

Zirren in der Tropopausenregion

Vera Bense, Matthias Voigt,
Philipp Reutter und Peter Spichtinger

Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg Universität Mainz, Deutschland

Zirren an einer idealisierten Warmfront

Als einer der Hauptmechanismen zur Entstehung von Zirruswolken gilt das Aufgleiten von warmer über kalte Luftmassen an Warmfronten. In dieser Arbeit werden mit dem Modell EULAG (Eularian/semi-Lagrangian fluid solver) idealisierte zwei-dimensionale Simulationen durchgeführt, die diesen Prozess abbilden sollen. Dabei wird das Anheben der Luft an der Warmfront durch eine Neigung in der Topographie repräsentiert. Die mikrophysikalischen Prozesse der Wolkenbildung (Nukleation, Deposition, Sedimentation) werden mit einem Zwei-Momente-Schema simuliert.

- 2D-Gebiet: 1 871.5 km x 16 km (Auflösung: dx = 500 m, dz = 50 m; 288 Prozessoren)
- Schwammschicht bei z = 13 km und an den seitlichen Rändern
- Abbildung der Warmfront durch Topographie: Fermifunktion mit Höhe A = 2000 m, Neigung 1:280
- Simulationszeit Vorlauf: $t_{pr} = 144$ h mit Zeitschritt dt = 2.5 s
- Simulationszeit Hauptlauf: $t_{mr} = 45$ h mit Zeitschritt dt = 2.5 s
- dabei: Einströmen einer feuchten Schicht (z.B. $RH_i = 70\%$)
- Schwefelsäureaerosol wird mit $ae_1 = 300 \text{ cm}^{-3}$ initialisiert

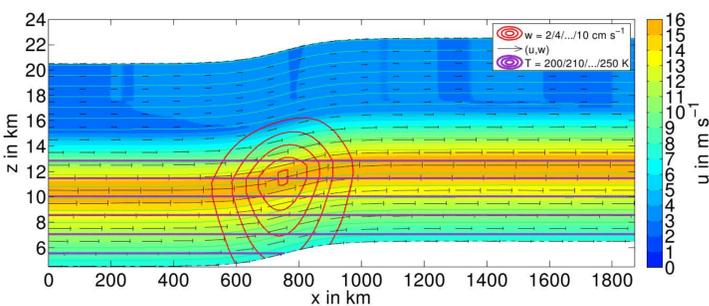


Abbildung 1: Strömungszustand nach dem Vorlauf. Horizontalwind u (gefüllte Konturen), Vertikalwind w (rote Linien), Geschwindigkeitsvektor (u,w) (Pfeile), Isothermen T (violette Linien) und Isentropen Θ (grüne Linien, ab 306 K in Intervallen von 4 K).

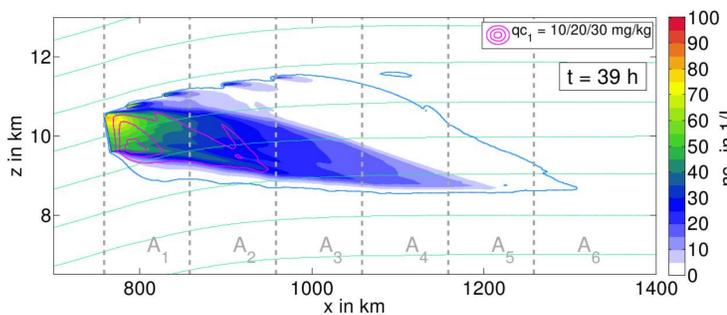


Abbildung 2: Entstandene Wolke nach t = 39 h (Hauptlauf). Eiskristallanzahldichte (gefüllte farbige Konturen) und spezifische Eismasse (Konturen in rosa für 10 mg/kg, 20 mg/kg und 30 mg/kg). Einteilung der Wolke in verschiedene Alter A1, ..., A6 (graue Linien)

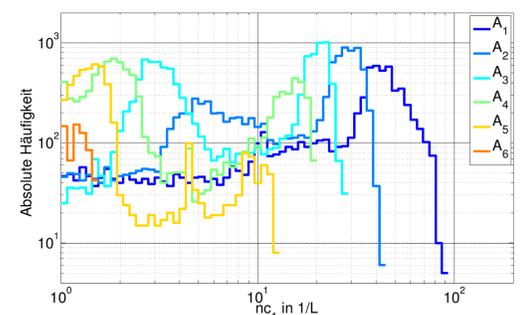


Abbildung 3: Häufigkeitsverteilung der Eiskristallanzahldichte für verschiedene Altersabschnitte A1, ..., A6. Eine Abnahme der Anzahldichte mit dem Alter ist erkennbar.

Inhomogenitäten in Zirruswolken durch konvektive Instabilität

Trajektorienrechnungen zeigen vor dem Auftreten von Zirren häufig eine großräumige, gleichmäßige Hebung mit geringer Vertikalgeschwindigkeit. Trotzdem sind die gemessenen mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolke räumlich sehr inhomogen. Hier wurden numerische Simulationen durchgeführt, deren Anfangsbedingungen aus Trajektorienrechnungen gewonnen wurden.

