

Bergüberströmung

Bei einer Bergüberströmung können in Abhängigkeit von der Scheitelhöhe L_{zb} des Berges und seiner Halbwertsbreite L_{xb} verschiedene Strömungsmuster entstehen, deren Art auch von der Wellenlänge $\lambda_s = U/N$ der Auftriebsbewegung und der Wellenlänge $\lambda_f = U/|f|$ der Trägheitsschwingung abhängt (z.B. Queney, 1947). Zur Klassierung der an einem Berg ausgelösten Wellen kann dabei gut die Froudezahl $Fr_d = \lambda_s / L_{xb}$ verwendet werden (z.B. Stull, 1988; Adrian, 1995). Bei sehr geringen Froudezahlen wird ein Hindernis umströmt, bei sehr großen Froudezahlen wird es wie bei neutraler Schichtung überströmt.

Long (1953) hat aus den Bewegungsgleichungen, der Kontinuitätsgleichung und dem 1. Hauptsatz eine Helmholtz-Gleichung abgeleitet, für die analytische Lösungen gefunden werden können. Dabei müssen die Stationarität und Inkompressibilität der Strömung, Hydrostasie und Turbulenzfreiheit sowie ein höhenkonstanter mittlerer Wind und Temperaturgradient vorausgesetzt werden; die Corioliskraft wird vernachlässigt. Eine genaue Ableitung der analytischen Lösung des Long-Problems, wie sie nachfolgend verwendet wird, kann bei Lilly und Klemp (1979) für eine zweidimensionale Bergüberströmung gefunden werden. Dort wird u.a. ein glockenförmiger Bergrücken folgender Form überströmt:

$$z_s(x) = L_{zb} \frac{L_{xb}^2}{L_{xb}^2 + x^2} \quad (\text{A-1})$$

Nach Lilly und Klemp (1979) ist die Stromlinienverschiebung $\delta(x,z) = z(\text{gestörter Zustand}) - z(\text{Ungestörter Zustand, ohne Berg})$ gegeben als:

$$\begin{aligned} \delta(x, z) &= z_s \cdot \cos\left(\frac{N}{U}(z - z_s)\right) + f_2(x) \cdot \sin\left(\frac{N}{U}(z - z_s)\right) \\ \text{mit } f_2(x) &= -\frac{x}{L_{xb}} z_s \\ \text{und } N &= \sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \end{aligned} \quad (\text{A-2})$$

Als Lösung für das Temperaturfeld ergibt sich (vgl. Schumann et al., 1987):

$$\theta = \theta_0 \left(1 + \frac{N^2(z - \delta)}{g} \right) \quad \theta_0: \text{Temperatur in Höhe } z_s \text{ (hier } 290 \text{ °K)} \quad (\text{A-3})$$

Für den Horizontalwind folgt:

$$u = U \left(1 - \frac{\partial \delta}{\partial z} \right) \quad (\text{A-4})$$

Für den Vertikalwind folgt:

$$w = U \frac{\partial \delta}{\partial x} \quad (\text{A-5})$$

Eingangsgröße	Wert
großskaliger Wind	10 m/s aus West
Schichtung	stabil, 0.005 K/m
Bodentemperatur, bezogen auf NN	290 K, zeitlich konstant
relative Feuchte	keine
Bodendruck, bezogen auf NN	1000 hPa
Orographie	nach Gleichung (A -1)
Scheitelhöhe des Berges (L_{zb} in Gl. (A -1))	300 m
Halbwertsbreite des Berges (L_{xb} in Gl. (A -1))	3000 m

Tabelle A-1 Eingangswerte für eine Bergüberströmung.

Abbildung A -1 zeigt, für die in Tabelle A - gegebene Modellkonfiguration, das Windfeld entsprechend der analytischen Lösung.

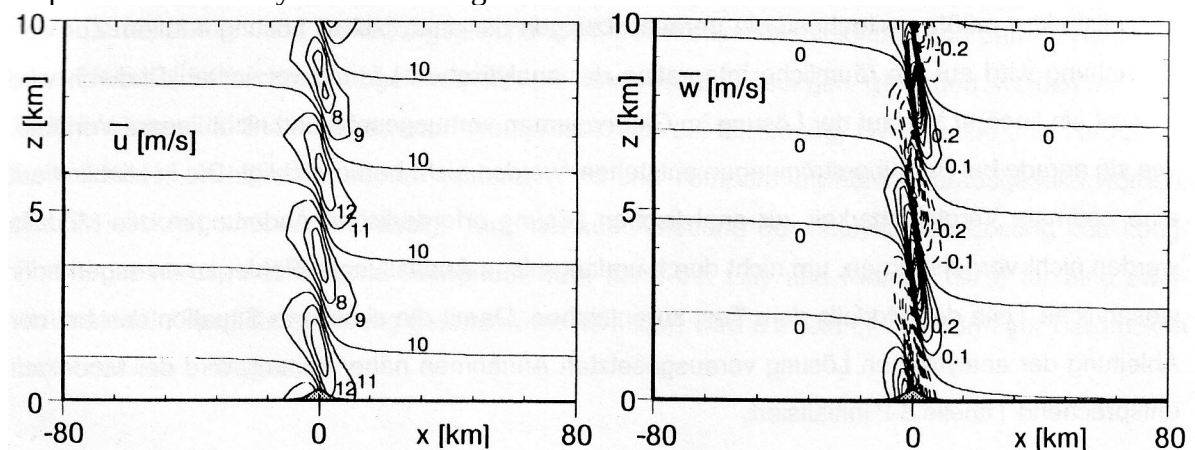


Abbildung A-1 u -Komponente des Windes (links, Isolinienabstand 1 m/s) und Vertikalwind (rechts, Isolinienabstand 0.1 m/s), berechnet nach der analytischen Lösung (Gleichung A -2 bis A -5) für stabile Schichtung und einen geostrophischen Wind von 10 m/s.

