

**Numerische Experimente
zu den globalen
bio-geophysikalischen Wechselwirkungen
während des Letzten Glazialen Maximums
(21 000 Jahre vor heute)**

von

Claudia Kubatzki

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
angefertigt am Max-Planck-Institut für Meteorologie

vorgelegt dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
im Oktober 1996

Inhaltsverzeichnis

	3
Einleitung	3
I Die Grundlagen	6
1 Letztes Glaziales Maximum	6
1.1 Klimazustand	6
1.2 Orbitalparameter	10
1.3 Geologische Verfahren	13
1.3.1 Zeitmessung	13
1.3.2 Klimabestimmung	14
2 Modellierung des Klimas	17
2.1 Paläoklima-Simulationen	17
2.2 Das ECHAM-Modell	18
2.3 Das PMIP-Projekt	20
3 Botanik	22
3.1 Biosphäre	22
3.2 Pflanzenökologie	24
4 Modellierung der Vegetation	27
4.1 Klimaklassifikationen und Vegetationsmodelle	27
4.2 Das BIOME-Modell	28
5 Kopplung der Modelle	33
II Die Experimente	36
6 Durchführung der Experimente	36
6.1 Das gekoppelte ECHAM-BIOME-Modell	36
6.2 Sensitivitätsstudien	39
7 Ergebnisse des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells	42
7.1 Globale Betrachtungen	42
7.2 Ostasien und Zentralasien	49
7.3 Europa	55
7.4 Nordamerika	56
7.5 Südasien	60
7.6 Sonstige Regionen	61

8	Ergebnisse der Sensitivitätsstudien	65
8.1	Nordafrika	65
8.2	Südasien	74
8.3	Ostasien	78
8.4	Sonstige Regionen	79
		83
	Schlußbemerkungen	83
	Zusammenfassung	83
	Ausblick	85
		86
A	Statistische Verfahren	87
A.1	κ -Statistik	87
A.2	Trendanalyse	88
A.3	Students T-Test	89
	Literatur	91

Einleitung

Das Wetter ist allerorts ein sehr beliebtes Gesprächsthema. Doch in der letzten Zeit scheint es eine starke Konkurrenz zu bekommen:

Alle Welt spricht vom Treibhauseffekt.

Tatsächlich finden Wissenschaftler in den vergangenen Jahren immer mehr Anzeichen dafür, daß sich das Klima der Erde zunehmend verändert. Seit dem Ende des 19. Jahrhunderts wurde vor allem eine Erhöhung der globalen mittleren Jahrestemperatur nahe der Erdoberfläche um $0,3-0,6^{\circ}\text{C}$ beobachtet (Folland et al.(1990)). Neben einem verstärkten Abschmelzen der Gebirgsgletscher zeigte sich in diesem Zeitraum auch ein Anstieg des Meeresspiegels, der mit einer Rate von $1-2\text{ mm/a}$ sehr wahrscheinlich über der Rate voriger Jahrhunderte liegt (Warrick und Oerlemans (1990)).

Das Ausmaß zukünftiger Klimaänderungen ist derzeit Gegenstand der Diskussion. Auch besteht die Frage, inwieweit sich diese Änderungen auf natürliche Schwankungen des Klimasystems zurückführen lassen und in welchem Maße sie anthropogenen Ursprungs, also vom Menschen verursacht sind (vergleiche auch Hegerl et al.(1994), Wigley und Barnett (1990)).

In jedem Fall werden Störungen des Klimas nicht nur Auswirkungen bislang unbekanntes Ausmaßes auf die verschiedenen Ökosysteme (Gates (1993), Melillo et al.(1990)), sondern auch auf die menschliche Gesellschaft haben. So würden beispielsweise verstärkte Hitzewellen oder eine vermehrte Anzahl extremer Wettererscheinungen direkt das menschliche Wohlergehen beeinflussen. Eine verringerte Produktivität der Landwirtschaft oder der Fischerei könnte in einigen Regionen zu einer Nahrungsmittelknappheit und damit zu vermehrten Krankheiten wie auch zu sozialen Spannungen führen (McMichael (1996)).

Daher liegt es im allgemeinen Interesse, Genaueres über die zukünftige Entwicklung des Klimasystems zu erfahren. Nur dann erhält man eine Chance, dieser Entwicklung entgegenzusteuern und die Gesellschaft allmählich auf möglicherweise veränderte Bedingungen einzustellen.

Um eine Vorstellung von den möglichen Verhältnissen der Zukunft zu gewinnen, werden anhand numerischer Modelle Simulationen unter verschiedenen Randbedingungen durchgeführt. Die Klimamodelle ergeben beispielsweise bei einer Berücksichtigung der Zunahme der wichtigsten Treibhausgase seit der vorindustriellen Zeit einen Anstieg der globalen mittleren Jahrestemperatur von etwa $0,7^{\circ}\text{C}$. Legt man ihnen für die Simulation des zukünftigen Klimas die heutigen Trends der Emissions- und Zuwachsraten dieser Gase zugrunde, so zeigen sich Erwärmungsraten von $3-6^{\circ}\text{C}$ für die nächsten hundert Jahre (Crutzen (1989)).

Nun liefern die Modelle zwar für das heutige Klima im allgemeinen recht gute Ergebnisse, daß dies auch für andere als heutige Verhältnisse zutrifft, ist damit jedoch nicht gesichert. Da die Ergebnisse der Simulationen zukünftiger Klimate nicht auf ihre

Richtigkeit hin überprüft werden können, blickt man in die Vergangenheit. So wird versucht, verschiedene Paläoklimate im Modell zu simulieren und die Ergebnisse mit dem Wissen aus geologischen, geophysikalischen, geochemischen oder biologischen Rekonstruktionen zu vergleichen.

Eine derartige Vorgehensweise setzte sich in den siebziger Jahren durch: Mit Hilfe neuentwickelter geologischer Untersuchungs- und Datierungsmethoden gelangte man zunehmend an Informationen über vergangene Jahrtausende. Die Befunde ließen erneut das Interesse an Milankovičs Theorie von einem Einfluß der Erdbahnparameter auf die Entstehung von Eiszeiten aufleben (Imbrie und Palmer Imbrie (1981)). Hinzu kam die Möglichkeit, Paläoklimate anhand von Klimamodellen zu simulieren.

So entwickelten sich internationale Projekte wie 1971 das CLIMAP (Climate/Long-Range Investigation, Mapping and Prediction), das sich zunächst besonders mit der Zusammenstellung der geologischen Befunde beschäftigte, oder das Ende der siebziger Jahre daraus hervorgegangene COHMAP (Cooperative Holocene Mapping Project), das verstärkt die Ergebnisse der Klimamodelle mit diesen Daten vergleicht (siehe Wright (1993)).

Mit dieser Methode gelangte man in die Lage, die Güte der verschiedenen Klimamodelle unter veränderten Klimaverhältnissen zu testen. Darüberhinaus erhielt man eine Möglichkeit, den Einfluß *einzelner* Randbedingungen auf die Modellergebnisse zu untersuchen.

Ein Problem bei den Simulationen besteht in der genauen Festlegung dieser Randbedingungen für unterschiedliche erdgeschichtliche Zeiten. So ist es sehr schwierig, Werte für die Ozeanoberflächentemperaturen oder die Vegetationsbedeckung der Erde vor vielen tausend Jahren anzugeben. Eine genaue Angabe ist aber notwendig für eine realistische Klimasimulation. Man versucht daher, möglichst viele Randbedingungen in eigenen Modellen zu bestimmen und diese mit dem Klimamodell zu koppeln, um so ein Gleichgewicht zwischen den verschiedenen Sphären zu gewährleisten. Auf diese Weise berechnet sich das gekoppelte Modell seine eigenen Randbedingungen.

Nachdem Ozeanmodelle in den vergangenen Jahren viel Beachtung gefunden haben, wendet sich das Interesse nun verstärkt der Entwicklung von Vegetationsmodellen zu. Gelingt es, realistische Aussagen zu der zu einem simulierten Klimazustand gehörigen Vegetationsverteilung zu machen, so ist das gekoppelte Atmosphäre-Biosphäre-Modell in der Lage, globale Verteilungen unterschiedlicher vegetationsbedingter Randbedingungen zu verschiedenen erdgeschichtlichen Zeiten selbst zu bestimmen. Auf diese Weise wäre es unabhängig von den Angaben der Geologen.

Die Simulationen könnten damit die für eine globale Rekonstruktion der Vegetation räumlich oftmals ungenügend aufgelösten geologischen Befunde ergänzen (Prentice (1990)) und Erklärungen für die Beobachtungen liefern. Auch kann man die vom Modell berechnete Vegetationsverteilung direkt mit den geologischen Rekonstruktionen vergleichen und muß nicht länger den Umweg über eine geologische Klimabestimmung machen.

Vor diesem Hintergrund wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit versucht, das Klima und die Vegetation des Letzten Glazialen Maximums (LGM) mit Hilfe eines gekoppelten Atmosphäre-Biosphäre-Modells zu bestimmen:

Zunächst soll der *erste Teil* der Arbeit einige Grundlagen zu dem Thema vermitteln. Hierzu gehört zum einen das Paläoklima und dessen Simulation (**Kapitel 1/2**) und zum anderen die Vegetation und deren Erfassung im Modell (**Kapitel 3/4**). In **Kapitel 5** wird die Kopplung von Atmosphären- und Biosphärenmodell erläutert.

Der *zweite Teil* befaßt sich mit den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Experimenten, deren Ablauf in **Kapitel 6** zusammengefaßt ist:

Ein Ziel dieser Arbeit ist eine verbesserte Simulation der Verhältnisse im LGM: Innerhalb des Paleoclimate Modelling Intercomparison Projects (PMIP) führten Lorenz et al. (1996) mit dem Hamburger Atmosphärenmodell ECHAM unter anderem Simulationen des Klimas des holozänen Optimums und des LGM durch. Beiden Simulationen lagen weitgehend heutige Verhältnisse der Landoberfläche zugrunde. Anhand des Biosphärenmodells BIOME von Prentice et al. (1992) wurden die mit den simulierten Klimaverhältnissen im Gleichgewicht stehenden Vegetationsverteilungen bestimmt. Diese wiesen Abweichungen von den geologischen Rekonstruktionen auf.

Gayler (1995) konnte zeigen, daß eine Einbeziehung bio-geophysikalischer Wechselwirkungen anhand eines gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells für das holozäne Optimum realistischere Ergebnisse liefert.

In der vorliegenden Arbeit wird untersucht, inwieweit die Ergebnisse des gekoppelten Modells auch für das LGM besser den geologischen Rekonstruktionen entsprechen. Insbesondere die Wirksamkeit der bio-geophysikalischen Wechselwirkung zwischen Vegetation, Schnee und Albedo im Bereich von Tundra und Taiga südlich des Eurasischen Eisschildes wird analysiert.

Die Ergebnisse werden in **Kapitel 7** diskutiert.

Es verbleibt die Frage, wie stabil der modellierte Klimazustand ist: Bei der Simulation des heutigen Klimas konnte Claussen (1996b) eine deutliche Abhängigkeit der Ergebnisse des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells von der initialen Vegetationsverteilung zeigen. Die Ausbreitung von Vegetation insbesondere in der westlichen Sahara erklärte er anhand von Charneys (1975) Theorie der Selbsterhaltung der Wüste über eine Vergrößerung der Albedo.

Studien von Gayler (1995) zeigten, daß für das holozäne Optimum unabhängig von der Wahl der initialen Vegetationsverteilung offenbar nur ein Gleichgewichtszustand des gekoppelten Modells existiert. Ein Einfluß der orbitalen Parameter wird vermutet.

Die vorliegende Arbeit untersucht die Abhängigkeit der Ergebnisse des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells von der Anfangsvegetation für die Bedingungen des LGM anhand von vier Anomalieläufen.

Kapitel 8 beschreibt, inwiefern sich auch hier verschiedene Gleichgewichtszustände einstellen.

Teil I

Die Grundlagen

1 Letztes Glaziales Maximum

1.1 Klimazustand

Die letzte der großen Kaltzeiten des Quartärs umfaßt die Jahre 90 000 bis 8 500 vor heute (J.v.h.). Gemäß der stärksten Ausdehnung ihrer Eisschilde spricht man in Nordamerika von der Wisconsin-, im europäischen Teil der ehemaligen UdSSR von der Valdai-, in Zentraleuropa von der Würm-, auf den Britischen Inseln von der Devensian- und im übrigen Nordwest-Europa schließlich von der Weichsel-Kaltzeit. Der letzte, wenngleich nicht ausgeprägteste Höhepunkt dieser Kaltzeit lag zwischen 22 000 und 14 000 J.v.h.; nach Ergebnissen der Radiokarbonmethode wurde bis Ende der achtziger Jahre dieser Zeitraum bzw. die Zeit direkt um 18 000 J.v.h. als Letztes Glaziales Maximum (LGM) bezeichnet. Neueren Uran-Thorium-Messungen zufolge lag das LGM hingegen bei 21 000 J.v.h. (Bard et al.(1990), Crowley und North (1990)).

Um diese Zeit geht es in der vorliegenden Arbeit.

Obwohl die orbitalen Parameter sich während des LGM kaum von heutigen Werten unterschieden, hatten sich aufgrund des vorangegangenen Klimas vor allem auf der Nordhalbkugel mächtige Eisschilde ausgebildet. Es waren etwa 28,5 Millionen Quadratkilometer heute eisfreien Landes im LGM von Eis bedeckt. Für die Nordhemisphäre bedeutete dies insgesamt eine Eisfläche von ca. 26 Millionen Quadratkilometern, was ungefähr dreizehnmal mehr als heute ist (Imbrie und Palmer (1981)). Besonders markant waren das Laurentische Eis in Nordamerika - das allein schon etwa 36% des globalen Eisvolumens ausmachte (Hughes et al.(1981)) - und der Eurasische Eisschild in Nordeuropa und dem nördlichen Westasien (siehe Abb. 1), über denen sich durch den Kühlungseffekt permanente Hochs ausbildeten.

Vor allem durch diese beiden Schilde mit ihrer Mächtigkeit von 3 500 – 4 000 m kam es zu einer Absenkung des Meeresspiegels um mehr als hundert Meter und durch die Auflast zu einer Krustendepression von 700 – 800 m mit entsprechenden Schwereanomalien (Crowley und North (1990)). Die Meeresspiegelabsenkung bedeutete für die arktische See durch die Verlandung der Beringstraße einen verminderten Wärmeaustausch mit dem Nordatlantik. Da gleichzeitig ein verstärkter Schmelzwasserzufluß vorlag, herrschten ideale Bedingungen für eine verstärkte See-Eis-Bildung (Dawson (1992)). Während heute beispielsweise der Nordost-Atlantik bis ca. 78°N wenigstens saisonal eisfrei ist und durch den Golfstrom bzw. den anschließenden Nordatlantikstrom wesentlich das Klima West-Europas gemildert wird, war während des LGM der Ozean im Sommer ab ca. 60°N, im Winter ab 40 – 45°N eisbedeckt (Crowley und North (1990), Dawson (1992)). Die Advektion kalter Luftmassen aus Richtung des Laurentischen Eises hat hierbei eine wesentliche Rolle gespielt. Während die windgetriebene Subtropenströmung in ähnlicher Form wie heute auch im LGM existierte, verschob sich der

Abbildung 1: Eisverteilung in der Nordhemisphäre (Land- und See-Eis) für den Januar, 18000 J.v.h.(nach Crowley und North (1990)).

Absinkbereich der thermohalinen Zirkulation mit dem See-Eis nach Süden; dabei nahm die Konvektionstiefe möglicherweise ab. So ergab sich im LGM eine direkt nach Osten gerichtete Meeresströmung, mit entsprechenden klimatischen Auswirkungen für Nordeuropa (Broecker (1996), Crowley und North (1990), Knauer (1995)).

Mit der See-Eis-Grenze schoben sich auch die Polarfront und damit die Tiefdruck- und Hauptniederschlagsgebiete äquatorwärts. Umstritten ist die hierdurch entstandene Verbreitung riesiger Seen insbesondere im europäischen Teil der ehemaligen UdSSR, wo die Ströme aufgrund der dort liegenden Gletscher nur bedingt nach Norden entwässern konnten (Crowley und North (1990), Frenzel (1967)). Genauere Kenntnisse über diesen Punkt wären wünschenswert, da der resultierende Süßwassergehalt der umliegenden Ozeane starken Einfluß auf die ozeanische und atmosphärische Zirkulation genommen haben dürfte (Dawson (1992)).

Der verstärkte Temperaturgradient zwischen Pol und Äquator sorgte global für eine Zunahme der Windstärken. Möglicherweise führten die beiden großen Eisschilde durch dynamische und thermische Effekte zu einer Teilung des Strahlstroms (Kutzbach und Webb (1993)). Dies ergibt sich aus Modellsimulationen mit den von CLIMAP (siehe Einleitung) angegebenen Randbedingungen. Eine geringere Höhe des Laurentischen Eises könnte diesen Effekt beseitigen.

Die riesigen Eismassen waren für die große Trockenheit jener Zeit verantwortlich. Eis und trockene Oberflächen führten zu einem Anstieg der globalen sommerlichen Oberflächenalbedo auf 0,22, bei heutigen Werten von 0,14. Trockenheit und starke Winde zeigen sich ebenso in den höheren Konzentrationen atmosphärischen Staubes in den Eisbohrkernen Grönlands und der Antarktis, wie im verstärkten Auffinden äolischer

Sedimente in äquatorial-atlantischen Tiefsee-Bohrkernen. Auch findet man Hinweise auf einen vermehrten Kohlenstoffeintrag vom Land in den Ozean, der bis zu einem Drittel der gesamten kontinentalen Kohlenstoffspeicherung betragen konnte (Crowley und North (1990)). Die hohe Konzentration terrestrischer und mariner Aerosole in der Troposphäre dürfte über die atmosphärische Transmission ebenfalls Auswirkungen auf das Klima gehabt haben (Street-Perrott et al. (1989)).

In den Eisbohrkernen findet man Anzeichen für einen nur geringen atmosphärischen CO₂-Gehalt von 200 ppm, hervorgerufen wahrscheinlich durch eine veränderte marine biologische Produktion und eine verstärkte Ausdehnung von Permafrost-Tundra, in der weniger totes Biomaterial zersetzt werden konnte. Allein die daraus resultierende verminderte Absorption ausgehender Infrarotstrahlung bewirkte einen Temperaturdefekt von ca. 1,5°C, was etwa 40% des glazialen-nichtglazialen Signals entspricht. Der Temperaturdefekt durch die im Vergleich zu heute wenigstens halbierte Methankonzentration lag bei 0,1–0,2°C, wobei die Ursachen hier vermutlich in der großen Trockenheit lagen, da gerade Feuchtgebiete bevorzugte Methanquellen sind (Crowley und North (1990)).

In einigen Gebieten wie etwa dem Tibetanischen Hochplateau, den nördlichen Anden oder der Südinsel Neuseelands kam es durch Plattenkonvergenzen vermutlich auch noch im Spätquartär zu tektonischen Hebungen in der Größenordnung von von 100 m. Diese tektonischen Aktivitäten dürften jedoch nur geringen Einfluß auf das Klima gehabt haben.

Umstritten ist das Ausmaß der Vergletscherung des Tibetanischen Plateaus und damit sein Klimaeffekt: Aufgrund der hohen Albedo des Gletschers, seiner großen Höhenlage sowie der geringen geographischen Breite und der damit verbundenen solaren Einstrahlung wäre der Wärmeverlust bei einer völligen Vergletscherung Tibets möglicherweise 3–4 mal so hoch wie bei einem nördlich von 60°N gelegenen Inlandeis gleicher Größe. Da zur Vergletscherung Tibets nur eine geringe anfängliche Einstrahlungsstörung nötig gewesen wäre, könnte dieses Hochplateau ein wichtiger Verstärker beim Aufbau der nördlichen Eismassen gewesen sein. Das über dem Gletscher liegende Hoch hätte außerdem eine Abschwächung des südostasiatischen Monsuns zur Folge (Dawson (1992), Kuhle (1987)).

Da einige frühere Klimate möglicherweise empfindlicher auf den Eintrag vulkanischer Aerosole in die obere Atmosphäre reagierten, kann auch hier ein Klimaeffekt nicht völlig ausgeschlossen werden.

Eine Übersicht über den zeitlichen Verlauf der wichtigsten Randbedingungen gibt Abbildung 2.

Seit Anfang der siebziger Jahre werden die Daten des Pleistozän, insbesondere des LGM, weltweit von CLIMAP zusammengestellt (siehe Einleitung). Die von CLIMAP gefundenen Werte dienen oftmals als Randbedingungen für Simulationen des Paläoklimas.

Bei den CLIMAP-Datensätzen des LGM (CLIMAP Project Members (1981)) bestanden und bestehen einige Unsicherheiten, etwa in der Verteilung der Eiskappen im arktischen Ozean - wobei CLIMAP eine völlige Bedeckung mit See-Eis annimmt-, in der Ausdehnung des Laurentischen Eises oder in der Eisdicke, die von CLIMAP

Abbildung 2: Schema der wesentlichen Änderungen von Solarstrahlung und internen Randbedingungen seit 18 000 J.v.h. (Differenzen beziehen sich auf heutige Werte, Angaben für die Solarstrahlung auf die Nordhemisphäre) (nach Street-Perrott et al.(1989)).

mancherorts vermutlich um 1 000–1 500 m überschätzt wurde, was eine um über zehn Meter geringere Meeresspiegelabsenkung zur Folge hätte. So zeigen Untersuchungen von Tushingham und Peltier (1991) beispielsweise eine um etwa ein Drittel geringere Dicke des Laurentischen Eises als der CLIMAP-Datensatz, gleichzeitig aber auch andere Schilde mit einer größeren Dicke (Dawson (1992), Lorenz et al.(1996)). Auch die Ausdehnung des antarktischen Eisschildes ist umstritten (Crowley und North (1990), Dawson (1992)).

Ähnliche Unsicherheiten bestehen für die Meeresoberflächentemperaturen (SSTs): Zum einen wird die von CLIMAP angegebene Abkühlung um 6–10°C gegen heute in den von der Wanderung der Polarfront betroffenen Gebieten vielfach für zu gering gehalten (Webb et al.(1993b)). Vor allem wird jedoch der angebliche Temperaturdefekt von nur 1–2°C gegen heute in den tropischen Ozeanen bezweifelt, der nicht zu der aus der Schnee- bzw. Baumgrenze abgeschätzten Stärke der Temperaturabnahme in den tropischen Hochlanden und der Trockenheit in den Ebenen paßt (Crowley und North (1990), Jolly et al. (1996)). Während einige Autoren um bis zu 10°C geringere tropische SSTs annehmen, vermuten manche etwa eine falsche Abschätzung des jeweiligen Einflusses von Temperatur und Niederschlag auf die Lage der Schnee- bzw. Baumgrenze (Kutzbach und Ruddiman (1993)).

1.2 Orbitalparameter

Großen Einfluß auf die Ausbildung eines Klimazustandes haben die orbitalen Parameter:

Schon in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts hatte Milutin Milankovič einen Einfluß der Variation der Erdbahnparameter auf das Klimasystem der Erde erkannt (Imbrie und Palmer Imbrie (1981)). Seine Orbital-Theorie zur Erklärung des Auftretens von Eiszeiten wurde jedoch lange Zeit wieder verworfen. Erst als eine Spektralanalyse des Sauerstoffisotopenverhältnisses in Sedimentkernen der Tiefsee von Hays et al. (1976) zeigte, daß wesentliche Klimaänderungen der letzten 450 000 Jahre in einen Zusammenhang mit den Milankovič-Zyklen gebracht werden können, wurden Schwankungen der orbitalen Parameter als eine der Ursachen für Eiszeiten weitgehend anerkannt (Crowley und North (1990), Lorenz (1993)).

Man findet drei Parameter, die die am Oberrand der Atmosphäre eintreffende solare Strahlung beeinflussen (siehe Abb. 3):

Abbildung 3: Schematische Darstellung der orbitalen Parameter: Strecke (a) zur Veranschaulichung der Exzentrizität, Neigungswinkel der Erdachse (ϵ) und Präzession (nach Crowley und North (1990)).

Exzentrizität der Erdbahn um die Sonne:

Die Bahn der Erde um die Sonne ist eine Ellipse. Die Exzentrizität ist das Verhältnis der Strecke vom Mittelpunkt dieser Ellipse zu einem der beiden Brennpunkte - in dem sich die Sonne befindet - zur Strecke vom Mittelpunkt zum sonnennächsten Punkt, dem Perihel. Dieses Verhältnis schwankt aufgrund der Massenanziehung der anderen Planeten zwischen Werten nahe Null und etwa 0,06, mit den wichtigsten Schwankungsperioden

bei ca. 100 000 und 413 000 Jahren.

Die Exzentrizität ist der einzige Parameter, der den Wert der globalen und über das Jahr gemittelten solaren Einstrahlung verändern kann, wobei die hierdurch maximal mögliche Änderung im Strahlungsempfang am Oberrand der Atmosphäre bei etwa $0,7 \text{ W/m}^2$ liegt. Dies kann einschließlich aller Rückkopplungen im Höchstfall zu einer Temperaturänderung von $0,5^\circ \text{C}$ führen. Bei *maximaler* Exzentrizität unterscheidet sich die Sonneneinstrahlung zwischen Aphel und Perihel um ca. 30%. Je nach Lage der Äquinoktien hat diese Größe somit - abhängig von der Hemisphäre- erheblichen Einfluß auf die Amplitude des Jahresganges der Einstrahlung.

Während des LGM betrug die Exzentrizität 0,019, der heutige Wert liegt bei 0,017.

Neigung der Erdachse:

Der Winkel zwischen der Rotationsachse der Erde und der Flächennormalen zur Ekliptik variierte unabhängig von der Exzentrizität in den letzten 2 Mio. Jahren etwa zwischen $21,39^\circ$ und $24,63^\circ$, mit einer dominanten Schwankungsperiode von 41 000 Jahren.

Die Neigung beeinflußt auf beiden Erdhalbkugeln gleichermaßen die Amplitude des Jahresganges der ankommenden Strahlung. Trotz gleichbleibender globaler und über das Jahr gemittelter solarer Einstrahlung sind breitenkreisabhängige Änderungen möglich. Da beispielsweise eine verstärkte sommerliche Einstrahlung an den Polen nicht durch eine verringerte winterliche Einstrahlung ausgeglichen werden kann (diese ist im allgemeinen - Polarnacht - sehr gering), findet man dort die maximale Änderung der Netto-Jahreseinstrahlung von etwa 17 W/m^2 , was groß genug für einen signifikanten Klimaeffekt ist.

Während des LGM betrug der Neigungswinkel $22,95^\circ$, stieg bis etwa 9 000 J.v.h. an und nahm dann ab bis auf den heutigen Wert von $23,45^\circ$.

Lage der Äquinoktien:

Die Lage der Tag-und-Nacht-Gleichen durchläuft mit einer Periode von 22 000 Jahren einmal den Orbit der Erde.

Diese Präzession hat zwei Bestandteile (siehe Abb. 4): Axiale Präzession bedeutet, daß das Drehmoment von Sonne und Planeten auf die äquatoriale Ausbauchung der Erde ein Taumeln der Rotationsachse der Erde bewirkt; elliptische Präzession bedeutet eine Rotation der Ellipse selbst um einen Brennpunkt.

Mit der Lage der Äquinoktien ändert sich der Zeitpunkt, an dem die Erde den Perihel durchläuft, was - bei vorhandener Exzentrizität - bestimmt, auf welcher Hemisphäre der Jahresgang der Sonneneinstrahlung verstärkt bzw. abgeschwächt wird. Der Effekt ist maximal am Äquator. Für Teile der Winterhemisphäre ergeben sich, je nachdem, ob das Perihel im Sommer oder im Winter durchlaufen wird, Einstrahlungsunterschiede von bis zu 10%. An der Oberfläche machen sich Änderungen im globalen Jahresmittel allenfalls durch unterschiedliche Eisbedeckung und daraus resultierende Unterschiede in der absorbierten Energie bemerkbar. Da saisonale Temperaturunterschiede im Ozean stark unterdrückt werden, ist der Effekt der Präzession besonders groß in der Nordhemisphäre mit ihren - zumindest in dem in dieser Arbeit betrachteten Zeitraum - riesigen Landmassen.

Während des LGM wurde das Perihel am 15. Januar durchlaufen, was eine Milderung der Jahreszeiten auf der Nordhalbkugel bedeutete. Durch die wärmeren arktischen

Abbildung 4: Komponenten der Präzession: (a) axiale Präzession; (b) elliptische Präzession; (c) Kombination, aus der sich die allmähliche Veränderung der Lage der Äquinoktien ergibt (nach Crowley und North (1990)).

Winter kam es zu verstärktem Schneefall, durch die kühleren arktischen Sommer zu verringertem Abschmelzen, so daß die Bedingungen günstig für den Eisaufbau in der nördlichen Hemisphäre waren. Ähnliches gilt für heute, wo das Perihel am 3. Januar durchlaufen wird (Crowley und North (1990), Dawson (1992), Lorenz (1993), Lorenz et al. (1996)).

Insgesamt waren die Einstrahlungsverhältnisse im LGM den heutigen sehr ähnlich. Maximale Abweichungen lagen bei -10 W/m^2 am jeweiligen Sommerpol, was eine Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten zur Folge hatte (Lorenz et al. (1996)). Trotz nahezu identischer Einstrahlungsbedingungen lagen im LGM erheblich größere Eismassen als heute vor, da die Eisbedeckung stets eine Funktion der gesamten Einstrahlungsänderungen der vorangegangenen (zehn-)tausend Jahre darstellt (Webb et al. (1993b)).

1.3 Geologische Verfahren

Um sich ein Bild vom Zustand der Erde beispielsweise vor 21 000 Jahren machen zu können, steht den Geologen eine Fülle von Untersuchungsmethoden zur Verfügung (siehe auch Bradley (1985)). Neben der Bestimmung des Paläoklimas aus den geologischen Befunden spielt gerade bei den sehr raschen Klimaschwankungen des Pleistozäns die genaue zeitliche Datierung der Funde eine wesentliche Rolle.

1.3.1 Zeitmessung

Man unterscheidet zwei Verfahren, die relative und die absolute Datierung (Frenzel (1967), Hillmer und Weitschat (1983)):

relative Datierung:

An erster Stelle steht hier das *stratigraphische Prinzip*, nach dem jede höhere Schicht jünger als die tiefere ist. Ein Problem besteht darin, daß beispielsweise Sedimentfolgen etwa aufgrund von Gesteinsumbildungen oder tektonischen Aktivitäten keine reinen Funktionen der Zeit sind.

