

20

20

Heft 20

ISSN: 1866-170X

Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie



Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie

Karl-Dieter Meier & Dietbert Thannheiser
(Hrsg.)

Gletscher und Permafrost in Nordenskiöldland,
Spitzbergen, als potentielle Klimaindikatoren



Universität Hamburg
Institut für Geographie
2009

Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie

Heft 20

Karl-Dieter Meier & Dietbert Thannheiser

**Gletscher und Permafrost in Nordenskiöldland,
Spitzbergen, als potentielle Klimaindikatoren**



Universität Hamburg
Institut für Geographie

2009

Gletscher und Permafrost in Nordenskiöldland, Spitzbergen, als potentielle Klimaindikatoren

Herausgeber:

Dr. Karl-Dieter Meier

Max-Planck-Str. 11, 30823 Garbsen, Germany
bzw: Otsonitie 1, 95980 Ylläsjärvi, Finland

Prof. Dr. Dietbert Thannheiser

Universität Hamburg, Institut für Geographie
Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany
E-Mail: thannheiser@geowiss.uni-hamburg.de

Herausgeber der Reihe:

Prof. Dr. Udo Schickhoff

Universität Hamburg, Institut für Geographie
Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany
Tel.: +49 (0)40 42838-4911
E-Mail: schickhoff@geowiss.uni-hamburg.de

Prof. Dr. Jürgen Böhner

Universität Hamburg, Institut für Geographie
Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany
Tel.: +49 (0)40 42838-4960
E-Mail: boehner@geowiss.uni-hamburg.de

Foto Seite 1:

Spitzbergen vom Flugzeug aus gesehen (Foto: D. Battle 2008)

ISSN: 1866-170X

Vervielfältigungen, Übersetzungen sowie die Einspeicherung und Verarbeitung
in elektronischen Systemen nur nach Genehmigung durch die Herausgeber.

© 2009 Institut für Geographie
der Universität Hamburg
Bundesstraße 55
20146 Hamburg

Printed in Germany

Inhalt

| | |
|---|-----------|
| Zusammenfassung | 1 |
| Summary | 2 |
| 1 Einführung..... | 4 |
| 2 Das Arbeitsgebiet..... | 7 |
| 2.1 Lage und Abgrenzung..... | 7 |
| 2.2 Relief..... | 8 |
| 2.3 Gewässernetz | 10 |
| 2.4 Geologisch-tektonischer Bau und Festgesteine | 11 |
| 2.5 Quartäre Lockersedimente..... | 14 |
| 2.6 Klima | 15 |
| 2.7 Vegetation | 20 |
| 3 Vergletscherung..... | 23 |
| 3.1 Pleistozäne Vergletscherung | 23 |
| 3.1.1 Saale- und weichseleiszeitliche Vergletscherungen..... | 23 |
| 3.1.2 Spätweichseleiszeitliche Deglaziation | 25 |
| 3.2 Holozäne Vergletscherung..... | 28 |
| 3.2.1 Vergletscherung vor der „Kleinen Eiszeit“ | 28 |
| 3.2.2 Vergletscherung von der „Kleinen Eiszeit“ bis heute | 31 |
| 3.2.2.1 Glaziärer Formenschatz | 32 |
| 3.2.2.2 Stauchmoränen | 39 |
| 3.2.3 Gletschertypen und -dynamik | 49 |
| 3.2.3.1 Temperaturregime | 52 |
| 3.2.3.2 Massenbilanz | 54 |
| 3.2.3.3 Fließgeschwindigkeit und „Surge“-Verhalten | 57 |
| 3.3 Gletscher als Klimaindikatoren..... | 67 |
| 4 Permafrostboden..... | 70 |
| 4.1 Verbreitung, Mächtigkeit und Alter..... | 71 |
| 4.2 Geomorphologische Erscheinungsformen..... | 73 |
| 4.2.1 Blockgletscher..... | 73 |
| 4.2.2 Eiskeilpolygone..... | 82 |
| 4.2.3 Pingos..... | 90 |
| 4.2.4 Palsas | 101 |
| 4.2.5 Frostblister..... | 103 |
| 4.3 Permafrost als Klimaindikator | 106 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 5 | Ausgewählte themenbezogene Wanderekskursionen in Nordenskiöldland und Umgebung..... | 112 |
| 5.1 | Longyearbyen – Adventttal – Eskertal – Sassental – Tempelfjord – Sassenfjord – De Geertal – Helvetiatl – Adventttal – Longyearbyen (ca. 150 km)..... | 114 |
| 5.2 | Longyearbyen – Adventttal – Total – Gangtal – Reintal – Vengsletta – Vasstal – Fridtjovhamna – Berzeliustal – Skartal – Grøntal – (Abstecher nach Kap Linné) – Grønfjord – Barentsburg – Heerodden – Kap Laila – Colesbucht – Fartal – Ental – Longyearbyen (ca. 180 km zuzüglich ca. 100 km Abstecher nach Kap Linné)..... | 123 |
| 5.3 | Longyearbyen – Adventttal – Brentskard – Trehøgdtal – Vendomtal – Sassental – Fulmartal – Marmorbre – Skruisbre – Kropotkinfjell – Elfenbeinbre – Agardhtal – Agardhbucht – Bellsundtal – Nordre Bellsundpaß – Kjellstrømtal (Abstecher nach Sveagruva / Kap Amsterdam) – Lundstrømtal – Reindalspaß – Reintal – Tverrtal – Bolterpaß – Boltortal – Adventttal – Longyearbyen (ca. 200 km zuzüglich ca. 50 km Abstecher nach Sveagruva / Kap Amsterdam) | 139 |
| 6 | Schlussfolgerungen und Ausblick..... | 151 |
| 7 | Literaturverzeichnis..... | 156 |

Zusammenfassung

Die Studie beschreibt auf der Grundlage von Feldstudien (1978, 1982-1992, 2008) und der Auswertung von Luftbildern, topographischen Karten sowie historischen Fotos und Berichten die Gletscher und Permafrosterscheinungen im hocharktischen, norwegischen Nordenskiöldland, Zentral-Spitzbergen, und versucht, ihr Potential als Indikatoren möglicher Klimaveränderungen zu erfassen. Anschließend werden drei ausgewählte themenbezogene Wanderexkursionen vorgestellt, auf denen die Gletscher, Permafrost- und Periglaziärscheinungen in Nordenskiöldland und Umgebung näher studiert werden können.

Die im relativ trockenen Nordenskiöldland vorherrschenden Kar- und Talgletscher sind seit Ende der „Kleinen Eiszeit“ zu Beginn des 20. Jahrhunderts stark zurückgeschmolzen. Durch Ausdünnen haben sich viele polythermale Gletscher seitdem in „kalte“, weithin am Untergrund angefrorene, kaum erosive Eismassen verwandelt. Die Massenbilanzen waren wie bei den Gletschern im übrigen Svalbard-Archipel mit Ausnahme einzelner Jahre negativ. Einen Sonderfall bilden Gletscher mit „Surge“-Verhalten, die trotz der durch die Klimadaten der Wetterstationen belegten Klimaerwärmung im Laufe der letzten hundert Jahre Vorstöße zu verzeichnen hatten. Ihr Verhalten ist nicht klimainduziert, sondern stellt eine zyklisch verlaufende Instabilität der Fließgeschwindigkeit dar, die eher vom Gletscher selbst verursacht wird als von äußeren Klimaeinflüssen. Solche Gletscher sind daher als Klimaindikatoren und als Basis für Klimarekonstruktionen wenig geeignet. Bei der Verwendung von Gletschern als Klimaindikatoren sollten folglich möglichst viele Gletscher herangezogen werden und solche mit „Surge“-Verhalten unberücksichtigt bleiben, was in Nordenskiöldland problematisch ist, da sich die Identifizierung von „Surge“-Gletschern aufgrund der langen Zeitintervalle zwischen den „Surge“-Vorstößen (Jahrzehnte bis Jahrhunderte) als schwierig erweist. Die Gletscher Nordenskiöldlands sind nicht im Gleichgewicht mit dem aktuellen Klima; ihre Gleichgewichtslinie liegt bis zu 100 m höher als bei „steady state“-Verhältnissen, woraus sich in vielen Fällen ein sehr kleines Akkumulationsgebiet ergibt. Zahlreiche kleine Kar- und Talgletscher dürften daher bei Fortbestand des gegenwärtigen Erwärmungstrends in absehbarer Zeit völlig abschmelzen.

Nordenskiöldland ist von kontinuierlichem Permafrostboden unterlagert, der nur an der Küste sowie unter größeren Seen und Gletschern Lücken aufweist. Er erreicht in den wind- und kälteexponierten Bergrücken und Plateaubergen des Binnenlandes seine größte Mächtigkeit (200-450 m). Der Küstenabschnitt stellt einen Übergangsbereich mit „warmem“ Permafrost dar, der vom „kalten“ Dauerfrostboden des Binnenlandes zum permafrostfreien Offshore-Bereich überleitet. Trotz der aktuellen Klimaerwärmung nimmt die Permafrostmächtigkeit stellenweise noch zu, wie im geologisch jungen Svea-Tiefland, am Rande der zurückschmelzenden Gletscher sowie am Fuße aktiver Sturzschutthalden. Als geomorphologische Erscheinungsformen des Permafrostbodens sind in Nordenskiöldland Eiskernmoränen an den Gletscherrändern sowie Blockgletscher, Eiskeilpolygone, Pingos, Palsas und Frostblister entwickelt. Die vornehmlich in lobenförmiger Gestalt am Fuße von Sturzschutthalden auftretenden Blockgletscher bilden eisreiche Schuttkörper, die entweder mit Geschwindigkeiten von wenigen cm / Jahr talwärts fließen oder dynamisch inaktiv sind. Sie sind durch ihre oberflächliche Blockdecke bis zu einem gewissen Grade gegen äußere Klimaeinflüsse geschützt und reagieren daher zeitverzögert auf Klimaveränderungen. Eiskeilpolygone treten im Binnenland in aktiver (mit Rissbildung) und inaktiver Form in Erscheinung. An der maritimere Nordenskiöldküste dominieren inaktive Formen; stellenweise sind auch „fossile“ Eiskeile (Eiskeilpseudomorphosen) anzutreffen, bei denen das Bodeneis infolge Absenkung der Permafrosttafel bereits ausgeschmolzen ist. Pingos finden sich wie Palsas in allen Entwicklungsstadien, wobei Aggradations- und Degradationsstadien häufig räumlich eng vergesellschaftet auftreten, was auf einen zyklischen Entwicklungsgang schließen lässt. Die Verwendung dieser Permafrosthügeltypen als Klimaindikatoren setzt daher die Überprüfung einer großen Anzahl von Einzelformen voraus. Frostblister sind aufgrund ihrer im Vergleich zu Pingos und Palsas kurzen Bestandsdauer (maximal 10-15 Jahre) für Klimarekonstruktionen weniger geeignet.

Das geothermische Profil einer 102 m tiefen Permafrostbohrung am Janssonberg im kontinentaleren Inneren Nordenskiöldlands lässt eine Erwärmung der Permafrostoberfläche um $1,5 \pm 0,5$ °C im Laufe der

letzten 60-80 Jahre erkennen. Die mittlere jährliche Bodentemperatur steigt gegenwärtig um 0,6-0,7 °C pro Jahrzehnt an. Die unterschiedlich steilen Temperaturgradienten und räumlich differierenden Permafrostmächtigkeiten deuten auf ein unterschiedlich hohes Alter des Dauerfrostbodens in Nordenskiöldland. In den gegenwärtig nicht vergletscherten, wind- und kälteexponierten Hochlagen könnte präexistenter Permafrost unter dünnem, „kaltem“ Eis die weichseiszeitlichen, möglicherweise auch ältere Vergletscherungen überdauert haben und folglich im Vergleich zum relativ jungen Permafrost der küstennahen Tieflagen ein sehr hohes Alter aufweisen. Im weithin „kalten“ Permafrost Nordenskiöldlands stellt die vermutete zukünftige Klimaentwicklung wahrscheinlich keine unmittelbare Bedrohung für die lokale, überwiegend moderne Infrastruktur dar.

Summary

Based on field studies (1978, 1982-1992, 2008) and evaluation of air photos, topographical maps, historical photos and reports the study describes the glaciers and permafrost phenomena in high-arctic, Norwegian Nordenskiöldland, Central Spitsbergen, attempting to assess their potential as indicators of a possible climate change. Subsequently three relevant trekking tours are picked out and presented on which the glaciers, permafrost phenomena and periglacial forms and accumulations in Nordenskiöldland and surroundings can be studied in detail.

Cirque and valley glaciers, representing the most common glacier types in relatively dry Nordenskiöldland, have clearly receded from their Little Ice Age (LIA) positions at the onset of the 20th century. By thinning of the ice body many polythermal glaciers have turned into cold-based ice masses, largely frozen to the ground and hardly erosive since that time. Except single years the glacier mass balances have been negative similar to other areas in the Svalbard archipelago. Surge-type glaciers have to be considered as special cases as many of them advanced during the last 100 years despite the climate warming documented by the climate data from the weather stations. Glacier surging is not climate-induced, but represents a cyclic flow instability that is triggered primarily from within the glacier system than by external climate forcing. Thus, glaciers with surge behaviour are less suited as climate indicators and for climate reconstructions. Using glaciers as climate indicators a great number of ice masses should be tested and such ones showing surge behaviour excluded – no easy task in the case of Nordenskiöldland, where the identification of surge-type glaciers is complicated by long time intervals between the single surge advances (decades to centuries). In Nordenskiöldland the glaciers are not in balance with the present climate. The equilibrium line altitude (ELA) on the glaciers is located up to 100 m higher than a position indicating steady state conditions, implying in many cases a very small accumulation area. As a consequence numerous small cirque and valley glaciers will melt away in the near future if the present climate warming trend will persist.

Nordenskiöldland is underlain by continuous permafrost with exception of areas below large glaciers and lakes as well as some small coastal strips. The permafrost layer reaches its greatest thickness (200-450 m) in the wind-blown, cold-exposed inland plateaus and mountain ridges. The coastal strip forms a transitional area, characterized by “warm” permafrost, leading from the “cold” permafrost of the inland region to the offshore region without permafrost. Despite the present climate warming the permafrost thickness still increases at favourable places, for example in the Svea lowland, in sediments just uncovered from glacier ice as well as in active talus accumulations. As typical geomorphological phenomena related to permafrost, ice-cored moraines at the glacier margins, rock glaciers, ice-wedge polygons, pingos, palsas and frost blisters are found in Nordenskiöldland. Rock glaciers are mostly developed as lobate-shaped forms in front of high rock fall cliffs, consisting of ice-supersaturated rock debris moving several cm / a downslope or staying motionless as dynamically inactive forms. Typical rock glaciers are covered by a surficial block layer protecting the ice rich frozen core to a certain degree from outer climate influences, thus causing a long reaction time to climate changes. Ice-wedge polygons are found in the inland areas as active (with cracking) and inactive forms. At the maritime Nordenskiöld coast inactive forms are more

widespread; even “fossil” ice wedges (ice-wedge pseudomorphs) without ice can be found at places, formed by a lowering of the permafrost table. Pingos and palsas occur in many developmental stages, aggradational and degradational stages often associated close to each other, indicating a cyclic development. The use of these permafrost mounds as climate indicators thus requires a careful investigation of many individual mounds. Compared with pingos and palsas frost blisters are less suited for climate reconstructions, due to their short life span of 10-15 years at best.

The geothermal profile constructed from a 102 m deep permafrost borehole at Janssonhaugen in the continental inland of Nordenskiöldland reveals a warming of the permafrost surface by $1,5 \pm 0,5$ °C during the last 60-80 years. At present the average annual soil temperature rises by 0,6-0,7 °C per decade. The variable temperature gradients and permafrost thicknesses point to differing permafrost ages in different parts of Nordenskiöldland. In the presently ice free, wind-blown, cold-exposed upland areas pre-existing permafrost may have survived the Weichselian and maybe even older glaciations under thin, cold-based glacier ice thus being very old in comparison to the relatively young permafrost in the coastal lowlands.

For the local, mostly young and modern infrastructure, built on “cold” permafrost in Nordenskiöldland, the expected future climate development should not be a great challenge.

1 Einführung

Das Eis der Gletscher und des Permafrostbodens reagiert höchst sensibel auf Klimaveränderungen. Der globale Temperaturanstieg im Laufe des 20. Jahrhunderts hat sich daher in den glaziären und periglaziären Zonen der Polargebiete und Höhenstufen der Gebirge besonders markant ausgewirkt. Die bisher beobachteten Folgen dieser Entwicklung, wie z.B. Gletscherrückschmelzen und -schwund, Anstieg der Permafrosttemperaturen sowie die damit verbundene Intensivierung vieler geomorphologischer Prozesse, sind wichtige Indikatoren für die Reaktion der kaltklimatischen Umwelt auf den weltweiten Klimawandel. Die Auswirkungen einer möglichen Klimaveränderung werden in den Polarregionen aufgrund der komplexen Wechselwirkungen zwischen den Steuerfaktoren Vergletscherung, Schneebedeckung, Meereis und Permafrostboden offenbar noch verstärkt. Die Klimaschwankungen des 20. Jahrhunderts sind in Nordenskiöldland seit 1912 durch meteorologisches Datenmaterial gut belegt (vgl. FØRLAND et al. 1997). So hob eine markante Wärmephase um 1920 beispielsweise die Jahresmitteltemperatur von $-9,5\text{ °C}$ innerhalb von nur 5 Jahren auf $-4,0\text{ °C}$. Dies stellt die größte Anhebung der Jahresmitteltemperatur dar, die jemals auf der Welt auf Meeresspiegelniveau gemessen worden ist. Von 1957 bis 1968 stieg die Temperatur wieder um ca. 4 °C , um danach allmählich das Niveau des letzten Jahrzehnts zu erreichen.

Die besondere Sensibilität des hocharktischen, norwegischen, an der Schnittstelle von norwegischer See, Barentssee und Arktischem Ozean gelegenen Svalbard-Archipels als „Klimafühler“ hat verschiedene Ursachen. So liegt die Inselgruppe im Grenzsäum von Meeresströmungen und Luftmassen mit sehr unterschiedlichen Temperaturverhältnissen. Der nördlichste Ausläufer des relativ warmen Nordatlantikstromes („Golfstrom“) verläuft entlang der Westküste Svalbards, während der Ostspitzbergenstrom kaltes Wasser aus dem Nordpolarbecken entlang der Ostküste nach Süden transportiert. Ferner wird die Klimaempfindlichkeit durch die sich rasch und kurzfristig verändernde Meereisbedeckung verstärkt, die an die Luft- und Meeresströmungen gleichermaßen gekoppelt ist. Schließlich liegt Svalbard auf dem Weg der nordatlantischen Zyklonen, die feuchte Luftmassen ins arktische Becken leiten. Auf diese Weise kann selbst im Winter feuchte und warme Luft nach Svalbard gelangen. Alle diese Merkmale machen Nordenskiöldland zu einem äußerst geeigneten Gebiet, um Klimaentwicklungen auf der Nordhemisphäre besser verstehen und vorhersagen zu können.

Im natürlichen, durch den Menschen möglicherweise verstärkten Treibhaus der Erde spielen Gletscher und Eiskappen eine wichtige Rolle. Kontinentale Eiskappen sind über die Strahlungsbilanz, den Luftmassenaustausch und die Meeresströmungen mit dem globalen Klima vernetzt und beeinflussen dieses aktiv. Die kleineren Gebirgsgletscher reagieren eher passiv auf veränderte atmosphärische Bedingungen und stellen aufgrund der Nähe ihres Eises zum Gefrier- / Schmelzpunkt höchst empfindliche und repräsentative Indikatoren der Energiebilanz dar. Das auffällige Rückschmelzen der Gebirgsgletscher zählt damit zu den zuverlässigsten Belegen, dass sich das globale Klima seit Ende der „Kleinen Eiszeit“ deutlich verändert hat.

Permafrost oder Dauerfrostboden ist definiert als Lithosphärenmaterial, das während der Dauer von mindestens einem Jahr negative Temperaturen aufweist. Der thermische Aspekt verknüpft Permafrost eng mit dem Klima; das im Untergrund vorhandene Eis ist jedoch im Unterschied zum Gletschereis der direkten Beobachtung entzogen. Der Eisgehalt von dauernd gefrorenen Schuttmassen übersteigt oftmals bei weitem das Porenvolumen des Materials im ungefrorenen Zustand; häufig sind mächtige Eislinsen vorhanden. Das Schmelzen von eisübersättigtem Permafrost führt zu Setzungsvorgängen und drastischen Veränderungen der geotechnischen Lockermaterialeigenschaften: Kohäsionsabbau, Wassersättigung über Eisresten, Steigerung der hydraulischen Leitfähigkeit und schließlich Zunahme der inneren Reibung nach Dehydrierung. Die polaren und alpinen Permafrostregionen zählen folglich zu den Gebieten, die bei einem fortgesetzten Temperaturanstieg in der Zukunft besonders starken Veränderungen unterliegen dürften. Der Permafrost reagiert auf einen Temperaturanstieg rasch durch Zunahme der sommerlichen Auftautiefe und verzögert über Änderungen des Temperaturprofils und Anpassung der

Permafrostmächtigkeit an die Klimaverhältnisse an der Erdoberfläche. Die heute zu beobachtenden Veränderungen im Permafrost spiegeln die Entwicklung der jüngsten Vergangenheit wider und beeinflussen zugleich die zukünftige Entwicklung.

Die besten Kenntnisse über den Gletschereisverlust in Svalbard einschließlich Nordenskiöldland liegen aus dem 20. Jahrhundert vor. Die Gletschergeschichte ist durch historische Berichte und Fotos („Kleine Eiszeit“), Luft- und Satellitenbilder, direkte Messungen, Moränenkartierungen sowie entsprechende Rekonstruktionen der Gletscherstände belegt. Die Veränderungen des Permafrostes vollziehen sich mehr im Verborgenen und sind daher weniger bekannt. Im Falle einer beschleunigten zukünftigen Klimaerwärmung würden sich die kryosphärischen Komponenten des arktischen Ökosystems (Schnee, Gletscher- und Meereis, Permafrostboden) wahrscheinlich dramatisch verändern und zu einem deutlichen Ungleichgewicht im Wasserkreislauf, in den Stoff- und Sedimenttransporten sowie in den Wachstumsbedingungen der Vegetation führen.

Aufgrund seines reichhaltigen kaltklimatischen geomorphologischen Formenschatzes, der oft „lehrbuchhaft idealtypisch“ ausgeprägt ist und durch die spärliche Vegetation kaum verhüllt wird, sowie seiner für die nördliche Breitenlage relativ guten Erreichbarkeit ist Spitzbergen als westlicher Teil und Hauptinsel Svalbards ein lohnendes Ziel für Geographen, Geomorphologen und Geologen. Die große Vielfalt an glaziären Milieus hat Quartärgeologen seit mehr als hundert Jahren angezogen, und die Gletscher Svalbards und ihre Dynamik werden oft zu Vergleichszwecken bei der Rekonstruktion der pleistozänen Vergletscherungen in Mitteleuropa herangezogen. Die Rekonstruktion der pleistozänen und holozänen Gletschergeschichte in Svalbard selbst ist jedoch nach wie vor eine herausfordernde, anspruchsvolle Aufgabe.

Die Landschaft Spitzbergens zeichnet sich durch tiefe, glaziär erodierte Fjorde und Täler mit Höhenunterschieden von bis zu 1 700 m aus, aber sie weist mit Ausnahme der frisch aussehenden Eiskernmoränen an den heutigen Gletscherrändern erstaunlich wenige Spuren ehemaliger Eisfrontpositionen auf. Der Formenschatz wird von fluvialen Landformen und schuttbedeckten Talhängen geprägt, und das küstennahe Tiefland wird weithin von isostatisch gehobenen marinen Strandterrassen eingenommen. Zahlreiche Radiokarbondatierungen dieser Paläostrände und der Mangel an Moränen lieferten die Hauptargumente, um große eisfreie Gebiete entlang der Westküste Spitzbergens während des weichseleiszeitlichen Maximalstandes zu fordern. Altersdatierungen von glaziären Erratika belegen zweifelsfrei, dass lokale Nunatakker im Nordwesten Spitzbergens existierten (vgl. LANDVIK et al. 2003), aber die Fjorde und Täler wurden eindeutig von rasch fließenden Eisströmen eingenommen, die sich bis zum Schelfrand erstreckten (vgl. LANDVIK et al. 2005). Selbst wenn die spätweichseleiszeitliche und holozäne Vergletscherungsgeschichte Svalbards inzwischen in groben Zügen bekannt ist, sind die marinen und terrestrischen Befunde widersprüchlich, und die Entwicklung und der Zerfall der glaziären Formen und Ablagerungen sind bisher kaum verstanden.

Wie in anderen Polargebieten und im Hochgebirge verlief die Erforschung der Gletscher und des Permafrostbodens in Spitzbergen lange Zeit parallel zueinander. Ein Austausch und eine Verknüpfung der Ergebnisse beider Forschungszweige fand jedoch schon früh bei der Kohle-Exploration und der Anlage von Bergwerken statt. Angaben zu den Eigenschaften, dem Temperaturregime und der Mächtigkeit des Permafrostbodens in Spitzbergen resultierten bis Ende der 1970er Jahre hauptsächlich aus Beobachtungen und Messungen in den Kohleminen (vgl. LIESTØL 1977). Seit Mitte der 1990er Jahre ist nicht nur eine Intensivierung in der Erforschung der Kryosphäre Nordenskiöldlands und anderer Gebiete Spitzbergens zu beobachten, sondern auch ein verstärktes Bestreben, glaziäre und periglaziäre Forschungen zu kombinieren, um den komplexen Wechselwirkungen und Rückkopplungen zwischen Gletschern und Permafrost besser Rechnung zu tragen. Mit der Einrichtung des Universitätszentrums UNIS der vier norwegischen Universitäten (Oslo, Bergen, Trondheim, Tromsø) in Longyearbyen (1995) erhielt die Erforschung der geomorphologischen Formen und Prozesse unter kaltklimatischen Bedingungen vor allem in Nordenskiöldland neue Impulse, was sich u.a. in der Initiierung zahlreicher neuer Forschungsprojekte manifestiert.

Im Folgenden werden nach der physisch-geographischen Kennzeichnung des Arbeitsgebietes zunächst die pleistozäne und holozäne Vergletscherung vorgestellt, die verschiedenen Gletschertypen, ihre Dynamik, Temperaturverhältnisse, Massenbilanz und Fließgeschwindigkeit beschrieben sowie die Zusammenhänge zwischen Gletscher- und Klimaschwankungen diskutiert. Danach folgt eine Charakterisierung des Permafrostbodens, seiner Verbreitung, Mächtigkeit und Altersstellung sowie seiner markantesten geomorphologischen Erscheinungsformen (Permafrostindikatoren), ehe sein Wert als Klimaindikator aufgezeigt wird. Schließlich werden drei themenbezogene (Vergletscherung, Permafrost- und Periglaziärererscheinungen) Rundwanderexkursionen durch Nordenskiöldland und das angrenzende Sabineland vorgestellt.

