

## 4.10 Der katabatische Wind über den polaren Eisschilden

GÜNTHER HEINEMANN

**The katabatic wind over polar ice sheets:** Katabatic winds are a ubiquitous phenomenon on the meso- $\alpha$  scale that dominates the structure of the wind field over Greenland and Antarctica. The wind system is generated by the formation of a stable boundary layer over the sloped ice surfaces. The exchange of energy and the mass balance of the ice sheet's surface are to a large extent influenced by the katabatic wind. The katabatic wind is associated with a low-level jet with high wind speeds in the boundary layer. In extreme cases, near-surface wind speeds exceeding 70 m/s have been observed. Katabatically generated flow can lead to the formation of coastal polynyas in the sea ice.

Als katabatischer Wind wird generell eine hangabwärtige Strömung bezeichnet, die durch Dichteunterschiede, d.h. durch die Schwerkraft, angetrieben wird. Für den großskaligen katabatischen Wind, der im Folgenden betrachtet wird, ist die Corioliskraft von Bedeutung. Eine Grundbedingung für die Entstehung einer katabatischen Strömung ist die Bildung einer stabilen Grenzschicht (SBL) über einem Hang. Der katabatische Wind über polaren Eisschilden dominiert die Struktur des Windfelds über Grönland und der Antarktis. Er entsteht durch die bodennahe Abkühlung und Bildung einer SBL über den geneigten Eisflächen. Sowohl in der antarktischen Küstenregion als

auch im Küstenbereich von Grönland weist die Topographie starke Gradienten auf (Abb. 4.10-1). Über den geneigten Eisflächen wird ganzjährig ein überwiegend katabatisch geprägtes Windregime vorgefunden, wobei in den Küstenregionen Windgeschwindigkeiten bis Sturmstärke erreicht werden können (PUTNINS 1970, BALL 1960, WENDLER 1990). Damit kommt dem katabatischen Windsystem in der Antarktis und in Grönland für das gesamte bodennahe Windfeld und für den Energie- und Impuls transport in der Grenzschicht sowie der Massenbilanz dieser Regionen eine entscheidende Bedeutung zu. Eine der wichtigen Wechselwirkungen des katabatischen Windes mit dem Meereis des Küstenbereichs der Antarktis und von Grönland besteht in der Bildung von Wasserflächen im Meereis, den sog. Polynjas (EBNER et al. 2013). Eine Polynja bildet sich, wenn das Meereis durch den Wind wegtransportiert wird. In den Polynjas findet ein intensiver Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean statt, der bedeutsam

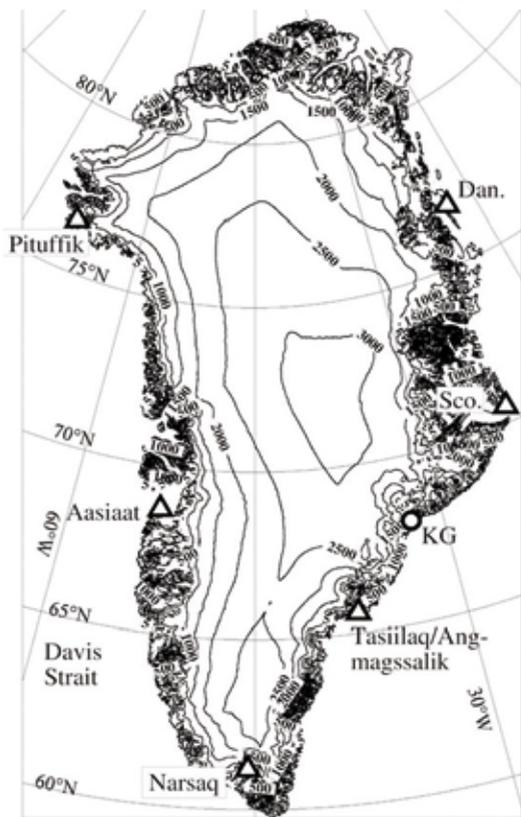


Abb. 4.10-1: Karte von Grönland mit Topographie (Isolinien je 500 m), Dreiecke markieren Radiosondenstationen (nach HEINEMANN 1999).

