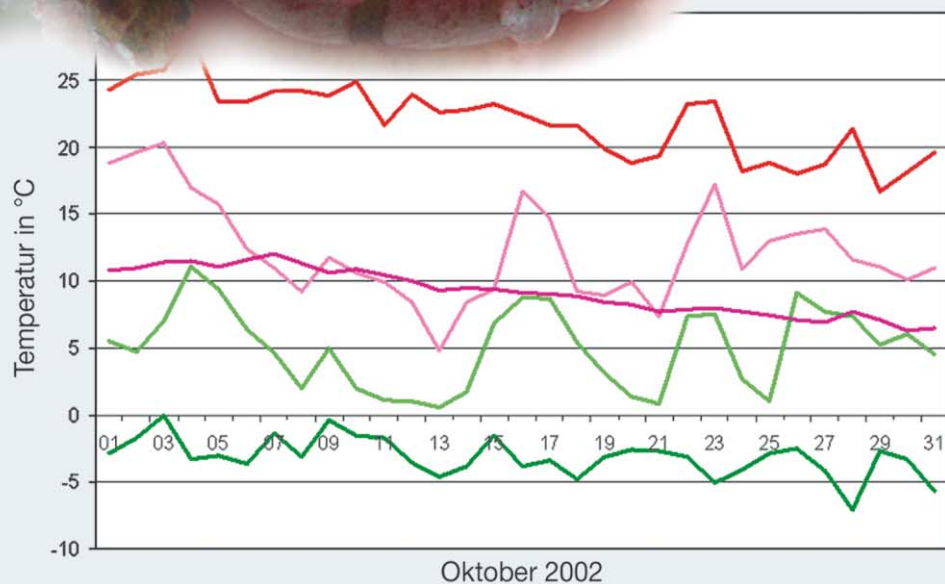


# Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

## Teil II: Modellierung natürlicher Klimaschwankungen

Teltow

- T-Max
- T-Min
- T-abs-Max
- T-abs-Min
- T-Mittel



# 10 E. ROECKNER Allgemeine Zirkulationsmodelle, Atmosphäre

## 1 Modellgleichungen

Globale Modelle der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre basieren auf den „primitiven“ (d. h. ursprünglichen) Gleichungen, die deshalb so genannt werden, weil sie aus ersten physikalischen Prinzipien hergeleitet und (fast) frei von Annahmen sind. Zu den wenigen Vereinfachungen, die noch gemacht werden, gehört die „hydrostatische Approximation“ die besagt, dass in der vertikalen Impulsgleichung alle Beschleunigungs- und Reibungsterme vernachlässigt werden können, so dass die vertikale Druckgradientkraft und die Schwerkraft im Gleichgewicht sind. Auf größeren räumlichen Skalen (ungefähr  $> 10$  km) ist diese Annahme gut erfüllt. Dies gilt auch für globale Zirkulationsmodelle, die auf absehbare Zeit diese Auflösung nicht erreichen werden. Außerdem werden die Trägheitskräfte infolge der Erdrotation (Coriolis- und Zentrifugalkraft) in vereinfachter Form berücksichtigt, und der Abstand eines Massenpunktes in der Atmosphäre vom Erdmittelpunkt wird durch den mittleren Erdradius approximiert („shallow atmosphere approximation“).

Wählt man statt der Höhe den Druck als Vertikalkoordinate, so besteht das Gleichungssystem aus „prognostischen“ Gleichungen für die beiden Horizontalkomponenten des Impulses (basierend auf dem 2. Newton'schen Bewegungsgesetz) und für die Temperatur (basierend auf dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik). Das System wird geschlossen durch drei „diagnostische“ (zeitunabhängige) Beziehungen, nämlich die Massen-Kontinuitätsgleichung, die hydrostatische Beziehung und die thermodynamische Zustandsgleichung, aus denen die „Vertikalgeschwindigkeit“ im Druck-System ( $dp/dt$ ) sowie das Geopotential abgeleitet werden können. Hinzu kommen prognostische Bilanzgleichungen für eine Reihe von atmosphärischen Spurenstoffen, von denen der Wasserdampf der wichtigste ist und daher auch in allen Zirkulationsmodellen berücksichtigt wird. In einigen Modellen werden zusätzlich auch Wolkenwasser und Wolkeneis als prognostische Variablen mitgeführt und vereinzelt auch Regen und Schnee. In den meisten Modellen werden allerdings Wolkenwasser, Wolkeneis, Regen und Schnee mit Hilfe vereinfachter diagnostischer Beziehungen berechnet. Andere klimarelevante Spurenstoffe in der Atmosphäre wie Kohlendioxid, Ozon, Aerosole usw. werden in der Regel als konstante (Kohlendioxid) bzw. jahreszeitlich variierende Verteilungen aufgrund von Beobachtungen vorgeschrieben. In komplexeren Modellen des Klimasystems, die gegenwärtig entwickelt werden, wird dagegen auch die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre mit Hilfe biogeochemischer Kreislaufmodelle berechnet.

Die Modellgleichungen enthalten eine Reihe von Termen, welche die zeitliche Entwicklung eines atmosphärischen Zustandes an einem Ort steuern. In den Gleichungen für den horizontalen Impulsvektor sind dies die Druckgradientkraft, die Advektion durch den Wind, die Corioliskraft und die Reibung. Temperaturänderungen werden erzeugt durch Advektion, adiabatische Kompression (Erwärmung) bzw. Expansion

(Abkühlung) sowie durch Phasenänderungen des Wassers (Kondensation, Verdunstung usw.). Die gasförmigen, flüssigen und festen Bestandteile des Wassers ändern sich aufgrund von Advektion, internen Phasenumwandlungen, Ausfällen von Niederschlag sowie Verdunstung an der Erdoberfläche.

## 2 Lösungsmethoden

Da analytische Lösungen in geschlossener Form nicht existieren, müssen approximative Methoden angewandt werden, wobei eine Diskretisierung der Raum- und Zeitkoordinaten vorgenommen wird. Bei „Gittermethoden“ bedeutet diese Diskretisierung eine Darstellung aller Variablen an vorgegebenen Gitterpunkten. Bei „Spektralmethoden“ wird für die vertikale und zeitliche Diskretisierung die Gittermethode beibehalten. In horizontaler Richtung werden die Variablen dagegen mit Hilfe geeigneter Standardfunktionen (z. B. Kugelflächenfunktionen) bis zu einer vorgegebenen Grenzwellenzahl dargestellt. Wellenkomponenten, die infolge nichtlinearer Wechselwirkungen innerhalb eines Rechenschritts diese Grenzwellenzahl überschreiten, werden vernachlässigt.

Durch die Diskretisierung wird das System partieller Differentialgleichungen in ein System algebraischer Gleichungen überführt, das durch zeitliche Extrapolation, ausgehend von einem vorgegebenen Anfangszustand, gelöst werden kann. Dabei sind zwei Arten von Fehlerquellen zu unterscheiden. Einerseits sind die Modellvariablen nur zu bestimmten Zeitpunkten an den vorgegebenen Gitterpunkten bekannt bzw. bei der spektralen Methode bis zur Grenzwellenzahl repräsentiert. Mit der Diskretisierung geht also ein Informationsverlust einher. Hinzu kommt, dass zeitliche und räumliche Ableitungen durch Differenzenquotienten approximiert werden müssen, so dass die Berechnung der entsprechenden Terme in den Modellgleichungen ungenau wird. Hier sind Spektralmethoden im Vorteil, da die horizontalen Ableitungen exakt ausgeführt werden können.

Bei der Entwicklung von numerischen Verfahren zur Lösung der Modellgleichungen müssen eine Reihe von Kriterien beachtet werden, wobei u. a. auf Konsistenz und Stabilität zu achten ist, die zusammen eine Konvergenz der Lösung gegen die exakte Lösung garantieren, wenn die Gitterabstände gegen Null konvergieren.

