

Grenzen und Möglichkeiten der globalen und regionalen Klimamodellierung für die Quantifizierung des Wasserhaushaltes

Christoph Schär, Christoph Frei, Pier-Luigi Vidale, Jan Kleinn, Joachim Gurtz
Klimaforschung ETH, Winterthurerstr. 190, 8057 Zürich

November 2000

1. Einführung

Die internationale Klimadebatte ist in den letzten Jahren um einige wichtige Aspekte bereichert worden. Noch vor 10 Jahren war die Existenz der anthropogenen Klimaveränderung grundsätzlich umstritten. Es wurde argumentiert, dass sich die beobachtete Erwärmung seit ~1860 nicht von der natürlicher Klimavariabilität unterscheiden lasse. In einem vielbeachteten Artikel (Lindzen 1990) hiess es zum Beispiel "On the basis of the records available, the best estimate of the global temperature change that has occurred over the industrial period does not significantly vary from zero." In der Zwischenzeit ist in mehreren unabhängigen Arbeiten die nordhemisphärische Mitteltemperatur des letzten Jahrtausends rekonstruiert worden (Mann et al. 1998; Crowley 2000), und die Resultate deuten darauf hin, dass die Erwärmung im 20. Jahrhundert einzigartig ist seit Beginn des letzten Jahrtausends (siehe später in Fig.2).

Für den Alpenraum haben neuere Analysen von Daten des letzten Jahrhunderts den Verdacht erhärtet, dass nebst der beobachteten Erwärmung auch der Wasserkreislauf bedeutenden Änderungen unterworfen ist: In Süddeutschland und im nördlichen Alpenraum haben die Winterniederschläge in den letzten hundert Jahren um bis zu 30% zugenommen (Schönwiese et al. 1993, Rapp und Schönwiese 1995, Widmann und Schär 1997), während auf der Alpensüdseite in demselben Zeitraum eine Reduktion der Niederschlagstätigkeit erfolgte (Schmidli et al. 2001). Diese Änderungen gehen einher mit einer signifikanten Umverteilung der Niederschlagsereignisse von schwachen in kräftige Niederschlagsintensitäten. Für die Schweiz kann zum Beispiel eine Häufigkeitszunahme intensiver Niederschläge in Herbst und Winter festgestellt und statistisch belegt werden (Frei und Schär 2000). Intensive Niederschlagsereignisse haben im letzten Jahrhundert um 20 – 50% zugenommen (siehe Fig.1). Parallel zur Änderung der Niederschlagstätigkeit haben auch die Abflussbildungsprozesse Änderungen erfahren (Grabs 1997). Insbesondere das Ansteigen der Schneefallgrenze und die damit einhergehende Tendenz von nival zu pluvial dominierten Ganglinien verdient hier sorgfältige Analyse.

Es wird vermutet dass diese bedeutenden Veränderungen des Wasserkreislaufes durch Trends in der atmosphärischen Zirkulation verursacht wurden, insbesondere durch eine Zunahme der Westströmung über dem Atlantik (Hurrell 1975). Die erwähnten Änderungen der Niederschlagstätigkeit scheinen jedoch ein globales Pattern zu zeigen – in weiten Bereichen der nördlichen mittleren Breiten werden ähnliche Trends beobachtet.

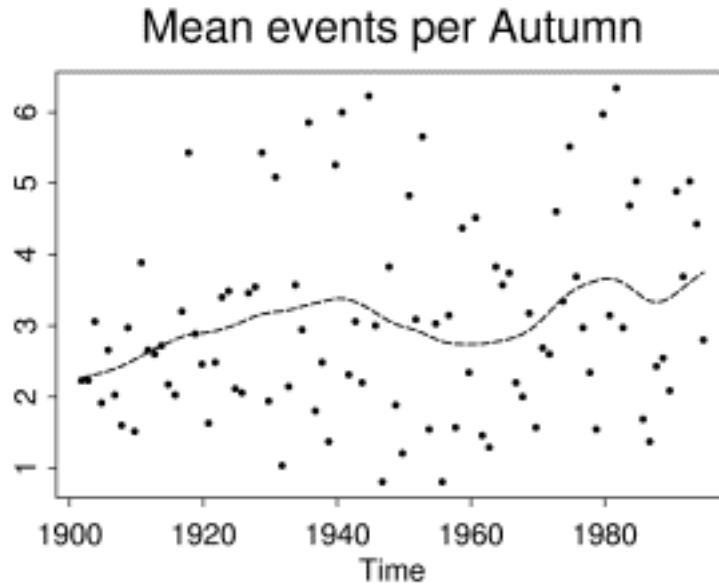


Fig. 1: Anzahl von herbstlichen intensiven Tagesniederschlagsereignissen in den Schweizer Alpen seit 1901 (definiert als Ereignisse mit einer Rückkehrperiode von 30 Tagen). Punkte repräsentieren die mittlere Anzahl Ereignisse pro Station (aus 33 Stationen) von September bis November. Die Kurve zeigt den auf 10 Jahre geglätteten Verlauf. Im 20. Jahrhundert hat die Zahl intensiver Niederschläge (im Herbst und Winter) statistisch signifikant zugenommen (Frei und Schär 2000).

Die physikalischen Vorgänge und Mechanismen welche zur Veränderung von Klima und Wasserkreislauf beitragen sind von hoher Komplexität, und der atmosphärische und terrestrische Wasserkreislauf spielen darin eine zentrale Rolle: Wasserdampf ist das wichtigste Treibhausgas und beeinflusst den langwelligen Strahlungshaushalt; Wolkenbildung ist zentral für die Regulierung des kurzwelligen Strahlungsbudgets und bestimmt – zusammen mit der Schnee und Meereisverteilung – die saisonalen und interannuellen Variationen des planetaren Albedos; Niederschlag und Abfluss von Kontinenten ist ein wichtiger Antrieb für die ozeanische Zirkulation. Die komplexe Wechselwirkung zwischen diesen Vorgängen ist in hohem Grade nichtlinear. Dies verlangt eine quantitative Behandlung, welche allein numerischen Modellen zugänglich ist. Gegenwärtig stammen deshalb die meisten Klimaszenarien aus numerischen Modellen oder sogar aus einer eigentlichen Kette von Modellen. Diese beinhaltet:

- (a) Simulationen mit globalen gekoppelten Klimamodellen (des Systems Atmosphäre / Ozeane / Meereis) welche durch Szenarien für die Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolteilchen angetrieben werden.
- (b) Simulationen mit atmosphärischen globalen Modellen höherer räumlicher Auflösung. In diesen Modellen wird die Meeresoberflächentemperatur aus (a) vorgegeben.
- (c) Regionale Klimasimulationen mit Ausschnittmodellen. Diese Modelle benötigen laterale Randbedingungen aus globalen Modellläufen (a) oder (b).
- (d) Statistische Verfahren zur räumlichen Verfeinerung der obigen Modelle (statistisches oder statistisch-dynamisches Downscaling).

- (e) Eigentliche Impact-Modelle welche obgenannte Resultate in Bezug auf spezifische Fragestellungen (z.B. Landwirtschaftliche Produktion, Abflussverhalten in ausgewählten Einzugsgebieten, Adaption von wasserwirtschaftlichen Massnahmen, etc) interpretieren.

Die ganze Modellkette birgt grosse Unsicherheiten (siehe z.B. Mahlmann 1997) und Raum für Fehlinterpretationen. Insbesondere darf man Szenarien nicht als Prognosen auffassen, sondern letztere sollten gemäss ihrer Definition als "mögliche Entwicklung der Zukunft ohne spezifizierte Wahrscheinlichkeit" betrachtet werden. Selbstverständlich ist es für die Praxis wichtig, über diesen unbefriedigenden Zustand hinweg zu kommen, und probabilistische Wahrscheinlichkeitsaussagen anzustreben. Solche liegen gegenwärtig vor für einfache Parameter wie die globale Mitteltemperatur (z.B. Allen et al. 2000), jedoch noch nicht für regionale Szenarien oder detaillierte Aussagen über das zukünftige Verhalten des Wasserkreislaufes.

2. Spezifische Fragen

2.1 Gibt es gesicherte Erkenntnisse, dass die seit Anfang dieses Jahrhunderts eingetretene Temperaturerhöhung teilweise / überwiegend anthropogenen Ursprungs ist?

Die mittlere globale Temperatur an der Erdoberfläche ist seit 1900 um 0.3-0.6 Grad angestiegen (IPCC 1996, Jones et al. 1999). Die grössten Erwärmungen werden über den kontinentalen Landmassen der mittleren Breiten gefunden. Über dem Nordatlantik wird im selben Zeitraum eine kleine Abkühlung festgestellt. Rekonstruktionen der mittleren Temperatur auf der Nord-Hemisphäre

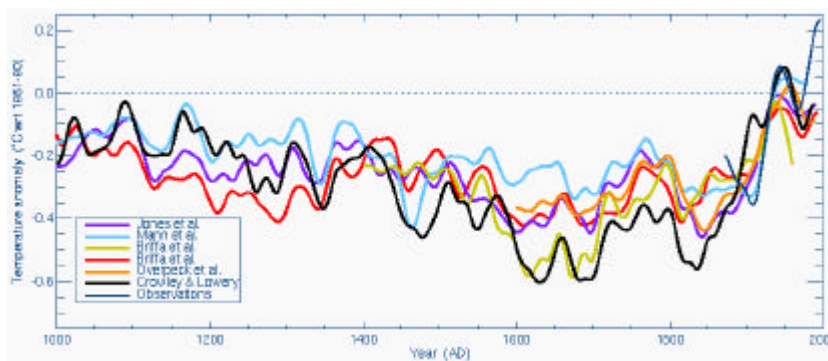


Fig.2: Verlauf der mittleren Jahrestemperatur der Nord Hemisphäre in den letzten 1000 Jahren (gemäss Crowley 2000). Die Rekonstruktionen der verschiedenen Quellen (farbcodiert) basieren auf unterschiedlichen Datensätzen von Proxidaten (Baumringe, Eisbohrkerne, Korallen, Historische Dokumente, Meersedimente; siehe z.B. Jones et al. 1998, Mann et al 1999). Eine instrumentelle Analyse für die letzten 150 Jahre ist in schwarz dargestellt (Jones et al. 1999). In allen Kurven wurden Kurzzeitvariationen (<15 Jahre) geglättet. Dargestellt sind die Temperaturanomalien (in Grad) gegenüber dem Mittel 1961-1990.

aus Klima-Proxidaten zeigen, dass das 20. Jh. und die Dekade 1990-1999 die wärmsten seit 1000 Jahren waren (Mann et al. 1998, 1999; Jones et al. 1998; siehe Fig.2).