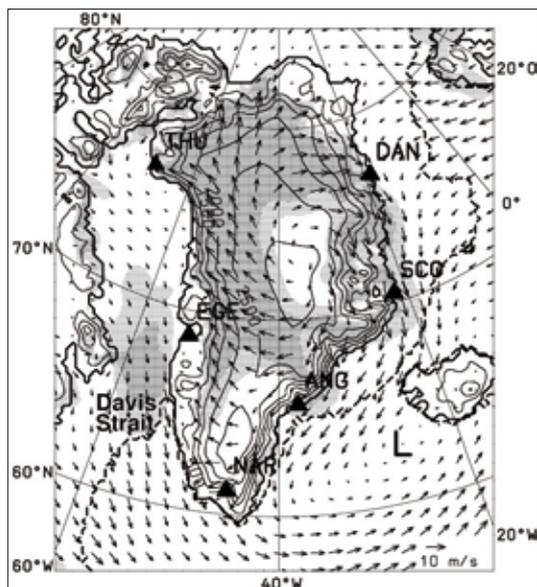


Abb. 4.10-2: Mittleres 10m-Windfeld für Januar 1990 aus Modellsimulationen mit 25 km Auflösung (Isolinien der Topographie je 500 m, nur jeder 4. Windvektor). Die Richtungskonstanz ist schattiert dargestellt (hellgrau: 80-90%, dunkelgrau: größer 90%) (aus HEINEMANN & KLEIN 2002).

ist für die Meereisbildung, die ozeanische Konvektion, den Austausch von Spurenstoffen und biologische Prozesse.

Dieser Artikel fokussiert sich auf den grönländischen Eisschild, da eine zusätzliche Betrachtung des katabatischen Windes in der Antarktis den Rahmen sprengen würde. Die grundlegende Dynamik des katabatischen Windes ist aber in beiden Hemisphären gleich (unter Beachtung der unterschiedlichen Ablenkung durch die Corioliskraft). Das grönländische Eisschild bedeckt eine Fläche von ca.  $1,75 \times 10^6$  km<sup>2</sup>. Dies ist relativ klein im Vergleich zur Antarktis, aber die Skala ist groß genug, um ein ausgeprägtes katabatisches Windsystem auszubilden, das auch klimatologische Relevanz hat. In Verbindung mit geeignetem synoptischen Antrieb können katabatische Windes zerstörende Wirkung erreichen. Diese katabatischen Stürme, die von den Inuit ‚Piteraᑦ‘ genannt werden, treten an der Südostküste von Grönland auf (Abb. 4.10-1, RASMUSSEN 1989). In dieser Region findet – unterstützt durch den katabatischen Wind – auch vermehrt die Genese von Mesozykklonen statt (KLEIN & HEINEMANN 2002).

Abb. 4.10-2 zeigt das bodennahe Windfeld für den Wintermonat Januar 1990 über Grönland aus mesoskaligen Modellsimulationen (HEINEMANN & KLEIN 2002). Man sieht ein klares Signal des katabatischen Windes im Monatsmittel. Die katabatische Strömung weist einen Winkel von ca. 45° relativ zur Falllinie auf, da sie durch die Corioliskraft nach rechts abgelenkt wird. Die Ablenkung ist in Bodennähe am geringsten. Mittlere Windstärken erreichen über dem Eisschild Werte bis zu 14 m/sec. Die Richtungskonstanz beträgt 80% und mehr über den Hanggebieten. Eine Ausnahme stellt Süd-Grönland dar, da dort transiente synoptische Zyklonen das Windfeld stark beeinflussen und eine höhere Vari-

abilität der Windrichtung verursachen. Ein ähnliches Bild ergibt sich aus neueren regionalen Klimasimulationen für Grönland (VAN ANGELEN et al. 2011).