- **Konsistenz:** Bei allmählicher Gitterverfeinerung sollte das System der Differenzgleichungen in das Originalsystem der Differentialgleichungen überführt werden können.
- **Lineare Instabilität:** Innerhalb eines Rechenschritts darf eine Feldvariable nicht weiter als ein Gitterintervall advehiert werden. Dieses sogenannte „Courant-Friedrichs-Lewy“ (CFL)-Kriterium beschränkt bei vorgegebenem Gitterabstand und maximaler Signalgeschwindigkeit (bei

den primitiven Gleichungen die Phasengeschwindigkeit (von Schwerewellen) den Zeitschritt, mit dem die Integration durchgeführt werden kann. Dies hat z. B. zur Folge, dass eine Halbierung des horizontalen Gitterabstandes den Rechenzeitaufwand um den Faktor 8 erhöht. Dabei ist zu beachten, dass das CFL-Kriterium nur dann erfüllt werden muss, wenn die Modellgleichungen in der Euler'schen Form geschrieben werden, wobei die totale Ableitung nach der Zeit durch den partiellen (ortsfesten) und advektiven Anteil ersetzt werden. Aus rechenökonomischen Gründen werden häufig „semi-implizite“ Verfahren verwendet, bei denen die schnellen Schwerewellen implizit (d. h. zeitschrittunabhängig) und die übrigen Prozesse explizit behandelt werden. In der Lagrange'schen Betrachtungsweise, bei der die Eigenschaften von Luftpartikeln auf Trajektorien unverändert bleiben, wenn Quellen und Senken vernachlässigt werden, gibt es (fast) keine Beschränkung des Zeitschritts. Wegen der komplexen Konfiguration der Trajektorien werden reine Lagrange-Verfahren in Zirkulationsmodellen nicht verwendet. Stattdessen werden „Semi-Lagrange-Verfahren“ benutzt, bei denen die Trajektorie während eines Zeitschritts jeweils auf den Gitterpunkten endet, wobei durch 3-dimensionale Interpolation der Ort gesucht werden muss, an dem die jeweilige Trajektorie zum vorherigen Zeitpunkt gestartet ist.

- *Nichtlineare Instabilität:* Nichtlineare Wechselwirkungen können dazu führen, dass Wellenkomponenten erzeugt werden, die vom Gitter nicht mehr aufgelöst werden können. Bei Spektralmethoden werden diese Komponenten „abgehackt“. Bei Gitterverfahren werden nicht auflösbare Komponenten fälschlich auf die auflösbaren verteilt („Aliasing“). Diese Missrepresentation von nicht auflösbaren Wellen ist besonders ausgeprägt im Bereich hoher Wellenzahlen und führt hier zu einer systematischen Energieanhäufung bis hin zur Instabilität der Lösung. Im Gegensatz zur linearen Stabilität hat dabei eine Verringerung des Zeitschritts keine Wirkung: Der Zeitpunkt der Instabilität wird lediglich hinausgeschoben. Die nichtlineare Instabilität kann vermieden werden durch skalenselektive Dissipation, welche die meteorologisch relevanten Wellenzahlen (fast) unbeeinflusst lässt, aber die Amplituden der numerisch erzeugten Wellen systematisch dämpft. Eine elegantere Lösung besteht darin, Differenzenoperatoren zu konstruieren, die das Aliasing möglichst gering halten. Dabei werden einige statistische Eigenschaften des jeweiligen kontinuierlichen Systems (wie z. B. die Erhaltung von Vorticity und deren Quadrat, die Enstrophy, in der divergenzfreien Vorticitygleichung) auch im Differenzenschema konserviert, so dass die numerische Lösung beschränkt bleibt. Eine andere Möglichkeit, Aliasing und nichtlineare Instabilität zu vermeiden, besteht in der Verwendung von Semi-Lagrange-Verfahren (s. o.).
- *Erhaltungseigenschaften:* Gerade bei den in der Klimaforschung üblichen langen Integrationszeiten sollte darauf geachtet werden, dass die wichtigsten Integraleigenschaften des kontinuierlichen Systems im diskreten System nicht verletzt werden, wie z. B. die Massen- und Energieerhaltung. Dies gilt nicht nur für das Gesamtsystem, sondern auch für Teilsysteme wie z. B. die Entropieerhaltung im Spezialfall einer adiabatischen und reibungsfreien Atmosphäre oder auch für die Erhaltung kinetischer Energie und Enstrophie in einer divergenzfreien Strömung

(s. o.). Bei der Euler'schen Methode ist dies prinzipiell immer möglich. Semi-Lagrange-Verfahren sind dagegen in der Regel nicht konservativ. Bei geeigneter Wahl der Gleichungen (in der sogenannten Flussform) kann dieses Defizit jedoch behoben werden.

- *Formerhaltung:* Bei der Lösung der Advektionsgleichung sollte darauf geachtet werden, dass keine fiktiven Maxima und Minima erzeugt werden, z. B. negative Wasserdampfkonzentrationen. Hier sind Semi-Lagrange-Verfahren im Vorteil, während Euler'sche Gitterverfahren und insbesondere die Spektralverfahren dies Kriterium nicht immer erfüllen.

Zur Lösung der Modellgleichungen müssen Anfangs- und Randbedingungen spezifiziert sowie das Koordinatensystem festgelegt werden. In globalen Zirkulationsmodellen ist das Integrationsgebiet die gesamte Atmosphäre (bis zu einer vorgegebenen Höhe), so dass horizontale Randbedingungen entfallen. Die untere Randbedingung wird besonders einfach, wenn die Erdoberfläche als materielle Koordinatenfläche gewählt wird wie im so genannten  $\sigma$ -System (wobei  $\sigma$  der mit dem Bodendruck normierte Druck ist), in dem die „Vertikalgeschwindigkeit“  $d\sigma/dt$  an der Erdoberfläche ( $\sigma = 1$ ) verschwindet. In vielen Modellen wird eine „hybride“ Vertikalkoordinate gewählt, d. h. ein reines  $\sigma$ -System in Erdbodennähe, das kontinuierlich in ein reines Drucksystem in der unteren Stratosphäre übergeht. Die oberste Rechenfläche der Modelle liegt in der Regel innerhalb der Stratosphäre (30 bis 50 km Höhe), für Untersuchungen von Stratosphäre und Mesosphäre auch entsprechend höher (80 bis 120 km). Zur Berechnung des Austausches von Wärme, Impuls und Wasser zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre müssen außerdem die Temperatur der Erdoberfläche, der Wassergehalt des Erdbodens sowie eine Reihe von Eigenschaften der Erdoberfläche (Geländehöhe, Rauigkeit, Albedo, Vegetation usw.) entweder berechnet oder spezifiziert werden.

Als Horizontalkoordinaten werden in der Regel die Längen- und Breitengrade der Erde gewählt, wobei die Gitterpunkte durch deren Schnittpunkte definiert sind. Ein Problem dieser „natürlichen“ Gitter tritt in Polnähe auf: Einerseits wegen der Polsingularität selbst und andererseits weil die Gitterabstände entlang der Breitengrade durch die Konvergenz der Meridiane immer kleiner werden. Wegen des CFL-Stabilitätskriteriums (s. o.) müsste ein sehr kleiner Zeitschritt gewählt werden, entsprechend dem Gitterabstand auf dem polnächsten Breitengrad, so dass der Rechenzeitaufwand extrem groß würde. Um dies zu vermeiden, werden die kürzesten Wellen polwärts von etwa  $60^\circ$  herausgefiltert. Diese Probleme werden in den neuerdings favorisierten quasi-homogenen Gittern vermieden, bei denen die Erdkugel einen regulären „Ikosaeder“ mit 20 gleichen Dreiecksflächen umspannt, wobei die 12 Berührungspunkte an der Erdoberfläche durch Großkreise miteinander verbunden werden. Durch sukzessive Halbierung der Seitenlängen lässt sich ein quasi-homogenes Gitter beliebiger Auflösung erzeugen. Ein vollständiges Zirkulationsmodell mit Ikosaeder-Gitter ist bisher noch nicht entwickelt worden. Operationelle Verwendung findet es aber bereits im globalen Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes (MAJEWSKI et al. 2002, MAJEWSKI und RITTER 2002).

Der obige Vergleich verschiedener Lösungsmethoden hat gezeigt, dass keine Idealmethode existiert, die allen anderen

überlegen wäre. Dennoch scheinen sich einige Trends in der globalen Modellierung abzuzeichnen, wie z. B. die Bevorzugung von Gitterverfahren: Spektralverfahren haben viele Vorteile (kein Polproblem, kein Aliasing, keine numerische Dispersion, exakte Ableitungen, gute Erhaltungseigenschaften) und sind insbesondere bei geringer Horizontalaufösung (z. B. bei  $5^\circ$ ) den Gittermethoden eindeutig überlegen. Diese Vorteile fallen aber umso weniger ins Gewicht, je besser die Auflösung wird ( $2^\circ$  und weniger). Ein prinzipielles Problem ist vor allem die spektrale Darstellung von positiv definiten atmosphärischen Variablen (Wasserdampf, Wolkenwasser, chemische Spurenstoffe) sowie der Orographie. Steile Küstengebirge wie z. B. die Anden erzeugen eine kleinskalige „Rippelstruktur“ der Meeresoberfläche mit künstlichen Bergen und Tälern (Gibbs-Phänomen). Als Alternative zu spektraler Darstellung und traditionellem Längen-Breiten-Gitter mit Polfilterung werden vor allem die „Ikosaeder-Gitterverfahren“ weiterentwickelt. Alle Gitterflächen sind etwa gleich groß und auch das Polproblem existiert hier nicht. Bei den Zeitschrittverfahren bieten sich wegen ihrer (fast) unbeschränkten Stabilität und Rechenökonomie konservative Semi-Lagrange-Verfahren an, die allerdings für Ikosaeder-Gitter noch zu entwickeln sind.

