

Orvinfjella im Luftbildvergleich 1939 und 2009 – Hinweise auf Klimawandel in der Ostantarktis?

von Karsten Brunk¹ und Christoph Höbenreich²

Zusammenfassung: Der globale Temperaturanstieg im Laufe der letzten Jahrzehnte hat als sichtbares Zeichen des Klimawandels in weiten Teilen der Polarregionen zu einem teilweise dramatischen Rückgang der Schnee- und Eisbedeckung geführt. Ausgenommen sind davon wahrscheinlich nur noch die arid-hochpolaren Zonen des antarktischen Kontinents, insbesondere das Inlandsplateau der Ostantarktis. Da es inzwischen auch im Bereich des ostantarktischen Küstensaums örtlich Hinweise auf einen Rückgang der Vergletscherung und Schneebedeckung gibt, stellt sich die Frage, ob davon auch die Zone der Inlandsabdachung betroffen ist. Die innerhalb dieser Abdachung anzutreffenden Gebirgsgürtel, wie z. B. die Gebirge Neuschwabenlands (im Antarktissektor Dronning Maud Land), bieten hierfür gute Beobachtungsmöglichkeiten.

Ermöglicht wird die Beobachtung von klimabedingten Veränderungen in Neuschwabenland dadurch, dass dieses Gebiet bereits Anfang 1939 erstmals flächendeckend mit Schrägluftbildern erfasst worden ist. Für die hier liegende Gebirgsregion Orvinfjella wurden zuletzt im November 2009 wieder einzelne Luftbilder aus ähnlichen Perspektiven gemacht. Die zu Bildpaaren zusammengestellten Luftbilder waren die Grundlage für eine vergleichende Luftbildinterpretation. Zu deren Absicherung standen Stereoluftbilder einer Befliegung im Januar 1996 (GeoMaud-Expedition) zur Verfügung.

Zur Einführung in die besonderen geographischen Gegebenheiten der Untersuchungsregion werden zunächst die geomorphologisch-glaziologischen und die klimatischen Verhältnisse beschrieben. Eine Satellitenbildinterpretation und die Auswertung der Stereoluftbilder machen deutlich, wie stark die Vergletscherung und deren Oberflächenbeschaffenheit neben klimatischen Faktoren auch von den geomorphologischen Gegebenheiten bestimmt wurde und wird. Auf die spezifischen Bedingungen im Orvinfjella und seiner Umgebung ist zurückzuführen, dass hier die Absenkung des Eisstandes seit dem letzten glazialen Maximum (LGM) mit wenigen Dekametern erstaunlich gering war. Bei der Lokalvergletscherung und Schneebedeckung der Gebirge wird, neben großräumigen Faktoren, vor allem das enge Zusammenspiel zwischen dem Relief und den vorherrschenden Windrichtungen deutlich. Die damit verbundenen Luv-, Lee-, Düsen- und Föhnneffekte bestimmen nicht nur die Verteilung des Triebsschnees, sondern auch die Verbreitung von Blauseisfeldern und schneefreien Moränenschutt- und Gebirgsarealen.

Die Vergleiche der fünf vorliegenden Luftbildpaare weisen Unterschiede bei der Schneebedeckung auf, die aber größtenteils durch saisonale und/oder witterungsbedingte Einflüsse zu deuten sind. Auf der Suche nach Unterschieden beim Grad der Vergletscherung und Schneebedeckung im Laufe der letzten sieben Jahrzehnte konnten im zentralen Teil der Gebirgsregion Orvinfjella keine eindeutigen Hinweise auf Veränderungen festgestellt werden. Diese Aussage gilt für die Eisstände der Auslassgletscher wie auch für die Gebirgsgletscher und die Ausdehnung der Schneeflecken in der Höhenstufe zwischen etwa 1500 m und 2500 m über dem Meeresniveau. Wegen des vorherrschenden arid-hochpolaren Klimas ist hier bei weiter steigenden Temperaturen eher mit einer Zunahme des Schneeniederschlages zu rechnen, wofür es vereinzelt Anzeichen im südlichen Teil der Gebirgsregion gibt.

Abstract: A visible sign of recent climate change and the rise in global temperatures over the past decades is the, in places, dramatic retreat of the snow and ice cover in many parts of the polar regions. Likely the only exceptions are the high-polar arid zones of the Antarctic continent and specifically of the inner plateau of East Antarctica. However, recent local indications point to a decrease in glaciation and snow cover along the East Antarctic coastal zone. This finding in turn may call into question whether the transition zone between the low coastal regions and the high polar plateau is affected as well.

¹ Kaiserin-Friedrich-Gymnasium, Bad Homburg; privat: Waldstraße 49, D-61191 Rosbach vor der Höhe; <karsten.brunk@t-online.de>

² Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Sport; privat: Vigilgasse 11c, 6065 Thaur, Österreich; <christoph.hoebenrich@aon.at>

Manuskript eingegangen 30. April 2013; in veränderter Form angenommen zum Druck 06. Juni 2013.

Mountain ranges encountered within this incline area of the polar plateau, for example the mountain ranges of Neuschwabenland (within the Antarctic sector Dronning Maud Land), present a good opportunity to examine this question.

The observation of climate-related changes in Neuschwabenland is made possible because of the aerial photography first conducted in 1939. Within the mountains of Orvinfjella oblique aerial photographs using similar perspectives were again made in November 2009. The grouping of individual aerial photographs into image pairs provided the basis for a comparative interpretation for this report. For additional confirmation, stereo aerial photographs, taken during survey flights in January 1996 (GeoMaud-Expedition), were examined as well.

Initially, as an introduction to the special geographical situation in the wider study area, the geomorphologic-glaciological and the climatological conditions are described. Using satellite image interpretation and the study of the stereo aerial photographs reveals how strongly the glaciation and the conditions of its surface were and are determined by climatic factors as well as geomorphological circumstances. The specific conditions of Orvinfjella and its surrounding areas have caused a remarkably low reduction in the ice level of only a few decametres since the Last Glacial Maximum (LGM). Observing the local glaciation and snow cover of the mountains, the close interaction between topography and prevailing wind directions, in addition to other large scale factors, becomes obvious. Related windward, leeward, jet and foehn effects determine the distribution of snowdrift as well as the extent of blue-ice fields, snow-free moraines and rocky areas.

Through the comparison of five selected pairs of aerial photographs differences in snow cover are observed, which to a large degree, are contingent upon seasonal and/or weather-related influences. In looking for differences in the degree of glaciation and snow cover in the central part of Orvinfjella during the past seven decades, however, no discernible evidence of changes was found. This conclusion applies to the outlet glaciers as well as to the alpine glaciers and the extension of the snowfields at elevations between 1500 and 2500 meters above sea level. Due to the prevailing high-polar arid climate, rather an increase in snowfall can be expected due to climate-related temperature increases, which is supported by single indications in the southern part of Orvinfjella.

EINLEITUNG

Mit seinen bizarren und einmaligen Landschaftsformen ist das von Auslassgletschern durchzogene Orvinfjella eine der spektakulärsten Gebirgsregionen in der Ostantarktis. Es besteht aus mehreren, vorwiegend meridional ausgerichteten Gebirgs- und Nunatakkergruppen und erstreckt sich bei etwa 72° Süd zwischen 7° und 11° Ost. Gemeinsam mit den angrenzenden Gebirgen – dem Mühlig-Hofmann-Gebirge und weiteren Gebirgen im Westen sowie dem Wohlthatmassiv im Osten – gehört es zur größeren geographischen Einheit Neuschwabenland, die wiederum eine Teilregion des antarktischen Sektors Dronning Maud Land (norw.) ist (Abb. 1). Aufgrund der internationalen Erforschungsgeschichte in Neuschwabenland gibt es für die geographischen Objekte deutsche, norwegische und russische Bezeichnungen. Bezüglich der Verwendung und der Schreibweise der geographischen Namen wird hier PAECH (2005a) gefolgt. Für kleinere Objekte und Höhenangaben bildet das norwegische Kartenwerk „Dronning Maud Land 1:250.000“ (DML 250) die wichtigste Grundlage, ergänzt

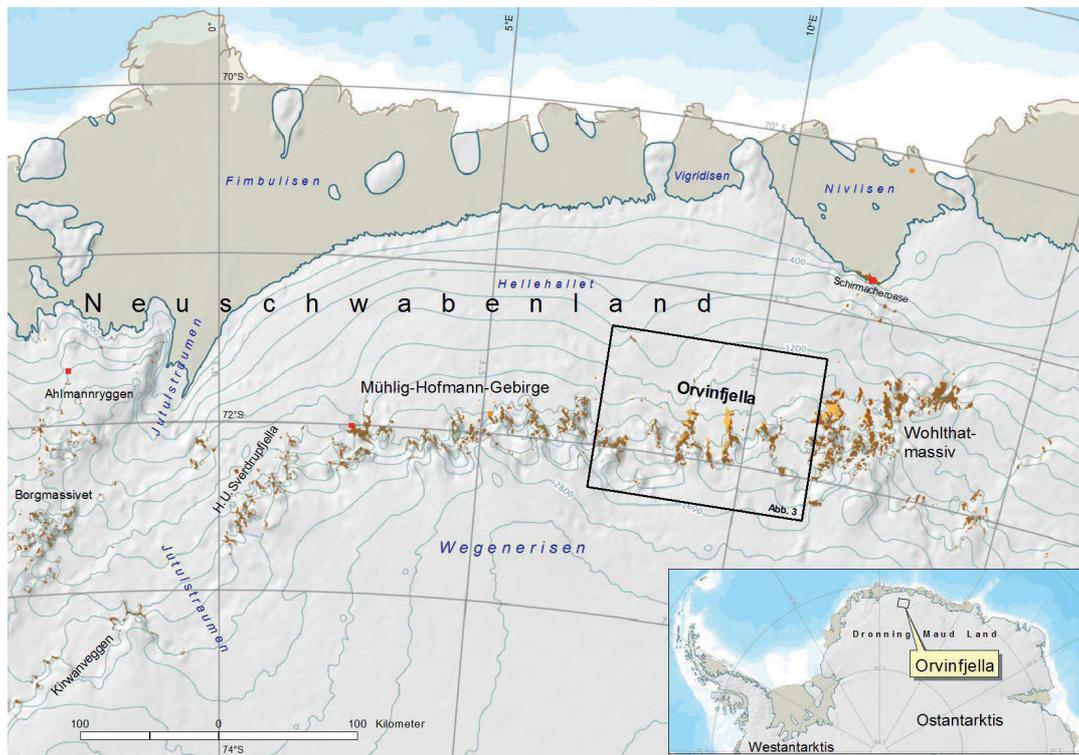


Abb. 1: Lage der Gebirgsregion Orvinfjella in Neuschwabenland, Dronning Maud Land. Die roten Quadrate markieren die Lage von Forschungsstationen. Kartenhintergrund: ADD – SCAR Antarctic Digital Database Version 6.0.

Fig. 1: Location of Orvinfjella in Neuschwabenland, Dronning Maud Land (map background: ADD – SCAR Antarctic Digital Database Version 6.0)

durch einige Neubennungen im Holvedahlfjella (Abb. 2, 3, 4). Ausführlicher wird die Entdeckungsgeschichte, die Kartierung und die Namengebung in der Region Orvinfjella von BRUNK (2013, dieses Heft) behandelt.

Die besonderen landschaftlichen Reize der Gebirgsstöcke und Nunatakker im Orvinfjella sind seit einigen Jahren zum Anziehungspunkt und Ziel für alpinistische Expeditionen geworden, wobei primär die spektakulären Felszacken der Drygalski-berge (Abb. 3) die Objekte der Begierde sind. Im November 2009 hielt sich einer der Autoren (C. Höbenreich) gemeinsam mit zwei Kollegen im zentralen Orvinfjella, den Drygalski-bergen, dem Holvedahlfjella und Conradgebirge (Abb. 3), auf und unternahm dort mehrere Erstbesteigungen. Über die Aktivitäten dieser privat organisierten österreichischen Kleinstexpedition ist in diversen Zeitschriftenartikeln berichtet worden (u. a. HÖBENREICH 2012). Darüber hinaus wurden Namensvorschläge für noch nicht benannte, erstmals bestiegene Bergspitzen zur Anerkennung eingereicht und größtenteils auch angenommen. Die Bergnamen in Abbildung 2 bezeichnen die bereits beschlossenen Namen, für die beiden mit Ziffern versehenen Gipfel wurden neue Namensvorschläge eingereicht (siehe BRUNK 2013).

Bei der Anreise der Alpinisten per Flugzeug im November 2009 bot sich die Gelegenheit für eine Überfliegung des Orvinfjella auf einer ähnlichen Route, wie sie bei der Erstbefliegung im Rahmen der Entdeckung des Gebiets durch die Deutsche Antarktische Expedition 1938/39 (DAE) (RITSCHER

1942, BRUNK 1986) im Januar 1939 erfolgt war (Abb. 3). In Kenntnis der historischen Schrägluftbilder konnten einige Aufnahmen aus ähnlichen Positionen wiederholt und zu Bildpaaren kombiniert werden. Die zusammengestellten Bildpaare erfuhren anschließend eine erste vorläufige Interpretation, über die WILLIM (2010) berichtete. Dies war dann der Auslöser, die Bildpaare durch K. Brunk, einen Kenner der historischen Aufnahmen und Experten für geomorphologisch-glaziologische Luft- und Satellitenbilddauswertung, im Hinblick auf mögliche Belege für klimatische Veränderungen weiter zu untersuchen.