So wird dieses Prinzip durch die Bestimmung von *Leitfossilien* ergänzt. Grundlegerend ist die Evolution der Arten und ihre Lebensdauer, wobei während der Eiszeiten die pflanzliche Evolution meist wesentlich langsamer abläuft als die Evolution der Tiere. Da sich die Pflanzen außerdem häufig nur physiologisch und zytologisch - d.h. in der Organisation ihrer Lebensvorgänge sowie in Aufbau und Funktion ihrer Zellen - neuen Standortbedingungen anpassen, sie morphologisch - also ihrer äußeren Form nach - hingegen ähnlich bleiben, läßt ein Auffinden fossiler Pflanzenreste nur bedingt Rückschlüsse auf paläoklimatische Bedingungen zu. Betrachtet man im relativ kurzen Zeitraum des LGM statt langfristiger evolutionärer Entwicklungen jedoch kurzfristige Erscheinungen, wie z.B. Veränderungen in der Zusammensetzung der Flora oder Wanderungsercheinungen, so lassen sich zumindest für Gebiete mit starken Klimaänderungen auch aus der Vegetation einige Aussagen treffen.

absolute Datierung:

Hierbei ist die Altersbestimmung des umgebenden Gesteins, besonders eines Sedimentes, oder aber die direkte Altersbestimmung einer organischen Probe möglich.

Bei Kenntnis der *Sedimentationsgeschwindigkeit* kann man in Sedimentfolgen auch das absolute Alter bestimmen. Sichere Angaben erhält man so jedoch nur für das Postglazial.

Eine gerade im Spät- bis Postglazial gut anwendbare Methode ist die *Warven-Chronologie*: Bei der Sedimentablagerung von Gletscherschmelzwässern kommt es in den Becken zur Ausbildung von abzählbaren Schichten (Warven) hellen Sandes während der Schneeschmelze und dunklen Tones im Herbst und im Winter. Die Ablagerung hängt jedoch stark von der Ausdehnung der Gletscher, Wasserspiegelschwankungen und anderen Faktoren ab.

Das wohl bekannteste Verfahren zur Altersbestimmung einer organischen Probe ist die Ende der vierziger Jahre entwickelte *Radiokarbon-Methode*, die allerdings nur auf

Proben bis zu einem Alter von etwa 40 000 Jahren angewendet werden sollte: Das in der Atmosphäre vorhandene Stickstoff-Isotop ^{14}N bildet zusammen mit einem Neutron aus der Höhenstrahlung das radioaktive Kohlenstoff-Isotop ^{14}C . Dabei bildet sich in der Atmosphäre ein konstantes Verhältnis $\frac{^{12}\text{C}+^{13}\text{C}}{^{14}\text{C}}$ aus, das man in photosynthetisch aktiven Pflanzen wiederfindet. Nach Absterben des Organismus zerfällt das ^{14}C wieder in ^{14}N mit einer Halbwertszeit von 5 736 Jahren, wodurch sich bei bekanntem Kohlenstoffgehalt das Alter der Probe ermitteln läßt. Nachteile dieser Methode liegen zum einen in ungenügend genauen Meßapparaturen, zum anderen in der Variabilität des ^{14}C -Gehaltes der Atmosphäre begründet (Frenzel (1967), Hillmer und Weitschat (1983)).

Es stehen zahlreiche weitere Datierungsmethoden anhand radioaktiver Stoffe zur Verfügung, die je nach Alter und Art der Probe angewandt werden können:

Mit Hilfe der gut für Lavaströme nahezu jeden Alters geeigneten *Kalium-Argon-Methode* konnte Anfang der sechziger Jahre die wiederholte Umkehr des Erdmagnetfeldes als synchron in allen Teilen der Erde gezeigt werden. Da man auch die Zeitpunkte der Umkehr selbst bestimmen konnte, erhielt man eine Möglichkeit zur Altersbestimmung mittels der Magnetisierung einer Probe.

Mitte der fünfziger Jahre wurde eine Datierungsmethode anhand von Uran und Thorium entwickelt, die sich besonders für Korallenriffe mit einem Alter von weniger als 150 000 Jahren eignet. Durch eine derartige Untersuchung von Riffterrassen auf Barbados erwachte Ende der sechziger Jahre erstmals wieder das Interesse an der Milankovič-Theorie (Imbrie und Palmer Imbrie (1981)). Ein Vergleich von ^{14}C -Methode und Uran-Thorium-Methode anhand von Barbados-Korallen ergab, daß die ^{14}C -Daten zwischen 30 000 und 9 000 J.v.h. systematisch jünger sind, mit einer maximalen Differenz von etwa 3 500 Jahren bei ca. 20 000 J.v.h. (Bard et al. (1990)).

1.3.2 Klimabestimmung

Um Aussagen zu einzelnen Klimafaktoren oder auch zum Gesamtklima machen zu können, gibt es zahlreiche geologische, physikalische und biologische Methoden:

geologische Methoden:

Besonders interessant für die Ermittlung des Ausmaßes von Kaltzeiten sind *glazigene Oberflächenformen*, wie beispielsweise Moränen, Gletscherschrammen, Urstromtäler und Toteisseen oder auch die orographische bzw. klimatische Schneegrenze. Da hier verschiedene Klimafaktoren gleichzeitig wirken, ist ein Rückschluß auf einzelne Elemente schwierig.

Aufschluß über die Klimaverhältnisse können auch Erscheinungen im *Periglazial-Gebiet*, also im Vorland der großen Gletscher geben: Frost, oftmals in Wechselwirkung mit sommerlichem Auftauen, führt zur Ausbildung typischer Bodenstrukturen, wie etwa zu Brodelböden oder Eiskeilen. Durch oberflächennahes Antauen können Hänge bereits bei einer Neigung von 2° ins Rutschen kommen, man spricht von einem Bergfließen, der Solifluktion. Darüberhinaus findet man Windkanter, zumeist quarzitisches Gerölle, die durch die starken Sandstürme aus Richtung der Eisschilde ihre charakteristische Form erhalten haben.

An diesen Periglazial-Gürtel schließt sich ein Gebiet äolischer, also vom Wind verursachter Sedimentation an: Der Wind aus Richtung der Gletscher weht Quarzstaub

aus den Moränen aus, was nach Ablagerung in den Steppen zu großen Lößvorkommen führt. Aus der Körnung kann man auf die Stärke der vorherrschenden Winde und somit auf meridionale Temperaturgradienten schließen.

Weniger aussagekräftig für Kaltzeiten sind *fossile Böden*, da die Bodenentstehung im wesentlichen unter warmen Klimabedingungen vonstatten geht und ferner natürliche Veränderungen des Bodens möglich sind (Frenzel (1967), Hillmer und Weitschat (1983)).

Ein wichtiges geologisches Hilfsmittel ist die Analyse von *Seewasserständen* (Street-Perrott et al.(1989)), insbesondere von geschlossenen Becken ohne den zeitlich sehr variablen Abfluß. Änderungen der Wasserstandshöhe, wie sie beispielsweise durch die Auffindung ehemaliger Uferlinien oder durch die Analyse von Sedimentkernen ermittelt werden kann, kommen durch das Zusammenwirken verschiedener klimatischer Größen zustande, wobei für geschlossene Becken eine strikte Abhängigkeit von Niederschlag und Verdunstung, also vom effektiven Niederschlag herrscht. Das COHMAP (siehe Einleitung) zählt die Oxford Lake-Level Data Bank zu ihren Ergebnissen. In dieser Datenbank sind ca. 360 Seen mit ihren Schwankungen während der letzten 30 000 Jahre enthalten, wobei die relative Wassertiefe entsprechend des vorliegenden Anteils an der maximalen im gesamten Beobachtungszeitraum angetroffenen Wassertiefe unterteilt wird:

- niedrig: 0 – 15% (auch trockene Seen)
- mittel : 15 – 70%
- hoch : 70 – 100% (auch überlaufende Seen).

Schwierigkeiten, eine gleichmäßige Datendichte zu bekommen, existieren bei Nichtvorhandensein geschlossener Becken oder organischen Materials, in Wüsten und Gletscherregionen mit Unterbrechung der Ablagefolge durch wiederholte Austrocknung bzw. Überfahung sowie in politisch oder technisch schwer zugänglichen Gebieten (Street-Perrott und Perrott (1993)).

physikalische Methoden:

Von besonderem Interesse ist hier das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verfahren: Das über den Ozeanen verdampfende Wasser enthält vor allem Moleküle des leichten Sauerstoff-Isotops ^{16}O . In den Polarregionen wird es in den Gletschern gespeichert, wodurch dem Ozean dieses Isotop entzogen ist. Bei verstärkter Eisausdehnung steigt daher der Anteil des schweren ^{18}O im Meerwasser an.

Man untersucht das Isotopenverhältnis zum einen in Eisbohrkernen. Kerne aus Grönland geben dabei Aufschluß über einen Zeitraum von 150 000 Jahren, Kerne aus der Antarktis über etwa 500 000 Jahre (Knauer (1995)). Zum anderen betrachtet man das Verhältnis in den in ozeanischen Sedimentbohrkernen gefundenen Kalkschalen verschiedener Planktonlebewesen. Beim Aufbau der Schalen wird das im Meerwasser vorhandene Isotopenverhältnis in Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur übernommen. Aus dem beobachteten Verhältnis kann man dann auf das globale Eisvolumen schließen (Frenzel (1967), Imbrie und Palmer Imbrie (1981), Lorenz (1993)).

biologische Methoden:

Hierbei wird versucht, das Paläoklima aus der beobachteten Flora und Fauna zu bestimmen, wobei die Vegetation die entscheidendere Rolle spielt.

Die Häufigkeit bestimmter Plankton-Spezies in ozeanischen Sedimenten läßt über eine Berücksichtigung ihrer Lebensansprüche etwa mit Hilfe der *Viefaktor-Methode* unter anderem Rückschlüsse auf vorzeitliche Sommer- und Winter-SSTs zu (Imbrie und Palmer Imbrie (1981)).

Die *Analyse von Makrofossilien* wie Blättern, Holz (beispielsweise geht die Dendro-Klimatologie davon aus, daß Bäume unter günstigen Umweltbedingungen weite Jahresringe ausbilden) oder auch - besonders im Nordwesten der USA - den Misthaufen der Buschschwanzratte eignen sich eher zur Ermittlung kurzzeitiger Klimaschwankungen.

Eines der wichtigsten biologischen Verfahren ist die *Pollenanalyse* (Frenzel (1967)): Bei der mikroskopischen Analyse von Sedimenten finden sich Pollen und Sporen, die eine für jede Sippe spezifische Gestalt zeigen. Sie haben extrem widerstandsfähige Membrane, vor allem wenn sie vor Oxidation geschützt, also beispielsweise im Wasser oder Moor lagern (Hamilton und Taylor (1991)).

Bei der Bestimmung der Gesamtvegetation eines Gebietes unterscheidet man zumeist die Anteile von Baumpollen, Nichtbaumpollen und Sporen in einem Pollenspektrum, das für unterschiedliche Sedimenttiefen Aufschluß über die zeitlichen Änderungen der Vegetation gibt und Rückschlüsse auf die jeweiligen Klimabedingungen zuläßt. Da in erster Linie anemogame, also durch den Wind bestäubte Pflanzen erfaßt werden, erhält man einen Überblick über die Vegetation eines großen Gebietes mit nur wenig lokalen Besonderheiten. Dabei können durch den Transport Pollenspektren entfernter Gebiete verfälscht werden (Heusser (1989)). Die Pollenanalyse ist ungünstig für Gebiete mit überwiegend entomogamen, d.h. insektenblütigen Pflanzen, also beispielsweise für die Tropen.

Aufgrund der komplexen Zusammenhänge existiert eine Vielzahl von Übertragungsmethoden zwischen Vegetation und Klima. Dabei muß beachtet werden, daß heute gültige Korrelationen dieser beiden Größen unter anderen Umweltbedingungen ihre Gültigkeit verlieren können. Dies zeigt die Unsicherheiten geologischer Klimaanalysen. Auch wenn vereinzelt Rückschlüsse auf einzelne Klimafaktoren möglich sind, erhält man mit den biologischen Methoden eher einen Hinweis auf den gesamten Klimacharakter.

Da die Datendichte insbesondere außerhalb Eurasiens und Nordamerikas häufig sehr gering ist, sollte man allgemein bei Rückschlüssen von einzelnen geologischen Befunden auf großflächige Klimabedingungen sehr vorsichtig sein.

2 Modellierung des Klimas

2.1 Paläoklima–Simulationen

Neben den geologischen Beobachtungen kann man auch anhand von Modellsimulationen Aufschluß über verschiedene Paläoklimate erhalten. Besonders häufig wurde dabei in den letzten Jahren das Klima des LGM simuliert, da hier sowohl die Datensätze zur Beschreibung der Randbedingungen als auch die geologischen Vergleichsdatsätze am ehesten vollständig erscheinen (Lorenz et al.(1996)).

Erste LGM-Simulationen wurden von Williams et al. bereits 1974 durchgeführt; es folgten Gates (1976) und Manabe und Hahn (1977) mit den alten, danach z.B. Hansen et al.(1984), Broccoli und Manabe (1987), Rind (1987) und Joussaume et al.(1989) mit den überarbeiteten CLIMAP-Daten (CLIMAP Project Members (1981)), sowie Manabe und Broccoli (1985) mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell (siehe Kutzbach et al.(1993b)). Auch wurden LGM-Simulationen mit dem ECHAM-T21-Modell (vergleiche Abschnitt 2.2) durchgeführt (siehe Lautenschlager (1991), Lautenschlager und Hertereich (1990); Claussen und Esch (1994)).

Einige der atmosphärischen Randbedingungen wie auch die grundlegenden Gleichungen sind in den verschiedenen Modelle meist ähnlich. Die unsicheren geologischen Randbedingungen wurden hingegen oft unterschiedlich gewählt, so daß sich aus einem Vergleich der Modelle die Klimawirksamkeit der einzelnen Randbedingungen abschätzen läßt. Dabei scheint eine Änderung der SSTs noch vor dem Eis-Albedo-Effekt, der Änderung des CO₂-Gehaltes oder einer Albedo-Änderung durch veränderte Vegetation die Hauptrolle zu spielen. Trotz der unterschiedlichen Parametrisierungen und Genauigkeiten geben alle Modelle die wesentlichen Muster wie Trockenheit, Verstärkung und Verlagerung der Polarfront und damit der Zyklonen mittlerer Breiten und ihrer Niederschlagsgürtel recht gut wieder (Crowley und North (1990), Dawson (1992)).

Nachdem die ersten COHMAP-Simulationen einen starken Einfluß der Orbitaldaten auf das Klima vor 9 000 Jahren verdeutlichten, wurden Ende der achtziger Jahre weitere Simulationen mit dem globalen Zirkulationsmodell des National Center for Atmospheric Research (NCAR) - bekannt als Community Climate Model, CCM- für die Zeit ab 18 000 J.v.h. in Schritten von 3 000 Jahren durchgeführt (COHMAP Members (1988), Wright (1993)). Hierzu wurden ferner Sensitivitätsstudien zu verschiedenen Randbedingungen, wie einer reduzierten Höhe des Laurentischen Eises, reduziertem See-Eis im winterlichen Nordatlantik oder einem reduzierten CO₂-Gehalt durchgeführt. Es entwickelte sich schließlich die Idee, Paläoklimasimulationen mit verschiedenen Modellen unter *identischen* Randbedingungen durchzuführen, um so Vor- und Nachteile der einzelnen Modelle aufzudecken (Kutzbach und Ruddiman (1993), Kutzbach et al.(1993b)), wie dies später mit dem PMIP-Projekt auch getan wurde (siehe Abschnitt 2.3).

Während ältere Modelle für das LGM mit den Einstrahlungsbedingungen für 18 000 J.v.h. betrieben wurden, werden neueren Simulationen die Bedingungen von vor 21 000 Jahren zugrunde gelegt (siehe Abschnitt 1.1).

2.2 Das ECHAM-Modell

Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen des LGM wurde das ECHAM - Atmosphärenmodell verwendet (DKRZ Modellbetreuungsgruppe (1994), Roeckner et al.(1992)). Es entstand aus dem Wettervorhersagemodell des European Center for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) in Reading und wurde unter einigen Veränderungen insbesondere in den Parametrisierungen in Hamburg als Klimamodell entwickelt, wobei hier die dritte Version des Modells - ECHAM3 - benutzt wurde.

Die zeitliche Entwicklung aller Modellvariablen wird bei bekannten Anfangs- und Randbedingungen durch Lösung der zugrundeliegenden primitiven Gleichungen einschließlich der Strahlung, eines hydrologischen Kreislaufes mitsamt Wolken sowie eines Bodenmodells bestimmt.

In der Horizontalen werden die Gleichungen im Spektralraum gelöst, hier mit Dreiecksabschneidung (triangular truncation) bei der Wellenzahl 42 - daher T42-Auflösung -, was einem Gaußschen Gitter von 128×64 Gitterpunkten, d.h. einer räumlichen Auflösung von $2,8125^\circ$ in Länge und Breite entspricht.

In der Vertikalen unterscheidet das Modell 19 Schichten. Der Referenzdruck auf Meereshöhe beträgt 101 325 Pa. Das Hybrid-Koordinatensystem geht von rein der Oberfläche folgenden Sigma-Koordinaten in den untersten beiden Schichten unter abnehmender vertikaler Auflösung über auf reine Druck-Koordinaten in den obersten beiden Schichten, wobei die oberste selbst bei 10 hPa liegt.

Zur zeitlichen Integration wird ein semi-implizites Verfahren benutzt. Der Zeitschritt beträgt 24 Minuten. Für den expliziten Teil wird hier das „leap-frog“-Verfahren angewandt; zur Unterdrückung des neben dem physikalischen Mode auftretenden numerischen Modes wird ein Asselin-Zeitfilter verwendet.

Ferner enthält das Modell eine Parametrisierung subskaliger, mit turbulenten und konvektiven Transporten, Kondensation und Strahlung verbundener Prozesse, die Zweistromnäherung zur Beschreibung des Strahlungstransfers unter Berücksichtigung verschiedener Atmosphärgase, Aerosole und Wolken - die wiederum bei ihrer Formation recht umfangreich beschrieben und generell in stratiforme und konvektive Formen unterteilt werden -, ein Schema zur Berücksichtigung von Schwerewellen sowie Gleichungen der Monin-Obukhov-Theorie zur Beschreibung der Vorgänge in der atmosphärischen Grenzschicht.

Ein Fünf-Schichten-Modell zur Bestimmung der Temperaturentwicklung im Boden geht von auf der gesamten Erde identischen Bodeneigenschaften aus. Schneetemperatur, Schneeschmelze, See-Eis-Temperatur sowie die Bodenhydrologie werden dabei auf der Grundlage dreier Reservoirs - Bodenfeuchte, Interzeptionsspeicher und Schnee - berechnet.

Das Modell benötigt als Randbedingungen unter anderem die SSTs, die See-Eis-Bedeckung, eine Gletscher- und eine Land-See-Verteilung und die mittlere Orographie. Diese Größen müssen beispielsweise aus Satelliten- oder Beobachtungsdaten dem jeweiligen Experiment entsprechend abgeschätzt werden. In den hier vorgestellten LGM-Simulationen wurden diese Bedingungen zusammen mit einigen anderen von PMIP vorgegeben (siehe Abschnitt 2.3).

Weitere, gerade bei der Kopplung mit einem Vegetationsmodell entscheidende Randbedingungen sind Albedo, Rauigkeitslänge sowie verschiedene Vegetationsparameter:

Über See wird für die direkte Sonnenstrahlung eine Abhängigkeit der Albedo vom Sonnen-Zenitwinkel berücksichtigt, während der Wert für die diffuse Strahlung dort konstant 0,065 beträgt. Die Hintergrundalbedo über schneefreiem Land stammt aus Satellitenbeobachtungen, wobei nach einer empirischen Korrektur das Minimum bei etwa 15% liegt. Die Oberflächenalbedo über Schnee und Eis hängt ab von der Schneedicke, der Hintergrundalbedo sowie der Schneecalbedo. Diese ist wiederum eine Funktion des Oberflächentyps (Land-Eis, See-Eis, Schnee), der Oberflächentemperatur und des Waldindex, d.h. des waldbedeckten Anteils der Oberfläche eines Gitterelementes. Bei Schneedicken von über 0,01 m nähert sich die Oberflächenalbedo der Schneecalbedo, der Einfluß der Hintergrundalbedo wird zunehmend unwichtig.

Die Rauigkeitslänge z_0 setzt sich über Land aus einem orographie- und einem vegetationsbedingten Anteil zusammen gemäß: $z_0 = \sqrt{z_{0oro}^2 + z_{0veg}^2}$. Über See ist z_0 entsprechend der Charnock-Formulierung abhängig vom Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit. Bei See-Eis wird ein konstanter Wert von 0,001 m angenommen.

Über Land kann jedes Gitterelement folgendermaßen bedeckt sein:

- | | |
|------------------------------------|----------------------------------|
| 1. schneebedeckter Anteil | C_{Sn} |
| 2. mit Wasser benetzter Anteil | $(1-C_{Sn}) * C_L$ |
| 3. mit Vegetation bedeckter Anteil | $(1-C_{Sn}) * (1-C_L) * C_V$ |
| 4. Anteil mit nacktem Boden | $(1-C_{Sn}) * (1-C_L) * (1-C_V)$ |

Für die Kopplung mit einem Vegetationsmodell ist der Vegetationsindex C_V von besonderem Interesse. Dieser bewachsene Anteil der Fläche eines Gitterelementes entspricht i.a. dem klimatologischen Wert C_{VCl} , außer bei trockenen Bedingungen, wenn die Vegetation reduziert ist gemäß

$$C_V = \min\left(C_{VCl}, C_{VCl} * \frac{W_S}{0,4 * W_{SMax}}\right),$$

wobei W_S die Menge des in der Wurzelzone verfügbaren Wassers und W_{SMax} die - hier konstant auf 0,2 m gehaltene- totale Wasserkapazität angibt.

Der Anteil der benetzten Oberfläche C_L ergibt sich nach

$$C_L = \min\left(1, \frac{W_L}{W_{LMx}}\right);$$

W_L ist die prognostische Variable der Wassermenge des Interzeptionsspeichers, also der Menge Wasser, mit der die Blätter und der Boden benetzt werden können. W_{LMx} ist die maximal mögliche Menge und berechnet sich aus

$$W_{LMx} = W_{LMax} [(1 - C_V) + C_V * LAI].$$

Hierbei ist W_{LMax} die maximale Wassermenge, die auf einer Boden- oder Blattschicht gehalten werden kann (hier 0,2 mm), während der Blattflächenindex LAI besagt, wieviele Blattschichten ein senkrecht einfallender Sonnenstrahl auf seinem Weg zur Erdoberfläche im Mittel durchdringen müßte, d.h. er gibt das Verhältnis von effektiver

Blattoberfläche zur darunterliegenden horizontalen Erdoberfläche an, welches im Originalmodell konstant auf $4 \text{ m}^2/\text{m}^2$ gesetzt wird.

Zeitliche Änderungen der Wassermenge des Interzeptionsspeichers W_L sind unter anderem abhängig von der Verdunstung vom mit Wasser benetzten Anteil der Oberfläche und dem Vegetationsindex C_V .

Bei der Berechnung des Transpiration wird eine Verdunstungseffektivität E nach Sellers et al.(1986) berücksichtigt:

$$E = \left[1 + C_h * |\vec{v}_h| * \frac{R_{co}(PAR, LAI)}{F(W_S)} \right]^{-1}.$$

C_h ist der Wärmetransportkoeffizient, \vec{v}_h die Horizontalgeschwindigkeit. R_{co} ist eine Funktion der photosynthetisch aktiven Strahlung PAR (hier 55% der solaren Nettostrahlung am Boden) sowie des Blattflächenindex LAI. F ist eine empirische Funktion der in der Wurzelzone verfügbaren Wassermenge W_S . Der Quotient R_{co}/F beschreibt den stomatären Widerstand. Dieser erreicht seinen Minimalwert R_{co} , liegt W_S über einem kritischen Wert (hier 50% der totalen Wasserkapazität) und wird unendlich, wenn W_S die Wassermenge am Permanenten Welkepunkt (hier 20% der totalen Wasserkapazität) unterschreitet. Ein hoher stomatärer Widerstand bewirkt so eine geringe Transpiration von dem mit Vegetation bedeckten Anteil der Oberfläche eines Gitterelementes. Diese Transpiration führt zusammen mit anderen Größen zu einer zeitlichen Änderung der in der Wurzelzone verfügbaren Wassermenge W_S .

2.3 Das PMIP-Projekt

Die Simulationen der vorliegenden Arbeit knüpfen an die LGM-Simulation des PMIP (siehe Einleitung) an. Innerhalb dieses, im Jahre 1993 ins Leben gerufenen internationalen Projektes wurden mit verschiedenen Klimamodellen unter identischen Randbedingungen bestimmte Paläoklimate simuliert, um so eine Vergleichbarkeit der Qualität der einzelnen Modelle herzustellen.

Im Rahmen dieses Projektes wurden von Lorenz et al.(1996) an der Universität Bremen und am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg Simulationen mit dem ECHAM3-T42-Modell durchgeführt. Diese umfassen jeweils 15 Jahre mit vollem Jahresgang der Einstrahlung. Für die vorliegende Arbeit sind insbesondere die LGM-Simulation mit fester geänderter SST und der Kontroll-Lauf zur Simulation des heutigen Klimas von Interesse. Darüberhinaus wurden aber auch Simulationen für die Jahre 6 000 und 115 000 vor heute durchgeführt.

Die Randbedingungen für die beiden betrachteten Simulationen wurden folgendermaßen von PMIP festgelegt (vergleiche Tab. 1):

Für die LGM-Simulation wurden die im Vergleich zu heute nur schwachen Einstrahlungsänderungen (siehe Abschnitt 1.2) nach Berger (1978) berücksichtigt. Der Wert der Solarkonstanten von 1365 W/m^2 im Kontroll-Lauf wurde auch für das LGM beibehalten. Der Zeitpunkt der Frühlings-Tag-und-Nachtgleichen wurde in allen Läufen auf 12 GMT des 21. März gesetzt.

Aus dem CLIMAP-Datensatz der SSTs im LGM (CLIMAP Project Members (1981)) ergeben sich lediglich Minimal- und Maximalwerte (vergleiche Abschnitt 1.3), die für

die Nordhemisphäre den Monaten Februar und August zugeordnet wurden; der Jahresgang erhielt einen sinusförmigen Verlauf. Die Ausbreitung des See-Eises ergab sich gemäß CLIMAP aus dem Vorkommen bestimmter Plankton-Lebewesen. Zur Parametrisierung der Eisschilde wurde ein überarbeiteter CLIMAP-Datensatz benutzt (siehe Abschnitt 1.1).

Aufgrund der insbesondere durch die Gletscher im LGM veränderten Orographie mußte das initiale Bodendruckfeld den neuen Bedingungen angepaßt werden. Die Oberflächenalbedo über schnee- und eisfreiem Land wurde im LGM gemäß *heutiger* Bedingungen aus dem Kontroll-Lauf beibehalten, nur die Albedo über den Gletschern wurde entsprechend angepaßt. Für die neuen Landpunkte aufgrund einer Meeresspiegelabsenkung von 120 m wurden im LGM als Oberflächenparameter i.a. Mittelwerte der jeweiligen Größe über alle schnee- und eisfreien Punkte desselben Breitenkreises gewählt; lediglich für Vegetationsdaten wurde eine Betrachtung der nächsten Nachbarn - v.a. in Ost-West-Richtung - vorgezogen, wobei auch hier wieder *heutige* Verhältnisse zugrunde gelegt wurden.

Während schließlich der CO₂-Gehalt im Kontroll-Lauf bei 345 ppm lag, wurde im LGM ein Wert von 200 ppm zugrunde gelegt.

Randbedingungen	HEUTE	LGM
Einstrahlung	heutige	21 000 J.v.h.
SST	heutige	CLIMAP
See-Eis	heutige	CLIMAP
Eisschilde	heutige	CLIMAP/Peltier
Orographie	heutige	heutige + Gletscher
Land-See-Verteilung	heutige	heutige - 120 m
Albedo	heutige	heutige + Gletscher
Vegetation	heutige	heutige
CO ₂ [ppm]	345	200

Tabelle 1: Randbedingungen für die PMIP-Simulationen des heutigen Klimas und des LGM (nach Lorenz et al.(1996)).

Da das verwendete ECHAM-Modell eine realistische Wetterdynamik enthält und somit eine starke interannuelle Variabilität herrscht, wurde als repräsentatives Klimamittel des Kontroll-Laufes ein Mittel über fünfzig Jahre genommen. Für das LGM mußte sich das Modell zunächst auf die veränderten Bedingungen einstellen. Daher wurde hier nach einer Einschwingzeit von fünf Jahren ein Mittel über die folgenden zehn Jahre als Gleichgewichtszustand gewählt.

Aufgrund der Vielzahl der für das LGM geänderten Randbedingungen ist es nicht möglich, den Klimaeffekt einzelner Größen genau abzuschätzen. Ein weiteres, im Februar 1996 ins Leben gerufenes Projekt - PMIP2- soll ihren jeweiligen Einfluß auf das Klima näher untersuchen.

3 Botanik

3.1 Biosphäre

Neben der Modellierung der Klimaverhältnisse des LGM geht es in der vorliegenden Arbeit auch um die Ermittlung der zu diesem Klima im Gleichgewicht stehenden Vegetationsverteilung. Das hierbei verwendete Vegetationsmodell berechnet anhand von Klimadaten die globale Verteilung von Biomen. Dieser Begriff soll durch einige Erläuterungen zur Biosphäre verdeutlicht werden (nach Baron et al.(1990), Lerch (1991), Schaefer (1992), Schubert (1984), Walter (1970)):

Die **Biosphäre** ist der vom Leben erfüllte Raum der Erdkugel. Sie umfaßt somit die oberste Schicht der Erdkruste - einschließlich des Wassers- und die unterste Schicht der Atmosphäre. Die Biosphäre wird gebildet aus der Gesamtheit aller Ökosysteme der Erde; analog setzt sich der terrestrische Teil der Biosphäre, die Biogeosphäre, aus der Gesamtheit der terrestrischen Ökosysteme zusammen.

Der Begriff des **Ökosystems** beschreibt das Beziehungsgefüge der Lebewesen untereinander und mit ihrem Lebensraum:

Pflanzenarten kommen auf der Erde in bestimmten Kombinationen, den Pflanzengemeinschaften, vor. Diese Phytozönosen bilden in ihrer Gesamtheit die Vegetation. Zusammen mit den für sie charakteristischen Tieren bezeichnet man sie als *Biozönose*. Eine solche vielfach vernetzte Lebensgemeinschaft von Pflanzen und Tieren kann sich aufgrund ähnlicher Umweltansprüche sowie durch einseitige oder gegenseitige Abhängigkeit in dem betreffenden Lebensraum halten. Diesen Lebensraum bezeichnet man als *Biotop*, bei Pflanzen spricht man häufig auch vom Standort. Er zeichnet sich durch eine bestimmte Größe und eine Beschaffenheit aus, die ihn deutlich von seiner Umgebung trennt. Die Biozönose ist auf die vorherrschenden Umweltfaktoren - wie etwa Klima und Boden, aber auch Tages- und Jahreszeiten - abgestimmt und bildet mit ihnen zusammen ein Ökosystem.