2 Das Arbeitsgebiet

2.1 Lage und Abgrenzung

Die Halbinsel Nordenskiöldland befindet sich auf $77^{\circ}43'$ - $78^{\circ}22'$ nördlicher Breite und $13^{\circ}34'$ - $17^{\circ}22'$ östlicher Länge zwischen dem Isfjord im Norden und dem Van Mijenfjord / Bellsund im Süden im zentralen, westlichen, zum norwegischen arktischen Svalbard-Archipel zählenden Spitzbergen (vgl. Abb.1). Sie grenzt im Westen mit der als Strandflate ausgebildeten Nordenskiöldküste an die nördliche Barentssee. Die Ostgrenze zum Sabineland verläuft durch das untere Sassental, vom Eskertal über das Brentskard (Paß) zum oberen Adventtal, über den Tronis-Hettebre-Paß, sowie durch das Lundstrømtal zum Kjellstrømtal, dessen unterer Talabschnitt östlich der Braganza-Bucht die Grenze zum südöstlich anschließenden Heerland bildet (vgl. Abb. 2). Die SW-NE-Er Streckung von Nordenskiöldland beträgt rund 95 km; in NW-SE-Richtung sind es maximal 60 km. Die Breitenlage ist mit der Nordgrönlands zu vergleichen.



Abb. 1: Übersichtskarte von Svalbard

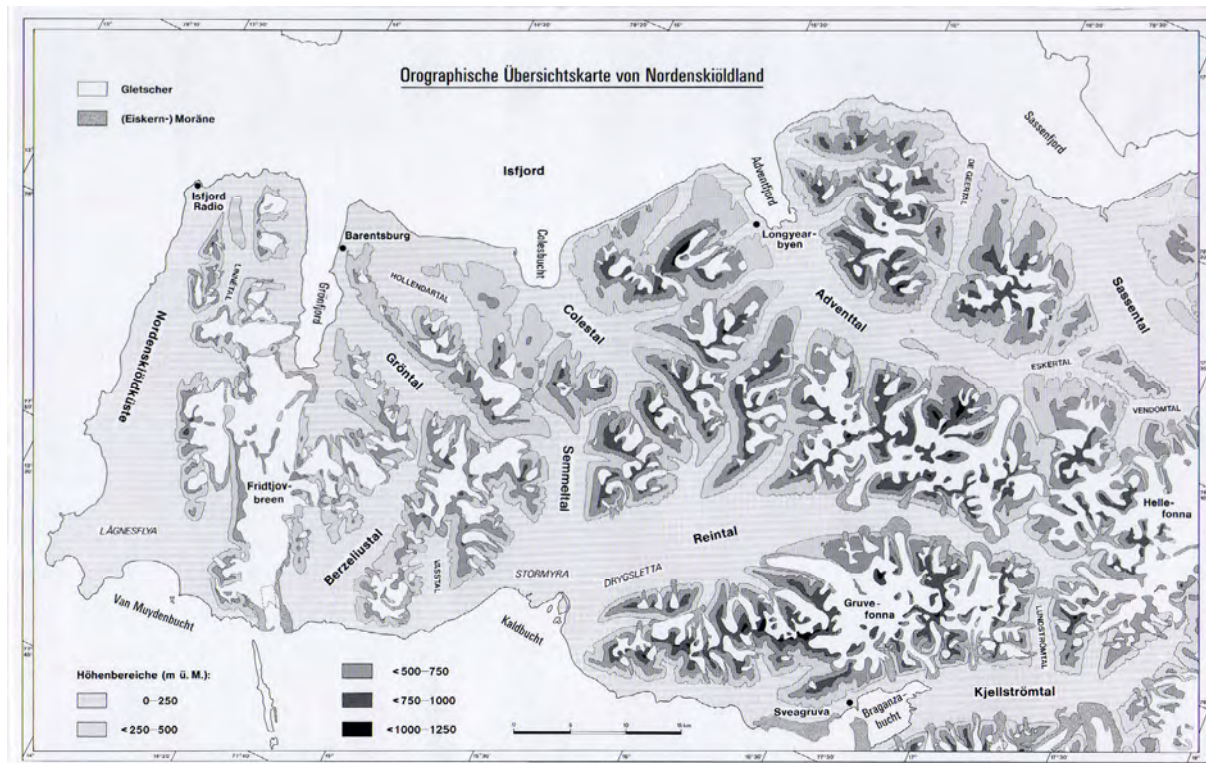


Abb. 2: Orographische Übersichtskarte von Nordenskiöldland (aus MEIER 1991)

2.2 Relief

Das Relief Nordenskiöldlands lässt eine auffällige Gliederung erkennen, deren Entwicklung wesentlich durch die geologisch-tektonischen Strukturen im Untergrund vorgezeichnet ist (vgl. MEIER 1996). Der westlich des Grönfjordes und des Fridtjovgletschers gelegene, von stark gefalteten metamorphen Gesteinen unterlagerte Teil Nordenskiöldlands ist durch ein alpines Relief mit steil aufragenden Bergen und Bergzügen, gletschererfüllten Trogtälern und Karen sowie scharf herauspräparierten Kämme, Graten und Zinnen gekennzeichnet (vgl. Foto 1). Es ist dieser Relieftyp, dem die Hauptinsel des Svalbard-Archipels ihren Namen „Spitzbergen“ verdankt. Ihm ist die bis zu 12 km breite und ca. 40 km lange, als Strandflats ausgeprägte Nordenskiöldküste vorgelagert. Die Strandflats schneidet die gefalteten Gesteinsserien des kristallinen Basements und erstreckt sich submarin in geringer Wassertiefe noch einige Kilometer westwärts. Die westlich des Linnétales infolge von tertiären Hebungsvorgängen bereits abgetragenen paläo- und mesozoischen Sedimentgesteinsschichten des Deckgebirges sind weiter östlich teilweise erhalten. Sie bilden – aufgerichtet und vielerorts nahezu saiger gestellt – eine markante Aufrichtungszone, die Nordenskiöldland vom Westufer des Grönfjordes bis zum Ingeborgfjell am Akselsund in nordsüdlicher Richtung durchzieht. Östlich des Grönfjordes und Fridtjovgletschers nimmt das Ausmaß der Hebung rasch ab. Die flach einfallenden bis horizontal gelagerten mesozoischen und tertiären Sedimentgesteinsschichten bilden im zentralen und östlichen Nordenskiöldland zahlreiche Plateaus (vgl. Foto 2), die stellenweise von flachkuppigen oder pyramidenförmigen Bergen überragt werden. Sie lassen sich als Relikte einer Peneplain deuten, die im Tertiär unterschiedlich stark herausgehoben worden ist. Die Höhe der Berge nimmt von 700-900 m ü.M. an der Nordenskiöldküste bis auf 1000-1100 m ü.M. (Gustavfjell bei Sveagruga: 1235 m) im Ostteil der Halbinsel zu. Etwa gleichlaufend ist eine Zunahme der vergletscherten Fläche in östlicher Richtung festzustellen.



Foto 1: Blick nach Süden über die breite Talsohle des trogförmigen Linnétals auf das alpine Relief am Systemafjell (745 m). Der 2,5 km lange Linnégletscher und seine tributären Kargletscher werden von scharf herauspräparierten Bergkämmen eingerahmt. Der auf der Schottertalsohle pendelnde Gletscherbach (Linnéelv) entwässert in den Linnésee. Das Quellaufeis im Vordergrund wird durch Wasser aus dem rund 100 m höher gelegenen Kongressesee gespeist, das unter dem Permafrostboden talwärts strömt und am Hangfuß Quellaustritte bildet. (14.8.1989)



Foto 2: Blick vom Trollstein (849 m) bei Longyearbyen auf das gering vergletscherte Plateareliefe zwischen Adventtal und Reintal im Inneren Nordenskiöldlands. Die in flachlagernden tertiären Sandsteinschichten angelegten Plateaus werden von N-S-orientierten Trogtälern zerschnitten. An den Plateaurändern überdauern im Lee der vorherrschenden südöstlichen Winde transversale Schneeflecken bis spät in den Sommer, während die blockfeldbedeckten Hochflächen weithin schneefrei bleiben. Über die 500-600 m hohen Plateaus aufragende Bergzüge und Einzelberge sind überwiegend vergletschert. (7.8.2008)

Die Landschaft Nordenskiöldlands wird von acht Haupttälern zerschnitten. Vier von ihnen (Grøntal, Colestal, Adventtal, Sassental) haben einen südost-nordwestlichen Verlauf. Sie münden in Seitenarme und -buchten des Isfjordes. Die restlichen vier (Berzeliustal, Semmetal / Reintal, Kjellstrømtal) verlaufen nordost-südwestlich und münden in den Van Mijenfjord (vgl. Foto 3). Alle Haupttäler und viele Nebentäler sind im Gefolge von Glaziärerrosion trogförmig ausgeprägt. Sie sind durch breite, flache Talböden gekennzeichnet, auf denen die rezenten Gletscherbäche, aufgrund des geringen Gefälles zumeist in zahlreichen Abflusskanälen pendelnd, dem Meer zustreben. Die Nebentäler münden häufig mit mächtigen Schwemmfächern in die Haupttäler. Die Plateauränder werden oftmals von Kerbtälern mit markantem V-

förmigen Querprofil zerschnitten – einem deutlichen Indiz auf einen fluvialen und nicht-glaziären Ursprung. In den Hochlagen existieren zahlreiche Kare und karähnliche Mulden und Tälchen, die durch Erosion lokaler Gletscher entstanden sind.



Foto 3: Blick talaufwärts nach Nordosten über das von den pleistozänen Gletschern trogförmig ausgeräumte 6-8 km breite, von bis zu 1000 m hohen, neuschneebedeckten Bergen umrahmte mittlere Reintal. Die Seitentäler münden mit mächtigen Schwemmfächern in das Haupttal. Der von zahlreichen Gletschern gespeiste, wasserreiche Reindalselv ist als Pendelfluß („braided river“) entwickelt, dessen Abflusskanäle auf der breiten Schottertalsohle anastomosieren. Vor der Zunge des mächtigen Slakbre-Talglatschers (rechts) deuten Aufeisreste auf ein polythermales Gletscher-Temperaturregime (1.9.1982).

Viele Kare und Täler abseits der Haupttäler werden heute noch ganz oder teilweise von Gletschern eingenommen. Darüberhinaus existieren einige Plateaugletscher auf den höheren Plateaus. Die Gletscher- eisbedeckung ist im östlichen Teil Nordenskiöldlands am größten, obwohl sich der größte und einzige gegenwärtig noch ins Meer kalbende Gletscher (Fridtjovbre) am Akselsund im Westen befindet. Die Gletschereisbedeckung ist in Nordenskiöldland deutlich geringer als in anderen Teilen Svalbards.

2.3 Gewässernetz

Das Gewässernetz Nordenskiöldlands ist weit verzweigt und gehört zum Einzugsgebiet des Isfjordes und Van Mijenfjordes. Kennzeichnend ist die dendritische Anordnung der Fließgewässer (vgl. Abb. 3). Die Hauptflüsse Sassenselv, Adventelv, Coleselv, Grøndalselv, Berzeliuselv, Semmeldalselv, Reindalselv und Kjellströmelv bestehen aus einem komplexen System miteinander kommunizierender Abflussbahnen, das die breiten Talsohlen überzieht („braided river system“, vgl. Foto 4). Die Tallängsprofile sind weithin ausgeglichen und zeigen keine auffälligen Gefällsbrüche. Dagegen weisen Täler ohne Gletscheranbindung oder mit geringem Zufluß noch heute Gefällsstufen auf, wie z.B. das untere Eskertal, dessen Bachlauf mit einem ca. 8 m hohen Wasserfall in das Sassental mündet. Eine Vielzahl von Nebenflüssen und kleinen Bächen zerschneidet die Talflanken. Die Flüsse entfalten ihre größte Transportaktivität während der sommerlichen Schneeschmelze. Im Vergleich zu anderen ehemals vergletscherten Gebieten fällt die Seenarmut Nordenskiöldlands auf. Mit Ausnahme der Nordenskiöldküste, wo rezente und gehobene Strandwälle zahlreiche flache Seen abdämmen, beschränkt sich die Verbreitung von Seen auf die Mündungsbereiche größerer Flüsse, wie Sassen-, Advent-, Reindals- und Kjellströmelv. Seltener finden sich Seen, die von (Eiskern-) Moränen oder Gletschern aufgestaut werden. Einer der größten Seen Svalbards, der rund 4,7 km lange und fast 40 m tiefe Linnévatn, füllt ein ehemaliges Zungenbecken aus.

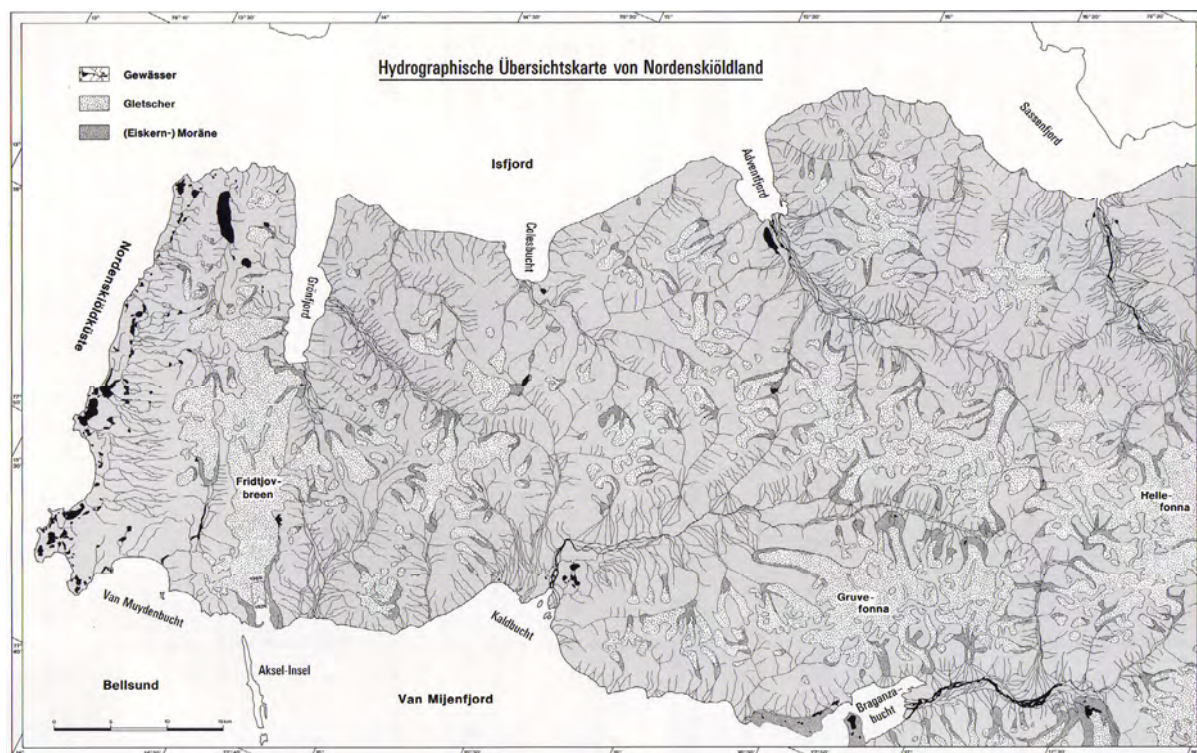


Abb. 3: Hydrographische Übersichtskarte von Nordenskiöldland (aus MEIER 1991)

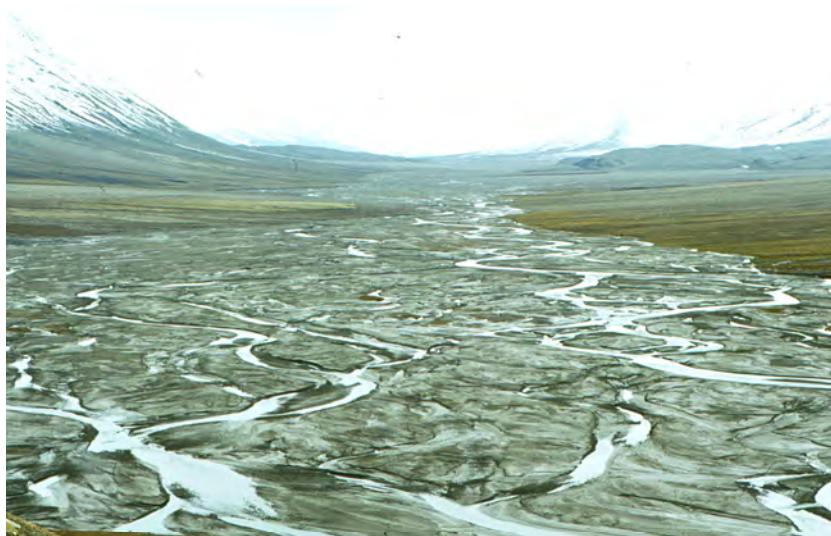


Foto 4: Der von zahlreichen Gletschern gespeiste, wasser- und sedimentreiche Reindalselv repräsentiert einen typischen „braided river“. Die bis zu 1 km breite aktive Talsohle ist von einem komplexen System miteinander kommunizierender Abflussbahnen überzogen, die in Abhängigkeit von Wasserzufuhr und Sedimentfracht ständig ihren Lauf verlegen. Die konkaven Unterhänge der steilen Trogtalflanken des Reintales laufen sanft auf dem Talboden aus. Sie werden vornehmlich von weiträumigen, sich seitlich verschneidenden Schwemmfächern gebildet (16.8.1983).

2.4 Geologisch-tektonischer Bau und Festgesteine

Der geologisch-tektonische Bau Nordenskiöldlands lässt eine strukturelle Gliederung in drei Einheiten erkennen (vgl. Abb. 4): Das präkambrische Grundgebirge (Precambrian Basement High) an der Nordenskiöldküste, den Tertiären Falten- und Überschiebungsgürtel (Tertiary Fold- and Thrust Belt) westlich des Grønfjordes und Fridtjovgletschers sowie den östlich daran anschließenden Westspitzbergentrog (West Spitsbergen Trough = Central Tertiary Basin of Spitsbergen), dessen schwach deformierte Sedimentschichten den weitaus größten Teil Nordenskiöldlands unterlagern (vgl. DALLMANN et al. 2002).

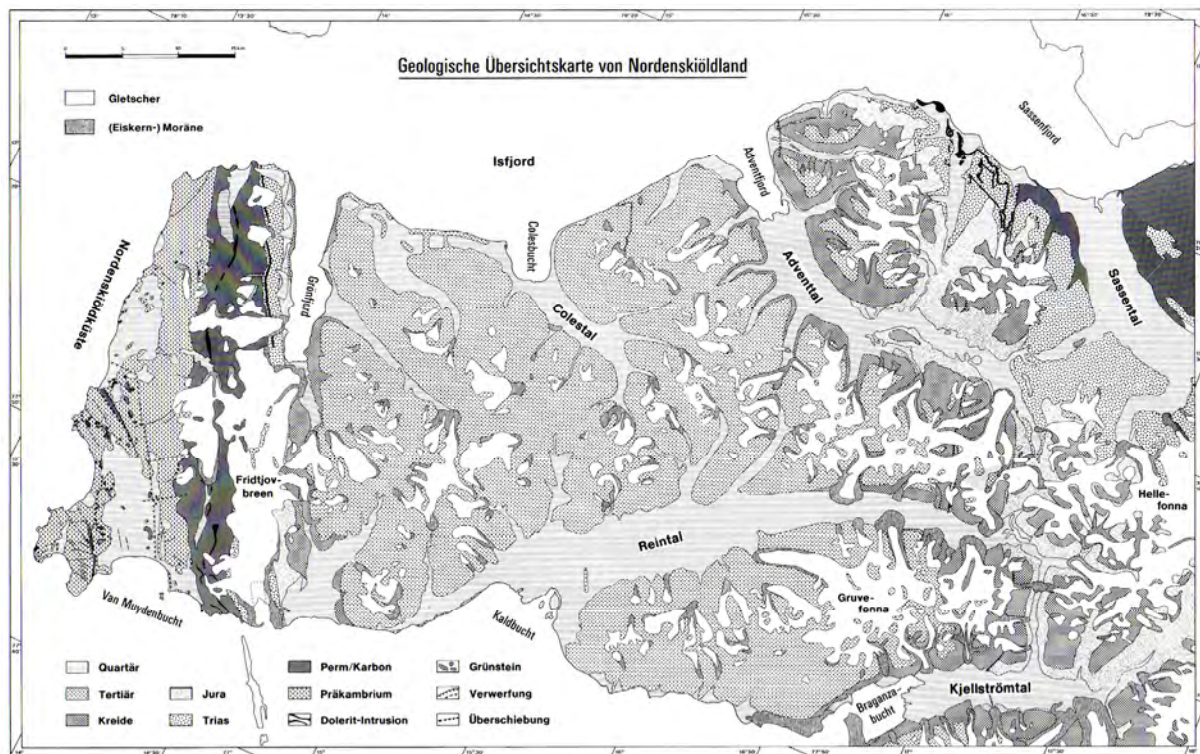


Abb. 4 : Geologische Übersichtskarte von Nordenskiöldland (aus MEIER1991)

Das präkambrische Grundgebirge besteht hauptsächlich aus feinkörnigen Phylliten mit eingeschalteten Marmor- und Quarzitlagen. Die Gesteine sind infolge kaledonischer und älterer orogener Ereignisse stark gefaltet und geschiefert. Ferner finden sich quarzitisches und tillitisches Konglomerate, Kalksteine und Dolomite. Die bereits stark beanspruchten Gesteine wurden im Tertiär durch Deformationsvorgänge und Reaktivierung verschiedener Verwerfungen weiter zerrüttet (vgl. OHTA et al. 1992).

Der Tertiäre Falten- und Überschiebungsgürtel bildet eine 8-12 km breite NNW-SSE verlaufende Zone zwischen dem Linnétal und Grønffjord sowie beiderseits des Fridtjovgletschers. Das metamorphe, kristalline Basement wird hier unmittelbar von karbonischen bis paläogenen Sedimentgesteinen überlagert. Das unterkarbonische Basalkonglomerat liegt diskordant auf dem gefalteten Grundgebirge. Ein exzellenter Schnitt durch die Schichtensequenz ist westlich der Mündung des Grønffjordes in den Isfjord zu beobachten (Festningen). Die Schichten sind durch Druckeinwirkung aus WSW-Richtung schräg- bis saigergestellt. Im Unterkarbon dominieren Konglomerat- und Sandsteinschichten, wobei letztere kohleführende Schieferlagen enthalten können. Im Mittelkarbon-Unterperm vollzieht sich ein Übergang von kontinentalen zu marinen Sedimenten. Auf rote Sandsteine folgen Kalke und Dolomite, lokal mit Gips- und Anhydritlagen. Die Gesteine des Oberperm sind häufig verkieselt und morphologisch hart; sie bilden daher oft Steilwände und Landvorsprünge. Mesozoische und lokal begrenzte Gebiete mit oberpermischen Ablagerungen finden sich in Nordenskiöldland sowohl an der WSW-Flanke als auch an der ENE-Flanke des Westspitzbergentrogens. In der Trias dominieren Schluff- und Sandsteine, Schiefer und Kalksteine. Die Schichten sind westlich des Grønffjordes, am Fridtjovhamn und auf der Akselinsel stärker verstellt worden als im Bereich De Geertal-Vendomtalen an der Nordostflanke des Spitzbergentrogens. Die jurassischen Schichten bestehen hauptsächlich aus Tonschiefern mit dünnen Sandstein- und Konglomeratzwischenlagen. Sie haben ihre größte Verbreitung im Ostteil des Arbeitsgebietes, treten jedoch auch westlich des Grønffjordes sowie des Berzeliustales zutage. Velerorts sind Rutschungsphänomene zu beobachten, indem sich massive kretazische Sandsteinschollen über morphologisch weichen, als Schmiermittel fungierenden jurassischen Tonschiefer- und Schluffsteinlagen talwärts bewegen, wie an den Hängen von Arctowskifjell, Albert Bruntoppen und Ottofjell (vgl. MAJOR et al. 2000). Der unterkretazische „Festningsandstein“ ist morphologisch besonders resistent. Seine saigergestellten Schichten bilden am

Ausgang des Grønfyordes eine auffällige Landmarke. An mehreren Stellen sind Fußabdrücke von Dinosauriern erhalten.

Östlich des Grønfyordes und Fridtjovgletschers dominieren tertiäre Sedimentgesteine des Westspitzbergentrog, die im Verlauf des De Geertales, Tronis-Hettebre-Passes und Lundströmtales erneut von mesozoischen Gesteinsschichten abgelöst werden (vgl. HJELLE et al. 1985, SALVIGSEN & WINSSENS 1987, MAJOR et al. 2000). Die Gesamtmächtigkeit des Deckgebirges (Spätpaläozän-Paläogen) über dem kristallinen, altverfalteten Grundgebirge beträgt rund 3 500 m. Es handelt sich um die Sedimentfüllung im Vorlandbecken des Tertiären Falten- und Überschiebungsgürtels, der sich als tektonische Folge auf die mehrere tausend Meter hohe Hebung des kristallinen Basements (Western Basement High) weiter westlich im Frühtertiär entwickelte. Der Westspitzbergentrog hat im Querschnitt eine stark asymmetrische Gestalt. Die Gesteinsschichten sind im Westen stark aufgebogen. Im Beckenzentrum, etwa im Raum Longyearbyen, liegen sie flach (2-3°), ehe die Schichtneigung zum Sassenal hin wieder zunimmt (vgl. MAJOR et al. 2000, MARTINSEN & NØTTVEDT 2006). Im Becken wurde Verwitterungsmaterial aus der neu gebildeten Gebirgskette im Westen Spitzbergens abgelagert und später vornehmlich zu Sandsteinen, Schluffsteinen und Tonschiefern verfestigt. Während der Sedimentation setzte sich die Gebirgsbildung im Westen fort, als dessen Folge der gesamte Trog um mehrere Kilometer nach ENE verschoben wurde. Die Scherflächen befanden sich in den mesozoischen Schichten, wobei die morphologisch weichen Tonschiefer als Schmiermittel dienten. Das Zusammenspiel dieser Überschiebung mit Bewegungen entlang der NNW-SSE orientierten Billefjord-Verwerfungszone (Billefjord Fault Zone), die schon zu kaledonischen Zeiten existierte und seitdem bei allen regionalen tektonischen Ereignissen reaktiviert wurde, führte im Verlauf eines Gürtels, der sich vom Sassenfjord durch das innere Adventtäl zum Reintal erstreckt, zur Entstehung eines komplizierten Systems tektonischer Strukturen (vgl. MAJOR et al. 2000). Die markanteste Verwerfung der Billefjord-Verwerfungszone in Nordenskiöldland befindet sich im Flowertal westlich der Ausmündung des Sassenals in den Sassenfjord. Es handelt sich um eine reverse Verwerfung, die sich entlang des östlichen Talhanges rund 5,5 km in südlicher Richtung verfolgen lässt, ehe sie unter eine Überschiebungsdecke des Westspitzbergentrog abtaucht. Die Schichten östlich der Verwerfungslinie sind nahezu vertikal um 500-600 m herausgehoben worden.