### 3 Physikalische Parameterisierungen

Die Diskretisierung der Modellgleichungen hat zur Folge, dass nicht das gesamte Spektrum atmosphärischer Prozesse erfasst werden kann. Ein Teil fällt buchstäblich durch die Gittermaschen, wie z. B. der Transfer solarer und terrestrischer Strahlung, Phasenänderungen des Wassers und Niederschlagsbildung oder turbulente und konvektive Austauschprozesse. Dennoch muss deren kollektive Wirkung auf die auflösbaren Skalen in geeigneter Weise berücksichtigt werden. Aufgrund von theoretischen Überlegungen, Prozessmodellierungen oder Beobachtungsdaten muss zunächst eine Modellvorstellung der Wechselwirkungsprozesse entwickelt werden. Im zweiten Schritt folgt dann die „Parameterisierung“, d. h. die Schließung des Problems mit Hilfe bekannter Modellvariablen und empirisch zu bestimmender Parameter. Ein klassisches Beispiel ist der turbulente Transport von Eigenschaften innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht. Dieser wird häufig in Analogie zur molekularen Diffusion als Produkt eines „turbulenten Diffusionskoeffizienten“ und des Gradienten der jeweiligen Eigenschaft (Temperatur, Windgeschwindigkeit, Wasserdampf usw.) formuliert. Die Gradienten dieser turbulenten Transporte beeinflussen dann in den Modellgleichungen als subskalige Quellen oder Senken die Änderung des atmosphärischen Zustandes am jeweiligen Gitterpunkt.

#### 3.1 Strahlungsprozesse

Zirkulationsmodelle benötigen die Nettoflüsse (abwärts minus aufwärts) von solarer und terrestrischer Strahlung an der Erdoberfläche und am oberen Modellrand sowie die Erwärmungsraten (bzw. Abkühlungsraten) auf allen Modellschichten. Die Flüsse an der Erdoberfläche beeinflussen die Bodenenergiebilanz und damit die Temperatur der Erdoberfläche. Die Flüsse am oberen Rand werden für die Bestimmung der planetaren Energiebilanz benötigt, während die internen Erwärmungsraten (proportional zur Divergenz der Flüsse) als irreversible Quellterme im 1. Hauptsatz der

Thermodynamik auftreten und damit die Temperatur der Atmosphäre mitbestimmen. Der Transfer von Strahlung durch die Atmosphäre wird durch die Strahlungstransportgleichung beschrieben. Photonen in der Atmosphäre werden entweder absorbiert oder gestreut. Da diese Prozesse entweder auf der molekularen Skala stattfinden, wie bei der Absorption von Gasen, oder auf der Mikroskala, wie bei der Streuung an Aerosolen, müssen sie mit Hilfe von Absorptionskoeffizienten parameterisiert werden. Da die Strahlungsquellen (Sonne bzw. Erde) sehr unterschiedlich sind, werden die jeweiligen Prozesse separat behandelt. Molekulare Absorptionsspektren sind gekennzeichnet durch eine Vielzahl von diskreten Absorptionslinien, die in einem Strahlungstransportmodell berücksichtigt werden müssen. Solche Modelle existieren zwar („Linienmodelle“), sind aber für die Anwendung in globalen Zirkulationsmodellen zu aufwändig. Für diesen Zweck wurden daher „Breitbandmodelle“ entwickelt, bei denen Absorptionskoeffizienten als Funktion von Temperatur und Druck für eine Reihe (typischerweise 10 bis 20) von spektralen Bändern definiert werden, wobei unterschiedliche Bereiche für die relevanten Absorber (Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon, Methan usw.) gewählt werden müssen. Diese „gemittelten“ Absorptionskoeffizienten werden in der Regel mit Hilfe von Linienmodellen berechnet, so dass die Breitbandmodelle inzwischen in der Lage sind, die Flüsse und Erwärmungsraten mit guter Genauigkeit zu berechnen. Fehler treten vorwiegend durch den simulierten atmosphärischen Input auf (Temperatur, Wasserdampf und insbesondere die Wolken).

Streuung an Gasen, Wolken und Aerosolen kann ebenfalls nur in vereinfachter Form berücksichtigt werden. Der Streuprozess wird durch die Phasenfunktion charakterisiert, d. h. die Verteilung der gestreuten Photonen im Raum. Eine häufig benutzte Vereinfachung besteht darin, durch Integration über den Halbraum geschlossene Lösungen für den auf- bzw. abwärts gerichteten Fluss von Strahlungsenergie zu erhalten. Diese „Zweistrommethode“ resultiert in relativ einfachen Beziehungen für die reflektierte und transmittierte Strahlung, wobei das streuende bzw. absorbierende Medium durch drei „Einfachstreuparameter“ gekennzeichnet werden muss: Extinktionskoeffizient (Maß für die gesamte Extinktion durch Streuung und Absorption), Einfachstreueralbedo (Maß für den absorbierten Anteil) und Asymmetriefaktor (Maß für Vorwärts- bzw. Rückwärtsstreuung). Diese Parameter sind für einfache geometrische Formen (z. B. kugelförmige Wolkentröpfchen) mit Hilfe der Mie-Theorie bestimmbar. Bei komplexen Formen, z. B. bei Eiskristallen und Aerosolen, sind exakte Bestimmungen der Einfachstreuparameter nicht möglich. Trotz dieser Vereinfachungen ist die Strahlungsübertragungsrechnung in heutigen Zirkulationsmodellen noch so aufwändig, dass sie nicht in jedem Modellzeitschritt (10 bis 30 min) erfolgen kann sondern nur in größeren Zeitabständen (2 bis 3 Stunden).

#### 3.2 Konvektion

Während Strahlungsprozesse die Atmosphäre abkühlen und destabilisieren, sorgen konvektive Prozesse für eine Erwärmung der Atmosphäre und Stabilisierung. Diese Prozesse finden auf Skalen von einigen Mikrometern bis zu einigen Kilometern statt und werden daher in Zirkulationsmodellen mit typischen Gitterabständen von

100-300 km nicht aufgelöst. Anders als bei der Strahlung gibt es kein „exaktes“ Referenzmodell, an dem sich die Parameterisierung orientieren könnte. Der einfachste und immer noch weitverbreitete Ansatz ist das „convective adjustment“ (MANABE et al. 1965). Dabei wird das vertikale Temperaturprofil in jedem Zeitschritt und in jeder vertikalen Gittersäule auf mögliche Instabilitäten geprüft und gegebenenfalls durch vertikale Umverteilung von sensibler und latenter Wärme stabilisiert. Tritt in irgendeiner Modellschicht Übersättigung auf, so wird der überschüssige Wasserdampf als Niederschlag ausgeschieden. Das convective adjustment sorgt damit für einen Wärmeübergang von der Erdoberfläche in die Atmosphäre (wenn die unterste Modellschicht instabil wird), erwärmt die Atmosphäre durch Freisetzung latenter Wärme bei der Kondensation und stabilisiert die Atmosphäre durch vertikale Umverteilung von Energie.