Idealisiertes 2D-Setup in EULAG inklusive Mikrophysik:

- Horizontale Ausdehnung: 50 km mit 100 m Auflösung
- Vertikale Ausdehnung: 4 bis 12 km mit 50 m Auflösung
- Heterogene und homogene Nukleation
- Hebung wird durch adiabatisches Kühlen simuliert

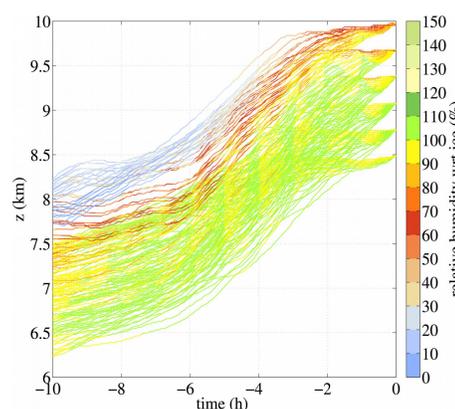


Abbildung 4 zeigt 10 Stunden Rückwärtstrajektorien vor einem gemessenen Zirrusereignis. Die Luftpakete steigen innerhalb dieses Zeitraums um ungefähr 2 km auf. Die Farbkodierung zeigt die relative Feuchtigkeit über Eis. Grün eingefärbte Luftpakete sind übersättigt.

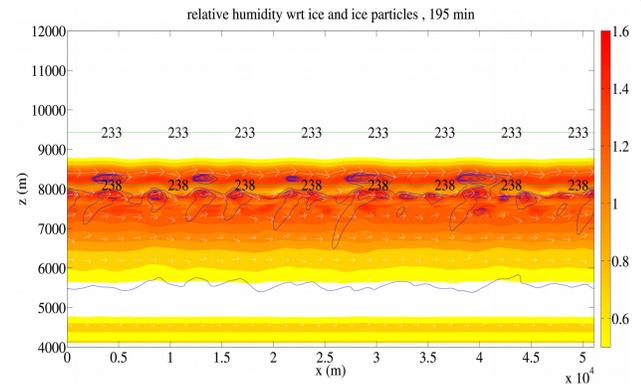


Abbildung 5 zeigt Felder einer numerischen Simulation. Die gefüllten Konturen zeigen relative Feuchte über Eis und die blauen Konturen Eisanzahlkonzentrationen. Die Anfangsbedingungen und Kühlrate wurden aus den Trajektorienrechnungen gewonnen. Trotz gleichmäßiger Hebung des Modellgebietes ist der Oberrand der Wolke inhomogen. Grund hierfür sind konvektive Instabilitäten, die durch die Hebung einer potentiell instabilen Schicht ausgelöst werden.

Schwerewellen in der Tropopausenregion

Geraten Luftströme in der Atmosphäre durch Störungen in Schwingung, entstehen Schwerewellen, die sich auch vertikal ausbreiten können und dabei durch Luftschichten mit unterschiedlichen Eigenschaften wandern. In der Tropopausenregion treten starke Gradienten in Wind und Temperatur auf, was einen besonders starken Einfluss auf die Schwerewellen haben kann. Zirruswolken, die häufig in der Nähe der Tropopause auftreten, werden von der lokalen Dynamik der Schwerewellen beeinflusst und wirken durch ihren Strahlungseffekt wiederum auf sie zurück.

- 2D-Gebiet: $L_x = 10\text{--}100$ km, $L_z = 20\text{--}30$ km (Auflösung: dx = 100 m, dz = 50 m; 16 x 8 Prozessoren)
- Periodische Ränder in x, Schwammschicht 5 km unterhalb Modelloberrand
- Simulationszeit t = 480 min mit Zeitschritt dt = 2.5 s

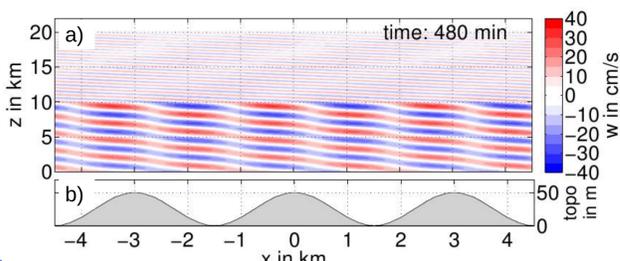


Abbildung 6: Beispielsimulation für eine Tropopause bei z = 10 km mit sprunghafter Änderung der Stabilität. b): Topographie (Sinusfunktion mit Wellenlänge 300 m). a): Bei konstanter Anströmung mit $u_e = 3$ m/s resultierendes Feld der Vertikalgeschwindigkeit (Farbkonturen). Eine Änderung der Wellenlänge und Frontenausrichtung beim Durchgang durch die Tropopause ist deutlich zu sehen.

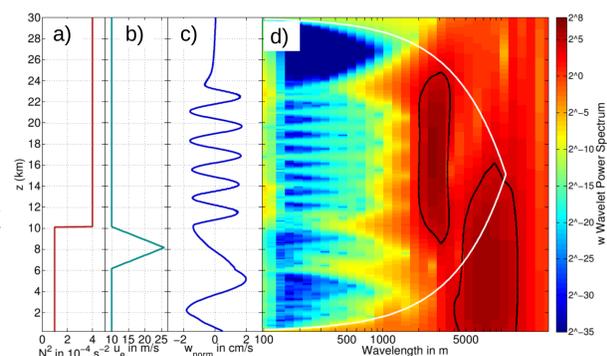


Abbildung 7: Setup mit Tropopause, charakterisiert durch a) sprunghafte Änderung der Stabilität in der Umgebung (dargestellt durch Brunt-Väisälä-Frequenz) und b) Maximum des horizontalen Umgebungswindes u_e bei z = 8 km. d): Waveletanalyse eines normierten Vertikalwindprofils (c) im Modellgebiet nach Torrence and Compo (1998). Versch. Charakteristische Wellenlänge in Troposphäre und Stratosphäre, Jet bewirkt eine weitere Propagation der troposphärischen Wellenlänge in die Stratosphäre.