Zwischen Diabasodden und der Mündung des Sassenales gelangen zahlreiche Dolerit- (Diabas-) Intrusionen an die Oberfläche. Sie sind in triassische und jurassische Gesteinsschichten intrudiert und bilden Gänge, Stöcke und Lagen mit einer Gesamtfläche von rund 6 km². Die Lagen erreichen eine Mächtigkeit von mehreren Metern bis über 50 m. Die Horizontalerstreckung beträgt bis zu 15 km. Sie sind parallel bis subparallel zu den Wirtsschichten gelagert. Vertikale bis subvertikale Gänge verlaufen häufig in NW-SE-Richtung. Sie wurden ebenso wie die Dolerit-Intrusionen an der Nordenskiöldküste, die präkambrische, karbonische, permische und triassische Gesteinsschichten durchschlagen und eine Länge von bis zu 15 km erreichen, höchstwahrscheinlich in der Unterkreide angelegt (vgl. MAJOR et al. 2000). Gemeinsames Merkmal aller Dolerit-Intrusionen ist eine große morphologische Resistenz.

Die Schichten des Westspitzbergentrog enthalten Steinkohleablagerungen in unterschiedlicher stratigraphischer Position, in der Helvetiafjell-Formation (Barrème / Unterkreide), Firkanten-Formation (Paläozän) und Aspelintoppen-Formation (Eozän). Die eozänen Kohleflöze sind sehr dünn, unzusammenhängend und aufgrund ihres Vorkommens in hoher Lage schwer zugänglich. Die beiden übrigen Flöze wurden abgebaut, doch ist nur das Vorkommen in der Firkanten-Formation lohnenswert. Es bildete die Basis für den langfristigen Steinkohlebergbau in Grumantbyen, Barentsburg, Longyearbyen und Sveagruva. Die Kohleflöze in der 1962 aufgelassenen sowjetischen Kohlemine Grumantbyen waren 1-1,8 m mächtig und enthielten stellenweise schiefrige Zwischenlagen. Die Kohleflöze in Barentsburg am Grønfyord sind 0,6-1,5 m und 0,8-3,2 m mächtig. Die minderwertige und bitumenreiche Kohle wird noch heute in einer Mine im Grønfyordfjell südöstlich der russischen Ansiedlung abgebaut. Die Kohlevorkommen bei Longyearbyen und Sveagruva sind qualitativ hochwertiger. Bei Longyearbyen ist noch eine Kohlemine an der Ausmündung des Boltertals in das Adventtäl in Betrieb („Grube 7“), die u.a. das Kraftwerk des norwegischen Hauptortes in Svalbard mit Brennstoff versorgt. Das Kohleflöz ist 0,7-1,5 m mächtig. Die Kohle ist von guter Qualität und besitzt einen hohen Brennwert. Sie ist besonders für die

Koksproduktion geeignet. Die neue norwegische Kohlemine bei Sveagruva an der Mündung des Kjellstrømtals in den Van Mijenfjord (Braganzavågen) befindet sich unter den Gletschern Höganäsbreen und Gruvefonna. Sie fördert hochwertige Steinkohle aus einem 3,0-5,5 m mächtigen Flöz.

2.5 Quartäre Lockersedimente

Die quartären Festgesteine werden weithin von Gletschern und quartären Lockersedimenten verhüllt (vgl. Abb. 5). Verwitterungsschutt bildet das vorherrschende Oberflächenmaterial. Es bedeckt 55-60 % der nicht vergletscherten Fläche Nordenskiöldlands (Kartenblatt Adventtal: 62 %; vgl. SØRBEL, TOLGENSBAKK et al. 2001). Auf den Hochflächen, z.B. im Umkreis von Longyearbyen, dominiert autochthones, durch in situ-Verwitterung entstandenes Material. Seine Struktur und Zusammensetzung spiegeln noch weitgehend die Merkmale des Ausgangsgesteins wider. Charakteristische Strukturlinien des im Untergrund anstehenden Festgesteins treten im Luftbild zumeist deutlich hervor, selbst bei Lockermaterialmächtigkeiten von mehr als 1 m. Die granulometrische Zusammensetzung des Verwitterungsmaterials wird maßgeblich vom Ausgangsgestein bestimmt: Tonschiefer und Schluffsteine verwittern vornehmlich zu feinkörnigen Bodenarten, während massige Sandsteine und Konglomerate zumeist grobblockig zerfallen und vielfach Blockfelder bilden. Allochthones Verwitterungsmaterial findet sich vorzugsweise in stärker geböschtem Terrain am Rande der nahezu ebenen Hochflächen. Es bedeckt vor allem feuchte, gelisolifluidale Massenbewegungen begünstigende Hangabschnitte unterhalb langfristiger Schneeflecken.

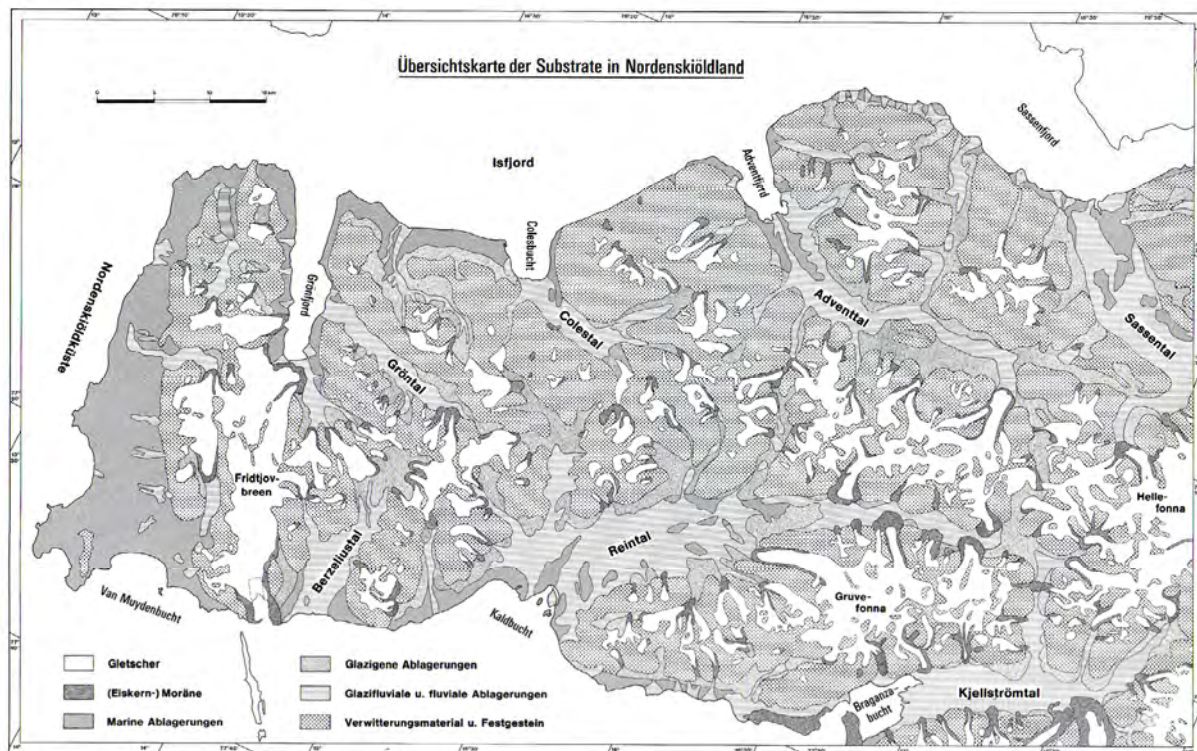


Abb. 5 : Übersichtskarte der Substrate in Nordenskiöldland (aus MEIER 1991)

Die Talböden der Haupttäler und der größeren Nebentäler sind weithin in (glazi-) fluvialen Sedimenten angelegt. Das Material besteht aus Sand- und Kieslagen mit eingestreuten größeren Blöcken. Es bedeckt etwa 10-12 % der unvergletscherten Fläche Nordenskiöldlands. Das Material ist durch den (glazi-) fluvialen Transport zugerundet und sortiert. Der Abfluß erfolgt in der Regel in Gestalt komplexer miteinander kommunizierender Abflussbahnen und -kanäle, die die vegetationsfreien Schottertalsöhlen auf ganzer Breite überziehen und die Flüsse als „braided rivers“ kennzeichnen. Die Abflussspitzen werden

zwischen Ende Juni und Mitte Juli während der sommerlichen Schneeschmelze erreicht. In dieser Zeit sind die Umlagerungs- und Transportvorgänge in den Fluß- und Bachbetten am intensivsten.

An den Küsten und in den unterhalb der marinen Grenze gelegenen Talabschnitten sind marine Ablagerungen anzutreffen. Sie erstrecken sich im Reintal und Sassental 17 bzw. 22 km taleinwärts bis an die Flussmittelläufe. Ihre größte Verbreitung erreichen die Meeresablagerungen jedoch an der Peripherie Nordenskiöldlands mit Schwerpunkten an der flachen Nordenskiöldküste und an den Ausmündungen der breiten Trogtäler. Mit 2-3 % ist ihr Anteil an der nicht vergletscherten Fläche Nordenskiöldlands jedoch vergleichsweise gering. Die Strandflats der Nordenskiöldküste sowie das küstennahe Tiefland am Van Mijenfjord (Vengsletta) sowie am Isfjord zwischen Grønfjord und Colesbucht sind fast vollständig von marinen Ablagerungen bedeckt, die aufgrund des nach der Deglaziation einsetzenden komplexen Wechselspiels von eustatischem Meeresspiegelanstieg und isostatischer Landhebung in verschiedenen Terrassenniveaus erhalten sind. Vor allem die exponierte, aber auf großer Breite sanft ansteigende Nordenskiöldküste weist ein vielgliedriges System aus gehobenen marinen Terrassen und Strandwällen auf, wobei stellenweise die für arktische Lockermaterialküsten typischen Hohlformen und Setzungserscheinungen als Folge ausgeschmolzenen Meereises zu beobachten sind (vgl. MEIER 1996).

Auf den Meeres- und Flussterrassen haben sich stellenweise Moore mit zumeist geringen Torfmächtigkeiten entwickelt. Sie nehmen knapp 1 % der gletscherfreien Fläche Nordenskiöldlands ein. Die größten Mooregebiete mit Torfmächtigkeiten von bis zu 1 m befinden sich an der Nordenskiöldküste sowie an den Flussmündungen von Sassanelv, Coleselv, Grøndalselv und Reindalselv, wobei das Stormyr an der Kaldbucht am Van Mijenfjord das größte zusammenhängende Mooregebiet Nordenskiöldlands darstellt. Die begrenzte Anzahl von Mooren (Torfmächtigkeit >30 cm) und die geringen Torfmächtigkeiten haben ihre Hauptursache in den kalten Sommern und der damit verbundenen geringen Biomasseproduktion.

Rund 15 % der nicht vergletscherten Fläche Nordenskiöldlands ist von Moränenmaterial bedeckt. Die Ablagerungen sind unsortiert und enthalten außer Feinmaterial Steine und Blöcke, deren Zurundungsgrad kleinräumig stark variieren kann. Die Moränen treten als Decken oder morphologische Elemente in Erscheinung. Sie wurden von pleistozänen Eisschilden oder holozänen / rezenten Gletschern abgelagert. Im Pleistozän abgelagerte (Grund-) Moränen sind offenbar nur in den großen Tälern erhalten. Sie fehlen auf den höheren Plateaus mit Ausnahme gelegentlich anzutreffender erratischer Blöcke. Diese Beobachtung deckt sich mit der Feststellung von SØRBEL, TOLGENBAKK et al. (2001), wonach entsprechende Moränen im Gebiet des Kartenblattes Adventtal in Höhenlagen oberhalb 300-400 m ü.M. fehlen – ein starkes Indiz für eine „kalte“, nicht-erosive Gletschereisbedeckung der Hochlagen im Pleistozän. Randablagerungen aus der spätweichseiszeitlichen Deglaziationsphase, etwa in Gestalt von Endmoränenwällen oder glazifluvialen Deltas, sind selbst in den Tieflagen Nordenskiöldlands nur an wenigen Stellen erhalten. In auffälligem Gegensatz dazu stehen die imposanten End- und Seitenmoränen der heutigen Gletscher, die unter einer wenige Dezimeter bis Meter dünnen Lockersedimentlage häufig einen mächtigen Eiskern enthalten (vgl. u.a. MEIER 1991, 1996). Wo der Eiskern bereits ganz oder teilweise ausgeschmolzen ist, findet sich oftmals eine eindrucksvolle Toteislandschaft aus abflusslosen Hohlformen und unregelmäßig geformten Hügeln. Die jüngsten Moränen zeichnen sich häufig durch einen hohen Blockgehalt aus.

2.6 Klima

Nordenskiöldland ist durch ein maritim getöntes, arktisches Klima gekennzeichnet. Der Westspitzbergenstrom als nördlicher Ausläufer des warmen Golfstromsystems hält die Küsten mit Ausnahme der inneren abgeschirmten Fjordbuchten, wie etwa den Van Mijenfjord östlich der Akselinsel, in „Normaljahren“ von Mitte Juni bis Ende Oktober eisfrei; dies ist wesentlich länger als an allen anderen Küsten vergleichbarer Breitenlage. Im übrigen haben die nicht nur von Jahr zu Jahr, sondern auch von Küste zu Küste bisweilen erheblich variierenden Meereisverhältnisse sowie die lokalen orographischen und hypso-

metrischen Gegebenheiten maßgeblichen Einfluß auf das Wettergeschehen, so dass relativ kleinräumig, sogar von Tal zu Tal, mit z.T. deutlichen Unterschieden zu rechnen ist (vgl. MEIER 1996).

Es fällt wenig Niederschlag in Nordenskiöldland, da die Luftmassen zumeist stabil geschichtet sind und nur wenig Feuchtigkeit enthalten. Der meiste Niederschlag resultiert aus Zyklonen, die die Halbinsel aus südwestlicher bis nordwestlicher Richtung überqueren. Im Sommer tritt häufig Nebel auf, der durch die Advektion von milder, feuchter Luft über kaltem Land entsteht. Von Juni bis Oktober ist mindestens die Hälfte aller Tage bewölkt. Die Monate Dezember und April weisen die größte Anzahl heiterer Tage auf (ca. 25 %). Es dominieren Winde aus südöstlicher bis nordöstlicher Richtung; nur im Sommer herrschen westliche Windrichtungen vor. Nach Ausweis der Wetterstationen folgen die Windrichtungen dem Verlauf der großen Täler und Fjorde vom Binnenland zur Küste. Dies basiert teilweise auf dem Kanalisationseffekt des Reliefs, teilweise auf der Existenz von Fallwinden, die kalte, schwere Luftmassen von den Inlandgletschern an die Küste transportieren. Instabile, stürmische Wetterlagen treten häufig auf, insbesondere im Winter.

In Nordenskiöldland ist es im Sommer 3-4 Monate lang ununterbrochen hell; die Strahlungsbilanz ist in dieser Zeit positiv. Sie wird im Polarsommer durch das kontinuierliche Tageslicht begünstigt, aber durch den niedrigen Einstrahlungswinkel und die hohe Albedo auf Eis und Schnee gemindert. In Longyearbyen steht die Sonne im Mittsommer tagsüber 35° und nachts 11° über dem Horizont. Die Mitternachtssonne scheint vom 20. April bis zum 23. August. Zwischen dem 26. Oktober und dem 16. Februar bleibt die Sonne unter dem Horizont. Die „echte Polarnacht“ mit vollständiger Dunkelheit währt in Longyearbyen vom 14. November bis zum 29. Januar. Während der 3-4 Monate andauernden winterlichen Dunkelphase ist die Strahlungsbilanz negativ (vgl. ISAKSEN 2003).

Nach Ausweis der drei, an der Peripherie der Halbinsel in Meeresspiegelnähe gelegenen offiziellen Wetterstationen – Isfjord Radio (6 m ü.M.) im Westen, Svalbard Lufthavn (28 m ü.M.) im Nordwesten und Sveagruva (9 m ü.M.) im Südosten des Arbeitsgebietes – herrscht in Nordenskiöldland ein Tundren-(ET-) Klima nach KÖPPENS Klimaklassifikation (vgl. MEIER 1991, 1993, 1996). Die homogenisierten Jahresmitteltemperaturen (vgl. FØRLAND et al. 1997) betragen in Meeresspiegelnähe zwischen $-4,7^\circ\text{C}$ (Isfjord Radio an der Nordenskiöldküste) und $-7,1^\circ\text{C}$ (Sveagruva am inneren Van Mijenfjord) (vgl. Tab.1). Sie werden in den Hochlagen offenbar noch deutlich unterschritten, wie Temperaturmessungen in den relativ warmen Jahren 1989-1990 in den Gipfelbereichen von Skolten (1128 m, $-9,9^\circ\text{C}$) und Merckollfjell (885 m, $-8,6^\circ\text{C}$) zwischen dem inneren Adventtälchen und dem inneren Reintälchen vermuten lassen (vgl. SHIRAIWA & SAWAGAIKI 1992). Die Monate Juni-September sind durch positive Mitteltemperaturen gekennzeichnet, wobei die Mittelwerte des Juli (wärmster Monat) am Adventfjord und inneren Van Mijenfjord $1-2^\circ\text{C}$ höher sind als am äußeren Isfjord. Die Mitteltemperaturen des Februars (kältester Monat) sind in den inneren Fjordlagen $2-3^\circ\text{C}$ niedriger als an der Nordenskiöldküste. Die darin zum Ausdruck kommende Zunahme der thermischen Kontinentalität nach Osten hin bzw. landeinwärts spiegelt sich auch in den höheren Jahresschwankungen der Temperatur sowie den größeren jährlichen Kältesummen und Frostintensitäten der Stationen am Adventfjord und Van Mijenfjord wider (vgl. MEIER 1996).

Der Verlauf der Jahresmitteltemperatur bei Kap Linné (Isfjord Radio) wurde von ÅKERMAN (1996) für den Zeitraum 1912-1994 unter Einbeziehung von Daten der 20 km östlich gelegenen Station Green Harbour (1912-1934) sowie inoffizieller Messdaten (1976-1994) rekonstruiert, wobei die Jahresmitteltemperatur über die Gesamtperiode $-4,9^\circ\text{C}$ betrug (vgl. Abb. 6). Zwischen 1912 und 1920 lagen die Jahresmitteltemperaturen deutlich unter dem langjährigen Mittelwert, am auffälligsten 1917 (-11°C), während sie in den folgenden vier Jahrzehnten, von einigen Ausnahmejahren abgesehen, den Mittelwert von $-4,9^\circ\text{C}$ klar überschritten. Die 1960er Jahre waren durch deutlich niedrige Jahresmittelwerte, die 1970er Jahre durch hohe Mittelwerte gekennzeichnet. Zwischen 1977 und 1983 wurde der Mittelwert erneut unterschritten. Auf das warme Jahr 1984 folgte eine Temperaturdepression bis -8°C (1988), ehe die Jahresmitteltemperaturen zu Beginn der 1990er Jahre wieder anstiegen. Für die knapp 50 km weiter nordöstlich gelegene Wetterstation Svalbard Lufthavn, die seit 1975 existiert, wurde mit Hilfe von Messreihen anderer

Stationen eine homogenisierte Abfolge von Jahresmitteltemperaturen für den Zeitraum 1912-2002 konstruiert und mit Filtern versehen, die Temperaturschwankungen über eine Zeitspanne von 10 (Filter 1) bzw. 30 Jahren (Filter 2) verdeutlichen (vgl. ISAKSEN 2003). Demzufolge nahmen die Jahresmitteltemperaturen von 1912 bis gegen Ende der 1930 er Jahre um ca. 4 °C zu. Danach sanken sie bis Mitte der 1960 er Jahre um ca. 2,5 °C, gefolgt von einem erneuten Anstieg um ca. 2 °C bis zum Jahr 2002. Die Trendanalyse lässt für den Gesamtzeitraum 1912-2002 einen Temperaturanstieg um rund 1,4 °C erkennen (vgl. Abb. 7). Die Unterschiede im Verlauf der Mitteltemperaturkurven von Kap Linné und Svalbard Lufthavn lassen sich nur teilweise auf den unterschiedlichen Kontinentalitätsgrad der beiden Stationen zurückführen. Offenbar spielen lokale Varianzfaktoren, wie die Einflüsse von Relief, Exposition und Meeresbedeckung, ebenfalls eine wichtige Rolle.

Tab. 1: Mittlere Monats- und Jahresmitteltemperaturen (°C) in Spitzbergen

| Station | Meßperiode | | Jan. | Feb. | März | Apr. | Mai | Juni | Juli | Aug. | Sept. | Okt. | Nov. | Dez. | Jahr |
|---------------|------------|---|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|
| Svalbard | 1961-1990 | + | -15,3 | -16,2 | -15,7 | -12,2 | -4,1 | 2,0 | 5,9 | 4,7 | 0,3 | -5,5 | -10,3 | -13,4 | -6,7 |
| Lufthavn | 1991-2007 | | -12,8 | -13,5 | -12,6 | -9,2 | -2,9 | 3,2 | 6,7 | 5,8 | 1,3 | -4,9 | -7,3 | -10,4 | -4,7 |
| Sveagrava | 1961-1990 | + | -16,1 | -17,0 | -16,2 | -12,7 | -4,7 | 1,9 | 5,8 | 4,9 | 0,6 | -5,7 | -11,5 | -16,4 | -7,1 |
| | 1991-2007 | | -14,4 | -14,9 | -13,5 | -11,2 | -4,0 | 2,4 | 6,4 | 5,3 | 1,2 | -5,4 | -8,0 | -12,5 | -5,7 |
| Isfjord Radio | 1951-1975 | ° | -11,5 | -11,7 | -12,5 | -9,3 | -3,4 | 1,7 | 4,7 | 4,3 | 1,0 | -3,5 | -7,1 | -9,6 | -4,7 |
| Green Harb. | 1911-1930 | ° | -11,4 | -14,1 | -12,9 | -9,7 | -3,0 | 1,2 | 5,4 | 4,7 | 0,7 | -5,2 | -8,7 | -11,0 | -5,3 |
| Skolten | 1989-1990 | # | -13,1 | -14,6 | -18,1 | -13,4 | -9,7 | -1,4 | 3,0 | -0,1 | -5,5 | -11,4 | -14,5 | -20,8 | -9,9 |
| Merckollfjell | 1989-1990 | # | -11,3 | -13,5 | -16,4 | -11,5 | -7,2 | 0,2 | 3,3 | 0,9 | -4,3 | -10,3 | -13,4 | -19,2 | -8,6 |
| Ny Ålesund | 1961-1990 | | -13,9 | -14,6 | -14,2 | -11,1 | -4,0 | 1,5 | 4,9 | 3,9 | -0,3 | -5,7 | -10,0 | -12,5 | -6,3 |
| | 1991-2007 | | -11,8 | -12,7 | -11,9 | -8,9 | -3,1 | 2,5 | 5,3 | 4,4 | 0,2 | -5,3 | -7,3 | -10,2 | -4,9 |

+ Daten nach ISACHSEN, K. (2003) ° Daten nach ÅKERMAN, J. (2005) # Daten nach SHIRAIWA, T. & SAWAGAKI, T. (1992)

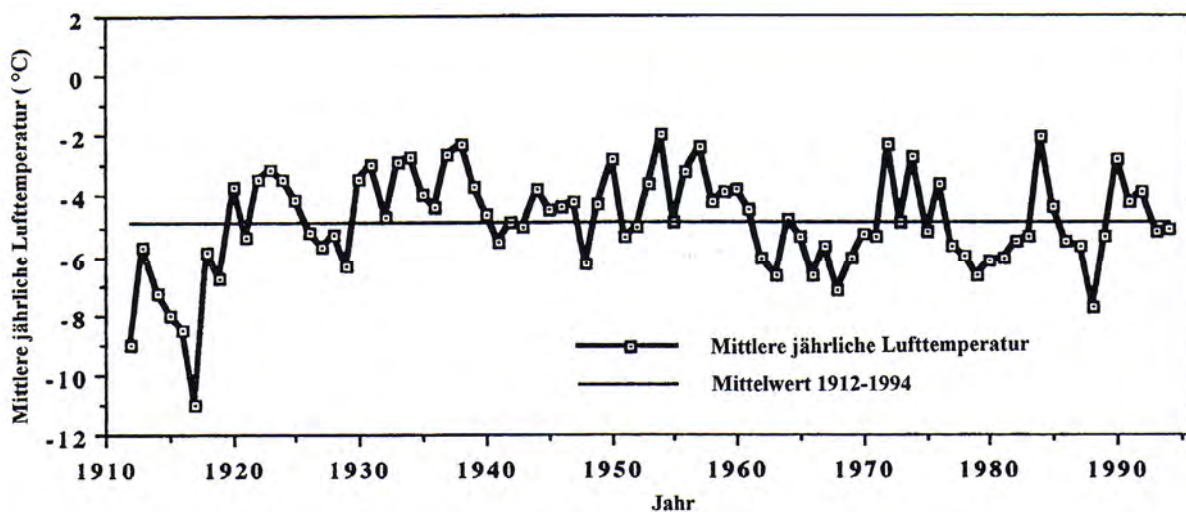


Abb. 6: Verlauf der Jahresmitteltemperatur bei Kap Linné (Isfjord Radio) 1912-1994 (verändert nach ÅKERMAN 1996)