Die Ablenkung relativ zur Falllinie und deren Änderung mit der Höhe kann durch eine einfache Überlegung erklärt werden (Abb. 4.10-3). Grundbedingung für den katabatischen Antrieb ist eine geneigte Inversion, die sich durch Abkühlung der Grenzschicht über dem Hang ausbildet (stabile Grenzschicht, SBL). Die Abkühlung wird primär durch die vertikale Divergenz des Flusses fühlbarer Wärme und zu einem geringeren Teil durch die Divergenz der Strahlungsbilanz verursacht. Da die Abkühlung in Bodennähe am größten ist, ist hier auch im Vergleich zur umgebenden Atmosphäre der größte Antrieb durch die Druckgradientkraft vorhanden. Zugleich ist aber auch die Reibung am größten. Daraus ergibt sich im Kräftegleichgewicht ein kleiner Horizontalwind, der nur wenig von der Falllinie abgelenkt ist (Abb. 4.10-3a). In der Mitte der SBL ist die Reibung deutlich geringer, der Druckgradient etwas kleiner und der Wind ist stärker und mehr abgelenkt (Abb. 4.10-3b). Im oberen Teil der SBL spielt die Reibung keine wesentliche Rolle mehr und der Wind ist fast geostrophisch (Abb. 4.10-3c), d.h. er strömt parallel zum Hang. Daraus ergeben sich eine Winddrehung nach rechts mit der Höhe und ein Windmaximum in der SBL. Das Windprofil wird modifiziert, wenn dem katabatischen Druckgradienten ein synoptischer Druckgradient überlagert wird.

### Struktur und Dynamik Beobachtungen

Erste Studien zur experimentellen Erfassung der Vertikalstruktur und der Dynamik des katabatischen Windes über West-Grönland werden von VAN DEN BROEKE et

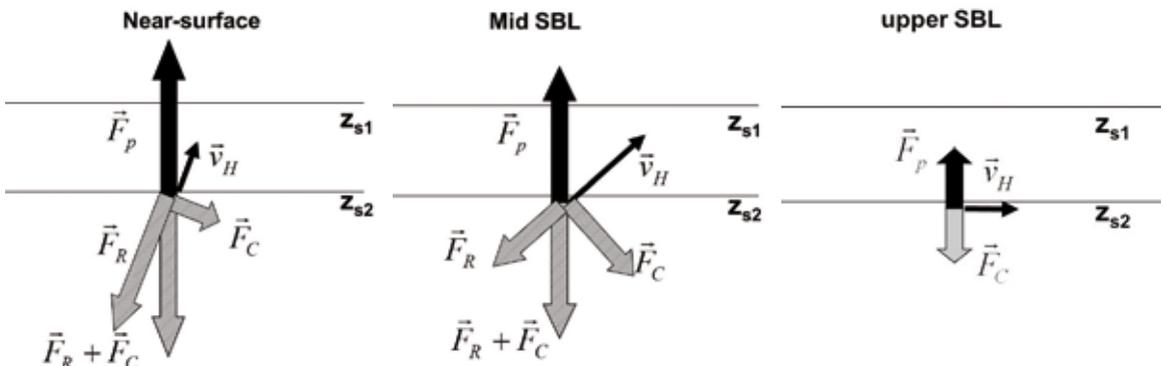
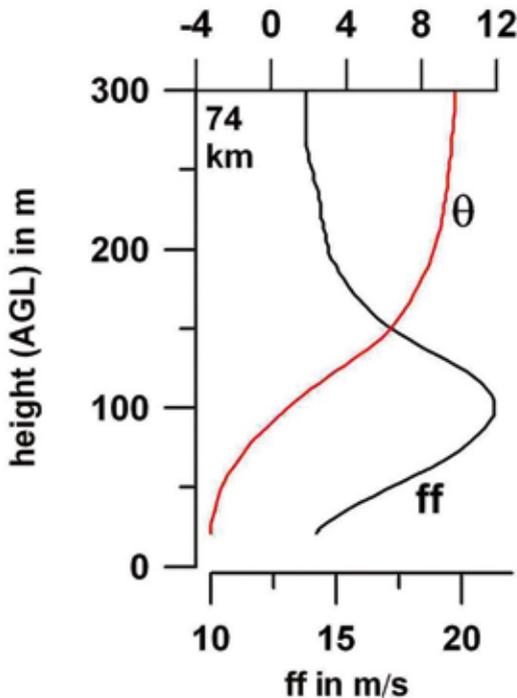


Abb. 4.10-3: Schematische Darstellung des Kräftegleichgewichts für den katabatischen Wind für unterschiedliche Höhen. a) nahe der Oberfläche, b) in der Mitte und c) nahe der Obergrenze der Grenzschicht.

