

# Lineare Theorie der orografisch bedingten Niederschlagszunahme am Beispiel der Mittelgebirge Südwestdeutschlands

Michael Kunz

Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe

## Überblick

Durch orografische Einflüsse über Mittelgebirgen kann eine Störung in der Atmosphäre abgeschwächt oder stark amplifiziert werden. Dominieren die orografisch induzierten die synoptisch bedingten Vertikalgeschwindigkeiten, kann dies zu einer erheblichen Niederschlagszunahme führen. Extreme Hochwasserereignisse wie beispielsweise an der Elbe (2002) oder der Iller/Donau (2005) haben auf dramatische Weise gezeigt, welche Folgen eine solche Zunahme des Niederschlags während großräumiger Aufleitbewegungen haben kann. Um räumlichen Niederschlagsmuster über Mittelgebirgen zu analysieren, wurde eine vollständig lineare Theorie für den orografisch bedingten Niederschlag angewendet (Smith, 2005) und die Ergebnisse mit einem

quasi-linearen Modell verglichen (Kunz, 2006). Durch vereinfachte Parametrisierungsansätze werden dabei die Dynamik der Strömung, die Advektion von Wolken und Hydrometeoren sowie die Evaporation in Gebieten mit absinkenden Luftmassen berücksichtigt. Mittels einer repräsentativen Stichprobe von Starkniederschlagsereignissen zwischen 1971 und 2000 wird gezeigt, in wieweit die räumliche Verteilung der Niederschlagssummen durch den linearen Ansatz wiedergegeben werden können, welche charakteristischen Zeitskalen für die Advektion auftreten und bei welchen atmosphärischen Bedingungen bevorzugt großräumige Starkniederschläge auftreten.

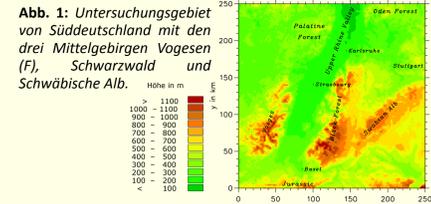


Abb. 1: Untersuchungsgebiet von Süddeutschland mit den drei Mittelgebirgen Vogesen (F), Schwarzwald und Schwäbische Alb.

## Lineare Theorie und idealisierte Perspektive

Für den Fall einer stabilen geschichteten Atmosphäre wird das Verhalten der Strömung neben der Hindernisgeometrie (Höhe H, Breite a) von der Windgeschwindigkeit U senkrecht zum Hindernis und der Stabilität  $N_m$  (feuchte-gesättigte Brunt-Väisälä-Frequenz) bestimmt. Je nach vorherrschender Froude-Zahl  $Fr = U/(N H)$  kommt es dabei zu unterschiedlichen Strömungszuständen. Mit zunehmender Froude-Zahl ( $Fr > 1$ ) nähert sich die Strömung einer linearen Beschreibung an und die Störungen begrenzen sich zunehmend auf den Bereich unmittelbar über dem Strömungshindernis.

Die Niederschlagsrate P kann dabei annähernd durch einen linearen Ansatz im Frequenzraum beschrieben werden (Smith, 2003). Relevante Mechanismen werden durch multiplikative Terme beschrieben (Gl. 1). Der erste Term mit der vertikalen Wellenzahl m und der Skalierungshöhe für den Wasserdampf,  $H_w$ , beschreibt die Kondensationsrate.

$$\hat{P}(k, l) = \frac{c_w \sigma}{(1 - imH_w)(1 + i\sigma\tau_c)(1 + i\sigma\tau_f)(1 - ib_f)} \hat{h}(k, l) \quad (1)$$

