

I Grundlagen

1 Die Landoberfläche

1.1 Wechselwirkungen zwischen Klima, Böden und Vegetation

Schon früh wurden Klimaklassifikationen erstellt, die in gewissem Zusammenhang zu beobachteten Vegetationszonen stehen, wie etwa die Schemata von Köppen oder Holdridge [Koeppen, 1923, Holdridge, 1947], und die auch heute noch dazu benutzt werden, simulierte Klimazustände in Form von Vegetation zu interpretieren [Guetter and Kutzbach, 1990, Lohmann et al., 1993]. In den vergangenen Jahren geht die Entwicklung hin zu so genannten Dynamischen Globalen Vegetations-Modellen (*DGVMs*), die auch für globale Klimastudien verwendet werden [Cramer et al., 2000]. Neben der Darstellung verschiedener biogeophysikalischer und/oder biogeochemischer Prozesse enthalten sie zumeist eine eigene, mit der Vegetationsbedeckung verknüpfte Beschreibung von Prozessen an der Landoberfläche [Foley et al., 1996, Sitch et al., 2000]. Hierfür wiederum gibt es jedoch auch selbstständige Schemata, die ihrerseits in Atmosphären-Modelle eingebettet werden können [Dickinson et al., 1986, Henderson-Sellers, 1993, Pollard and Thompson, 1995, Sellers et al., 1996, Bonan, 1998, Cox et al., 1999, Pitman and PILPS-members, 1999]. Diesen Schemata liegen folgende Beobachtungen zu Grunde, die auch Grundlage für die in der vorliegenden Arbeit verwendete Beschreibung der Landoberfläche sind:

Entscheidend für die energetische und die hydrologische Bilanz am Boden sind Solarstrahlung und Niederschlag als Antriebskräfte (siehe Abb. 1). Welcher Anteil der einfallenden Sonnenstrahlung reflektiert wird, bestimmt die *Albedo*, die sich mit dem Oberflächentyp, der Vegetationsdichte und - etwa bei Böden - mit dem Feuchtegehalt oder bei Pflanzen mit deren Blattausrichtung oder phänologischem Zustand ändert [Lerch, 1991, Dickinson, 1992]. Sie nimmt für verschiedene Wellenlängen unterschiedliche Werte ein [Graetz, 1991]. Das Chlorophyll der Vegetation absorbiert bevorzugt im sichtbaren Bereich (ca. 0,40-0,73 μm). Dort werden unterhalb von Wellenlängen von etwa 700 nm lediglich etwa 5% der einfallenden Strahlung reflektiert, oberhalb hingegen etwa 85% [Dickinson, 1992]. Letzteres bringt das Problem der Mehrfachstreuung mit sich. Eine ähnliche, jedoch kontinuierlicher sich ändernde Abhängigkeit gilt für Böden; entscheidend ist hier auch die Zusammensetzung. Schnee kann die Albedo der Landoberfläche auf Werte bis über 80% erhöhen, weniger stark jedoch bei unebenen Oberflächen. Die Schneekristalle absorbieren bevorzugt im nahen Infrarot. Schließlich verändert sich die Absorption und damit die Albedo mit dem Einfallswinkel der Strahlung und ist unter Bewölkung anders als unter klarem Himmel [Lerch, 1991].

Für die Boden-Energiebilanz in feuchten Regionen sind vor allem Wasser- und Strahlungsflüsse entscheidend. Vor allem in trockenen Gebieten spielen daneben auch der Wärmetransport in den Boden und der *fühlbare Wärmefluss* in oder aus Richtung Atmosphäre eine wesentliche Rolle. Niederschläge können teilweise von Pflanzenteilen