$\vec{F}_R$  = Reibung,  $\vec{F}_C$  = Corioliskraft,  $\vec{F}_P$  = Druckgradientkraft,  $\vec{V}_H$  = Horizontalwind,  $z_s$  = Topographie

al. (1994) für den Sommer gezeigt. Im selben Gebiet wurde das flugzeug-gestützte Experiment KABEG (Katabatic wind and boundary layer front experiment around Greenland) im April/May 1997 durchgeführt (HEINEMANN 1999). Ein Vertikalprofil für das katabatische Windsystem mit starkem synoptischen Antrieb aus den KABEG-Messungen zeigt *Abb. 4.10-4*. Das Windprofil zeigt ein gut entwickeltes katabatisches Windsystem in der SBL. Ein ausgeprägtes Windmaximum (Low-Level Jet, LLJ) mit mehr als 22 m/sec befindet sich in einer Höhe von ca. 100 m. Der starke synoptische Antrieb zeigt sich in relativ hohen Windstärken oberhalb der SBL von ca. 13 m/sec. Das Profil der potentiellen Temperatur zeigt eine starke Bodeninversion mit einer Temperaturzunahme von mehr als 10 K pro 100 m (die tatsächliche Temperatur in Bodennähe beträgt  $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Aufgrund der Winddrehung mit der Höhe (s. *Abb. 4.10-3*) findet in den unteren 200 m in allen Niveaus dynamische Turbulenzproduktion durch Windscherung statt, so dass in der gesamter SBL eine gut ausgebildete Turbulenz vorhanden ist.

Die generellen Ergebnisse für die typischen Regime im katabatischen Windsystem basierend auf sechs Messflügen sind in *Abb. 4.10-5* in Form eines West-



*Abb. 4.10-4: Vertikalprofile des katabatischen Windes aus Flugzeugmessungen am 22.4.1997 über Grönland: potentielle Temperatur ( $\theta$ , rot), Windstärke ( $ff$ , schwarz). Die Höhe ist relativ zur Eisoberfläche (Höhe über NN ca. 1600 m) (modifiziert nach HEINEMANN 2002).*

Ost-Querschnitts schematisch zusammengefasst. Über dem Inlandeis befindet sich eine flache, katabatische SBL, die durch hohe Windstärken und starke Turbulenz charakterisiert ist. Die Grenzschichthöhe über dem Eis weist keine großen Variationen entlang der Falllinie auf. Nahe der Eiskante (beim Übergang zur Tundra) befindet sich eine starke Konvergenzzone, bei der in einigen Fällen ein hydraulischer Sprung gefunden wurde. Dies stimmt mit der Tatsache überein, dass die Froude-Zahl der katabatischen Strömung immer größer als 1 ist (BALL 1956). Über der Tundra ist der Wind relativ schwach, dort treten an der Inversion auch Schwerewellen auf. Die KABEG-Messungen zeigen in der Konvergenzzone nahe der Eiskante auch eine Rotorstruktur (HEINEMANN 1999). Die Studien der Grenzschichtdynamik aus den KABEG-Daten ergeben, dass der katabatische Antrieb den Hauptanteil im Druckgradienten darstellt (HEINEMANN 1999).

### Simulationen

Modellbasierte Studien zur Struktur und Dynamik des katabatischen Windes zeigen gute Übereinstimmung mit den experimentellen Daten. Einen detaillierten Vergleich von KABEG-Daten mit zwei mesoskaligen Modellen zeigen BROMWICH et al. (2001) und KLEIN et al. (2001). Als Beispiel werden in *Abb. 4.10-6* Flugzeugmessungen am 22.4.1997 um 0740 UTC (vgl. *Abb. 4.10-4*) mit den simulierten Vertikalprofilen um 6:00, 8:00 und 10:00 UTC verglichen. Das Windprofil um 8:00 UTC stimmt in den untersten 120 m fast genau mit den Messungen überein. Dagegen passt das Profil um 10:00 UTC sehr gut für Höhen oberhalb 150 m. Dies zeigt, dass die tageszeitliche Variation im Modell leicht anders wiedergegeben wird. Die generell gute Übereinstimmung zeigt sich auch im Profil der potentiellen Temperatur (mit Ausnahme der untersten 50 m). Die Windrichtung findet die Winddrehung mit der Höhe (vgl. *Abb. 4.10-3*). Die Abweichungen zu den Messungen im oberen Teil der SBL sind wiederum durch eine Zeitverschiebung von ca. 2 h im Tagesgang zu erklären.