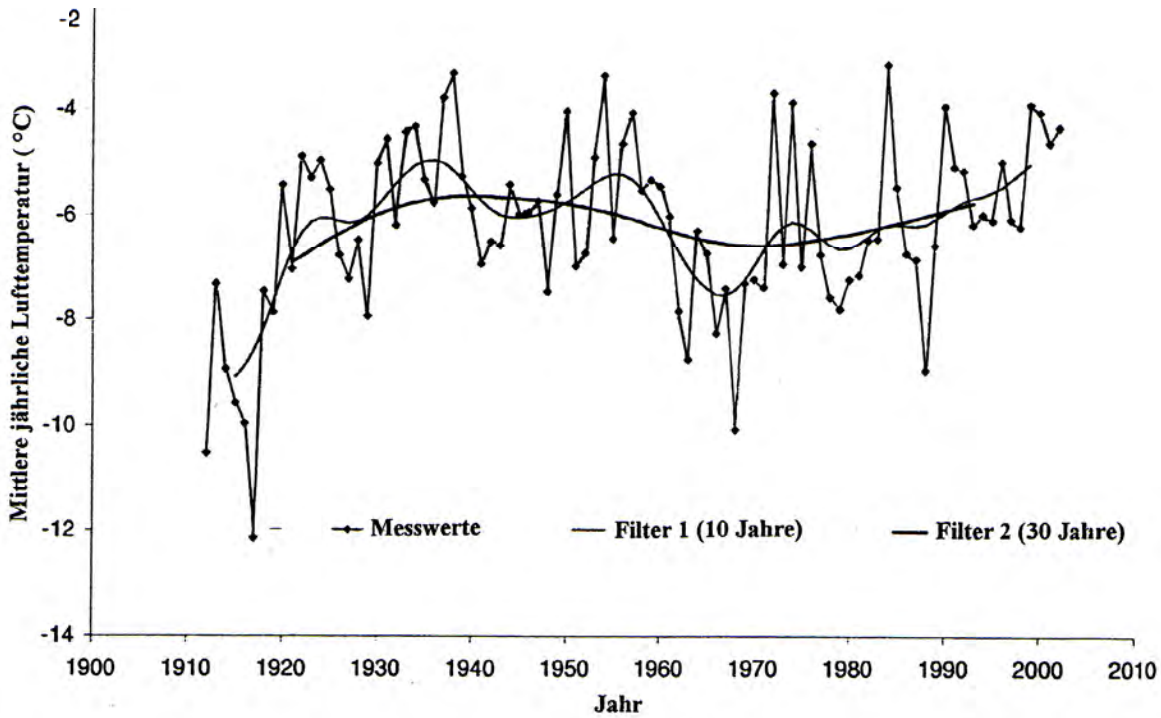


Abb. 7: Verlauf der Jahresmitteltemperatur bei Longyearbyen (Svalbard Airport) 1912-2002 (verändert nach ISAKSEN 2003)

Die an den küstennahen, tief gelegenen Wetterstationen gemessenen Niederschlagsmengen sind gering. Sie belaufen sich auf 190 mm (Svalbard Lufthavn) bis 435 mm (Isfjord Radio) pro Jahr (vgl. Tab. 2). Die Unterschiede deuten auf die Existenz markanter horizontaler Niederschlagsgradienten, die hauptsächlich den unterschiedlichen Kontinentalitätsgrad widerspiegeln. So erhält die exponierte, am äußeren Isfjord gelegene, durch ein maritim geprägtes Klima gekennzeichnete Station Isfjord Radio im Jahr mehr als doppelt soviel Niederschlag wie die an der Ausmündung des Adventtals in den inneren Isfjord gelegene, kontinentalere Station Svalbard Lufthavn. Die Perioden Februar-März und August-September sind zumeist recht feucht, obwohl von Jahr zu Jahr große Unterschiede im saisonalen Niederschlagsmuster zu verzeichnen sind. Im November und Dezember können sowohl starke Schneefälle als auch kurze milde Perioden auftreten. Die Monate April-Juni sind in aller Regel recht trocken. Selbst im Sommer können Nord- und Nordwestwinde kalte Polarluft heranzuführen und kurze Schneeschauer bringen. Schnee kann in Nordenskiöldland in jeder Höhenlage zu jeder Zeit des Jahres fallen und stellt dadurch den vorherrschenden Niederschlagstyp dar. Im Tiefland weist der Boden an durchschnittlich 230-250 Tagen im Jahr, von Ende September bis Anfang Juni, eine geschlossene Schneedecke auf, deren Mächtigkeit maßgeblich durch die Wind- und Reliefverhältnisse kontrolliert wird (vgl. MEIER 1991, 1996). Höhenlagen über 600-800 m ü.M. sind mit Ausnahme steiler Gipfelpartien und windexponierter Hänge und Plateaus zumeist von perennierenden Schneefeldern und Gletschern bedeckt. Die an den Wetterstationen gemessenen Niederschlagswerte entsprechen kaum der Realität und dürften viel zu gering sein: Starke Winde verdriften einen Teil des festen Niederschlages im Winter und verursachen auf diese Weise einen erheblichen Verlust an den Messbehältern. HANSEN-BAUER et al. (1996) schlagen daher eine Korrektur um 50 % vor (vgl. auch ISAKSEN 2003). HUMLUM (2002) hält aufgrund eigener Geländeerfahrungen im Raum Longyearbyen sogar eine Korrektur um 100 % für notwendig.

Tab. 2: Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (mm) in Spitzbergen

| Station | Meßperiode | Jan. | Febr. | März | Apr. | Mai | Juni | Juli | Aug. | Sept. | Okt. | Nov. | Dez. | Jahr |
|-------------------|-------------|------|-------|------|------|-----|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Svalbard | 1961-1990 + | 15 | 19 | 23 | 11 | 6 | 10 | 18 | 23 | 20 | 14 | 15 | 16 | 190 |
| Lufthavn | 1991-2007 | 15 | 15 | 17 | 9 | 6 | 10 | 19 | 22 | 23 | 12 | 22 | 23 | 193 |
| Sveagrava | 1961-1990 + | 29 | 35 | 31 | 24 | 15 | 9 | 11 | 19 | 19 | 20 | 22 | 26 | 260 |
| | 1991-2007 | 43 | 31 | 29 | 16 | 8 | 7 | 10 | 16 | 24 | 16 | 33 | 30 | 263 |
| Isfjord R. | 1951-1975 ° | 37 | 33 | 35 | 23 | 23 | 30 | 39 | 45 | 45 | 42 | 43 | 40 | 435 |
| Ny | 1961-1990 + | 32 | 36 | 45 | 23 | 18 | 18 | 28 | 38 | 46 | 37 | 33 | 31 | 385 |
| Ålesund | 1991-2007 | 42 | 34 | 39 | 26 | 16 | 14 | 34 | 39 | 46 | 36 | 49 | 48 | 423 |

+ Daten nach ISAKSEN, K. (2003) ° Daten nach ÅKERMAN, J. (2005)

Da sich die Wetterstationen alle an der Küste in Meeresspiegelnähe befinden, ist es schwierig, die räumliche und zeitliche Verteilung des Niederschlags in den Hochlagen Nordenskiöldlands zu beurteilen. Die Berechnung eines vertikalen Niederschlagsgradienten ist ebenso problematisch. Daher hat HUMLUM (2002) versucht, die vertikale Niederschlagsverteilung indirekt mittels eines geomorphologischen Indikators zu modellieren. Ausgehend von der Höhenlage der Gleichgewichtslinie auf zahlreichen Gletschern Nordenskiöldlands anhand von Luftbildern (1990), ließ sich ein vertikaler Niederschlagsgradient berechnen, mit dessen Hilfe auch die Jahressumme des Niederschlags im späten 20. Jahrhundert modelliert werden konnte. Für Gesamt-Nordenskiöldland sowie die angrenzenden Gebiete von Sabineland, Heerland, Nathorstland und Oscar II-Land (7 169 km²) wurde ein vertikaler Niederschlagsgradient von rund 10 % (pro 100 Höhenmeter) gefunden. An den Küsten sind die modellierten Niederschlagsgradienten höher (15-20 %) als im Binnenland (5-10 %), was sich nach HUMLUM (2002) mit den verstärkten orographischen Effekten erklären lässt. Im lokalen Maßstab ist der vertikale Niederschlagsgradient vor allem in Gebieten nahe den Flanken einiger Haupttäler (z.B. Adventtal und Reintal) relativ hoch, während er im zentralen Hochland zwischen den Haupttälern gering ist. Eine mögliche Ursache dafür ist der Kanalisierungseffekt feuchter Meeresluft entlang der Haupttalzüge, wodurch es zu Verstärkungseffekten in den angrenzenden Hochlagen kommen kann (vgl. HUMLUM 2002).

Die modellierte Jahresmenge des Niederschlags beträgt in Nordenskiöldland durchschnittlich 870 mm. Als Maximalwert führt HUMLUM (2002) 2 200 mm und als Minimalwert 180 mm an. In der modellierten Karte lassen sich sowohl die hohen Niederschlagsmengen an den Küsten als auch der orographisch bedingte altitudinale Niederschlagsanstieg ablesen (vgl. Abb. 8). Die geringste Niederschlagsmenge im gesamten Gebiet ist im unteren Adventtal

nahe Longyearbyen und im mittleren Reintal zu erwarten. Die höchsten Niederschlagssummen treten nach dem Modell von HUMLUM (2002) in den Küstenbergen im Westen (äußerer Isfjord) und Osten (Storfjord) auf. Darin spiegelt sich offenbar die große Bedeutung des Meeres als Feuchtigkeitsreservoir für den Niederschlag wider. Das Modell verdeutlicht insgesamt das Vorkommen einer feuchten Küstenregion und eines trockenen Binnenlandes, worauf nicht nur die vorhandenen meteorologischen Messreihen, sondern auch der geomorphologische Formenschatz und die Vegetationsbedeckung hinweisen.

Zur Überprüfung des Modells wurden im Sommer 2001 neue meteorologische Stationen in unterschiedlichen Höhenlagen eingerichtet (vgl. HUMLUM 2002). Im Laufe der letzten 70-80 Jahre hat die jährliche Niederschlagsmenge im Raum Longyearbyen zugenommen. In Gesamt-Spitzbergen ist eine Zunahme des Niederschlags um rund 25 % zu verzeichnen (vgl. FØRLAND et al. 1997).

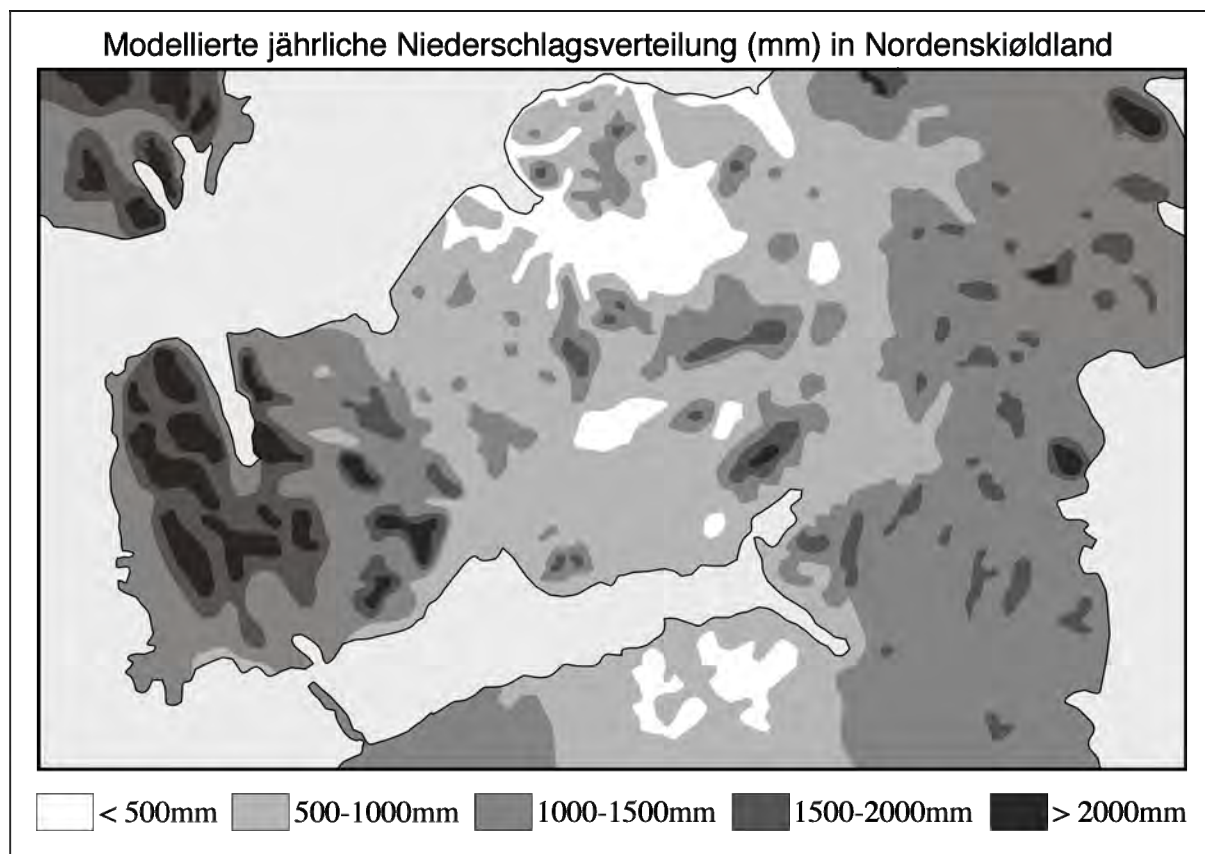


Abb. 8: Modellerte jährliche Niederschlagsverteilung (mm) in Nordenskiöldland (vereinfacht nach HUMLUM 2002)

Trotz seines für die hohe Breitenlage milden Klimas wird Nordenskiöldland wie der gesamte Svalbard-Archipel von Dauerfrostboden (Permafrostboden) unterlagert (vgl. u.a. LIESTØL 1977, MEIER 1991, 1996, HUMLUM 2003, HUMLUM, INSTANES & SOLLID 2003). Die Permafrostmächtigkeiten sind in den wind- und kälteexponierten Hochlagen des Binnenlandes mit mehreren hundert Metern am größten und an den Küsten am geringsten. Obwohl Svalbard zur Zone des geschlossenen (kontinuierlichen) Permafrostbodens gezählt wird, weist der Dauerfrostboden Lücken auf, z.B. unter größeren Seen und subpolaren (polythermalen) Gletschern. Ebenso dürfte der Offshore-Bereich permafrostfrei sein.

2.7 Vegetation

Die Vegetation Nordenskiöldlands wird geprägt durch die Lage weit nördlich der polaren Wald- und Baumgrenze. Dennoch ist das Pflanzenkleid erstaunlich vielfältig. Von den über 175 in Spitzbergen nachgewiesenen Gefäßpflanzenarten (vgl. THANNHEISER 1996) sind die meisten auch im Arbeitsgebiet anzutreffen. Die „üppigste“ Vegetation findet sich im windgeschützten Binnenland sowie unter den zahlreichen Vogelfelsen (organische Düngung) am Isfjord und Bellsund. Die meisten Blütenpflanzen kommen auch in der alpinen Stufe der Gebirge Nordeuropas vor; endemische Arten sind selten. Limitierende Faktoren für das Pflanzenwachstum sind neben den niedrigen Temperaturen und den im Küstenraum häufigen starken Winden vor allem die kurze Vegetationszeit von 1-2 Monaten sowie die geringen winterlichen Schneemächtigkeiten, die den Pflanzen nur wenig Kälteschutz (Frostrocknis) bieten.

Nach THANNHEISER (1996) lassen sich in Nordenskiöldland drei verschiedene Vegetationszonen ausgliedern (vgl. Abb. 9). Danach zählt die wind- und kälteexponierte Nordenskiöldküste zur nördlichen arktischen Tundrenzzone, in der die Vegetationsbedeckung des Bodens zwischen 10 und 25 % beträgt. Die Pflanzendecke ist durch eine Schneebodenvegetation (*Salix polaris*) und Fleckentundra (*Luzula confusa*) geprägt. Daran schließt sich nach Osten die mittlere arktische Tundrenzzone an. Die Ostgrenze dieses

Gürtels verläuft angenähert entlang einer Linie Colesbucht-Kaldbucht. Das Klima dieses Gebietes ist stärker kontinental geprägt als das der Nordenskiöldküste. Unter den Pflanzen dieser Zone dominiert *Dryas octopetala*; die Pflanzenbedeckung kann bis zu 50 % betragen. Der größere östliche Teil Nordenskiöldlands gehört zur inneren arktischen Fjordzone. Seenebel und eine tief liegende dichte Wolkendecke – typische Merkmale der Küstenregion – sind hier eher selten, so dass es im Sommer zu einer stärkeren Erwärmung kommt, insbesondere in den windgeschützten Tallagen. In diesen Bereichen sind rund 75 % aller Pflanzen Spitzbergens anzutreffen, wobei *Empetrum hermaphroditum* und *Vaccinium uliginosum* vorherrschen.

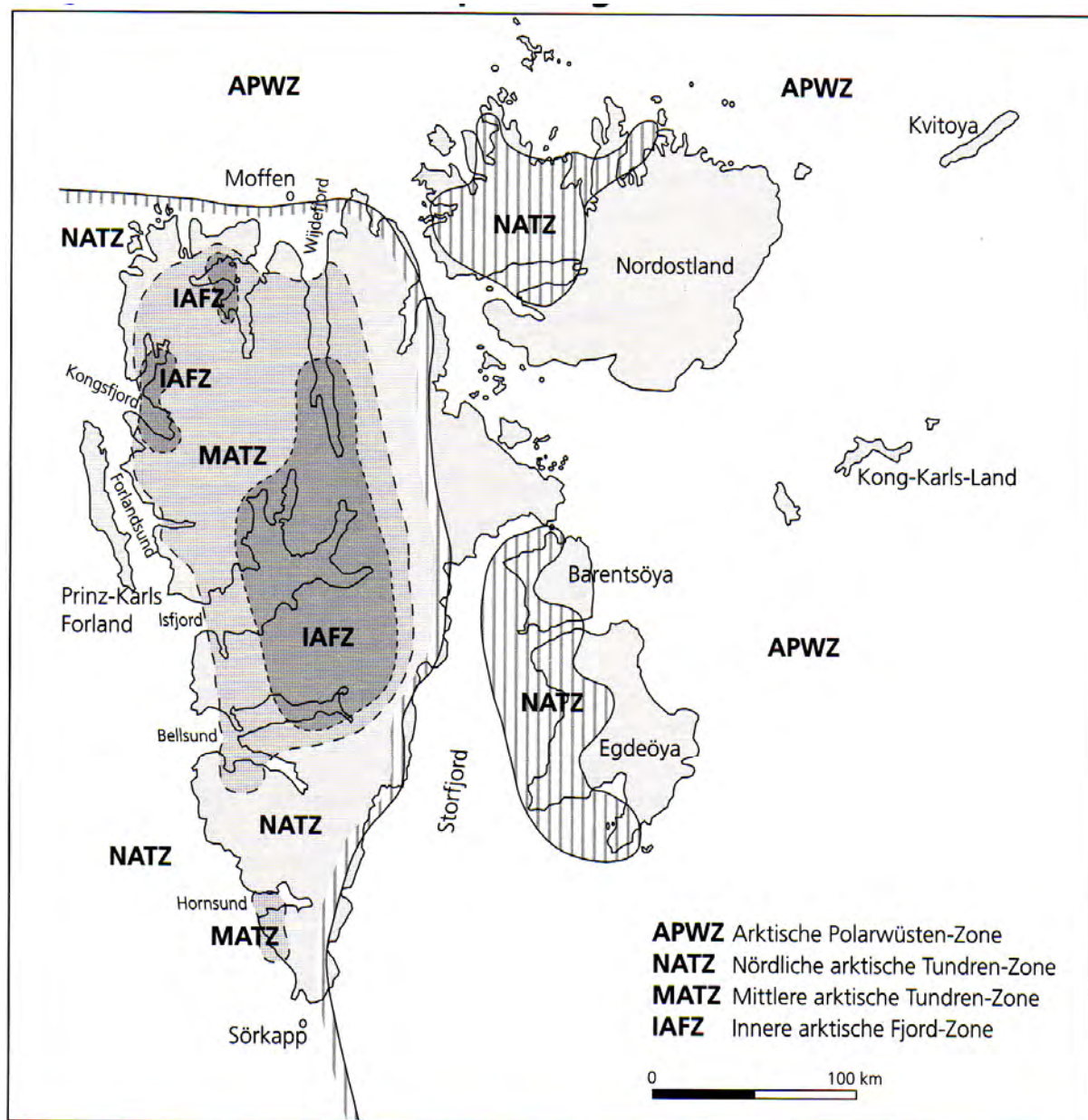


Abb. 9: Vegetationsgeographische Gliederung Svalbards (aus THANNHEISER 2001)

MOEN (1998) gliedert die Vegetation Nordenskiöldlands in eine nordarktische Zone und eine mittelarktische Zone, die beide noch weiter differenziert werden. Die nordarktische Zone besteht aus einem südlichen Teil sowie der Polarwüste. In der mittelarktischen Zone wird die innere Fjordregion extra ausgewiesen. Die Küstenregion zwischen Kap Linné und dem Bellsund zählt wie bei THANNHEISER (1996) zur nordarktischen Vegetationszone, wobei die Tieflagen zum südlichen Teilabschnitt und die Hochlagen zur Polarwüste gerechnet werden. Die Hochlagen im restlichen Teil Nordenskiöldlands gehö-

ren im Unterschied zur Vegetationsgliederung THANNHEISERS ebenfalls zur nordarktischen Zone. Die mittelarktische Zone umfasst die Tieflagen am Isfjord und Van Mijenfjord sowie die Talböden und mittleren Hanglagen im Binnenland. Die innere Fjordregion als Teilzone der mittelarktischen Vegetationszone beschränkt sich auf die Tieflagen am inneren Isfjord und Van Mijenfjord sowie die geschützten Tallagen im unteren Colestal, Adventtal, De Geertal, Sassental, Reintal und Kjellstrømtal. Der Übergang von der mittelarktischen zur nordarktischen Zone (Höhenstufe) vollzieht sich im windgeschützten, relativ trockenen Binnenland in einer Höhenlage von 250-300 m ü.M.. Die Untergrenze der Polarwüste im Sinne von MOEN (1998) ist in Höhenlagen von 500-700 m ü.M. anzutreffen, wobei die tiefsten Lagen oftmals am Rande der von Frostschutt bedeckten Plateaus erreicht werden.

Auch nach BRATTBAKK (1986) sind in Nordenskiöldland sowohl mittel- als auch hocharktische Pflanzengesellschaften anzutreffen. Die Vegetation Svalbards wird von BRATTBAKK gemäß der pol- und höhenwärts abnehmenden Sommertemperatur in mehrere vegetationsgeographische Zonen und Höhenstufen gegliedert, die nach einer charakteristischen Pflanzenart (Pflanzengesellschaft / Syntaxon) benannt sind. In Nordenskiöldland spiegelt die Vegetation eine Temperaturabnahme in zentral-peripherer und hypsometrischer Richtung wider. In Anlehnung an BRATTBAKK lassen sich in Nordenskiöldland vier vegetationsgeographische Zonen / Höhenstufen ausgliedern (vgl. MEIER 1991), die jeweils nach einer charakteristischen Pflanzenart benannt sind, und zwar nach *Cassiope tetragona* und *Dryas octopetala* (Mittelarktis) sowie *Salix polaris* und *Papaver dablianum* (Hocharktis). Die geschützten Fjord- und Tallagen Nordenskiöldlands mit Juli-Mitteltemperaturen um 6 °C gehören zur *Cassiope tetragona*-Zone. Die zonale Vegetation besteht auf kalkhaltigen Böden aus *Dryas*-Heiden. Viele in Lappland häufige Arten haben in den Tälern südlich des Isfjordes ihre nördlichste Verbreitung, wie *Betula nana*, *Vaccinium uliginosum* und *Rubus chamaemorus*. Gleichlaufend mit der abnehmenden Sommerwärme schließt sich nach Westen und höhenwärts die *Dryas octopetala*-Zone / Höhenstufe an. Kennzeichnend ist eine Pflanzengesellschaft mit *Saxifraga oppositifolia* und *Cetraria delisei*. In der zonalen Vegetation finden sich Zwergsträucher wie *Salix polaris* und *Salix reticulata*.

An trockenen erhöhten Standorten wachsen Silberwurz-Heiden. In der *Salix polaris*-Höhenstufe bilden Pflanzengesellschaften mit *Saxifraga cespitosa* und *Poa alpina* die vorherrschende Vegetation. Viele Pflanzenarten, wie *Dryas octopetala*, *Empetrum hermaphroditum*, *Salix herbacea*, *Salix reticulata* sowie verschiedene *Carex*-Arten, haben hier ihre nördliche Verbreitungsgrenze. In den wärmsten Bereichen ist mit einer Juli-Mitteltemperatur um 2 °C zu rechnen. Die *Papaver dablianum*-Höhenstufe ist durch eine spärliche Vegetation gekennzeichnet, die nur wenige Gefäßpflanzen aufweist. *Saxifraga cespitosa* und *Papaver dablianum* zählen zu den häufigsten Arten. Darüberhinaus finden sich verschiedene andere Steinbrechgewächse sowie eine Reihe zirkumpolarer Arten wie *Cerastium arcticum* und *Silene acaulis*.

3 Vergletscherung

In den letzten zwei Jahrzehnten sind vor dem Hintergrund des globalen Klimawandels zahlreiche Untersuchungen zur Vergletscherungsgeschichte Svalbards durchgeführt worden, die aufgrund innovativer moderner Forschungsmethoden eine Fülle neuer Erkenntnisse zur pleistozänen und holozänen Vergletscherung des Archipels geliefert haben. So konnte u.a. die Frage nach dem Ausmaß der pleistozänen Vergletscherung von Svalbard und der Barentssee zumindest für den Zeitabschnitt des Weichsel-Glazials weitgehend geklärt werden. Untersuchungen an heutigen Gletschern im Raum Longyearbyen führten zu einem besseren Verständnis der Temperaturverhältnisse und Dynamik der Gletscher, wobei ein Vorstoßen oder Zurückschmelzen der Gletscherfronten nicht zwangsläufig klimagesteuert sein muß, wie sich am Beispiel der Gletscher mit „Surge“-Vorstößen nachweisen lässt. Im Folgenden wird zunächst die pleistozäne Vergletscherung Svalbards beschrieben, die im 20. Jahrhundert sehr kontrovers diskutiert worden ist.