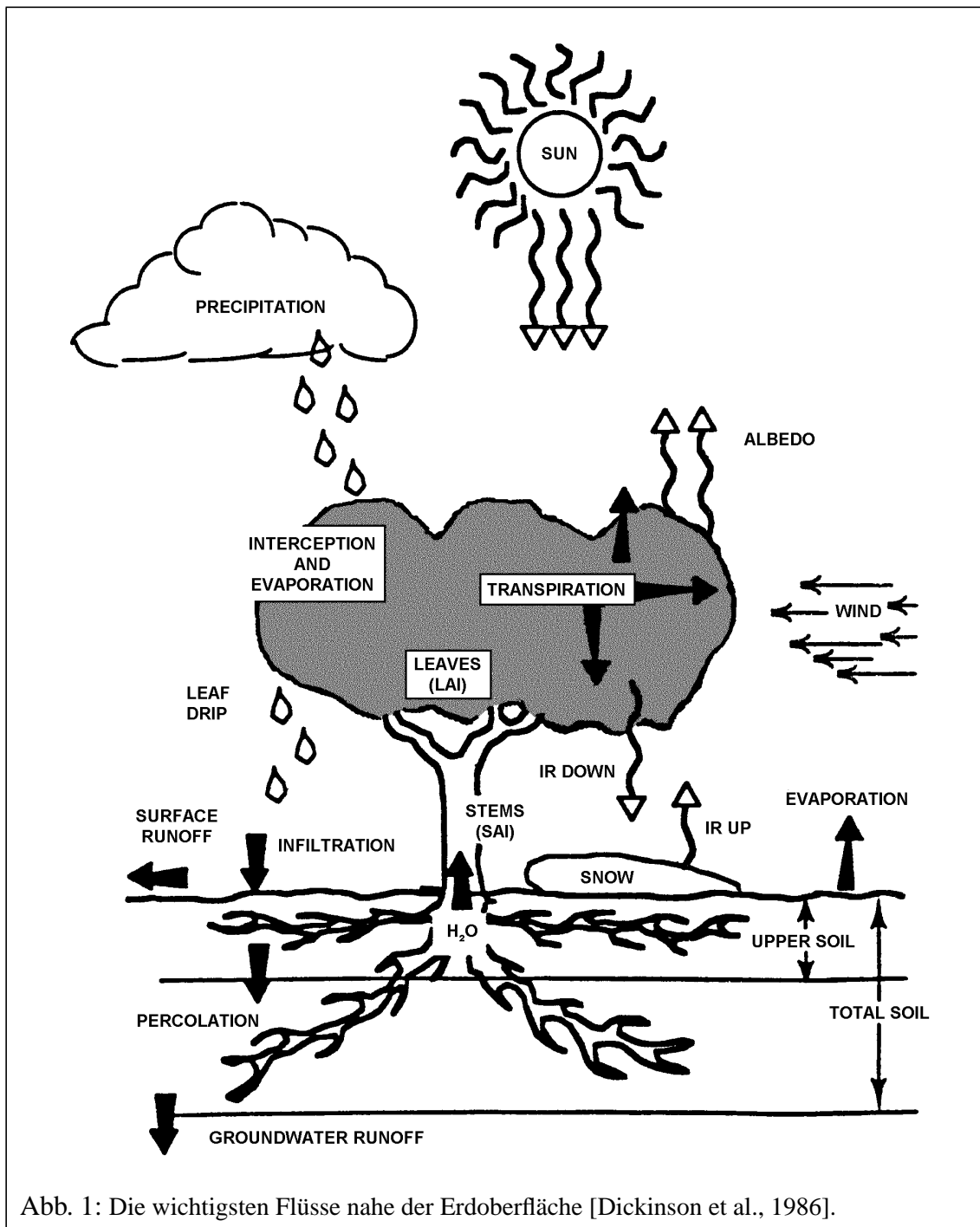


Abb. 1: Die wichtigsten Flüsse nahe der Erdoberfläche [Dickinson et al., 1986].

abgefangen (man spricht von *Interzeption*) und wieder verdunstet werden. Ferner kommt es - insbesondere bei starkem Regen - zum *Abfluss* auf der Erdoberfläche oder *Versickerung* im Boden. Die Versickerungsrate wird gegeben durch die hydraulische Leitfähigkeit, die eine Funktion des Bodenwassergehaltes ist [Dickinson, 1992]. Dieser hängt wiederum vom jeweiligen Boden ab wie auch von der Bodentiefe oder der Tiefe des Grundwasserspiegels. Wieviel Wasser im Boden gespeichert werden kann, gibt die *Feldkapazität* an, die für verschiedene Böden unterschiedlich ist [Lerch, 1991]. Entscheidend für die *Verdunstung* vom Boden ist zum einen die Rate, mit der das benötigte Wasser aus

der Tiefe zur Erdoberfläche transportiert werden kann. Darüber hinaus spielen die *effektive Windgeschwindigkeit* (beziehungsweise der mit ihr verknüpfte aerodynamische Widerstand) wie auch der Feuchtegradient zwischen verdunstender Oberfläche und umgebender Luft und letztendlich die Nettostrahlungsbilanz eine bedeutende Rolle.