Im Vordergrund stand dabei die Fragestellung nach möglichen Hinweisen auf klimatische Veränderungen im Laufe der vergangenen sieben Jahrzehnte, wie sie gegebenenfalls im glazial-morphologischen und nivalen Formenschatz sichtbar werden können. Als unterstützende Interpretationshilfe wurden die Stereoluftbilder der GeoMaud-Expedition 1995/96 (BENNAT 2005) herangezogen. Diese waren bereits Grundlage für eine erste geowissenschaftliche Interpretation durch PAECH (2004a: Fig. 2, 3), eine lohnenswerte geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung ist bislang aber nicht erfolgt. Dieses Defizit gilt auch für Messungen zur Dynamik der zahlreichen Auslassgletscher im Orvinfjella, über die ein bedeutender Teil des ostantarktischen Inlandeises zum Küstenraum abgeleitet wird.

Zum besseren Verständnis der spezifischen geographischen Gegebenheiten im Orvinfjella wird der vergleichenden glazio-

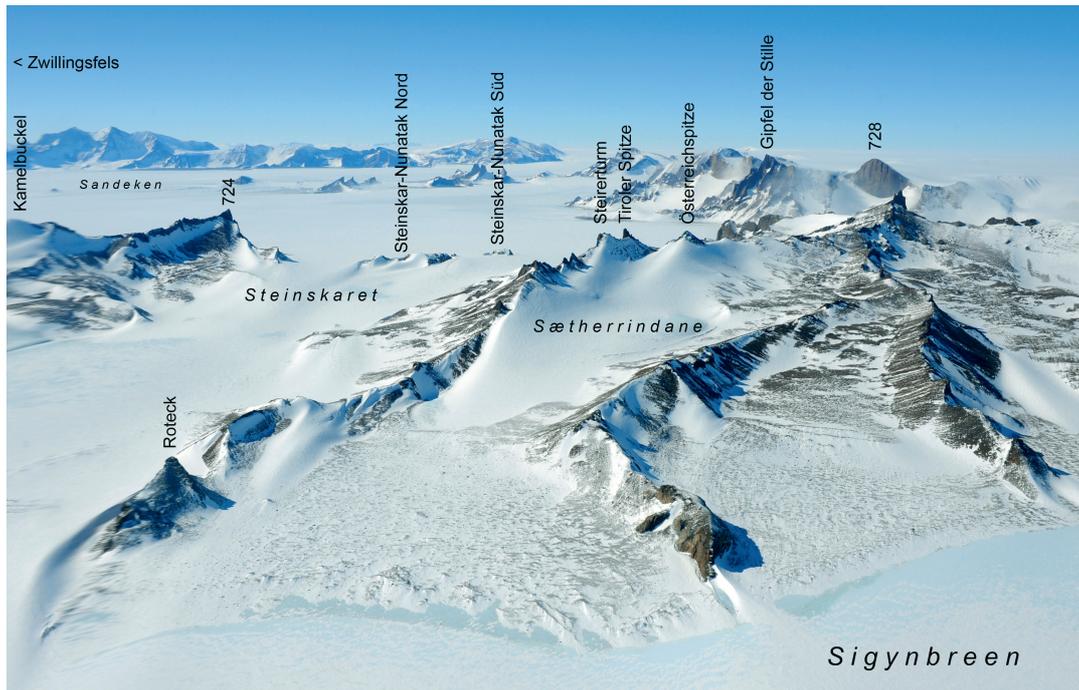


Abb. 2: Zentraler Teil des Massivs Hottedahlfjella mit Sætherrindane im Zentrum (s. Abb. 4), dem Haupteinsatzgebiet der österreichischen Ski- und Bergexpedition im November 2009, mit zahlreichen Erstbesteigungen und Neubenennungen. Im Vordergrund des Schrägluftbildes ist zwischen den Vorbergen der heute inaktive, größtenteils supraglaziale Schuttsaum des Auslassgletschers Sigynbreen zu sehen. Dieser grenzt unmittelbar an die mit Moränenschutt bedeckten Talmulden, die von einer ehemals wesentlich stärkeren Gebirgsvergletscherung zeugen. Lediglich im Lee der Bergflanken in der Bildmitte ist noch ein durch Winddrift versorgter Schneewehngletscher erhalten. Schrägluftbild vom 13. November 2009, Blick nach Südost. Im Hintergrund links das Conradgebirge (Foto: Chr. Höbenreich).

Fig. 2: Central part of Hottedahlfjella with Sætherrindane in the centre (see Fig. 4). It shows the main area of operation of the Austrian ski and mountaineering expedition in November 2009, with numerous first ascents and namings. In the foreground of the oblique aerial photograph, between the foothills, lies the inactive, largely supraglacial marginal moraine of the Sigynbreen outlet glacier. This borders on the moraine-covered valleys, which are evidence of a formerly much stronger mountain glaciation. Only in the lee of the mountain slope in the centre of the picture is a snowdrift glacier survived fed by wind drift. Oblique aerial image of November 13th, 2009, looking to southeast, the Conradgebirge in the background (Photo: Chr. Höbenreich).

logischen Luftbilddauswertung eine Beschreibung der geomorphologisch-glaziologischen und der klimatischen Verhältnisse vorangestellt. Bestandteile dieser Einführung sind auch Ausführungen zur jüngeren Vergletscherungsgeschichte und eine glaziologische Satellitenbildinterpretation mit einer Kartierung des Eisstromnetzes.

GEOMORPHOLOGISCH-GLAZIOLOGISCHE UND KLIMATISCHE VERHÄLTNISSE

Vergletscherung, Oberflächenformen und Hinweise auf spät-quartäre Gletscherschwankungen

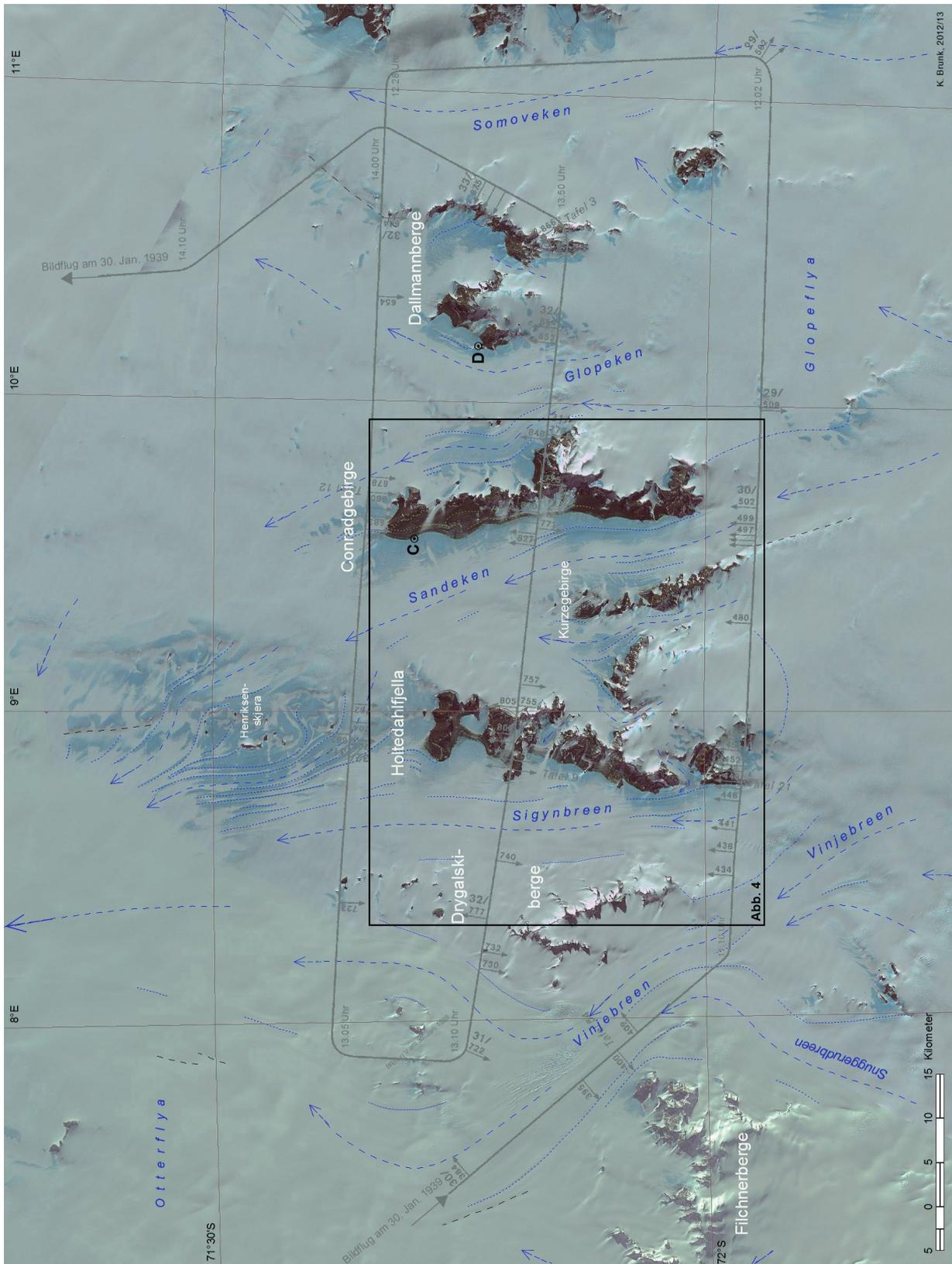
Als Quellen des heutigen geowissenschaftlichen Forschungsstandes im Untersuchungsgebiet können vor allem zwei

Publikationen dienen. In einem von BORMANN & FRITZSCHE (1995) herausgegebenen Sammelband werden die erzielten Forschungsergebnisse der DDR-Antarktisforscher im östlichen Neuschwabenland zusammenfassend präsentiert. Darauf aufbauend absolvierte die große, internationale GeoMaud-Expedition 1995/96 ein umfangreiches Forschungsprogramm im zentralen Dronning Maud Land. Deren Ergebnisse liegen in zwei von PAECH (2004, 2005) herausgegebenen Bänden des Geologischen Jahrbuches vor.

Die Gebirgsregion Orvinfjella besteht aus fünf Teilgebieten: den Filchner- und Drygalskibergen im Westen, dem Gebirgskomplex Hottedahlfjella-Kurzegebirge und dem Conradgebirge im Zentrum sowie den Dallmannbergen im Osten (Abb. 3). Geologisch aufgeschlossen sind hier hochgradig

Abb. 3: Satellitenbildmosaik der Region Orvinfjella mit Kartierung des Eisstromnetzes der Auslassgletscher und der größeren Lokalgletscher. Das graue Overlay zeigt die Flugroute und die Aufnahmeorte der Schrägluftbilder der DAE 1938/39 (aus BRUNK 1986, Teil II: Beilage 6; Zeiten in GMT). Die mit C und D markierten Punktsymbole zeigen die Untersuchungsgebiete „Conradgebirge“ und „Dallmannberge“ von DELISLE (2005, 2005a). Das Gebiet des Orvinfjella wird im Satellitenbildmosaik fast vollständig durch die Landsat-TM-Szene 167/111 vom 15.2.1989 abgedeckt. Satellitenbildinterpretation und Kartierung: K. Brunk; digitale Satellitenbildbearbeitung: H. Bennat, BKG, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie.

Fig. 3: Satellite image mosaic of Orvinfjella with mapping of the outlet glaciers and the larger local glaciers. The grey overlay shows the air routes and the locations of the oblique aerial photographs of the DAE 1938/39 (from BRUNK 1986, Part II: Appendix 6). Letters C and D indicate the study areas “Conradgebirge” and “Dallmannberge” of DELISLE (2005, 2005a). In the satellite image the area of Orvinfjella is almost completely covered by the Landsat-TM-scene 167/111 of February 15th 1989. Satellite image interpretation and mapping K. Brunk; digital satellite image processing: H. Bennat, BKG, Federal Agency for Cartography and Geodesy).



metamorphe, vielfach deformierte Gesteine des kristallinen Grundgebirges und metamorph veränderte Plutonite (granitoid Gesteine und Charnokite). Die Ausführungen zur Fragestellung Klimawandel konzentrieren sich auf die zentralen Bereiche im Orvinfjella (Abb. 4).

Großräumig betrachtet bildet die Gebirgsregion Orvinfjella und die im Westen und Osten angrenzenden Teile Neuschwabenlands eine gebirgige Schwelle, die bereits zur Abdachung der nach Norden abfallenden Inlandeisoberfläche gehört. An deren südlichem Rand liegt die Höhe des nach Süden ansteigenden Inlandeisplateaus (Wegenerisen) bei 2400–2500 m über dem Meersniveau. Im Verlauf der sich über etwa 50 bis 60 km erstreckenden Gebirgspassage durch die Orvinfjella-Schwelle fällt die Oberfläche der Auslassgletscher um etwa 1000 Meter ab. Die sich nördlich daran anschließende piedmontartige Inlandeisabdachung (Hellehallet/Otterflya) ist ca. 130 bis 150 km breit und die Eisoberfläche ist im Bereich der Aufsetzlinie bis auf 100 bis 150 m über dem Meer abgesunken. Die Breite

des angrenzenden Schelfeissaumes ist mit etwa 50 bis 60 km relativ schmal. Hier werden die Inlandeismassen vor allem über das Schelfeis Vigridisen und die westlich und östlich angrenzenden Schelfeise dem Meer zugeführt. Der Rand des Kontinentalschelfs liegt im Bereich Vigridisen nur etwa 60 bis 90 km nördlich der Aufsetzlinie. Die Schelfplattform, als potentielle Inlandeis-Auflagefläche bei hochglazial abgesenktem Meeresspiegel, ist hier schmaler als in den angrenzenden Bereichen.

