im Jahresverlauf wesentlich weniger schwanken als die Oberflächentemperaturen der Landmassen, ändern sich die Temperaturgradienten von Sommer zu Winter. Im Winter sind die Landmassen wesentlich kälter als die angrenzenden Ozeane, während sich die Situation im Sommer umkehrt. Dann ist der Kontinent deutlich wärmer als die benachbarten Meere. Die dadurch hervorgerufenen Druckunterschiede resultieren in charakteristischen Winden.

1.3.1.2 Wind

Die Umkehr der Temperatur- und Druckgradienten zwischen Land und Meer im Jahresverlauf zieht einen entsprechenden Wechsel der Windrichtungen nach sich. Dies geht aus Abbildung 1.3 hervor, die den 10m-Wind im Winter und Sommer auf Basis des High Asia Refined analysis Datensatzes (HAR; MAUSSION et al., 2014) zeigt. Da der 10m-Wind über Land immer unterschiedlichen Höhen über dem Meeresspiegel zuzuordnen ist, sind die Windrichtungen über dem Kontinent

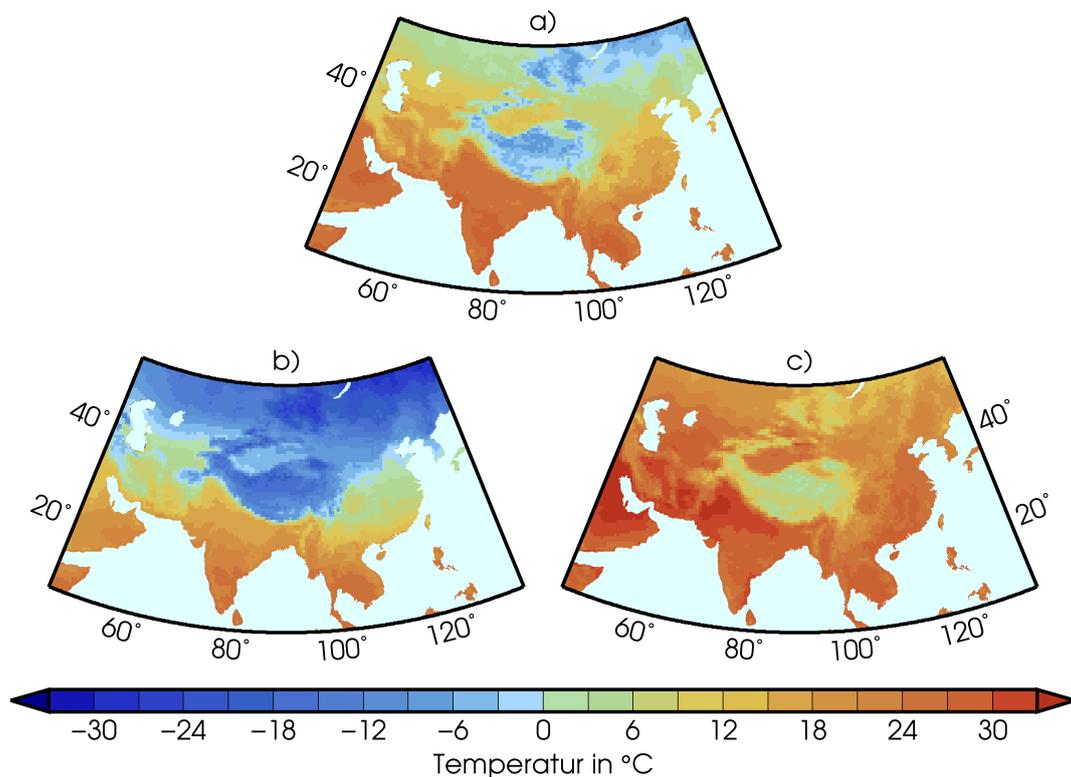


Abb. 1.2: Bodennahe Temperatur im Untersuchungsgebiet auf Grundlage des CRU-Datensatzes: a) Jahresmittel, b) Winter, c) Sommer.

sehr inhomogen. Deutlich wird jedoch, dass der Wind südlich des TP, insbesondere über dem Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen, im Winter aus nördlicher oder nordöstlicher Richtung kommt und folglich seewärts weht. Auch östlich des TP sind die Nordwinde deutlich sichtbar. Über dem TP selbst und nordöstlich davon herrschen Westwinde vor.

Im Sommer kehrt sich die Situation um. Über dem Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen kommen die Winde aus südlichen und westlichen Richtungen, wehen also landeinwärts. Die Windgeschwindigkeiten sind dort auch deutlich höher als im Winter. Auch in Südost- und Ostasien kehrt sich die Windrichtung im Vergleich zum Winter um und Südwind dominiert. Über dem TP gibt es keine Westwinde mehr. Die Windgeschwindigkeiten sind im Vergleich zum Winter niedriger und der Wind kommt im südlichen Teil aus dem Süden, während er im nördlichen Teil eher aus Norden bzw. Nordosten kommt. Diese charakteristische Umkehr der Windrichtungen im Jahresverlauf bewirkt eine entsprechende Niederschlagsverteilung, wie im nächsten Abschnitt erläutert wird.

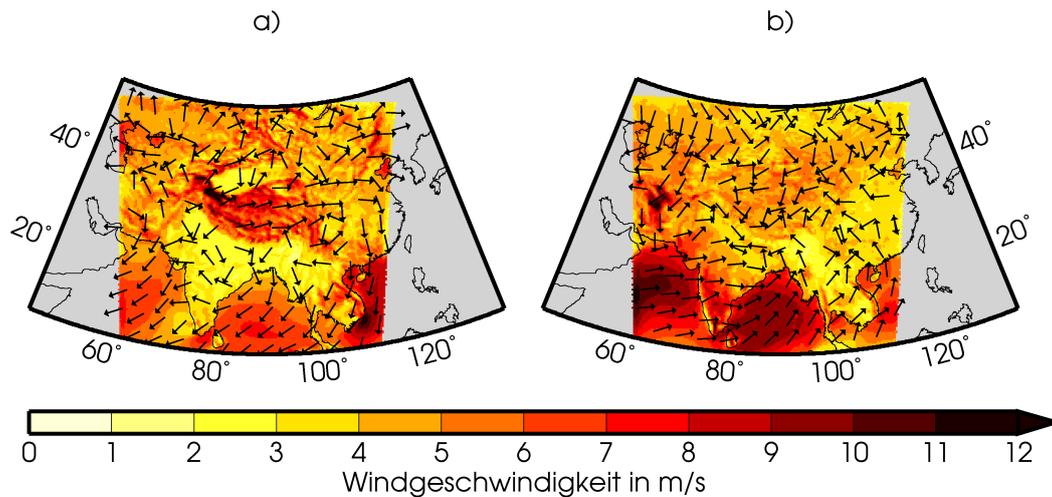


Abb. 1.3: Richtung (Vektoren) und Geschwindigkeit (Fläche) des 10m-Windes im Untersuchungsgebiet auf Grundlage des HAR-Datensatzes für a) Winter und b) Sommer.

1.3.1.3 Niederschlag

Die jährliche Niederschlagssumme im Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 1.4a dargestellt, ebenfalls auf Basis der CRU Daten. Das räumliche Muster des Niederschlags ist komplexer als das der Temperatur, da es noch stärker von topographischen Faktoren beeinflusst wird (O'HARE, 1997b). Die höchsten Niederschlagswerte treten am östlichen Teil des Himalayabogens und an den Westküsten von Bangladesch, Myanmar und Thailand auf. Hohe Werte werden auch an der vietnamesischen Küste, der Südostküste Chinas und der Westküste Indiens, entlang der Westghats, erreicht. Die trockensten Gebiete befinden sich auf der Arabischen Halbinsel, im Tarimbecken und der Wüste Gobi sowie nördlich und nordöstlich des TP. Auch weite Teile Zentralasiens, westlich des TP, erhalten im Jahresverlauf nur wenig Niederschlag. Generell lässt sich eine Abnahme der Niederschläge von Süd nach Nord, aber auch von Ost nach West konstatieren. Allerdings spielt die Topographie eine wesentliche Rolle.

Die im vorangegangenen Abschnitt erläuterte Umkehr der bodennahen Windrichtung zwischen Winter und Sommer hat auch direkte Konsequenzen für die Verteilung der Niederschläge im Jahresverlauf. Die Abbildungen 1.4b und 1.4c zeigen die Niederschlagssummen im Winter und Sommer. Offenkundig sind die starken jahreszeitlichen Unterschiede in Süd-, Südost und Ostasien. Diese Gebiete sind im Winter trocken, als Folge des landauswärts wehenden Windes in dieser Jahreszeit. Der Großteil des Jahresniederschlags fällt im Sommer, da die landeinwärts wehenden Winde viel feuchte Luft von den Ozeanen auf den Kontinent transportieren.

tieren. Dort steigt diese auf und das in der Luft enthaltene Wasser kondensiert, was starke Regenfälle zur Folge hat.

Die Regenzeit beginnt allerdings nicht überall zum gleichen Zeitpunkt. Der sogenannte Onset, also der Beginn der Monsunniederschläge, variiert zwar von Jahr zu Jahr, dennoch existiert im langjährigen Mittel ein gewisses räumliches Muster, das WEBSTER et al. (1998) wie folgt beschreiben: die ersten Niederschläge über dem Kontinent fallen durchschnittlich um den 10ten Mai über Burma und Thailand. Von dort breiten sich die Regenfälle dann in nördlicher und nordwestlicher Richtung aus. Sie erreichen die Südspitze Indiens Ende Mai und bis Mitte Juni haben die Regenfälle auch den nordwestlichen Teil Indiens, Pakistan und den Südosten Chinas erreicht. Ähnlich wie der Beginn der Regenfällen verläuft auch der Rückzug etappenweise, aber selbstverständlich in umgekehrte Richtung. Anfang September enden die Monsunniederschläge im Nordwesten Indiens, während sie an der Südspitze des Subkontinents noch bis Mitte November anhalten (SUBBARAMAYYA und NAIDU, 1995).

Darüber hinaus sind die Regenfälle während der Monsunmonate nicht kontinuierlich. Zwischen aktiven Phasen (active periods), in denen viel Regen fällt, gibt es immer wieder Unterbrechungen (break periods). Zusammen mit dem variablen Beginn der Regenzeit bestimmen diese Faktoren die Variabilität der Niederschläge innerhalb einer Sommermonsunperiode (WEBSTER et al., 1998). Die Unterbrechungen stellen dabei kein vollständiges Ausbleiben der Regenfälle überall in der Region dar. SHUKLA (1987) weist darauf hin, dass es sich statt dessen mehr um eine „räumliche Umverteilung“ der Niederschläge handelt. Demzufolge fällt über weiten Teilen Indiens weniger Regen als während einer aktiven Phase, dafür sind die Niederschläge im Norden und Süden Indiens erhöht. Dies geht mit einer Veränderung bzw. Umkehrung der Druckverhältnisse und Windrichtungen einher bei der sowohl der Monsuntrog als auch der Tropical Easterly Jet (TEJ) weit nach Norden verschoben sind. Der Monsuntrog ist dabei die Linie in einer Wetterkarte, die den Ort des relativen Minimums des auf Meeressniveau reduzierten Luftdrucks in einer Monsunregion angibt (AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2014). In Abhängigkeit von der Fragestellung existieren aber durchaus auch andere Definitionen, wie die Diskussion in MOLINARI und VOLLARO (2013) zeigt.

Während die südlichen und östlichen Regionen einen starken Wechsel zwischen den Jahreszeiten erfahren, sind andere Bereiche ganzjährig relativ trocken. Das gilt vor allem für den nördlichen Teil des TP, das Tarimbecken, die Wüste Gobi und die Gebiete süd- und nordwestlich des Plateaus. Dabei fällt zwischen Arabischem Meer und Kaspischem Meer der größere Teil des Jahresniederschlags im Winter, im Gegensatz zum Rest des Untersuchungsgebiets.

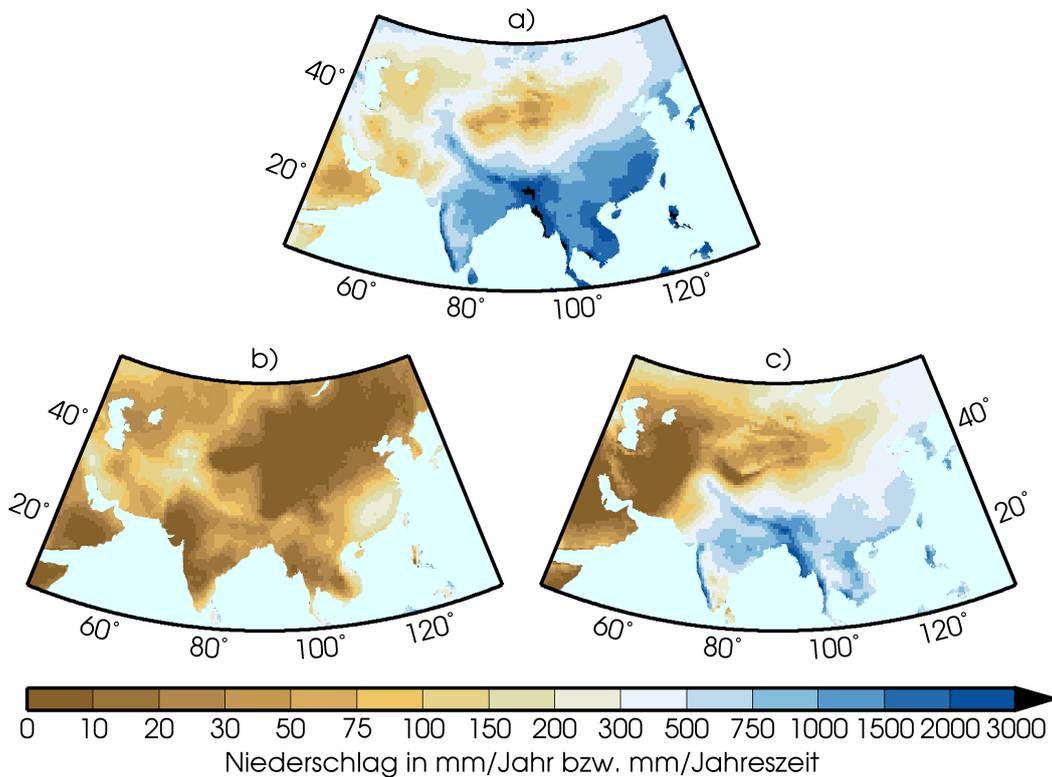


Abb. 1.4: Niederschlag im Untersuchungsgebiet auf Grundlage des CRU-Datensatzes: a) Jahressumme, b) Summe Winter, c) Summe Sommer.

1.3.2 Zirkulation

Der bestimmende Faktor für den im vorangegangenen Kapitel dargestellten, markanten Jahresgang von Windrichtung und Niederschlag ist der Asiatische Monsun (AM). Dabei wird in der Regel zwischen Indischem Monsun (IM) und Ostasiatischem Monsun (OAM) unterschieden. Die Grenze zwischen beiden Subsystemen liegt in etwa bei 105° östlicher Länge. Beide haben gemeinsam, dass sie auf die wechselnden Druckverhältnisse über dem Kontinent reagieren. Die verschiedenartige Anordnung von Land und Wassermassen in Süd- und Ostasien erzeugt jedoch auch Unterschiede (WANG et al., 2005). Die grundlegenden Eigenschaften der Zirkulation im Untersuchungsgebiet werden nachfolgend zusammenfassend erläutert, um eine Basis zu schaffen von der aus Änderungen unter anderen Randbedingungen in den nachfolgenden Kapiteln beschrieben werden können. Der Fokus liegt dabei auf dem IM.

Zunächst muss geklärt werden, was unter dem Begriff Monsun zu verstehen ist, beziehungsweise welche Bestimmungsstücke ein Monsunklima charakterisieren.

WEBSTER (1987) weist darauf hin, dass die gängigsten Definitionen den jahreszeitlichen Wechsel von Windrichtung und Regenfällen beinhalten. Der Wind muss im Sommer landeinwärts wehen und starke Niederschläge mit sich bringen, während er im Winter landauswärts gerichtet ist, was trockene Verhältnisse zur Folge hat. Der Wind muss seine Richtung somit im Jahresverlauf umkehren, die Winter müssen trocken und die Sommer feucht sein. Diese Bestimmungsstücke werden im Untersuchungsgebiet exemplarisch erfüllt, wie in Abschnitt 1.3 gezeigt wurde.

Auf der Erde gibt es neben dem IM und dem OAM noch weitere Monsunsysteme. Hierzu zählen in erster Linie der Südostasiatische Monsun, der Australische Monsoon (SUPPIAH, 1992), der Westafrikanische Monsun (SULTAN et al., 2003) sowie der Süd- und der Nordamerikanische Monsun. CHANG et al. (2011) ordnen diese regionalen Monsune alle als Teil des globalen Monsunsystems ein. Unter den regionalen Monsunen ist der AM jedoch der am stärksten ausgeprägte und der Bekannteste. Folglich ist es nicht verwunderlich, dass die Forschung zum AM weit zurückreicht und entsprechend viel und ausführliche Literatur existiert (siehe hierzu Überblick in KUTZBACH, 1987). Allgemeine Aspekte zu Monsunen werden zum Beispiel in RAMAGE (1971), FEIN und STEPHENS (1987), WEBSTER und YANG (1992) und WEBSTER et al. (1998) behandelt. Einen Überblick über den Ostasiatischen Monsun geben unter anderem LAU und LI (1984) und YIHUI und CHAN (2005). Spezieller auf den Indischen Monsun gehen O'HARE (1997a,b), WANG (2006) und CLIFT und PLUMB (2008) ein. Diese Grundlagenwerke bilden auch die Basis für die Ausführungen im nachfolgenden Teil dieses Unterkapitels.

Das Monsunsystem ist allerdings weitaus komplexer als der einfache jahreszeitliche Gegensatz von Windrichtung und Niederschlag, wie er aus der Definition hervorgeht, glauben macht. Es handelt sich um ein dreidimensionales Zirkulationssystem, das in die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre eingebunden ist und auf sie reagiert, aber auch selbst aktiv auf andere Faktoren des Klimasystems einwirkt (FLOHN, 1956; CLIFT und PLUMB, 2008).

Grundlegend, wie bereits weiter oben angesprochen, ist die differentielle Erwärmung von Land und Meer aufgrund von unterschiedlicher Wärmekapazität und unterschiedlichen Durchmischungsfähigkeiten der verschiedenen Medien (WEBSTER, 1987; TRENBERTH et al., 2006). Dadurch sind die Landflächen im Sommer wärmer und im Winter kälter als die angrenzenden Wassermassen. Dies führt über Land im Sommer zu aufsteigender Luftbewegung und Druckabnahme und zu absinkenden Luftmassen und Druckzunahme im Winter.

Im Frühjahr beginnt sich der asiatische Kontinent zu erwärmen, aber die Konvektion ist noch schwach. Die Innertropische Konvergenzzone (ITC), und damit das Niederschlagsmaximum, befinden sich noch weiter südlich, über dem indischen Ozean (WEBSTER, 1987).

Im späten Frühjahr und Frühsommer sind die Landflächen aufgrund der verstärkten Einstrahlung unter Umständen schon wärmer als die benachbarten Meere, aber die Moist Static Energy (MSE) über Land ist aufgrund der Trockenheit noch

geringer als über den angrenzenden Meeren, weshalb es über Land auch jetzt noch nicht zu hochreichender Konvektion kommt. Dies ändert sich erst, wenn die MSE über Land die über dem Ozean übersteigt (WEBSTER, 1987).

Sobald dies der Fall ist, wird feuchte Luft von den Ozeanen angesaugt. Beim aufsteigen dieser feuchten Luftmassen über dem Kontinent kondensiert Wasserdampf, wodurch Energie in Form von latenter Wärme freigesetzt wird, was wiederum das Aufsteigen der Luftmassen verstärkt und für hohe Temperaturen in der oberen Troposphäre über dem Kontinent sorgt. (WEBSTER, 1987).

Da das TP über Asien als große Heizfläche in der mittleren Troposphäre wirkt, ist die ITC dort im Sommer weit nach Norden verschoben, mit 25° bis 30° nördlicher Breite weiter als irgendwo sonst auf der Erde (O'HARE, 1997a). Über Asien bildet sich ein Hitzetief, auch Monsuntrog genannt, welches das beschriebene Ansaugen der Luftmassen sehr intensiv und großräumig macht, bis über den Äquator hinaus auf die Südhalbkugel. Die Südostpassate der Südhalbkugel überschreiten als sogenannter Findlaterjet (FINDLATER, 1969a,b) an der Ostküste Afrikas den Äquator und werden aufgrund der veränderten Corioliskraft auf der Nordhalbkugel zum Südwestmonsun. Dabei spielt die ablenkende Wirkung des ostafrikanischen Hochlandes eine wichtige Rolle.

Aufgrund der Erdrotation fließen diese Luftmassen nicht direkt, sondern nach überschreiten des Äquators zuerst als Südwest Monsun Richtung Indien und dann zyklonal in das Hitzetief über Asien (O'HARE, 1997a). Dort steigen sie, wie oben bereits erläutert, auf und setzen dabei große Mengen an Energie frei. Durch das Aufsteigen der Luftmassen bildet sich in der oberen Troposphäre ein Gebiet mit hohem Druck relativ zu den umliegenden Bereichen gleicher Höhe (HOSKINS und WANG, 2006). Aufgrund der beim Aufsteigen frei werdenden Energie ist der Druckgradient in der oberen Troposphäre stärker als in Bodennähe. Die Luft fließt daher entlang dieses starken Druckgradienten in Richtung des tieferen Drucks in die obere Troposphäre der Südhalbkugel ab. Die Massenerhaltung verlangt, dass Luft von unten nachströmt, wodurch der Ansaugeneffekt in Bodennähe noch verstärkt wird. Der Abfluss in der oberen Troposphäre erfolgt dabei nicht auf direktem Weg, sondern es bildet sich aufgrund der Erdrotation eine große Antizyklone (WEBSTER, 1987).

Diese Antizyklone hat den Subtropical Jet (STJ) an ihrer Nordseite und den TEJ an ihrer Südseite. Sie kann sich daher erst etablieren, wenn der südliche Ast des STJ auf die Nordseite des TP gesprungen ist. Dies geschieht in der Regel erst im späten Mai oder frühen Juni. Zuvor ist der STJ über dem TP in einen nördlichen und einen südlichen Ast geteilt (O'HARE, 1997a). Erst nachdem der südlichen Ast des STJ auf die Nordseite des TP gesprungen ist, kann der TEJ weit polwärts vorstoßen und sich die Antizyklone in der oberen Troposphäre bilden, was dann bodennahe südwestliche Ausgleichsströmungen hervorruft. Ein nach Süden über Ostafrika verlaufender Ast des TEJ, der über dem Indischen Ozean absinkt, schließt den Kreislauf (HOSKINS und WANG, 2006). Insgesamt verdeutlicht dies,

dass das TP sowohl einen thermischen als auch einen mechanischen Effekt auf die atmosphärische Zirkulation hat.

Im Frühherbst schwächen sich die Winde ab. Die Regenfälle ziehen sich bis Ende November auf die Ozeane zurück und der STJ überschreitet das TP wieder Richtung Süden (O'HARE, 1997a). Mit abnehmender Sonneneinstrahlung kühlt sich der Kontinent ab und die Verhältnisse kehren sich um. Der Wintermonsun etabliert sich. Die dann vorherrschenden Verhältnisse beschreiben CHANG et al. (2006) wie folgt: der Monsuntrog befindet sich im Winter auf der Südhalbkugel über dem Norden Australiens. Gleichzeitig befindet sich über Sibirien und der Mongolei ein Gebiet sehr hohen Drucks. Aus diesem Hochdruckgebiet fließen die Luftmassen antizyklonal ab, was für bodennahe Nord- und Nordostwinde über Asien sorgt. Diese werden nach Überschreiten des Äquators zu Nordwestwinden auf der Südhalbkugel und bilden den Australischen Sommermonsun. In der mittleren und oberen Troposphäre herrschen über weiten Teilen Asiens sehr starke Westwinde vor. Diese verstärken das Absinken der Luftmassen dort zusätzlich und damit die gesamte Zirkulation im Winter (O'HARE, 1997a).

1.4 Paläoklima

1.4.1 Kontrollfaktoren

Das Klima auf der Erde unterliegt seit ihrer Entstehung vor 4,56 Milliarden Jahren immer wieder starken Schwankungen. Einen kompakten Überblick über die wesentlichen Veränderungen gibt unter anderem RUDDIMAN (2014). So gab es neben Phasen kompletter Vereisung auch immer wieder völlig eisfreie Zeiten. Diese Veränderungen wurden durch verschiedene Einflussfaktoren hervorgerufen, die zumeist auch noch untereinander in Beziehungen und Wechselwirkungen stehen. Einen Überblick über diese Klimafaktoren gibt zum Beispiel SCHÖNWIESE (1995). Demnach kann zwischen terrestrischen und extraterrestrischen Faktoren unterschieden werden. Terrestrische sind solche, die ihre Ursache in der Erde oder der Erdatmosphäre selbst haben, während extraterrestrische Faktoren Einflüsse darstellen, die „von außen“ auf das Klimasystem einwirken. Hierzu zählen in erster Linie Trends und Variationen der Solarkonstante, Veränderungen der Orbitalparameter und Meteoriteneinschläge. Die wichtigsten terrestrischen Faktoren sind die Zusammensetzung der Atmosphäre, die Land-Meer-Verteilung, Gebirgsbildung, das Vorhanden- oder nicht Vorhandensein von Eisschilden und Vulkanismus. Entscheidend ist, dass die unterschiedlichen Faktoren auch auf ganz unterschiedlichen Zeitskalen wirken und sich ihre Einflüsse überlagern, also gegenseitig verstärken oder abschwächen können.

Wie bereits erwähnt, bildete sich das TP im Verlauf der letzten 50 Millionen Jahre. Die Variabilität des AM und damit die des Klimas in Asien auf dieser

Zeitskala im Bereich von 10^6 bis 10^7 Jahren wird hauptsächlich durch drei Faktoren bestimmt: die Hebung des TP, die Land-Meer-Verteilung und das Vorhandensein von Landbrücken (WANG et al., 2005). Wie nachfolgend gezeigt wird, stellt die Hebung des TP dabei den meist diskutierten Faktor dar.

Die Entstehung von Landbrücken bzw. das Schließen von Meerengen beeinflusst das Klima indem sich dadurch die Zirkulation der Ozeane verändern kann. Es wird beispielsweise angenommen, dass die Entstehung des Isthmus von Panama im Pliozän weitreichende Konsequenzen für das Klima der nördlichen Hemisphäre hatte. Dadurch verstärkte sich der Golfstrom und es kam insgesamt zu einer Erwärmung der Nordhalbkugel (HAUG und TIEDEMANN, 1998).

Direkten Einfluss auf den AM hatte die Schließung des indonesischen Seewegs (Indonesian Seaway) vor drei bis vier Millionen Jahren (CANE und MOLNAR, 2001). Anschließend gelangte mehr Wasser aus dem Nordpazifik in den Indischen Ozean, während zuvor hauptsächlich Wasser aus dem Südpazifik zuströmte. Eine Abnahme der Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) im Indischen Ozean war die Folge, was wiederum den IM schwächte (WANG et al., 2005; CLIFT und PLUMB, 2008).

Die Auswirkungen der veränderten Land-Meer-Verteilung auf den AM wurden von RAMSTEIN et al. (1997) und von FLUTEAU et al. (1999) analysiert. RAMSTEIN et al. (1997) erstellten Paläoklimasimulationen mit einem Atmospheric General Circulation Model (AGCM) und Randbedingungen für 10mya und 30mya. Dabei wurde neben der Topographie auch die Land-Meer-Verteilung entsprechend angepasst. Insbesondere wurde die Paratethys, ein intrakontinentales Meer im Bereich des heutigen Zentralasiens in die Simulationen integriert. Grundlage dafür waren Paläokarten von LORENZ (1993) (für 30mya) und ORSZAG-SPERBER et al. (1993) (für 10mya). Die Simulationen zeigen, dass das Klima in Asien durch den Rückgang der Paratethys im Miozän kontinentaler wird und sich die Landmassen im Sommer stärker erwärmen. Der größere Temperaturgegensatz verstärkt und verschiebt das Tiefdruckgebiet über Asien, wodurch die Regenfälle weiter nach Norden, bis an die Himalayafont vordringen können (FLUTEAU et al., 1999). Insgesamt verstärkt sich also der AM durch den Rückzug der Paratethys. Dieser Faktor ist genauso einflussreich wie die Hebung des TP (RAMSTEIN et al., 1997; FLUTEAU et al., 1999).

Der dritte Faktor, die Hebung des TP, stellt den wohl meist diskutierten Faktor dar. Unstrittig ist dabei, dass die Bildung des Plateaus großen Einfluss auf das regionale aber auch das globale Klima hatte (RAYMO und RUDDIMAN, 1992; MOLNAR et al., 1993; MOLNAR, 2005). Unklar bleiben allerdings die genauen Auswirkungen. Dies liegt zum einen darin begründet, dass die Hebungsgeschichte des TP umstritten ist. Außerdem fehlen Proxidaten in ausreichender Menge, räumlicher Dichte und zeitlicher Auflösung um diese Fragen abschließend klären zu können. Einen wichtigen Beitrag konnte hier in den zurückliegenden Jahrzehnten die Klimamodellierung leisten. Ein nicht unwesentlicher Teil der Erkenntnisse über

das Klima der vergangenen 50 Millionen Jahre stammt aus Simulationsergebnissen (siehe hierzu Abschnitt 1.4.2).

Die Hebungsgeschichte des TP wird kontrovers diskutiert. Vor der Kollision Indiens mit Asien wird die Höhe des Gebietes, welches heute vom TP eingenommen wird, auf etwa 500m bis maximal 1000m geschätzt (MERCIER et al., 1987; DEWEY et al., 1988; LE PICHON et al., 1992).

Rekonstruktionen der Höhe des TP im Känozoikum basieren auf unterschiedlichen Datenquellen. Die gängigsten sind tektonische/geodynamische Modelle, Paläoumweltrekonstruktionen auf Basis von Vegetationsrekonstruktionen sowie Isotopenanalysen. Für letztere werden dabei häufig stabile Wasserisotopen (Stable Water Isotopes, SWI) verwendet. Die existierenden Studien ergeben jedoch kein einheitliches Bild.

Für den südlichen Teil des Plateaus geben ROWLEY et al. (2001) an, dass die Region ihre heutige Höhe im späten Miozän, etwa 10 Millionen Jahre vor heute erreicht hat. Eine ähnliche Aussage kommt von GARZIONE et al. (2000) und GARZIONE et al. (2004). Sie kommen zu dem Schluss, dass der südliche Teil des TP 11 Millionen Jahre vor heute bereits auf heutiger Höhe war. CURRIE et al. (2005) zufolge war eine Höhe zwischen 4595m und 6570m schon vor mindestens 15 Millionen Jahren erreicht. Dies ist in guter Übereinstimmung mit Ergebnissen von SPICER et al. (2003), die ebenfalls angeben, dass der südliche Teil des Plateaus um 15mya bereits seine heutige Höhe erreicht hatte und sich diese seither auch kaum noch geändert hat. Einen noch früheren Zeitpunkt geben QUADE et al. (2007) an, die davon ausgehen, dass die Region bereits im späten Oligozän eine mit heute vergleichbare Höhe erreicht hat. Demgegenüber stehen Ergebnisse von HARRISON et al. (1992) und MOLNAR et al. (1993), die verstärkte Hebung um 8mya annehmen. XU (1981) kommt zu dem Ergebnis, dass die meisten Teile im Miozän noch unter 1500m lagen und nur einzelne Bereiche über 2000m. In die gleiche Richtung geht eine Studie von WANG et al. (2006b). Demnach war das südliche Plateau im späten Miozän weniger als 2900m bis 3400m über dem Meeresspiegel, was bedeutet, dass ein großer Teil der Hebung erst nach 7 Millionen Jahren vor heute stattfand, und damit wesentlich später als von den weiter oben genannten Autoren angenommen.

Für den zentralen Bereich des TP ergeben bisherige Studien ein ähnlich heterogenes Bild. Wie für den südlichen Teil gehen HARRISON et al. (1992) und MOLNAR et al. (1993) von starker Hebung um 8mya aus, während SPICER et al. (2003) und CURRIE et al. (2005) annehmen, dass die heutige Höhe schon vor etwa 15 Millionen Jahren erreicht war. Etwas später als von QUADE et al. (2007) vorgeschlagen, die das Erreichen der heutigen Höhe bereits für das späte Oligozän annehmen. DECELLES et al. (2007) schlagen auf Grund der Analyse von stabilen Wasserisotopen vor, dass eine mit heute vergleichbare Höhe von etwa 4500m bis 5000m schon 26 Millionen Jahre vor heute erreicht war. Ebenfalls durch Analysen von SWI kommen ROWLEY und CURRIE (2006) zu dem Schluss, dass der zentrale

Bereich des Plateaus seit mindestens 35 Millionen Jahre eine Höhe von mehr als 4000m gehabt haben muss.

Für den nördlichen Teil des TP ist die Datenlage schlechter. WANG et al. (2008c) geben an, dass sich das Quilian Shan Gebirge, der heutige nördliche Rand des Plateaus, erst im späten Känozoikum hob. DETTMAN et al. (2003) geben keine Höhenangabe, weisen aber darauf hin, dass es um 12mya zu einer tiefgreifenden Neuorganisation der atmosphärischen Zirkulation mit Auswirkungen auf den nördlichen Teil des TP kam. Die darauf folgenden klimatischen Bedingungen werden als arider beschrieben, vergleichbar mit der heutigen Situation. Die Autoren geben die trockenste Phase für 9.6mya bis 8.2mya an und führen die Veränderungen darauf zurück, dass das Plateau zu diesem Zeitpunkt eine ausreichende Höhe erreicht hatte um den Zufluss von Feuchtigkeit aus dem Süden zu unterbinden. Das Auftreten von nördlich verlaufenden Riftzonen in den letzten 10-15 Millionen Jahren lässt LIU (2003) davon ausgehen, dass das gesamte Plateau erst seit dieser Zeit seine heutige Höhe erreicht hat. DUPONT-NIVET et al. (2008) konnten für 38 Millionen Jahren vor heute im heutigen Xining Becken das Auftreten von Vegetation nachweisen, welche für große Höhenlagen typisch ist. Sie schlussfolgern daraus, dass es bereits in dieser frühen Phase der Kollision von Indien und Asien zu bedeutenden Hebungsvorgängen im zentralen und nördlichen Teil des Plateaus kam. GARZIONE (2008) nennt in Bezug auf diese Studie eine Höhe von mehr als 2000m bis 3000m für diese Bereiche.

Auf Grundlage der bisher genannten und einer Vielzahl an weiteren Studien wurden verschiedene Modelle konzipiert, die die Hebungsgeschichte des TP in Raum und Zeit erklären sollen. Ein populäres Modell für die Hebung des TP geht davon aus, dass es für das Plateau eine Phase verstärkter Hebung um etwa 8mya gab, nachdem ein Teil der darunter liegenden Lithospäre entfernt wurde (ENGLAND und HOUSEMAN, 1989; MOLNAR et al., 1993).

Auf Basis der damals zu Verfügung stehenden Daten gibt FIELDING im Jahr 1996 folgende Abschätzungen für die Höhe des TP über dem Meeresspiegel: Ausgehend von einer Höhe um 500m wird eine Hebung auf 2200m bis etwa 25mya angenommen. Für das mittlere Miozän (ca. 8mya) wird die Höhe mit 5400m angegeben, und damit etwa 400m höher als der heutige Stand mit 5000m. Der Rückgang der Höhe wird mit der um ca. 8mya einsetzenden Ost-West-Ausweitung des Plateaus begründet. Der Autor merkt allerdings an, dass es unterschiedliche Daten von unterschiedlichen Bereichen des TP gibt und somit ein Modell, welches die Hebung des gesamten Plateaus erklären will, mit Sicherheit eine zu starke Vereinfachung darstellt. Die Datenlage lässt allerdings keine differenzierte Beschreibung zu.

Eine andere Theorie für den Hebungsvorgang des Plateaus wurde von TAPPONNIER et al. (2001) vorgestellt. Demnach hob sich das TP nicht als Ganzes, sondern in Teilen. Dabei war der südliche Teil des Plateaus bereits im Eozän herausgehoben. Der mittlere Bereich wurde Ende des Oligozäns und Anfang des Miozän gehoben,

während der nördliche Teil erst im Pliozän und Quartär gehoben wurde und die Hebung immer noch andauert.

Eine dritte Theorie kommt von WANG et al. (2008c). Die Autoren gehen davon aus, dass der zentrale Teil des TP zuerst, und zwar im späten Paläogen, gehoben wurde. Anschließend wuchs das Plateau an seinen nördlichen und südlichen Rändern. Der südliche Bereich hob sich im Neogen, der nördliche erst im späten Känozoikum.

Im Gegensatz zu den beiden zuvor genannten Modellen, welche unterschiedliche Hebungsphasen in Nord-Süd-Richtung betonen, schlagen CHUNG et al. (1998) verschiedene Hebungsphasen in den westlichen und östlichen Bereichen des Plateaus vor. Demnach begann die Hebung im Osten bereits um etwa 40mya, während sie im Westen erst 20 Millionen Jahre vor heute einsetzte.

Die Spannbreite der Theorien und Modelle für die Hebungsgeschichte des TP ist somit sowohl in der Zeit als auch im Raum enorm. In zeitlicher Hinsicht reichen die Annahmen von Beginn starker Hebung schon vor 40 Millionen Jahren (CHUNG et al., 1998) und einem Plateau in heutiger Höhe bereits im Oligozän bis hin zu Vorschlägen, die von verstärkter Hebung erst in den letzten 7-8 Millionen Jahren oder gar erst im mittleren Pleistozän (SUN und LIU, 2000) ausgehen. Auch hinsichtlich der räumlichen Ausdehnung der Hebung gibt es keinen Konsens. Einige Autoren nehmen an, dass die Hebung in einem Block erfolgte (z.B. MOLNAR et al., 1993). Andere schlagen vor, dass die Hebung in mehreren Blöcken, zeitlich abgestuft von Süd nach Nord stattfand (TAPPONNIER et al., 2001). Wieder andere sehen den zentralen Bereich des TP als Ausgangspunkt an und schließen folglich, dass die Hebung der südlichen und nördlichen Bereiche später erfolgte (WANG et al., 2008c). Obwohl an dieser Stelle nur ein Einblick in die Forschung zur Hebungsgeschichte des TP gegeben werden kann, zeigt sich doch, wie unterschiedlich und teilweise gegensätzlich die bisherigen Erkenntnisse sind. Insgesamt ergibt sich aufgrund der erläuterten Theorien und Rekonstruktionen kein einheitliches Bild.

Neben diesen terrestrischen Einflussfaktoren, die auf sehr langen Zeitskalen wirken, wird das Klima auch maßgeblich durch die eingehende Energie der Sonne bestimmt. Die von der Sonne abgegebene Energie hat sich zwar seit Entstehung der Erde erheblich erhöht, über einen Zeitraum von 50 Millionen Jahren kann sie aber als nahezu konstant angenommen werden. Dennoch unterliegt der Betrag der auf der Erde ankommenden Energie und deren räumliche und zeitliche Verteilung gewissen Schwankungen. Diese Veränderungen über Zeiträume von 10000 bis 100000 Jahre werden im Wesentlichen durch Schwankungen der Orbitalparameter verursacht. HAYS et al. (1976) konnten nachweisen, dass die Glaziale im Quartär die Folge dieser Schwankungen der Orbitalparameter darstellen. Diese Theorie geht ursprünglich auf Arbeiten von Milutin Milankovitch zurück und wird daher als Milankovitch-Theorie bezeichnet. Die Veränderungen der Bahnparameter der Erde sind in einer Vielzahl von Quellen beschrieben (z.B. WANG et al., 2005; CLEMENS, 2006; CLIFT und PLUMB, 2008; RUDDIMAN, 2014). Der nachfolgende Teil orientiert sich an der Darstellung in RUDDIMAN (2014).

Die Bahnparameter der Erde sind die Exzentrizität der Erdbahn (Abweichung der Erdbahn von der Kreisbahn), die Obliquität (Neigung der Erdachse gegen die Erdbahnebene) und die Präzession der Äquinoktien (Rotation der Erdachse um die Senkrechte auf die Erdbahnebene und Rotation der elliptischen Umlaufbahn der Erde selbst). Die Exzentrizität der Erdbahn beeinflusst die Gesamtmenge an eingehender Strahlung. Sie schwankt mit einer Periode von 100000 Jahren. Die Obliquität weist eine Schwingungsperiode von etwa 41000 Jahren auf. Der Winkel den die Erdachse mit der Senkrechten auf die Orbitalebene einschließt variiert zwischen 22.2° und 24.5° . Derzeit beträgt der Winkel 23.5° . Durch Veränderungen der Neigung der Erdachse wird vor allem die Verteilung der auf die Erde einfallende Strahlung zwischen hohen und niederen Breiten beeinflusst. Die Präzession der Äquinoktien hat eine Periode von 23000 Jahren. Daneben existiert auch eine schwächere Schwingung mit einer Periode von 19000 Jahren, die aber eine untergeordnete Rolle spielt. Die Präzession der Äquinoktien selbst ist aus zwei anderen Schwingungen zusammengesetzt. Dies ist zum einen die Rotation der Erdachse um die Senkrechte zur Bahnebene mit einer Periode von 25700 Jahren und zum anderen die langsamere Rotation der elliptischen Erdbahn im Raum selbst. Dadurch ändern sich die Tage im Jahr, an denen die Erde den sonnennächsten (Perihel) bzw. sonnenfernsten (Aphel) Punkt erreicht. Derzeit hat die Erde am 3. Januar den geringsten und am 4. Juli den größten Abstand zur Sonne. Durch die Präzession wird ebenfalls die in den jeweiligen Jahreszeiten einkommende Energie beeinflusst. Vor allem die Schwankungen der Obliquität und Präzession sind für den Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten von großer Bedeutung.

1.4.2 Klimavariabilität auf geologischer Zeitskala

Nachdem im vorangegangenen Kapitel die wesentlichen Kontrollfaktoren erläutert wurden, die das Klima über Zeiträume von 10000 bis 10 Millionen Jahre steuern, wird nachfolgend ein Überblick über die konkreten Auswirkungen gegeben, die diese Veränderungen in den Randbedingungen auf das Klimasystem hatten. Dieser Abschnitt befasst sich mit den klimatischen Veränderungen über den Entstehungszeitraum des TP, also über die letzten 50 Millionen Jahre. Im nächsten Abschnitt wird auf die Klimaschwankungen im Quartär eingegangen.

Der Großteil der Informationen und Erkenntnisse über das Paläoklima stammt aus Proxidata. Bei diesen Stellvertreterdaten handelt es sich um Daten über hydrologische und meteorologische Bedingungen in historischen und prähistorischen Zeiten (LEXIKON DER GEOWISSENSCHAFTEN, 2001). Die Informationen sind in terrestrischen oder marinen Archiven konserviert und werden zum Beispiel aus Sedimenten, Eisbohrkernen, Korallen, Ablagerungen in Höhlen oder Baumringen gewonnen.

Die Bandbreite der dabei genutzten Indikatoren ist groß (siehe u.a. SARASWAT et al., 2013; WANG et al., 2005, Tabelle 1). Generell hat sich die Erkenntnis

durchgesetzt, dass ein Multiproxiansatz jeder Rekonstruktion überlegen ist, welche nur auf einzelnen Proxidaten basiert, da mögliche Fehler oder Fehlinterpretationen durch das Einbeziehen von vielen Informationen minimiert werden können (WANG et al., 2005). CLIFT und PLUMB (2008) weisen allerdings darauf hin, dass keine dieser Zeitreihen weiter als 17 Millionen Jahre zurückreicht. Auch CLEMENS (2006) verweist auf den Mangel an Informationen für den Zeitraum von 10mya bis 40mya.

Für diesen weiter zurückliegenden Zeitraum stammt der Großteil der bisherigen Erkenntnisse aus Paläoklimasimulationen, also aus Experimenten mit Klimamodellen, bei denen die Randbedingungen gemäß der jeweiligen Zeitscheibe angepasst werden. Häufig werden dabei nicht alle Randbedingungen geändert, sondern nur ein oder zwei wesentliche Faktoren angepasst und die Auswirkungen auf das Klimasystem analysiert. In diesem Fall handelt es sich eher um Sensitivitätsstudien.

In jedem Fall lassen sich hinsichtlich der Datenverfügbarkeit zwei grundsätzlich unterschiedliche Zeiträume ausweisen: ein früher Zeitraum, in dem Paläoklimarekonstruktionen räumlich und zeitlich nur sehr spärlich vorliegen und der überwiegende Teil der Informationen aus Modellexperimenten stammt, und ein zweiter Zeitraum mit besserer Datenverfügbarkeit und teilweise sogar kontinuierlichen Zeitreihen für einzelne Proxies.

Wann sich in eine monsunartige Zirkulation in Asien einstellte ist umstritten (z.B. CLIFT und PLUMB, 2008; SARASWAT et al., 2013). CHENGGAO und RENAUT (1994) geben an, dass sich eine Monsunzirkulation im Zuge der Hebung des TP bereits im späten Eozän etablierte oder zu diesem Zeitpunkt zumindest erheblich verstärkte. Eine weit verbreitete Theorie ist, dass sich der Monsun etwa 7-9mya einstellte oder zumindest intensivierte und dies mit einer rapiden Hebung des TP um diese Zeit zusammenhängt (KROON et al., 1991; PRELL und KUTZBACH, 1992; PRELL et al., 1993). Das es in dieser Zeit zu gravierenden Veränderungen kam, ist in vielen aus Proxidaten gewonnenen Zeitreihen dokumentiert (z.B. CLEMENS 2006 und darin zitierte Literatur). Neuere Studien weisen mittlerweile allerdings auf ein Einsetzen des Monsuns bereits im frühen Miozän, um 22 mya hin (GUO et al., 2002; JIA et al., 2003; SUN und WANG, 2005; CLIFT, 2006).

Auch CLIFT et al. (2002) und DETTMAN et al. (2001) gehen von Monsunaktivität schon im frühen bis mittleren Miozän (11-16mya) bzw. einem starken IM schon vor 10mya aus. SARASWAT et al. (2013) und HARRIS (2006) zufolge ist eine Intensivierung des Sommermonsuns um etwa 6mya bis 8mya unstrittig. Allerdings scheint zweifelhaft, ob diese wirklich als Folge einer verstärkten Hebung des TP zu diesem Zeitpunkt gesehen werden kann.

Für die Zeit nach etwa 8mya gehen mehrere Autoren von einer Abschwächung des Monsuns und trockeneren Bedingungen aus (CLIFT et al., 2006; DETTMAN et al., 2001). Allerdings weisen CLIFT et al. (2006) für diese Phase ebenfalls darauf hin, dass die Veränderungen des IM eine Folge von globalen Veränderungen darstellen könnten und nicht unbedingt mit der Hebung des TP in Zusammenhang stehen müssen.

Eine starke Phase des Monsuns wird für die Zeit nach ca. 3mya angenommen (AN et al., 2001). GUPTA und THOMAS (2003) gehen davon aus, dass sich etwa um 2.8mya ein Zirkulationssystem eingestellt hat, welches mit den heutigen Verhältnissen vergleichbar ist. Dies ist nach WANG et al. (2005) sowohl in terrestrischen als auch in marinen Archiven dokumentiert, muss aber wie oben schon angesprochen nicht unbedingt die Folge von Hebungsvorgängen sein, sondern könnte den Autoren zufolge auch aus der permanenten Vereisung Grönlands resultieren.

Auch für die Zeiträume besserer Datenverfügbarkeit stellen Paläoklimasimulationen ein geeignetes Werkzeug zur Überprüfung von Hypothesen dar. Ein Zusammenhang zwischen Orogenese und klimatischen Veränderungen wurde schon früh vermutet und daher datieren die ersten Modellexperimente dieser Art auch schon aus den 1970er Jahren. Bereits 1975 nutzten HAHN und MANABE ein AGCM um den Einfluss von Gebirgen auf den AM zu analysieren. Sie erstellten eine Simulation mit heutiger Topographie und eine weitere ohne jegliche Topographie. Sie kommen zu dem Ergebnis, dass sich das Tiefdruckgebiet über Asien in dem Experiment ohne Topographie weiter nach Nordosten verschiebt und die Existenz von Gebirgen insgesamt dazu beiträgt, dass der Monsun in Asien weiter nach Norden vordringen kann. Das wird sowohl auf den mechanischen als auch den thermodynamischen Effekt des TP zurückgeführt.

Wie in Abschnitt 1.4.1 bereits angesprochen, gab es Hinweise darauf, dass es innerhalb der letzten 10 Millionen Jahre vor heute zu verstärkten Hebungsvorgängen in Asien und Nordamerika kam (RUDDIMAN und KUTZBACH, 1989). Diese Hypothese wurde mit Modellexperimenten überprüft. Dabei wurde ein Experiment mit heutiger Topographie erstellt, eines bei dem die Topographie auf die Hälfte reduziert wurde und eines ohne jegliche Topographie (KUTZBACH et al., 1989). Die Simulationsergebnisse wurden mit Proxidaten verglichen (RUDDIMAN et al., 1989). Insgesamt kommen die Autoren zu dem Schluss, dass es aufgrund der Gebirgsbildung zu weitreichenden klimatischen Veränderungen kam. Auch weit von den Regionen entfernt, für die die Topographie verändert wurde. Für die hier vorliegende Arbeit sind vor allem die kälteren Temperaturen im nördlichen Asien im Winter und die größere Trockenheit im inneren Eurasiens im Sommer und Winter von Bedeutung. Die Veränderungen werden auf mechanische und thermodynamische Einflüsse der gehobenen Bereiche zurückgeführt. Außerdem stellen die Autoren fest, dass sich die klimatischen Änderungen annähernd linear zur Hebung verhalten, wodurch die jüngere Hebung vergleichbare Auswirkungen auf das Klima hatte, wie frühere Hebungsphasen.

PRELL und KUTZBACH (1992) konnten zeigen, dass neben erhöhter Topographie mehr Sonneneinstrahlung im Sommer der Faktor ist, der den Monsun am meisten verstärkt. Weiterhin kommen die Autoren zu dem Schluss, dass mindestens die Hälfte der heutigen Höhe des TP nötig ist um einen mit heute vergleichbaren Monsun zu erhalten. Sie gehen davon aus, dass diese Bedingungen im späten Miozän erreicht wurden.

Ähnliche Simulationen, eine mit heutiger Topographie und eine mit allen Kontinenten auf Meereshöhe, wurden nachfolgend mit einem verbesserten Modell von KUTZBACH et al. (1993) durchgeführt. Für Asien kommen die Autoren zu dem Ergebnis, dass sich sowohl der Sommer- als auch der Wintermonsun durch die Hebung des TP verstärkte. Insbesondere erhalten in dem Experiment mit TP die Regionen im Süden und Osten des Plateaus mehr Niederschlag, während die Bereiche nördlich und westlich trockener werden.

Die zuvor genannten Arbeiten bilden die Grundlage für eine umfassendere Theorie über den Zusammenhang von Gebirgsbildung und Klimawandel (siehe hierzu RUDDIMAN, 1997). Dabei wird auch berücksichtigt, dass es in Folge vermehrter Gebirgsbildung zu mehr Erosion und chemischer Verwitterung kommt, wodurch wiederum der CO₂-Gehalt der Atmosphäre zurückgeht. Dieser Rückkopplung wird dabei entscheidender Anteil an der globalen Abkühlung im Känozoikum beigemessen (RAYMO und RUDDIMAN, 1992).

Vergleichbare Experimente wurden unabhängig von den zuvor genannten Studien von MANABE und BROCCOLI (1990) und BROCCOLI und MANABE (1992) durchgeführt. Auch in diesen Simulationen ergaben sich trockenere Bedingungen in Zentralasien nur mit entsprechend hohen Gebirgen. Ohne Topographie stellt sich dagegen ein feuchteres Klima ein. Dies wird für Herbst, Winter und Frühling im wesentlichen mit verstärkter Wellenbildung in der Atmosphäre und der Position der Trockengebiete relativ zu den Tiefdruckgebieten dieser Wellen erklärt. Im Sommer trägt in Eurasien aber auch die Monsunzirkulation wesentlich zur Trockenheit bei, da diese für absteigende Luftbewegung über Zentralasien und daran gekoppelt für Trockenheit sorgt. Insgesamt kommen die Autoren zu dem Schluss, dass die heutigen Trockengebiete in den mittleren Breiten ihre Ursache in der Existenz der Gebirge, vor allem TP und Rocky Mountains, haben.

CHAKRABORTY (2002) nutzt ein General Circulation Model (GCM) um den Einfluss der asiatischen und afrikanischen Topographie auf den IM zu untersuchen. Er stellt fest, dass der Bereich westlich von 80° östlicher Länge größeren Einfluss auf den Niederschlag in Indien hat, als die Region östlich davon. Außerdem erhöht sich der Niederschlag über Indien, wenn die Topographie in Afrika entfernt wird.

LIU und YIN (2002) untersuchen die Auswirkungen der Hebung des TP auf den OAM. Dafür wurden elf Experimente durchgeführt und die Höhe des Plateaus von 0% bis 100% in 10% Schritten geändert. Allerdings wurde ein vergleichsweise niedrig aufgelöstes Modell benutzt (ca. 7.5° x 4.4°) und nur je fünf Modelljahre für die Auswertung genutzt. Die Ergebnisse lassen vermuten, dass die Hebung des TP den OAM stärker beeinflusst als den IM. Weiterhin sind die Auswirkungen auf den Wintermonsun stärker als auf den Sommermonsun.

Sechs Simulationen in Schritten von 20% der heutigen Höhe des TP wurden von ABE et al. (2003) durchgeführt um den Einfluss der kontinuierlichen Hebung des Plateaus auf den AM zu untersuchen. Es zeigt sich, dass die Konvektion über dem Plateau und die Monsunzirkulation im Ganzen mit zunehmender Höhe des

Plateaus ebenfalls zunimmt. Dies führt zu mehr Niederschlag über Indien und den südlichen und südöstlichen Flanken des Plateaus. Im Gegensatz dazu nimmt der Niederschlag über den Küstengebieten in Südost- und Ostasien ab. Dort tritt der meiste Niederschlag auf wenn das Plateau komplett entfernt wird. Dies steht im Gegensatz zu den Ergebnissen von KUTZBACH et al. (1993), die bei höherem Plateau von mehr Niederschlag östlich des Plateaus ausgehen.

KITOH (2004) und KITOH et al. (2010) variieren die Höhe des TP in 20%-Schritten von 0% sogar bis auf 140% des heutigen Wertes. Die Experimente wurden dabei sowohl mit einem AGCM und einem Coupled Atmosphere Ocean General Circulation Model (AOGCM) durchgeführt. Auch sie kommen zu dem Schluss, dass sich im Sommer das Regengebiet weiter auf den Kontinent, bis über das südöstliche TP, verschiebt, wenn das Plateau höher wird. Die Autoren geben an, dass sich bei einem Schwellenwert von 60% die Zirkulation über Ostasien stark verändert. Vorher wird Feuchtigkeit von Indischen Ozean nach Ostasien transportiert. Nach Erreichen von 60% der heutigen Höhe strömt verstärkt Feuchtigkeit vom Pazifik in das Gebiet. Für die nachfolgende Studie (KITOH et al., 2010) wurden zusätzlich ein Experiment mit einem höher aufgelösten AGCM durchgeführt (Gitterweite 120km). Dieses konnte die heutigen klimatischen Verhältnisse besser reproduzieren und zeigte in Folge der höheren Auflösung auch höhere Detailgenauigkeit in der Niederschlagsverteilung.

Alle bisher genannten Studien untersuchten entweder Unterschiede zwischen heutiger Topographie und keiner Topographie oder analysierten die Auswirkungen einer schrittweisen Hebung des Plateaus. Neuere Theorien über die Hebungsgeschichte des Plateaus (siehe Abschnitt 1.4.1) und über die thermische Struktur der Atmosphäre über dem TP veranlassten BOOS und KUANG (2010) eine grundsätzlich andere Art von Experimenten durchzuführen. Dabei wurde das Plateau entfernt, die Höhe des Himalaya bleibt aber unverändert. Die Ergebnisse zeigen, dass dies keinen Einfluss auf den Indischen Sommermonsun hat, da die Existenz einer Barriere, die die warme und feuchte Luft über Indien von kalter und trockener Luft außerhalb der Tropen trennt, ausreicht um die Zirkulation aufrecht zu erhalten.

Dieser Ansatz wurde von MA et al. (2014) weiter verfolgt. Dabei wurden mit einem hochaufgelösten Klimamodell (40km x 40km) mehrere Experimente durchgeführt bei denen die Höhe des Himalaya unverändert bleibt, aber das TP in mehreren Schritten niedriger gemacht wird. Zusätzlich wurde ein weiteres Experiment durchgeführt, bei dem die gesamte Topographie polwärts von 20° nördlicher Breite entfernt wurde. Außerdem wurden verschiedene Simulationen mit reduzierten Wärmeflüssen an der Oberfläche über verschiedenen Bereichen von Tibet, Himalaya und Indien durchgeführt. Auch diese Experimente zeigen, dass ein niedrigeres TP keinen Einfluss auf die Intensität des IM hat, diese aber nahezu linear mit Höhe des Himalaya abnimmt. Die Experimente mit reduzierten Wärmeflüssen weisen

darauf hin, dass für eine starke Monsunzirkulation die Existenz einer Barriere, welche die Luftmassen voneinander trennt, ausreichend ist.

Auch ZHANG et al. (2014) untersuchen die Auswirkungen von regional unterschiedlicher Hebung auf den AM, wobei neben Experimenten mit hohem Himalaya und ohne Plateau bzw. hohem Himalaya und hohem südlichen und zentralen Plateau, vor allem unterschiedliche Hebung im westlichen und östlichen Bereich des TP im Mittelpunkt stehen. Auch für diese Arbeiten wird ein hochaufgelöstes Modell benutzt ($1.25^\circ \times 0.9^\circ$). Die Autoren kommen zu dem Ergebnis, dass die Hebung des Himalaya und des südlichen und zentralen Bereichs des TP nahezu keinen Einfluss auf die Niederschläge in Südasien hat. Die Hebung sowohl des östlichen als auch des westlichen Teils des TP hat dagegen große Auswirkungen auf die Intensität des IM. Dies steht in fundamentalem Gegensatz zu den Ergebnissen von BOOS und KUANG (2010) sowie MA et al. (2014). Für die Stärke des Wintermonsuns stellen ZHANG et al. (2014) allerdings fest, dass die Hebung des südlichen und zentralen Teils bzw. des nördlichen Teils von größerer Bedeutung ist.

Die Untersuchungsregion ist aufgrund der topographischen Gegebenheiten für Klimamodellsimulationen äußerst anspruchsvoll. Das korrekte Abbilden der höchstgelegenen Bereiche und der steilen Anstiege erfordert eine hohe horizontale Auflösung der Klimamodelle. Die Experimente von ZHANG et al. (2014) und insbesondere von MA et al. (2014) wurden daher schon mit, für globale Klimamodelle, sehr hohen Auflösungen durchgeführt. Ein weiterer Ansatz um Simulationen mit entsprechend hohen Auflösungen erstellen zu können, ist dynamisches Downscaling. Dabei werden die Daten eines Globalmodells als Randbedingungen für ein Regionales Klimamodell (Regional Climate Model, RCM) genutzt. Mit diesem ist es dann möglich Simulationen in einem kleineren Gebiet aber dafür in höherer Auflösung durchzuführen.

Bisher wurde jedoch nur eine geringe Anzahl an Experimenten mit diesem Ansatz durchgeführt. SATO und KIMURA (2007) und nachfolgend SATO (2009) nutzten ein stark vereinfachtes RCM mit einer horizontalen Auflösung von 80km bzw. 150km für verschiedene Sensitivitätsexperimente, bei denen sowohl die mechanischen als auch die thermischen Effekte des TP, sowie die Position des STJ auf die Niederschlagsverteilung untersucht wurden.

SONG et al. (2009) erstellten mehrere Sensitivitätsexperimente mit einer horizontalen Auflösung von 60km für verschiedene Höhen des TP. Die Höhe des Plateaus wurde dabei schrittweise von 1.2km bis auf 140% des heutigen Wertes verändert. Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass mit der Höhe des Plateaus auch der Monsunniederschlag über Nordindien zunimmt. Diese Simulationen haben allerdings nur eine Länge von je drei Monaten (Juni, Juli und August).

Ein Modellexperiment mit einer Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ und für Randbedingungen des Tortoniums (ca. 11-7 Millionen Jahre vor heute) wurde von TANG et al. (2011) erstellt. Insbesondere wurde die Höhe des TP dabei stufenweise von Süd (100% der heutigen Höhe) nach Nord (30% der heutigen Höhe) verringert. Zunächst

wurden neun Modelljahre berechnet und die Analyse konzentrierte sich auf die mittleren klimatischen Zustände dieser Zeitscheibe. Die Experimente ergeben einen im Vergleich zu heute stärkeren ostasiatischen Wintermonsun, während die Monsunzirkulation im Sommer schwächer ist. Die Niederschläge sind gegenüber heute im Norden Chinas und Indiens verringert und in Südchina sowie an der West- und Südküste Indiens erhöht. Diese Veränderungen werden aber nicht nur auf die Veränderung der Höhe des TP zurückgeführt, sondern können auch in der generellen Veränderung des globalen Klimas begründet sein.

Anschließend daran wurde ein vergleichbares Experiment mit einer Länge von 110 Jahren ausgeführt (TANG et al., 2013a). Der Fokus der Auswertung wurde dabei mehr auf die interannuelle Variation gelegt. Dadurch konnten die Autoren zeigen, dass die jährlichen Schwankungen des Monsuns für diese Zeitscheibe mindestens so stark sind wie heute oder sogar stärker, obwohl der IM im Ganzen für diese Zeitscheibe schwächer ist.

Schließlich untersuchten TANG et al. (2013b) die Auswirkungen von regional unterschiedlicher Hebung des TP auf die Monsunzirkulation in Asien. Bei den Simulationen wurden unterschiedliche Bereiche des Plateaus auf heutige Höhe gesetzt oder komplett entfernt. Unter anderem wurde ein Wachstum des Plateaus von Süd nach Nord simuliert, ähnlich wie bei den Globalmodellexperimenten von BOOS und KUANG (2010) und MA et al. (2014). Es zeigt sich, dass sich der IM und der OAM unterschiedlich entwickeln können, wenn man regional unterschiedliche Hebung des TP berücksichtigt. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von BOOS und KUANG (2010) kommen auch TANG et al. (2013b) zu dem Schluss, dass für die Intensität des IM vor allem die Barrierewirkung des südlichen Teils des TP wichtig ist, während der OAM durch Erwärmung des zentralen, nördlichen und östlichen Teil des Plateaus verstärkt wird.

Zusammenfassend lässt sich in Anlehnung an LIU und DONG (2013) feststellen, dass es bezüglich der Hebung des TP drei grundsätzlich unterschiedliche Arten von Experimenten gibt. Vor allem frühe Studien waren so aufgebaut, dass sie nur die Unterschiede zwischen normaler Topographie und keiner Topographie untersuchten. Diese Art von Experimente wird in der Literatur als „bulk-uplift“-Experimente bezeichnet. Experimente bei denen die Höhe des Plateaus schrittweise verändert wird stellen die zweite Gruppe dar. Die dritte Gruppe von Experimenten verändert nicht die Höhe des TP im Ganzen, sondern nimmt für unterschiedliche Regionen unterschiedliche Höhen an. Daher wird dieser Ansatz in der Literatur mit „regional-uplift“-Experimente umschrieben. Deutlich wird natürlich, dass sich die Modellexperimente an den jeweils gängigen Annahmen zur Hebungsgeschichte des TP orientieren, ohne dass diese zum jetzigen Zeitpunkt räumlich und/oder zeitlich abschließend geklärt wäre.

1.4.3 Klimavariabilität auf orbitaler Zeitskala

Je weiter man sich der Gegenwart nähert, desto besser ist die Verfügbarkeit von Proxidaten für Klimarekonstruktionen. Für das Quartär gibt es daher wesentlich mehr Informationen verglichen mit den Zeiträumen davor. Sowohl für den IM als auch den OAM gibt es daher eine Vielzahl von Zeitreihen aus marinen und terrestrischen Archiven, welche die Variabilität des Klimas auf Zeitskalen von Jahren bis zu mehreren 100000 Jahren wiedergeben. CLIFT und PLUMB (2008) geben einen ausführlichen Überblick über die vorhandenen Daten, die aus sehr vielen verschiedenen Proxidaten abgeleitet wurden. Dies ist auch notwendig, da Einigkeit dahingehend besteht, dass ein Multiproxiansatz nötig ist um die Monsunvariabilität in den Daten zu isolieren (z.B. WANG et al., 2005). Dabei belegen die längeren Zeitreihen die Unterschiede in der Intensität des Monsuns zwischen Glazialen und Interglazialen (CLEMENS und PRELL, 1991). Auch Modellstudien zeigen, dass der Monsun auf jeden Einfluss reagiert, der die Druckgradienten zwischen Nord- und Südhalbkugel oder die Verfügbarkeit und Verteilung von Feuchtigkeit beeinflusst (WANG et al., 2005, und darin zitierte Literatur).

Im späten Pleistozän sind die solare Einstrahlung und das globale Eisvolumen die beiden dominierenden Faktoren für das Weltklima (CLEMENS, 2006). Allerdings wird auch das Eisvolumen der nördlichen Hemisphäre letztendlich von der schwankenden Intensität der Einstrahlung, welche für die Stärke der Jahreszeiten verantwortlich ist, und der Gesamtmenge an eingehender Strahlung der Sonne bestimmt (CLIFT und PLUMB, 2008).

Interne Wechselwirkungen müssen vorhanden sein, da die Monsunintensität weder mit der im Sommer eingehenden Strahlung der nördlichen Hemisphäre, noch mit dem Eisvolumen in Phase ist und die Phasenverschiebung innerhalb der verschiedenen Zyklen auch noch unterschiedlich ist. Wenn die solare Einstrahlung der entscheidende Faktor wäre, müssten die Maxima der Monsunintensität mit den Maxima der sommerlichen Einstrahlung auf der Nordhalbkugel zusammenfallen. Wenn nur das Eisvolumen entscheidend wäre, müssten Zeiten maximaler Monsunintensität mit den Minima im Eisvolumen einhergehen. Beides ist jedoch nicht der Fall (CLEMENS, 2006).

Phasen mit starkem Sommermonsun fallen eher mit wärmeren Abschnitten zusammen (CLIFT und PLUMB, 2008, und darin zitierte Literatur). Umgekehrt deuten viele Proxidaten darauf hin, dass der Sommermonsun in Glazialen schwächer, dafür aber der Wintermonsun intensiver ist. Im Holozän war die Monsunintensität, nach einer intensiven Phase zu Beginn, im weiteren Verlauf schwankend (SARASWAT et al., 2013, und darin zitierte Literatur).

Leider gibt es keine Möglichkeit diese niederfrequenten Schwankungen mit komplexen Klimamodellen zu erfassen, da Simulationen über derart lange Zeiträume heute und auch in absehbarer Zukunft nicht möglich sind. Außerdem müssten sich dafür wesentliche Modellkomponenten (z.B. Vegetation, Böden, Eisschilde,

atmosphärische Zusammensetzung, Orbitalparameter) dynamisch ändern, was in heutigen Modellen noch nicht in ausreichender Form implementiert ist, obwohl dahingehend in der letzten Modellgeneration große Fortschritte erzielt wurden.

Daher besteht der gängige Ansatz darin, Experimente für Zeitscheiben durchzuführen, welche die wesentliche Schwankungsbreite des Klimas dieser Zeitskala abdecken. Für die orbitale Zeitskala sind dies vor allem Experimente mit Randbedingungen für das mittlere Holozän (Mid-Holocene (MH), 6kya), das frühe Holozän (8kya bis 11kya), das Last Glacial Maximum (LGM, 21kya) und das letzte Interglazial (125kya bis 130kya) inklusive dem Beginn des letzten Glazials (115kya). Daneben wurden häufig auch Experimente für das letzte Jahrtausend (850-1850 n. Chr., SCHMIDT et al. 2011a) und das mittlere Pliozän (3.29mya bis 2,97mya, HAYWOOD et al. 2010 und HAYWOOD et al. 2011) durchgeführt. Dabei stellen das mittlere und frühe Holozän und das letzte Interglazial Zeitscheiben mit höherer sommerlicher Einstrahlung dar, während sich im LGM große Eisschilde über weite Bereiche der nördlichen Hemisphäre erstreckten.

Die Forschungsaktivitäten in diesem Bereich werden innerhalb des Paleoclimate Modelling Intercomparison Project, welches sich aktuell in seiner dritten Phase befindet (PMIP3), koordiniert und gebündelt (BRACONNOT et al. (2011, 2012), für weitere Informationen siehe PMIP3 HOMEPAGE). Besonders für MH und LGM wurden im Rahmen von PMIP3 viele Experimente durchgeführt, da diese beiden Zeitscheiben die beiden Extreme in den klimatischen Bedingungen im späten Quartär darstellen.

Für die Experimente wurden die Randbedingungen in den Klimamodellen für die entsprechende Zeitscheibe angepasst. Diese Anpassungen beziehen sich vor allem auf die Orbitalparameter, die Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre und die Vegetation. Für das LGM wurde zusätzlich die Ausdehnung der Eisschilde und, daran gekoppelt, die Küstenlinien und Höhe der Erdoberfläche, die Bathymetrie und Salinität der Ozeane und der Abfluss der Flüsse in die Ozeane geändert (siehe hierzu PMIP3 HOMEPAGE). Ein Vergleich der Modelldaten mit Klimarekonstruktionen aus Proxidaten zeigt, dass die Modelle die Richtung und großskaligen Muster der Änderungen korrekt reproduzieren. Sie unterschätzen allerdings die Stärke von Veränderungen auf regionaler Ebene (BRACONNOT et al., 2012).

Ein Teil der im Rahmen von PMIP3 erzeugten Simulationen sind auch Bestandteil der fünften Phase des Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5, TAYLOR et al. 2012). Diese Untergruppe wurde von HARRISON et al. (2014) analysiert. Es zeigt sich ebenfalls, dass die großräumigen Gradienten erfasst werden, die Modelle aber Schwierigkeiten haben die räumlichen Muster korrekt wiederzugeben. Im LGM überschätzen die Modelle die Abkühlung über den Ozeanen, vor allem in den Tropen. Sie unterschätzen die Abkühlung über Landflächen, insbesondere im Winter, und unterschätzen dort auch den Rückgang des mittleren jährlichen Niederschlags. Im MH unterschätzen die Modelle die Niederschlagszunahme in den nördlichen Monsungebieten und überschätzen die Erwärmung über Zentralasien

im Sommer. Im Vergleich von MH und LGM kommen die Autoren zu dem Schluss, dass für das MH zwar das räumliche Muster schlechter reproduziert wird als für das LGM, die systematischen Abweichungen aber im MH geringer sind.

Insgesamt zeigt sich, dass globale Klimamodelle in der Lage sind die grundsätzlichen klimatischen Veränderungen für Paläozeitscheiben zu erfassen, es allerdings bei der Reproduktion kleinräumiger Muster zu Problemen kommt. Gerade das korrekte Abbilden dieser kleinräumigen Muster ist aber ein zentraler Punkt, da viele Proxidaten von lokalen Faktoren beeinflusst werden und häufig nur die klimatischen Bedingungen eines räumlich eng begrenzten Gebiets, etwa die eines Tals oder des Einzugsgebiets eines Sees, widerspiegeln. Die logische Konsequenz ist es, Modellexperimente mit höherer Auflösung zu erstellen. Wie oben schon angesprochen geschieht dies mittels dynamischem Downscaling. Mit Randbedingungen für die beiden gängigen Zeitscheiben im späten Quartär wurden diesbezüglich für das Untersuchungsgebiet aber bisher nur einige wenige Experimente mit RCMs erstellt.

ZHENG et al. (2004) nutzten das regionale Klimamodell RegCM2 mit einer horizontalen Auflösung von 120km um den OAM für 6kya zu simulieren. Es wurden zwei Simulation über jeweils sechs Modelljahre gerechnet, wobei nur die letzten fünf Jahre für die Auswertungen verwendet wurden. Die Randbedingungen orientieren sich im Wesentlichen an den PMIP Vorgaben. Es wurden keine rekonstruierten sondern heutige SSTs verwendet. Eines der Experimente wurde mit heutiger Vegetation durchgeführt. Für das andere wurde eine rekonstruierte Vegetation für 6kya verwendet, um den Einfluss der Vegetation auf das Simulationsergebnis abschätzen zu können. Das Modell kann den vergrößerten Jahresgang der solaren Einstrahlung wiedergeben. Die Temperatur ist im MH ganzjährig höher und der ostasiatische Sommermonsun im Vergleich zu heute verstärkt, wodurch auch mehr Niederschlag fällt. Insgesamt verschieben sich die Regenbänder Richtung Westen und Norden. Die Autoren konnten insbesondere feststellen, dass sich durch Anpassen der Vegetation die Oberflächenalbedo reduziert, wodurch sich die Wintertemperatur in der Region erhöht. Dies wiederum schwächt die Antizyklone, die sich im Winter über China bildet. Außerdem kommen sie zu dem Schluss, dass die jahreszeitlichen Temperaturveränderungen mit angepasster Vegetation besser mit Klimarekonstruktionen übereinstimmen und daher eine Verbesserung gegenüber den PMIP Experimenten darstellen.

Ein weiteres hochaufgelöstes Experiment für das mittlere Holozän, mit Fokus auf den Indischen Monsun, wurde von POLANSKI et al. (2012) mit dem Regionalmodell HIRHAM durchgeführt. Mit dem Modell wurde ein Lauf über 44 Jahre in einer Auflösung von 50km erzeugt, der mit den Ergebnissen eines Experiments mit vorindustriellen Bedingungen verglichen wird. Für das Paläoexperiment wurden dabei lediglich die Orbitalparameter angepasst. Insbesondere sind die Treibhausgaskonzentrationen in beiden Experimenten gleich. Dies ist in Übereinstimmung mit den (damaligen) PMIP Vorgaben, um die Auswirkungen durch die veränderten Orbitalparameter besser isolieren zu können. Es zeigt sich, dass der Fluss der Luft-

massen über dem Golf von Bengalen und dem Arabischen Meer weniger intensiv und nach Süden verschoben ist. Die Folge ist eine Zunahme des Niederschlags über dem zentralen Bereich Indiens. Allerdings erhalten auch Ostasien, der südliche Teil des TP, Zentralasien und Nordchina mehr Niederschläge im Jahresverlauf. Die Temperaturen sind für 6kya in weiten Teilen des Modellgebiets höher, vor allem in Zentralasien, auf dem TP und im Osten Chinas. Lediglich über Indien ist ein Rückgang zu verzeichnen. Insbesondere stellen die Autoren fest, dass durch die höhere Auflösung des verwendeten Modells ein Mehrwert gegenüber dem antreibenden Globalmodell (ECHAM5-JSBACH/MPIOM) entsteht. Dies gilt in erster Linie für Gebirgsregionen. Es wird allerdings ebenfalls darauf hingewiesen, dass die Simulation des Niederschlags noch verbessert werden muss.

Simulationen mit Randbedingungen für das LGM wurden mit regionalen Klimamodellen von ZHENG et al. (2004); JU et al. (2007) und LIU et al. (2008a,b) durchgeführt. Die von ZHENG et al. (2004) erstellten Experimente entsprechen von Modell, Auflösung und Länge denen, die die Autoren auch für das MH durchgeführt haben. Allerdings wurden rekonstruierte SSTs genutzt und die Land-Meer-Verteilung aufgrund des niedrigeren Meeresspiegels im LGM entsprechend angepasst. Auch hier wurde ein Experiment mit heutiger Vegetation und ein Experiment mit für das LGM angepasster Vegetation erstellt. Insgesamt ergibt sich ganzjährig eine niedrigere Temperatur im Vergleich zu heute. In weiten Teilen Ostasiens fällt weniger Niederschlag, dafür sind die Niederschläge über dem TP und Zentralasien erhöht. Niedrigere Temperaturen über Ostasien im Winter haben einen stärkeren Wintermonsun zur Folge. Der Sommermonsun ist schwächer als heute. Das Experiment mit angepasster Vegetation ist näher an Klimarekonstruktionen für das LGM als die PMIP Experimente, die nur Änderungen der Einstrahlung, Vergletscherung und CO₂-Konzentrationen berücksichtigen.

Das RegCM2 Modell wurde ebenfalls von JU et al. (2007) für die Simulation des Klimas in Asien im LGM benutzt. Mit einer Auflösung von 60km wurden elf Modelljahre gerechnet und die letzten zehn für die Auswertung benutzt. Die Randbedingungen entsprechen den Vorgaben von PMIP. Änderungen werden relativ zu einem Experiment mit heutigen Randbedingungen angegeben. Die simulierten jährlichen Durchschnittstemperaturen liegen in Ostasien 2-4°C unter den heutigen. Über den östlichen Teilen Chinas sind die Bedingungen trockener, über den westlichen feuchter. Auch hier zeigt sich, dass die Ergebnisse des Regionalmodells besser mit Paläoklimarekonstruktionen übereinstimmen als die des Globalmodells, welches die Randbedingungen liefert. Insbesondere weisen JU et al. (2007) darauf hin, dass das hochaufgelöste Modell regionale Details besser reproduzieren kann, weil Topographie und physikalische Prozesse besser abgebildet werden.

Eine Serie von Sensitivitätsstudien für das LGM wurde von LIU et al. (2008a,b) durchgeführt. Mit Hilfe des Regionalmodells MM5 untersuchten die Autoren den Einfluss großskaliger Zirkulationsmuster, Land-Meer-Verteilung, Vegetation, CO₂-Konzentration und Orbitalparameter auf das Klima in China im LGM. Unter

großskaligen Zirkulationsmustern werden dabei Änderungen in den Randbedingungen des Regionalmodells verstanden, welche vom Globalmodell vererbt werden und sich im Wesentlichen aus globalen Veränderungen der Eisschilde, Meereisbedeckung, SSTs und Landbedeckung ergeben. Die Simulation wurden mit einer Auflösung von 90km erstellt und von den jeweils berechneten fünf Jahren wurden die letzten vier analysiert. Das Modellgebiet ist auf China beschränkt. Die Auswertungen zeigen, dass die großräumigen Zirkulationsmuster und die Land-Meer-Verteilung den größten Einfluss auf das Klima in China im LGM haben, gefolgt von der Vegetation. Den Autoren zufolge spielen die CO₂-Konzentration und die Orbitalparameter eine eher untergeordnete Rolle. Allerdings wird angemerkt, dass die Änderung der Land-Meer-Verteilung im Inneren und den westlichen Teilen Chinas weniger Einfluss hat.