$\sigma = Uk + vl$   
 $c_w = 1$

Dynamik/Wellen    Konversion  $\tau_c$ : Advektion + Verdunstung    Fallzeit  $\tau_f$ : Advektion + Verdunstung    Reibung    Orografie (FFT)

$$P(x, y) = \int \int \hat{P}(k, l) e^{i(kx + ly)} dk dl + P_\infty \quad (2)$$

orografischer Niederschlag    Hintergrundniederschlag

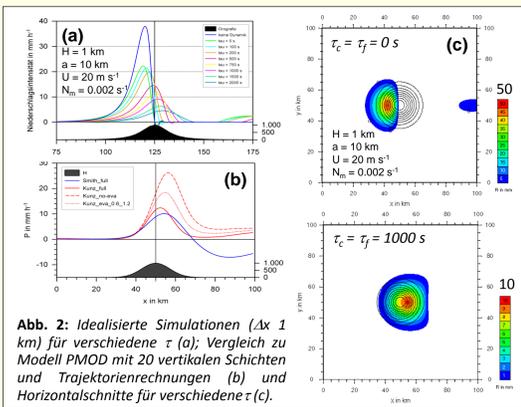


Abb. 2: Idealisierte Simulationen ( $\Delta x$  1 km) für verschiedene  $\tau$  (a); Vergleich zu Modell PMOD mit 20 vertikalen Schichten und Trajektorienrechnungen (b) und Horizontalschnitte für verschiedene  $\tau$  (c).

Maßgeblich sowohl für die Advektion des Niederschlags als auch für die Verdunstung in Abwindgebieten sind der zweite und dritte Term, die aufgrund ihrer Struktur näherungsweise zusammengefasst werden können ( $\tau \approx \tau_f \approx \tau_c$ ). Je höher die Zeitskalen  $\tau$ , umso mehr breitet sich der Niederschlag stromab aus und verdunstet dabei teilweise (Abb. 2a und c).

Trotz der integralen Beschreibung (Gl. 1 und 2) sind die Unterschiede zu einem quasi-linearen Mehrschichtenmodell (Kunz, 2003 und 2006) mit entsprechender Adjustierung gering (Abb. 2 b).

## Falluntersuchung

Freie Parameter in der linearen Formulierung des Niederschlags sind die Zeitskalen  $\tau$  und der synoptisch-skalige Hintergrundniederschlag  $P_\infty$  (Abb. 3). Alle weiteren notwendigen Parameter lassen sich aus Vertikalprofilen von p, T,  $T_w$ , U und V bestimmen.

Die Berechnung des Niederschlags im Frequenzraum und anschließender FFT benötigt nur geringe Rechnerressourcen (~1 s). Damit ergeben sich für das lineare Modell vielfältige Anwendungsmöglichkeiten wie die Bestimmung hoch aufgelöster Niederschlagsfelder (Abb. 4), die Interpolation zwischen Einzelmessungen, oder die Bestimmung von „worst case“-Szenarien für prognostizierten Starkniederschlagsereignissen.

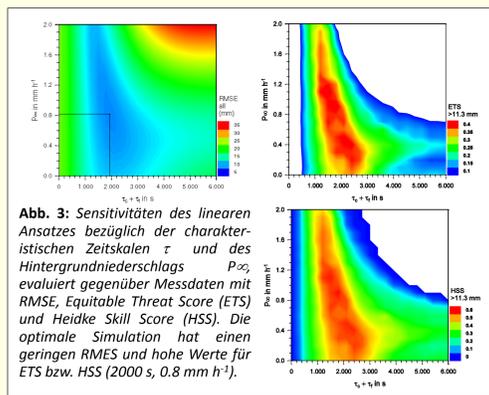


Abb. 3: Sensitivitäten des linearen Ansatzes bezüglich der charakteristischen Zeitskalen  $\tau$  und des Hintergrundniederschlags  $P_\infty$  evaluiert gegenüber Messdaten mit RMSE, Equitable Threat Score (ETS) und Heidke Skill Score (HSS). Die optimale Simulation hat einen geringen RMSE und hohe Werte für ETS bzw. HSS (2000 s, 0.8 mm h<sup>-1</sup>).