Der Inlandeisabfluss vom zentralen Plateau, für den der Gebirgsgürtel auch subglazial eine Schwelle bildet, erfolgt im Bereich Orvinfjella durch mehrere meridional orientierte, etwa 5 bis 10 km breite Trogtäler mit ihren Auslassgletschern (PAECH 2005b: Fig. 3). Dieses Eisstromnetz (siehe Abb. 3) dominiert die Region so stark, dass die gebirgigen Eisdurchragungen den Charakter länglicher Felsinseln aufweisen. In den südlichen Hang- und Talabschnitten der Auslassgletscher liegt die Dicke der Eisströme meist bei 500 bis 1000 m, in den nördlichen Trogtalabschnitten werden Mächtigkeiten bis über

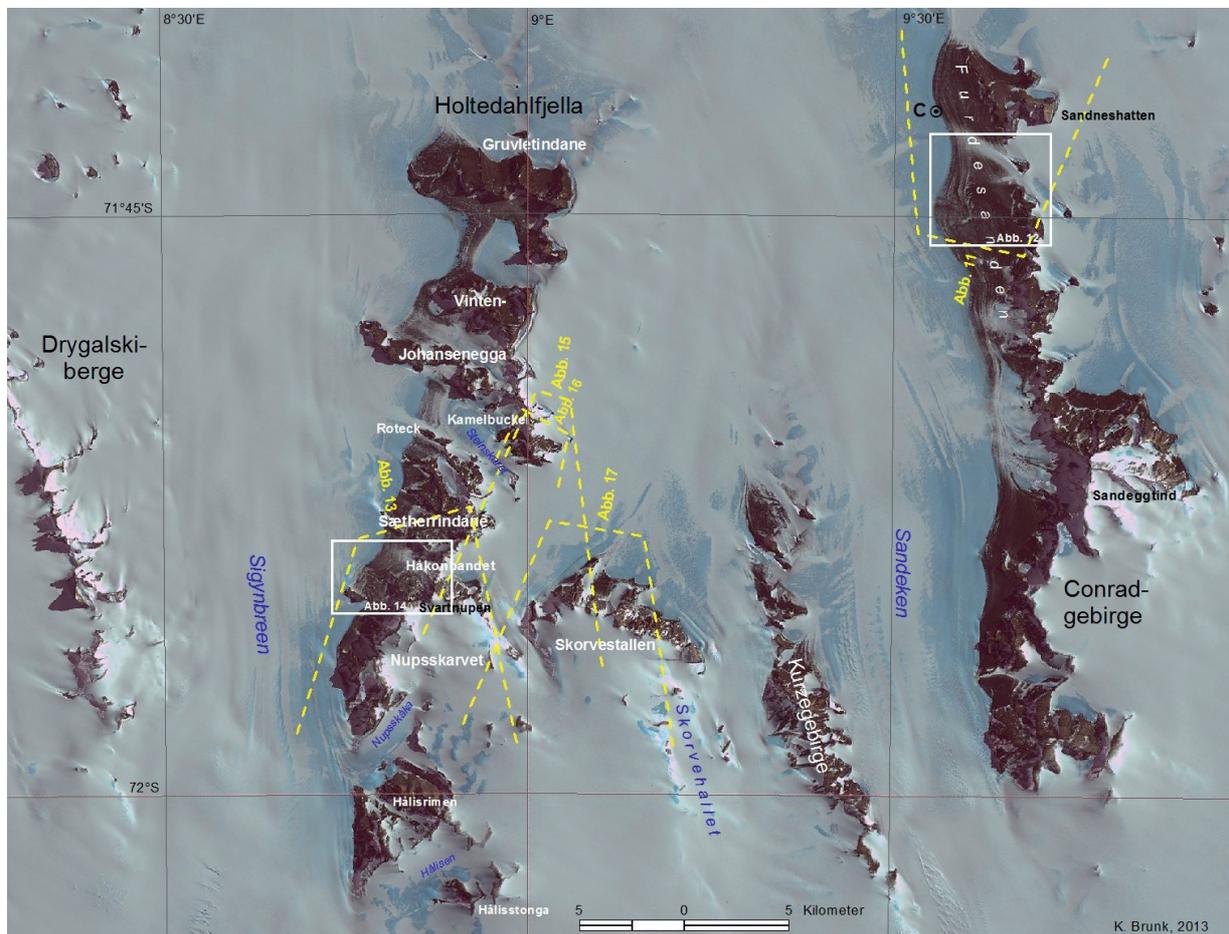


Abb. 4: Høltedahlfjella, Kurzegebirge und Conradgebirge im Satellitenbild mit Kennzeichnung der im Text beschriebenen Lokalitäten. Die weißen Rahmen und die gelben Sektoren markieren die Lage der abgebildeten Senkrechtluftbilder von 1996 bzw. der für die Luftbildpaare verwendeten Schrägluftbilder. Bei letzteren wurden nur die Bildausschnitte der historischen Aufnahmen von 1939 kartiert. Buchstabe C markiert das Untersuchungsgebiet „Conradgebirge“ von DELISLE (2005). Ausschnitt aus Abbildung 3.

Fig. 4: Høltedahlfjella, Kurzegebirge and Conradgebirge on the satellite image with indication of the locations described in the text. The white frames and the yellow sectors mark the position of the vertical photographs from 1996 and of the oblique aerial photographs used for the image pairs, respectively. In the latter case, only image sections of the historic photographs from 1939 were mapped. Letter C indicates the study area “Conradgebirge” of DELISLE (2005). Section of Fig. 3.

1500 m erreicht (DAMM & EISENBURGER 2005: Fig. 8, PAECH 2005b: Fig. 3). Nach Berechnungen von DELISLE (2005a) ist bei Oberflächentemperaturen von etwa $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Markierung D in Abb. 3 am Fuß der Dallmannberge in ca. 1700 m Seehöhe) davon auszugehen, dass beim Überschreiten von Eismächtigkeiten über 900 m der Übergang von kaltem (dry-based) zu temperiertem (wet-based) Eis erfolgt und damit massive glazial-erosive Prozesse (Exaration) wirksam werden können. Dafür sprechen nicht nur die subglazialen, trogtalartigen Querschnitte der Auslassgletscher, sondern auch die deutlich sichtbaren linearen Fließstrukturen an deren Oberflächen. Über die Fließgeschwindigkeiten der Auslassgletscher im Orvinfjella liegen keine Messergebnisse vor. Deren Geschwindigkeiten dürfte bei einigen Dekametern pro Jahr liegen, in der Strommitte und in Talverengungen teilweise auch deutlich darüber.

Ein besonders auffallendes Merkmal im zentralen Orvinfjella sind die breiten mit Moränenschutt bedeckten östlichen Säume der Auslassgletscher Sandeken und Sigynbreen. Diese Schuttareale mit ihren deutlichen linearen Fließstrukturen befinden sich am Westrand des Conradgebirges (Furdesanden, Abb. 4, 5, 11, 12) und des Gebirgszuges Holvedahlfjella (Abb. 2, 4, 13, 14); sie werden hier durch besondere regional-/lokalklimatische Umstände sichtbar (s. u.). Bei den vom ersten Bearbeiter der Luftbilder von 1939, dem Glaziologen KLEBELSBERG (1942), treffend als „Moränenbreiböden“ bezeichneten Flächen, handelt es sich um supraglaziale Schuttstreifen und -loben, die bis an die Felshänge mit teilweise wulstartigen Rändern heranreichen. SCHYTT (1961), Glaziologe der ersten Expedition ins westliche Neuschwabenland, der Norwegisch-Britisch-Schwedischen Antarktisexpedition (NBSAE 1949-52), hat sie als Scherflächenmoränen gedeutet. Sie markieren frühere Ränder von breiteren und etwas höher reichenden Niveaus der Auslassgletscher.

Da die Schelfeise sensitiv auf Meeresspiegelschwankungen reagieren, ist davon auszugehen, dass sich durch die Meeresspiegelabsenkungen während der hochglazialen Phasen die Aufsetzlinie des Inlandeises teilweise bis zum Rand des Kontinentalschelfs nach Norden verschoben hat (GROBE 1986).



Die dadurch nach Norden vergrößerte Auflagefläche für das Inlandeis lässt auch eine Erhöhung der Inlandeisoberfläche und der Auslassgletscher erwarten. Hier zeigt sich aber im östlichen Neuschwabenland – wie auch sonst in der Ostantarktis (SCAR 2009) – ein komplexes Bild. Belege für eine deutliche Erhöhung während des letzten glazialen Maximums (LGM) und für ein geringfügig erhöhtes Niveau im frühen Holozän gibt es vor allem vom Nordostrand des östlich angrenzenden Wohlthatmassivs. Dort reichen die Moränen des letzten glazialen Maximums (das LGM entspricht etwa Stufe II bei HERMICHEN 1995) am Untersee bis ca. 300 m über das heutige Vergletscherungsniveau. Deutlich geringere spätquartäre Eisstandsschwankungen mit Beträgen unter 100 m wurden jedoch im Bereich Orvinfjella festgestellt worauf Untersuchungen von WAND & HERMICHEN (2005) hinweisen. Diese Autoren nehmen für diese Region an, dass die spätglazialen Bedingungen wahrscheinlich bis zum frühen Holozän Bestand hatten. Lokalitäten, die spätestens seit dem mittleren Holozän mit organischen Ablagerungen (Mumuyo) bedeckt wurden, liegen in den nördlichen Teilen der Orvinfjella-Gebirge (Dallmannberge, Conradgebirge und Holvedahlfjella) häufig nur wenige Dekameter über dem heutigen Vergletscherungsniveau der Auslassgletscher. Nach DELISLE (2005) hat sich der Eisstand an den nördlichen Ausläufern der Dallmannberge „während des Holozäns und des vorangegangenen Glazials“ nur um 15 m abgesenkt, am nördlichen Rand des Conradgebirges war die Änderung des Eisstandes möglicherweise noch geringer. Diese Befunde können auch durch die Interpretation der 1996 aufgenommenen GeoMaud-Luftbilder gestützt werden. In den Stereoluftbildern konnten nur an wenigen Stellen auf Fels aufliegende Moränenschuttstreifen identifiziert werden, die auf höhere Eisstände der Auslassgletscher zurückzuführen sind, so z. B. im Holvedahlfjella am nordwestlichen Rand von Nupsskarvet (Abb. 4, 13, 14) und am Roteck (Abb. 2, 4, 6a), dem nördlichen Vorberg des Sætherrindane-Gebietes. Die Höhe dieser Eisrandlage wird hier auf wenige Dekameter über dem Niveau der Scherflächenmoränen des Auslassgletschers Sigynbreen geschätzt.

Erratische Blöcke im oberen Hangbereich des bis zu 1687 m hohen Vorberges Roteck belegen außerdem einen älteren



Abb. 5: Supraglaziales Moränenschuttgebiet Furdesanden südwestlich der Felsburg Sandneshatten. Die Skiexpedition musste mit den ca. 80 kg schweren Pulkaschlitten über mehrere hundert Meter das Steinlabyrinth Furdesanden überwinden, wonach sie den streifenförmig akkumulierten Schneeablagen in den Strömungsloben bis zur markanten Triebsschneefahne folgen konnte. Aufnahme 5a am 27. November 2009 von Sandneshatten; Aufnahme 5b am 26. November 2009, mit dem Monolithen Sandneshatten, 2200 m über dem Meer, im Hintergrund (Fotos: Chr. Höbenreich).

Fig. 5: Supraglacial moraine field Furdesanden southwest of Sandneshatten. The members of the ski expedition had to overcome the stone labyrinth of Furdesanden over several hundred metres with their 80 kg pulkasleds until they could follow the accumulated snow strips along the moraine lobes up to path on the striking drift mound. Image 5a taken on November 27th 2009 from Sandneshatten; Image 5b taken on November 26th 2009, with the monolith of Sandneshatten, 2200 m above sea level, in the background (Photo: Chr. Höbenreich).



Abb. 6: Roteck, nördlicher Vorberg des Sætherrindane-Gebietes aus granitoidem Gestein (6a, links), mit markiertem Fundort (gelbes Rechteck) von erratischen Blöcken (b, rechts), als Zeugnisse eines ehemals deutlich höheren Eisstandes des Auslassgletschers Sigynbreen. Bei der Hangstufe aus Moränenschutt in linken Bild 6a (roter Pfeil) handelt es sich wahrscheinlich um die spätglaziale/frühholozäne Eisrandlage des Sigynbreen. Aufnahmen am 17. November 2009 (Fotos: Chr. Höhenreich).