Abschließend kann festgehalten werden, dass die Vegetation großen Einfluss auf die Ergebnisse der Paläoexperimente hat (ZHENG et al., 2004) und dieser Faktor unbedingt berücksichtigt werden muss. Darüber hinaus zeigen POLANSKI et al. (2012) und JU et al. (2007), dass die höher aufgelösten Regionalmodelle besser mit Paläoklimarekonstruktionen übereinstimmen als die antreibenden Globalmodelle.

1.5 Ziele

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des DFG Schwerpunktprogramms TiP, im Teilprojekt Bridging Timescales of Tibetan Plateau Environmental Change: An Integration of Earth System Modeling with Modern and Paleo-environmental Proxies (Bridging Timescales) und in enger Zusammenarbeit mit dem Lehrstuhl für Geologie und Geodynamik der Universität Tübingen durchgeführt. Die Einbindung in das Gesamtprojekt ist insofern von Bedeutung, da dadurch ein gewisser Rahmen für die durchgeführten Arbeiten vorgegeben wird, der im Folgenden kurz vorgestellt wird.

TiP befasst sich mit der Entwicklung des Klimas und der Umweltbedingungen auf dem TP und in den angrenzenden Region auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen. Anfangen von der Bildung des TP in Folge der Kollision des indischen Subkontinents mit Asien im Tertiär, über die, durch Veränderungen der Orbitalparameter beeinflussten Klimaschwankungen im Quartär, bis hin zu rezenten Prozessen wie der Degradierung von Böden und Kobresia-Vegetation und dem Rückgang vieler Gletscher auf dem TP, die zum Großteil vom Menschen verursacht sind. Das übergeordnete Ziel des Teilprojekts Bridging Timescales besteht darin eine Verbindung zwischen diesen verschiedenen Zeitskalen herzustellen. Dies wird unter anderem dadurch erschwert, dass auf den unterschiedlichen Zeitskalen unterschiedliche Prozesse dominieren und die verschiedenen Zeitskalen auch mit ganz unterschiedlichen Ansätzen und Methoden erforscht werden.

Der hier gewählte Ansatz zur Überbrückung dieser Schwierigkeiten und der unterschiedlichen Zeitskalen besteht darin, das heutige Klima und das Paläoklima der Region mit Hilfe von Klimamodellen zu simulieren. Dadurch besteht die Möglichkeit einen besseren Einblick in die Prozesse und Zusammenhänge zu bekommen, die das Klima in Asien auf den verschiedenen Zeitskalen steuern und die Veränderungen quantifizieren zu können. Wie bereits ausgeführt, konnten frühere Studien zeigen, dass die Ergebnisse von hochaufgelösten Modellen besser mit Paläoklimarekonstruktionen aus Proxidaten übereinstimmen, als die vergleichsweise niedrig aufgelöster Globalmodelle. Für die vorliegende Arbeit wurden daher hochaufgelöste Simulationen mit dem regionalen Klimamodell REMO (Regional Modell) erstellt, welches seine Randbedingungen in diesem Fall von dem Globalmodell ECHAM (European Centre Hamburg Model) bezieht. Die Experimente mit dem Globalmodell wurden dabei nicht vom Autor selbst, sondern in der Arbeitsgruppe von Prof. Todd Ehlers am Lehrstuhl für Geologie und Geodynamik der Universität Tübingen erstellt.

Mit heute zur Verfügung stehenden Rechenkapazitäten ist es nicht möglich Simulationen über Zeiträume von 10000 Jahren oder mehr auszuführen. Statt dessen wurden die gängigen Ansätze verfolgt, Sensitivitätsstudien bzw. Experimente für ausgewählte Zeitscheiben zu erstellen. Neben Referenzexperimenten mit heutigen Randbedingungen wurde für die Entstehungs- und Hebungsgeschichte des TP eine Reihe von Sensitivitätsstudien erstellt. Wie in Abschnitt 1.4.2 verdeutlicht wurde, ist die Hebungsgeschichte des TP Gegenstand aktueller Forschung und wird kontrovers diskutiert. Der Ablauf der Entstehung ist sowohl räumlich als auch zeitlich unklar. Daher wurden in der Vergangenheit, motiviert durch verschiedene Theorien über die Hebungsgeschichte des Plateaus, unterschiedliche Arten von Simulationen erstellt. In dieser Arbeit wird der Ansatz der schrittweisen Hebung verfolgt. Dies ist dabei nicht als Wertung für oder gegen eine der oben genannten Theorien zu verstehen. Es erschien vor dem Hintergrund begrenzter Rechenressourcen als geeignetste Methode um den größten Teil der durch die Heraushebung des TP entstandenen Klimaveränderungen abdecken zu können. Folglich wurden fünf Experimente mit unterschiedlichen Höhen des TP erzeugt. Diese werden im Folgenden unter dem Begriff Topographieexperimente zusammengefasst.

Eine zweite Experimentgruppe beschäftigt sich mit den Klimaschwankungen im Quartär. Dabei wurde der Fokus auf den Hochstand der letzten Vereisung (LGM) und das Klimaoptimum im mittleren Holozän (MH) gelegt, da diese beiden Zeitscheiben die Eckpunkte der Klimaveränderungen im späten Quartär darstellen. Auch wenn dadurch nur ein Bruchteil des Quartärs abgedeckt wird, wird diese Experimentgruppe nachfolgend als Quartärexperimente angesprochen. Vorgegangene Studien belegen, dass für eine realitätsnahe Simulation des Paläoklimas neben einer hohen Auflösung auch die Anpassung einer Vielzahl von Einflussgrößen entscheidend ist. Im Gegensatz zu den Topographieexperimenten wurde daher für diese Experimentgruppe versucht, die Randbedingungen der ausgewählten

Zeitscheiben möglichst realitätsnah abzubilden. Einen detaillierteren Überblick über die Einzelexperimente und Experimentgruppen gibt Abschnitt 3.1.

Die Auswertung der Modellexperimente konzentriert sich einerseits auf die Veränderungen der großräumigen Zirkulation, mit Fokus auf den IM, die sich aufgrund der veränderten Randbedingungen ergeben und andererseits auf die Auswirkungen dieser großskaligen Veränderungen auf das bodennahe Klima, repräsentiert durch bodennahe Temperatur, Niederschlag und Wind. Dabei werden ausschließlich langjährige Mittelwerte betrachtet. Auf Analysen der Variabilität innerhalb einzelner Zeitscheiben wurde verzichtet, da dies aus mehreren Gründen nicht sinnvoll erschien. Zum einen ist es kaum möglich aus Proxidaten für lang zurückliegende Zeiträume Informationen über interannuelle oder dekadische Schwankungen zu bekommen. Zweitens sind Modellergebnisse, sofern sie nicht für heutige Randbedingungen mit Beobachtungen angetrieben sind, nicht repräsentativ für einzelne Jahre sondern nur für langjährige Mittel. Darüber hinaus stellen zumindest die Topographieexperimente keine realitätsnahen Experimente sondern Sensitivitätsstudien dar, was eine vollständige Übereinstimmung mit Klimarekonstruktionen schon theoretisch ausschließt. Die genannten Gründe machen eine Beschränkung auf den Vergleich der Klimatologien der verschiedenen Zeitscheiben und Sensitivitätsexperimente erforderlich.

Ein Vorteil des gewählten Ansatzes besteht darin, dass die Modellierungsergebnisse flächendeckende Datensätze darstellen, mit deren Hilfe die punktuell erhobenen Proxidaten in einen Gesamtzusammenhang eingeordnet und verglichen werden können. Der Kern dieser Arbeit ist folglich die Quantifizierung der Klimavariabilität im heutigen Asien auf verschiedenen Zeitskalen und die Identifikation der zugrundeliegenden physikalischen Prozesse und Zusammenhänge auf Basis von hochaufgelösten Paläoklimasimulationen. Konkrete Fragen in diesem Zusammenhang lauten: Wie hat sich der AM während der Hebungsphase des TP im Tertiär und unter glazialen und interglazialen Randbedingungen im Quartär entwickelt? Welche klimatischen Auswirkungen hatte das auf Asien im Allgemeinen und das TP im Speziellen? Ein wesentlicher Teil der vorliegenden Arbeit stellt somit Grundlagenforschung dar.

Die Arbeit ist folgendermaßen strukturiert: An dieses einführende Kapitel, in dem die wesentlichen Grundlagen erläutert und der Bearbeitungsrahmen abgesteckt wurde, schließt sich ein Kapitel an, welches die verwendeten Beobachtungsdaten, Reanalysen und Klimamodelle einführt. Anschließend werden im dritten Kapitel die zur Auswertung benutzen (statistischen) Methoden und Vorgehensweisen dargelegt. Kapitel 4 befasst sich mit der grundlegenden Modellvalidation und beleuchtet auch die heutigen klimatischen Gegebenheiten in der Untersuchungsregion näher. Die notwendigen Schritte zur Erstellung der Topographieexperimente und deren Ergebnisse stellen den Inhalt von Kapitel 5 dar, während Kapitel 6 diese Sachverhalte für die Quartärexperimente zusammenfasst. Im Anschluss an die Vorstellung der Resultate werden diese in Kapitel 7 knapp zusammengefasst, kritisch bewertet und

mit Hilfe von bestehenden Modellierungsstudien und Klimarekonstruktionen in einen Gesamtzusammenhang eingeordnet. Das abschließende Kapitel 8 gibt einen Ausblick auf mögliche zukünftige Forschungsaktivitäten.

2 Daten und Modelle

2.1 Beobachtungsdaten

Im zweiten Kapitel werden zunächst die verwendeten Daten und anschließend die zur Erstellung der Simulationen eingesetzten Klimamodelle vorgestellt. Tabelle 2.1 gibt einen Überblick über die verwendeten Datensätze. Diese dienen in erster Linie zur Validierung der Simulationsergebnisse für das heutige Klima. Darüber hinaus stellen BARTLEIN et al. (2011) einen Datensatz mit Temperatur- und Niederschlagsrekonstruktionen für MH und LGM bereit (Paläoklimarekonstruktion (PKR) in Tabelle 2.1). Dieser Datensatz ist Teil der Referenzdaten für die PMIP Experimente und wird auch hier zum Vergleich mit den Simulationsergebnissen für die jeweilige Zeitscheibe genutzt. Zum gleichen Zweck wurde eine Reihe weiterer Paläoklimarekonstruktionen zusammengetragen, die allerdings keinen einheitlichen Datensatz darstellen und daher nicht in Tabelle 2.1 aufgeführt sind. Gleiches gilt für die an vier Stationen auf dem TP gemessenen Winddaten. Für diese existiert außerdem auch keine zentrale Referenz. Die Daten wurden durch Mitglieder des CEOP-AEGIS Projekts bereitgestellt.

Alle in Tabelle 2.1 aufgeführten Datensätze sind auf einem regelmäßigen Gitter definiert, dessen ursprüngliche horizontale Auflösung dort angegeben ist. Für die Analysen wurden die ERA40 und die NCEP Daten auf das Gitter des CRU Datensatzes interpoliert. Der auf einem unregelmäßigen Gitter definierte HAR Datensatz wurde auf ein regelmäßiges $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ -Gitter gebracht. Die Vorgehensweise wird in Abschnitt 3.1.2 näher erläutert. Detaillierte Informationen zu jedem Datensatz können den in Tabelle 2.1 angegebenen Referenzen entnommen werden. Nachfolgend werden nur einige wesentliche Informationen genauer ausgeführt.

Der CRU Datensatz ist ein hochaufgelöster globaler Beobachtungsdatensatz für alle Landflächen außer der Antarktis. Er wird von der Climate Research Unit bereitgestellt, die an der University of East Anglia angesiedelt ist. Ursprünglich wurde der Datensatz von NEW et al. (1999, 2000) eingeführt. Später wurde er aktualisiert und bis August 2002 erweitert (MITCHELL und JONES, 2005). Mittlerweile ist die dritte Generation des Datensatzes verfügbar (HARRIS et al., 2013). In dieser Arbeit wurde die Version TS3.20 verwendet. Die Basis des Datensatzes bilden eine Vielzahl von Stationsdaten. Diese sind nicht gleichmäßig über die Erdoberfläche verteilt, wodurch die Stationsdichte in verschiedenen Teilen der Erde sehr unterschiedlich ist. Darüber hinaus fließen auch pro Variable und Zeitschritt

Tab. 2.1: Übersicht Beobachtungsdaten. Aufl: ungefähre horizontale Auflösung der Daten (°Länge x °Breite), T: bodennahe Temperatur, P: Niederschlag, W: Wind.

Name	Aufl.	Var.	Zeit	Referenz
CRU	0.5 x 0.5	T,P	01/1901-12/2009	HARRIS et al. (2013)
ERA40	2.5 x 2.5	T,P,W	09/1957-08/2002	UPPALA et al. (2005)
HAR	0.3 x 0.3	T,P,W	10/2000-12/2012	MAUSSION et al. (2014)
NCEP	1.9 x 1,9	T,P,W	01/1948-05/2013	KALNAY et al. (1996)
PCR	2.0 x 2.0	T,P	6kya, 21kya	BARTLEIN et al. (2011)

immer eine unterschiedliche Zahl von Stationen in das Endprodukt ein. Für die ausgewählten Stationsdaten werden monatliche Anomalien relativ zur Referenzperiode 1961 bis 1990 gebildet. Diese Anomalien werden dann auf ein reguläres 0.5°x0.5°-Gitter interpoliert. Aus dem Ergebnis wird schließlich unter Einbeziehung der Referenzwerte das Endprodukt berechnet.

Neben diesem Beobachtungsdatensatz wurden auch die beiden globalen Reanalysendatensätze ERA40 und NCEP verwendet. Vor allem dann, wenn neben der bodennahen Temperatur und dem Niederschlag auch Winddaten für die Analysen notwendig waren. ERA40 ist der Reanalysendatensatz des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Der NCEP Datensatz wird in Kooperation des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) und des National Center for Atmospheric Research (NCAR) produziert. Reanalysen basieren auf Beobachtungsdaten aus vielen verschiedenen Quellen, einschließlich Schiffsmessungen und Satellitendaten. Diese werden dann allerdings nicht mit Hilfe von statistischen Methoden interpoliert, sondern mit AGCMs assimiliert. Dadurch können zeitlich und räumlich homogene Datensätze erzeugt werden. Allerdings sind natürlich auch Reanalysen von der räumlichen und zeitlichen Inhomogenität der Eingangsdaten betroffen.

Speziell für die Region des TP und die umliegenden Gebiete wurde der HAR Datensatz entwickelt (MAUSSION et al., 2014). Der Datensatz wird erzeugt, indem der Datensatz „Final analysis data“ des globalen Vorhersagesystems (Global Forecasting System) mit Hilfe des Weather Research and Forecasting Model (WRF) dynamisch downscaled wird. Das Modell wird dabei täglich mit den Eingangsdaten reinitialisiert und läuft anschließend ohne weitere Datenassimilation für 36 Stunden, wobei nur die letzten 24 Stunden für den Datensatz verwendet werden. Die HAR Daten sind in zwei verschiedenen Auflösungen verfügbar. Für einen größeren Ausschnitt, der weite Teile Asiens abdeckt, in einer horizontalen Auflösung von 30km und für eine kleinere Region um das TP sogar in einer Auflösung von

10km. Da während der Laufzeit des Modells keine weitere Datenassimilation erfolgt, weisen die Autoren ausdrücklich darauf hin, dass es sich bei den HAR Daten nicht um Reanalysen im klassischen Sinn handelt. Aufgrund der hohen Auflösung und des kurzen Initialisierungsintervalls stellt der HAR Datensatz dennoch ein einzigartiges Produkt für die Region da. Vor allem können aufgrund der hohen Auflösung Details abgebildet werden, die von schlechter aufgelösten Datensätzen nicht erfasst werden können (MAUSSION et al., 2014). Daher stellt der HAR Datensatz ein geeignetes Werkzeug zur Validierung eines hochaufgelösten Klimamodells dar.

Zur Validierung der simulierten Winddaten konnten Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsdaten von vier Messstationen auf dem TP verfügbar gemacht werden. Die Position der Stationen ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Die Werte wurden in einer Höhe von 3m gemessen und umfassen den Zeitraum von 2008 bis 2010. Allerdings enthalten die Zeitreihen teilweise eine erhebliche Zahl an Fehlwerten.

Die bisher besprochenen Datensätze dienen alle zur Validierung der Simulationsergebnisse für das heutige Klima. Für die Einordnung der Ergebnisse der Quartärexperimente werden Rekonstruktionen von Temperatur und Niederschlag für die entsprechenden Zeitscheiben benötigt. Ein solcher Datensatz wurde von BARTLEIN et al. (2011) zusammengestellt. Dieser ist auch Teil der Referenzdaten für die PMIP3-Simulationen. Die Daten sind eine Zusammenstellung von verfügbaren quantitativen Rekonstruktionen von unterschiedlichen Standorten auf Grundlage von Pollenanalysen für MH und LGM. Diese Rekonstruktionen wurden auf ein $2^\circ \times 2^\circ$ -Gitter gebracht, indem die pro Gitterbox verfügbaren Werte gemittelt wurden. Eine Extrapolation der Werte wurde nicht durchgeführt. Gitterboxen für die keine Daten existieren bleiben ohne Wert. Der Datensatz ist über die Homepage des PMIP Projekts frei zugänglich.

Darüber hinaus wurden weitere, meist qualitative Informationen für die klimatischen Bedingungen in der Untersuchungsregion vor 6000 bzw. 21000 Jahren von den Projektpartnern der Universität Tübingen zusammengestellt. Diese stammen aus verschiedenen Quellen und von verschiedenen Standorten. Die Rekonstruktionen basieren auch auf unterschiedlichen Proxidaten. Es handelt sich dabei nicht um einen einheitlichen oder homogenen Datensatz. Die verwendeten Rekonstruktionen für 6kya sind in Tabelle 2.2, die für 21kya in Tabelle 2.3 zusammengefasst.

Tab. 2.2: Übersicht der Paläoklimarekonstruktionen für 6kya.

Nr.	Ort	Referenz
1	Nam Co	MÜGLER et al. (2010)
2	Lake Kuhai	WISCHNEWSKI et al. (2011)
3	Lake Koucha	HERZSCHUH et al. (2009); MISCHKE et al. (2008); WISCHNEWSKI et al. (2011)
4	Lake Cuo	YANHONG et al. (2006)
5	Ahung Co	MORRILL et al. (2006)
6	Zabuye Salt Lake	WANG et al. (2002)
7	Kaidu River	WÜNNEMANN et al. (2006)
8	Selin Co	KASHIWAYA et al. (1995); MORINAGA et al. (1993); ZHANG et al. (2011)
9	Lake Qinghai	SHEN et al. (2005)
10	Lake Qinghai	LIU et al. (2014)
11	Mt. Qilian	HERZSCHUH et al. (2006a)
12	Lake Ximencuo	ZHANG und MISCHKE (2009)
13	Pumoyum Co	NISHIMURA et al. (2014)
14	Qaidam Basin	YU und LAI (2014)
15	Sumxi Co	GASSE et al. (1991)
16	Lake Bagong	VAN CAMPO et al. (1996)
17	Lake TsoKar	DEMSKE et al. (2009)
18	Lake Naleng	KRAMER et al. (2010)
19	Lake Zigetang	HERZSCHUH et al. (2006b)
20	Lake Qiliu	HODELL et al. (1999)
21	Lake Xing Yun	HODELL et al. (1999)
22	Lake Yidun	SHEN et al. (2005)
23	Ren Co	TANG et al. (2000)
24	Lake Hidden	TANG et al. (2000)
25	Hongyun	ZHOU et al. (2002)
26	Dunde Ice Core	LIU et al. (1998)

Tab. 2.3: Übersicht der Paläoklimarekonstruktionen für 21kya.

Nr.	Ort	Referenz
1	Eastern Nepal Himalaya	ASAHI (2010)
2	Kumaun Himalaya	KOTLIA et al. (2010)
3	Kumaun Himalaya	KOTLIA et al. (2000)
4	Zabuye Salt Lake	WANG et al. (2002)
5	Yarlung Zhangbo catchment	SCHMIDT et al. (2011b)
6	West Qilian Mt.	HU et al. (2014)
7	Qilian Mt.	HERZSCHUH et al. (2006a)
8	Xinyun Lake	HODELL et al. (1999)

2.2 Modelle

2.2.1 ECHAM

Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen wurde die Modellkette aus dem globalen AGCM ECHAM5 (ROECKNER et al., 2003) und dem hochaufgelösten regionalen Klimamodell REMO (JACOB und PODZUN, 1997; JACOB, 2001) verwendet. Diese Kombination aus Global- und Regionalmodell wurde bereits für hochaufgelöste Klimasimulationen in vielen Regionen der Erde verwendet. ECHAM5 wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPIM) entwickelt. Es basiert im Kern auf dem globalen Wettervorhersagemodell des ECMWF und stellt die atmosphärische Komponente des GCM ECHAM5-MPI/OM (JUNGCLAUS et al., 2006) dar.

Die Gleichungen für die atmosphärische Dynamik werden bei GCMs üblicherweise im Spektralraum gelöst, weshalb die Auflösung dieser Modelle in der Regel als spektrale Auflösung in Form der zugehörigen Wellenzahl gegeben ist. ECHAM kann in verschiedenen Auflösungen betrieben werden. Die hier verwendeten Experimente wurden in Auflösungen von T63L19, T63L31 und T106L31 erstellt. Dies entspricht in etwa einer horizontalen Auflösung von $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ mit 19 bzw. 31 vertikalen Leveln oder $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ mit 31 vertikalen Leveln.

Die prognostischen Variablen von ECHAM sind Vorticity, Divergenz, Temperatur, der Logarithmus des Drucks an der Oberfläche (log surface pressure) sowie der Flüssigwasser- (cloud liquid water) und Eisanteil der Wolken (cloud ice). Der eigentliche Modelloutput besteht aus einer großen Zahl von Variablen. Wichtig für das Downscaling sind unter anderem die Temperatur (bodennah und für jeden Drucklevel), die horizontalen Windkomponenten, die spezifische Feuchte, der Druck

an der Oberfläche sowie die Bodenfeuchte und die Temperatur der verschiedenen Bodenschichten, da diese die Randbedingungen für das Regionalmodell darstellen. Insgesamt werden inklusive der statischen Orographie zwanzig Variablen vom Globalmodell an das Regionalmodell übergeben. Allerdings werden einige davon nur zur Initialisierung der entsprechenden Felder in REMO zu Beginn der Simulation genutzt, während andere in jedem Zeitschritt als Randbedingung eingelesen werden.

Für die meisten der hier verwendeten Simulationen wurde eine Version von ECHAM5 benutzt, die stabile Wasserisotope mit in die Berechnungen einbezieht (ECHAM5wiso (ECHAM5 with isotopes), WERNER et al. 2011). Diese unterscheidet sich von ECHAM dadurch, dass die beiden stabilen Wasserisotope H_2^{18}O und HDO in den hydrologischen Kreislauf des Modells integriert sind.

2.2.2 REMO

Die Ergebnisse der ECHAM Simulationen stellen die Randbedingungen für das dynamische Downscaling mit Hilfe des regionalen Klimamodells REMO dar. Da regionale Klimamodelle zwar in höherer Auflösung aber dafür nur in einem räumlich begrenzten Gebiet betrieben werden, benötigen sie Informationen über den Zustand der Atmosphäre an den Rändern des Modellgebiets. Außerdem werden in der Regel auch Informationen für die untere Grenze des Modellgebiets, also die Land- und Ozeanflächen benötigt. REMO kann mit den Daten verschiedener GCMs und mit Reanalysen angetrieben werden. Für alle im Rahmen dieser Arbeit erzeugten REMO Simulationen stammen die Randbedingungen von ECHAM5, wenn auch teilweise von unterschiedlichen Versionen und mit unterschiedlichen Auflösungen. Tabelle 3.1 gibt diesbezüglich einen Überblick.

Die Vorbereitung der ECHAM Daten für das Regionalmodell ist ein zweistufiger Prozess. Zunächst werden die benötigten Variablen aus dem Output des Globalmodells ausgewählt und umformatiert. Dies hat lediglich technische Bedeutung, die Daten werden dabei nicht wesentlich verändert. Anschließend werden die so vorbereiteten Daten für REMO präprozessiert. Dieser Schritt ist wichtig, da viele der Änderungen für die Paläoexperimente bereits hier durchgeführt werden müssen.

Der REMO Präprozessor benötigt zur Erstellung der Antriebsdateien Informationen über die Beschaffenheit der Landoberfläche im Modellgebiet. Diese stammen aus der sogenannten Bodenbibliothek, welche zuvor erstellt werden muss. Durch die Bodenbibliothek werden unter anderem Informationen über die Land-Meer-Verteilung, Orographie, Vegetation, Blattflächenindex, Böden, Rauigkeitslänge der Oberfläche und Albedo über die Antriebsdateien an das Modell weitergegeben. Alle Änderungen die einen der oben genannten Parameter betreffen, müssen daher schon vor dem eigentlichen Experimentbeginn und außerhalb des eigentlichen Modells vorgenommen werden. Die drei wesentlichen Eingangsdatensätze für die Erstellung der Bodenbibliothek sind der GTOPO30 Datensatz, die USGS Landcover Clas-

sification und der FAO soil type Datensatz. Die Land-Meer-Verteilung und die Orographie werden aus dem GTOPO30 Datensatz abgeleitet, welcher eine horizontale Auflösung von 30 Bogensekunden besitzt. Die Bodeninformationen stammen aus dem FAO soil type Datensatz. Landbedeckung und alle daran gekoppelten Variablen wie Vegetation, Blattflächenindex und Albedo werden aus dem USGS Landcover Datensatz berechnet. Auf die für die Paläoexperimente durchgeführten Änderungen wird in den jeweiligen Kapiteln noch detailliert eingegangen.

Nachdem eine Bodenbibliothek mit den entsprechenden Eingangsdaten erzeugt wurde, können die vorbereiteten ECHAM Daten mit Hilfe des Präprozessors zu REMO Antriebsdateien weiterverarbeitet werden. Dabei werden die ECHAM Daten sowohl horizontal als auch vertikal auf die für REMO gewählte Auflösung interpoliert und zusammen mit den Informationen aus der Bodenbibliothek in die Antriebsdateien geschrieben. Für die durchgeführten Experimente wurden die Randbedingungen alle sechs Stunden eingelesen, d.h. es müssen zuvor auch Antriebsdateien im zeitlichen Abstand von sechs Stunden erstellt werden.

Die Antriebsdateien werden im Verlauf der Simulation zu den entsprechenden Zeitpunkten von REMO eingelesen. Die Assimilation der Antriebsdaten erfolgt dabei an den seitlichen Rändern in einem Übergangsbereich der acht Gitterboxen umfasst. Die Daten dieser Zone stellen keine realistischen Werte da und dürfen nicht für die Analysen verwendet werden. Bei allen in die Analysen eingegangenen REMO Daten wurde dieser Übergangsbereich zuvor entfernt. Am unteren Rand des Modells werden einige statische Felder (z.B. Orographie und Land-Meer-Verteilung) lediglich zu Beginn des Experiments aus den Antriebsdaten gelesen. Die Bodenschichten in REMO werden zu Beginn der Simulation mit den zugehörigen Daten aus dem Globalmodell initialisiert, entwickeln sich anschließend aber frei. Dabei muss beachtet werden, dass es in Folge der Initialisierung zu einer Spin-up Phase kommen kann. Dabei kann ein unerwünschter Energiefluss vom Boden zur Atmosphäre oder umgekehrt auftreten, welcher die Resultate verfälscht. Dies wird in Abschnitt 4.1 noch genauer thematisiert. Neben den atmosphärischen Zustandsgrößen an den seitlichen Rändern des Modells werden auch die SSTs und die Temperaturen der fraktionellen Wasseranteile an Land in jedem Schritt aus den Antriebsdateien gelesen (persönliche Mitteilung von Kevin Sieck am 10.12.2013).

REMO selbst wurde ebenfalls am MPIM entwickelt und ist ein dreidimensionales, hydrostatisches Regionalmodell, das in allen Teilen der Erde mit unterschiedlichen Gebietsgrößen und Auflösungen betrieben werden kann. Für diese Arbeit wurde die Version REMO2009 verwendet. Die Modellphysik entspricht einer modifizierten ECHAM4 Physik (RÖECKNER et al., 1996). REMO benutzt ein rotiertes Arakawa-C-Gitter, bei dem alle Variablen mit Ausnahme der Windkomponenten auf den Gittermittelpunkten definiert sind. Die Windkomponenten sind auf den Seitenflächen der Gitterboxen definiert (KOTLARSKI, 2007). Rotiertes Gitter bedeutet in diesem Zusammenhang, dass das Modellgebiet so verschoben wird, dass seine Mitte mit dem Schnittpunkt von Nullmeridian und Äquator zusammenfällt. Diese

Prozedur ist notwendig, sobald ein Teil des zu simulierenden Gebiets polwärts von 40° nördlicher oder südlicher Breite liegt. Sie dient dazu die Größe aller Gitterboxen im Modell in etwa gleich zu halten.

Die prognostischen Variablen von REMO sind der Druck an der Erdoberfläche, die Temperatur, die horizontalen Windkomponenten, der Wasserdampfgehalt (water vapour content) und der Wolkenwasseranteil (cloud water content). Der Berechnungszeitschritt in den durchgeführten Experimente betrug 240 Sekunden und die Ergebnisse wurden sechstündig gespeichert. Der Modelloutput umfasst weit über 100 Variablen. Für die durchgeführten Analysen wurden in erster Linie die 2m-Temperatur, der Niederschlag und die beiden horizontalen Windkomponenten verwendet. Mit Hilfe eines nachgelagerten Druckinterpolators lassen sich die dreidimensionalen Variablen von den Modellleveln auf Drucklevel interpolieren. Dies wurde unter anderem für die Windkomponenten durchgeführt. Dabei wurden Werte für 925hPa, 850hPa, 700hPa, 600hPa, 500hPa und 200hPa berechnet.

REMO wurde in früheren Version hauptsächlich über Europa (JACOB, 2001; HAGEMANN et al., 2004) und Afrika (PAETH et al., 2005; PAETH und HENSE, 2005; PAETH und THAMM, 2007; PAETH et al., 2009) eingesetzt. Mit der aktuellen Modellversion wurden Simulationen für das südliche Afrika (HAENSLER und HAGEMANN, 2011), Zentralasien (MANNIG et al., 2013) und Südostasien (SAEED et al., 2011) erstellt. Dabei war REMO in der Lage, das beobachtete Klima gut zu reproduzieren. Darüber hinaus wurde eine auf Version 5.0 basierende Isotopenversion von REMO (REMOiso, STURM et al. 2005) über Südamerika eingesetzt (STURM et al., 2007a,b), auch für paläoklimatische Sensitivitätsstudien (INSEL et al., 2012). Im Rahmen dieser Arbeit wurde REMO erstmals zur Simulation des Paläoklimas in Asien eingesetzt.

3 Datenaufbereitung und statistische Methoden

Dieses Kapitel befasst sich mit der Prozessierung der Modelldaten und deckt dabei verschiedene Punkte ab. Zunächst wird ein Überblick über die Experimente gegeben, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden. Die Vorbereitung der Rohdaten ist Gegenstand des darauf folgenden Abschnitts. Die zur Analyse der Daten genutzten statistischen Methoden werden im Anschluss erläutert, bevor weitere Analysemethoden erklärt und einige in den nachfolgenden Kapiteln häufiger auftretende Abbildungstypen exemplarisch erläutert werden.

3.1 Datenaufbereitung

3.1.1 Experimentüberblick

Im Rahmen der hier vorgestellten Arbeit wurden insgesamt neun Experimente mit REMO erstellt. Alle Experimente sind mit ihren wesentlichen Eckdaten in Tabelle 3.1 zusammengefasst. In der ersten Spalte sind die Namen angegeben, unter denen die einzelnen Experimente nachfolgend angesprochen werden. Spalte zwei enthält die Jahre über die sich der Modelllauf erstreckt, sofern eine zeitliche Einordnung sinnvoll ist. Andernfalls ist dort lediglich die Dauer des Experiments eingetragen. Spalte drei gibt an, mit welcher ECHAM Version in welcher Auflösung die Globalmodellexperimente durchgeführt wurden, die als Randbedingung für den jeweiligen Lauf dienen. Spalte vier kann entnommen werden, ob am Beginn des Experiments ein Boden aus einem vorangegangenen Lauf inkopiert wurde oder ob ein Kaltstart ausgeführt wurde. Als Kaltstart wird ein Modellstart bezeichnet, bei dem der aus ECHAM vererbte Boden verwendet wird. Wenn ein eingeschwungener Boden verwendet wurde, also ein aus einem vorherigen Experiment nach der Spin-up Phase entnommener Boden, ist angegeben aus welchem Experiment dieser Boden stammt. EXP002 ist eine Simulation mit voller Höhe des TP in ECHAM, aber halber Höhe des TP REMO. Dieser Lauf wird im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter analysiert, der Boden konnte aber als Initialisierung im Experiment T050 genutzt werden, da er die Gegebenheiten dieses Experiments besser repräsentiert als jeder andere Lauf.

Tab. 3.1: Übersicht der REMO Experimente mit Experimentbezeichnung, Experimentlänge, Version und Auflösung des Antriebsmodells und Information über Verwendung von eingeschwungenen Böden.

Name	Zeit	Antrieb	Boden
CTRL	1961-2020	ECHAM5 CMIP T63L31	Kaltstart
T100	1961-2000	ECHAM5wiso T63L19	CTRL
T075	40 Jahre	ECHAM5wiso T63L19	Kaltstart
T050	40 Jahre	ECHAM5wiso T63L19	EXP002
T025	40 Jahre	ECHAM5wiso T63L19	T050
T000	40 Jahre	ECHAM5wiso T63L19	T025
PD	1978-1989	ECHAM5wiso T106L31	CTRL
MH	12 Jahre	ECHAM5wiso T106L31	PD
LGM	12 Jahre	ECHAM5wiso T106L31	Kaltstart

Der Tabelle können ebenfalls die verschiedenen Experimentgruppen entnommen werden. Die Experimente T100 bis T000 stellen die Gruppe der Topographieexperimente dar. Bei diesen Sensitivitätsexperimenten wurde die Höhe des TP stufenweise verändert. Die Zahl im Experimentnamen gibt den Prozentwert der Plateauhöhe im jeweiligen Experiment an (siehe hierzu auch Abschnitt 5.1.1). T100 bildet den Referenzlauf dieser Gruppe mit heutigen Randbedingungen. Veränderungen in den anderen Experimenten werden relativ zu den Ergebnissen dieser Simulation angegeben. Die drei Simulationen PD (Present Day), MH (Mid-Holocene) und LGM (Last-Glacial-Maximum) bilden die Gruppe der Quartärexperimente. Dabei ist PD der Kontrolllauf für das heutige Klima, mit dem die Experimente der beiden anderen Zeitscheiben verglichen werden. CTRL ist das Kürzel für das erste Experiment, das durchgeführt wurde. Dabei handelt es sich ebenfalls um einen Kontrolllauf mit heutigen Randbedingungen. Als Antrieb dient hier eine der ECHAM Simulationen, die im Rahmen von Coupled Model Intercomparison Project; Phase 3 (CMIP3) erstellt wurden. Die Resultate dieses Experiments bilden die Grundlage für die Validation des Modells und die Beschreibung des heutigen Klimas in Kapitel 4. Da einige Modelleinstellungen und auch die Auflösung von ECHAM zwischen den Topographie- und Quartärexperimenten verändert wurden, war es nötig für jede Gruppe einen eigenen Kontrolllauf zu erstellen. Sonst würde ein nicht quantifizierbarer Teil der Veränderungen nur auf die unterschiedlichen Einstellungen bzw. Auflösungen zurückgehen. Das Experiment CTRL wurde er-

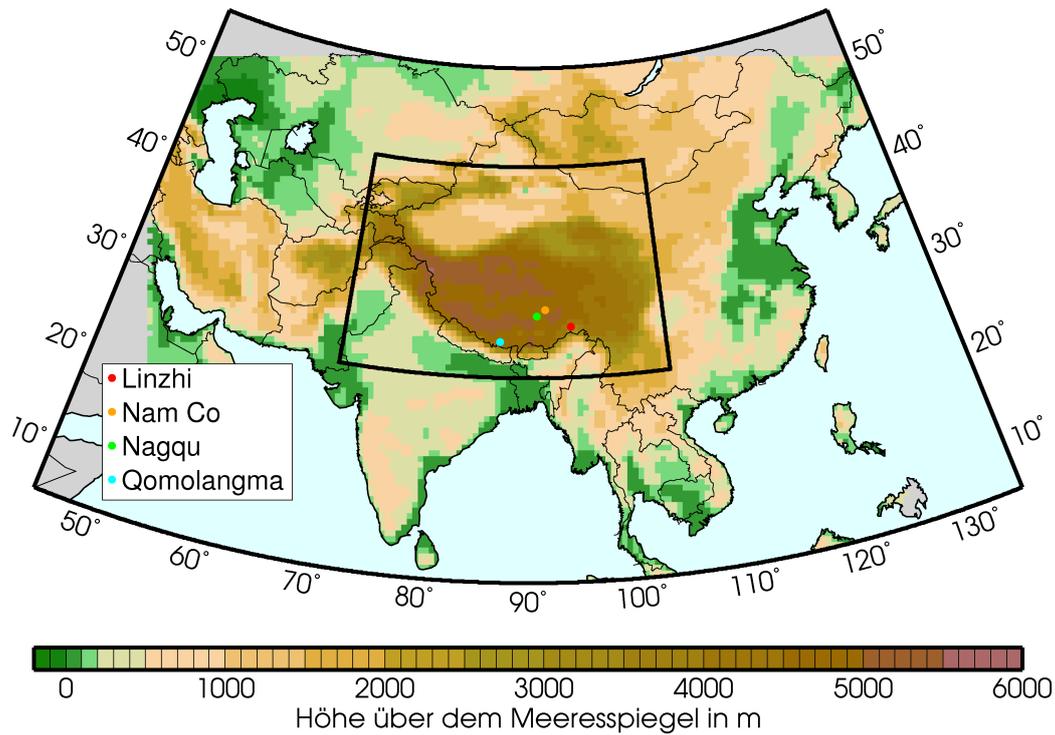


Abb. 3.1: Topographie des Modellgebiets. Der schwarz umrandete Bereich kennzeichnet das Gebiet für die Clusteranalyse (Clusterdomain). Die Positionen der Stationen an denen die Windmessungen durchgeführt wurden sind durch die farbigen Punkte markiert.

stellt, da die projektinternen ECHAM Simulationen erst zeitverzögert verfügbar waren. Die Unterschiede zu T100 sind allerdings gering, wie in Abschnitt 5.1.2 gezeigt wird.

Alle Experimente wurden mit einer horizontalen Auflösung von 0.5° erstellt, was einem Abstand der Gittermittelpunkte von ca. 50km entspricht. Das Modellgebiet erstreckt sich von etwa 50° östlicher Länge bis 130° östlicher Länge und vom Äquator bis 60° nördlicher Breite. Dies entspricht bei der gewählten Auflösung 161×121 Gitterboxen. Vertikal wurde mit 27 Modellleveln gerechnet. Das Modellgebiet ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Das schwarze Rechteck kennzeichnet das Gebiet für welches die Clusteranalyse durchgeführt wurde (siehe Abschnitt 3.2.3). Außerdem sind in der Abbildung die Positionen der Stationen gekennzeichnet, an denen die Windmessungen stattfanden (siehe Abschnitt 2.1).

3.1.2 Datenvorbereitung

Für die durchgeführten Analysen werden in erster Linie die 2m-Temperatur, der Niederschlag, die geopotentielle Höhe und Winddaten verschiedener Drucklevel verwendet. Monatliche Mittelwerte sind in den meisten Fällen ausreichend, weshalb auf die Monatsmittel zurückgegriffen werden kann, die von REMO direkt berechnet werden. Für einen Teil der Analysen sind Winddaten mit höherer zeitlicher Auflösung erforderlich. Hierfür werden die bereits rückrotierten sechsstündigen Komponenten des 10m-Winds und die zuvor druckinterpolierten Winddaten benutzt. Die Werte der geopotentiellen Höhe stammt ebenfalls aus den druckinterpolierten Daten.

Der Modelloutput ist in verschiedenen Dateien gespeichert. Zunächst werden die betreffenden Variablen isoliert und pro Variable eine Zeitreihe für die gesamte Dauer des Experiments gebildet. Ein Teil der Winddaten musste vor der Weiterverarbeitung zunächst rückrotiert werden. Anschließend werden alle Modelldaten, genau wie die Beobachtungsdaten, auf das CRU-Gitter interpoliert. Die Interpolation aller Daten auf ein gemeinsames Gitter ermöglicht eine bessere Vergleichbarkeit, da es unter anderem möglich ist Differenzen zu bilden. Außerdem hat das Vorliegen der Daten auf einem regelmäßigen Gitter auch Vorteile bei der weiteren Verarbeitung. Als Interpolationsmethode wurde die Inverse Distanz Wichtung (IDW) gewählt. Diese Methode ist vor allem dann sinnvoll, wenn sich das ursprüngliche Gitternetz und das Zielgitternetz in ihrer Auflösung nicht stark unterscheiden (PRICE et al., 2000). Für die REMO Daten ist dies erfüllt. Die Auflösungen sind sogar identisch, da die Daten nur von einem unregelmäßigen auf ein regelmäßiges Gitter übertragen werden. Weitere Details zu dieser Interpolationsmethode können POLLINGER (2014) entnommen werden.

Da die HAR Daten eine höhere räumliche Auflösung als die Modelldaten besitzen, wurden die REMO Daten für Vergleiche mit den HAR Daten auf ein regelmäßiges 0.3°-Gitter interpoliert. Die HAR Daten, die ursprünglich ebenfalls auf einem unregelmäßigen Gitter definiert sind, wurden ebenfalls auf dieses regelmäßige 0.3°-Gitter gebracht. Aus technischen Gründen kam hier eine bilineare Interpolation zum Einsatz. Nach der Interpolation ist die Vorbereitung der Rohdaten abgeschlossen. Die so aufbereiteten Daten bilden die Grundlage für alle weiteren Bearbeitungsschritte.

3.2 Statistische Methoden

Im nachfolgenden Abschnitt werden die wichtigsten statistischen Methoden erläutert, die bei der Datenanalyse zum Einsatz kommen. Es handelt sich dabei um gängige Verfahren der Statistik, die in vielen einschlägigen Lehrbüchern beschrieben werden (z.B. VON STORCH und ZWIERS, 1999; BAHRENBURG et al., 2010, 2008;

BORTZ und SCHUSTER, 2010; WILKS, 2006; SCHÖNWIESE, 2013). An welchen Quellen sich die einzelnen Abschnitte orientieren ist dort jeweils angegeben.

3.2.1 Mittelwert und Varianz

Zentrale Größen die erste wesentliche Informationen über einen Datensatz liefern, sind das arithmetische Mittel und die Varianz bzw. Standardabweichung. Das arithmetische Mittel (nachfolgend auch nur Mittel oder Mittelwert) berechnet sich gemäß folgender Gleichung:

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n \omega_i x_i \quad \text{mit} \quad \sum_{i=1}^n \omega_i = 1 \quad (3.1)$$

Im Verlauf der Arbeit kommen sowohl zeitliche als auch räumliche Mittel vor. Bei zeitlichen Mittelwerten sind in der Regel alle Zeitschritte gleich gewichtet. Das heißt, dass alle ω_i gleich groß sind und sich einfach aus $1/n$ ergeben, wobei n die Anzahl der Zeitschritte darstellt. Bei der Bildung räumlicher Mittelwerte muss die unterschiedliche Größe der in die Berechnung eingehenden Gitterboxen berücksichtigt werden. Räumliche Mittelwerte werden mit Hilfe der Climate Data Operators (CDOs) berechnet. Dabei werden die Gitterboxen bei der Berechnung räumlicher Mittelwerte automatisch gemäß ihrer Größe gewichtet. Die Größe wird direkt aus den Koordinaten der Eingangsdaten berechnet (siehe SCHULZWEIDA (2014) für weitere Informationen).

Die Varianz ist ein Maß für die Streuung innerhalb eines Datensatzes. Sie ist bei Gleichgewichtung der Eingangsdaten gegeben durch:

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (3.2)$$

Häufig wird statt der Varianz auch die Standardabweichung verwendet, welche die gleiche Einheit wie die Eingangsdaten aufweist und durch $s = \sqrt{s^2}$ gegeben ist.

3.2.2 Konfidenzintervalle

Für den Vergleich der Modellergebnisse mit rezenten Klimadaten stehen verschiedene Datensätze zur Verfügung (siehe Abschnitt 2.1). Wie nachfolgend noch zu sehen sein wird, unterscheiden sich diese Datensätze aber teilweise erheblich. Dies gilt in erster Line dort, wo die Anzahl der in die Berechnungen einfließenden Stationsdaten gering ist und/oder eine hohe räumliche Variabilität besteht, z.B. aufgrund der topographischen Gegebenheiten. Dies hat zur Folge, dass die heutigen klimatischen Bedingungen in Teilen der Erde zwar nicht unbekannt sind, aber dennoch in einem

gewissen Rahmen als unsicher bezeichnet werden müssen. Die Fokussierung auf einen Datensatz würde diese Tatsache ausblenden. Es erscheint daher sinnvoll, für den Vergleich der simulierten Daten mit heutigen Temperatur- und Niederschlagswerten nicht nur einen Punktschätzer zu verwenden, sondern zusätzlich auch auf eine Intervallschätzung zurückzugreifen. Das gängige Verfahren hierfür ist die Berechnung von Konfidenzintervallen, welches nachfolgend in Anlehnung an BAHRENBURG et al. (2010) und BORTZ und SCHUSTER (2010) beschrieben wird.

Grundsätzlich geht es bei der Bestimmung eines Konfidenzintervalls darum, den Bereich anzugeben, in dem sich ein gewisser Prozentsatz aller möglichen Populationsparameter befinden, die den empirisch ermittelten Stichprobenkennwert erzeugt haben können (BORTZ und SCHUSTER, 2010). Es muss also ein Intervall um den aus der Stichprobe gewonnenen Schätzwert berechnet werden. Für den Mittelwert sind Ober- und Untergrenze dieses Konfidenzintervalls durch die beiden folgenden Gleichungen gegeben:

$$OG = \bar{x} + t_{n-1;1-\alpha/2} \cdot s / \sqrt{n} \quad (3.3)$$

$$UG = \bar{x} - t_{n-1;1-\alpha/2} \cdot s / \sqrt{n} \quad (3.4)$$

Dabei bezeichnet \bar{x} den Mittelwert, $t_{n-1;1-\alpha/2}$ ist der zur Irrtumswahrscheinlichkeit α gehörende kritische Wert der t-Verteilung mit $n - 1$ Freiheitsgraden, s entspricht der Standardabweichung und n dem Stichprobenumfang. Die Irrtumswahrscheinlichkeit wird, sofern nicht anders angegeben, auf 5% festgesetzt.

In der praktischen Umsetzung wird zunächst für die drei Datensätze, welche den Zeitraum 1971 bis 2000 abdecken (CRU, ERA40, NCEP), die zeitlichen Mittelwerte für jede Gitterbox berechnet. Daraus ergeben sich die Grenzen des Konfidenzintervalls für den Mittelwert gemäß den obigen Gleichungen. Anschließend wird überprüft, ob der aus den REMO Daten für die genannte Periode berechnete Mittelwert innerhalb des Konfidenzintervalls liegt, welches von den verwendeten Beobachtungsdaten aufgespannt wird.

3.2.3 Clusteranalyse

Um klimatisch homogene Teilräume innerhalb des Modellgebiets zu identifizieren, wird eine Clusteranalyse durchgeführt. Die Clusteranalyse ist ein statistisches Verfahren, bei dem die zugehörigen Bezugseinheiten (hier Raumeinheiten) auf der Grundlage von Ähnlichkeitsmaßen im gewählten Variablenraum klassifiziert werden (WILKS, 2006; FOVELL und FOVELL, 1993). Unter dem Begriff Clusteranalyse

werden in der Literatur eine Vielzahl von Verfahren zusammengefasst, weshalb es nötig ist, dass hier gewählte Verfahren genauer zu beschreiben.

Als Inputvariablen für jeden Gitterpunkt des Modells fungieren 30-jährige Mittel von 2m-Temperatur, Niederschlag, jährlicher Temperaturamplitude sowie die u- (West nach Ost) und v- (Süd nach Nord) Komponenten des 10m-Winds jeweils im Januar und Juli. Durch diese Auswahl der Inputvariablen wird sichergestellt, dass sowohl energetische und hygri-sche Aspekte als auch die Zirkulation ausreichend berücksichtigt werden. Letzteres ist für diese Region besonders wichtig, da Proxi-daten, die für Paläoklimarekonstruktionen erhoben werden, im Wesentlichen die Feuchteadvektion wiedergeben, die ihrerseits wieder stark von der vorherrschenden Windrichtung abhängt.

Die Inputvariablen werden zunächst einer hierarchischen Clusteranalyse unterzogen. Als gewichtetes Distanzmaß zwischen zwei Clustern a und b wird d_{ab} (Gleichung 3.5) verwendet. Dabei steht m für die Anzahl an Variablen und r_{kl} ist der Korrelationskoeffizient zwischen je zwei der Eingangsvariablen k und l (PAETH et al., 2005).

$$d_{ab} = \sqrt{\sum_{k=1}^m \sum_{l=1}^m (x_{ka} - x_{kb}) r_{kl} (x_{la} - x_{lb})} \quad (3.5)$$

Die hierarchische Clusteranalyse beginnt mit so vielen Clustern wie Bezugseinheiten vorliegen. Im vorliegenden Fall sind das alle Gitterpunkte der Region für die die Clusteranalyse durchgeführt wird. Das Verfahren vereint dann iterativ immer die beiden ähnlichsten Cluster zu einem neuen Cluster. Als Linkage-Verfahren für mehrfach besetzte Cluster wird das Zentroidverfahren verwendet. Dies bedeutet, dass für mehrfachbesetzte Cluster das arithmetische Mittel aller Variablen (Zentroid) berechnet wird und davon ausgehend dann die Distanzen zu den übrigen Clustern in den folgenden Iterationsschritten bestimmt wird. Diese Prozedur wird solange fortgesetzt, bis die gewünschte Clusterzahl erreicht ist. Für die hier durchgeführte Analyse wird das Verfahren bei acht Clustern abgebrochen. Dies erlaubt bei der notwendigen Generalisierung trotzdem noch eine Unterscheidung von Zonen mit unterschiedlichen Klimatypen.

Ein Nachteil von hierarchischen Verfahren ist, dass eine einmal in ein Cluster eingruppierte Bezugseinheit dieses Cluster nicht mehr verlassen kann, auch wenn sich mit Fortschreiten des Prozesses die Eigenschaften des Clusters so verändern, dass nun eine Einteilung in ein anderes Cluster sinnvoller wäre. Daher wird das Ergebnis der hierarchischen Clusteranalyse anschließend noch einem nicht-hierarchischen Korrekturansatz (k-means) unterzogen. Als Ausgangspunkt dienen die multivariaten Zentroide, die mit Hilfe der hierarchischen Clusteranalyse gefunden wurden. Nun werden alle Bezugseinheiten neu in die bestehenden Cluster klassifiziert, unabhängig von ihrer bisherigen Clusterzugehörigkeit. Ziel ist die

Minimierung der Summe der Abweichungen vom Zentroid eines Clusters bezüglich des gewählten Distanzmaßes. Weiterführende Informationen zu diesem Verfahren können (FOVELL und FOVELL, 1993) und (PAETH et al., 2005) entnommen werden.

Die Clusteranalyse wird nicht für die gesamte Modelldomain durchgeführt, da dieser Raum klimatisch zu heterogen ist und die hier im Fokus stehenden Gebiete nur in ein bzw. wenige Cluster eingeteilt würden. Stattdessen wird die Clusteranalyse nur für das TP und die unmittelbar angrenzenden Gebiete berechnet. Dieses Gebiet ist in Abbildung 3.1 durch das schwarze Viereck gekennzeichnet und wird im Weiteren als Clusterdomain bezeichnet.

Es muss beachtet werden, dass sowohl die Wahl der Variablen als auch die Festlegung der Clusterzahl einen Einfluss auf das Ergebnis haben und in gewissem Maße subjektiv sind. Daher wurde das Verfahren mit verschiedenen Variablensets und Clusterzahlen getestet. Zwar ergeben sich jeweils unterschiedliche Ergebnisse, die grundlegenden Strukturen werden jedoch im Wesentlichen beibehalten. Der letztlich benutzte Satz von Variablen wurde gewählt, da er die wichtigsten Variablen für paläoklimatische Studien enthält, homogene Teilregionen liefert und von der Anzahl der Cluster den besten Kompromiss aus Homogenität innerhalb der Cluster und Unterteilung des Raums in möglichst viele Teilgebiete darstellt.

3.2.4 Varianzanalyse

Die einfaktorielle Varianzanalyse (ANOVA) dient dazu den Einfluss einer in Kategorien vorliegenden, unabhängigen Variablen auf eine metrisch skalierte Zielvariable zu untersuchen. Die unabhängige Variable wird dabei auch als Faktor und ihre Ausprägungen als Faktorstufen bezeichnet. Im Rahmen dieser Arbeit wird die ANOVA dazu genutzt, die Simulationsergebnisse der verschiedenen Zeitscheiben auf systematische Unterschiede hin zu untersuchen, welche auf die veränderten Randbedingungen zurückzuführen sind. Mehrere Argumente sprechen in diesem Zusammenhang dafür die Varianzanalyse einem t-Test vorzuziehen. Zum einen besteht bei Verwendung der Varianzanalyse die Möglichkeit mehrere Faktorstufen auf einmal zu untersuchen. Beim t-Test muss dagegen eine Reihe von paarweisen Vergleichen stattfinden, wodurch das Problem der Alphafehlerkumulierung auftritt. Zum zweiten liefert die ANOVA ohne Zusatzaufwand auch die durch den Faktor erklärte Varianz der abhängigen Variable. Die nachfolgende Erläuterung der einfaktoriellen Varianzanalyse orientiert sich an der Darstellung in BAHRENBURG et al. (2008) und BORTZ und SCHUSTER (2010).

Ausgangspunkt ist eine Variable X , die in p diskreten Kategorien, den Faktorstufen x_i ($i = 1, \dots, p$) vorliegt. Die tatsächlichen Erwartungswerte der zu den Faktorstufen gehörenden y -Werte werden mit μ_i bezeichnet und der Erwartungswert aller Y -Werte mit $\bar{\mu}$. Außerdem ist y_{im} der m -te Beobachtungswert von Y in

der i -ten Kategorie. Dann lässt sich jeder Wert y_{im} der Zielvariablen durch folgende Gleichung darstellen:

$$y_{im} = \bar{\mu} + \alpha_i + e_{im} \quad (3.6)$$

Durch addieren eines Summanden für die systematische Abweichung zwischen den Faktorstufen α_i und eines zweiten für zufällige Abweichungen durch Messfehler oder Nichtberücksichtigung anderer Einflussvariablen e_{im} ergibt sich jeder y -Wert aus dem Gesamtmittel.

Für die Berechnung benötigt man zunächst Stichproben aus den verschiedenen Faktorstufen. Im vorliegenden Fall sind das die jährlichen Mittelwerte der 2m-Temperatur und des Niederschlags für jede Gitterbox aus den verschiedenen Experimenten. Alle nachfolgend beschriebenen Berechnungen werden für jede Gitterbox des Modells separat durchgeführt. Auf zusätzliche Indizes hierfür wird aus Gründen der Übersichtlichkeit jedoch verzichtet. Die Summe aller Werte für eine Faktorstufe ist $A_i = \sum_{m=1}^n y_{im}$, wobei n der Anzahl an Messwerten innerhalb einer Faktorstufe entspricht. Im vorliegenden Fall ist das die Anzahl der Jahre die pro Experiment ausgewertet werden. Es wird zunächst davon ausgegangen, dass dieser Wert für alle Faktorstufen identisch ist. Der Mittelwert jeder Faktorstufe wird mit $\bar{A}_i = A_i/n$ bezeichnet. Die Gesamtsumme aller Werte ist $G = \sum_{i=1}^p \sum_{m=1}^n y_{im}$, ihr Mittelwert $\bar{G} = G/N$, wobei $N = n \cdot p$ der Gesamtzahl der Werte in allen Faktorstufen entspricht.

Geprüft werden soll, ob sich die Klimatologien der verschiedenen Zeitscheiben gitterpunktsweise signifikant voneinander unterscheiden. Hierfür wird die Nullhypothese, wonach sich die Werte für verschiedene Randbedingungen nicht unterscheiden, d.h. alle Mittelwerte gleich sind, getestet. Als Gleichung formuliert lautet die Nullhypothese wie folgt: $H_0 : \mu_1 = \mu_2 = \dots = \mu_p$. Die Alternativhypothese ist demnach, dass sich die Mittelwerte von mindestens zwei der betrachteten Faktorstufen unterscheiden.

Der Ansatz der einfaktoriellen Varianzanalyse besteht darin, die Unterschiede der Klimatologien durch eine Quadratsumme zu quantifizieren, welche auf allen Messwerten basiert. Gefragt wird, in welchem Maß die gesamte Variabilität auf die verschiedenen Faktoren zurückgeführt werden kann. Wenn der Einfluss der Faktoren genügend groß ist, kann die H_0 verworfen werden.

Hierfür wird zunächst eine sogenannte Quadratsummenzerlegung durchgeführt. Dabei wird die Totale Quadratsumme (QS_{tot}) für die Variabilität aller Messwerte, die Treatmentquadratsumme (QS_A) für den Anteil der Variabilität, der auf die verschiedenen Faktorstufen zurückzuführen ist, und die Fehlerquadratsumme (QS_e)

für den Anteil, der auf andere Einflussfaktoren zurückzuführen ist, gemäß folgenden Gleichungen bestimmt:

$$QS_{tot} = \sum_{i=1}^p \sum_{m=1}^n (y_{im} - \bar{G})^2 \quad (3.7)$$

$$QS_A = n \cdot \sum_{i=1}^p (\bar{A}_i - \bar{G})^2 \quad (3.8)$$

$$QS_e = \sum_{i=1}^p \sum_{m=1}^n (y_{im} - \bar{A}_i)^2 \quad (3.9)$$

Die Freiheitsgrade sind durch $df_{tot} = N - 1$, $df_A = p - 1$ und $df_e = p \cdot (n - 1) = N - p$ gegeben.

Durch diese Zerlegung bekommt man allerdings noch keine Information darüber, ob sich die Werte der einzelnen Faktorstufen tatsächlich signifikant unterscheiden. Hierfür muss nachfolgend ein F-Test durchgeführt werden. Zunächst werden die sogenannten mittleren Quadrate gemäß $MQ_A = QS_A/df_A$ und $MQ_e = QS_e/df_e$ berechnet. Die Nullhypothese kann anschließend durch einen F-Test mit der Prüfgröße $F = MQ_A/MQ_e$ geprüft werden. Die Nullhypothese wird verworfen, wenn der F-Wert einen durch das gewählte Signifikanzniveau und die Freiheitsgrade bestimmten kritischen Wert überschreitet. In diesem Fall besteht ein signifikanter Unterschied zwischen den Mittelwerten von mindestens zwei der analysierten Faktorstufen.

Für die Topographieexperimente wird die ANOVA zunächst mit den Werten von T100 und T075 durchgeführt. Danach wird sukzessive immer ein weiteres Experiment dazu genommen, bis schließlich alle fünf Simulationen einbezogen sind. Durch dieses Vorgehen besteht die Möglichkeit zu analysieren, ab Hinzunahme welcher Höhenstufe des TP sich die Klimatologien unterscheiden, auch wenn dadurch nicht direkt deutlich wird, welche der beteiligten Faktorstufen unterschiedlich sind. Für diese Information wird ein Scheffé-Test benötigt, der ebenfalls durchgeführt wurde. Die Resultate stellen allerdings keine wesentlichen neuen Informationen bereit, weshalb sie nachfolgend nicht weiter berücksichtigt werden.

Eine wichtige Information ergibt sich aus der Berechnung des durch den Faktor erklärten Varianzanteils R^2 . Dieser wird nach VON STORCH und ZWIERS (1999) durch folgende Gleichung bestimmt:

$$R^2 = \frac{QS_A - \frac{p-1}{N-p} \cdot QS_e}{QS_{tot}} \quad (3.10)$$

3.3 Weitere Analysemethoden

Neben diesen gängigen statistischen Verfahren werden weitere Methoden zur Datenanalyse verwendet. Diese kommen in allen Ergebniskapiteln dieser Arbeit vor und werden daher hier an zentraler Stelle vorgestellt. Gleiches gilt auch für einige der verwendeten Diagrammtypen. Wo keine intuitive Verständlichkeit der Abbildungen gegeben ist, werden diese nachfolgend auch anhand von Beispielen erklärt.

3.3.1 Jahresgang

Wie zuvor erläutert wurde, werden die Modelldaten einer Clusteranalyse unterzogen um klimatisch homogene Teilräume zu identifizieren. Mittels weiterer Analysen werden die als homogen identifizierten Teilräume anschließend näher charakterisiert. Hierfür wird zunächst der Jahresgang von Temperatur und Niederschlag für jedes Cluster berechnet. Zusätzlich werden auch die vorherrschenden Windrichtungen analysiert, da die Anströmrichtungen für die Interpretation von Proxidaten von zentraler Bedeutung ist. Der folgende Abschnitt erläutert diese Vorgehensweise.

Grundlage für die Berechnung der Jahresgänge von Temperatur und Niederschlag sind die langjährigen Monatsmittel des jeweiligen Auswertungszeitraums. Diese werden monatlich für alle Gitterboxen eines Clusters gemittelt. Anhand des Jahresgangs lässt sich zum einen die jährliche Amplitude der gewählten Variable erkennen, außerdem verdeutlicht er andererseits aber auch deren zeitlichen Verlauf, was bei der klimatischen Charakterisierung der Cluster hilfreich ist.

3.3.2 Windrosen

Die Eingangsvariablen für die Analyse der Windrichtungen jedes Clusters sind die u- und v-Windkomponenten der entsprechenden Gitterboxen. Da hier monatliche Mittel wenig aussagekräftig sind, wird für diese Analyse auf sechsstündige Daten zurückgegriffen. Die Windrichtungen werden bodennah aus dem 10m-Wind und für verschiedene Druckniveaus in der mittleren und oberen Troposphäre bestimmt. Die Berechnungsmethode ist jedoch für alle Höhenniveaus identisch. Auch die an

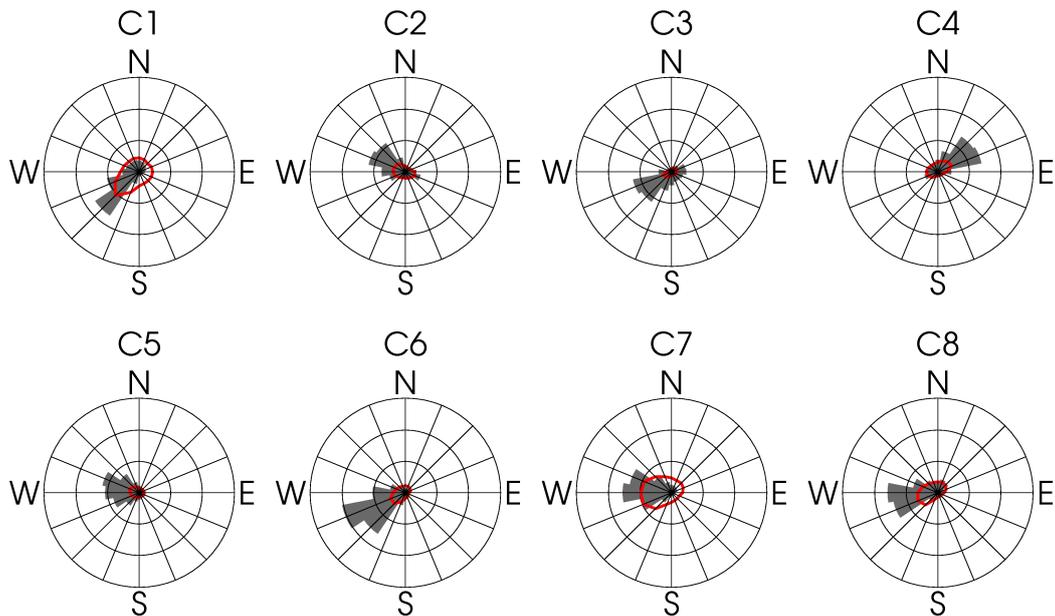


Abb. 3.2: Beispielabbildung für Windrosen. Prozentualer Anteil der Windrichtungen des 10m-Winds des Experiments CTRL für den Zeitraum 1971-2000. Für die Anteile der Windrichtungen (graue Sektoren) steht ein Kreis für 15%. Bei den Windgeschwindigkeiten (rote Linien) steht ein Kreis für 5 m/s. Weitere Erläuterungen siehe Text.

den Stationen gemessenen Winddaten werden in gleicher Weise ausgewertet, nur dass dabei keine räumliche Mittelung erfolgt.

Bei der Berechnung wird zunächst für jede Gitterbox und jeden Zeitschritt die Windrichtung aus den beiden Windkomponenten bestimmt. Die Richtungen werden anschließend für jeden Zeitschritt über alle Gitterboxen eines Clusters gemittelt und so quasi eine mittlere Windrichtung für jedes Cluster berechnet. Diese mittleren Windrichtungen werden nachfolgend ausgezählt. Hierfür ist der Vollkreis in Sektoren zu je 22.5° unterteilt. Der erste Sektor ist bei 0° zentriert, was Wind aus nördlicher Richtung entspricht. Alle nachfolgenden Sektoren sind gegenüber diesem um 22.5° im Uhrzeigersinn verschoben. Die so ausgezählten Windrichtungen werden dann in Form von Windrosen visualisiert. Die Angabe der Werte erfolgt dabei nicht absolut sondern relativ zu der Gesamtzahl der in die Berechnung einfließenden Zeitschritte. Die Berechnungen werden sowohl ganzjährig als auch für jede Jahreszeit einzeln durchgeführt. Zusätzlich zu den Windrichtungen werden auch die mittleren Windgeschwindigkeiten jedes Sektors bestimmt.

Abbildung 3.2 zeigt ein Beispiel für diesen Abbildungstyp. Um die Lesbarkeit und Verständlichkeit dieses Diagrammtyps in den nachfolgenden Teilen der Ar-

beit zu gewährleisten, wird diese hier kurz erläutert. In der Abbildung ist der prozentuale Anteil der Windrichtungen des 10m-Winds des Experiments CTRL für den Zeitraum 1971 bis 2000 für verschiedene Cluster (C1 bis C8) zu sehen. Die Anteile sind durch die Radien der grauen Sektoren gegeben. Ein Ring steht hierbei für 15%. Angegeben ist immer die Richtung aus der der Wind kommt. Beachtet werden muss, dass die gesamte Fläche die von den Sektoren eingenommen wird nicht immer gleich groß ist, obwohl die Summe immer bei 100% liegt. Die Ursache hierfür ist, dass die Sektorenflächen mit dem Quadrat der Radien anwachsen. Für die Angabe der Werte sind aber lediglich die Radien selbst entscheidend. Betrachtet man beispielsweise Cluster 1, bedeutet das, dass der Wind in den meisten Fällen aus Südwesten kommt (ca. 25%), während die vorherrschenden Windrichtungen in Cluster 4 Nordost und Ostnordost sind.

Die durchschnittliche Windgeschwindigkeit für jeden Sektor ist als rote Linie in den Diagrammen eingetragen. Der Wert für jeden Sektor ergibt sich durch den Schnittpunkt der roten Linie mit den Sektorenachsen. Hierbei steht ein Ring für 5m/s.

Der Vorteil dieser Darstellungsform besteht darin, dass man die Informationen für eine große Anzahl an Zeitschritten übersichtlich darstellen kann und direkt ablesbar ist, welche Windrichtung in einem Cluster und gegebenenfalls auch in einer Jahreszeit dominant ist. Dafür gestaltet sich das exakte Ablesen der einzelnen Werte schwieriger. Diese liegen aber auch als Zahlenwerte vor und können so bei Bedarf exakt angegeben werden.

3.3.3 Windprofile

Zusätzlich zu den Windrichtungen in verschiedenen Höhengniveaus werden auch zonale Windprofile aus den druckinterpolierten Winddaten der verschiedenen Drucklevel berechnet. Diese dienen in erster Linie zur Verortung der Strahlströme und zur besseren Veranschaulichung der dreidimensionalen Zirkulation insgesamt. Für die zonalen Profile wird dabei die u-Windkomponente für alle Breiten über einen gewissen Bereich an Längengraden für jeden Drucklevel gemittelt. Über welchen Längensbereich jeweils gemittelt wird ist in den entsprechenden Abschnitten angegeben. Es muss darauf hingewiesen werden, dass in die Berechnung der Windprofile nur die Windkomponenten auf 925hPa, 850hPa, 700hPa, 600hPa, 500hPa und 200hPa einfließen. Die Bereiche dazwischen sind aus diesen Werten extrapoliert.

Ein ähnliches Vorgehen wird auch bei der Erstellung der Niederschlagsprofile verfolgt. Hierfür werden die Niederschlagswerte für jede Breite über einen festgelegten Längensbereich gemittelt.

3.3.4 Geopotential

Zur Erklärung der Veränderungen in der großräumigen Zirkulation kann die Betrachtung des Geopotentials einen wichtigen Beitrag leisten, da dadurch Aussagen über die Druckverhältnisse in verschiedenen Höhenniveaus möglich sind. Vor allem für die Topographieexperimente ist eine Betrachtung des Geopotentials hilfreich, da sich die mittlere Position von Hoch- und Tiefdruckgebieten bei unterschiedlichen Höhen des TP erheblich verändern kann, was veränderte Zirkulationsverhältnisse nach sich zieht. Da das Modellgebiet einen Breitenbereich von 60° abdeckt, sind die Unterschiede in der geopotentiellen Höhe zwischen den südlichen und nördlichen Bereichen des Gebiets generell groß. Deshalb ist die Betrachtung der Differenzen der einzelnen Experimente mit dem Kontrolllauf nicht zielführend, da die grundsätzlich bestehenden meridionalen Unterschiede alle anderen Effekte überdecken. Aus diesem Grund wird zunächst für jedes Experiment das zonale Mittel der geopotentielle Höhe für jedes betrachtete Druckniveau berechnet und im Anschluss die zonalen Anomalien zu diesem gebildet. Nachfolgend werden dann die Differenzen der so berechneten Anomalien zu den entsprechenden Anomalien des Kontrolllaufs gebildet. Durch dieses Vorgehen können die bestehenden Unterschiede zwischen den verschiedenen Simulationen in geeigneter Weise sichtbar gemacht werden.

3.3.5 Monsunindizes

Ein zentraler Punkt dieser Arbeit ist es, die Auswirkungen der veränderten Randbedingungen in den Paläoexperimenten auf den IM zu untersuchen. Dabei gilt es zunächst einige Fragen zu klären: Zum einen muss festgelegt werden, welche Änderungen analysiert werden sollen. Dabei besteht die Möglichkeit die generelle Intensität des Monsuns oder die Variabilität von Jahr zu Jahr zu analysieren. Auch die Detektierung des Onsets oder die Analyse des intraannuellen Verlaufs stellen in dieser Hinsicht Möglichkeiten dar. Wie zu Beginn der Arbeit schon erläutert, liegt der Fokus hier auf der Beschreibung der mittleren klimatischen Zustände der simulierten Paläozeitscheiben. Intra- und interannuelle Variabilität werden folglich nicht betrachtet und die Analyse konzentriert sich auf die generelle Monsunintensität der entsprechenden Zeitscheiben.

Als nächstes muss festgelegt werden, wie die Monsunintensität gemessen werden soll. Da das Wissen über die jährlichen Schwankungen der Monsunstärke in den Monsungebieten der Erde und besonders in Asien von herausragender Bedeutung ist, wurden in der Vergangenheit eine Vielzahl von Indizes entwickelt, die die Monsunintensität erfassen sollen. Beispiele für den IM sind der All India Monsoon Rainfall Index (PARTHASARATHY et al., 1992), der Webster and Yang Monsoon Index (WYI, WEBSTER und YANG 1992), der Extended Indian Monsoon Rainfall Index (EIMR, GOSWAMI et al. 1999) und der Dynamic Indian monsoon index

(WANG und FAN, 1999). Auch für den OAM wurden mittlerweile solche Indizes eingeführt. Beispiele sind der East Asia monsoon index (LI, 2002) und der East Asian - Western North Pacific monsoon index (WANG et al., 2008b). Diese Indizes lassen sich im Wesentlichen in niederschlagsbasierte und dynamische Indizes aufteilen. Leider ist es so, dass die verschiedenen Indizes, auch wenn sie auf der gleichen Variable basieren, kein einheitliches Bild über die Monsunintensität abgeben und ihre Zeitreihen meist auch keine hohen Korrelationen aufweisen (POLLINGER, 2014). Um dieser Tatsache Rechnung zu tragen, werden für die Analysen zwei Indizes verwendet. Zum einen der dynamische Webster and Yang Index und zum anderen der niederschlagsbasierte Extended Indian monsoon rainfall Index.

Monsunindizes sind eigentlich zur Erfassung der jährlichen Schwankungen der Monsunintensität konstruiert. Daher werden meist die jährlichen Werte mit denen eines Referenzzeitraums verglichen. In dieser Arbeit werden die Indizes jedoch verwendet um Änderungen zwischen den simulierten Zeitscheiben aufzuzeigen, weshalb Änderungen im Vergleich zu den ursprünglichen Definitionen der Indizes nötig sind. Vor allem werden keine jährlichen Zeitreihen betrachtet, die aus der Differenz des jeweiligen Jahres mit dem Wert des Referenzzeitraums hervorgehen, sondern langjährige Mittelwerte für die verschiedenen Zeitscheiben. Darüber hinaus wurden noch weitere Anpassungen vorgenommen. Nachfolgend werden die beiden gewählten Indizes erst in ihrer ursprünglichen Form erläutert, bevor die notwendigen Veränderungen beschrieben werden.

Der EIMR ist definiert als der sommerliche Niederschlag in der Region 70° östliche Länge bis 110° östliche Länge und 10° nördliche Breite bis 30° nördliche Breite (GOSWAMI et al., 1999). Der Sommer umfasst dabei die Monate Juni, Juli, August und September. Folglich wird der EIMR berechnet, indem die monatlichen Niederschlagssummen für die genannten Monate für alle Gitterboxen des genannten Gebiets gemittelt werden. Durch Mittelung über alle Jahreswerte erhält man dann einen mittleren Wert für die gesamte Zeitscheibe.

Der WYI ist ein dynamischer Monsunindex und wird aus den u-Windkomponenten der Drucklevel 200hPa und 850hPa berechnet. Er ist für das Gebiet 40° östliche Länge bis 110° östliche Länge und 0° bis 20° nördliche Breite definiert und wird gemäß folgender Gleichung bestimmt, wobei die beiden Summanden jeweils räumliche Mittelwerte der u-Windkomponente über die angegebene Region darstellen:

$$WYI = U_{850}(40^\circ \text{ bis } 110^\circ O, 0^\circ \text{ bis } 20^\circ N) - U_{200}(40^\circ \text{ bis } 110^\circ O, 0^\circ \text{ bis } 20^\circ N) \quad (3.11)$$

Da die Grenzen des Definitionsbereichs des WYI über die Grenzen des Modellgebietes hinausgehen, musste das Gebiet für die Berechnung angepasst werden. Die tatsächliche Berechnung erfolgt für das Gebiet 56° östliche Länge bis 110°

östliche Länge und 3.5° nördliche Breite bis 20° nördliche Breite und damit gemäß folgender Gleichung:

$$WYI = U_{850}(56^\circ \text{ bis } 110^\circ O, 3.5^\circ \text{ bis } 20^\circ N) - U_{200}(56^\circ \text{ bis } 110^\circ O, 3.5^\circ \text{ bis } 20^\circ N) \quad (3.12)$$

Hierfür werden aus den druckinterpolierten monatlichen u-Windkomponenten für beide Drucklevel zunächst die entsprechenden Jahre ausgewählt und über alle Gitterboxen des genannten Gebiets gemittelt. Anschließend wird die Differenz zwischen den Werten von 850hPa und 200hPa bestimmt. Da jährliche Mittelwerte in diesem Fall wenig aussagekräftig sind, erfolgt die Berechnung für jede Jahreszeit einzeln. Die jahreszeitlichen Mittel werden schließlich über alle Jahre des jeweiligen Auswertungszeitraums gemittelt, wodurch man schließlich pro Zeitscheibe für jede Jahreszeit einen Wert für den WYI erhält. Im Zuge der Berechnung ergibt sich natürlich auch eine Zeitreihe von Monatswerten. Diese wird aber aus den zuvor schon genannten Gründen nicht weiter analysiert.

4 Modellvalidation

Im nachfolgenden Kapitel werden die Ergebnisse des Kontrollexperiments CTRL zunächst mit den in Abschnitt 2.1 eingeführten Beobachtungs- und Reanalysedatensätzen verglichen (nachfolgend werden aus Gründen der Lesbarkeit teilweise alle verwendeten Datensätze als Beobachtungsdaten bezeichnet). Dies dient dazu, die Fähigkeit von REMO das Klima in der Untersuchungsregion zu simulieren abzuschätzen und eventuell vorhandene systematische Fehler zu erkennen. Anschließend werden verschiedene Aspekte des heutigen Klimas des TP und der unmittelbar angrenzenden Gebiete über die reine Modellvalidation hinaus analysiert, um einen besseren Einblick in die gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse in dieser Region zu bekommen. Dabei wird vor allem der Frage nachgegangen, aus welchen Richtungen die Luftmassen in die als klimatisch homogen identifizierten Teilregionen zu welcher Zeit einströmen, da dies für die Interpretation vieler Proxidata von zentraler Bedeutung ist. Da die Simulationsergebnisse dabei auch zusätzlich mit Beobachtungsdaten abgeglichen werden, leistet diese Analyse einen Beitrag zur Modellvalidation, wodurch die Behandlung in diesem Kapitel gerechtfertigt ist. Zunächst wird jedoch der Einschwingvorgang des Modells zu Beginn jedes Laufs genauer untersucht.