Entscheidend für den Wasserhaushalt ist auch die *Wurzeltiefe* der jeweiligen Vegetation. Ein Großteil des Wassers, das vom Boden in die Atmosphäre transportiert wird, wird von den Wurzeln aufgenommen, in der Pflanze transportiert und schließlich über die Stomata, Blattspaltenöffnungen, abgegeben; man spricht von *Transpiration*. Die Rate des Wassertransportes hängt ab von der Aufnahme- und Abgaberate durch die Stomata, welche wiederum von Faktoren wie Boden- und Luftfeuchte oder den jeweiligen Temperaturen wie auch von den Einstrahlungsverhältnissen bestimmt werden [Lerch, 1991, Dickinson, 1992]. Diese Abhängigkeit wird mit Hilfe von Widerständen ausgedrückt, man spricht etwa vom *stomatären Widerstand* [Stull, 1988]. Diese Widerstände können auch innerhalb einer Pflanze stark variieren, so durch Abschattungseffekte, die den Strahlungseinfall verändern. Ein weiterer Faktor, wenngleich vor allem in hoher Vegetation meist um eine Größenordnung kleiner als der stomatäre Widerstand [Dickinson, 1992], ist der *aerodynamische Widerstand*, welcher auch für den Impulstransport eine Rolle spielt. Die den *Reibungskoeffizienten* für Impuls und Wärme zu Grunde liegende *Rauigkeitslänge* wird durch die Struktur der Vegetation, nicht allein durch ihre Höhe, bestimmt [Stull, 1988, Claussen and Klaassen, 1992].

1.2 Bisherige Studien

Es gibt eine ganze Anzahl zumeist mit reinen Atmosphären-Modellen durchgeführter Empfindlichkeitsstudien, die die Bedeutung einzelner Parameter und Prozesse in verschiedenen Regionen zu verschiedenen Zeiten demonstrieren:

Die deutlichsten Unterschiede zwischen einer nur mit Wüste und einer nur mit immergrünem Wald bedeckten Erde zeigen sich GCM-Simulationen zufolge im hydrologischen Kreislauf, der in letzterem Fall intensiviert wird [Fraedrich et al., 1999]. Die stärkere Evapotranspiration führt zu einer Abnahme der Bodentemperaturen [Kleidon et al., 2000]. Generell kann jedoch die Änderung einzelner Bodenparameter durch nicht-lineare Wechselwirkungen unerwartete Reaktionen hervorrufen. So kann beispielsweise eine Zunahme der *Hintergrundalbedo* über eine Verringerung der planetaren Albedo zu einer Zu- und nicht Abnahme der Bodentemperatur führen [Mintz, 1981].

Gerade in den Tropen und in den feuchten Regionen der Subtropen zeigt sich in GCM-Simulationen eine starke Reaktion auf eine veränderte Hintergrundalbedo auf Grund zweier Mechanismen [Lofgren, 1995a, Lofgren, 1995b]: Zum einen steht durch eine Reduktion der Albedo mehr Energie zur Verdunstung zur Verfügung, die resultierende Luftfeuchte verstärkt weiter den Niederschlag in den Konvektionsgebieten. Zum anderen kommt eine bei vermehrten latenten und fühlbaren Wärmeflüssen verstärkte Aufwärtsbewegung der Luft hinzu, verbunden mit erhöhter Feuchtekonvergenz in Bodennähe. In den ariden Regionen der Subtropen wird eine Verstärkung der Verdunstung wie auch der Feuchtekonvergenz und damit der Niederschläge durch die geringe zur Verfügung stehende Bodenfeuchte limitiert. In mittleren Breiten wird der Effekt einer veränderten Albedo auf die Niederschläge wegen der grundsätzlich weniger starken Vertikalbewegungen für gering gehalten. In welchem Maße eine in allen Breiten

erhöhte potenzielle Verdunstung zu einer Austrocknung des Bodens führt, hängt von den jeweiligen Niederschlagsänderungen ab.