Eine Untersuchung des Zusammenhangs der Temperaturvariationen im vergangenen Millennium mit natürlichen Antrieben (Variationen der Solarstrahlung, Vulkaneruptionen) und anthropogenen Antrieben (Veränderungen in der Konzentration von Treibhausgasen und Aerosolen) kommt zu folgenden Schlüssen (Crowley 2000): Rund 50%

der dekadischen Temperaturvariationen vor 1850 können mit natürlichen Forcings erklärt werden. Werden die Effekte der natürlichen Antriebe aus der Temperaturreihe entfernt, so hat die mittlere Temperatur im 20. Jh. den natürlichen Schwankungsbereich (definiert als der rekonstruierte Schwankungsbereich vor 1850) um mehrere Standardabweichungen überschritten. Der beobachtete Trend im 20. Jh. stimmt gut mit Vorhersagen globaler Klimamodelle zum Effekt des anthropogenen Forcings überein, mit einer CO₂-Sensitivität von 2°C für die Verdopplung des Treibhausgasgehalts. Diese neuesten Resultate verstärken die bereits in früheren Arbeiten (Santer et al. 1996, IPCC 1996) geäußerte Evidenz für den Einfluss der anthropogenen Treibhausgase auf das globale Klima des 20. Jh..

2.2 Welche belastbaren Aussagen in Bezug auf Temperaturerhöhung oder gar Niederschlagsveränderung kann man aufgrund der verfügbaren Klimamodelle (global und regional) heute für Süddeutschland einschliesslich Alpenregion treffen?

Siehe Abschnitt 2.6.

2.3 Welche Voraussetzungen / Randbedingungen werden für die globalen / regionalen Klimamodelle vorgegeben?

Gekoppelte globale Klimamodelle (GCMs) beschreiben die Wechselwirkungen zwischen und Vorgänge in der Atmosphäre, den Landoberflächen, den Ozeanen und dem Meereis, typischerweise mit einer horizontalen Auflösung von einigen 100 km. Die so erzeugten Meeresoberflächentemperaturen können verwendet werden, um globale atmosphärische Modelle anzutreiben (AGCMs). Regionale Klimamodelle (RCMs) beschreiben die Vorgänge in einem Gebiet mit einigen 1000 km Seitenlänge, mit erhöhter Auflösung (bis 10 km).

Integrationen mit GCMs benötigen die Anfangsbedingungen aller prognostischer Variablen. Von praktischer Bedeutung sind jedoch nur jene Komponenten mit langfristigem "Gedächtnis", d.h. insbesondere die Anfangsbedingungen der Ozeane. Im weiteren sind Szenarien des zeitlichen Verlaufes von Treibhausgas- und Aerosolkonzentration notwendig. Zudem müssen die physiographischen Charakteristiken an der Erdoberfläche (Bodentypus, Bodenphysikalische Parameter, Vegetationsbedeckung, etc) vorgeschrieben werden. Letztere wurden in der Vergangenheit zeitunabhängig (beziehungsweise mit vorgeschriebenem Jahresgang) spezifiziert, doch viele neuere Modelle gehen dazu über, die physiographischen Parameter als zeitlich variablen externen Parameter zu behandeln (z.B. Randall et al. 1996; Hageman et al. 1999), oder sogar interaktive Wechselwirkung der Vegetation mit dem lokal simulierten Klima zuzulassen (Claussen 1997, Lu et al. 2000). Atmosphärische AGCMs beinhalten eine volle Beschreibung der Landoberflächen, aber verwenden extern spezifizierte ozeanische Oberflächentemperaturen, teilweise in Kombination mit einem einfachen Mischungsschichtmodell der Ozeanoberfläche (siehe z.B. Gates 1992).

Regionale Klimamodelle (RCMs) benötigen zusätzlich zeitabhängige Randbedingungen mit einer Zeitauflösung von einigen Stunden. In der klassischen Form (welche aus der numerischen Wettervorhersage stammt) umfasst die effektiv verwendete Information eine Randzone von typischerweise 10 Gitterpunkten (siehe z.B. Davies 1983), innerhalb welcher die extern vorgeschriebenen und intern generierten Felder in Einklang gebracht werden. In der spektralen Form

(Kida et al. 1991, von Storch et al. 2000) erfolgt der Informationstransfer strikt auf den synoptischen Skalen, d.h. die grossskaligen spektralen Komponenten des atmosphärischen Zustandes werden im ganzen RCM Integrationsgebiet vorgegeben. Die benötigte Information kann aus verschiedenen Quellen stammen: Für Validation von RCMs wird normalerweise ein Antrieb durch Re-Analysen (z.B. Gibson et al. 1997, Kalnay et al. 1996) vorgenommen. Für Klimaszenarien (time-slice Experimente) erfolgt der Antrieb durch ein globales gekoppeltes oder atmosphärisches GCM (z.B. Jones et al. 1995, 1997), oder durch künstliche Szenarien (Schär et al. 1996), wobei jeweils ein Kontroll- und ein Sensitivitätslauf durchgeführt werden muss.

Sowohl in RCMs als auch GCMs erfolgt normalerweise ein zusätzlicher Antrieb auf den Kontinenten. Dieser umfasst zum Beispiel klimatologische Temperatur- und Wassergehaltsgrössen am unteren Rand des Bodenmodells, typischerweise einige Meter unter Grund (siehe z.B. Pan et al. 1999, Giorgi et al. 1996, Seth and Giorgi 1998, Christensen 1999, Pielke et al. 1999); und unter Umständen spezielle Module und/oder Annahmen zur Behandlung von Seen und Fließgewässern (z.B. Bonan 1996). Die Konsistenz und der Einfluss der entsprechenden Annahmen können durch langfristige Integrationen überprüft und ermittelt werden. Für kurze RCM-Integrationen (z.B. monatliche oder saisonale Integrationen) gewinnen auch die Anfangsbedingungen des Bodenwassers eine grosse Bedeutung. Der Mangel einer vertrauenswürdigen Analyse dieser Grösse über kontinentale Skalen verursacht dabei beträchtliche Unsicherheit (siehe die Diskussion in Heck et al. 2000).

2.4 Ist der Einfluss von Wasserdampf und Wolken in den Klimamodellen ausreichend genau beschrieben?

Die Behandlung von atmosphärischem Wasserdampf in Klimamodellen ist von zentraler Bedeutung. Wasserdampf ist das wichtigste Treibhausgas der Atmosphäre und beeinflusst namhaft die ausgehende langwellige Strahlung (outgoing longwave radiation, kurz "OLR"). Letztendlich erfolgt die Erwärmung der Erdatmosphäre unter CO₂-Szenarien weitgehend durch die Strahlungseigenschaften von Wasserdampf. In den Tropen bestimmt die geographische Verteilung von Wasserdampf die ausgehende Strahlungsbilanz und damit Regionen von Subsidenz. In Klimamodellen wird der Wasserdampfgehalt bestimmt durch die Wechselwirkung der (aufgelösten) atmosphärischen Zirkulation mit zahlreichen kleinskaligen (parameterisierten) Prozessen, darunter Verdunstung, Grenzschichtprozesse, Konvektion und Mikrophysikalische Vorgänge. Die grösste Fehlerquelle liegt im Bereich der Konvektion, infolge der mangelhaften Beschreibung von Mikrophysik und Wechselwirkung mit Detrainment und Entrainment-Prozessen; sowie der Sensitivität der Parametrisierungsverfahren auf semi-empirische Konstanten.

Die numerische Beschreibung der Wasserdampfverteilung verlangt infolge der grossen Gradienten der spezifischen Feuchte (mehrere Zehnerpotenzen!) verhältnismässig grosse Auflösung. Sensitivitätsrechnungen deuten an, dass ein vertikaler Gitterabstand von höchstens 25 hPa zulässig ist (Tompkins and Emanuel, 2000). In Bezug auf die horizontale Diskretisierung erweisen sich Semi-Lagrange'sche und/oder positiv-definite Algorithmen als vorteilhaft, um das künstliche Auftreten negativer Wasserdampfkonzentrationen zu verhindern. Subsidenz in globalen Modellen wird explizit aufgelöst und vergleichsweise gut repräsentiert. Im Bereich der Konvektionsschematas haben in den letzten Jahren Massenflussverfahren mit Auftriebs-Schliessung (z.B. Tiedtke 1993) eine breite Anhängerschaft gewonnen. Vergleiche zwischen simulierten und beobachteten Wasserdampfverteilungen über saisonale und interannuelle Zeiträume, welche das ganze Spektrum der vorhin erwähnten kritischen Prozesse überprüfen, zeigen zufriedenstellende Resultate in den

Extratropen. In der höheren Troposphäre der Tropen bestehen hingegen noch grosse Unsicherheiten. In Bezug auf die ausgehende langwellige Strahlung ergeben sich in wolkenfreien Regionen recht genaue Resultate (Duvel et al. 1997), und der Jahresgang des zonalen Mittels wird mit einer Genauigkeit von etwa 5 W/m^2 reproduziert (Kiehl et al. 1998). Hingegen bestehen bei der Bodenstrahlungsbilanz beträchtliche Unsicherheit (Wild et al. 1998), zum Teil verursacht durch eine Unterschätzung der atmosphärischen Absorption um $10\text{-}20 \text{ W/m}^2$ im sichtbaren Bereich des Spektrums.

Wolken wechselwirken mit der Strahlung durch Absorption und Reflektion solarer Strahlung (Kühlungseffekt an der Erdoberfläche) und durch Absorption und Emission infraroter Strahlung (Erwärmungseffekt an der Erdoberfläche). Diese Prozesse sind abhängig von der Geometrie (Wolkenbasis, Wolkendicke, Ueberlappung), sowie dem Wolkenwassergehalt (d.h. dem Tropfenspektrum, den Eigenschaften der Eis- und Aerosolteilchen). Diese Parameter sind in Modellen alle unsicher, da sie oft aus Parameterisierungsverfahren bestimmt werden müssen.

Die Simulation der Wolken-Strahlungs-Wechselwirkung in Klimaszenarien zeigt eine CO_2 -induzierte Aenderung des entsprechenden Forcings mit Nettowerten um $\pm 3 \text{ W/m}^2$ (Le Treut and McAvaney 2000). Dieser Wert entsteht jedoch durch Kompensation zwischen der Erwärmung durch langwellige Prozesse ($30\text{-}35 \text{ W/m}^2$) und der Abkühlung durch kurzwellige Prozesse ($45\text{-}50 \text{ W/m}^2$), mit grossen Unterschieden zwischen verschiedenen Modellen. Diese Diskrepanzen werden weiter verstärkt durch Unterschiede in der Behandlung der Wasserdampf-Rückkopplung und der Darstellung der Wolkenwasser-Phase (Watterson and Dix 1999; Yao and Del Genio 1999; siehe auch die Review von Randall 1995). Diese Unsicherheiten sind hauptverantwortlich für die breite Streuung der CO_2 -Sensitivität verschiedener Modelle (welche zwischen 1.5 und 4.5 K für die CO_2 -Verdoppelung schwankt).

Zusammenfassend: Modellvergleiche mit Beobachtungen haben längst begonnen, auch im Bereich der Wasserdampf-Wolken-Strahlungs-Wechselwirkung vertrauensvolle Resultate zu zeigen. Trotzdem bleiben die Konvektionsschemen und die Wolkenmikrophysik die grössten "Sorgenkinder" in atmosphärischen Klimamodellen. Besonders wichtig für die Zukunft scheint eine realistischere Beschreibung der Wechselwirkung zwischen Konvektion und stratiformen Niederschlagsprozessen. In gegenwärtigen Modellen sind diese zwei Prozesse künstlich voneinander getrennt.

