

**Annalen
der Meteorologie**

(Neue Folge)

Nr. 23

**Deutsche Meteorologen-Tagung
1986**

Offenbach am Main 1986

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Robert Sausen
 Max-Planck-Institut für Meteorologie
 Hamburg

Mit Modellen der Allgemeinen Zirkulation ist es zwar möglich, sowohl die Atmosphäre als auch den Ozean hinreichend genau für Klimastudien nachzubilden, wenn man die jeweils andere Komponente des Systems (Ozean bzw. Atmosphäre) als Randbedingung vorschreibt. Koppelt man jedoch solche Modelle zu einem Ozean-Atmosphären-Modell zusammen, so zeigt das gekoppelte System im allgemeinen eine Drift der prognostischen Variablen, z.B. der Temperatur. Mit derartigen Modellen werden dann Responseexperimente durchgeführt; man untersucht u.a. den Einfluß einer CO₂-Verdopplung auf die globale Mitteltemperatur. Als Response bezeichnet man dabei die Differenz zwischen dem Responseexperiment und einem Kontrolllauf (z.B. "2 * CO₂" - "1 * CO₂"). Dabei kann die Drift durchaus größer als der Response sein.

Um verlässliche Ergebnisse zu erhalten, benötigt man ein Kontrollexperiment ohne Drift. Durch eine geeignete Korrektur der Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre läßt sich die Drift der prognostischen Variablen im Kontrollexperiment vermeiden.

Zur Erläuterung der Flußkorrektur betrachten wir eine schematische Darstellung eines gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modells:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = G_A(\Phi) + F_A(\Phi, \Psi) + E_A(\Phi, \Psi, t) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = G_O(\Psi) - F_O(\Phi, \Psi) + E_O(\Phi, \Psi, t) \quad (2)$$

Dabei sind Φ und Ψ die Vektoren der atmosphärischen bzw. der ozeanischen Variablen und t die Zeit. G_A und G_O beschreiben die physikalischen Prozesse innerhalb der Atmosphäre bzw. des Ozeans. F_A und F_O sind der Fluß in die At-

mosphäre bzw. aus dem Ozean; im Idealfall ist $F_A = F_O$. E_A und E_O sind die (nicht bekannten) Fehler des Modells, welche letztlich für die Drift verantwortlich sind. In (1) und (2) wurde bei G_A , G_O , F_A und F_O zur Vereinfachung der Darstellung auf eine explizite Zeitabhängigkeit verzichtet.

Die beobachteten (quasi-)stationären Zustände von Atmosphäre und Ozean seien Φ_O und Ψ_O . Die (quasi-)stationäre Lösung des reinen Atmosphären-Modells bei vorgeschriebenem Ozean sei Φ_U , die stationäre Lösung des reinen Ozean-Modells Ψ_U . Der Fluß in die Atmosphäre ist dann im stationären Fall $F_A(\Phi_U, \Psi_O)$, der Fluß aus dem Ozean $F_O(\Phi_O, \Psi_U)$. Da im allgemeinen $\Phi_U \neq \Phi_O$ und $\Psi_U \neq \Psi_O$ sind, ist im allgemeinen auch $F_A(\Phi_U, \Psi_O) \neq F_O(\Phi_O, \Psi_U)$. (3)

Mit einer Flußkorrektur kann man erreichen, daß (Φ_U, Ψ_U) auch (quasi-)stationäre Lösung des gekoppelten Modells ist, also keine Drift der prognostischen Variablen auftritt. Ist (Φ_U, Ψ_U) der momentane Zustand des gekoppelten Systems, so ist der Fluß aus dem Ozean bzw. in die Atmosphäre

$$F_A(\Phi_U, \Psi_U) = F_O(\Phi_U, \Psi_U) \quad (4)$$

Damit die atmosphärischen Variablen nicht driften, sollte der Fluß in die Atmosphäre aber $F_A(\Phi_U, \Psi_O)$ sein. Daher bringen wir an den Fluß in die Atmosphäre den folgenden Korrekturterm an:

$$F_A(\Phi_U, \Psi_O) - F_A(\Phi_U, \Psi_U) \quad (5)$$

Falls Ψ_U nahe bei Ψ_O liegt, ist diese Korrektur klein gegen den Fluß, der insgesamt in die Atmosphäre fließt. Analog verfahren wir mit

dem Ozean und erhalten den Korrekturterm

$$F_0(\phi_o, \psi_u) - F_0(\phi_u, \psi_u) \quad (6)$$

Mit den Flußkorrekturen lauten die Gleichungen des gekoppelten Modells:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = G_A(\phi) + F_A(\phi, \psi) + [F_A(\phi_u, \psi_o) - F_A(\phi_u, \psi_u)] \quad (7)$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = G_o(\psi) - F_o(\phi, \psi) - [F_o(\phi_o, \psi_u) - F_o(\phi_u, \psi_u)] \quad (8)$$

Durch diese Flußkorrektur, welche zeitlich konstant ist, hat im (quasi-)stationären Fall die Atmosphäre den Eindruck, als läge der beobachtete Ozean unter ihr, und umgekehrt. Zwar erhält die Atmosphäre jetzt nicht mehr genau den Fluß, welchen der Ozean abgibt; dafür wird aber die Drift unterbunden, da (ϕ_u, ψ_u) eine Lösung des gekoppelten Systems (7)/(8) ist.

Die Wirksamkeit der Flußkorrektur demonstrieren wir an zwei Beispielen, an einem analytisch lösbaaren einfachen Ozean-Atmosphären-Modell mit zwei Freiheitsgraden und an einem komplizierteren numerisch integrierten Ozean-Atmosphären-Modell. Letzteres besteht aus einem Modell der Allgemeinen Zirkulation des Ozeans gekoppelt mit einem Strahlungs-Konvektions-Modell der Atmosphäre, welches zusätzlich noch die Advektion durch vorgeschriebene Winde enthält.

Literaturverzeichnis:

- GATES, W.L.; HAN, Y.-J.; SCHLESINGER, M.E.: The global climate simulated by a coupled atmosphere-ocean general circulation model: preliminary results. In J.C.J. Nihoul: Coupled ocean-atmosphere models, Elsevier Oceanography Series 40 (1985) 131-151.
- MAIER-REIMER, E.: A large scale ocean circulation model. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg 1985.
- SCHLESINGER, M.E.; GATES, W.L.; HAN, Y.-J.: The role of the ocean in CO₂-induced climate change: preliminary results from the OSU coupled atmosphere-ocean general circulation model. Oregon State University, Climate Research Institute, Report No 60 (Jan 1985), 39pp.