Anders als beim convective adjustment liegt dem Schema von ARAKAWA und SCHUBERT (1974) eine Modellvorstellung zur Wechselwirkung eines Ensembles von Cumuluswolken mit der großskaligen Umgebung zugrunde, wobei die Budgetgleichungen für trockenstatische Energie und Wasserdampf die Basis bilden. Danach beeinflusst ein Ensemble von Kumuluswolken seine Umgebung vor allem durch erzwungenes kompensierendes Absinken im wolkenfreien Raum (adiabatische Erwärmung und Austrocknen der Luft). Es wird angenommen, dass das gesamte Ensemble durch ein Wolkenpektrum mit unterschiedlichen Entrainmentraten (Vermischung an den Rändern der Wolken) und damit unterschiedlichen Wolkenhöhen repräsentiert werden kann. Detrainment von trockenstatischer Energie, Wolkenwasser und Wasserdampf in die Umgebung der Wolke findet am Wolkenoberrand statt, der durch das Niveau definiert ist, in dem der jeweilige Wolkentyp seinen Auftrieb verliert. Dabei werden die Eigenschaften der Wolkenluft durch Temperatur und Feuchte an der Wolkenbasis (in der Regel am oberen Rand der atmosphärischen Grenzschicht) bestimmt sowie durch seitliches Entrainment von Umgebungsluft im jeweiligen Niveau. Je größer das Entrainment, desto früher verliert die Wolke ihren Auftrieb. Hochreichende Kumuluswolken, in den Tropen bis zu 20 km hoch, sind durch geringe Entrainmentraten gekennzeichnet. Das Hauptproblem, die Bestimmung des Wolkenmassenflusses an der Wolkenbasis, wird dadurch gelöst, dass ein Gleichgewicht zwischen der Destabilisierung durch nicht-konvektive Prozesse (Strahlung und Dynamik) und der Erzeugung kinetischer Energie in Konvektionswolken angenommen wird. Daraus resultiert eine Integralgleichung für den Massenfluss an der Wolkenbasis, deren Lösung allerdings sehr aufwändig ist. Aus rechenökonomischen Gründen werden daher häufig Vereinfachungen angebracht wie z. B. die Vernachlässigung der Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Wolkentypen. Andere Schemata behalten zwar das Massenflusskonzept bei, betrachten aber nur jeweils einen Wolkentyp zu einem bestimmten Zeitpunkt und berechnen den konvektiven Massenfluss an der Wolkenbasis mit Hilfe einer Gleichgewichtsannahme für das Wasserdampfbudget innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht (TIEDTKE 1989). Diese Annahme ist jedoch sehr umstritten. In neueren Modellen wird häufig der Massenfluss an der Wolkenbasis in Beziehung zum Grad der konvektiven Instabilität (CAPE: Convective Available Potential Energy) gesetzt.

### 3.3 Wolkenprozesse

Wolken spielen eine vielfältige Rolle im Klimasystem: Sie beeinflussen den Strahlungstransport in der Atmosphäre, die Energiebilanz der Erdoberfläche, den Wasserkreislauf sowie die Zusammensetzung der Atmosphäre infolge chemischer Reaktionen in der Wasserphase sowie durch Auswaschprozesse. Die Parameterisierung ist allerdings extrem schwierig, weil Wolkenprozesse ein Vielzahl von Skalen umfassen, angefangen von der Mikroskala der Kondensationskerne bis hin zu Fronten extratropischer Zyklonen. Dennoch sind in den letzten Jahren wesentliche Fortschritte zu verzeichnen. Während die meisten Modelle noch vor wenigen Jahren rein empirische Ansätze verwendeten (z. B. Bedeckungsgrad als Funktion der relativen Feuchte, vorgegebene optische Eigenschaften), ist ein deutlicher Trend hin zu physikalischen Ansätzen erkennbar. So werden z. B. zusätzliche Bilanzgleichungen für den Flüssigwasser- und Eisanteil inklusive der Phasenübergänge zwischen den drei Wasseranteilen sowie Niederschlagsbildung gelöst. Die optischen Eigenschaften der Wolken werden nicht mehr vorgeschrieben, sondern in Abhängigkeit vom Flüssigwasser- bzw. Eisanteil berechnet, und der Wolkenbedeckungsgrad wird mit Hilfe von subskaligen Verteilungsfunktionen berechnet, wobei deren höhere Momente wie Varianz oder Schiefe in Beziehung gesetzt werden zu bekannten subskaligen Modellprozessen wie Turbulenz, Konvektion usw. (TOMPKINS 2002). Der Hauptvorteil dieser neuen Ansätze besteht in ihrer internen Konsistenz: Modellwolken entstehen und vergehen wie in der realen Atmosphäre im Zusammenspiel von Wolkenmikrophysik, turbulenten und konvektiven Prozessen, Strahlungsprozessen und großskaliger Dynamik. Die Hauptprobleme sind vor allem verbunden mit Unsicherheiten im Bereich der Mikrophysik (Nukleation, Niederschlagsbildung). Ein weiteres Problem besteht darin, dass eine Modellwolke (zu irgendeinem Zeitpunkt, in irgendeiner Gitterbox) als homogene Schicht dargestellt wird. Wegen der nichtlinearen Abhängigkeit der Wolkenhelligkeit vom Wassergehalt (bzw. der optischen Dicke) sind idealisierte homogene Wolken, bei gleichem mittlerem Wassergehalt, immer heller als reale inhomogene. Dieser systematische Fehler wird häufig durch eine empirische Korrektur der optischen Dicke verringert.

### 3.4 Atmosphärische Grenzschicht und Erdoberflächenprozesse

Die Wechselwirkung der Atmosphäre mit der Erdoberfläche besteht im Austausch von Wärme, Impuls, Wasser sowie von diversen chemischen Substanzen. Anders als die „freie Atmosphäre“ oberhalb einer Höhe von 1-3 km wird die atmosphärische Grenzschicht durch Prozesse an der Erdoberfläche dominiert, die turbulente Bewegungen im Skalenbereich von einigen Millimetern bis zu einigen 100 m erzeugen. Die formale Herleitung der Turbulenzterme in den Gleichungen geschieht durch Aufspaltung aller Feldvariablen (Windkomponenten, Temperatur, Feuchte usw.) in einen Mittelwert und eine Abweichung davon. Anschließende Mittelung der Gleichungen führt zu einem Gleichungssystem für die gemittelten Variablen, das formal identisch zum Originalsystem ist, aber Zusatzterme enthält, die auch nach Mittelung nicht verschwinden und damit einen Beitrag zur zeitlichen Änderung der Mittelwerte leisten (Produkte der

Abweichungen vom Mittelwert: „Reynoldsstress“ bzw. „turbulente Fluktuationen“). Obwohl prognostische Gleichungen für diese Terme formuliert werden können, ist das Schließungsproblem so nicht lösbar, weil wiederum unbekannte Terme auftreten (Tripelkorrelationen), die auf geeignete Weise bestimmt werden müssen.

In fast allen Zirkulationsmodellen werden die turbulenten Fluktuationsterme mit Hilfe des bereits skizzierten Gradientenansatzes parameterisiert, wobei der freie Parameter, der „turbulente Diffusionskoeffizient“, von lokalen atmosphärischen Eigenschaften (Stabilität und Windscherung) abhängt oder auch mit Hilfe einer zusätzlichen prognostischen Gleichung für die kinetische Energie der Turbulenz berechnet wird. Der wichtigste Teil der Turbulenzparameterisierung besteht in der Berechnung der jeweiligen Flüsse für Impuls, Wärme, Wasserdampf und eventuell auch für chemische Substanzen an der Erdoberfläche (kurz: „Bodenflüsse“). Diese Flüsse sind Funktionen von bodennaher Windgeschwindigkeit, vertikalem Gradienten der jeweiligen Eigenschaft sowie „Transferkoeffizienten“, die sowohl von lokalen atmosphärischen Bedingungen abhängen (Stabilität und Windscherung) als auch von Eigenschaften der Erdoberfläche (Rauigkeit). Zur Berechnung der Gradienten werden nicht nur bodennahe atmosphärische Variablen benötigt, sondern auch die entsprechenden Eigenschaften an der Erdoberfläche (Temperatur und Wasserverfügbarkeit). Außer in gekoppelten Modellen von Ozean und Atmosphäre werden die Meeresoberflächentemperatur (im folgenden kurz SST = Sea Surface Temperature) sowie die Meereisverteilung gemäß Beobachtungen vorgeschrieben. Die Temperatur von Landoberflächen (inklusive Landeis) und Meereis wird aus einer Energiebilanzgleichung berechnet, die außer der Strahlung auch die Bodenflüsse von sensibler und latenter Wärme sowie den Bodenwärmestrom enthält. Die Erdbodentemperaturen in tieferen Schichten (bis zu 10 m Tiefe) resultieren aus der Lösung der Diffusionsgleichung, wobei die physikalischen Eigenschaften des Erdbodens (Wärmekapazität, Wärmeleitfähigkeit) in Abhängigkeit vom Erdbodentyp vorgeschrieben werden. Der Wassergehalt des Erdbodens wird mit Hilfe von Budgetgleichungen für ein oder mehrere Reservoirs berechnet. Die relevanten Terme in diesen Gleichungen sind die Zwischenspeicherung von Regen und Schnee durch die Vegetation, die Infiltration von Regen und Schmelzwasser in die oberste Bodenschicht, der Transfer in die tieferen Bodenschichten sowie der Abfluss bei Übersättigung des Erdbodens. Der Wassergehalt der oberen Erdbodenschicht beeinflusst die Verdunstung und reguliert damit den Wasserdampftransport in die Atmosphäre.