4.1 Einschwingvorgang

Als Spin-up wird die Tatsache bezeichnet, dass Klimamodelle nach der Initialisierung zu Beginn eines neuen Experiments eine gewisse Zeit benötigen, bis sich ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Land- bzw. Meeresoberflächen und der Atmosphäre eingestellt hat. Bei Modellen die nicht an einen Ozean gekoppelt sind hat diese Phase typischerweise eine Länge von Monaten bis zu wenigen Jahren. Kritisch sind in diesem Fall vor allem die Böden. Die Herstellung eines Gleichgewichts zwischen Boden und Atmosphäre benötigt die längste Zeit, weshalb Bodentemperatur und Bodenfeuchte als Indikatoren für die Spin-up Phase herangezogen werden (GIORGI und MEARN, 1999).

Solange Boden und Atmosphäre nicht im Gleichgewicht sind kommt es zu Energie- und/oder Feuchtigkeitsflüssen zwischen ihnen, welche die Ergebnisse verfälschen. Bei jedem Experiment können daher nur die Jahre nach Beendigung der Spin-up Phase für die Auswertung herangezogen werden. Dieses Phänomen ist zwar hinlänglich bekannt und wird bei Modellsimulationen generell berücksichtigt,

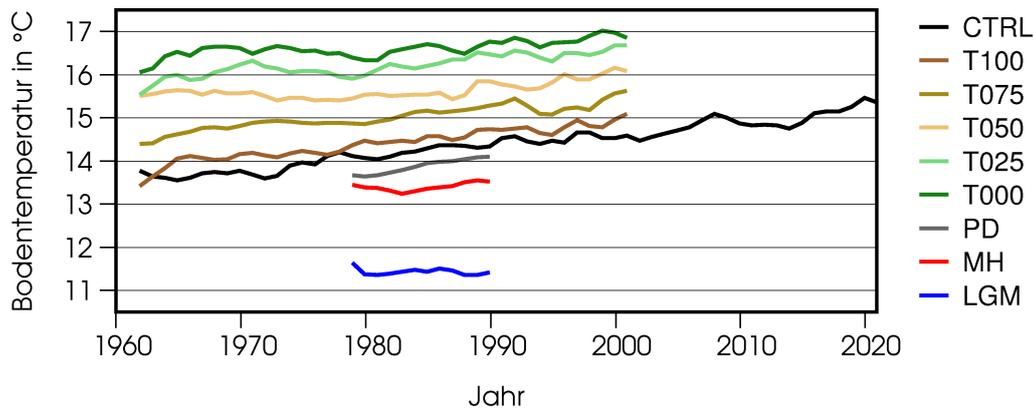


Abb. 4.1: Jährliche Mittelwerte der Bodentemperatur (unterste Schicht) gemittelt über alle Landgitterboxen des Modellgebiets für alle durchgeführten REMO Experimente.

dennoch existiert dazu keine allgemeine Theorie. Auch, weil sich die Spin-up Phase für jedes Klimamodell, sogar für jedes Experiment, unterschiedlich darstellen kann. Folglich ist es nötig bei jedem Experiment die entsprechenden Parameter zu kontrollieren, um dann entscheiden zu können wann der Einschwingvorgang beendet ist.

Für REMO werden normalerweise die Temperatur der untersten Bodenschicht und die Bodenfeuchte zur Beurteilung des Einschwingvorgangs herangezogen. Abbildung 4.1 und 4.2 zeigen die jährlichen Mittelwerte dieser Parameter für alle durchgeführten Experimente. Jeder Jahreswert stellt dabei das Mittel über alle Landgitterboxen des Modellgebiets dar. Die Farbgebung für die einzelnen Simulationen ist jeweils in der Legende erläutert. Um die Übersichtlichkeit zu erhöhen und dem Leser nachfolgend die Identifikation der Experimente zu erleichtern wird dieses Farbschema, sofern möglich, im weiteren Verlauf der Arbeit beibehalten. Die Topographieexperimente sind, in Anlehnung an die Darstellung von Höhenstufen in topographischen Karten, durch eine Abfolge von grünen, hellbraunen und dunkelbraunen Farben gekennzeichnet. Das Experiment CTRL ist in schwarz dargestellt. Der Kontrolllauf der Quartärexperimente (PD) in grau, MH in rot und LGM in blau.

Aus Abbildung 4.1 für die Bodentemperatur geht hervor, dass in manchen Experimenten in den ersten Modelljahren geringe Spin-up Effekte im Bereich von etwa 0.5°C auftreten. Im Experiment CTRL findet in den ersten drei bis vier Jahren eine Abkühlung um diesen Betrag statt. Auch in MH und LGM sinkt die Temperatur der untersten Bodenschicht in den ersten Jahren nach Modellstart etwas ab. Die Topographieexperimente weisen dagegen eher einen Anstieg in den ersten Jahren der Simulation auf. Dies ist plausibel, da die meisten Läufe dieser

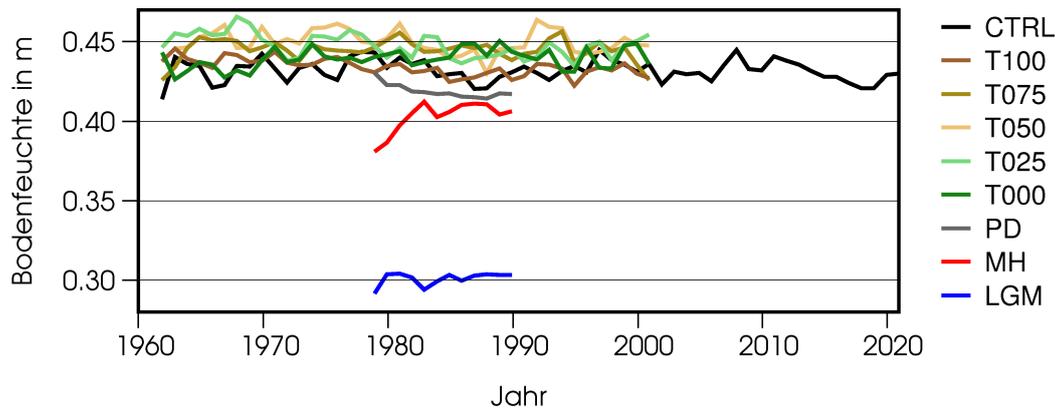


Abb. 4.2: Jährliche Mittelwerte der Bodenfeuchte gemittelt über alle Landgitterboxen des Modellgebiets für alle durchgeführten REMO Experimente.

Experimentgruppe mit Böden initialisiert wurden, die dem Experiment mit der nächsthöheren Stufe des TP entnommen wurden (siehe Tabelle 3.1). Daher sind die Bodentemperaturen im Bereich des TP zunächst etwas zu niedrig und müssen sich anpassen.

Der langfristig positive Trend in den meisten Experimenten ist kein Zeichen einer länger andauernden Spin-up Phase, sondern Ausdruck der generellen Erwärmung über den Zeitraum der Simulation aufgrund steigender Treibhausgaskonzentrationen. Dies wird direkt ersichtlich wenn man die Bodentemperaturen mit der 2m-Temperatur vergleicht (nicht abgebildet), welche den gleichen Trend aufweist. Hierzu passt auch, dass MH und LGM, welche mit konstanten Treibhausgaskonzentrationen gerechnet wurden, keinen derartigen Anstieg aufweisen.

Für die Bodenfeuchte ergibt sich ein ähnliches Bild. Die meisten Experimente weisen keine großen Spin-up Effekte zu Experimentbeginn auf. Lediglich CTRL, T075 und MH zeigen einen größeren Anstieg der Bodenfeuchte in den ersten Modelljahren. Aber auch hier sind die Auswirkungen auf drei bis vier Jahre begrenzt. Die Abnahme der Bodenfeuchte über die gesamte Dauer in PD resultiert aus einer Phase mit geringerer Bodenfeuchte in den Jahren 1980 bis 1990 und ist kein Spin-up Effekt. Dies zeigt ein Vergleich der entsprechenden Jahre mit dem Graph des Experiments CTRL, welches mit vergleichbaren Randbedingungen gerechnet wurde.

Insgesamt geht aus den beiden Abbildungen hervor, dass Spin-up Effekte in allen Experimenten eine untergeordnete Rolle spielen. Wenn überhaupt merkliche Effekte eintreten, sind diese auf maximal vier Modelljahre beschränkt. Für die Topographieexperimente und CTRL sind sie somit vernachlässigbar, da sicherheits halber die ersten zehn Jahre dieser Simulationen nicht für die Analysen verwendet wurden. Aufgrund der begrenzten Ressourcen, vor allem für die ECHAM Experi-

mente, konnten die Quartärexperimente nur über zwölf Jahre gerechnet werden. Um dennoch einen möglichst langen Auswertungszeitraum zur Verfügung zu haben, werden hier nur zwei Jahre für Einschwingvorgänge unberücksichtigt gelassen. Die Auswertung von Bodentemperatur und Bodenfeuchte zeigt aber, dass höchstens der MH Lauf eine längere Spin-up Phase aufweisen könnte. Im Hinblick auf den absoluten Betrag der Änderungen sind die möglichen Effekte allerdings als gering einzustufen und die Wahl des Auswertungszeitraums somit vertretbar.

4.2 Bodennahes Klima

4.2.1 Temperatur

Zunächst wird untersucht wie gut REMO die wesentlichen klimatologischen Gegebenheiten der Untersuchungsregion simulieren kann. Aus Abbildung 4.3 geht hervor, dass REMO das aus den Beobachtungsdaten abgeleitete Temperaturmuster reproduzieren kann. Die Abbildung 4.3a zeigt das von REMO simulierte langjährige jährliche Mittel der 2m-Temperatur sowie die zugehörigen Werte für Winter (Abb. 4.3b) und Sommer (Abb. 4.3c). Die entsprechenden Temperaturverteilungen in den CRU-Daten können Abbildung 1.2 entnommen werden. In Abbildung 4.3 sind statt der absoluten Werte die aussagekräftigeren Differenzen der in der ersten Zeile abgebildeten REMO Werte zu den verschiedenen Beobachtungsdatensätzen dargestellt. In Zeile zwei sind die Anomalien zu den CRU-Daten zu sehen, gefolgt von den Differenzen zu ERA40, NCEP und HAR. Dabei stellen die REMO Werte in der Subtraktion immer den Minuend und die Beobachtungsdaten den Subtrahend dar. Rötliche Farbtöne in den Teilabbildungen 4.3d bis 4.3o bedeuten daher, dass REMO wärmer ist als der jeweilige Beobachtungsdatensatz, während blaue Farben anzeigen, dass REMO kälter ist als die entsprechenden Referenzwerte.

Das generelle räumliche Muster der simulierten 2m-Temperatur ist dem der CRU Daten sehr ähnlich. Die wärmsten Regionen befinden sich südlich des TP, auf der Arabischen Halbinsel, in Indien und Südostasien. Lässt man erhöht liegende Gebiete außer Acht, fällt die Temperatur von Süd nach Nord fast breitenkreisparallel immer weiter ab, vor allem im Jahresmittel und im Winter. Allerdings sind Gebiete in gleicher Breitenlage im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets generell wärmer als solche im östlichen Teil. Dies gilt insbesondere im Sommer. Es existiert demnach auch ein zonaler Gradient von West nach Ost. Folglich befinden sich die kältesten Bereiche im Nordosten des Modellgebiets. Erhöht liegende Bereiche, vor allem der Himalaya, das TP, der Tian Shan und das Altai-Gebirge folgen dem beschriebenen Schema nicht und sind grundsätzlich wesentlich kälter als die anderen Bereiche in vergleichbarer Breitenlage. Beim Vergleich der Jahreszeiten fällt vor allem die enorme Temperaturamplitude im nördlichen Teil des Modellgebiets auf. Dort beträgt der Unterschied zwischen Sommer und Winter teilweise 50°C und mehr.

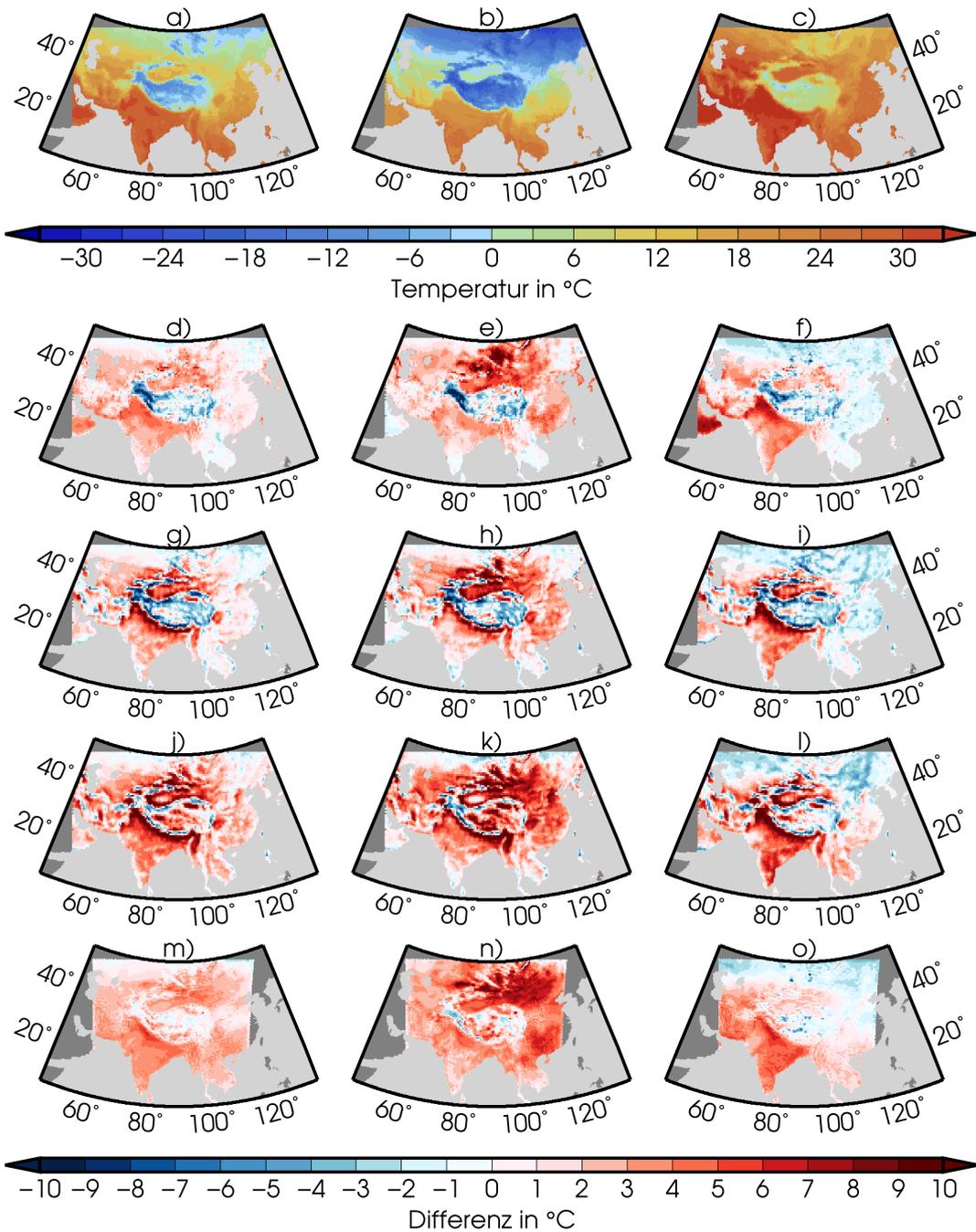


Abb. 4.3: Vergleich der simulierten 2m-Temperatur in REMO für den Zeitraum 1971-2000 (2001-2012 HAR) mit Beobachtungsdaten. a) Jahresmittel REMO, b) Winter REMO, c) Sommer REMO. Differenz REMO-CRU für d) Jahr, e) Winter, f) Sommer. Weitere Teilabbildungen analog für ERA40 (g-i), NCEP (j-l) und HAR (m-o).

Trotz der guten Übereinstimmung der generellen Temperaturmuster bestehen bei Betrachtung der Anomalien aber auch nicht unerhebliche Unterschiede. Im Vergleich zu den CRU-Daten unterschätzt REMO die 2m-Temperatur in weiten Teilen des TP um 1-3°C (Abb. 4.3d). Die stärkste Unterschätzung tritt im westlichen Teil des Plateaus mit bis zu 16°C in einzelnen Gitterboxen auf. Die großen Unterschiede in dieser Region können zum Teil sicherlich auf die geringe Anzahl an Stationen zurückgeführt werden, die in diesem Bereich in den CRU Datensatz einfließt. In nahezu allen anderen Teilen des Modellgebiets sind die von REMO simulierten Temperaturen höher als die beobachteten Werte. Die größte Abweichung relativ zu den CRU-Daten tritt südlich des Himalaya und nördlich des TP mit bis zu 12°C in einzelnen Gitterboxen auf. Im Vergleich zum Jahresmittel der HAR-Daten überschätzt REMO die 2m-Temperatur fast überall im Modellgebiet, wobei die stärkste Überschätzung ebenfalls südlich des Himalaya auftritt (vergleiche Abb. 4.3m). Allerdings gibt es hier im Jahresmittel fast keine Unterschätzung der Temperatur auf dem TP.

Bei Einbeziehung aller verwendeter Beobachtungsdaten wird deutlich, dass das TP in REMO im Jahresmittel zu kalt ist, der gesamte restliche Bereich des Modellgebiets, mit Ausnahme des äußersten Nordosten, aber zu warm simuliert wird. Dieses Muster gilt insbesondere für den Winter, wobei dort je nach Referenzdatensatz auch zu kalte Gebiete an den südlichen, westlichen und nördlichen Rändern des Modellgebiets hinzukommen. Im Sommer zeigt sich ein anderes Bild. Hier ist im Vergleich mit allen Datensätzen ein ähnliches Muster zu erkennen. REMO ist im Süden, speziell über Indien, und im Westen der Modelldomain zu warm, während das Modell im Norden und Osten zu kalte Werte erzeugt. In Ost- und Südostasien bestehen im Sommer größere Unterschiede zwischen den Beobachtungsdatensätzen. Dort ist REMO im Vergleich zu CRU und ERA40 zu kalt, während das Modell verglichen mit NCEP und HAR zu warm ist.

Generell ist auffällig, dass die größten Unterschiede zwischen REMO und den Beobachtungsdaten an den steil ansteigenden Flanken des TP und in den Gebirgsregionen nördlich des Plateaus bestehen. Da diese Unterschiede vor allem zu den niedriger aufgelösten ERA40- und NCEP-Daten bestehen, ist ein Zusammenhang zwischen diesen großen Abweichungen und der Auflösung der Daten naheliegend. Die Überschätzung der Temperatur in REMO in unmittelbarer Nähe des Plateaus und die Unterschätzung an seinen Rändern, im Vergleich zu den genannten Datensätzen, lässt sich dadurch begründen, dass sich die Topographie in den Beobachtungsdatensätzen von der in REMO unterscheidet. Da die Flanken des Plateaus bei niedrigerer Auflösung der Daten weniger steil sind, dafür aber über eine größere horizontale Distanz ansteigen, sind die unmittelbar an das TP angrenzenden Bereiche in den Beobachtungsdatensätzen bereits höher als in REMO, weshalb das Modell dort zu warm ist. Dafür bleibt die Höhe der hoch gelegenen Regionen in den niedriger aufgelösten Daten unter der in REMO, weshalb das

Modell dort niedrigere Werte produziert. Gestützt wird dies auch dadurch, dass dieser Effekt im Vergleich mit den hochaufgelösten HAR-Daten kaum auftritt.

Insgesamt wird auch deutlich, dass sich die hier verwendeten Beobachtungsdatensätze untereinander stark unterscheiden. Dies kann zum einen auf die unterschiedlichen Auflösungen zurückgeführt werden, andererseits spielt aber sicherlich auch die Anzahl der in die Berechnungen einfließenden Stationsdaten und die Erzeugungsmethode eine wichtige Rolle. Um dieser Tatsache gerecht zu werden, wird nachfolgend auch auf die in Abschnitt 3.2.2 beschriebene Methode der Intervallschätzung zurückgegriffen.

Die Abbildungen 4.4a und 4.4b zeigen das durchschnittliche jährliche Mittel bzw. die Standardabweichung der CRU, ERA40 und NCEP Daten für den Zeitraum 1971 bis 2000. Der HAR Datensatz bleibt hier unberücksichtigt, da er den genannten Zeitraum nicht abdeckt und nur mit den NCEP-Daten einen größeren Überschneidungszeitraum aufweist (siehe Tabelle 2.1). Die Standardabweichung verdeutlicht wie stark sich diese drei Datensätze auch in einem 30-jährigen Mittel des heutigen Klimas unterscheiden, vor allem im Bereich des TP und der nördlich davon gelegenen Gebirge.

Die Teilabbildungen 4.4c und 4.4d geben an, ob das aus den REMO Daten berechnete Mittel innerhalb (grün) oder außerhalb (rot) des 90%- bzw. 95%-Konfidenzintervalls der Beobachtungsdaten liegt. Vor allem für das 90%-Konfidenzintervall zeigt der Vergleich mit der Standardabweichung, dass die Temperaturwerte von REMO in erster Linie dann im Konfidenzintervall liegen, wenn sich die Beobachtungsdaten stark unterscheiden. Eine Ausnahme stellt hier Südostasien dar, wo REMO trotz guter Übereinstimmung der Beobachtungen im Konfidenzintervall liegt. Vor allem in Indien und nördlich bzw. nordöstlich des TP liegt REMO nicht im 90%-Konfidenzintervall. Verbreitert man das Konfidenzintervall auf 95%, liegen naturgemäß mehr REMO-Gitterpunkte im Intervall. Das grundsätzliche Muster bleibt jedoch bestehen. Vor allem in Indien und Zentralasien bleibt das Modell außerhalb des Konfidenzintervalls.

Insgesamt wird allerdings deutlich, dass REMO zwar teilweise große Abweichungen zu den einzelnen Beobachtungsdatensätzen aufweist, die Beobachtungsdaten aber auch untereinander vor allem für das TP und die nördlich davon liegenden Gebirge keine guten Übereinstimmungen zeigen. Aus Abbildung 4.4d geht hervor, dass die von REMO simulierten Temperaturwerte für weite Teile des Modellgebiets innerhalb des Intervalls liegen, indem auch 95% der Mittelwerte liegen, die die aus den drei Beobachtungsdatensätzen bestehende Stichprobe erzeugt haben können.

4.2.2 Niederschlag

Im Anschluss an den Vergleich der von REMO simulierten Temperaturwerte mit Beobachtungsdaten erfolgt in diesem Abschnitt eine vergleichbare Betrachtung für den Niederschlag. Abbildung 4.5 zeigt, analog zur Abbildung für die Temperatur,

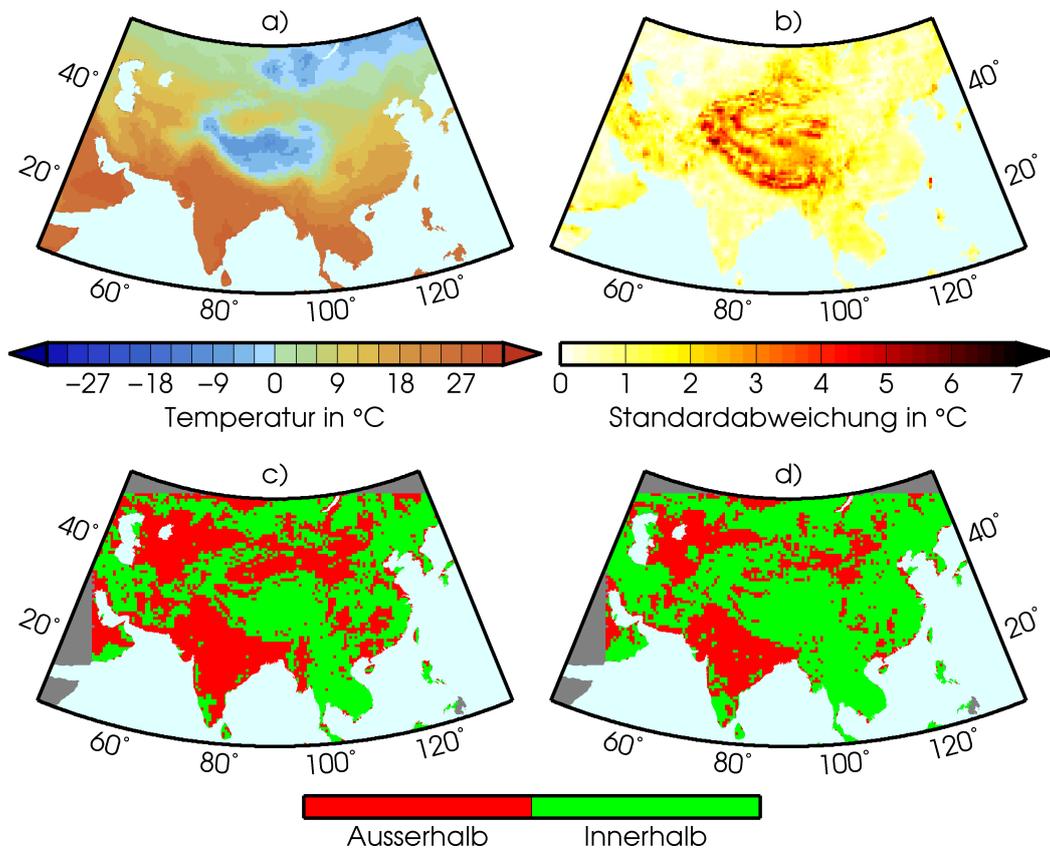


Abb. 4.4: Konfidenzintervalle für 2m-Temperatur. Mittelwert (a) und Standardabweichung (b) der 2m-Temperatur von CRU, ERA40 und NCEP für 1971-2000. REMO 2m-Temperatur innerhalb/außerhalb des c) 90%-Konfidenzintervalls bzw. d) 95%- Konfidenzinteralls der Beobachtungsdaten.

die von REMO erzeugten Niederschlagswerte in der ersten Zeile (a) Jahressumme, b) Summe Winter, c) Summe Sommer). In den Zeilen darunter befinden sich wiederum die entsprechenden Differenzen von REMO zu CRU (d-f), ERA40 (g-i), NECP (j-l) und HAR (m-o).

Auch beim Niederschlag kann REMO die grundsätzliche räumliche Verteilung wiedergeben (vergleiche hierzu auch Abb. 1.4). Die höchsten Jahressummen treten an den südlichen Anstiegen des Himalayas auf, vor allem im östlichen Teil (siehe Abb. 4.5a). Viel Niederschlag fällt auch in Ost- und Südostasien und entlang der Westghats in Indien. Wesentlich weniger Niederschlag gibt es westlich und nördlich des TP, im Mittleren Osten und Zentralasien. Das Tarimbecken und die Wüste Gobi sind die trockensten Regionen im Modellgebiet, in sehr guter Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten.

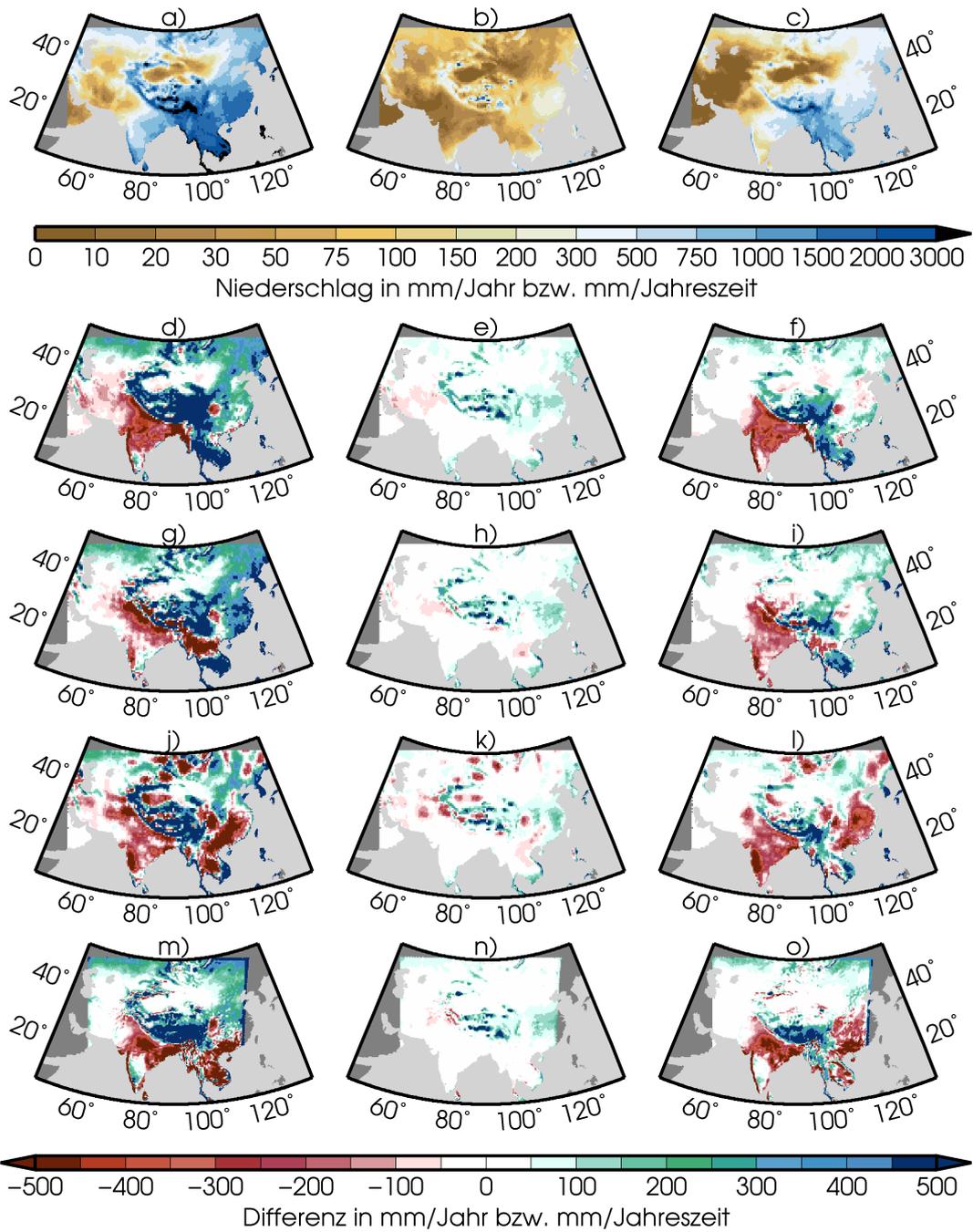


Abb. 4.5: Vergleich des simulierten Niederschlags in REMO für den Zeitraum 1971-2000 (2001-2012 HAR) mit Beobachtungsdaten. a) Jahressumme REMO, b) Summe Winter REMO, c) Summe Sommer REMO. Differenz REMO-CRU für d) Jahr, e) Winter, f) Sommer. Weitere Teilabbildungen analog für ERA40 (g-i), NCEP (j-l) und HAR (m-o).

Auf die markanten jahreszeitlichen Unterschiede wurde bereits in Abschnitt 1.3.1.3 eingegangen. Auch hier ist REMO in der Lage die trockenen Bedingungen im Winter und die Monsunniederschläge im Sommer zu reproduzieren. In guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen treten die trockensten Bereiche im westlichen Teil Indiens, im Tarimbecken und nordöstlich davon auf. Höhere Niederschlagswerte ergeben sich im Winter sowohl in REMO als auch in den Beobachtungsdaten nur in Ostasien und am westlichen Rand des TP. Die punktuell sehr hohen Werte auf dem TP und nördlich davon haben eine andere Ursache, worauf nachfolgend noch genauer eingegangen wird.

Im Sommer transportieren die Monsunwinde sehr viel Feuchtigkeit von den angrenzenden Meeren auf den Kontinent, was hohe Niederschlagswerte entlang des Himalaya, in Indien, Ost- und Südostasien bis in den Nordosten des Modellgebiets zur Folge hat. Die Bereiche nördlich und westlich des TP bleiben dagegen auch im Sommer sehr trocken und die Niederschlagssumme liegt dort in den drei Sommermonaten zusammen unter 10mm. Auch dieses Muster wird von REMO gut wiedergegeben.

Die in den Abbildungen 4.5d bis 4.5o dargestellten Anomalien zu den verschiedenen Beobachtungsdatensätzen verdeutlichen allerdings, dass REMO trotz der korrekten Reproduktion des generellen Niederschlagsmusters in dieser Region Schwierigkeiten hat die absoluten Werte korrekt zu simulieren. Über dem TP sind die Niederschlagswerte in REMO im Vergleich mit allen Beobachtungsdatensätzen viel zu hoch. Dies gilt nicht nur im Jahresmittel, sondern auch für Winter und Sommer, wobei die absoluten Unterschiede im Sommer naturgemäß wesentlich höher ausfallen. Auch in weiten Teilen von Ostasien und Sibirien überschätzt REMO die Niederschlagswerte relativ zu allen Beobachtungen außer NCEP. Unterschiede bestehen auch in Südostasien. Hier ist REMO feuchter als CRU und ERA40, aber trockener als NCEP und HAR. In Kontrast hierzu stehen die Bereiche westlich des TP und Indien, wo REMO die Niederschlagswerte unterschätzt. Jahreszeitlich gesehen bestehen die Unterschiede im Wesentlichen im Sommer, da die im Winter fallende Niederschlagsmenge gering ist.

Wie schon für die Temperatur wird auch für den Niederschlag ein Konfidenzintervall der Beobachtungsdaten berechnet und anschließend überprüft, ob die von REMO simulierten Werte in diesem Intervall liegen oder nicht. Abbildung 4.6 zeigt zunächst wieder die mittlere Jahressumme von CRU, ERA40 und NCEP und die zugehörige Standardabweichung in den Teilabbildungen 4.6a und 4.6b. Die Standardabweichung zeigt nochmals, dass sich die Beobachtungen entlang des Himalaya, speziell im östlichen Teil, sowie in Ost- und Südostasien deutlich unterscheiden. Den Abbildungen 4.6c und 4.6d kann entnommen werden, ob sich die REMO Werte im 90%- bzw. 95%-Konfidenzintervall der Beobachtungen befinden (grün) oder nicht (rot). Dies ist für Indien, Ost- und Südostasien im Wesentlichen der Fall. Die übrigen Teile des Modellgebiets erweisen sich diesbezüglich als sehr heterogen. Bereiche in denen REMO im jeweiligen Konfidenzintervall liegt wechseln sich teils

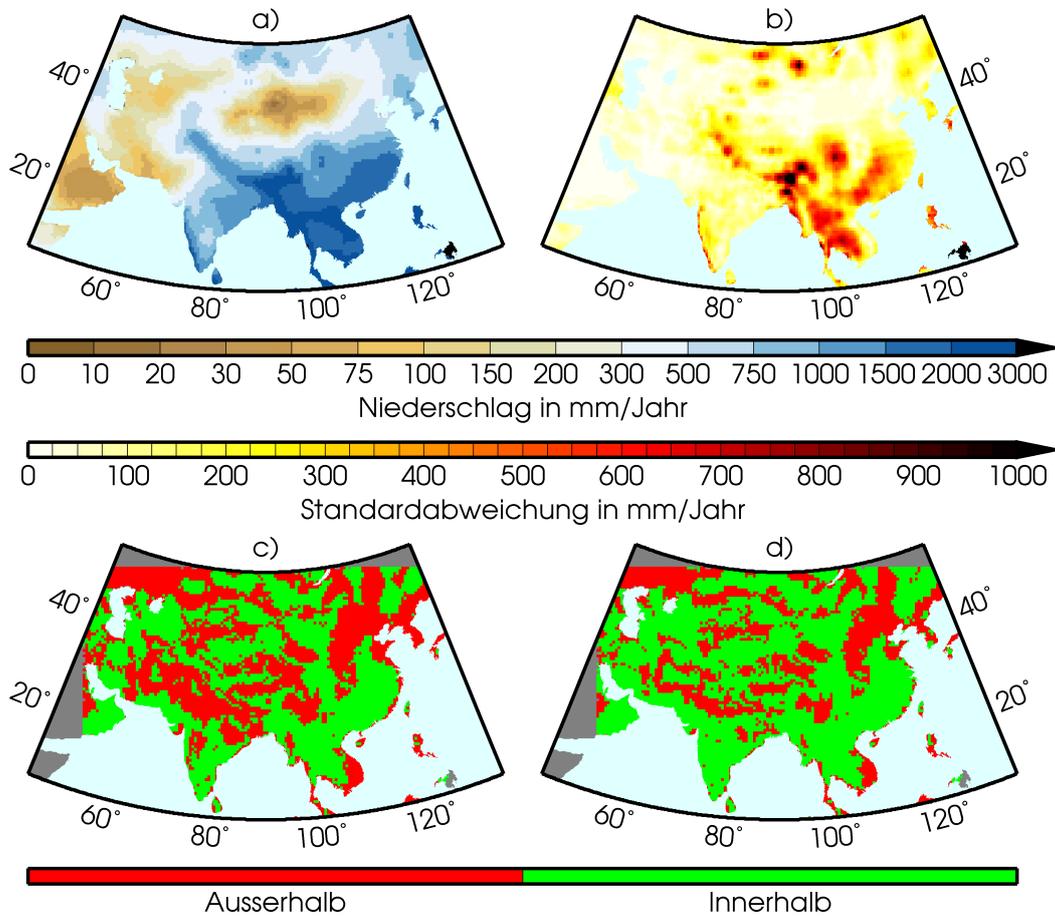


Abb. 4.6: Konfidenzintervalle für Niederschlag. Mittelwert (a) und Standardabweichung (b) der Jahressummen von CRU, ERA40 und NCEP für 1971-2000. REMO Niederschlag innerhalb/außerhalb des c) 90%-Konfidenzintervalls bzw. d) 95%-Konfidenzintervalls der Beobachtungsdaten.

sehr kleinräumig mit Bereichen ab, wo dies nicht der Fall ist. Dies ist letztlich wohl auf die kleinräumige Struktur des Niederschlags selbst zurückzuführen, die von lokalen und regionalen Faktoren wie zum Beispiel der Topographie beeinflusst werden, die in den verschiedenen Datensätzen auch unterschiedlich repräsentiert sind. Insgesamt zeigt sich auch beim Niederschlag, dass die verwendeten Beobachtungsdatensätze in einigen Regionen große Unterschiede aufweisen, das Modell aber vor allem kleinräumig meist zu hohe Niederschlagswerte produziert, was in diesen Bereichen eine Lage innerhalb des Konfidenzintervalls verhindert.

Trotz der zuvor aufgezeigten Abweichungen, speziell für den Niederschlag, ist REMO grundsätzlich in der Lage die wesentlichen Muster der bodennahen Temperatur und des Niederschlags im Untersuchungsgebiet zu reproduzieren. Dabei weist

das Modell in vielen Teilen des Modellgebiets eine höhere räumliche Variabilität als die Beobachtungsdaten auf, was in erster Linie auf die hohe Auflösung zurückzuführen ist. Daher kann festgehalten werden, dass die generellen Trends und Muster in Modell und Beobachtungen übereinstimmen, sich die absoluten Werte lokal aber durchaus unterscheiden. Der Vergleich des Niederschlagsmusters von REMO mit dem der Temperaturanomalien zu den Beobachtungsdaten lässt die Vermutung zu, dass zumindest ein Teil der Temperaturabweichungen durch die zu hohen Niederschläge entsteht. Zu hohe Niederschläge gehen in der Regel mit zu niedrigen Temperaturen einher und umgekehrt, da ein Teil der zur Verfügung stehenden Energie bei höherer Feuchtigkeit zur Verdunstung des Wasser aufgewandt wird und nicht zur Erwärmung der Luft beitragen kann. Gleiches gilt umgekehrt wenn weniger Wasser im System vorhanden ist.

Die Gründe für die bestehenden Abweichungen können zum einen in systematischen Fehlern in der Parametrisierung des Modells liegen. Dies ist in einigen Bereichen auch sicherlich der Fall, worauf in Abschnitt 4.4.1 noch näher eingegangen wird. Zum anderen bestehen aber auch bei den Beobachtungsdaten in dieser Region erhebliche Unterschiede, was vor allem auf die vergleichsweise niedrige Anzahl an Stationsdaten zurückzuführen ist, die hier in die Erzeugung der Datensätze einfließt. Wie groß die Abweichungen des Modells tatsächlich sind, und teilweise sogar welches Vorzeichen die Abweichungen haben, lässt sich daher aufgrund der derzeit verfügbaren Beobachtungsdaten in einigen Teilen der Untersuchungsregion nicht mit Sicherheit feststellen.

4.3 Zirkulation

Die Windzirkulation in der Region und ihr Einfluss auf die Feuchteadvektion sind entscheidend für die Entstehung der Niederschlagsmuster wie sie in den Abbildungen 4.5a bis 4.5c zu sehen sind. Eine genaue Analyse der Zirkulation und der Auswirkungen, die sich durch veränderte Randbedingungen ergeben, ist wichtig für die Interpretation von Proxidaten, die zur Rekonstruktion des Paläoklimas herangezogen werden. Oft werden stabile Wasserisotope für diese Rekonstruktionen verwendet. Deren An- oder Abreicherung steht mit der Herkunft der Feuchtigkeit (source effect), ihrem Weg über das Land (continental effect), der Höhe in der die Kondensation stattfindet (altitude effect) und der fallenden Niederschlagsmenge (amount effect) in Zusammenhang. Diese Effekte werden alle direkt oder indirekt von der Zirkulation beeinflusst. Im nachfolgenden Abschnitt werden die Zirkulationsverhältnisse auf verschiedenen Druckleveln auf Grundlage der horizontalen Winddaten genauer untersucht und die Simulationsergebnisse von REMO mit den Werten des HAR Datensatzes verglichen. Eine stärker quantitativ orientierte Analyse für das TP und die sich direkt anschließenden Bereiche erfolgt in Abschnitt 4.4.2.

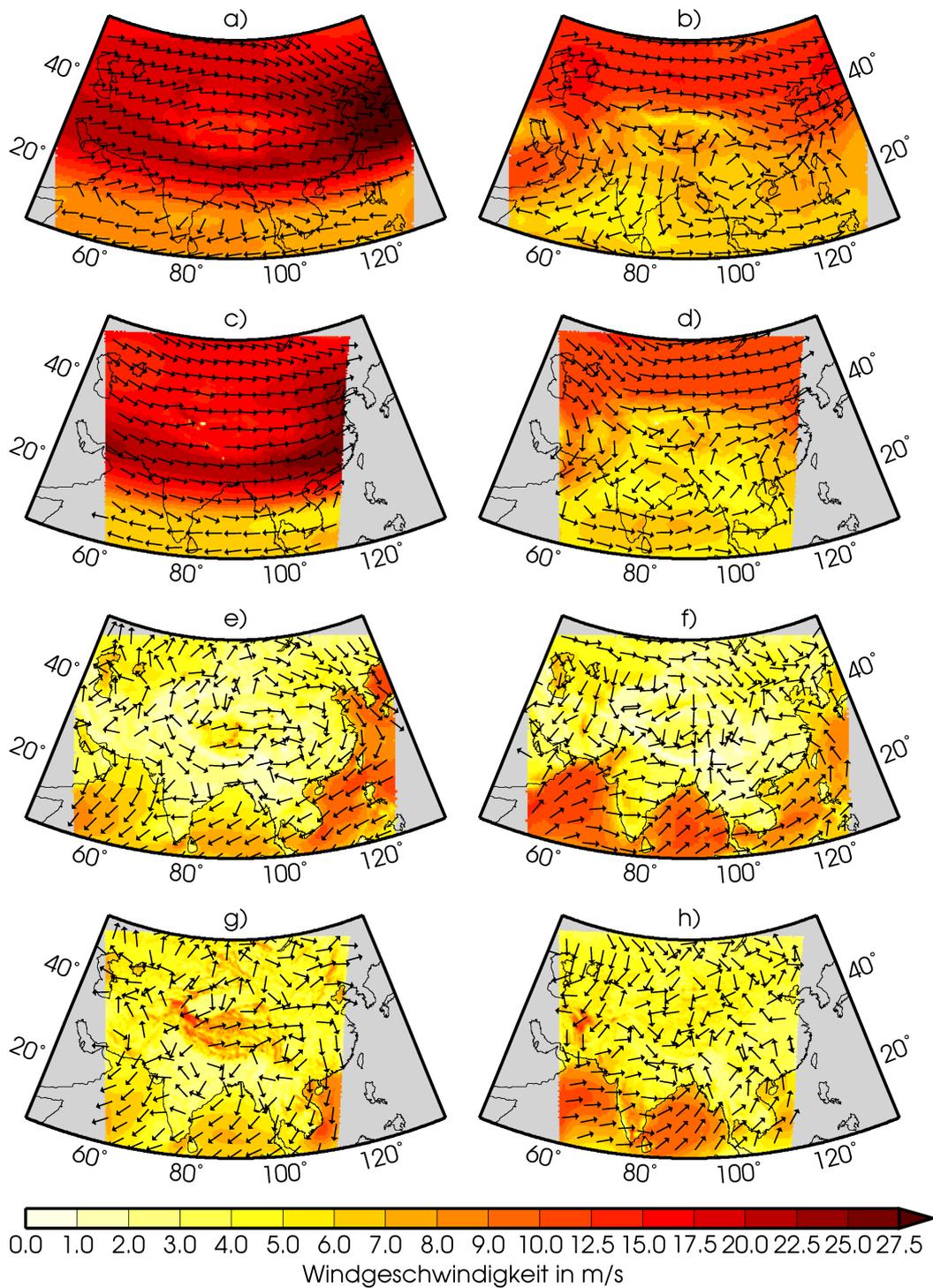


Abb. 4.7: Vergleich der 500hPa- und 10m-Windfelder von REMO und HAR: a) REMO Winter 500hPa, b) REMO Sommer 500hPa, c) HAR Winter 500hPa, d) HAR Sommer 500hPa, e) REMO Winter 10m, f) REMO Sommer 10m, g) HAR Winter 10m und h) HAR Sommer 10m.

Die 500hPa- und 10m-Windfelder von REMO zeigen die typische Monsunzirkulation in Asien in Sommer und Winter, wie sie in den Abschnitten 1.3.1.2 und 1.3.2 beschrieben wurde (siehe Abb.4.7) . Nördlich von 10° nördlicher Breite dominieren im Winter die Westwinde auf dem Druckniveau von 500hPa. Südlich von 10° nördlicher Breite kommt der Wind vorwiegend aus dem Osten. Bis Juli ziehen sich die Westwinde in den Norden des TP zurück und das Windmuster im südlichen Teil des Modellgebiets wird unstrukturierter. Im äußersten Süden, bis etwa 15° nördlicher Breite, kommt der Wind aus Westen. Im südöstlichen Teil Chinas fließen die Luftmassen von den angrenzenden Ozeanen auf den Kontinent. Im westlichem Teil der Domain zeigt sich ein antizyklonal orientierter Fluss mit Winden aus nordöstlichen Richtungen über dem Iran und Afghanistan. Über Pakistan und Nordindien drehen diese Winde und kommen dann mehr aus nördlicher Richtung, bis sie schließlich über dem Arabischen Meer zu nordöstlichen und östlichen Winden werden. Dieses generelle Muster ist auch in den HAR Daten vorhanden. Größere Unterschiede bestehen nur im nordwestlichen Teil des Modellgebiets. Die HAR Daten zeigen dort nordwestliche Windrichtungen, während REMO in diesem Gebiet Westwinde aufweist. Da der Auswertungszeitraum hier nur zwölf Jahre umfasst, sind diese Unterschiede möglicherweise die Folge von verschiedenen Phasen der Nordatlantischen Oszillation.

Die 10m-Windfelder sind unstrukturierter und daher schwerer zu interpretieren als die 500hPa-Felder, da ihnen in jeder Gitterbox eine andere Höhe zugrunde liegt. Es wird jedoch deutlich, dass sowohl in REMO als auch in HAR die Luftmassen im Winter vom Kontinent zu den Ozeanen fließen und sich die Windrichtung im Sommer umkehrt. Im Winter kommen die Winde über dem Arabischen Meer, dem südlichen Teil Indiens und dem Golf von Bengalen aus Nordosten. Im Sommer ändert sich die Windrichtung in diesen Regionen zu Süd und Südwest. Über dem TP sind im Winter in beiden Datensätzen Westwinde vorherrschend. Im Sommer wird der nördliche Teil des TP durch Winde aus Nord und Nordost beeinflusst, während die Winde im südlichen Teil eher aus dem Süden und Südwesten kommen.

Neben den Windrichtungen stimmen auch die Windgeschwindigkeiten in 10m Höhe in REMO und HAR gut überein. Besonders im Sommer sind Geschwindigkeitsmaxima über dem Arabischen Meer, dem westlichen Teil Indiens und dem Golf von Bengalen in beiden Datensätzen deutlich zu erkennen. Im Winter gibt es in REMO auch einen Bereich hoher Geschwindigkeit über dem TP, der allerdings kleiner ausfällt als in den HAR Daten. Generell sind die Windgeschwindigkeiten über dem TP und den sich nördlich und westlich anschließenden Gebirgen in REMO niedriger als in HAR, was auf die etwas niedrigere absolute Höhe des Reliefs in REMO zurückzuführen ist.

4.4 Klimatypen

Da der Fokus der Betrachtungen auf dem TP und den sich unmittelbar anschließenden Gebieten liegt, wird dieser Bereich nachfolgend in klimatischer Hinsicht genauer analysiert. Das hierbei betrachtete Gebiet ist in Abbildung 3.1 als schwarzes Viereck gekennzeichnet und wird nachfolgend als Clusterdomain bezeichnet. Zunächst ist es wichtig, klimatisch homogene Teilregionen innerhalb der Clusterdomain zu identifizieren, da das Gebiet immer noch zu groß und heterogen ist um es als klimatisch homogen betrachten zu können. Hierfür wird auf die in Abschnitt 3.2.3 beschriebene Clusteranalyse zurückgegriffen, da diese eine datenadaptive Identifikation von klimatisch ähnlichen Teilregionen ermöglicht. Die Verwendung einer absoluten Klassifikation, wie zum Beispiel der Klimaklassifikation nach Köppen und Geiger, wäre hier nicht zielführend, da relative Unterschiede, vor allem im Bereich des TP, damit nicht deutlich gemacht werden können.

Über die reine Modellvalidation hinaus ist diese Analyse auch dadurch motiviert, dass die heutigen klimatischen Einflüsse auf dem TP noch nicht vollständig verstanden sind, was in erster Linie der schlechten Datenlage, besonders im östlichen Teil des Plateaus, geschuldet ist. Es existieren bereits einige Studien die unter Verwendung verschiedener Methoden versuchen, unterschiedliche klimatische Einflussbereiche auf dem TP und in den umliegenden Bereichen gegeneinander abzugrenzen (TIAN et al., 2001, 2003, 2007; CONROY und OVERPECK, 2011; YAO et al., 2013). Nachfolgend wird zunächst das Ergebnis der Clusteranalyse vorgestellt, bevor die dadurch als klimatisch homogen identifizierten Teilräume genauer analysiert werden.

4.4.1 Identifikation

Mit Hilfe der Clusteranalyse lassen sich innerhalb der Clusterdomain die in Abbildung 4.8a dargestellten homogenen Teilregionen (Cluster) identifizieren. Zwei Cluster (Nr. 1 und 2) südwestlich und ein Cluster (Nr. 3) südöstlich des TP. Ein Cluster (Nr. 4) repräsentiert das Tarimbecken und ein weiteres für die verbleibenden Bereiche nördlich des TP (Nr. 5). Das TP selbst ist in einen südlichen (Nr. 6) und einen nördlichen (Nr. 8) Teil untergliedert. Die Grenze verläuft in etwa entlang von 32° nördlicher Breite. Das letzte Cluster (Nr. 7) enthält die Gitterboxen, in denen die größeren Seen auf dem TP liegen.

Durch modellspezifische Prozesse werden für diese Gitterboxen viel zu hohe Niederschlagswerte erzeugt. Der Grund dafür ist, dass REMO die Temperatur des fraktionellen Wasseranteils in den Gitterboxen nicht dynamisch berechnet, sondern bei jedem Einlesen der Randbedingungen, im vorliegenden Fall also alle sechs Stunden, aus den Antriebsdateien übernimmt. Bei der Erstellung der Antriebsdateien verwendet der Präprozessor hierfür die Temperatur der nächstgelegenen Ozeangitterbox aus dem Globalmodell. Dies wurde ursprünglich für Simulationen

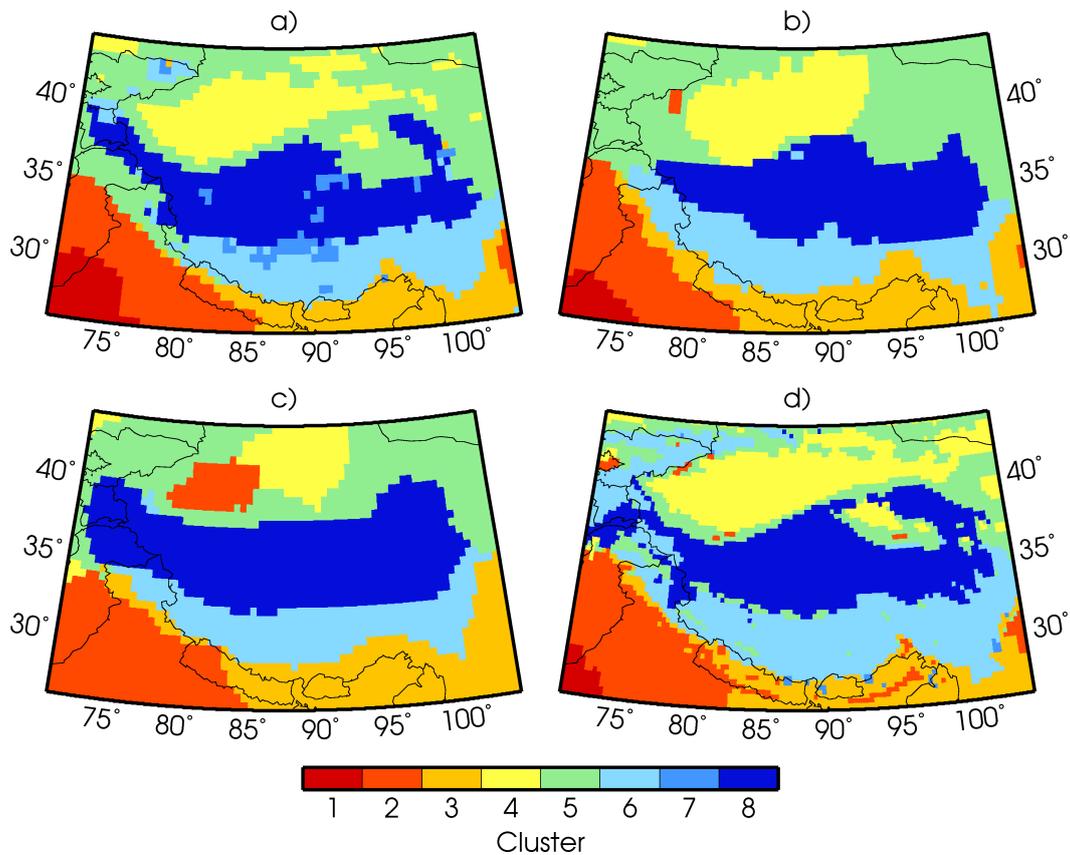


Abb. 4.8: Klimatologisch homogene Teilregionen (Cluster) innerhalb der Cluster-domain, identifiziert mit Hilfe der Clusteranalyse für a) REMO, b) ERA40, c) NCEP und d) HAR. Die Cluster für ERA40, NCEP und HAR wurden ermittelt, indem die jeweiligen Daten den Zentroiden zugeordnet wurden, die für die REMO Daten berechnet wurden.

in Europa implementiert, wo es positive Effekte auf die Modellergebnisse hatte (persönliche Mitteilung von Kevin Sieck am 10.12.2013).

Im hier verwendeten Modellgebiet, und dort speziell auf dem TP, entstehen dadurch allerdings Probleme, weshalb der fraktionelle Wasseranteil in den Quartärexperimenten für Gebiete über 3000m über N.N. auf Null gesetzt wurde (siehe hierzu Abschnitt 6.1.1). Dieses unerwünschte Verhalten wurde bei der Erstellung der Simulationen erst bemerkt, als schon ein Großteil der Topographieexperimente berechnet war, weshalb für diese Experimentgruppe keine Korrektur erfolgen konnte. Dies hätte zu zusätzlichen Abweichungen zwischen den bereits erzeugten Läufen und den übrigen Experimenten geführt. Eine komplette Neuberechnung der Experimente war aufgrund der begrenzten Ressourcen ebenfalls nicht möglich.

Tab. 4.1: Zentroide der Cluster für CTRL (T2M = 2m-Temperatur, PRE = jährliche Niederschlagssumme, TAM = jährliche Temperaturamplitude, VJA = 10m v-Windkomponente im Januar, VJU = 10m v-Windkomponente im Juli, UJA = 10m u-Windkomponente im Januar, UJU = 10m u-Windkomponente im Juli).

Clu.	Anz.	T2M °C	PRE mm	TAM °C	VJA m/s	VJU m/s	UJA m/s	UJU m/s
1	127	29.38	158.65	25.99	-0.52	3.97	0.51	3.84
2	303	26.52	577.20	28.98	-0.63	0.75	0.88	0.66
3	290	15.55	2821.57	19.55	0.31	0.38	0.76	-0.17
4	379	13.30	90.22	36.81	-0.35	-1.47	-0.23	-1.38
5	849	4.72	498.11	34.62	0.17	-0.42	0.78	0.33
6	327	-1.97	1667.08	27.00	0.78	0.51	2.53	0.34
7	56	-3.92	4943.32	21.92	-0.59	-0.21	5.81	-0.27
8	469	-6.75	929.10	30.64	0.41	-0.96	3.23	-0.34
∅	-	7.61	974.32	30.54	0.09	-0.13	1.36	0.12

Das Problem betrifft im Modell selbst nur einzelne Gitterboxen, wird aber durch das gewählte Interpolationsverfahren (Inverse Distance Weighted Interpolation, siehe Abschnitt 3.1.2) insofern verschärft, dass sich die hohen Niederschlagswerte nach der Interpolation auch auf benachbarte Gitterboxen ausbreiten. Die betroffenen Gitterboxen (Cluster 7) werden für die weitere Auswertung folglich nicht berücksichtigt.

Abbildung 4.8 zeigt in den Teilabbildungen b), c) und d) zusätzlich noch die Cluster auf Grundlage von ERA40, NCEP und HAR. Dabei wurde für diese Datensätze keine hierarchische Clusteranalyse durchgeführt, sondern die Daten wurden unter Verwendung des k-means Ansatzes den multivariaten Zentroiden zugeordnet, die für die REMO Daten berechnet wurden. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass die für die verschiedenen Datensätze gefundenen Cluster vergleichbar sind und gleiche Cluster auch denselben regionalen Klimatyp repräsentieren, da sie sich auf die gleichen multivariaten Zentroide beziehen. Diese Zentroide können zusammen mit der Anzahl der Gitterboxen pro Cluster Tabelle 4.1 entnommen werden. Die Cluster sind dabei absteigend nach den Zentroiden der 2m-Temperatur sortiert.

Cluster 1 ist eine Region mit hohen Temperaturen, wenig Niederschlag und sehr hohen u- und v-Windgeschwindigkeiten im Juli. Die hohen Windgeschwindigkeiten

im Juli resultieren aus der Nähe zum Arabischen Meer und weisen darauf hin, dass die Region in diesen Monaten durch Winde aus südwestlichen Richtungen beeinflusst wird. Cluster 2 ist insgesamt gesehen sehr ähnlich zu Cluster 1, aber feuchter, da der nördliche Teil bis an den südlichen Rand des Himalaya heranreicht, wo die Niederschlagswerte hoch sind. Die Windkomponenten weisen in Juni und Juli die gleiche Struktur auf wie in Cluster 1, aber die Werte sind niedriger.

Cluster 3 repräsentiert die feuchteste Teilregion innerhalb der Clusterdomain, da sie die südlichen und insbesondere die südöstlichen Flanken des Himalayas enthält. Die Niederschlagswerte erreichen innerhalb der Clusterdomain dort ihr Maximum. Die Temperatur ist im Vergleich zu den beiden vorangegangenen Clustern niedriger, was teilweise auf die höheren Niederschlagswerte und teilweise auf die Tatsache zurückzuführen ist, dass dieses Teilgebiet bereits höher gelegene Bereiche mit generell niedrigeren Temperaturen enthält.

Cluster 4 repräsentiert das Tarimbecken nördlich des TP. Es ist das trockenste aller Cluster und die Jahresdurchschnittstemperatur ist mit 13.3°C gemäßigt. Dieses Cluster hat mit fast 37°C die größte jährliche Temperaturamplitude. Die u- und v-Windkomponenten zeigen deutlich, dass das Tarimbecken ganzjährig durch Nord- und Nordostwinde beeinflusst wird, im Gegensatz zu den drei bisher beschriebenen Clustern, welche sich südlich des TP befinden.

Die übrigen Bereiche nördlich des TP sind in Cluster 5 zusammengefasst. Dieses Cluster ist mit weniger als 500mm Jahresniederschlag vergleichsweise trocken. Es ist unter den Clustern, die nicht größere Teile des TP beinhalten, das kälteste, da es die nördlichen Teile der Clusterdomain abdeckt. Die jährliche Temperaturamplitude ist daher mit 34.6°C ebenfalls hoch. Dieses Cluster ist insgesamt schwer zu interpretieren, da es das heterogenste der acht Cluster darstellt und viele verschiedene Landschaftstypen beinhaltet.

Das TP selbst ist etwa entlang von 32° nördlicher Breite in einen südlichen (Cluster 6) und einen nördlichen Bereich (Cluster 8) unterteilt. Der südliche Teil ist ungefähr 5°C wärmer und feuchter als der Nördliche. Die Unterteilung erfolgt aufgrund der Temperaturunterschiede zwischen Nord und Süd, der Unterschiede in den Niederschlagswerten und vor allem aufgrund der Unterschiede in den u- und v-Komponenten des 10m-Winds, die im Juli sogar unterschiedliche Vorzeichen aufweisen. Letzteres verdeutlicht auch, dass der südliche Teil im Sommer von Winden aus Süd und Südwest beeinflusst wird, während der nördliche Teil von Luftmassen aus nördlichen und nordöstlichen Richtungen dominiert wird.

Abbildung 4.8 zeigt neben den Clustern die auf Grundlage der REMO Daten identifiziert wurden auch die diesen Zentroiden zugeordneten Cluster auf Basis von ERA40 (Abb. 4.8b), NCEP (Abb. 4.8c) und HAR (Abb. 4.8d). Der Vergleich zeigt, dass REMO die klimatischen Strukturen der Region korrekt erfasst. Darüber hinaus weist REMO aufgrund der höheren Auflösung erneut mehr räumliche Variabilität und mehr Details auf, als ERA40 und NCEP. Dies gilt insbesondere für den Himalaya, welcher in den beiden Reanalysedatensätzen niedriger und weniger steil

ansteigend ist, weshalb ein Teil davon noch Cluster 3 zugeordnet wird. In NCEP kommt Cluster 1 nicht vor und der westliche Teil des Tarimbeckens wird Cluster 2 zugeordnet. Da die anderen Datensätze hier gute Übereinstimmung aufweisen, sind die NCEP Daten in diesem Bereich sehr wahrscheinlich abweichend. Die Zuordnung der HAR Daten zu den REMO Zentroiden ergibt ein sehr ähnliches Muster wie für die REMO Daten selbst. Auch hier sind aufgrund der hohen Auflösung der HAR Daten mehr Details zu erkennen als in ERA40 und NCEP.

Interessante Fragen in diesem Zusammenhang sind, warum die Cluster so angeordnet sind wie sie es sind und was die einzelnen Cluster zusammenhält? Die Betrachtung der Standardabweichung für jede Variable und jedes Cluster (siehe Abbildung 4.9) gewährt einen Einblick in diese Fragestellungen. Alle Variablen werden vor der Verwendung in der Clusteranalyse standardisiert. Dies bedeutet, dass der Mittelwert jeder Variable für alle Gitterboxen der Clusterdomain null und die Standardabweichung eins ist (siehe gestrichelte Linie in Abbildung 4.9). Die Standardabweichung der meisten Variablen liegt in allen Clustern unter eins. Dies zeigt sich dadurch, dass der Großteil der Balken in Abbildung 4.9 unter der gestrichelten Linie bleibt. Folglich ist die Standardabweichung für fast alle Variablen in jedem Cluster kleiner als die Standardabweichung für die gleiche Variable in der gesamten Clusterdomain. Dies bedeutet, dass die Cluster nicht nur von einzelnen Variablen zusammengehalten werden, sondern hinsichtlich nahezu jeder Variablen homogener sind als die gesamte Clusterdomain. Einzige Ausnahme ist Cluster 7. Wie bereits weiter oben erläutert, ist dieses Cluster das Resultat von zu hohen Niederschlagswerten in einigen Gitterboxen. Dieses Cluster existiert trotz sehr hohen Standardabweichungen für einige der Variablen nur, weil die Niederschlagswerte in den entsprechenden Gitterboxen um ein Vielfaches höher sind als in allen anderen Gitterboxen der Clusterdomain.

Dass unterschiedliche Teile des TP unter dem Einfluss von Luftmassen verschiedener Herkunft stehen, wurde schon in mehreren Studien gezeigt. Diese basieren im Wesentlichen auf der Analyse von SWI (TIAN et al., 2001, 2003, 2007). Die in dieser Arbeit verwendete Analyseverfahren unterteilt das Gebiet jedoch genauer und basiert auf einem Datensatz der für die ganze Region konsistent ist. Weiterhin bezieht der Ansatz mehr Variablen ein, wodurch das Klima im Vergleich zu vorangegangenen Studien ganzheitlicher repräsentiert ist.

TIAN et al. (2001) folgerten auf Basis ihrer Isotopendaten, dass das TP in drei Teilregionen aufgeteilt werden kann. Der Bereich nördlich der Tanggula Mountains (ca. 32° nördlicher Breite) wird nicht direkt von ozeanischen Luftmassen beeinflusst. Im Bereich zwischen den Tanggula Mountains und dem Himalaya werden die Niederschläge direkt durch den IM kontrolliert, wobei die Luftmassen aus südwestlichen Richtungen einströmen. Südlich des Himalaya wird die Feuchtigkeit direkt von den nahegelegenen Meeren heran transportiert.

Eine Teilung des TP entlang 32° nördlicher Breite stimmt auch mit der maximalen Ausdehnung der ITC über dem TP überein, wie sie von ARAGUÁS-ARAGUÁS

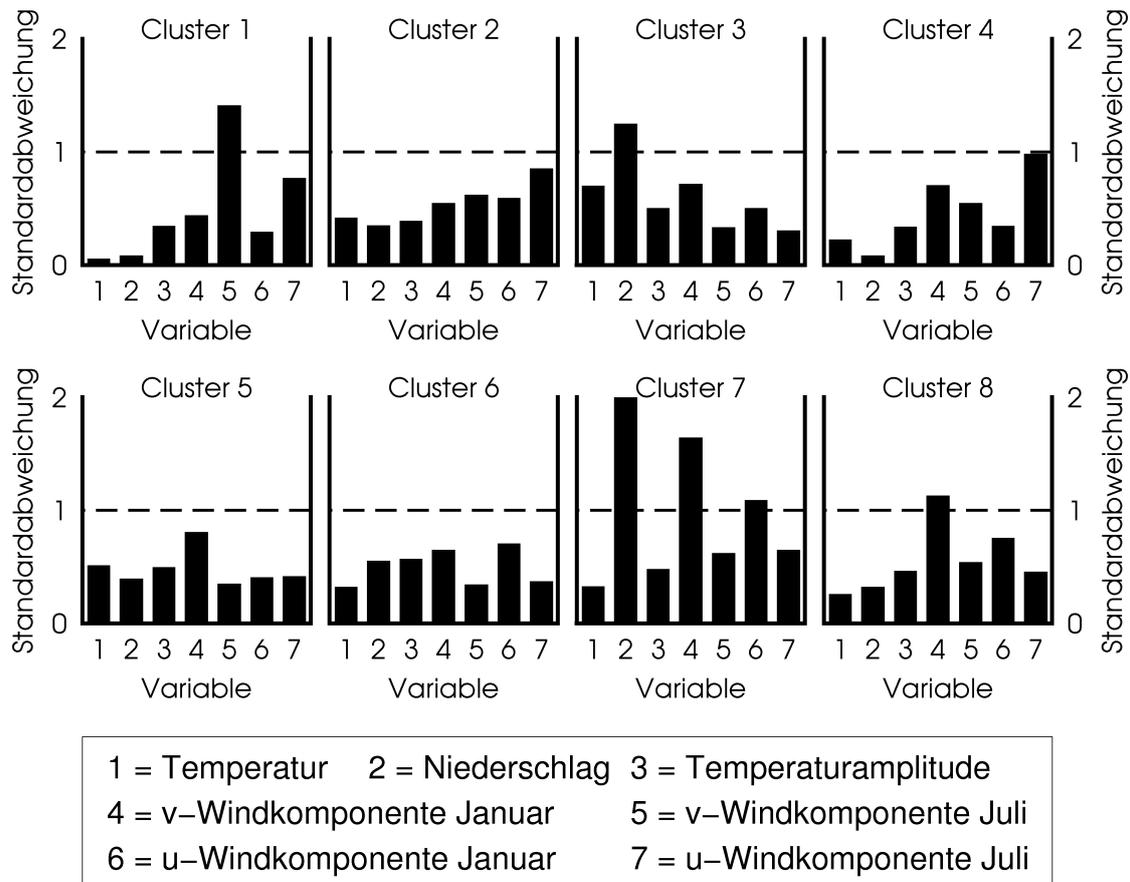


Abb. 4.9: Standardabweichung der Variablen in jedem Cluster für CTRL. Variablen sind standardisiert. Daher ist der Mittelwert jeder Variable für die ganze Clusterdomain Null und die Standardabweichung Eins. Werte unterhalb der gestrichelten Linie zeigen an, dass die entsprechende Variable in dem entsprechenden Cluster homogener ist, als die gleiche Variable in der gesamten Clusterdomain.

et al. (1998) vorgeschlagen wird. Diese Grenze markiert gleichzeitig das maximale nördliche Vordringen des IM. Zu ähnlichen Resultaten kommen YAO et al. (2013) durch Analyse von gemessenen Isotopendaten und Klimamodellsimulationen. Auch sie unterteilen das TP dabei in einen südlichen Teil (südlich von 30° nördlicher Breite), der vom IM beherrscht wird, und einen nördlichen Teil (nördlich von 35° nördlicher Breite), der hauptsächlich durch die Westwinde beeinflusst wird. Dazwischen gliedern sie eine Übergangszone mit wechselnden Einflüssen aus.

Die auf die REMO Daten angewandte Clusteranalyse ergibt ebenfalls diesen fundamentalen Unterschied in den klimatischen Verhältnissen nördlich und südlich von etwa 32° nördlicher Breite. Dies zeigt sich bereits durch die Eingruppierung

dieser Bereiche in unterschiedliche Cluster. Cluster 6 (siehe Abbildung 4.8) weist beim 10m-Wind einen höheren prozentualen Anteil an südwestlichen Winden auf als Cluster 8. Dies geht bereits aus den jährlichen Daten hervor (siehe Abbildung 4.12 REMO C6 10m und REMO C8 10m), gilt aber insbesondere für die Sommermonate (vergleiche T100 10m JJA in Abbildung 5.16; dort sind die Daten von T100 gezeigt, die Werte für CTRL sind aber nahezu identisch). Dass sich die ITC im Sommer bis über das TP verschiebt, wie von ARAGUÁS-ARAGUÁS et al. (1998) vorgeschlagen, wird auch durch die Tatsache gestützt, dass die v-Komponente des 10m-Winds in Cluster 8 im Sommer nach Süden zeigt, während die von Cluster 6 nach Norden zeigt. Dies impliziert, dass die Winde an der Grenze der beiden Cluster konvergieren. Im Januar dagegen, haben beide Cluster eine positive (nach Norden zeigende) v-Windkomponente.

Ein anderer Regionalisierungsansatz für die Region unter Verwendung einer EOF-Analyse (Empirical Orthogonal Function) für Niederschlagsdaten von CONROY und OVERPECK (2011), unterteilt das TP in drei Teile: einen südöstlichen, einen südwestlichen und einen nordwestlichen Teil. Der nordwestliche Teil entspricht im wesentlichen Cluster 4 (Tarimbecken). Das TP selbst wird dabei nicht in einen südlichen und einen nördlichen Teil unterteilt, sondern in einen Östlichen und einen Westlichen. Dieser grundsätzliche Unterschied ist möglicherweise auf die verschiedenen Eingangsdaten zurückzuführen. Bei ausschließlicher Verwendung von Niederschlagsdaten erhält man eine Unterteilung in Ost und West. Sobald auch andere Variablen für die Klassifikation verwendet werden, oder die verwendeten Daten sich nicht nur auf den Niederschlag beziehen, sondern auch die Zirkulation berücksichtigen (was bei stabilen Wasserisotopen der Fall ist), erhält man eine Unterteilung zwischen Nord und Süd.

4.4.2 Charakterisierung

Im folgenden Abschnitt werden die mit Hilfe der Clusteranalyse als homogen identifizierten Teilräume näher untersucht. Zunächst wird der von REMO simulierte langjährige Jahresgang (30-jährige Mittel für alle Gitterboxen eines Clusters) der 2m-Temperatur und des Niederschlags beschrieben und mit den Werten des CRU und des HAR (für HAR 12-jähriges Mittel für jede Gitterbox eines Clusters) Datensatzes verglichen. Im nachfolgenden Abschnitt werden Windgeschwindigkeiten und -richtungen in gleicher Weise analysiert und zusätzlich mit Stationsdaten verglichen.

4.4.2.1 Jahresgang

Die Abbildungen 4.10 und 4.11 zeigen die Jahresgänge von Temperatur und Niederschlag für REMO, CRU und HAR. Da für die HAR Daten nur der Zeitraum

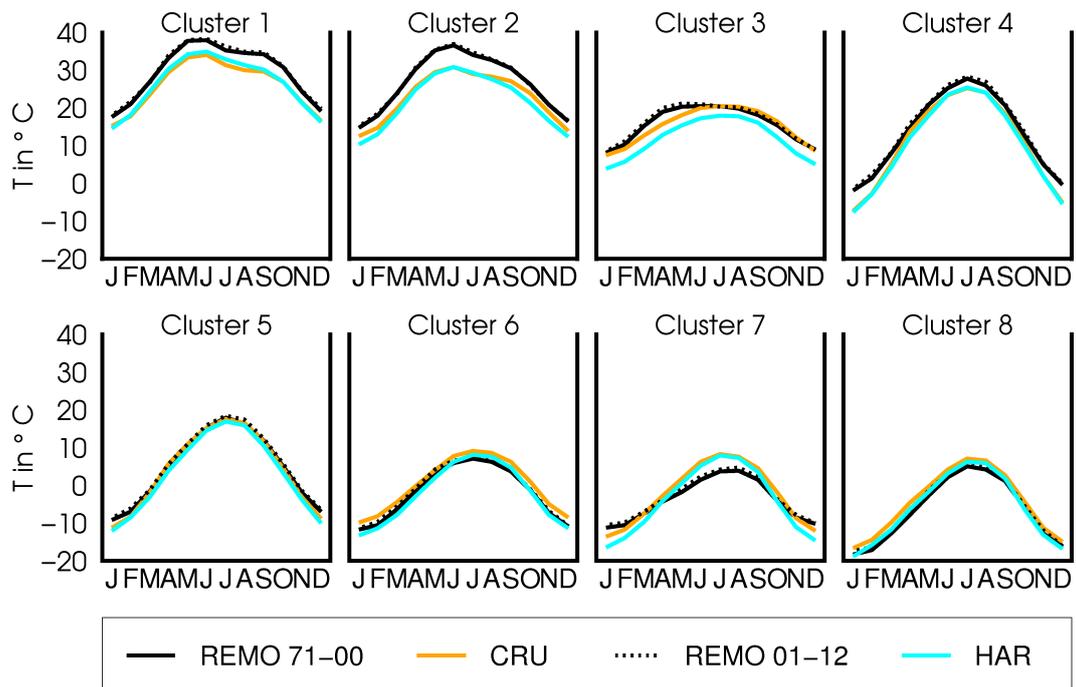


Abb. 4.10: Jahresgang der 2m-Temperatur für die Cluster von REMO (1971-2000 und 2001-2012), CRU (1971-2000 und HAR (2001-2012).

2001 bis 2012 zur Auswertung zur Verfügung steht, wurde für den Vergleich auch diese Periode bei den REMO Daten verwendet.

Cluster 1, 2 und 3 befinden sich im Süden der Clusterdomain und weisen daher hohe Temperaturen und eine niedrige jährliche Temperaturamplitude auf. Die jährliche Niederschlagssumme in Cluster 1 (158mm/Jahr) ist gering. Sie nimmt ostwärts über Cluster 2 (577mm/Jahr) und 3 (2822mm/Jahr) zu, was auf den wachsenden Einfluss des IM zurückzuführen ist. Dabei zeigt der Jahresgang des Niederschlags dieser drei Cluster, dass sowohl die monatlichen Niederschlagssummen in den Sommermonaten von West nach Ost zunehmen, aber auch die Dauer der Regenzeit. In Cluster 1 sind hohe Niederschlagswerte auf die Monate Juli und August beschränkt, während sich diese Phase ostwärts bis Cluster 3 auf die Monate Mai bis Oktober ausdehnt. Dies stimmt sehr gut mit den beobachteten Phasen der Monsunniederschläge überein, wie sie in Abschnitt 1.3.1.3 beschrieben wurden.