Ökosysteme sind stets offen, d.h. sie stehen in ständigem Stoff- und Energieaustausch mit ihrer Umgebung. Ferner haben sie bis zu einem bestimmten Grad die Fähigkeit zur Selbstregulation. Sie besitzen also die Eigenschaft, durch interne Regulationsmechanismen, wie etwa die Feind-Beute-Beziehung, Störungen zu puffern und dadurch eine gewisse Stabilität zu erlangen. Überschreiten die Störungen eine gewisse Stärke, so können sie zur Vernichtung der Lebensgrundlage verschiedener Elemente des Ökosystems führen. Dadurch würde das Selbstregulierungsvermögen zusammenbrechen und somit das gesamte Ökosystem zugrunde gehen.

Die in einem Ökosystem ablaufenden Prozesse werden durch **Organismen** gesteuert. Diese werden in der Regel in drei Hauptgruppen unterteilt:

Die *Primärproduzenten* leben autotroph, benötigen also zu ihrer Ernährung keine organische Substanz, da sie als einzige Lebewesen in der Lage sind, Sonnenenergie direkt in chemische Energie umzusetzen und dadurch zum Aufbau ihrer Biomasse zu nutzen. Damit ist die Produktion von Biomasse vor allem von der Wasserversorgung

und der Länge der Periode, in der die Photosynthese möglich ist, abhängig. In erster Linie handelt es sich bei den Primärproduzenten um grüne Pflanzen.

Die *Verbraucher* leben heterotroph, benötigen also direkt oder indirekt die durch die Primärproduzenten bereitgestellte Pflanzenmasse zur Aufrechterhaltung ihrer Lebensvorgänge. Dadurch wird ein Teil dieser Pflanzenmasse zum Aufbau tierischer Biomasse durch Sekundärproduktion verwendet.

Destruenten wie Bakterien oder Pilze befinden sich zum größten Teil im Boden und zerstören zunächst den abgestorbenen Pflanzen- oder Tierkörper, um dann die verbleibenden organischen Reste bis auf ihre anorganischen Ausgangsstoffe abzubauen.

So ergibt sich insgesamt ein ständiger Kreislauf der Stoffe. In den meisten Ökosystemen ist die pflanzliche Biomasse um ein Tausendfaches größer als die Masse von Verbrauchern und Destruenten zusammen.

Es existiert keine einheitliche Einteilung und Abgrenzung der Ökosysteme. Lebensgemeinschaften mit ähnlichen ökologischen Bedingungen werden jedoch oftmals zu größeren Ökosystemeinheiten, wie beispielsweise der Tundra oder dem tropischen Regenwald zusammengefaßt. Man spricht dann von Makroökosystemen oder den sogenannten **Biomen**.

Je nach Wuchsform der in einem Biom vorherrschenden Pflanzenarten können die Biome der Biogeosphäre einzelnen Gruppen zugeordnet werden:

- Wald-Biome:

mehr oder minder dicht geschlossene Wälder werden von Bäumen von über 5 m Höhe gebildet; Photosynthese kann außerdem von Kräutern und Gräsern betrieben werden; Blatt- und Holzreste fallen verstärkt während bestimmter Perioden oder auch das ganze Jahr über an;

- Strauch- und Zwergstrauch-Biome:

die oberste Vegetationsschicht wird von mehr oder minder dichtschießenden Sträuchern von bis zu 2 m bzw. von Zwergsträuchern von bis zu 50 cm Höhe gebildet;

- Grasland- und Krautfluren-Biome:

Grasländer können Bäume und Gebüschgruppen in lockerer Verteilung aufweisen; oftmals verhindern jedoch Trockenheit, Kälte oder eine zu kurze Vegetationszeit die Ausbildung der Gehölze;

- Wüsten- und Halbwüsten-Biome:

eine diffuse Verteilung der Vegetation wird in extrem ariden Gebieten durch mangelnde Wasserversorgung der Primärproduzenten verhindert; stattdessen tritt Pflanzenbewuchs nur an lokal begünstigten Stellen auf.

Ferner existiert eine Biomgruppe der Pionierfluren, in der es aufgrund extremer physikalischer Bodeneigenschaften lediglich zur Ausbildung lockerer, oft wüstenähnlicher Bestände kommt.

Die Existenz einzelner Biome kann an verschiedene Bedingungen geknüpft sein. Da das in dieser Arbeit verwendete Vegetationsmodell die Biomverteilung anhand von Klimadaten bestimmt, finden wir im Folgenden ausschließlich Zonobiome - also großflächige Biome, deren Auftreten vor allen Dingen von der großklimatischen Temperatur- und Niederschlagsverteilung bestimmt wird - und Ökotope, die einen Übergangsbereich zwischen anderen Biomen mit besonders angespannten Existenzbedingungen bilden. Tatsächlich können jedoch darüberhinaus besondere ökologische Einheiten existieren, die beispielsweise mit Gebirgen oder extremen Boden- oder Nahrungsverhältnissen verbunden sind.

3.2 Pflanzenökologie

Um die Arbeitsweise des in dieser Arbeit verwendeten Vegetationsmodells besser verstehen zu können, sollen einige Erläuterungen zur Pflanzenökologie, also zu den Wechselwirkungen der Pflanzen untereinander und mit ihrer Umwelt gegeben werden (nach Baron et al.(1990), Lerch (1991), Schaefer (1992), Schubert (1984)):

Entscheidend für die Verbreitung von Pflanzengemeinschaften ist das Zusammenwirken einer Reihe sowohl **innerer Faktoren**, d.h. morphologischer und physiologischer Eigenschaften der Pflanzen wie Wuchsform oder Produktions- und Resistenz-Eigenschaften, als auch **äußerer Faktoren** - *abiotischer* wie Wärme- und Wasserfaktoren, Bodeneigenschaften oder die Land-Meer-Verteilung, sowie *biotischer*, die sich auf die Existenz anderer pflanzlicher und tierischer Organismen begründen.

Diese Faktoren wirken unabhängig oder gekoppelt auf die Pflanze. Eine **Kopplung** kann *primärer* Art sein, wie z.B. die Wirkungen von Licht und Temperatur in vielerlei Hinsicht eine positive Korrelation aufweisen. Sie kann jedoch auch *sekundärer* Art sein, wie z.B. Licht- und Mineralstoff-Angebot, die zwar primär voneinander unabhängig sind, sich sekundär aber doch beeinflussen, wie die Herabsetzung der Photosynthese bei ausreichender Licht- und Wärmezufuhr aber mangelnder Wasserversorgung zeigt.

Die wichtigste Rolle unter den Standortbedingungen spielen zumeist die abiotischen Faktoren. Da das in der vorliegenden Arbeit verwendete Vegetationsmodell auf der Eingabe von Klimadaten beruht, soll hier in erster Linie der Einfluß des Klimas beschrieben werden:

Aktive Lebensvorgänge der Pflanzen können meist nur bei Temperaturen zwischen -5 und $+55^{\circ}\text{C}$ stattfinden. Entscheidend ist die Temperaturabhängigkeit der Photosynthese-Prozesse. Die für die Stoffbildung ausschlaggebende Netto-Photosynthese kann je nach Pflanze Temperaturoptima mit Unterschieden von einigen 10°C aufweisen. Die meisten Pflanzen benötigen zum Wachstum Temperaturen von über 5°C .

Insbesondere der Wärmebedarf einzelner Pflanzen hängt stark von ihrem jeweiligen Entwicklungsstadium ab:

Viele Pflanzen der Jahreszeitenklimate durchlaufen in für sie ungünstigen Zeiten Ruheperioden. Die Einleitung von Sommer- und Winterruhe hängt von den Einstrahlungsbedingungen und dem Erreichen artspezifischer Temperaturschwellenwerte ab. Die Reaktivierung von Genen und Enzymen beim Austrieb kann außer an die Temperaturen in wechselfeuchten Gebieten auch an das Einsetzen der Niederschläge gebunden sein. Auch für das Streckungswachstum und das Eintreten in das reproduktive Stadium sind ausreichende Licht- und Temperaturbedingungen notwendig: Während sich viele Pflanzen der Hochgebirge schon bei 0°C weiterentwickeln können, müssen dazu in den Tropen oft erst Temperaturen von 12–15°C überschritten werden.

Einige Pflanzen benötigen eine kalte Periode für die nachfolgende Blütenbildung, man spricht von einem **Vernalisationseffekt**: So brauchen Waldpflanzen gemäßiger Breiten eine Kälteperiode mit Temperaturen von unter 5°C, für einige Koniferen liegt die Grenze bei –2°C. Besonders hohe Wärmeansprüche stellen die meisten Pflanzen während der Fruchtbildung und der Samenreife. Die Temperaturen für optimale Keimbedingungen liegen beispielsweise in den gemäßigten Breiten bei 15–25°C, in den Tropen und Subtropen hingegen bei 30–40°C. Weitere Faktoren können neben der Licht- und Wasserversorgung auch der Bodenchemismus, im Boden enthaltene Gase oder biotische Faktoren sein. Für den Laubfall schließlich sind sowohl geringe Nachttemperaturen als auch eine verkürzte Tageslänge von Bedeutung.

Somit weisen Pflanzenarealgrenzen häufig einige Ähnlichkeit mit Klimalinien auf. Besonders oft betrachtet wird dieser Zusammenhang anhand der Januar- und Juli-Isothermen. Die polare bzw. alpine Baumgrenze läßt sich recht gut anhand von Temperatursummen, d.h. anhand der Summen der Grade oberhalb von zum Wachstum benötigten artspezifischen Mindesttemperaturen rekonstruieren.

Der Tatsache, daß während des Lebenszyklus einer Pflanze die entscheidenden Standortfaktoren nur selten optimal wirksam sind, versuchen die Pflanzen durch Optimierung der wesentlichen Entwicklungsstadien zu begegnen. Die Anpassung kann von kurzzeitigen, reversiblen Reaktionen bis hin zu evolutiven Umbildungen reichen.

Bei der Annäherung an gewisse Grenzbereiche des Lebens unterliegt die Pflanze einem Streß, sie muß also eine Möglichkeit finden, lebenswichtige Prozesse ohne stärkere Störung bzw. nachfolgende Schädigung zu stabilisieren. Werden jedoch bestimmte artspezifische Schwellenwerte über- oder unterschritten, so kann das bis hin zum völligen Absterben der Pflanze führen.

Entscheidend ist in solchen Extrembereichen das Aufrechterhalten der Funktion des Protoplasmas, also der lebenden Substanz in den Zellen der Lebewesen. Im Bereich von Temperaturextremen kann eine Pflanze je nach Typ, Altersstadium und Organ eine gewisse Temperatur-**Resistenz** entwickeln:

Kälteresistenz entsteht beispielsweise durch die Fähigkeit des Protoplasmas zur Unterkühlung aufgrund einer Erhöhung der Konzentration osmotisch wirksamer Substanzen, wie etwa in den ruhenden Knospen der laubabwerfenden Bäume der gemäßigten Breiten, durch teilweise Entwässerung der Zellen, was z.B. Blätter und Knospen vieler Koniferen Temperaturen von bis zu –60°C überleben läßt (manche Koniferen scheinen sogar unbegrenzt kältebeständig zu sein), durch Gefrieren des Wassers außerhalb der Zellen oder auch durch Abwerfen der Blätter, wie bei den Bäumen der gemäßigten Breiten. Während die meisten tropischen Waldpflanzen schon bei Temperaturen um

den Gefrierpunkt absterben, können die meisten immergrünen Bäume und Büsche der gemäßigten Breiten durchaus Temperaturen von -15°C aushalten, ehe sie ihre Blätter verlieren. Bei Samen liegen die Schwellenwerte der Kälteresistenz zwischen dem Gefrierpunkt und ca. -200°C . Hitzeresistenz kann etwa durch Erhöhung der Widerstandsfähigkeit der Eiweißkörper gegen Wärme bis zu Temperaturen von über 90°C reichen. Außer Temperaturresistenzen existieren beispielsweise auch Dürre- oder Salzresistenzen.

Neben den zahlreichen anderen Faktoren sind es somit vor allem verschiedene Elemente des Makroklimas wie Licht, Wärme oder Wasser, die die pflanzliche Entwicklung beeinflussen. Es kommt dadurch zur Ausbildung eines Bestandesklimas, das sich innerhalb vielschichtiger Pflanzenbestände aus den verschiedenen Mikroklimaten zusammensetzt.

Diese Mikroklimata nehmen ihrerseits einen - wenngleich geringeren- Einfluß auf das Makroklima. Mit derartigen Wechselwirkungen zwischen Vegetation und Standortfaktoren beschäftigt sich der Teilbereich der Synökologie.

4 Modellierung der Vegetation

4.1 Klimaklassifikationen und Vegetationsmodelle

Ein globaler Zusammenhang zwischen Klima- und Vegetationsbereichen ist seit langem bekannt. So wurden zahlreiche Versuche unternommen, diesen Zusammenhang zu beschreiben und einzelne Bereiche zu klassifizieren. Derartige Zuordnungen bilden auch die Grundlage für verschiedene Vegetationsmodelle:

Einer der ersten Versuche einer systematischen Ordnung der Klimate wurde von **W. Köppen** (1923) unternommen. Obwohl als reine Klimaklassifikation gedacht, stimmen die Grenzen in etwa mit beobachteten Vegetationsgrenzen überein und werden mit Hilfe pflanzenrelevanter Klimafaktoren - v.a. Monatsmitteln von Lufttemperatur und Niederschlag- beschrieben. Diese Klassifikation wird in modifizierter Weise bis heute angewandt, etwa um den von Atmosphärenmodellen simulierten Klimawerten eine Vegetation zuzuordnen (Guettner und Kutzbach (1990), Lohmann et al.(1993)).

Ein 1947 veröffentlichtes Schema von **L.R. Holdridge** (siehe Prentice et al. (1992)) soll Klima und potentielle natürliche Vegetation miteinander korrelieren. Grundlegende Faktoren sind hierbei Jahresniederschlag und Temperatur der Wachstumszeit. Auch diese Klassifikation wurde erst 1990 von Prentice überarbeitet.

Eine neuere Klassifizierung stammt von **E.O. Box** aus dem Jahre 1981 (siehe Prentice et al. (1992)). Da es unmöglich sei, die Reaktion jedes einzelnen Organismus auf die ihn umgebenden Klimabedingungen zu beschreiben, faßte Box verschiedene Pflanzenarten, die in ähnlicher Weise auf Umwelteinflüsse reagieren, zu insgesamt 90 Pflanzenfunktionstypen zusammen. Die Existenz dieser Pflanzenfunktionstypen macht er abhängig von der Toleranz - d.h. von minimal und maximal erträglichen Werten - gegenüber verschiedenen Klimavariablen, wie der Größe und Saisonalität von Temperatur und Niederschlag oder einem Feuchteindex, der das Verhältnis von Niederschlag zu potentieller Evapotranspiration beschreiben soll. Eine Dominanzhierarchie bestimmt schließlich die potentiell dominanten Pflanzenfunktionstypen.

Obwohl diesem Schema Klimatoleranzen der Vegetation zugrunde liegen, gründet es sich auf eine für heutige Verhältnisse beobachtete Korrelation zwischen Klima und Vegetation und weniger auf die Umsetzung pflanzeninterner Mechanismen. Aus der Verbreitung einer Art kann man jedoch nicht auf ihre physiologischen Ansprüche schließen. So können beispielsweise die Pflanzen von den für sie günstigeren Standorten durch stärkere Konkurrenten verdrängt worden sein (Walter (1970)). Unter geänderten Klimabedingungen kann sich auch dieses Konkurrenzverhalten ändern. So erscheint eine Berücksichtigung physiologischer Mechanismen bei einer Klassifizierung notwendig, soll diese auch auf andere als heutige Klimate sinnvoll angewandt werden.

Ogleich derartige Zusammenhänge schon lange Zeit bekannt waren, wurden erst 1987 von **Woodward** Modelle auf Grundlage rein physiologischer Vorgänge innerhalb der Pflanzen entwickelt. Klimatoleranzen werden nur dann berücksichtigt, wenn sie

physiologisch erklärbar sind und führen zur Definition verschiedener Pflanzenfunktionstypen. Diese wiederum bedingen das Auftreten einiger weniger, von Woodward definierter Biome, die nach Prentice et al. (1992) die globale Vegetationsverteilung gut wiedergeben.

4.2 Das BIOME-Modell

Auch in der vorliegenden Arbeit soll einem globalen Klimazustand eine Vegetationsverteilung zugeordnet werden. Dies geschieht anhand des BIOME-Modells von Prentice et al. (1992):

Es handelt sich um ein Vorhersagemodell für die potentielle natürliche Vegetation, also für den Zustand der Vegetation, der unter den gegebenen Umweltbedingungen in dem betrachteten Gebiet vorherrschen würde, wenn die Vegetation sich ohne weitere menschliche Einflußnahme bis zu ihrem Endzustand entwickeln könnte (Schaefer (1992)).

Das BIOME-Modell gründet sich einerseits auf das Modell von Box, von dem die Idee der endlichen Zahl von Pflanzenfunktionstypen entsprechend spezieller Toleranzwerte und einer Dominanzhierarchie übernommen wurde, und andererseits auf das Modell von Woodward mit seinen rein physiologisch bestimmten Grenzwerten für das Auftreten von einigen wenigen Pflanzenfunktionstypen bzw. Biomen. Im Gegensatz etwa zum Holdridge-Schema wurde also versucht, das Modell so mechanistisch wie es bei der gegebenen geringen Informationsmenge möglich ist zu gestalten und die einfachen Korrelationen früherer Klimaklassifikationen zu vermeiden.

Das BIOME-Modell ist das einfachste denkbare Vegetationsmodell: Zum einen berücksichtigt es bei der Vorhersage der Vegetation als Klima-Eingabedaten lediglich Temperatur-, Niederschlags- und Einstrahlungswerte als Monatsmittel; zum anderen beschränkten sich Prentice et al. auf nur 14 verschiedene Pflanzenfunktionstypen, da eine genauere Unterscheidung wegen mangelnder Kenntnisse derzeit nicht gerechtfertigt sei.

Die Anzahl der Klimavariablen wurde durch die Notwendigkeit, Werte dieser Variablen aus globalen Klimadaten genügend hoher Auflösung zu bestimmen, begrenzt. So ergaben sich die in Tabelle 2 aufgeführten Größen. Toleranzwerte wurden für die einzelnen Pflanzenfunktionstypen nur bei Kenntnis der dazugehörigen physiologischen Mechanismen angegeben. Da diese Zusammenhänge nicht überall bekannt waren, weist die Tabelle einige Lücken auf.

Bei den Klimavariablen handelt es sich um folgende Größen:

Mitteltemperatur des kältesten Monats:

Woodward konnte eine gute Übereinstimmung zwischen *absolutem Temperaturminimum* T_{min} und den kontinentalen Grenzen verschiedener Pflanzenspezies in Europa zeigen (siehe Prentice et al. (1992)). Dies bedeutet, daß unterhalb gewisser Temperaturen die pflanzeneigenen Kältetoleranz-Mechanismen versagen (siehe Abschnitt 3.2). Da weltweit Werte von T_{min} nicht in genügend hoher Auflösung vorhanden sind, be-

Pflanzenfunktionstyp	T_C	T_C	GDD ₅	GDD ₀	T_W	α	α	D
	min	max	min	min	min	min	max	
<u>Bäume</u>								
tropische immergrüne Bäume	15,5					0,80		1
tropische laubabwerfende Bäume	15,5					0,45	0,95	1
warmgemäßigte immergrüne Bäume	5,0					0,65		2
gemäßigte sommergrüne Bäume	-15,0	15,5	1 200			0,65		3
kühlgemäßigte Nadelbäume	-19,0	5,0	900			0,65		3
boreale immergrüne Nadelbäume	-35,0	-2,0	350			0,75		3
boreale sommergrüne Bäume		5,0	350			0,65		3
<u>sonstiges</u>								
Hartlaubgewächse/Sukkulenten	5,0					0,28		4
warme Steppengräser und-sträucher					22	0,18		5
kühle Steppengräser und-sträucher			500			0,33		6
kalte Steppengräser und-sträucher				100		0,33		6
Gewächse der heißen Wüste					22			7
Gewächse der kalten Wüste				100				8
Kältewüste								9

Tabelle 2: Klimatoleranzwerte der im BIOME-Modell verwendeten Pflanzenfunktionstypen: Mitteltemperatur des kältesten Monats (T_C), Temperatursummen (GDD_{T_0}), Mitteltemperatur des wärmsten Monats (T_W), Feuchteverfügbarkeit (Priestley-Taylor-Koeffizient α) und Dominanzklasse (D (niedrige Werte bedeuten große Dominanz)) (nach Prentice et al. (1992)).

schränkt sich das Modell auf die Verwendung der *mittleren Temperatur des kältesten Monats* T_C . Es wurde aus einem globalen Datensatz von ca. 2 000 Stationen die folgende Regressionskurve erstellt: $T_{min} = 0,006 T_C^2 + 1,316 T_C - 21,9$ (mit T in °C). Bei Kenntnis der minimal tolerierbaren Temperatur jedes einzelnen Pflanzenfunktionstyps kann so die dazugehörige *untere* tolerierbare Grenze der Mitteltemperatur des kältesten Monats $T_C(\min)$ berechnet werden.

Der Vernalisationseffekt (siehe Abschnitt 3.2) wird im Modell durch die *obere* tolerierbare Grenze der Mitteltemperatur des kältesten Monats $T_C(\max)$ berücksichtigt.

Temperatursummen:

Für die Lage etwa der polaren bzw. alpinen Baumgrenze ist ein Maß für die über das Jahr angesammelte Wärme entscheidend (siehe Abschnitt 3.2). Bezeichnet man mit T_0 die Minimaltemperatur für pflanzliches Wachstum, so ergeben sich als ein solches Maß die sogenannten *growing degree days* gemäß:

$$GDD_{T_0} = \int (T - T_0) dt \quad (\text{mit } T > T_0).$$

Bei den Temperaturen handelt es sich um Tageswerte, die im BIOME-Modell aus den eingelesenen Monatsmitteln bestimmt werden müssen.

Während für Bäume sowie Gräser und Sträucher der gemäßigten Breiten ein Schwellenwert von 5°C gewählt wurde, können die Pflanzen der Tundra und der Kältewüsten

bei geringeren Temperaturen Photosynthese betreiben, so daß man hier die Grenze bei 0°C annahm. Die Werte der GDD_{T_0} für die einzelnen Pflanzenfunktionstypen ergaben sich aus dem Vergleich globaler GDD_{T_0} -Karten mit Karten der heutigen Vegetationsverteilung nach Olson et al.(1983).

Mitteltemperatur des wärmsten Monats:

Für die Verifizierung des BIOME-Modells wurden dessen Ergebnisse mit der von Olson et al.(1983) ermittelten Vegetationsverteilung verglichen. Zur Vereinfachung dieses Vergleiches wurde im Modell die Mitteltemperatur T_W des wärmsten Monats als Unterscheidungskriterium eingeführt, um so die von Olson et al. vorgenommene Unterteilung der Steppen und Wüsten nachvollziehen zu können.

Feuchteverfügbarkeit:

Als Maß für die Feuchteverfügbarkeit wird der Priestley-Taylor-Koeffizient α verwendet (vergleiche Prentice et al. (1993)):

Die **Gleichgewichts-Evapotranspirationsrate** beschreibt die Rate, mit der Messungen zufolge über verschiedenen Oberflächen bei ausreichender Wasserversorgung im Mittel über den Tag verdunstet wird (McNaughton (1976)). Diese Rate ist eine reine Funktion der Nettostrahlung.

Im Modell wird die langwellige Strahlung vor allem durch den Bedeckungsgrad und die Temperatur in zwei Metern Höhe bestimmt. Zur Ermittlung der kurzwelligen Strahlung werden neben dem Bedeckungsgrad und der kurzwelligen Albedo auch die Exzentrizität, der Tag des Perihels sowie die Neigung der Erdachse berücksichtigt (siehe Abschnitt 1.2).

Die Gleichgewichts-Evapotranspirationsrate bezeichnet somit den Wasserbedarf. Diesem steht die Wasserversorgung gegenüber:

Die *Feldkapazität* beschreibt bei vegetationslosem Boden den maximalen Gehalt an Haftwasser, also an dem Teil des Bodenwassers, der in den oberen Bodenschichten bei freiem Wasserdurchfluß festgehalten wird. Sie ist damit ein Maß für die Wasserhaltekapazität des Bodens.

Entscheidend für das Pflanzenwachstum ist, wieviel von dem im Boden vorhandenen Wasser die Pflanze ausnutzen kann. Bei Landpflanzen wird das Wasser im Boden festgehalten, was bedeutet, daß die Pflanze eine Bodensaugkraft überwinden müssen. Ihre eigene Wurzelsaugkraft vermag es jedoch nicht, dem Boden seine gesamte Feuchtigkeit zu entziehen, sondern lediglich einen gewissen Anteil. Die Bodensaugspannung, bei der die Wurzeln wegen zu geringer Wurzelsaugspannung kein Wasser mehr aufnehmen können, bezeichnet man als *Permanenter Welkepunkt*.

Somit beschreibt der Wassergehalt zwischen der Feldkapazität und dem Gehalt bei Erreichen des Permanenten Welkepunktes den pflanzenverfügbaren Anteil; diese Differenz nennt man *nutzbare Feldkapazität* (Lerch (1991), Schaefer (1992)).

Die Integration der Feldkapazität über die effektive Wurzeltiefe führt zur *totalen Wasserkapazität*, wie sie in das ECHAM-Modell eingeht (siehe Abschnitt 2.2). Eine ent-

sprechende Integration der nutzbaren Feldkapazität führt zur *totalen nutzbaren Wasserkapazität*, die gegebenenfalls als globales Feld in das BIOME-Modell eingelesen werden kann. Diese Wassermengen spiegeln somit den Einfluß verschiedener Bodentypen wider.

Die Wasserversorgung wird im Modell als lineare Funktion der vorhandenen Bodenwassermenge angenommen. Sie entspricht der maximalen Evapotranspirationsrate von 1 mm/h von gesättigtem Boden bei hoher Nachfrage, wenn die Bodenwassermenge den Wert der totalen nutzbaren Wasserkapazität erreicht.

Die vorhandene *Bodenwassermenge* des jeweiligen Tages ergibt sich ihrerseits nach Berücksichtigung der Niederschläge und der aktuellen Verdunstung des Vortages; dabei gehen Wassermengen oberhalb der totalen nutzbaren Wasserkapazität als Abfluß dem System verloren (Um im Jahresverlauf eine mögliche Abhängigkeit von der anfänglichen Bodenwassermenge auszuschalten, wird diese im BIOME-Modell am ersten Tag des ersten Jahres auf den Wert der totalen nutzbaren Wasserkapazität gesetzt und anschließend iteriert, bis Konvergenz eintritt, bis also die Feuchte des letzten Tages des Jahres sich vom entsprechenden Wert des Vorjahres um weniger als einen bestimmten Epsilon-Wert (hier 1 mm) unterscheidet.).

Somit hängt es von der Wasserversorgung ab, ob die **aktuelle Evapotranspirationsrate** die Rate der Gleichgewichtsverdunstung erreichen kann.

Zur Ermittlung täglicher Verdunstungswerte wird im Falle des Bedarfs ein sinusförmiger Tagesgang zugrunde gelegt.

Die täglichen Werte von aktueller und Gleichgewichts-Evapotranspiration werden über das Jahr aufaddiert. Setzt man die beiden Größen ins Verhältnis, so erhält man mit dem **Priestley-Taylor-Koeffizienten** α ein integrales Maß für die Feuchte, die einer Pflanze im Verlauf des Jahres zur Verfügung steht.

Den Pflanzenfunktionstypen des BIOME-Modells werden schließlich - wiederum anhand der Karten von Olson et al.(1983) - minimal tolerierbare Werte von α zugeordnet; einzig für den tropischen Monsunwald wird auch eine entsprechende maximale Grenze festgelegt.

Dominanzhierarchie:

Durch einen Vergleich der für die einzelnen Pflanzenfunktionstypen angegebenen Toleranzwerte mit den an einem Punkt vorherrschenden klimatischen Bedingungen kann bestimmt werden, welche Typen an jenem Punkt auftreten könnten. Um die Konkurrenz verschiedener Pflanzenfunktionstypen untereinander zu simulieren und einen Vergleich mit anderen Karten der globalen Vegetationsverteilung - wie der von Olson et al.(1983) - zu erleichtern, werden die dominierenden Typen anhand einer künstlich eingeführten Dominanzhierarchie ermittelt. Die dominanten Pflanzenfunktionstypen werden abschließend zur Bestimmung des vorliegenden Biomtyps zusammengefaßt (siehe Tab. 3).

Die vom BIOME-Modell bestimmte, mit den angegebenen Klimawerten im Gleichgewicht stehende Vegetationsverteilung kann zur Veranschaulichung in Form von glo-

Biom	Pflanzenfunktionstypen
1 tropischer Regenwald	tropische immergrüne Bäume
2 tropischer Monsunwald	tropische immergrüne Bäume tropische laubabwerfende Bäume
3 tropischer Trockenwald/Savanne	tropische laubabwerfende Bäume
4 warmtemperierter immergrüner Wald	warmgemäßigte immergrüne Bäume
5 warmgemäßigter sommergrüner Wald	gemäßigte sommergrüne Bäume kühlgemäßigte Nadelbäume boreale sommergrüne Bäume
6 kühlgemäßigter Mischwald	gemäßigte sommergrüne Bäume kühlgemäßigte Nadelbäume boreale immergrüne Nadelbäume boreale sommergrüne Bäume
7 kühlgemäßigter Nadelwald	kühlgemäßigte Nadelbäume boreale immergrüne Nadelbäume boreale sommergrüne Bäume
8 Taiga	boreale immergrüne Nadelbäume boreale sommergrüne Bäume
9 kaltgemäßigter Mischwald	kühlgemäßigte Nadelbäume boreale sommergrüne Bäume
10 Waldtundra	boreale sommergrüne Bäume
11 xerophytischer Busch	Hartlaubgewächse/Sukkulenten
12 Trockensteppe	warme Steppengräser und -sträucher
13 Wiesen-/Waldsteppe	kühle Steppengräser und -sträucher kalte Steppengräser und -sträucher
14 Tundra	kalte Steppengräser und -sträucher
15 heiße Wüste	Gewächse der heißen Wüste
16 kalt-aride Halbwüste	Gewächse der kalten Wüste
17 polare Kältewüste	Kältewüste

Tabelle 3: Zuordnung der Pflanzenfunktionstypen zu den im BIOME-Modell verwendeten Biomen (nach Prentice et al.(1992)).

balen Biomkarten dargestellt werden.