### 3.5 Mechanische Dissipation in der freien Atmosphäre

Neben der Reibung an der Erdoberfläche und dem damit verbundenen turbulenten Impulstransfer müssen als Folge der Diskretisierung auch interne atmosphärische Dissipationsprozesse berücksichtigt werden. In der realen Atmosphäre findet diese Dissipation auf der molekularen Skala statt. In atmosphärischen Modellen sollte die Dissipation analog auf die kleinsten auflösbaren Skalen beschränkt bleiben. Diese Forderung wird z. B. von einem harmonischen Operator erfüllt. In vielen Modellen wird die Skalenselektivität der Dissipation noch dadurch erhöht, dass Operatoren

höherer Ordnung verwendet werden (bi-harmonisch oder noch höher). Die freien Parameter (Horizontaldiffusionskoeffizienten) sind nicht bekannt, können aber indirekt aus dem simulierten Spektrum der kinetischen Energie abgeleitet werden, das aufgrund theoretischer Überlegungen einen  $k^{-3}$ -Verlauf haben sollte, wobei  $k$  die Wellenzahl ist.

Ein weiterer Dissipationsmechanismus ist mit der Überströmung von Gebirgen bei stabiler Schichtung verbunden. Dabei werden Schwerewellen ausgelöst, deren Amplitude mit der Höhe zunimmt bis sie je nach atmosphärischer Schichtung absorbiert bzw. instabil werden und brechen, wobei der implizierte vertikale Impulstransfer zu einer Abschwächung der Strömung führt. Dies hat nicht nur Konsequenzen für den Wind sondern auch für die Temperaturverteilung in der Stratosphäre und Mesosphäre. Die bisherigen Parameterisierungsansätze basieren überwiegend auf der linearen Theorie der Schwerwellenausbreitung. Zusätzlich zu den atmosphärischen Variablen wie Windvektor und Temperatur werden insbesondere Detailinformationen des Gebirges benötigt. Neben der mittleren Höhe in der jeweiligen Gitterbox gehört dazu die Varianz, das jeweilige Maximum und Minimum, der mittlere Neigungswinkel, ein Maß für die Anisotropie usw. Diese Informationen können aus hochauflösenden Satellitendaten (etwa 1 km) gewonnen werden.

## 4 Simulation und Validierung

Wie in der numerischen Wettervorhersage müssen zunächst „Anfangswerte“ aller prognostischen Variablen spezifiziert werden. Dennoch handelt es sich bei der Klimamodellierung um ein „Randwertproblem“: Nach einer Einschwingzeit von einigen Monaten ist der Anfangszustand „vergessen“, und das über einen genügend langen Zeitraum (einige Jahrzehnte) gemittelte Klima hängt außer vom Modell selbst nur noch von den Randbedingungen ab (Masse und Größe der Erde, Eigenschaften der Erdoberfläche, chemische Zusammensetzung der Atmosphäre, Solarkonstante, Erdbahnparameter). Zu den wichtigsten Randbedingungen gehören auch die SST und die Meereisverteilung, die beide als Funktion der Zeit gemäß Beobachtungen vorgeschrieben werden. Ein ideales Atmosphärenmodell müsste dann in der Lage sein, das beobachtete Klima zumindest in seinen statistischen Eigenschaften (Mittelwerte, Varianzen usw.) zu reproduzieren. Der zeitliche Verlauf ist selbst bei Vorgabe beobachteter Randwerte nicht exakt reproduzierbar, weil einzelne Wetterphänomene mehr durch interne dynamische Prozesse beeinflusst werden als durch die SST. Dies gilt insbesondere für die Extratropen, während Klimaerhöhungen in den Tropen vorwiegend von SST-Anomalien gesteuert werden.

Zur Validierung von Zirkulationsmodellen wurde vor einigen Jahren ein internationales Projekt im Rahmen des Weltklimaprogramms ins Leben gerufen (AMIP = Atmospheric Model Intercomparison Project; GATES 1992), das zum Ziel hat, diagnostische Software zu entwickeln und anzuwenden, um die Qualität von atmosphärischen Zirkulationsmodellen abzuschätzen. Zu diesem Zweck wurden die nötigen Randwerte zur Verfügung gestellt, z. B. die SST und die Eisverteilung für die Jahre 1979 bis 1988 (inzwischen bis 1993 verlängert). Ein Überblick über die Ergebnisse von 31 Modellen für den Zeitraum 1979-1998 ist in GATES et al. (1999) zu finden

sowie im Internet (<http://www-pcmdi.llnl.gov/amip>). Größere Abweichungen von den Beobachtungen treten insbesondere bei den Wolken, beim Niederschlag sowie bei den Strahlungsflüssen auf. Allerdings ist zu bedenken, dass auch die Beobachtungsdaten mit teilweise großen Unsicherheiten behaftet sind. Dies gilt u. a. für die Niederschlagsverteilung über den Ozeanen. Neben den Standardauswertungen (saisonale Mittelwerte und Varianzen von diversen atmosphärischen Variablen) gibt es im Rahmen von AMIP eine Reihe von "Special Projects", die einzelne atmosphärische Phänomene betrachten, wie z. B. Wasserkreislauf (LAU et al. 1996), Schneebedeckung, Drehimpulshaushalt, oder Wärme- und Impulsflüsse an der Meeresoberfläche (GLECKLER et al. 1995). Diese Untersuchungen sind so zeitaufwändig, dass sie nicht von einzelnen Modellierungsgruppen durchgeführt werden können. Für die Modellentwickler liefern sie wichtige Informationen, die für eine weitere Verbesserung der Modelle benötigt werden.

Im folgenden werden einige Ergebnisse gezeigt, die verdeutlichen sollen, wie sich die Fehlerstruktur der Modelle bei unterschiedlicher horizontaler Auflösung verändert. Dabei wird die aktuelle Version eines am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPIfM) entwickelten Modells (ECHAM5) benutzt. Die Modellsimulationen wurden jeweils über einen

Zeitraum von 15 Jahren (1979 bis 1993) im „AMIP-Modus“ durchgeführt, und die simulierte Klimatologie wurde mit Beobachtungsdaten für denselben Zeitraum (d. h. mit den Reanalysen „ERA15“ des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersagen; GIBSON et al. 1997) verglichen. Die Abb. 10-1 zeigt jeweils 15-jährige Mittelwerte für die Wintermonate (Dezember bis Februar) der West-Ost-Komponente des Windes, gemittelt entlang der Breitengrade, als Funktion der geographischen Breite und Höhe (Druck in hPa). Die verschiedenen Modellversionen sind durch die spektrale Auflösung (Tnn) charakterisiert, wobei T (triangular) die spektrale Diskretisierungsmethode charakterisiert und nn die maximal auflösbare Wellenzahl bedeutet. Bei Umrechnung in den Gitterpunktraum entspricht z. B. T31 einem Gitterabstand von etwa 400 km sowohl in meridionaler (Nord-Süd) Richtung als auch in zonaler (West-Ost) Richtung am Äquator. Weiter polwärts nimmt der zonale Gitterabstand wegen der Konvergenz der Meridiane systematisch ab und beträgt z. B. bei 60° Breite nur noch etwa 200 km. Die übrigen Gitterabstände betragen ungefähr 300 km (T42), 200 km (T63), 150 km (T85) und 120 km (T106). Diese relativ moderaten Unterschiede in der horizontalen Gitterauflösung haben erhebliche Unterschiede in der Rechengeschwindigkeit zur Folge: So ist z. B. das T106-Modell etwa 25 mal langsamer als das T31-Modell.