3.1 Pleistozäne Vergletscherung

Die Ansichten über die pleistozäne Vergletscherung der Svalbard-Barentssee-Region reichten von einer geringen, auf die Inselgruppe beschränkten Vergletscherung bis hin zu einer geschlossenen Gletschereisbedeckung des gesamten Gebietes. In den 1970er Jahren wurde vor allem die Frage diskutiert, ob das weichseleiszeitliche skandinavische Inlandeis mit dem Gletschereis des Svalbard-Archipels in Verbindung stand, und ob sich die Eisbedeckung bis zum Schelfrand (Egga) erstreckte. Außer der Maximalausdehnung und Gestalt des letzteiszeitlichen Eisschildes war auch dessen Zeitstellung unklar. Die Meinungsverschiedenheiten und offenen Fragen resultierten aus dem begrenzten Felddatenmaterial, wobei vor allem die Rekonstruktion der marinen Abschnitte des Eisschildes Schwierigkeiten bereitete. Inzwischen wurde am Meeresboden der Barentssee und des Kontinentalschelfs westlich von Svalbard eine weitflächige Grundmoränendecke mit darüber befindlichen glazimarin Ablagerungen gefunden (vgl. LANDVIK et al. 1998). Glaziär induzierte Schuttablagerungen an den Ausmündungen der großen submarinen Täler im Kontinentalsockel (Bjørnøy-Trog, Isfjord-Trog) gelten als wichtiger Beleg für eine Ausdehnung des Gletschereises bis zum Schelfrand. Isobasenkarten zeigen die höchsten postglazialen glaziärisostatischen Landhebungsbeträge im Bereich der nördlichen zentralen Barentssee. Modelle auf glaziologischer und isostatischer Basis lassen in diesem Gebiet auf eine Eismächtigkeit von 2000-3000 m schließen (vgl. LANDVIK et al. 1998). In vergletscherten Gebieten nimmt die Vollständigkeit der stratigraphischen Abfolge und damit auch die Genauigkeit der Rekonstruktion mit jeder weiteren Vergletscherung deutlich ab. Daher lässt sich die letzte – spätweichseleiszeitliche – Vergletscherung am besten rekonstruieren, obwohl viele Merkmale auch für frühere pleistozäne Vergletscherungen im Svalbard-Barentssee-Raum Gültigkeit haben dürften.

3.1.1 Saale- und weichseleiszeitliche Vergletscherungen

Nach MANGERUD et al. (1998) lassen sich in Svalbard im Laufe der letzten 150 000 Jahre vier große Vergletscherungen unterscheiden (vgl. Abb. 10). Die Eisschilde bedeckten den gesamten Svalbard-Archipel sowie die nördliche Barentssee und erstreckten sich bis zum Schelfrand westlich von Spitzbergen. Das Modell gründet sich auf die Auswertung terrestrischer Aufschlüsse bei Kap Ekholm (Billefjord) und Skilvika (Bellsund), im Linnétal und auf der Brøgger-Halbinsel (Kongsfjord) sowie die Befunde von Bohrungen im Offshore-Bereich. Die bei weitem vollständigste stratigraphische Sequenz befindet sich bei Kap Ekholm am mittleren Billefjord, knapp 50 km nordöstlich von Longyearbyen. Die älteste der vier Vergletscherungen ist saaleeiszeitlich; die drei übrigen erfolgten in der Weichsel-Eiszeit. Radiokarbon-, Lumineszenz- und Aminosäure-Datierungen der zwischengelagerten interglazialen und interstadialen Sedimente belegen, dass die drei letzten Gletschervorstöße in der frühen (Isotopenstadium 5 d), mittleren (Stadium 4) und späten Weichsel-Eiszeit (Stadium 2) stattfanden.

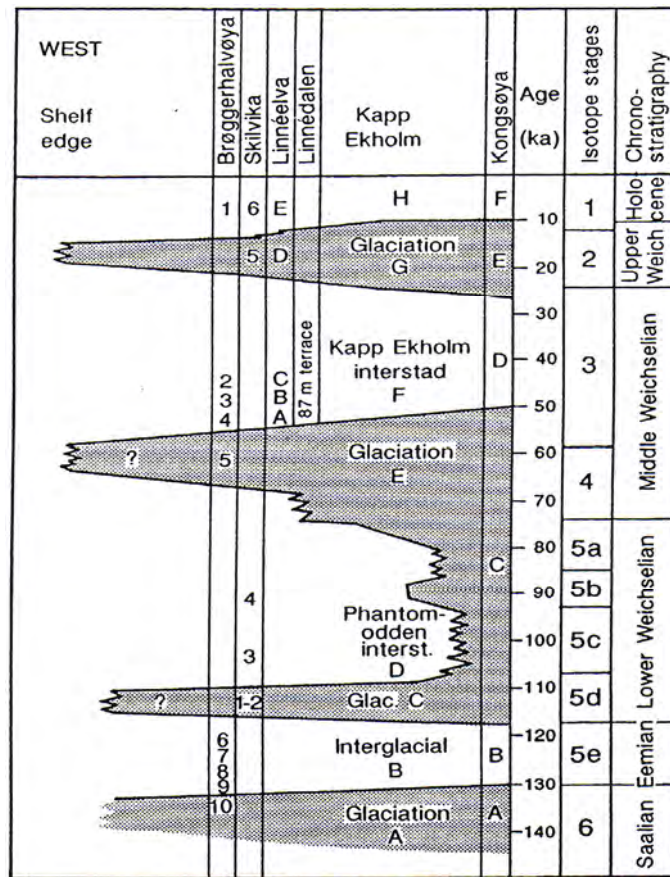


Abb. 10: Vergletscherungskurve von Svalbard und Umgebung (aus MANGERUD et al. 1998)

Die saaleiszeitliche Vergletscherung war nach SVENDSEN et al. (2004) besonders umfassend. Sie erstreckte sich vom Schelfrand über die Barentssee und Karasee bis weit ins sibirische Binnenland und schloß im Norden Svalbard, Franz Joseph Land und Severnaja Zemlja ein. Sie endete vor rund 130 000 Jahren. Die früh- und mittelweichselzeitlichen Vergletscherungen blieben auf den Svalbard-Archipel und die nördliche Barentssee beschränkt (vgl. MANGERUD et al. 1998). Während des spätweichselzeitlichen Maximalstandes waren hingegen die gesamte Barentssee und Teile der Karasee einschließlich Novaja Zemlja von Gletschereis bedeckt. Westlich von Spitzbergen reichte das Eis bis zum Schelfrand. Dagegen ist die genaue Lage des Eisrandes nördlich von Spitzbergen unklar. Sie ist nach SVENDSEN et al. (2004) südlicher als zur Zeit der saaleiszeitlichen Vergletscherung anzusetzen. LANDVIK et al. (2003) konnten nachweisen, daß die niedrigen Plateaus der Amsterdam- und der Dansk-Insel seit mindestens 80 000 Jahren eisfrei sind und somit während der mittleren und späten Weichsel-Eiszeit Nunatak-Gebiete darstellten, die auf eine relativ inselnahe Lage des Eisrandes schließen lassen.

Obwohl das spätweichselzeitliche Eis sowohl den Svalbard-Archipel als auch die Barentssee bedeckte, ist davon auszugehen, dass der Eisschild aus dem Zusammenspiel verschiedener Eiskuppeln und Eisakkumulationszentren hervorgegangen ist (vgl. MANGERUD et al. 1992). Die gebirgigen Hochlagen Spitzbergens boten sicher günstigere Voraussetzungen für eine Eisakkumulation als die niedrigen Inseln des östlichen Svalbard-Archipels sowie der russischen Arktis. Dennoch wurde die größte Eismächtigkeit offenbar im Osten der Inselgruppe im Kong Karls Land erreicht. Dort sind als Folge der Glaziärisostasie die größten postglazialen Landhebungsbeträge von stellenweise >100 m zu finden. Von diesem Kulminationszentrum strömte das Eis in verschiedene Richtungen, so auch nach Westen über das Gebirgsrelief Spitzbergens hinweg bis an den Schelfrand, wobei die tiefen Trog- und Fjordtäler vermutlich als Leitlinien fungiert haben.

Bisher gibt es kaum Hinweise auf den Beginn und die Dauer der spätweichseiszeitlichen Vergletscherung von Svalbard und der Barentssee. Stratigraphische Abfolgen, die den vollständigen Entwicklungsverlauf vom letzten Interstadial über die Vergletscherung bis zur Deglaziation widerspiegeln, wurden bislang nicht gefunden. Anhand von Aminosäureuntersuchungen von prä-spätweichseiszeitlichen Mollusken, Radiokarbondatierungen von Molluskenschalen sowie der Auswertung von Sedimentkernen aus dem Schelfrand- und Tiefseebereich schließen LANDVIK et al. (1998) auf eine relativ kurze Dauer des spätglazialen Maximums. Danach stieß das Eis erst vor 22 000 Jahren auf den westlichen Schelfbereich vor, erreichte seine Maximalausdehnung am Schelfrand vor 19 000-15 000 Jahren und schmolz anschließend wieder zurück.

3.1.2 Spätweichseiszeitliche Deglaziation

Der spätweichseiszeitliche Eisschild schmolz schrittweise von seinem Maximalstand am Schelfrand zurück (vgl. Abb.11). Radiokarbondatierungen von der Basis postglazialer, die Grundmoränendecke überlagernder Sedimente ergaben ein sukzessiv von den distalen zu den proximalen Bereichen des ehemaligen Eisschildes jünger werdendes Alter, was die Annahme einer Ablagerung in Front eines von Westen nach Osten zurückschmelzenden Eisschildes erhärtet (vgl. SVENDSEN, ELVERHØI & MANGERUD 1996). Der Beginn der Deglaziation vor rund 15 000 Jahren lässt sich durch Sauerstoff-Isotopen-Datierungen vom Schelfrand sicher belegen. Der steigende Meeresspiegel förderte Kalbungsvorgänge am Rande des Eisschildes. Das Ausmaß dieser frühen Deglaziationsvorgänge ist wenig bekannt. Befunde von isostatisch gehobenen marinen Sedimenten im Küstenbereich deuten an, dass die äußerste Westküste Spitzbergens vor rund 13 000 Jahren teilweise vom Gletschereis freigegeben war (vgl. LANDVIK et al. 1992, MANGERUD et al. 1992).

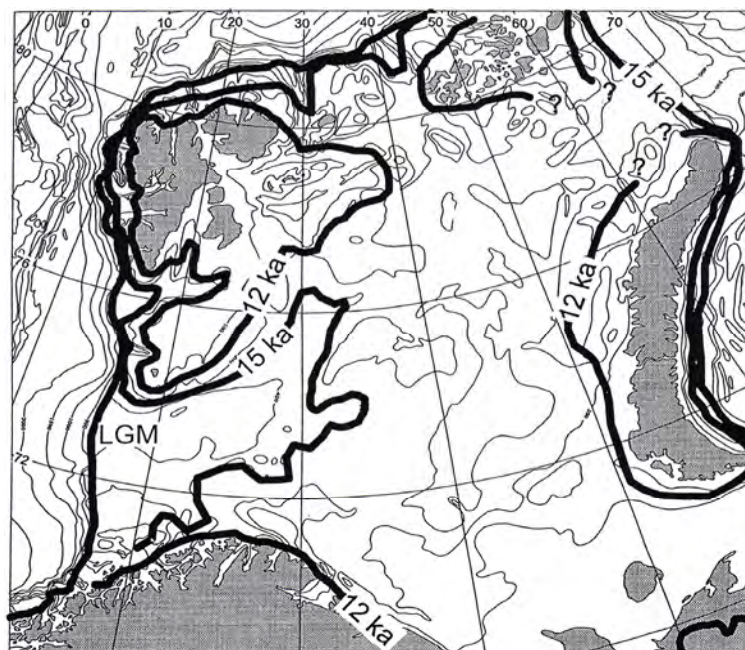


Abb. 11: Rekonstruierte Eisrandlagen des zurückschmelzenden spätglazialen Barentssee-Eisschildes (aus LANDVIK et al. 1998)

Diese zweite Deglaziationsphase wurde durch einen lokalen Gletschervorstoß unterbrochen, der sich vor rund 12 400 Jahren auf dem Schelf vor der Ausmündung des Isfjordes vollzog (vgl. Abb.12). Er ist durch AMS-Datierungen von Mollusken aus Grundmoränenablagerungen sicher belegt. Vor etwas weniger als 12 300 Jahren war die Eisfront bis in die Mündung des Isfjordes zurückgeschmolzen (vgl. MANGERUD & SVENDSEN 1990), wobei sich das Rückschmelzen wahrscheinlich während des Alleröds fortsetzte.

Während der Jüngerer Dryaszeit wurden die inneren Seitenarme des Isfjordes von Auslassgletschern eingenommen, die den verbliebenen Rest des Svalbard-Barentssee-Eisschildes entwässerten. Die Front des Van Mijenfjord-Gletschers befand sich nahe der Akselinsel am Fjordausgang. Strandliniendiagramme von der Westküste Spitzbergens deuten auf eine retardierte glaziärisostatische Landhebung während der Jüngerer Dryaszeit, was auf eine stagnierende oder zunehmende Eisauflast weiter östlich schließen lässt. Der Rückschmelzvorgang war offenbar zum Stillstand gekommen und die mit dem Eisschild in Verbindung stehenden Fjordgletscher stießen erneut vor (vgl. LANDVIK et al. 1998). Erstaunlicherweise waren die Lokalgletscher an der Westküste Spitzbergens zu dieser Zeit sogar kleiner als während der „Kleinen Eiszeit“ (vgl. MANGERUD & SVENDSEN 1990). Der östliche Teil Svalbards war während der Jüngerer Dryaszeit noch gletschereisbedeckt (vgl. MANGERUD & LANDVIK 2007; Abb.13).

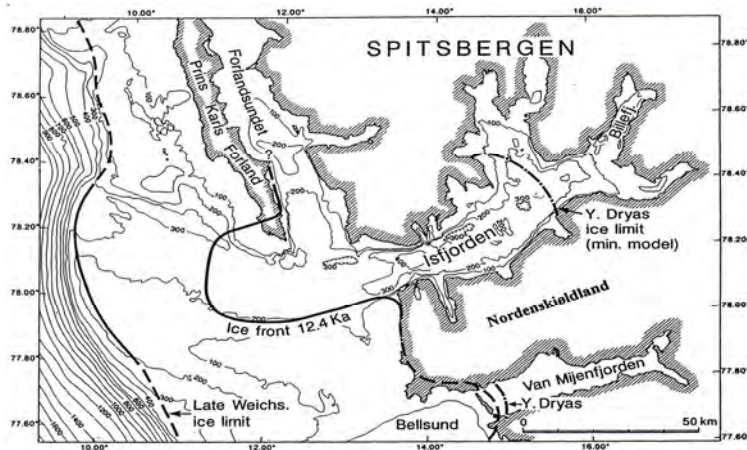


Abb. 12: Rekonstruierte Eisrandlagen des zurückschmelzenden spätglazialen Eisschildes in der Umgebung Nordenskiöldlands (verändert nach SVENDSEN et al. 1996)



Abb. 13: Rekonstruktion des jungdryaszeitlichen Eisrandes im Svalbard-Archipel (aus MANGERUD & LANDVIK 2007)

Die Ursache für das im Vergleich zur „Kleinen Eiszeit“ sehr limitierte Vorstoßen der jungdryaszeitlichen Lokalgletscher an der Westküste Spitzbergens ist noch weitgehend ungeklärt. Ein solches Verhalten steht im krassen Gegensatz zur Gletscherdynamik auf dem skandinavischen Festland und in den Alpen, wo die jungdryaszeitlichen Lokalgletscher deutlich weiter vorstießen als während der „Kleinen Eiszeit“. Im Unterschied zur Jüngeren Dryaszeit verhielten sich die Gletscher und Eisschilde während des spätweichseleiszeitlichen Maximalstandes und der „Kleinen Eiszeit“ in Westspitzbergen und in Westeuropa sehr ähnlich. MANGERUD & LANDVIK (2007) führen das Verhalten der jungdryaszeitlichen Gletscher in Spitzbergen vornehmlich auf den Schneemangel infolge eines gegenüber heute veränderten Klimasystems mit vorherrschenden östlichen Winden zurück, wodurch die Gletscher an der Westküste im Wind- und Regenschatten lagen und somit nicht genügend Schneeniederschläge erhielten. Dies würde allerdings beinhalten, dass die Klimagrenze zwischen Spitzbergen und dem norwegischen Festland in der Barentssee verlief, da die Lokalgletscher in Finnmark und Troms in der Jüngeren Dryaszeit erheblich weiter vorgestoßen waren als während der „Kleinen Eiszeit“. Markante jungdryaszeitliche Moränen sind in Svalbard bisher nicht gefunden worden. Dies ist dadurch zu erklären, dass die spätweichselzeitliche Eisbedeckung aus rasch die Fjordtäler durchfließenden Eisströmen und weniger dynamischem, vermutlich „kaltem“ Eis in den Hochlagen dazwischen bestand, so dass das Vorkommen möglicherweise gebildeter Moränen weitgehend auf die Fjord- und Trogtalböden beschränkt bliebe. Die Moränen befänden sich dann vorzugsweise unter dem heutigen Meeresspiegel oder an den Talschlüssen unter Gletschereisbedeckung und wären dadurch schwer zu entdecken. Auch wenn sich die Frage nach den Ursachen für das Verhalten der jungdryaszeitlichen Gletscher in Spitzbergen nicht abschließend beantworten lässt, belegen zahlreiche Radiokarbondatierungen aus den inneren Fjordarmen Westspitzbergens sowie aus dem Osten Svalbards, dass der restliche Eisschild am Übergang Pleistozän / Holozän vor 10 000 Jahren infolge der rasch einsetzenden Klimaerwärmung schnell abschmolz (vgl. LANDVIK et al. 1998).

Hinweise darauf, dass zumindest die spätweichselzeitliche Eisbedeckung der Hochlagen Nordenskiöldlands „cold-based“ und damit wenig erosiv war, finden sich u.a. in den zahlreichen, nahezu ebenen Blockfeldern. Sie sind durch in situ-Verwitterung des im Untergrund anstehenden Festgesteins entstanden (autochthone Blockfelder), wobei das Blockmaterial über dem zerrütteten Fels mehrere Meter Mächtigkeit erreichen kann, wie Motorgrabungen auf dem Platåberg bei Longyearbyen (400-450 m) und dem Breinosa-Plateau nahe Grube 7 (380-440 m) im Jahre 1982 ausweisen. Stichpunkthafte Bohrungen lassen stellenweise auf Blockfeldtiefen von 3-4 m schließen. Die Entstehung einer so mächtigen Blockdecke durch Verwitterung des anstehenden morphologisch harten Sandsteins erfordert gewiß einen erheblich längeren Zeitraum als den seit der Deglaziation verstrichenen Zeitabschnitt, der 11 000-12 000 Jahre kaum überschreiten dürfte, wobei eine spätere begrenzte Eisbedeckung durch die noch heute nahe gelegenen Gletscher nicht auszuschließen ist. Die Feldbefunde deuten auf ein höheres, möglicherweise sogar tertiäres Alter der Blockfeldgenese, was ein Überdauern unter mindestens einer, wahrscheinlich aber mehrerer wenig erosiver „kalter“ Eisbedeckungen impliziert. In diese Richtung weisen auch Untersuchungen von FJELLANGER & SØRBEL (2005) auf dem Coloradofjella-Kolldalsnosa-Plateau (400-500 m) östlich des Sassetals. Die dort anstehenden Tonschiefer, Schluff- und Sandsteine sind von einer mächtigen Decke aus autochthonem Verwitterungsschutt überzogen, die von mehreren morphologisch harten Doleritgängen überragt wird. Das Vorkommen zahlreicher Gabbro-Erratika östlicher Herkunft belegt eindeutig, dass das Plateau vergletschert war. Der mächtige Detritusmantel (>2 m), die gut erhaltenen, mehrere Meter hohen Doleritgänge sowie die scharf ausgeprägten fluvialen V-Täler am Plateaurand können nach Ansicht der Autoren nur unter einer „kalten“, wenig erosiven Eisbedeckung überdauern haben. Die Ablagerungen und Formen sind nach FJELLANGER & SØRBEL älter als die spätweichselzeitliche Eisbedeckung des Plateaus, das als Relikt einer präglazialen Verebnungsfläche gedeutet wird.

Im Unterschied zu den Plateaus war das spätglaziale Gletschereis in den großen Trogtälern Nordenskiöldlands wahrscheinlich „warm-based“ und erosiv. Dennoch wurden in den Tälern bisher keine Randmoränen gefunden, mit deren Hilfe sich eventuelle Rückzugsstadien der spätglazialen Talgletscher rekonstruieren ließen. Offensichtlich erfolgte das Rückschmelzen der eiszeitlichen Gletscher im Binnenland rasch ohne längere Stillstandsphasen oder größere Vorstöße. Die ersten markanten Eisrandlagen

befinden sich an den Talschlüssen in unmittelbarer Nachbarschaft der rezenten Gletscher. Sie werden in der Regel der „Kleinen Eiszeit“ zugeordnet (vgl. u.a. MANGERUD & SVENDSEN 1990). Mangels signifikanter Eisrandablagerungen haben SAWAGAKI & KOAZE (1996) versucht, den spätglazialen / frühholozänen Deglaziationsverlauf im Adventtall mit Hilfe des Verteilungsmusters der ehemaligen Entwässerungsbahnen und der Verbreitung von Seiten- und Grundmoränenresten zu rekonstruieren. Anhand der Untergrenzen von 14 Fels- und Bergstürzen am Südwesthang des Arctowskifjells an der Einmündung des Helvetiatals wurden ferner möglicherweise die Niveaus der Eisoberflächen zweier Gletscherstände ermittelt. Insgesamt werden 9 Gletscherstände ausgewiesen, die nach SAWAGAKI & KOAZE Phasen des Gletscherstillstands oder kleinere Vorstöße im Laufe der Deglaziation repräsentieren (vgl. Abb.14). Sie konnten aber nicht absolut datiert werden. Der Gletscher des ältesten Stadiums (I) erstreckte sich wahrscheinlich bis in den Isfjord und bildete dort ein Kalbungskliff, wie die Höhenlage der ermittelten potentiellen Eisoberfläche (ca. 350 m ü.M.) am Arctowskifjell vermuten lässt. Die restlichen 8 rekonstruierten Gletscherfronten befinden sich im mittleren Adventtall. Die kleinen Tal- und Kargletscher an der Südflanke des Arctowskifjells (z. B. im Arnicatall) standen zeitweise mit dem Gletscher im Adventtall in Verbindung. Ob die angenommenen kleineren Gletschervorstöße im Haupttall jedoch durch „Surges“ hervorgerufen worden sind, wie SAWAGAKI & KOAZE vermuten, ist zweifelhaft, da „Surges“ zumeist markante Gletschervorstöße darstellen.

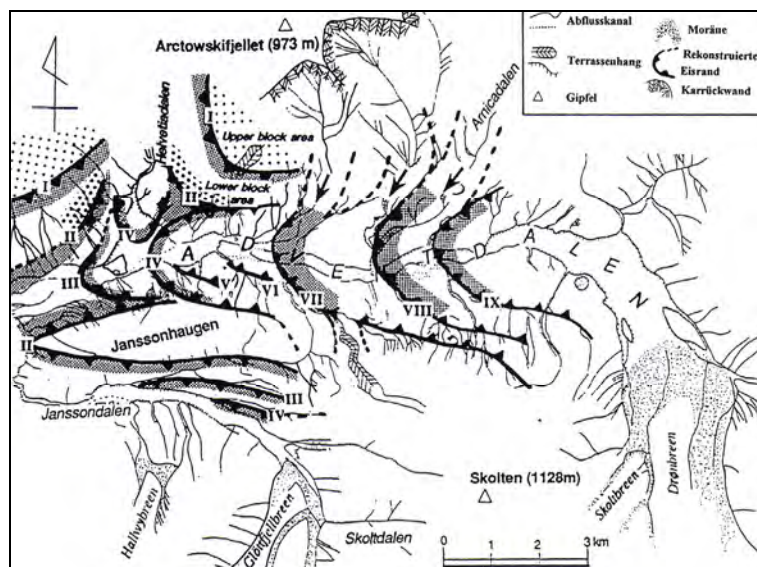


Abb. 14: Rekonstruierte spätglaziale / frühholozäne Eisrandlagen im mittleren und oberen Adventtall (verändert nach SAWAGAKI & KOAZE 1996)

3.2 Holozäne Vergletscherung

Die Rekonstruktion der holozänen Vergletscherungsgeschichte Nordenskiöldlands wird durch den Mangel an gut erhaltenen, für eine Datierung geeigneter Randmoränen erheblich erschwert. Eine Ausnahme bilden die scharf markierten Eisrandlagen der „Kleinen Eiszeit“ unweit der heutigen Gletscher. Die bisherige Kenntnis über die holozänen Gletscherschwankungen ist daher recht limitiert und beschränkt sich weitgehend auf die letzten Jahrhunderte seit der Entdeckung Svalbards. Historische Berichte, Karten und Fotos beziehen sich vornehmlich auf die besser zugängliche Küstenregion, während das Binnenland lange unerforscht blieb.

3.2.1 Vergletscherung vor der „Kleinen Eiszeit“

Eine moderne und elegante Methode, um Gletscherschwankungen über einen längeren Zeitraum hinweg zu rekonstruieren, bildet die sedimentologische Untersuchung und Datierung von Seeablagerungen aus dem Gletschervorfeld. Sie wurde in einem Gemeinschaftsprojekt der Universitäten Bergen und

Boulder im Linnétal am Ausgang des Isfjordes angewendet, um Gletscherschwankungen des Talgletschers Linnébre zu rekonstruieren (vgl. u.a. MANGERUD & SVENDSEN 1990, SVENDSEN & MANGERUD 1997, SNYDER, WERNER & MILLER 2000). Die Sedimentkerne vom Boden des proglaziären Sees Linnévavn umfassen die gesamte Ablagerungssequenz seit Beginn des Holozäns vor 10 000 Jahren.

Der 4,7 km lange, 1,3 km breite und knapp 40 m tiefe Linnésee befindet sich in einem glaziär über-tieften Becken nahe der Mündung des Linnétals in den äußeren Isfjord in einer Höhenlage von 12 m ü.M. (vgl. Foto 5).



Foto 5: Der rund 4,7 km lange, knapp 40 m tiefe Linnésee ist der größte See Nordenskiöldlands. Er füllt ein ehemaliges Zungenbecken am Ausgang des trogförmig ausgeräumten Linnétals aus. Nach der Deglaziation bildete das Linnétal zunächst einen Seitenarm des Isfjordes, der im Frühholozän durch glaziärisostatische Landhebung abgeschnürt wurde. Danach schnitt sich der Abfluß des Linnésees durch rückschreitende Erosion bis zu einer Felschwelle in die marinen Terrassensedimente im Vordergrund ein. Die Schmelzwässer des Linnégletschers am Talschluß fließen durch den Linnésee bei Kap Linné in den Isfjord (7.8.1989).