2.5 Ist der Einfluss der Meeresströmungen und der Wechselwirkungen zwischen Meer und Atmosphäre ausreichend genau modelliert?

Die Speicherung von Wärme durch die Ozeane spielt eine entscheidende Rolle im Klimasystem und beeinflusst sowohl die natürliche Variabilität des Klimas im Bereich von Jahren bis Jahrhunderten, als auch seine Reaktion auf anthropogene Veränderungen. In den letzten 10 Jahren wurden bei der Ozeanmodellierung grosse Fortschritte erzielt, sowohl was deren Auflösung als auch deren Formulierung anbelangt. Diese Fortschritte haben zum Beispiel saisonale Klimaprognosen (über Zeitskalen von 3 bis 12 Monaten) ermöglicht, welche in den Tropen bereits eine nutzbare Qualität erreicht haben (z.B. Stockdale et al. 1998), insbesondere in Bezug auf das El Nino Phänomen.

Zentrale Unsicherheiten in globalen Ozeanmodellen sind diapyknische Mischungsprozesse und ozeanische Konvektion. Diese sind von subgrid-skaliger Ausdehnung, spielen aber trotzdem eine wichtige Rolle bei der Tiefenwasserbildung und beeinflussen die Intensität der gross-skaligen ozeanischen Zirkulation. In gekoppelten Klimamodellen spielen ausserdem Inkonsistenzen zwischen

atmosphärischen und ozeanischen Komponenten eine wichtige Rolle. Diese haben bis vor wenigen Jahren eine (wissenschaftlich schlecht fundierte) Flusskorrektur notwendig gemacht. Zunehmend konnte die Inkonsistenz der beteiligten Modelle reduziert werden. Die Modell-Inkonsistenzen verursachen jedoch in den meisten Modellen weiterhin eine kontinuierliche Modelldrift.

Unsicherheiten dieser Art haben einen beträchtlichen Einfluss auf Modellszenarien und widerspiegeln sich in der Sensitivität der atlantischen Thermohalinen Zirkulation auf anthropogene Treibhausgasemissionen. Die meisten gekoppelten Atmosphären-Ozean Modelle sagen eine Reduktion der nordatlantischen Tiefenwasserbildung als Folge einer globalen Erwärmung voraus, angetrieben durch einen verstärkten hydrologischen Kreislauf in den mittleren und nördlichen Breiten. Uebersteigt das anthropogene Forcing einen Schwellenwert so könnte die Thermohaline Zirkulation sogar weitgehend zusammenbrechen, mit katastrophalen Folgen für das Europäische Klima (Stouffer and Manabe 1999; Stocker and Schmittner 1997; Dixon et al. 1999). Der kritische Schwellenwert ist stark von Modellunsicherheiten abhängig, und eine verlässliche Aussage über die Gefährdung der Thermohalinen Zirkulation lässt sich deshalb im Moment nicht machen. Eine kürzlich publizierte Arbeit schlägt sogar vor, dass eine Zunahme der El Nino Häufigkeit die Thermohaline Zirkulation stabilisieren könnte (Latif et al.; 2000).

2.6 Wie gross ist die Spannweite der Ergebnisse von verfügbaren globalen und regionalen Klimamodellen hinsichtlich der Veränderungen von Wasserhaushaltsgrössen (Niederschlag, Lufttemperatur, Globalstrahlung, Verdunstung, Schneedecke, Abfluss)? Gibt es gesicherte Aussagen zu den regionalen Tendenzen?

Regionale Szenarien über die Auswirkungen der anthropogenen Änderung von Treibhausgas und Aerosol-Konzentrationen stammen von globalen Klimamodellen und statistischen oder numerischen Regionalisierungsverfahren. Die meisten heute verfügbaren Szenarien beziehen sich auf den Zeitpunkt der Verdoppelung der effektiven CO₂ Konzentration, welcher für realistische Emissionsszenarien zwischen 2050 und 2100 erreicht wird (IPCC 1996).

Szenarien aus 2 globalen und 3 regionalen Klimamodellen für den gesamten Europäischen Kontinent werden in Machenhauer et al. (1998) vorgestellt: Im Gebietsmittel zeigen diese eine Zunahme der mittleren Jahrestemperatur um 2-4 Grad. Für die Alpen und Zentraleuropa bewegen sich die Änderungen im Winter zwischen -1 und +5 Grad und im Sommer zwischen -2 und +6 Grad. Negative Temperaturänderungen werden allerdings nur in einzelnen Simulationen festgestellt und sie sind statistisch nicht signifikant. Gegenüber den z.T. sehr grossen Temperaturzunahmen im Sommer werden aber noch Vorbehalte angebracht, da die Kontrollsimulationen in dieser Jahreszeit grössere Fehler aufweisen, die in einer Kombination von Fehlern der antreibenden globalen Modelle und Mängeln bei den Parametrisierungen in den regionalen Modellen vermutet werden (z.B. Machenhauer et al. 1998, Noguer et al 1998). Die Bandbreite für die saisonalen Niederschlagsänderungen ist sehr gross (-25% bis +100% für die Alpen und Zentraleuropa). Die Szenarien der verschiedenen Modelle zeigen aber einen Trend zu einer Niederschlagszunahme im Winter, insbesondere nördlich der Alpen.

Ein Vergleich von Klimaszenarien mit einem engeren Fokus auf den Alpenraum und unter Einbezug von statistischen (Gyalistras et al. 1998; Burkhardt 1999) und statistisch-dynamischen Regionalisierungsmethoden (Heinamm et al. 1998, Heimann und Sept 2000, Fuentes et al. 2000) weist eine vergleichbare Bandbreite von Niederschlags- und Temperaturänderungen auf (Wanner et

al. 2000). Der Vergleich weist darauf hin, dass die Unterschiede zwar nicht ausschliesslich aber zu einem hohen Grad auf Unterschiede zwischen den globalen Klimaszenarien zurückzuführen sind. Diese Unsicherheiten erlauben gegenwärtig keine Aussagen über räumliche Unterschiede der Änderungen im Alpenraum.

Trotz den Unsicherheiten heutiger Klimaszenarien lassen sich über das Verständnis der Prozesse einige wichtige Hinweise über mögliche Veränderungen der Wasserhaushaltskomponenten machen: Als Folge der erhöhten Verdunstung und des höheren Fassungsvermögens von Wasserdampf in einer wärmeren Atmosphäre wird eine Intensivierung des globalen Wasserkreislaufs erwartet (z.B. IPCC 1996, Trenberth 1998, Frei et al. 2000). Diese Effekte dürften sich vor allem im Winterhalbjahr und in mittleren und hohen geographischen Breiten auswirken. Regionale Klimasimulationen für Europa zeigen, dass eine Zunahme des Feuchtetransportes in der Atmosphäre mit einer markanten Zunahme der Niederschlagsintensität und damit der Häufigkeit von intensiven Niederschlägen verbunden sein kann (Schär et al. 1996, Frei et al. 1998). Zudem ist bei einer Erwärmung mit einem Anstieg der mittleren Schneefallgrenze um ca. 150 m pro Grad und einer kürzeren Dauer der winterlichen Schneedecke in den Alpen zu rechnen. Hydrologische Simulationen für das Einzugsgebiet des Rheins zeigen, dass diese Prozesse zusammen eine Verschiebung des Abflusses von einem nivalen zu einem mehr pluvialen Regime und ein erhöhtes Überschwemmungsrisiko zur Folge haben können (Kwadijk und Rotmans 1995; Grabs 1997; Gurtz et al 1997). Die klimabedingten Änderungen im Abflussverhalten werden aber auch von Änderungen in der Vegetation und der Bodennutzung im Einzugsgebiet sowie der Flussbewirtschaftung beeinflusst werden.

2.7 Sind die Rückkopplungen der kleinräumigen Effekte (regionaler bis lokaler Scale) auf das Klima ausreichend genau bekannt, und können regionale Klimamodelle diese Effekte richtig berechnen?

Zahlreiche wichtige Prozesse, wie Konvektion, Turbulenz, Schwerewellen-Drage, etc. sind von subskaliger horizontaler Ausdehnung und müssen sowohl in GCMs als auch in RCMs parameterisiert werden. Die inhärenten Annahmen dieser Schemen sind oft skalenabhängig, und die Parameterisierungsverfahren verlieren ihre Gültigkeit in der Nähe der Auflösungsgränze, d.h. wenn der Gitterabstand "beinahe" ausreichend wird um den Vorgang explizit zu simulieren. Diese Gränze liegt bei der Konvektion im Bereiche einiger weniger Kilometer (wenn eine einzelne Gitterzelle kein ganzes Wolkenensemble mehr enthalten kann). Gegenwärtig beschränken sich deshalb die meisten RCMs auf eine parameterisierte Behandlung der Konvektion (z.B. Tiedtke 1993), obwohl explizite Simulation von konvektiver Bewölkung und Niederschlag grosse Fortschritte macht (z.B. Bernardet et al. 2000; Lin 1999a,b; Grabowski 2000; Tompkins 2000, Grell et al. 1998).

Moderne Landoberflächen-Parameterisierungsverfahren sind zunehmend in der Lage, die subgridskalige Heterogenität von Vegetation und Erdoberfläche zu berücksichtigen. Dies geschieht mit Hilfe des sogenannten "Mosaik-Ansatzes", welcher es erlaubt, verschiedene Landoberflächenanteile demselben atmosphärischen Gitterpunkt zuzuordnen (siehe z.B. Lynn et al. 1995). Der systematische Einsatz solcher Schemen in regionalen Klimamodellen steht jedoch noch am Anfang (siehe z.B. Giorgi 1997a,b; Giorgi und Avissar 1997; Seth et al 1994; Vidale et al. 1997).

Ein entscheidender Vorteil des RCM-Ansatzes ist die verbesserte Beschreibung der Wechselwirkung atmosphärischer Prozesse mit der Topographie. Der Erfolg hoher Auflösung bei der Simulation orographischer Niederschläge ist bestens bekannt aus der Wettervorhersage (Mladek et al. 2000, Schrodin und Majewski 1994ff), kann aber auch für RCMs belegt werden (Christensen et al. 1998, Leung and Ghan 1998). Untenstehend werden diese Vorteile illustriert durch mehrmonatige RCM-Modellrechnungen mit dem Europa/Deutschland-Modell des DWD (für eine Modellbeschreibung und zusätzliche Validation siehe Vidale et al. 1999).