Fig. 6: Roteck, northern outlier of the granitoid Sætherrindane (6a, left image), with the marking (yellow rectangle) of the location of erratic blocks (6b, right image) as evidence of a formerly much higher ice level of Sigynbreen outlet glacier. The terrace-like step formed by moraine debris (see image 6a, red arrow) probably belongs to the late glacial/early Holocene ice level of the Sigynbreen outlet glacier. Images taken on November 17th, 2009 (Photo: Chr. Höhenreich).

noch etwas höher reichenden Eisstand des Auslassgletschers Sigynbreen. Die Höhenlage wird auf etwa 80 Meter über dem heutigen Vergletscherungsniveau geschätzt (Abb. 6a). Auffallend ist hier der unterschiedliche Verwitterungsgrad zwischen dem „frisch“ wirkenden erratischen Block und der anstehenden Felsoberfläche mit Krustenbildungen (staining) und deren Abblätterung (Abb. 6b). Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen ist für die Entstehung der Verwitterungskrusten ein relativ langer Zeitraum anzunehmen. Falls die verschiedenen Verwitterungsgrade nicht durch die unterschiedliche Gesteinsbeschaffenheit bedingt sind, ist dies ein Hinweis auf eine sehr geringe Gletschererosion oder eine nur relativ kurzzeitige und geringmächtige Eisbedeckung.

Für eine weitgehend eigenständige Vergletscherung sprechen die heute teilweise großflächig mit Moränenschutt bedeckten Mulden, Hanglagen, Nischen und Kare der Gebirge. Die beiden größten Gebirgsinseln, Holtedahlfjella und Conradgebirge, erreichen Längen von 30 bis 40 km und Höhen bis zu 3053 m über dem Meer (Sandeggtind im Conradgebirge). Die Berge überragen heute die Oberflächen der großen Eisströme häufig um etwa 500 bis 1000 m, im Falle des Gipfels Sandeggtind um bis zu 1300 m.

Noch erhaltene rundliche Bergkuppen und glazial überformte Hangareale (Abb. 2, 16) deuten auf eine ehemals wesentlich intensivere, fast flächendeckende Vergletscherung hin. Diese schon lange zurückliegende Phase kann mit dem heutigen Vergletscherungsgrad der Drygalskiberge (Abb. 3) verglichen werden, wo nur die höchsten Bergzinnen und Gipfel das Inlandeis als Nunatakker durchragen. Einige dieser schroffen Relikte im zentralen Holtedahlfjella waren das Ziel der alpinistischen Expedition im November 2009 (Abb. 2). Mit der Ausbildung des Eisstromnetzes kam es vor allem im Bereich der großen meridionalen Täler zur glazialen Ausräumung durch Auslassgletscher und zur Entwicklung der Trogtäler. Da hier die Exaration am schnellsten voranschreitet „wachsen“ die dazwischen liegenden Gebirgsblöcke als längliche Felsinseln aus dem Inlandeis und dem Niveau der Auslassgletscher hervor.

Der heute anzutreffende Formenschatz zeigt, dass auch die Lokalvergletscherung durch Gebirgs- und Plateaugletscher ehemals erheblich intensiver war, wobei unklar ist, über welche Zeiträume diese Überprägung wirksam war. Günstigere Bedingungen für größere Niederschlagsmengen und damit auch mehr Triebsschneeanwehung sind vor allem während milderer Klimaphasen zu erwarten. Dafür kommt neben früheren Warmzeiten vielleicht auch noch das holozäne Klimaoptimum in Frage, das in der Antarktis vor ca. 8000 bis 10500 Jahren seinen Höhepunkt hatte (MASSON et al. 2000, TURNER et al. 2009). Auch ein damals wahrscheinlich noch etwas höheres Niveau der umgebenden Inlandeisoberflächen hat die Anlieferung und Ablagerung von Triebsschnee wesentlich begünstigt.

Besonders in den südlichen Teilen der genannten Gebirge sind im Bereich der Flanken und Bergspitzen alpin-schroffe Landschaftsformen anzutreffen. Auf den angrenzenden Hochebenen durchragen rundhöckerartige Felskuppen die flachen Eiskappen, so z. B. im südlichen Holtedahlfjella mit einer bis zu 2450 m hohen Aufwölbung. Eine geringfügige alpin-glaziale Formung ist heute nur noch in den höchsten Lagen und ausreichend mit Schnee versorgten Flanken möglich. Örtlich sichtbare Bergschründe und kleine Spaltenfelder belegen zwar eine gewisse Dynamik der kalten Lokalgletscher, die niedrigen Eistemperaturen lassen aber nur eine sehr geringe oder keine Erosionsleistung erwarten. Die niedrig gelegenen Gebirgsareale, die besonders steilen Flanken und die nördlichen Ausläufer der Gebirge sind wegen mangelhafter oder fehlender Schneeakkumulation heute nicht mehr vergletschert. Teilweise fehlen an den Bergflanken im Norden auch jegliche Hinweise auf frühere glaziale Formung. Das heutige Verbreitungsmuster der Lokalvergletscherung, vor allem in der Form von Wandfuß- und Schneewhengletschern, zeigt im gebirgigen Terrain eine sehr starke Abhängigkeit von der windgesteuerten Schneeverteilung und von Föhneffekten.

Als Formen der arid-periglazialen Morphodynamik können im hochpolaren Milieu im Gebiet Orvinfjella Blockgletscher, Schutthalden, Glatthänge und polygonale Frostmusterböden



Abb. 7: Der Sandneshatten-Ostgipfel am nördlichen Ende des Conradgebirges überragt mit 2200 m Höhe seine Umgebung um etwa 600 m. Von den hier herrschenden ariden Verwitterungsbedingungen zeugen die markanten Tafoni auf der nordexponierten Flanke der Felskuppe, wie auch die teilweise korrasiv überarbeiteten Oberflächen des granitoiden Gesteins. Im Hintergrund sind in der Bildmitte das Conradgebirge und rechts davon das supraglaziale Schuttareal Furdesanden zu sehen. Am Horizont rechts das Kurzegebirge und Teile des Gebirgszugs Høltedahlfjella. Aufnahme am 27. November 2009, Blickrichtung Süd (Foto: Chr. Höbenreich).

Fig. 7: Lying at the northern end of the Conradgebirge the eastern summit of Sandneshatten, 2200 m above sea level, towers above its surroundings by about 600 m. The striking Tafoni formations on the north facing summit cliff top testify to the prevailing arid weathering conditions as well as corrasion of the surfaces of the granitoid rocks. The Conradgebirge and the supraglacial debris area of Furdesanden are seen in the background centre, and on the horizon right lie the Kurzegebirge and parts of Høltedahlfjella. Image taken on November 27th, 2009, looking south (Photo: Chr. Höbenreich).

in den Luftbildern identifiziert werden. Die besten Voraussetzungen für kryogene Prozesse liegen dort vor, wo günstige Sonnenbestrahlung und hinreichende Befeuchtung durch Triebsschnee gegeben sind. Aber auch bei Abwesenheit von Feuchtigkeit kommt es durch große Temperaturschwankungen zu Spannungen an den Gesteinsoberflächen. Neben dieser Insulationsverwitterung, die vor allem auf nordexponierten Hängen und Felswänden auftritt, können die großen saisonalen Temperaturunterschiede zu winterlichen Kontraktionsbewegungen mit der Bildung von polygonähnlichen Rissen im Gestein führen. Aride Verwitterungsprozesse mit Krustenbildung, Wabenverwitterung und Tafonierung sind vor allem auf felsigen Oberflächen anzutreffen, die selten oder nie im Kontakt mit der Vergletscherung standen (Abb. 6, 7).

Gegenwärtige klimatische Bedingungen für den glazial-nivalen Formenschatz

Bestimmend für die Art und Intensität der Vergletscherung und der Schneebedeckung ist im arid-hochpolaren Klima neben dem regionalen Schneeniederschlag vor allem dessen Verteilung durch die vorherrschenden Winde im Zusammenspiel mit den topographischen Gegebenheiten. Außerdem spielen für den Massenhaushalt der Kryosphäre örtlich auch Föhneffekte eine große Rolle.

Bei den Faktoren, die die Schneeverteilung und die Oberflächenbeschaffenheit bestimmen, ist zwischen großräumigen und langfristigen einerseits sowie kleinräumigen und kurzfristigen Faktoren andererseits zu unterscheiden. So werden die Dynamik und das Niveau der großen Auslassgletscher vor allem vom Massenhaushalt des Inlandeisschildes bestimmt wie auch die Richtung der katabatischen Winde. Andererseits hat das regionale und lokale Relief durch Luv-, Lee- und Düseneffekte einen sehr großen Einfluss auf die kleinräumige Schneeverteilung und damit auf die Lokalvergletscherung sowie auf die Oberflächenbeschaffenheit der eisfreien und der vergletscherten Oberflächen.

Aufgrund seiner Höhenlage sind die Lufttemperaturen im Orvinfjella – am Fuß der Dallmannberge wurde in 1700 m über dem Meer ein Jahresdurchschnitt von $-25,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ermittelt (DELISLE 2005a) – immer so niedrig, dass diese Gebiete in der Trockenschneezone liegen, d.h. in einem Temperaturbereich, in dem es an den Schnee- und Eisoberflächen nicht zu saisonaler Schmelze kommt. Lediglich auf ausgeaperten felsigen oder schuttbedeckten Arealen können vor allem bei direkter Sonnenbestrahlung Oberflächentemperaturen über dem Gefrierpunkt auftreten und kryogene Prozesse zur Folge haben.

Da der geringe Schneeniederschlag in der Trockenschneezone sehr feinkörnig ist, kann er vom Wind sehr leicht als Triebsschnee verweht werden, sodass dessen Verteilung sehr stark von den örtlichen Windverhältnissen bestimmt wird. Dies hat zur Folge, dass vor allem in gebirgigen Regionen die Schneeverteilung durch Umlagerung weitgehend unabhängig vom regionalen Schneeniederschlag ist.

Zur Deponierung von Schneeniederschlag in Form von Triebsschnee und die dadurch ernährten Typen/Formen der Gebirgsgletscher (Kar- und Nischengletscher, Wandfuß- und Schneewehengletscher sowie Schneefelder) kommt es vor allem an folgenden Stellen:

- Lokal im Lee von kleineren, felsigen aber schroffen Strömungshindernissen (kleinere Nunatakker) in Form von z. T. riesigen Schneefahnen (Abb. 4, 11, 12),
- in Form von Schneewehten, teilweise mit Lawinenabstürzen auf den Leeseiten von Graten und Plateaurändern,
- auf leeseitigen Gebirgsflanken (Abb. 8) und
- als großflächigere Schneeanwehungen in konkaven Hangpositionen vor größeren gebirgigen Erhebungen und in windärmeren muldenartigen Vertiefungen.

Die Verbreitung der triebsschneefreien Oberflächen – also der unvergletscherten Gebirgsareale sowie der Blaueis- und Moränenfelder – ist ebenfalls sehr stark vom örtlich vorherrschenden Strömungsfeld des Windes abhängig. Saisonale Unterschiede



Abb. 8: Zentrale und südliche Teile im Høltedahlfjella. Der Kamelbuckel mit ca. 2184 m Meereshöhe im Vordergrund zeigt deutlich die asymmetrische Schneeablagerung in Abhängigkeit von der Hauptwindrichtung. Aufnahme vom mittleren auf den südlichen "Höcker" des Kamelbuckels am 27. November 2009, Blick nach Süden (Foto: Chr. Höhenreich).

Fig. 8: Central and southern part of Høltedahlfjella. The Kamelbuckel, about 2184 m above sea level, in the foreground, clearly shows the asymmetric snow deposition, depending on the prevailing wind direction. Image taken from the middle "hump" to the southern "hump" of the mountain on November 27th, 2009, looking south (Photo: Chr. Höhenreich).

bei der Schneebedeckung spielen nur dort eine Rolle, wo eine dünne Schneeüberwehung von Fels- und Schuttarealen in den Sommermonaten durch den Kontakt mit erwärmtem Gestein geschmolzen werden kann. Folgende Bereiche sind ganzjährig kaum oder nicht von Schnee bedeckt:

- Die seitlichen und luvseitigen Flanken von kleineren Nunatakkern, wo Windwirbel außerdem häufig zur Entstehung von teilweise riesigen Windkolken führen (Abb. 12),
- luvseitige Felsflanken und exponierte Bergspitzen (Abb. 8),
- die Oberfläche von konvex gewölbten vergletscherten Arealen, wo Firn- (hier Polarfirn, *dry firn* mit Dichtewerten zwischen 0,55 und 0,83 g/cm³) und Gletschereis außerdem durch korrasive Prozesse freigelegt wird, und
- Blaueisfelder in leeseitigen Reliefpositionen größerer Gebirgszüge (Abb. 9) und am Fuß von geneigten Gletscherarealen mit ablandigen Winden (Abb. 3).

Bestimmend für die großräumigen Windverhältnisse im Orvinfjella sind einerseits dessen Lage im Bereich der Inlandeisabdachung und andererseits dessen Entfernung vom Meer. Messungen in den Randbereichen des Inlandeises, z. B. im Bereich der Schirmacheroase (RICHTER & BORMANN 1995) und eigene Beobachtungen im Borgmassivet im westlichen Neuschwabenland (BRUNK 1989) zeigen, dass in der Randzone der Ostantarktischen Winde aus östlichen und südöstlichen Richtungen vorherrschend sind. Während in der Schirmacheroase, also in Küstennähe, die östliche Komponente noch einen bedeutenden Anteil hat, werden mit zunehmender Entfernung von der Küste und in der Zone der Inlandeisab-

dachung die südöstlichen Winde immer dominanter und es treten dabei auch die höchsten Windgeschwindigkeiten auf. Außerdem konnte im Borgmassivet beobachtet werden, dass Neuschneefall fast nur bei Wetterlagen mit östlichen bis nordöstlichen Winden auftritt.