Der Linnégletscher liegt rund 6 km taleinwärts im Talschluß. Er entwässert über den Linnébach in den Linnésee. Der Zufluß in den südlichen Seeabschnitt umfasst neben dem Abfluß des Linnégletschers auch das Schmelzwasser mehrerer kleiner Kargletscher. Nach der Deglaziation vor rund 12 300 Jahren BP lag der Meeresspiegel etwa 70 m höher als heute, und das Linnétal war ein Seitenarm des Isfjordes (vgl. MANGERUD & SVENDSEN 1990). Als Folge der glaziärisostatischen Landhebung wurde das Seebecken vor rund 9 600 Jahren BP durch die Bildung einer Strandterrasse (30 m über dem heutigen Meeresspiegel) an seinem Nordende vom Meer abgeschnürt. Der Seeabfluß schnitt sich danach durch rückschreitende Erosion bis zu einer Felsschwelle (12 m ü.M.) in die marinen Terrassensedimente ein.

Die Auswertung der marinen Sedimente vom Seegrund belegt, dass das Linnétal während des spätweichseiszeitlichen Maximalstandes von Gletschereis erfüllt war. Danach schmolz der Gletscher rasch talaufwärts zurück (vgl. MANGERUD & SVENDSEN 1990). Es finden sich keine Hinweise auf größere Gletschervorstöße zwischen 12 300 und 10 000 Jahren BP. Vermutlich war der Linnébre in der Jüngeren Dryaszeit nicht größer als während der „Kleinen Eiszeit“, was das Fehlen von Randmoränen außerhalb der Eiskernmoränen im oberen Talabschnitt erklärt. Danach schmolz der Gletscher vollständig ab, so dass vor 9 600 Jahren, als der Linnésee vom Isfjord abgeschnürt wurde, das Linnétal ganz gletscherfrei war (vgl. SVENDSEN & MANGERUD 1997). Diese eisfreie Periode erstreckte sich den beiden Autoren zufolge über das frühe und mittlere Holozän bis vor etwa 4 400 Jahren BP. In der Folgezeit fanden sich Spuren von Kohle in den Sedimentkernen. Da kohleführende Schichten nur am Talschluß anstehen, können sie nur durch die erodierende Wirkung eines neu gebildeten Gletschers und durch Schmelzwasserabfluß in den See gelangt sein. Die in den lakustrinen Sedimenten seit dieser Zeit zu beobachtende Lamination ist nach SVENDSEN & MANGERUD ein sicherer Hinweis auf einen kontinuierlichen Fortbestand dieses

Gletschers bis in die Gegenwart, wenn auch in sehr unterschiedlicher Größe. Perioden mit deutlicher Lamination und hohem Kohlegehalt der Sedimentlagen deuten wahrscheinlich auf glaziäre Maxima. Gletschervorstöße haben demzufolge vor 2 800-2 900, 2 400-2 500 und 1 500-1 600 Jahren BP sowie während der „Kleinen Eiszeit“ stattgefunden (vgl. SVENDSEN & MANGERUD 1997). Der in der „Kleinen Eiszeit“ kulminierende Gletschervorstoß scheint bereits im 13. oder 14. Jahrhundert begonnen zu haben. Der Kohleanteil in den Sedimentlagen lässt auf einen Gletschervorstoß im frühen Mittelalter und ein noch weiteres Vorrücken während der „Kleinen Eiszeit“ im 19. Jahrhundert schließen (vgl. SVENDSEN & MANGERUD). Ein südwestlich des Linnésees in den Osthang des Griegfjells eingelassenes, heute nur noch Toteisreste aufweisendes Kar war im frühen und mittleren Holozän völlig gletscherfrei. Die Vergletscherung setzte dort vor 400-600 Jahren ein und erreichte, wie im Falle des Linnégletschers, ihren Höhepunkt während der „Kleinen Eiszeit“ (vgl. SNYDER, WERNER & MILLER 2000).

Die anhand der lakustrinen Sedimente des Linnésees rekonstruierte Vergletscherungsgeschichte stimmt weitgehend mit den spärlichen, aus dem Verbreitungsmuster von Moränen gewonnenen Befunden aus anderen Gebieten Svalbards überein. Zu Beginn des Holozäns waren die meisten Gletscher offenbar kleiner als heute (vgl. MANGERUD et al. 1992). Es gibt nur wenige holozäne Eisrandablagerungen außerhalb der Moränen der „Kleinen Eiszeit“ (vgl. KRISTIANSEN & SOLLID 1987) – ein Beleg, dass die älteren Gletschervorstöße kleiner als die der „Kleinen Eiszeit“ waren. WERNER (1993) folgert daraus, dass die Gletscher der „Kleinen Eiszeit“ ältere Moränen überfahren und zerstört haben. Ein Vergleich mit dem Vergletscherungsmuster am Billefjord, einem Seitenarm des inneren Isfjordes, zeigt erstaunliche Übereinstimmungen. Sedimentkerne vom Fjordgrunde lassen, wie im Linnétal, eine zweiphasige Entwicklung erkennen: Für das frühe und mittlere Holozän gibt es keine Hinweise auf Gletscheraktivitäten. Der große, in den Fjord kalbende Nordenskiöldgletscher (vgl. Foto 6) bildete sich möglicherweise erst vor rund 3 700 Jahren und erreichte seinen heutigen Stand vor ca. 2 500 Jahren (vgl. ELVERHØI et al. 1995). Danach verringerte sich die Sedimentationsrate deutlich und stieg erst während der „Kleinen Eiszeit“ wieder an, als der Nordenskiöldbre einige hundert Meter weiter in den Fjord reichte als heute (vgl. KRISTIANSEN & SOLLID 1987).



Foto 6: Der mächtige, vom Lomonosovfonna-Eisfeld zum Billefjord am inneren, nordöstlichen Ende des Isfjordes herabziehende Gezeitengletscher Nordenskiöldbre bildete sich, ähnlich dem Linnégletscher, wahrscheinlich erst im späten Holozän. Er erreichte seinen Maximalstand während der „Kleinen Eiszeit“, als das Kalbungskliff eine um mehrere hundert Meter weiter in den Fjord vorgeschobene Lage einnahm als gegenwärtig. Der Gletscher grenzt im Süden an die von Sturzschatthalden gesäumten Hänge des Cadellfjells (778 m) im nördlichen Bünsowland (9.8.1983).

Wie die am Linnésees und Billefjord gelegenen Gletscher scheint auch der Longyeargletscher, ein für Zentral-Spitzbergen hinsichtlich Lagebedingungen, Größe und Temperaturregime typischer Talgletscher, erst im späten Holozän deutlich vorgestoßen zu sein. Radiokarbondatierungen von gut erhaltenen Pflan-

zenresten von der Sohle dieses „kalten“, nicht erosiven, 5 km langen Gletschers ergaben 2 km gletscher-aufwärts von der heutigen, schuttbedeckten Gletscherfront (vgl. Foto 7) ein C14-Alter von ca. 1 100 Jahren BP (vgl. HUMLUM et al. 2005). Der Longyearbre hat diese Lokalität demnach vor weniger als 1 100 Jahren überfahren und ist danach um rund 2 km vorgestoßen. Der Standort war zuvor nach Ausweis der Pflanzendatierungen mindestens 800 Jahre lang gletschereisfrei gewesen (vgl. HUMLUM et al. 2005). Wann sich der Gletscher bildete und ob es größere Gletscherschwankungen im frühen und mittleren Holozän gab, ließ sich nicht feststellen. Aufgrund der thermisch-isolierenden Schuttbedeckung der frontnahen Gletscherzungenabschnitte ist der Longyearbre nach der Klimaerwärmung um 1920 kaum zurückgeschmolzen. Seine Mächtigkeit hat sich jedoch gletscher-aufwärts der schützenden Blockdecke deutlich verringert.



Foto 7: Der rund 5 km lange, inzwischen „kalte“ und daher nicht mehr erosive Longyearbre im inneren Longyeartal zeichnet sich durch eine schuttbedeckte Gletscherfront aus. Der Gletscher ist seit dem Mittelalter um ca. 2 km vorgestoßen. Er erreichte seinen Maximalstand während der „Kleinen Eiszeit“ und ist seitdem infolge der thermisch isolierenden Wirkung seines mächtigen frontnahen Schuttmantels kaum zurückgeschmolzen. Hingegen hat sich die Eismächtigkeit gletscher-aufwärts der schützenden Blockdecke deutlich verringert. Der von steilen Sturzschutthalden gesäumte Sarkofag-Bergrücken im Hintergrund ist bis in ca. 450 m Tiefe vom Permafrost durchsetzt (10.8.2008).

3.2.2 Vergletscherung von der „Kleinen Eiszeit“ bis heute

Der Gletschervorstoß während der „Kleinen Eiszeit“ ist in vielen Gebieten Svalbards identifiziert worden, da die zugehörigen Eiskernmoränen auffällige Wälle vor den rezenten Gletscherfronten bilden. Mit einigen Ausnahmen, insbesondere im Falle von Gletschern mit „Surge“-Verhalten, handelt es sich um den weitesten holozänen Gletschervorstoß. Dabei überfuhren die Gletscher ihre früheren neuzeitlichen (neoglazialen) Moränen, wie etwa der Linnébre im Linnétal (vgl. WERNER 1993) und der Rieperbre im Boltertäl bei Longyearbyen (vgl. LYSÄ & LØNNE 2001). Die klimatischen Ereignisse, die das Vorstoßen der Gletscher während der „Kleinen Eiszeit“ auslösten, waren entweder von größerer Intensität oder längerer Dauer als zu irgend einer anderen Zeit im Verlauf des Holozäns (vgl. SNYDER, WERNER & MILLER 2000). Die Auswertung der Sedimentkerne aus dem Linnésee deutet auf eine zweiphasige „Kleine Eiszeit“ mit einer kurzfristigen Kulmination um 1 400 und einem zweiten langfristigen Vorstoß nach 1 500 (vgl. SVENDSEN & MANGERUD 1997). Auch WERNER (1993) beschreibt aus dem Linnétal anhand lichenometrischer Befunde zwei Phasen der Moränenstabilisierung, eine vor ca. 650 Jahren und eine innerhalb der letzten Jahrhunderte. Historische Berichte und Fotos belegen, dass viele Gletscher in Svalbard vor rund hundert Jahren recht nahe an ihre äußersten Moränen heranreichten (vgl. LIESTØL 1969). Der Linnégletscher hatte seinen weitesten holozänen Vorstoß im 19. Jahrhundert (vgl. MANGERUD & SVENDSEN 1990), andere Gletscher etwas später um die Jahrhundertwende (vgl. MANGERUD & LANDVIK 2007). Seit Anfang des 20. Jahrhunderts ist ein Rückschmelzen der Gletscher zu verzeichnen,

wie u.a. die Rückverlegung der Kalbungsfrent des Nordenskiöldbre (Billefjord) ausweist. Auch die auf dem Lande aufliegenden Gletscherzungen sind seitdem durch drastische Volumenabnahmen gekennzeichnet. Die Eisränder sind weit von den Moränen der „Kleinen Eiszeit“ entfernt, im Falle des Linnégletschers rund 300-400 m. Größere Moränenwälle zwischen den Gletscherrändern und den Eiskernmoränen der „Kleinen Eiszeit“ stammen teilweise von jüngeren „Surge“-Vorstößen, wie z. B. die auffällige, in den 1930 er Jahren gebildete Moräne am Scott Turnerbre im Boltertal (vgl. SLETTEN, LYSÅ & LØNNE 2001, vgl. Foto 8).



Foto 8: Der Scott Turnerbre im inneren Boltertal repräsentiert einen Talgletscher mit „Surge“-Verhalten. Die Moränenakkumulationen zwischen den Moränenwällen der „Kleinen Eiszeit“ und der aktuellen Gletscherfront stammen von einem „Surge“-Vorstoß in den 1930 er Jahren. Der Gletscher ist seitdem stark zurück- und abgeschmolzen. Die Eismächtigkeit hat sich verringert, so dass der Gletscher inzwischen weithin als „cold-based“ gilt. Aufeisreste entlang des Gletscherbaches deuten jedoch auf kleinere Eispartien an der Gletschersohle, an denen der Druckschmelzpunkt noch erreicht wird (8.8.1992).

3.2.2.1 Glaziärer Formenschatz

Das Vorkommen von mächtigen Eiskernmoränen vor den meisten Gletscherfronten in Nordenskiöldland wie auch in anderen vergletscherten Gebieten Svalbards stellt ein typisches Muster für die Akkumulation von glaziärem Material im Permafrostmilieu Svalbards dar (vgl. u.a. SOLLID & SØRBEL 1988). Normalerweise sind ein oder mehrere Moränenbögen entwickelt, an die sich proximal ein Toteis-terrain mit Ablations- und Fließmoräne anschließt (vgl. Fotos 9 u. 10). Der äußere Eiskernmoränenwall markiert in der Regel den maximalen spätholozänen Gletscherstand. Die Bildung der Eiskernmoränenwälle ist nach ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) an sehr aktive Phasen mit raschen Gletschervorstößen und großem Materialtransport geknüpft. Nach einer solchen aktiven Phase verbleibt der Gletscherrand über eine längere Zeitspanne in derselben Position und schmilzt erst danach allmählich zurück (vgl. Abb.15). Dabei wird englaziäres Material zur Gletscheroberfläche transportiert und dort akkumuliert, bis der Permafrost ein weiteres Abschmelzen verhindert (vgl. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996).



Foto 9: Vor der flach geböschten, rasch zurückschmelzenden Gletscherzunge des Ayerbre am Bolterpaß (Bolterskard, 411 m) befindet sich ein von Gletschereisresten unterlagertes Toteisterrain aus Kuppen sowie teils wassergefüllten Senken als typischen Thermokarsterscheinungen. An diese Zone aus Ablationsmoräne schließt sich ein 20-30 m hoher Eiskernmoränenwall mit steilem Distalhang an. Er wurde während der „Kleinen Eiszeit“ gebildet. Der Permafrost ermöglicht ein langfristiges Überdauern der Eiskerne unter der Sedimentdecke (19.8.1992).



Foto 10: Die Frontpartie der „kalten“ Larsbre-Gletscherzunge zwischen dem Gruvefjell-Plateau (577 m) und dem Sarkofag-Berggrücken (512 m) im innersten Longyeartal wird von einem Schuttmantel verhüllt, dessen Mächtigkeit stellenweise die sommerliche Auftautiefe des Permafrostbodens unterschreitet, so dass das Eis an der Gletscheroberfläche Schmelzprozessen ausgesetzt ist. Das freigesetzte Schmelzwasser durchfeuchtet die Sedimentdecke und induziert dadurch solifluidale Massenbewegungen, Rutschungsvorgänge und Abspülungsprozesse. Die stärker geneigten Moränenflanken sind durch „Sedimentschlüpfe“ sowie hangparallel verlaufende Wälle als Folge von Durchtränkungsfließen geprägt (7.8.2008).

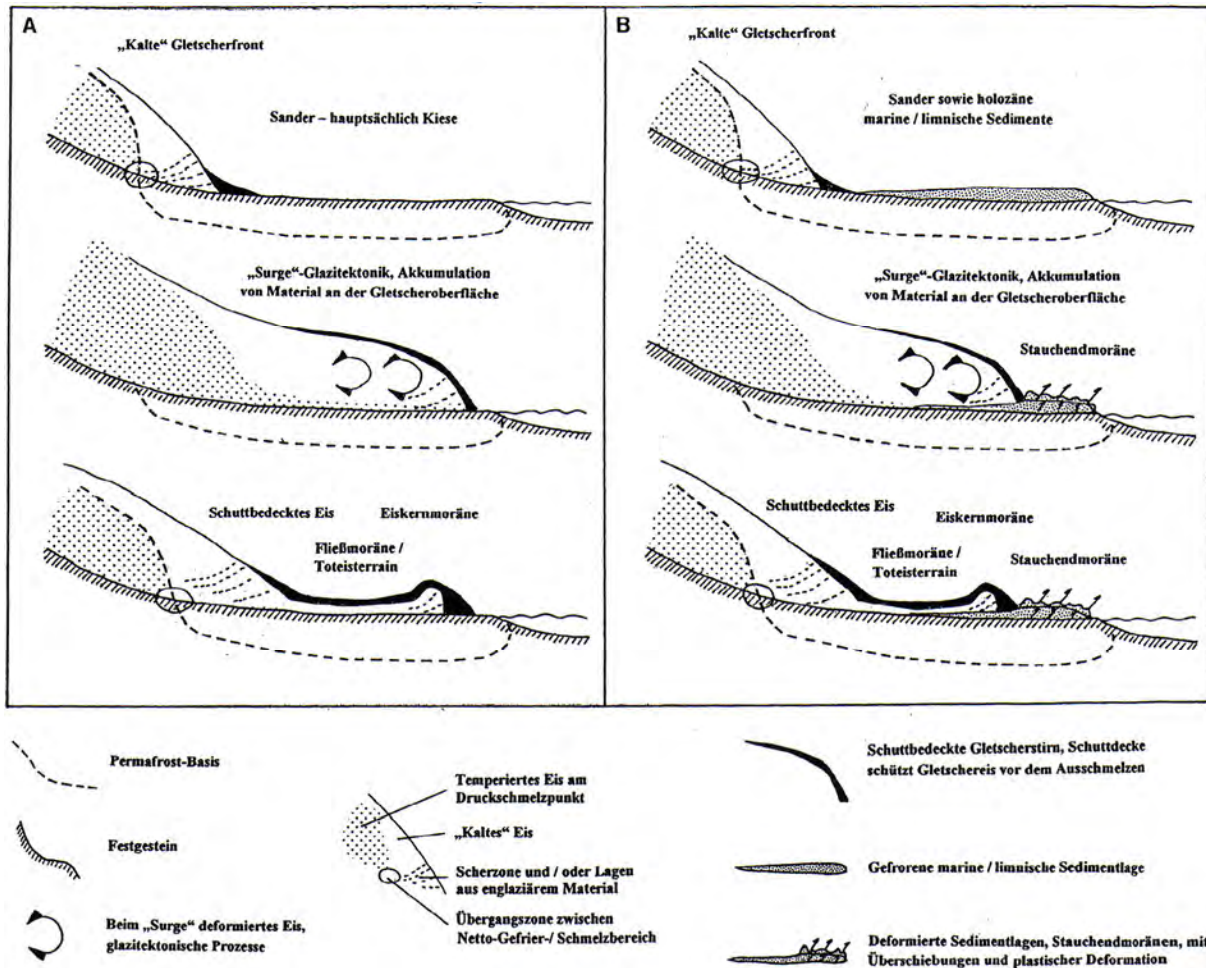


Abb. 15: Schematisches Modell der Bildung von Eiskernmoränen und Stauchendmoränen in Svalbard (verändert nach ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996)

Die Eiskernmoränenwälle an den Rändern der heutigen Gletscher Nordenskiöldlands erreichen stellenweise Höhen von mehr als 50 m. Ihre Bildung und Erhaltung ist an „kalte“ Gletscherränder geknüpft. Der Permafrost ermöglicht ein Überdauern der Eiskerne in den Moränen über lange Zeiträume. Ist die Schuttmächtigkeit über den Eiskernen jedoch geringer als die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht des Permafrostbodens, beginnt das Eis zu schmelzen und die Eiskernmoräne zerfällt. Auch fluviale Prozesse und Massenbewegungen können die Mächtigkeit der thermischisolierenden Schuttdecke verringern und so den Eiskern- und Moränenzerfall einleiten. Das Ausschmelzen der Eiskerne lässt häufig eine Toteislandschaft mit typischen Thermokarst- (Kryokarst-) Formen entstehen. Das zwischen den Eiskernmoränen und der rezenten, oft schuttbedeckten Gletscherzunge gelegene, beim Rückschmelzen des Gletschers entstandene, von Ablations-, Fließmoräne oder glazifluvialen Ablagerungen gebildete Terrain ist häufig noch von Gletschereisresten unterlagert, wie fluviale Anschnitte ausweisen. Am Rande der Gletscherbäche und der gelegentlich in den abflusslosen Mulden anzutreffenden Seen führen Prozesse der Thermoerosion zu einem raschen Eisabbau. Scherflächen sowie sandig-kiesige Materialbänder im Eis zeigen, dass das Eis glaziären Ursprungs ist. Die Schuttdecke der Eiskernmoränen kann nach ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) durch supraglaziäre Sedimentation auf dem blanken Gletschereis oder durch Ausschmelzen von englaziärem Schutt entstanden sein. Letzteres ist mit extraglaziärer Materialzufuhr im Akkumulationsgebiet des Gletschers und subglaziärer Einspeisung verbunden. Die subglaziäre Materialzufuhr erfolgt zum großen Teil durch Regelation und basales Anfrieren von Moränenmaterial. Beide Prozesse sind eng mit dem Temperaturregime des Gletschers verknüpft. Regelation findet bei temperierten Gletschern mit basalen Gleitbedingungen an der Gletschersohle statt, wobei

feinkörniger Schutt aufgenommen werden kann. Die für Nordenskiöldland typischen polythermalen Gletscher haben jedoch kalte, am Untergrund angefrorene Randzonen, in denen ein basales Gleiten ausgeschlossen ist. Material, das im Übergangsbereich zwischen der temperierten Sohlenzone und der „kalten“ Randzone transportiert wird, kann daher nur englaziär oder supraglaziär zur Gletscheroberfläche gelangen (vgl. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996).

GLASSER & HAMBREY (2003) haben die an einem typischen polythermalen Gletscher in Svalbard anzutreffende Formen- und Sedimentgesellschaft und ihre genetischen Hintergründe in Gestalt eines Modells zusammengefasst, das auch für die in Nordenskiöldland vorherrschenden polythermalen Gletscher weithin Gültigkeit besitzt. Dabei wird besonders auf die strukturellen glaziologischen Merkmale hingewiesen, und ihre Bedeutung für die Ausprägung des Formenschatzes am Gletscherrand hervorgehoben. Im Unterschied zu temperierten Gletschern sind die Beziehungen zwischen der Eisstruktur und der Schuttverteilung bei polythermalen Gletschern bisher wenig bekannt. An der Schuttaufnahme und am Schutttransport sind eine Vielzahl von Mechanismen beteiligt, die den Autoren zufolge eng an die Ausprägung der Eisstrukturen im Gletscher geknüpft sind. Nach dem Modell von GLASSER & HAMBREY (2003) lässt sich das Vorfeld eines typischen zurückschmelzenden, polythermalen, terrestrischen Gletschers in Svalbard in drei Zonen gliedern (vgl. Abb.16):

- Äußerer Moränenwall
- Moränenhügel-Komplex, der häufig von supraglaziären Schuttstreifen überzogen ist
- Innere Zone, die foliationsparallele Wälle, supraglaziäre Schuttstreifen, geometrische Wallnetzwerke, stromlinienförmige Wälle/Flutes und kleinere Moränenhügel in unterschiedlicher Menge enthält

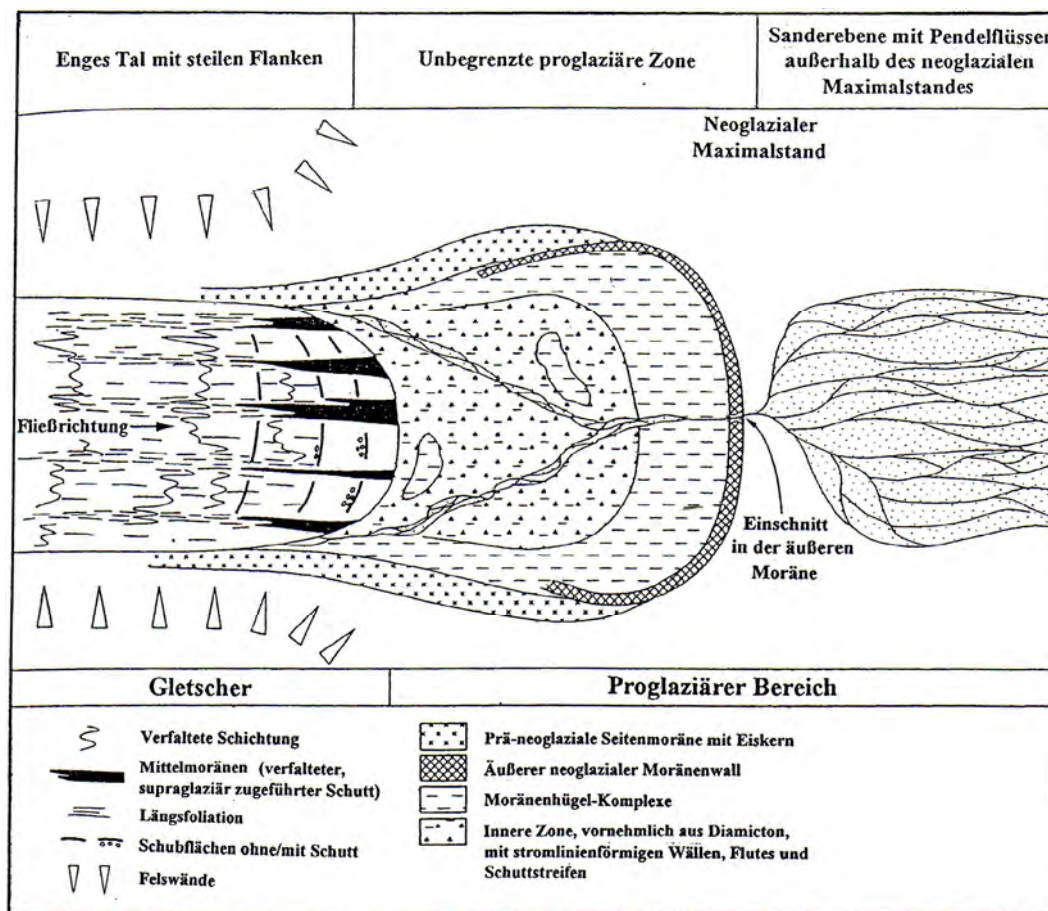


Abb. 16: Formengesellschaft an einem typischen polythermalen terrestrischen Gletscher in Svalbard (verändert nach GLASSER & HAMBREY 2003)

Die äußeren Moränenwälle stellen bogenförmig angeordnete Wälle dar, die sich mit steilen Flanken bis zu 20 m hoch über das Umland erheben. Sie enthalten in der Regel einen Eiskern. Ihr Zerfall wird maßgeblich von ihrem Eisgehalt und ihrem sedimentären Bau bestimmt. Sie können sowohl durch eine Deformation des Permafrostbodens als auch durch Überschiebung englaziärer oder proglaziärer eishaltiger Sedimente entstehen. Viele Talgletscher Nordenskiöldlands werden von mächtigen Lateralmoränen mit Eiskern gesäumt (z.B. Gløttfjellbre / Møysalbre, Skoltbre / Drønbre, Kokbre, Marthabre).