Das BIOME-Modell ist als statisches Modell nicht in der Lage, den zeitlichen Ablauf der aus einer Klimaveränderung resultierenden Verschiebung der Vegetationszonen zu beschreiben. Daher muß für eine sinnvolle Anwendung des Modells vorausgesetzt werden, daß die tatsächliche Vegetation genügend Zeit hatte, sich auf die veränderten klimatischen Bedingungen einzustellen, wie dies etwa für das LGM allgemein angenommen wird.

5 Kopplung der Modelle

Vegetationsmodelle können die mit den angegebenen Klimawerten - welche beispielsweise aus Atmosphärenmodellen stammen - im Gleichgewicht stehende Vegetationsverteilung bestimmen (siehe auch Claussen (1996a)). Auf diese Weise wird versucht, den Einfluß des Klimas auf die Vegetation zu simulieren. Umgekehrt nimmt auch die Vegetation Einfluß auf das großräumige Klima. Um auch diesen Zusammenhang bei Simulationen zu erfassen, erscheint es sinnvoll, Atmosphären- und Vegetationsmodelle miteinander zu koppeln, wie dies auch in der vorliegenden Arbeit getan wurde.

Das Prinzip soll anhand der Kopplung der in dieser Arbeit verwendeten Modelle - des ECHAM3-T42-Atmosphärenmodells und des BIOME-Modells - verdeutlicht werden (siehe Abb. 5).

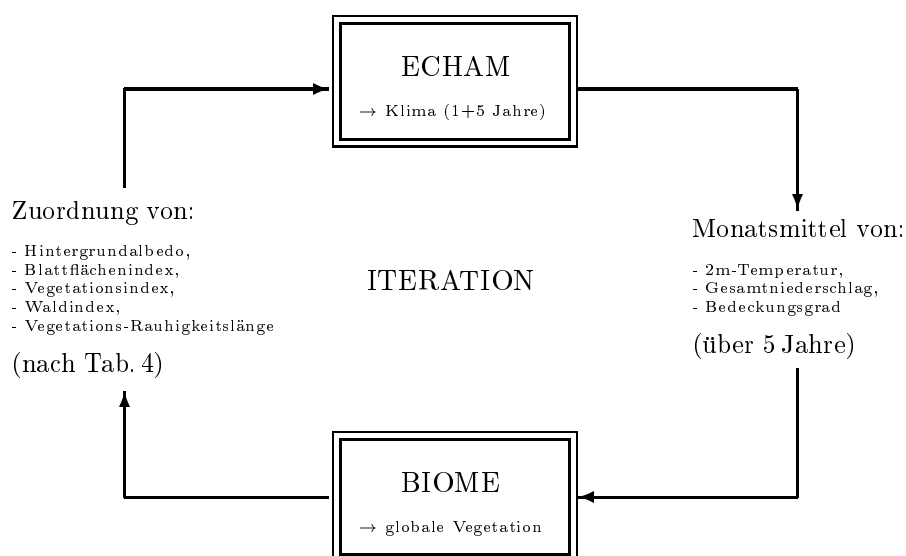


Abbildung 5: Schema der Kopplung von ECHAM- und BIOME-Modell.

Als Eingabedaten für das BIOME-Modell werden die vom ECHAM-Modell simulierten Monatsmittelwerte der Temperatur in zwei Metern Höhe, der Summe aus großskaligem und konvektivem Niederschlag und des Bedeckungsgrades als Maß für die Sonneneinstrahlung verwendet. Darüberhinaus besteht die Möglichkeit, ein Feld der totalen nutzbaren Wasserkapazität in das BIOME-Modell einzulesen (siehe Abschnitt 4.2). Für Simulationen anderer als heutiger Klimate müssen die Land-Meer-Verteilung und die orbitalen Parameter den jeweiligen Bedingungen angepaßt werden.

Die heiße Wüste (siehe Tab. 3) wird in eine Trocken- bzw. Halbwüste sowie eine Sandwüste unterteilt und somit ein 18. Biom eingeführt: Claussen (1996b) machte deutlich, daß zwar der Durchschnittswert der Wüstenalbedo bei 28% liegt, daß jedoch etwa bei einer sehr feinen Sandwüste oder extrem trockenen Bedingungen auch Werte von

über 40% erreicht werden können. Da dieser Unterschied Einfluß auf das von ihm mit dem ECHAM-Modell simulierte Klima hatte, wird nun überall dort, wo etwa die Satellitendaten nach ERBE (Earth Radiation Budget Experiment; siehe Claussen et al. (1994)) eine Albedo von über 30% angeben, anstelle der Trocken- bzw. Halbwüste die hellere Sandwüste angenommen; diese weist praktisch keine Anzeichen von Vegetation auf. Diese Unterteilung ergibt sich somit *nicht* aus den klimatischen Gegebenheiten, sondern allein aus der heutigen Bodenbeschaffenheit. Bei Simulationen anderer als heutiger Klimate setzt man also voraus, daß diese Bodenbeschaffenheit unverändert bleibt.

Mit dem derart modifizierten BIOME-Modell wird die zum Klima im Gleichgewicht stehende Biomverteilung bestimmt.

In das ECHAM-Modell geht die Vegetation über verschiedene Oberflächenparameter ein (siehe Abschnitt 2.2). Diese Parameter können im ungekoppelten Modell nicht an eine veränderte Vegetationsverteilung angepaßt werden. Um die Kopplung zu vervollständigen, werden zunächst den einzelnen Biomen entsprechend Claussen (1996b) die Werte für die Hintergrundalbedo α_V , den Blattflächenindex LAI, den Vegetationsindex C_V , den Waldindex C_F sowie für die Rauigkeitslänge der Vegetation z_{0veg} zugeordnet (siehe Tab. 4).

Biom	α_V	LAI	C_V	C_F	z_{0veg}
1 tropischer Regenwald	0,15	9,30	0,98	0,98	2,000
2 tropischer Monsunwald	0,15	6,00	0,91	0,82	2,000
3 tropischer Trockenwald/Savanne	0,15	3,59	0,76	0,58	0,360
4 warmtemperierter immergrüner Wald	0,15	7,62	0,95	0,79	0,716
5 warmgemäßiger sommergrüner Wald	0,16	5,20	0,88	0,65	1,000
6 kühlgemäßiger Mischwald	0,15	3,80	0,78	0,54	1,000
7 kühlgemäßiger Nadelwald	0,15	9,20	0,97	0,97	1,000
8 Taiga	0,15	4,80	0,85	0,77	0,634
9 kaltgemäßiger Mischwald	0,15	3,80	0,78	0,54	1,000
10 Waldtundra	0,15	4,80	0,85	0,77	0,634
11 xerophytischer Busch	0,18	4,33	0,82	0,19	0,111
12 Trockensteppe	0,20	1,50	0,45	0,00	0,100
13 Wiesen-/Waldsteppe	0,19	1,98	0,55	0,00	0,055
14 Tundra	0,17	2,24	0,59	0,06	0,033
15 Trocken-/Halbwüste	0,20	0,45	0,16	0,00	0,004
16 kalt-aride Halbwüste	0,20	0,50	0,18	0,00	0,005
17 polare Kältewüste	0,17	0,00	0,00	0,00	0,001
18 Sandwüste	0,35	0,00	0,00	0,00	0,004

Tabelle 4: Zuordnung der im ECHAM-Modell verwendeten Oberflächenparameter zu den im BIOME-Modell angegebenen Biomen: Hintergrundalbedo (α_V), Blattflächenindex (LAI), Vegetationsindex (C_V), Waldindex (C_F) und Rauigkeitslänge der Vegetation (z_{0veg} [m]) (nach Claussen (1996b)).

Anhand dieser Oberflächenparameter erscheint folgende Unterteilung der Biome (ähnlich Abschnitt 3.2) naheliegend:

- Waldbiome (Biome 1–10) haben eine geringe Hintergrundalbedo von maximal 16%, hohe Vegetationsdaten und eine - bis auf tropischen Trockenwald bzw. Savanne - hohe Rauigkeitslänge der Vegetation von über 63,4 cm ;
- Wiesenbiome (Biome 11–14) besitzen im Vergleich zu den Waldbiomen eine höhere Albedo von bis zu 20% bei deutlich geringeren Vegetationsdaten; auch wenn der xerophytische Busch (Biom 11) von seinem Blattflächen- bzw. Vegetationsindex her eher zu den Waldbiomen paßt, wird er aufgrund seiner Hintergrundalbedo hier zu den Wiesenbiomen gezählt;
- dunkle Wüstenbiome (Biome 15–17) ähneln in ihrer Albedo in etwa den Wiesenbiomen, haben jedoch extrem niedrige Vegetationsdaten;
- helle Wüste (Biom 18) hat mit 35% eine außergewöhnlich hohe Albedo und zeigt nahezu keine Vegetation mehr.

Die Hintergrundalbedo der polaren Kältewüste kann auf einen Wert von nur 17% gesetzt werden, da das ECHAM-Modell sie bei Eisbedeckung automatisch anpaßt und die Größe bei Schneehöhen von über 0,01 m ohnehin unwichtig wird. Der Minimalwert der Hintergrundalbedo von 15% entspricht dem Minimalwert im ECHAM-Modell (siehe Abschnitt 2.2). Eine Unterscheidung der verschiedenen Waldbiome anhand ihrer Albedo ist somit nicht möglich.

Während diese Parameter im reinen ECHAM-Modell an jedem Landpunkt für alle Zeiten konstant auf die heutigen Werte gesetzt wurden - der Blattflächenindex wurde sogar *global* konstant auf $4 \text{ m}^2/\text{m}^2$ gehalten -, werden sie bei der Kopplung entsprechend der zugrundeliegenden Biomverteilung in das Atmosphärenmodell eingelesen.

Nachdem sich das Klima dort auf die geänderten Verhältnisse eingestellt hat, pendelt es sich in der Regel auf ein Gleichgewicht ein. Das BIOME-Modell berechnet in der beschriebenen Weise wiederum die zu diesem Klima im Gleichgewicht stehende Vegetationsverteilung, mit deren Oberflächenparametern erneut das Klimamodell betrieben wird. Jeder einzelne Umlauf dieses asynchron gekoppelten Modells wird im Folgenden als eine Iteration bezeichnet.

Nach Claussen (1994) empfiehlt es sich, aufgrund des Einschwingvorganges das erste Jahr einer jeden Klimasimulation außer acht zu lassen und ein Mittel der darauffolgenden fünf Jahre als neue Eingabedaten für das BIOME-Modell zu benutzen. Seine Studien für heutiges Klima zeigten, daß dies ein ausreichender Zeitraum ist, um interannuelle Schwankungen, wie sie insbesondere bei der Temperatur des kältesten und des wärmsten Monats auftreten, weitgehend auszuschließen, daß aber eine noch längere Mittelung keine nennenswerten Vorteile mit sich bringt, den Rechenaufwand also nur unnötig erhöht. Nach mehreren Iterationen erreicht das gekoppelte Modell im allgemeinen einen Zustand, in dem Klima und Vegetation miteinander im Gleichgewicht stehen. Hier soll das bedeuten, daß sich über einen bestimmten Zeitraum hinweg kein Trend in der Entwicklung der globalen Biomflächen feststellen läßt (siehe Abschnitt A.2). Aus den Klimamitteln von jeweils fünf Jahren jeder einzelnen Iteration können Biomkarten erstellt werden, ebenso wie aus einem Klimamittel über alle trendfreien Iterationen, was die Gleichgewichts-Biomverteilung der gesamten Simulation wiedergeben würde.

Teil II

Die Experimente

6 Durchführung der Experimente

6.1 Das gekoppelte ECHAM–BIOME–Modell

Ein Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine verbesserte Simulation der Klima- und Vegetationsverhältnisse des LGM. Frühere Erfahrungen sollen dabei helfen:

Im Rahmen von PMIP (siehe Abschnitt 2.3) wurde mit dem ECHAM3-T42-Modell unter anderem eine Simulation des Klimas im holozänen Optimum (6 000 J.v.h.) durchgeführt. Die nach dem BIOME-Modell (siehe Abschnitt 4.2) zu den simulierten Bedingungen im Gleichgewicht stehende Vegetationsverteilung wich in manchen Regionen von den geologischen Rekonstruktionen ab.

Gayler (1995) konnte zeigen, daß das gekoppelte ECHAM-BIOME-Modell (siehe Kap. 5) in der Lage ist, Klima und Vegetation jener Zeit realistischer zu simulieren als das reine Atmosphärenmodell. Es stellte sich insbesondere eine auch von den Geologen beschriebene bewachsene Westsahara ein. Die unzureichenden Ergebnisse der PMIP-Simulation wurden auf eine Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Biosphäre zurückgeführt, die vom ECHAM-Modell allein nicht erfaßt werden konnte.

Betrachtet man die zum 10-Jahres-Mittel der PMIP-Simulation des LGM (diese wird im Folgenden **PLGM** genannt) im Gleichgewicht stehende Vegetationsverteilung, so erkennt man ebenfalls einige Unterschiede zu den geologischen Rekonstruktionen (vergleiche auch Abb. 18 und Abb. 6):

So beschreiben die Geologen in Europa südlich des Eisschildes einen Tundrengürtel, der von einer Steppenlandschaft abgelöst wird; allenfalls im äußersten Nordosten oder Südwesten könnte Wald auftreten (Crowley (1995), Frenzel (1992), Grichuk (1992), Velichko und Isayeva (1992)). Die Gleichgewichts-Vegetationsverteilung nach PLGM zeigt hingegen bei nur vereinzelt Tundrenflecken einen nahezu durchgängigen Waldgürtel, der nach Süden hin in Steppe übergeht.

Im sibirischen Raum geben Crowley (1995) und Velichko und Isayeva (1992) einen Tundrengürtel an, der sich nach Süden bis auf eine Breite von etwa 45°N erstreckt und dort direkt an eine Wüste bzw. Halbwüste grenzt. Nach den Ergebnissen der Modellsimulation liegt die Südgrenze der Tundra etwa 600 km nördlicher als von den Geologen beschrieben. Ferner findet man Wald im Übergangsbereich von der Tundra zur kalt-ariden Halbwüste.

Wie kommt es zu diesen Abweichungen?

Dem Atmosphärenmodell lagen für PLGM außerhalb der Gletscher die *heutigen* Werte für Vegetation und Albedo zugrunde (siehe Tab. 1). Diese haben möglicherweise einen unmittelbaren, wenig realistischen Einfluß auf das simulierte Klima genommen.

Abbildung 6: Rekonstruktion der globalen Vegetationsverteilung während des LGM (nach Crowley (1995)).

Damit könnten die unzureichenden Ergebnisse von PLGM auf eine positive Rückkopplung zwischen Vegetation, Schnee und Albedo zurückzuführen sein (siehe Bonan et al. (1992), Chalita and LeTreut (1994), Foley et al. (1994)), die das reine Atmosphärenmodell nicht erfassen würde. Nach den positiven Erfahrungen von Gayler (1995) für das holozäne Optimum bestand daher die Hoffnung, auch diese Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Biosphäre durch die Kopplung von ECHAM- und BIOME-Modell berücksichtigen zu können und auf diese Weise auch für das LGM realistischere Ergebnisse zu erzielen.

So wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit eine Simulation mit dem gekoppelten ECHAM-BIOME-Modell für das LGM durchgeführt. Diese wird im Folgenden **CONTROL** genannt.

Um die Rechenzeit zu sparen, die das Atmosphärenmodell benötigt, um sich auf andere als heutige Bedingungen einzustellen, knüpfte CONTROL an die 15 Jahre umfassende Simulation PLGM an. Die Anfangswerte der Oberflächenparameter für CONTROL ergaben sich aus der aus dem Klimamittel über die letzten zehn Jahre von PLGM resultierenden Biomverteilung (siehe Abschnitt 2.3).

Es stellte sich nach sechs Iterationen ein Gleichgewicht ein, was bedeuten soll, daß in diesem Fall die letzten fünf Iterationen keine Trends in der Entwicklung der globalen Biomflächen zeigten (siehe Abschnitt A.2). Auch die globalen κ (siehe Abschnitt A.1) bei einem Vergleich der Biomverteilungen aufeinanderfolgender Iterationen sowie bei einem Vergleich einzelner Iterationen mit der Gleichgewichtsverteilung nach PLGM wiesen innerhalb dieses Zeitraumes keine Trends auf. Von sämtlichen, für diese Arbeit betrachteten Klimagrößen zeigten in CONTROL lediglich die Schneeschmelze und die Bodenfeuchte einen zu 95% signifikanten globalen Trend.

Aus den Klimamitteln der jeweils fünf letzten Jahre der einzelnen Iterationen wurden Biomkarten erstellt, ebenso wie aus einem Klimamittel über alle trendfreien Iterationen, was die Gleichgewichts-Biomverteilung der gesamten Simulation wiedergibt.

Damit auch die Ergebnisse von PLGM einer statistischen Auswertung unterzogen werden konnten, wurde der als Gleichgewichtszustand definierte Zeitraum der letzten zehn Jahre der Simulation (siehe Abschnitt 2.3) in eine Iteration von vier und zwei weitere von je zwei Jahren Dauer unterteilt. Dabei zeigte sich ein zu 95% signifikanter Trend in der Entwicklung der globalen Fläche des tropischen Trockenwaldes bzw. der Savanne. Die globale Entwicklung sämtlicher, für diese Arbeit betrachteten Klimagrößen zeigte sich ausnahmslos trendfrei.

Um zu beurteilen, welche Veränderungen eine stärkere Einbeziehung der Vegetation im Modell mit sich bringt, werden neben verschiedenen Klimagrößen die Gleichgewichts-Vegetationsverteilung nach PLGM (siehe Abb. 18) und nach CONTROL (siehe Abb. 19) sowohl untereinander als auch mit den geologischen Befunden (siehe Abb. 6) verglichen. Differenzen zu den Angaben der Geologen können ihre Ursachen sowohl in Schwächen der Modelle, als auch in unzulänglichen Randbedingungen haben. Zusätzlich wird die Aussagekraft durch Faktoren wie die Uneinheitlichkeit oder die geringe Anzahl der geologischen Befunde (vergleiche Abb. 7) beschränkt.

Abbildung 7: Verteilung der Datenpunkte zur Rekonstruktion der eiszeitlichen Vegetation (nach Crowley (1995)).

Die Ergebnisse der Beobachtungen werden in Kapitel 7 diskutiert.

6.2 Sensitivitätsstudien

Es stellt sich die Frage, wie stabil das vom ECHAM-BIOME-Modell in CONTROL erlangte Gleichgewicht ist. Wie reagiert das gekoppelte System beispielsweise auf eine drastische Änderung der anfänglichen Vegetationsverteilung?

Solche Sensitivitätsstudien wurden erstmals von Claussen (1994) für heutiges Klima mit dem ECHAM3-T21-Modell durchgeführt: Ein erstes Experiment wurde unter realistischen Anfangsbedingungen gestartet. In einem zweiten Experiment ersetzte er bei den damaligen 17 Biomen (siehe Kap. 5) zu Beginn der ersten Iteration heiße Wüste durch tropischen Regenwald und umgekehrt tropischen Regenwald, tropischen Monsunwald und tropischen Trockenwald bzw. Savanne durch heiße Wüste, während die restliche Vegetation beibehalten wurde; „ersetzen“ bedeutet dabei, daß die entsprechenden Oberflächenparameter zu Beginn der ersten Iteration in das Klimamodell eingelesen wurden.

Nach einigen Iterationen stellte sich in diesem Anomalieauflauf ein gegenüber dem ersten Experiment *verändertes* Gleichgewicht ein: Unterschiede in der Vegetation zeigten sich insbesondere im Gebiet der südwestlichen Sahara, wo jetzt tropischer Trockenwald bzw. Savanne und xerophytischer Busch bis etwa 600 km weiter nördlich erschienen. Das Gleichgewicht des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells hängt also von der anfänglichen Biomverteilung ab. Erneute Rechnungen von Claussen (1996b) mit 18 Biomen - wobei diesmal durch die Trocken- bzw. Halbwüste ersetzt wurde - bestätigten die Möglichkeit eines zweiten Gleichgewichtszustandes des gekoppelten Modells unter heutigen Bedingungen.

Ähnliche Studien wurden von Gayler (1995) mit dem ECHAM3-T42-Modell bei 18 Biomen für das holozäne Optimum vorgenommen: Außer einer unter realistischen Anfangsbedingungen gestarteten Simulation ersetzte sie in einem zweiten Experiment zu Beginn der ersten Iteration alle Wüstengebiete durch tropischen Regenwald, in einem dritten Experiment durch Steppe. Dabei liefen alle drei Experimente nach wenigen Iterationen auf *ein und denselben* Gleichgewichtszustand mit einer - auch aus geologischen Funden rekonstruierten - bewachsenen westlichen Sahara hinaus.

Im holozänen Optimum waren die klimatischen Bedingungen den heutigen sehr ähnlich, wogegen sich die Erdbahnparameter deutlich unterschieden. So ergab sich die Vermutung, daß die orbitalen Parameter für die unterschiedliche Anzahl von Gleichgewichtszuständen des ECHAM-BIOME-Modells von Bedeutung sein könnten.

Im LGM waren die Rand- und Klimabedingungen deutlich anders als heute, während sich die orbitalen Parameter nur geringfügig unterschieden (siehe Abschnitte 2.3/1.2). Wären für jene Zeit wiederum *verschiedene* Gleichgewichtszustände möglich, würde dies die Vermutung einer Einflußnahme der Erdbahnparameter untermauern; andere Faktoren sollten dabei jedoch nicht außer acht gelassen werden.

Zur Untersuchung der Abhängigkeit der Ergebnisse des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells von der initialen Vegetationsverteilung unter den Bedingungen des

LGM wurden in der vorliegenden Arbeit vier weitere, als Anomalieläufe bezeichnete Simulationen des LGM durchgeführt. Grundlage ist die in Kapitel 5 vorgenommene Unterteilung der Biome in vier Gruppen. So wurden die Anomalieläufe mit den folgenden Oberflächenparametern initiiert (vergleiche Tab. 4):

- **WALD**:

um besonders extreme Anfangsbedingungen zu wählen, wurden zu Beginn der Simulation an sämtlichen Landpunkten die Oberflächenparameter des tropischen Regenwaldes zugrunde gelegt;

- **WIESE**:

zu Beginn der Simulation wurden an sämtlichen Landpunkten die Mittelwerte der einzelnen Oberflächenparameter über alle Wiesenbiome zugrunde gelegt;

- **DUNKEL**:

zu Beginn der Simulation wurden an sämtlichen Landpunkten die Oberflächenparameter der Trocken- bzw. Halbwüste zugrunde gelegt;

- **HELL**:

zu Beginn der Simulation wurden an sämtlichen Landpunkten die Oberflächenparameter der Sandwüste zugrunde gelegt;

Mit der Wahl dieser extrem unterschiedlichen Anfangsbedingungen wurde eine Aussage zur möglichen Anzahl von Gleichgewichtszuständen des ECHAM-BIOME-Modells erwartet.

Wie schon bei CONTROL wurde an die 15 Jahre umfassende Simulation PLGM angeknüpft.

Nach deren Gleichgewichts-Vegetationsverteilung waren 31,94% der gesamten Landoberfläche außerhalb der Gletscher mit Waldbiomen belegt, 30,82% mit Wiesenbiomen und 29,94% mit Biomen der dunklen Wüste, aber nur 7,30% mit heller Wüste. Die globale Ersetzung der Vegetation durch helle Wüste zu Beginn der Simulation HELL bedeutet also nicht nur von der ungewöhnlich hohen Albedo, sondern auch von der Größe der ersetzten Fläche her den massivsten Eingriff.

Die Simulationen wurden fortgeführt bis sich ein Gleichgewicht einstellte (siehe Abschnitt 6.1). Dies erforderte bei WALD und WIESE sieben, bei DUNKEL und HELL sechs Iterationen, wobei jeweils die letzten vier Iterationen keine Trends in der Entwicklung der globalen Biomflächen zeigten. Ebenso wenig konnten innerhalb dieses Zeitraumes Trends für die globalen κ bei einem Vergleich der Biomverteilungen aufeinanderfolgender Iterationen sowie bei einem Vergleich einzelner Iterationen mit der Gleichgewichtsverteilung nach PLGM beobachtet werden. Auch die globale Entwicklung sämtlicher, für diese Arbeit betrachteten Klimagrößen zeigte sich fast ausnahmslos trendfrei.

Neben den Biomkarten einzelner Iterationen wurde zu dem Klimamittel über den trendfreien Zeitraum die Gleichgewichts-Vegetationsverteilung des jeweiligen Anomalieauflaufes bestimmt. Der Vergleich dieser Biomkarten sowohl untereinander (siehe Abb. 27-30) als auch mit CONTROL (siehe Abb. 19) und PLGM (siehe Abb. 18) deutet auf die Existenz unterschiedlicher Gleichgewichtszustände hin; eine Betrachtung der klimatischen Bedingungen gibt eine Vorstellung von den Ursachen.

Eine ausführliche Diskussion der Beobachtungen wird in Kapitel 8 vorgenommen.

7 Ergebnisse des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells

In diesem Kapitel sollen Gleichgewichts-Klima und -Vegetationsverteilung der ungekoppelten PMIP-Simulation des LGM (**PLGM**) und der LGM-Simulation des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells (**CONTROL**) sowohl untereinander als auch mit den geologischen Rekonstruktionen verglichen werden (siehe Abschnitt 6.1).

Bei den angegebenen Zahlenwerten verschiedener Klimagrößen bzw. Biomflächen handelt es sich um Mittelwerte über den jeweiligen trendfreien Zeitraum.

Die Angaben heutiger Modell-Werte beziehen sich auf die PMIP-Simulation des heutigen Klimas (siehe Abschnitt 2.3); diese wird im Folgenden **HEUTE** genannt. Zahlenwerte hierzu beschreiben Mittelwerte über die 50 Jahre der Simulation.

7.1 Globale Betrachtungen

Zunächst sollen einige großräumige Strukturen beschrieben werden, um einen Eindruck von den globalen Verhältnissen zu vermitteln:

Crowley und North (1990) schätzen die Temperaturen im LGM auf 3,5-4°C unter heutigen Werten. Ähnlich zeigt PLGM im globalen Jahresmittel in der Temperatur in zwei Metern Höhe eine Abkühlung um 4,1°C. Entsprechend der geologischen Angaben ergibt sich die größte Abkühlung über den Eismassen der Nordhemisphäre und über der Antarktis (siehe Abb. 8/9).

CONTROL bestimmt im Jahresmittel global um 0,4°C niedrigere Temperaturen als PLGM. Verursacher sind offenbar die Vegetationsverhältnisse des ostsibirischen Raumes, welche im nächsten Abschnitt näher betrachtet werden.

Die trockenen Bedingungen (siehe z.B. Crowley und North (1990)) zeigen sich in beiden Simulationen in einer globalen Abnahme der Niederschläge um etwa 8%, wobei die Unterschiede über gletscherfreiem Land bei durchschnittlich 40% liegen (siehe etwa Abb. 10/11).

Zwei Erscheinungen sind besonders markant:

Die ausgeprägten *Kältehochs* über den Eisschilden der Nordhemisphäre (siehe Abb. 12/13) führen über eine Ausdehnung des See-Eises in den beiden LGM-Simulationen nur bedingt zu der von den Geologen angegebenen äquatorwärtigen Verlagerung der Zugbahnen der Tiefdruckgebiete. In der Südhemisphäre zeigt sich hingegen insbesondere im Sommer eine polwärtige Verlagerung der Drucksysteme; Harrison und Dodson (1993) bemerken, daß das dortige See-Eis die Strömung nicht so nachhaltig behindern kann wie das Festlandeis der Nordhemisphäre.

Die Absenkung des Meeresspiegels allein hat eine Erhöhung des mittleren Druckes auf Meeressniveau um etwa 10 hPa zur Folge. Diese sind bereits berücksichtigt, wenn wir zukünftig von einem höheren Druck als heute sprechen. Aufgrund verstärkter meridionaler Temperaturgradienten beobachtet man eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten um 20-50% (Crowley und North (1990)). Dies macht sich im Wind in zehn Metern Höhe der beiden Simulationen durchschnittlich mit knapp 5% bemerkbar, wobei sich

Abbildung 8: Differenz **PLGM-HEUTE** der Temperaturen in 2 m Höhe [°C] zwischen den ungekoppelten PMIP-Simulationen des LGM und des heutigen Klimas (Mittel über die Monate Juni, Juli, August des jeweiligen Gleichgewichtszeitraumes (JJA)).

Abbildung 9: Wie Abbildung 8, nur Mittel über die Monate Dezember, Januar, Februar des jeweiligen Gleichgewichtszeitraumes (DJF).

Abbildung 10: Differenz **PLGM-HEUTE** des Gesamtniederschlages [mm/mon] zwischen den ungekoppelten PMIP-Simulationen des LGM und des heutigen Klimas (JJA).

Abbildung 11: Wie Abbildung 10, nur DJF.

Abbildung 12: Differenz **PLGM-HEUTE** des mittleren Druckes auf Meereshöhe [hPa] zwischen den ungekoppelten PMIP-Simulationen des LGM und des heutigen Klimas (JJA).

Abbildung 13: Wie Abbildung 12, nur DJF.

starke regionale Unterschiede ergeben.

Bei den Geologen besteht Uneinigkeit über das Ausmaß der Vergletscherung Eurasiens: Während einige Autoren (Grichuk (1992), Velichko und Isayeva (1992)) eine Ausdehnung des Eurasischen Schildes bis auf etwa 70°O annehmen, findet man bei anderen eine Erstreckung bis auf etwa 110°O (Frenzel (1992)) und noch einen weiteren Eisschild westlich der Beringstraße (Crowley (1995)), wie das auch von CLIMAP unterstützt wird.

In sämtlichen LGM-Simulationen der vorliegenden Arbeit werden diese beiden Schilde durch eine polare Kältewüste ohne jeden Pflanzenbewuchs verbunden, während die Geologen hier Tundra bei vereinzelt Gebirgsgletschern angeben. Die Datendichte für die geologischen Rekonstruktionen ist in diesem Gebiet im allgemeinen sehr gering und Befunde sind zumeist auf küstennahe Gebiete beschränkt (vergleiche etwa Abb. 7), was eine Rekonstruktion verfälschen könnte. Auch wäre es denkbar, daß eine ungenügende Datierung der Befunde die Verhältnisse vorhergehender wärmerer Episoden (siehe Dawson (1992)) widerspiegelt.