Auswertungen zur Grenzschichtdynamik der Simulationen im direkten Vergleich zu Messungen zeigt *Abb. 4.10-7*. Sowohl die Grenzschichthöhe der SBL als auch die Inversionsstärke (Temperaturdefizit der Mitteltemperatur der SBL im Vergleich zur freien Atmosphäre) zeigen eine gute Übereinstimmung. Die hangabwärtige Beschleunigung durch den synoptischen Druckgradient  $FS_x$  ist in beiden Datensätzen relativ homogen entlang des Hangs, wird aber vom Modell systematisch unterschätzt. Die hangabwärtige Beschleunigung durch den katabatischen Antrieb  $F_G$  nimmt nach den Messungen mit zunehmendem Abstand zur Eiskante stark ab. Di-

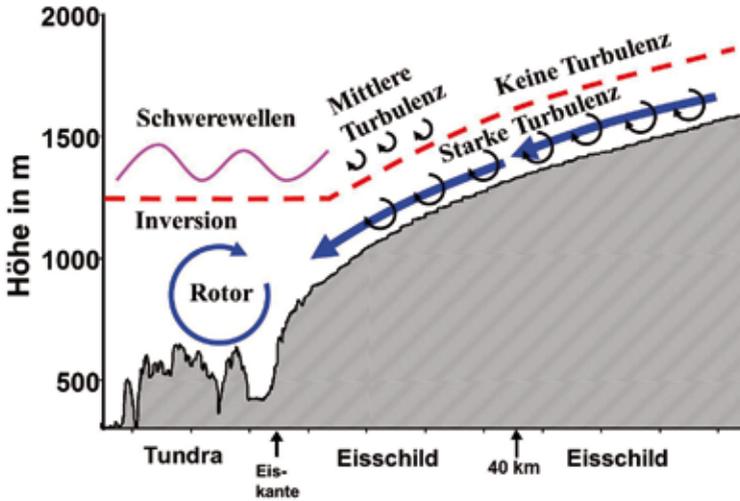


Abb. 4.10-5: Typische Regime des katabatischen Windsystems über West-Grönland. Der Querschnitt liegt in West-Ost-Richtung parallel zur Falllinie. Die Topographie wurde aus den Flugzeugdaten berechnet (nach HEINEMANN 2008).

KA3: A4, 22.04.97 (model start: 21st, 0000UTC)

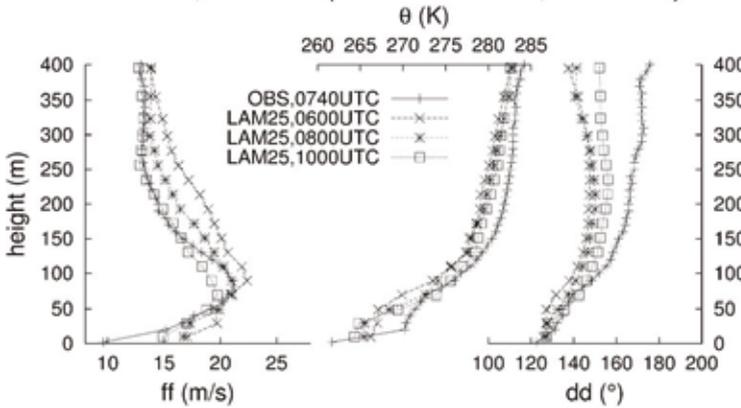


Abb. 4.10-6: Gemessene (AWS, Flugzeug) und simulierte Profile mit einem Mesoskala-Modell mit 25 km Auflösung für den 22.4.1997 für die Windstärke ( $ff$ ), potentielle Temperatur ( $\theta$ ) und Windrichtung ( $dd$ ) (aus KLEIN et al. 2001).