Fig.3 zeigt den mittleren täglichen Niederschlag von 4 Wintern (jeweils November bis Januar) in einem Profil zwischen etwa 47.5°N und 48.5°N von West nach Ost durch Vogesen und Schwarzwald. Die beobachteten Niederschlagsfelder zeigen einen deutlichen Einfluss der aufgelösten Orographie auf den mittleren Niederschlag. Dieser orographische Einfluss ist in dem Klimamodell mit

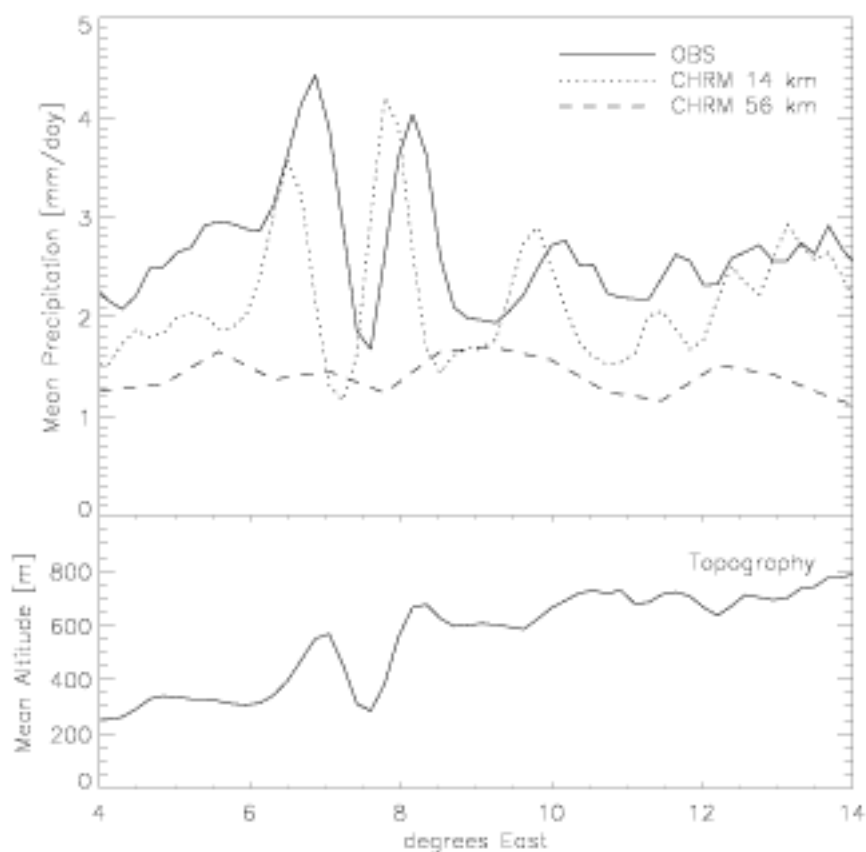


Fig.3: Profil des winterlichen Tagesniederschlages (November bis Januar, Mittel aus 4 Wintern) entlang eines West-Ost Querschnitts (ca 48°N) durch Vogesen und Schwarzwald im Vergleich zur Topographie. Die Daten stammen aus Beobachtungen (OBS, basierend auf Frei und Schär 1998) und von regionalen Klimasimulationen mit 14 km und 56 km horizontaler Auflösung (CHRM 14 km und CHRM 56 km).

14 km Auflösung wiedergegeben, wenn auch mit einer leichten Verschiebung stromaufwärts und mit einer geringfügigen Unterschätzung. Im Niederschlagsfeld des Klimamodells mit 56 km Auflösung hingegen ist der Einfluss von Vogesen oder Schwarzwald auf das Niederschlagsfeld kaum zu erkennen. Diese Resultate sind konsistent mit der feinskaligen Struktur der entsprechenden Topographie.

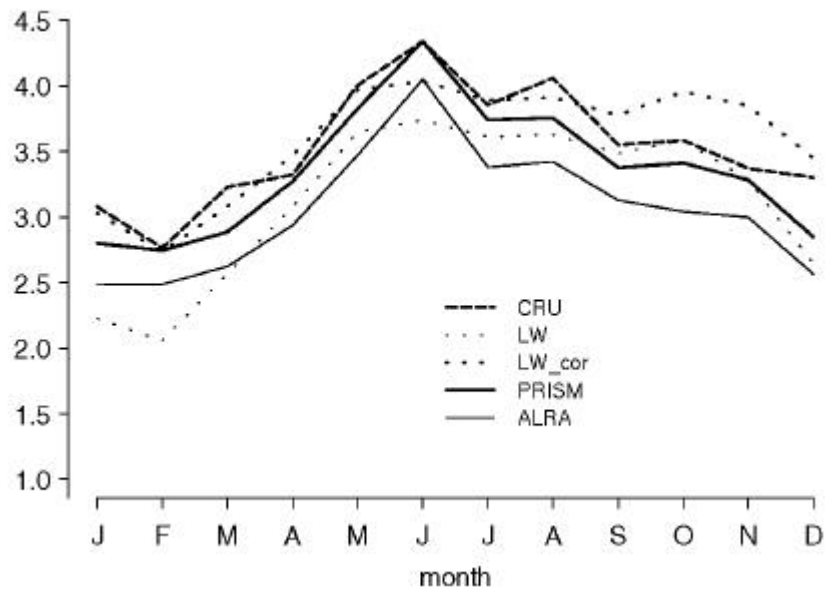
2.8 Welche Bewertungsmaßstäbe sind für die Aussagekraft regionaler Klimamodelle am besten geeignet bzw. wie umfangreich sollte eine Verifikation sein?

Bei der Verifikation resp. Validierung eines regionalen Klimamodells werden Modellresultate mit Beobachtungen verglichen und für Modellverbesserungen (an Parametrisierungen, Gebietswahl, Nestingtechnik, usw.) umgesetzt. Dies ist ein iterativer Prozess und es gibt keine abschliessende Bewertung der Modellqualität für den vollen Umfang der simulierten Prozesse. Bei der Auswahl von Validierungen sollten folgende Kriterien beachtet werden:

Anwendungsbereich des Modells: Die Validierung sollte diejenigen Prozesse und Skalen speziell beachten welche für den Anwendungsbereich und die erwünschten Aussagen aus Klimasimulationen zentral sind. Bei der Anwendung für Klimaszenarien ist die Validierung der Modellklimatologie (mittlere Zirkulation, Temperatur, Niederschlag; siehe z.B. Podzun et al. 1995; Marinucci et al. 1995; Jones et al. 1995; Giorgi und Marinucci 1996; Machenhauer et al. 1998; BayFORKLIM 1999) wichtig aber nicht ausreichend. Die Fähigkeit zur Simulation von Klimavariationen ist ein weiterer wesentlicher Bewertungsaspekt. Hierzu kann die Simulation von natürlichen interannuellen Klimavariationen verifiziert werden (z.B. Lüthi et al. 1996; Murphy 1999, Fukutome et al. 1999). Das zunehmende Interesse an Klimaszenarien über Extremereignisse erfordert zudem eine Validierung von Modellen im Bezug auf die Variabilität, z.B. die Häufigkeitsverteilung von Tagesniederschlägen (z.B. Mearns et al. 1995; Frei et al. 1998; Murphy 1999).

Aussagekraft für Modellverbesserungen: Die Umsetzung von Validierungsergebnissen zur Modellverbesserung ist schwierig, wenn die validierten Parameter viele Modellkomponenten umfassen. Für die 2m Temperatur zum Beispiel sind die Parametrisierungen der Grenzschicht, des Strahlungstransports, der Boden- und der Wolkenphysik zentral. Sich gegenseitig kompensierende Fehler in diesen Komponenten können nur schwer identifiziert werden (z.B. Noguer et al. 1998). In jüngster Zeit werden deshalb eine ganze Reihe von zusätzlichen Parametern betrachtet, die eine umfassendere Validierung der Energie- und Wasserbilanzen erlauben (Abfluss: Christensen et al. 1998; Wolken: Déqué und Piedelievre 1995; Strahlungsflüsse: Wild et al. 1995; Noguer et al. 1998).

Eignung und Genauigkeit der Validierungsdaten: Die Validierung von regionalen Klimamodellen mit einer Auflösung von <50 km stellt hohe Anforderungen an die verwendete Beobachtungsreferenz (Dichte und Genauigkeit der verfügbaren Stationsdaten, Methode der räumlichen Analyse). Die verfügbaren Beobachtungsanalysen zeigen z.T. markante Unterschiede (Frei und Schär 1998; Osborn and Hulme 1997; siehe auch Fig.4). Die Berücksichtigung dieser Unsicherheiten bei der Auswahl von Validierungen und der Interpretation von Validierungsergebnissen ist fundamental.



Figur 4: Jahresgang des mittleren Niederschlags [mm/d] für den gesamten Alpenraum aus verschiedenen Analyseprojekten. (CRU: Climate Research Unit, New et al. 1999; LW: Legates and Willmott 1990; LW_cor: bias-korrigiert Legates and Willmott 1990; ALRA: mesoskalige Analyse aus einem hochaufgeloesten Datensatz (Frei and Schär 1998); PRISM: hochaufgeloeste Analyse (Schwarb 2000).

2.9 Werden die Prozessabläufe und Rückkopplungen der globalen und regionalen Klimamodelle wie in numerischen Wettervorhersagemodellen berechnet? Wo sind die Unterschiede? (keine neuen Initialisierungen!)

In numerischen Wettervorhersagemodellen werden Beobachtungen fortlaufend in einem Vorhersagezyklus assimiliert und periodisch in die Zukunft weiterintegriert. Das Problem wird als *Anfangswertproblem* behandelt und der Zeithorizont der Vorhersagen wird primär durch die chaotische Natur der Atmosphäre bestimmt. Klimasimulationen hingegen sind per Definition gekennzeichnet durch eine Simulationsdauer welche die charakteristischen Zeitskalen des Modells deutlich übersteigt, so dass die Information in den Anfangsbedingungen keinen Einfluss mehr hat. Das heisst, Klimamodelle sind in vielerlei Hinsicht vergleichbar mit *Randwertproblemen*. Die Zeitskala für Klimasimulationen wird durch die berücksichtigten Komponenten bestimmt. In gekoppelten GCMs ist der bestimmende Faktor der träge Ozean. In regionalen Klimamodellen ist es das Bodenmodell (und allenfalls Schneemodell), welches durch charakteristische Zeitskalen von mehreren Monaten gekennzeichnet ist. Die Simulation des Wasserkreislaufes wird somit erst nach einer Integrationsdauer von mehreren Monaten bis Saisons von den Anfangsbedingungen unabhängig.

Notwendige Voraussetzungen für Klimaintegrationen sind:

- (1) Abwesenheit von Modelldrift. Dies ist für GCMs eine weit schwierigere Anforderung als für RCMs, da bei letzteren die interne Drift durch die lateralen Randbedingungen reduziert wird (Giorgi and Mearns 1999).

- (2) Korrekte Repräsentation der Phänomene mit Zeitskalen unterhalb der Simulationsdauer.
- (3) Ausgewogener Satz von Parameterisierungsverfahren auf den betrachteten räumlichen und zeitlichen Skalen.