Ursache für die Südostwinde sind die relativ bodennahen, katabatischen Luftmassenabflüsse vom Inlandeisplateau, die dem Gefälle und den meridional ausgerichteten Tälern folgend immer stärker werden (Abb. 10). Die besten Indikatoren für die vorherrschende Windrichtung sind südost-nordwest-orientierte Schneefahnen im Lee von Strömungshindernissen wofür der mindestens 2 km lange Triebsschneerücken im nördlichen Teil des Conradgebirges ein deutlich sichtbares Beispiel ist (Abb. 4, 11, 12).

An der Entstehung der schneefreien Gletscheroberflächen (Blaueisfelder) und der kaum oder nicht vergletscherten Gebirgsareale sind vor allem Föhnwindeffekte beteiligt, denn mit dem Abfluss der kalten Luftmassen vom Inlandeisplateau ist durch trockenadiabatische Erwärmung eine Abnahme der Luftfeuchtigkeit verbunden. Dieses zunehmende Sättigungsdefizit trägt durch Sublimation erheblich zur negativen Massenbilanz im Bereich der Blaueisfelder und zum Niederschlagsmangel im Lee der größeren Gebirge bei.

Neben den unvergletscherten, leeseitigen Gebirgsflanken sind hier verbreitet auch die Oberflächen der angrenzenden Auslassgletscher frei von Schnee. Wo diese randlich mit

Abb. 9: Blaueisfeld am Fuß der Skorvestallen-Steilwand. Sublimationsprozesse führen im leeseitigen Vorland von Gebirgshindernissen zu Massenverlusten an der Gletscheroberfläche wodurch Eis und darin eingelagerter Schutt sichtbar werden. Aufnahme am 21. November 2009, Blick nach Nordwesten zum Sætherrindane (Foto: Chr. Høbenreich).

Fig. 9: Blue ice field at the base of Skorvestallen. On the leeward base of the mountain barrier sublimation processes lead to a mass loss at the glacier surface, whereby ice and embedded debris become visible. (Image taken on November 21st, 2009, looking towards Sætherrindane in the background left (Photo: Chr. Høbenreich).



Abb. 10: Ein heftiger katabatischer Sturm mit Triebsschnee und Fallwinden weht über dem etwa 700 m hohen Plateaurand Skorvestallen am Fuß des "Gipfels der Stille" vom Polarplateau nach Nordwesten in Richtung Küste. Aufnahme am 23. November 2009 (Foto: Chr. Høbenreich).

Fig. 10: A violent katabatic storm with snow drift blows from the polar plateau over the edge of the approximately 700-metre high Skorvestallen to the northwest towards the coast. Image taken on November 23rd, 2009 (Photo: Chr. Høbenreich).

Moränenschutt bedeckt sind, werden deren gestreifte Schuttsäume sichtbar. Ein besonders ausgeprägtes Beispiel für ein derartiges Ablationsgebiet zeigen der Auslassgletscher Sandekken und der angrenzende Furdesanden (Abb. 3, 4, 11 und 12). Auf die negative Massenbilanz in den Lee-Lagen der nördlichen Gebirgsausläufer weisen auch die dort teilweise gegen das Gebirge gerichtete Eisbewegung und das Abfallen der Eisoberfläche hin (DELISLE 2005).

Bedingt durch die dominierenden katabatischen Südostwinde treten die schneefreien Oberflächen auch dort auf, wo Gletscherareale der Inlandeisabdachung, ohne direkten Einfluss von Gebirgen auf die Luftbewegung, nach Nordwesten abfallen. Das große Blaueisgebiet im Bereich der Henrikskjera-Nunatakker nördlich vom Holtedahlfjella, ist hier ein gutes Beispiel (Abb. 3). Wegen der fehlenden oder unterbrochenen Schneebedeckung werden im Bereich der Blaueisfelder auch die Fließstrukturen der Gletscher am deutlichsten sichtbar.

HINWEISE AUF KLIMAWANDEL IM VERGLEICH DER LUFTBILDER DER JAHRE 1939 UND 1996/2009

Bisherige Beobachtungen

The inland ice sheet in Dronning Maud Land is not retreating [at the present time], so die Feststellung von SCHYTT (1961) in der Diskussion seiner Beobachtungsergebnisse zur Frage der Reaktion des Inlandeisschildes auf Klimaschwankungen. Er stützte sich dabei unter anderem auf Vergleiche von Schrägluftbildern der DAE 1938/39 vom Januar 1939 aus dem westlichen Neuschwabenland (Teilregion Borgmassivet, Abb. 1) mit entsprechenden Schrägluftbildern der NBSAE 1949-52 vom Januar 1952. Der Vergleich dieser im Abstand von 13 Jahren aufgenommenen Bilder erbrachte keinerlei Hinweise auf Veränderungen. Dieser Befund kann auch mit den im Januar 1984, also im Abstand von 45 Jahren, vom Institut für Angewandte Geodäsie (IfAG – heute Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, BKG) über dem Borgmassivet aufgenommenen Senkrechtluftbildern bestätigt werden (BRUNK 1989).

Sind die für das Borgmassivet gemachten Befunde auch

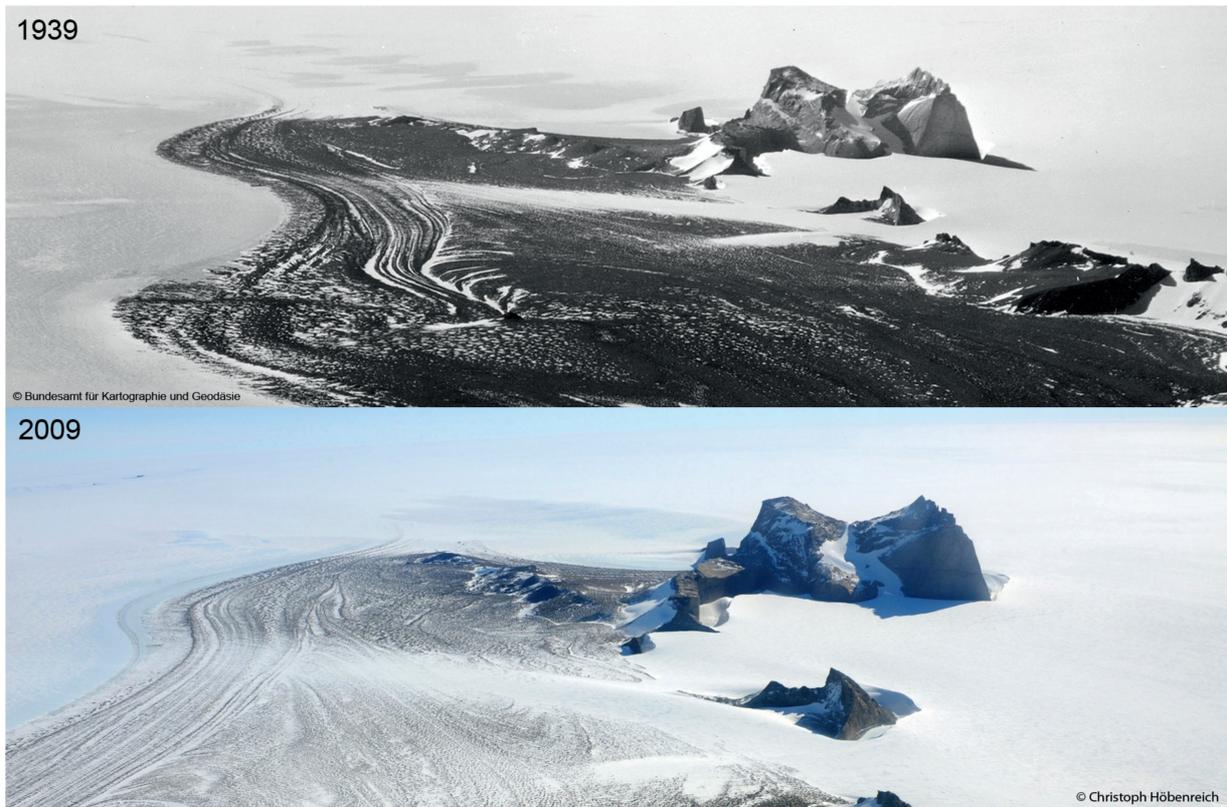


Abb. 11: Nördliche Ausläufer des Conradgebirges mit Sandneshatten, ca. 2200 m über dem Meer. Historische Aufnahme (oben) vom 30. Januar 1939 (V 32/828): Ausschnitt aus Schrägluftbild 828, aufgenommen beim Bildflug V (Flugstreifen 32) gegen 13.35 Uhr, Blickrichtung Norden. Schrägluftbild (unten) vom 13. November 2009. Erläuterungen siehe Text.

Fig. 11: Northern outliers of the Conradgebirge with Sandneshatten, about 2200 m above sea level. Historical photo (above) of January 30th, 1939 (V 32/828): Detail of oblique aerial photograph 828, taken during flight V (flight track 32) at 13.35 h, view towards the north. Photo below of November 13th, 2009. Explanations see text.

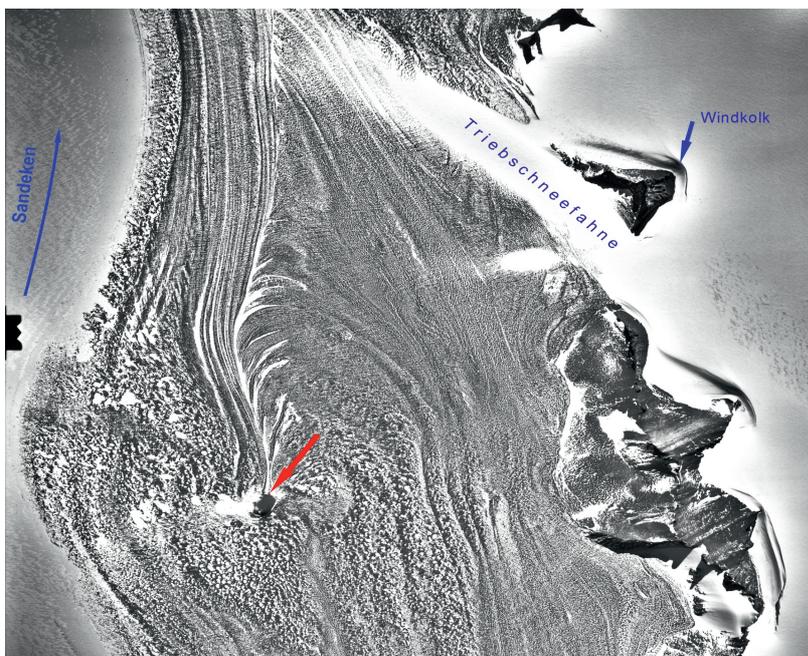


Abb. 12: Supraglazialer Moränenschutt am nordwestlichen Rand des Conradgebirges (Furdesanden) im Senkrechtluftbild. Markante Merkmale im Bildausschnitt sind: (a) die Störungen des Eisflusses der Scherflächenmoränen über eine subglaziale Schwelle und um einen kleinen Nunatak (roter Pfeil), und (b) die große, durch katabatische Winde entstandene Triebschneefahne. Ausschnitt aus Luftbild IFAG 96 – 03.31-239 vom 26. Januar 1996, ausgerichtet nach Norden. Länge des unteren Bildrandes ca. 5,5 km (Luftbild: Copyright BKG, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main; archiviert in BGR, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover).

Fig. 12: Supraglacial moraine at the northwestern edge of the Conradgebirge (Furdesanden) in a vertical aerial photograph. Striking features in the picture are: (a) the disturbance of the ice flow of the shear plane moraines over a subglacial rise and around a small nunatak (red arrow), and (b) the large drift mound caused by katabatic winds. Detail from aerial photograph IFAG 96 – 03.31-239 of January 26th, 1996, aligned to the north. The length of the lower edge of the picture is about 5.5 km (Aerial photograph: Copyright BKG, Frankfurt am Main; recorded at BGR, Hannover).

für das Orvinfjella im östlichen Neuschwabenland zutreffend? Immerhin liegen für dieses Gebiet nun Luftbilder vom Januar 1996 (BENNAT 2005) und vom November 2009 vor, also mit einem zeitlichen Abstand von 57 bzw. fast 71 Jahren seit der Erstbefliegung im Januar 1939. Zu dieser Fragestellung sind teilweise widersprüchliche Aussagen in den Veröffentlichungen der GeoMaud-Expedition 1995/96 zu finden. Während Paech (2004a), auch unter Berufung auf vorläufige Luftbild- und Kartenvergleiche durch Bennat (2005), schreibt, „... the present ice and snow cover of cDML [central Dronning Maud Land] is characterised by reduction in area and in thickness“, kommt Delisle (2005) auf der Grundlage von Untersuchungen im nördlichen Conrad- und Dallmanngebirge zu dem Ergebnis, dass es keine deutlichen Belege für rezente Höhenänderungen der Eisoberflächen gibt. Die drei von Bennat (2005) behandelten Vergleiche zwischen den Senkrechtluftbildern von 1996 einerseits, sowie norwegischen und russischen Kartierungen (denen photogrammetrische Aufnahmen in den Jahren 1959-61 zugrunde liegen) andererseits, machen aber auch deutlich, dass bei der vergleichenden Interpretation viele beeinflussende Faktoren berücksichtigt werden müssen (s. u.). Insbesondere der Vergleich von Luftbildern und topographischen (Übersichts-)Karten mit ihren notwendigen Generalisierungen ist hierfür nur bedingt geeignet.