Cluster 6 schließt sich in nördlicher Richtung an die drei südlich gelegenen Cluster an. Da sich dieses Cluster auf dem TP befindet, sind die Temperaturen niedriger als in den zuvor besprochenen Clustern, die jährliche Temperaturamplitude allerdings höher (18.7°C). Die jährliche Verteilung der Niederschläge ist vergleichbar mit der in Cluster 3, allerdings sind die absoluten Werte wesentlich niedriger. Dies zeigt,

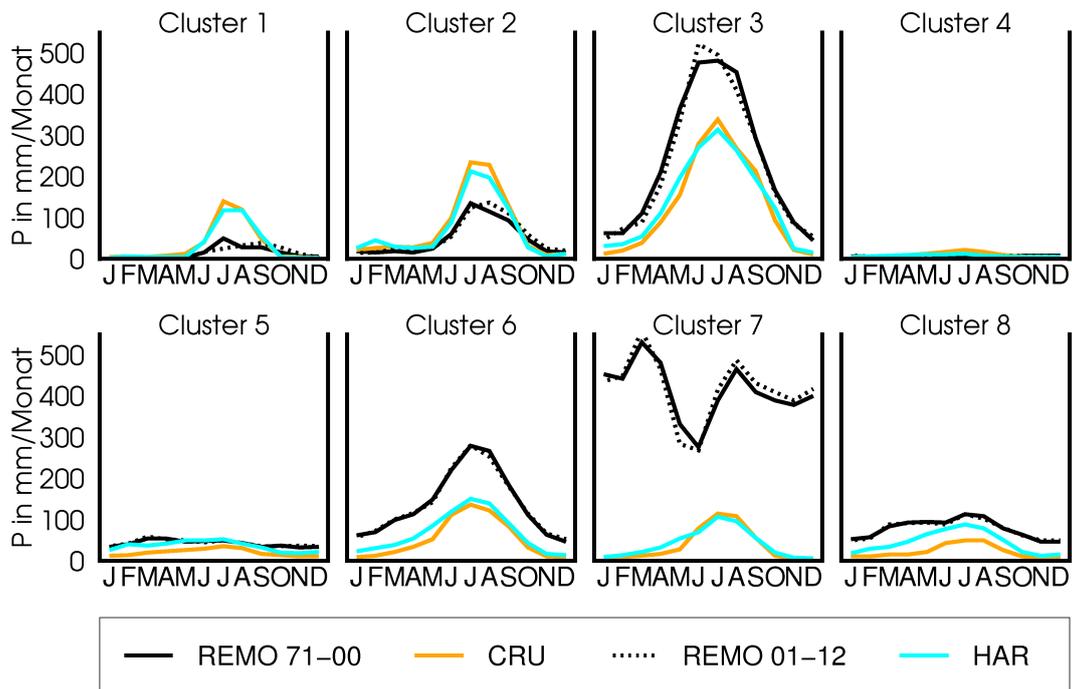


Abb. 4.11: Jahresgang des Niederschlags für die Cluster von REMO (1971-2000 und 2001-2012), CRU (1971-2000 und HAR (2001-2012).

dass der südliche Teil des TP in den Monaten Mai bis September vom Monsun beeinflusst wird. Der nördliche Teil des TP wird von Cluster 8 eingenommen. Der Jahresgang der Temperatur ist in diesem Cluster vergleichbar mit dem in Cluster 6, aber die Temperaturen im Winter sind niedriger und die Jahresamplitude dadurch höher ($23,3^{\circ}\text{C}$). Die Niederschlagswerte sind ganzjährig niedrig, mit einer leichten Spitze in den Sommermonaten. Nördlich des TP schließt sich das Tarimbecken an, welches durch Cluster 4 repräsentiert wird. Durch die kontinentalere Lage dieses Clusters ist die Temperaturamplitude mit fast 30°C sehr hoch. Im Dezember und Januar liegt die Temperatur hier knapp unter Null, während sie im Juli einen Wert von $27,8^{\circ}\text{C}$ erreicht. Die Region ist mit nur wenigen Millimetern Niederschlag in allen Monaten außerdem sehr trocken. Der Jahresgang der Temperatur in Cluster 5 ähnelt dem in Cluster 4, allerdings sind die Werte insgesamt fast 10°C niedriger. Der wenige Niederschlag der fällt, verteilt sich fast gleichmäßig über das Jahr.

Insgesamt erhöht sich die Temperaturamplitude mit zunehmender Breite und die beiden Cluster auf dem TP (Nr. 6 und 8) sind erheblich kälter als die anderen Cluster. Alle Cluster haben ihr Niederschlagsmaximum in den Sommermonaten und die Gesamtmenge an Niederschlag nimmt von Süden nach Norden ab, genauso

wie der Anteil der Niederschläge, der im Sommer fällt. Dies ist auf den nach Norden abnehmenden Einfluss des Monsuns zurückzuführen.

Bei der Temperatur kann REMO sowohl die absoluten Werte als auch den Jahresgang im Vergleich zu den Beobachtungen in allen Clustern gut reproduzieren. In den Clustern 1 bis 4 liegt die Temperatur etwas über den Werten von CRU und HAR. In den kälteren Clustern 6 und 8 unterschätzt REMO die Temperatur dagegen geringfügig. Der Jahresgang des Niederschlags wird ebenfalls korrekt wiedergegeben, allerdings erzeugt REMO in den meisten Clustern zu hohe Werte in allen Monaten im Vergleich zu CRU und HAR. Nur in den Clustern 1, 2 und dem ohnehin sehr trockenen Cluster 4 liegen die simulierten Werte unter den Beobachtungen.

4.4.2.2 Windrichtungen

Die Bestimmung der Richtung aus der die Luftmassen in den jeweiligen Clustern kommen ist wichtig, um den potentiellen Einfluss der Winde in diesen Gebieten einordnen zu können. Hierfür werden die Windrichtungen für jedes Cluster gemäß dem in Abschnitt 3.3.2 erläuterten Verfahren bestimmt. In diesem Abschnitt werden zunächst die so berechneten Windrichtungen für die verschiedenen Cluster analysiert und mit den Richtungen verglichen, die aus den HAR Daten bestimmt wurden. Anschließend folgt ein Vergleich der REMO Ergebnisse mit Daten, die an vier Beobachtungsstationen auf dem TP gemessen wurden.

Die Einströmrichtungen der verschiedenen Cluster unterscheiden sich in einer Höhe von 10m, während der Wind auf 500hPa hauptsächlich aus westlichen Richtungen kommt. Auf 200hPa sind die Westwinde in allen Clustern ganzjährig dominant, weshalb auf dieses Druckniveau nachfolgend nicht weiter eingegangen wird. Abbildung 4.12 zeigt in den ersten beiden Zeilen die Windrosen für den 10m-Wind von REMO und HAR und in der dritten und vierten Zeile die entsprechenden Windrosen der beiden Datensätze für 500hPa.

Für den 10m-Wind nimmt der Anteil der Winde aus südlicher Richtung von Süden nach Norden (von Cluster 3 über 6 und 8) ab. In dieser Höhe kommt der Wind in Cluster 6 (zweite Windrose in der ersten Reihe in Abbildung 4.12) zu 23% aus Südwest und zu 30% aus Westsüdwest. In Cluster 8 kommt der Wind dagegen nur zu 5% aus Südwest, aber zu 21% aus Westsüdwest und zu 24% aus Westen. Es wird nochmals darauf hingewiesen, dass sich die Prozentwerte in jedem Teildiagramm auf 100% aufsummieren, aber die von den grauen Sektoren eingenommene Fläche unterschiedlich sein kann, weil die Fläche nicht linear sondern mit dem Quadrat der Radien wächst. Das nördlich des TP gelegenen Tarimbecken befindet sich zumeist unter dem Einfluss von Nordostwinden. Auf 500hPa sind in allen Clustern Westwinde vorherrschend.

Die Übereinstimmung zwischen REMO und HAR ist hier insgesamt sehr gut, was verdeutlicht, dass REMO die dreidimensionale Zirkulation auf der synoptischen

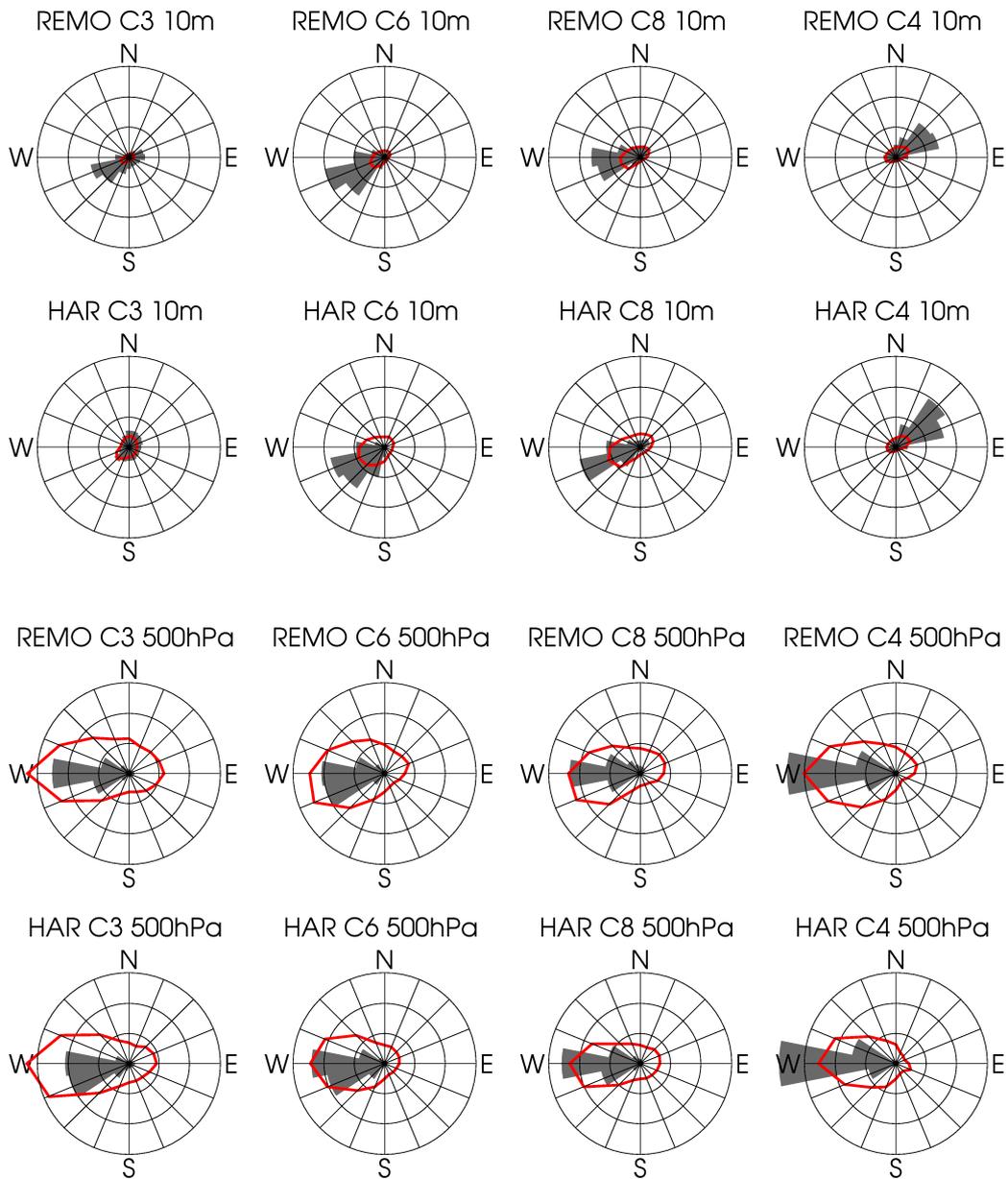


Abb. 4.12: Windrosen des 10m- und 500hPa-Winds von REMO und HAR für den Zeitraum 2001-2012 für Cluster 3, 6, 8 und 4. Für die Anteile der Windrichtungen (graue Sektoren) steht ein Kreis für 15%. Bei den Windgeschwindigkeiten (rote Linien) steht ein Kreis für 5 m/s.

Skala in dieser Region reproduzieren kann. Unterschiede existieren beim 10m-Wind in Cluster 3. In REMO dominieren hier Südwestwinde, während die Windrichtungen in den HAR Daten gleichmäßiger verteilt sind. Das wichtigste Ergebnis aus dieser Analyse ist, dass die Bereiche südlich des TP (Cluster 3) und der südliche Teil des TP selbst (Cluster 6) mehr von Winden aus südlichen und südwestlichen Richtungen beeinflusst werden, als der nördliche Teil des TP (Cluster 8), der vorwiegend unter dem Einfluss der Westwinde steht.

Zusätzlich zum Vergleich mit den HAR Daten werden die Simulationsergebnisse nachfolgend mit gemessenen Werten von vier Beobachtungsstationen auf dem TP verglichen. Die Lage der Stationen kann Abbildung 3.1 entnommen werden. Die in einer Höhe von 3m gemessenen Stationsdaten stehen für die Jahre 2008 bis 2010 zur Verfügung und wurden in gleicher Weise analysiert wie die Modelldaten (siehe hierzu Abschnitt 3.3.2). Abbildung 4.13 zeigt die Windrosen der vier Stationen in der linken Spalte, die HAR bzw. REMO Gitterbox in der die Station liegt in der zweiten bzw. dritten Spalte und das REMO Cluster in der die Station liegt in der letzten Spalte. Aus der Abbildung geht hervor, dass die Stations- und die Modelldaten keine gute Übereinstimmung aufweisen. Die Windrichtungen der Cluster in denen die Stationen liegen und die der Stationen selbst zeigen keine Übereinstimmung. Nur unwesentlich besser fällt der Vergleich der Stationsdaten mit der Gitterbox aus, in der die jeweilige Station liegt. Die Modelldaten stimmen besser mit den Stationsdaten überein, wenn die Station in flachem und offenem Gelände liegt (Nam Co und Nagqu). Wenn sich die Station in einem Tal befindet (Linzhi und Qomolangma), werden die Windrichtungen in 3m Höhe stark von der lokalen Topographie beeinflusst (Informationen zur Lage der Stationen aus persönlicher Mitteilung von Tobias Biermann am 18.10.2013). Dies verhindert einen Vergleich mit den Modelldaten, da diese einen mittleren Wert für die Fläche einer Gitterbox darstellen. Diese Schlussfolgerung muss allerdings mit Vorsicht behandelt werden, da sie auf einer sehr kleinen Stichprobe basiert. Insgesamt erweist sich der Vergleich von Modelldaten mit Stationsdaten aufgrund der bestehenden Skalenunterschiede als schwierig, wenn nicht unmöglich.

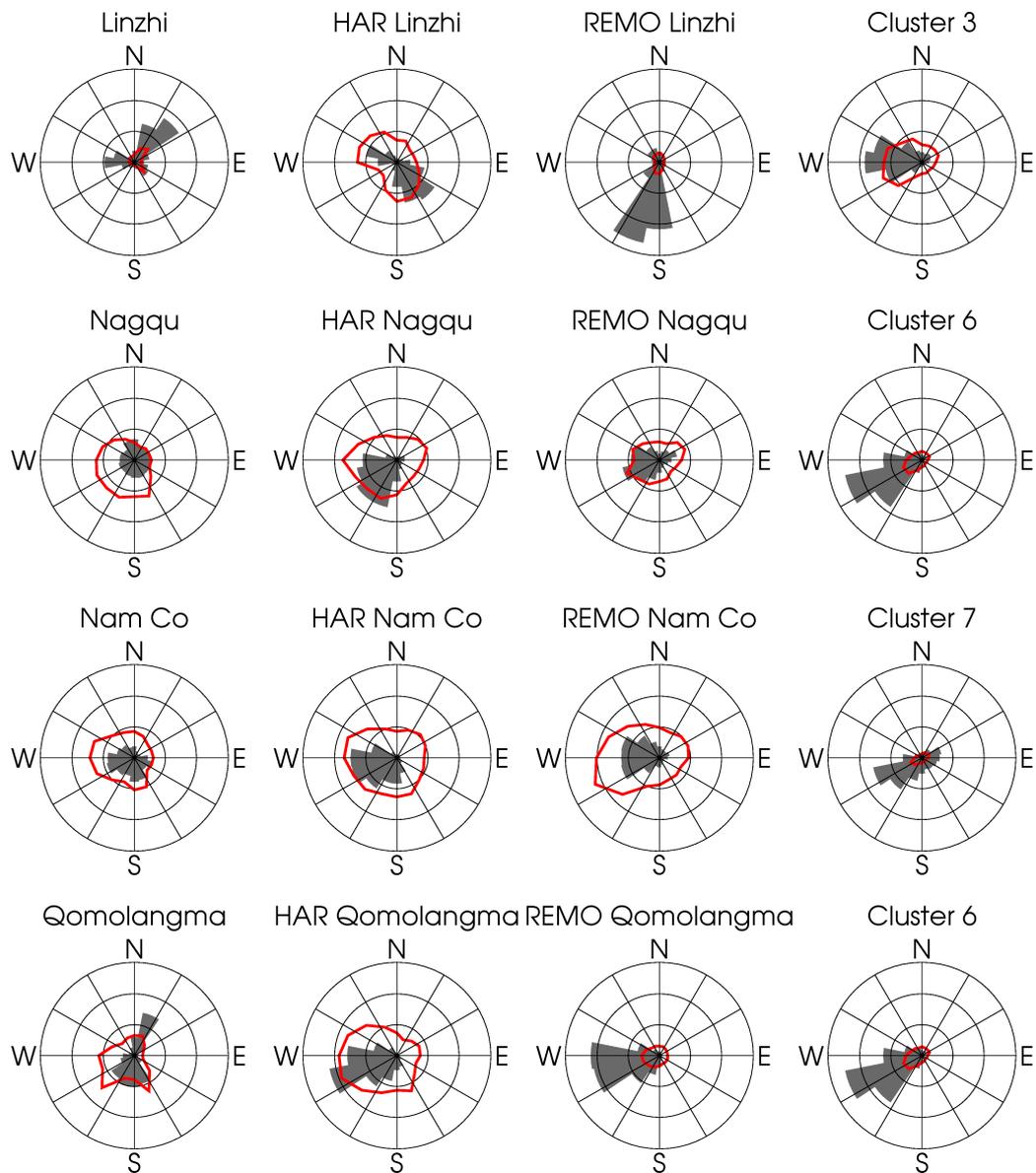


Abb. 4.13: Vergleich der Windrichtungen in REMO mit Stations- und HAR-Daten. Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten der vier Stationen (1. Spalte), HAR Gitterbox in der die Station liegt (2. Spalte), REMO Gitterbox in der die Station liegt (3. Spalte) und REMO Cluster in der die Station liegt (4. Spalte). Für die Anteile der Windrichtungen (graue Sektoren) steht ein Kreis für 12%. Bei den Windgeschwindigkeiten (rote Linien) steht ein Kreis für 4 m/s.

4.5 Vergleich REMO - ECHAM

Zum Abschluss dieses Kapitels muss noch die Frage erörtert werden, warum überhaupt ein dynamisches Downscaling durchgeführt wird? Es besteht ein allgemeiner Konsens dahingehend, dass hochaufgelöste RCMs in der Lage sind feine Strukturen mit der richtigen Amplitude und räumlichen Verteilung abzubilden, auch wenn diese in den antreibenden Globalmodellen nicht vorkommen (IPCC, 2007). Insbesondere wird ein Mehrwert bei der Simulation von räumlichen Details in Regionen mit großer topographischer Variabilität erwartet (IPCC, 2013).

Da RCMs räumliche Details besser abbilden können als die niedriger aufgelösten Globalmodelle, werden inzwischen auch koordinierte Programme mit hochaufgelösten RCMs durchgeführt, um genauere räumliche Informationen über die klimatischen Veränderungen bis zum Ende des Jahrhunderts zu erhalten (z.B. GIORGI et al., 2009; JACOB et al., 2014).

LUCAS-PICHER et al. (2011) untersuchten mehrere RCMs hinsichtlich ihrer Fähigkeit den Indischen Monsun zu simulieren. Die Modelle sind dabei in Lage die räumliche Verteilung der Monsunniederschläge zu reproduzieren, allerdings weisen sie regional teilweise erhebliche Abweichungen auf. REMO ist von dieser Problematik jedoch weniger betroffen als einige andere der an dieser Studie beteiligten Modelle. Wie fast alle der analysierten Modelle ist allerdings auch REMO über dem Norden Indiens zu warm, was die Autoren auf in den Modellen nicht repräsentierte veränderte Landnutzung und Bewässerung zurückführen. Insgesamt kommt auch diese Studie zu dem Schluss, dass die grundsätzlichen Phänomene und regionalen Muster gut wiedergegeben werden, lokal aber teils erhebliche Abweichungen bestehen.

Da das Untersuchungsgebiet sehr große topographische Variabilität aufweist und für Klimamodelle die diesbezüglich wahrscheinlich anspruchsvollste Region weltweit darstellt, kann und muss aufgrund der bisherigen Studien davon ausgegangen werden, dass ein dynamisches Downscaling hier zu verbesserten Ergebnissen führt. Es ist nicht das Ziel dieser Arbeit diese Fragestellung zu analysieren oder gar abschließend zu beantworten. Dennoch wird für 2m-Temperatur und Niederschlag nachfolgend ein kurzer Vergleich von REMO und dem als Antrieb verwendeten ECHAM mit Beobachtungsdaten durchgeführt, um zumindest einen Einblick in diese Fragestellung zu erhalten.

Abbildung 4.14 zeigt einen Vergleich der von ECHAM und REMO simulierten 2m-Temperatur mit den CRU und HAR Daten. Die Teilabbildungen 4.14a und 4.14b zeigen die Felder der 2m-Temperatur von ECHAM bzw. REMO jeweils in der originalen Auflösung. Das generelle Temperaturmuster ist ähnlich, es ist aber bereits ersichtlich, dass das hochaufgelöste REMO deutlich mehr räumliche Details aufweist als ECHAM. Dieses wurde hier in der Auflösung T63 verwendet, was am Äquator einem Abstand der Gittermittelpunkte von etwa 170km entspricht. In REMO vorhandene Details, welche in ECHAM nicht aufgelöst sind, werden

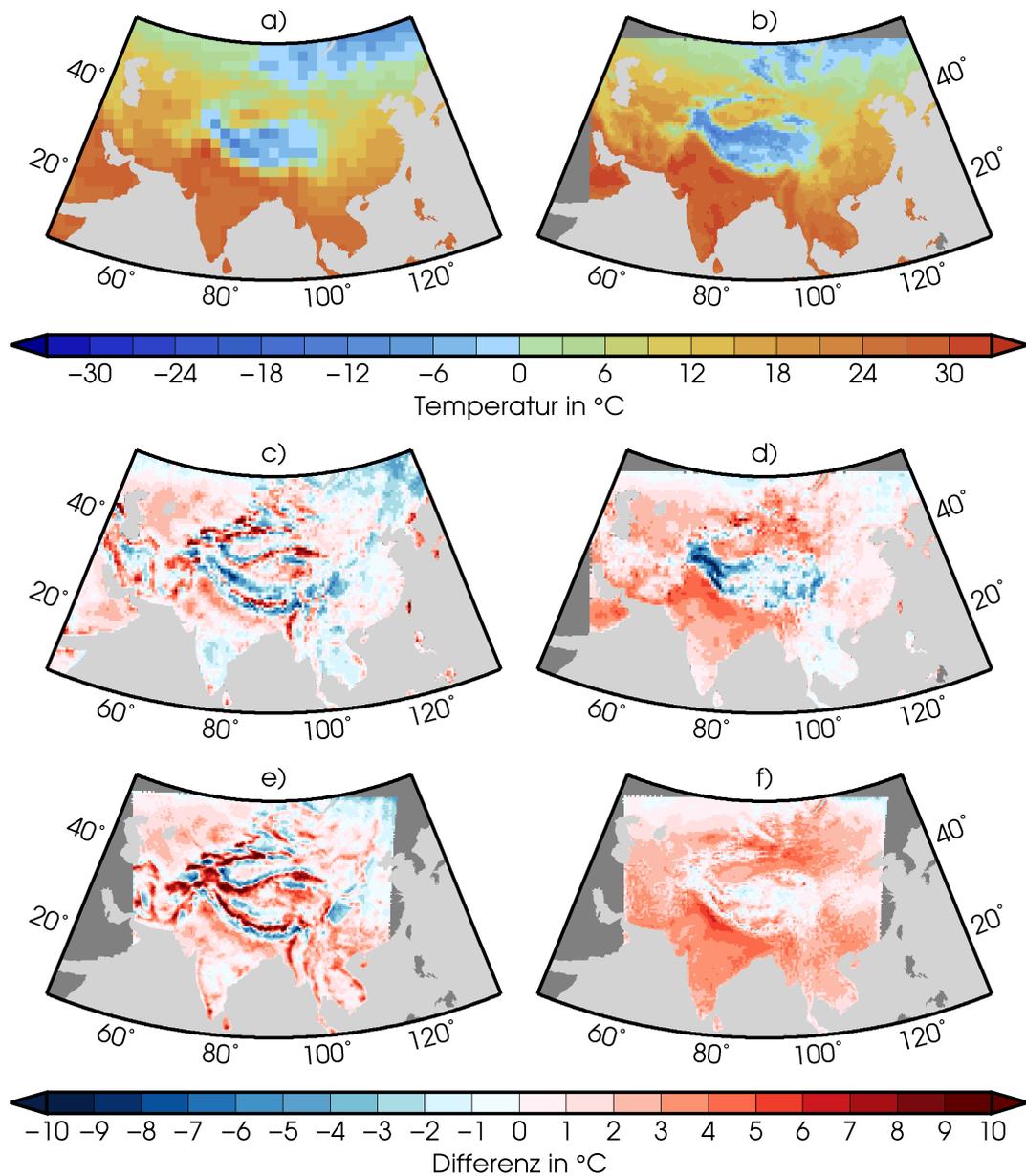


Abb. 4.14: Vergleich des Jahresmittels der 2m-Temperatur in ECHAM und REMO mit CRU (1971-2000) und HAR (2001-2012). a) Jahresmittel ECHAM 1971-2000, b) Jahresmittel REMO 1971-2000, c) Differenz ECHAM-CRU, d) Differenz REMO-CRU, e) Differenz ECHAM-HAR und f) Differenz REMO-HAR.

insbesondere im Bereich des TP, des Tian Shan und des dazwischen liegenden Tarimbeckens, sowie bei den Gebirgen im Norden der Modelldomain sichtbar.

Die Teilabbildungen 4.14c und 4.14d zeigen die Differenzen von ECHAM und REMO zu den CRU Daten, die Abbildungen 4.14e und 4.14f die entsprechenden Differenzen zu den HAR-Daten. Beachtet werden muss, dass der Vergleich zu CRU für den Zeitraum 1971 bis 2000 erfolgt, während der HAR-Datensatz nur für 2001 bis 2012 verfügbar ist und ein Vergleich daher auch nur für diesen Zeitraum erfolgen kann. Auffällig ist, dass die Differenzen von ECHAM zu beiden Datensätzen wesentlich inhomogener ausfallen, als die Anomalien für REMO. Bei den ECHAM Anomalien wechseln sich Über- und Unterschätzungen teilweise sehr kleinräumig ab und das Muster ähnelt dem, welches bereits in Abschnitt 4.2.1 für den Vergleich von REMO mit NCEP und ERA40 beschrieben wurde. Auch hier resultiert dieses Muster aus den unterschiedlichen Höhen der Landoberfläche in ECHAM und den CRU bzw. HAR Daten. Die REMO Felder weisen zwar ebenfalls Abweichungen zu den Beobachtungsdaten auf, diese sind aber systematischer und treten nicht so kleinräumig auf wie in ECHAM. Im Vergleich zu den CRU Daten ist REMO im Bereich des TP zu kalt. Im zentralen Bereich sind die Unterschiede mit bis zu 3°C gering. Am östlichen und besonders am westlichen Rand unterschätzt REMO die Temperatur mit 10°C und mehr jedoch deutlicher. Im übrigen Bereich der Modelldomain ist REMO wärmer als die Beobachtungsdaten. Die größten Abweichungen treten im Nordwesten Indiens und nördlich des TP auf, wo sie auch für größere Bereiche 5-6°C betragen. Nur in Südostasien und im Norden des Modellgebiets ist REMO bis zu 3°C kälter verglichen mit den CRU Daten.

Das auch hier wieder die Auflösung eine entscheidende Rolle spielt, zeigt der Vergleich von REMO mit dem höher aufgelösten HAR Datensatz in Abbildung 4.14f. Hier fällt die Unterschätzung der Temperatur von REMO im Bereich des TP mit 1-2°C wesentlich geringer aus, da die Höhen der Landoberfläche in beiden Datensätzen vergleichbar sind. Ansonsten zeigt sich aber ein ähnliches Muster wie im Vergleich mit den CRU Daten. Der Rest des Modellgebiets wird auch hier von REMO zu warm simuliert. Allerdings gibt es relativ zu den HAR Daten in Südostasien keine Unterschätzung der Temperatur wie beim Vergleich mit CRU, sondern eine leichte Überschätzung von bis zu 3°C.

Insgesamt zeigt sich im Vergleich mit beiden Datensätze ein sehr ähnliches Muster. Im Wesentlichen wird das TP zu kalt und der übrige Teil der Modelldomain zu warm simuliert. Die Unterschätzung im Bereich des TP fällt aber relativ zu den HAR Daten gering aus. Die bestehende Temperaturüberschätzung im restlichen Teil des Modellgebiets kann zum einen auf im Modell nicht repräsentierte Prozesse wie Landnutzungsänderungen und Bewässerung zurückzuführen sein (SAEED et al., 2009; LUCAS-PICHER et al., 2011). Zum anderen wird die Bodentemperatur aber sicherlich auch durch das bereits beschriebene permanente Einlesen der Temperatur des fraktionellen Wasseranteils aus der nächstgelegenen Ozeangitterbox erhöht, was sich dann auch auf die 2m-Temperatur auswirkt.

Die Abweichungen von ECHAM zu den Beobachtungsdaten sind zum Großteil auf die schlechtere Abbildung der Topographie zurückzuführen, während die

Abweichungen in REMO systematisch sind und auf modellspezifische Prozesse zurückgehen die erklärt werden können. Insbesondere spielen diese Fehler beim Vergleich von zwei oder mehreren REMO Experimenten mit unterschiedlichen Randbedingungen keine Rolle, da die Abweichungen in allen Simulationen auftreten. Vor diesem Hintergrund bringt die Verwendung eines hochaufgelösten Regionalmodells für die Simulation der bodennahen Temperatur eine deutliche Verbesserung.

Für den Niederschlag ergibt sich ein etwas anderes Bild. Den Abbildungen 4.15a und 4.15b kann die jährliche Niederschlagssumme von ECHAM und REMO entnommen werden. Der direkte Vergleich zeigt, dass REMO auch beim Niederschlag eine höhere Detailgenauigkeit aufweist als ECHAM, besonders in den Regionen wo dies auch für die Temperatur der Fall war. Die Differenzen zu den CRU und HAR Daten in den Teilabbildungen 4.15c bis 4.15f zeigen allerdings, dass die Abweichungen zu den Beobachtungsdaten in beiden Modelle hoch sind. Besonders entlang des Himalayabogens und im südlichen Teil des TP überschätzen beide Modelle die Niederschlagswerte mit mehr als 500mm/Jahr erheblich. Zu viel Niederschlag ergibt sich in beiden Modellen auch östlich und nordöstlich des TP, wobei die Niederschlagsüberschätzung östlich des TP in REMO mit 200mm/Jahr bis 300mm/Jahr geringer ausfällt als in ECHAM, wo sie teilweise mehr als 500mm/Jahr beträgt. Im Norden Indiens sind beide Modelle zu trocken. Eine deutliche Verbesserung in REMO gegenüber ECHAM ergibt sich vor allem im südlichen Teil Indiens, wo REMO den Niederschlag mit ca. 200mm/Jahr weniger stark überschätzt als ECHAM mit über 500mm/Jahr. In Südostasien ist ECHAM im Vergleich mit beiden Datensätzen zu trocken. Vor allem gegenüber den HAR Daten beträgt die Unterschätzung großflächig mehr als 500mm/Jahr. REMO ist im Vergleich zu CRU in Südostasien zu feucht (mehr als 500mm/Jahr), im Vergleich zu den HAR Daten aber in weiten Teilen zu trocken, wobei die Unterschätzung jedoch geringer ausfällt als bei ECHAM.

Insgesamt kann REMO aufgrund der höheren Auflösung auch beim Niederschlag mehr räumliche Details wiedergeben als ECHAM, was sicherlich eine Verbesserung hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Niederschläge darstellt. Die absoluten Niederschlagssummen werden jedoch von beiden Modellen je nach Region erheblich über- bzw. unterschätzt und REMO kann die von ECHAM simulierten Werte hier nur in wenigen Regionen verbessern. Daher lässt sich hier nur bedingt von einer Verbesserung durch die Verwendung eines höher aufgelösten RCM sprechen.

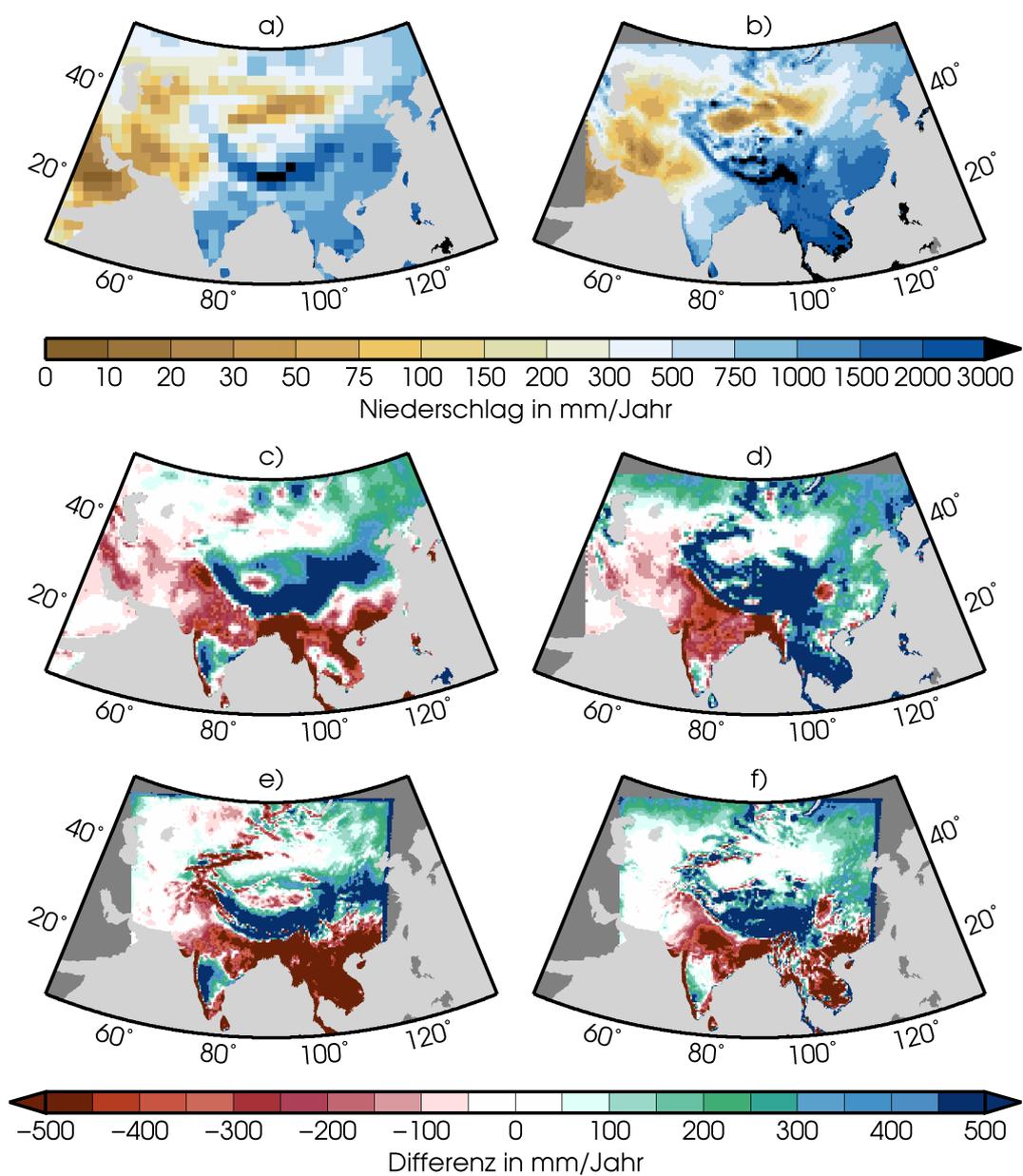


Abb. 4.15: Vergleich der jährlichen Niederschlagssumme in ECHAM und REMO mit CRU (1971-2000) und HAR (2001-2012). a) Jahressumme ECHAM 1971-2000, b) Jahressumme REMO 1971-2000, c) Differenz ECHAM-CRU, d) Differenz REMO-CRU, e) Differenz ECHAM-HAR und f) Differenz REMO-HAR.

5 Topographieexperimente

5.1 Modellkonfiguration

5.1.1 Änderung der Topographie

Wie in Abschnitt 1.5 bereits diskutiert wurde, wird die Hebungsgeschichte des TP durch eine Serie von fünf Sensitivitätsstudien approximiert. Die Höhe des TP wird dabei in 25%-Schritten von 0% bis 100% des heutigen Wertes verändert. Die Basis für die Topographie in REMO stellt das digitale Geländemodell GTOPO30 (für weitere Informationen siehe [GTOPO30 HOMEPAGE](#)) dar. Dieses ist global verfügbar und besitzt eine Auflösung von 30 Bogensekunden, was ca. 1km entspricht.

Aus dem GTOPO30-Datensatz werden bei Erstellung der Bodenbibliothek (Informationen über die untere Randbedingung in REMO) neben der Höhe der Landoberfläche noch weitere Parameter abgeleitet. Um konsistente Daten zu erhalten werden nicht die einzelnen Eingangsdateien des Modells verändert, sondern der GTOPO30-Datensatz selbst. Dies bietet den Vorteil, dass man den geänderten Datensatz anschließend mit den vorhandenen Verfahren bearbeiten kann und man am Ende ein konsistentes Ergebnis erhält. Bei unabhängiger Veränderung der verschiedenen Eingangsdaten von REMO ist dies nur möglich, wenn man alle Abhängigkeiten und Zusammenhänge zwischen den GTOPO30-Daten und den resultierenden Parametern kennt.

Mit den Topographieexperimenten soll der Einfluss der Höhe des TP auf die klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet untersucht werden. Daher wird die Topographie nicht in der ganzen Modelldomain, sondern nur im Bereich des TP selbst verändert. Dies ist aus geologischer Sicht auch dadurch zu rechtfertigen, dass die Gebirge im Norden des Untersuchungsgebiets älter sind als das TP (z.B. [ŞENGÖR et al., 1993](#); [WANG et al., 2006a](#)).

Für die technische Umsetzung ist es daher zunächst notwendig, ein Gebiet zu definieren, innerhalb dessen die Topographie geändert werden soll. Für die Auswahl dieses Bereichs wurde auch auf die geologischen Expertise der Projektpartner der Universität Tübingen zurückgegriffen. Das letztlich ausgewählte Gebiet ist in [Abbildung 5.1a](#) rot umrandet. Die Höhe aller Punkte, die sich innerhalb der roten Linie befinden, wird auf den jeweiligen Prozentsatz der ursprünglichen Höhe gesetzt, sofern die Höhe nicht schon zuvor unter 500m liegt. In diesem Fall bleibt der Wert unverändert. Beträgt die Höhe eines Punktes nach der Veränderung

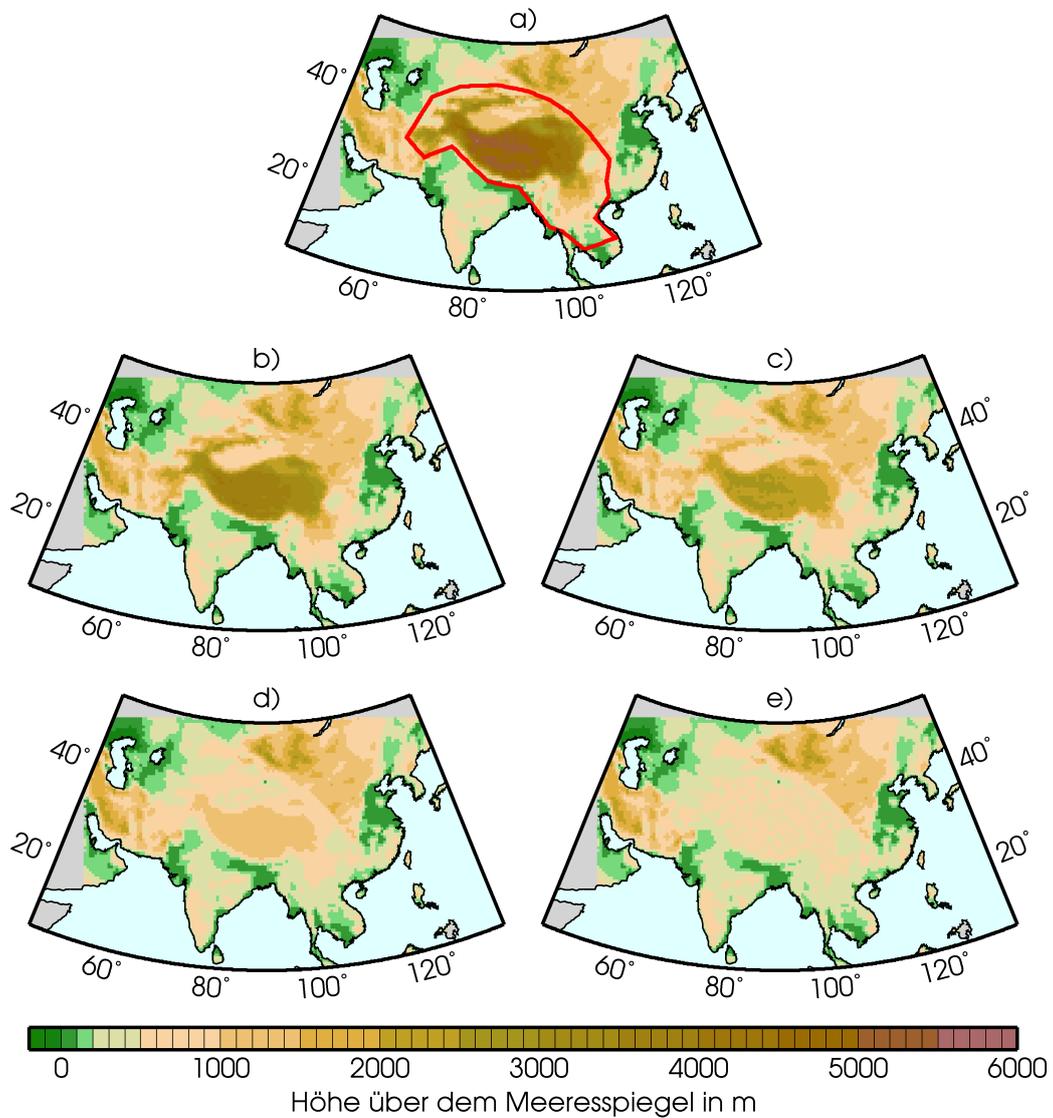


Abb. 5.1: Topographie in REMO in den Topographieexperimenten: a) T100 ($p = 1.0$), b) T075 ($p = 0.75$), c) T050 ($p = 0.50$), d) T025 ($p = 0.25$) und e) T000 ($p = 0$).

weniger als 500m, wird sie auf 500m gesetzt. Die Einführung dieser unteren Grenze ist notwendig, um die Entstehung einer künstlichen Senke zu vermeiden. Ein unterer Wert von 500m wurde auch deshalb gewählt, weil die wenigen vorhandenen Informationen über die Höhe der asiatischen Landmasse vor der Kollision mit dem indischen Subkontinent und der Entstehung des TP darauf hindeuten, dass sich diese Bereiche bereits in einer Höhe von 500m bis 1000m über dem Meeresspiegel befunden haben (MERCIER et al., 1987; DEWEY et al., 1988; LE PICHON et al., 1992). Die Topographie der Gebiete außerhalb der roten Linie in Abbildung 5.1a bleibt unverändert.

Durch die Verringerung der Höhe innerhalb der roten Linie und die Beibehaltung der Gegebenheiten außerhalb kann es zu Unstetigkeiten im Übergangsbereich kommen. Um Sprünge in der Topographie zu vermeiden und eine möglichst glatte Oberfläche zu erhalten, wird ein ca. 0.5° breiter Streifen, welcher im Bereich der roten Linien in Abbildung 5.1a liegt, zunächst entfernt. Nach der Verringerung der Höhe innerhalb der Linie wird im zuvor entfernten Bereich eine neue Oberfläche berechnet. Diese Berechnung erfolgt mit dem GMT-Operator SURFACE (GMT = Generic Mapping Tools, siehe WESSEL und SMITH 2013). Die Berechnungsmethode ist in SMITH und WESSEL (1990) beschrieben. Um auch dabei die Entstehung künstlicher Senken und Rücken zu vermeiden, wurde bei der Neuberechnung keine Krümmung der Oberfläche zugelassen. Dadurch stellt die neue Oberfläche eine direkte Verbindung zwischen innerem und äußerem Rand dar. Insgesamt erhält man durch diese Vorgehensweise eine kontinuierliche Oberfläche, ohne Sprünge oder unnatürlich steile Anstiege. Die Auswirkungen der Topographieänderung im Übergangsbereich werden durch die spätere Interpolation der GTOPO30-Daten auf die niedrigere REMO Auflösung zusätzlich abgeschwächt. Die durchgeführten Änderungen lassen sich für den inneren Bereich I und den äußeren Bereich A unter Verwendung von $H_0(r)$ und $H_p(r)$ für die Höhen vor und nach der Änderung am Ort r und einen Änderungsfaktor $p \in \{0, 0.25, 0.50, 0.75\}$ durch nachfolgende Gleichung kompakt darstellen:

$$H_p(r) = \begin{cases} H_0(r) \cdot p & \text{für } r \in I \cap H_0(r) > 500m \\ 500m & \text{für } H_0(r) \cdot p < 500m \\ H_0(r) & \text{für } r \in I \cap H_0(r) \leq 500m \\ H_0(r) & \text{für } r \in A \end{cases} \quad (5.1)$$

Die Abbildungen 5.1b bis 5.1e zeigen die Topographie für die verschiedenen Änderungsfaktoren p in REMO-Auflösung, die man durch die beschriebene Vorgehensweise erhält.

5.1.2 Vergleich der Kontrollexperimente

Bevor auf die Ergebnisse der Simulationen mit veränderter Topographie eingegangen wird, wird zunächst das Kontrollexperiment der Topographieexperimente (T100) mit dem Validationslauf (CTRL) verglichen um eventuell bestehende Unterschiede einordnen zu können. Die Erstellung eines eigenen Kontrollexperiments für die Topographieexperimente war notwendig, da sich die für diese Experimentgruppe verwendete ECHAM Variante von der unterscheidet, welche als Antrieb für den Validationslauf diente. Dieser wurde mit einem der ECHAM Experimente angetrieben, die im Rahmen von CMIP3 erstellt wurden. Bei Verwendung von CTRL als Referenz für die Topographieexperimente hätten Abweichungen auftreten können, die lediglich auf eine andere Konfiguration der antreibenden Globalmodelle zurückzuführen gewesen wären.

Die wesentlichen Unterschiede der beiden ECHAM Varianten bestehen in der vertikalen Auflösung und der Herkunft der verwendeten SSTs. Die vertikale Auflösung des ECHAMs, welches für den Validationslauf verwendet wurde, beträgt 31 Level, während das für die Topographieexperimente benutzte ECHAM nur 19 Level aufweist. Außerdem wurde für CMIP3 eine gekoppelte ECHAM Version eingesetzt, während die SSTs in den Topographieexperimenten aus dem Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) stammen. Diese werden zusammen mit dem ECHAM Code geliefert und stellen den Standard für Simulationen mit heutigen Randbedingungen im ungekoppelten Fall dar (persönliche Mitteilung von Jingmin Li am 14.04.2015). REMO selbst wurde, abgesehen von den oben beschriebenen Änderungen in der Topographie, in allen Topographieexperimenten in der gleichen Konfiguration benutzt. Diese ist auch mit der für CTRL verwendeten Konfiguration identisch.

Abbildung 5.2 zeigt die Unterschiede von T100 und CTRL (jeweils T100 minus CTRL) für das Jahresmittel der 2m-Temperatur (Abb. 5.2a) und die jährliche Niederschlagssumme (Abb. 5.2b). Obwohl die REMO Konfiguration in beiden Experimenten identisch ist, und sich die als Antrieb verwendeten ECHAM Varianten nur in ihrer vertikalen Auflösung und den eingehenden SSTs unterscheiden, bestehen doch deutliche Unterschiede, vor allem für den Niederschlag. Hier ist das Modellgebiet im Wesentlichen dreigeteilt. Indien, Südostasien und weite Teile im Osten Chinas sind in T100 feuchter als in CTRL. Unterschiede von mehr als 500mm/Jahr treten entlang der Westghats und im zentralen Bereich Indiens sowie im westlichen Teil des Himalayas auf. In den übrigen Bereichen, in denen T100 feuchter ist, liegt die jährliche Niederschlagssumme in T100 meist 250mm/Jahr oder weniger über der von CTRL.

In einem breiten Streifen, welcher von Südwesten nach Nordosten durch das Modellgebiet verläuft, unterscheiden sich die Niederschläge in beiden Experimenten kaum. Die absoluten Niederschlagssummen sind in diesen Bereichen allerdings auch gering. Im nördlichen und nordwestlichen Teil der Modelldomain sind die

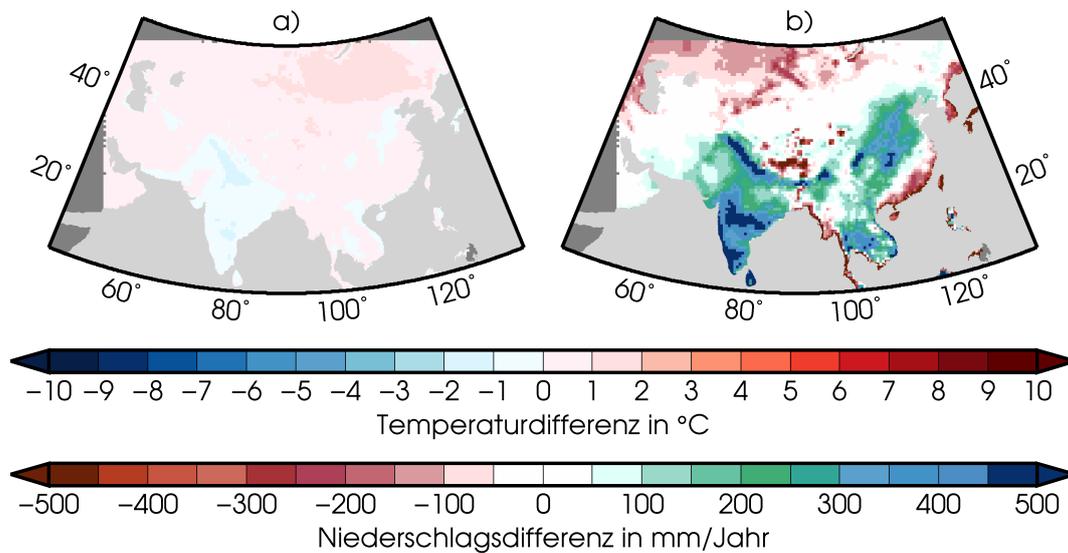


Abb. 5.2: Differenz T100-CTRL für a) Jahresmittel der 2m-Temperatur und b) jährliche Niederschlagssumme.

Niederschläge in CTRL um bis zu 150mm/Jahr höher als in T100. Noch größere Unterschiede treten nur in den Gebirgen nördlich des TP und entlang der Küsten von China, Myanmar und Bangladesh auf. Weiterhin fallen auch hier die Gitterboxen auf, die die Seen auf dem TP beinhalten. Hier ist die Jahresniederschlagssumme in T100 um teilweise mehr als 500mm niedriger als in CTRL. Dies stellt eine Verbesserung gegenüber den in Abschnitt 4.4.1 beschriebenen Überschätzungen in CTRL gegenüber den Beobachtungsdaten dar. Da die Abweichungen in CTRL jedoch hoch waren, liegen die Niederschlagswerte in diesen Gitterboxen auch in T100 noch erheblich über den Beobachtungen.

Die Frage, ob die beschriebenen Unterschiede ihre Ursache mehr in den unterschiedlichen SSTs oder in der veränderten vertikalen Auflösung des verwendeten Globalmodells haben, kann nicht sicher beantwortet werden, da diesbezüglich keine weitergehenden Analysen durchgeführt wurden. Für die Seen auf dem TP ist die Ursache aber eher in den unterschiedlichen SSTs zu suchen, da die Temperatur des fraktionellen Wasseranteils in den entsprechenden Boxen direkt aus den SSTs hervorgeht.

Im Hinblick auf die 2m-Temperatur sind die Unterschiede zwischen T100 und CTRL gering. T100 ist über Indien um 1-2°C kälter als CTRL und im übrigen Teil des Modellgebiets um den gleichen Betrag wärmer. Der Temperaturunterschied über Indien lässt sich durch die erhöhten Niederschläge dort erklären. Die Erwärmung im restlichen Teil der Domain kann zum einen auf die geringeren Niederschläge

und zum anderen auch auf höheren Temperaturen des fraktionellen Wasseranteils durch die geänderten SSTs zurückgeführt werden.

5.2 Veränderungen im bodennahen Klima

Im nachfolgenden Teil dieses Kapitels werden zunächst die Auswirkungen der verringerten Höhe des TP auf die 2m-Temperatur und den Niederschlag im Untersuchungsgebiet analysiert und die Veränderungen der Monsunintensität betrachtet. Hieran schließt sich eine Analyse der großräumigen Zirkulation im Modellgebiet an, um die Ursachen für die zuvor registrierten Veränderungen zu bestimmen. Abschließend wird der Einfluss der Topographieänderung auf die regionalen Klimatypen betrachtet, die mit Hilfe der in Abschnitt 3.2.3 vorgestellten Clusteranalyse als klimatisch homogene Teilregionen identifiziert wurden.

5.2.1 Temperatur

Abbildung 5.3 zeigt 30-jährige Mittelwerte der 2m-Temperatur für das Jahr (Abb. 5.3a), den Winter (Abb. 5.3b) und den Sommer (Abb. 5.3c) aus T100 und die jeweiligen Differenzen zu den Experimenten mit veränderter Topographie. Dabei sind die entsprechenden Unterschiede zu T075 in der zweiten Zeile (Abb. 5.3d bis 5.3f), die Unterschiede zu T050 in der dritten Zeile (Abb. 5.3g bis 5.3i), die Unterschiede zu T025 in der vierten Zeile (Abb. 5.3j bis 5.3l) und die Unterschiede zu T000 in der letzten Zeile (Abb. 5.3m bis 5.3o) dargestellt. Bei der Berechnung der Differenzen gehen die Experimente mit veränderter Topographie jeweils als Minuend und T100 als Subtrahend in die Berechnung ein. Rote Farbtöne in den Teilabbildungen 5.3d bis 5.3o bedeuten daher, dass die 2m-Temperatur im jeweiligen Sensitivitätsexperiment höher ist als in T100, während blaue Farbtöne anzeigen, dass die 2m-Temperatur in den Sensitivitätsexperimenten niedriger ist als in T100.

Bei der Betrachtung der Temperaturunterschiede fällt zunächst auf, dass das TP mit abnehmender Höhe immer wärmer wird und dadurch der Unterschied zu T100 in diesem Bereich immer weiter ansteigt. Der Temperaturunterschied beträgt aufgrund der großen Höhenänderung im östlichen Teil des TP bei T050 bereits zwischen 10°C und 15°C und im westlichen Teil sogar bis zu 20°C. In T000 steigen diese Unterschiede dann jeweils noch um etwa 10°C an. Die Unterschiede in diesen Bereichen bestehen sowohl im Jahresmittel als auch in den Sommer- und Wintermonaten in gleichem Ausmaß.

Neben diesen zu erwartenden Änderungen im Bereich des TP durch die Verringerung der Höhe ergeben sich aber auch in den übrigen Teilen des Modellgebiets Unterschiede. Zunächst kann festgehalten werden, dass sich das grundsätzliche Muster der Veränderung mit abnehmender Höhe des TP nicht wesentlich verän-

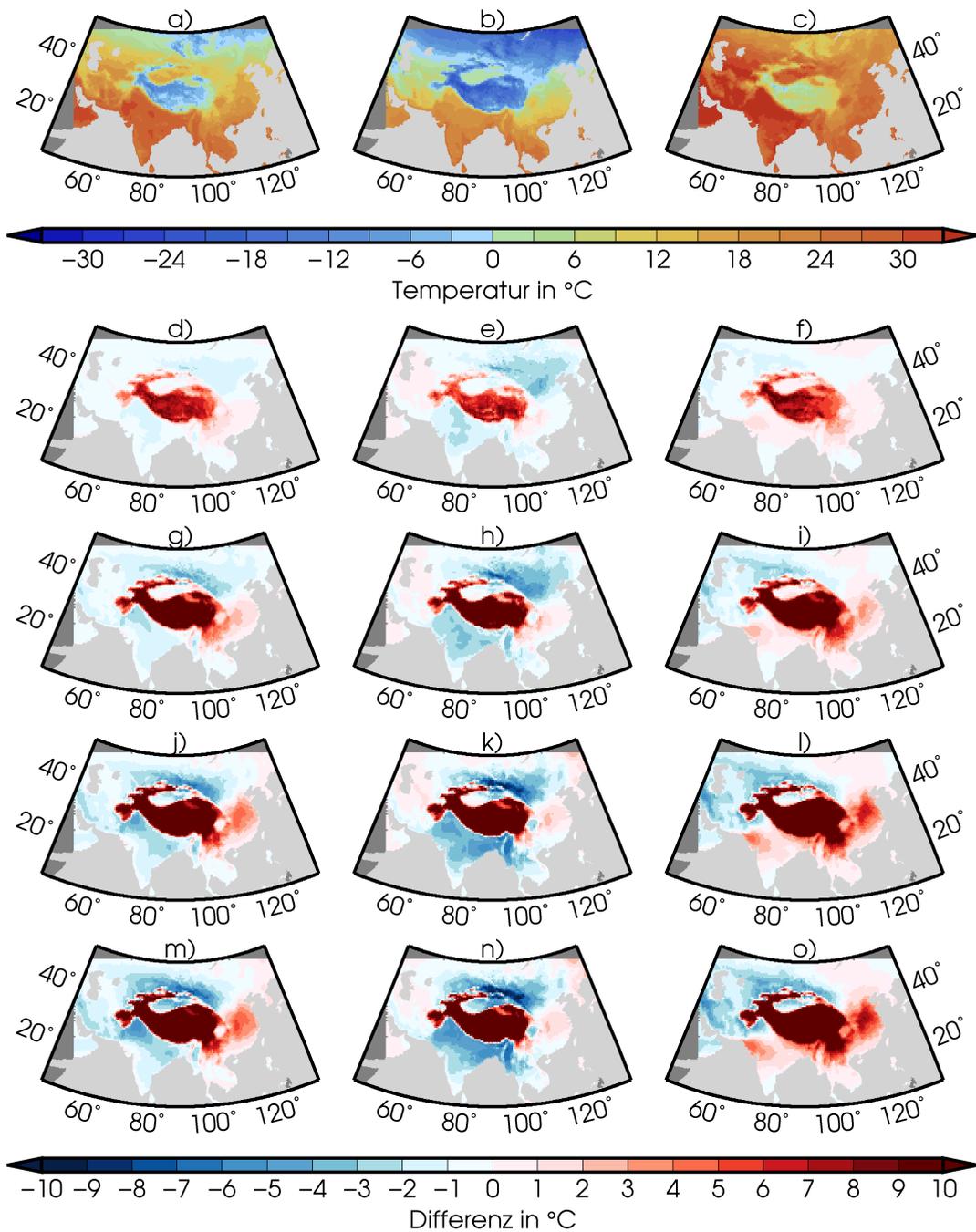


Abb. 5.3: Vergleich 30-jähriger Mittelwerte der 2m-Temperatur in den Topographieexperimenten: 2m-Temperatur in T100 a) Jahresmittel, b) Winter c) Sommer. Differenz T075-T100 für d) Jahr, e) Winter und f) Sommer. Weitere Teilabbildungen analog zu d-f für T050 (g-i), T025 (j-l) und T000 (m-o).

dert, sondern lediglich der Betrag der Änderung größer wird. Die wesentlichen räumlichen Muster bestehen also schon in T075 und verstärken sich mit Abnahme der Höhe des TP über T050 und T025 bis hin zu T000. Dies gilt sowohl für das Jahresmittel als auch für Sommer und Winter.

Im Jahresmittel werden bei niedrigerem Plateau fast alle Bereiche im Umfeld des TP kälter. Ausnahmen stellen hier lediglich die Gebiete östlich und südöstlich des TP dar. Hier nimmt der Temperaturunterschied von ca. 2°C in T075 auf bis zu 6°C in T000 zu. Auch im Nordosten des Modellgebiets kommt es zu einer leichten Temperaturzunahme von 1°C, allerdings erst ab T050. Dies stellt einen der wenigen Fälle dar, wo sich das Vorzeichen der Änderung mit abnehmender Höhe des Plateaus umkehrt.

Alle übrigen Bereiche südlich, westlich und nördlich des TP werden mit abnehmender Höhe des TP kälter. Bei 75% der Ausgangshöhe beträgt die Abkühlung überall 1-2°C. Ab T050 findet eine starke Differenzierung statt. Vor allem im nördlichen Pakistan und Nordwesten Indiens sowie in einem breiten Streifen der sich nördlich des TP und Tian Shan von Kasachstan über die Mongolei bis in den Norden Chinas erstreckt, fallen die Temperaturen stärker als im übrigen Teil des Modellgebiets. Die Temperaturabnahme beträgt dort in T050 großflächig bereits 2.5°C, mit Spitzenwerten bis zu 5°C. Die beiden beschriebenen Bereiche dehnen sich mit abnehmender Höhe des TP an ihren Rändern aus und die Temperaturen im Inneren nehmen weiter ab. So liegen die Temperaturen im Norden Pakistans in T000 5°C unter denen in T100. Von dort aus erstreckt sich ein Streifen über den Norden Indiens bis zum Golf von Bengalen in dem die Temperaturabnahme mindestens noch 2.5°C beträgt. Auch nördlich des TP und im Tarimbecken nimmt die Temperatur immer weiter ab. Hier beträgt der Unterschied in einzelnen Gitterboxen bis zu 7.5°C. Außerhalb der angesprochenen Bereiche bleibt die Temperaturabnahme mit abnehmender Höhe des TP im Wesentlichen konstant und beschränkt sich auf 1-2°C.

Entscheidend ist an dieser Stelle, ob sich die beschriebenen Veränderungen als statistisch signifikant erweisen. Dies wird mittels der in Abschnitt 3.2.4 beschriebenen Varianzanalyse geprüft. Das Ergebnis der Varianzanalyse ist in Abbildung 5.4 zu sehen. Für rot markierte Gitterboxen kann die Nullhypothese wonach alle Mittelwerte identisch sind nicht verworfen werden. Die zuvor beschriebenen Änderungen sind für diese Gitterboxen auf dem gewählten Signifikanzniveau von 5% folglich nicht signifikant. Für grün eingefärbte Gitterboxen kann die Nullhypothese verworfen werden und es besteht ein signifikanter Unterschied zwischen den jeweils beteiligten Experimenten. Zu beachten ist hierbei, dass dieser Unterschied nicht notwendigerweise zwischen T100 und dem Experiment bestehen muss, welches von den jeweils beteiligten Experimenten die niedrigste Höhe für das TP aufweist.

Teilabbildung 5.4a zeigt das Ergebnis der Varianzanalyse für T100 und T075. Bei den Teilabbildungen 5.4b bis 5.4d kommt gemäß der in Abschnitt 3.2.4 beschriebenen Vorgehensweise jeweils ein weiteres Experiment in der Analyse hinzu.

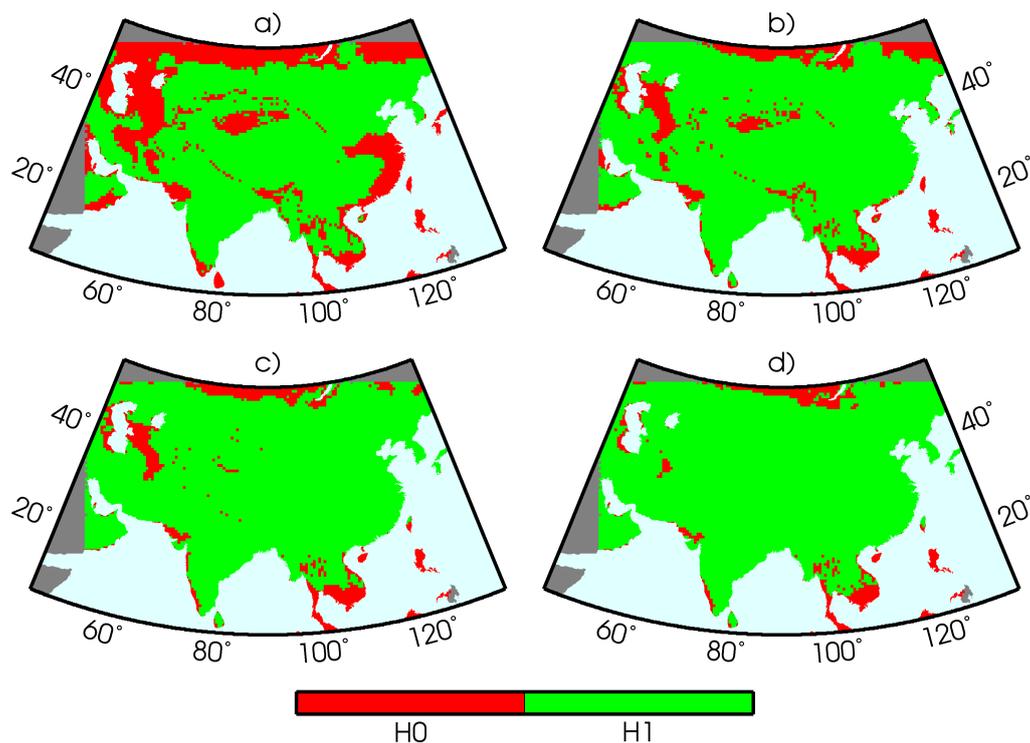


Abb. 5.4: Ergebnis der Varianzanalyse mit unterschiedlicher Anzahl an Faktorstufen für 2m-Temperatur der Topographieexperimente. a) T100 und T075, b) T100, T075 und T050, c) T100, T075, T050 und T025, d) T100, T075, T050, T025 und T000.

Deutlich wird, dass für den Großteil der Gitterpunkte bereits die Unterschiede zwischen T100 und T075 signifikant sind. Ausnahmen bestehen in erster Linie am westlichen und nördlichen Rand des Modellgebiets, an der Ostküste Chinas und im Tarimbecken. Hinzu kommt ein schmaler Streifen von nicht signifikanten Unterschieden im Randbereich der Topographieänderung. Letzteres ist wahrscheinlich die Folge von zwei gegenläufigen Effekten in diesem Bereich. In dem Gebiet in dem die Höhe verringert wird nehmen die Temperaturen zu, während sie außerhalb meist abnehmen. In einem schmalen Übergangsbereich kompensieren sich beide Effekte, wodurch die Temperaturänderungen dort gering und folglich nicht mehr signifikant sind. Gestützt wird dieser Erklärungsansatz auch dadurch, dass im östlichen Bereich des TP, wo sowohl innerhalb als auch außerhalb der Linie der Topographieänderung die Temperaturunterschiede positiv sind, keine Gitterboxen mit nicht signifikanten Änderungen auftreten.

Durch die Ausweitung der Analyse auf weitere Experimente gehen die nicht signifikanten Bereiche zurück. So erweisen sich beispielsweise die Temperatur-

unterschiede an der Ostküste Chinas bei Hinzunahme von T050 als signifikant. Interessant ist auch, dass die Veränderungen im Tarimbecken erst signifikant werden wenn die umliegende Topographie auf 25% ihrer Ausgangshöhe reduziert wird. Bei Einbeziehung aller fünf Experimente sind die Unterschiede in nahezu allen Gitterboxen signifikant. Kleine Inseln mit nicht signifikanten Unterschieden bestehen dann lediglich noch am Nordrand des Modellgebiets, südöstlich des Kaspischen Meeres, im südlichen Teil Südostasiens und entlang der Westküste Indiens.

Aus Abbildung 5.5 geht hervor, welcher Anteil der Varianz der 2m-Temperatur durch den Faktor „Höhe des TP“ erklärt wird. Bezüglich der jeweils an der Analyse beteiligten Experimente entspricht die Anordnung der in Abbildung 5.4. Für den Bereich des TP selbst lässt sich in allen Anordnungen nahezu der gesamte Anteil der Temperaturvariabilität durch die Höhe des Plateaus erklären. Bei Einbeziehung von zwei Faktorstufen (Abb. 5.5a) wird so schon über 90% der Varianz erklärt. Bei Einbeziehung aller fünf Faktorstufen steigt der Anteil sogar durchgängig auf über 98% an. Allerdings gibt es auch außerhalb des Bereichs, in welchem die Topographie verändert wurde, Gebiete, in denen sich ein Teil der Variabilität durch die Höhenänderung des Plateaus erklären lässt. Für T075 betrifft dies vor allem den Norden Pakistans und die Bereiche nordöstlich und südöstlich des TP, also die Bereiche, in denen auch schon die Temperaturveränderung zwischen T100 und T075 vergleichsweise hoch war. Dort werden so schon zwischen 40% und 70% der Varianz erklärt.

Interessant ist auch, dass die Temperaturvariabilität im Tarimbecken praktisch nicht mit der Höhe der Umliegenden Gebirge erklärt werden kann, solange diese nicht 50% ihrer ursprünglichen Höhe unterschreiten. Und auch bei 25% der Ausgangshöhe beträgt der erklärte Varianzanteil im südlichen Teil des Beckens weniger als 30%.

Bei Einbeziehung aller durchgeführten Experimente (Abb. 5.5d) lassen sich auch außerhalb des Bereichs der Topographieänderung große Anteile der Varianz durch die Höhe des TP erklären. In den oben bereits angesprochenen Bereichen sind die Anteile auch hier mit durchgängig über 85% und teilweise über 90% am höchsten. Doch auch westlich des TP, im Bereich des Irans, und im östlichen Teil Indiens sind die erklärten Varianzanteile mit 70% bis 75% hoch. Auffällig ist, dass der erklärte Varianzanteil östlich des TP in Abbildung 5.5a noch niedrig ist, aber dann bei Berücksichtigung aller Experimente dort mit 85% mit die höchsten Werte erreicht werden.

Im Norden des Modellgebiets ist der durch die Höhe des TP erklärte Varianzanteil auch bei Einbeziehung aller Faktorstufen gering. Dort liegen die Werte unter 5%. Vergleichbar niedrig sind die Anteile im südlichen Teil Südostasiens.

Insgesamt zeigt diese Betrachtung, dass die 2m-Temperatur auch außerhalb des Bereichs, in welchem die Topographie tatsächlich verändert wurde, stark von diesen Veränderungen beeinflusst wird. In den genannten Bereichen sind die Werte teilweise so hoch, dass praktisch die gesamte Variabilität der Temperatur

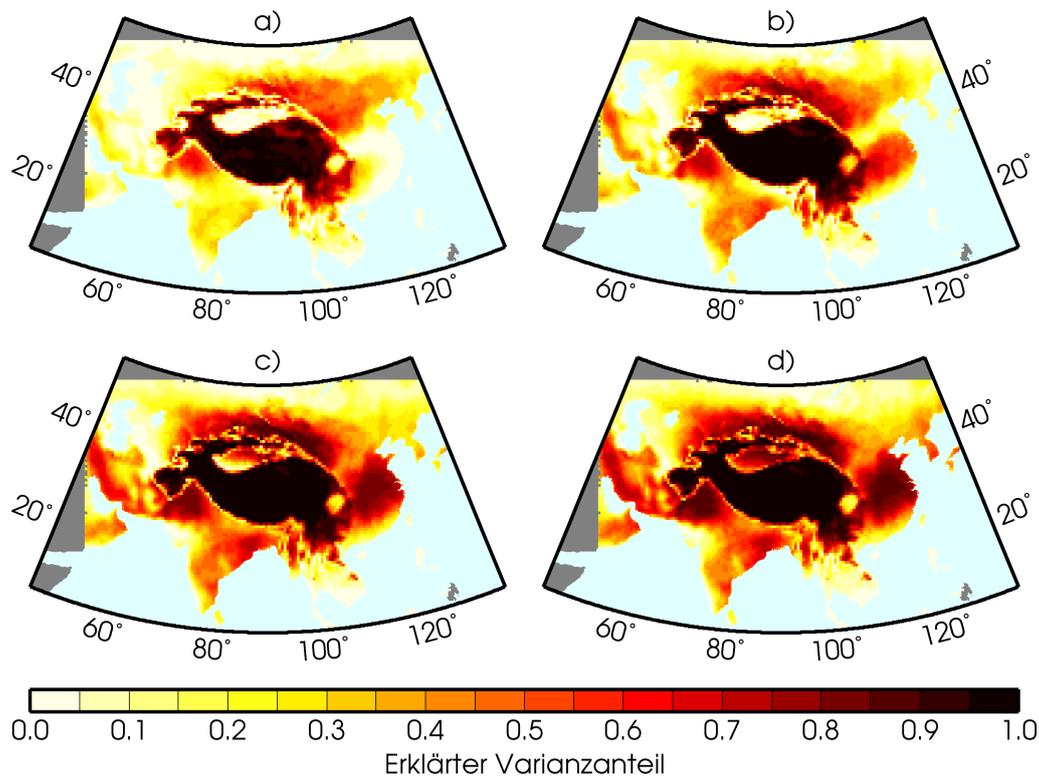


Abb. 5.5: Durch Höhe des TP erklärter Varianzanteil der 2m-Temperatur. Verwendete Faktorstufen gemäß Abb. 5.4.

durch die Höhe des Plateaus erklärt werden kann. Da dies auch auf Bereiche westlich des TP zutrifft, aus Sicht der vorherrschenden Westwinde also vor dem Plateau, kann davon ausgegangen werden, dass sich die Änderungen nicht auf das Modellgebiet beschränken sondern global sind. Da der Anteil der erklärten Varianz dort bei T075 noch niedrig ist und erst bei T050 und vor allem ab T025 höhere Werte annimmt, liegt die Vermutung nahe, dass global gesehen bemerkenswerte Änderungen erst dann eintreten, wenn die Höhe des Plateaus einen gewissen Grenzwert unterschreitet. Diese Frage kann mit den vorliegenden Daten des Regionalmodells jedoch nicht beantwortet werden. Hierfür wäre eine entsprechende Analyse des antreiben Globalmodells erforderlich.

Neben den sich ergebenden Veränderungen im Jahresmittel der 2m-Temperatur sind auch die Veränderungen in den einzelnen Jahreszeiten von Interesse. Diese sind in Abbildung 5.3 in der zweiten (Winter) und dritten (Sommer) Spalte dargestellt. Auch hier gilt, wie schon für das Jahresmittel festgestellt werden konnte, dass die wesentlichen Muster bereits bei T075 vorhanden sind und sich mit Verringerung der Höhe des TP nicht grundlegend verändern sondern nur intensivieren. Allerdings

stellen sich die Änderungsmuster in Winter und Sommer unterschiedlich dar und es bestehen jeweils auch Unterschiede zu den Veränderungen des jährlichen Mittels.

Dabei ist das Änderungsmuster des Winters dem des Gesamtjahres ähnlicher als das des Sommers. Auch im Winter ist die Temperaturabnahme südlich und nördlich des TP am größten und die Werte sind höher als im Jahresmittel. Für T075 ergibt sich in diesen Bereichen schon eine Temperaturabnahme von 2-3°C. Ohne Plateau betragen die Unterschiede im Norden Indiens und Pakistans großräumig 4-6°C und nördlich des TP in manchen Teilen mehr als 10°C. Dafür fällt im Winter die Erwärmung östlich des TP geringer aus als im Jahresmittel. Mit dem TP auf 75% seiner Ausgangshöhe kommt es nur südöstlich davon zu einer Erwärmung von höchstens 1.5°C. Östlich davon, bis zur Ostküste Chinas, sind die Temperaturen sogar geringfügig niedriger als in T100. Ein wesentlicher Unterschied zu den Veränderung im Jahresmittel zeigt sich im Winter im westlichen Teil des Modellgebiets. Hier besteht in allen Experimenten mit veränderter Topographie eine leichte Temperaturzunahme, während im Jahresmittel eine Abnahme registriert werden konnte. Die Werte sind aber mit jeweils weniger als 1°C gering und die Veränderungen nur teilweise signifikant. Insgesamt ist das Änderungsmuster im Winter sehr ähnlich zu dem des Gesamtjahres. Die Abkühlung nördlich und südlich des Plateaus fällt im Winter noch deutlicher aus, wohingegen die Erwärmung östlich des Plateaus wesentlich geringer ist.

Für die Sommermonate ergibt sich dagegen ein Veränderungsmuster, welches sich grundlegend von dem des Winters und dem des Gesamtjahres unterscheidet. Zwar kommt es auch im Sommer zu einer Temperaturzunahme östlich des TP, diese fällt mit teilweise mehr als 7.5°C allerdings noch höher aus als im Jahresmittel. Über Indien, Südostasien und im Nordosten des Modellgebiets kommt es dagegen zu einer Temperaturzunahme. Diese Änderungen liegen für T075 noch im Bereich von 1°C. Vor allem im Nordwesten Indiens steigern sich die Unterschiede bis T000 aber auf 4.5°C. Im nördlichen und westlichen Teil der Modelldomain ergibt sich bei niedriger Höhe des TP auch im Sommer eine Temperaturabnahme wie im Jahresmittel. Diese fällt vor allem im westlichen und nordwestlichen Teil ab T050 deutlicher aus als die des Gesamtjahres.

Insgesamt zeigt dies, dass die Veränderungen im Jahresverlauf nicht einheitlich sind. Östlich und nördlich des TP sind die Veränderungsmuster ähnlich denen, die sich für das Gesamtjahr ergeben. Allerdings sind die Beträge der Veränderungen in den Sommer- oder Wintermonaten höher oder niedriger ausgeprägt als im Jahresmittel. Über Südostasien, Indien und im Westen des Modellgebiets haben die Veränderungen in Sommer und Winter sogar unterschiedliche Vorzeichen.

5.2.2 Niederschlag

An die Betrachtung der Veränderung der 2m-Temperatur in den Topographieexperimenten schließt sich eine entsprechende Analyse für den Niederschlag an.