In einem globalen Klimamodell ergibt sich das Klima als eine Art "Gleichgewichtszustand" zahlreicher involvierter Prozesse, welcher im Modell durch eine langfristige Integration ermittelt wird. Das Zusammenspiel der unterschiedlichen Komponenten (z.B. Atmosphäre und Ozean) ist dabei entscheidend, und führt bei fehlender Konsistenz zu langanhaltender Modelldrift, und schlussendlich zu einem fehlerhaften Klimazustand. Dieses Problem tritt bei Wettervorhersagemodellen nicht oder in weit kleinerem Massstab auf, da das kurzfristige Anfangswertproblem diesbezüglich eine kleinere Sensitivität aufweist.

In RCMs ist die Bedeutung der Kopplung weniger wichtig als in GCMs, da kontinuierlich Information an den Rändern eingespielt wird. Trotzdem können Inkonsistenzen zwischen (schnellen) atmosphärischen und (langsamen) Landoberflächen-Prozessen eine wichtige Rolle spielen. In diesem Zusammenhang ist die korrekte Simulation des Jahresganges von Bodenwasser, Schnee und Meereis wichtig, welche ihrerseits mit weiteren hydrologischen Prozessen (Abflussverhalten, Boden-Gefrierprozesse, Verdunstung, etc) gekoppelt sind und sensitiv auf die Strahlungsbilanz reagieren können. In semi-ariden Regionen ist der Jahresgang des Bodenwassers besonders wichtig, weil einerseits ein hohes Potential zu Dürre und eine grosse Verletzlichkeit in Bezug auf eine Klimaveränderung besteht (Weatherald and Manabe 1995), und weil andererseits der Wasserkreislauf sensitiv auf den Bodenwassergehalt reagieren kann (Schär et al. 1999). Ähnliches kann gesagt werden über die Bedeutung von Schnee und Meereis, welche im Klimamodus in ihrem Jahresgang korrekt simuliert werden müssen (z.B. Liston et al. 1999). Die erwähnten Schwierigkeiten stellen sich nicht, oder nicht in vergleichbarer Art und Weise, in Wettervorhersagemodellen, infolge kontinuierlicher Initialisierung und Datenassimilation.

2.10 Können Klimamodelle die natürlichen Klimaschwankungen simulieren? In welcher Form werden diese berücksichtigt? Liegen ausreichend dichte und lange Beobachtungsdaten vor, um die Modelle verifizieren zu können?

Die natürlichen Schwankungen des Klimasystems werden einerseits verursacht durch externes Forcing (Vulkane, Sonnenaktivität, Treibhausgas- und Aerosolkonzentrationen) und andererseits durch interne dynamische Schwingungen des Klimasystems. In den letzten Jahren wurden grosse Anstrengungen gemacht, Schwankungen im interannuellen und interdekadischen Zeitbereich zu verstehen und zu simulieren. Dazu werden sowohl gekoppelte Modelle mit vorgeschriebenem (rekonstruiertem) externen Forcing, als auch langjährige Integrationen mit konstantem Forcing verwendet. Die so erzeugten Modellläufe zeigen im interannuellen und interdekadischen Bereich des Spektrums eine mit Beobachtungen vergleichbare Varianz der globalen Mitteltemperatur (Crowley 2000). Spezifische interne Schwankungen welche simuliert werden können sind das El Nino / La Nina Phänomen (Neelin et al. 1998; Stockdale et al. 1998), die Nordatlantische Oszillation (Seager et al. 2000; Delworth 1996) sowie Fluktuationen mit charakteristischen Zeitskalen im Bereich von Jahrzehnten (Latif 1998; Delworth and Mann, 2000).

Diese Kenntnisse über die natürliche Klimavariabilität fliessen zunehmend in Klimaszenarien ein. Mit Hilfe der Ensemble-Methode werden probabilistische Szenarien angestrebt (z.B. Dixon and Lanzante 1999), und das Verhalten von Modellen in den letzten ~100 Jahren dient zur Berechnung von Fehlerschranken in globalen Klimaszenarien (Allen et al. 2000).

Grosse Unsicherheiten bestehen noch immer bei Klimaschwankungen, welche durch Strömungen im tiefen Ozean und/oder Fluktuationen der Meereisverteilung beeinflusst sind (z.B. interdekadische Variabilität im Nordatlantik). In diesem Bereich besteht ein akuter Mangel an Beobachtungen über ausgedehnte Zeiträume, und entsprechende Mechanismen können nur indirekt (zum Beispiel über die globale Mitteltemperatur) verifiziert werden. Als wichtigste Datenbasis in diesem Bereich dienen die hemisphärischen und globalen Rekonstruktionen der Mitteltemperatur (welche für die letzten ~1000 Jahren vorliegen), die globalen Bodentemperatur- und Druckfelder (welche für die Nordhemisphäre seit etwa 1860 vorliegen), sowie die atmosphärischen Re-Analysen (Gibson et al. 1997, Kalnay et al. 1996). Letztere liegen für einen Zeitraum von 15 beziehungsweise 50 Jahre vor. Eine Erweiterung des durch Re-Analysen erfassten Zeitraumes wäre sehr wünschenswert, stösst aber aufgrund der Datenlage auf grosse Schwierigkeiten. Im Bereich der interannuellen Variabilität des Wasserkreislaufes besteht zum Teil ein Datenmangel, und eine detaillierte Analyse der Wasserbilanz ist nur exemplarisch an ausgewählten Einzugsgebieten möglich (Raschke et al. 1998).

2.11 Welche gesicherten Erkenntnisse / Annahmen zur zukünftigen Vegetation bzw. zur zukünftigen Verdunstung und deren Rückkopplung auf die Temperatur und den Niederschlag sind in den Klimamodellen vorhanden?

Wie in Abschnitt 2.9 besprochen sind die Landoberflächenprozesse von zentraler Bedeutung für die Simulation des regionalen Klimas und insbesondere des regionalen Wasserkreislaufes. Gegenwärtige Landoberflächenmodelle (im folgenden als SVATS bezeichnet, für Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer-Schemes) in GCMs und RCMs beinhalten zahlreiche Annahmen über den Austausch von Wärme, Feuchte und Impuls an der Erdoberfläche:

- (1) die Vegetation ist im Gleichgewicht mit dem gegenwärtigen Klima,
- (2) die Bodennutzung ändert sich mit einer Geschwindigkeit und einer Art und Weise welche das regionale Klima nicht signifikant verändert, und
- (3) der Stomata-Widerstandes des Verdunstungsprozesses ändert sich nur insignifikant unter veränderten CO₂ Szenarien.

Die Annahmen (1) und (2) könnten sich über Zeiträume von mehreren Dekaden als falsch erweisen: durch Migration von Arten, durch Verschiebung der Waldgrenze, durch Änderungen in der landwirtschaftlichen Produktion, und/oder durch grössere Änderungen in der Urbanisierungs- und Besiedlungspraxis. Solche Faktoren können Albedo-Änderungen (mit Auswirkungen auf die Strahlungsbilanz), eine Umverteilung von sensiblem und latentem Wärmefluss (mit Auswirkungen auf das Bowen-Ratio), und Änderungen der Rauheitslänge (mit Auswirkungen auf den vertikalen Impulsfluss) bewirken. Veränderungen der Vegetation (und insbesondere der mittleren Wurzeltiefe) beeinflussen des weiteren den Anteil des Bodenraumes welcher mit dem atmosphärischen Teil des Wasserkreislaufes in Verbindung steht.

Zahlreiche Untersuchungen über vergangene Vegetationsänderungen erhärten obgenannte Einschränkungen. Regionale Klimasimulationen zeigen zum Beispiel wie die Abholzung des Mittelmeerraumes seit der Zeit der Römer substantielle Auswirkungen auf das Europäische Klima hatte (Reale 1996, Heck et al 2000). Andere Studien untersuchen den klimatischen Effekt von Landnutzungsänderungen in Florida in der Periode 1900-1993 (Pielke et al. 1999) und zeigen, dass der Uebergang von einem natürlichen sumpfähnlichen Oekosystem zu einer genutzten Agrarwirtschaft die Temperatur und Niederschlagsverhältnisse beeinflusst – selbst in einer den

Ozeanen ausgesetzten Region wie Florida. Alle diese Studien verwenden jedoch ein statisches Vegetationsmodell mit (saisonal) vorgeschriebenen Charakteristiken. Es gibt indessen zunehmend Hinweise, dass eine interaktive Behandlung der Vegetation unerlässlich ist, um unsere vergangene Klimageschichte zu verstehen, und wahrscheinlich auch unser zukünftiges Klima abzuschätzen. Gemäss Claussen et al. (1999) wurde die afrikanische Wüstenbildung vor etwa 4000 bis 6000 Jahren durch langsame Aenderungen der Erdbahnelemente ausgelöst und kräftig verstärkt durch Atmosphären-Biosphären Wechselwirkungsprozesse.

Die Annahme (3) wird gegenwärtig durch SVATS-Verfahren der zweiten Generation behandelt (Sellers et al. 1997). Diese Verfahren verwenden in der Berechnung des Stomata-Widerstandes empirische Abhängigkeiten von Temperatur, Strahlung und Feuchte (Jarvis 1976). Diese Beziehungen beschreiben die photosynthetische Maschinerie von Pflanzen, allerdings in Bezug auf heutige klimatische Bedingungen. Labor- und Feldexperimente zeigen jedoch, dass erhöhte und reduzierte CO₂ Konzentrationen den Stomata-Widerstand beeinflussen (die Pflanze versucht die CO₂-Aufnahme zu maximieren und den H₂O-Verlust zu minimieren), so dass Jarvis-artige Beziehungen in einem zukünftigen Klima definitiv nicht gültig sind. Die dritte Generation von SVATS-Methoden (Sellers et al. 1996a, Bonan 1996, Cox et al. 1999) versuchen dies zu berücksichtigen, und sind bereits jetzt teilweise in der Lage, die photosynthetischen Folgen von Umwelteinflüssen und Vegetationszustand zu berücksichtigen (Niyogi and Raman 1997, Henderson-Sellers et al. 1993). Im Kontext der Klimaänderung beginnen diese Modelle auch die biogeochemischen Prozesse im Boden nachzubilden (Potter et al. 1993, Field et al. 1995), so dass die längerfristigen Budgets von Kohlenstoff und Nährstoffen, sowie deren Wechselwirkungen über Zeiträume von Jahrzehnten behandelt werden können. Regionale Klimamodelle sind attraktive Tools um solche Arbeiten voranzutreiben, da in einem kontrollierten grossskaligen Umfeld gearbeitet werden kann.

2.12 Welche zeitliche Auflösung (Stunden, Tage, Wochen....) wird für ein regionales Klimamodell für sinnvoll gehalten?

Die interne zeitliche Auflösung von regionalen Klimamodellen ist durch den numerischen Zeitschritt vorgegeben und liegt im Bereich weniger Minuten. Die Häufigkeit der Datenarchivierung wird durch die erwarteten Anwendungen bestimmt.