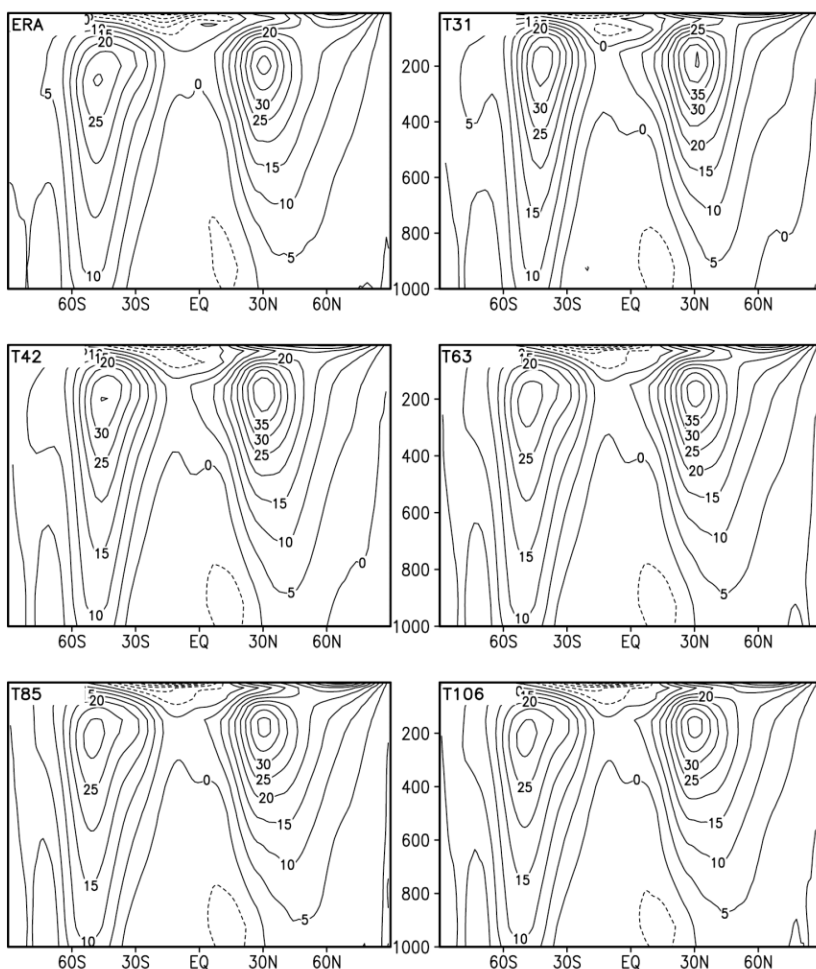


Abb. 10-1: Zonal gemittelter Zonalwind in m/s für die Wintermonate (Dezember bis Februar) als Funktion von geographischer Breite und Höhe (Druck in hPa). Verglichen werden ERA-Reanalysen mit Modellsimulationen bei unterschiedlicher horizontaler (spektraler) Auflösung für jeweils den Zeitraum 1979 bis 1993. Der Isolinienabstand beträgt 5 m/s, wobei negative Werte (Ostwinde) gestrichelt sind.

Die beobachtete (ERA) Zonalwindstruktur mit Westwinden in mittleren Breiten und bodennahen Ostwinden in niedrigen und teilweise auch in hohen Breiten wird von allen Modellen erfasst. Unterschiede werden aber deutlich, wenn die Abweichungen von den ERA-Daten gezeigt werden (Abb. 10-2). Zusätzlich wird hier ein sehr grobes Modell (T21, entsprechend 600 km Gitterabstand) gezeigt, das noch vor etwa 10 Jahren das Standardwerkzeug in der globalen Klimamodellierung war. Positive (negative) Differenzen in Abb. 10-2 bedeuten anomale West (Ost) – Winde. Auf beiden Hemisphären ist im T21-Modell eine Dipolstruktur erkennbar, die durch eine Verschiebung der Westwindzonen in Richtung Äquator verursacht wird. Ähnliches gilt für T31 auf der Südhemisphäre und in abgeschwächter Form auch für T42. Bei weiterer Vergrößerung der Auflösung kehrt sich das Vorzeichen um, d. h. die Westwinde auf der Südhemisphäre sind gegenüber den ERA-Daten leicht polwärts verschoben. Allerdings scheint diese Verschiebung nicht monoton mit zunehmender Auflösung zuzunehmen: Im T106-Modell ist diese Tendenz sogar etwas geringer als im T85-Modell.

Wie aufgrund von Abb. 10-2 zu erwarten, nimmt der mittlere quadratische (RMS = Root Mean Square) Fehler mit zunehmender Auflösung ab (Abb. 10-3). Der RMS-Fehler enthält die Beiträge aller Gitterpunkte, er wurde zunächst für alle Jahreszeiten berechnet und anschließend

gemittelt. Sowohl in der oberen, mittleren und unteren Troposphäre ergibt sich ein quasi-linearer Abfall des Fehlers von T21 bis T63, während die Unterschiede zwischen T63, T85 und T106 sehr gering sind. Eine weitere Verringerung der systematischen Windfehler ist offenbar nur noch durch Erhöhung der Vertikalauflösung, die hier konstant gehalten wurde, sowie durch verbesserte physikalische Parameterisierungen möglich. Diese Schlussfolgerung bezieht sich nur auf zeitliche (saisonale) Mittelwerte von Standardvariablen wie Wind, Druck und Temperatur. Bei der Simulation von intrasaisonalen und interannualer Variabilität oder von relativ kleinskaligen Phänomenen wie tropische Zyklonen muss die Auflösungsfrage möglicherweise anders beantwortet werden. Hierzu gibt es allerdings noch keine systematischen Studien. Es ist aber bekannt, dass Variablen die stark von der Orographie geprägt sind, wie z. B. der Niederschlag, in ihren regionalen Details mit verfeinerter Horizontalauflösung auch immer genauer simuliert werden können. Für eine realistische Simulation der Niederschlagsverteilung im Alpenraum z. B. reicht selbst eine T106-Auflösung bei weitem nicht aus.

Anders als in mittleren und hohen Breiten kann in den Tropen ein großer Teil der Klimavariabilität (auf Zeitskalen von einigen Monaten bis zu einigen Jahren) durch die Variabilität der SST erklärt werden. Prominentestes Beispiel ist das „El-Niño“-Phänomen, eine anomale Erwärmung des oberen Ozeans im tropischen Ostpazifik, die im Mittel etwa alle vier Jahre auftritt und etwa ein Jahr andauert. Diese SST-Anomalien beeinflussen vor allem die atmosphärische Zirkulation in den Tropen. Fernwirkungen sind aber auch in Teilen der Extratropen nachweisbar (Südafrika, Südamerika, Nordamerika). Ähnliches gilt für das kalte Gegenstück zu El Niño, das üblicherweise mit „La Niña“ bezeichnet wird. Da der SST-Einfluss auf die tropische Zirkulation aufgrund von Beobachtungsdaten statistisch gesichert und auch physikalisch verstanden ist, können atmosphärische Zirkulationsmodelle, die mit beobachteter SST angetrieben werden, in diesem Zusammenhang überprüft werden. Die Abb. 10-4 zeigt als Beispiel Differenzen im Niederschlag (Mittel über fünf El-Niño-Jahre minus Mittel über drei La-Niña-Jahre) für eine Modellsimulation mit dem aktuellen Modell des MPIfM (ECHAM5) für den Zeitraum 1979 bis 1999. Die Modellsimulation wird hier mit Niederschlagsanalysen XIE und ARKIN (1997) verglichen die für den Zeitraum 1979 bis 1998 mit Hilfe von Stationsmessungen, Satellitendaten und NCEP-Reanalysen (KALNAY et al. 1996) gewonnen wurden. Im Bereich des tropischen Pazifiks sind simulierte und beobachtete Anomalien sehr ähnlich, wobei das Modell allerdings zu etwas höheren Werten tendiert. Positive Anomalien erstrecken sich vom zentralen Pazifik bis hin zur peruanischen Küste, während negative Anomalien in Form eines Hufeisens die positive Anomalie umgeben. Die Analyse

der Zirkulationsanomalien, die zu diesen Niederschlagsänderungen führt (nicht gezeigt) ergibt eine Verstärkung der Hadleyzelle mit anomaler Aufwärtsbewegung über dem Äquator sowie kompensierender Absinkbewegung im Norden und Süden. Außerdem verschiebt sich die Walkerzirkulation in El-Niño-Jahren ostwärts, sodass das Gebiet maximaler Aufwärtsbewegung im Zentralpazifik liegt statt wie üblich im Westpazifik. Diese Ostverschiebung der Walkerzirkulation führt zu anomaler Absinkbewegung und damit negativen Niederschlagsanomalien über dem Westpazifik, dem nördlichen Teil von Südamerika sowie dem tropischen Atlantik. Diese Tendenz wird vom Modell recht gut erfasst. Das gleiche gilt für die positiven Anomalien in Teilen der USA (Südstaaten, kalifornische Küste), während die beobachteten Anomalien im Indischen Ozean und im südlichen Afrika weniger gut reproduziert werden. Bei diesem Vergleich ist allerdings zu beachten, dass die Zahl der Fälle (5x El Niño und 3x La Niña) nicht ausreicht, um stabile Niederschlagsmuster zu erzeugen. Dies gilt insbesondere für Gebiete fernab der El-Niño-Region.