Analog zeigt eine andere Modellstudie in den Tropen durch eine erhöhte Hintergrundalbedo eine Abnahme von Verdunstung, Niederschlägen und auch Bodenfeuchten über das ganze Jahr [Rind, 1984]. In mittleren nördlichen Breiten findet sich dies nur im Frühjahr, im Sommer hingegen sind Verdunstung und Niederschläge erhöht, im Winter zeigen sich kaum Änderungen. Die Vegetation wirkt über die Albedo vor allem auf die Niederschläge, die mit lokaler Konvektion oder der großskaligen Zirkulation in Zusammenhang stehen. Eine Verringerung der *Feldkapazität* führt in den Tropen zu einer Abnahme von Verdunstung und Niederschlägen vor allem im Winter, bei einem geringeren Effekt im Sommer. In den mittleren Breiten ist das Muster gewissermaßen umgekehrt. Die Vegetation wirkt hier vor allem auf Niederschläge, die aus lokaler Verdunstung entstehen.

Für den asiatischen Sommermonsun wird eine *Bodenfeuchte*-Wechselwirkung beschrieben, die entweder positiv oder negativ sein kann [Meehl, 1994]. Lokal bewirkt eine erhöhte Bodenfeuchte während der Monsunzeit eine verstärkte Verdunstung. Bei der positiven Wechselwirkung führt die stärkere Feuchtequelle zu einer Erhöhung der Niederschläge, somit zu einer Intensivierung des Monsuns und wiederum erhöhter Bodenfeuchte. Bei der negativen Wechselwirkung führt die verstärkte Verdunstung zu einer Abnahme der Bodentemperatur, somit zu einem geringeren Land-See-Temperaturkontrast und verminderten Niederschlägen beziehungsweise einem geschwächten Monsun. Dieser regionale Mechanismus wird unterstützt durch eine erhöhte Albedo (etwa durch vermehrte Schneebedeckung in Eurasien), die über eine geringere Strahlungsabsorption ebenfalls in verminderten Bodentemperaturen resultiert.

Weitere GCM-Simulationen zeigen ebenfalls eine Abschwächung des indischen Sommermonsuns durch eine Zunahme der Hintergrundalbedo in jener Region, wie auch durch eine Abnahme der *Rauigkeitslänge* [Sud and Smith, 1985a], letzteres durch eine Reduzierung der Feuchtekonvergenz über Nordwestindien. Insbesondere in den Tropen rufen Differenzen der Rauigkeitslänge über die horizontale Feuchtekonvergenz in der Grenzschicht deutliche Änderungen der Niederschlagsmuster hervor, wenngleich sie kaum Einfluss auf Verdunstung und fühlbaren Wärmefluss haben [Sud et al., 1988]. Auch beim Ersetzen von Mischwald durch Grasland nimmt die Rauigkeitslänge ab, was über den fühlbaren Wärmefluss zu einer Erwärmung führen sollte. Gleichzeitig nimmt jedoch die Albedo zu, was wiederum zu einer Abkühlung führen sollte. Tatsächlich wird eine Abkühlung gefunden, der Unterschied der Rauigkeit spielt hier also eine untergeordnete Rolle [Dutton and Barron, 1996].

Eine unterdrückte *Evapotranspiration* im indischen Raum wird durch vermehrten fühlbaren Wärmefluss und damit verbundene erhöhte Feuchtekonvergenz ausgeglichen, so dass sich kaum Auswirkungen auf die Niederschläge zeigen [Sud and Smith, 1985a]. Weitere Simulationen verdeutlichen, dass generell Unterschiede der Evapotranspiration über Temperatur- und resultierende Druckänderungen Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation wie auch die Niederschlagsverhältnisse nehmen [Shukla and Mintz, 1982]. Für Differenzen der Oberflächentemperatur könnte der Einfluss der Evapotranspiration den der Albedo überwiegen [Gutman, 1984].