Ein zweiter wesentlicher Faktor sind die *Meeresoberflächentemperaturen*, wie sie von CLIMAP (siehe Abschnitt 2.3) für das LGM vorgegeben wurden: Insbesondere im Sommer findet man in Teilen des Nordpazifiks um bis zu 6°C höhere Werte als heute (vergleiche Abb. 14 und 15); zudem wird für das LGM ein ausgeprägter Temperaturgradient in Richtung des asiatischen Festlandes angegeben. Verstärkte Baroklinität führt in allen LGM-Simulationen zur Ausbildung von Tiefdruckwirbeln im Nordwestpazifik.

Dies hat einigen Einfluß auf die benachbarten Monsunzirkulationen. Während Crowley und North (1990) im LGM von einer Zunahme der Windstärke in den nordpazifischen Passaten um etwa 30% sprechen, beobachtet man in den Simulationen, daß die Tiefdruckwirbel die Konvergenz der Passatströmungen weitgehend auflösen.

Hinzu kommt die Fernwirkung dieser Verhältnisse: Heute befindet sich nach den Ergebnissen der PMIP-Simulation das sommerliche Hauptkonvektionsgebiet der Erde im südostasiatischen Raum (siehe Abb. 16). Im LGM liegen die SSTs in weiten Bereichen des nördlichen Indik um bis zu 5°C unter heutigen Werten (vergleiche Abb. 14 und 15), während im Nordwestpazifik die angesprochenen warmen Bedingungen herrschen. Die Strömung der dortigen Tiefdruckgebiete führt mit einer verstärkten Strömung aus dem Golf von Bengalen und dem Südostmonsun der Südhemisphäre zu einer erhöhten Strömungskonvergenz.

Offenbar hat all dies in den LGM-Simulationen eine Verschiebung des Hauptkonvektionsgebietes über den Nordwestpazifik bei gleichzeitiger Intensivierung zur Folge (siehe Abb. 17). Dies erklärt auch die Niederschlagsverteilung in Abbildung 10. So kommt es zu einer Ostwärtsverlagerung des globalen Geschwindigkeitspotentialfeldes, was auch die entsprechenden Karten für 850 hPa wiedergeben. Ähnlich gut lassen sich auch die winterlichen Verhältnisse anhand von SSTs und von Strömungskonvergenzen erklären (hier nicht gezeigt).

Unrealistische Verhältnisse findet man in den beiden Modellsimulationen an den Landpunkten, die aufgrund der Absenkung des Meeresspiegels im LGM neu hinzuge-

Abbildung 14: Oberflächentemperaturen [°C] und Wind in 10 m Höhe [m/s] gemäß der ungekoppelten PMIP-Simulation **HEUTE** des heutigen Klimas im nordwestpazifischen Raum (JJA).

Abbildung 15: Wie Abbildung 14, nur gemäß der ungekoppelten PMIP-Simulation **PLGM** des LGM.

Abbildung 16: Geschwindigkeitspotential in 200 hPa [km^2/s] gemäß der ungekoppelten PMIP-Simulation **HEUTE** des heutigen Klimas (JJA); negative Werte bedeuten Divergenz.

Abbildung 17: Wie Abbildung 16, nur gemäß der ungekoppelten PMIP-Simulation **PLGM** des LGM; man beachte die Lage des Hauptkonvektionsgebietes im nordwestpazifischen Raum.

kommen sind: Zur Bestimmung der dortigen Oberflächenparameter wurde bei PLGM im allgemeinen ein Breitenkreismittel der jeweiligen Größe über alle Landpunkte gewählt (siehe Abschnitt 2.3). Dies führt beispielsweise im Gangesdelta zur Zugrundelegung einer Wüste, woraus Temperaturunterschiede von bis über 5°C zu den benachbarten Landpunkten resultieren können. In CONTROL ist diese Erscheinung gegenüber PLGM in abgeschwächter Form zu erkennen. So erklären sich auch die extrem hohen Temperaturwerte an der südostasiatischen Küste und im indonesischen Bereich (siehe Abb. 15).

Die von den Modellen simulierten Klimaverhältnisse des LGM führen zu den Gleichgewichts-Vegetationsverteilungen nach Abbildung 18 und 19.

7.2 Ostasien und Zentralasien

Der Vergleich der Ergebnisse des reinen Atmosphärenmodell-Laufes von PLGM für das LGM zeigte insbesondere im Bereich von Tundra und Taiga des sibirischen Raumes einige Abweichungen von den geologischen Befunden (siehe Abschnitt 6.1). Um zu untersuchen, inwieweit das gekoppelte ECHAM-BIOME-Modell realistischere Ergebnisse liefert, können die entsprechenden simulierten Vegetationsverteilungen sowohl untereinander (siehe Abb. 18/19) als auch mit den geologischen Befunden (siehe Abb. 6) unter Berücksichtigung des zugrundeliegenden Klimas verglichen werden.

In den beiden Modellsimulationen sind insbesondere für den nördlichen Bereich der Regionalausschnitte Ost- und Zentralasien (siehe Abschnitt A.1) im LGM der hohe Luftdruck und die niedrigen Temperaturen über den Gletschern prägend, verbunden mit den trockenen Bedingungen (siehe Abb. 8 – 13). Derartige Verhältnisse ergeben auch die geologischen Rekonstruktionen (siehe z.B. Frenzel (1967)).

Südlich der Eiswüste beschreiben die Geologen für das LGM mehr oder minder durchbrochene Gebiete borealen Waldes, denen sich eine Steppenvegetation sowie Halbwüste oder Wüste anschließt, welche den südlichen Teil der betrachteten Regionalausschnitte außerhalb der Hochgebirgsregionen prägen. Für die Region um die Ostküste wird allgemein Wald angegeben (Crowley (1995), Frenzel (1992), Grichuk (1992), Roberts und Wright (1993), Velichko und Isayeva (1992), Webb et al.(1993b), Winkler und Wang (1993)).

Die beiden Modellsimulationen geben das Muster von Tundra und borealem Wald im Norden sowie Steppe und Halbwüste bzw. Wüste im südlichen Teil der beiden Regionalausschnitte recht gut wieder. Die aus den Modellergebnissen bestimmten Vegetationsverhältnisse im Westen und im Osten deuten hingegen auf eine übermäßige Trockenheit hin, was man auf Schwächen des ECHAM3-T42-Modells zurückführen kann (siehe Roeckner et al.(1992)).

Dabei existieren Abweichungen zwischen den Ergebnissen der beiden Modell-Simulationen:

In CONTROL erscheinen weite Teile Eurasiens nördlich von etwa 40°N deutlich kälter als in PLGM (siehe Abb. 20/21); einen derartigen Unterschied beobachtet man

Abbildung 18: Gleichgewichts-Biomverteilung gemäß der ungekoppelten PMIP-Simulation **PLGM** des LGM.

Abbildung 19: Gleichgewichts-Biomverteilung gemäß der LGM-Simulation **CONTROL** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells.

ansonsten nur über Nordamerika. Im Winter ist die Differenz weniger ausgeprägt, weshalb zunächst die sommerlichen Verhältnisse untersucht werden.

Es soll mit einer Betrachtung Ostasiens begonnen werden:

Das Zentrum der Abkühlung in **CONTROL** liegt im sibirischen Raum. Wie von den Geologen beschrieben, herrscht in diesem Gebiet Tundra vor. Insbesondere im östlichen Teil befindet sich die Grenze zwischen Tundra und polarer Kältewüste nach **CONTROL** einige hundert Kilometer weiter im Süden als nach **PLGM** und der Tundrengürtel wird stellenweise fast durchbrochen.

Gemäß der Wanderungsmatrizen (siehe Abschnitt A.1) des Regionalausschnittes Ostasien geht die Tundra (Biom 14) in **PLGM** etwa zur Hälfte in polare Kältewüste (Biom 17) über; deren Flächenanteil erhöht sich von 7,06% auf 20,16% (siehe Tab. 5). Die Signifikanz (siehe Abschnitt A.3) der Differenz der absoluten Flächen dieser beiden Biome beträgt 99%. Darüberhinaus beobachtet man einen Rückgang der Walddundra (Biom 10) von 4,27% auf 0,74%.

Grundlegend für die beobachteten Unterschiede dürfte die in Abschnitt 6.1 angedeutete positive Rückkopplung zwischen Vegetation, Schnee und Albedo sein. Der Zusammenhang soll mit Hilfe von Tabelle 6 verdeutlicht werden, wobei bis auf die Differenz der Nettowerte der thermischen Strahlung in Ostasien alle Unterschiede zu 99% signifikant sind (es sollte beachtet werden, daß die Regionalausschnitte nicht nur die bo-

Abbildung 20: Differenz **CONTROL -PLGM** der Temperaturen in 2 m Höhe [°C] zwischen der LGM-Simulation des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells und der ungekoppelten PMIP-Simulation des LGM in Eurasien (JJA); in den schraffierten Gebieten ist die Differenz gemäß des zweiseitigen Students T-Tests zu mindestens 95% signifikant.

Abbildung 21: Wie Abbildung 20, nur DJF.

Biom	5	8	10	12	13	14	15	16	17	κ_i
5	0,87	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,000
8	0,00	1,48	0,00	0,00	0,00	1,39	0,00	0,00	0,00	0,571
10	0,00	0,74	0,74	0,00	0,00	2,78	0,00	0,00	0,00	0,288
12	0,00	0,00	0,00	3,94	0,98	0,00	1,86	0,00	0,00	0,721
13	0,00	0,00	0,00	0,00	6,55	1,48	0,00	0,00	0,00	0,744
14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	12,90	0,00	0,00	13,10	0,447
15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,74	5,98	0,00	0,777
16	0,00	0,00	0,00	0,00	1,53	0,74	0,00	17,06	0,00	0,753
17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,06	0,463

Tabelle 5: Wanderungsmatrix einzelner Biome zwischen der ungekoppelten PMIP-Simulation PLGM des LGM und der LGM-Simulation CONTROL des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells für den Regionalausschnitt Ostasien. Die Zeilen geben die Biomverteilung von **PLGM**, die Spalten die von **CONTROL** an; die κ_i sind ein Maß für die Übereinstimmung der Verteilungen des jeweiligen Bioms (Angaben in Prozent der gesamten Landoberfläche außerhalb der Gletscher).

realen Gebiete umfassen. Die Wahl eines entsprechend kleineren Ausschnittes erscheint jedoch aufgrund der Modellauflösung nicht sinnvoll (siehe Abschnitt 2.2):

Bei Schneehöhen von über 0,01 m entspricht die Oberflächenalbedo der Schneealbedo. Diese hängt vom Waldindex ab, wobei ein kleinerer Index eine höhere Albedo bedeutet (siehe Abschnitt 2.2). In PLGM findet man für den Waldindex lokal Werte von über 90%, entsprechend der heute dort vorherrschenden Waldbedeckung (siehe Abschnitt 2.3).

In CONTROL wird eine Anpassung der Bodenparameter an die simulierte Vegetation zugelassen, was weitenteils einen der Tundra entsprechenden Waldindex von 6% mit sich bringt (vergleiche Tab. 4). Diese nahezu glatte Fläche besitzt eine höhere Albedo und reflektiert verstärkt solare Strahlung, was eine Abnahme des Nettowertes der Solarstrahlung am Boden bewirkt. Die Temperatur in CONTROL nimmt gegenüber PLGM ab, wobei der Unterschied im Zentrum der betrachteten Wechselwirkung über 5°C beträgt (siehe Abb. 20). Signifikante Änderungen des Feuchtehaltes beschränken sich auf eine Erhöhung der Bodenfeuchte in CONTROL aufgrund einer verringerten Verdunstung.

Die verringerte thermische Ausstrahlung in CONTROL hat bei kaum veränderter Wolkenbedeckung eine verringerte atmosphärische Gegenstrahlung zur Folge, so daß sich der Nettowert der thermischen Strahlung am Boden nur geringfügig ändert. Somit zeigt CONTROL eine weniger positive Nettostrahlungsbilanz als PLGM.

Da es nun in CONTROL vielerorts für jeglichen Bewuchs zu kalt ist, kann dort die polare Kältewüste weiter nach Süden vordringen. Vorhandener Wald kann durch Tundra ersetzt werden und die Wechselwirkung setzt erneut ein. Diese Rückkopplung würde die kalten Bedingungen des gekoppelten Laufes in dieser Region erklären. Im Winter befindet sich das Zentrum der Wechselwirkung aufgrund der Einstrahlungsbedingun-

Klimavariablen	PLGM	CONTROL	PLGM	CONTROL
Waldindex [%]	53	4	24	4
Oberflächenalbedo [%]	16	22	18	20
solare Strahlung \uparrow [$\frac{W}{m^2}$]	-39	-54	-55	-61
solare Strahlung netto [$\frac{W}{m^2}$]	213	202	253	247
2m-Temperatur [°C]	14,9	12,6	16,1	14,5
thermische Strahlung \uparrow [$\frac{W}{m^2}$]	-396	-383	-402	-394
atmosphärische Gegenstrahlung \uparrow [$\frac{W}{m^2}$]	308	298	277	271
thermische Strahlung netto [$\frac{W}{m^2}$]	-88	-85	-125	-122
Strahlungsbilanz Boden [$\frac{W}{m^2}$]	125	117	127	125

Tabelle 6: Mittelwerte verschiedener Oberflächenparameter und Klimavariablen der ungekoppelten PMIP-Simulation **PLGM** des LGM und der LGM-Simulation **CONTROL** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells in den Regionen Ostasien (links) und Zentralasien (rechts) (JJA); negative Flüsse gehen von der Oberfläche weg.

gen weiter südlich (siehe Abb. 21). Die Unterschiede zwischen den beiden Simulationen betragen in dieser Jahreszeit $1,8^\circ\text{C}$, bei 99% Signifikanz.

Auch in der sich westlich anschließenden Region Zentralasiens existieren Unterschiede zwischen den beiden Modellsimulationen: Im Gebiet des mongolischen Gebirgslandes erstreckt nach Ansicht einiger Geologen (Crowley (1995), Velichko und Isayeva (1992)) der Tundregürtel nach Süden bis auf eine Breite von etwa 45°N und grenzt dort direkt an eine Wüste bzw. Halbwüste (siehe auch Abb. 6).

Ein ähnliches Muster finden wir zwar nicht in der ungekoppelten, wohl aber in der gekoppelten Simulation wieder (vergleiche Abb. 18 und 19): Der Unterschied in der südwardigen Ausdehnung der Tundra von etwa 600 km führt zu einer Zunahme des Flächenanteiles der Tundra am Regionalausschnitt Zentralasien von 17% bei PLGM auf 24% bei CONTROL, während die Anteile der Taiga und der sich im Süden anschließenden Wiesen- bzw. Waldsteppe von 4% auf knapp 2% bzw. von 11% auf 6% abnehmen; die Signifikanzen der Differenzen der absoluten Flächen betragen mindestens 95%. Das gekoppelte Atmosphäre-Biosphäre-Modell gibt also die Vegetation dieser Region realistischer wieder.

Wie schon in Ostasien wurde auch hier in PLGM entsprechend heutiger Bedingungen zumindest vereinzelt ein Waldbestand mit entsprechenden Oberflächenparametern zugrunde gelegt, während in CONTROL im wesentlichen von einer Steppenvegetation ausgegangen wurde. Dies könnte ebenfalls über die beschriebene positive Rückkopplung die Abkühlung in CONTROL bewirkt haben, wenngleich die Unterschiede weniger ausgeprägt sind als in Ostasien (siehe Tab. 6). Im Winter betragen die Temperaturdifferenzen $0,7^\circ\text{C}$, bei 95% Signifikanz.

Unterschiede in der Vegetationsbedeckung südlich der beschriebenen Regionen ergeben sich aus der starken Abkühlung. Ebenso ist der globale Temperaturunterschied

zwischen PLGM und CONTROL im wesentlichen auf die Wechselwirkung zwischen Vegetation, Schnee und Albedo im sibirischen Raum zurückzuführen.

Einen erheblichen Einfluß der positiven Rückkopplung zwischen Klima und borealen Wäldern auf das Paläoklima vermuten auch die Geologen. Dieser Effekt könnte bei zukünftigen Klimaänderungen eine wichtige Rolle spielen (Bonan et al.(1992), Foley et al.(1994)).

7.3 Europa

Auch die Unterschiede der Vegetationsverteilung in Europa zwischen den geologischen Befunden und den Ergebnissen der Simulation des ungekoppelten Modells waren ein Ausgangspunkt für diesen Teil der Arbeit (siehe Abschnitt 6.1). Es bleibt zu untersuchen, inwieweit das gekoppelte Modell auch in dieser Region realistischere Ergebnisse liefert:

Die stärksten Temperaturunterschiede gegenüber heutigen Verhältnissen zeigen sich in ganz Eurasien über den Gletschern und im Winter. So wird von Crowley und North (1990) für diese Jahreszeit im LGM nahe dem Eurasischen Eisschild eine um 15 - 20°C geringere Temperatur vermutet, wobei die Abnahme im Jahresmittel bei 10°C liegen soll.

Ähnliches beobachtet man in den beiden Modellsimulationen (siehe etwa Abb. 8/9). Deutlich geringere Wintertemperaturen bei weniger extremen Unterschieden im Sommer verdeutlichen - insbesondere im nordskandinavischen Bereich - ein stärker kontinentales Klima, wie dies auch von den Geologen angegeben wird (siehe z.B. Frenzel (1967)). Grund hierfür ist die Tatsache, daß der mildernde Einfluß des Nordatlantik durch dessen Eisbedeckung entfällt.

Der von den Geologen für das LGM beschriebene hohe Luftdruck über den Gletschern zeigt sich auch in den Simulationen (siehe etwa Abb. 12/13). Hierdurch kommt es nach Ansicht der Geologen zu einer Verlagerung der Zugbahnen der nordatlantischen Tiefdruckgebiete (siehe z.B. Dawson (1992)). Winkler und Wang (1993) halten es für möglich, daß die nach Süden verlagerten Zyklonen teilweise in Richtung Mittelmeer gelenkt wurden und dort für hohe Niederschläge und entsprechende Vegetation sorgten. Dafür sprächen die hohen Seewasserstände (siehe Abschnitt 1.3.2) insbesondere im östlichen Mittelmeerraum (Roberts und Wright (1993)).

In den beiden Modellsimulationen ist der gesamte Nordatlantik durch höheren Luftdruck als heute geprägt. Die Lage der Tiefdruckgebiete erscheint jedoch nur im Winter um etwa 10° auf 55°N nach Süden verschoben. Dementsprechend beobachtet man in den von dieser Verschiebung betroffenen Bereichen eine Zunahme der Niederschläge gegenüber heute, während ansonsten in Europa die für das LGM typischen, auch von den Geologen (siehe z.B. Frenzel (1967)) angegebenen trockenen Bedingungen vorherrschen (siehe etwa Abb. 10/11).

Dies hat offenbar Auswirkungen auf die simulierte Vegetationsverteilung: Südlich des Eisschildes beschreiben die Geologen einen Tundregürtel, der von einer Steppenlandschaft abgelöst wird; allenfalls im äußersten Nordosten oder im südlichen

Westeuropa könnte Wald auftreten (Crowley (1995), Frenzel (1992), Grichuk (1992), Velichko und Isayeva (1992)).

Nach PLGM ergibt sich hingegen bei nur vereinzelten Tundrenflecken ein nahezu durchgängiger Gürtel von Waldtundra und Taiga, der nach Süden hin in Steppe übergeht (siehe Abb. 18). Falls tatsächlich Wald existierte, erscheint er also in der Simulation zu weit nördlich. Dies kann durch die vom Modell unterschätzte Südwärtsverlagerung der Zugbahnen der Tiefdruckgebiete und somit überschätzten Niederschläge im Norden erklärt werden.

Nach CONTROL ergibt sich ein noch ausgedehnterer Waldbewuchs als nach PLGM; insbesondere der Flächenanteil der Taiga in Europa steigt von den 5% des ungekoppelten Laufes auf 13% an, bei einer Signifikanz der Differenz der absoluten Flächen von 95%. Die Tatsache, daß auch die Fläche der Tundra leicht, aber zu 99% signifikant zunimmt sowie die niedrigen κ -Werte (siehe Abschnitt A.1) der Waldbiome von maximal 0,372 für die Taiga belegen zusammen mit den Wanderungsmatrizen (hier nicht gezeigt) eine Südwärtsverschiebung der Grenze zwischen Wald- und Steppenbewuchs in CONTROL.

Im Gegensatz zu Ost- und Zentralasien verstärkt eine Kopplung von ECHAM- und BIOME-Modell hier also die Abweichungen von den geologischen Befunden, die für Europa allenfalls vereinzelte Waldbestände angeben (siehe auch Abb. 6).

Die Temperaturen in CONTROL liegen unter denen von PLGM (siehe Abb. 20/21); im Sommer ist die Differenz der 2m-Temperatur von 1,2°C zu 99% signifikant. Dies würde ein Baumwachstum eher behindern (vergleiche Tab. 2). Die Ursachen für die Vegetationsunterschiede sind in der Feuchte zu suchen: Sowohl die Zunahme der Niederschläge von 6 mm/mon in PLGM auf 10 mm/mon in CONTROL, als auch die Zunahme der relativen Bodenfeuchte von 21% auf 25% sind zu 99% signifikant. Mögliche Gründe hierfür ergeben sich aus den folgenden Betrachtungen.

7.4 Nordamerika

In Nordamerika zeigen sich ähnlich großflächige Temperaturunterschiede zwischen den beiden LGM-Simulationen wie in Eurasien. Daher soll die Region nun genauer untersucht werden:

Die Geologen geben im Anschluß an einen Tundrengürtel - der offenbar wiederum in den Modellsimulationen unterschätzt wird - für das LGM mehr oder minder dichte Wälder an, die insbesondere im Südwesten in eine Steppenvegetation übergehen, wobei dort vereinzelte Wüstenelemente existieren können (siehe auch Abb. 6). Im Zentrum Nordamerikas existierte möglicherweise ein Gebiet mit Steppe oder Halbwüste (Crowley (1995), Frenzel (1992), Grichuk (1992), Thompson et al. (1993), Velichko und Isayeva (1992)).

In den Modellsimulationen wird die Ausbreitung der Trockensteppe und der Trocken- bzw. Halbwüste überschätzt (siehe z.B. Abb. 18). Die Ursache könnte in vom ECHAM3-T42 - Modell überschätzten Sommertemperaturen in diesem Kontinent liegen (siehe

Abbildung 22: Differenz **CONTROL-PLGM** der Temperaturen in 2 m Höhe [°C] zwischen der LGM-Simulation des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells und der ungekoppelten PMIP-Simulation des LGM in Nordamerika (JJA).

Abbildung 23: Wie Abbildung 22, nur DJF.

Abbildung 24: Geopotentielle Höhe der 500 hPa-Fläche [gpm] und Höhenwind [m/s] der LGM-Simulation **CONTROL** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells in Ostasien, Nordamerika und Europa (JJA).

Roeckner et al.(1992)).

Während die Geologen die stärksten Temperaturunterschiede gegenüber heutigen Verhältnissen über den Gletschern und im Winter angeben (Webb et al.(1993a)), finden sich diese in den beiden Modellsimulationen zumeist im Sommer (siehe etwa Abb. 8/9).

Auffallend sind die Bedingungen in Alaska, das im Winter um bis zu 5°C wärmer erscheint. Auch die Geologen geben für diese Region im LGM ein relativ mildes Klima an (siehe z.B. Kutzbach und Webb(1993)). Nach Ansicht von Lorenz et al.(1996) sind hierfür die relativ milden SSTs verantwortlich. In den beiden Modellsimulationen beobachtet man insbesondere im Winter eine Intensivierung des Aläutentiefs und eine gegenüber heute verstärkte südliche Strömungskomponente in Richtung Alaska. Kutzbach und Webb(1993) sehen die Ursache für diese Verstärkung in einer Teilung des Strahlstroms am Laurentischen Eis (siehe Abschnitt 1.1).

Dieser bewirkt zusammen mit den pazifischen Druckgebilden und der See-Eis-Verteilung eine Südwärtsverschiebung der Zugbahnen der Tiefdruckgebiete (Thompson et al.(1993), Webb et al.(1993a)), was eine Erklärung für die hohen Niederschläge an der Westküste Nordamerikas in den beiden Modellsimulationen liefert (siehe etwa Abb. 10/11).

Wie in Eurasien weist **CONTROL** auch in Nordamerika insbesondere im Nordosten geringere Temperaturen als **PLGM** auf (siehe Abb. 22/23). Der Nordwesten zeigt im Sommer nur geringe Differenzen zwischen den beiden Simulationen, im Winter beobachtet man in **CONTROL** eine Erwärmung von bis über 2°C gegenüber **PLGM**.

Diese Unterschiede ergeben sich über den Gletschern; eine Änderung der zugrundeliegenden Vegetation in **CONTROL** kann demnach keine direkten Auswirkungen haben. Die Ursache für die beobachteten Temperaturunterschiede muß daher an anderer Stelle zu suchen sein.

Abbildung 25: Differenz **CONTROL-PLGM** der geopotentiellen Höhen der 500 hPa-Fläche [gpm] zwischen der LGM-Simulation des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells und der ungekoppelten PMIP-Simulation des LGM in Ostasien, Nordamerika und Europa (JJA).

Abbildung 26: Wie Abbildung 25, nur DJF.

Da die Abkühlung Nordamerikas in den Sommermonaten am ausgedehntesten ist, werden zunächst die Verhältnisse in dieser Jahreszeit betrachtet:

Im Bereich der Frontalzonen existieren in der Höhe quasistationäre Hochdruckrücken und Tiefdrucktröge (siehe Abb. 24). Die Rücken sind aus Warmluft, die Tröge aus Kaltluft aufgebaut. Die Lage dieser Gebilde hängt wesentlich von der Orographie ab, ihre Stärke kann jedoch beispielsweise durch unterschiedliche Erwärmung der unteren Luftschichten beeinflusst werden. So spiegeln sich die in weiten Teilen der sommerlichen Nordhemisphäre nördlich von etwa 40°N kälteren Verhältnisse von CONTROL gegenüber PLGM (siehe Abb. 20/22) in einer Abnahme der geopotentiellen Höhe der 500 hPa-Fläche wider (siehe Abb. 25).

Doch wie kommt es zu den beobachteten Temperaturunterschieden zwischen den beiden Simulationen in Nordamerika?

Einen Anhaltspunkt für den zugrundeliegenden Mechanismus liefern die winterlichen Verhältnisse. Generell sind Höhenrücken und -tröge in dieser Jahreszeit deutlich

stärker ausgeprägt: In CONTROL bewirkt die Abkühlung in Ostasien aufgrund der positiven Rückkopplung zwischen Vegetation, Schnee und Albedo (siehe Abschnitt 6.2) offenbar eine Intensivierung des dortigen Höhentropes.

Abbildung 26 läßt vermuten, daß dies zu einer verstärkten Mäandrieren der Höhenströmung führt, welches sich über Nordamerika bis nach Europa fortsetzt. Die veränderten Temperaturen in der Höhe beeinflussen die darunterliegenden Atmosphärenschichten und könnten so etwa die beobachteten bodennahen Temperaturbedingungen in Nordwest- und Nordostamerika erklären.

7.5 Südasien

Auch in Südasien zeigen sich insbesondere im Sommer deutliche Temperaturunterschiede zwischen den beiden LGM-Simulationen. So soll nun diese Region einer genaueren Betrachtung unterzogen werden:

Möglicherweise durch vermehrten Schneefall in Teilen des Tibetanischen Plateaus und eine damit verbundene geringere Aufheizung kam es im LGM zu einer Abschwächung des indischen Sommermonsuns (Winkler und Wang (1993)). In den beiden Simulationen zeigen sich etwa anhand des sommerlichen Geschwindigkeitspotentialfeldes weniger konvektive Bedingungen: Während heute im indischen Raum eine deutliche Höhendivergenz herrscht (siehe Abb. 16), findet man für das LGM verstärkt konvergente Bedingungen (siehe etwa Abb. 17).

So nehmen im Mittel über Südasien die Niederschläge in PLGM um 87 mm/mon gegenüber heute ab (vergleiche Abb. 10). Die SSTs im Indik bewirken ein stärkeres Anströmen Vorderindiens und sind zusammen mit der aufgrund der Meeresspiegelabsenkung veränderten Orographie für die Erhöhung der Niederschläge an den Westghats verantwortlich.

Auf Einzelheiten der Monsunströmung soll im nächsten Kapitel eingegangen werden.

Nach Ansicht der Geologen wird die gesamte indische Region östlich der Wüste Tharr von Savanne dominiert. Dichten Waldbewuchs halten sie im wesentlichen nur in Teilen Hinterindiens für möglich (Crowley (1995), Frenzel (1992), Grichuk (1992), Velichko und Isayeva (1992)).

In PLGM ist der xerophytische Busch vorherrschend. Tropischer Trockenwald bzw. Savanne hingegen macht wie auch die Trockensteppe nur einen geringen Anteil der Vegetation aus (siehe Abb. 18).

In CONTROL beobachtet man gegenüber PLGM eine weitere Ausdehnung der Trocken- bzw. Halbwüste insbesondere in Vorder- aber auch in Hinterindien (siehe Abb. 19); die Zunahme ihres Flächenanteils von 15% auf 34% ist zu 99% signifikant. Möglicherweise sind an der Ausbreitung der Wüste in CONTROL die veränderten Oberflächenparameter beteiligt:

Shukla und Mintz (1982) zeigen in ihren Modellsimulationen, daß eine global verringerte Verdunstung in weiten Teilen der Erde zu einer Erwärmung des Bodens und zu einer deutlichen Verringerung der Niederschläge führen kann. In Indien scheint jedoch eine erhöhte Albedo oder eine verringerte Rauigkeitslänge den Sommermonsun und die damit verbundenen Niederschläge nachhaltiger abzuschwächen als eine verringerte Verdunstung. Letztere bewirkt vor allem eine Erhöhung der Bodentemperaturen (Sud und Smith (1985)).

Eine erhöhte Albedo kann über Änderungen des Strahlungshaushaltes beispielsweise zu einer positiven Rückkopplung führen, über die sich eine Wüste selbst erhalten kann (Charney (1975)). Auf Einzelheiten zu diesem Prozeß wird im nächsten Kapitel eingegangen.

Eine Herabsetzung der Rauigkeitslänge führt in den Experimenten von Sud et al. (1988) zu einer Verringerung der Windgeschwindigkeiten. Dadurch kommt es zu Änderungen der Feuchtekonvergenzen wie auch des turbulenten Austausches in der bodennahen Grenzschicht. Dies hat schließlich signifikante Verschiebungen der Niederschlagsgebiete zur Folge.