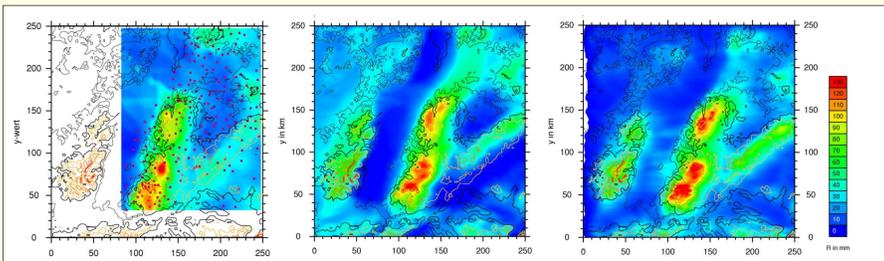


Abb. 4: 3-tägiges Starkniederschlagsereignis über dem Untersuchungsgebiet im Dez. 1997 nach Messungen (links) Modellsimulationen mit quasi-linearem Modell PMOD (Mitte) und nach vollständig linearer Theorie (rechts;  $P_\infty = 18$  mm,  $\tau = 1100$  s).

## Starkniederschlagsereignisse 1971-2000

Für den Zeitraum 1971-2000 wurde eine Stichprobe von Niederschlagsereignissen mit den folgenden Bedingungen gezogen:

- Oktober-März (vorwiegend stratiform)
  - Hintergrundniederschlag < 30 mm/24 h
  - Niederschlag über Bergen > 30 mm/24 h
- ⇒ 128 verschiedene Ereignisse (t = 24 h)

Von allen Ereignissen wurden Simulationen mit variablen Parametern  $\tau$  und  $P_\infty$  durchgeführt. Für die mittleren Niederschlagsfelder und statistischen Betrachtungen wurde jeweils das Ereignis mit dem geringsten Fehler  $ERR = RMSE + abs(BIAS)$  gegenüber den Messungen ausgewählt.

Insgesamt geben die Simulationen die Messungen gut wieder (Abb. 5, oben). Vor allem in Tälern und hügeligen Gebieten ist der RMSE und /oder BIAS erhöht (Abb 5, Mitte), da hier die synoptische Hebung die orografische dominiert. Der RMSE/BIAS für die einzelnen Ereignisse ist akzeptabel (Abb. 5, unten).

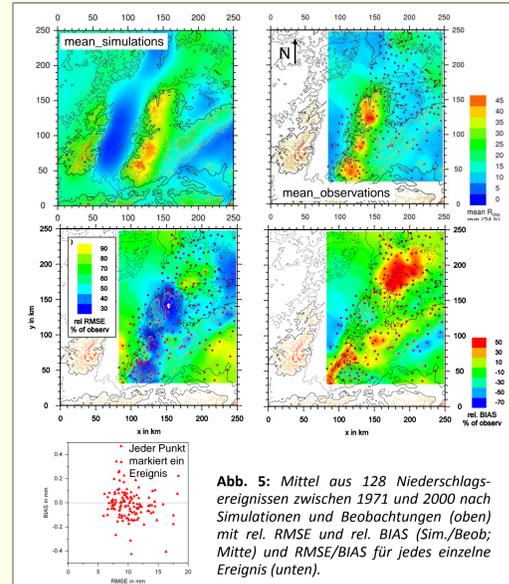


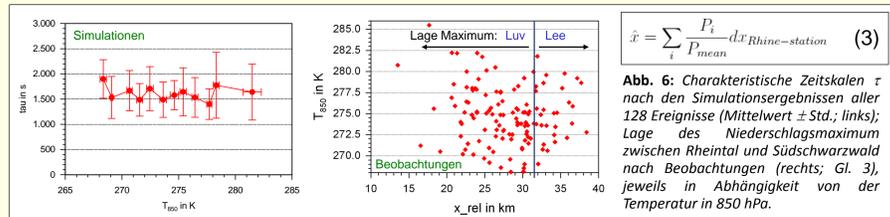
Abb. 5: Mittel aus 128 Niederschlagsereignissen zwischen 1971 und 2000 nach Simulationen und Beobachtungen (oben) mit rel. RMSE und rel. BIAS (Sim./Beob; Mitte) und RMSE/BIAS für jedes einzelne Ereignis (unten).

## Charakteristische Zeitskalen

Bei den meisten Ereignissen liegen die charakteristischen Zeitskalen  $\tau$  zwischen 1000 und 2000 s (Abb. 6, links). Durch die hohen Werte für  $\tau$  werden die Niederschlagsmaxima weit stromab verlagert und findet sich häufig auf der Leeseite (Abb. 6, rechts). Ein Zusammenhang zur Temperatur (hier: 850 hPa)

kann sowohl für  $\tau$  als auch für die beobachtete Lage der Niederschlagsmaxima nicht hergestellt werden.