- Eine *mittlere Klimatologie* (saisonal oder monatlich aufgelöste Mittel von Temperatur, Niederschlag, etc) wird normalerweise mit einer zeitlichen Auflösung von ca. 10 Jahren benötigt. Die Berechnung einer solchen Klimatologie macht jedoch eine – zumindest temporäre – Archivierung der Daten mit einer zeitlichen Auflösung von nicht mehr als einem Tag notwendig (z.B. für die Berechnung der mittleren Maximal- und Minimaltemperatur, der Häufigkeitsverteilung der Niederschläge, der Häufigkeit von Frosttagen, etc).
- Soll der Output eines regionalen Klimamodells zum *Antrieb eines räumlich verfeinerten regionalen Klimamodells* (Modellkette) genutzt werden, so müssen die atmosphärischen Daten mit einer Auflösung von 2 bis 12 Stunden archiviert werden, um daraus die lateralen Randbedingungen abzuleiten.
- Soll der Output eines regionalen Klimamodells zum *Antrieb eines hydrologischen Abflussmodells* genutzt werden, so müssen zahlreiche Felder mit einer zeitlichen Auflösung von ca. 1 Stunde archiviert werden, um den Tagesgang ausreichend aufzulösen.

2.13 Welche räumliche Auflösung wird als realisierbar erachtet?

Die realisierbare räumliche Auflösung numerischer Modelle wird durch die verfügbare Rechenleistung und die Dauer der Integration bestimmt. In den letzten 40 Jahren ist die Leistung von Hochleistungsrechnern um beinahe einen Faktor 10^6 angewachsen, was einer Verdoppelung der Rechenleistung ungefähr alle 24 Monate entspricht (exponentielles Wachstum). Es wird erwartet, dass dieses Wachstum in den nächsten 10 Jahren weiterhin anhalten wird.

Die zu erwartende Verfeinerung der horizontalen Auflösung in den nächsten ~10 Jahren lässt sich anhand von Fig.2.5 abschätzen. Diese zeigt die Entwicklung der horizontalen Auflösung globaler Wettervorhersagemodelle am Beispiel des ECMWF. Aus dem entsprechenden Trend kann die Entwicklung anderer Modelltypen abgeschätzt werden. Es ist zu erwarten dass innerhalb der nächsten 5-10 Jahre die horizontale Auflösung globaler gekoppelter Klimamodelle unterhalb 100 km fallen wird. Die Auflösung regionaler Klimamodelle (hier definiert als einfach genestete Modelle) wird im selben Zeitraum auf unterhalb 10 km fallen.

Unter Verwendung von Mehrfach-Nestung sind höhere Auflösungen bereits heute realisierbar. Sehr hoch aufgelöste atmosphärische Modelle (Gitterabstand ~1 km) werden bereits jetzt für Prozessstudien eingesetzt (siehe z.B. Grabowski 2000, Grell et al. 1998). Solche Prozessstudien sind wichtig für die Entwicklung von verbesserten Parameterisierungsverfahren, für das Studium von kritischen Wechselwirkungen (z.B. zwischen sommerlicher Verdunstung und Konvektion), und

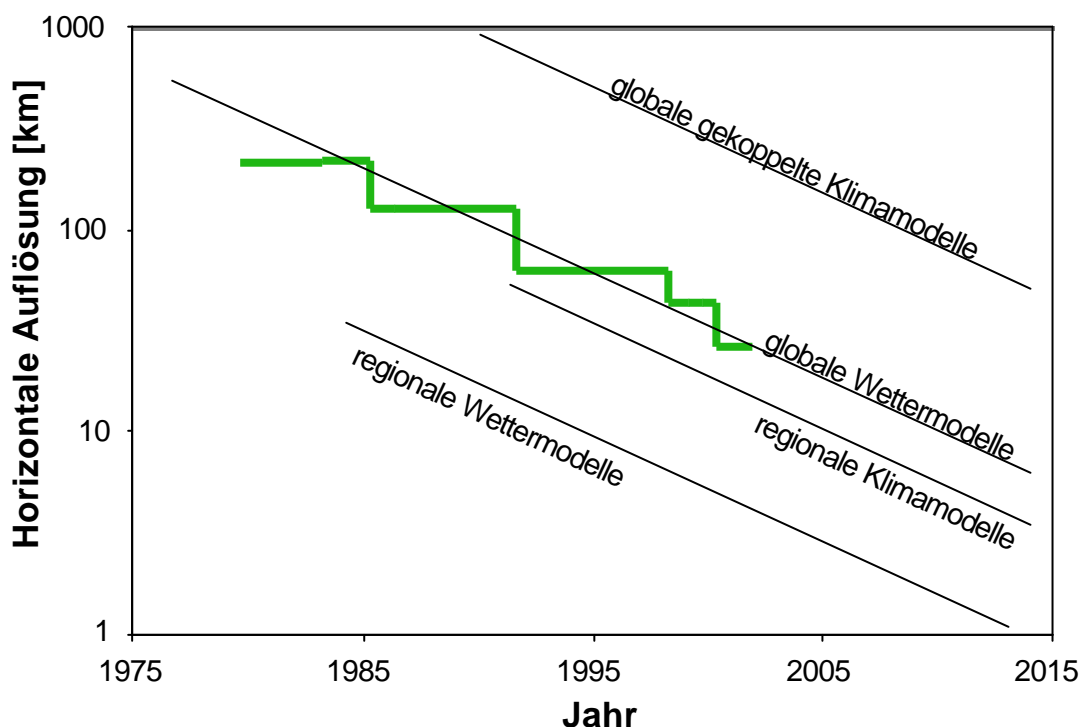


Fig.5: Entwicklung der horizontalen Auflösung (äquivalenter Gitterabstand in km) globaler Wettervorhersagemodelle am Beispiel des ECMWF (dicke Kurve). Die Trendgeraden dienen der Abschätzung der zu erwartenden Auflösung globaler gekoppelter Klimamodelle, regionaler Klimamodelle, und regionaler Wettervorhersagemodelle.

werden wahrscheinlich auch für Szenarienrechnungen zunehmend an Bedeutung gewinnen.

2.14 Kann z.Zt. schon auf eine Änderung der Wetterlagen (Zonalisierung, Meridionalisierung, Zugbahnen der Tiefdruckgebiete) geschlossen werden?

Simulationen mit globalen Klimamodellen zeigen für polare Breiten eine grössere Zunahme der mittleren bodennahen Temperatur als in den Tropen. Diese Tendenz wird in den meisten GCMs vorgefunden und wird zum Teil mit dem Meereis-Albedo Feedback erklärt (Meehl and Washington 1995; IPCC 1996). In der hohen Troposphäre zeigen jedoch viele Simulationen eine stärkere Erwärmung in den Tropen, als Folge der erhöhten Freisetzung von latenter Wärme. Der Effekt dieser beiden gegenläufigen Mechanismen auf die Baroklinität der Troposphäre ist unklar und die simulierten Veränderungen in der Stärke der zonalen Strömung, die Position und Stärke der Stormtracks (Zugbahn der Tiefdruckgebiete) variieren zwischen den Modellen (IPCC 1996).

Eine detaillierter Vergleich von globalen Klimasimulationen im Bezug auf die Veränderung der atlantisch-europäischen Zirkulation zum Zeitpunkt der Verdoppelung der effektiven CO₂ Konzentration wurde von Wanner et al. (2000) durchgeführt. Sogar auf einem rein qualitativen Niveau zeigen sich grosse Unterschiede: So wird zum Beispiel für das Island-Tief im Winter in 12 Simulationen eine Vertiefung, in 9 Simulationen keine Veränderung und in 8 Simulationen eine flacheres Tief festgestellt. Ähnliche Unterschiede wurden für andere Merkmale der grossskaligen Strömung festgestellt (Storm Track Stärke, Polarfrontjet, Blocking Häufigkeit, etc). Lediglich für das Azorenhoch und das Kontinentalhoch im Winter zeigt eine deutliche Mehrheit der Modelle eine Zunahme respektive Abnahme.

Aufgrund der grossen Unterschiede zwischen globalen Klimasimulationen bezüglich der Veränderung der grossskaligen Zirkulation im europäisch-atlantischen Raum, können zur Zeit keine gesicherten Aussagen über die Veränderung von Wetterlagen im Alpenraum gemacht werden.

3. Schlussbemerkungen

Die Fragenkomplex "Klimawandel und Wasserkreislauf kontinentaler Gebiete" ist von zentraler Bedeutung in der Klimadiskussion. Die Fragestellungen in diesem Bereich können zum Teil erst seit wenigen Jahren behandelt werden. Einerseits lag der Schwerpunkt der Forschung in den letzten Jahren bei globalen Aspekte und Fragen der Wechselwirkung zwischen anthropogenen Einträgen, Atmosphäre und Ozean. Andererseits waren die Werkzeuge (Modelle) wie auch die Daten zum Teil noch nicht in der Lage, die Frage des Wasserkreislaufes über Kontinenten ausreichend zu behandeln. Es ist jedoch zu erwarten, dass in den nächsten Jahren und Jahrzehnten die Landoberflächen in dieser Diskussion zunehmend an Bedeutung gewinnen. Einige wichtige Fragen in diesem Bereich sind:

- Welches ist die Bedeutung von Schnee, Vegetation und Bodenwasser für die natürliche Klimavariabilität und die anthropogene Klimaveränderung?
- Wie kann der Wasserkreislauf, sowie dessen Jahresgang und interannuelle Variabilität, in der Atmosphäre (Wasserdampf, Wolkenwasser) und im Boden (Schnee, Bodenwasser, Grundwasser, Abfluss) besser simuliert werden?

- Mit welchen Änderungen im Auftreten von Extremereignissen (Starkniederschläge, Ueberschwemmungen, Dürre, Windstürme, Lawinen) muss gerechnet werden?
- Welche Regionen und Klimatypen sind durch die Klimaveränderung am meisten gefährdet (z.B. semi-aride Gebiete, Gebirgsregionen, Küstengebiete)?
- Welches sind die kritischen klimainduzierten Änderungen für die Wasserversorgung?

Die Bearbeitung dieses umfangreiche Fragenkatalogs wird eine enge Zusammenarbeit verschiedener Disziplinen, sowie eine intensive Interaktion zwischen observationellen, theoretischen und modellgestützten Ansätzen notwendig machen. Man darf nicht erwarten dass abschliessende Antworten bereits in wenigen Jahren vorliegen werden, sondern die Beantwortung dieser Fragen wird viele Jahren in Anspruch nehmen, und auf die Kompetenz in zahlreichen Wissensgebieten zurückgreifen müssen.