Nun zeigt CONTROL im Sommer insbesondere in Vorderindien deutlich höhere Temperaturen als PLGM (siehe Abb. 20/21). Gleichzeitig beobachtet man eine Abnahme der Verdunstung sowie der Niederschläge. Da bei PLGM die heutige Vegetation zugrunde lag, während bei CONTROL die Oberflächenparameter an den simulierten Bewuchs angepaßt wurden, findet man hier deutlich geringere Vegetationsdaten; nur die Rauigkeitslänge zeigt keine signifikanten Unterschiede. Die Albedo erhöht sich lokal um bis zu 5%. Über all diese Parameter nimmt die Vegetation Einfluß auf die Klimaverhältnisse der indischen Region.

Die Verhältnisse in der gesamten Region Südasien veranschaulicht Tabelle 7. Die Differenzen sind zu 99% signifikant; einzig die Temperaturdifferenz weist eine Signifikanz von 95% auf.

7.6 Sonstige Regionen

In den übrigen Regionen zeigen sich zumeist nur geringfügige Unterschiede zwischen den beiden Modellsimulationen:

Afrika:

Im Bereich des tropischen Afrikas sollen die mittleren Jahrestemperaturen um 4-5°C unter heutigen Werten gelegen haben, wobei das Temperaturdefizit in Höhen von über 2000 Metern 5-7°C betragen habe (Crowley und North (1990), Frenzel (1967)). Die beiden Modellsimulationen unterschätzen diese Abkühlung zumeist unterschätzt (siehe Abb. 8/9). Möglicherweise liegt dies am Einfluß der hohen tropischen und subtropischen CLIMAP-SSTs.

Auch in Afrika finden die Geologen im LGM zumeist trockenere Bedingungen als heute (Crowley und North (1990)); einzig der äußerste Nordwesten soll nach Ansicht mancher Geologen feuchter gewesen sein (Dawson (1992), Jolly et al. (1996)). Die bei-

Klimavariablen	PLGM	CONTROL
Vegetationsindex [%]	83	48
Waldindex [%]	61	10
Blattflächenindex [$\frac{m^2}{m^2}$]	4,0	2,1
Hintergrundalbedo [%]	13	19
2m-Temperatur [°C]	25,4	25,9
Gesamtniederschlag [$\frac{mm}{mon}$]	117	83
Verdunstung [$\frac{mm}{mon}$]	-82	-69
relative Bodenfeuchte [%]	30	25
sensibler Wärmefluß [$\frac{W}{m^2}$]	-34	-43
latenter Wärmefluß [$\frac{W}{m^2}$]	-79	-67

Tabelle 7: Mittelwerte verschiedener Oberflächenparameter und Klimavariablen der ungekoppelten PMIP-Simulation **PLGM** des LGM und der LGM-Simulation **CONTROL** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells in der Region Südasiens (JJA); negative Flüsse gehen von der Oberfläche weg.

den Modellsimulationen ergeben hingegen insbesondere für die südliche Hälfte Afrikas im LGM vielfach feuchtere Verhältnisse (siehe Abb. 10/11), was sich vor allem auf eine veränderte Zirkulation im Indik zurückführen läßt. Auch die Vegetation (vergleiche Abb. 6 und Abb. 18/19) deutet auf eine Überschätzung der Feuchtigkeit in den Modellen hin (vergleiche Tab. 2). Dies könnte auf eine Schwäche des ECHAM3-T42-Modells zurückzuführen sein (siehe Roeckner et al. (1992)). Der tropische Regenwald ist gegenüber heute stark reduziert.

Trockenere Verhältnisse als heute bestimmt PLGM in erster Linie im Nordwesten, dort vor allem in Oberguinea. Hierfür dürfte die Reduzierung des sommerlichen Südwest-Monsuns verantwortlich sein, wie sie von den Geologen angegeben wird (Webb et al. (1993b)) und sich in vom Modell bestätigten niedrigen Seewasserständen widerspiegelt (Street-Perrott et al. (1989)).

Ursache für den veränderten Monsun ist offenbar die geringere Aufheizung des Landes zusammen mit aufgrund der SSTs abgeschwächten südatlantischen Passaten.

Die Sahara bestand nach geologischen Rekonstruktionen auch im LGM, jedoch mit einer insbesondere im Südwesten gegenüber heute um etwa 700 km vergrößerten Ausdehnung (Crowley (1995), Frenzel (1992), Velichko und Isayeva (1992)).

Nach PLGM (siehe Abb. 18) entspricht der Südrand der Sahara in etwa dem für heutige Verhältnisse simulierten Verlauf nach HEUTE, der die tatsächliche Verteilung recht gut wiedergibt (hier nicht gezeigt). Damit erscheint der Rand also zu weit nördlich. Möglicherweise hat das Modell mit der Temperaturabnahme auch die Abnahme des Südwestmonsuns unterschätzt.

Den auffallendsten Unterschied zwischen den beiden LGM-Simulationen beobachtet man im Gebiet des Sahel, wo CONTROL im Sommer in weiten Bereichen bis über 3°C

niedrigere Temperaturen angibt als PLGM (siehe Abb. 20/21). Die Abnahme der Temperaturen in zwei Metern Höhe um $0,4^{\circ}\text{C}$ in der gesamten Region Nordafrika ist wie die Zunahme der sommerlichen Niederschläge von 50 mm/mon in PLGM auf 75 mm/mon in CONTROL zu 99% signifikant. Die Niederschläge in Oberguinea nehmen dabei im gekoppelten Modell weiter ab.

Der Südrand der Sahara liegt in CONTROL etwa um weitere 300 km nördlicher als in PLGM, was zu einer zu 99% signifikanten Abnahme der Flächenanteile sowohl der Trocken- bzw. Halbwüste als auch der Sandwüste führt; ebenso signifikant breitet sich der tropische Trockenwald bzw. die Savanne aus. Dies erscheint noch unrealistischer als die Ergebnisse der ungekoppelten Simulation.

Ursache könnte die zugrundeliegende Albedo sein: Diese war bei der Initialisierung von CONTROL lokal um bis zu 10% niedriger als bei PLGM. Der Überschuss an Strahlung führte über eine Erhöhung der Verdunstung zu der Zunahme der Niederschläge im Gebiet des Sahel, wodurch vermehrt Vegetation möglich wird. Auch die Abnahme der Temperaturen wäre somit erklärt. Über eine weitere Abschwächung des Südwestmonsuns erschienen auch die geringeren Niederschläge in Oberguinea plausibel. Auf weitere Einzelheiten zu dieser Wechselwirkung soll erst im nächsten Kapitel eingegangen werden.

Mittel- und Südamerika:

Die kalten Verhältnisse des LGM findet man auch in Lateinamerika: In den Tropen wird die mittlere Jahrestemperatur auf etwa 5°C unter heutigen Werten geschätzt, wobei es im Tiefland eher um 4°C , im Gebirge um etwa 7°C kälter war (Frenzel (1967)). In den Subtropen sei es mindestens 4°C kälter gewesen. Die größten Unterschiede treten im Südwinter auf (Markgraf (1993)). Eine Abkühlung wird von den beiden Modellsimulationen wiedergegeben, scheint jedoch wie in Afrika unterschätzt zu werden (siehe Abb. 8/9). Auffällig sind die warmen Verhältnisse im östlichen Amazonasgebiet.

Die im allgemeinen trockeneren Bedingungen in Mittel- und Südamerika (Crowley und North (1990), Frenzel (1967)) werden auch in den Modellsimulationen deutlich (siehe Abb. 10/11). Für Mittelamerika werden sehr niedrige Seewasserstände aufgrund der geringen Niederschläge beschrieben (Crowley und North (1990), Frenzel (1967), Street-Perrott et al. (1989)), was auch der von den Modellen simulierte effektive Niederschlag widerspiegelt. Die mancherorts als relativ feucht beschriebenen Verhältnisse im Süden (Frenzel (1967)) lassen sich in den Modellsimulationen auf eine polwärtige Verschiebung der pazifischen Westwindzone zurückführen, wie sie auch von den Geologen für möglich gehalten wird (Markgraf (1993)).

In ähnlicher Weise läßt sich auch im Südwinter die Zunahme der Niederschläge im brasilianischen Bergland und die Verringerung der sommerlichen Niederschläge im östlichen Amazonasgebiet und im nördlichen brasilianischen Bergland mit Hilfe der SSTs im Südatlantik erklären (vergleiche auch Markgraf (1993), Imbrie und Palmer Imbrie (1981)).

Der tropische Regenwald erscheint in seiner Ausdehnung gegenüber heute stark verringert (Crowley und North (1990), Frenzel (1992), Grichuk (1992), Velichko und Isayeva (1992)). Nach Markgraf (1993) ist bei der geringen Datenmenge keine exakte Aus-

sage über Ort und Zusammensetzung des Regenwaldes in Südamerika möglich. Die von den Modellen berechnete Fläche des tropischen Regenwaldes stimmt zwar in etwa mit den geologischen Angaben überein (vergleiche Abb. 6 und Abb. 18/19), erscheint jedoch weiter nördlich. Eine südwärtigere Ausdehnung wird offenbar durch die simulierte Trockenheit und Wärme des Amazonasgebietes verhindert.

Im Süden deuten die Vegetationsverhältnisse wie schon in Südafrika auf eine von den Modellen unterschätzte Abnahme der Temperaturen und der Niederschläge hin (vergleiche Tab. 2).

Australien:

Im tropischen Bereich geben die Geologen mittlere Jahrestemperaturen von etwa 5°C unter heutigen Werten an, wobei in den Hochlagen bis zu 7°C Unterschied erreicht werden (Frenzel (1967)). In dem durch die Verlandung des Schelfes im LGM mit dem australischen Festland verbundenen Neuguinea soll es 6 - 13°C kälter gewesen sein, bei Differenzen von etwa 10°C in Höhen von über 2500 m (Harrison und Dodson (1993)).

Die beiden LGM-Simulationen unterschätzen wiederum die Abkühlung (siehe Abb. 8/9). Während der Süden zu allen Jahreszeiten eine relativ konstante Abnahme der Temperaturen zeigt, ist der Norden Australiens im Südwinter um bis zu 8°C kälter und im Sommer um bis zu 4°C wärmer.

Die Geologen sprechen im LGM von einer Niederschlagsreduzierung um etwa 2000 mm/a für den Nordosten und geben an, daß 69% der Seen Australiens und Neuguineas durch niedrige Wasserstände gekennzeichnet sind (Harrison und Dodson (1993)). Auch die beiden Modellsimulationen zeigen im LGM weitgehend trockene Bedingungen (siehe Abb. 10/11).

Für den Südsommer schließen Harrison und Dodson (1993) vor allem aus Dünenformationen auf eine Abschwächung des Monsuns und auf damit verbundene trockenere Bedingungen. Crowley und North (1990) beschreiben eine Verlagerung der Tiefdrucksysteme über den umgebenden Ozeanen. In den LGM-Simulationen haben die SSTs zusammen mit der Verlandung weiter Teile des malaiischen Archipels Veränderungen der Monsunzirkulation und der dazugehörigen Niederschlagsmuster zur Folge.

Heaney (1991) nimmt an, daß im Tiefland der heutige tropische Regenwald des indonesischen Raumes im LGM auf ein Minimum reduziert und verstärkt Monsunwald und Savanne anzutreffen war (Heaney (1991)). Crowley (1995) hingegen vermutet eine fast vollständige Bedeckung mit tropischem Regenwald, bei nur vereinzeltem Auftreten von Savanne und Buschland (siehe Abb. 6). Die Modellsimulationen zeigen vor allem tropischen Regenwald, der nach Norden und nach Süden hin von tropischem Monsunwald und tropischem Trockenwald bzw. Savanne flankiert wird (siehe Abb. 18/19). Die Ausdehnung des Regenwaldes erscheint in beiden Simulationen deutlich geringer als heute.

Während der Norden Australiens in den beiden LGM-Simulationen zu feucht erscheint, sind der Süden und der Westen zu trocken (vergleiche Tab. 2). Letzteres gilt insbesondere für CONTROL, der Unterschied zu PLGM ist den simulierten Klimawerten zufolge jedoch nicht signifikant.

8 Ergebnisse der Sensitivitätsstudien

In diesem Kapitel sollen die Ergebnisse der vier mit unrealistischen Biomverteilungen initiierten LGM-Simulationen **WALD**, **WIESE**, **DUNKEL** und **HELL** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells diskutiert werden (siehe Abschnitt 6.2). Auch die Simulationen PLGM und CONTROL des vorigen Kapitels werden dabei berücksichtigt.

Bei den angegebenen Zahlenwerten verschiedener Klimagrößen bzw. Biomflächen handelt es sich um Mittelwerte über den jeweiligen trendfreien Zeitraum.

Die Angaben heutiger Modell-Werte beziehen sich wiederum auf die PMIP-Simulation des heutigen Klimas (siehe Abschnitt 2.3).

8.1 Nordafrika

Den auffallendsten Unterschied zwischen den verschiedenen Gleichgewichts-Vegetationsverteilungen beobachtet man in der Sahara (vergleiche z.B. Abb. 27 und 30), weshalb mit einer genaueren Untersuchung dieses Gebietes begonnen wird:

In Nordafrika vermitteln die Biomkarten den Eindruck unterschiedlicher Gleichgewichte: Nach CONTROL und HELL zeigt sich eine ausgedehnte Wüstenbedeckung (siehe Abb. 19/30), während nach WALD, WIESE und DUNKEL bei verringerter Wüstenfläche vor allem in der Westsahara, aber auch in Teilen der Ostsahara und Arabiens vermehrter Bewuchs mit Trockensteppe und xerophytem Busch auftritt (siehe Abb. 27-29); hinzu kommt PLGM als Gleichgewichtszustand des ungekoppelten Systems (siehe Abb. 18). Der optische Eindruck kann statistisch untermauert werden:

Im Regionalausschnitt Nordafrika (siehe Abschnitt A.1) kommen sechs Biome vor. Der warmtemperierte immergrüne Wald bleibt bei den folgenden Betrachtungen unberücksichtigt, da er in allen Simulationen unverändert erscheint. Die Flächenanteile der Biome verdeutlichen die verschiedenen Gleichgewichte:

Simulation	tropischer Trockenwald/ Savanne	xerophy- tischer Busch	Trocken- steppe	Trocken-/ Halb- wüste	Sand- wüste
PLGM	17	6	4	26	48
CONTROL/HELL	24	8	2	22	44
WALD/WIESE/DUNKEL	31	17	9	16	27

Zwischen den Gleichgewichts-Biomverteilungen von WALD, WIESE und DUNKEL gibt es in Nordafrika keinerlei signifikante Unterschiede (siehe Abschnitt A.3) der absoluten Biomflächen.

Bei einem Vergleich von CONTROL und HELL unterscheidet sich die Vegetation an vier Punkten: Trockensteppe wird in HELL zu jeweils einem Punkt Trocken- bzw. Halbwüste und Sandwüste, xerophytischer Busch geht in jeweils einen Punkt tropischen Trockenwaldes bzw. Savanne und Trockensteppe über. Dadurch wird in den

Abbildung 27: Gleichgewichts-Biomverteilung gemäß der mit einer unrealistischen Anfangs-Biomverteilung gestarteten LGM-Simulation **WALD** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells.

Abbildung 28: Wie Abbildung 27, nur Simulation **WIESE**.

Abbildung 29: Wie Abbildung 27, nur Simulation **DUNKEL**.

Abbildung 30: Wie Abbildung 27, nur Simulation **HELL**.

beiden Simulationen ein Flächenanteil von 2,2% mit unterschiedlichen Biomen belegt. Die absoluten Flächen der Trockensteppe sowie der Trocken- bzw. Halbwüste unterscheiden sich dabei jeweils mit einer Signifikanz von 99%. Die κ_i (siehe Abschnitt A.1) spiegeln diese Differenzen in erster Linie für das kleine Steppenbiom mit einem Wert von 0,562 wider, während die Übereinstimmung beim Wüstenbiom mit 0,984 sehr hoch ist.

Bei einem Vergleich der Vegetationsverteilungen der beiden „Gleichgewichtsgruppen“ gegeneinander sowie bei einem Vergleich aller gekoppelten Simulationen mit PLGM findet man fast ausschließlich zu 99% signifikante Differenzen der absoluten Biomflächen.

Auch die κ -Statistik zeigt eine hervorragende Übereinstimmung innerhalb der Gleichgewichtsgruppen: Das globale κ liegt stets zwischen 0,923 und 0,968. Bei einem Vergleich der Gruppen gegeneinander findet man Werte um 0,6. Hier paßt PLGM mit einem κ von 0,750 bzw. 0,764 ebenfalls besser zu CONTROL und HELL als zu WALD, WIESE und DUNKEL mit Werten um 0,5.

Das vom gekoppelten ECHAM-BIOME-Modell erlangte Gleichgewicht hängt somit von der initialen Vegetationsverteilung ab.

In Nordafrika bleibt in den Simulationen, in denen zu Beginn eine helle Sandwüste vorhanden war, eine Wüste auch weiterhin dominant, während sich ansonsten insbesondere im westlichen Teil der Sahara eine Vegetation ausbreiten kann.

Ursache hierfür könnte eine bio-geophysikalische Wechselwirkung sein, wie sie von Charney (1975) formuliert wurde: Der Sandboden der Wüste reflektiere aufgrund seiner hohen Albedo mehr solare Strahlung als eine bewachsene Umgebung. Da eine Wüstenoberfläche außerdem wesentlich heißer sei und man dort weniger Wolken fände, emittiere sie zudem mehr langwellige Strahlung. Eine Wüste erfahre also im Vergleich zu ihrer Umgebung einen Energieverlust aufgrund der Strahlungsverhältnisse.

Um das thermische Gleichgewicht aufrechtzuerhalten, müsse die Luft über der Wüste absinken, wobei sie adiabatisch komprimiert und somit wärmer würde, weshalb ihre relative Feuchte und daher die Niederschlagswahrscheinlichkeit abnehme.

Nach einiger Kritik an dieser Theorie erklärten Charney et al. (1977), eine verminderte Nettostrahlung ginge im Falle der Wüste in erster Linie auf Kosten der Verdunstung. Der verminderte latente Wärmefluß bewirke eine Absenkung der feuchtstatischen Energie, wodurch Konvektion und damit konvektiver Niederschlag unwahrscheinlicher würden. Durch diese Art der Selbstinduktion könne sich eine Wüste genügend hoher Albedo selbst erhalten. Umgekehrt kann bei einer zu geringen Albedo diese Rückkopplung nicht greifen, so daß eine Existenz von Vegetation möglich wird.

Um beurteilen zu können, inwieweit diese Theorie das Auftreten zweier Gleichgewichte in den Simulationen des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells erklären kann, betrachten wir die Mittelwerte der angesprochenen Klimavariablen über die Sommermonate in der Region Nordafrika (siehe Tab. 8). Im Winter bewirkt eine zusätzliche Vegetation in der Sahara aufgrund der erhöhten Absorption der Solarstrahlung höhere Bodentemperaturen, ohne dabei signifikanten Einfluß auf den Feuchtehaushalt zu

Klimavariablen	HELL	WALD
Vegetationsindex [%]	28	46
Hintergrundalbedo [%]	26	22
Bedeckungsgrad [%]	36	42
solare Strahlung \uparrow [$\frac{W}{m^2}$]	-73	-59
Globalstrahlung [$\frac{W}{m^2}$]	297	281
solare Strahlung netto [$\frac{W}{m^2}$]	224	222
Bodentemperatur [$^{\circ}C$]	29,2	27,8
thermische Strahlung \uparrow [$\frac{W}{m^2}$]	-468	-460
atmosphärische Gegenstrahlung [$\frac{W}{m^2}$]	366	371
thermische Strahlung netto [$\frac{W}{m^2}$]	-102	-89
Strahlungsbilanz Boden [$\frac{W}{m^2}$]	122	133
Strahlungsbilanz TOA [$\frac{W}{m^2}$]	54	64
sensibler Wärmefluß [$\frac{W}{m^2}$]	-45	-41
Verdunstung [$\frac{mm}{mon}$]	-48	-65
latenter Wärmefluß [$\frac{W}{m^2}$]	-46	-63
feuchtstatische Energie 850hPa [$10^3 \frac{J}{kg}$]	327	329
Gesamtniederschlag [$\frac{mm}{mon}$]	75	102
relative Bodenfeuchte [%]	34	41

Tabelle 8: Mittelwerte verschiedener Oberflächenparameter und Klimavariablen der mit unrealistischen Anfangs-Biomverteilungen gestarteten LGM-Simulationen **HELL** und **WALD** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells in der Region Nordafrika (JJA); negative Flüsse gehen von der Oberfläche weg.

nehmen. Daher wird im Folgenden auf eine Darstellung dieser Monate verzichtet.

Die jeweiligen Differenzen der in der Tabelle aufgeführten Größen sind zu 99% signifikant; einzig für den Nettowert der solaren Strahlung am Boden findet man eine Signifikanz von 95%. Es sollte berücksichtigt werden, daß es sich bei den angegebenen Zahlenwerten um Mittelwerte über den jeweiligen Gleichgewichtszeitraum handelt; die Ergebnisse stellen also das aus der Wechselwirkung resultierende Gleichgewicht dar. Die Frage, ob diese Wechselwirkung überhaupt einsetzen kann, hängt jedoch von den Werten bei der ersten Iteration ab.

Auf die Wahl eines kleineren Ausschnittes - etwa des westlichen Teils Nordafrikas - wird trotz eindeutiger Ergebnisse verzichtet, da ähnliche Änderungen der Vegetation in der gesamten Region zu beobachten sind.

Zur größeren Übersichtlichkeit wird sich auf je einen typischen Vertreter der beiden Gleichgewichtsgruppen beschränkt. Es werden die Simulationen HELL und WALD gewählt, da diese beiden Simulationen bei einer *lokalen* Trendanalyse (siehe Abschnitt A.2) verschiedener Klimagrößen weniger Trends als die übrigen Simulationen aufweisen, ihre Gleichgewichte also am stabilsten wirken. Das Vorgehen erscheint legitim, da man sowohl zwischen HELL und CONTROL einerseits als auch zwischen WALD, WIESE und DUNKEL andererseits im allgemeinen keine signifikanten Differenzen der Regionalmittel einzelner Klimagrößen findet.

Anhand von Tabelle 8 ergibt sich folgendes Bild:
Bewachsene Oberflächen haben eine geringere Albedo als Wüsten, weshalb in WALD weniger solare Strahlung reflektiert wird als in HELL. Da man über bewachsenen Flächen mehr Wolken findet, fällt jedoch weniger kurzwellige Strahlung ein, so daß der Boden in WALD netto nur etwas weniger solare Strahlung erhält als der Wüstenboden in HELL. Betrachtet man anstelle des gesamten Nordafrikas nur den westlichen Teil, so findet man, daß der Boden in WALD mit einer Signifikanz von 99% etwa 7 W/m^2 mehr Strahlung erhält.

Abbildung 31: Schematische Darstellung der dreidimensionalen Zirkulation im asiatischen Sommermonsun (nach Subbaramayya und Ramanadnam (1981))

Die entscheidendere Rolle spielt die thermische Strahlungsbilanz: Aufgrund der geringen Bodentemperaturen über der bewachsenen Oberfläche wird dort nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz weniger langwellige Strahlung emittiert. Zudem erhöht sich durch die stärkere Wolkenbedeckung die atmosphärische Gegenstrahlung, so daß netto weniger langwellige Strahlung verloren geht. Daher ist die Strahlungsbilanz am Boden wie auch am Oberrand der Atmosphäre in WALD deutlich positiver als in HELL.

Durch die niedrigen Bodentemperaturen über der Vegetation verringert sich der sensible Wärmefluß, wodurch die zur Verdunstung zur Verfügung stehende Energie in WALD weiter erhöht wird. Dies zeigt auch der latente Wärmefluß. Mit der feuchtstatischen Energie erhöhen sich die konvektiven Niederschläge in WALD. Die Feuchtigkeit kann wiederum die Vegetation erhalten. Die positive Rückkopplung ist somit vollständig.

Da in DUNKEL trotz anfänglicher Bedeckung mit Trocken- bzw. Halbwüste eine Vegetation in die Sahara einzieht, setzt der von Charney beschriebene Prozeß zur Selbsterhaltung der Wüste zumindest im gekoppelten ECHAM-BIOME-Modell eine höhere Albedo als 20% voraus.

Die Tatsache, daß der Gesamtniederschlag stets die Verdunstung überwiegt, und

Abbildung 32: Differenz **WALD-HELL** der Schichtdicke 200–500 hPa [gpm] zwischen den beiden mit unrealistischen Anfangs-Biomverteilungen gestarteten LGM-Simulationen des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells im afrikanisch-indischen Raum (JJA); in den schraffierten Gebieten ist die Differenz gemäß des zweiseitigen Students T-Tests zu mindestens 95% signifikant.

zwar in WALD stärker als in HELL, verdeutlicht, daß in WALD mehr Feuchte advehiert werden muß, was auf einen verstärkten Südwestmonsun hindeutet. Dies würde auch erklären, warum sich die Vegetation in WALD lediglich im westlichen, nicht so sehr aber im östlichen Teil der Sahara ausbreiten kann.

Die erhöhte feuchtstatische Energie in WALD bedeutet eine stärkere Konvektion als in HELL, was zu einer deutlichen Beeinflussung der im Sommer auftretenden tropischen Oststrahlströmung führt (vergleiche auch Laval und Picon (1986)):

Globale Karten des sommerlichen Geschwindigkeitspotentials zeigen eine Dipolstruktur. Heute liegt das Hauptkonvektionsgebiet im südostasiatischen Raum (siehe Abb. 16). Die aufsteigenden Luftmassen speisen die tropische Oststrahlströmung, die bei etwa 14°N verläuft und ihr Maximum in 200- 100 hPa zeigt.

Ihr wesentlicher absteigender Ast befindet sich über Südafrika im Bereich des subtropischen Hochdruckgürtels. Ein zweiter schwächerer Ast der Strömung verläuft stärker zonal und sinkt allmählich über dem nordafrikanischen Raum ab (siehe Abb. 31). Hier kann Konvektion je nach Lage des Konvektionsgebietes und Richtung der Höhenströmung die tropische Oststrahlströmung über die Corioliskraft entweder verstärken oder abschwächen (Bauer (1996)).

Im LGM befindet sich das sommerliche globale Hauptkonvektionsgebiet im Westpazifik (siehe etwa Abb. 17) und speist den Hauptteil der tropischen Oststrahlströmung. Ein weiterer Teil der Strömung ergibt sich durch Konvektion in dem im LGM weitgehend verlandeten malaiischen Archipel.

Die geringe initiale Hintergrundalbedo von maximal 20% hatte in WALD, WIESE

Abbildung 33: Zonale Windkomponente [m/s] in 200hPa gemäß der mit einer unrealistischen Anfangs-Biomverteilung gestarteten LGM-Simulation **HELL** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells im afrikanisch-indischen Raum (JJA).

und **DUNKEL** insbesondere in der westlichen Sahara stärker konvektive Bedingungen als in **CONTROL** und **HELL** zur Folge.

Vermehrt freiwerdende latente Energie führt über der Vegetation zu einer Zunahme der Schichtdicke in der mittleren und oberen Troposphäre (siehe Abb. 32) und zunehmender Höhendivergenz. Im Sommer ist in der betrachteten Region die südliche Hadleyzelle deutlich ausgeprägt - mit maximaler Konvektion bei $10-15^{\circ}\text{N}$ -, während die gewohnte Zellenstruktur weiter nördlich durch das Auftreten eines zweiten Konvektionsmaximums sowie durch Einflüsse des Subtropen-Strahlstroms aufgelöst wird. Resultat ist eine südwärts gerichtete Strömungskomponente in der Höhe, die im allgemeinen geringere Windgeschwindigkeiten als die zonale Komponente aufweist (hier nicht gezeigt).

Die etwa in **WALD** gegenüber **HELL** verstärkt aufsteigenden Luftmassen haben somit nach der Divergenz in der Höhe über die Ablenkung durch die Corioliskraft eine Verstärkung der tropischen Oststrahlströmung zur Folge (siehe Abb. 33/34).

Ähnlich kann die Verstärkung der Oststrahlströmung über Zentralafrika mit dem

Abbildung 34: Wie Abbildung 33, nur Simulation **WALD**.

Abbildung 35: Differenz **WALD-HELL** der Geschwindigkeitspotentiale [km^2/s] in 200 hPa zwischen den beiden mit unrealistischen Anfangs-Biomverteilungen gestarteten LGM-Simulationen des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells (JJA).

Abbildung 36: Wie Abbildung 35, nur Differenz **CONTROL-PLGM** zwischen der mit einer realistischen Anfangs-Biomverteilung gestarteten LGM-Simulation des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells und der ungekoppelten PMIP-Simulation des LGM.

Rückgang der hellen Sandwüste in WALD zugunsten einer Vegetation im südlichen Teil der Ostsahara in Verbindung gebracht werden. In WALD reicht die verstärkte tropische Oststrahlströmung weiter auf den Atlantik hinaus als in HELL. Damit verschiebt sich auch ihr Absinkbereich weiter nach Nordwesten.

So zeigen die sommerlichen Geschwindigkeitspotentialfelder in 200 hPa für WALD im nordafrikanischen Bereich gegenüber HELL eine verstärkte Höhendivergenz Höhendivergenz und somit eine Zunahme der konvektiven Bedingungen, bei umgekehrten Verhältnissen im atlantischen Raum (siehe Abb. 35). Unterschiede in der Globalstrahlung und der atmosphärischen Gegenstrahlung, welche im Nordatlantik ihr Maximum erreichen, verdeutlichen diese Verlagerung.

Ähnliches wie für den Vergleich der beiden Gleichgewichtszustände der gekoppelten Simulationen ergibt sich für den Vergleich von CONTROL mit PLGM: Eine lokal um bis zu 10% niedrigere initiale Albedo in CONTROL führte vor allem im Bereich der südwestlichen Sahara zu einer erhöhten Bedeckung mit Vegetation (siehe Abschnitt 7.6). Hierdurch ergibt sich eine leichte Verstärkung der tropischen Oststrahlströmung (hier nicht gezeigt). Die Zunahme der Konvektion in CONTROL zeigt sich in der Höhe in einer Abnahme der konvergenten Bedingungen über Nordafrika (siehe Abb. 36).

8.2 Südasien

In der Region um Vorder- und Hinterindien ergeben sich ähnliche Differenzen in den Vegetationsmustern wie in Nordafrika (vergleiche Abb. 18/19 und Abb. 27–30):

Die κ -Statistik deutet in der Region Südasien wiederum auf zwei Gleichgewichtsgruppen hin, wenngleich diese weniger ausgeprägt als in Nordafrika erscheinen: Die Übereinstimmung zwischen CONTROL und HELL ist exzellent mit $\kappa = 0,884$; WALD, WIESE und DUNKEL untereinander zeigen Werte um 0,8. Bei einem Vergleich der Gruppen gegeneinander liegen die κ zwischen 0,617 und 0,708.