Ferner wurde gezeigt, dass tiefreichende *Wurzeln* in einigen tropischen Regionen, beispielsweise im Amazonasgebiet, die Evapotranspiration auch während der Trockenzeit nahe an ihrem potenziellen Wert halten können [Kleidon and Heimann, 1998]. Die verstärkt freigesetzte latente Wärme führt zu einer Intensivierung der tropischen atmosphärischen Zirkulation.

Auswirkungen des Anstiegs von CO_2 auf das Klima durch Effekte, welche mit der Pflanzenphysiologie verbunden sind, werden in GCM-Simulationen in vielen Regionen (über-)kompensiert durch Effekte, die mit der Vegetationsstruktur verbunden sind [Betts et al., 1997]. Im Hinblick auf die Bodenfeuchte heben sich insbesondere in den Tropen die Auswirkungen dieser beiden Wirkungspfade weitgehend auf [Levis et al., 2000b].

1.3 Boreale Breiten und Nordafrika

Im weiteren Verlauf dieser Arbeit werden sich die borealen Breiten und Nordafrika als die Regionen starker Veränderungen herausstellen. Darum stelle ich hier zusätzlich einige Arbeiten vor, die sich speziell mit diesen beiden Regionen beschäftigen:

Generell führt in **borealen Breiten** eine verringerte Schneebedeckung über eine geringere *Oberflächenalbedo* zu verminderter Reflexion und verstärkt so hohe Temperaturen. Vermehrt sich ausbreitende Bäume verringern durch ihre dunkle Oberfläche und Schattenwurf die hohe Schnee-Albedo. Bei dieser positiven Rückkopplung spricht man vom Vegetations-Schnee-Albedo-Effekt. Abholzungszenarien in borealen Breiten zeigen eine Erhöhung der Albedo und eine Verminderung der resultierenden Temperaturen insbesondere im Frühjahr [Chalita and LeTreut, 1994, Douville and Royer, 1997], mit Auswirkungen bis in niedere Breiten.

Die Einbeziehung der Temperatur der Deckschicht des *Ozeans* und von Änderungen der Meereis-Bedeckung unterstützt eine derartige Abkühlung [Bonan et al., 1992], man spricht bei dieser positiven Rückkopplung vom Meereis-Albedo-Effekt. Die Abnahme des latenten Wärmeflusses wie auch des atmosphärischen Feuchtegehaltes zieht sich ebenfalls bis in die Tropen hinein. Auf längeren Zeitskalen sind zudem Änderungen in der *Biogeochemie* klimawirksam, etwa durch den Gehalt der Atmosphäre an CO_2 oder Methan [Bonan et al., 1995].

Auch in CO_2 -Anstiegs-Simulationen mit einem gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-GCM zeigen vegetationsbedingte Klimaänderungen über Land ihr Maximum im Frühjahr. Bei Berücksichtigung von Differenzen der ozeanischen Deckschicht kommt es durch die thermische Trägheit des Ozeans jedoch zu ganzjährigen Temperaturunterschieden [Levis and Foley, 1999]. Im Sommer wird in jenem Modell die albedobedingte Temperaturerhöhung gemindert durch verstärkte Evapotranspiration. Die Evapotranspiration ist deshalb verstärkt, da der Effekt eines erhöhten Blattflächenindex den einer verminderten stomatären Leitfähigkeit überwiegt. Im Winter führt die erhöhte langwellige Ausstrahlung des borealen Waldes im Vergleich zur schneebedeckten Tundra in weiten Teilen Eurasiens zu einer Abkühlung. Der durch die rauere Oberfläche verstärkte fühlbare Wärmefluss zum Boden überträgt diese Abkühlung in die bodennahen Atmosphärenschichten.

Besagtes Modell zeigt sich für heutiges Klima *stabil* gegen unterschiedliche Anfangsbedingungen; die aus einer anfänglich angenommenen Bedeckung der gesamten borealen Breiten mit Wald resultierenden höheren Temperaturen reichen nicht aus, um für diesen Wald einen Zustand zu schaffen, in dem er sich über positive Rückkopplungen selbst erhalten kann [Levis et al., 2000a].