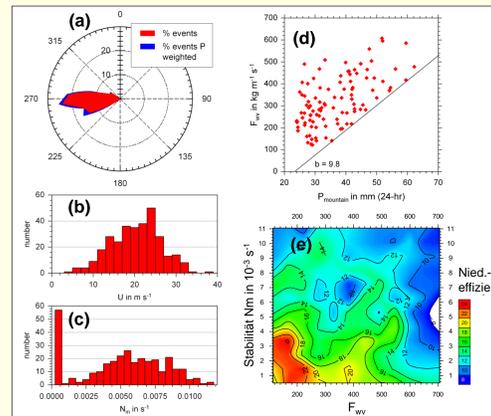
Bedingt durch die hohen Zeitskalen ist die Niederschlagseffizienz relativ gering; insbesondere über kleinen Bergen fällt der Niederschlag vornehmlich in Abwindbereiche, wo er größtenteils wieder verdunstet (vergleiche hierzu Abb. 2a)



$$\bar{x} = \sum_i \frac{P_i}{P_{mean}} dx_{Rhine-station} \quad (3)$$

Abb. 6: Charakteristische Zeitskalen  $\tau$  nach den Simulationsergebnissen aller 128 Ereignisse (Mittelwert  $\pm$  Std.; links); Lage des Niederschlagsmaximums zwischen Rheintal und Südschwarzwald nach Beobachtungen (rechts; Gl. 3), jeweils in Abhängigkeit von der Temperatur in 850 hPa.

## Atmosphärische Bedingungen



Das Auftreten von Starkniederschlagsereignissen ist an bestimmte atmosphärische Bedingungen gekoppelt: Windrichtung aus West, hohe horizontale Windgeschwindigkeiten und niedrige Stabilität (Abb. 7 a-c). Hohe Niederschläge über Bergen ergeben sich nur bei hohen Werten des horizontalen Wasserdampfes (Abb. 7e; Gl. 4).

Die höchste Niederschlagseffizienz wird bei geringer Stabilität und geringerem horizontalen Wasserdampfes erreicht.

$$F_{wv} = \int \rho(z) r_s(z) U(z) dz \quad (4)$$

Abb. 7: Windrose und Histogramme von Anströmgeschwindigkeit und Stabilität (a-c), Niederschlagseffizienz als Funktion von Stabilität und horizontalem Wasserdampfes (d) sowie Zusammenhang zw. Niederschlag über Bergen und Wasserdampfes.

## Schlussfolgerungen

- ✗ Mittels linearer Theorie können realistische Szenarien der orografischen Niederschlagsverstärkung abgeleitet werden.
- ✗ Entscheidend für die Niederschlagsverteilung und deren Summen sind die charakteristischen Zeitskalen  $\tau$ , durch die die Advektion und damit auch die Verdunstung von Wolken und Hydrometeoren bestimmt wird.
- ✗ Bei den 128 simulierten Ereignissen lagen die Zeitskalen zwischen 1000 und 2000 s. Für typische Mittelgebirge wird dabei ein Teil des Niederschlags bis auf die Leeseite adveht, wo es durch absinkende Luftmassen zu Verdunstung kommt. Entsprechend ist die Niederschlagseffizienz relativ gering (max. 24 %).

Kunz, M., 2003: Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen, PhD, Univ. Karlsruhe, wiss. Ber. IMK, 31, 170 pp.  
 Kunz, M., und Ch. Kottmeier, 2006: Orographic enhancement of precipitation over low mountain ranges. Part I: Model Formulation and idealized Simulations. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 45, 1025-1040.  
 Kunz, M., und Ch. Kottmeier, 2006: Orographic enhancement of precipitation over low mountain ranges. Part II: Simulations of heavy precipitation events over Southwest Germany. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 45, 1025-1040.  
 Smith, R.B., 1989: Hydrostatic airflow over mountains, *Adv. Geophys.*, 1-41.  
 Smith, R.B., and I. Barstad, 2004: A linear theory of orographic precipitation, *J. Atmos. Sci.*, 61, 1377-1391.