Allgemeine Anmerkungen zur Luftbildauswertung

Bei der vergleichenden Auswertung von Bildern identischer Landschaftsausschnitte ist zu berücksichtigen, dass, wie im vorliegenden Fall die Aufnahmebedingungen z. T. erheblich voneinander abweichen. Dazu gehören unterschiedliche Blickwinkel und Tageszeiten sowie saisonale Unterschiede und witterungsbedingte Einflüsse. Den geringsten Grad an Schneebedeckung weisen die Schrägluftbilder vom 30. Januar 1939 auf. Außerdem war zum Zeitpunkt der Überfliegung gegen 13.30 Uhr (alle Zeitenangaben zu den Luftbildern von 1939 in GMT) die Ausleuchtung des Geländes sehr günstig. Die Senkrechtluftbilder von 1996 wurden am späten Vormittag des 26. Januar und am Nachmittag und Abend des 28. Januar aufgenommen. Neben den langen, später kontrastausgeglichene Schlagschatten bei den Bildern der Abendbefliegung, ist auf den Aufnahmen eine leichte, frische Triebsschneebedeckung von den Vortagen zu erkennen. Während diese Überwehung vor allem die kleineren Vertiefungen ausfüllt und dadurch die Fließstrukturen der Moränenfelder gut nachgezeichnet werden, bleibt die Oberflächenbeschaffenheit in den Vertiefung teilweise verborgen.

Die Beleuchtungsverhältnisse in den Schrägluftbildern vom 13. November 2009 sind bezüglich der mittäglichen Sonnenhöhe mit denen von Ende Januar vergleichbar. Wie die Schlagschatten zeigen, erfolgte die Überfliegung am frühen Vormittag zwischen 8.15 und 8.45 Uhr. Der für die vergleichende Interpretation wesentliche Unterschied ist aber die relativ große saisonale Verschiebung um über 70 Tagen. Dies zeigt sich vor allem dadurch, dass der Grad der, wenn auch nur dünnen Schneebedeckung bei den Novembraufnahmen örtlich noch größer ist als bei den Luftbildern von Ende Januar. Während die schroffen Felswände kaum davon betroffen sind, sind vor allem in den weniger steilen Fels und Schuttarealen einige Flächen noch stärker durch eine dünne Schneedecke

oder etwas ausgedehntere Schneeflecken verhüllt, als dies 2 ½ Monate später der Fall wäre. Wie eigene Geländebeobachtungen und die durch BENNAT (2005) zeigen, kann es unter den gegebenen klimatischen Bedingungen auch im antarktischen „Hochsommer“ nach Schneefall und -stürmen kurzfristig zu starken Veränderungen bei der Schneebedeckung kommen.

DIE LUFTBILDPAARE

Die hier aus der Luftbildperspektive untersuchten Gebiete im Orvinfjella beschränken sich auf jene Teile für die Bildpaare mit Schrägluftbildern von 1939 und 2009 vorliegen. Die fünf Bildpaare decken folgende Gebiete ab: Die nördlichen Ausläufer des Conradgebirges und die zentralen und südlichen Regionen des Gebirgszuges Holvedahlfjella. Zur Lage und Orientierung der historischen Aufnahmen siehe Abbildung 4. Eine wertvolle Unterstützung und Ergänzung bei der Interpretation der Vergleichsaufnahmen bildete auch die stereoskopische Auswertung der im Januar 1996 im Rahmen der GeoMaud-Expedition aufgenommenen Senkrechtluftbilder.

Nördliche Ausläufer des Conradgebirges Luftbildpaar 1 (Abb. 11)

Dominierende Bildinhalte sind das ausgedehnte, etwa 2 bis 3 km breite, mit supraglazialem Schutt bedeckte Areal Furdesanden am östlichen Rand des Sandeken-Auslassgletschers und die granitoide Felsburg Sandneshatten, die ihre Umgebung um etwa 600 m überragt. Die von SCHYTT (1961) als Scherflächenmoränen gedeuteten streifigen Moränenfelder reichen am distalen Rand lobenartig entweder bis auf anstehenden Fels oder grenzen an Endmoränen der inzwischen geschrumpften Lokalvergletscherung. Von DELILSE (2005) an der Eisstrom-Moränenschutt-Grenze (etwa 1 km nördlich der nordwestlichen Ecke des Senkrechtluftausschnittes in Abb. 12, Markierung C in Abb. 4) durchgeführte Eisdickenmessungen haben eine Mächtigkeit von 400-500 m ergeben.

Im Bereich der Luftbildausschnitte in Abbildung 11 (oben) und 12 wird der Eisfluss und seine supraglaziale Schuttbedeckung über einer subglazialen Schwelle seitlich aufgeweitet und durch einen kleinen Nunatak gestört. Dieser Nunatak ist zugleich der Ausgangspunkt für eine stromabwärts ausgebildete Diskordanz im Furdesanden, der das Moränenfeld in einen älteren distalen (rechts/östlichen) und einen jüngeren proximalen (westlichen) Korridor teilt. Die weiter stromabwärts erkennbare Kappung der älteren supraglazialen Schuttstreifen (östlich der „Schnittkante“) kann als Hinweis auf eine vorübergehende Verbreiterung und leichte Anhebung des Sandeken-Eisstromes und/oder einen verstärkten Eisfluss über den proximalen Teil der subglazialen Schwelle (westlich des Nunataks) gedeutet werden. Im Verlauf der Zeitspanne zwischen 1939 und 1996 sind aus der Luftbildperspektive jedoch keine offensichtlichen Veränderungen der Moränenschuttstrukturen und -ränder zwischen der historischen Schrägaufnahme von 1939 (Abb. 11 oben) und dem Senkrechtluftbild von 1996 (Abb. 12) erkennbar.

Ein anderes markantes Bildelement ist die riesige, mehrere Kilometer lange Triebsschneefahne, die sich weit von Südost

nach Nordwest bis auf das Moränenfeld Furdesanden erstreckt und die große Bedeutung der katabatischen Winde für die Schneumlagerung unterstreicht. Eine kleinere, ost-west-orientierte Tribschneefahne zeigt, dass es auch bei Winden aus östlichen Richtungen zur Schneeverwehung kommt.

Abgesehen von der saisonal unterschiedlichen Schneebedeckung konnten auf beiden Luftbildausschnitten der Abbildung 11 keinerlei signifikante Unterschiede festgestellt werden. Dies trifft auch für Bereiche außerhalb der Bildpaar ausschnitte zu, wo der Vergleich zwischen den Aufnahmen von 1939 und 1996 keine erkennbaren Veränderungen zeigt. Erwähnenswert sind jedoch gefrorene Schmelzwasseransammlungen in Vertiefungen des Moränenfeldes im Vordergrund des Original-Luftbildes von 1939. Diese sind auf den Senkrechtluftbildern von 1996 nicht zu sehen, was wahrscheinlich auf eine temporäre Schneebedeckung zurückzuführen ist.

*Südlicher Teil des Gebirgszuges Høltedahlfjella (Nupsskarvet)
Luftbildpaar 2 (Abb. 13)*

Der in den Bildausschnitten sichtbare und mit bis zu 2791 m höchste Teil der Høltedahlfjella-Gebirgsregion wird als Nupsskarvet bezeichnet. Der Höhenunterschied zwischen den

Gipfellagen und dem Niveau des Auslassgletschers Sigynbreen beträgt etwa 1000 m, was gemeinsam mit der Lee-Exposition der sichtbaren Gebirgsflanke ursächlich für dessen geringe Vergletscherung und Schneebedeckung ist. Das schroffe Gebirgsmassiv im Bildzentrum besteht aus granitoiden Gesteinen, die links im Vordergrund von metamorphen Gesteinssequenzen umgeben sind. Im Bereich dieser weniger steilen Felsareale sind deutliche Spuren einer glazialen Überprägung und eine großflächige Moränenschuttbedeckung zu erkennen. Daran schließt sich in Richtung des Auslassgletschers Sigynbreen wieder ein von supraglazialen Schutt bedeckter und nun inaktiver Gletschersaum an. Das ehemalige Oberflächenniveau des Auslassgletschers ist hier örtlich als schmale Hangleiste zu erkennen (rote Pfeile in Abb. 13, 14). Deutlich wird die Absenkung des Auslassgletscherniveaus auch durch die immer kleiner werdenden Schuttgirlanden im rechten Bildteil, die wegen des immer schwächer werdenden Eisnachschiebs über den Sattel (blau-gestrichelter Pfeil) zwischen dem vorgelagerten Felsrücken und der Felsrippe am Fuß der Gebirgsflanke entstanden sind.

Abgesehen von diesen deutlichen Hinweisen auf die längerfristigen Schwankungen der Vergletscherung sind auch hier keine Veränderungen im Verlauf der letzten sieben Jahrzehnte zu erkennen.

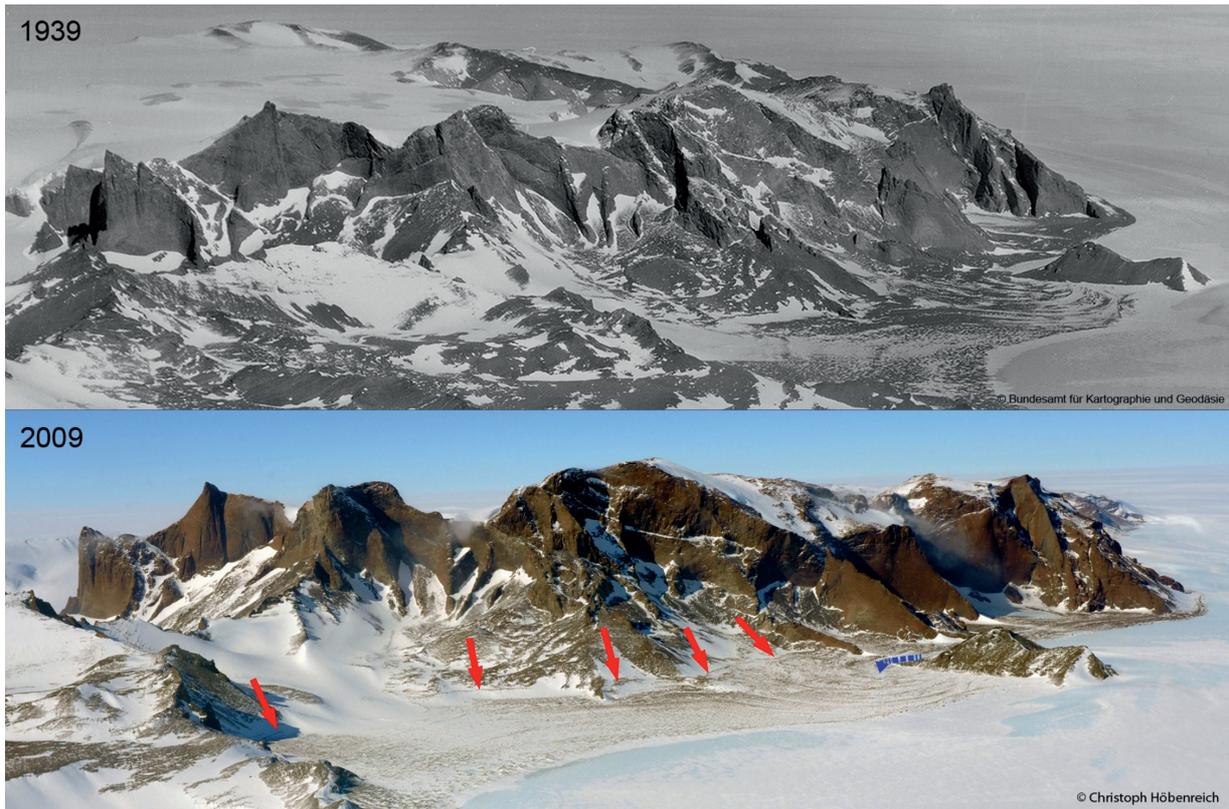


Abb. 13: Südlicher Teil des Gebirgszuges Høltedahlfjella (Nupsskarvet) mit Kennzeichnung einer früheren Eisrandlage des Auslassgletschers Sigynbreen (rote Pfeile, vgl. Abbildung 14, Kartierung K. Brunk). Historische Aufnahme oben vom 30. Januar 1939 (V 31/750); Ausschnitt aus Schrägluftbild 750, aufgenommen beim Bildflug V (Flugstreifen 31) gegen 13.25 Uhr, Blickrichtung Süden. Schrägluftbild unten vom 13. November 2009. Erläuterungen siehe Text.

Fig. 13: Southern part of Høltedahlfjella (Nupsskarvet) with marking of the edge of a former level of the outlet glacier Sigynbreen (red arrows, see also Figure 14, mapping K. Brunk). Historical photo (above) of January 30th, 1939 (V 31/750); Detail of oblique aerial photograph 750, taken during flight V (flight track 31) at 13.25 h, view towards the south. Photo below of November 13th, 2009. For further explanations see text.