Im Gegensatz zu Nordafrika paßt der PLGM-Lauf hier mit κ -Werten um die 0,6 besser zu WALD, WIESE und DUNKEL als zu CONTROL und HELL mit Werten von 0,409 bzw. 0,443.

Ein Vergleich von WALD, WIESE und DUNKEL zeigt bei keinem der zehn in Südasien vorkommenden Biome eine signifikante Differenz der absoluten Flächen. CONTROL paßt mit bei signifikant unterschiedlichen Biomen am ehesten zu HELL. PLGM zeigt auch hier bei mindestens zwei signifikant verschiedenen Biomen eine größere Ähnlichkeit zu WALD, WIESE und DUNKEL als zu CONTROL und HELL.

Insbesondere die Flächenanteile zweier Biome in der Region Südasien verdeutlichen die verschiedenen Gleichgewichtszustände:

Simulation	xerophytischer Busch	Trocken-/bzw. Halbwüste
PLGM	38	15
WALD/WIESE/DUNKEL	35	23
CONTROL/HELL	25	32

Die Ursache für die Ähnlichkeit von PLGM zu WALD, WIESE und DUNKEL in Südasiens ist in den verschiedenen Oberflächenparametern zu finden (siehe Abschnitt 7.5 und Tab. 9).

Doch warum ähneln sich CONTROL und HELL in Südasiens ?

Für den nordafrikanischen Raum erscheint das plausibel, da man in beiden Simulationen Anfangswerte der Hintergrundalbedo von 35% antreffen kann. Dies gilt jedoch nicht für die indische Region, in der die Albedowerte in CONTROL maximal bei 20% liegen. Auch den Vegetationsdaten zufolge wäre eine Ähnlichkeit zwischen DUNKEL und HELL wahrscheinlicher.

Möglicherweise machen sich die Vorgänge in Nordafrika auch hier bemerkbar. Dafür spricht ebenfalls die Tatsache, daß sich Unterschiede einzelner Klimagrößen zwischen den verschiedenen Simulationen wiederum in den Sommermonaten bemerkbar machen. Doch auf welche Weise hängen die nordafrikanische und die indische Region zusammen ?

Zur Versorgung der tropischen Oststrahlströmung liefert das Tibetanische Plateau einen entscheidenden Beitrag (vergleiche Abb. 31): Durch die mit zunehmender sommerlicher Einstrahlung einhergehende Aufheizung des Hochplateaus verstärken sich fühlbare und latente Wärmeflüsse, welche eine Erwärmung der mittleren und oberen Troposphäre bewirken. Über eine Zunahme der Schichtdicke führt dies zur Ausbildung des mit einer Höhendivergenz verbundenen Tibethochs. Die auseinanderströmenden Luftmassen speisen nach Ablenkung durch die Corioliskraft zum einen den Subtropen-Strahlstrom im Norden und zum anderen die tropische Oststrahlströmung im Süden.

Um die in der Höhe mit der Oststrahlströmung nach Südwesten abfließenden Luftmassen auszugleichen, muß aus Kontinuitätsgründen am Boden eine vom Meer zum Land gerichtete Südwestströmung entstehen, der indische Sommermonsun. Ein wichtiger Teil dieser Strömung ist der in 1–2 km Höhe verlaufende Somali-Strahlstrom: Als Passatströmung von der Südhemisphäre kommend überschreitet er den Äquator, wird an Ostafrika „reflektiert“ und erstreckt sich über das Arabische Meer nach Indien. Seine Ausläufer überqueren den Golf von Bengalen und Hinterindien bzw. die Malaienhalbinsel und konvergieren schließlich mit der westpazifischen Strömung und den Passaten der Südhemisphäre (Bauer (1996)).

Auf diese Weise ist die tropische Oststrahlströmung eng mit dem indischen Sommermonsun verknüpft.

Zur Untersuchung der Simulationsergebnisse werden wiederum WALD und HELL als typische Vertreter der beiden Gleichgewichtszustände betrachtet (siehe Abschnitt 8.1):

Eine verstärkte tropische Oststrahlströmung über Nordafrika erfordert aus Kontinuitätsgründen offenbar einen erhöhten Nachschub im Eingangsbereich. Diesen Eindruck vermittelt die im gesamten südasiatischen Raum verstärkte Höhendivergenz in WALD (siehe Abb. 35). Über ein intensiviertes Tibethoch sollte dies eine Verstärkung der Monsunzirkulation bedeuten.

Tatsächlich beobachtet man in WALD gegenüber HELL eine Zunahme der Schichtdicke in der mittleren und oberen Troposphäre. Das Zentrum der Erwärmung liegt

dabei südwestlich des Himalayas (siehe Abb. 32). In dieser Region findet man in WALD lokal um bis zu 100 mm/mon höhere Niederschläge als in HELL.

Ursache ist offenbar eine in WALD stärker als in HELL auf das Festland gerichtete Strömung im nordöstlichen Arabischen Meer. Im Gebiet der Wüste Tharr ergibt sich dazu passend ein in WALD um bis zu 2 hPa niedrigerer Luftdruck bei um bis zu 1,5°C höheren Bodentemperaturen (hier nicht gezeigt).

Die Auswirkungen der erhöhten Niederschläge in WALD sollen wiederum anhand der Mittelwerte verschiedener Klimavariablen über die Sommermonate in der Region Südasien nachvollzogen werden (siehe Tab. 9). Die jeweiligen Differenzen sind zu mindestens 95% signifikant; einzig für den Nettowert der solaren Strahlung am Boden findet man keine Signifikanz, wie in Nordafrika ist die thermische Strahlungsbilanz entscheidender.

Es sollte beachtet werden, daß der betrachtete Regionalausschnitt nicht nur die von der angesprochenen Niederschlagserhöhung betroffenen Gebiete umfaßt. Auf die Wahl eines entsprechend kleineren Ausschnittes wird aus Gründen der Modellaufösung (siehe Abschnitt 2.2) trotz eindeutigerer Ergebnisse verzichtet.

Klimavariablen	HELL	WALD
Gesamtniederschlag [$\frac{mm}{mon}$]	81	98
Vegetationsindex [%]	45	56
Waldindex [%]	8	13
Blattflächenindex [$\frac{m^2}{m^2}$]	1,9	2,6
Hintergrundalbedo [%]	19,1	18,5
relative Bodenfeuchte [%]	24	28
Verdunstung [$\frac{mm}{mon}$]	-68	-75
Bedeckungsgrad [%]	45	49
Bodentemperatur [°C]	25,7	25,3
thermische Strahlung ↑ [$\frac{W}{m^2}$]	-460	-457
atmosphärische Gegenstrahlung [$\frac{W}{m^2}$]	379	381
thermische Strahlung netto [$\frac{W}{m^2}$]	-81	-76
solare Strahlung ↑ [$\frac{W}{m^2}$]	-44	-43
Globalstrahlung [$\frac{W}{m^2}$]	289	284
solare Strahlung netto [$\frac{W}{m^2}$]	244	241
Strahlungsbilanz Boden [$\frac{W}{m^2}$]	164	166
Strahlungsbilanz TOA [$\frac{W}{m^2}$]	76	78
sensibler Wärmefluß [$\frac{W}{m^2}$]	-45	-40
latenter Wärmefluß [$\frac{W}{m^2}$]	-65	-73
feuchtstatische Energie 850hPa [$10^3 \frac{J}{kg}$]	330	331

Tabelle 9: Mittelwerte verschiedener Oberflächenparameter und Klimavariablen der mit unrealistischen Anfangs-Biomverteilungen gestarteten LGM-Simulationen **HELL** und **WALD** des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells in der Region Südasien (JJA).

Durch die erhöhten Niederschläge kann in WALD mehr Vegetation als in HELL

Abbildung 37: Differenz **WALD-HELL** der Stromlinien in 200 hPa zwischen den beiden mit unrealistischen Anfangs-Biomverteilungen gestarteten LGM-Simulationen des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells im afrikanisch-indischen Raum (JJA).

existieren. Es kommt zu einer verstärkten Verdunstung. Die Tatsache, daß die Niederschläge insbesondere in WALD die Verdunstung überwiegen, verdeutlicht eine erhöhte Feuchtekonvergenz durch eine verstärkte Monsunströmung.

Mit der Abkühlung des Bodens in WALD um lokal bis zu 3°C verringert sich die thermische Ausstrahlung. Zudem erhält der Boden in WALD durch die erhöhte Wolkenbedeckung mehr atmosphärische Gegenstrahlung. Beides zusammen führt dazu, daß der Boden in WALD weniger langwellige Strahlung verliert als in HELL.

Entscheidender als die durch eine geringere Albedo verminderte Reflexion der solaren Strahlung ist die mit mehr Wolken verbundene Verringerung der Globalstrahlung, so daß netto WALD weniger solare Strahlung erhält. Da der Effekt der thermischen Strahlung überwiegt, zeigt WALD insgesamt eine etwas positivere Strahlungsbilanz am Boden und am Oberrand der Atmosphäre als HELL, wobei lokal Unterschiede von bis zu 20 W/m² zwischen den beiden Simulationen auftreten können.

Aufgrund der niedrigeren Temperaturen findet man einen verringerten sensiblen Wärmefluß in WALD. Die überschüssige Energie kommt der Verdunstung zugute. Die bei der Konvektion freiwerdende latente Wärme führt zu der angesprochenen Zunahme der Schichtdicke in der mittleren und oberen Troposphäre und kommt so der tropischen Oststrahlströmung zugute (siehe Abb. 37, 33 und 34).

Auf diese Weise könnte die verstärkte Oststrahlströmung in Nordafrika in WALD, WIESE und DUNKEL über eine Intensivierung des Sommermonsuns für Bedingungen sorgen, die in Teilen Indiens eine vermehrte Existenz von Vegetation möglich machen.

Für die Veränderungen in Südasien sind also möglicherweise die Vegetationsverhältnisse in Nordafrika ausschlaggebend. Dies würde die Ähnlichkeit der Simulationen CONTROL und HELL in der indischen Region erklären.

Meehl (1994) beschreibt zwei interne Rückkopplungsmechanismen während des in-

dischen Sommermonsuns: Eine erhöhte Bodenfeuchte könne über eine verstärkte Verdunstung entweder zu vermehrten Niederschlägen, einem *verstärkten* Monsun und erneuter Erhöhung der Bodenfeuchte führen oder aber zu einer Abkühlung des Bodens, die durch den verringerten Land-See-Kontrast eine *Abschwächung* des Monsuns mit sich bringt. Ob die positive oder die negative Rückkopplung in einer Modellsimulation die Oberhand gewinnt, könne mit dem in dem Modell verwandten Konvektionsschema zusammenhängen.

In den Simulationen dieser Arbeit scheint die positive Rückkopplung zu überwiegen: Die höhere Bodenfeuchte in WALD ist mit vermehrten Niederschlägen und einem gegenüber HELL verstärkten Monsun verbunden. Die Abkühlung des Bodens spielt eine untergeordnete Rolle. Möglicherweise trifft die negative Rückkopplung eher auf das Gebiet der Wüste Tharr zu, in dem man bei der verstärkten Einströmung in WALD höhere Temperaturen als in HELL findet, da die mit dem intensivierten Monsun verbundenen Niederschläge nicht diesem Bereich zugute kommen, sondern erst vor dem Himalaya für feuchtere Bedingungen und eine stärkere Verdunstung sorgen. Beide Regionen sind in Meehls Betrachtungen enthalten.

8.3 Ostasien

Im sibirischen Raum waren die Vegetationsunterschiede zwischen der ungekoppelten PMIP - Simulation des LGM und der LGM - Simulation des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells auf die Wechselwirkung von Vegetation, Schnee und Albedo im Bereich von Tundra und Taiga zurückgeführt und für die Abkühlung in CONTROL verantwortlich gemacht worden (siehe Abschnitt 7.2). Wie sieht dieses Gebiet in den Anomalieflächen aus (vergleiche Abb. 18/19 und Abb. 27–30)?

Die κ -Statistik gibt in Ostasien die deutlichste Übereinstimmung mit einem κ von 0,907 wiederum für die Simulationen CONTROL und HELL an. Aber auch WALD, WIESE und DUNKEL zeigen mit Werten um die 0,85 eine größere Ähnlichkeit als in Südasien. Die Unterschiede zwischen diesen beiden Gruppen scheinen bei Werten zwischen 0,715 und 0,795 noch weniger ausgeprägt.

PLGM paßt mit einem κ von 0,631 bzw. 0,659 eher zu CONTROL und HELL als zu WALD, WIESE und DUNKEL mit Werten zwischen 0,501 und 0,566.

Bei einem Vergleich der absoluten Biomflächen zeigen sich zwischen CONTROL und HELL keine signifikanten Differenzen; dies gilt auch für sämtliche Vergleiche mit DUNKEL. Bei einer Betrachtung der übrigen gekoppelten Simulationen weisen maximal zwei von den zehn vorkommenden Biomen signifikante Unterschiede auf, es herrscht also allgemein große Übereinstimmung.

PLGM hebt sich mit jeweils bis zu vier signifikant verschiedenen Biomflächen davon ab.

Betrachtet man wiederum die nördlichsten Gebiete, so möchte man zunächst vermuten, daß in den Simulationen, die mit ausgedehnter Vegetation beginnen, diese auch erhalten bleibt. Das ist offenbar nicht der Fall:

Simulation	Tundra	polare Kältewüste
PLGM	26	7
CONTROL/HELL	20	20
WALD/WIESE/DUNKEL	16	26

Die Wanderungsmatrizen (hier nicht gezeigt) verdeutlichen, daß die Ausbreitung der polaren Kältewüste ausschließlich auf Kosten der Tundra vonstatten geht.

Denkbar wäre erneut ein Einfluß der in Nordafrika veränderten atmosphärischen Zirkulation. Es werden wiederum WALD und HELL als typische Vertreter der beiden Gleichgewichtsgruppen betrachtet (siehe Abschnitt 8.1):

Das sommerliche Geschwindigkeitspotentialfeld zeigt in WALD eine stärkere Höhendivergenz und somit stärker konvektive Bedingungen als in HELL (siehe Abb. 35). Die Modellergebnisse (hier nicht gezeigt) belegen, daß die Abnahme der Globalstrahlung aufgrund der höheren Wolkenbedeckung in WALD nicht durch Änderungen der übrigen Strahlungsgrößen und Flüsse ausgeglichen werden kann, woraus um bis zu 1°C niedrigere Bodentemperaturen als in HELL resultieren.

Die Temperatursummen liegen in dieser Region nahe dem Toleranzwert für eine Existenz von Vegetation (vergleiche Tab. 2), so daß es durch die sommerliche Temperaturabnahme in WALD dort vielerorts zu kalt für ein Pflanzenwachstum werden kann. Wie nahe die Temperatursummen dieser Region am unteren Grenzwert liegen, zeigen auch starke Änderungen im Verlauf des Südrandes der polaren Kältewüste zwischen je zwei Iterationen.

Die verringerte Ausbreitung der Trockensteppe weiter südlich in CONTROL und HELL läßt sich ebenfalls mit der Veränderung der konvektiven Bedingungen erklären.

8.4 Sonstige Regionen

Während sich die Simulationen in den bislang beschriebenen Regionen in zwei Gleichgewichtsgruppen aufteilen lassen, zeigen sich für alle anderen Gebiete nur geringe Unterschiede in Klima und Vegetation (vergleiche Abb. 18/19 und Abb. 27–30).

Die beobachteten Differenzen lassen sich im allgemeinen auf die Veränderungen des globalen Geschwindigkeitspotentialfeldes zurückführen (siehe Abb. 35). Ursachen für die Unterschiede zu PLGM ergeben sich aus den Betrachtungen des vorigen Kapitels.

Europa:

Von den elf vorkommenden Biomen findet man bei einem Vergleich aller gekoppelten Simulationen untereinander nur in zwei Fällen signifikante Differenzen der absoluten Flächen. Die κ -Statistik ergibt stets Werte über 0,855. Der Vergleich mit PLGM zeigt maximale κ von 0,566

Eine gegenüber CONTROL und HELL verringerte Höhenkonvergenz in WALD, WIESE und DUNKEL spiegelt sich in einer an feuchtere Bedingungen angepaßten Vegetation wider (vergleiche Tab. 2). So findet sich vereinzelt Waldtundra anstatt einer Wiesen- bzw. Waldsteppe, die ihrerseits Teile der Trockensteppe verdrängt.

Zentralasien:

Von den elf vorkommenden Biomen beobachtet man bei einem Vergleich der gekoppelten Simulationen untereinander zumeist nur bei je einem Biom signifikante Differenzen in der absoluten Fläche. Die κ -Statistik ergibt stets Werte über 0,880. Die Ähnlichkeit mit PLGM ist mit κ -Werten zwischen 0,711 und 0,774 relativ groß: Es unterscheiden sich stets mindestens drei Biome signifikant in ihrer absoluten Fläche.

Einzig für die kalt-aride Halbwüste ergibt sich das bekannte Muster der zwei Gruppen mit CONTROL und HELL einerseits, bei Flächenanteilen von etwa 35%, sowie WALD, WIESE und DUNKEL andererseits bei Anteilen von 31-34%, wobei die Unterschiede zwischen den Gruppen zumeist mit 99% Signifikanz auftreten. Eine Abnahme der kalt-ariden Halbwüste ist mit einer nicht signifikanten Zunahme der Taiga, also wärmeren und feuchteren Bedingungen verbunden.

Nordamerika:

Von den fünfzehn vorkommenden Biomen unterscheidet sich bei einem Vergleich der gekoppelten Simulationen zumeist nur je eines signifikant in der absoluten Fläche. Offenbar aufgrund starker Unterschiede einzelner Punkte insbesondere im Bereich des Golfes von Mexiko liegen die κ -Werte nur zwischen 0,803 und 0,876 ; einzig WALD und WIESE weisen ein κ von 0,929 auf. Im Vergleich mit PLGM unterscheiden sich stets mindestens drei Biome signifikant in ihrer absoluten Fläche. Die κ zeigen Werte um 0,75 .

Möglicherweise ist die verstärkte Höhenkonvergenz in WALD, WIESE und DUNKEL Ursache für eine an trockenere Bedingungen als in CONTROL und HELL angepasste Vegetation. So findet sich vereinzelt xerophytischer Busch anstelle des warmtemperierten immergrünen Waldes, Trocken- bzw. Halbwüste anstelle einer Trockensteppe oder auch tropischer Trockenwald bzw. Savanne anstelle des tropischen Monsunwaldes.

Mittel- und Südamerika:

Von den elf vorkommenden Biomen treten bei einem Vergleich der gekoppelten Simulationen insgesamt nur sechsmal Unterschiede der absoluten Flächen bei einer Signifikanz von 95% auf. Fünf dieser Differenzen kommen durch einen Vergleich mit HELL zustande. Die κ liegen zwischen 0,938 und 0,969 , mit den höchsten Werten bei HELL. Der Vergleich mit PLGM zeigt für maximal zwei Biome signifikante Differenzen der absoluten Fläche. Auch die κ zeigen eine gute Übereinstimmung mit Werten um 0,8 .

Da die Änderungen im Geschwindigkeitspotential zwischen den gekoppelten Läufen offenbar keine signifikanten Differenzen anderer Klimavariablen bewirken können, soll die in Abschnitt 7.6 vorgenommene Diskussion dieser Region genügen.

Südafrika:

Von den acht vorkommenden Biomen ergeben sich bei einem Vergleich der gekoppelten Simulationen insgesamt viermal signifikante Differenzen der absoluten Flächen, stets bei einem Vergleich mit DUNKEL, da diese Simulation einen Punkt weniger Trocken- bzw. Halbwüste aufweist. Die κ -Statistik ergibt Werte zwischen 0,880 und 0,948 . Im Vergleich zu PLGM findet man stets für mehr als zwei Biome signifikante Differenzen. Die κ liegen zwischen 0,643 und 0,718 .

Da die Unterschiede zwischen den gekoppelten Läufen nur gering sind, soll die Dis-

kussion in Abschnitt 7.6 genügen.

Australien:

Von den acht vorkommenden Biomen unterscheiden sich bei einem Vergleich der gekoppelten Simulationen maximal je zwei Biome signifikant in ihrer absoluten Fläche. Dies ist besonders bei einem Vergleich mit WALD, und hier wiederum beim xerophytischen Busch der Fall. Tatsächlich beobachtet man, daß in WALD der xerophytische Busch weite Bereiche der Trockensteppe einnimmt, wodurch gerade im Südwesten Australiens das Buschland direkt in Trocken- bzw. Halbwüste übergeht. Die κ -Statistik zeigt stets Werte um 0,9; nur gegenüber WALD liegen die κ zwischen 0,803 und 0,838. Bei einem Vergleich mit PLGM findet man κ -Werte zwischen 0,741 und 0,786; lediglich der Vergleich mit WALD ergibt ein κ von 0,681.

Die Modellergebnisse zeigen in WALD vermehrte Niederschläge im Südsommer mit niedrigeren Temperaturen bei einer erhöhten Verdunstung.

Bei den geringfügigen Unterschieden in den zuletzt angesprochenen Regionen verwundert es nicht, daß bei einer *globalen* Betrachtung der Vegetation wiederum die beiden Gleichgewichtszustände auffallen, deren Ursprung offenbar im Gebiet der Sahara liegt:

Global existieren bei sämtlichen achtzehn Biomen zwischen CONTROL und HELL keine signifikanten Unterschiede der absoluten Flächen, und zwischen WALD, WIESE und DUNKEL nur bei der Trockensteppe mit 95% Signifikanz bei einem Vergleich der beiden erstgenannten Simulationen. Vergleicht man die beiden Gleichgewichtsgruppen gegeneinander, so findet man stets sechs oder sieben Biome mit signifikanten Differenzen. Auch die κ -Statistik ergibt innerhalb der Gruppen Werte von über 0,917, außerhalb der Gruppen hingegen Werte um 0,85. HELL mit seinen massiven Änderungen ist also dem unter relativ realistischen Bedingungen gestarteten CONTROL am ähnlichsten

Der Vergleich mit PLGM fällt mit zumeist sieben signifikanten Differenzen schlechter aus. Auch die κ sind mit Werten zwischen 0,710 und 0,772 niedriger, wobei PLGM eher CONTROL und HELL ähnelt.

Es fällt auf, daß bei einem globalen Vergleich der Gleichgewichtsgruppen gegeneinander sowie bei den Vergleichen mit PLGM stets Unterschiede in der absoluten Fläche der nur in Nordafrika und Arabien vorkommenden Sandwüste (Biom 18) bei einer Signifikanz von 99% auftreten (vergleiche Tab. 10).

Bei einem Vergleich mit PLGM beobachtet man stets mit 99% Signifikanz auftretende Unterschiede der absoluten Flächen des tropischen Regenwaldes (Biom 1) sowie der polaren Kältewüste (Biom 17), was auf die Vorgänge im sibirischen Raum zurückzuführen ist.

Ein Vergleich der beiden Gleichgewichtsgruppen gegeneinander ergibt stets signifikante Unterschiede für den tropischen Trockenwald bzw. die Savanne (Biom 3), den xerophytischen Busch (Biom 11), die Trockensteppe (Biom 12), die Trocken- bzw. Halbwüste (Biom 15) sowie die kalt-aride Halbwüste (Biom 16). Ursache sind die Verhältnisse

Simulation	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
PLGM	2,6	4,3	16,4	3,7	1,5	0,4	0,5	1,3	0,3	1,1	11,3	8,7	4,2	6,6	20,1	6,0	3,8	7,3
CONTROL	3,4	4,4	15,9	4,3	1,4	0,4	0,4	1,5	0,5	0,6	10,2	7,0	4,0	6,5	20,4	7,2	5,3	6,8
HELL	3,6	3,9	16,1	4,2	1,2	0,5	0,6	1,4	0,4	0,7	10,4	6,9	4,0	6,3	20,5	7,2	5,3	6,8
WALD	3,6	4,2	17,3	4,1	1,5	0,4	0,6	1,6	0,5	0,6	12,4	7,6	4,2	6,4	18,2	6,7	5,7	4,4
WIESE	3,5	4,1	17,3	4,1	1,4	0,4	0,6	1,6	0,5	0,6	11,6	8,8	4,3	6,1	18,7	6,3	5,9	4,4
DUNKEL	3,4	4,4	17,1	4,0	1,5	0,2	0,6	1,6	0,5	0,7	12,2	8,3	4,1	6,4	18,1	6,6	5,8	4,6

Tabelle 10: Flächenanteile der einzelnen Biome an der gesamten Landoberfläche außerhalb der Gletscher in den verschiedenen LGM-Simulationen.

in Nordafrika, in Südasien und im sibirischen Raum.

Nach der in Kapitel 5 vorgenommenen Gliederung der Biome ergeben sich bei einem globalen Vergleich der beiden Gleichgewichtsgruppen gegeneinander sowie der einzelnen Simulationen gegen PLGM die größten Unterschiede für die helle Sandwüste, für die in jedem Fall signifikante Differenzen zu finden sind, und auch für die dunklen Wüsten, für die man diese Differenzen fast immer beobachtet.

Bei den Wiesenbiomen zeigen sich signifikante Unterschiede fast ausschließlich für den xerophytischen Busch und die Trockensteppe. Differenzen bei den Waldbiomen treten nur vereinzelt auf.

Schlußbemerkungen

Zusammenfassung

Ein Ziel dieser Arbeit war die möglichst realistische Simulation der Klimaverhältnisse während des LGM:

Die Ergebnisse der LGM-Simulation des PMIP mit dem ungekoppelten ECHAM3-T42-Atmosphärenmodell zeigten nach Anwendung des BIOME-Modells von Prentice et al.(1992) insbesondere südlich des Eurasischen Eisschildes und im sibirischen Raum einige Abweichungen von den geologischen Befunden: Für Europa ergaben die Simulationsergebnisse des ungekoppelten Modells mehr Wald als von den Geologen angegeben wird. In Sibirien unterschätzte das Modell die südwärtige Ausdehnung der Tundra und bestimmte wiederum zu viel Wald.

In der vorliegenden Arbeit führte die LGM-Simulation CONTROL des unter realistischen Bedingungen gestarteten gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells in weiten Teilen Eurasiens zu Temperaturen, die um 1-2°C unter denen der ungekoppelten Simulation lagen. Das Zentrum der Abkühlung befand sich mit Differenzen von über 5°C im sibirischen Raum.

Hier war in der PMIP-Simulation eine konstante Bedeckung mit Wald zugrunde gelegt worden. In CONTROL konnte sich die zugrundegelegte Vegetation den vorherrschenden Klimabedingungen anpassen, so daß außerhalb der polaren Kältewüste im wesentlichen eine Bedeckung mit Tundra angenommen wurde. Bei Schneebedeckung führte die Reduzierung des Waldes in CONTROL über eine Zunahme der Albedo zu einer Erhöhung der reflektierten Strahlung. Bei einer weniger stark veränderten langwelligen Strahlungsbilanz erklärte dies die kälteren Bedingungen.

Nach Bonan et al.(1992) spielen Veränderungen der Meeresoberflächentemperaturen und der See-Eis-Bedeckung bei einer durch diese Wechselwirkung verursachten Albedo- und Temperaturänderung eine wichtige Rolle. Die Kopplung mit einem Ozeanmodell wäre hier von Interesse.

Die kälteren Bedingungen führten in CONTROL im sibirischen Raum zu einer weiter nach Süden vordringenden polaren Kältewüste als in der PMIP-Simulation des LGM sowie zu einer Verdrängung des Waldes durch die Tundra. Auch in Zentralasien ergab sich eine stärkere südwärtige Ausdehnung der Tundra vor allem auf Kosten der Taiga. Somit gibt das gekoppelte ECHAM-BIOME-Modell die von den Geologen rekonstruierte Vegetationsverteilung in diesem Gebiet realistischer wieder.

Auch in Nordamerika ergab die Simulation des gekoppelten Modells insbesondere im Nordosten eine signifikante Abkühlung gegenüber der ungekoppelten Simulation. Im Nordwesten zeigten sich im Sommer nur geringfügig geänderte Bedingungen, im Winter hingegen eine deutliche Erwärmung. In CONTROL führte die Abkühlung im sibirischen Raum zu einer Intensivierung des dortigen Höhentrog. Über ein verstärktes Mäandrieren der Höhenströmung könnte dies die Temperaturbedingungen in Nordamerika erklären. Möglicherweise war die veränderte Höhenströmung auch für die feuchteren Bedingungen in Europa verantwortlich, die in CONTROL zu einer weiteren Verbrei-

tung des Waldes gegenüber der ungekoppelten Simulation führten und weiterhin den geologischen Rekonstruktionen widersprechen.

Die Klima- und Vegetationsverhältnisse der Südhemisphäre erwiesen sich als vor allem durch die umgebenden Ozeane geprägt. In den Tropen und Subtropen zeigte ein Vergleich der Modellergebnisse mit den geologischen Befunden für das LGM eine Unterschätzung der Abnahme von Temperaturen und Niederschlägen in beiden Simulationen. Dies könnte auf zu hohe von CLIMAP angegebene Meeresoberflächentemperaturen hindeuten, wie das von anderen Autoren vermutet wird (siehe z.B. Crowley und North (1990)).

Der zweite Teil der vorliegenden Arbeit beschäftigte sich mit der Frage, wie stabil der in CONTROL simulierte Klimazustand ist:

Die ungekoppelte PMIP-Simulation des LGM führte zu einer Ausdehnung der Sahara, die in etwa den heutigen Verhältnissen entsprach. Nach den geologischen Befunden wird ihre Ausdehnung damit vom Modell unterschätzt.

Die fünf gekoppelten Simulationen dieser Arbeit (CONTROL sowie vier mit unrealistischen Vegetationsverteilungen gestartete Anomalie-Läufe) ließen in dieser Region zwei verschiedene Gleichgewichtszustände erkennen: CONTROL und HELL zeigten eine ausgedehnte Wüstenbedeckung - die jedoch geringer war als die der ungekoppelten Simulation-, während WALD, WIESE und DUNKEL vermehrte Vegetation in der Westsahara und in Teilen der Ostsahara und Arabiens aufwiesen.

Ursache für diese Unterschiede war offenbar der von Charney (1975) beschriebene Mechanismus, nach dem sich eine Wüste genügend hoher Albedo über eine Beeinflussung des Strahlungs- und Feuchtehaushaltes selbst erhalten kann. So beobachtete man in den mit heller Wüste gestarteten Simulationen die ausgedehnte Wüstenfläche, während sich in den übrigen Simulationen die Vegetation ausbreiten konnte. Vermehrte Konvektion über den bewachsenen Oberflächen hatte dabei einen verstärkten Südwestmonsun zur Folge.