Die Moränenhügel-Komplexe umfassen bogenförmig angeordnete Buckel und Hügel unterschiedlicher Gestalt. Dazu zählen bis zu 100 m lange schmale Wälle, kurze breite Wälle mit deutlicher Kammlinie sowie nahezu konische Hügel; ihre Höhe beträgt einige Meter. Ihre proximalen, dem Gletscher zugewandten Flanken weisen Neigungswinkel um 30° auf, während die Distalhänge steiler sind. Anschnitte zeigen einen Aufbau aus übereinander liegenden Einheiten unterschiedlicher sedimentärer Zusammensetzung. Die unregelmäßigen Hangprofile und die schollenförmig übereinander gestapelten Sedimentpakete deuten auf Überschiebungsvorgänge in englaziären, eisrandlichen und proglaziären Positionen. Gemäß der Reibungsintensität am Gletscherbett besteht ein Kontinuum aus Moränenkomplexformen; bei großer Reibung an der Décollementfläche entstehen Moränenkomplexe aus Überschiebungsdecken (z.B. Comfortlessbre, Kronebre), bei geringerer Reibung kommt es nur zu einer vielfachen Faltung des Sediments, wie z.B. am Sefstrømbre (vgl. GLASSER & HAMBREY 2003).

Die innere Zone befindet sich zwischen dem Moränenhügel-Komplex und der aktuellen Gletscherfront. In Foliationsrichtung verlaufende Wälle, supraglaziär entstandene Schuttstreifen, Wall-Netzwerke, stromlinienförmige Wälle und Flutes bestimmen das Formeninventar. Die foliationsparallel angeordneten Wälle sind mehrere Zehnermeter lang, 1-2 m breit und bis zu 1,5 m hoch. Sie bestehen aus basal aufgenommenem Schutt, der entlang der Längsfoliation zur Gletscheroberfläche gelangt ist (vgl. Abb. 17 u. 18).

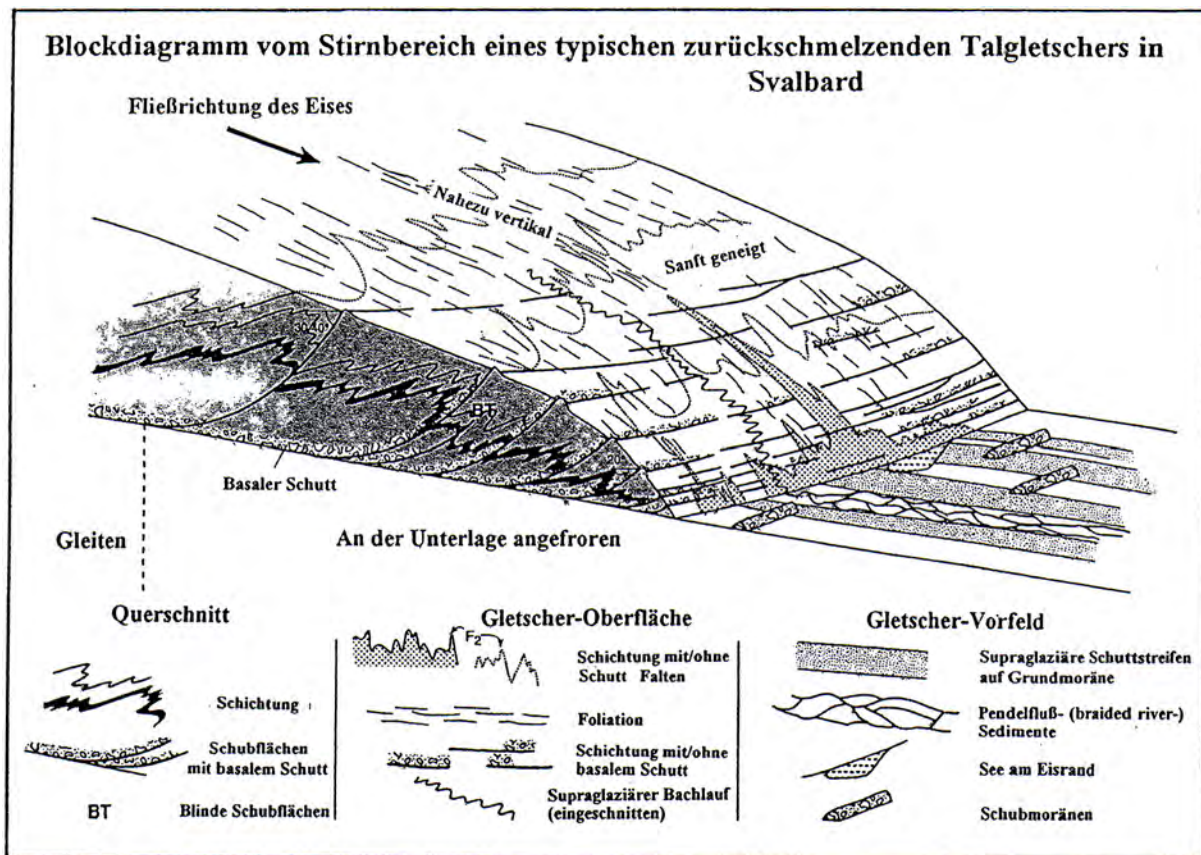


Abb. 17: Blockdiagramm vom Stirnbereich eines typischen zurückschmelzenden Talgletschers in Svalbard (verändert nach HAMBREY, BENNETT et al. 1999)

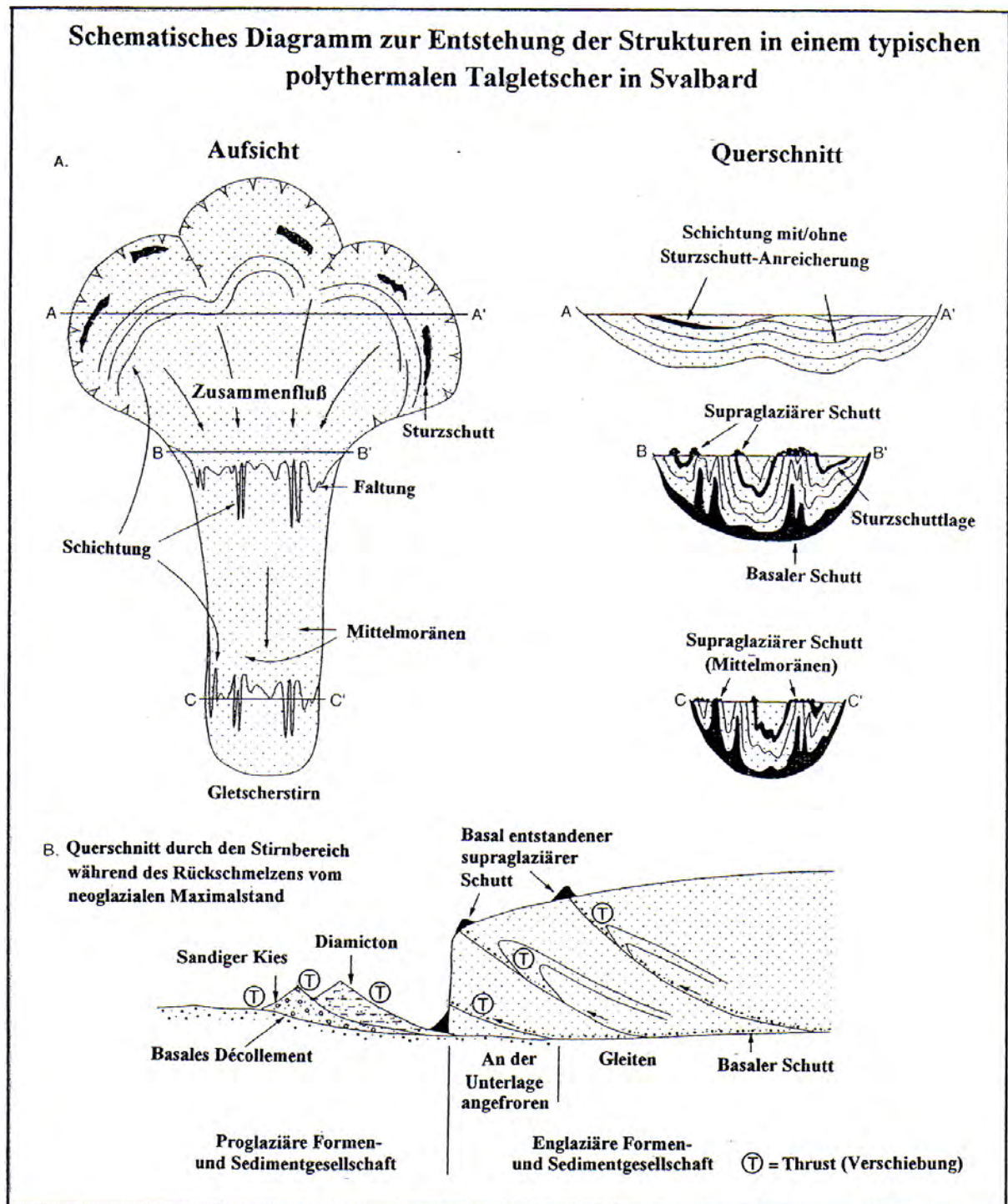


Abb. 18: Schematisches Diagramm zur Entstehung der Strukturen in einem typischen polythermalen Talgletscher in Svalbard (verändert nach GLASSER & HAMBREY 2003)

Die langgestreckten, auf dem Gletschereis verlaufenden Schuttstreifen resultieren aus der Faltung supraglazialer Schuttmaterialien im Eis. Dieser taucht nahe der Gletscherstirn infolge der Ablation als „Mittelmoräne“ an der Gletscheroberfläche auf. Die Streifen aus scharfkantigem Schutt können sich weithin ins Gletschervorland erstrecken. Einzelne Schuttstreifen lassen sich gelegentlich bis zu ihren Herkunftsgebieten an den Gletscherrückwänden verfolgen, wo sie von Sturzschuttmaterial gespeist werden. Die Schuttstreifen sind an ihrer lithologischen Zusammensetzung, die die Gesteine der benachbarten Felswände widerspiegelt, und an ihrer Feinmaterialarmut zu erkennen. Letztere ermöglicht

ein langfristiges Überdauern der Schuttstreifen nach ihrer Ablagerung im Gletschervorfeld. Wall-Netzwerke entstehen, wenn sowohl längsgerichtete als auch transversale Schuttakkumulationen aus dem Gletschereis ausschmelzen. Zumeist schneiden kleine 5-10 m hohe Schubwälle niedrige (<1m) Schuttwälle oder in Foliationsrichtung verlaufende Wälle und bilden dadurch einen Komplex aus sich kreuzenden Wällen im Gletschervorfeld (z.B. Kongsvegen). Stromlinienförmige Wälle finden sich in den Vorfeldern zahlreicher Talgletscher Nordenskiöldlands (z.B. Bergmesterbre, Kokbre). Sie sind bis zu 200 m lang, 25-50 m breit und erreichen eine Höhe von bis zu 10 m. Sie sind in Fließrichtung des Eises angeordnet und tauchen unter der zurückschmelzenden Gletscherfront auf. Die sedimentäre Zusammensetzung umfasst Schluff-, Sand- und Kieslagen, aber auch Grundmoränenablagerungen. In flacheren Gletschervorfeldern sind größere Flächen mit Flutes entwickelt. Die Mehrzahl der Flutes beginnt auf der Leeseite größerer Blöcke, was auf einen subglaziären Ursprung schließen lässt. Am Marthabre wurden zudem weitere longitudinale Sedimentstrukturen und Wälle beobachtet (vgl. GLASSER et al. 1999). Die Sedimentstrukturen umfassen Sand- und Kiesanhäufungen, die 1-6 m lang und 0,5-1,0 m hoch sind. Sie sind nur wenige Dezimeter breit und verlaufen immer subparallel zur Foliation. Sie werden als Sedimentfüllungen ehemaliger englaziärer Kanäle gedeutet. Die longitudinalen Wälle stellen größere Akkumulationen dar, die Abmessungen von 20-30 m Länge und 1-3 m Höhe erreichen. Ihre Kämme bestehen aus Sand und Kies, während die Flanken von Rutschungsmaterial gebildet werden. Die Wälle enthalten einen Eiskern und kommen in der Regel gletscherabwärts von anderen Schuttanhäufungen vor. Sie resultieren nach GLASSER et al. (1999) aus einer Sedimentaufarbeitung durch englaziäre oder supraglaziäre Gletscherbäche, die subparallel zur Längsfoliation geflossen sind.

Die Formen- und Sedimentgesellschaften am Rande der polythermalen Gletscher unterscheiden sich von jenen der „kalten“ (polaren) und temperierten Gletscher. Dabei bildet die Deformation des Gletschereises während der Schuttaufnahme und des Schutttransports einen wesentlichen Steuerfaktor. Die Schuttaufnahme und der Schutttransport finden bei den polythermalen Gletschern Svalbards durch folgende Prozesse statt (vgl. GLASSER & HAMBREY 2003):

- a. Aufnahme von scharfkantigem Sturzschuttmaterial in die geschichtete Abfolge aus Schnee, Firn und angelagertem Eis („superimposed ice“) im Akkumulationsgebiet des Gletschers. Der Schutt wird englaziär transportiert und dabei in Zonen konvergierenden Eisflusses, wie etwa beim Zusammentreffen verschiedener Akkumulationsbecken, gefaltet. Nahe der Gletscherstirn gelangt er an Faltenscharnieren und -schenkeln wieder an die Eisoberfläche und bildet „Mittelmoränen“, die nach ihrer Ablagerung lineare Schuttstreifen entstehen lassen.
- b. Schuttaufnahme am Gletscherbett durch Regelation, Anfrieren „en bloc“, Faltung und Scherung. Diese Prozesse können zu einer mehrere Meter mächtigen Schuttlage im Gletscher führen, die später als Grundmoräne abgelagert wird.
- c. Aufnahme von Basalschutt ins Foliationssystem. Die Foliation ist das Ergebnis von Scherung oder sehr enger Faltung im Eiskörper. Als resultierende Formen werden foliationsparallel verlaufende Wälle gebildet.
- d. Schubbewegungen („thrusting“) im Gletscher, wodurch Regelationseis und basaler Schutt in eine englaziäre Position gehoben werden und mitunter bis an die Eisoberfläche gelangen. „Thrusting“ ist ein dynamischer Prozeß, der bei polythermalen Gletschern möglicherweise an die Übergangszone zwischen „warmem“ Eis mit Gleitbedingungen („wet-based“) und „kaltem“ Eis („dry-based“) am Gletscherbett geknüpft ist.
- e. Schuttaufnahme im Bereich von Faltenstrukturen, wenn der Gletscher ein deformierbares Bett überfließt.
- f. Ein- und Überarbeitung von glazifluvialen Ablagerungen in Schub- und Faltungszonen, wobei längsgerichtete Schuttwälle in und auf dem Gletschereis gebildet werden.

Die in den Vorfeldern der zurückschmelzenden polythermalen Talgletscher Nordenskiöldlands am weitesten verbreitete Ablagerungsart ist Ablationsmoräne („Fließmoräne“). Die Sedimentfreisetzung wird durch das Temperaturregime des Gletschers, die Schuttverteilung in der basalen Eisschicht sowie die Art des Gletscherbettes, deformierbar oder nicht deformierbar, gesteuert (vgl. GLASSER & HAMBREY 2003). Nach der Ablagerung überprägen glazifluviale Prozesse den Schutt, wenn auch in geringerem Umfang als bei temperierten Gletschern.

Wo (Eiskern-) Moränen im Steilrelief abgelagert worden sind, können sie schwerkraftbedingt talwärts kriechen. Diese aus End- oder Seitenmoränen hervorgegangenen Schuttkörper werden dadurch zu „gletscherinduzierten Blockgletschern“ („glacier-derived rock glaciers“). Sie sind vornehmlich im Binnenland Nordenskiöldlands sowie in anderen trockeneren Gebieten Svalbards zu finden. Ihre Dynamik ist von der Gletscherdynamik weitgehend losgelöst (vgl. ETZELMÜLLER & HAGEN 2005).

Fluviale Anschnitte in einigen Eiskernmoränen, etwa am Drønbre, Bergmesterbre und Medalsbre, zeigen gestörte Lagerungsverhältnisse der Eis- und Sedimentschichten. Die sandig-kiesigen bis sandig-schluffigen glazifluvialen und glazilakustrinen Decksedimentlagen der Eiskerne sind lokal verstellt und gekippt, was kaum durch die Wirksamkeit von Thermoerosionsprozessen zu erklären ist. Vielmehr scheinen jüngere Gletschervorstöße eine Reaktivierung der präexistenten Eiskerne in den Moränen bewirkt zu haben, etwa im Zuge eines „Surge“-Vorstoßes. Im Unterschied zum Medalsbre gelten Drønbre und Bergmesterbre als Gletscher mit „Surge“-Verhalten (vgl. JISKOOT, MURRAY & BOYLE 2000).

3.2.2.2 Stauchmoränen

Vor einigen Gletschern Nordenskiöldlands und Svalbards finden sich vor den Gletscherzungen Stauchmoränen, u.a. am inneren Grønfjord (Grønfjordbreane) und Van Mijenfjord (Damesmoräne, Geikiemoräne, Crednermoräne des Paulabre-„Surge“-Vorstoßes), an der Ausmündung des Van Mijenfjordes (Fridtjovhamna, als Folge des Fridtjovbre-„Surge“-Vorstoßes), aber auch im Landesinneren von Nordenskiöldland (u.a. vor den Gletscherzungen von Scott Turnerbre, Medalsbre sowie einiger kleiner Kargletscher an der Südflanke des Reintals). Da eine allgemein anerkannte Definition dieser glazitektonisch entstandenen Eisrandmoränen bisher fehlt, der Terminus sowohl beschreibend als auch genetisch verwendet wird, der Formungsmechanismus ein Zusammenschieben von Sedimenten („bulldozing“) und glazitektonische Schubvorgänge („thrusting“) gleichermaßen umfassen kann, wird der Begriff „Stauchmoräne“ („push moraine“) hier in Anlehnung an BENNETT (2001) rein informativ verwendet für Moränen, die durch die Deformation von Eis, Locker- und / oder Festgestein gebildet worden sind, und die aus einem oder mehreren rechtwinklig oder schräg zur Eisflussrichtung verlaufenden Wällen am oder vor dem Eisrand bestehen. Die so definierten Stauchmoränen verfügen über eine sehr große Bandbreite unterschiedlicher Formen, Abmessungen und Substrate. Nach BENNETT (2001) existiert ein morphologisches Kontinuum von kleinen, einzeln auftretenden Wällen, die durch saisonale Vorstöße des Eisrandes gebildet worden sind, bis hin zu komplexen Formen mit vielen Kammlinien und einer großen Proximal-Distal-Weite, die auf nachhaltige, mehrmalige Eisvorstöße zurückzuführen sind. Eine Ausgliederung von Klassen kann anhand verschiedener Variablen erfolgen, wie des Formenschatzes, der Art der Deformation des Gletschervorlandes oder des Ausmaßes der proglaziären Verkürzung. Eine der wichtigsten Variablen ist die Größe des proglaziären Vorlandes, das bei der Stauchmoränenbildung deformiert wird. Dieser „Vorlandkeil“ kann sowohl aus proglaziären als auch aus subglaziären Sedimenten bestehen. Sein Mächtigkeits- / Breiten-Verhältnis („aspect ratio“) lässt sich vor und nach der Deformation ermitteln, so dass die glaziärtektonische Verkürzung feststellbar ist (vgl. Abb.19). Die Art und Intensität der Deformation wird u.a. durch die Rheologie des Substrats, das Reibungsniveau an der Abkopplungsfläche (Décollementfläche), die Druckübertragung ins Vorland, die Anordnung des Eis- / Sedimentkontaktbereiches sowie das kompressive Druckregime gesteuert (vgl. BENNETT 2001). Soweit die Beobachtungen reichen, dominieren in Nordenskiöldland und Umgebung breite, vielkämmige Stauchmoränen mit einer Deformation der Sedimente vor dem Eisrand von mehr als 300 m, was auf Mächtigkeits- / Breiten-Verhältnisse des Vorlandkeils vor der Deformation von mehr als 1:20 schließen

lässt. Die Stauchmoränen bestehen in den meisten Fällen aus schuppenförmig angeordneten Sedimentschollen, während übereinander abgelagerte, durch Überschiebung entstandene Sedimentdecken offenbar seltener sind.

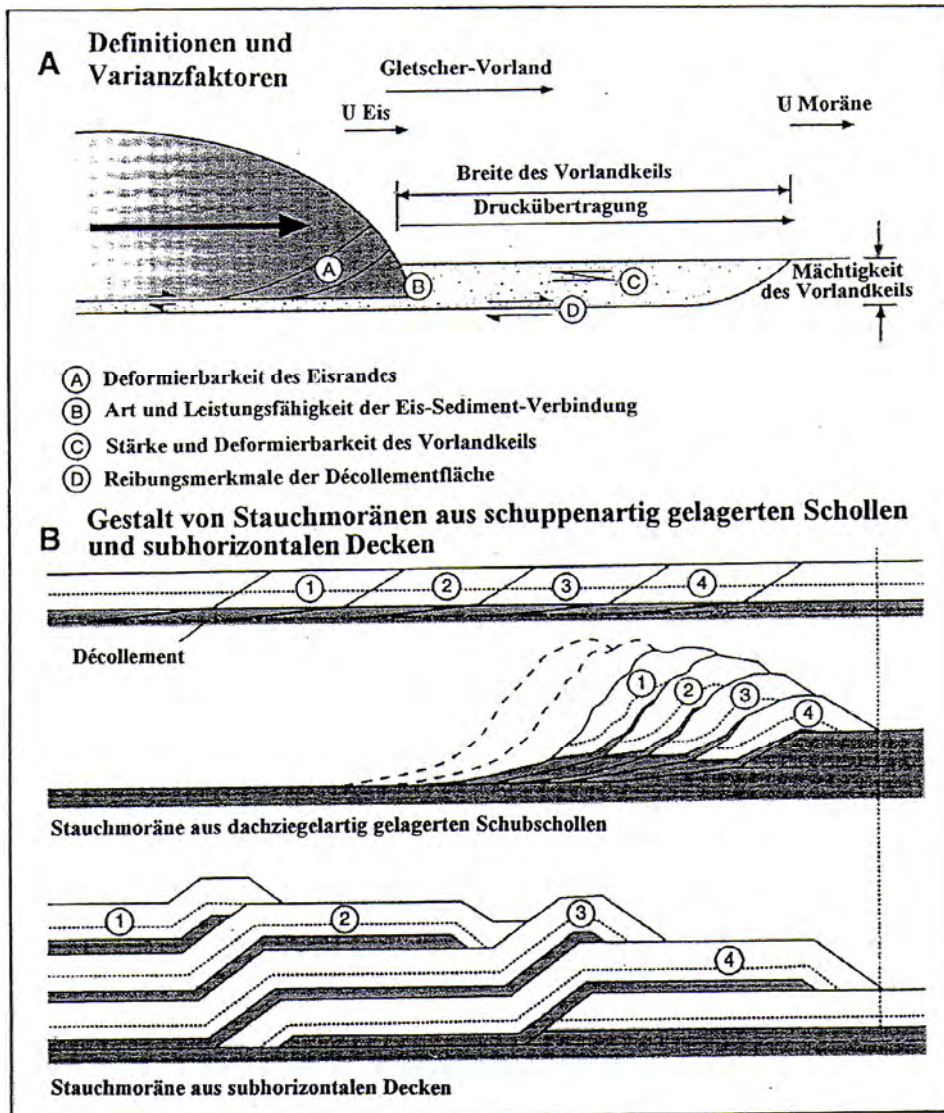


Abb. 19: Bau einer Stauchmoräne (verändert nach BENNETT 2001)

Eine besonders detaillierte Beschreibung einer großen Stauchmoräne liefern BOULTON et al. (1999) vom Holmströmbre am inneren Ekmanfjord. Der Holmströmbre stieß im Laufe seines „Surge“-Vorstoßes während des neoglazialen Maximums in mächtige Sandersedimente vor, die von glazimarinem Sedimenten unterlagert waren. Dies resultierte in einer 1,5 km breiten Deformationszone und einem Moränenkomplex von ca. 900 m Breite, der 1984 hervorragend aufgeschlossen war. BOULTON et al. (1999) konnten in proximal-distaler Richtung drei Hauptstrukturzonen ausgliedern, die sich in der Deformationsintensität unterscheiden. Die äußere Zone besteht aus offenen Falten. In der mittleren Zone nimmt die Intensität der Faltung zu. Es dominieren enge, überkippte Falten und Verschiebungen. Sie haben sich vermutlich aus den offenen, konzentrischen Falten entwickelt, die die äußere Zone kennzeichnen. Die innere Zone ist am stärksten deformiert mit deutlichen Anzeichen von Überschiebungen. Neben schmalen, liegenden Falten existieren einige nahezu horizontal angeordnete, wurzellose Sedimentdecken. Insgesamt besteht die Stauchmoräne des Holmströmbre aus einer Abfolge dachziegelartig angeordneter Sedimentschollen und Überschiebungsdecken, wobei eine graduelle Zunahme der Deformationsintensität in Richtung auf den ehemaligen Kontaktbereich mit dem Eisrand festzustellen ist. Die Schubflächen sind

nach BOULTON et al. (1999) mit einer basalen Décollementfläche in rund 30 m Tiefe verbunden. Die Autoren vermuten, dass Permafrost bei der Bildung der Holmströmbre-Stauchmoräne eine wesentliche Rolle gespielt hat: Er war notwendig, um den vom Gletscher ausgehenden Druck über eine Entfernung von mehr als 1 km durch die dünne proglaziäre Sedimentlage zu übertragen. Ferner war die Existenz von Permafrost erforderlich, um die Reibung entlang der basalen Abkopplungsfläche zu reduzieren. Das unter dem Gletscher vorhandene Grundwasser konnte aufgrund des „kalten“ Gletscherrandes und des die Vorlandsedimente durchziehenden Permafrostes nicht an die Oberfläche gelangen, was zu einem hohen Porenwasserdruck unter der Permafrostlage führte. Als der Holmströmbre vorstieß, reduzierte der hydraulische Druck die Reibung an der Décollementfläche, die sich vermutlich an der Permafrostbasis befand, wodurch der Gleitvorgang erheblich vereinfacht wurde. BOULTON et al. (1999) halten die Existenz von Permafrost daher für eine wesentliche Voraussetzung für die Bildung großer Stauchmoränen.