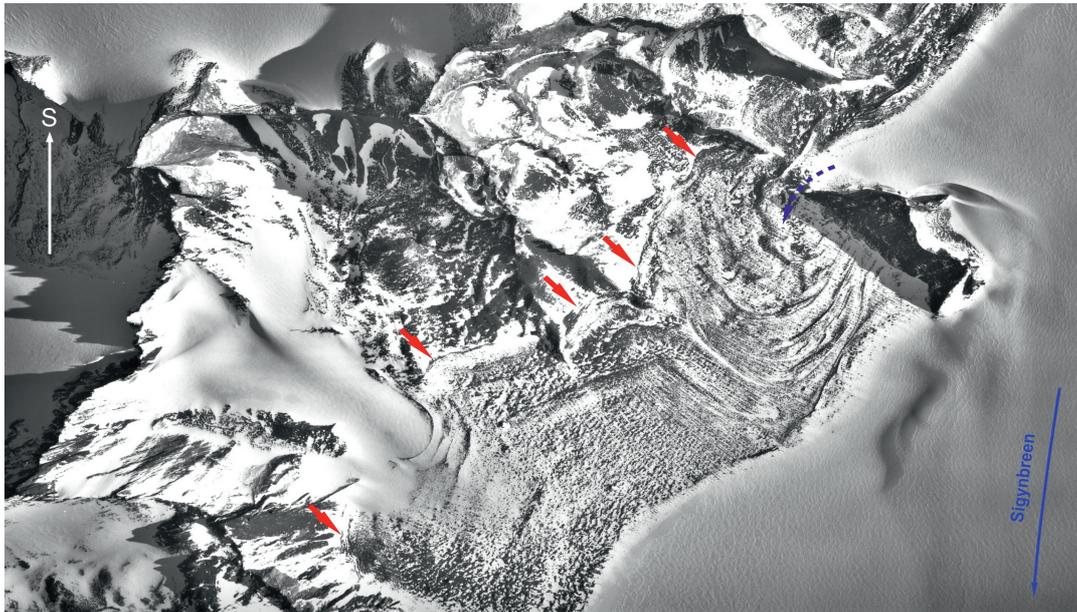


Abb. 14: Nordwestlicher Teil der Region Nupsskarvet (südliches Høltedahlfjella) im Senkrechtluftbild (vgl. Abb. 13). Zwischen der heute nur noch örtlich vergletscherten Gebirgsflanke und dem Auslassgletscher Sigynbreen (rechts unten) erstreckt sich ein breiter Saum, der von supraglazialen Moränenschutt – örtlich lobenartig ausgebildet – bedeckt ist. Deutlich sichtbar sind frühere Eisrandlagen des Auslassgletschers (rote Pfeile). Der blaue Pfeil kennzeichnet einen gebirgsnahen ehemaligen Eisüberlauf des Auslassgletschers Sigynbreen. Ausschnitt aus Luftbild IFAG 96 – 08.36-366 vom 28. Januar 1996. Zum Vergleich mit den Schrägluftbildern (Abb. 13) nach Süden ausgerichtet. Länge des unteren Bildrandes ca. 5,5 km (Kartierung: K. Brunk; Luftbild: Copyright BKG, Frankfurt am Main; archiviert in BGR, Hannover).

Fig. 14: Northwestern part of Nupsskarvet (southern Høltedahlfjella) in a vertical aerial photograph (see also Fig. 13). Between the mountain flank, which is presently glaciated only locally, and the Sigynbreen outlet glacier (bottom right) stretches a wide seam covered by supraglacial moraines (locally formed in lobes). The former edges of the outlet glacier are clearly visible (red arrows). The blue arrow indicates a former ice overflow of the Sigynbreen glacier. Detail from aerial photograph IFAG 96 – 08.36-366 of January 28th, 1996, for comparison with the oblique aerial photographs (Fig. 13) aligned to the south. The length of the lower edge of the picture is about 5.5 km (mapping: K. Brunk; aerial photograph: Copyright BKG, Frankfurt am Main; recorded at BGR, Hannover).

Zentraler und südlicher Teil der Gebirgsregion Høltedahlfjella. Luftbildpaare 3 und 4 (Abb. 15 und 16)

Das Luftbildpaar in Abbildung 15 zeigt größere Teile des Gebirgszuges Høltedahlfjella, die vorwiegend im Luv der Hauptwindrichtungen liegen. Die Gebirgssteile im Hintergrund links (Skorvestallen, siehe auch Abb. 17) und rechts (Nupsskarvet) bilden die Ränder eines flachen vergletscherten Plateaus, dessen Eis unter anderem über einen nach Norden gerichteten Gletscherstrom zwischen diesen Gebirgssteilen abfließt (s. Abb. 4). Im Mittel- und Vordergrund sind die südlichen Ausläufer des Massivs Vinten-Johansenegga zu sehen. Diese Gebirgssteile bestehen aus metamorph überprägten vulkanischen Sequenzen, die schroffen Felswände im Hintergrund aus granitoiden Gesteinen. Bedingt durch die vorwiegend luvseitige Exposition der exponierten Relieftteile sind diese weitgehend schneefrei und die Ablagerung von Trieb Schnee findet in muldenartigen Vertiefungen und konkaven Hangpositionen statt. Da sich hier schneefreie Moränen-, Gletscher- und Firnflächen nur auf sehr kleine Areale beschränken oder völlig fehlen, können diesbezüglich auch keine Veränderungen zwischen den Aufnahmezeitpunkten der Luftbilder festgestellt werden. Auffallend ist die relativ starke Schneebedeckung im Vordergrund des Bildes von 2009. Die Senkrechtluftbilder von Ende Januar 1996 zeigen jedoch, dass es sich dabei aber nur um jahreszeitlich bedingte Unterschiede beim Grad der Ausaperung handelt.

Das Bildpaar in Abbildung 16 zeigt einen vergrößerten Ausschnitt aus Abbildung 15. Auch hier wird deutlich, dass die aktuell scheinbar größere Ausdehnung der Schneeflecken und Schneebedeckung lediglich auf saisonale Veränderungen und perspektivische Abweichungen (hier durch unterschiedliche Flughöhen) zurückzuführen ist.

Südöstlicher Teil der Gebirgsregion Høltedahlfjella (Skorvestallen). Luftbildpaar 5 (Abb. 17)

Die steile Felsflanke Skorvestallen (Abb. 10) – bestehend aus granitoiden Gesteinen – bildet die nördliche Begrenzung einer schmalen, leicht nach Süden abfallenden Eiskappe in ca. 2300 bis 2500 m Höhe. Über einen flachen Sattel besteht hier eine Verbindung zum Inlandeisplateau im Süden. Damit sind auch relativ günstige Bedingungen für die Anwehung von Trieb Schnee gegeben, was durch die etwas stärkere Schneebedeckung davon begünstigter Bergflanken und Nischen zum Ausdruck kommt. Die höchsten Bergspitzen sind bis zu 2600 m hoch und überragen damit die nördliche Fußzone um bis zu 900 m. Obwohl der Rand der Eiskappe in einigen Gebirgssatteln sichtbar ist, gibt es dort bis auf kleinere Schneewechen keine hängenden Gletscher oder Hinweise auf Eisabbrüche. Heute erfolgt über diese Sättel, wie in der Vergangenheit noch wesentlich ausgeprägter, die Anlieferung von Trieb Schnee, der auf den Hängen unterhalb der Sättel abgelagert wird.

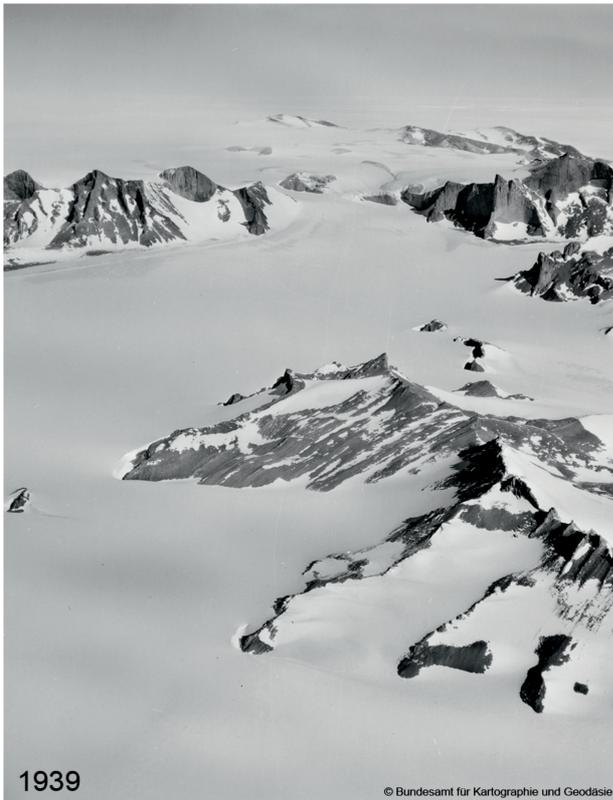


Abb. 15: Zentraler und südlicher Teil der Gebirgsregion Høltedahlfjella. Historische Aufnahme (links) vom 30. Januar 1939 (V 31/755): Schrägluftbild 755, aufgenommen beim Bildflug V (Flugstreifen 31) gegen 13.30 Uhr, Blickrichtung Süden. Schrägluftbild rechts vom 13. November 2009. Erläuterungen siehe Text.

Fig. 15: Central and southern part of Høltedahlfjella. Historical photo left of January 30th 1939 (V 31/755): Oblique aerial photograph 755, taken during flight V (flight track 31) at 13.30 h, view towards the south. Photo right of November 13th, 2009. For further explanation see text.

Von den Perioden mit etwas intensiverer Vergletscherung der Bergflanken und etwas höheren Eisständen des Vorlandes zeugen die Moränengirlanden am Fuß der Gebirgsflanke Skorstallan.

Bei der vergleichenden Interpretation des vorliegenden Bildpaares ist zu berücksichtigen, dass zwischen beiden Aufnahmen ein jahreszeitlicher Unterschied von 2 ½ Monaten besteht und daher bei der Aufnahme von Ende Januar 1939 der Grad der Ausaperung deutlich weiter fortgeschritten ist als im November 2009. Dieser Befund wird durch die Luftbilder vom Januar 1996 in den meisten Fällen bestätigt. Der einzige deutliche Unterschied zwischen der historischen Aufnahme einerseits und den Luftbildern jüngerer Datums andererseits zeigt sich in den westlichen Ausläufern des Gebirgszuges (rechts in den Luftbildern). Hier ist ein nordexponiertes Hangareal im Luftbild von 1939 wesentlich geringer mit Schnee bedeckt als in den Aufnahmen von 1996 und 2009; dieses erscheint also in den letzten beiden Jahrzehnten stärker mit Triebsschnee überdeckt als vorher. Abgesehen von diesem lokalen Befund zeigt auch das vorliegende Bildpaar keine signifikanten Hinweise auf Veränderungen beim Grad der Vergletscherung und Schneebedeckung im Laufe der letzten Jahrzehnte.

ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Vor allem aus den Polarregionen gibt es inzwischen ein Fülle von Hinweisen und Beobachtungen, die, bedingt durch den globalen Temperaturanstieg in den letzten Jahrzehnten, einen deutlichen Rückgang der Vergletscherung belegen (u. a. TURNER et al. 2009, ALLISON et al. 2009). In der Antarktis sind davon neben den Schelfeisgebieten vor allem auch die Eismassen der Antarktischen Halbinsel betroffen. In deutlich abgeschwächter Form gilt dies für Teile des Westantarktischen Eisschildes und die vom Südpolarmeere (und seinen Randmeeren) stärker beeinflussten Küstenzonen der Ostantarktis. Entsprechende Beobachtungen liegen z. B. auch für die Schirmacheroase im nordöstlichen Neuschwabenland vor (RICHTER & BORMANN 1995, HERMICHEN 1995, PAECH 2004a, BENNAT 2005: Fig. 3).

Bezüglich der kontinentalen Teile des ostantarktischen Inlandeischildes, mit seinem arid-hochpolaren Klima, gibt es bislang keine Hinweise auf einen Massenverlust (SHEPHERD & IVINS 2012). Satellitenbeobachtungen deuten hier sogar auf eine leichte Anhebung des Niveaus durch vermehrten Schneefall hin (TURNER et al. 2009). Für die Übergangzone zwischen Inlandeisplateau und Küstengürtel, also die Inlandeisabdachung mit den dort vorkommenden Gebirgen, besteht noch wenig Klarheit bei der Beantwortung der Frage, welcher Art hier die Reaktionen auf den Klimawandel im Verlauf der letzten Jahrzehnte waren bzw. sind.

Die bisherigen Beobachtungen in den gebirgigen Teilen Neuschwabenlands weisen auf keine eindeutigen, rezente Höhenänderungen der Oberflächen der Auslassgletscher und der Inlandeisoberflächen hin. Auf der Grundlage der vorgenommenen vergleichenden Auswertung von multitemporalen Luftbildern, die eine relativ große Zeitspanne von sieben Dekaden umfasst, ist für das zentrale Orvinfjella zu bestätigen, dass es auch dort keine signifikanten Hinweise auf rezente Veränderungen beim Grad der Vergletscherung in der Höhenstufe zwischen 1500 m und 2500 m über dem Meer gibt. Dies gilt insbesondere für die Lokalvergletscherung der Gebirge und mit einer Ausnahme auch für die Ausdehnung der Schneefelder. Die beobachtete Ausnahme, eine örtlich stärkere Triebsschneeüberdeckung in den aktuellen Luftbildern im südöstlichen Høltedahlfjella, ist – falls nicht saisonal – witterungs- oder windbedingt, möglicherweise ein Hinweis auf etwas höheren Schneeniederschlag auf dem angrenzenden Inlandeisplateau.