Bei verminderter Windgeschwindigkeit ($U = 5 \text{ m/s}$) bilden sich bei stabiler Schichtung wie bei der höheren Windgeschwindigkeit Leewellen aus ($\lambda_s \ll L_{xb} \ll \lambda_f$), die aufgrund der halbierten großskaligen Windgeschwindigkeit eine halbierte Wellenlänge λ_b aufweisen. Abbildung A-2 zeigt vergleichend die mit der analytischen Lösung berechneten Leewellen über dem Berg im Temperaturfeld bei $u = 10 \text{ m/s}$ und $u = 5 \text{ m/s}$.

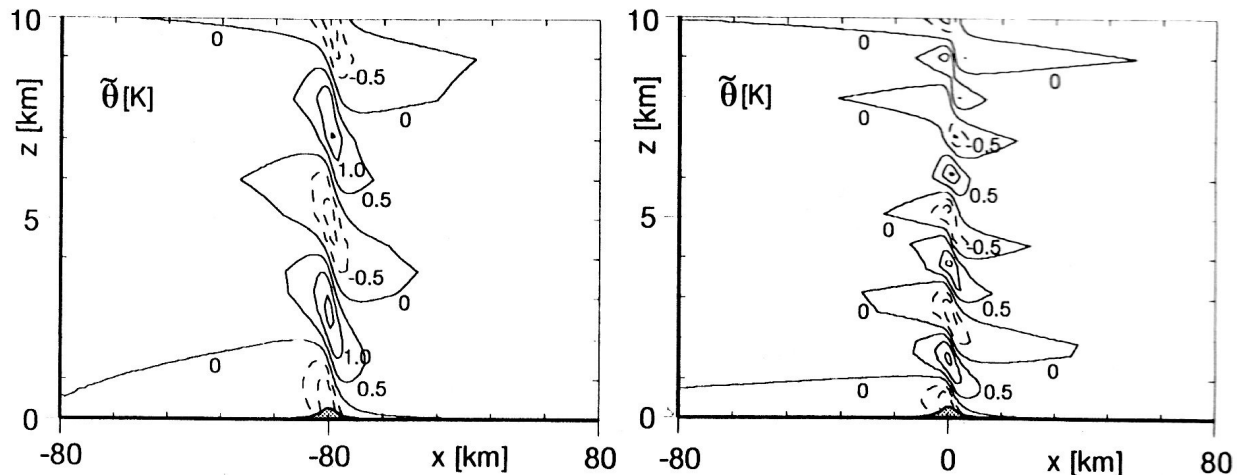


Abbildung A-2 Störungen im Feld der potentiellen Temperatur bei einem mittleren Wind von $U = 10 \text{ m/s}$ (links) und von $U = 5 \text{ m/s}$ (rechts). Der Isolinienabstand beträgt jeweils 0.5 K , berechnet nach der analytischen Lösung (Gleichungen A-2 bis A-5).

Bei neutraler Schichtung ($N = 0$) geht für die in Tabelle A - beschriebene Modellkonfiguration das Strömungsfeld in eine Potentialströmung über ($L_{xb} < \lambda_s$), da das Hindernis mit etwa 6° Maximalsteigung nur eine geringe Steigung aufweist. Eine Potentialströmung bildet sich bei der gewählten Topographieform (Gleichung A-1) bis zu einer Steigung von etwa 30° aus (Hunt und Simpson, 1982). Bei größerer Steigung entsteht eine Rückströmung in Lee des Berges, und die Bergüberströmung wird asymmetrisch (z.B. Niemeier, 1992). Für die hier beschriebene Modellkonfiguration müssen sich symmetrisch zum Berg Auf- und Abwinde ausbilden, Leewellen entstehen nicht. Die analytische Lösung zeigt einen Aufwind in Luv und einen Abwind in Lee des Berges, die beide bei gleichbleibender Intensität bis zum Modelloberrand reichen, da bei der analytischen Lösung Hydrostasie vorausgesetzt wird.

Die Wellenlänge der analytischen Lösung beträgt

$$\lambda_b = 2\pi\lambda_s = 2\pi U/N \quad (\text{A-6})$$

Literatur

- Adrian G. (1995):** On similarity laws in regional climatology. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **165**, 223 - 234.
- Hunt J. und Simpson J.E. (1982):** Atmospheric boundary layers over non-homogenous terrain. In: *Plate, E.J. (ed.): Engineering Meteorology, Amsterdam Elsevier*, 269 - 318.
- Lilly D.K. und Klemp J.B. (1979):** The effects of terrain shape on nonlinear hydrostatic mountain waves. *J. Fluid Mech.*, **95**, 241 - 261.
- Long R.R. (1953):** Some aspects of the flow of stratified fluids. I: A theoretical investigation. *Tellus*, **5**, pp 42.
- Niemeier U. (1992):** Numerische Simulation von Strömungsfeldern im Bereich der Insel Helgoland. *Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg*, pp 84.
- Niemeier U. und Schlünzen K.H. (1993):** Modelling steep terrain influences on flow pattern at the Isle of Helgoland. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 45 - 62.
- Queney P. (1947):** Theory of perturbations in stratified currents with application to airflow over mountain barriers. *Chicago Univ. D., Mic. Rep. No. 23*.
- Schumann U., Hauf T., Höller H., Schmidt H. und Volkert H. (1987):** A mesoscale model for the simulation of turbulence, clouds and flow over mountains: formulation and validation examples. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **60**, 413 - 446.
- Stull R.B. (1988):** An introduction to boundary layer meteorology. *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht*.