4. Literatur

- Allen, M.R., P.A. Stott, J.F.B. Mitchell, R. Schnur, T.L. Delworth, 2000: Quantifying the uncertainty in forecasts of anthropogenic climate change. *Nature*, **407**, 617-620
- BayFORKLIM, 1999: Klimaänderungen in Bayern und ihre Auswirkungen (BayFORKLIM). *Abschlussbericht des Bayerischen Klimaforschungsverbundes*. München 1999
- Bernardet, L. R., L. D. Grasso, J. E. Nachamkin, C. A. Finley, and W. R. Cotton, 2000: Simulating convective events using a high-resolution mesoscale model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **105**, 14963-14982.
- Bonan, G., 1996: A Land Surface Model (LSM version 1.0) for Ecological, Hydrological and Atmospheric Studies. Technical Description and User's Guide. NCAR Technical Note 417, National Center for Atmospheric Research Boulder, Colorado, USA
- Bony, S., J. P. Duvel, and H. Le Treut, 1995: Observed dependence of the water vapor and clear sky greenhouse effect on sea surface temperature: comparison with climate warming experiments. *Climate Dynamics*, **11**.
- Burkhardt, U., 1999: Alpine precipitation in a tripled CO₂-climate. *Tellus*, **51A**, 289-303.
- Christensen, J.H., B. Machenhauer, R.G. Jones, C. Schär, P.M. Ruti, M. Castro and G. Visconti, 1997: Validation of present-day climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions. *Climate Dyn.*, **13**, 489-506.
- Christensen, O. B., 1999: Relaxation of soil variables in a regional climate model. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, **51**, 674-685.
- Christensen, O. B., J. H. Christensen, B. Machenhauer, and M. Botzet, 1998: Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia - Present climate. *Journal of Climate*, **11**, 3204-3229.
- Claussen, M., 1997: Modeling bio-geophysical feedbacks in the African and Indian monsoon region. *Climate Dyn.*, **13**, 247-257
- Claussen, M., C. Kubatzki, V. Brovkin, A. Ganopolski, P. Hoelzmann and H. J. Pachur, 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophys. Res. Letters*, **26**, 2037-2040
- Cox, P.M., Betts, R.A., Bubton, C.B., Essery, R.L.H., Rowntree, P.R., and Smith, 1999: The impact of a new land surface physics on the GCM simulations of climate and climate sensitivity: *Climate Dynamics*, **15**, 183-203
- Crowley, T.J., 2000: Causes of climate change over the last 1000 years. *Science*, **289**, 270-289.
- Davies, H. C., 1983: Limitations of Some Common Lateral Boundary Schemes Used in Regional Nwp Models. *Monthly Weather Review*, **111**, 1002-1012.
- Del Genio, A.D., A.A. Lacis and R.A. Ruedy, 1991: Simulations of the effect of a warmer climate on atmospheric humidity. *Nature*, **251**, 382-385.
- Delworth, T.L., 1996: North Atlantic interannual variability in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, **9**, 2356-2375
- Delworth, T.L. and M.E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, **16**, 661-676
- Delworth, T.L., S. Manabe and R.J. Stouffer, 1997: Multidecadal climate variability in the Greenland Sea and surrounding regions: A coupled model simulation. *Geophys. Res. Letters*, **24**, 257-260
- Déqué, M. and J.P. Pielikevire, 1995: High-Resolution climate simulations over Europe. *Climate Dynamics*, **11**, 321-339.
- Dixon, K.W., J.R. Lanzante, 1999: Global mean surface air temperature and North Atlantic overturning in a suite of coupled GCM climate change experiments. *Geophys. Res. Letters*, **26**, 1885-1888
- Dixon, K.W., T.L. Delworth, M.J. Spelman and R.J. Stouffer, 1999: The influence of transient surface fluxes on North Atlantic overturning in a coupled GCM climate change experiment. *Geophys. Res. Letters*, **26**, 2749-2752
- Duvel, J. P., S. Bony, and H. Le Treut, 1997: Clear-sky greenhouse effect sensitivity to sea surface temperature change: an evaluation of AMIP simulations. *Climate Dynamics*, **13**, 259-273.
- Field, C. B., J. T. Randerson, and C. M. Malmstrom, 1995: Global Net Primary Production - Combining Ecology and Remote- Sensing. *Remote Sensing of Environment*, **51**, 74-88.

- Frei, C. and C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873-900.
- Frei, C., C. Schär, D. Lüthi and H.C. Davies, 1998: Heavy precipitation processes in a warmer climate. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1431-1434.
- Frei, C. and C. Schär, 2000. Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *J. Climate*, in press.
- Frei, C., H.C. Davies, A. Gurtz and C. Schär, 2000. Climate Dynamics and Extreme Precipitation and Flood Events in Central Europe. *Integrated Assessment*, in press
- Fuentes, U. and D. Heimann, 2000: An improved statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the alpine precipitation climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, **65**, 119-135
- Fukutome, S., C. Frei, D. Lüthi and C. Schär, 1999: The interannual variability as a test ground for regional climate simulations over Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 649-672.
- Gaffen, D.J., P.E. William and A. Robock, 1992: Relationships between tropospheric water vapor and surface temperature as observed by radiosondes. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1839-1842.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: the atmospheric model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73**, 1962-1970.
- Gibson, J.K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Nomura, A. Hernandez and A. Serrano, 1997: ERA description. ECMWF Re-Analysis Project Report Series, Reading, UK.
- Giorgi, F. and L.O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: A review. *Rev. Geophys.*, **29**(2), 191-216.
- Giorgi, F. and L.O. Mearns, 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.*, **104** (D6), 6335-6352.
- Giorgi, F. and M.R. Marinucci, 1996: Improvements in the simulation of surface climatology over the European region with a nested modeling system. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 273-276.
- Giorgi, F., L. O. Mearns, C. Shields, and L. Mayer, 1996: A regional model study of the importance of local versus remote controls of the 1988 drought and the 1993 flood over the Central United States. *Journal of Climate*, **9**, 1150-1162.
- Giorgi, F. and R. Avissar, 1997: Representation of heterogeneity effects in earth system modeling: Experience from land surface modeling. *Reviews of Geophysics*, **35**, 413-437.
- Giorgi, F., 1997: An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models .1. Theoretical framework. *Monthly Weather Review*, **125**, 1885-1899.
- Giorgi, F., 1997: An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models .2. Validation and sensitivity experiments. *Monthly Weather Review*, **125**, 1900-1919.
- Giorgi, F., M.R. Marinucci and G. Visconti, 1992: A 2xCO₂ climate change scenario over Europe generated using a limited area model nested in a general circulation model. 2: Climate change scenario. *J. Geophys. Res.*, **97**, 10011-10028.
- Grabowski W.W., 2000: Cloud microphysics and the tropical climate: Cloud-resolving model perspective. *J. Climate*, **13**, 2306-2322
- Grabowski, W. W., 2000: Cloud microphysics and the tropical climate: Cloud-resolving model perspective. *J. Climate*, **13**, 2306-2322.
- Grabs, W. ed. (1997): Impacts of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources Management in the Rhine Basin. Report no. I-16 of the International Commission for the Hydrology of the Rhine Basin (CHR), Lelystad, 1997, 172 pp
- Grell, G. R. Knoche, L. Schade und A. Pfeiffer, 1998: Regionale Klimamodellierung. Abschlussbericht Bayrisches Klimaforschungsprogramm BayFORKLIM, 30pp
- Gurtz, J., A. Baltensweiler, and H. Lang, 1999: Spatial distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrol. Process.*, **13**, 2751-2768.
- Gyalistras D., C. Schär C., T.D. Davies T.D., H. Wanner: Future Alpine climate. In: A view from the Alps: regional perspectives on climate change. (Eds.: Cebon P., Dahinden U., Davies H.C., Imboden D., Jaeger C.C.), MIT press, Boston, 21-72.
- Hagemann, S., M. Botzet, L. Dümenil, B. Machenhauer, 1999: Derivation of global GCM boundary conditions from 1km land use, MPI report No. 289, Hamburg, Germany.

- Heck, P., D. Lüthi, H. Wernli and C. Schär, 2000: Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A study with a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, in press.
- Heimann D. and V. Sept, 2000: Climate change estimates of summer temperature and precipitation in the Alpine region. *Theor. Appl. Clim.*, **66**, 1-12.
- Heimann, D., V. Sept and U., Busch, 1998: Auswirkungen globaler Klimaveränderungen auf sommerliche Starkniederschläge im bayrischen Alpenvorland. Abschlussbericht Bayrisches Klimaforschungsprogramm BayFORKLIM, 44pp
- Henderson-Sellers A., Z.-L. Yang and R.E. Dickinson, 1993, The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, *Bull. of the Amer. Met. Soc.*, **74**, 1335-1349
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679
- IPCC 1996: Climate change 1995, Scientific Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (Eds. Houghton et al.) Cambridge University Press.
- Jacob, D. and R. Podzun, 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63**, 119-129
- Jarvis, P., 1976: The interpretation of leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philos. Trans. Roy. Soc. London B.*, **273**, 593-610.
- Jones, P.D., K.R. Briffa, T.P. Barnett and S.F.B. Tett, 1998: High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control run temperatures. *The Holocene*, **8**, 455-471.
- Jones, P.D., M. New, D.E. Parker, and I.G. Rigor, 1999: Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. of Geophysics*, **37**, 173-199.
- Jones, R.G., J.M. Murphy and M. Noguer, 1995: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 1413-1449.
- Jones, R.G., J.M. Murphy, M. Noguer and A.B. Keen, 1997: Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Part II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 265-292.
- Kalnay, E. et al., 1996: THE NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471
- Karl, T.R. and Knight R.W., 1998: Secular trends of precipitation amount, frequency and intensity in the USA. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **79**, 231-242.
- Kida, H., T. Koide, H. Sasaki, and M. Chiba, 1991: A New Approach for Coupling a Limited Area Model to a GCM for Regional Climate Simulations. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **69**, 723-728.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, and J. W. Hurrell, 1998: The energy budget of the NCAR Community Climate Model CCM3. *Journal of Climate*, **11**, 1151-1178.
- Kwadijk, J.C.J. and J. Rotmans, 1995: The impact of climate change on the river Rhine: a scenario study. *Climat. Change*, **30**, 397-425.
- Latif M., 1998: Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate*, **11**, 602-624
- Latif M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz, and R. Voss, 2000, Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation, *J. Climate*, **13**, 1809-1813
- Le Treut, H. and B. McAvaney, 2000: Equilibrium climate change in response to a CO₂ doubling: an intercomparison of AGCM simulations coupled to slab ocean, in print.
- Legates D.R. and C.J. Willmott, 1990: Mean Seasonal and Spatial Variability in Gauge-Corrected, Global Precipitation. *Int. J. Climatol.*, **10**, 111-127.
- Leung, L. R. and S. J. Ghan, 1998: Parameterizing subgrid orographic precipitation and surface cover in climate models. *Monthly Weather Review*, **126**, 3271-3291.
- Lin, C. C., 1999a: Some bulk properties of cumulus ensembles simulated by a cloud-resolving model. Part I: Cloud root properties. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 3724-3735.
- Lin, C. C., 1999b: Some bulk properties of cumulus ensembles simulated by a cloud-resolving model. Part II: Entrainment profiles. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 3736-3748.
- Lindzen R.S., 1990: Some coolness concerning global warming. *Bull. American Meteor. Soc.*, **71**, 288-299