NORLAM/aircraft KA3: 22 April 0600/0740 UTC

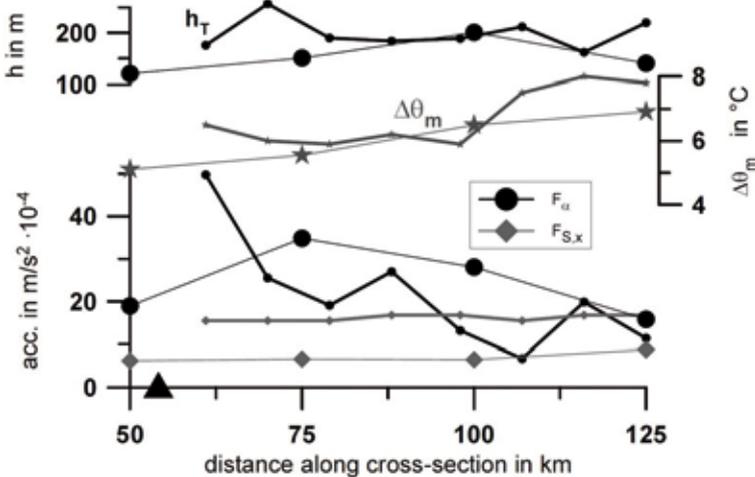


Abb. 4.10-7: Vergleich von Kenngrößen des katabatischen Windes entlang der Falllinie über West-Grönland am 22.4.1997 aus Modellsimulationen mit 25 km Auflösung um 6:00 UTC (große Symbole, dünne Linien) und aus Flugzeugmessungen 7:20-7:40 UTC (8 km Mittel, kleine Symbole, dicke Linien). Obere Teilbilder: Höhe der Grenzschicht  $h_T$  und Inversionsstärke  $\Delta\theta_m$ . Unteres Teilbild: Druckgradient-Beschleunigung hangabwärts aufgeteilt nach dem rein katabatischen Antrieb in der SBL ( $F_d$ ) und dem synoptischen Antrieb oberhalb der Grenzschicht ( $F_{S,x}$ ). Die Position der Eiskante des Inlandeises ist mit einem Dreieck markiert (aus HEINEMANN & KLEIN 2002).

ese Abnahme wird auch simuliert, aber über dem oberen Teil des Hangs ist  $F_\alpha$  in den Simulationen zu groß. Dagegen werden die hohen Werte von  $F_\alpha$  nahe der Eiskante nicht erfasst. Berücksichtigt man, dass die horizontale Auflösung des Modells etwas fünfmal schlechter als die der Messungen ist, so kann die Qualität des Modells zur Simulation der Dynamik des katabatischen Windes als sehr gut beurteilt werden.

### Schlussbemerkung

Das katabatische Windsystem dominiert das gesamte bodennahe Windfeld über den Eisschilden in der Antarktis und in Grönland. Die realitätsnahe Simulation des katabatischen Windes erfordert eine ausreichende Horizontalauflösung zur Berücksichtigung der Topographie und eine hohe Vertikalauflösung in der Grenzschicht. Voraussetzung für den katabatischen Antrieb ist die Ausbildung einer SBL über den geneigten Eisflächen. Im Fall einer nicht-schmelzenden Eisoberfläche im Winter wird die SBL durch Abkühlung der Oberfläche verursacht, im Frühling und Herbst durch die nächtliche Abkühlung mit einem entsprechenden Tagesgang des Windsystems (HEINEMANN 1999, HEINEMANN & FALK 2002). Im Sommer tritt über Grönland für große Teile des Eisschildes Schmelzen auf. Daher ist im Sommer der katabatische Wind am stärksten, wenn die Umgebungsluft besonders warm ist. Das Windmaximum tritt daher am Nachmittag auf, wenn die Grenzschicht über der eisfreien Tundra die höchste Temperatur hat (OERLEMANS & VUGTS 1993). Aufgrund der Temperaturzunahme im Rahmen des Klimawandels ist zu erwarten, dass sich das oberflächennahe Schmelzen über dem grönländischen Eisschild massiv verstärkt (VAN ANGELEN et al. 2013). Noch ist allerdings unklar, ob dies zu Veränderungen der Grenzschicht über dem Eis und damit zu Veränderungen des katabatischen Windsystems führt.