Auch diese erfolgt sowohl für die jährlichen Veränderungen als auch für die Veränderungen im Winter und Sommer. Abbildung 5.6 zeigt in der ersten Zeile die jährliche Niederschlagssumme (Abb. 5.6a) und die Niederschlagssumme der Winter- (Abb. 5.6b) und Sommermonate (Abb. 5.6c). Analog zu Abbildung 5.3 für die 2m-Temperatur sind die jeweiligen Veränderungen, welche sich mit abnehmender Höhe des TP ergeben, in den Zeilen darunter dargestellt. Dabei sind für den Niederschlag nicht die absoluten sondern die relativen Veränderungen in Bezug auf T100 dargestellt. Rottöne in den Zeilen zwei bis vier bedeuten einen Rückgang der Niederschläge im jeweiligen Experiment verglichen mit T100. Blautöne zeigen diesbezüglich eine Niederschlagszunahmen an. Die absoluten Veränderungen werden jedoch bei Bedarf ebenfalls in die Betrachtungen einbezogen.

Zu beachten ist, dass die gewählte Schrittweite der Änderungen in Abbildung 5.6 25% beträgt. Die Wahl eines großen Intervalls war aufgrund der großen Bandbreite der Veränderungen erforderlich. Daher kann allerdings die Veränderung in den hellen Bereichen schon bis zu 25% betragen. Zum Vergleich: Die vom CMIP5 Multi-Model-Ensemble bis zum Ende des 21. Jahrhundert projizierten Veränderungen im extremen Szenario RCP8.5 liegen im Untersuchungsgebiet bei maximal 50%, meist aber deutlich darunter (vergleiche IPCC (2013), Abbildung 12.22). Das bedeutet, dass sich alle Veränderungen, welche im Zuge des Klimawandels bis zum Ende des Jahrhunderts prognostiziert werden, sowohl für Zu- als auch für Abnahmen, auf die ersten beiden Intervalle beschränken.

Zunächst kann, wie auch für die 2m-Temperatur, festgestellt werden, dass sich sowohl im Jahresmittel als auch in Sommer und Winter die grundsätzlichen räumlichen Muster der Niederschlagszu- bzw. Niederschlagsabnahme mit abnehmender Höhe des TP nicht wesentlich ändern sondern lediglich intensiver werden. Für das Jahr zeigt sich bereits in T075 eine Niederschlagszunahme von 30% bis 50% in den Gebieten westlich und nordwestlich des TP. Im Tarimbecken und im Bereich des Altai und der heutigen Mongolei liegt die Niederschlagszunahme in T075 durchgängig bereits über 75%, meist sogar über 100% und in Spitzen bei über 200%. Die relative Veränderung fällt hier vor allem aufgrund der niedrigen Ausgangswerte hoch aus. Die absoluten Zunahmen liegen im Bereich des Altai bei unter 200mm/Jahr, im Tarimbecken und westlich des TP oft sogar unter 50mm/Jahr. Wie aus Abbildung 5.7a hervorgeht, sind die Unterschiede im Tarimbecken sowie nördlich und nordwestlich des TP auch signifikant. In diesen Bereichen kann auch für T075 schon ein Großteil der Niederschlagsvariabilität mit der Höhe des TP erklärt werden (siehe Abb. 5.8). Im südlichen Teil des Tarimbeckens liegen die Werte hier zwischen 60% und 75%. Noch höher sind die Werte mit 75% bis 85% im Bereich des Altai.

Mit abnehmender Höhe des TP nimmt in den genannten Gebieten die Niederschlagsmenge relativ zu T100 immer weiter zu. Westlich und nordwestlich des TP beträgt die Zunahme des Niederschlags in T050 zwischen 75% und 125% und sie steigt in T000 auf 175% bis 200% an. Auch diese Unterschiede erweisen sich mit

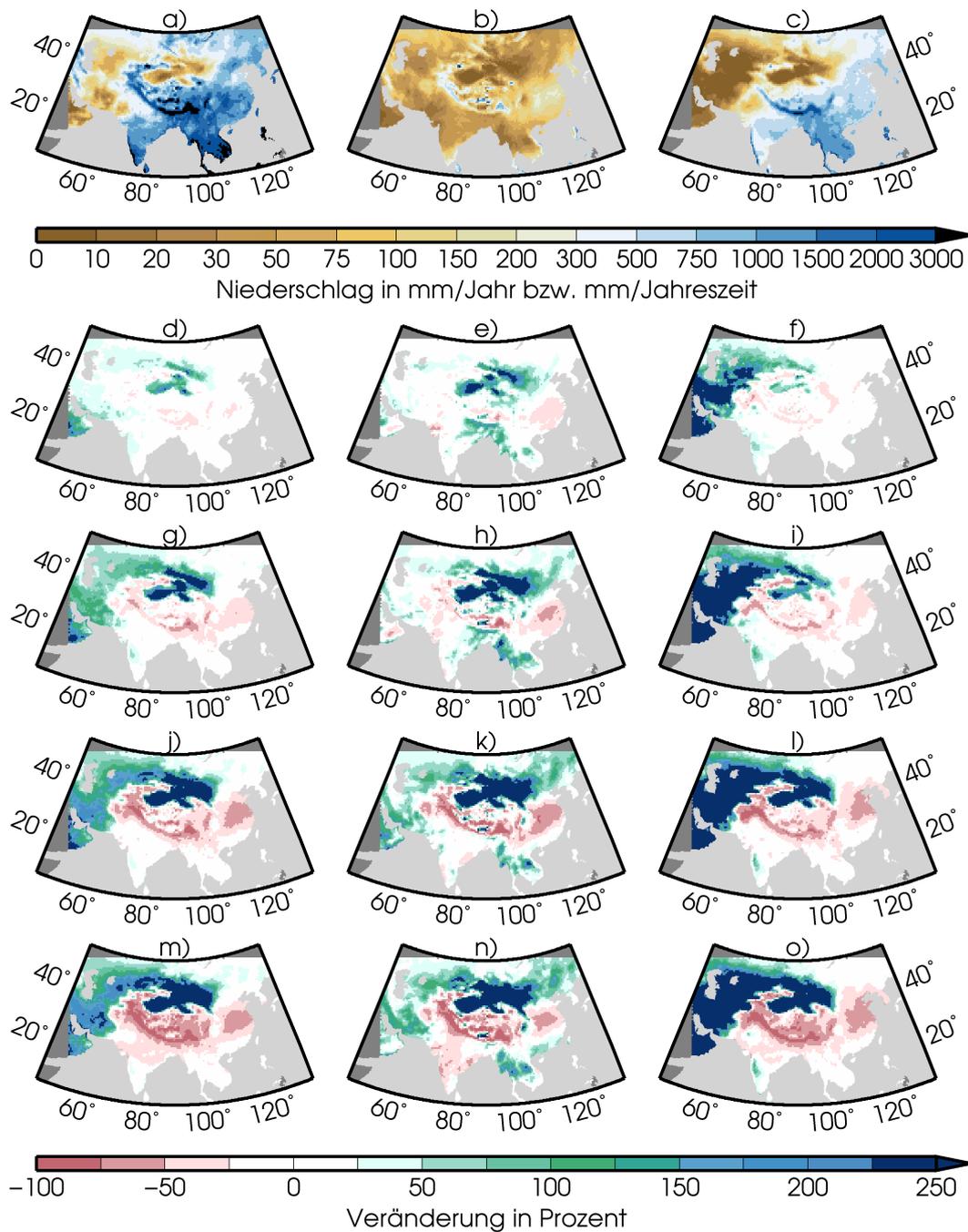


Abb. 5.6: Vergleich des Niederschlags in den Topographieexperimenten: Niederschlag in T100 a) Jahressumme, b) Summe Winter c) Summe Sommer. Prozentuale Veränderung T075-T100 für d) Jahr, e) Winter und f) Sommer. Weitere Teilabbildungen analog zu d-f für T050 (g-i), T025 (j-l) und T000 (m-o).

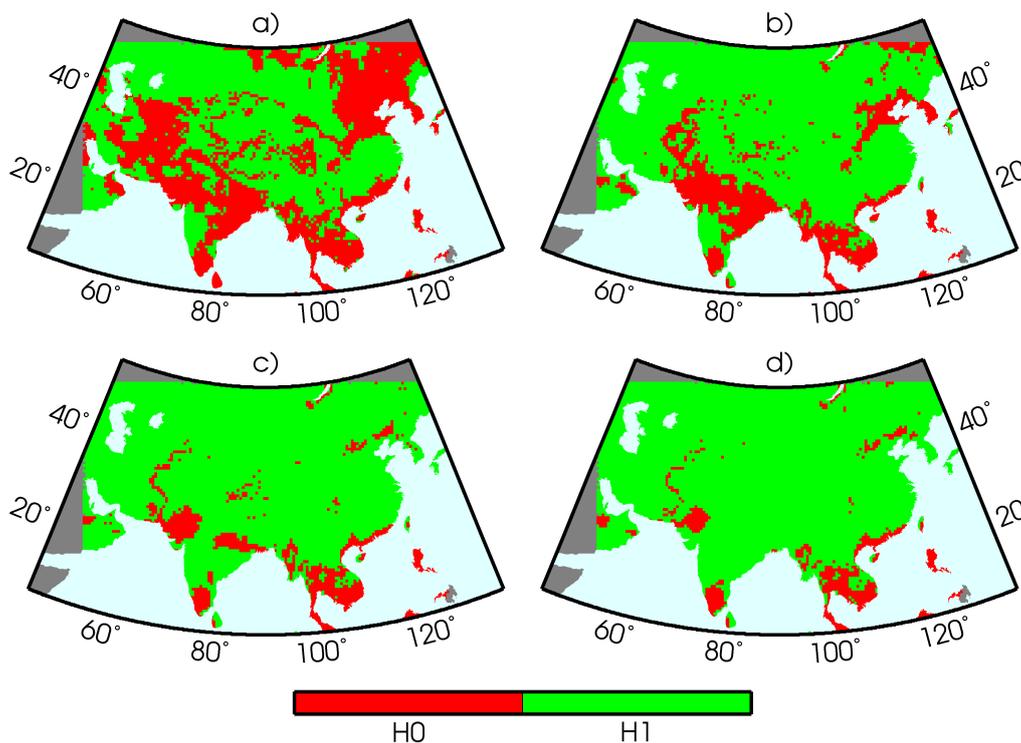


Abb. 5.7: Ergebnis der Varianzanalyse mit unterschiedlicher Anzahl an Faktorstufen für Niederschlag der Topographieexperimente. a) T100 und T075, b) T100, T075 und T050, c) T100, T075, T050 und T025, d) T100, T075, T050, T025 und T000.

wenigen Ausnahmen als signifikant (vergleiche Abb. 5.7). Nordwestlich des TP beträgt der Anteil der erklärten Varianz in T050 bereits über 50% und dieser steigt bis T000 auf über 60% an, weiter im Osten sogar auf über 80%. Westlich des TP liegt der erklärte Varianzanteil in T075 meist noch unter 30%. Allerdings steigen die Werte in T000 auch dort auf über 50% an.

Nördlich des TP und im Tarimbecken steigt die Niederschlagszunahme von dem bereits hohen Niveau in T075 noch weiter an. Dort werden in T050 schon weiträumig Steigerungsraten von über 300% erreicht. In T000 beträgt die Niederschlagszunahme dort durchgehend über 1000% und kleinere Gebiete verzeichnen Steigerungsraten von mehr als 5000%. Die absoluten Änderungen im Tarimbecken betragen dabei in T000 300-400mm/Jahr und im nördlichen Bereich zwischen 500mm/Jahr und 2500mm/Jahr. Die letztgenannte Zunahmen stellen damit auch die höchsten absoluten Veränderungen im gesamten Modellgebiet dar.

In den genannten Gebieten kann auch ein Großteil der Niederschlagsvariabilität durch die Höhe des TP erklärt werden. Im nördlichen Teil des Tarimbeckens liegt der erklärte Varianzanteil in T050 knapp unter 50%, während im südlichen Teil

schon Werte von über 70% auftreten. In T000 liegen die Werte durchgehend bei über 80%. Nördlich des TP ist der erklärte Varianzanteil noch höher. Schon in T050 liegen die Werte über 80% und steigen bis T000 auf über 90% an. Hier wird die Variabilität des Niederschlags praktisch ausschließlich durch die Höhe des TP bestimmt.

Bei Einbeziehung aller durchgeführten Experimente gibt es, von ganz wenigen Ausnahmen abgesehen, überall im Modellgebiet signifikante Unterschiede zwischen den langjährigen mittleren jährlichen Niederschlagssummen der beteiligten Simulationen (vergleiche Abb. 5.7). Kleine Bereiche mit nicht signifikanten Unterschieden bestehen lediglich noch in Pakistan, an der Südspitze und im Norden Indiens sowie in Südostasien.

Neben den bislang beschriebenen Gebieten, welche mit Verringerung der Höhe des TP eine Niederschlagszunahme verzeichnen, gibt es allerdings auch Bereiche, in denen die Niederschlagsmenge zurückgeht. Im Jahresmittel betrifft dies in T075 das TP selbst, die hochgelegenen Gebiete des Himalaya und Tian Shan, weite Teile Südasiens und die östlich des TP gelegenen Teile Chinas. Obwohl der absolute Rückgang in den angesprochenen Bereichen in der Regel schon einige hundert Millimeter pro Jahr beträgt, sind die relativen Veränderungen aufgrund des dort generell hohen Jahresniederschlags noch gering. In weiten Teilen Indiens und Südasiens sind die Veränderungen daher auch nicht signifikant (siehe Abb. 5.7).

Dieses Veränderungsmuster bleibt auch bei Verringerung der Höhe des TP auf 50% des Ausgangswertes bestehen. Der Niederschlagsrückgang verstärkt sich aber auf über 500mm/Jahr im Pamir und über 1000mm/Jahr im Tian Shan und entlang des Himalayas. In Südostasien sind Rückgänge von 200mm/Jahr bis 500mm/Jahr zu verzeichnen. In China werden Werte zwischen 300mm/Jahr und 800 mm/Jahr erreicht. Relative Veränderungen von über 50% ergeben sich dabei nur in den östlichen und westlichen Teilen des Himalaya.

In T025 und T000 setzt sich der Niederschlagsrückgang in diesen Gebieten weiter fort. Auf dem TP und in China beträgt der Rückgang zwischen 50% und 75%. Entlang des Himalaya und im Bereich von Pamir und Tian Shan beträgt die Abnahme sogar mehr als 75%. Lediglich in Südostasien ist kein weiterer nennenswerter Rückgang zu verzeichnen.

Einen interessanten Punkt in diesem Zusammenhang stellt die Niederschlagsentwicklung über Indien dar. In T075 und T050 nimmt der Niederschlag dort mit Ausnahme eines kleinen Bereichs im Nordosten überall zu. Die Zunahme liegt zwischen 10% und 25%. Lediglich im Westen werden in T050 Werte von über 50% erreicht. Wie aus Abbildung 5.7 hervorgeht, sind die Unterschiede auch nur in diesem Bereich signifikant. In T025 stellt sich dann aber im nördlichen und zentralen Bereich Indiens ein Niederschlagsrückgang ein. Nur entlang der Westghats und an der Südspitze des Subkontinents nehmen die Niederschläge weiterhin zu. Die Abnahme im nördlichen Teil beträgt in T025 zunächst nur wenige Prozent. In T000 steigen die Werte jedoch auf über 30% an. Dies stellt den einzigen

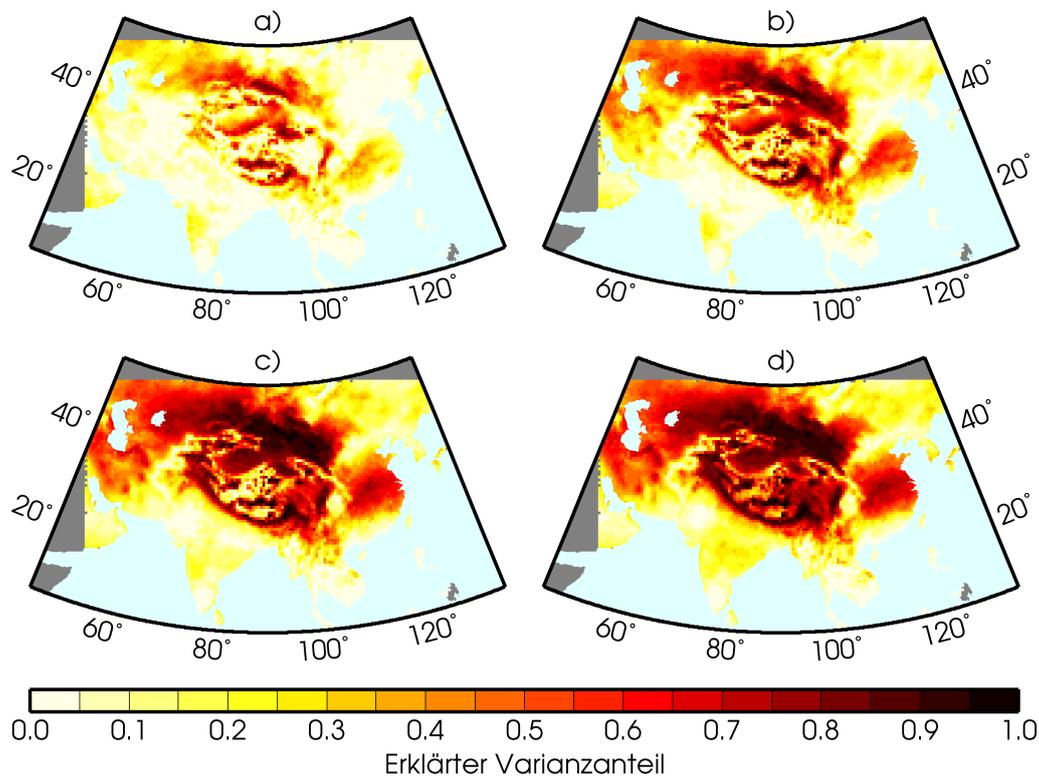


Abb. 5.8: Durch Höhe des TP erklärter Varianzanteil des Niederschlags. Verwendete Faktorstufen gemäß Abb. 5.7.

Fall dar, in dem die Abnahme der Höhe des TP großflächig das Vorzeichen der Niederschlagsveränderung umkehrt.

Aus Abbildung 5.8 geht hervor, dass sich für Indien und Südostasien selbst in T000 nur weniger als 30% der Niederschlagsvariabilität mit der Höhe des TP erklären lässt. Dies ist wenig verglichen mit den Werten die für das TP und die Gebiete westlich, nördlich und östlich erreicht werden. Insgesamt zeigt sich, dass der Anteil der erklärten Varianz vor allem für das TP selbst sowie nördlich, westlich und östlich davon hoch ist. Südlich des TP, in Indien, Pakistan und Südostasien, sowie im Nordosten des Modellgebiets sind die Werte niedrig und erreichen selbst bei Einbeziehung von T000 nur selten mehr als 30%.

Die Veränderungen in den Winter- und Sommermonaten weisen ein vergleichbares Muster auf, wie die jährlichen Veränderungen. Bezüglich der absoluten Veränderungen werden die Jahreswerte vor allem im Süden des Modellgebiets von den Veränderungen im Sommer bestimmt, da in diesen Monaten der Großteil des Jahresniederschlags fällt (vergleiche hierzu auch Abb. 5.15). Verglichen mit den Jahreswerten bestehen Unterschiede im Winter vor allem westlich und nordwestlich

des TP und in Südostasien. Westlich und nordwestlich des TP ist die relative Niederschlagszunahme im Winter geringer als im Jahr. Hier werden selbst in T000 nur vereinzelt Werte von über 100% erreicht. In Südostasien besteht im Winter eine Niederschlagszunahme von 50% bis 200%. Im Sommer ist die Niederschlagszunahme in allen Experimenten westlich und nordwestlich des TP größer als im Jahresmittel. Dort treten großräumig Zunahmen von 1000% und mehr auf.

Ein Vergleich der Veränderung der 2m-Temperatur (Abb. 5.3) mit der Veränderung des Niederschlags (Abb. 5.6) zeigt, dass beide nicht unabhängig voneinander sind. Wie in Abschnitt 4.2.2 bereits erläutert, geht höherer Niederschlag häufig mit niedrigeren Temperaturen einher und umgekehrt. Dies ist auch in den Topographieexperimenten zu beobachten. Westlich und nördlich des TP fällt im Jahresmittel mit abnehmender Höhe des TP mehr Niederschlag. Dort sind auch die Temperaturen niedriger als in T100. Östlich des TP fällt mit abnehmender Höhe des Plateaus weniger Niederschlag. In diesen Gebieten nehmen die Temperaturen mit abnehmender Höhe des TP zu. Eine Ausnahme stellen hier die nördlichen Teile Indiens und Pakistans dar. Hier fällt in T025 und T000 weniger Niederschlag als in T100. Dennoch sind auch die Temperaturen in diesem Bereich in T025 und T000 niedriger als in T100.

5.3 Veränderung der Monsunintensität

Nach der Beschreibung der sich ergebenden Veränderungen der 2m-Temperatur und des Niederschlag durch die Verringerung der Höhe des TP, wird in diesem Abschnitt die Auswirkung auf die Monsunintensität untersucht. Zur Quantifizierung der Monsunintensität werden der niederschlagsbasierte Extended Indian Monsoon Rainfall Index und der dynamische Webster and Yang Monsoon Index verwendet, die beide in Abschnitt 3.3.5 bereits vorgestellt wurden. Die Werte für den EIMR für die verschiedenen Höhen des TP sind im linken Teil von Abbildung 5.9 dargestellt. Der rechte Teil der genannten Abbildung zeigt die entsprechenden Werte für den WYI. Dieser wurde für alle Jahreszeiten berechnet.

Beim WYI muss beachtet werden, dass nicht generell niedrigere Werte für eine geringere Monsunintensität stehen. Vielmehr ist hier der Betrag der Werte entscheidend. In dem Gebiet, in dem der Index berechnet wird, ist die u-Windkomponente auf 850hPa im Sommer positiv und die u-Windkomponente auf 200hPa negativ. Dadurch stehen hier höhere Werte des WYI für eine stärkere Windscherung und damit für einen stärkeren Monsun. Im Winter ist die u-Windkomponente auf 850hPa dort negativ und die auf 200hPa positiv, sodass niedrigere Werte eine höhere Monsunintensität in dieser Phase anzeigen. Für beiden Phasen gilt folglich, dass die Monsunintensität geringer ist wenn der Betrag des WYI kleiner ist, die Werte in Abbildung 5.9 also näher an Null liegen.

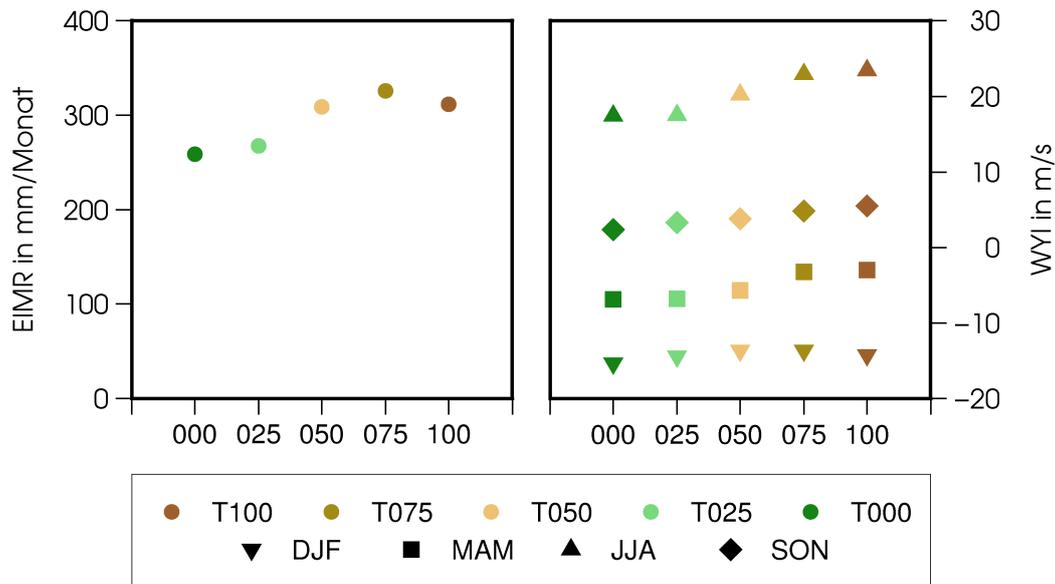


Abb. 5.9: 30-jährige Mittel des EIMR (links) und WYI (rechts) für verschiedene Höhen des TP. Der WYI wurde für jede Jahreszeit berechnet. Für weitere Erläuterungen zu den Indizes siehe Abschnitt 3.3.5.

Für den EIMR ergibt sich in T100 ein Ausgangswert von 312mm/Monat. In T075 steigt der Wert leicht an auf 326mm/Monat, bevor er in T050 mit 309mm/Monat in etwa wieder auf den Ausgangswert von T100 zurückgeht. Warum der EIMR in T075 zunächst zunimmt, kann mit den vorliegenden Daten nicht erklärt werden. Dies könnte aber darauf hindeuten, dass es zwischen 50% und 100% der heutigen Höhe des TP eine Höhe gibt, die die optimale Konfiguration bezüglich der Niederschlagsmenge im Gebiet des EIMR darstellt. Dies würde auch bedeuten, dass die Monsunniederschläge mit zunehmender Höhe des TP nicht immer weiter zunehmen, sondern ab einem gewissen Schwellenwert stagnieren und danach wieder zurückgehen.

Von 309mm/Monat in T050 fällt der EIMR dann auf 268mm/Monat in T025 und schließlich auf 259mm/Monat in T000. Die größte Veränderung findet somit zwischen T025 und T050 sowie zwischen T050 und T075 statt. Dagegen sind die Veränderungen zwischen T025 und T000 bzw. zwischen T075 und T100 vergleichsweise gering. Dies deutet darauf hin, dass der IM ab 25% der heutigen Höhe des TP intensiver wird und die Intensivierung anhält bis das TP 75% seiner heutigen Höhe erreicht hat. Besonders groß ist die Intensivierung des Monsuns zwischen 25% und 50% der Ausgangshöhe.

Die Werte des WYI für den Sommer zeigen ein ähnliches Bild. Für T100 beträgt der Ausgangswert des WYI +23.5m/s. Der WYI nimmt im Gegensatz zum EIMR

bereits in T075 ab. Allerdings ist die Abnahme mit 0.6m/s auf dann 22.9m/s gering. Bei weiterer Verringerung der Plateauhöhe in T050 und T025 kommt es auch beim WYI zur stärksten Abnahme. In T050 beträgt der Wert 20.2m/s und in T025 nur noch 17.5m/s. Der Unterschied zu T000 (17.4m/s) ist dann wieder gering und beträgt lediglich 0.1m/s. Insgesamt zeigt sich also auch für den WYI das gleiche Veränderungsmuster, welches schon für den EIMR registriert wurde. Die Unterschiede zwischen T100 und T075 sowie zwischen T025 und T000 sind gering. Die stärksten Veränderungen in der Intensität des Sommermonsuns finden für Plateauhöhen zwischen 25% und 75% der Ausgangshöhe statt.

Insgesamt zeigt die Analyse beider Indizes, dass sich die Monsunintensität kaum ändert, solange die Höhe des TP unter 25% der heutigen Höhe liegt. Wird dieser Wert überschritten setzt eine Intensivierung des IM ein. Diese hält an, bis das TP etwa 75% seiner heutigen Höhe erreicht hat. Danach nimmt die Monsunintensität nur noch leicht zu oder sogar wieder etwas ab, je nach dem welcher Index betrachtet wird. Dies zeigt zum einen, dass das TP eine Mindesthöhe erreichen muss, um Einfluss auf die Monsunintensität zu nehmen. Zum anderen existiert aber im Bereich von 75% der heutigen Höhe auch ein oberer Grenzwert, ab dem die Monsunintensität nicht mehr weiter zunimmt oder sogar zurückgeht. Für eine noch genauere Eingrenzung des oberen und unteren Schwellenwertes wären zusätzliche Experimente mit feiner abgestuften Höhenänderungen um den jeweiligen Schwellenwert erforderlich.

Da der WYI für alle Jahreszeiten berechnet wurde, lassen sich auch Aussagen über die Veränderung der Monsunintensität in Frühling (März, April, Mai), Herbst (September, Oktober, November) und Winter (Dezember, Januar, Februar) machen. Zunächst kann festgehalten werden, dass der WYI im Herbst noch positive Werte aufweist. Die Monsunzirkulation befindet sich also noch in der Sommerphase. Im Frühling sind die Indexwerte dagegen negativ und die Monsunzirkulation befindet sich noch in der Winterphase. Die Beträge des WYI sind in diesen beiden Übergangsjahreszeiten allerdings wesentlich niedriger als in den Sommer- und Wintermonaten, da die Zirkulation jeweils von der einen in die andere Phase wechselt und noch nicht ihr jeweiliges Endstadium erreicht hat.

Das Veränderungsmuster für den Herbst ähnelt dem des Sommers. Der WYI nimmt mit abnehmender Plateauhöhe ebenfalls ab, wobei die Veränderung im Vergleich zum Sommer eher linear verläuft und keine stärkere Veränderung zwischen T025 und T075 aufweist. Im Herbst sind die Werte des WYI für alle Plateauhöhen negativ. Der Ausgangswert für T100 beträgt -3.0m/s. Bis zu T000 geht der Wert auf -6.8m/s zurück, was einer Intensivierung der Winterphase entspricht. Dabei besteht die größte Veränderung zwischen T075 (-3.2m/s) und T050 (-5.7m/s). Im Winter sind die Werte des WYI für alle Höhen des TP relativ konstant. Der größte Wert tritt mit -13.6m/s in T050 auf, der kleinste mit -15.3m/s in T000. Die Intensität des Wintermonsuns nimmt folglich von T100 bis T050 zunächst ab, bevor sich der Wintermonsun von T050 bis T000 wieder geringfügig verstärkt.

5.4 Veränderung der Zirkulation

Nachdem in den beiden vorangegangenen Abschnitten die Auswirkungen der Verringerung der Höhe des TP auf die 2m-Temperatur, den Niederschlag und die Monsunintensität analysiert wurden, befasst sich dieser Abschnitt nun mit den Veränderungen der großräumigen Zirkulation im Modellgebiet. Hierdurch besteht die Möglichkeit mehr über die Ursachen der zuvor beschriebenen Veränderungen in Erfahrung zu bringen. Das Teilkapitel ist dabei so aufgebaut, dass zunächst die Position und Ausdehnung der Jet-Streams mit Hilfe von Vertikalprofilen der zonalen Windkomponente analysiert werden. Wie in Abschnitt 1.3.2 bereits erläutert, dominieren die Jetstreams die Verhältnisse in der oberen Troposphäre und ihre Position spielt für die Ausbildung der vollen, dreidimensionalen Monsunzirkulation eine entscheidende Rolle. Im Anschluss daran erfolgt eine Betrachtung des 500hPa Geopotentials, um eventuell vorhandene Unterschiede in den Druckverhältnissen der mittleren Troposphäre bestimmen zu können. Das Teilkapitel schließt mit einer Betrachtung der 200hPa- und 10m-Windfelder, wodurch der Einfluss der Höhenänderung auf die Windverhältnisse direkt sichtbar wird.

Abbildung 5.10 zeigt die zonalen Windprofile von T100 im Januar (Abb. 5.10a) und Juli (Abb. 5.10b) und die entsprechenden Profile von T050 und T000 in den Zeilen darunter. Für die Berechnung der Profile wurde die u-Windkomponente, wie in Abschnitt 3.3.3 erläutert, für den Längenbereich von 80° bis 90° östlicher Länge gemittelt. Rote Farbtöne entsprechen in Abbildung 5.10 positiven Werten und zeigen Westwinde an, blaue Farbtöne entsprechen negativen Werten und stehen für Ostwinde.

Für T100 zeigt sich im Januar, dass die Verhältnisse in der oberen Troposphäre von starken Westwinden, dem STJ, geprägt sind. Dieser ist im dargestellten Längenbereich stark aufgeweitet, da er das Plateau in einem nördlichen und einem südlichen Ast umfließt. Im Juli hat sich der STJ auf die Nordseite des TP zurückgezogen. Die Windgeschwindigkeiten oberhalb von 400hPa sind deutlich niedriger als im Januar. Oberhalb von 500hPa sind Ostwinde bis über 30° nördliche Breite vorgedrungen. Dieses Vordringen des TEJ spielt für die Ausbildung der Monsunzirkulation im Sommer eine entscheidende Rolle. Die Stärke von STJ und TEJ geben einen Hinweis auf die Stärke der Antizyklone, die sich über dem TP in der oberen Troposphäre ausbildet. Die Stärke dieser Antizyklone ist wiederum ein Maß für den Druckgradient in der oberen Troposphäre und damit für die freiwerdende Energie beim Aufsteigen der Luftmassen über Asien und somit letztlich für die Intensität des Sommermonsuns.

In T050 (Abb. 5.10c) und T000 (Abb. 5.10e) ist der STJ im Januar weniger aufgeweitet als in T100, da die Barriere, die das TP in diesen Experimenten darstellt, niedriger ist oder sogar ganz entfällt. Dadurch steigen in T050 und T000 auch die Windgeschwindigkeiten im Kernbereich des Jetstreams an. Im zentralen Bereich liegt die Windgeschwindigkeit in T050 und T000 mehr als 8m/s über der

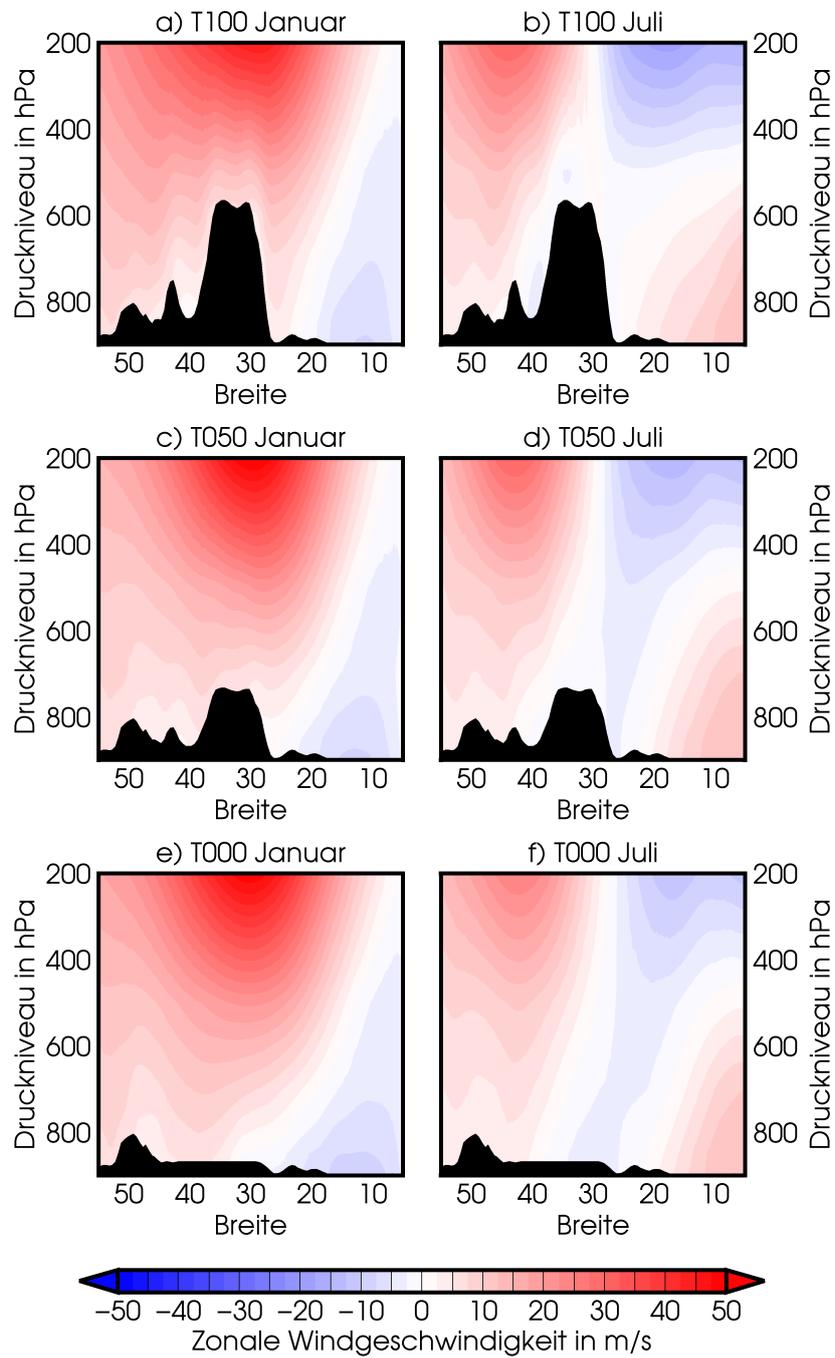


Abb. 5.10: Zonale Windprofile in Januar und Juli für verschiedene Höhen des TP. Die zonale Windgeschwindigkeit ist jeweils für den Bereich 80° bis 90° östlicher Länge gemittelt.

in T100. Dafür sind die Windgeschwindigkeiten bei niedrigerem Plateau nördlich von 40° nördlicher Breite geringer als in T100, da der STJ das TP nicht umfließen und dabei weit nach Norden ausweichen muss. In beiden Experimenten beträgt der Unterschied zu T100 in diesem Bereich 5-6m/s. Auch hier treten die wesentlichen Veränderungen zwischen T100 und T050 auf. Die Unterschiede zwischen T050 und T000 sind gering. Dies zeigt, dass der STJ im Winter erst durch das TP beeinflusst wird, wenn dieses mindestens 50% seiner heutigen Höhe erreicht hat.

Im Juli befindet sich der STJ in allen Experimenten nördlich von 30° nördlicher Breite. Allerdings sind die Windgeschwindigkeiten bei niedrigerem Plateau zwischen 32° und 40° nördlicher Breite höher als in T100, dafür aber nördlich von 40° nördlicher Breite niedriger als in T100 (siehe Abb. 5.10d und Abb. 5.10f). Dies bedeutet, dass sich der STJ bei geringerer Höhe des TP auch im Sommer weniger weit nach Norden verlagert und stärker im Bereich zwischen 32° und 40° nördlicher Breite konzentriert ist. Südlich von 30° nördlicher Breite dominieren im Juli Ostwinde. Diese verlieren jedoch mit abnehmender Höhe des TP an Intensität. In T050 liegen die Windgeschwindigkeiten hier bis zu 5.2m/s unter denen von T100. In T100 beträgt der Unterschied teilweise mehr als 10m/s. Die Abschwächung des TEJ mit abnehmender Höhe des TP steht in Einklang mit der bei den Monsunindizes registrierten Verringerung der Monsunintensität.

In Abschnitt 5.2.2 wurde festgestellt, dass der Niederschlag im Bereich des Altai und der heutigen Mongolei bei geringerer Höhe des TP stark zunimmt. Eine wichtige Frage in diesem Zusammenhang ist, auf welche Ursache diese Niederschlagszunahme zurückzuführen ist. Eine Möglichkeit besteht darin, dass durch den Wegfall der Barriere die das TP darstellt mehr Feuchtigkeit von den südlich und westlich gelegenen Ozeanen auf den Kontinent transportiert wird. Eine andere Möglichkeit ist, dass sich durch die Verringerung der Höhe des TP das Muster der planetaren Wellen in der Atmosphäre verändert. Dies könnte dann in Kombination mit dem Stau effekt, welcher durch die vorhandenen Gebirge nördlich des TP entsteht, zu mehr Niederschlag führen.

Im vorangegangenen Teil dieses Unterkapitels konnte bereits nachgewiesen werden, dass der Sommermonsun mit abnehmender Höhe des TP an Intensität verliert. Dies spricht gegen die erste der beiden oben genannten Möglichkeiten. Allerdings ist es möglich, dass ohne die Barriere die das TP darstellt, trotzdem mehr Feuchtigkeit weit ins Innere des Kontinents vordringen kann. Klarheit in dieser Frage liefert eine Analyse der mittleren Lage von Hoch- und Tiefdruckgebieten in der mittleren Troposphäre durch Betrachtung des 500hPa Geopotentials. Da das Modellgebiet eine große Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung besitzt, ist ein direkter Vergleich der geopotentiellen Höhe des 500hPa Niveaus der verschiedenen Experimente aufgrund des generell großen Unterschieds zwischen hohen und niedrigen Breiten nicht sinnvoll. Wie in Abschnitt 3.3.4 beschrieben, erfolgt daher ein Vergleich der zonalen Anomalien des 500hPa Geopotentials von T050 und T000 mit den zonalen Anomalien von T100. Die so berechneten Werte sind in Abbildung 5.11 dargestellt.

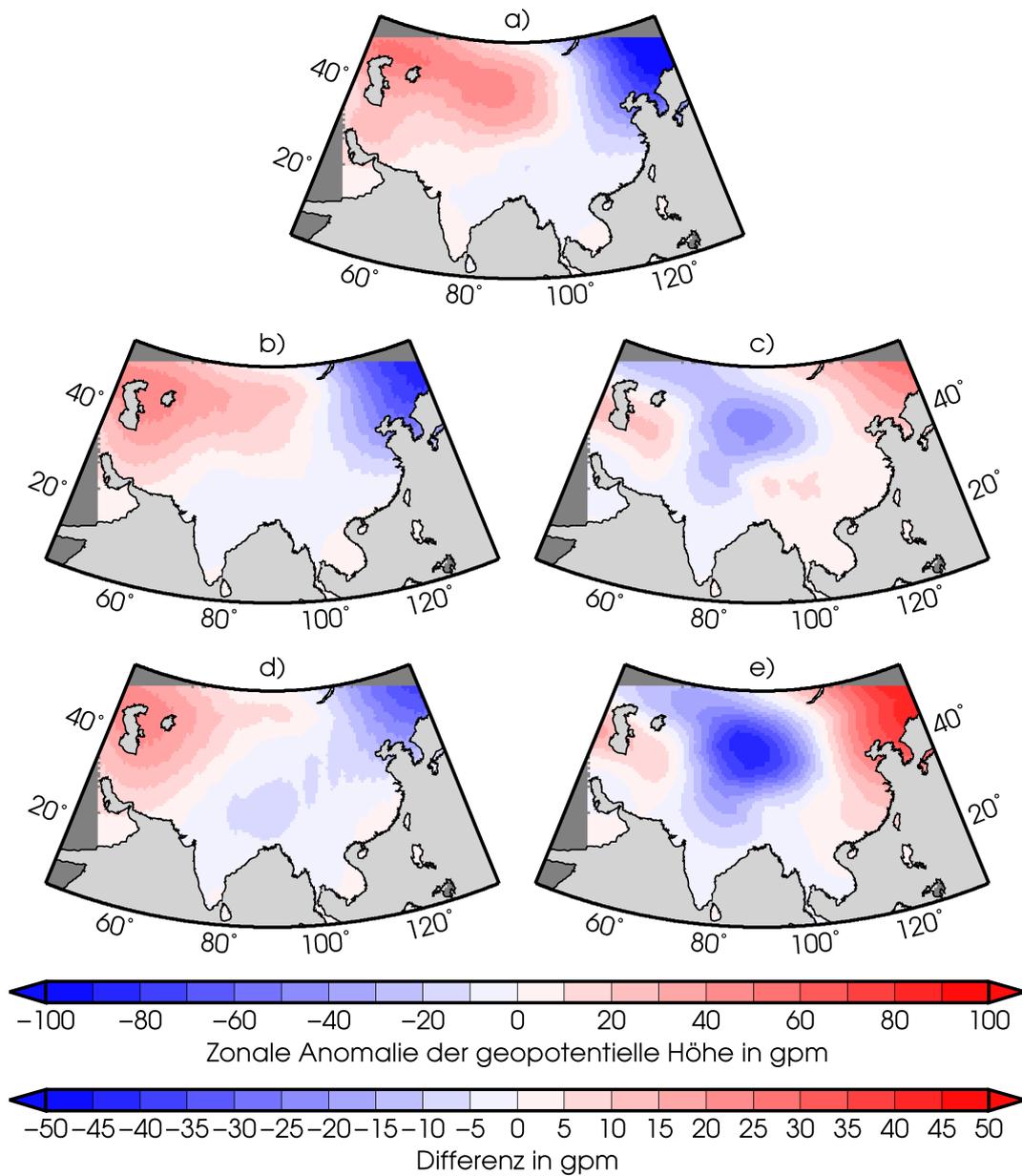


Abb. 5.11: 30-jährige Jahresmittel zonaler Anomalien der geopotentiellen Höhe des 500hPa Niveaus a) T100, b) T050 und d) T000 sowie Differenzen für c) T050-T100 und e) T000-T100. Die Teilabbildungen a), b) und d) beziehen sich auf die obere Farbskala. Die Teilabbildungen c) und e) beziehen sich auf die untere Farbskala.

Teilabbildung 5.11a zeigt die zonalen Anomalien des 500hPa Geopotentials von T100. In den Teilabbildungen 5.11b und 5.11d sind die entsprechenden Werte von T050 und T000 abgebildet. Rote Farbtöne stehen in diesen drei Abbildungen für positive Werte. Positive Werte bedeuten, dass das Geopotential dort höher liegt als im zonalen Mittel. Blaue Farbtöne stehen für negative Werte, was bedeutet, dass das Geopotential hier niedriger liegt als im zonalen Mittel. Rote Bereiche stehen damit für Gebiete, in denen sich im Jahresmittel ein Hochdruckgebiet befindet, während blaue Regionen die Lage von Tiefdruckgebieten markieren.

In T100 erkennt man einen großräumig ausgebildeten Höhenrücken, der sich vom Nordwesten des Modellgebiets bis über das TP erstreckt. Dort liegt die Höhe des 500hPa Geopotentials 40-50gpm über dem zonalen Mittelwert. Im Nordosten der Domain ist dagegen ein Höhentrog ausgebildet. Dort ist die geopotentielle Höhe bis zu 120gpm niedriger als im zonalen Durchschnitt. Aus dieser Anordnung lässt sich schlussfolgern, dass die Strömung in dieser Region nicht zonal verläuft, sondern eine starke Wellenbewegung vorhanden ist. Diese wird durch die Barriere, die das TP in der mittleren Troposphäre darstellt, begünstigt.

In T050 hat sich der Höhenrücken schon etwas nach Nordwesten zurückgezogen und die positive Anomalie zum zonalen Mittel der geopotentiellen Höhe ist geringer geworden. Dies geht deutlich aus Teilabbildung 5.11c hervor, wo die Differenz der zonalen Anomalien von T050 und T100 gezeigt ist. Der Unterschied zwischen T050 und T100 beträgt im zentralen Bereich mehr als 20gpm. In T000 setzt sich der beschriebene Vorgang fort und der Höhenrücken weicht weiter in den Nordwesten des Modellgebiets zurück. Im Bereich des TP hat sich nun statt des Höhenrückens, der in T100 vorhanden war, ein Höhentrog ausgebildet. Das 500hPa Geopotential liegt in diesem Bereich nun 10-12gpm niedriger als das zonale Mittel und damit beträgt der Unterschied zu T100 mehr als 40gpm. Auch der Trog im Nordosten des Modellgebiets ist im jährlichen Mittel in T000 schwächer ausgeprägt als in T100 und T050. Das Geopotential liegt in T000 nur noch etwa 70gpm unter dem zonalen Durchschnitt und somit mehr als 40gpm höher als in T100.

Insgesamt werden also die Druckunterschiede in der mittleren Troposphäre zwischen dem Nordwesten und dem Nordosten des Modellgebiets mit abnehmender Höhe des TP geringer. Somit ist auch die Auslenkung der planetaren Wellen bei geringer Höhe des TP kleiner und die Strömung verläuft zonaler. Insbesondere hat sich in T000 im Bereich des TP, statt des zuvor dort bestehenden Rückens ein Trog ausgebildet. Dies sorgt zusammen mit der Stauwirkung der nördlich und nordöstlich des TP bestehenden Gebirge für mehr Niederschlag im Bereich des Altai und der heutigen Mongolei. Die hohe Niederschlagszunahme in dieser Region erklärt auch die Temperaturabnahme die in Abschnitt 5.2.1 für diesen Bereich registriert wurde (siehe Abb. 5.3).

Diskutiert werden kann in diesem Zusammenhang allerdings, welchen Einfluss die gewählte Methode der Topographieänderung auf die Veränderung des Niederschlags hat. Durch die Verringerung der Höhe innerhalb der roten Linie in Abbildung 5.1a

und die Beibehaltung der Höhe außerhalb dieser Linie, entsteht nordöstlich des TP ein von Nordwest nach Südost verlaufender Anstieg. Dort steigt das Relief auf kurzer Distanz von der dann geringeren Höhe im Bereich des TP zu den Erhebungen nördlich und nordöstlich davon an. Dies ist auch der Bereich, in dem es zu einer starken Niederschlagszunahme kommt (siehe Abb. 5.6). Sowohl die Form als auch die genaue Lage dieses Übergangsbereichs entstehen durch die gewählte Methode der Topographieänderung und sind daher in diesem Sinn als künstlich zu bezeichnen. Da die Gebirge im Norden und Nordosten des TP aber deutlich älter sind als das Plateau, kann davon ausgegangen werden, dass stark ansteigendes Relief in dieser Region vorhanden war, welches entsprechende Stau- und Hebungseffekte verursacht hat. Die genaue Lage dieser Erhebungen stimmt sicherlich nur bedingt mit der Lage des Übergangsbereichs überein, der durch die hier gewählte Form der Topographieänderung entstanden ist. Es kann daher zwar festgehalten werden, dass die genaue Lage des Maximums der Niederschlagszunahme durch die gewählte Methode der Topographieänderung beeinflusst ist, eine grundsätzliche Zunahme der Niederschläge nördlich und nordöstlich des TP aufgrund der oben beschriebenen Vorgänge jedoch unstrittig ist.

Weitere Argumente für eine Abschwächung des IM mit abnehmender Höhe des TP liefert auch die Analyse der Windfelder in Bodennähe und in der oberen Troposphäre. Die Teilabbildung 5.12a und 5.12b zeigen die 200hPa-Windfelder in T100 für Winter und Sommer. In den Zeilen darunter sind die Differenzen von T050 und T000 zu T100 dargestellt.

Im Winter erkennt man in T050 (Abb. 5.12c), dass sich das Wellental aufgrund des Rückzugs des Höhenrückens nach Westen verlagert. Nördlich von 20° nördlicher Breite kommt der Wind zwischen 60° und 80° östlicher Länge mehr aus Nordwesten. Östlich von 80° östlicher Länge kehrt sich die meridionale Komponente fast um und die Strömung aus südwestlicher Richtung verstärkt sich. In T000 (Abb. 5.12e) intensiviert sich dieses Muster noch. Insgesamt zeigt sich, dass die Strömung in diesem Bereich zyklonaler wird, da sich der Höhenrücken bei niedrigerem TP zurückzieht und sich in T000 sogar ein Trog ausbildet.

Wie in Abschnitt 1.3.2 erläutert, bildet sich im Sommer über dem TP eine große Antizyklone aus. Diese ist in Abbildung 5.12b deutlich zu erkennen. Die Differenzen von T050 (Abb. 5.12d) und T000 (Abb. 5.12f) zu T100 zeigen, dass diese Antizyklone mit Abnehmender Höhe des TP schwächer wird. Generell verlieren auch der STJ und der TEJ an Intensität. Dies zeigt, dass die Druckunterschiede in der oberen Troposphäre zwischen Nord und Süd mit abnehmender Höhe des TP geringer werden, weniger Luft nach Süden abfließt und daher auch weniger Luft von unten nachströmen muss. Dies hat zur Folge, dass auch die Ansaugwirkung in Bodennähe und damit die Monsunintensität abnimmt.

Die Auswirkungen der Höhenänderung des TP zeigen sich auch in den 10m-Windfeldern, welche in Abbildung 5.13 dargestellt sind. Insgesamt sind die Veränderungen in den Windgeschwindigkeiten im bodennahen Bereich selbstverständlich

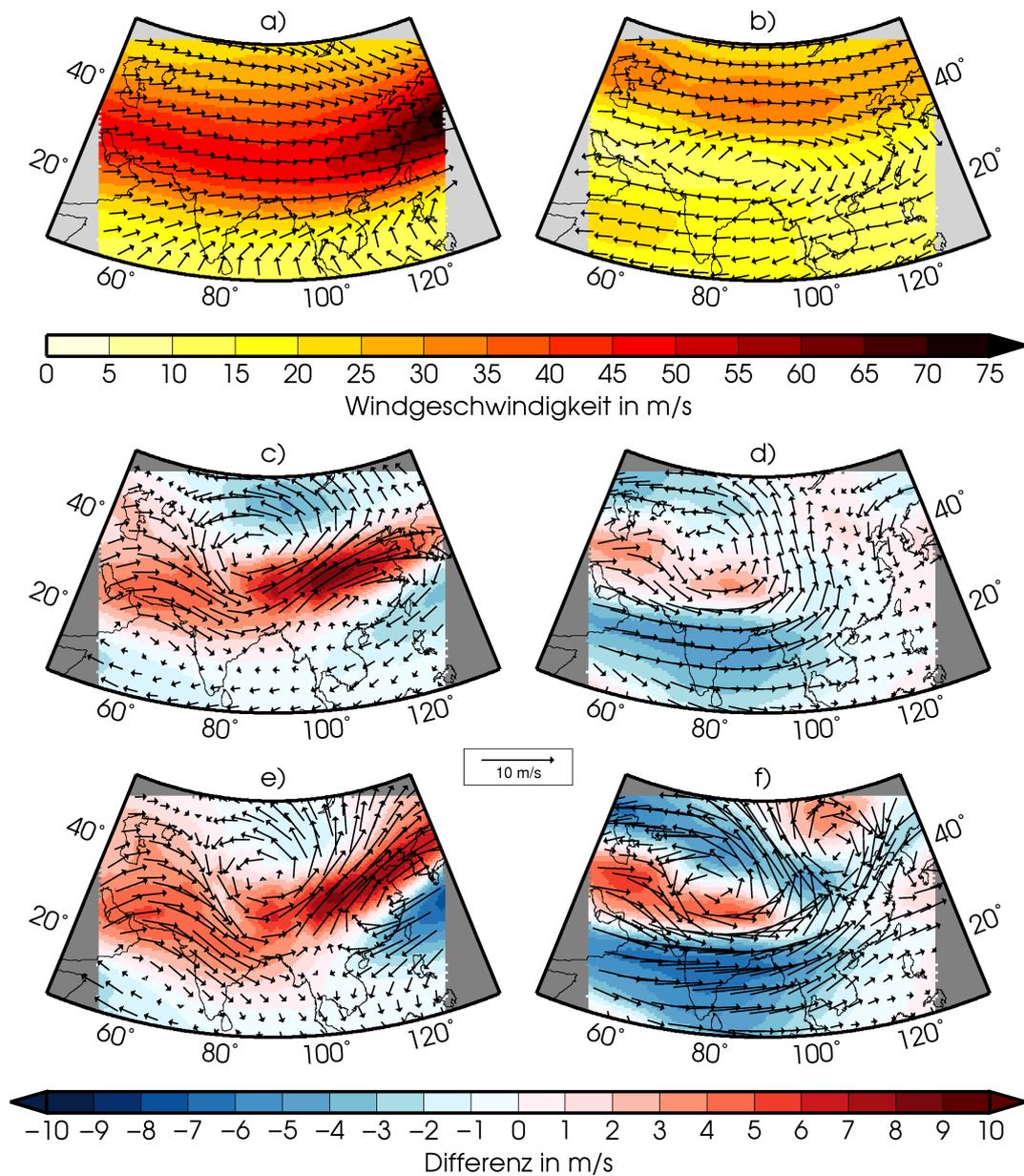


Abb. 5.12: 200hPa-Windfelder für a) T100 Winter, b) T100 Sommer, sowie Differenzen c) T050-T100 Winter, d) T050-T100 Sommer, e) T000-T100 Winter und f) T000-T100 Sommer. In den Teilabbildungen a) und b) geben die Vektoren nur die Windrichtung an, nicht die Windgeschwindigkeit. In Teilabbildungen c-f gilt der abgebildete Maßstab.

geringer als in der oberen Troposphäre, da die Windgeschwindigkeiten in 10m Höhe generell niedriger sind. Außerdem erkennt man, dass das 10m-Windfeld wesentlich unstrukturierter ist als das 200hPa-Windfeld, da die Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten für ganz unterschiedliche absolute Höhen gelten. Deutlich wird jedoch, dass im Winter in T050 die Windgeschwindigkeiten über dem Golf von Bengalen und dem Arabischen Meer zunehmen. In T050 liegen die Windgeschwindigkeiten um 2m/s über denen in T100. In T000 erhöhen sich die Windgeschwindigkeiten der landauswärts wehenden Winde in den genannten Bereichen um bis zum 5m/s. Im Sommer kommt es vor allem über dem Arabischen Meer vor der Küste Pakistans zu einer Abnahme der Windgeschwindigkeit. In T050 beträgt die Abnahme 2-3m/s, in T000 gehen die Windgeschwindigkeiten gegenüber T100 dort um bis zu 4m/s zurück.

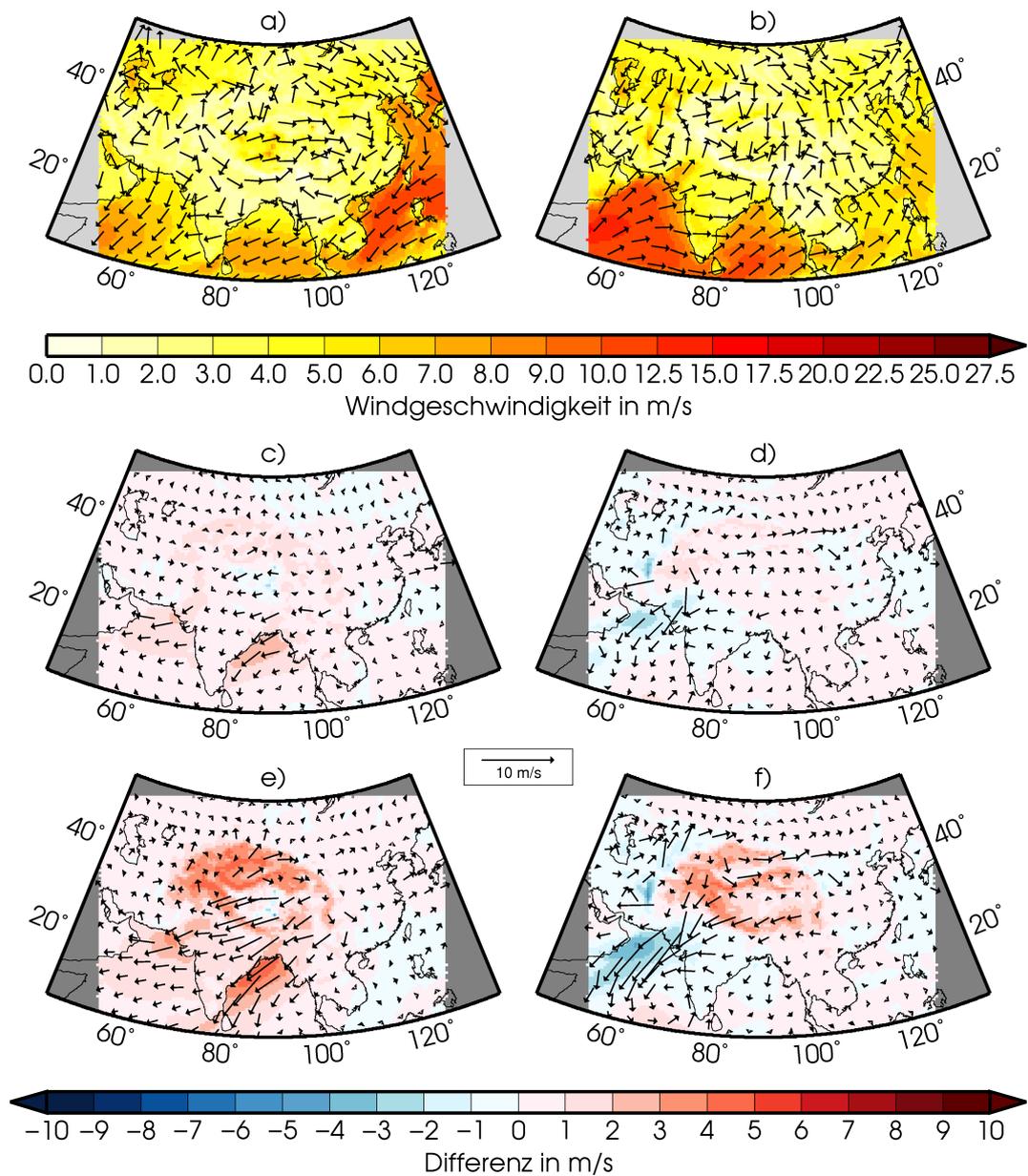


Abb. 5.13: 10m-Windfelder für a) T100 Winter, b) T100 Sommer, sowie Differenzen c) T050-T100 Winter, d) T050-T100 Sommer, e) T000-T100 Winter und f) T000-T100 Sommer. In den Teilabbildungen a) und b) geben die Vektoren nur die Windrichtung an, nicht die Windgeschwindigkeit. In den Teilabbildungen c-f gilt der abgebildete Maßstab.

5.5 Auswirkungen auf Klimatypen

Nachdem in den vorangegangenen Abschnitten die Veränderungen der 2m-Temperatur, des Niederschlags, der Monsunintensität und der großräumigen atmosphärischen Zirkulation analysiert wurden, welche sich durch Verringerung der Höhe des TP ergeben, werden zum Abschluss dieses Kapitels nun die Auswirkungen auf die regionalen Klimatypen im Bereich des TP betrachtet. Hierfür werden alle Topographieexperimente der in Abschnitt 3.2.3 beschriebenen Clusteranalyse unterzogen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.14 dargestellt. Wichtig ist es darauf hinzuweisen, dass für T075, T050, T025 und T000 keine eigenständige hierarchische Clusteranalyse durchgeführt wurde. Statt dessen wurden die Daten unter Verwendung des k-means Ansatzes den für T100 gefundenen Zentroiden zugeordnet. Die Zentroide für T100 sind in Tabelle 5.1 zusammengefasst.

Teilabbildung 5.14a zeigt das Resultat der Clusteranalyse für T100. Die Cluster sind weitestgehend mit den für CTRL berechneten Clustern identisch (vergleiche Abb. 4.8). Größere Abweichungen zwischen den beiden Kontrollexperimenten ergeben sich lediglich für Cluster 7. Während in CTRL nur einzelne Gitterboxen in dieses Cluster klassifiziert wurden, nimmt Cluster 7 in T100 einen größeren zusammenhängenden Bereich im Zentrum des TP ein. Der einzige Unterschied zwischen CTRL und T100 ist das Setup des als Antrieb verwendeten Globalmodells. Unterschiede im Land- bzw. Bodenmodell oder in der Behandlung des fraktionellen Wasseranteils innerhalb einer Gitterbox können die registrierten Unterschiede hervorrufen. Eine genauere Analyse ist an dieser Stelle nicht möglich, da der ECHAM Lauf, der als Randbedingung für CTRL verwendet wurde, nicht innerhalb dieses Projekts sondern im Rahmen von CMIP3 erstellt wurde und keine detaillierten Informationen über die dort gewählten Einstellungen vorliegen.

Der Vergleich der Cluster in den unterschiedlichen Topographieexperimenten zeigt, dass die grundsätzliche Anordnung der Cluster in T100, T075 und T050 ähnlich ist und größere Unterschiede erst ab T025 auftreten. Die Veränderungen zwischen T100 und T075 beschränken sich auf Cluster 8. Dieses Cluster verliert im nordöstlichen Teil des TP an Fläche. Die Gitterboxen dort werden in T075 statt dessen Cluster 6 zugeordnet. Der nordöstliche Bereich des TP wird folglich mit abnehmender Höhe wärmer und feuchter, was in erster Linie auf den wachsenden Einfluss des OAM zurückzuführen ist. Dieser Prozess setzt sich auch in T050 fort. In diesem Experiment wird der gesamte nordöstliche Teil des TP von Cluster 6 eingenommen. Außerdem verschwindet Cluster 1 in T050 fast vollständig und die Gitterboxen werden statt dessen Cluster 2 zugeordnet. Hier ist die abnehmende Windgeschwindigkeit im Sommer der entscheidende Faktor für die veränderte Einordnung dieses Bereichs in T050. Mit abnehmender Höhe des TP steigt die 2m-Temperatur auf dem TP an, weshalb der südlichste Abschnitt des Plateaus zwischen 87° und 93° östlicher Länge in T050 anstatt in Cluster 6 in Cluster 3 eingruppiert wird. Insgesamt verändert sich die Anordnung der Cluster und damit

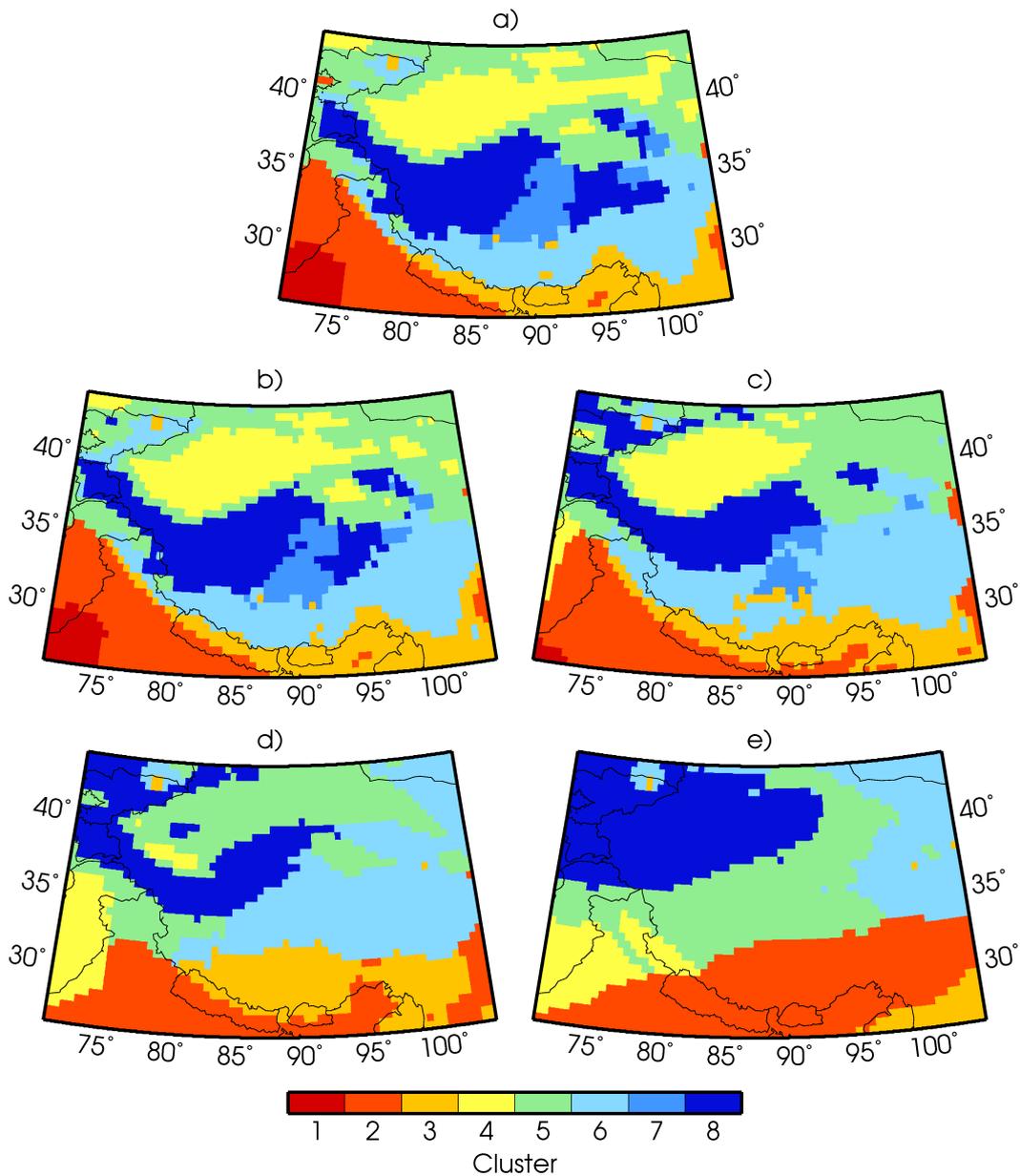


Abb. 5.14: Vergleich der Ergebnisse der Clusteranalyse für die Topographieexperimente. a) T100, b) T075, c) T050, d) T025 und e) T000. Nur für T100 wurde eine hierarchische Clusteranalyse durchgeführt. Die Cluster der übrigen Experimente wurden durch Zuordnung der jeweiligen Daten zu den Zentroiden von T100 bestimmt.

die Verteilung der regionalen Klimatypen von T100 über T075 bis T050 nur unwesentlich. Vor dem Hintergrund der durchgeführten Topographieänderungen ist dies durchaus bemerkenswert.

Ab T025 ändert sich die Anordnung der Cluster grundlegend. Die von Cluster 8 eingenommene Fläche auf dem TP nimmt weiter ab. Dafür werden Gitterboxen im nordwestlichen Teil der Clusterdomain und im Bereich des Tian Shan Cluster 8 zugeordnet. Die Gitterboxen auf dem TP die zuvor von Cluster 8 eingenommen wurden, werden nun von Cluster 6 besetzt. Dieses Cluster nimmt nun auch Gitterboxen im nordöstlichen Teil der Clusterdomain ein, welche zuvor von Cluster 5 besetzt waren. Die Ursachen für die veränderte Eingruppierung sind die Niederschlagszunahme und die damit einhergehende Temperaturabnahme in dieser Region. Cluster 3 verlagert sich weiter nach Norden und nimmt in T025 den südlichen Teil des TP ein, welcher in T100 von Cluster 6 besetzt wurde. Das Tarimbecken, welches in T100 vollständig Cluster 4 zugeordnet war, wird nun in Cluster 5 eingruppiert. Dies ist hauptsächlich auf die Niederschlagszunahme in dieser Region zurückzuführen. Dafür wird ein etwa 5° breiter Streifen im Südwesten der Clusterdomain nun Cluster 4 zugeordnet. Ursache dafür ist die mit der Verringerung der Höhe des TP einhergehende Abnahme der Niederschlagsmenge in diesem Bereich.

In T000 ergeben sich gegenüber T025 abermals deutliche Veränderungen in der Anordnung der Cluster. Cluster 8 belegt jetzt den gesamten nordwestlichen Bereich der Clusterdomain. Cluster 6 verschwindet aus dem zentralen Abschnitt der Clusterdomain und nimmt nur noch Gitterboxen im Nordosten ein. Der zentrale Bereich, der zuvor von den Clustern 6 und 8 besetzt war, wird nun, wegen abnehmender Niederschläge und größerer jährlicher Temperaturamplitude, Cluster 5 zugeordnet. Der südliche Abschnitt des TP wird nicht mehr in Cluster 3 sondern in Cluster 2 eingruppiert. Cluster 3 verschwindet fast vollständig und belegt nur noch einige wenige Gitterboxen im Südosten der Clusterdomain. Der Wechsel von Cluster 3 zu Cluster 2 erfolgt aufgrund der steigenden Temperaturen und abnehmenden Niederschläge in diesem Bereich.

Nachdem die wesentlichen Veränderungen in der Anordnung der Cluster dargelegt wurden, erfolgt nun eine genauere Analyse der Jahresgänge und Windrichtungen für ausgewählte Cluster. Die Auswertung konzentriert sich dabei auf die Cluster 3, 6, 8 und 4, da diese in der genannten Reihenfolge ein Transekt von Süd nach Nord darstellen und dadurch der Großteil der räumlichen Variabilität innerhalb der Clusterdomain abgedeckt wird. Die Analyse erfolgt dabei für alle Experimente auf Basis der Cluster die für T100 berechnet wurden. Dies hat den Vorteil, dass immer die gleichen Raumeinheiten betrachtet werden, was die Interpretation der Ergebnisse erleichtert.

Abbildung 5.15 zeigt die Jahresgänge der 2m-Temperatur (1. Zeile) und des Niederschlags (2. Zeile) für die entsprechenden Cluster. In Cluster 3 nimmt die 2m-Temperatur mit abnehmender Höhe des TP zu, da große Teile dieses Clusters

Tab. 5.1: Zentroide der Cluster für T100 (T2M = 2m-Temperatur, PRE = jährliche Niederschlagssumme, TAM = jährliche Temperaturamplitude, VJA = 10m v-Windkomponente im Januar, VJU = 10m v-Windkomponente im Juli, UJA = 10m u-Windkomponente im Januar, UJU = 10m u-Windkomponente im Juli).

Clu.	Anz.	T2M °C	PRE mm	TAM °C	VJA m/s	VJU m/s	UJA m/s	UJU m/s
1	104	29.15	305.76	26.40	-0.16	2.95	-0.45	3.40
2	377	24.98	872.45	28.37	0.57	-0.01	-0.48	0.72
3	296	13.79	3241.75	20.96	0.66	-0.09	0.21	0.39
4	406	13.66	75.28	39.28	0.03	-1.44	-0.30	-1.40
5	695	5.86	409.34	36.68	0.90	0.06	0.24	-0.31
6	411	-1.71	1595.36	29.12	2.10	0.19	0.42	0.39
7	120	-4.35	1949.99	27.43	4.53	-1.01	-0.88	-0.44
8	391	-6.97	880.07	32.55	2.87	-0.41	0.85	-0.80
∅	-	7.93	1024.69	31.81	1.27	-0.17	0.10	-0.09

von der Verringerung der Höhe betroffen sind. Die Temperaturzunahme fällt aber geringer aus als in den Clustern 6 und 8, da in diesen Clustern die Höhe aller Gitterboxen abnimmt und die Ausgangshöhen durchschnittlich größer waren. In Cluster 3 ist die Temperaturzunahme im Sommer stärker als im Winter, wodurch auch die jährliche Temperaturamplitude mit abnehmender Höhe des TP größer wird. Im Sommer beträgt der Unterschied zwischen T100 und T000 12-13°C, im Winter nur 3.5°C. Die jährliche Temperaturamplitude steigt somit von 13°C in T100 auf 23°C in T000 an.

Durch die Verringerung bzw. den Wegfall der Barriere, die der Himalaya für die aus Süden kommenden Luftmassen darstellt, gehen die Niederschläge in Cluster 3 vor allem im Sommer deutlich zurück. Von Spitzenwerten von über 500mm/Monat in T100 im Juni und Juli fallen die Werte auf unter 180mm/Monat in T000. Erneut zeigt sich, dass der Großteil der Abnahme bereits bis T050 eintritt. Weiterhin fällt auf, dass das Niederschlagsmaximum mit abnehmender Höhe des TP später im Jahr auftritt. Während der niederschlagsreichste Monat in T100 der Juni ist, verschiebt sich das Maximum in T075 und T050 auf den Juli. In T025 und T000 ist der August der feuchteste Monat. Dadurch, dass bei geringerer Höhe des TP weniger Niederschlag im Frühjahr und Frühsommer fällt, kann sich der Kontinent länger aufheizen und der größte Temperaturunterschied zwischen Land

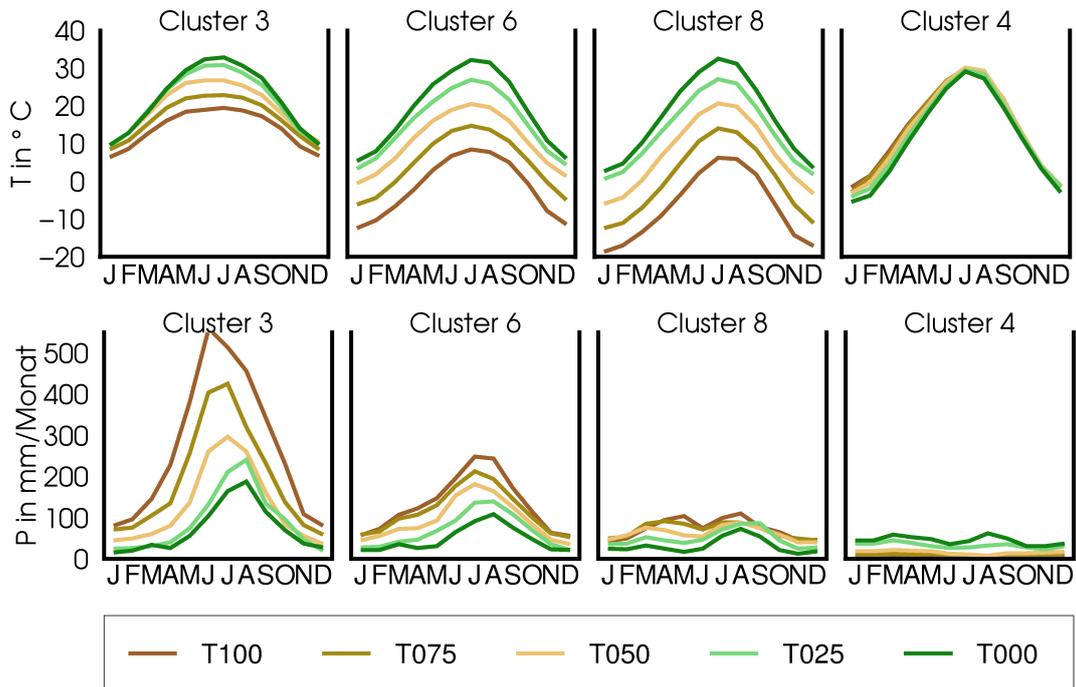


Abb. 5.15: Mittlere Jahresgänge der 2m-Temperatur (1. Zeile) und des Niederschlags (2. Zeile) der Cluster 3, 6, 8 und 4 (Lage in Clusterdomain von Süd nach Nord) für den den Zeitraum 1971-2000.

und Ozean tritt später im Jahr auf, wodurch sich das Niederschlagsmaximum im Jahresverlauf ebenfalls nach hinten verschiebt. Festzuhalten ist, dass in Cluster 3 die Niederschläge mit abnehmender Höhe des TP stark zurückgehen und das Niederschlagsmaximum später im Jahr auftritt.