- Liston, G. E., R. A. Pielke, and E. M. Greene, 1999: Improving first-order snow-related deficiencies in a regional climate model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **104**, 19559-19567.
- Los, S.O., G.J. Collatz, P.J. Sellers, C.M. Mälstrom, N.H. Pollack, R.S. DeFries, L. Bounoua, M.T. Parris, C.J. Tucker and D.A., 2000, A global 9-year biophysical landsurface dataset from NOAA AVHRR data. *J. Hydrmeteorology*, **15**, in press.
- Lu, L., R.A. Pielke, G.E. Liston, W.J. Parton, D. Ojima, and M. Hartman, 2000: Implementation of a two-way interactive atmospheric and ecological model and its application to the central United States. *J. Climate*, in press.
- Lüthi, D., A. Cress, H.C. Davies, C. Frei and C. Schär, 1996: Interannual Variability and Regional Climate Simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, **53**, 185-209.
- Lynn, B. H., D. Rind, and R. Avissar, 1995: The Importance of Mesoscale Circulations Generated by Subgrid-Scale Landscape Heterogeneities in General-Circulation Models. *Journal of Climate*, **8**, 191-205.
- Machenhauer, B., M. Windelband, M. Botzet, J. Hesselbjerg-Christensen, M. Déqué, R.G. Jones, P.M. Ruti and G. Visconti, 1998: Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe. MPI Report 275, 87pp plus figures. Max-Planck Institute of Meteorology, Hamburg
- Mahlmann J.D., 1997. Uncertainties in projections of human-caused climate warming. *Science*, **278**, 1416-1417
- Mann M.E., R.S. Bradley, M.R. Hughes, 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, **392**, 779-787.
- Mann, M.E., R.S. Bradley and M.K. Hughes, 1999: Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties and limitations. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 759-762.
- Marinucci, M.R., F. Giorgi, M. Beniston, M. Wild and P. Tschuck, 1995: High Resolution Simulations of January and July Climate over the Western Alpine Region with a Nested Regional Modeling System. *Theor. Appl. Climatol.*, **51**, 119-138.
- McGregor, J.L., 1997: Regional climate modeling. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63**, 105-117.
- Mearns, L.O., F. Giorgi and C. McDaniel, 1995: Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climate model: comparison with observations and doubled CO₂ results. *Global Planet. Change*, **10**, 55-78.
- Meehl G.A. and W.M. Washington, 1995: Cloud albedo feedback and the super greenhouse effect in a global coupled GDM. *Clim. Dyn.*, **11**, 399-411.
- Mladek, R., J. Barckicke, P. Binder, P. Bougeault, N. Brzovic, C. Frei, J. Geleyn et al., 2000: Intercomparison and evaluation of precipitation forecasts for MAP seasons 1995 and 1996. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 111-130
- Murphy, J., 1999: An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *J. Climate*, **12**, 2256-2284.
- Neelin, J.D., D.S. Battisti, A.C. Hirst, F.F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S.E. Zebiak, 1998: ENSO theory. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7), 14261-14290
- New, M., M. Hulme and P. Jones, 1999: Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *J. Climate*, **12**, 829-256.
- Niyogi, D.S. and S. Raman, 1997: Comparison of four different stomatal resistance schemes using FIFE observations, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 903-917.
- Noguer, M., R.G. Jones and J.M. Murphy, 1998: Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe. *Climate Dyn.*, **14**, 691-712.
- Osborn, T.J. and M. Hulme, 1997: Development of a relationship between station and grid-box rainfall frequencies for climate model evaluation. *J. Climate*, **10**, 1885-1908.
- Pan, Z. T., E. Takle, M. Segal, and R. Turner, 1996: Influences of model parameterization schemes on the response of rainfall to soil moisture in the central United States. *Monthly Weather Review*, **124**, 1786-1802.
- Pielke, Sr., R.A., R.L. Walko, L. Steyaert, P.L. Vidale, G.E. Liston and W.A. Lyons, 1999: The influence of anthropogenic landscape changes on weather in south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1663-1673.
- Podzun, R., A. Cress, D. Majewski and V. Renner, 1995: Simulation of European Climate with a Limited Area Model. Part II: AGCM boundary conditions. *Contrib. Atmos. Phys.*, **68**, 205-225.
- Potter, C. S., J. T. Randerson, C. B. Field, P. A. Matson, P. M. Vitousek, H. A. Mooney, and S. A. Klooster, 1993: Terrestrial Ecosystem Production - a Process Model-Based on Global Satellite and Surface Data. *Global Biogeochemical Cycles*, **7**, 811-841

- Randall, D.A., 1995: Parameterizing fractional cloudiness produced by cumulus detrainment. Technical Document: workshop on cloud microphysics parameterizations in global atmospheric general circulation models, 1-16.
- Randall, D.A., D. A. Dazlich, C. Zhang, A. S. Denning, P. J. Sellers, C. J. Tucker, L. Bounoua, S. O. Los, C. O. Justice, and I. Fung, 1996: A revised land surface parameterization (SiB2) for GCMs .3. The greening of the Colorado State University general circulation model. *Journal of Climate*, **9**, 738-763.
- Rapp, J. and C.-D. Schönwiese, 1995: Atlas der Niederschlags und Temperaturrends in Deutschland. *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, Serie B, Band 5, 253pp
- Reale, O., 1996: Modeling the effects on climate caused by changes in vegetation from the Roman Classical period. *PhD Thesis, Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, Calverton, MD 20705-3106, USA*.
- Raschke, E., U. Karstens, R. Nolte-Holube, R. Brandt, H. Isemer, D. Lohmann, M. Lobmeyr, B. Rockel and R. Stuhlmann, 1998: *Surveys in Geophysics*, **19**, 1-22
- Santer B.D., K.E. Taylor, et al., 1996: A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere. *Nature*, **382**, 39-46.
- Schär, C., C. Frei, D. Lüthi and H.C. Davies, 1996: Surrogate climate change scenarios for regional climate models. *Geophys. Res. Letters*, **23**, 669-672.
- Schär, C., D. Lüthi, U. Beyerle and E. Heise, 1999: The Soil-Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model. *J. Climate*, **12**, 722-741.
- Schmidli J., C. Schmutz, C. Frei, H. Wanner and C. Schär, 2001: Mesoscale precipitation in the Alps during the 20th century. *International Journal of Climatology*, to be submitted
- Schönwiese, C.-D., J. Rapp, T. Fuchs and M. Denhard, 1993: Klimatrend-Atlas Europa 1891-1990. Verlag Zentrum für Umweltforschung, Frankfurt
- Schrodin, R. and D. Majewski (Eds.), 1994ff: Short Description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the Deutscher Wetterdienst (DWD). Quarterly Bulletin.
- Schwarb, M., 2000: The Alpine precipitation climate: Evaluation of a high-resolution analysis scheme using comprehensive rain-gauge data. Diss. ETH Nr. 13911, 119 pp.
- Seager, R., Y. Kushnir, M. Visbeck, N. Naik, J. Miller, G. Krahnmann, and H. Cullen, 2000: Causes of Atlantic Ocean climate variability between 1958 and 1998. *J. Climate*, **13**, 2845-2862
- Sellers, P.J., S.O. Los, C.J. Tucker, C.O. Justice, D.A. Dazlich, G.J. Collatz and D.A. Randall, 1996b: A revised land surface parameterization (SiB-2) for atmospheric GCMs. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *J. Climate*, **9**, 706-737.
- Sellers, P.J., D.A. Randall, G.J. Collatz, J.A. Berry, C.B. Field, D.A. Dazlich, C. Zhang and L. Bounoua, 1996a: A revised land-surface parameterization (SiB2) for GCMs. Part 1: Model Formulation. *J. Climate*, **9**, 676-705.
- Sellers, P.J., B.W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F.G. Hall, Y. Kerr, R. Koster, S.O. Los, K. Mitchell, J. McManus, D. Myers, K.J. Sun, and P. Try, 1996c: The ISLSCP initiative I global datasets: Surface boundary conditions and atmospheric forcings for land-atmosphere studies, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **77**, 1987-2005.
- Sellers, P. J. et al., 1997: Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, **275** (5299), 502-509.
- Selten F.M., R.J. Haarsma and J.D. Opsteegh, 1999: On the mechanism of North Atlantic decadal variability. *J. Climate*, **12**, 1956-1973
- Seth, A. and F. Giorgi, 1998: The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *Journal of Climate*, **11**, 2698-2712.
- Seth, A., F. Giorgi, and R. E. Dickinson, 1994: Simulating Fluxes from Heterogeneous Land Surfaces - Explicit Subgrid Method Employing the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (Bats). *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **99**, 18651-18667.
- Stockdale, T. N., D. L. T. Anderson, J. O. S. Alves and M. A. Balmaseda, 1998: Global seasonal rainfall forecasts using a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, **392**, 370-373
- Stocker, T.F., and A. Schmittner, 1997: Influence of CO2 emission rates on the stability of of the thermohaline circulation. *Nature*, **388**, 862-865
- Stouffer, R.J. and S. Manabe, 1999: Response of a coupled ocean-atmosphere model to increasing atmospheric carbon dioxide: Sensitivity to the rate of increase. *J. Climate*, **12**, 2224-2237
- Tiedtke, M., 1993: Representation of Clouds in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*, **121**, 3040-3061.

- Tompkins, A. M. and K. A. Emanuel, 2000: The vertical resolution sensitivity of simulated equilibrium temperature and water-vapour profiles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 1219-1238.
- Tompkins, A. M., 2000: The impact of dimensionality on long-term cloud-resolving model simulations. *Monthly Weather Review*, **128**, 1521-1535.
- Trenberth, K.E., 1998: Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates with climate change. *Climatic Change*, **39**, 667-694.
- Vidale, P. L., D. Lüthi, P. Heck, C. Frei, and C. Schar, 1999: The development of Climate High Resolution Model (CHRM). *Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the DWD*, **21**, 3-17.
- Vidale, P. L., R. A. Pielke, L. T. Steyaert, and A. Barr, 1997: Case study modeling of turbulent and mesoscale fluxes over the BOREAS region. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **102**, 29167-29188.
- von Storch, H., H. Langenberg, and F. Fesere, 2000: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Wea. Rev.*, in press.
- Wanner, H., D. Gyalistras, J. Luterbacher, R. Rickli, E. Salvisberg und C. Schmutz, 2000: Klimawandel im Schweizer Alpenraum. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, ISBN 3-7281-2395-1, 283pp
- Watterson, I. G. and M. R. Dix, 1999: A comparison of present and doubled CO₂ climates and feedbacks simulated by three general circulation models. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **104**, 1943-1956.
- Weatherald, R.T. and S. Manabe, 1995: The mechanisms of summer dryness induced by greenhouse warming. *J. Climate*, **8**, 3096-3108.
- Widmann, M. and C. Schär, 1997. A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. *Int. J. Climatol.*, **17**, 1333-1356
- Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen and E. Roeckner, 1995: Regional climate simulation with a high-resolution GCM: surface radiative fluxes. *Climate Dyn.*, **11**, 469-486.
- Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen, E. Roeckner, M. Giorgetta and J. Morcrette, 1998: The disposition of radiative energy in the global climate system: GCM-calculated versus observational estimates. *Climate Dyn.*, **14**, 853-869
- Yao, M. S. and A. D. Del Genio, 1999: Effect of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM. *Journal of Climate*, **12**, 761-779.