### Literatur

- BALL, F. K. (1956): The theory of strong katabatic winds. *Aust. J. Phys.* 9, 373-386.
- BALL, F. K. (1960): Winds on the ice slopes of Antarctica. *Antarctic Meteorology, Proceedings of the Symposium*, Pergamon Press, 9-16.
- BROMWICH, D. H., CASSANO, J. J., KLEIN, T., HEINEMANN, G., HINES, K. M., STEFFEN, K. & J. E. BOX (2001): Mesoscale Modeling of Katabatic Winds Over Greenland with Polar MM5. *Mon. Wea. Rev.* 129, 2290-2309.
- EBNER, L., HEINEMANN, G., HAID, V. & R. TIMMERMANN (2013): Katabatic winds and polynya dynamics at Coats Land, Antarctica. *Antarctic Science*, published online, 18pp, doi:10.1017/S0954102013000679.
- HEINEMANN, G. (1999): The KABEG'97 field experiment: An aircraft-based study of the katabatic wind dynamics over the Greenlandic ice sheet. *Boundary Layer Meteorol.* 93, 75-116.
- HEINEMANN, G. (2002): Aircraft-based measurements of turbulence structures in the katabatic flow over Greenland. *Boundary Layer Meteorol.* 103, 49-81.
- HEINEMANN, G. & T. KLEIN (2002): Modelling and observations of the katabatic flow dynamics over Greenland. *Tellus* 54A, 542-554.
- HEINEMANN, G. & U. FALK (2002): Surface winds and energy fluxes near the Greenland ice margin under conditions of katabatic winds. *Polarforschung* 71, 15-31.
- HEINEMANN, G. (2008): The polar regions: a natural laboratory for boundary layer meteorology - a review. *Meteorol. Zeitschrift N.F.* 17, 589-601.
- KLEIN, T., HEINEMANN, G., BROMWICH, D. H., CASSANO, J. J. & K. M. HINES (2001): Mesoscale Modeling of Katabatic Winds Over Greenland and Comparisons with AWS and Aircraft Data. *Meteor. Atmosph. Phys.* 78, 115-132.
- KLEIN, T. & G. HEINEMANN (2002): Interaction of katabatic winds and mesocyclones at the eastern coast of Greenland. *Meteorological Applications* 9, 407-422.
- OERLEMANS, J. & H. VUGTS (1993): A Meteorological Experiment in the Ablation Zone of the Greenland Ice Sheet. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 74, 355-365.
- PUTNINS, P. (1970): The climate of Greenland. In: *Climates of the polar regions* (Ed. S. Orvig), *World Survey of Climatology* 14, 3-113.
- RASMUSSEN, L. (1989): Greenland winds and satellite imagery. *Vejret, Danish Meteorological Society*, 32-37.
- VAN ANGELEN, J., VAN DEN BROEKE, M. & W. VAN DE BERG (2011): Momentum budget of the atmospheric boundary layer over the Greenland ice sheet and its surrounding seas. *J. Geophys. Res.*, 116, D10101, doi:10.1029/2010JD015485.
- VAN ANGELEN, J. H., J. T. M. LENAERTS, M. R. VAN DEN BROEKE, X. FETTWEIS & E. VAN MEIJGAARD (2013): Rapid loss of firn pore space accelerates 21st century Greenland mass loss. *Geophysical Research Letters* 40, doi:10.1002/grl.50490.
- VAN DEN BROEKE, M. R., DUYNKERKE, P. G. & E. A. C. HENNEKEN (1994): Heat, momentum and moisture budgets of the katabatic layer over the melting zone of the west Greenland ice sheet in summer. *Boundary-Layer Meteorol.* 71, 393-413.
- WENDLER, G. (1990): Strong gravity flow observed along the slope of eastern Antarctica. *Meteorol. Atmos. Phys.* 43, 127-135.

### Kontakt:

Prof. Dr. Günther Heinemann

Universität Trier

FB Raum- und Umweltwissenschaften, Umweltmeteorologie  
heinemann@uni-trier.de