Die vermehrte Konvektion in WALD, WIESE und DUNKEL führte ferner zu einer Intensivierung der tropischen Oststrahlströmung, die bei höheren Windgeschwindigkeiten weiter auf den Atlantik hinausreichte. Möglicherweise bewirkte dies die verstärkt konvektiven Bedingungen im Eingangsbereich des Strahlstroms. Über eine Beeinflussung des indischen Sommermonsuns könnte so die vermehrte Vegetation südlich des Himalayas in WALD, WIESE und DUNKEL erklärt werden.

Somit sind unter den gegebenen Randbedingungen des LGM wenigstens zwei Gleichgewichtszustände des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells möglich. Dies gilt auch für die entsprechende Simulation des heutigen Klimas (Claussen (1996b)). Im Gegensatz dazu wird für das holozäne Optimum nur ein möglicher Gleichgewichtszustand des gekoppelten Modells mit einer bewachsenen Westsahara gefunden (Gayler (1995)). Im LGM erscheinen die orbitalen Parameter den heutigen sehr ähnlich, während die klimatischen Bedingungen deutlich verschieden waren; im holozänen Optimum sind die

Verhältnisse hingegen genau umgekehrt. Daher wirkt ein wesentlicher Einfluß der orbitalen Parameter auf die Anzahl der möglichen Gleichgewichtszustände des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells naheliegend, obgleich auch andere Größen wie Meeresoberflächentemperaturen, Land-Meer-Verteilung, Gletscher oder CO₂-Gehalt berücksichtigt werden müssen.

Denkbar wäre etwa folgender Zusammenhang:

Im holozänen Optimum haben eine stärkere Neigung der Erdachse und die Tatsache, daß das Perihel im Nordsommer erreicht wird, einen verstärkten Jahresgang der Einstrahlung für die Nordhemisphäre zur Folge. Die vermehrte Aufheizung des Landes im Sommer bewirkt dort verstärkte Monsunströmungen und erhöhte effektive Niederschläge; umgekehrt bewirkt die vermehrte Abkühlung im Winter eine Abnahme der effektiven Niederschläge. Über das ganze Jahr betrachtet nimmt jedoch die Feuchtigkeit zu (Kutzbach and Webb (1993)).

Auf Nordafrika angewendet bedeutet dies offenbar, daß im holozänen Optimum die klimatischen Bedingungen stets feucht genug für eine Existenz von Vegetation in der westlichen Sahara sind. Großräumige Strukturen - wie etwa die tropische Oststrahlströmung - könnten durch die Einstrahlungsbedingungen in einer Weise vorhanden gewesen sein, die die positive Rückkopplung zur Selbsterhaltung der Wüste nach Charney verhinderten.

Im Gegensatz dazu lassen die Einstrahlungsbedingungen heute wie auch im LGM in den Simulationen des gekoppelten ECHAM-BIOME-Modells verschiedene Gleichgewichtszustände in Abhängigkeit von der initialen Vegetationsverteilung zu. Tatsächlich hat sich die großräumige Zirkulation derart eingestellt, daß keine Vegetation in der Westsahara existiert. In den Modellsimulationen hängt dies von einer initialen Albedo von mehr als 20% ab, die eine Rückkopplung nach Charney möglich macht. Ein geringerer Anfangswert der Albedo vermag dort jedoch tropische Oststrahlströmung und Monsunzirkulation so zu verschieben, daß die Existenz von Vegetation insbesondere in der westlichen Sahara wiederum möglich wird.

Ausblick

Um ein Gefühl für die Güte der erzielten Ergebnisse zu erhalten, soll an dieser Stelle auf die Bedingungen eingegangen werden, unter denen die Ergebnisse erzielt wurden:

Die Modellierung globaler Vegetationsverteilungen steht noch am Anfang ihrer Entwicklung. Das BIOME-Modell stellt ein denkbar einfaches Modell zur Simulation der potentiellen natürlichen Vegetation dar.

Es reagiert auf *Klima* mittel, obgleich der Zusammenhang von Klima und Vegetation nichtlinear ist. So hängt beispielsweise der Wärmebedarf einer Pflanze von deren Entwicklungsstadium ab. Selbst bei ausreichenden Temperatursummen wäre somit noch nicht gewährleistet, daß auch in jeder Entwicklungsphase genügend Wärme vorhanden ist (Woodward (1987)). Ferner werden Klimaextreme, die eine Ausrottung ganzer Pflanzenbestände zur Folge haben können, bei der Verwendung von Klimamitteln nicht beschrieben; einzig das absolute Temperaturminimum wird durch die Verwendung der Mitteltemperatur des kältesten Monats andeutungsweise erfaßt.

Eine sehr wesentliche Einschränkung bedeutet die Tatsache, daß es sich bei dem BIOME-Modell um ein statisches Modell handelt, das die zu einem Klimazustand im

Gleichgewicht stehende Vegetationsverteilung angibt. Will man die Vegetationsverteilung zu einem bestimmten erdgeschichtlichen Zeitpunkt simulieren, so kann man nur dann realistische Ergebnisse erzielen, wenn die tatsächliche Vegetation zu jenem Zeitpunkt genügend Zeit hatte, sich auf die vorherrschenden Klimabedingungen einzustellen. Für das LGM war dies der Fall. Für die vermutlich sehr raschen Klimaänderungen der Zukunft wird dies nicht zutreffen.

Im Gegensatz zu einem dynamischen Modell kann ein statisches Modell eine schrittweise Verschiebung der Vegetation aufgrund sich ändernder Umweltbedingungen nicht erfassen. So können Migrationsprozesse oder die einzelnen Stadien einer Sukzession nicht beschrieben werden. Zudem existiert im allgemeinen keine rein vom Klima abhängende Schlußgesellschaft. Zumeist sind auch andere Bedingungen wie etwa die Bodenverhältnisse für ein Pflanzenwachstum von Bedeutung. Diese wiederum können in dem hier verwendeten BIOME-Modell einzig über die totale nutzbare Wasserkapazität Berücksichtigung finden. Insbesondere bei der Simulation anderer als heutiger Klimate stellt eine Angabe dieser Größe ein Problem dar.

Ein entscheidender Punkt ist die Einführung der hellen Sandwüste als 18. Biom. Das Auftreten dieses Bioms hängt nicht unmittelbar von den klimatischen Bedingungen ab, sondern ergibt sich aus Satellitenbeobachtungen entsprechend heutiger Bodenbeschaffenheiten. Es erscheint sinnvoll, dieses Biom etwa anhand des Priestley-Taylor-Koeffizienten als Funktion der Umgebungsverhältnisse darzustellen.

Weitere Verbesserungen könnten darin bestehen, einige vom ECHAM-Modell berechnete Größen direkt in das BIOME-Modell zu übernehmen, anstatt sie dort nochmals zu bestimmen. Bei der Kopplung mit dem Atmosphärenmodell könnte ferner neben den Oberflächenparametern auch die totale nutzbare Wasserkapazität als Funktion des jeweiligen Bioms übergeben werden. Auf diese Weise wäre es möglich, Änderungen der Bodenverhältnisse aufgrund einer veränderten Vegetation zu erfassen. Ferner erscheint eine Berücksichtigung jahreszeitlicher Änderungen der Vegetation und somit der Oberflächenparameter sinnvoll.

Bei der Modellierung von Paläo- wie auch von zukünftigen Klimaten könnte die Berücksichtigung des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes im BIOME-Modell eine Verschiebung der Dominanzhierarchie bewirken: C3-Pflanzen, zu denen fast alle Baumarten gehören, sind aufgrund einer veränderten Dunkelreaktion bei der Photosynthese weniger tolerant gegen einen niedrigen CO_2 -Gehalt als C4-Pflanzen (Bazzaz und Fajer (1992)), was zu der starken Verbreitung von Gräsern im LGM beigetragen haben könnte (Crowley (1995)). Deren Auftreten würde also vom Modell unterschätzt werden.

Ein Vorteil der neueren ECHAM4-Version liegt in einer realistischeren Vorgabe der Oberflächenparameter: So ist es in der älteren Version beispielsweise möglich, daß der Waldindex größere Werte annimmt als der Vegetationsindex (vergleiche Claussen et al. (1994)). Auch ist in der neuen Version eine Unterscheidung der Waldbiome anhand ihrer Albedo möglich, da dort Albedowerte unter 15% zugelassen werden. Ferner ist ECHAM4 in der Lage, verschiedene Bodentypen zu unterscheiden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit verdeutlichen erneut, wie wichtig die Einbeziehung einer veränderlichen Vegetation ist, soll eine realistische Simulation der Klimaverhältnisse der Zukunft gelingen.

Anhang

A Statistische Verfahren

Zur Auswertung der Daten werden neben der graphischen Darstellung von Vegetationsverteilungen und Klimagrößen auch einige Verfahren aus der Statistik verwendet.

A.1 κ -Statistik

Um zwei Biomkarten nach der von Monserud und Leemans (1992) beschriebenen Methode der κ -Statistik miteinander vergleichen zu können, müssen zunächst die zu den jeweiligen Gitterelementen gehörenden absoluten Flächen ermittelt werden; diese werden relativiert mit der gesamten Erdoberfläche, abzüglich der vom Klimamodell fest vorgegebenen Meeres- und Gletscheroberflächen.

Die Flächenanteile der c verschiedenen Biome der jeweiligen Verteilungen werden in einer Matrix derart dargestellt, daß die Matrixelemente p_{ij} den Flächenanteil aller Gitterelemente angeben, die auf der Referenz-Biomkarte mit Biom i und auf der zu vergleichenden Biomkarte mit dem Biom j belegt sind. Diese Wanderungsmatrizen verdeutlichen die Biomübergänge. Die Hauptdiagonale der Matrix enthält die Flächenanteile der in beiden Karten übereinstimmenden Punkte. Addiert man diese Werte, so erhält man mit $p_0 = \sum_{i=1}^c p_{ii}$ ein Maß für die Übereinstimmung beider Karten.

Diese Übereinstimmung enthält auch bei völliger Unabhängigkeit der beiden Karten *zufällige* Übereinstimmungen. Ein Maß hierfür ergibt sich aus den Flächenanteilen des Bioms i in der Referenzkarte ($p_{i.}$) bzw. in der zu vergleichenden Karte ($p_{.i}$) gemäß $p_e = \sum_{i=1}^c p_{i.} * p_{.i}$.

Normiert man die Differenz ($p_0 - p_e$) mit ihrem größtmöglichen Wert, so zeigt

$$\kappa = \frac{p_0 - p_e}{1 - p_e}$$

global den Grad der Übereinstimmung beider Verteilungen an, die bei Identität der Karten mit $\kappa = 1$ ihr Maximum erreicht und bei Absinken bis auf $\kappa \approx 0$ mit $p_0 \approx p_e$ nur noch zufällig ist.

Betrachtet man in der Darstellung von κ anstelle der Summe über sämtliche Biome jedes Biom einzeln, so erhält man für jedes Biom i ein individuelles κ_i entsprechend

$$\kappa_i = \frac{p_{ii} - p_{i.} * p_{.i}}{\frac{p_{i.} + p_{.i}}{2} - p_{i.} * p_{.i}}$$

Hieraus ergibt sich wiederum das globale κ als gewichtetes Mittel.

Um anhand der ermittelten κ -Werte die Qualität der Übereinstimmung zweier Biomverteilungen angeben zu können, schlugen Monserud und Leemans (1992) folgende Zuordnung vor:

perfekt	1,00 - 0,99
exzellent	0,99 - 0,85
sehr gut	0,85 - 0,70
gut	0,70 - 0,55
mäßig	0,55 - 0,40
schlecht	0,40 - 0,20
sehr schlecht	0,20 - 0,05
keine	kleiner 0,05

In der vorliegenden Arbeit wurde es vorgezogen, direkte Zahlenwerte zu nennen, da diese die beobachteten Zusammenhänge deutlicher wiedergeben.

Bei der Betrachtung von Regionalausschnitten (siehe Abb. 38) wurden die Biomflächen jeweils mit der Fläche des betrachteten Ausschnittes relativiert.

A.2 Trendanalyse

Um einen Eindruck von der zeitlichen Entwicklung der Biome sowie der verschiedenen Klimagrößen zu bekommen, wurden ihre Trends über unterschiedliche Zeiträume betrachtet. Insbesondere die Frage, ob eine Vegetationsverteilung sich bereits auf ein Gleichgewicht eingestellt hat oder noch in der Entwicklung begriffen ist, sollte auf diese Weise beantwortet werden. Als Verfahren zur Trendanalyse wurde der F-Test verwendet (siehe Kreyszig (1977)), wobei hier auf 95% sowie auf 99% Signifikanz geprüft wurde.

Bei der Betrachtung der Biomverteilungen wurde die globale Entwicklung der absoluten Flächen der Biome über die einzelnen Jahre bzw. über die einzelnen Iterationen (Mittelwert über je *fünf* Jahre) einer Simulation untersucht. Ergab sich über einen bestimmten Zeitraum kein signifikanter Trend, so wurde dieser Zeitraum als Gleichgewichtszustand des Experimentes interpretiert und auf weitere Iterationen verzichtet. Ferner wurden die aus der κ -Statistik resultierenden κ bzw. κ_i auf Trends geprüft; anhand dieser beiden Größen wurde auch untersucht, ob sich die Biomverteilung eines Experimentes mit der Zeit an die Gleichgewichtsverteilung eines anderen Experimentes annähert. Außer auf die Biomverteilungen wurde dieser globale F-Test auch auf verschiedene Klimagrößen angewendet.

Ein lokaler F-Test wurde benutzt, um die zeitliche Entwicklung der Klimagrößen in den einzelnen Gitterzellen zu analysieren.

Die Betrachtung von Regionalausschnitten sollte wiederum regionale Besonderheiten verdeutlichen.

Abbildung 38: Lage der in der vorliegenden Arbeit betrachteten Regionalausschnitte.

A.3 Students T-Test

Um die Aussagekraft beobachteter Unterschiede zwischen zwei Simulationen beurteilen zu können, wurden die Differenzen der entsprechenden Mittelwerte anhand eines zweiseitigen Students T - Tests auf 95% und auf 99% Signifikanz geprüft (siehe Kreyszig (1977)).

Dieses Verfahren wurde auf die Differenz der einzelnen Biomflächen der Gleichgewichtszustände unterschiedlicher Simulationen angewendet. Auch Unterschiede der globalen Mittel verschiedener Klimagrößen wurden mit dieser Methode auf Signifikanz getestet.

Ein lokaler T-Test wurde durchgeführt, um in den Karten der Differenzen einzelner Klimagrößen einen Anhaltspunkt für die Bedeutsamkeit der beobachteten Unterschiede zu geben.

Ferner wurden auch hier einzelne Regionalausschnitte betrachtet.

Literatur

- Bard, E., B. Hamelin, R.G. Fairbanks, and A. Zindler (1990):** *Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30 000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals.* Nature, Vol. 345, pp. 405–410.
- Baron, D. et al. (1990):** *Biologie. Ein Lehrbuch.* Springer-Lehrbuch, Czihak, G., H. Langer und H. Ziegler (Hrsg.), 4. Auflage, Kap. 4/6/8/9, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Bauer, H.-S. (1996):** *Die tropische Ost-Strahlströmung in den ECHAM-Modellen des MPI.* Diplomarbeit im Fach Meteorologie, vorgelegt dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg.
- Bazzaz, F.A. and E.D. Fajer (1992):** *Plant life in a CO_2 -rich world.* Scientific American, January 1992.
- Berger, A.L. (1978):** *Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes.* Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 35, pp. 2362–2367.
- Bonan, G.B., D. Pollard, and S.L. Thompson (1992):** *Effects of boreal forest vegetation on global climate.* Nature, Vol. 359, pp. 716–718.
- Bradley, R.S. (1985):** *Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction.* Allen and Unwin Inc., Boston.
- Broecker, W.S. (1996):** *Plötzliche Klimawechsel.* Spektrum der Wissenschaft, Januar 1996, S. 86–92.
- Chalita, S. and H. LeTreut (1994):** *The albedo of temperate and boreal forest in the Northern Hemisphere climate: A sensitivity experiment using the LMD GCM.* Climate Dynamics, Vol. 10, pp. 231–240.
- Charney, J.G. (1975):** *Dynamics of desert and drought in the Sahel.* Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 101, pp. 193–202.
- Charney, J.G., W.J. Quirk, S.-H. Chow, and J. Kornfield (1977):** *A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions.* Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 34, pp. 1 366–1 385.
- Claussen, M. (1994):** *On coupling global biome models with climate models.* Climate Research, Vol. 4, pp. 203–221.
- Claussen, M. (1996a):** *Variability of global biome patterns as a function of initial and boundary conditions in a climate model.* Climate Dynamics, Vol. 12, No. 6, pp. 371–379.
- Claussen, M. (1996b):** *Modeling bio-geophysical feedback in the African and Indian monsoon region.* Climate Dynamics, accepted.
- Claussen, M. and M. Esch (1994):** *Biomes computed from simulated climatologies.* Climate Dynamics, Vol. 9, pp. 235–243.
- Claussen, M., U. Lohmann, E. Roeckner, and U. Schulzweida (1994):** *A global data set of land-surface parameters.* Report No. 135, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- CLIMAP Project Members (1981):** *Seasonal reconstruction of the earth's surface at the last glacial maximum.* Geological Society of America, Map Chart Series, MC-36.

- COHMAP Members (1988):** *Climatic changes of the last 18 000 years: Observations and model simulations.* Science, Vol. 241, pp. 1043–1052.
- Crowley, T.J. (1995):** *Ice age terrestrial carbon changes revisited.* Global Biochemical Cycles, Vol. 9, pp. 377–389.
- Crowley, T.J. and G.R. North (1990):** *Paleoclimatology.* Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 18, Oxford University Press, New York.
- Crutzen, P.J. (1989):** Menschliche Einflüsse auf das Klima und die Chemie der globalen Atmosphäre. In: Crutzen, P.J. und M. Müller (Hrsg.): *Das Ende des blauen Planeten? - Die Zerstörung der Erdatmosphäre: Gefahren und Auswege.* Teil I, S. 25–48.
- Dawson, A.G. (1992):** *Ice Age Earth. Late Quaternary Geology and Climate.* A volume in the Routledge physical environment series, edited by Keith Richards, London and New York.
- DKRZ Modellbetreuungsgruppe (1994):** *The ECHAM3 Atmospheric General Circulation Model.* Technical Report No. 6, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg.
- Foley, J.A., J.E. Kutzbach, M.T. Coe, and S. Levis (1994):** *Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch.* Nature, Vol. 371, pp. 52–54.
- Folland, C.K., T.R. Karl, and K. Ya. Vinnikov (1990):** Observed climate variations and change. In: Intergovernmental Panel on Climate Change, Ephraums, J.J., S.K. Varney, and A. Gilchrist (Eds.): *Scientific Assessment of Climate Change.* Section 7, pp. 195–242.
- Frenzel, B. (1967):** *Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters.* Die Wissenschaft, Band 129, Westphal, W. und H. Rotta (Hrsg.).
- Frenzel, B. (1992):** Vegetation during the maximum cooling of the last glaciation. In: Frenzel, B., M. Pecsí, and A.A. Velichko (Eds.): *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene.* Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 55 and 122.
- Gates, D.M. (1993):** *Climate Change and Its Biological Consequences.* Sinauer Associates, Inc., Sunderland, Massachusetts.
- Gayler, V. (1995):** *Berechnung der globalen Vegetationsverteilung während des Klimaoptimums im Holozän mit Hilfe eines gekoppelten Atmosphären-Biom-Modells.* Diplomarbeit im Fach Meteorologie, vorgelegt dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg.
- Grichuk, V.P. (1992):** Main types of vegetation (ecosystems) during the maximum cooling of the last glaciation. In: Frenzel, B., M. Pecsí, and A.A. Velichko (Eds.): *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene.* Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 57, 123–124.
- Guetter, P.J. and J.E. Kutzbach (1990):** *A modified Köppen classification applied to model simulations of glacial and interglacial climates.* Climatic Change, Vol. 16, pp. 193–215.
- Hamilton, A.C. and D. Taylor (1991):** *History of climate and forests in tropical Africa during the last 8 million years.* Climatic Change, Vol. 19, pp. 65–78.

- Harrison, S.P. and J. Dodson (1993):** Climates of Australia and New Guinea since 18000 yr BP. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. chap. 11, pp. 265–293.
- Hays, J.D., J. Imbrie, and N.J. Shackleton (1976):** *Variations in the earth's orbit: Pacesetter of the ice ages*. Science, Vol. 194, pp. 1121–1132.
- Heaney, L.R. (1991):** *A synopsis of climatic and vegetational change in Southeast Asia*. Climatic Change, Vol. 19, pp. 53–61.
- Hegerl, G.C., K. Hasselmann, U. Cubasch, J.F.B. Mitchell, E. Roeckner, R. Voss, and J. Waszkewitz (1996):** *On multi-fingerprint detection and attribution of greenhouse gas- and aerosol forced climate change*. Report No.207, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Heusser, L.A. (1989):** Northeast Asian climatic change over the last 140000 years inferred from pollen in marine cores taken off the Pacific coast of Japan. In: Leinen, M. and M. Sarnheim (Eds.): *Paleoclimatology and Paleometeorology. Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. pp. 665–692.
- Hillmer, G. und W. Weitschat (1983):** *Führer durch die Schausammlung Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum*. Universität Hamburg (Hrsg.), Hans Christians Verlag, Hamburg.
- Hughes, T.J., G.H. Denton, B.G. Andersen, D.H. Schilling, J.L. Fastook, and C.S. Lingle (1981):** The last great ice sheets: A global view. In: Denton, G.H. and T.J. Hughes (Eds.): *The Last Great Ice Sheets*. chap. 6, pp. 263–317.
- Imbrie, J. and K. Palmer Imbrie (1981):** *Die Eiszeiten. Naturgewalten verändern unsere Welt*. Econ Verlag, Düsseldorf.
- Jolly, D., S.P. Harrison, B. Damnati, and R. Bonnefille (1996):** *Simulated climate and biomes of Africa during the late Quaternary: Comparison with pollen and lake status data*. Quaternary Science Reviews, in press.
- Knauer, R.H. (1995):** *Klima-Kapriolen*. Kosmos 8/95, S. 52–57.
- Köppen, W. (1923):** *Die Klimate der Erde*. Walter de Gruyter, Berlin.
- Kreyszig, E. (1977):** *Statistische Methoden und ihre Anwendungen*. 6. Auflage, Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen.
- Kuhle, M. (1987):** *Die Wiege der Eiszeit*. Geo, 2/87, S. 80–94.
- Kutzbach, J.E. and T. Webb III (1993):** Conceptual basis for understanding late-Quaternary climates. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. chap. 2, pp. 5–11.
- Kutzbach, J.E. and W.W. Ruddiman (1993):** Model description, external forcing, and surface boundary conditions. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. chap. 3, pp. 12–23.

- Kutzbach, J.E., P.J. Guetter, P.J. Behling, and R. Selin (1993a):** Simulated climatic changes: Results of the COHMAP climate-model experiments. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. chap. 4, pp. 24–93.
- Kutzbach, J.E., P.J. Bartlein, I.C. Prentice, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, T. Webb III, and H.E. Wright, Jr. (1993b):** Epilogue. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. chap. 20, pp. 536–542.
- Lautenschlager, M. (1991):** *Simulation of the ice age atmosphere – January and July means*. Geologische Rundschau, Band 80 (3), S. 513–534.
- Lautenschlager, M. and K. Herterich (1990):** *Atmospheric response to ice age conditions: Climatology near the earth's surface*. Journal of Geophysical Research, Vol. 95 (D13), pp. 22 547–22 557.
- Laval, K. and L. Picon (1986):** *Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 43 (21), pp. 2418–2429.
- Lerch, G. (1991):** *Pflanzenökologie*. Akademie Verlag, Berlin.
- Lohmann, U., R. Sausen, L. Bengtsson, U. Cubasch, J. Perlwitz, and E. Roeckner (1993):** *The Köppen climate classification as a diagnostic tool for general circulation models*. Climate Research, Vol. 3, pp. 177–193.
- Lorenz, S.J. (1993):** *Zur Problematik des 100 000 Jahre Eiszeit-Zyklus des Klimasystems*. Diplomarbeit am Max-Planck-Institut für Meteorologie, vorgelegt am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg.
- Lorenz, S.J., B. Grieger, P. Helbig, and K. Herterich (1996):** *Investigating the sensitivity of the atmospheric general circulation model ECHAM3 to paleoclimatic boundary conditions*. Report des Max-Planck-Institutes für Meteorologie, Hamburg, in press.
- Markgraf, V. (1993):** Climatic history of Central and South America since 18 000 BP: Comparison of pollen records and model simulations. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. chap. 14, pp. 357–385.
- McMichael, A.J. (1996):** Human population health. In: Intergovernmental Panel on Climate Change, Watson, R. T., M.C. Zinyowera, R.H. Moss, and D.J. Dokken (Eds.): *Climate Change 1995 – Impacts, Adaptions and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Cambridge University Press, section 18, pp. 561–584.
- McNaughton, K.G. (1976):** *Evaporation and advection I: Evaporation from extensive homogeneous surfaces*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 102, pp. 181–191.
- Meehl, G.A. (1994):** *Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External conditions versus internal feedbacks*. Journal of Climate, Vol. 7, pp. 1 033–1 049.
- Melillo, J., T.V. Callaghan, F.I. Woodward, E. Salati, and S.K. Sinha (1990):** Effects on Ecosystems. In: Intergovernmental Panel on Climate Change, Ephraums, J. J., S.K. Varney, and A. Gilchrist (Eds.): *Scientific Assessment of Climate Change*. Section 10, pp. 287–318.

- Monserud, R.A. and R. Leemans (1992):** *Comparing global vegetation maps with the Kappa statistic*. Ecological Modelling, Vol. 62, pp. 275–293.
- Olson, J.S., J.A. Watts, and L.J. Allison (1983):** *Carbon in live vegetation of major world ecosystems*. ORNL-5862, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge.
- Prentice, I.C., S.P. Harrison, R. Leemans, R.A. Monserud, and A.M. Solomon (1992):** *A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate*. Journal of Biogeography, Vol. 19, pp. 117–134.
- Prentice, I.C., M.T. Sykes, and W. Cramer (1993):** *A simulation model for the transient effects of climate change on forest landscapes*. Ecological Modelling, No. 65, pp. 51–70.
- Prentice, K.C. (1990):** *Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation model studies*. Journal of Geophysical Research, Vol. 95 (D8), pp. 11 811–11 830.
- Roberts, N. and H.E. Wright, Jr. (1993):** Vegetational, lake level, and climate history of the Near East and Southwest Asia. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. chap. 9, pp. 194–220.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert, and M. Windelband (1992):** *Simulation of the Present-Day Climate with the ECHAM Model: Impact of Model Physics and Resolution*. Rep. 93, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Schaefer, M. (1992):** *Ökologie*. Wörterbücher der Biologie, 3. Auflage, Gustav Fischer Verlag, Jena.
- Schubert, R. (1984):** *Lehrbuch der Ökologie*. 3. Auflage, Gustav Fischer Verlag, Jena.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher (1986):** *A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 43, pp. 505–531.
- Shukla, J. and Y. Mintz (1982):** *Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate*. Science, Vol. 215, pp. 1498–1501.
- Street-Perrott, F.A., D.S. Marchand, N. Roberts, and S.P. Harrison (1989):** *Global Lake-Level Variations from 18 000 to 0 Years Ago: A Paleoclimatic Analysis*. Technical Rep. TR046, United States Department of Energy.
- Street-Perrott, F.A. and R.A. Perrott (1993):** Holocene vegetation, lake levels and climate of Africa. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. chap. 13, pp. 318–356.
- Subbaramayya, I. and R. Ramanadnam (1981):** On the onset of the Indian southwest monsoon and the monsoon general circulation. In: Lighthill, J. and R. Pearce (Eds.): *Monsoon Dynamics*. Cambridge University Press.
- Sud, Y.C. and W.E. Smith (1985):** *The influence of local land-surface processes on the Indian monsoon: A numerical study*. Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 24, pp. 1 015–1 036.

- Sud, Y.C., J. Shukla, and Y. Mintz (1988):** *Influence of land surface roughness on atmospheric circulation and precipitation: A sensitivity study with a general circulation model.* Journal of Applied Meteorology, Vol. 27, pp. 1 036–1 054.
- Thompson, R.S., C. Whitlock, P. J. Bartlein, S.P. Harrison, and W.G. Spaulding (1993):** Climatic changes in the Western United States since 18 000 BP. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum.* chap. 18, pp. 468–513.
- Tushingham, A.M. and W.R. Peltier (1991):** *Ice-3G: A new global model of late pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change.* Journal of Geophysical Research, Vol. 96 (B3), pp. 4 497–4 523.
- Velichko, A.A. and L.L. Isayeva (1992):** Landscape types during the maximum cooling of the last glaciation. In: Frenzel, B., M. Pecsí, and A.A. Velichko (Eds.): *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene.* Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 59, 125–126.
- Walter, H. (1970):** *Vegetationszonen und Klima.* Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Warrick, R.A. and J. Oerlemans (1990):** Sea level rise. In: Intergovernmental Panel on Climate Change, Ephraums, J.J., S.K. Varney, and A. Gilchrist (Eds.): *Scientific Assessment of Climate Change.* Section 9, pp. 261–285.
- Webb III, T., P.J. Bartlein, S.P. Harrison, and K.H. Anderson (1993a):** Vegetation, lake levels and climate in Eastern North America for the past 18 000 Years. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum.* chap. 17, pp. 415–467.
- Webb III, T., W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, V. Markgraf, J.E. Kutzbach, P. J. Bartlein, H.E. Wright, Jr., and W.L. Prell (1993b):** Climatic Changes during the past 18 000 years: Regional syntheses, mechanisms and causes. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum.* chap. 19, pp. 514–535.
- Wigley, T.M.L. and T.P. Barnett (1990):** Detection of the greenhouse effect in the observations. In: Intergovernmental Panel on Climate Change, Ephraums, J.J., S.K. Varney, and A. Gilchrist (Eds.): *Scientific Assessment of Climate Change.* Section 8, pp. 243–259.
- Winkler, M.G. and P.K. Wang (1993):** The late Quaternary vegetation and climate of China. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum.* chap. 10, pp. 221–264.
- Woodward, F.I. (1987):** *Climate and Plant Distribution.* Cambridge University Press, Cambridge.
- Wright, Jr., H.E. (1993):** Introduction. In: Wright, Jr., H.E., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, and P.J. Bartlein (Eds.): *Global Climates since the Last Glacial Maximum.* chap. 1, pp. 1–4.

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbständig verfaßt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet zu haben.

Hamburg, den 15. Oktober 1996

Claudia Kubatzki