In den Clustern 6 und 8 nimmt die 2m-Temperatur mit abnehmender Höhe des TP stark zu, da die Gitterboxen in diesen beiden Clustern die größten Höhenveränderungen erfahren. Die Temperaturzunahme beträgt in Cluster 6 im Dezember und Januar 17°C bzw. 18°C. In den Sommermonaten ist die Erwärmung zwischen T100 und T000 mit 22-23°C noch stärker. In Cluster 8 zeigt sich das gleiche Bild. Allerdings sind die Unterschiede zwischen T100 und T000 mit 21°C im Winter und 25-26°C im Sommer noch ausgeprägter als in Cluster 6. In beiden Clustern nimmt die jährliche Temperaturamplitude mit abnehmender Höhe des Plateaus zu. In Cluster 6 steigt sie von 20.6°C in T100 auf 27.3°C in T000 an. In Cluster 8 beträgt die Temperaturamplitude in T100 25.2°C und steigt in T000 bis auf 30.1°C an.

In Cluster 6 nimmt der Niederschlag mit abnehmender Höhe des TP ebenfalls ab. Im Frühjahr fällt in T050 und vor allem in T025 und T000 wesentlich weniger Niederschlag als in T100 und T075. Auch in diesem Cluster verschiebt sich das

Niederschlagsmaximum von Juli in T100, T075 und T050 auf August in T025 und T000. In T100 gibt es in Cluster 8 zwei Niederschlagsmaxima, eines im Mai und das andere im August. Mit abnehmender Höhe des TP gehen die Niederschlagsmengen vor allem im Frühjahr deutlich zurück. Die Unterschiede in den Sommermonaten sind dagegen gering. Im September fällt in T025 sogar mehr Niederschlag als in allen anderen Experimenten. Dadurch, dass der Niederschlag in T025 und T000 im Frühjahr abnimmt, aber im Sommer fast unverändert bleibt, entfällt das erste Niederschlagsmaximum im Mai und die Regenzeit ist in diesen beiden Experimente auf die Monate Juli, August und September beschränkt. Hieraus lässt sich schlussfolgern, dass sich der von Juni bis September bestehende Einfluss des IM nur wenig abschwächt, während die Niederschläge im Frühjahr, wenn sich die Region noch im Einflussbereich der Westwinde befindet, zurück gehen.

Cluster 4 nimmt in T100 im Wesentlichen das Tarimbecken ein. Dort ändert sich die Höhe im Zuge der Topographieänderung nur wenig. Daher sind auch die Unterschiede der 2m-Temperatur zwischen den Experimenten gering. Lediglich in den Monaten Januar, Februar, März und April geht die Temperatur von T075 bis T000 in jeder Simulation um etwa 1°C zurück. In T100, T075 und T050 ist Cluster 4 ganzjährig sehr trocken. In T100 und T075 liegen die monatlichen Niederschlagssummen durchgängig unter 12mm/Monat. Auch in T050 steigen die Werte nicht über 21mm/Monat an. In T025 und T000 werden die Bedingungen feuchter. In T025 liegen die Niederschlagswerte in allen Monaten über 26mm/Monat. Der März ist mit 44mm/Monat der feuchteste Monat. In T000 fällt die monatliche Niederschlagssumme nie unter 29mm/Monat und das Maximum wird mit 62mm/Monat im August erreicht. In T025 sind die Niederschläge dabei gleichmäßig über das Jahr verteilt, während sich in T000 leichte Spitzen im März und August zeigen.

Insgesamt zeigt sich für die Cluster, die von der Topographieänderung betroffen sind, dass die absoluten Werte der 2m-Temperatur in allen Monaten mit abnehmender Höhe des TP ansteigen und die jährliche Temperaturamplitude zunimmt. Der zeitliche Verlauf des Jahresgangs ändert sich dabei nicht. Die Niederschläge gehen in diesen Clustern mit abnehmender Höhe des TP zurück. Der Rückgang ist im südlichen Teil des TP (Cluster 3) stärker als im nördlichen Teil (Cluster 8). Nördlich des Plateaus, im Tarimbecken (Cluster 4), nehmen die Niederschläge mit abnehmender Höhe des TP sogar zu. In allen Clustern ändert sich auch der Jahresgang. Zu beobachten ist ein späteres Einsetzen der Monsunniederschläge und auch das Niederschlagsmaximum tritt bis zu zwei Monate später im Jahr auf.

Die Höhenänderung des TP wirkt sich neben den Jahresgängen auch auf die vorherrschenden Windrichtungen in den Clustern aus. Wie in Abschnitt 4.3 bereits angesprochen, sind Kenntnisse über die Anströmrichtungen entscheidend für die Interpretation von Proxidaten die zur Rekonstruktion des Paläoklimas herangezogen werden. Die Abbildungen 5.16 und 5.17 zeigen die prozentualen Anteile der Windrichtungen und die zugehörigen Windgeschwindigkeiten gemäß der in Abschnitt 3.3.2 erläuterten Berechnungsmethode. Die Veränderungen in Cluster 3 sind

vergleichbar mit denen im benachbarten Cluster 6. In Cluster 8 kommt der Wind auf 500hPa im Sommer in T050 und T000 verstärkt aus westlichen Richtungen. In 10m Höhe dominieren in T100 und T050 südwestliche Windrichtungen während in T000 westliche, südliche und östliche Richtungen in etwa gleich vertreten sind. Ansonsten sind die Veränderungen in diesen beiden Clustern gering, weshalb im Anschluss nur auf die Cluster 6 (siehe Abb. 5.16) und 4 (siehe Abb. 5.17) näher eingegangen wird.

Auf 500hPa sind im Winter in Cluster 6 und in Cluster 4 westliche Windrichtungen in allen dargestellten Experimenten vorherrschend. In Cluster 6 beträgt der Anteil für die Richtungen Westsüdwest, West und Westnordwest in T100 91.1%. Auch in T050 und T000 sind die Anteile dieser drei Richtungen mit 90.4% und 85.2% hoch. In Cluster 4 nehmen die drei genannten Richtungen in T100 zusammen 93.4% ein. In diesem Cluster geht der Anteil westlicher Richtungen allerdings mit abnehmender Höhe des TP stärker zurück. In T050 beträgt der Anteil noch 81.0% und in T000 nur noch 71.3%. Im Sommer ist in Cluster 6 in T100 Westsüdwest die Richtung mit dem größten Anteil (24.6%). Allerdings weisen auch West und Südwest mit 19.2% und 14.0% hohe Werte auf. In T050 und T000 geht der Anteil von Südwest und Westsüdwest zugunsten von West und Westnordwest zurück. Der Anteil von Wind aus Westsüdwest beträgt in T050 noch 15.4% und in T000 14.5%. Dafür steigt der Anteil von West auf 21.0% in T050 und 20.6% in T000 an. Insgesamt dominieren in Cluster 6 auf 500hPa sowohl im Sommer als auch im Winter Winde aus westlichen Richtungen.

In 10m Höhe kommt der Wind in Cluster 6 in T100 im Winter mit 65.1% zum überwiegenden Teil aus West und Westsüdwest. Der Anteil dieser Richtungen geht in T050 auf 36.0% zurück. Dafür nimmt der Anteil an nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Richtungen zu. In T000 verringert sich der Anteil westlicher und südwestlicher Windrichtung sogar auf 10.1%. Dafür kommt der Wind zunehmend aus Nordost und Ostnordost. Diese beiden Richtungen haben in T000 einen Anteil von 25.9%. Auch der Anteil südöstlicher und südlicher Richtungen ist in T000 höher als in T050 und T100. Im Winter wird Cluster 6 bei geringerer Höhe des TP folglich weniger von Westwinden beeinflusst. Die Anteile aller anderen Richtungen, besonders aber Nordost und Ostnordost, steigen an. Im Sommer wird Cluster 6 bei heutiger Höhe des TP in erster Linie von Winden aus südwestlichen Richtungen beeinflusst. Westsüdwest, Südwest und Südsüdwest nehmen zusammen 51.8% ein. Der Anteil dieser drei Richtungen geht in T050 auf 28.7% zurück. Dafür kommt der Wind vermehrt aus südöstlicher, östlicher und besonders nordöstlicher Richtung. Dieser Trend setzt sich auch in T000 fort. Dort geht der Anteil südwestlicher Richtungen auf 8.1% zurück. Nordost, Ostnordost und Ost nehmen dafür nun 48.4% ein.

Cluster 4 wird auf 500hPa bei heutiger Höhe des TP sowohl im Winter als auch im Sommer von Winden aus westlicher Richtung beeinflusst. Im Winter liegt der Anteil von West und Westnordwest zusammen bei 84.0%. In T050 und T000 geht

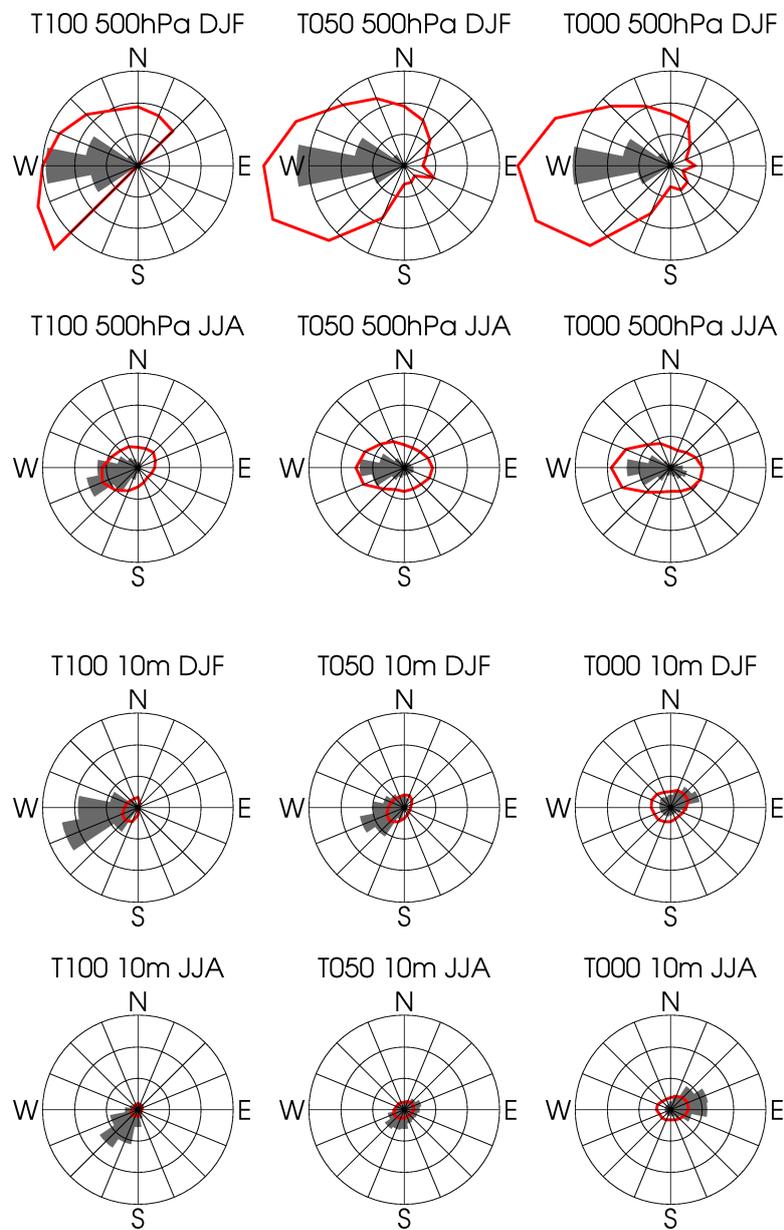


Abb. 5.16: Richtungen und Geschwindigkeiten des 500hPa- und 10m-Winds in Winter (1. bzw. 3. Zeile) und Sommer (2. bzw. 4. Zeile) in Cluster 6 für verschiedene Höhen des TP (1. Spalte: T100, 2. Spalte: T050 und 3. Spalte: T000).

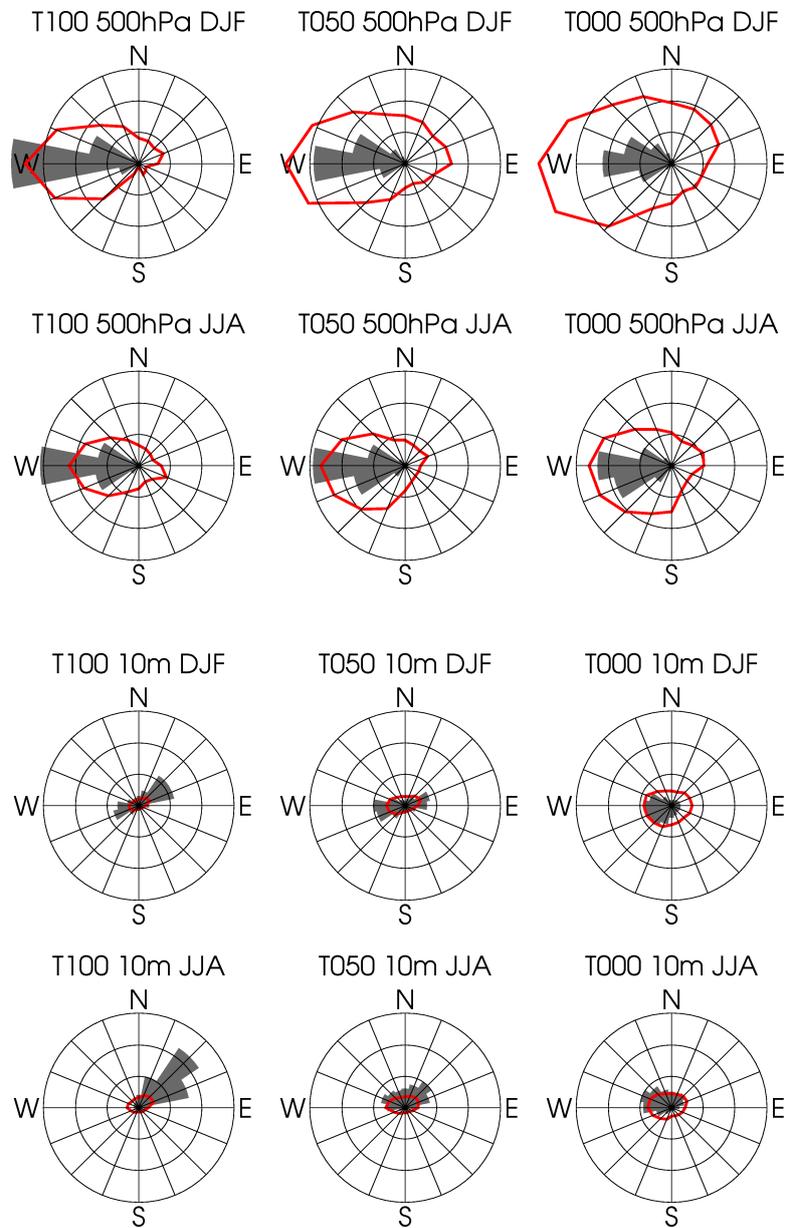


Abb. 5.17: Richtungen und Geschwindigkeiten des 500hPa- und 10m-Winds in Winter (1. bzw. 3. Zeile) und Sommer (2. bzw. 4. Zeile) in Cluster 4 für verschiedene Höhen des TP (1. Spalte: T100, 2. Spalte: T050 und 3. Spalte: T000).

der Anteil dieser beiden Richtungen zwar auf 68.8% bzw. 55.5% zurück, allerdings hauptsächlich zugunsten der direkt angrenzenden Richtungen. Westsüdwest und Nordwest steigern ihren Anteil von zusammen 13.5% in T100 auf über 20.5% in T050 und auf 27.2% in T000. Im Sommer zeigt sich ein ähnliches Bild. In T100 kommt der Wind zu 86.6% aus Westsüdwest, West oder Westnordwest. Der Gesamtanteil dieser drei Richtungen geht mit 86.0% in T050 und 78.4% in T000 kaum zurück. Allerdings kommt es innerhalb dieser Richtungen zu einer Verschiebung zugunsten von Westsüdwest.

Im bodennahen Bereich, auf einer Höhe von 10m, sind in T100 im Winter zwei Hauptrichtungen zu erkennen. Zum einen kommt der Wind in 22.1% aus West und Westsüdwest. Zum anderen nehmen Nordost und Ostnordost zusammen 34.0% ein. Auch in T050 ist diese Zerteilung der vorherrschenden Windrichtungen noch deutlich zu erkennen. West und Westsüdwest nehmen jetzt einen Anteil von 28.8% ein. Neben Ostnordost kommt der Wind in T050 vermehrt auch aus Osten. Beide Richtungen zusammen haben einen Anteil von 22.2%. In T000 geht der Anteil östlicher und nordöstlicher Richtungen stark zurück. Nordost, Ostnordost und Ost haben zusammen nur noch einen Anteil von 11.4%. Der Prozentsatz den Winde aus westlicher und westsüdwestlicher Richtung einnehmen bleibt konstant. Dagegen kommt es zu einer Zunahme von Winden aus Südsüdwest (plus 6.7% in T000 gegenüber T100), Südwest (plus 6.4% in T000 gegenüber T100) und Westnordwest (plus 5.4% in T000 gegenüber T100). Insgesamt reduziert sich mit abnehmender Höhe des TP also der Anteil von Winden aus nordöstlicher und östlicher Richtung. Dafür sind südwestliche und westnordwestliche Richtungen häufiger.

Im Sommer wird Cluster 4 fast ausschließlich von Winden aus Nordnordost, Nordost und Ostnordost beeinflusst. Zusammen nehmen diese drei Richtungen 73.5% ein. Der Anteil geht in T050 jedoch auf 37.7% zurück. Dafür steigt der Anteil von West, Westnordwest, Nordwest und Nordnordwest von 10.7% in T100 auf 38.5% in T050 an. In T000 geht der Anteil der nordöstlichen Richtungen auf 21.6% zurück. Dafür kommt der Wind noch häufiger aus westlichen und nordwestlichen Richtungen. West, Westnordwest und Nordwest haben in T000 zusammengenommen einen Anteil von 40.1%. Insgesamt nimmt der Einfluss von Winden aus nordöstlichen Richtungen in Cluster 4 im Sommer also stark ab. Dafür kommt dieses Cluster auch im Sommer verstärkt in den Einflussbereich der Westwinde.

6 Quartärexperimente

Das sechste Kapitel dieser Arbeit befasst sich mit den klimatischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet im mittleren Holozän (6kya) und zur Zeit des Hochstands der letzten Vereisung (21kya). Zunächst wird auf einige Verbesserungen in der allgemeinen Modellkonfiguration eingegangen, die für diese Experimentgruppe durchgeführt wurden. Anschließend werden die Veränderungen beschrieben, die zur Erzeugung der Simulationen für diese beiden Zeitscheiben erforderlich waren. Den restlichen Teil dieses Kapitels nimmt die Darstellung der Ergebnisse der beiden Experimente ein. Dabei werden die Veränderungen der 2m-Temperatur und des Niederschlags zunächst getrennt für jede Zeitscheibe analysiert, bevor auf die jeweilige Änderung in der Monsunintensität eingegangen wird. Hieran schließt sich die Analyse der Auswirkungen auf die regionalen Klimatypen für beide Zeitscheiben an.

6.1 Modellkonfiguration

6.1.1 Anpassungen

Die ECHAM Simulationen, die als Antrieb für die Quartärexperimente dienen, besitzen eine höhere Auflösung als die Simulationen, die als Randbedingungen für die Topographieexperimente verwendet wurden. Die Topographieexperimente haben die Auflösung T63, während die Quartärexperimente in der Auflösung T106 erstellt wurden. Um auflösungsbedingte Unterschiede ausschließen zu können, war die Erstellung eines neuen Kontrolllaufs für diese Experimentgruppe erforderlich. Dieser wird nachfolgend mit PD angesprochen. Im Zuge dessen konnten auch die unerwünschten Niederschlagseffekte, die in den Topographieexperimenten registriert wurden, beseitigt und auch die generellen Niederschlagseinstellungen weiter optimiert werden. In REMO kann über eine Reihe von Parametern Einfluss auf die Simulation des Niederschlags genommen werden. Die wichtigsten Parameter sind DLANDD (minimale Dicke einer Wolke über Land damit es aus ihr regnen kann) und DNOPRCD (die minimale Dicke einer Wolke über Wasser damit es aus ihr regnen kann) sowie ZRTC und ZRTL, welche die minimale Luftfeuchtigkeit angeben, ab der Kondensation einsetzt.

Zum Prüfen verschiedener Einstellungen für diese Parameter wurden sechs Testläufe über jeweils ein Modelljahr gerechnet. Aufgrund der begrenzten Ressourcen

konnte keine größere Zahl an Testläufen realisiert werden. Diese wäre aber sicherlich notwendig, um vor dem Hintergrund der Vielzahl an Einstellmöglichkeiten und der fehlenden Vorerfahrung mit Simulationen in dieser Region die optimale Modellkonfiguration zu ermitteln. Daher stellen die letztlich gewählten Einstellungen (DLANDD = 15000dm, DNOPRCD = 10000dm, ZRTC = ZRTL = 0.7) zwar eine Verbesserung gegenüber den ursprünglichen Einstellungen dar, es handelt sich aber sicherlich immer noch nicht um die optimale Konfiguration für das gewählte Modellgebiet. Die verwendeten Einstellungen wurden aus zwei Gründen gewählt. Zum einen reduziert sich mit diesen Einstellungen die Summe der Beträge der Abweichung über das gesamte Modellgebiet gegenüber den CRU und HAR Daten. Zum anderen verbessert sich auch das simulierte Niederschlagsmuster. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass der zweite Aspekt aus einer subjektiven Einschätzung resultiert. Da sich die Niederschlagsverteilung aber in Abhängigkeit von den gewählten Einstellungen verändert, schien es erforderlich auch diesen Punkt in angemessener Form bei der Wahl der Einstellungen zu berücksichtigen.

Wie in Abschnitt 4.4.1 beschrieben, treten in den Topographieexperimenten in den Bereichen, in denen größere Seen auf dem TP liegen, unnatürlich hohe Niederschlagswerte auf. Die Ursache hierfür liegt in der Behandlung des fraktionellen Wasseranteils in diesen Gitterboxen. Da aus den oben genannten Gründen für die Quartärexperimente ein neuer Kontrolllauf erstellt werden musste, bestand die Möglichkeit dieses Problem zu beheben. Hierfür wurde zunächst mit der normalen Skriptkette eine Bodenbibliothek erzeugt. Anschließend wurde der fraktionelle Landanteil in allen Gitterboxen die höher als 3000m über N.N. liegen auf eins gesetzt. Dies bedeutet gleichzeitig, dass ab einer Höhe von 3000m über N.N. keine Gitterbox mehr über einen fraktionellen Wasseranteil verfügt. Damit verschwinden auch die Seen auf dem TP, da es sich dabei technisch gesehen lediglich um Gitterboxen mit einem hohen fraktionellen Wasseranteil handelt. Durch diese Anpassung können die zu hohen Niederschlagswerte auf dem TP reduziert werden und die Übereinstimmung mit den Beobachtungs- und Reanalysedaten verbessert sich. Dieses Verfahren wurde auch bei den Experimenten MH und LGM angewandt. Durch die beschriebene Anpassung und die höhere Auflösung des antreibenden Globalmodells ergeben sich Unterschiede zwischen den Kontrollläufen PD und CTRL. Auf diese wird im folgenden Abschnitt näher eingegangen.

6.1.2 Vergleich der Kontrollexperimente

Wie in Abschnitt 4.2.2 gezeigt wurde, kommt es in CTRL im Bereich des TP und im Norden und Osten der Modelldomain zu einer Überschätzung des Niederschlags. Westlich des TP und in Indien ist der Jahresniederschlag in CTRL dagegen verglichen mit allen analysierten Beobachtungs- und Reanalysedaten zu niedrig. Abbildung 6.1 zeigt die Differenz des Jahresmittels der 2m-Temperatur (Abb. 6.1a) und der Jahressumme des Niederschlags (Abb. 6.1b) von PD und CTRL. Es

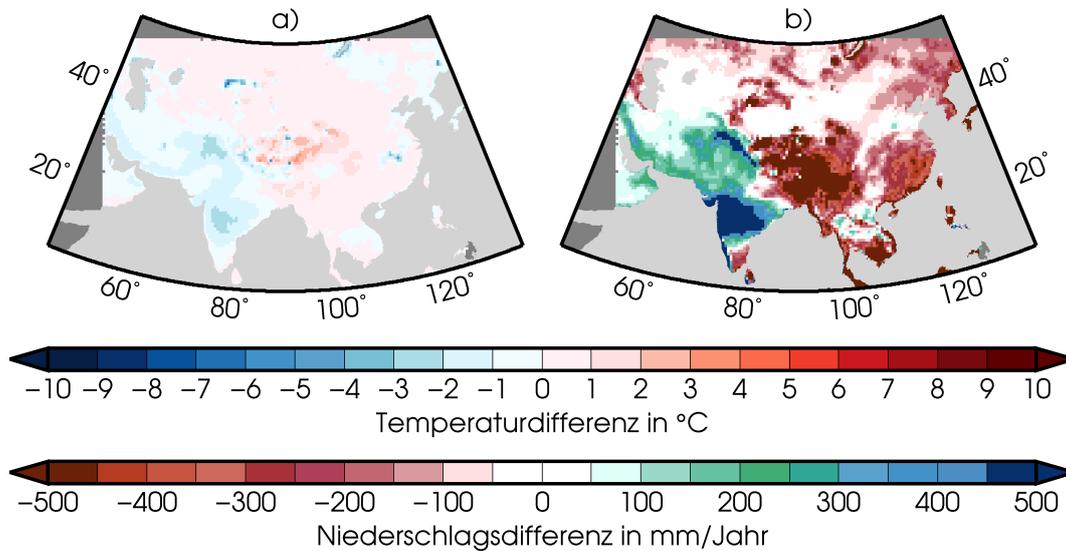


Abb. 6.1: Differenz 10-jähriger Mittelwerte von a) 2m-Temperatur und b) jährlicher Niederschlagssumme für PD-CTRL.

zeigt sich, dass die Niederschlagswerte in PD im Bereich des TP sowie im Osten und Norden der Modelldomain niedriger sind als in CTRL. Im Norden beträgt der Rückgang bis zu 200mm/Jahr, während östlich des TP auch Werte von bis zu 450mm/Jahr erreicht werden. Im Bereich des TP und nördlich des Golf von Bengalen gehen die Werte um 1000mm/Jahr und mehr zurück. Westlich des Plateaus und in Indien liegen die Niederschlagswerte in PD dagegen über denen von CTRL. Die größte Niederschlagszunahme ergibt sich im zentralen Bereich Indiens mit bis zu 1000mm/Jahr. Ansonsten liegt die Niederschlagszunahme meist zwischen 100-200mm/Jahr. Insgesamt geht der Niederschlag in Gebieten, in denen die Jahressumme in CTRL zu hoch war zurück und in den Gebieten, in denen die Jahressumme in CTRL unterschätzt wurde, steigt sie in PD an. Dadurch stimmen die Niederschlagswerte in PD deutlich besser mit den Beobachtungs- und Reanalysedaten überein als die Werte in CTRL. Insbesondere ergeben sich durch das Entfernen des fraktionellen Wasseranteils wesentlich bessere Niederschlagswerte im Bereich des TP.

Die zuvor beschriebenen Anpassungsmaßnahmen wirken sich zwar in erster Linie auf den simulierten Niederschlag aus, allerdings verändern sich im Zuge dessen auch die Temperaturwerte. Wie schon mehrfach angesprochen, gehen höhere Niederschläge häufig mit niedrigeren Temperaturen einher und umgekehrt. Dies ist auch hier zu beobachten. In den Bereichen des Modellgebiets, in denen der Niederschlag in PD im Vergleich zu CTRL ansteigt, geht die Temperatur zurück. Dort wo der Niederschlag zurückgeht, steigt die Temperatur an. Auf dem TP kommt

es zu einem Temperaturanstieg von bis zu 3°C, während die Temperaturzunahme im übrigen Teil des Modellgebiets unter 1°C beträgt. Westlich des TP und im zentralen Bereich Indiens kommt es zu Temperaturabnahmen von bis zu 2.5°C, während die Abnahme sonst weniger als 1°C beträgt.

6.2 Änderungen für Quartärexperimente

In diesem Abschnitt werden die Änderungen und Anpassungen erläutert, die in REMO bzw. in den Eingangsdaten des Modells zur Erstellung der Quartärexperimente notwendig waren. In folgenden Bereichen wurden Änderungen gegenüber PD vorgenommen:

- Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre
- Bedeckung der Landoberfläche
- Jahresgänge von Oberflächenalbedo, fraktioneller Vegetationsbedeckung und Blattflächenindex
- Orbitalparameter

In den ECHAM Simulationen wurden zusätzlich auch die Meeresoberflächentemperaturen und die Meereisbedeckung verändert. Hierfür wurden die Randbedingungen für MH und LGM aus einem Experiment mit dem gekoppelten Modell ECHO-G abgeleitet (LORENZ und LOHMANN, 2004). Die Methode hierfür ist in DIETRICH et al. (2013) beschrieben. Diese Anpassungen müssen in REMO nicht gesondert berücksichtigt werden, da beide Parameter über die Antriebsdaten vom Globalmodell an das Regionalmodell weitergegeben werden. In der ECHAM Simulation für das LGM wurde darüber hinaus auch die Land-Meer-Verteilung an den niedrigeren Meeresspiegel vor 21000 Jahren angepasst. Diese Modifikation konnte in REMO nicht übernommen werden, da wesentliche Landoberflächenparameter für die neu entstandenen Landflächen nicht zur Verfügung standen. Davon abgesehen entsprechen die Anpassungen in den REMO Simulationen denen der ECHAM Experimente. Ein Aufsatz, der die ECHAM Simulationen genauer beschreibt, wird derzeit in der Arbeitsgruppe von Prof. Ehlers vorbereitet. Die ECHAM Konfiguration entspricht im Wesentlichen der, die auch für die PMIP3-Experimente verwendet wurde (persönliche Mitteilung von Jingmin Li am 27.01.2015). Die Konfiguration des MH-Experiments stimmt grundsätzlich auch mit der in DIETRICH et al. (2013) beschriebenen Konfiguration überein. Nachfolgend werden die in REMO notwendigen Anpassungen zur Erstellung der Simulationen MH und LGM genauer erläutert.

Tab. 6.1: Treibhausgaskonzentrationen in den Quartärexperimenten.

Exp.	CO_2 /ppm	CH_4 /ppb	N_2O /ppb	$CFCs$ /ppt	
PD	337-350	1547-1683	302-308	330-540	308-469
MH	280	650	270	0	0
LGM	185	350	200	0	0

6.2.1 Treibhausgaskonzentration

Die vergleichsweise einfachste Anpassung für beide Zeitscheiben ist die der Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre. Die Möglichkeit die Treibhausgaskonzentration zu verändern ist in REMO vorgesehen, da dies auch für Klimaprojektionen benötigt wird. Die für PD, MH und LGM verwendeten Treibhausgaskonzentrationen sind in Tabelle 6.1 zusammengefasst. Die Werte entsprechen den Vorgaben der PMIP3-Experimentprotokolle für diese Zeitscheiben (siehe PMIP3 HOMEPAGE). Die Werte für MH und LGM wurden unter anderem auch in DIETRICH et al. (2013) und OTTO-BLIESNER et al. (2006) verwendet. In MH und LGM sind die Werte für die gesamte Dauer der Simulation konstant. In PD steigen die Werte im Lauf der Simulation vom ersten zum zweiten Wert jeder Spalte in Tabelle 6.1 an.

6.2.2 Landnutzungsklassen

Ein weiterer wichtiger Aspekt, der für Paläoklimaexperimente in einem Modell angepasst werden muss, ist die Landbedeckung und daran gekoppelt die Eigenschaften der Landoberfläche. Die eigentliche Anpassung der Landnutzungsklassen an die Bedingungen vor 6000 bzw. 21000 Jahren wurde innerhalb des Projekts von Jingmin Li durchgeführt. Die Randbedingungen für die beiden Zeitscheiben wurden aus Rekonstruktionen angefertigt, die im Rahmen von PMIP erstellt wurden. Die Lücken in diesen Rekonstruktionen wurden mit den Daten eines Vegetationsmodells gefüllt (ARNOLD et al., 2009). Die daraus resultierenden Vegetationsklassen wurden anschließend in die Nomenklatur des Datensatzes übersetzt, welcher in ECHAM verwendet wird (persönliche Mitteilung von Jingmin Li am 25.10.2013). Dieser ist in HAGEMANN (2002) beschrieben. Als Ausgangspunkt für die Anpassungen in REMO stand pro Zeitscheibe letztlich jeweils ein Feld mit Landnutzungsklassen in ECHAM Auflösung zur Verfügung. Auf dieser Basis wurden die für REMO notwendigen Anpassungen vorgenommen, die im Folgenden genauer erläutert werden.

Die Vegetationsbedeckung der Landoberfläche in REMO wird aus dem Datensatz „Global Land Cover Characteristics Database (GLCCD)“ abgeleitet. Dieser wurde

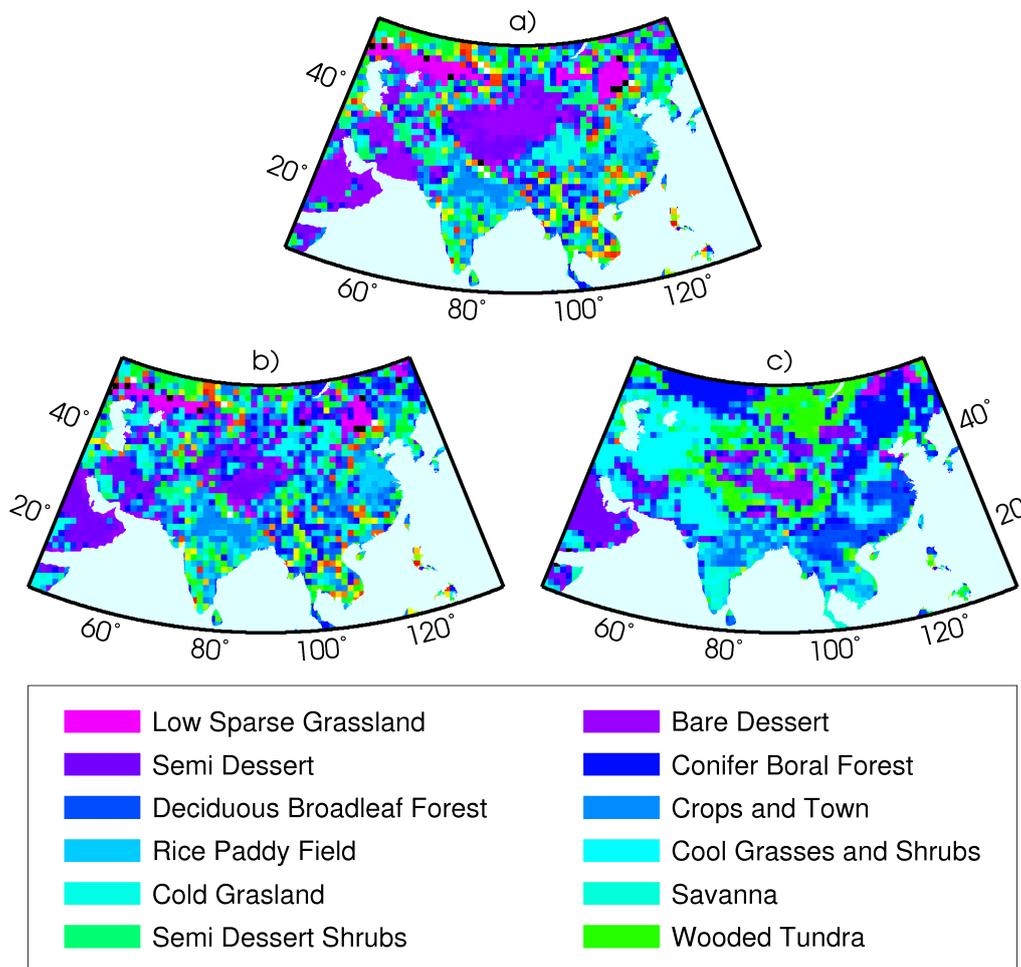


Abb. 6.2: Landnutzungsklassen in REMO für a) PD, b) MH und c) LGM. Dargestellt sind nur die Klassen, die größere zusammenhängende Bereiche einnehmen. Für weitere Erläuterungen siehe Text.

vom U.S. Geological Survey erstellt und beruht auf einer Klassifikation von OLSON (1994a,b). HAGEMANN et al. (1999) haben auf dieser Grundlage einen globalen Datensatz mit Oberflächenparametern für die Verwendung in Klimamodellen konstruiert. Dieser umfasst folgende Parameter:

- background surface albedo
- surface roughness length due to vegetation
- fractional vegetation cover
- leaf area index for growing and dormancy season

- forest ratio
- plant-available soil water holding capacity
- volumetric wilting point

Derzeit wird in REMO der Datensatz „Global Land Cover Characteristics Data Base Version 2.0“ (U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 2001) genutzt. Die hierfür durchgeführten Anpassungen der Oberflächenparameter sind in HAGEMANN (2002) erläutert.

Um konsistente Daten für die Paläoexperimente mit REMO ableiten zu können, wurden die Landnutzungsklassen im Eingangsdatensatz auf Grundlage der vorliegenden ECHAM Dateien angepasst. Hierbei wird jeder Gitterbox des USGS-Datensatzes die Landnutzungsklasse der nächsten Gitterbox in der ECHAM Eingangsdatei zugeordnet. Der Vorteil dieser Vorgehensweise besteht darin, dass nur die Vegetationsbedeckung im Ausgangsdatensatz verändert werden muss. Alle davon abhängigen Parameter (siehe Aufzählung oben) werden dann im Laufe des normalen Erzeugungsprozesses der Bodenbibliothek in konsistenter Weise aus den veränderten Eingangsdaten abgeleitet.

Abbildung 6.2 zeigt die Landnutzungsklassen im Modellgebiet für PD (Abb. 6.2a), MH (Abb. 6.2b) und LGM (Abb. 6.2c). Wichtig ist darauf hinzuweisen, dass die Legende nicht alle vorkommenden Landnutzungsklassen beinhaltet. Insgesamt unterscheidet der USGS-Datensatz 75 verschiedene Klassen. Die Legende in Abbildung 6.2 weist nur die zwölf Klassen aus, die die größten Flächenanteile einnehmen. Es zeigt sich, dass die Veränderungen zwischen PD und MH relativ gering ausfallen. Im Bereich des TP nimmt der Anteil von Semi Dessert und vor allem Bare Desert in MH ab und wird durch eine Reihe anderer Klassen ersetzt. In LGM nimmt Wooded Tundra einen großen Teil des TP und des Bereichs nördlich davon ein. Große Gebiete westlich des TP und in Indien werden von Cool Grasses and Shrubs besetzt. Im Süden Indiens kommt großflächig die Klasse Savanna vor. Im Nordwesten und Nordosten des Modellgebiets herrscht die Klasse Conifer Boral Forest vor.

In der hier verwendeten REMO Version besteht die Möglichkeit die Oberflächenparameter Oberflächenalbedo (ALB, REMO Variablennummer 174), fraktionelle Vegetationsbedeckung (VGR, REMO Variablennummer 198) und Blattflächenindex (VLT, REMO Variablennummer 200) mit einem Jahresgang zu versehen (RECHID, 2009). Für Europa konnte damit eine deutliche Verbesserung der Simulationsergebnisse erzielt werden (RECHID und JACOB, 2006). Aufgrund dessen wurde diese Option auch bei allen in dieser Arbeit vorgestellten Simulationen genutzt. Bei Verwendung des Jahresgangs ändern sich die Werte der genannten Parameter von Monat zu Monat, allerdings ist der Jahresgang für jedes Jahr identisch (RECHID und JACOB, 2006; RECHID et al., 2009). Hierfür müssen REMO drei zusätzliche Eingangsdateien zur Verfügung gestellt werden, welche die monatlichen Felder der

oben genannten Parameter enthalten. Diese werden im Normalfall nach Erzeugung der Bodenbibliothek unter Verwendung von zusätzlichen Skripten aus den Daten der Bodenbibliothek und weiteren Eingangsdaten erzeugt, die im REMO Paket enthalten sind. Für die Berechnung des Jahresgangs der Oberflächenalbedo wird unter anderem auf Parameter zurückgegriffen, die aus Satellitendaten (MODIS) der Jahre 2001 bis 2004 abgeleitet sind (RECHID, 2009; RECHID et al., 2009). Derartige Daten sind für die Bedingungen vor 6000 bzw. 21000 Jahren selbstverständlich nicht verfügbar.

Für MH und LGM stehen mit der fraktionellen Vegetationsbedeckung und dem Blattflächenindex zwei der drei benötigten monatlichen Felder als ECHAM Eingangsdateien zur Verfügung. Diese wurden, wie die Landnutzungsklassen, von der ECHAM Auflösung auf das REMO Gitter transferiert, indem jeder REMO Gitterbox der Wert der nächstgelegenen ECHAM Gitterbox zugeordnet wurde. Die Oberflächenalbedo steht in ECHAM nicht als Eingangsvariable zur Verfügung, da diese Größe vom Modell selbst berechnet wird. Die für PD vorliegenden Werte von ECHAM und REMO weisen jedoch große Unterschiede auf, weshalb auf eine Verwendung der von ECHAM berechneten Werte als Eingangsparameter für REMO in den Paläoexperimenten verzichtet wurde. Stattdessen wurde zunächst unter Verwendung von Gleichung 6.1 (entspricht Gleichung 3.3 in RECHID 2009) der Anteil der Vegetation an der gesamten Oberflächenalbedo (ALB_{veg} in Gleichung 6.1) bestimmt. Im nächsten Schritt wurden, ebenfalls gemäß Gleichung 6.1, monatliche Werte für die Oberflächenalbedo berechnet. Hierfür wurden die monatlichen LAI-Werte, die zuvor aus den ECHAM Daten bestimmt wurden, in Gleichung 6.1 eingesetzt.

$$ALB = ALB_{soil} \cdot e^{-0,5 \cdot LAI} + ALB_{veg} \cdot (1 - e^{-0,5 \cdot LAI}) \quad (6.1)$$

Bei der Berechnung wurde vorausgesetzt, dass Gleichung 6.1 sowohl für Jahresmittel als auch für monatliche Werte des LAI Gültigkeit besitzt. Aufgrund der Tatsache, dass bei der Berechnung des Jahresgangs der Oberflächenalbedo mit Hilfe der Standardskripte Daten verwendet werden, die für die Paläozeitscheiben nicht zur Verfügung stehen, erwies sich dieses Vorgehen als einzig gangbarer Weg. Auch ein zuvor unternommener Versuch die Oberflächenalbedo über eine multiple lineare Regression aus dem Blattflächenindex und der fraktionellen Vegetationsbedeckung zu schätzen, lieferte keine akzeptablen Ergebnisse.

6.2.3 Orbitalparameter

Für die Erstellung von Paläoklimasimulationen ist auch die Anpassung der Orbitalparameter an die Verhältnisse der jeweiligen Zeitscheibe von entscheidender Bedeutung. Die für PD, MH und LGM verwendeten Werte der Exzentrizität,

Tab. 6.2: Verwendete Orbitalparameter in REMO für PD, MH und LGM.

Exp.	Exzentrizität	Obliquität in °	Präzession in °
PD	0.016715	23.441	282.70
MH	0.018682	24.105	180.92
LGM	0.018994	22.949	294.42

Obliquität und Präzession zeigt Tabelle 6.2. Die Werte für PD entsprechen den in ECHAM verwendeten Standardwerten für heutige Bedingungen. Die Werte für MH und LGM entsprechen den Vorgaben des PMIP3-Experimentprotokolls für die jeweilige Zeitscheibe (siehe PMIP3 HOMEPAGE).

Da ECHAM bereits häufiger für Paläoklimasimulationen verwendet wurde, ist es dort inzwischen möglich, die Werte der Exzentrizität, Obliquität und Präzession für jede gewünschte Zeitscheibe einzustellen. In REMO war diese Möglichkeit bisher nicht gegeben, da das Modell bislang hauptsächlich zur Simulation des heutigen und zukünftigen Klimas benutzt wurde. In REMO werden alle Berechnungen die mit den Orbitalparametern in Zusammenhang stehen in der Subroutine *orbit.f* ausgeführt. Die bisher verwendete Berechnungsmethode ist in PALTRIDGE und PLATT (1976, Seite 60-63) beschrieben. Dabei werden die Werte der Orbitalparameter nicht direkt verwendet, sondern sind über die Koeffizienten einer Reihenentwicklung hinterlegt. Wie diese Koeffizienten aus den Orbitalparametern abgeleitet wurden ist jedoch nicht bekannt. Daher war es nicht möglich die entsprechenden Koeffizienten für MH und LGM einfach aus den jeweiligen Orbitalparametern abzuleiten. Unter diesen Umständen erschien es sinnvoll die in ECHAM verwendete Berechnungsmethode auf REMO zu übertragen. Die Berechnungen in ECHAM erfolgen in der Subroutine *mo_orbit.f*. Die in ECHAM genutzte Berechnungsmethode ist in MONIN (1986, Seite 10-12) und MEEUS (1992, Seite 199-222) beschrieben. Nachfolgend wird erläutert, welche Anpassungen notwendig waren um diese Berechnungsmethode in den REMO Quellcode zu implementieren.

Die zentralen Parameter, die nach der Berechnung in *orbit.f* an die nachfolgenden Programmteile weitergereicht werden, sind das Verhältnis der Solarkonstante zu ihrem jährlichen Mittel (PDISSE in *orbit.f*) und drei Zenitalparameter (PZEN1, PZEN2 und PZEN3 in *orbit.f*). Letztere werden dabei aus der Deklination (ZDECLI in *orbit.f*) berechnet. Folglich wurde die ursprüngliche Berechnung von PDISSE und ZDECLI in *orbit.f* an die in der ECHAM Subroutine *mo_orbit.f* verwendete Methode angepasst. Dadurch besteht nun die Möglichkeit die im weiteren Programmablauf von REMO erforderlichen Größen direkt aus Exzentrizität, Obliquität und Präzession zu berechnen und für diese Parameter auch Werte anderer

Zeitscheiben zu verwenden. Zu Testzwecken wurden die Rückgabewerte von *orbit.f* für heutige Werte mit der ursprünglichen und der neuen Methode berechnet. Die Unterschiede sind vernachlässigbar. Die ursprünglich in REMO vorhandene Berechnungsmethode steht in der angepassten Version von *orbit.f* weiterhin zur Verfügung. Über den logischen Parameter `pcmdi` kann nun zwischen der ursprünglichen Methode (`pcmdi=.FALSE.`) und der direkten Berechnung aus den Orbitalparametern (`pcmdi=.TRUE.`) gewählt werden.

6.3 Veränderungen im bodennahen Klima

Mit den zuvor beschriebenen Anpassungen wurde je eine Simulation für MH und LGM durchgeführt. Wie Tabelle 3.1 bereits ausweist, haben beide Simulationen eine Länge von zwölf Jahren. Die letzten zehn Jahre jeder Simulation wurden für die Auswertungen verwendet. Da die als Antrieb für die Quartärexperimente verwendeten ECHAM Simulationen in höherer Auflösung erstellt wurden als die der Topographieexperimente, musste für diese mehr Rechenzeit aufgewandt werden. Aufgrund der begrenzten Anzahl an CPU-Stunden die am Deutschen Klimarechenzentrum zur Verfügung standen, war es daher nicht möglich Simulationen über einen längeren Zeitraum zu erstellen. In den Quartärexperimenten wurden allerdings klimatologische SSTs verwendet, wodurch sich die interannuelle Variabilität reduziert und die verkürzte Experimentdauer zu einem gewissen Grad kompensiert wird.

6.3.1 Mid-Holocene

6.3.1.1 Temperatur

Abbildung 6.3 zeigt die Unterschiede in der 2m-Temperatur zwischen MH und PD. In Teilabbildung 6.3a ist dabei der Unterschied im Jahresmittel dargestellt. Die Teilabbildungen 6.3b, 6.3c, 6.3d und 6.3e zeigen in dieser Reihenfolge die Differenzen in Winter, Frühling, Sommer und Herbst. Rote Farbtöne bedeuten, dass die Temperatur in MH über der in PD liegt, während das Vorkommen blauer Farbtöne anzeigt, dass die Temperatur in MH niedriger ist als in PD.

Im Jahresmittel liegen die Unterschiede zwischen MH und PD zwischen -2.5°C und knapp 1.0°C . In den meisten Bereichen des Modellgebiets ist es in MH kälter als in PD. Allerdings sind die Unterschiede mit weniger als 1°C größtenteils gering. Wie aus Abbildung 6.4a hervorgeht, sind die Unterschiede zwischen den beiden Experimenten im Westen und Norden des Modellgebiets und in Teilen Chinas auch nicht signifikant. Größere, dann auch signifikante Unterschiede, bestehen im Norden Indiens und nördlich des Golfs von Bengalen. Hier liegen die Temperaturen in MH um 1.5°C bis 2.5°C unter den Werten von PD. Nur zwischen TP und Kaspischem Meer und in zwei kleinen Gebieten an der Ostküste Chinas und südlich

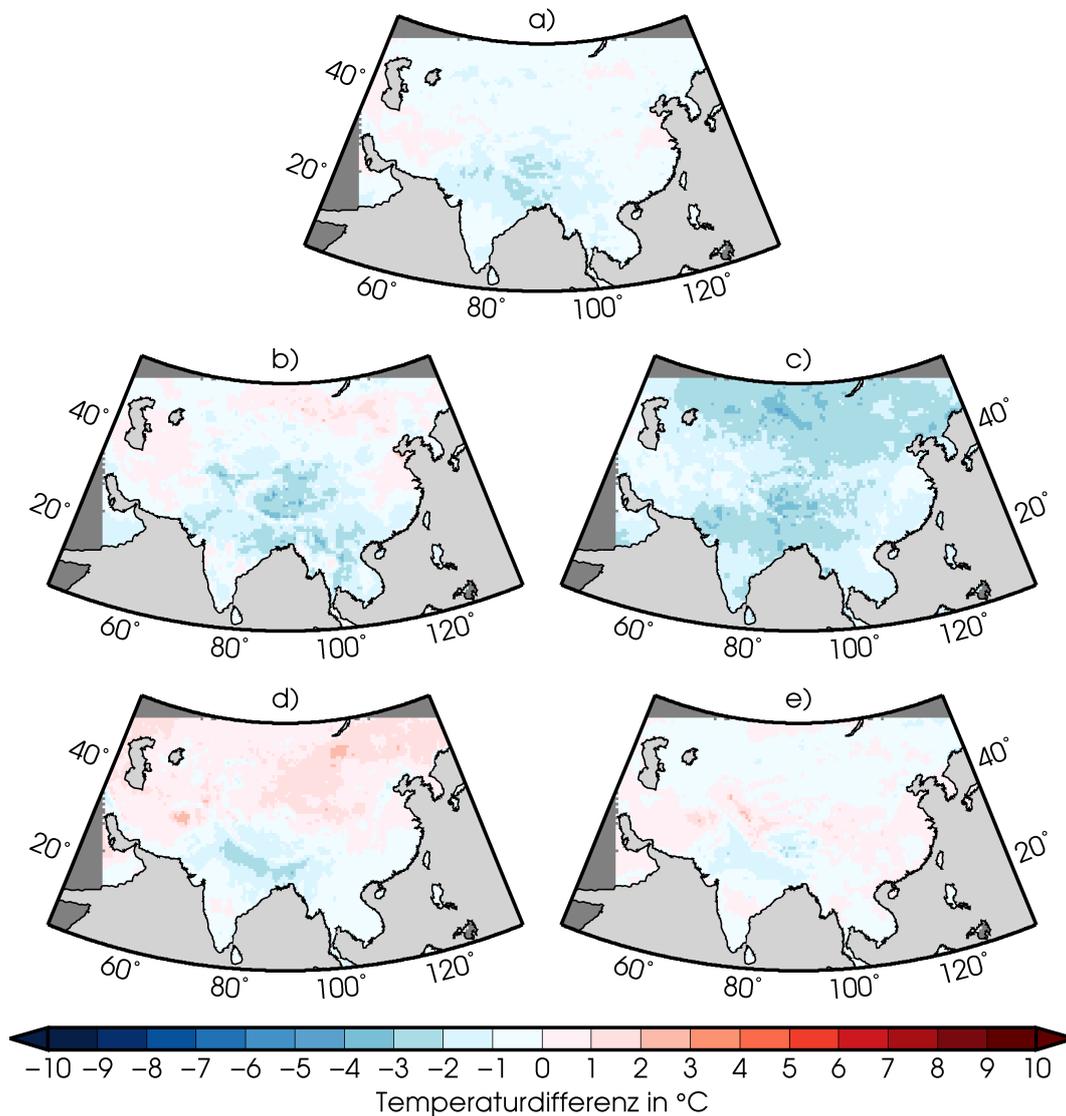


Abb. 6.3: Differenz 10-jähriger Mitteln der 2m-Temperatur MH-PD für a) Jahr, b) Winter, c) Frühling, d) Sommer und e) Herbst.

des Baikalsees sind die Temperaturen in MH höher als in PD. Diese Unterschiede sind jedoch ebenfalls nicht signifikant. Abbildung 6.4b zeigt, dass im Norden und an der Südspitze Indiens, im südlichen Teil des TP und in Südostasien hohe Varianzanteile durch die veränderten Randbedingungen erklärt werden können. Dort werden Werte von über 80% erreicht. Im nördlichen Teil des Modellgebiets sind die erklärten Varianzanteile dagegen gering. Meist sind die Werte dort kleiner als 30%.

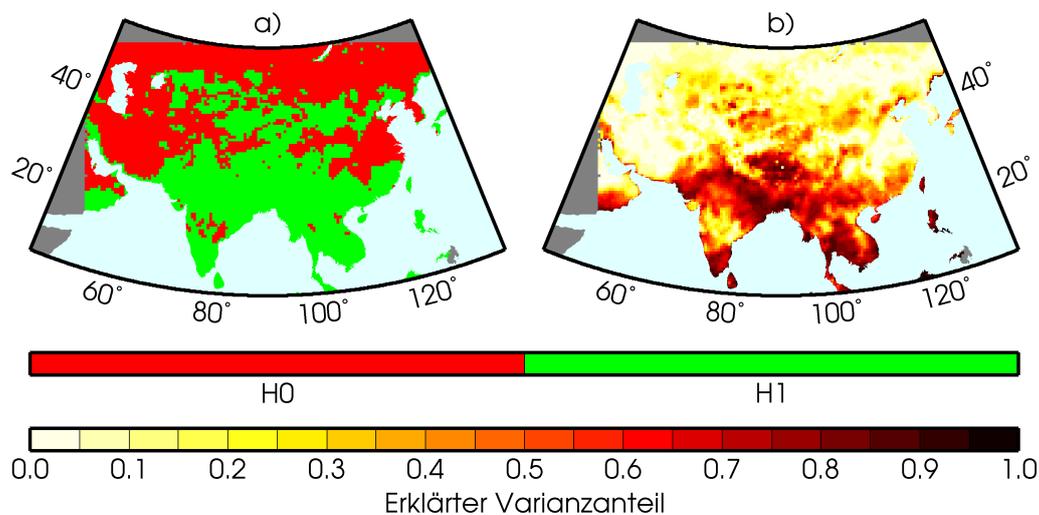


Abb. 6.4: 2m-Temperatur MH: a) Ergebnis der Varianzanalyse; b) erklärter Varianzanteil.

Wie aus den Teilabbildungen 6.3b bis 6.3e hervorgeht, sind die Veränderungen in den einzelnen Jahreszeiten nicht einheitlich. In MH liegen die Temperaturen im Winter im Westen, Norden und Nordosten des Modellgebiets sowie im Bereich der Nordchinesischen Ebene über denen in PD. Unterschiede von mehr als 0.6°C werden dabei allerdings nur im Norden der Domain erreicht, wo die Temperaturen in MH dann allerdings bis zu 1.8°C über denen in PD liegen. Im Bereich des TP, in Indien und Südostasien ist es in MH kälter als in PD. Die Unterschiede betragen bis zu 3.5°C .

Im Frühling liegen die Temperaturen in MH fast überall im Modellgebiet unter denen in PD. Im Norden des Modellgebiets sind die Werte in MH zwischen 2°C und 3.5°C niedriger als in PD. Im Bereich des Altai betragen die Unterschiede teilweise sogar mehr als 4°C . Auch im südlichen Teil des TP und im Norden Indiens fallen die Temperaturen in MH 2°C bis 3.5°C niedriger aus als in PD.

Im Sommer zeigt sich ein anderes Bild. Hier liegen die Temperaturen in MH in weiten Teilen des Modellgebiets über denen in PD. Die Unterschiede betragen aber häufig weniger als 1°C . Lediglich im zentralen und nordöstlichen Teil des Modellgebiets werden Werte von mehr als 1.5°C bis 2.5°C erreicht. Im südlichen Teil des TP, im Norden Indiens und in Südostasien ist es in MH auch im Sommer kühler als in PD. Dabei betragen die Unterschiede in der Regel nicht mehr als 1.5°C . Lediglich entlang des Himalayabogens treten Werte von mehr als 2°C auf.

Im Herbst sind die Unterschiede zwischen den beiden Experimenten praktisch nirgendwo im Modellgebiet größer als $\pm 1^{\circ}\text{C}$. Auch in dieser Jahreszeit sind die Temperaturen in MH in erster Linie entlang des Himalayabogens, im südlichen Teil

des Plateaus und im Norden des Modellgebiets niedriger als in PD. Dazwischen existiert ein Bereich in dem es in MH geringfügig wärmer ist als in PD.

6.3.1.2 Niederschlag

Die relative Veränderung des Niederschlags zwischen MH und PD zeigt Abbildung 6.5. Die Abbildung ist dabei hinsichtlich der Jahres- und Jahreszeitenwerte genauso aufgebaut wie die vorangegangene Abbildung für die Temperatur (Abb. 6.3). Rötliche Farbtöne zeigen trockenere und blaue Farbtöne feuchtere Verhältnisse in MH an. Es zeigt sich, dass die Bedingungen im Jahresmittel in MH in weiten Teilen des Modellgebiets feuchter sind als in PD. Im Norden Indiens sind die Niederschläge in MH um 30% bis 60% höher als in PD. Ähnliche Werte gelten auch für den südlichen und westlichen Teil des TP. Auch im Bereich der heutigen Mongolei und östlich davon, bis zum Gelben Meer, fällt in MH mehr Niederschlag als in PD. Die Zunahme in diesem Bereich beträgt zwischen 30% und 50%. In kleinen Gebieten werden auch Werte von über 100% erreicht.

Wie aus Abbildung 6.6 ersichtlich ist, sind die zuvor beschriebenen Unterschiede in der Mehrheit der Gitterboxen nicht signifikant. Dabei wechseln sich kleinräumig Regionen mit signifikanten Änderungen mit Gebieten ab, in denen kein signifikanter Unterschied zwischen PD und MH besteht. Größere zusammenhängende Gebiete mit signifikanten Änderungen bestehen vor allem im südlichen und westlichen Teil des TP und in einem Streifen vom heutigen Kasachstan über die Mongolei bis zum Gelben Meer. Dort, wo auch die zuvor beschriebenen Veränderungen groß waren. Folglich lässt sich auch nur in den genannten Gebieten ein Varianzanteil von 50% bis 75% durch die veränderten Randbedingungen erklären. In allen übrigen Teilen des Modellgebiets sind weitere Einflussfaktoren für die Variabilität der Niederschläge ausschlaggebend.

Die Teilabbildungen 6.5b bis 6.5e zeigen die relativen Veränderungen in Winter, Frühling, Sommer und Herbst. Bei der Analyse der jahreszeitlichen Unterschiede muss darauf hingewiesen werden, dass die absoluten Veränderungen, vor allem im Winter, Frühjahr und Herbst, gering sind. In den meisten Teilen des Untersuchungsgebiets betragen die absoluten Veränderungen in den genannten Jahreszeiten weniger als $\pm 50\text{mm}/\text{Jahreszeit}$. Dennoch können die relativen Unterschiede zwischen MH und PD unter Umständen hoch sein.

Im Winter nehmen die Niederschläge in Indien und südwestlich bis zum Kaspischen Meer um 40% bis 70% ab. Auch in China kommt es in MH östlich des TP bis zum Pazifik zu einem Niederschlagsrückgang um 20% bis 45%. Zunahmen von 20% bis 60% sind im nördlichen Teil des Modellgebiets zu verzeichnen. Im Tarimbecken beträgt die Zunahme aufgrund der niedrigen Ausgangswerte mehr als 150%. Im Frühjahr zeigt sich ein sehr inhomogenes Bild. Ein größeres Gebiet mit Niederschlagsabnahme besteht im heutigen Pakistan und Iran (bis zu 65%). Im Norden Indiens, nördlich des TP und im Nordosten des Modellgebiets nehmen

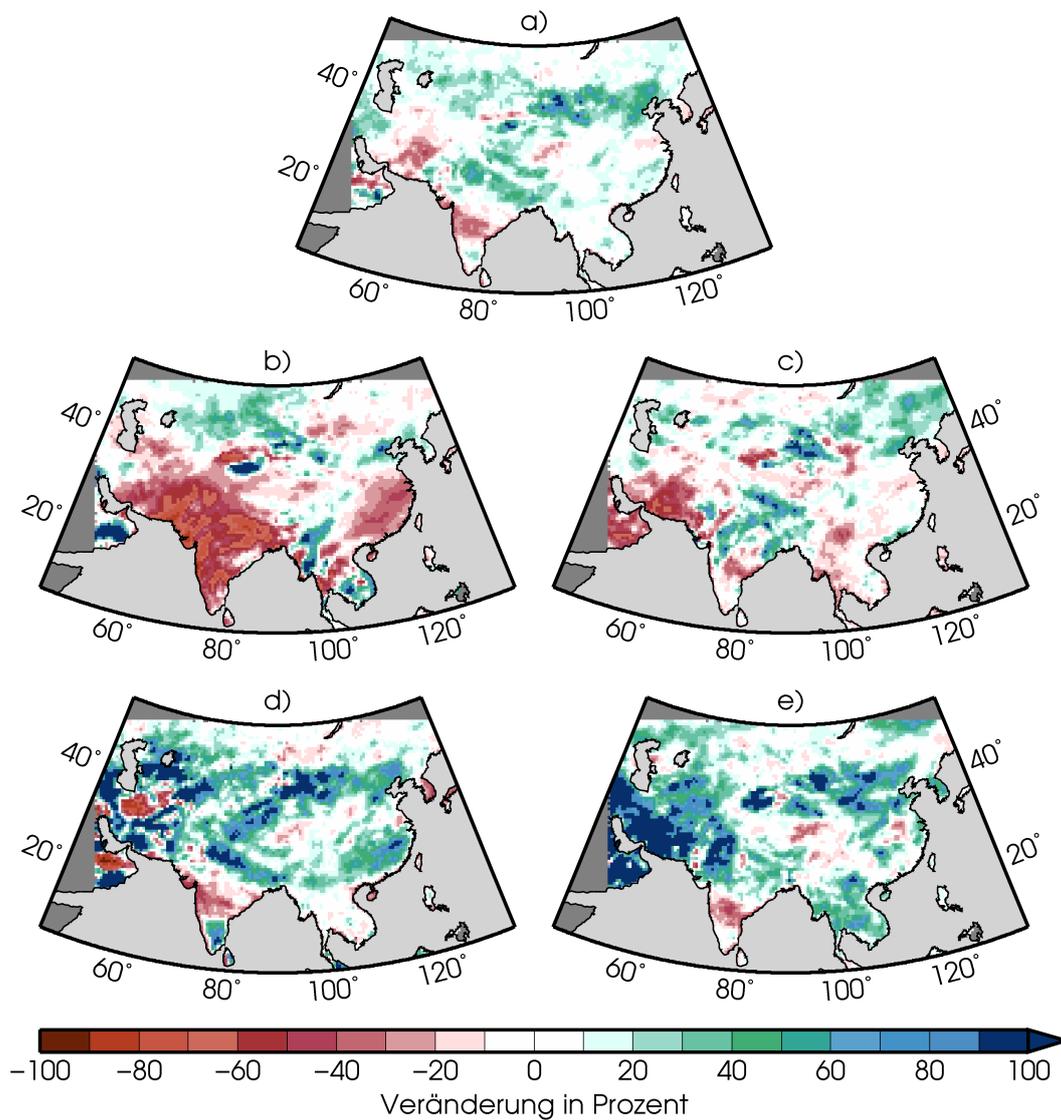


Abb. 6.5: Prozentuale Veränderung 10-jähriger Mittel der Niederschlagssumme MH-PD für a) Jahr, b) Winter, c) Frühling, d) Sommer und e) Herbst.

die Niederschläge zu. Der Sommer zeigt sich in den meisten Teilen des Untersuchungsgebiets in MH feuchter als in PD. Vor allem westlich und im Bereich der Gebirge nördlich des TP sind Zuwächse von 100% und mehr zu verzeichnen. Im zentralen Bereich Indiens nehmen die Niederschläge um 20% bis 50% ab. Ähnlich sieht die Situation im Herbst aus. Hier werden westlich des TP weiträumig sogar Zunahmen von mehr als 200% erreicht.

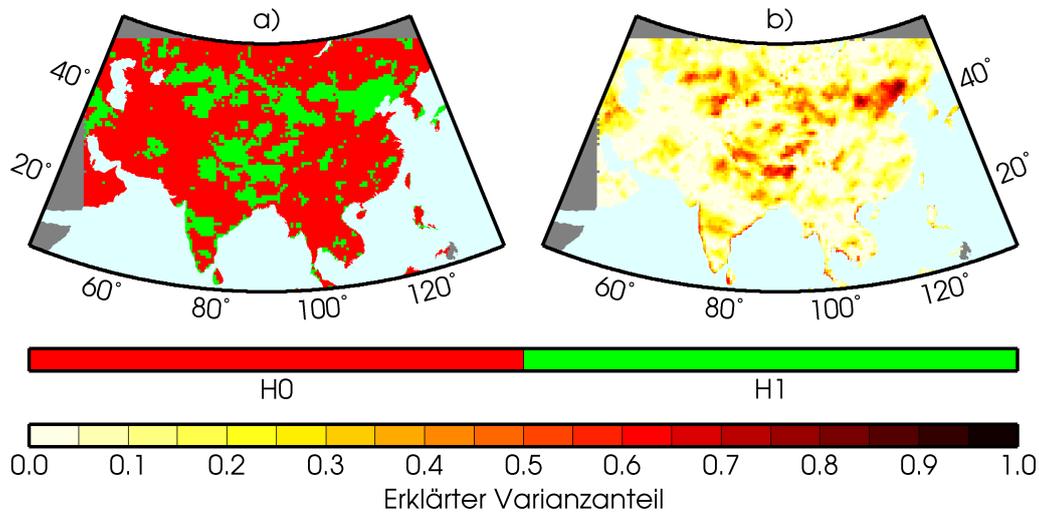


Abb. 6.6: Niederschlag MH: a) Ergebnis der Varianzanalyse; b) erklärter Varianzanteil.

Im Jahresmittel sind weite Teile des Modellgebiets in MH etwas kühler und feuchter als in PD. Auf dem TP selbst liegen die Temperaturen in MH bis zu 2.5°C unter denen in PD. Beim Niederschlag ist eine Zweiteilung zu erkennen. Im westlichen Teil des TP fällt bis zu 55% mehr Niederschlag, während im östlichen Teil ein leichter Niederschlagsrückgang von bis zu 30% erkennbar ist. Insgesamt lässt sich feststellen, dass die simulierten Unterschiede in der 2m-Temperatur und im Niederschlag zwischen MH und PD jedoch gering sind. Dies gilt insbesondere dann, wenn man für den Niederschlag auch die absoluten Veränderungen berücksichtigt.

6.3.2 Last Glacial Maximum

6.3.2.1 Temperatur

Die Unterschiede in der 2m-Temperatur zwischen LGM und PD zeigt Abbildung 6.7. Diese und auch alle folgenden Abbildungen dieses Unterkapitels sind genauso strukturiert wie die entsprechenden Abbildungen für MH im vorangegangenen Abschnitt. In LGM liegt die Jahresmitteltemperatur und die mittlere Temperatur in allen Jahreszeiten nahezu überall im Modellgebiet unter der in PD. Eine Ausnahme stellt eine Region im Osten Chinas dar, wo es in LGM wärmer ist als in PD. Im Jahresmittel beträgt der Unterschied in diesem Bereich bis zu 1.5°C . Auch in allen Jahreszeiten ist die Temperatur in LGM dort höher als in PD. Wie aus Abbildung 6.8 hervorgeht, ist dies aber praktisch die einzige Region im gesamten Modellgebiet, in der sich die Unterschiede als nicht signifikant erweisen.

Darüber hinaus gibt es in LGM im Winter und Herbst im zentralen Bereich Indiens und in Südostasien geringfügig höhere Temperaturwerte als in PD. Die Unterschiede sind aber nur in vereinzelt Gitterboxen größer als 1°C . Häufig beträgt die Differenz weniger als 0.5°C . Weiterhin treten in LGM im Sommer im nordwestlichen Teil des Modellgebiets um bis zu 2.5°C höhere Temperaturen als in PD auf. Weitere Ausnahmen stellen noch einige Gitterboxen dar, die in PD Seen repräsentieren. In diesen Boxen wurde der fraktionelle Wasseranteil für LGM entfernt, um zu vermeiden, dass dort in den Wintermonaten zu warme Temperaturen auftreten. Da diese Gitterboxen keinen Wasseranteil mehr enthalten, ist die Temperatur dort dafür im Sommer höher als in PD. Diese Entscheidung wurde bei Erstellung der Simulation bewusst getroffen, da der dadurch generierte Fehler geringer eingeschätzt wird als der, der bei Verwendung der Land-See-Maske aus PD entstanden wäre.

Von den genannten Ausnahmen abgesehen sind die Temperaturen im Jahresmittel und in allen Jahreszeiten in LGM immer niedriger als in PD. Im Bereich des TP treten mit bis zu 8°C die größten Unterschiede auf. Dort wird nicht nur der Spitzenwert erreicht, sondern die Temperaturen sind in LGM auf dem gesamten Plateau im Jahresmittel um mindestens 3°C niedriger als in PD. Im Bereich des Pamir, aber auch im zentralen und östlichen Teil des TP beträgt die Abkühlung allerdings häufig auch mehr als 5°C .

Auch außerhalb des TP liegen die Temperaturen in LGM fast überall um mindestens 2°C unter denen in PD. Westlich und nördlich des Plateaus tritt auch großflächig eine Abkühlung von mehr als 3°C auf. Im Nordosten des Modellgebiets sogar mehr als 4°C . Unterschiede von weniger als 2°C gibt es nur in Indien, Südostasien, im östlichen Teil Chinas und in einem kleinen Bereich im Norden des Modellgebiets. Aber auch dort sind die Temperaturen in LGM fast überall noch mindestens 0.5°C niedriger als in PD. Im Gegensatz zu MH sind die Unterschiede zwischen PD und LGM, von der bereits erwähnten Ausnahme abgesehen, überall signifikant. Aus Abbildung 6.8b geht auch hervor, dass sich nahezu überall im Modellgebiet ein Großteil der Temperaturvariabilität durch die veränderten Randbedingungen erklären lässt. Ausnahmen stellen hier nur der Osten Chinas und der zentrale Bereich Indiens dar. Von diesen Bereichen abgesehen sind die Werte durchgängig hoch und liegen in weiten Teilen des Modellgebiets über 80%.

Auch im Bereich des TP sind die Temperaturen in LGM in allen Jahreszeiten niedriger als in PD. Im Winter liegen die Werte in LGM im westlichen und südöstlichen Teil des TP um 4°C bis 7°C unter denen von PD. Aber auch in den übrigen Bereichen des Plateaus beträgt die Abkühlung immer mehr als 2°C . Im Frühjahr ist die Temperaturdifferenz im westlichen Teil des Plateaus mit 2°C bis 3°C geringer als im Winter. Im zentralen und östlichen Teil beträgt die Abkühlung im Frühjahr aber ebenfalls 4°C bis 7°C . Im Sommer kehrt sich das Muster um. Dann sind die Differenzen in den westlichen und nördlichen Teilen des Plateaus mit 4°C bis 7°C größer als in den übrigen Regionen, wo aber auch noch überall

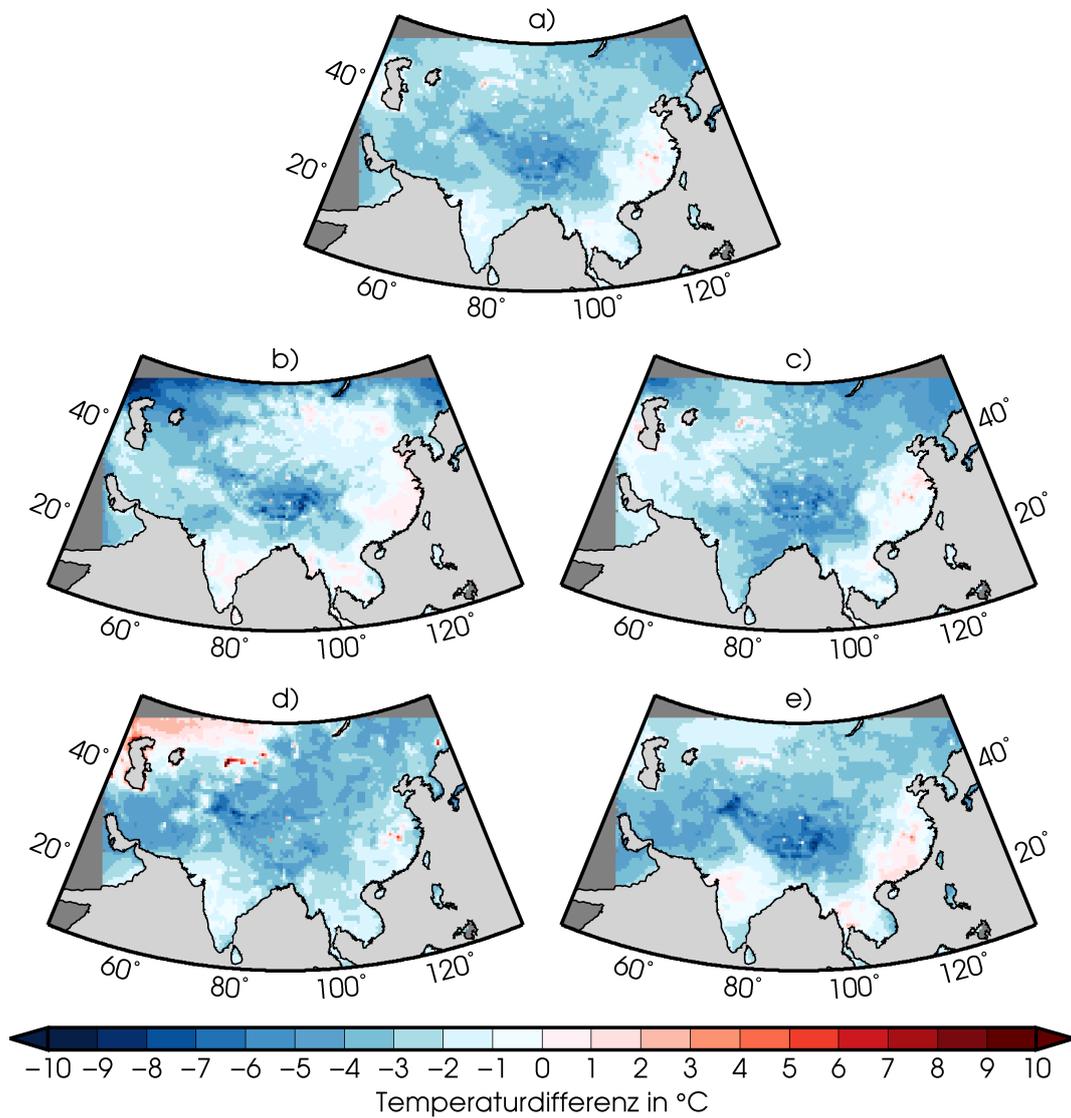


Abb. 6.7: Differenz 10-jähriger Mittel der 2m-Temperatur LGM-PD für a) Jahr, b) Winter, c) Frühling, d) Sommer und e) Herbst.

mehr als 2°C erreicht werden. Im Herbst liegen die Unterschiede zwischen LGM und PD überall auf dem TP bei mehr als 4°C, häufig sogar bei mehr als 5°C. Im Westen und Osten werden in dieser Jahreszeit mit mehr als 8°C die größten Temperaturunterschiede überhaupt erreicht.

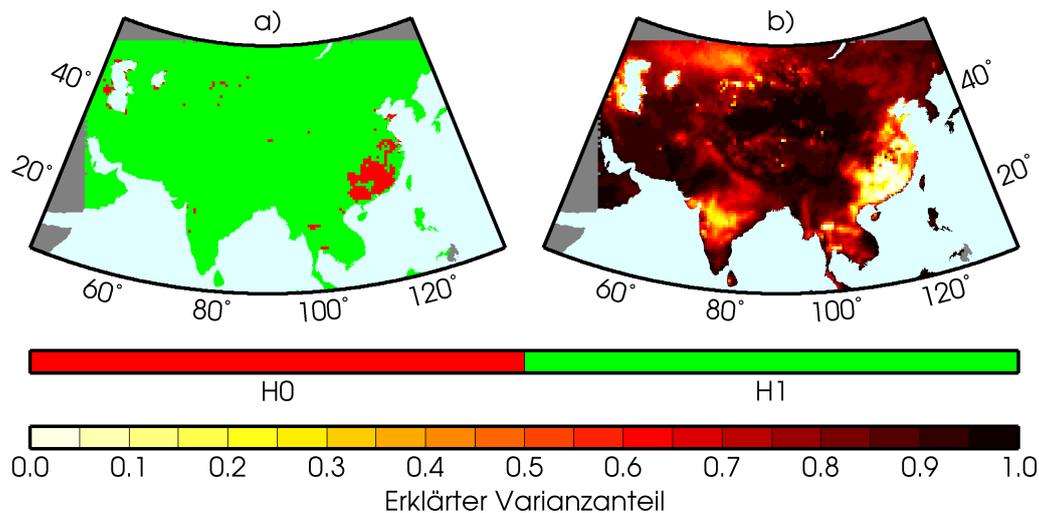


Abb. 6.8: 2m-Temperatur LGM: a) Ergebnis der Varianzanalyse; b) erklärter Varianzanteil.