Aufgrund von langjährigen Zeitreihen des Niederschlags über dem indischen Subkontinent ist bekannt, dass die Stärke des indischen Sommermonsuns u. a. durch die SST im tropischen Ostpazifik geprägt ist. In El-Niño-Jahren wird im Mittel ein anomal schwacher Monsun beobachtet, während der Monsun in La-Niña-Jahren anomal stark ist. Dieser Zusammenhang ist

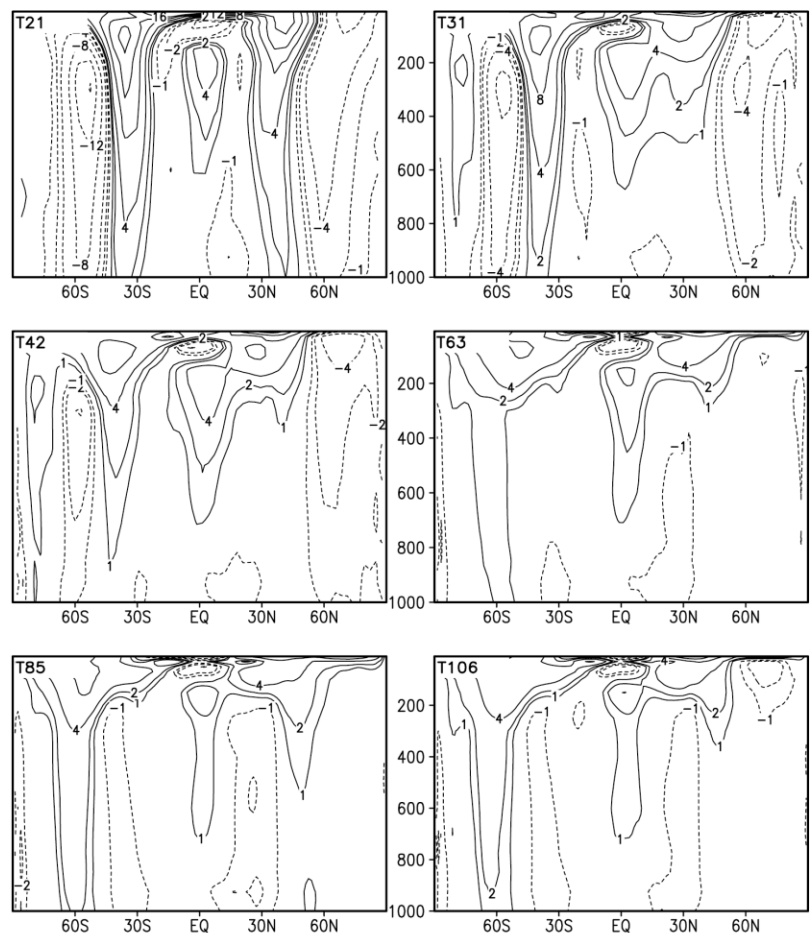


Abb. 10-2: Simulationsfehler (gegenüber ERA-Reanalysen) des zonal gemittelten Zonalwindes für die Wintermonate (s. Abb. 10-1) als Funktion von geographischer Breite und Höhe (Druck in hPa). Der Isolinienabstand beträgt  $\pm 1, 2, 4, 8, 12, 16$  m/s, wobei negative Werte gestrichelt sind.



statistisch abgesichert und müsste daher auch in atmosphärischen Zirkulationsmodellen simuliert werden können, die mit beobachteter SST angetrieben werden. Ein häufig untersuchtes Beispiel ist die Abfolge von sehr schwachem Monsun im El-Niño-Jahr 1987 und sehr starkem Monsun im darauffolgenden La-Niña-Jahr 1988. Die simulierte und beobachtete Niederschlagsdifferenz zwischen den Sommermonaten 1988 und 1987 ist in Abb.10-5 dargestellt. Ähnlich wie in Abb. 10-4 fällt die simulierte Anomalie etwas zu stark aus. Das Muster mit positiven Anomalien über dem indischen

Subkontinent sowie in Teilen des Indischen Ozeans und Westpazifiks und negativen Anomalien über Südostasien wird jedoch vom Modell recht gut erfasst. Dabei ist zu beachten, dass es sich hier nur um jeweils eine „Realisation“ handelt, sodass definitive Schlussfolgerungen bezüglich der Modellqualität nicht möglich sind. Dazu müsste zunächst die „Verteilungsfunktion“ der Niederschlagsanomalien aus vielen Modellexperimenten („Realisationen“) mit gleichen Randbedingungen aber modifizierten Anfangsbedingungen ermittelt werden. Danach wäre zu prüfen, ob die beobachtete Anomalie (nur eine Realisation in diesem Fall) signifikant aus dem Modellensemble herausragt oder nicht.

Diese Art der „Ensemblesimulationen“ ist auch zur Abschätzung der „potentiellen“ langfristigen Vorhersagbarkeit erforderlich (d. h. bei bekannter SST). Durch Vergleich der einzelnen Simulationen kann der Anteil nicht vorhersagbarer interner Variabilität abgeschätzt werden. Sind die Unterschiede gering, so ist der Einfluss der Randbedingungen (hier: SST) dominant und die potentielle Vorhersagbarkeit relativ groß. Sind die Unterschiede dagegen groß, so wird das gesuchte „Signal“ durch die Variabilität verdeckt und die Vorhersagbarkeit ist gering. Die in den Abb. 10-4 und 10-5 dokumentierten Ähnlichkeiten zwischen beobachteten und simulierten Niederschlagsverteilungen zeigen, dass insbesondere in den Tropen und teilweise auch in den Extratropen (z. B. USA) ein gewisses Maß an Vorhersagbarkeit existiert. Da El-Niño-Ereignisse schon sehr frühzeitig (einige Monate bis zu einem Jahr) vorhergesagt werden können, sind in vielen Regionen der Erde auch langfristige Niederschlags- und Temperaturprognosen möglich.

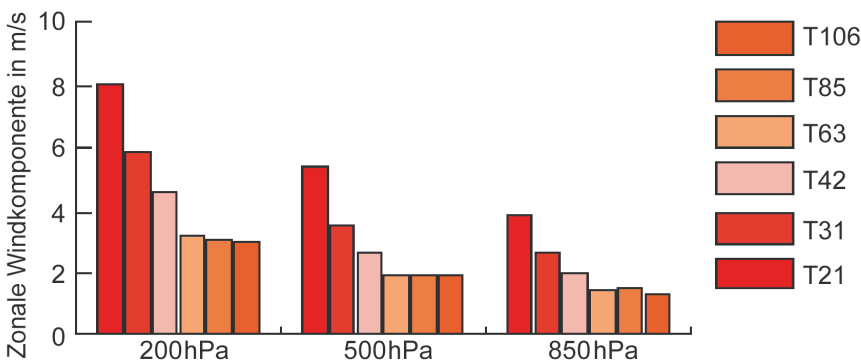


Abb.10-3: Mittlerer quadratischer Fehler des Zonalwindes  $u$  in der oberen (200 hPa), mittleren (500 hPa) und unteren Troposphäre (850 hPa) in Abhängigkeit von der horizontalen (spektralen) Auflösung. Dargestellt ist der mittlere saisonale Fehler (DJF, MAM, JJA, SON) bezüglich ERA-Reanalysen.