Die mit dem Klimawandel der letzten Jahrzehnte verbundene globale Temperaturerhöhung hat im Untersuchungsgebiet nicht zu einem erkennbaren Rückgang der Vergletscherung geführt. Wegen des dort herrschenden arid-hochpolaren Klimas ist bei einer Erwärmung eher mit einer Zunahme an Schneeniederschlag zu rechnen, was dann auch regional und lokal zu einer stärkeren Schneebedeckung und Vergletscherung führen könnte.

DANKSAGUNG

Die wissenschaftliche Aufarbeitung der dem Artikel zu Grund liegenden Luftbildvergleiche ist einer Anregung durch die Herren Georg Kleinschmidt (Universität Frankfurt), Dieter Fütterer und Heinrich Miller (beide AWI) zu verdanken. Für die Bereitstellung von Literatur, Luftbildern und Informationen der GeoMaud-Expedition der BGR 1995/96 gilt unser Dank den Herren Detlef Damaske, Andreas Läufer und Georg Delisle (alle Bundesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe, BGR Hannover), und vor allem Herrn Heinz Bennat (BKG, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie – früher IfAG, Institut für Angewandte Geodäsie – in Frankfurt) für die Bereitstellung und Aufbereitung der Satellitenbilddaten sowie wertvolle Kommentare. Schließlich bedanken sich die Autoren für die hilfreichen Kommentare und Vorschläge zur Verbesserung des Manuskripts bei Hans Oerter (AWI) und einem anonymen Rezensenten.

Die im Text verwendeten Bilder von 2009 sind im Rahmen der ersten österreichischen Ski- und Bergexpedition nach Dronning Maud Land entstanden, die neben der Expeditionsleitung (Chr. Höbenreich) aus Karl Pichler und Paul Koller bestand. Neben dem Dank an meine (Chr. H.) Expeditionskollegen

Abb. 16: Ausschnitt aus Abbildung 15. Historische Aufnahme vom 30. Januar 1939 oben. Luftbild unten vom 13. November 2009.

Fig. 16: Detail view from Figure 15. Historical photograph of January 30th, 1939 (above). Aerial photograph of November 13th, 2009 (below).

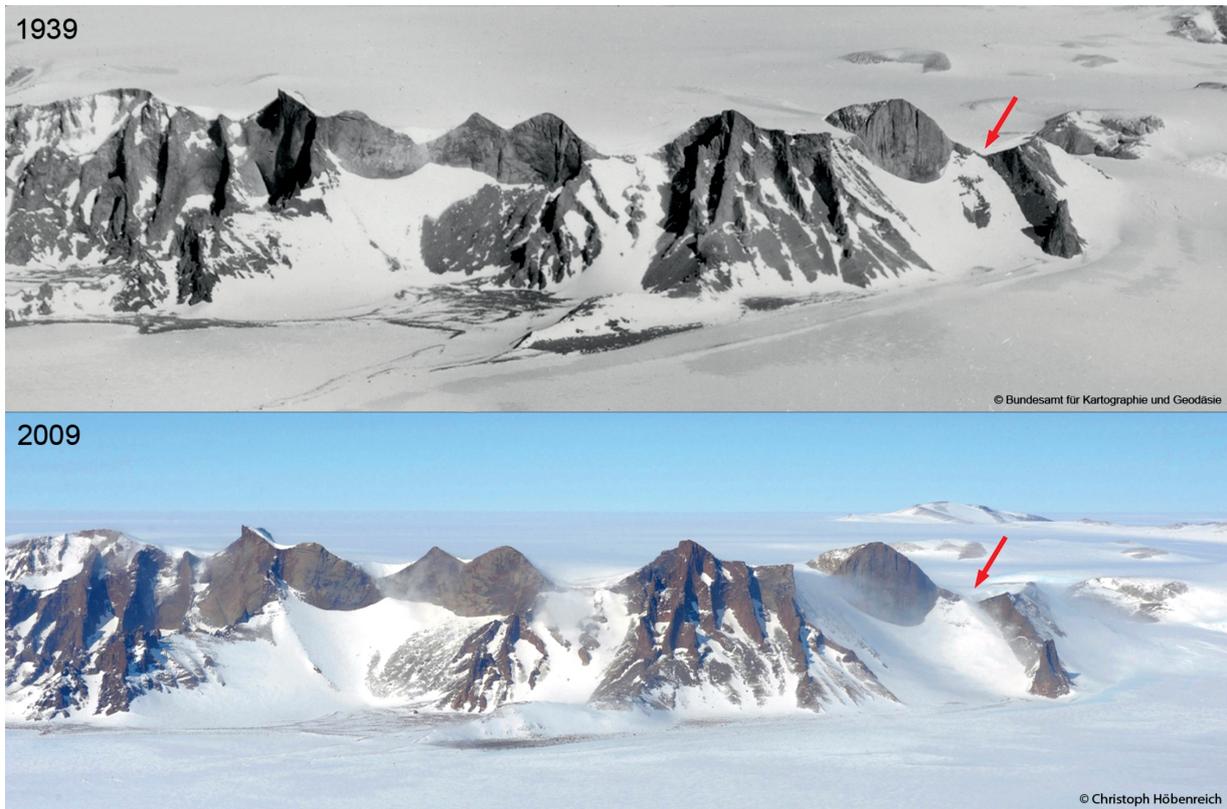


Abb. 17: Südöstlicher Teil der Gebirgsregion Holvedahlfjella (Skorvestallen). Der rote Pfeil weist auf ein Hangareal, das 2009 (so auch 1996) deutlich stärker mit Triebsschnee bedeckt ist als 1939. Historische Aufnahme oben vom 30. Januar 1939 (V 31/757): Ausschnitt aus Schrägluftbild 757, aufgenommen beim Bildflug V (Flugstreifen 31) gegen 13.30 Uhr, Blickrichtung Süden. Schrägluftbild unten vom 13. November 2009. Erläuterungen siehe Text.

Fig. 17: Southeastern part of Holvedahlfjella (Skorvestallen). The red arrow points to a slope area, which in 2009 (as well as 1996) was covered with snow drift much more than in 1939. Historical photo of January 30th, 1939 (V 31/757): Detail of oblique aerial photograph 757, taken during flight V (flight track 31) at 13.30 h, view towards the south. Photo below of November 13th, 2009. For further explanation see text.

gilt dieser posthum dem im Februar 2012 verstorbenen ALCI (Antarctic Logistics Center International)-Direktor Alexej Turtshin und den kanadischen Piloten der Kenn Borek Air Twin-Otter, die mir durch die entgegenkommende Wahl ihrer Flugroute die Luftaufnahmen überhaupt erst ermöglichen.

Literatur

- Allison, I., N. L. Bindoff, R.A. Bindshadler, P.M. Cox, N. de Noblet, M.H. England, J.E. Francis, N. Gruber, A.M. Haywood, D.J. Karoly, G. Kaser, C. Le Quéré, T.M. Lenton, M.E. Mann, B.I. McNeil, A.J. Pitman, S. Rahmstorf, E. Rignot, H.J. Schellnhuber, S.H. Schneider, S.C. Sherwood, R.C.J. Somerville, K. Steffen, E.J. Steig, M. Visbeck, A.J. Weaver (2009): The Copenhagen Diagnosis - Updating the world on the Latest Climate Science.- The University of New South Wales Climate Change Res. Centre (CCRC), Sydney, Australia, 1-60.
<<http://www.copenhagediagnosis.com/> - ISBN: 978-0-9807316-1-3>
- Bennat, H. (2005): Photogrammetric Survey in Central Dronning Maud Land, East Antarctica, during the 1996 GeoMaud Expedition. - In: H.-J. PAECH (ed), International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Geophysical and other Results, Geol. Jb. B 97: 273-287.
- Bormann, P. & Fritzsche, D. (eds) (1995): The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings. – PGM Ergänzungsheft 289, Verlag Perthes, Gotha, 1-448, Annexes.
- Brunk, K. (1986): Kartographische Arbeiten und deutsche Namengebung in Neuschwabenland, Antarktis.- Bisherige Arbeiten, Rekonstruktion der Flugwege der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39 und Neubear-

- beitung des deutschen Namengutes in Neuschwabenland.- Deutsche Geodätische Kommission, Reihe E, 24: Teil I und Teil II.
- Brunk, K. (1989): Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika.- Ber. Polarforsch. 66: 1-102, 1 Kartenbeilage.
- Brunk, K. (2013): Orvinfjella in Neuschwabenland, Dronning Maud Land – Entdeckung, Kartierung und Beispiel für eine bunte Namenlandschaft.- Polarforschung 82: S. 120-136.
- Brunk, K. & Staiger, R. (1986): Nachmessungen an Pegeln auf einem Blau-eisfeld im Borgmassiv, Neuschwabenland, Antarktis.- Polarforschung 56: 23-32.
- Damm, V. & Eisenburger, D. (2005): Ice Thickness and Sub-Ice Topography in Central Dronning Maud Land Deducted by Radio Echo Sounding.- In: H.-J. PAECH (ed), International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Geophysical and other Results, Geol. Jb. B 97: 109-127.
- Delisle, G. (2005): Sub-Ice Topography of Selected Areas in Central Dronning Maud Land, East Antarctica (Ground-Based RES Survey).- In: H.-J. PAECH (ed), International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Geophysical and other Results, Geol. Jb. B 97: 197-210.
- Delisle, G. (2005a): Observations of the Temperature Field of Glaciers at the Margin of the Polar Plateau, Central Dronning Maud Land, East Antarctica.- In: H.-J. PAECH (ed), International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Geophysical and other Results, Geol. Jb. B 97: 211-225.
- Grobe, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See.- Ber. Polarforsch. 27: 1-120.

- Hermichen, W.-D.* (1995): The continental ice cover in the surroundings of the Schirmacher Oasis.- In: P. BORMANN & D. FRITZSCHE (eds): The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings.- PGM Ergänzungsheft 289: 221-242.
- Höbenreich, C.* (2012): Dronning Maud Land – Das unbekanntes Traumland in der Ostantarktis.- Alpenvereinsjahrbuch Berg 2012: 111-121.
- Klebelberg, R. von* (1942): Formen- und gletscherkundliche Auswertung der Lichtbilddaufnahmen.- In: A. RITSCHER (Hrsg): Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39, Bd. 1: 126-156 (Textteil), Tafeln 3, 9-14 (Bilder- und Kartenteil).
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V.Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J.-R., Steig, E.J., Stievenard, M. & Vaikmae, R.* (2000): Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records.- Quaternary Res. 54: 348-358.
- Paech, H.-J.* (ed) (2004): International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Vol. I, Geological Results.- Geol. Jb. B 96: 1-497, 5 Beil.
- Paech, H.-J.* (2004a): Geoscientific Interpretation of the Aerial Photographs Taken in Dronning Maud Land, East Antarctica.- In: H.-J. PAECH (ed), International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Geological Results, Geol. Jb. B 96: 449-468.
- Paech, H.-J.* (ed) (2005): International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Vol. II, Geophysical and other Results.- Geol. Jb. B 97: 1-407, 5 Beil.
- Paech, H.-J.* (2005a): Geographic Data (Names, Elevations and Topographic Maps) of Central Dronning Maud Land, East Antarctica.- In: H.-J. PAECH (ed), International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Geophysical and other Results, Geol. Jb. B 97: 301-308.
- Paech, H.-J.* (2005b): Present Knowledge of the Geology of Central Dronning Maud Land, East Antarctica: Main Results of the 1995/96 Geo Maud Expedition.- In: H.-J. PAECH (ed), International GeoMaud Expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land – Geophysical and other Results, Geol. Jb. B 97: 341-408.
- Richter, W. & Bormann, P.* (1995) Weather and climate.- In: P. BORMANN & D. FRITZSCHE (eds), The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings.- PGM Ergänzungsheft 289: 207-220.
- Ritscher, A.* (Hrsg)(1942): Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39, Erster Band; Leipzig Koehler & Amelang, Textteil: 1-304, Bilder- und Kartenteil.
- Schytt, V.* (1961): Glaciology II, E. Blue Ice-Fields, Moraine Features and Glacier Fluctuations.- Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Scient. Res. Vol. IV (E): 181-204; Oslo (Norsk Polarinstitut).
- Shepherd, A. & Ivins, E. R.* (2012): A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. – in: Science 338 (6111): 1183-1189.
- Turner, J., Bindshadler, R.A., Convey, P., Di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D.A., Mayewski, P.A., & Summerhayes, C.P.* (eds) (2009): Antarctic Climate Change and the Environment (ACCE). A contribution to the International Polar Year 2007-2008.- SCAR, Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge, 1-555 pp.
- Wand, U. & Hermichen, W.-D.* (2005): Late Quaternary Ice Level Changes in Central Dronning Maud Land, East Antarctica, as Inferred from ¹⁴C ages of Mumiyo Deposits in Snow Petrel Colonies.- In: H.-J. PAECH (ed): International GeoMaud Expedition of BGR to the Central Dronning Maud Land in 1995/96, Vol. II, Geol. Jb. B 97: 237-254.
- Willim, C.* (2010): Klimawandel lässt Ostantarktis kalt.- In: Tiroler Tageszeitung 22.8.2010, 66. Jg., Nr. 230, Beilage: 8-9.