6.3.2.2 Niederschlag

Die relative Veränderung der jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagswerte zwischen LGM und PD ist in Abbildung 6.9 dargestellt. Bei den Jahreswerten zeigt sich eine Zweiteilung des Modellgebiets. Im gesamten westlichen Teil sowie in Indien, Südostasien und entlang der Ostküste Chinas gehen die Niederschläge in LGM gegenüber PD zurück. Im westlichen Teil der Domain nehmen die Niederschläge um 30% bis 50% ab. Im heutigen Iran und Pakistan werden auch Werte von 60% bis 80% erreicht. In Indien gehen die Niederschläge um bis zu 55% zurück. Nur im südlichen Teil Indiens findet fast keine Veränderung statt. Auch in Südostasien und entlang der Ostküste Chinas beträgt der Rückgang 30% bis 50%. Wie Abbildung 6.10a entnommen werden kann, sind die Veränderungen zwischen LGM und PD in diesen Regionen auch signifikant.

Im zentralen und nordöstlichen Bereich des Modellgebiets verändern sich die Niederschlagswerte kaum. In den meisten Gitterboxen liegen die Unterschiede hier innerhalb von $\pm 10\%$. In diesen Bereichen sind die Unterschiede auch nicht signifikant (siehe Abb. 6.10a). Lediglich zwischen der Küste des Golfs von Bengalen und dem Himalaya sowie im Bereich des Altai kommt es zu größeren Niederschlagszunahmen. Allerdings ist die absolute Zunahme im zuletzt genannten Bereich gering und die Veränderungen nur in einem Teil der Gitterboxen signifikant. Südlich des Himalaya fällt dagegen in LGM 60% bis 160% mehr Niederschlag als in PD. Da die Niederschläge in dieser Region generell hoch sind, fallen auch die absoluten Veränderungen beachtlich aus. Diese betragen teilweise 1000mm/Jahr und mehr

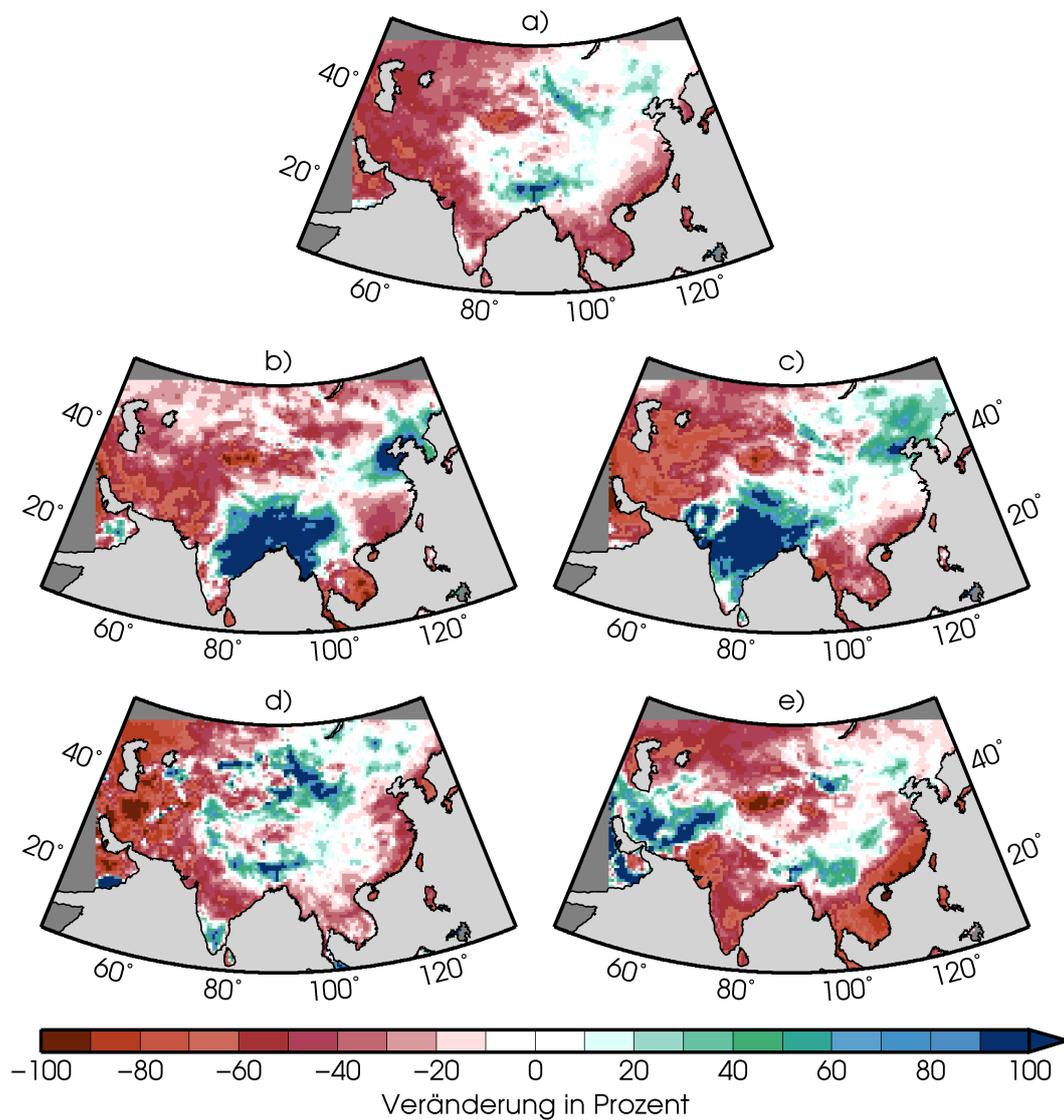


Abb. 6.9: Prozentuale Veränderung 10-jähriger Mittel der Niederschlagssumme LGM-PD für a) Jahr, b) Winter, c) Frühling, d) Sommer und e) Herbst.

und resultieren hauptsächlich aus den Zunahmen im Sommer, wenngleich auch alle anderen Jahreszeiten in diesem Bereich feuchter ausfallen.

Warum es in LGM nördlich des Golfs von Bengalen zu der beschriebenen Zunahme der Niederschläge kommt, konnte nicht zweifelsfrei geklärt werden. Einen Hinweis gibt jedoch Abbildung 6.11. Diese zeigt den zonal gemittelten (von 90° östlicher Länge bis 95° östlicher Länge) durchschnittlichen Niederschlag für die Monate Juni, Juli und August. Es ist zu erkennen, dass die Niederschlagswerte in

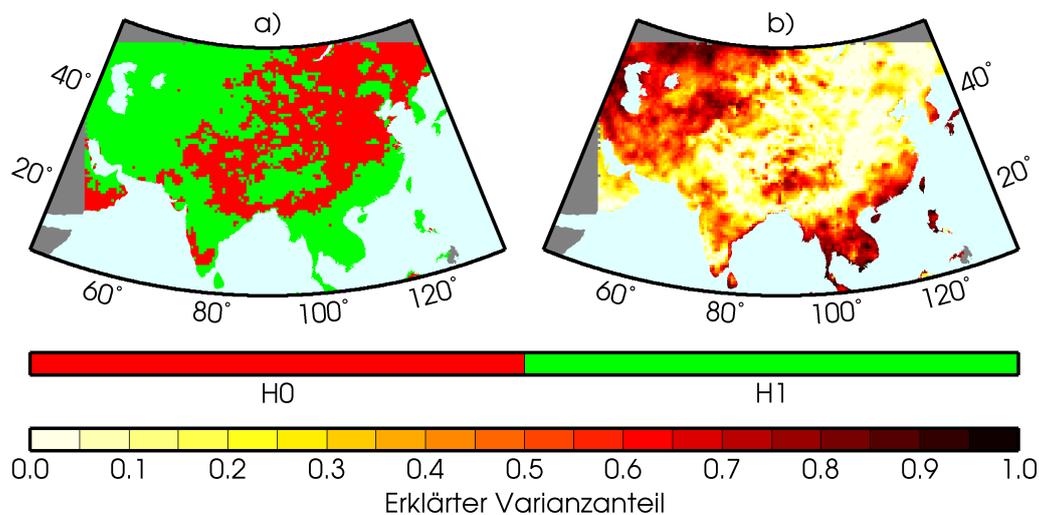


Abb. 6.10: Niederschlag LGM: a) Ergebnis der Varianzanalyse; b) erklärter Varianzanteil.

LGM über dem Indischen Ozean und dem Golf von Bengalen deutlich unter den Werten von MH und PD liegen. An der Himalayafront kehren sich die Verhältnisse um. Wie oben bereits dargelegt wurde, sind die Niederschläge in diesem Bereich in LGM höher als in den anderen Experimenten. Ein möglicher Erklärungsansatz besteht darin, dass in LGM die Luft in den Sommermonaten über dem kühleren Ozean weniger Feuchtigkeit aufnimmt. In Folge dessen bildet sich über dem Ozean auch weniger Regen. Dafür ist der Feuchtigkeitsanteil Luft beim Erreichen des Kontinents höher und im Zuge der Hebungsprozesse an der Himalayafront kommt es zu verstärkten Regenfällen. Ob es sich dabei allerdings um einen realen Prozess oder ein Modellartefakt handelt, bleibt offen.

Auch jahreszeitlich betrachtet verändert sich das beschriebene räumliche Muster von Niederschlagsab- bzw. Niederschlagszunahme kaum. Im Westen und Nordwesten des Modellgebiets gehen die Niederschläge in LGM in allen Jahreszeiten gegenüber PD zurück. Im Winter und Frühling nehmen die Niederschläge auch in Indien, Bangladesch, Myanmar und im südlichen Teil des TP zu. Die Zunahme beträgt bis zu 600%, wobei hierbei wieder die zumindest im Winter sehr niedrigen Ausgangswerte berücksichtigt werden müssen. Im Herbst fällt in LGM, im Unterschied zu allen anderen Jahreszeiten, westlich des TP mehr Niederschlag als in PD. Auch hier sind die relativen Veränderungen mit einigen hundert Prozent hoch, die absoluten Veränderungen aber klein.

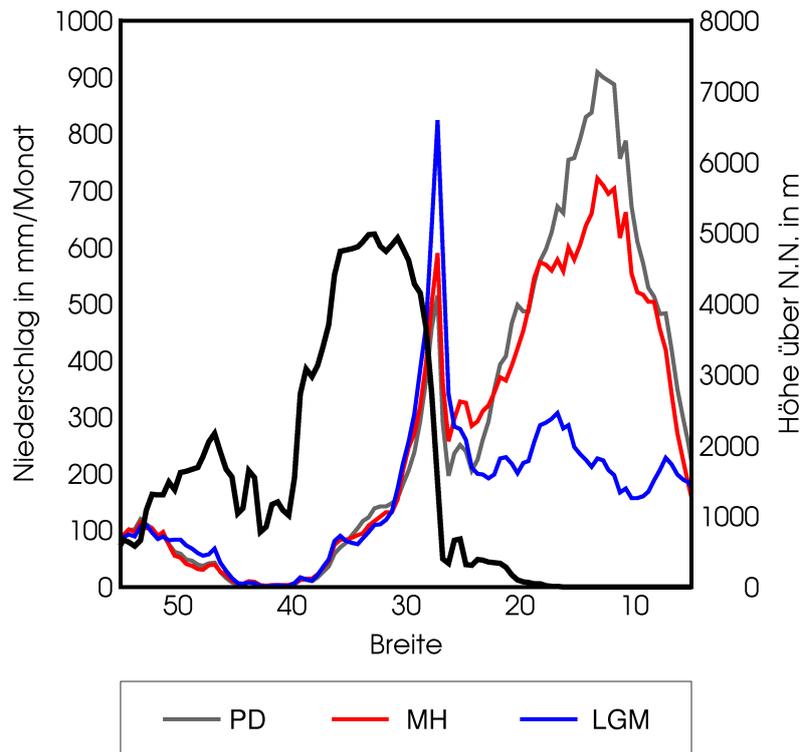


Abb. 6.11: Niederschlagsprofile für Quartärexperimente. Gezeigt ist jeweils das zonale Mittel von 90° bis 95° östlicher Länge des durchschnittlichen Niederschlags der Monate Juni, Juli und August. Die schwarze Linie zeigt die Topographie an. Für den Niederschlag gilt die Skala auf der linken, für die Topographie die Skala auf der rechten Seite des Diagramms.

6.4 Veränderung der Monsunintensität

Analog zu den Topographieexperimenten wird auch für die Quartärexperimente die Veränderung der Monsunintensität analysiert. Hierfür werden ebenfalls der niederschlagsbasierte Extended Indian Monsoon Rainfall Index (EIMR) und der dynamische Webster and Yang Monsoon Index (WYI) verwendet. Die Werte beider Indizes für PD, MH und LGM sind in Abbildung 6.12 zusammengestellt. Für den WYI sind bezüglich des Zusammenhangs zwischen Indexwert und Monsunstärke die bereits in Abschnitt 5.3 gemachten Aussagen zu berücksichtigen.

Der Ausgangswert des EIMR in PD beläuft sich auf 339.5mm/Monat. Dieser liegt damit 27.6mm/Monat über dem Wert des EIMR im Kontrolllauf der Topographieexperimente. Gerade bei Vergleichen dieses niederschlagsbasierten Index zwischen den beiden Experimentgruppen muss allerdings beachtet werden, dass die Niederschlagseinstellungen in REMO zwischen den beiden Experimentgruppen

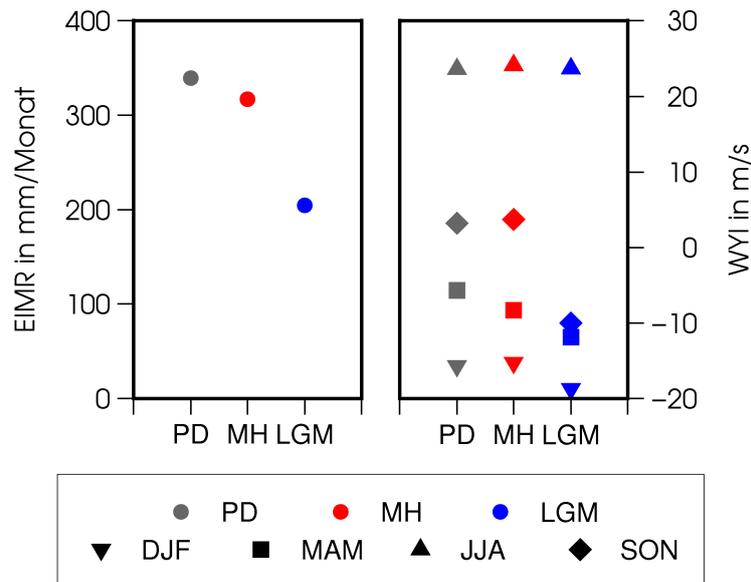


Abb. 6.12: 10-jährige Mittel des EIMR (links) und WYI (rechts) für PD, MH und LGM. Der WYI wurde für jede Jahreszeit berechnet. Für weitere Erläuterungen zu den Indizes siehe Abschnitt 3.3.5.

verändert wurden. Es kann daher nicht davon ausgegangen werden, dass die beiden Kontrollexperimente identische Ergebnisse liefern. Der WYI ist in PD im Winter und Frühling negativ. Die Werte liegen bei -15.7m/s bzw. -5.7m/s . Im Sommer beträgt der Wert 23.6m/s und im Herbst 3.2m/s . Diese Indexwerte sind mit denen des WYI in T100 vergleichbar.

In MH sinkt der Wert des EIMR gegenüber PD auf 316.9mm/Monat ab, was einem Rückgang um 22.6mm/Monat entspricht. Damit liegt die Veränderung zwischen PD und MH im Bereich des Unterschieds zwischen T075 und T050. Dieser beträgt 17.4mm/Monat . Dies ist trotz der veränderten Modellkonfiguration beachtlich. Es zeigt, dass die Schwankungen der Monsunintensität im Holozän in der gleichen Größenordnung liegen, wie die Intensitätsveränderung die durch eine Heraushebung des TP von 50% auf 75% der heutigen Höhe entstanden ist. Die Veränderungen des WYI betragen im Winter, Sommer und Herbst 0.5m/s und im Frühling -2.6m/s . Zu beachten ist, dass das Vorzeichen der Änderung in beiden Indizes im Sommer unterschiedlich ist. Während der WYI eine Intensivierung des Monsuns anzeigt, weist der EIMR auf eine Abschwächung hin. Wie in Abschnitt 3.3.5 schon angedeutet, ist die niedrige oder fehlende Korrelation zwischen den verschiedenen Indizes ein Grundproblem bei dieser Art der Intensitätsberechnung.

Der Wert des EIMR in LGM beträgt 204.2mm/Monat. Damit besteht gegenüber PD ein Rückgang um 135.3mm/Monat. Dies ist wesentlich mehr als der Unterschied zwischen T100 und T000, der 53.4mm/Monat beträgt. Auch dies weist darauf hin, dass die durch Wechsel von Kalt- und Warmzeiten hervorgerufenen Veränderungen der Randbedingungen, in der Größenordnung des Signals liegen können, welches durch die Hebung des TP entsteht, oder sogar darüber. Der niedrige Wert des EIMR in LGM ist in erster Linie auf den bereits im vorangegangenen Abschnitt angesprochenen starken Rückgang der Niederschläge über Indien, dem Indischen Ozean und dem Golf von Bengalen in den Sommermonaten zurückzuführen (siehe Abbildungen 6.9 und 6.11).

Die vom EIMR angezeigte Abschwächung des Sommermonsuns zeigt sich im WYI jedoch nicht. In LGM liegt der Wert des WYI im Sommer mit 23.7m/s sogar 0.1m/s über dem Wert in PD. Allerdings liegt der WYI im Herbst bei -10.0m/s. Damit ist er nicht nur wesentlich geringer als im gleichen Zeitraum in allen anderen Experimenten, sondern er wechselt gegenüber diesen sogar das Vorzeichen. Folglich befindet sich der Monsun in LGM im Herbst schon in der Winterphase und damit wesentlich früher als in PD. Dies deutet auf eine verkürzte Monsunperiode hin, die auch mit geringeren Niederschlägen einher gehen kann. Auf eine kürzere Monsunperiode weist auch der geringere Wert des WYI im Frühjahr in LGM hin. Dieser liegt mit -11.8m/s deutlich unter dem Wert des WYI für PD (-5.7m/s). Im Winter beträgt der Wert des WYI in LGM -18.7m/s. Damit ist der Wert in dieser Jahreszeit um 3.0m/s niedriger als in PD. Daraus kann geschlussfolgert werden, dass der Wintermonsun in LGM an Intensität zunimmt.

6.5 Auswirkungen auf Klimatypen

Wie sich die veränderten Randbedingungen in MH und LGM auf die regionalen Klimatypen auswirken, wird in diesem Unterkapitel analysiert. Das Ergebnis der in Abschnitt 3.2.3 beschriebenen Clusteranalyse für die Quartärexperimente zeigt Abbildung 6.13. Dabei wurde, analog zu den Topographieexperimenten, nur für PD eine hierarchische Clusteranalyse durchgeführt. Die hierfür berechneten Zentroide der acht Cluster sind in Tabelle 6.3 zusammengefasst. Die Daten von MH und LGM wurden anschließend mit Hilfe des k-means Ansatzes den Zentroiden von PD zugeordnet, um eine bessere Vergleichbarkeit gewährleisten zu können.

Zunächst muss auf ein paar grundlegende Unterschiede zwischen den Ergebnissen der hierarchischen Clusteranalyse für CTRL und PD eingegangen werden. Wie zuvor bereits erläutert, verschwinden durch das Entfernen des fraktionellen Wasseranteils ab einer Höhe von 3000m über N.N. die extremen Niederschlagswerte in den betroffenen Gitterboxen. Dies wirkt sich auch auf die Struktur der Cluster aus, da das Cluster, das die entsprechenden Gitterboxen zuvor enthielt, nun nicht mehr existiert. Da die Gesamtzahl von acht Clustern aber beibehalten wurde, ergibt sich

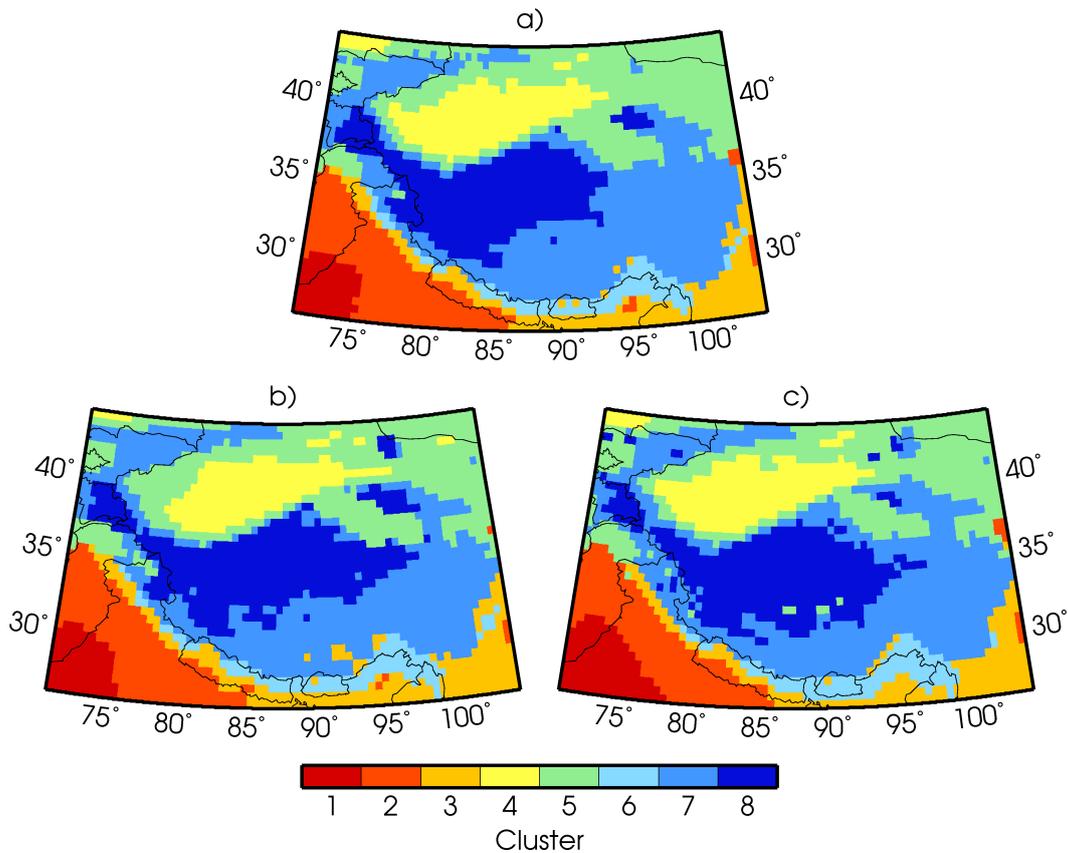


Abb. 6.13: Vergleich der Cluster von a) PD, b) MH und c) LGM.

eine veränderte räumliche Anordnung der Cluster und auch die Nummer mancher Cluster ändert sich gegenüber jener in PD.

Bezüglich der Cluster 1 bis 5 gibt es zwischen CTRL und PD nahezu keine Veränderungen. Lediglich Cluster 4 greift in PD etwas weniger nach Osten aus und die Gitterboxen werden stattdessen von Cluster 5 besetzt. Für die verbleibenden Cluster 6 bis 8 ergeben sich jedoch größere Veränderungen. Entlang des Himalayabogens, in dem Bereich der zuvor von Cluster 3 eingenommen wurde, wird ein weiteres Cluster ausgegliedert. Damit wird der Tatsache Rechnung getragen, dass der Bereich der Himalayafrent aufgrund der Höhenlage bereits etwas kälter ist als die übrigen Teile von Cluster 3. Außerdem fällt entlang der Gebirgskette auch erheblich mehr Niederschlag als in den übrigen Teilen von Cluster 3.

Das Cluster, das den südlichen Teil des TP einnimmt, ist in PD folglich nicht mehr Cluster 6, sondern Cluster 7. Dieses erstreckt sich allerdings weiter nach Nordosten als Cluster 6 in CTRL. Form und Lage sind eher mit Cluster 6 in T100 vergleichbar. Dadurch nimmt Cluster 8 in PD mehr den nordwestlichen Teil

Tab. 6.3: Zentroide der Cluster für PD (T2M = 2m-Temperatur, PRE = jährliche Niederschlagssumme, TAM = jährliche Temperaturamplitude, VJA = 10m v-Windkomponente im Januar, VJU = 10m v-Windkomponente im Juli, UJA = 10m u-Windkomponente im Januar, UJU = 10m u-Windkomponente im Juli).

Clu.	Anz.	T2M °C	PRE mm	TAM °C	VJA m/s	VJU m/s	UJA m/s	UJU m/s
1	99	28.58	313.48	24.50	0.06	2.07	-0.42	3.01
2	330	25.97	594.46	27.05	0.64	-0.16	-0.57	0.61
3	282	15.71	1497.79	20.78	0.75	-0.30	0.15	0.30
4	265	14.48	69.11	36.38	-0.43	-1.86	-0.28	-1.45
5	677	8.35	215.63	33.77	0.65	0.46	-0.02	-0.56
6	95	6.55	3415.55	21.79	0.31	-0.05	-0.03	0.20
7	693	-2.07	843.69	28.21	2.28	0.22	0.48	0.14
8	359	-7.40	466.93	32.23	3.07	0.12	1.23	-0.69
∅	-	7.80	675.23	29.61	1.24	0.03	0.18	-0.11

des TP ein. Insbesondere verläuft die Grenze zwischen Cluster 7 und Cluster 8 (entspricht der Grenze zwischen Cluster 6 und Cluster 8 in CTRL) auf dem TP nun nicht mehr von West nach Ost, sondern mehr von Südwest nach Nordost. Die grundsätzliche Interpretation dieser Grenzlinie ändert sich dadurch aber nicht.

Vergleicht man nun die Resultate der Clusteranalyse von PD, MH und LGM, fällt sofort auf, dass praktisch keine Unterschiede bestehen. Geringfügige Veränderungen ergeben sich zwischen PD und MH im westlichen Teil von Cluster 4. In LGM breitet sich Cluster 8 etwas in östliche und südliche Richtung aus, was in erster Linie auf die niedrigeren Temperaturen auf dem TP in LGM zurückzuführen ist. Von diesen Ausnahmen abgesehen ist die Einteilung der Cluster in allen drei Experimenten nahezu identisch. Vor dem Hintergrund der durchgeführten Veränderungen in den Randbedingungen für die jeweiligen Zeitscheiben ist das ein bemerkenswertes Ergebnis. Zugleich bedeutet dies, dass die Bedingungen in den allermeisten Bereichen der Clusterdomain in MH und LGM ähnlicher zu den heutigen Verhältnissen im gleichen Bereich sind, als zu einem der anderen vorkommenden Klimatypen im gleichen Experiment. In diesem Sinn sind die in den Paläosimulationen vorkommenden regionalen Klimatypen mit den heute vorkommenden Klimatypen identisch.

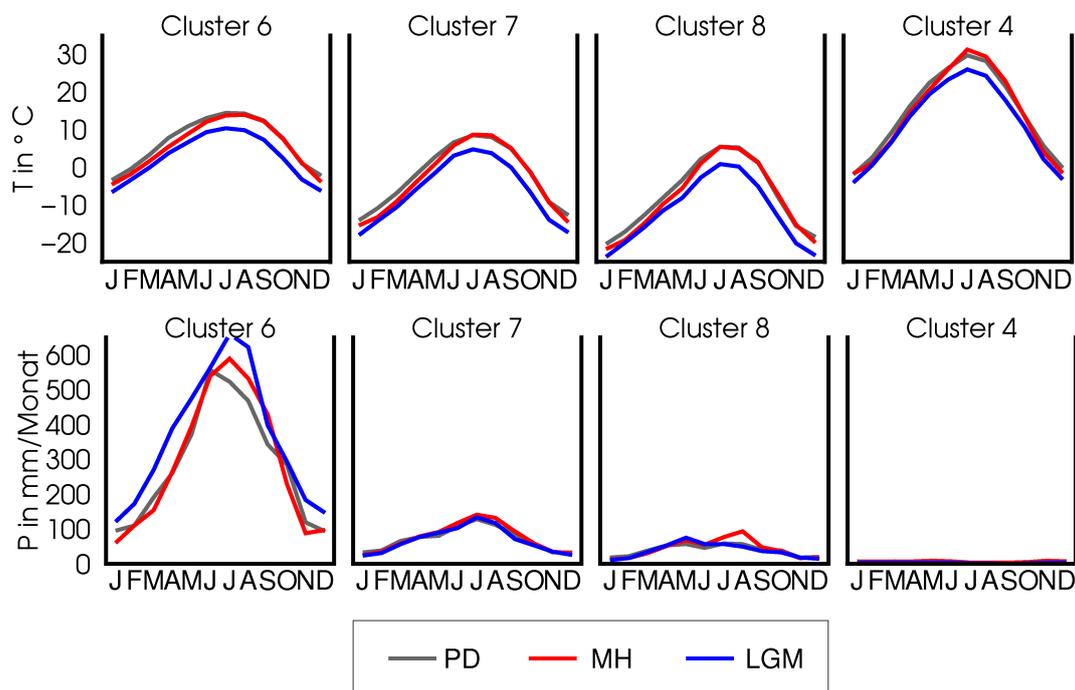


Abb. 6.14: Mittlere Jahressgänge (10 Jahre) der 2m-Temperatur (1. Zeile) und des Niederschlags (2. Zeile) der Cluster 6, 7, 8 und 4 (Süd nach Nord).

Die Ähnlichkeit der Bedingungen in gleichen Clustern in den Quartärexperimenten zeigt sich auch anhand der Jahressgänge von 2m-Temperatur und Niederschlag. Diese sind für Cluster 6, 7, 8 und 4 in Abbildung 6.14 dargestellt. Wiederum stellen diese Cluster in der genannten Reihenfolge ein von Süd nach Nord verlaufendes Transekt durch die Clusterdomain dar. Die Jahressgänge der Temperatur verlaufen in MH in allen Clustern nahezu identisch zu denen von PD, was aufgrund der geringen Unterschiede im jährlichen und in den jahreszeitlichen Mittel auch so zu erwarten war. Dennoch liegen die Temperaturen in MH in allen Clustern in der ersten Jahreshälfte etwas unter den Temperaturen in PD. Die Unterschiede betragen bis zu 2.4°C. In der zweiten Jahreshälfte bestehen dagegen kaum Temperaturunterschiede. Lediglich in Cluster 4 ist die Temperatur in MH in Juli, August und September um 1°C bis 1.5°C höher als in PD.

In LGM liegen die Temperaturen in allen Clustern und allen Monaten um mindestens 1.9°C unter denen in PD. Dabei ist die Abkühlung in LGM in den Clustern 6, 7 und 8 in den Monaten September und Oktober mit mehr als 5.0°C am stärksten. In Cluster 4 sind die Veränderungen zu PD im Juli, August und September mit 3.7°C bis 3.9°C am ausgeprägtesten. Der größte Unterschied besteht mit 6.3°C September in Cluster 8.

Auch die Unterschiede im Jahresgang des Niederschlags in den vier Clustern sind gering. Für Cluster 4 und 7 verlaufen die Kurven fast identisch und die Abweichungen beschränken sich in allen Monaten auf wenige Millimeter. Dies gilt im Prinzip auch für Cluster 8. Allerdings steigen hier die Niederschläge im August gegenüber PD um 36mm/Monat an.

Große Veränderungen ergeben sich praktisch nur in Cluster 6. Dort fällt in MH in Juli, August und September insgesamt 217mm mehr Niederschlag als in PD. In LGM kommt es hier in allen Monaten außer Januar, Juni und Oktober zu einer Zunahme der Niederschläge von mindestens 50mm/Monat. Im Juli und August beträgt die Zunahme sogar 140mm/Monat bzw. 154mm/Monat. Das Niederschlagsmaximum verschiebt sich in diesem Cluster folglich vom Juni in den Juli. Eine gravierende Verschiebung im Jahresgang von Temperatur und Niederschlag tritt aber in keinem der Experimente auf.

Auch die Unterschiede in den vorherrschenden Windrichtungen der einzelnen Cluster sind gering, weshalb auf eine Analyse und graphische Darstellung der Ergebnisse an dieser Stelle verzichtet wird.

7 Diskussion

Im Anschluss an die Vorstellung der Ergebnisse der durchgeführten Paläoklimasimulationen in den vorangegangenen Kapiteln, werden diese nun diskutiert und hinsichtlich der bisher in diesem Bereich erzielten Forschungsergebnisse eingeordnet. Hierfür werden zunächst die wesentlichen Ergebnisse der Topographie- und Quartärexperimente nochmals kompakt zusammengefasst. Für beide Experimentgruppen schließt sich dann ein Vergleich der Resultate mit existierenden Simulationen aus vorangegangenen Studien an, wobei der Schwerpunkt, vor allem für die Quartärexperimente, auf Simulationen mit hochaufgelösten Klimamodellen liegt. Für die Quartärexperimente besteht zusätzlich die Möglichkeit die Simulationsergebnisse mit Klimarekonstruktionen zu vergleichen, die auf Grundlage von Proxidaten abgeleitet wurden. Wie in Abschnitt 1.4.2 bereits erläutert, ist dies für die Topographieexperimente nicht in diesem Maße möglich, da flächendeckende, homogene Daten für diese Zeitscheiben nicht vorliegen.

7.1 Ergebnisse der Topographieexperimente

Mit abnehmender Höhe des TP steigen die Temperaturen dort an. Im Vergleich zu T100 beträgt die Zunahme in T000 bis zu 30°C und besteht sowohl im Jahresmittel als auch in allen Jahreszeiten. Allerdings sind die Veränderungen nicht auf den Bereich der Topographieänderung begrenzt. Vielmehr ergeben sich auch außerhalb davon Unterschiede. Ein zentraler Punkt dabei ist, dass das grundsätzliche räumliche Muster der Veränderungen bereits in T075 besteht und sich mit abnehmender Höhe des TP nicht wesentlich verändert. Allerdings nimmt der Betrag der Veränderungen zu. Dies gilt sowohl für die 2m-Temperatur als auch für den Niederschlag und sowohl im Jahresmittel als auch für die einzelnen Jahreszeiten.

Im Jahresmittel wird es außerhalb des TP mit abnehmender Höhe des Plateaus nahezu überall kälter. Die Unterschiede sind bereits in T075 fast überall im Modellgebiet signifikant und auch außerhalb des TP können hohe Varianzanteile durch die Höhenänderung des Plateaus erklärt werden. Die sich ergebenden Veränderungen unterscheiden sich in Sommer und Winter. Mit abnehmender Höhe des TP wird es im Winter nördlich und südlich des Plateaus kälter, aber westlich und östlich davon wärmer. Im Sommer treten westlich und nordwestlich des TP niedrigere Temperaturen auf, während es östlich und nordöstlich davon wärmer wird.

Die Jahressumme des Niederschlags nimmt mit abnehmender Höhe des TP westlich und nördlich davon zu. Dabei sind die Veränderungen spätestens bei Einbeziehung von T050 signifikant. Im Bereich des TP sowie südlich und östlich davon gehen die Niederschläge zurück. Für das TP und die Bereiche westlich und nördlich davon können auch hohe Varianzanteile durch die Höhenänderung erklärt werden. Zu einer besonders starken Niederschlagszunahme kommt es im Bereich des Altai, da sich in diesem Bereich mit abnehmender Höhe des TP ein Höhentrog statt eines Höhenrückens etabliert. Auffällig ist, dass es in Gebieten mit Niederschlagszunahme fast immer zu einer Temperaturabnahme kommt und umgekehrt. Dies spricht dafür, dass zumindest ein Teil der resultierenden Temperaturveränderung nur die Folge der veränderten Niederschlagsverhältnisse ist.

Die Veränderungen der Temperatur und des Niederschlags in der Clusterdomain sind in Abbildung 7.1 nochmals überblicksartig zusammengestellt. Gezeigt werden dort die Anomalien der Gebietsmittel für Temperatur und Niederschlag relativ zu T100. Neben den REMO Experimenten sind auch die Ergebnisse der jeweils als Antrieb verwendeten ECHAM Experimente abgebildet. Das REMO Experiment T100 dient als Bezugspunkt. Das Diagramm ist so aufgebaut, dass eine Lage im ersten Quadrant, wärmere und feuchtere Verhältnisse anzeigt als in T100. Der zweite Quadrant steht im Vergleich zu T100 für kühlere und feuchtere Bedingungen, der dritte Quadrant für kühlere und trockenere. Im vierten Quadrant liegen die Punkte, die mit wärmeren und trockeneren Verhältnissen einher gehen. Dort sind die Gebietsmittel aller REMO Experimente dieser Experimentgruppe und die jeweils als Antrieb verwendeten ECHAM Simulationen lokalisiert. Folglich werden die Bedingungen in der Clusterdomain mit abnehmender Höhe des TP wärmer und trockener.

Man erkennt, dass die größten Veränderungen in den REMO Experimenten zwischen T075 und T050 bestehen. Zwischen diesen beiden Simulationen kommt es zu einer Temperaturzunahme von 2.8°C und einer Niederschlagsabnahme von $172\text{mm}/\text{Jahr}$. Allerdings sind auch die Veränderungen von T100 zu T075 und von T050 zu T025 groß. Zwischen T100 und T075 beträgt der Temperaturunterschied sogar 2.9°C und die Niederschlagsdifferenz $152\text{mm}/\text{Jahr}$. Zwischen T050 und T025 ergeben sich Veränderungen von 2.1°C und $113\text{mm}/\text{Jahr}$. Lediglich die Veränderungen zwischen T025 und T000 fallen mit 1.1°C und $94\text{mm}/\text{Jahr}$ geringer aus.

In den ECHAM Experimenten zeigen sich vor allem im Hinblick auf den Niederschlag schon zwischen T100 und T075 große Veränderungen. Die Niederschlagsdifferenz zwischen den beiden genannten Experimenten beträgt $271\text{mm}/\text{Jahr}$ bei einem Temperaturunterschied von 2.7°C . Auch hier sind die Differenzen zwischen T075 und T050 (2.5°C , $122\text{mm}/\text{Jahr}$) sowie zwischen T050 und T025 (2.1°C , $71\text{mm}/\text{Jahr}$) noch größer als zwischen T025 und T000 (1.1°C , $54\text{mm}/\text{Jahr}$). Folglich sind die absoluten Temperaturwerte und auch die Veränderungen von Experiment zu Experiment in den ECHAM und REMO Simulationen vergleichbar. Allerdings sind die

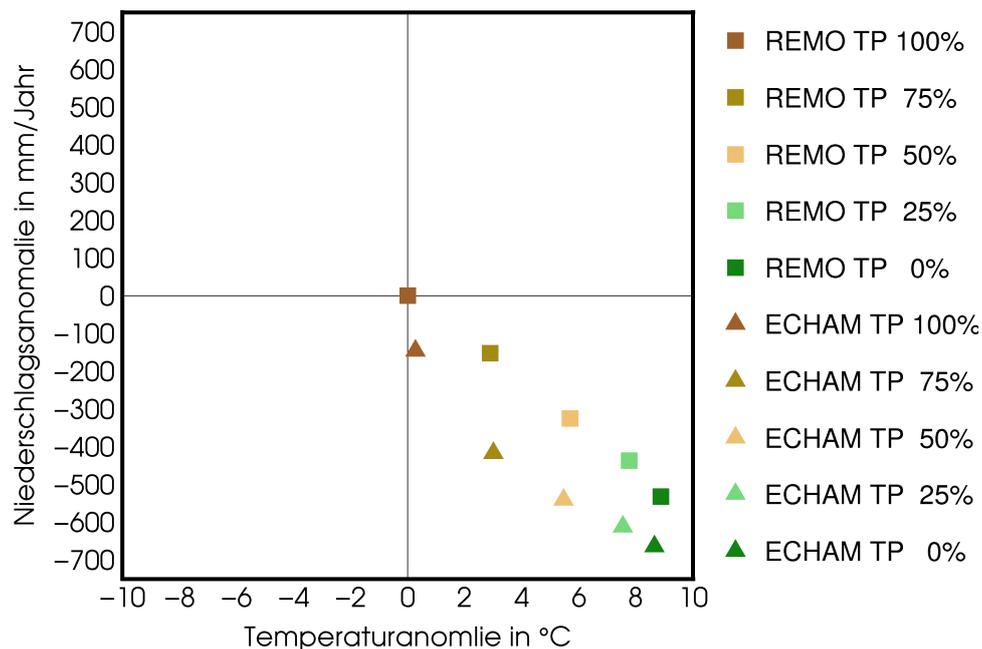


Abb. 7.1: Anomalien von 30-jährigen Mittelwerten der 2m-Temperatur (Abszisse) und der jährlichen Niederschlagssumme (Ordinate) für verschiedene Höhen des TP in REMO und ECHAM relativ zu T100. Alle Werte stellen Gebietsmittel der Clusterdomain dar.

Niederschlagswerte in ECHAM für diese Region in allen Experimenten niedriger als in REMO, was in erster Linie auf die zu hohen Niederschlagswerte im Bereich der Seen auf dem TP in den REMO Simulationen zurückzuführen ist. Wie man Abbildung 7.1 jedoch entnehmen kann, beeinflusst dies zwar die absoluten Werte und teilweise auch das Ausmaß der Veränderungen, die grundsätzlichen Tendenzen werden hiervon allerdings nicht verändert.

Bezüglich der Intensität des Sommermonsuns zeigen sowohl der niederschlagsbasierte EIMR als auch der dynamische WYI, dass zwischen 25% und 75% der heutigen Höhe des TP die stärkste Intensivierung stattfindet. Die Unterschiede der Monsunintensität zwischen 0% und 25% sowie zwischen 75% und 100% der heutigen Höhe des TP sind gering. Die sich mit abnehmender Höhe des TP einstellende Verringerung der Monsunintensität geht auch mit einer Abschwächung der Antizyklone einher, die im Sommer in der oberen Troposphäre über dem TP lokalisiert ist.

Die Anordnung der regionalen Klimatypen in der Clusterdomain unterscheidet sich erst in T025 grundsätzlich von der in T100. Auch zwischen T025 und T000 bestehen dann nochmals deutliche Unterschiede. Der zeitliche Verlauf des Jah-

resgangs der 2m-Temperatur ändert sich in keinem Cluster. Allerdings sind die absoluten Temperaturen bei geringerer Höhe des TP natürlich höher und auch die Temperaturamplitude vergrößert sich. Die Niederschläge gehen mit abnehmender Höhe des Plateaus in seinem südlichen Teil stärker zurück als weiter im Norden. Im Tarimbecken kommt es sogar zu einer Niederschlagszunahme. Beim Niederschlag zeigt sich auch eine Verschiebung im Jahresgang. Bei niedrigerem Plateau ist ein späteres Einsetzen der Monsunniederschläge zu beobachten und auch das Niederschlagsmaximum tritt in den analysierten Clustern 1-2 Monate später im Jahr auf.

Da für den Zeitraum der Hebungsphase des TP nur wenige Klimarekonstruktionen existieren und es folglich auch keine flächendeckenden Informationen gibt, werden die Ergebnisse der hier durchgeführten Experimente mit bereits bestehenden Simulationsergebnissen aus der Literatur verglichen.

Ein erstes zentrales Ergebnis der vorangegangenen Analysen ist, dass sich der IM mit zunehmender Höhe des TP intensiviert. Auf die einzige Ausnahme, den Rückgang des EIMR in T100 gegenüber T075, wird später noch genauer eingegangen. Die grundsätzliche Erkenntnis, dass der Sommermonsun durch die Existenz des TP intensiver wird und die Monsunniederschläge weiter auf den Kontinent vordringen können, ist dabei nicht neu. Bereits die ersten auf Simulationsergebnissen basierenden Studien zu diesem Thema konnten diese Schlussfolgerung aus ihren Daten ableiten (HAHN und MANABE, 1975). Praktisch in allen nachfolgenden Arbeiten wurde dieses Ergebnis grundsätzlich bestätigt (siehe u.a. PRELL und KUTZBACH, 1992; KUTZBACH et al., 1993; ABE et al., 2003; KITO, 2004; KITO et al., 2010; TANG et al., 2013b). Die vorliegende Arbeit fügt sich diesbezüglich nahtlos in die Reihe der existierenden Studien ein.

Dies gilt allerdings nur für den grundsätzlichen Zusammenhang, wonach der Sommermonsun umso intensiver wird, je höher das TP ist. Betrachtet man diese Wechselwirkung genauer, treten Unterschiede zu Tage. Durch die Berechnung der beiden Monsunindizes konnte gezeigt werden, dass es zu den größten Veränderungen in der Monsunintensität kommt, wenn das TP von 25% auf 75% seiner heutigen Höhe anwächst. Bei Höhen unter 25% und über 75% der heutigen Höhe sind die Veränderungen geringer. KUTZBACH et al. (1989) geben an, dass die Monsunintensität linear mit der Höhe des TP zunimmt. Diese Aussage basiert allerdings nur auf den Ergebnissen von drei Experimenten mit Plateauhöhen von 0%, 50% und 100% der heutigen Höhe. Betrachtet man von den fünf hier verwendeten Höhenstufen nur den Wert des WYI für die drei genannten, kann man die Aussage von KUTZBACH et al. (1989) stützen. Der Unterschied des WYI zwischen T000 und T050 beträgt 2.8m/s und ist damit fast genau so groß wie die Veränderung von T050 zu T100 (3.3m/s). Der EIMR zeigt allerdings ein anderes Bild. Hier ist die Veränderung zwischen T000 und T050 mit 50mm/Monat deutlich größer als diejenige zwischen T050 und T100, die nur 3mm/Monat beträgt. Selbst die Veränderung zwischen T050 und dem Höchststand des EIMR in T075 liegt

mit 17m/s deutlich unter der Differenz von T050 und T000. Durch die beiden zusätzlich simulierten Höhenstufen in T025 und T075 wird jedoch deutlich, dass der Zusammenhang zwischen Monsunintensität und Plateauhöhe nicht über den gesamten Höhenbereich linear verläuft, sondern dem oben beschriebenen Verlauf folgt. Hinzu kommt, dass die höhere Auflösung der im Rahmen dieser Arbeit erzeugten Simulationen eine realistischere Darstellung der Topographie möglich macht und dadurch präzisere Aussagen über den Zusammenhang von Plateauhöhe und Monsunintensität zulässt. KUTZBACH et al. (1989) haben auf Grundlage ihrer Ergebnisse insbesondere geschlussfolgert, dass die geologisch jüngeren Hebungsprozesse ähnliche klimatische Auswirkungen wie Hebungen um gleiche Beträge in früheren Stadien hatten. Betrachtet man nur die Monsunindizes, muss diese Aussage kritisch beurteilt werden. Allerdings zeigt die Analyse der Temperatur- und Niederschlagsfelder sowie der Gebietsmittel der Clusterdomain, dass es auch in den späteren Phasen der Hebung bezüglich dieser beiden Variablen noch zu großen Veränderungen kam. Diese sind bei ausschließlicher Betrachtung der Monsunindizes nicht in diesem Umfang ersichtlich.

PRELL und KUTZBACH (1992) geben in diesem Zusammenhang lediglich an, dass eine zu heute vergleichbare Monsunintensität in ihren Simulationen erst eintritt, wenn die Höhe des TP 50% der heutigen Höhe beträgt. Außerdem gehen die Autoren davon aus, dass die Monsunintensität in den letzten 15 Millionen Jahren phasenweise höher war als heute. Diese Ergebnisse wurden aus der Analyse der Niederschlagsmengen in Südasien abgeleitet. Ein Vergleich mit den hier berechneten Werten des EIMR für T050 (309mm/Monat) und T100 (312mm/Monat) zeigt, dass die erste Aussage durch die vorliegenden Daten bestätigt werden kann. Das TP muss 50% seiner heutigen Höhe erreicht haben, damit die Monsunintensität mit heute vergleichbare Werte annimmt. Die Werte des WYI stützen diese Aussage allerdings nicht. Hier nimmt die Monsunintensität von T050 (20.2m/s) bis T100 (23.5m/s) weiter zu. Mit Hinblick auf die Werte des EIMR in T075 und T100 kann auch die zweite Aussage gestützt werden. Es ist nicht notwendigerweise so, dass ein höheres Plateau automatisch einen stärkeren Monsun nach sich zieht. Wiederum zeigt sich dies aber nur in den Werten des EIMR und wird von den Werten des WYI nicht widerspiegelt.

ABE et al. (2003) kommen zu dem Ergebnis, dass der IM im Zuge der Gebirgsbildung schrittweise stärker wird. Den Autoren zufolge kommt es insbesondere in den späteren Hebungsphasen zu einer bedeutenden Intensivierung des Monsuns. Dies steht zunächst im Gegensatz zu der hier getroffenen Aussage, wonach zwischen T075 und T100 eher eine Abschwächung des Monsuns zu verzeichnen ist. Dabei muss allerdings beachtet werden, auf Grundlage welcher Indizes diese Aussagen jeweils zu Stande kommen. ABE et al. (2003) treffen ihre Aussage aufgrund der Sommerniederschlagsmenge in der Region 75° bis 80° östliche Länge und 10° bis 30° nördliche Breite. Für diese Region nimmt der Niederschlag im Sommer mit zunehmender Plateauhöhe immer weiter zu. ABE et al. (2003) haben allerdings

auch die Niederschlagsmenge für die Region 95° bis 100° östliche Länge und 10° bis 30° nördliche Breite für verschiedene Höhenstufen des TP berechnet. Hier zeigt sich, dass die Niederschläge für Plateauhöhen von 0% bis 40% der heutigen Höhe zunehmen und danach wieder zurück gehen. Der hier verwendete EIMR bezieht sich auf das Gebiet 70° bis 110° östliche Länge und 10° bis 30° nördliche Breite und enthält damit beide zuvor genannten Regionen. Somit kann der Wert des EIMR von T075 auf T100 zurückgehen, ohne das sich dadurch ein direkter Widerspruch zu den Ergebnissen von ABE et al. (2003) ableiten lässt.

Dies gilt im Wesentlichen auch für die Ergebnisse von KITO (2004) und KITO et al. (2010). Auch in diesen beiden Studien wurde gezeigt, dass die Niederschlagsmenge in der Region 70° bis 100° östliche Länge und 10° bis 30° nördliche Breite linear mit der Höhe des TP ansteigt. Allerdings wird auch dort das Niederschlagsmaximum in der sich östlich anschließenden Region (100° bis 130° Ost und 5° bis 25° Nord) erreicht, wenn das TP 80% seiner heutigen Höhe hat. Eine weitere Erhöhung des TP hat dann einen Niederschlagsrückgang in dieser Region zur Folge.

Darüber hinaus haben die Quartärexperimente gezeigt, dass vor allem kaltzeitliche Randbedingungen die Monsunintensität mindestens genauso stark beeinflussen können wie Veränderungen in den topographischen Gegebenheiten. Dies bestätigt die Ergebnisse von PRELL und KUTZBACH (1992). Es muss also berücksichtigt werden, dass die langsam ablaufenden Veränderungen durch die Hebung des TP in der Realität noch von kürzeren Glazial-Interglazial-Zyklen überlagert wurden, welche die Monsunintensität in der gleichen Größenordnung verändern können wie die gesamte Hebung des TP. Durch Experimente mit komplexen Klimamodellen kann dieses Zusammenwirken von hoch- und niederfrequenten Veränderungen allerdings nicht untersucht werden, da Simulationen über die dafür nötigen Zeiträume derzeit nicht möglich sind.

Dass sich durch die Verringerung der Höhe des TP in diesem Bereich höhere Temperaturen ergeben, ist wenig überraschend. Der Temperaturunterschied zwischen T100 und T000 beträgt im Bereich des TP dabei 20° bis 30°C. Diese Werte liegen über denen, die von KUTZBACH et al. (1993) angegeben werden. Dort wird für diese Region ein Temperaturunterschied von 16°C zwischen der Simulation ohne Gebirge und derjenigen mit dem TP auf heutiger Höhe genannt. Allerdings wurde für diese Experimente ein Globalmodell mit einer Auflösung von 4.4°x7.5° genutzt. Bei derart niedriger Auflösung liegt die Höhe des TP allerdings auch in der heutigen Konfiguration weit unter der tatsächlichen Höhe und auch weit unter der Höhe des TP in den REMO Simulationen. Dadurch fallen folglich auch die Höhenänderungen geringer aus, wodurch sich geringere Temperaturunterschiede im Bereich des TP ergeben. Dies erklärt die größere Temperaturzunahme bei Verringerung der Höhe des TP in den hier durchgeführten Experimenten gegenüber den von KUTZBACH et al. (1993) angegebenen Werten.

Außerhalb des TP werden nahezu alle Bereiche mit zunehmender Höhe des TP im Jahresmittel wärmer. Der größte Unterschied zwischen T000 und T100 wird nördlich des Plateaus mit 7.5°C erreicht. Ausnahmen hierzu bestehen nur östlich und südöstlich des TP. Dieses grundsätzliche Muster der Temperaturveränderung steht in Widerspruch zu den Ergebnissen von KUTZBACH et al. (1993). Dort wird angegeben, dass die Temperaturen in weiten Teilen Asiens um 4°C bis 16°C niedriger sind, wenn das TP höher ist. Übereinstimmung besteht lediglich dahingehend, dass es östlich des TP mit höherer Topographie zu einer Temperaturabnahme kommt. Fraglich ist allerdings, ob das in der Studie von KUTZBACH et al. (1993) verwendete Globalmodell aufgrund der niedrigen Auflösung die räumlichen Unterschiede hinreichend genau wiedergeben kann.

Für den Bereich westlich des TP konnte gezeigt werden, dass es mit zunehmender Höhe des TP im Jahresmittel zu einer leichten Temperaturzunahme kommt. Hier bestehen allerdings Unterschiede zwischen den Jahreszeiten. Im Winter gehen die Temperaturen dort leicht zurück, während sie im Sommer ansteigen. Für den Winter gehen RUDDIMAN und KUTZBACH (1989) ebenfalls von einer Temperaturabnahme in dieser Region aus. Ihre Experimente zeigten allerdings auch eine Temperaturabnahme im Sommer, was durch die hier vorliegenden Daten nicht bestätigt werden kann.

Nördlich des TP verursacht die Hebung des Plateaus einen Temperaturanstieg im Winter und im Jahresmittel. Im Sommer gilt dies auch für den Bereich nordwestlich des TP, allerdings gehen die Temperaturen in dieser Jahreszeit nordöstlich des Plateaus zurück. RUDDIMAN und KUTZBACH (1989) gehen mit zunehmender Höhe des TP von einer Abkühlung im Sommer und Winter in ganz Nordasien aus. Folglich besteht hier nur im Sommer im nordöstlichen Teil des Modellgebiets eine Übereinstimmung.

Bezüglich des Niederschlags zeigen die REMO Experimente eindeutig, dass die Bedingungen westlich und nördlich des TP mit zunehmender Höhe trockener werden. Dies gilt sowohl für Sommer und Winter als auch hinsichtlich der Jahressumme und bestätigt damit im Grundsatz die Ergebnisse einer Vielzahl vorangegangener Studien (RUDDIMAN und KUTZBACH, 1989; KUTZBACH et al., 1993; MANABE und BROCCOLI, 1990; BROCCOLI und MANABE, 1992; TANG et al., 2011). Gegenätzliche Resultate zeigen sich nur in den Simulationen von KITO (2004). Dort ergibt sich bei höherem TP kein Rückgang der Niederschläge. Allerdings konnten KITO et al. (2010) in späteren Experimenten, in denen ein höher aufgelöstes Modell verwendet wurde, doch eine Niederschlagsabnahme bei höherem TP für diesen Bereich feststellen. Dieses Ergebnis hat sich folglich in Globalmodellen und Regionalmodellen gezeigt und über viele Modellgenerationen hinweg als stabil erwiesen.

Die Region östlich des TP bis zur Pazifikküste erhält mit zunehmender Höhe des TP mehr Niederschläge. Lediglich entlang der Küste des südchinesischen Meeres sind die Veränderungen gering und auch nicht signifikant. Eine Niederschlagszu-

nahme in Ostasien konnte bereits in früheren Experimenten abgeleitet werden (RUDDIMAN und KUTZBACH, 1989; KUTZBACH et al., 1993; KITO, 2004; TANG et al., 2011, 2013b). Ein gegensätzlicher Standpunkt wird diesbezüglich nur von ABE et al. (2003) eingenommen. Die Autoren stellen in ihren Simulationen fest, dass die Niederschläge über den Küstengebieten Ostasiens abnehmen wenn das TP an Höhe gewinnt.

In Südostasien fällt mehr Niederschlag im Jahr wenn das TP höher ist. Die Unterschiede zwischen den Experimenten sind dort größtenteils allerdings nicht signifikant. Auch im Sommer nehmen die Niederschläge zu. Im Winter besteht ein Rückgang in den relativen Werten von 50% bis 100%. Die absoluten Veränderungen sind jedoch gering. Wie bereits für die Region östlich des TP, zeigte sich eine Niederschlagsserhöhung in Südostasien bei höherem TP auch schon in früheren Studien (RUDDIMAN und KUTZBACH, 1989; KUTZBACH et al., 1993; KITO, 2004).

In Indien sind die Niederschläge ohne TP geringer als heute. Bei Erhöhung des TP auf 25% und 50% seiner heutigen Höhe kommt es zunächst zu einer Niederschlagszunahme im Norden und einer Abnahme im Süden. Die Zunahme im Norden gegenüber T000 bleibt zwar auch bei weiterer Höhenzunahme bestehen, die Werte gehen aber im Vergleich zu T050 und T025 wieder etwas zurück. Dass es durch die Hebung des TP zu einer Zunahme der Niederschläge über Indien kommt, zeigen auch Ergebnisse von KUTZBACH et al. (1993), ABE et al. (2003), SONG et al. (2009), TANG et al. (2011) und TANG et al. (2013b). Studien die diesbezüglich zu grundsätzlich anderen Resultaten kommen konnten nicht ausgemacht werden. Insbesondere SONG et al. (2009), die ein Modell mit vergleichbarer horizontaler Auflösung nutzen, konnten zeigen, dass die Niederschläge nur über Nordindien zunehmen aber über Südindien abnehmen. Das spricht dafür, dass sich ein differenziertes Bild der Niederschlagsveränderungen nur bei ausreichend hoher Modellauflösung ableiten lässt.

Insgesamt stimmen sowohl die von REMO simulierten Veränderungen der Monsoonintensität als auch die Unterschiede im Niederschlagsmuster, die sich durch die Erhöhung des TP ergeben, sehr gut mit den Ergebnissen bisheriger Studien überein. Fundamentale Unterschiede zu den Ergebnissen früherer Studien konnten hier nicht ausgemacht werden. Gewisse Unterschiede zeigten sich jedoch bezüglich der Temperaturveränderungen im Bereich nördlich des TP. In den REMO Simulationen kann die Temperaturzunahme in der Region zumindest teilweise mit einem Rückgang der Niederschläge dort erklärt werden. Möglicherweise ergibt sich in den Experimenten von RUDDIMAN und KUTZBACH (1989) nördlich des TP bei niedrigerem Plateau auch weniger Niederschlag, da die dort bestehende Topographie in dem niedrig aufgelösten Globalmodell nicht abgebildet wird. Folglich kommt es zu einer geringeren Niederschlagszunahme in Folge von Hebungsvorgängen, wodurch sich die beschriebenen Temperaturänderungen einstellen.

Abschließend kann festgestellt werden, dass mit den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen wesentliche Resultate vorangegangener Studien bestä-

tigt werden konnten. Durch die lange Simulationsdauer, die hohe horizontale und vertikale Auflösung und die konsistente Topographieänderung im Global- und im Regionalmodell ist der hier erzeugte Datensatz jedoch einzigartig. Die Länge von 30 Jahren erlaubt robuste Aussagen über die klimatischen Gegebenheiten für die jeweilige Höhe des TP. Die hohe Auflösung ermöglicht Aussagen über kleinräumige Veränderungen, wie etwa im Tarim- oder gar im Qaidambecken, die bei Simulationen mit niedriger Auflösung nicht möglich sind. Durch die gleichförmige Änderung der Topographie im Global- und im Regionalmodell kann ausgeschlossen werden, dass falsche Signale über die atmosphärischen Zustände an den Rändern in das Regionalmodell kommen und die Ergebnisse verfälschen. Darüber hinaus konnten durch die Identifikation und Charakterisierung von regionalen Klimatypen auf dem TP und in dessen unmittelbarem Umfeld zusätzliche Informationen verfügbar gemacht werden.

7.2 Ergebnisse der Quartärexperimente

Wie in Abschnitt 1.4.3 bereits dargelegt, besteht grundsätzliches Einverständnis dahingehend, dass Phasen mit starkem Sommermonsun eher mit wärmeren Abschnitten der Erdgeschichte zusammenfallen, während die Intensität des Sommermonsuns in kälteren Phasen eher niedriger und die des Wintermonsuns höher ist als heute (siehe CLIFT und PLUMB 2008 und darin zitierte Literatur sowie SARASWAT et al. 2013 und darin zitierte Literatur). Für kältere Phasen stimmen die Simulationsergebnisse mit diesen Annahmen überein. Der Wert des EIMR in LGM ist mit 204.2 mm/Monat deutlich niedriger als heute (339.5 mm/Monat). Der WYI zeigt für den Sommermonsun allerdings fast keine Veränderung zwischen LGM und PD an. Dafür kann aus den Werten des WYI in PD (-15.7 m/s) und LGM (-18.7 m/s) eine Intensivierung des Wintermonsuns abgeleitet werden. Hinsichtlich eines Zusammenhangs zwischen höheren Temperaturen und einem stärkeren Sommermonsun kann keine Aussage getroffen werden. Wie die Analyse der 2m-Temperatur in Abschnitt 6.3.1.1 gezeigt hat, stellt das MH im Untersuchungsgebiet keine wärmere Phase im Vergleich zu heute dar. Wie nachfolgend noch besprochen wird, zeigt sich dies auch in den Simulationen, die im Rahmen von PMIP3 durchgeführt wurden.

In MH ist es im Jahresmittel in den meisten Teilen des Modellgebiets kälter als in PD. Allerdings sind die Unterschiede mit weniger als 1°C in der Regel gering und im Westen und Norden des Modellgebiets sowie in Teilen Chinas auch nicht signifikant. Im Jahresmittel fällt in MH in weiten Teilen der Domain mehr Niederschlag als in PD. Auch beim Niederschlag sind die Unterschiede aber ebenfalls größtenteils nicht signifikant. Hinsichtlich der Monsunintensität ergeben sich Unterschiede zwischen den verwendeten Indizes. Während der EIMR eine Abschwächung des Sommermonsuns anzeigt, deutet der WYI auf eine geringfügige Intensivierung hin.

In LGM liegen die Temperaturen im Jahresmittel und in allen Jahreszeiten praktisch überall im Modellgebiet unter denen in PD. Die Unterschiede sind fast ausnahmslos signifikant. Die einzige Ausnahme stellt eine Region im Osten Chinas dar. Dort ist es in LGM wärmer als in PD, allerdings nicht signifikant. Auf dem TP ist es in LGM im Jahresmittel um 3-8°C kälter als in PD. Auch außerhalb des TP kommt es in LGM fast überall zu einer Abkühlung von 2°C. Zu einer signifikanten Abnahme der jährlichen Niederschlagsmenge kommt es in LGM im gesamten westlichen Teil des Modellgebiets, in Indien, Südostasien und entlang der Ostküste Chinas. Zu einer signifikanten Zunahme kommt es nur zwischen der Nordküste des Golfs von Bengalen und dem Himalaya. In den übrigen Teilen des Modellgebiets sind die Veränderungen gering. Hinsichtlich der Monsunintensität bestehen auch hier große Unterschiede zwischen den Indizes. Der EIMR weist mit einer Abnahme von 135mm/Monat eine starke Abschwächung des Sommermonsuns aus, während der Wert des WYI sich zwischen PD und LGM fast nicht verändert. Der Niederschlagsrückgang kann zwar mit den niedrigeren Luft- und Meeresoberflächentemperaturen begründet werden, dennoch zeigt dies, dass die Beurteilung der Monsunintensität maßgeblich vom gewählten Index abhängt. Für den Wintermonsun weist der WYI eine Intensivierung aus. Die regionalen Klimatypen in der Clusterdomain sowie die Jahregänge und vorherrschenden Windrichtungen innerhalb der Cluster ändern sich in MH und LGM im Vergleich zu heute fast nicht.

In Abbildung 7.2 sind die wesentlichen Veränderungen der Temperatur und des Niederschlags für den Bereich der Clusterdomain in den Quartärexperimenten nochmals kompakt zusammengefasst. Die Abbildung ist dabei genauso aufgebaut wie Abbildung 7.1 für die Topographieexperimente. Allerdings dient hier das REMO Experiment PD als Referenzpunkt gegenüber dem die Temperatur- und Niederschlagsveränderungen angegeben werden. In Abbildung 7.2 sind zusätzlich zu den Quartärexperimenten von REMO und ECHAM auch die entsprechenden Werte der in dieser Arbeit verwendeten Beobachtungs- und Reanalysedatensätze abgebildet.

Zunächst zeigt sich, dass alle dargestellten Datensätze in der Clusterdomain kälter sind als das REMO Experiment PD. Der Temperaturunterschied zu REMO MH beträgt 0.9°C. Außerdem liegt das Gebietsmittel des Niederschlags in MH um 70mm/Jahr über dem in PD. Die Unterschiede von ECHAM MH zu ECHAM PD sind mit 0.9°C und 47mm/Jahr vergleichbar. Allerdings liegt die Temperatur in ECHAM PD um 0.6°C unter der in REMO PD und der Niederschlag ist in ECHAM PD um 150mm/Jahr höher. Insgesamt sind die Veränderungen für Mid-Holocene im Vergleich zu heute also in REMO und ECHAM ähnlich, allerdings sind die ECHAM Experimente im Bereich der Clusterdomain generell etwas kälter und vor allem feuchter als die REMO Simulationen.

Auch für LGM zeigen sich bezüglich der Temperatur in REMO und ECHAM vergleichbare Unterschiede. In REMO LGM ist die Temperatur um 3.6°C niedriger

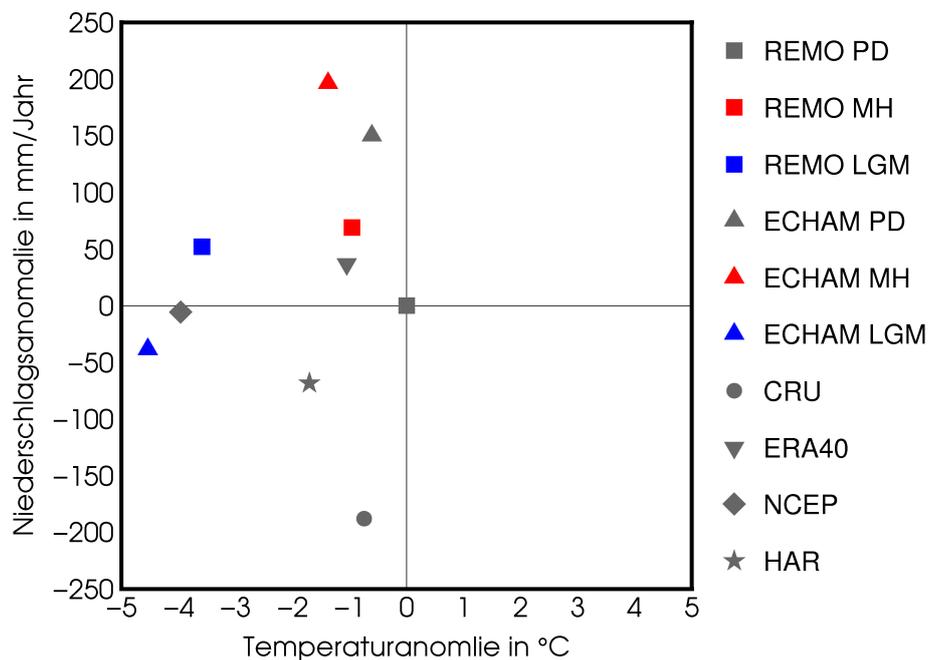


Abb. 7.2: Anomalien von 10-jährigen Mittelwerten der 2m-Temperatur (Abszisse) und der jährlichen Niederschlagssumme (Ordinate) für MH und LGM in REMO und ECHAM sowie verschiedene Beobachtungsdatensätze relativ zu PD. Alle Werte stellen Gebietsmittel der Clusterdomain dar.

als in REMO PD. Mit 3.8°C ist der Temperaturunterschied in den jeweiligen ECHAM Experimenten nur unwesentlich höher. Beim Niederschlag ergibt sich jedoch ein anderes Bild. In REMO LGM fallen $52\text{mm}/\text{Jahr}$ mehr Niederschlag als in REMO PD. In ECHAM LGM ist der Niederschlag dagegen um $188\text{mm}/\text{Jahr}$ geringer als in ECHAM PD. Hier unterscheidet sich also sogar das Vorzeichen der Veränderung in ECHAM und REMO. Dies ist in erster Linie auf die starke Niederschlagszunahme zwischen der Nordküste des Golfs von Bengalen und dem Himalaya in REMO LGM zurückzuführen. Wie im vorangegangenen Kapitel bereits angedeutet, handelt es sich hierbei jedoch möglicherweise um ein Modellartefakt.

Interessant ist auch der Vergleich der Simulationsergebnisse mit den verschiedenen Beobachtungs- und Reanalysedatensätzen. Zum einen kann dabei festgestellt werden, dass das Gebietsmittel des Niederschlags in REMO PD innerhalb der Spanne der Gebietsmittel der Beobachtungsdaten liegt. Das Gebietsmittel der Temperatur liegt dagegen nicht in der Spanne der Beobachtungen und Reanalysen darstellen. Dies verdeutlicht nochmals, dass REMO, wie andere Regionalmodelle auch, zu einer Temperaturüberschätzung neigt. Allerdings liegen

für ECHAM PD sowohl der Niederschlagswert als auch der Temperaturwert nicht innerhalb der Bandbreite der Beobachtungen. Diesbezüglich stellt das Downscaling mit REMO also eine Verbesserung dar. Zum Anderen ist die Bandbreite zwischen den Beobachtungen hinsichtlich der Temperatur (Differenz CRU - NCEP: 3.3°C) fast so groß wie die Unterschiede zwischen den Quartärexperimenten. Bezüglich des Niederschlags ist der Unterschied zwischen den Beobachtungsdatensätzen (Differenz ERA40 - CRU: $224\text{mm}/\text{Jahr}$) größer als die Unterschiede zwischen REMO PD und REMO MH bzw. REMO LGM. Dies verdeutlicht einmal mehr, mit welcher großen Unsicherheit die Informationen über das heutige Klima im Bereich des TP behaftet sind.

Da es für 6kya und 21kya eine Vielzahl an Klimarekonstruktionen gibt und diese mit dem in Kapitel 2 bereits beschriebenen Datensatz von BARTLEIN et al. (2011) auch in homogener Form und einigermaßen flächendeckend verfügbar sind, können die Modellergebnisse für diese beiden Zeitscheiben auch direkt mit diesen Rekonstruktionsergebnissen verglichen werden. Der Datensatz von BARTLEIN et al. wird im Folgenden mit PCR (PaleoClimate Reconstructions) abgekürzt. Zusätzlich zu diesem Datensatz werden nachfolgend auch Informationen über das Paläoklima der Region aus den in den Tabellen 2.2 und 2.3 zusammengestellten Veröffentlichungen genutzt. Im Gegensatz zu den PCR-Daten stellen diese Rekonstruktionen aber keinen einheitlichen Datensatz dar und bieten in der Regel auch keine quantitativen sondern lediglich qualitative Informationen über die klimatischen Verhältnisse der jeweiligen Zeitscheibe relativ zu heute. Außerdem gab es für die Auswahl dieser Paläoklimarekonstruktionen keine objektiven Kriterien, weshalb der Einwand der zufälligen oder willkürlichen Auswahl hier sicherlich berechtigt ist. Die Einbeziehung dieser Informationen erscheint aber im Hinblick auf eine Verbreiterung der Datenbasis dennoch sinnvoll und gerechtfertigt. Gerade für den Vergleich mit den Simulationsergebnissen für LGM gibt es in PCR im Bereich des TP keine Informationen.

Abbildung 7.3 zeigt den Vergleich der Simulationsergebnisse für MH mit den für diese Zeitscheibe verwendeten Paläoklimarekonstruktionen. Teilabbildung 7.3a zeigt den Vergleich für die Temperatur und Teilabbildung 7.3b den Vergleich für den Niederschlag. Die Simulationsergebnisse sind in der Fläche dargestellt und als Anomalien zu PD angegeben. Die PCR-Daten sind als Kreise abgebildet und zeigen ebenfalls die Unterschiede zu heute. Für die Simulationsergebnisse und die PCR-Daten wurde sowohl für Temperatur als auch für Niederschlag die gleiche Farbskala verwendet, wodurch die Daten direkt vergleichbar sind. Die Informationen aus den zusätzlich zu den PCR-Daten verwendeten Rekonstruktionen sind als Quadrate dargestellt um sie von den PCR-Daten unterscheiden zu können. Wie bereits erwähnt, sind diese Informationen nur qualitativ und wurden daher in die folgenden Kategorien eingeteilt:

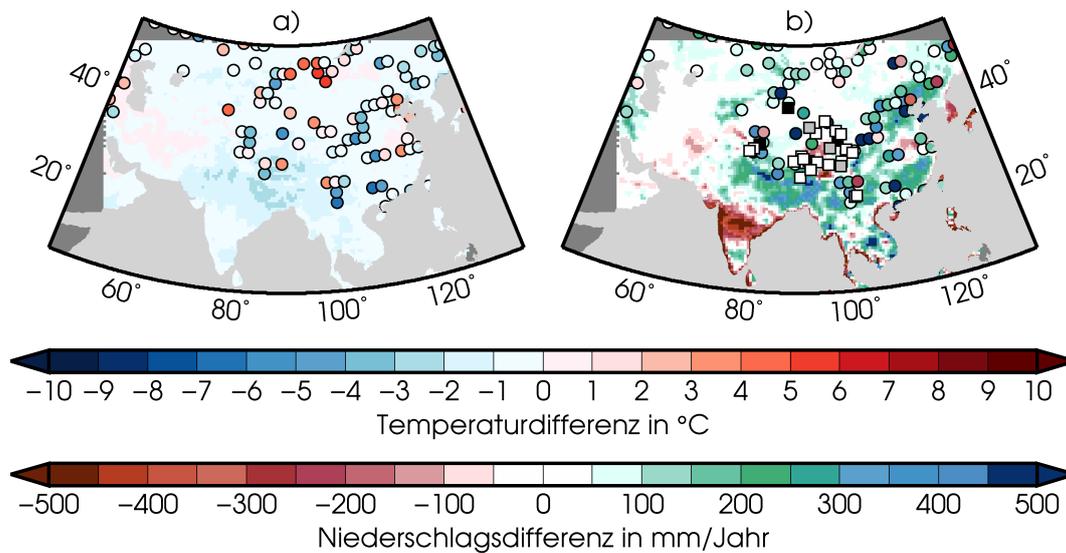


Abb. 7.3: Vergleich der Simulationsergebnisse mit Paläoklimarekonstruktionen für MH für a) 2m-Temperatur und b) Niederschlag. Die Simulationsergebnisse sind in der Fläche dargestellt. Kreise kennzeichnen rekonstruierte Werte aus dem Datensatz von BARTLEIN et al. (2011). Quadrate kennzeichnen Rekonstruktionen aus den in Tabelle 2.2 genannten Veröffentlichungen. Für diese gilt: schwarz = trockener als heute, grau = vergleichbar mit heute, weiß = feuchter als heute.

- schwarz: kälter/trockener als heute
- grau: unverändert zu heute
- weiß: wärmer/feuchter als heute

Die PCR-Daten zeigen, dass die aus Proxidaten rekonstruierten Temperatur- und Niederschlagswerte auch auf kleinem Raum erhebliche Unterschiede aufweisen. Während dies beim Niederschlag aufgrund der hohen räumlichen Variabilität noch möglich erscheint, muss die hohe räumliche Variabilität der Temperaturrekonstruktionen für 6kya doch kritisch betrachtet werden. Die Rekonstruktionen ergeben hier teilweise auf einer horizontalen Distanz von wenigen hundert Kilometern Temperaturunterschiede von 10°C und mehr. Dies zeigt, dass die Rekonstruktionen für gleiche Gebiete doch eine gewisse Bandbreite aufweisen und sicherlich mit nicht unerheblichen Unsicherheiten behaftet sind. Die Ursachen für die Unterschiede in den rekonstruierten Werten benachbarter Standorte können sowohl aus Problemen bei der Altersbestimmung der Proben als auch aus unterschiedlichen Analysemethoden resultieren.

Bei Betrachtung der simulierten und rekonstruierten Temperaturwerte für 6kya fällt zunächst auf, dass das simulierte Temperaturfeld räumlich weit weniger Variabilität aufweist als die rekonstruierten Werte. Während die für MH simulierten Temperaturen, von wenigen Ausnahmen abgesehen, fast überall im Modellgebiet niedriger sind als heute, wechseln sich in den Rekonstruktionen höhere, nahezu unveränderte und niedrigere Temperaturen auf teilweise sehr kleinem Raum ab. Es gibt daher Bereiche, in denen sowohl das Vorzeichen der Veränderung gegenüber heute als auch der Betrag der Veränderung in den Modelldaten und den Rekonstruktionen übereinstimmen. Dies ist zum Beispiel im nordwestlichen Teil des Modellgebiets der Fall. Allerdings gibt es auch Gebiete in denen zwar das Vorzeichen übereinstimmt, es hinsichtlich des Betrags der Veränderung aber zu Unterschieden zwischen Modelldaten und rekonstruierten Daten kommt. Im nordöstlichen Bereich des Modellgebiets ist dies beispielsweise gegeben. Dort liegen die rekonstruierten Temperaturen unter den von REMO simulierten Werten. Schließlich kommt es auch vor, dass die Veränderungen zwischen MH und PD in den Modelldaten und den Rekonstruktionen unterschiedliche Vorzeichen aufweisen. Dies ist unter anderem südwestlich des Baikalsees erfüllt. Insgesamt weist die große Bandbreite in den Rekonstruktionen auf engem Raum darauf hin, dass unklar ist wie die Bedingungen im Untersuchungsgebiet für diese Zeitscheibe waren. Die Modelldaten stimmen hiermit insofern überein, als dass die simulierten Veränderungen im Vergleich zu PD meist gering und größtenteils auch nicht signifikant sind.