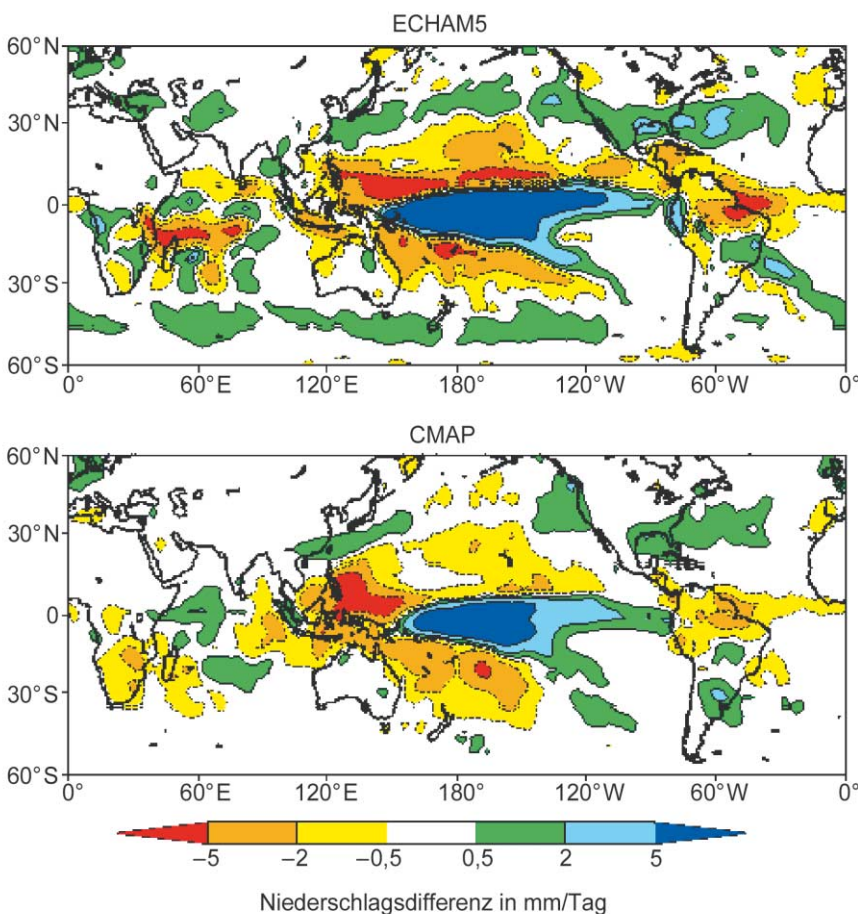


Abb.10-4: Simulierte (ECHAM5) und beobachtete (XIE und ARKIN 1997) Niederschlagsdifferenzen in mm/Tag während der Wintermonate (Dezember bis Februar) zwischen den El-Niño-Jahren 1982/83, 1986/87, 1991/92, 1994/95, 1997/98 und den La-Niña-Jahren 1984/85, 1988/89 und 1995/96.

### 5 Zukünftige Entwicklungen

Ein wichtige Rolle bei der Weiterentwicklung der Modelle spielt die Computertechnologie. Schnellere Rechner ermöglichen eine feinere Auflösung der Modelle und damit eine genauere Darstellung der Erdoberfläche, eine detailliertere Darstellung von atmosphärischen Phänomenen wie z. B. tropische Zyklonen, sowie eine genauere Approximation der nicht auflösbaren Prozesse, die „parameterisiert“ werden müssen. Eine feinere Auflösung hat auch den Vorteil, dass der Anteil zu parameterisierender Prozesse zu kleineren Skalen hin verschoben wird.

Eine andere Zielrichtung, die ebenfalls leistungsfähigere Computer erfordert, ist die Verallgemeinerung der physikalischen und chemischen Grundlagen. In

den meisten Modellen wird z. B. die Aerosol- und Ozonverteilung aufgrund von Beobachtungsdaten als Klimatologie vorgeschrieben. Damit werden Wechselwirkungen zwischen physikalischen und chemischen Prozessen unterdrückt. Diese Einschränkung wird durch Ankopplung von zusätzlichen Modulen für die atmosphärische Chemie und die Aerosolphysik in den kommenden Jahren überwunden, sodass atmosphärische Zirkulationsmodelle ein breiteres Spektrum atmosphärischer Prozesse und Wechselwirkungen beinhalten werden. Ein atmosphärisches Zirkulationsmodell wird dann in zunehmendem Maße nicht als isoliertes Teilsystem verstanden werden, sondern als Teil eines komplexen „Erdsystemmodells“, das in der Lage ist, die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Komponenten des Klimasystems zu simulieren (Ozean, Eis, Landoberfläche inklusive der Vegetation, biogeochemische Zyklen) und auch menschliche Aktivitäten mit einbezieht.

### Literatur

ARAKAWA, A., W. H. SCHUBERT, 1974: Interaction of cumulus ensemble with the large-scale environment: Part I., *J. Atmos. Sci.* **31**, 674-701.

GATES, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **73**, 1962-1970.

GATES, W.L. und Ko-Autoren, 1999: An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **80**, 29-55.

GIBSON, J. K., P. KALLBERG, S. UPPALA, A. HERNANDEZ, A. NOMURA, E. SERRANO, 1997: ERA description. ECMWF Re-Anal. Proj. Ser., Vol 1, 66 S. *European Centre for Medium Range Weather Forecasts*, Reading, England.

GLECKLER, P. J. und Ko-Autoren, 1995: Cloud-radiative effects on implied oceanic energy transports as simulated by atmospheric general circulation models. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 791-794.

KALNAY, E. und Ko-Autoren, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 437-472.

LAU, K.-M., J. H. KIM, Y. SUD, 1996: Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 2209-2227.

MAJEWSKI, D., D. LIERMANN, P. PROHL, B. RITTER, M. BUCHHOLD, T. HANISCH, G. PAUL, W. WERGEN, J. BAUMGARDNER, 2002: The operational global icosahedral-hexagonal gridpoint model GME: description and high-resolution tests. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 319-338.

MAJEWSKI, D., B. RITTER, 2002: Das Global-Modell GME. *promet* **27**, 3/4, 111-122.

MANABE, S., J. S. SMAGORINSKY, R. F. STRICKLER, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.* **93**, 769-798.

TIEDTKE, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.* **117**, 1779-1800.

TOMPKINS, A. M., 2002: A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J. Atmos. Sci.* **59**, 1917-1942.

XIE, P., P. A. ARKIN, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **78**, 2539-2558.

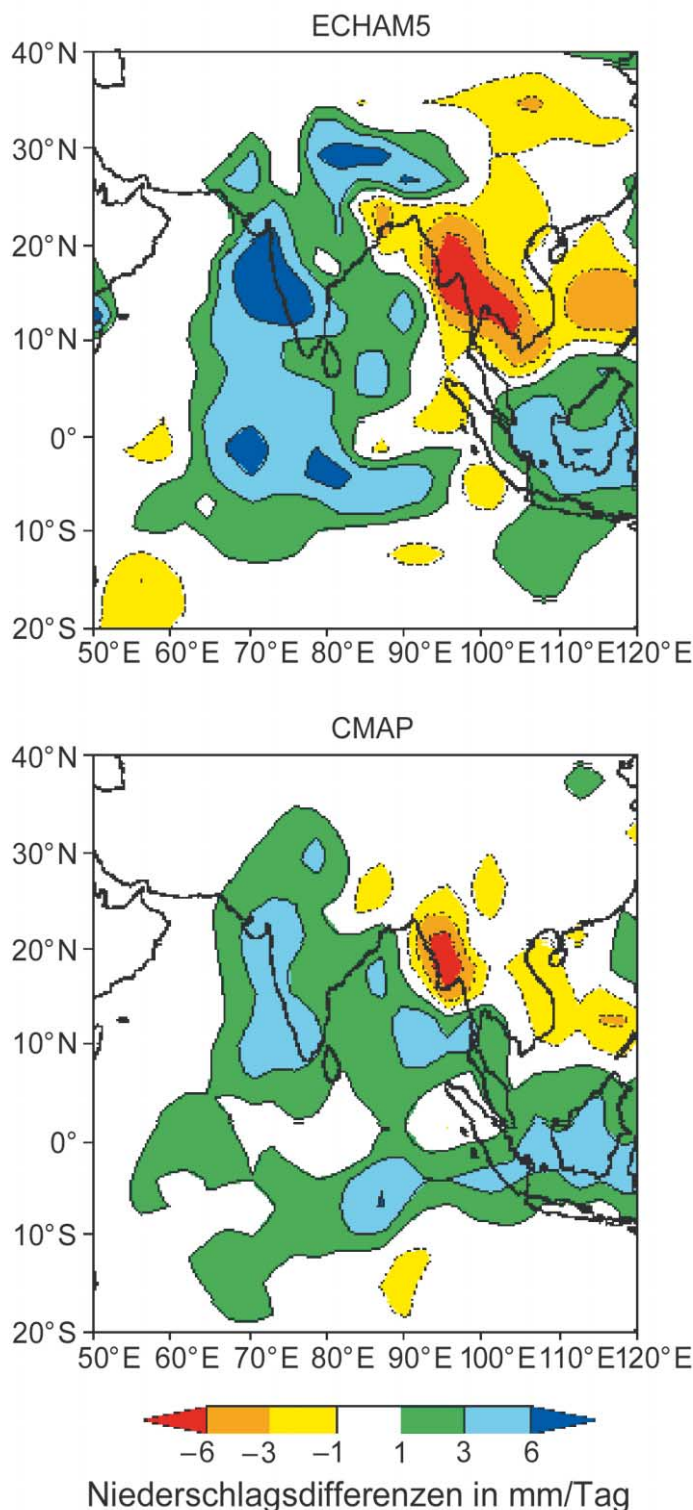


Abb.10-5: Simulierte (ECHAM5) und beobachtete (XIE und ARKIN 1997) Niederschlagsdifferenzen in mm/Tag während der Zeit des asiatischen Sommermonsuns (Juni bis September) zwischen einem La-Niña-Jahr (1988) und einem El-Niño-Jahr (1987).