Bei einer Verdoppelung der globalen Wüstenregionen in einem GCM zeigen sich besonders starke Auswirkungen in Afrika, beispielsweise eine Niederschlagsreduzierung von etwa 50% im Sahel [Dirmeyer and Shukla, 1994]. Frühe Untersuchungen zur Dynamik der Wüstenbildung unter anderem in **Nordafrika** wurden von Charney vorgenommen [Charney, 1975, Charney et al., 1977]. Er fand, dass in der Wüste der durch die hohe *Albedo* und *Wärmestrahlung* bedingte Strahlungsverlust ein adiabatisches Absinken der Luft zur Folge hätte. Er bewirkt außerdem eine Verminderung des latenten Wärmeflusses und somit der feuchtstatischen Energie. So werden Konvektion und konvektiver Niederschlag weiter vermindert, die Wüste erhält sich selbst.

Die Modellergebnisse wurden später auch für andere Regionen bestätigt [Sud and Fennessy, 1982]. Eine Erhöhung der Albedo in Teilen Nordafrikas bewirkt neben einer Niederschlagsabnahme in jenen Teilen und einer Niederschlagszunahme südlich davon eine Abschwächung der tropischen Oststrahlströmung, bei gleichzeitiger Verstärkung der Afrikanischen Oststrahlströmung. Dies passt gut zu dortigen Beobachtungen aus trockenen und feuchten Jahren [Laval and Picon, 1986, Xue and Shukla, 1993].

Auch ein Zusammenhang der Trockenheit insbesondere im östlichen Teil der Sahara mit der Stärke des indischen Sommermonsuns über die Ausbildung von *Rossby-Wellen* wurde im Modell analysiert [Rodwell and Hoskins, 1996]. Eine deutliche Abnahme der Niederschläge in der Sahara, verbunden mit einer Abnahme der Feuchtekonvergenz und Änderungen des Feuchte- und Energiehaushalts wie auch mit einer Südwärtsverschiebung der Innertropischen Konvergenzzone (*ITCZ* = intertropical convergence zone), wurden im Modell zudem durch eine Verringerung der *Rauigkeitslänge* gefunden [Sud and Smith, 1985b].

Eine positive Rückkopplung zwischen Niederschlägen und einem sich entwickelnden *Wurzelsystem* wird für aride Regionen vorgeschlagen [Lapenis and Shabalova, 1994]. Eine Zunahme der Niederschläge bewirkt eine Verschiebung der Vegetationsgrenze. Dies ist verbunden mit der Ausbildung eines Wurzelsystems und neuer Böden veränderter Feldkapazitäten. Ein resultierender Anstieg der Bodenfeuchte führt zu vermehrter Evapotranspiration, der erhöhte atmosphärische Feuchtegehalt kann zum weiteren Vorstoß der Vegetation führen. Die Zeitskala für eine derartige Rückkopplung liegt im Bereich von tausend Jahren.

Entscheidend ist auch, *wo* eine Ausbreitung der Vegetation stattfindet. Ergebnisse eines zonal gemittelten Modells zeigen beispielsweise einen nur geringen Einfluss auf den Monsun bei Vegetationsänderungen am Südrand der Sahara, Änderungen entlang der Südküste Westafrikas haben hingegen deutlich stärkere Auswirkungen [Zheng and Eltahir, 1997, Zheng and Eltahir, 1998].

Neben den Wechselwirkungen der Vegetation mit den Niederschlägen wurde auch ein möglicher Zusammenhang zwischen den *SSTs* im tropischen Atlantik und Dürre-Ereignissen in der Sub-Sahara anhand von Beobachtungsdaten aufgezeigt [Lamb and Pepler, 1992]. GCM-Resultate demonstrieren, dass niedrigere *SSTs* im Nordatlantik

eine Reduzierung des Sommermonsuns vor allem über Nordwestafrika zur Folge haben; Nordostafrika hingegen reagiert insbesondere im Winter stärker auf Änderungen der nordhemisphärischen Eisbedeckung, in kälteren Klimaten des fennoskandischen Eisschildes [DeMenocal and Rind, 1993].