Hinsichtlich des Niederschlags zeigt sich ein etwas anderes Bild. Für das gesamte Modellgebiet gibt es hier sowohl in den Modelldaten als auch in den rekonstruierten Daten eine klare Tendenz zu feuchteren Bedingungen. Allerdings stimmen die Beträge der Änderungen dabei nur teilweise überein. In diesem Zusammenhang muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass durch die Wahl der Schrittweite der Farbskala das Ergebnis diesbezüglich praktisch beliebig verbessert oder verschlechtert werden kann. Die hier gewählte Intervallbreite von 50mm/Jahr kann aber im Hinblick auf die gesamte Bandbreite der Veränderungen als guter Kompromiss betrachtet werden. Wo die Simulationsergebnisse keine oder nur geringe Veränderungen ergeben, zeigt sich dies meist auch in den Rekonstruktionen. Der nordwestliche und zentrale nördliche Teil des Modellgebiets kann hier als Beispiel angeführt werden. Allerdings sind in diesen Regionen vergleichsweise wenig Datenpunkte verfügbar. REMO zeigt in Indien und im östlichen Teil des TP trockenere Verhältnisse an. In Indien existieren keine Datenpunkte für einen Vergleich. Auf dem TP lassen die Datenpunkte, die um die Region mit Niederschlagsabnahme platziert sind, keine eindeutigen Rückschlüsse zu. Sowohl Niederschlagszu- als auch Niederschlagsabnahmen, aber auch keine Veränderungen im Vergleich zu heute kommen in dieser Region vor. Die meisten der umliegenden Datenpunkte zeigen aber, abweichend von den Modelldaten, eine Niederschlagszunahme auch in diesem Bereich an. Im Modellgebiet existieren insgesamt nur wenige Rekonstruktionen, die von trockeneren Bedingungen für diese Zeitscheibe ausgehen. Diese stimmen

weder vom Betrag noch vom Vorzeichen der Veränderung mit den Simulationsergebnissen überein. Allerdings weichen diese Punkte auch immer stark von den sie umgebenden Rekonstruktionen ab, weshalb es sich dabei auch entweder um lokale Besonderheiten oder um Fehleinschätzungen handeln kann. Gerade beim Niederschlag können regionale Besonderheiten nicht ausgeschlossen werden, da diese Größe räumlich hoch variabel ist und die Rekonstruktionen häufig auf Daten basieren, die für das Einzugsgebiet eines Sees oder ein Gebiet ähnlicher Größenordnung repräsentativ sind. Trotz der hohen räumlichen Auflösung der hier erzeugten Simulationen besteht daher die Möglichkeit, dass das Modell nicht in der Lage ist derartig kleinräumige Phänomene zu reproduzieren.

In Abbildung 7.4 sind die simulierten und rekonstruierten Temperatur- und Niederschlagsanomalien von LGM gegenüber heute dargestellt. Die Abbildung ist dabei genauso aufgebaut wie die unmittelbar zuvor gezeigte Abbildung für 6kya. Deutlich wird sofort, dass für 21kya in den PCR-Daten sowohl für die Temperatur als auch für den Niederschlag wesentlich weniger Datenpunkte verfügbar sind als für 6kya. Bezüglich der Temperatur kann festgestellt werden, dass sowohl die Modelldaten als auch die Rekonstruktionen, mit einer Ausnahme, überall im Modellgebiet von kälteren Bedingungen für 21kya ausgehen. Dabei stimmen die Beträge der Temperaturveränderung in den simulierten und rekonstruierten Daten zwar lokal nicht genau überein, allerdings ist die Größenordnung der Abkühlung insgesamt vergleichbar. Dass es um 21kya fast überall im Untersuchungsgebiet kälter war als heute, wird damit sowohl von den Paläoklimarekonstruktionen als auch von den Modelldaten bestätigt. Da für diese Zeitscheibe aber nur wenige Datenpunkte aus Rekonstruktionen verfügbar sind, können die Modelldaten hier einen wichtigen Beitrag zur Rekonstruktion der Bedingungen in der Fläche leisten.

Hinsichtlich des Niederschlags zeigt sich, dass sich die vom Modell simulierten trockeneren Bedingungen im Westen und Norden des Modellgebiets auch in den Rekonstruktionen widerspiegeln. Allerdings sind auch hier nur wenige Datenpunkte verfügbar. Nördlich und nordöstlich des TP bestehen in den Modelldaten nur wenig Veränderungen zu heute. Das kann auch aus den wenigen für diese Gebiete verfügbaren Rekonstruktionen abgeleitet werden. Die starke Niederschlagszunahme zwischen der Nordküste des Golfs von Bengalen und dem Himalaya zeigt sich in den Klimarekonstruktionen nicht. Für diesen Bereich sind allerdings keine Datenpunkte aus den PCR-Daten verfügbar, sondern nur drei Rekonstruktionen, die der Literatur entnommen wurden und auch eher in den Randbereichen der feuchteren Region lokalisiert sind. Wie oben schon angesprochen, sind diese nicht zwingend repräsentativ. Allerdings weisen die Anzeichen aus den Klimarekonstruktionen und die Unterschiede zu den ECHAM Ergebnissen in diesem Bereich insgesamt doch darauf hin, dass es sich bei den erhöhten Niederschlägen in dieser Region in den REMO Simulationen um ein Modellartefakt handelt.

Zusätzlich zum Vergleich der Modelldaten mit rekonstruierten Klimainformationen können die Simulationsergebnisse der Quartärexperimente auch mit den

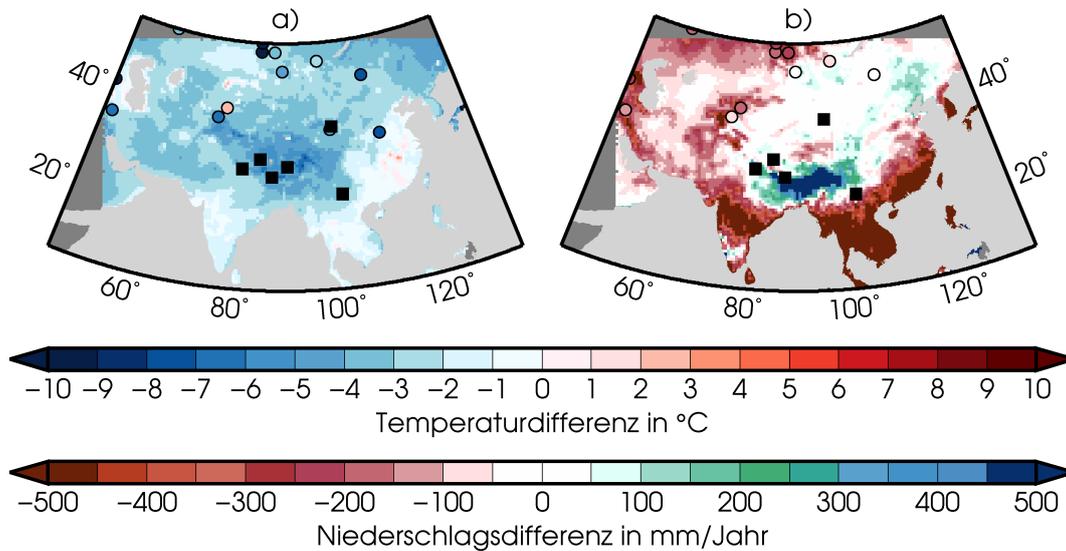


Abb. 7.4: Vergleich der Simulationsergebnisse mit Paläoklimarekonstruktionen für LGM für a) 2m-Temperatur und b) Niederschlag. Die Simulationsergebnisse sind in der Fläche dargestellt. Kreise kennzeichnen rekonstruierte Werte aus dem Datensatz von BARTLEIN et al. (2011). Quadrate kennzeichnen Rekonstruktionen aus den in Tabelle 2.3 genannten Veröffentlichungen. Für diese gilt: schwarz = kälter/trockener als heute, grau = vergleichbar mit heute, weiß = wärmer/feuchter als heute.

Resultaten von vorangegangenen Modellexperimenten aus der Literatur verglichen werden. Die Vergleiche konzentrieren sich dabei für beide Zeitscheiben auf Studien, in denen Modelle mit vergleichbar hoher Auflösung eingesetzt wurden. Die wesentlichen Eckpunkte der Versuchsanordnungen und die zentralen Ergebnisse der in Frage kommenden Studien wurden bereits in Abschnitt 1.4.3 genannt.

ZHENG et al. (2004) haben zwei Simulationen für 6kya durchgeführt. Die erste Simulation verwendet die heutige Vegetation, während die Vegetation im zweiten Experiment an die Bedingungen im mittleren Holozän angepasst wurde. Da die Autoren zu dem Ergebnis kommen, dass die Ergebnisse der Simulation mit veränderter Vegetation besser mit den rekonstruierten Klimadaten übereinstimmt, konzentriert sich der folgende Vergleich auf dieses Experiment. Die Jahresmitteltemperatur liegt in dieser Simulation in weiten Teilen des Modellgebiets im mittleren Holozän über der heutigen. Unterschiede bestehen vor allem in Zentralasien, im Bereich des TP und in Ostchina. Allerdings beträgt die Temperaturzunahme meist weniger als 1°C. Die größten Unterschiede bestehen mit 2°C in Ostchina. Ein Temperaturrückgang von 0.5°C ist über Indien zu verzeichnen. Für die meisten Regionen stimmen diese Resultate nicht mit den hier erzielten Ergebnissen überein. Zwar zeigt sich auch in

den REMO Experimenten ein Temperaturrückgang im Jahresmittel über Indien, aber auch im übrigen Teil des Modellgebiets sind die Temperaturen in MH niedriger als in PD. Allerdings beträgt die hier festgestellte Abnahme größtenteils weniger als 1°C . Da die von ZHENG et al. (2004) registrierte Zunahme meist auch weniger als 1°C beträgt, sind die Unterschiede insgesamt klein.

ZHENG et al. (2004) gehen für 6kya ebenfalls von wärmeren Wintern im Bereich des TP und in Nord- und Nordostchina aus. Auch dies stimmt nicht mit den hier vorliegenden Ergebnissen überein. Gerade für das TP ergibt sich im Winter eine Temperaturabnahme von bis zu 3.5°C , wodurch die Ergebnisse doch erheblich voneinander abweichen. Bessere Übereinstimmung besteht im nördlichen Bereich des Modellgebiets. ZHENG et al. (2004) geben für den Bereich nördlich von 60° nördlicher Breite eine Erwärmung von bis zu 4°C an. Auch in den REMO Daten zeigt sich die größte Temperaturzunahme mit bis zu 1.8°C im Norden der Domain. Ansonsten gilt auch für den Winter, dass das Vorzeichen der Veränderungen in den beiden Studien zwar unterschiedlich, die tatsächlichen Abweichungen in den meisten Regionen aber gering sind.

In den Sommermonaten ist die Übereinstimmung besser. Hier gehen ZHENG et al. (2004) für die gesamte Region von einer Temperaturzunahme aus. Lediglich in Indien ist ein Temperaturrückgang von bis zu 1°C zu verzeichnen. Dieses Muster zeigt sich auch in den REMO Simulationen. Entlang des Himalaya ist der Temperaturunterschied zwischen MH und PD mit mehr als 2°C allerdings größer als bei ZHENG et al. (2004). Für den Sommer geben auch POLANSKI et al. (2012) fast überall um bis zu 2°C höhere Temperaturen für das mittlere Holozän an. Fast keine Veränderung oder eine geringe Abnahme der Temperatur von bis zu 0.3°C zeigt sich diesen Autoren zufolge in Indien und Südostasien. Insgesamt stimmen die für den Sommer angegebenen Veränderungen in alle drei Studien gut überein.

Hinsichtlich des Jahresniederschlags hat sich gezeigt, dass die Bedingungen in MH in weiten Teilen des Modellgebiets feuchter sind als in PD. Dies wird auch von ZHENG et al. (2004) so gesehen. Speziell die Zunahmen über dem südlichen Teil des TP und im Bereich der heutigen Mongolei können aufgrund der hier vorliegenden Daten bestätigt werden. Der bei ZHENG et al. (2004) festgestellte Rückgang der Niederschläge im Süden und Südwesten Chinas zeigt sich in den REMO Daten allerdings nicht. Die von REMO prognostizierten Zunahmen für diese Region fallen jedoch gering aus und sind nicht signifikant.

Die von POLANSKI et al. (2012) für den Sommer angegebene Niederschlagszunahme über Südindien und der Rückgang im zentralen Bereich zeigen sich auch in den REMO Simulationen. Gleiches gilt für die Niederschlagszunahme entlang der westlichen und südlichen Flanken des Himalayas. Für das TP geben auch ZHENG et al. (2004) eine Zunahme der Niederschläge an. Darüber hinaus gehen POLANSKI et al. (2012) im gesamten Bereich nördlich des TP von mehr Niederschlägen im mittleren Holozän aus, was sich auch in den vorliegenden Daten widerspiegelt.

Lediglich in Südostasien kommt es diesen Autoren zufolge zu einem Rückgang der Niederschläge. Dort sind die Unterschiede zwischen MH und PD in REMO gering.

Insgesamt stimmen die in dieser Studie erzielten Ergebnisse gut mit den Resultaten vorausgegangenen Studien überein. Grundlegende Unterschiede bestehen nur hinsichtlich der Einschätzung der Temperaturveränderung zwischen dem mittleren Holozän und heute. Während die REMO Simulationen niedrigere Temperaturen für diese Zeitscheibe zeigen, gehen ZHENG et al. (2004) von einer Temperaturzunahme aus. Die Ergebnisse der im Rahmen dieser Arbeit erzeugten REMO Simulationen stehen in Einklang mit der durchschnittlichen Temperaturveränderung, die sich aus den an PMIP3 beteiligten Globalmodellen ergibt (vergleiche Mid-Holocene Synthesis Map (Annual Mean) auf PMIP3 HOMEPAGE). Dort werden die Veränderungen zwar relative zur vorindustriellen Periode angegeben, dennoch wird deutlich, dass es im mittleren Holozän im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets um bis zu 2°C kälter war. Sowohl diese Tatsache als auch die aus den Klimarekonstruktionen gewonnenen Informationen weisen darauf hin, dass REMO die tatsächlichen Verhältnisse besser wiedergeben kann als die in früheren Studien verwendeten Modelle.

Die von REMO simulierte jährliche Durchschnittstemperatur für das LGM liegt, mit Ausnahme eines kleinen Bereichs im Osten Chinas, überall im Modellgebiet unter der in PD. Auf dem TP sind die Werte um 3-8°C niedriger als heute. Außerhalb des TP war es bis zu 2°C kälter. Sowohl die generell niedrigeren Temperaturen überall im Modellgebiet als auch der Betrag der Abkühlung stimmen sehr gut mit den Ergebnissen früherer Studien überein. ZHENG et al. (2004) geben für den Großteil des Gebiets ebenfalls eine Abkühlung von 2-3°C an. Die Autoren merken jedoch an, dass sich die Abkühlung bei Vergleichen mit rekonstruierten Werten als zu gering erweist. Dass es in der Region vor 21000 Jahren insgesamt kälter war als heute, ist auch das Ergebnis der Modellrechnungen von JU et al. (2007). Für den zentralen und nördlichen Bereich Chinas waren die Temperaturen demnach um 2°C, in den übrigen Teilen Chinas und auf der koreanischen Halbinsel um 2-4°C niedriger als heute. LIU et al. (2008a) geben für China eine Abkühlung von 2-8°C an, wobei das Maximum mit 8°C im Nordosten Chinas erreicht wird. Auch die vorliegenden Daten zeigen dort die größte Abkühlung außerhalb des TP. Diese beträgt allerdings nur 4°C. Für das TP geben LIU et al. (2008a) eine Abkühlung von 3°C an, wobei die Autoren einräumen, dass diese unter den Werten aus Temperaturrekonstruktionen liegt. Von daher kann die von REMO simulierte Abkühlung im Bereich des TP, die zwischen 3°C und 8°C liegt, als realistisch eingestuft werden.

In Abschnitt 6.3.2.2 konnte gezeigt werden, dass die Niederschläge im Westen des Modellgebiets, in Indien, Südostasien und entlang der Ostküste Chinas in LGM niedriger sind als in PD. Vom TP aus, bis in den Nordosten des Modellgebiets, verändern sich die Niederschläge kaum oder nehmen geringfügig zu. Die starke Zunahme nördlich des Golfs von Bengalen wurde schon zuvor mit hoher Wahr-

scheinlichkeit als Modellartefakt identifiziert. Trockenere Bedingungen in fast allen Teilen des Untersuchungsgebiets sind auch des Ergebnis der Arbeiten von ZHENG et al. (2004), JU et al. (2007) und LIU et al. (2008a). Diesbezüglich besteht somit eine grundsätzliche Übereinstimmung. Auch die von ZHENG et al. (2004) genannte, stärkere Abnahme in Indien und der von LIU et al. (2008a) identifizierte stärkere Rückgang im Osten Chinas zeigen sich in den vorliegenden Daten. Für den Westen Chinas weisen ZHENG et al. (2004) und JU et al. (2007) keinen Niederschlagsrückgang und teilweise sogar eine Zunahme der Niederschläge aus. Auch dies zeigt sich in den REMO Simulationen. Interessant ist, dass ZHENG et al. (2004) und LIU et al. (2008a) für den südlichen bzw. östlichen Teil des TP von feuchteren oder zumindest unveränderten Bedingungen in LGM ausgehen. Auch wenn REMO die Zunahme der Niederschläge zwischen der Nordküste des Golfs von Bengalen und dem Himalaya sicherlich überschätzt, zeigt dies doch, dass auch andere Modelle dort mehr Niederschlag für diese Zeitscheibe produzieren.

8 Ausblick

Das letzte Kapitel dieser Arbeit dient dazu, ausgehend von den hier vorgestellten Ergebnissen, weitere mögliche Forschungsaktivitäten in diesem Bereich darzustellen. Der Aufbau dieses Abschnitts ist dabei so gegliedert, dass zunächst weitere Auswertungs- und Analysemöglichkeiten mit den im Rahmen von Bridging Time-scales erzeugten Daten beschrieben werden. Nachfolgend wird erörtert, wie sich die in dieser Arbeit erzeugten Simulationen noch verbessern und optimieren lassen. Im Anschluss daran wird erläutert, welche weiteren Experimente mit der bestehenden Modellkette aus ECHAM und REMO sinnvoll erscheinen. Auch einige Anregungen für mögliche Weiterentwicklungen der verwendeten Modellkette werden gegeben. Schließlich wird noch kurz darauf eingegangen, welche Vorteile die Verwendung von anderen Modellen für weiterführende Studien zu diesem Thema bringen könnte.

Das hier verwendete Regionalmodell REMO gibt in der verwendeten Konfiguration weit über 100 Variablen aus. Selbstverständlich können viele dieser Variablen keinen Beitrag zur Beantwortung der zu Beginn der Arbeit aufgeworfenen Fragen leisten. Dennoch besteht die Möglichkeit durch Analyse weiterer Variablen oder weitergehende Analysen der bereits im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Variablen zusätzliche Einblicke und Erkenntnisse zu erlangen. Beispielsweise ließen sich durch Analyse der täglichen Niederschlagsdaten Aussagen zu Veränderungen im Einsetzen bzw. im Rückzug des indischen Sommermonsuns zwischen den Zeitscheiben treffen. Eine detailliertere Analyse wäre vor allem im Hinblick auf die Dauer der niederschlagsreichen Periode interessant. Vor allem zur genaueren Bestimmung des Einsetzens des Monsuns könnte auch die Berechnung der Moist Static Energy (MSE) beitragen. Diese kann aus den vom Modell ausgegebenen Werten für Temperatur und spezifische Luftfeuchtigkeit berechnet werden. Wie in Abschnitt 1.3.2 erläutert, stellt diese Größe einen guten Indikator für den Onset des Monsuns dar. Darüber hinaus könnten z.B. auch Veränderungen in den aktiven Phasen und Unterbrechungen des Monsuns zwischen den simulierten Zeitscheiben untersucht werden. Da die Topographieexperimente eine Länge von 30 Jahren besitzen, könnten für diese auch Unterschiede in der interannuellen Variabilität bei veränderter Höhe des TP analysiert werden. Dies sind nur einige Beispiele dafür, wie die existierenden Modelldaten noch für weitere Auswertungen, die für die hier vorliegenden Fragestellungen nicht von Bedeutung waren, genutzt werden könnten.

Wie in Abschnitt 3.1.1 kurz erwähnt, wurde auch eine Simulation mit vollständiger Höhe des TP in ECHAM aber nur halber Plateauhöhe in REMO erstellt. Dieser Lauf wurde in die hier vorgestellten Analysen nicht einbezogen. Allerdings

lässt sich durch den Vergleich dieses Experiments mit T050 analysieren, wie die globalen und regionalen Effekte, die durch die Hebung des TP entstehen, das Klima in Asien beeinflussten. Eine ähnliche Studie, in welcher der globale und regionale Einfluss veränderter Treibhausgaskonzentrationen in Zentralasien untersucht wird, stellen PAETH et al. (2015) vor.

Bereits im vorangegangenen Teil der Arbeit wurde mehrmals angemerkt, dass es bei den durchgeführten Experimenten noch Raum für Verbesserungen gibt. Einige dieser Verbesserungen konnten bereits für die Quartärexperimente implementiert werden. Dennoch wären weitere Testläufe mit systematischer Veränderung der Modellparameter sicher hilfreich um die optimale Modellkonfiguration für das Untersuchungsgebiet zu ermitteln. In Abschnitt 6.1.1 wurde bereits erläutert, dass dies im Rahmen dieser Arbeit aufgrund der begrenzten technischen und zeitlichen Ressourcen sowie der fehlenden Vorerfahrung mit Simulationen in dieser Region nicht in größerem Umfang geleistet werden konnte. Darüber hinaus könnte getestet werden, ob ein Entfernen des fraktionellen Wasseranteils aus allen Gitterboxen der Domain den bestehenden Warm-Bias reduzieren oder beheben könnte. Diese Möglichkeit besteht, da in weiten Teilen des Modellgebiets ständig zu warme Temperaturen für den fraktionellen Wasseranteil eingelesen werden. Ohne ein Testexperiment kann diese These aber weder mit Sicherheit bestätigt noch verworfen werden. Darüber hinaus konnte noch eine eher für die praktische Durchführung der Simulationen nützliche Erkenntnis erworben werden. Es hat sich gezeigt, dass es innerhalb einer Experimentgruppe sinnvoll ist, den komplexesten Lauf, also den Lauf mit den meisten und aufwändigsten Änderungen, zuerst zu erstellen. Der Kontrolllauf sollte folglich immer zuletzt erzeugt werden. Dies hat den Vorteil, dass man alle für die Experimentgruppe notwendigen Veränderungen direkt zu Beginn vornehmen muss und mögliche Probleme schon zu Beginn sichtbar werden. Die folgenden Experimente, einschließlich des Kontrolllaufs, können dann ebenfalls mit den entsprechenden Anpassungen erstellt werden, was mögliche Unterschiede zwischen den Simulationen minimiert. Dies sollte für weitere Experimente in diesem Bereich auf jeden Fall Berücksichtigung finden.

Auch eine Reihe weiterer Experimente zu diesem Themenkomplex wäre sinnvoll. Wie in Abschnitt 1.4.1 erläutert, sind die drei wesentlichen Komponenten, die die Variabilität des Klimas in Asien in den letzten 50 Millionen Jahren bestimmt haben, die Hebung des TP, die Land-Meer-Verteilung und das Vorhandensein oder Nichtvorhandensein von Landbrücken. Denkbar ist die Erzeugung einer ganzen Reihe von Simulationen, in der diese Parameter systematisch verändert werden, um deren Einfluss auf die Veränderung des Klimas im Untersuchungsgebiet und auch die bestehenden Wechselwirkungen besser quantifizieren zu können. Letztlich wäre hierfür eine dreidimensionale Matrix an Experimenten erforderlich, bei der die drei oben genannten Faktoren jeweils schrittweise verändert werden könnten. Hierdurch könnten vor allem die zwischen diesen Faktoren bestehenden Wechselwirkungen besser berücksichtigt werden. Eine weniger ressourcenintensive Vorstufe hierzu stellt

die Erstellung einer Matrix dar, bei der nur zwei der drei genannten Faktoren variiert werden. Zusätzlich zu der in dieser Arbeit durchgeführten Veränderung der Höhe des TP wäre zunächst eine entsprechende Anpassung der Land-Meer-Verteilung sinnvoll und empfehlenswert.

Darüber hinaus ist es mit der etablierten Modellkette möglich, Experimente durchzuführen, bei denen verschiedene Teile des TP und der umliegenden Gebirge jeweils unterschiedliche Höhen erhalten. Damit ließen sich auch die in Abschnitt 1.4.1 aufgezählten, teilweise völlig unterschiedlichen Theorien über die Hebungsgeschichte des TP analysieren. Derartige Experimente würden eine Ergänzung und direkte Weiterführung der Arbeiten von BOOS und KUANG (2010), MA et al. (2014), ZHANG et al. (2014) sowie TANG et al. (2013b) darstellen.

In Kapitel 1 wurde dargelegt, dass es sich bei Monsunsystemen um gekoppelte Phänomene von Atmosphäre und Ozean handelt. Vor diesem Hintergrund erscheint die Verwendung von gekoppelten Ozean-Atmosphären Modellen zur Erforschung dieses Phänomens nicht nur sinnvoll, sondern folgerichtig. Allerdings sind gekoppelte regionale Klimamodelle bisher selten. Zum Zeitpunkt der Erzeugung der hier vorgestellten Simulationen war diese Erweiterung für REMO noch nicht verfügbar. Mittlerweile existieren erste Simulationen mit einer gekoppelten REMO Version (SEIN et al., 2015). Auch für das Zweite im deutschsprachigen Raum häufig verwendete Regionalmodell, COSMO-CLM (BOEHM et al., 2006; ROCKEL et al., 2008), existieren seit kurzem einige Simulationen mit Ozeankopplung (AKHTAR et al., 2014; VAN PHAM et al., 2014). Beim Einsatz von gekoppelten Modellketten (gekoppeltes Globalmodell und gekoppeltes Regionalmodell), müssen natürlich höhere Rechenzeiten und um ein Vielfaches längere Spin-up-Zeiten in Kauf genommen werden.

Weitere Verbesserungen des Modells, die vor dem Hintergrund der hier gemachten Erfahrungen sinnvoll erscheinen, sind die aktive Berechnung des fraktionellen Wasseranteils in den Gitterboxen und die Implementierung eines Seemodells. Ersteres würde in jedem Fall den Niederschlagsfehler korrigieren, der in den Topographieexperimenten in einigen Gitterboxen auf dem TP auftrat und möglicherweise auch die generell etwas zu hohe 2m-Temperatur nach unten korrigieren. Auch die Implementierung eines Seemodells könnte hinsichtlich des Niederschlagsfehlers auf dem TP Abhilfe schaffen. Zusätzlich würde ein derartiges Modul auch die Simulationsergebnisse im Umfeld der Gitterboxen verbessern, die Seen repräsentieren. Für das FLake Modell (MIRONOV, 2008; MIRONOV et al., 2010) in Kombination mit COSMO-CLM konnten THIERY et al. (2015) dies für die Großen Seen in Afrika bereits nachweisen. Auch die Verwendung einer realistischeren Landbedeckungsmaske in REMO, wie von GAO et al. (2015) vorgestellt, ist diesbezüglich eine interessante Weiterentwicklungsmöglichkeit.

Ideal wäre es, die genannten Simulationen mit einem sehr hoch aufgelösten Globalmodell durchzuführen, welches nicht nur an einen Ozean gekoppelt ist, sondern auch alle anderen wesentlichen Komponenten des Erdsystems enthält. Diese

müssten darüber hinaus auch dynamisch berechnet werden und in Wechselwirkung zueinander stehen. In Abschnitt 1.4.3 wurde bereits angedeutet, dass Modelle, die zumindest einen Großteil dieser Anforderungen erfüllen, in den letzten Jahren entwickelt wurden. Auch Simulationen mit einer Länge von 1000 Jahren konnten damit schon durchgeführt werden (vergleiche Tabelle 1 in BOTHE et al., 2013). Simulationen über zehntausende von Jahren oder gar über geologische Zeiträume sind aber derzeit, und auch in absehbarer Zukunft, durch die Limitierung von Rechenzeit und Speicherplatz nicht durchführbar.

Literaturverzeichnis

- Abe, M., T. Yasunari und A. Kitoh (2003): An Evolution of the Asian Summer Monsoon Associated with Mountain Uplift-Simulation with the MRI Atmosphere-Ocean Coupled GCM. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 81(5), 909–933.
- Akhtar, N., J. Brauch, A. Dobler, K. Beranger und B. Ahrens (2014): Medicanes in an ocean-atmosphere coupled regional climate model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(8), 2189–2201.
- American Meteorological Society (2014): Glossary of Meteorology. URL: <http://glossary.ametsoc.org/wiki>. Abrufdatum 16.12.2014.
- An, Z., J. E. Kutzbach, W. L. Prell und S. C. Porter (2001): Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya - Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411(6833), 62–66.
- Araguás-Araguás, L., K. Froehlich und K. Rozanski (1998): Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 103(D22), 28721–28742.
- Arnold, L., F.-M. Bréon und S. Brewer (2009): The Earth as an extrasolar planet: the vegetation spectral signature today and during the last Quaternary climatic extrema. *International Journal of Astrobiology*, 8(2), 81.
- Asahi, K. (2010): Equilibrium-line altitudes of the present and Last Glacial Maximum in the eastern Nepal Himalayas and their implications for SW monsoon climate. *Quaternary International*, 212(1), 26–34.
- Bahrenberg, G., E. Giese, N. Mevenkamp und J. Nipper (2008): Statistische Methoden in der Geographie. Band 2: Multivariate Statistik. Studienbücher der Geographie. Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 3., neubearbeitete Auflage. ISBN 978-3-443-07144-8.
- Bahrenberg, G., E. Giese, N. Mevenkamp und J. Nipper (2010): Statistische Methoden in der Geographie. Band 1: Univariate und bivariate Statistik. Studienbücher der Geographie. Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 5., vollständig neubearbeitete und korrigierte Auflage. ISBN 978-3-443-07146-2.

- Bartlein, P. J., S. P. Harrison, S. Brewer, S. Connor, B. A. S. Davis, K. Gajewski, J. Guiot, T. I. Harrison-Prentice, A. Henderson, O. Peyron, I. C. Prentice, M. Scholze, H. Seppa, B. Shuman, S. Sugita, R. S. Thompson, A. E. Viau, J. Williams und H. Wu (2011): Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: a global synthesis. *Climate Dynamics*, 37(3-4), 775–802.
- Boehm, U., M. Kuecken, B. Ahrens, A. Block, H. D. K. Keuler, B. Rockel und A. Will (2006): CLM - the climate version of LM: Brief description and long-term applications. *COSMO Newsletter No. 6*, S. 225–235.
- Boos, W. R. und Z. Kuang (2010): Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature News*, 463(7278), 218–222.
- Bortz, J. und C. Schuster (2010): Statistik für Human- und Sozialwissenschaftler. Springer, 7., vollständig überarbeitete und erweiterte Auflage. ISBN 978-3-642-12769-4.
- Bothe, O., J. H. Jungclaus und D. Zanchettin (2013): Consistency of the multi-model CMIP5/PMIP3-past1000 ensemble. *Climate of the Past*, 9(6), 2471–2487.
- Braconnot, P., S. P. Harrison, M. Kageyama, P. J. Bartlein, V. Masson-Delmotte, A. Abe-Ouchi, B. Otto-Bliesner und Y. Zhao (2012): Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Climate Change*, 2(6), 417–424.
- Braconnot, P., S. P. Harrison, B. Otto-Bliesner, A. Abe-Ouchi, J. Jungclaus und J.-Y. Peterschmitt (2011): The Paleoclimate Modeling Intercomparison Project contribution to CMIP5. *CLIVAR Exchanges No. 56*, 16(2), 15–19.
- Broccoli, A. J. und S. Manabe (1992): The Effects of Orography on Midlatitude Northern Hemisphere Dry Climates. *Journal of Climate*, 5(11), 1181–1201.
- Cane, M. A. und P. Molnar (2001): Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. *Nature*, 411(6834), 157–162.
- Chakraborty, A. (2002): Role of Asian and African orography in Indian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 29(20), 1989.
- Chang, C.-P., Y. Ding, N.-C. Lau, R. H. Johnson, B. Wang und T. Yasunari (Hg.) (2011): The Global Monsoon System : Research and Forecast, Band 5 von *World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate*. World Scientific Publishing Company, 2 Auflage. ISBN 9814343404.
- Chang, C. P., Z. Wang und H. Hendon (2006): The Asian winter monsoon. In Wang, B. (Hg.), *The asian monsoon*, S. 90–127. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. ISBN 3-540-40610-7.

-
- Chenggao, G. und R. W. Renaut (1994): The effect of Tibetan uplift on the formation and preservation of Tertiary lacustrine source-rocks in eastern China. *Journal of Paleolimnology*, 11(1), 31–40.
- Chung, S.-L., C.-H. Lo, T.-Y. Lee, Y. Zhang, Y. Xie, X. Li, K.-L. Wang und P.-L. Wang (1998): Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394(6695), 769–773.
- Clemens, S. (2006): Extending the historical record by proxy. In Wang, B. (Hg.), The asian monsoon, S. 615–630. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. ISBN 3-540-40610-7.
- Clemens, S. C. und W. L. Prell (1991): One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the Owen Ridge (Site 722), northwest Arabian Sea. In Clemens, S. C. und W. L. Prell (Hg.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, S. 365–388.
- Clift, P., J. I. Lee, M. K. Clark und J. Blusztajn (2002): Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening; a record from the South China Sea. *Marine Geology*, 184, 207–226.
- Clift, P. D. (2006): Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 571–580.
- Clift, P. D. und R. A. Plumb (2008): The Asian monsoon: causes, history and effects. Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-84799-5.
- Clift, P. D., R. Tada und H. Zheng (2006): Preface to the IGCP 476 “Monsoons and Tectonics” special edition of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241(1), 1–3.
- Clift, P. D., R. Tada und H. Zheng (2014): Monsoon evolution and tectonics-climate linkage in Asia: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 342, 1–4.
- Conroy, J. L. und J. T. Overpeck (2011): Regionalization of Present-Day Precipitation in the Greater Monsoon Region of Asia. *Journal of Climate*, 24, 4073–4095.
- Currie, B. S., D. B. Rowley und N. J. Tabor (2005): Middle Miocene paleoaltimetry of southern Tibet: Implications for the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen. *Geology*, 33(3), 181–184.
- Cyranoski, D. (2005): Climate change: the long-range forecast. *Nature News*, 438(7066), 275–276.

- DeCelles, P. G., J. Quade, P. Kapp und M. Fan (2007): High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 389–401.
- Demske, D., P. E. Tarasov, B. Wünnemann und F. Riedel (2009): Late glacial and Holocene vegetation, Indian monsoon and westerly circulation in the Trans-Himalaya recorded in the lacustrine pollen sequence from Tso Kar, Ladakh, NW India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 279(3-4), 172–185.
- Dettman, D. L., X. Fang, C. N. Garzione und J. Li (2003): Uplift-driven climate change at 12 Ma: a long $\delta^{18}\text{O}$ record from the NE margin of the Tibetan plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2), 267–277.
- Dettman, D. L., M. J. Kohn, J. Quade, F. J. Ryerson, T. P. Ojha und S. Hamidullah (2001): Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian monsoon throughout the past 10.7 m.y. *Geology*, 29(1), 31–34.
- Dewey, J. F., R. M. Shackleton, C. Chengfa und S. Yiyin (1988): The Tectonic Evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 327(1594), 379–413.
- Dietrich, S., M. Werner, T. Spanghel und G. Lohmann (2013): Influence of orbital forcing and solar activity on water isotopes in precipitation during the mid- and late Holocene. *Climate of the Past*, 9, 13–26.
- Dupont-Nivet, G., C. Hoorn und M. Konert (2008): Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin. *Geology*, 36(12), 987–990.
- England, P. und G. Houseman (1989): Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 94(B12), 17561–17579.
- Fein, J. S. und P. L. Stephens (Hg.) (1987): Monsoons. John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. ISBN 0-471-87416-7.
- Fielding, E. J. (1996): Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, 260, 55–84.
- Findlater, J. (1969a): A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 95(404), 362–380.
- Findlater, J. (1969b): Interhemispheric transport of air in the lower troposphere over the western Indian Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 95(404), 400–403.

-
- Flohn, H. (1956): Der indische Sommermonsun als Glied der planetarischen Zirkulation der Atmosphäre. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 22, 134–139.
- Fluteau, F., G. Ramstein und J. Besse (1999): Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104(D10), 11995–12018.
- Fovell, R. G. und M.-Y. C. Fovell (1993): Climate Zones of the Conterminous United States Defined Using Cluster Analysis. *Journal of Climate*, 6(11), 2103–2135.
- Gadgil, S. und S. Gadgil (2006): The Indian Monsoon, GDP and Agriculture. *Economic and Political Weekly*, 41(47), 4887–4895.
- Gao, Y., S. Weiher, T. Markkanen, J.-P. Pietikäinen, H. Gregow, H. M. Henttonen, D. Jacob und A. Laaksonen (2015): Implementation of the CORINE land use classification in the regional climate model REMO. *Boreal Environment Research*, 20(2), 261–282.
- Garzione, C. N. (2008): Surface uplift of Tibet and Cenozoic global cooling. *Geology*, 36(12), 1003–1004.
- Garzione, C. N., D. L. Dettman und B. K. Horton (2004): Carbonate oxygen isotope paleoaltimetry: evaluating the effect of diagenesis on paleoelevation estimates for the Tibetan plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212(1-2), 119–140.
- Garzione, C. N., J. Quade, P. G. DeCelles und N. B. English (2000): Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from $\delta^{18}\text{O}$ vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 215–229.
- Gasse, F., M. Arnold, J. C. Fontes, M. Fort, E. Gibert, A. Huc, B. Y. Li, Y. F. Li, Q. Lju, F. Melieres, E. van Campo, F. B. Wang und Q. S. Zhang (1991): A 13,000-Year Climate Record From Western Tibet. *Nature*, 353(6346), 742–745.
- Giorgi, F. (2006): Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8), L08707.
- Giorgi, F., C. Jones und G. R. Asrar (2009): Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58(3), 175–183.
- Giorgi, F. und L. O. Mearns (1999): Introduction to special section: Regional Climate Modeling Revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104(D6), 6335–6352.

- Goswami, B. N., V. Krishnamurthy und H. Annmalai (1999): A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 611–633.
- GTOPO30 Homepage (2015): Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30). URL: <https://1ta.cr.usgs.gov/GTOPO30>. Abrufdatum 02.04.2015.
- Guo, Z. T., W. F. Ruddiman, Q. Z. Hao, H. B. Wu, Y. S. Qiao, R. X. Zhu, S. Z. Peng, J. J. Wei, B. Y. Yuan und T. S. Liu (2002): Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 416(6877), 159–163.
- Gupta, A. K. und E. Thomas (2003): Initiation of Northern Hemisphere glaciation and strengthening of the northeast Indian monsoon: Ocean Drilling Program Site 758, eastern equatorial Indian Ocean. *Geology*, 31(1), 47–50.
- Haensler, A. und S. Hagemann (2011): Dynamical downscaling of ERA40 reanalysis data over southern Africa: added value in the simulation of the seasonal rainfall characteristics. *International Journal of Climatology*, 31, 2338–2349.
- Hagemann, S. (2002): An Improved Land Surface Parameter Dataset for Global and Regional Climate Models. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 336, Hamburg.
- Hagemann, S., M. Botzet, L. Dümenil und B. Machenhauer (1999): Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 289, Hamburg.
- Hagemann, S., B. Machenhauer, R. Jones, O. B. Christensen, M. Déqué, D. Jacob und P. L. Vidale (2004): Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Climate Dynamics*, 23(5), 547–567.
- Hahn, D. G. und S. Manabe (1975): The Role of Mountains in the South Asian Monsoon Circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32, 1515–1541.
- Harris, I., P. D. Jones, T. J. Osborn und D. H. Lister (2013): Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34, 623–642.
- Harris, N. (2006): The elevation history of the Tibetan Plateau and its implications for the Asian monsoon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241(1), 4–15.
- Harrison, S. P., P. J. Bartlein, S. Brewer, I. C. Prentice, M. Boyd, I. Hessler, K. Holmgren, K. Izumi und K. Willis (2014): Climate model benchmarking with glacial and mid-Holocene climates. *Climate Dynamics*, 43(3-4), 671–688.

-
- Harrison, T. M., P. Copeland, W. S. Kidd und A. Yin (1992): Raising tibet. *Science*, 255(5052), 1663–1670.
- Harrison, T. M., P. Copeland, W. S. F. Kidd und O. M. Lovera (1995): Activation of the Nyainqentanghla Shear Zone - Implications for Uplift of the Southern Tibetan Plateau. *Tectonics*, 14(3), 658–676.
- Haug, G. H. und R. Tiedemann (1998): Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393(6686), 673–676.
- Hays, J. D., J. Imbrie und N. J. Shackleton (1976): Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194(4270), 1121–1132.
- Haywood, A. M., H. J. Dowsett, B. Otto-Bliesner, M. A. Chandler, A. M. Dolan, D. J. Hill, D. J. Lunt, M. M. Robinson, N. Rosenbloom, U. Salzmann und L. E. Sohl (2010): Pliocene Model Intercomparison Project (PlioMIP): experimental design and boundary conditions (Experiment 1). *Geoscientific Model Development*, 3(1), 227–242.
- Haywood, A. M., H. J. Dowsett, M. M. Robinson, D. K. Stoll, A. M. Dolan, D. J. Lunt, B. Otto-Bliesner und M. A. Chandler (2011): Pliocene Model Intercomparison Project (PlioMIP): experimental design and boundary conditions (Experiment 2). *Geoscientific Model Development*, 4(3), 571–577.
- Herzschuh, U., A. Kramer, S. Mischke und C. Zhang (2009): Quantitative climate and vegetation trends since the late glacial on the northeastern Tibetan Plateau deduced from Koucha Lake pollen spectra. *Quaternary Research*, 71(2), 162–171.
- Herzschuh, U., H. Kurschner und S. Mischke (2006a): Temperature variability and vertical vegetation belt shifts during the last similar to 50,000 yr in the Qilian Mountains (NE margin of the Tibetan Plateau, China). *Quaternary Research*, 66(1), 133–146.
- Herzschuh, U., K. Winter, B. Wuennemann und S. Li (2006b): A general cooling trend on the central Tibetan Plateau throughout the Holocene recorded by the Lake Zigetang pollen spectra. *Quaternary International*, 154, 113–121.
- Hodell, D. A., M. Brenner, S. L. Kanfoush, J. H. Curtis, J. S. Stoner, X. L. Song, W. Yuan und T. J. Whitmore (1999): Paleoclimate of Southwestern China for the past 50,000 yr inferred from lake sediment records. *Quaternary Research*, 52(3), 369–380.
- Hoskins, B. und B. Wang (2006): Large scale atmospheric dynamics. In Wang, B. (Hg.), *The asian monsoon*, S. 357–415. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. ISBN 3-540-40610-7.

- Hu, G., C.-L. Yi, J.-F. Zhang, J.-H. Liu, T. Jiang und X. Qin (2014): Optically stimulated luminescence dating of a moraine and a terrace in Laohugou valley, western Qilian Shan, northeastern Tibet. *Quaternary International*, 321, 37–49.
- Insel, N., C. J. Poulsen, T. A. Ehlers und C. Sturm (2012): Response of meteoric $\delta^{18}\text{O}$ to surface uplift — Implications for Cenozoic Andean Plateau growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 317–318, 262–272.
- International Monetary Fund (2014): World Economic and Financial Surveys. URL: <https://www.imf.org/external/pubs/ft/weo/2014/02/weodata/index.aspx>. Abrufdatum 22.12.2014.
- IPCC (2007): Climate change 2007 - The physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo, Delhi.
- IPCC (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo, Delhi, Mexico City.
- Jacob, D. (2001): A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77, 61–73.
- Jacob, D., J. Petersen, B. Eggert, A. Alias, O. B. Christensen, L. M. Bouwer, A. Braun, A. Colette, M. Déqué, G. Georgievski, E. Georgopoulou, A. Gobiet, L. Menut, G. Nikulin, A. Haensler, N. Hempelmann, C. Jones, K. Keuler, S. Kovats, N. Kröner, S. Kotlarski, A. Kriegsmann, E. Martin, E. van Meijgaard, C. Moseley, S. Pfeifer, S. Preuschmann, C. Radermacher, K. Radtke, D. Rechid, M. Rounsevell, P. Samuelsson, S. Somot, J.-F. Soussana, C. Teichmann, R. Valentini, R. Vautard, B. Weber und P. Yiou (2014): EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563–578.
- Jacob, D. und R. Podzun (1997): Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63(1-2), 119–129.
- Jia, G. D., P. A. Peng, Q. H. Zhao und Z. M. Jian (2003): Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia: Stable isotope evidence from black carbon in the South China Sea. *Geology*, 31(12), 1093–1096.

-
- Ju, L., H. Wang und D. Jiang (2007): Simulation of the Last Glacial Maximum climate over East Asia with a regional climate model nested in a general circulation model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248, 376–390.
- Jungclauss, J. H., N. Keenlyside, M. Botzet, H. Haak, J. J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz und E. Roeckner (2006): Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. *Journal of Climate*, 19(16), 3952–3972.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne und D. Joseph (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.
- Kashiwaya, K., T. Masuzawa, H. Morinaga, K. Yaskawa, B. Y. Yuan, J. Q. LIU und Z. Y. GU (1995): Changes in Hydrological Conditions in the Central Qing-Zang (Tibetan) Plateau Inferred From Lake Bottom Sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), 31–39.
- Kitoh, A. (2004): Effects of Mountain Uplift on East Asian Summer Climate Investigated by a Coupled Atmosphere–Ocean GCM. *Journal of Climate*, 17, 783–802.
- Kitoh, A., T. Motoi und O. Arakawa (2010): Climate modelling study on mountain uplift and Asian monsoon evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 342(1), 293–301.
- Kotlarski, S. (2007): A Subgrid Glacier Parameterisation für Use in Regional Climate Modelling. Berichte zur Erdsystemforschung 42. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Kotlia, B. S., J. Sanwal, B. Phartiyal, L. M. Joshi, A. Trivedi und C. Sharma (2010): Late Quaternary climatic changes in the eastern Kumaun Himalaya, India, as deduced from multi-proxy studies. *Quaternary International*, 213(1-2), 44–55.
- Kotlia, B. S., C. Sharma, M. S. Bhalla, G. Rajagopalan, K. Subrahmanyam, A. Bhattacharyya und K. S. Valdiya (2000): Palaeoclimatic conditions in the late Pleistocene Wadda Lake, eastern Kumaun Himalaya (India). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162(1-2), 105–118.
- Kramer, A., U. Herzschuh, S. Mischke und C. Zhang (2010): Late glacial vegetation and climate oscillations on the southeastern Tibetan Plateau inferred from the Lake Naleng pollen profile. *Quaternary Research*, 73(2), 324–335.

- Kroon, D., T. Steens und S. R. Troelstra (1991): Onset of Monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. *In* Prell, W. L. und N. Niitsuma (Hg.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, S. 257–263.
- Kutzbach, G. (1987): Concepts of Monsoon Physics in Historical Perspective: The Indian Monsoon (Seventeenth to Early Twentieth Century). *In* Fein, J. S. und P. L. Stephens (Hg.), Monsoons, S. 159–209. John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. ISBN 0-471-87416-7.
- Kutzbach, J. E., P. J. Guetter, W. F. Ruddiman und W. L. Prell (1989): Sensitivity of Climate to Late Cenozoic Uplift in Southern Asia and the American West: Numerical Experiments. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15), 18393–18407.
- Kutzbach, J. E., W. L. Prell und W. F. Ruddiman (1993): Sensitivity of Eurasian Climate to Surface Uplift of the Tibetan Plateau. *The Journal of Geology*, 101(2), 177–190.
- Lau, K.-M. und M.-T. Li (1984): The Monsoon of East Asia and its Global Associations-A Survey. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 65(2), 114–125.
- Le Pichon, X., M. Fournier und L. Jolivet (1992): Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11(6), 1085–1098.
- Lexikon der Geowissenschaften (2001): Lexikon der Geowissenschaften, Band 4. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 490 S.
- Li, J. (2002): A unified monsoon index. *Geophysical Research Letters*, 29(8), 1274.
- Liebke, U., E. Appel, L. Ding und Q. Zhang (2013): Age constraints on the India-Asia collision derived from secondary remanences of Tethyan Himalayan sediments from the Tingri area. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 329–340.
- Liu, K. B., Z. J. Yao und L. G. Thompson (1998): A pollen record of Holocene climatic changes from the Dundee ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau. *Geology*, 26(2), 135–138.
- Liu, M. (2003): Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8), 2361.
- Liu, X. und B. Chen (2000): Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology*, 20, 1729–1742.

-
- Liu, X., S. M. Colman, E. T. Brown, Z. An, W. Zhou, A. J. T. Jull, Y. Huang, P. Cheng, W. Liu und H. Xu (2014): A climate threshold at the eastern edge of the Tibetan plateau. *Geophysical Research Letters*, 41(15), 5598–5604.
- Liu, X. und B. Dong (2013): Influence of the Tibetan Plateau uplift on the Asian monsoon-arid environment evolution. *Chinese Science Bulletin*, 58(34), 4277–4291.
- Liu, X. und Z.-Y. Yin (2002): Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183(3-4), 223–245.
- Liu, Y., J. He, W. Li und L. Chen (2008a): MM5 Simulations of the China Regional Climate During the LGM. I: Influence of CO₂ and Earth Orbit Change. *Acta Meteorologica Sinica*, 22, 8–21.
- Liu, Y., J. He, W. Li und L. Chen (2008b): MM5 Simulations of the China Regional Climate During the LGM. II: Influence of Change of Land Area, Vegetation, and Large-scale Circulation Background. *Acta Meteorologica Sinica*, 22, 22–30.
- Lorenz, C. (1993): Late Rupelian (30 to 28 Ma). In Dercourt, J. (Hg.), Atlas Tethys palaeoenvironmental maps, S. 211–213. Gauthier-Villars, Paris.
- Lorenz, S. und G. Lohmann (2004): Acceleration technique for Milankovitch type forcing in a coupled atmosphere-ocean circulation model: method and application for the Holocene. *Climate Dynamics*, 23(7-8), 727–743.
- Lucas-Picher, P., J. H. Christensen, F. Saeed, P. Kumar, S. Asharaf, B. Ahrens, A. J. Wiltshire, D. Jacob und S. Hagemann (2011): Can Regional Climate Models Represent the Indian Monsoon? *Journal of Hydrometeorology*, 12(5), 849–868.
- Ma, D., W. Boos und Z. Kuang (2014): Effects of Orography and Surface Heat Fluxes on the South Asian Summer Monsoon. *Journal of Climate*, 27(17), 6647–6659.
- Manabe, S. und A. J. Broccoli (1990): Mountains and Arid Climates of Middle Latitudes. *Science*, 247(4939), 192–195.
- Mannig, B., M. Müller, E. Starke, C. Merckenschlager, W. Mao, X. Zhi, R. Podzun, D. Jacob und H. Paeth (2013): Dynamical downscaling of climate change in Central Asia. *Global and Planetary Change*, 110, 26–39.
- Maussion, F., D. Scherer, T. Mölg, E. Collier, J. Curio und R. Finkelnburg (2014): Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis*. *Journal of Climate*, 27(5), 1910–1927.

- Meeus, J. (1992): *Astronomische Algorithmen*. Johann Ambrosius Barth, Leipzig, Berlin, Heidelberg. ISBN 978-0-943396-61-3.
- Mercier, J. L., R. Armijo, P. Tapponnier, E. Careygailhardis und H. T. Lin (1987): Change From Late Tertiary Compression to Quaternary Extension in Southern Tibet During the India-Asia Collision. *Tectonics*, 6(3), 275–304.
- Mironov, D. (2008): Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. Consortium for Small-Scale Modelling, Technical Report No. 11.
- Mironov, D., E. Heise, E. Kourzeneva, B. Ritter, N. Schneider und A. Terzhevik (2010): Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Environment Research*, 15(2), 218–230.
- Mischke, S. und F. Chen (2013): Introduction to “Late Pleistocene and Holocene climate change in continental Asia”. *Journal of Paleolimnology*, 51(2), 157–159.
- Mischke, S., M. Kramer, C. Zhang, H. Shang, U. Herzschuh und J. Erzinger (2008): Reduced early Holocene moisture availability in the Bayan Har Mountains, northeastern Tibetan Plateau, inferred from a multi-proxy lake record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 267(1-2), 59–76.
- Mischke, S., B. Wünnemann und E. Appel (2013): Proxies for Quaternary monsoon reconstruction on the Tibetan Plateau. *Quaternary International*, 313–314, 1–2.
- Mitchell, T. D. und P. D. Jones (2005): An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25(6), 693–712.
- Molinari, J. und D. Vollaro (2013): What Percentage of Western North Pacific Tropical Cyclones Form within the Monsoon Trough? *Monthly Weather Review*, 141(2), 499–505.
- Molnar, P. (2005): Mio-Pliocene growth of the Tibetan Plateau and evolution of east Asian climate. *Palaeontologia Electronica*, 8(1), 1–23.
- Molnar, P., P. England und J. Martinod (1993): Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31(4), 357–396.
- Monin, A. S. (1986): *An introduction to the theory of climate*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo. ISBN 978-94-010-8507-6.

-
- Morinaga, H., C. Itota, N. Isezaki und H. Goto (1993): Oxygen-18 and carbon-13 records for the last 14,000 years from Lacustrine carbonates of Siling-Co (Lake) in the Qinghai-Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, 20(24), 2909–2912.
- Morrill, C., J. T. Overpeck, J. E. Cole, K. B. Liu, C. M. Shen und L. Y. Tang (2006): Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. *Quaternary Research*, 65(2), 232–243.
- Mügler, I., G. Gleixner, F. Günther, R. Mäusbacher, G. Daut, B. Schütt, J. Berking, A. Schwalb, L. Schwark, B. Xu, T. Yao, L. Zhu und C. Yi (2010): A multi-proxy approach to reconstruct hydrological changes and Holocene climate development of Nam Co, Central Tibet. *Journal of Paleolimnology*, 43(4), 625–648.
- New, M., M. Hulme und P. Jones (1999): Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*, 12, 829–856.
- New, M., M. Hulme und P. Jones (2000): Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13, 2217–2238.
- Nishimura, M., T. Matsunaka, Y. Morita, T. Watanabe, T. Nakamura, L. Zhu, F. W. Nara, A. Imai, Y. Izutsu und K. Hasuike (2014): Paleoclimatic changes on the southern Tibetan Plateau over the past 19,000 years recorded in Lake Pumoyum Co, and their implications for the southwest monsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 396, 75–92.
- O’Hare, G. (1997a): The Indian Monsoon Part 1: The Wind System. *Geography*, 82(3), 218–230.
- O’Hare, G. (1997b): The Indian Monsoon Part 2: The Rains. *Geography*, 82(4), 335–352.
- Olson, J. S. (1994a): Global ecosystem framework: definitions. USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, SD.
- Olson, J. S. (1994b): Global ecosystem framework: translation strategy. USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, SD.
- Orszag-Sperber, F., J. Butterlin, J. Clermonte, M. Colchen, R. Guiraud, R. Poisson und L. E. Ricou (1993): Tortonian (11 to 6.5 Ma). In Dercourt, J. (Hg.), Atlas Tethys palaeoenvironmental maps, S. 243–258. Gauthier-Villars, Paris.
- Otto-Bliesner, B. L., E. C. Brady, G. Clauzet, R. Tomas, S. Levis und Z. Kothavala (2006): Last Glacial Maximum and Holocene Climate in CCSM3. *Journal of Climate*, 19(11), 2526–2544.

- Paeth, H., K. Born, R. Girmes und R. Podzun (2009): Regional climate change in tropical and northern Africa due to greenhouse forcing and land use changes. *Journal of Climate*, 22, 114–132.
- Paeth, H., K. Born, R. Podzun und D. Jacob (2005): Regional dynamical downscaling over West Africa: model evaluation and comparison of wet and dry years. *Meteorologische Zeitschrift*, 14(3), 349–367.
- Paeth, H. und A. Hense (2005): On the linear response of tropical African climate to SST changes deduced from regional climate model simulations. *Theoretical and Applied Climatology*, 83(1-4), 1–19.
- Paeth, H., M. Müller und B. Mannig (2015): Global versus local effects on climate change in Asia. *Climate Dynamics*, S. 1–14.
- Paeth, H. und H.-P. Thamm (2007): Regional modelling of future African climate north of 15°S including greenhouse warming and land degradation. *Climatic Change*, 83(3), 401–427.
- Paltridge, G. W. und C. Platt (1976): Radiative processes in meteorology and climatology. Developments in Atmospheric Science. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York. ISBN 978-0-444-41444-1.
- Parthasarathy, B., K. Rupa Kumar und D. R. Kothawale (1992): Indian summer monsoon rainfall indices : 1871-1990. *Meteorological Magazine*, 121(1441), 174–186.
- PMIP3 Homepage (2015): Paleoclimate Modelling Intercomparison Project, Phase 3. URL: <https://pmip3.lsce.ipsl.fr>. Abrufdatum 22.01.2015.
- Polanski, S., A. Rinke und K. Dethloff (2012): Simulation and comparison between mid-Holocene and preindustrial Indian summer monsoon circulation using a regional climate model. *The Open Atmospheric Science Journal*, 6, 42–48.
- Pollinger, F. (2014): Bewertung und Auswirkungen der Simulationsgüte führender Klimamoden in einem Multi-Modell Ensemble. Dissertation, Universität Würzburg.
- Prell, W. L. und J. E. Kutzbach (1992): Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360(6405), 647–652.
- Prell, W. L., D. W. Murray, S. C. Clemens und D. M. Anderson (1993): Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: Evidence from the western Arabian sea drilling program. In Duncan, R. A., D. K. Rea, R. B. Kidd, U. von Rad und J. K. Weissel (Hg.), Synthesis of Results from Scientific Drilling in

-
- the Indian Ocean, S. 447–469. American Geophysical Union, Washington, D. C. ISBN 0-87590-822-5.
- Price, D. T., D. W. McKenney, I. A. Nalder, M. F. Hutchinson und J. L. Kesteven (2000): A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 101(2-3), 81–94.
- Qiu, J. (2008): China: The third pole. *Nature News*, 454(7203), 393–396.
- Quade, J., C. Garziona und J. Eiler (2007): Paleoelevation reconstruction using pedogenic carbonates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 66, 53–87.
- Ramage, C. S. (1971): Monsoon meteorology. New York, Academic Press. ISBN 0-12576-650-5.
- Ramstein, G., F. Fluteau, J. Besse und S. Joussaume (1997): Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 386, 788–795.
- Raymo, M. E. und W. F. Ruddiman (1992): Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359(6391), 117–122.
- Rechid, D. (2009): On biogeophysical interactions between vegetation phenology and climate simulated over Europe. Dissertation, Universität Hamburg.
- Rechid, D. und D. Jacob (2006): Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate in Europe. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(1), 99–116.
- Rechid, D., T. J. Raddatz und D. Jacob (2009): Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modelling. *Theoretical and Applied Climatology*, 95, 245–255.
- Rockel, B., A. Will und A. Hense (2008): The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4), 347–348.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, L. Claussen, M. Dümenil, M. Esch, M. S. U. Girotta und U. Schulzweida (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 218, Hamburg.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblüeh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida und A. Tompkins (2003): The atmospheric general circulation model ECHAM 5: PART I: Model description. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 349, Hamburg.

- Rowley, D. B. (1996): Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 145(1-4), 1–13.
- Rowley, D. B. und B. S. Currie (2006): Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439(7077), 677–681.
- Rowley, D. B., R. T. Pierrehumbert und B. S. Currie (2001): A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(1-2), 253–268.
- Ruddiman, W. F. (1997): Tectonic Uplift and Climate Change. Springer. ISBN 978-0-30645-642-8.
- Ruddiman, W. F. (2014): Earth's Climate. Past and Future. W. H. Freeman and Company, New York, 3 Auflage. ISBN 978-1-4292-5525-7.
- Ruddiman, W. F. und J. E. Kutzbach (1989): Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere Climate by Plateau Uplift in Southern Asia and the American West. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15), 18409–18427.
- Ruddiman, W. F., W. L. Prell und M. E. Raymo (1989): Late Cenozoic Uplift in Southern Asia and the American West: Rationale for General Circulation Modeling Experiments. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15), 18379–18391.
- Saeed, F., S. Hagemann und D. Jacob (2009): Impact of irrigation on the South Asian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 36(20), L20711.
- Saeed, F., S. Hagemann und D. Jacob (2011): A framework for the evaluation of the South Asian summer monsoon in a regional climate model applied to REMO. *International Journal of Climatology*, 32(3), 430–440.
- Saraswat, R., R. Nigam und T. Correge (2013): A glimpse of the Quaternary monsoon history from India and adjoining seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 397, 1–6.
- Sato, T. (2009): Influences of subtropical jet and Tibetan Plateau on precipitation pattern in Asia: Insights from regional climate modeling. *Quaternary International*, 194(1-2), 148–158.
- Sato, T. und F. Kimura (2007): How Does the Tibetan Plateau Affect the Transition of Indian Monsoon Rainfall? *Monthly Weather Review*, 135(5), 2006–2015.

-
- Schmidt, G., J. Jungclaus, C. Ammann, E. Bard, P. Braconnat, T. Crowley, G. Delaygue, F. Joos, N. Krivova, R. Muscheler, B. Otto-Bliesner, J. Pongratz, D. Shindell, S. Solanki, F. Steinhilber und E. Vieira (2011a): Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0). *Geoscientific Model Development*, 4(1), 33–45.
- Schmidt, J., L. Opgenoorth, J. Martens und G. Mieke (2011b): Neoendemic ground beetles and private tree haplotypes: two independent proxies attest a moderate last glacial maximum summer temperature depression of 3–4 °C for the southern Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 30(15-16), 1918–1925.
- Schönwiese, C.-D. (1995): Klimaänderungen: Daten, Analysen, Prognosen. Springer, Berlin, Heidelberg. ISBN 978-3-54059-096-5.
- Schönwiese, C.-D. (2013): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 5. vollständig überarbeitete und erw. Auflage. ISBN 978-3-44301-069-0.
- Schulzweida, U. (2014): CDO User’s Guide. Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Sein, D. V., U. Mikolajewicz, M. Gröger, I. Fast, W. Cabos, J. G. Pinto, S. Hagemann, T. Semmler, A. Izquierdo und D. Jacob (2015): Regionally coupled atmosphere-ocean-sea ice-marine biogeochemistry model ROM: 1. Description and validation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7(1), 268–304.
- Şengör, A. M. C., B. A. Natalin und V. S. Burtman (1993): Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(6435), 299–307.
- Shen, J., X. Q. Liu, S. M. Wang und R. Matsumoto (2005): Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quaternary International*, 136, 131–140.
- Shukla, J. (1987): Interannual Variability of Monsoons. In Fein, J. S. und P. L. Stephens (Hg.), Monsoons, S. 399–466. John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. ISBN 0-471-87416-7.
- Sivakumar, M. V. K., H. P. Das und O. Brunini (2005): Impacts of Present and Future Climate Variability and Change on Agriculture and Forestry in the Arid and Semi-Arid Tropics. *Climatic Change*, 70(1-2), 31–72.
- Smith, W. H. F. und P. Wessel (1990): Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 55(3), 293–305.

- Song, J.-H., H.-S. Kang, Y.-H. Byun und S.-Y. Hong (2009): Effects of the Tibetan Plateau on the Asian summer monsoon: a numerical case study using a regional climate model. *International Journal of Climatology*, 30, 743–759.
- Spicer, R. A., N. B. W. Harris, M. Widdowson, A. B. Herman, S. Guo, P. J. Valdes, J. A. Wolfe und S. P. Kelley (2003): Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 421(6923), 622–624.
- Sturm, C., G. Hoffmann und B. Langmann (2007a): Simulation of the Stable Water Isotopes in Precipitation over South America: Comparing Regional to Global Circulation Models. *Journal of Climate*, 20(15), 3730–3750.
- Sturm, C., F. Vimeux und G. Krinner (2007b): Intraseasonal variability in South America recorded in stable water isotopes. *Journal of Geophysical Research*, 112, D20118.
- Sturm, K., G. Hoffmann, B. Langmann und W. Stichler (2005): Simulation of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation by the regional circulation model REMOiso. *Hydrological Processes*, 19(17), 3425–3444.
- Subbaramayya, I. und C. V. Naidu (1995): Withdrawal of the south-west monsoon over India - A synoptic and climatological study. *Meteorological Applications*, 2(2), 159–166.
- Sultan, B., S. Janicot und A. Diedhiou (2003): The West African Monsoon Dynamics. Part I: Documentation of Intraseasonal Variability. *Journal of Climate*, 16(21), 3389–3406.
- Sun, J. und T. Liu (2000): Stratigraphic evidence for the uplift of the Tibetan Plateau between 1.1 and 0.9 myr ago. *Quaternary Research*, 54, 309–320.
- Sun, X. J. und P. X. Wang (2005): How old is the Asian monsoon system? Palaeobotanical records from China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222(3-4), 181–222.
- Suppiah, R. (1992): The Australian summer monsoon: a review. *Progress in Physical Geography*, 16(3), 283–318.
- Tang, H., J. Eronen, A. Micheels und B. Ahrens (2013a): Strong interannual variation of the Indian summer monsoon in the Late Miocene. *Climate Dynamics*, 41(1), 135–153.
- Tang, H., A. Micheels, J. Eronen, B. Ahrens und M. Fortelius (2013b): Asynchronous responses of East Asian and Indian summer monsoons to mountain uplift shown by regional climate modelling experiments. *Climate Dynamics*, 40(5-6), 1531–1549.

-
- Tang, H., A. Micheels, J. Eronen und M. Fortelius (2011): Regional climate model experiments to investigate the Asian monsoon in the Late Miocene. *Climate of the Past*, 7(3), 847–868.
- Tang, L. Y., C. M. Shen, K. B. Liu und J. T. Overpeck (2000): Changes in South Asian monsoon: New high-resolution paleoclimatic records from Tibet, China. *Chinese Science Bulletin*, 45(1), 87–91.
- Tapponnier, P., Z. Q. Xu, F. Roger, B. Meyer, N. Arnaud, G. Wittlinger und J. S. Yang (2001): Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294(5547), 1671–1677.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer und G. A. Meehl (2012): An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498.
- Thiery, W., E. L. Davin, H.-J. Panitz, M. Demuzere, S. Lhermitte und N. van Lipzig (2015): The Impact of the African Great Lakes on the Regional Climate. *Journal of Climate*, 28(10), 4061–4085.
- Thompson, L. G., T. Yao, E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, K. A. Henderson und P. N. Lin (2000): A High-Resolution Millennial Record of the South Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores. *Science*, 289(5486), 1916–1919.
- Tian, L., V. Masson-Delmotte, M. Stievenard, T. Yao und J. Jouzel (2001): Tibetan Plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. *Journal of Geophysical Research*, 106(D22), 28081–28088.
- Tian, L., T. Yao, K. MacClune, J. W. C. White, A. Schilla, B. Vaughn, R. Vachon und K. Ichiyanaqi (2007): Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. *Journal of Geophysical Research*, 112, D10112.
- Tian, L., T. Yao, P. F. Schuster und J. White (2003): Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 108(D9), 4293.
- Trenberth, K. E., J. W. Hurrell und D. P. Stepaniak (2006): The Asian monsoon: Global perspectives. In Wang, B. (Hg.), *The Asian monsoon*, S. 67–87. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. ISBN 3-540-40610-7.
- Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J.

- Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J. F. Mahfouf, J. J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo und J. Woollen (2005): The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612), 2961–3012.
- U.S. Geological Survey (2001): Global land cover characteristics data base version 2.0. URL: http://edc2.usgs.gov/glcc/globdoc2_0.php. Abrufdatum 28.05.2015.
- van Campo, E., P. Cour und H. Sixuan (1996): Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 2: The pollen record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120(1-2), 49–63.
- Van Pham, T., J. Brauch, C. Dieterich, B. Früh und B. Ahrens (2014): New coupled atmosphere-ocean-ice system COSMO-CLM/NEMO: assessing air temperature sensitivity over the North and Baltic Seas. *Oceanologia*, 56(2), 167–189.
- von Storch, H. und F. W. Zwiers (1999): Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press. ISBN 0-521-45071-3.
- Wang, B. (Hg.) (2006): The asian monsoon. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. ISBN 3-540-40610-7.
- Wang, B., Q. Bao, B. Hoskins und G. Wu (2008a): Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia. *Geophysical Research Letters*, 35, L14702.
- Wang, B. und Z. Fan (1999): Choice of South Asian Summer Monsoon Indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(4), 629–638.
- Wang, B., Z. Wu, J. Li, J. Liu, C.-P. Chang, Y. Ding und G. Wu (2008b): How to Measure the Strength of the East Asian Summer Monsoon. *Journal of Climate*, 21(17), 4449–4463.
- Wang, C., X. Zhao, Z. Liu, Lippert, P. C., S. A. Graham, R. S. Coe, H. Yi, L. Zhu, S. Liu und Y. Li (2008c): Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(13), 4987–4992.
- Wang, P., S. Clemens, L. Beaufort und P. Braconnot (2005): Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews*, 24, 595–629.
- Wang, R. L., S. C. Scarpitta, S. C. Zhang und M. P. Zheng (2002): Later Pleistocene/Holocene climate conditions of Qinghai-Xizhang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotopes of Zabuye Lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 461–477.

-
- Wang, T., D. Hong, B. Jahn, Y. Tong, Y. Wang, B. Han und X. Wang (2006a): Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, northwest China: Implications for the Tectonic evolution of an accretionary orogen. *Journal of Geology*, 114(6), 735–751.
- Wang, Y., T. Deng und D. Biasatti (2006b): Ancient diets indicate significant uplift of southern Tibet after ca. 7 Ma. *Geology*, 34(4), 309–312.
- Wassmann, R., S. V. K. Jagadish, K. Sumfleth, H. Pathak, G. Howell, A. Ismail, R. Serraj, E. Redona, R. K. Singh und S. Heuer (2009): Chapter 3 Regional Vulnerability of Climate Change Impacts on Asian Rice Production and Scope for Adaptation. In Sparks, D. L. (Hg.), *Advances in Agronomy*, S. 91–133. Elsevier. ISBN 978-0-12374-818-8.
- Webster, P. J. (1987): The Elementary Monsoon. In Fein, J. S. und P. L. Stephens (Hg.), *Monsoons*, S. 3–32. John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. ISBN 0-471-87416-7.
- Webster, P. J., V. O. Magana, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai und T. Yasunari (1998): Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research*, 103(C7), 14451–14510.
- Webster, P. J. und S. Yang (1992): Monsoon and Enso: Selectively Interactive Systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118(507), 877–926.
- Werner, M., P. M. Langebroek, T. Carlsen, M. Herold und G. Lohmann (2011): Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: Toward high-resolution isotope modeling on a global scale. *Journal of Geophysical Research*, 116, D15109.
- Wessel, P. und W. H. F. Smith (2013): GMT - The generic mapping tools . Technical Reference and Cookbook Version 4.5.9. School of Ocean and Earth Science and Technology (SOEST), University of Hawaii at Mānoa.
- Wilks, D. S. (2006): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Elsevier, 2 Auflage. ISBN 978-0-12-751966-1.
- Wischnewski, J., S. Mischke, Y. Wang und U. Herzschuh (2011): Reconstructing climate variability on the northeastern Tibetan Plateau since the last Lateglacial – a multi-proxy, dual-site approach comparing terrestrial and aquatic signals. *Quaternary Science Reviews*, 30(1-2), 82–97.
- Wünnemann, B., S. Mischke und F. H. Chen (2006): A Holocene sedimentary record from Bosten Lake, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(2-4), 223–238.

- Xu, R. (1981): Vegetational changes in the past and the uplift of Qinghai-Xizang Plateau. In Dong-scheng, L. (Hg.), Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau, S. 139–144. Science Press, Beijing. ISBN 0-67760-230-8.
- Yang, T., X. Hao, Q. Shao, C.-Y. Xu, C. Zhao, X. Chen und W. Wang (2012): Multi-model ensemble projections in temperature and precipitation extremes of the Tibetan Plateau in the 21st century. *Global and Planetary Change*, 80-81, 1–13.
- Yanhong, W., A. Luecke, J. Zhangdong, W. Sumin, G. H. Schleser, R. W. Battarbee und X. Weilan (2006): Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: A sedimentary record from Cuoe Lake. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(2-4), 328–340.
- Yao, T., Z. Li, L. G. Thompson, E. Mosley-Thompson, Y. Wang, L. Tian, N. Wang und K. Duan (2006): $\delta^{18}\text{O}$ records from Tibetan ice cores reveal differences in climatic changes. *Annals of Glaciology*, 43(1), 1–7.
- Yao, T., V. Masson-Delmotte, J. Gao, W. Yu, X. Yang, C. Risi, C. Sturm, M. Werner, H. Zhao, Y. He, W. Ren, L. Tian, C. Shi und S. Hou (2013): A review of climatic controls on $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. *Reviews of Geophysics*, 51, 525–548.
- Yihui, D. und J. C. L. Chan (2005): The East Asian summer monsoon: an overview. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 89(1), 117–142.
- Yu, L. und Z. Lai (2014): Holocene climate change inferred from stratigraphy and OSL chronology of aeolian sediments in the Qaidam Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Quaternary Research*, 81(3), 488–499.
- Zhang, C. und S. Mischke (2009): A Lateglacial and Holocene lake record from the Nianbaoyeze Mountains and inferences of lake, glacier and climate evolution on the eastern Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 28(19-20), 1970–1983.
- Zhang, J., F. Chen, J. A. Holmes, H. Li, X. Guo, J. Wang, S. Li, Y. Lü, Y. Zhao und M. Qiang (2011): Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis. *Quaternary Science Reviews*, 30(15-16), 1973–1987.
- Zhang, R., D. Jiang, Z. Zhang und E. Yu (2014): The impact of regional uplift of the Tibetan Plateau on the Asian monsoon climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417, 137–150.
- Zheng, Y. Q., G. Yu, S. M. Wang, B. Xue, D. Q. Zhuo, X. M. Zeng und H. Q. Liu (2004): Simulation of paleoclimate over East Asia at 6 ka BP and 21 ka BP by a regional climate model. *Climate Dynamics*, 23(5), 513–529.

Zhou, W. J., X. F. Lu, Z. K. Wu, L. Deng, A. Jull, D. Donahue und W. Beck (2002): Peat record reflecting Holocene climatic change in the Zoige Plateau and AMS radiocarbon dating. *Chinese Science Bulletin*, 47(1), 66–70.

Zhu, X., W. Wang und K. Fraedrich (2013): Future climate in the Tibetan Plateau from a statistical regional climate model. *Journal of Climate*, 26, 10125–10138.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms TiP (Tibetan Plateau: Formation - Climate - Ecosystem) im Teilprojekt „Bridging Timescales of Tibetan Plateau Environmental Change: An Integration of Earth System Modeling with Modern and Paleo-environmental Proxies“ am Lehrstuhl für Physische Geographie der Julius-Maximilians-Universität Würzburg erstellt. Eine Vielzahl von Personen hat mich dabei auf unterschiedliche Art und Weise unterstützt. Bei allen möchte ich mich hiermit herzlich bedanken.

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr. Heiko Paeth für die Möglichkeit die hier vorgestellte Forschung durchführen zu können sowie für die fachliche und persönliche Unterstützung während der letzten Jahre. Weiterhin möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Todd Ehlers für viele nützliche Hinweise und Ratschläge und nicht zuletzt auch für die Erstellung des zweiten Gutachtens bedanken. Außerdem gilt mein Dank Jingmin Li und Sebastian Mutz aus der Arbeitsgruppe von Prof. Ehlers für die gute Zusammenarbeit im Projekt.

Für viele hilfreiche Ratschläge, Anregungen und Gespräche und die sehr angenehme Arbeitsatmosphäre während der Erstellung dieser Arbeit gilt mein besonderer Dank meinen ehemaligen Kollegen an der Universität Würzburg: Herve Awoye, Birgit Mannig, Andreas Paxian, Doro Schill und Felix Pollinger. Unterstützung in der Endphase der Arbeit und unzählige wertvolle Hinweise erhielt ich insbesondere von Felix, Andreas, Markus Scholz, Peter Hartmann und Michael Deckelmann. Dafür ebenfalls ein großes Dankeschön.

Im Rahmen von TiP gab es eine Vielzahl interessanter Kontakte und inspirierender Gespräche. Stellvertretend möchte ich mich an dieser Stelle bei Wolfgang Rösler bedanken, der immer ein hilfsbereiter Ansprechpartner war und das Wohl der Doktoranden stets im Blick hatte.

Für die Bereitstellung des HAR-Datensatzes gilt mein Dank Fabien Maussion und Julia Curio von der Technischen Universität Berlin. Die Stationsdaten ¹ wurden

¹Some of the products used in this publication were made available by W.BABEL and T.FOKEN from the Department of Micrometeorology (University of Bayreuth, Germany), M.LI and W.MA from the Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute (Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, China), F.SUN, X.CHEN and Y.MA from the Institute of Tibetan Plateau Research (Chinese Academy of Sciences, Beijing, China), and J.COLIN from ICube Laboratory (University of Strasbourg - CNRS, France) as part of the CEOP-AEGIS project (<http://www.ceop-aegis.org>), supported by the European Commission (Call FP7-ENV-2007-1 Grant nr. 212921)

durch Tobias Biermann verfügbar gemacht. Ein großes Dankeschön gebührt auch Kevin Sieck für die Beantwortung zahlreicher Fragen zu REMO und wertvollen Hinweisen zur Funktionsweise und Verwendung des Modells.

Meine Eltern, Michael und Erika Steger, und meine Schwiegereltern Karl und Maria Freitag dürfen an dieser Stelle nicht unerwähnt bleiben. Ohne eure Unterstützung in jeder erdenklichen Hinsicht wären die zurückliegenden Jahre um ein Vielfaches schwieriger gewesen. Vielen Dank dafür.

Mein größter Dank gilt meiner Frau Bianca und meiner Tochter Leni. Ohne eure ständige Unterstützung und die Bereitschaft auf vieles zu verzichten wäre dies alles nicht möglich gewesen. Danke!

Erklärung

Hiermit versichere ich, Christian Steger, geboren am 17.01.1982 in Lohr am Main, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, dass alle Stellen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäß aus anderen Quellen übernommen wurden, als solche kenntlich gemacht sind und dass die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt wurde.

Lohr am Main, den 26. Juli 2015

Christian Steger