Es wird häufig angenommen, dass große komplexe Stauchmoränen, wie die am Holmströmbre, ausschließlich aus „Surge“-Vorstößen von Gletschern resultieren (vgl. u.a. LEFAUCONNIER & HAGEN 1991). Dies wird von HAMBREY & HUDDART (1995) widerlegt, die die Bildung einer großen Stauchmoräne am Uvêrsbre (Engelsbukta) beschreiben; diese Moräne ist nicht durch einen markanten Gletschervorstoß, sondern durch Fließkompression im Randbereich eines polythermalen Gletschers entstanden. Der Moränenkomplex ist über 500 m breit. Er besteht aus einem breiten Gürtel aus Wällen und Hügeln, die während des neoglazialen Maximalstandes abgelagert worden sind. Die Wallkämme sind quer zur Fließrichtung des Eises angeordnet. Ihre proximalen Flanken sind 30-45° Richtung Eisrand geneigt; sie spiegeln noch deutlich die Neigungswinkel von Schubverwerfungen wider. Die einzelnen, aus Sanden, Kiesen oder Grundmoränenmaterial bestehenden Sedimentschollen sind weniger stark deformiert als die eingeschalteten Gletschereisreste. Nach HAMBREY & HUDDART (1995) sind die Sedimentschollen des Moränenkomplexes wie die an der Gletscheroberfläche sichtbaren Sedimentschuppen im Gletschereis entstanden, indem basales Sediment entlang von Schubverwerfungen in den Eiskörper aufgenommen worden ist.

Beim Rückschmelzen des Eises wird dieser Schutt einschließlich Gletschereisresten in die Moräne integriert. Die Schubflächen im Eis sind mit denen im Gletschervorland durch eine Décollementfläche verbunden, die an der Grenze zwischen den glazifluvialen Kiesen und den darunter liegenden glazimarinischen Feinsedimenten verläuft. HAMBREY & HUDDART (1995) schließen daraus, dass die Schubverwerfungen durch Kompressionsvorgänge im fließenden Gletschereis verursacht worden sind, wahrscheinlich beim Übergang von „warmem“, gleitendem Eis im Gletscherinneren zu „kaltem“, am Untergrund angefrorenem Eis am Gletscherrand. Die Stauchmoränenbildung geht hier auf Kompression im Gletschereiskörper zurück; ein markanter Gletschervorstoß ist zur Entwicklung einer solchen Stauchmoräne nicht erforderlich. Einen ähnlichen Moränenbauplan beschreiben LÖNNE & LAURITSEN (1996) vom Stauchmoränenkomplex des Scott Turnerbre im oberen Boltertäl.

Die Rolle von im Gletschereis aufsteigenden Schuttbändern wurde in der Vergangenheit bereits von zahlreichen Autoren (vgl. u.a. SOLLID & SØRBEL 1988) im Zusammenhang mit der Bildung von Moränenhügelkomplexen am Rande polythermaler Gletscher hervorgehoben. Dabei entsteht ein Relief aus minerogenen Ablagerungen und darin enthaltenen Gletschereiskernen. Durch Abrutschen der Sedimentbedeckung von den Eiskernen, Sedimentation in den Mulden und Ausschmelzen der Gletschereiskerne kommt es im Laufe der Zeit zu einer Reliefumkehr. Dieses Modell lässt sich bei den beobachteten Stauchmoränenkomplexen jedoch nicht anwenden, woraus sich die Frage ergibt, warum an einigen Lokalitäten Stauchmoränen (in situ „thrust moraines“) gebildet werden, an anderen Stellen hingegen Hügel aus Moränenmaterial innerhalb einer Toteislandschaft. BENNETT (2001) vermutet, dass die Dichte, mit der die Schuttbänder an der Gletscheroberfläche austreten, einen Schlüsselfaktor darstellt. Ist die Dichte hoch, entsteht eine mächtige supraglaziäre Schuttdecke, die beträchtliche Mengen an begrabenem Gletschereis enthalten kann. In diesem Fall entsteht ein Moränenkomplex aus Kames, der durch Umlagerungsvorgänge und Reliefumkehr gebildet worden ist. Ist die Dichte an Schuttmaterialbändern, die die Gletscheroberfläche erreichen, hingegen geringer und die Schuttmächtigkeit größer, resultiert ein Moränenkomplex aus

in situ-Schubschollen. Diese Vorstellungen lassen BENNETT (2001) vermuten, dass ein Kontinuum bestehen könnte zwischen einem Kame- und Toteisrelief, entstanden durch Umlagerungsvorgänge in einem eiskernhaltigen Terrain, sowie der Bildung von Stauchmoränen und Moränenhügel-Komplexen, bedingt durch englaziäre Verschiebungsabläufe.

Schubvorgänge im Eiskörper am Gletscherrand scheinen somit ein wichtiger Mechanismus zu sein, durch den große Stauchmoränen gebildet werden können. Es gibt Beispiele für polythermale Gletscher, bei denen die Kompression durch eine Abbremsung des Eisflusses an einer Temperaturschwelle verursacht wird (Uvêrsbre nach HAMBREY & HUDDART 1995, Pedersenbre nach BENNETT et al. 1996, Comfortlessbre nach HUDDART & HAMBREY 1996), für Gletscher mit „Surge“-Verhalten, wo die Kompression aus der Passage der „Surge“-Front resultiert (Bakaninbre nach HAMBREY et al. 1996, Kongsvegen / Kronebre nach BENNETT et al. 1999) sowie für Gletscher, bei denen die Kompression durch Auflaufen gegen einen steilen Gegenhang hervorgerufen wird (Kronebre nach BENNETT et al. 1998, BENNETT et al. 1999).

Die Ausführungen zeigen, dass Stauchmoränen über eine große Spannweite an Formen und Bauplänen verfügen und ihre Genese mit unterschiedlichen tektonischen Modellen erklärt werden kann. Es scheint jedoch eine Art Kontinuum zu existieren, von einzelnen Wällen, die aus verwurzelten Falten und kleinen schuppenförmig angeordneten Schubschollen bestehen, bis hin zu vielkämmigen Wallkomplexen, die von entwurzelten Falten und Schubdecken gebildet werden, die entweder horizontal oder in Stapeln aus dachziegelartig angeordneten Sedimentschollen bestehen (vgl. BENNETT 2001). Sie unterscheiden sich vor allem durch die Abmessungen (Verhältnis Mächtigkeit / Breite) der Vorlandscholle, die deformiert werden muß, um die Stauchmoräne zu bilden, sowie durch das Ausmaß, in dem die Strukturen entwurzelt und entlang der Abkopplungsfläche (Décollementfläche) verlagert werden. Dies ist nach BENNETT eine Funktion verschiedener Faktoren, insbesondere der Größe des ausgeübten glaziären Druckes, den Eigenschaften des Décollementhorizontes sowie der Festigkeit und Rheologie des Vorlandes über diesem Horizont.

Rein theoretisch sollte die Deformation des Vorlandes umso umfassender sein, je größer der glaziäre Druck ist. Durch große Gletschervorstöße sollten daher große Stauchmoränen entstehen. In der Praxis wird dies durch die Eigenschaften des Vorlandes modifiziert. Damit eine Deformation stattfinden kann, muß das glaziäre Druckfeld die Festigkeit der Vorlandsedimente entlang eines Décollementhorizontes überschreiten. Der glaziäre Druck kann dabei auf verschiedene Weise wirken, etwa durch Schub von hinten, durch vertikale Belastung, die sich zum Eisrand hin durch die Abnahme der Eismächtigkeit verringert, durch Druck von innen infolge Verlangsamung der Eisfließgeschwindigkeit an der Temperaturschwelle, bei einem Substratwechsel, beim Passieren der „Surge“-Front oder an einem Felsgegenhang, sowie durch schwerkraftbedingtes hang- oder talabwärtiges Gleiten / Rutschen (vgl. Abb. 20). Eine Kombination dieser Modelle kann möglicherweise helfen, die Vielfalt der beobachteten Formen zu erklären.

Das Auftreten einer weichen Sedimentlage im Gletschervorland, entlang derer sich das Décollement vollziehen kann, ist eine wichtige Voraussetzung für die Sedimentdeformation und Stauchmoränenbildung. Ihre Tiefenlage bestimmt das Mächtigkeits- / Breiten-Verhältnis der Vorlandscholle. Die Verbreitung einer solchen Lage ist ein Steuerungsfaktor für das Auftreten von Stauchmoränen entlang des Eisrandes. Das Vorkommen von feinkörnigen Sedimenten mit einem hohen Wassergehalt und geringer Permeabilität begünstigt die Ausprägung eines Abkopplungshorizontes. Bei ungünstigen Substratverhältnissen im Gletschervorland spielen die hydrologischen Verhältnisse in diesem Zusammenhang offenbar eine entscheidende Rolle. Eine wasserführende, nach unten und oben von wasserstauenden Schichten begrenzte Lage bildet einen idealen Abkopplungshorizont. Eine rasche Belastung einer solchen Lage lässt den Porenwasserdruck ansteigen, was letztendlich zum Kollaps und zum Décollement führt. Der hydraulische Druck steuert auch die Reibung entlang des basalen Décollements, wobei ein geringes Reibungsniveau den Transport von Decken mit geringer Deformation begünstigt, während ein hohes Reibungsniveau eher verwurzelte Falten begünstigt (vgl. BENNETT 2001).

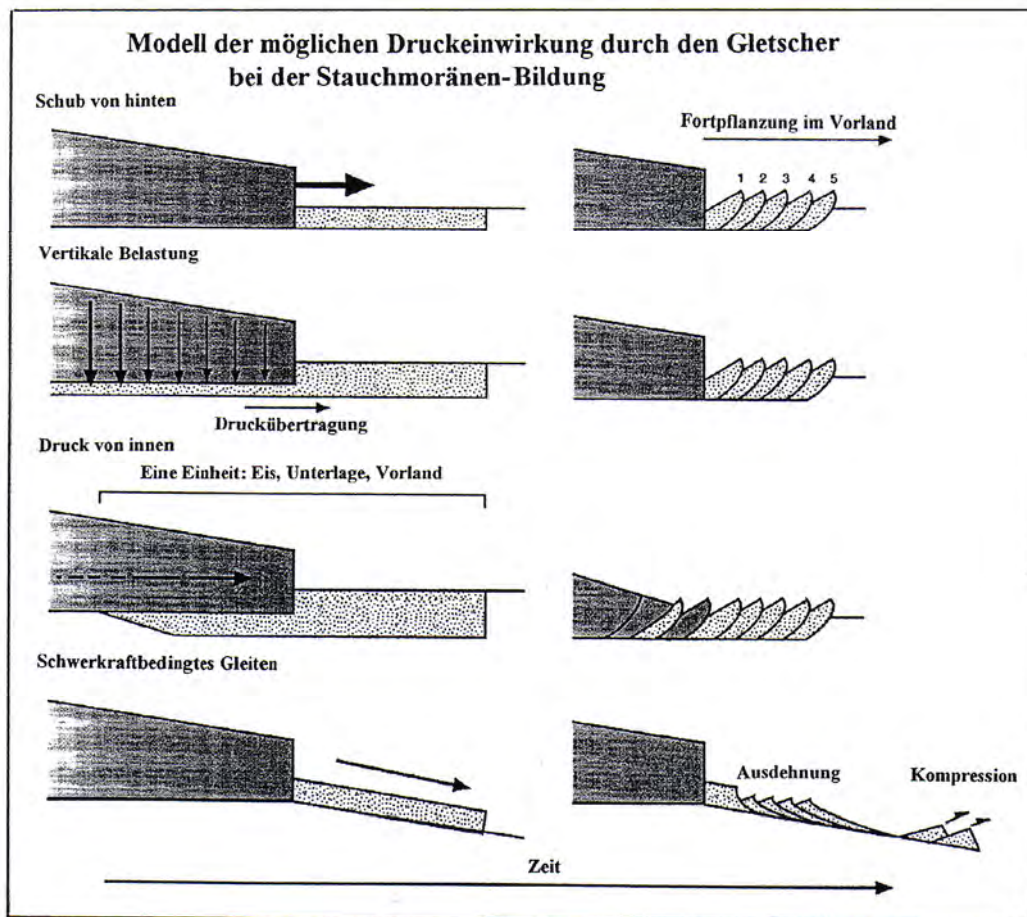


Abb. 20: Modell der möglichen Druckeinwirkung durch den Gletscher bei der Stauchmoränen-Bildung (verändert nach BENNETT 2001)

Die Festigkeit und das rheologische Verhalten der Vorlandsedimente haben maßgeblichen Einfluß auf die Ausprägung der Stauchmoränen. Das Ausmaß, in dem Druck vom Gletscherrand ins glaziäre Vorland übertragen werden kann, ist mitbestimmend für den Umfang der Deformation. Die Starrheit des Vorlandes, die Scherfestigkeit des Décollementhorizontes sowie das Reibungsniveau entlang der Abkopplungsfläche steuern das Ausmaß der Deformation. Reagiert das Vorland gegenüber dem glaziären Druck zu starr, wird sich nur das Eis am Rande des Gletschers verformen, nicht aber die Vorlandscholle. Ist das glaziäre Druckfeld hingegen stark genug, um die Scherfestigkeit eines im Gletschervorland vorhandenen Décollementhorizontes zu überwinden, gilt generell: Je fester die Vorlandscholle über dem Décollementhorizont ist, umso weiter erstreckt sich die Deformation ins Vorland (vgl. BENNETT 2001). Die Breite des von der Deformation erfassten Vorlandes wird dabei vom Reibungsniveau entlang des basalen Décollements bestimmt.

Ein viel diskutierter und sehr umstrittener Aspekt ist die Rolle von Permafrost bei der Bildung von Stauchmoränen. Das Vorkommen von Permafrost wird von den meisten Forschern als wichtig angesehen, um dem glaziären Vorland Festigkeit zu verleihen, wodurch die Druckübertragung vom Gletscher vereinfacht wird. Einige Autoren vermuten ferner, dass sich die basale Abkopplung an der Untergrenze des Permafrostes vollzieht, und dass die Tiefenlage des Décollementhorizontes daher einen Hinweis auf die Permafrostmächtigkeit liefert (vgl. BOULTON et al. 1999). Andere meinen hingegen, dass die Abkopplung in eisreichen oder feinkörnigen Sedimentlagen im Permafrost stattfindet, da diese eine geringere Scherfestigkeit besitzen als eisarme oder grobkörnige Ablagerungen (vgl. u.a. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996).

ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) liefern einen interessanten Beitrag zu dieser Thematik, in dem sie die Variabilität der mechanischen Eigenschaften von permanent gefrorenen Sedimenten betonen. Sie

vermuten, dass die Bildung von Stauchmoränen in Svalbard maßgeblich durch die mechanischen Eigenschaften des Permafrostes gesteuert wird. Letztere sind eine Funktion unterschiedlicher Variablen, wie z.B. Bodentemperatur, Körnung des Sediments sowie chemische Zusammensetzung und Salinität des Bodenwassers. Sie alle bestimmen den Anteil ungefrorenen Wassers im Permafrost. Feinkörnige, salzhaltige Sedimente weisen bei Temperaturen dicht unter dem Gefrierpunkt mehr Porenwasser auf und lassen sich daher leichter deformieren als grobkörnige Ablagerungen bei ähnlichen Bedingungen. Entsprechend kann zwischen „weichem Permafrost“, der plastisch deformierbar ist, und „hartem Permafrost“, der kaum deformierbar ist, unterschieden werden (vgl. BENNETT 2001).

ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) fassen die Verbreitung von Stauchmoränen in Svalbard in einer Übersichtskarte (vgl. Abb. 21) zusammen. Sie ist den Autoren zufolge – mit einigen Ausnahmen – auf Areale unterhalb der holozänen marinen Grenze beschränkt. Es handelt sich somit um Gebiete, die weit hin von „weichem Permafrost“ unterlagert sind, der erhebliche Mengen an ungefrorenem, salzhaltigem Porenwasser enthält.

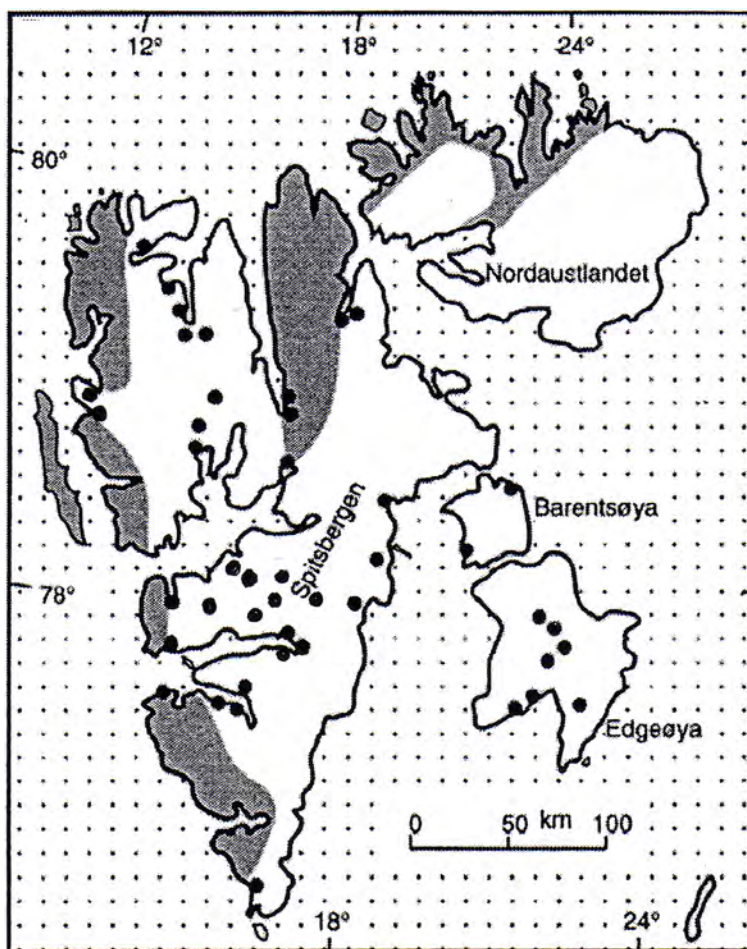


Abb. 21: Verbreitung von Stauchmoränen in Svalbard (ergänzt nach ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996, BENNETT 2001 sowie eigenen Beobachtungen)

Das in den Stauchmoränen anzutreffende deformierte Material besteht vornehmlich aus bindigen marinen Ablagerungen, die günstige Voraussetzungen für eine glazitektonisch induzierte Deformation bieten. Feinkörnige, kohäsive Sedimente zeichnen sich durch eine beachtliche Bindigkeit aus. Im ungefrorenen Zustand ist die Scherfestigkeit gering und vom Porenwasserdruck abhängig. Die Sedimentlagen lassen sich daher über kurze Distanz deformieren. Im gefrorenen Zustand wird die Kohäsion durch Eisbildung verstärkt, wodurch die Sedimentfestigkeit zunimmt. Das Sediment reagiert dann eher wie eine kompakte Masse, die den Druck über eine größere Entfernung weiterleiten kann (vgl. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996). Bleibt das Porenwasser jedoch ungefroren, etwa durch eine hohe Salinität, wie sie in

marinen Ablagerungen gegeben ist, lassen sich die Sedimente auch bei Temperaturen unter 0 °C deformieren. Grobkörnige Sedimente erlangen durch Gefrieren und Eisbildung zwischen den Sedimentkörnern eine erhebliche Kohäsion und Festigkeit, die nahezu die von Sandstein erreichen kann. Liegt ein hoher Porenwassergehalt vor, können alle Poren im gefrorenen Zustand mit Eis gefüllt sein. Der direkte Kontakt zwischen den Bodenpartikeln geht stellenweise verloren und wird durch Eisbindungen ersetzt. Da Eis nur eine geringe Scherfestigkeit besitzt, können Lagen aus eisübersättigten sandig-kiesigen Sedimenten bei Temperaturen unter 0 °C plastisch deformiert werden. Die plastische Deformation solcher Sedimente erfordert daher zumindest saisonal Temperaturen unter 0 °C (vgl. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996).

Die Untersuchungen zeigen, dass der Permafrost die Vorlandsedimente nicht nur verfestigt, sondern dass die Variabilität seiner Eigenschaften auch den Stil ihrer Deformation prägt. Bei sehr hartem Permafrost werden wahrscheinlich keine Stauchmoränen gebildet. Läßt die Festigkeit nach, könnten Moränen mit einer geringen Deformation in den einzelnen Schubblöcken entstehen, wie die aus dem arktischen Kanada bekannten Formen, bei noch geringerer Festigkeit hingegen faltenreiche Formen, wie die von ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) in Spitzbergen untersuchten Stauchmoränen (vgl. auch BENNETT 2001).

Die von ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) am Usherbre (Storfjord) und Erikbre (Liefdefjord) studierten Stauchmoränen befinden sich distal zu den Eiskernmoränen. Sie sind selten höher als 10 m. Es handelt sich um proglaziäre Sedimente, die durch einen Gletschervorstoß in Wälle gepresst worden sind und Stauchungserscheinungen oder andere Deformationsstrukturen aufweisen. Die Wälle stehen mit den rezenten Gletscherzungen nicht mehr in Verbindung. Die Falten- und Stauchungsstrukturen sind sowohl in feinkörnigen als auch in grobkörnigen proglaziären Sedimenten zu beobachten. Die Mehrzahl der Stauchmoränenwälle stellt offenbar reliktare Formen dar, die bei früheren Gletschervorstößen gebildet worden sind. Stauchmoränen können aber auch gegenwärtig noch entstehen, insbesondere bei „Surge“-Vorstößen, wie die gut dokumentierte Entwicklung von Stauchmoränen im Vorland des Usherbre (vgl. HAGEN 1987, 1988) und am Fridtjovbre (vgl. GLASSER, HUDDART & BENNETT 1998, LÖNNE 2006) ausweist.

Am Usherbre begann die Stauchmoränen-Bildung als der Gletscher bei seinem letzten „Surge“-Vorstoß (1978-1985) die älteren Eiskernmoränen erreichte. In der Folge wurde das gesamte Wallsystem reaktiviert und vorwärts geschoben. Bewegungen wurden noch 300 m vor der Gletscherfront an der Oberfläche des vorgelagerten Sanders registriert (vgl. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996). Ein Schnitt entlang eines Bachlaufes gibt Auskunft über das innere Gefüge der Stauchmoränensequenz vor der Gletscherstirn (vgl. Abb. 22).

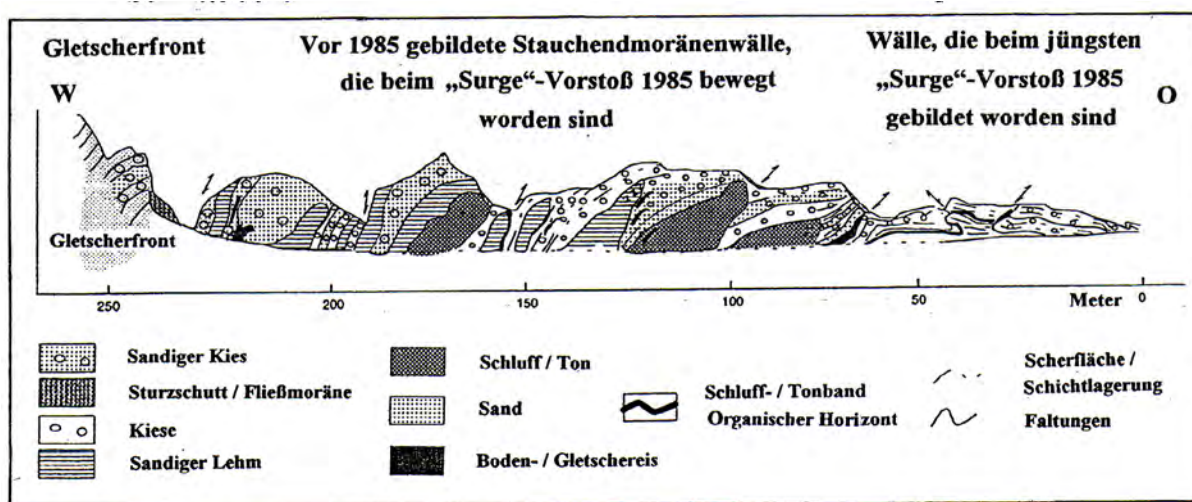


Abb. 22: Schnitt durch das Stauchendmoränen-Gebiet am Usherbre, Ostspitzbergen (verändert nach ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996)

Nur die alten, dem Gletscher am nächsten gelegenen Wälle enthalten reaktivierte Eiskerne. Die entfernteren, distalen Wälle bestehen ausschließlich aus deformiertem Sandermaterial. Die Sedimentlagen der Wälle sind unterschiedlich mächtig und enthalten sortiertes Material unterschiedlicher Körnung. Außer typischem glazifluvialen Sandermaterial (Kies, Sand, Schluff) sind marine Ton- und Schlufflagen anzutreffen. Der Gletschervorstoß hat sowohl zu einer Stauchung der alten Moränenwälle als auch zu einer Deformation der zuvor ungestörten Sedimentlagen des Sanders vor den Wällen geführt. Aufgrund der unterschiedlichen Geschwindigkeit der einzelnen Wälle beim Schubvorgang durch den vorstoßenden Gletscher sind Sedimentlagen überfahren, überschoben und verfaultet worden. Die Wälle haben ein asymmetrisches Querprofil, wobei die größten Neigungen auf der proximalen, dem Gletscher zugewandten Seite zu verzeichnen sind. Die Lagen sind mit Annäherung an die Gletscherstirn immer steiler gestellt. In den neu gebildeten distalen Stauchmoränenwällen sind dünne, deformierte Eisschichten zu beobachten.

Am Usherbre führte ein „Surge“-Vorstoß sowohl zu einer Reaktivierung präexistenter, teilweise eishaltiger Moränenwälle als auch zur Aktivierung zuvor ungestörter Sandersedimente unter Bildung neuer Wälle. Das „Surge“-Verhalten des Gletschers hat die Entwicklung der Stauchmoränen beschleunigt. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) kommen zum Schluß, dass Stauchmoränen (und Eiskernmoränen) nur im Permafrostmilieu gebildet werden. Am Erikbre und Usherbre sind die Stauchmoränen nicht durch unmittelbaren Kontakt mit dem vorstoßenden Gletscher entstanden. Dies unterscheidet sie von den reaktivierten Eiskernmoränen. Die Stauchmoränen sind daher nach Ansicht von ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) geomorphologisch keine glaziären Formen (Moränen), sondern deformierte und gestörte Sedimentlagen im Permafrost, wobei der ausgeübte, zu ihrer Bildung führende Druck glaziären Ursprungs ist. Sie werden von den Autoren daher als periglaziäre Formen klassifiziert, was zweifellos fragwürdig ist.

Ein weiteres, für die Stauchmoränen-Bildung wichtiges Merkmal des glaziären Vorlandes ist die Verfügbarkeit deformierbarer Sedimente. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. (1996) bemerken in diesem Zusammenhang, dass die Verbreitung von Stauchmoränen in Svalbard eng mit dem Auftreten von Festgesteinen verknüpft ist, die durch frostmechanische Verwitterung und glaziäre Erosion reichlich Schutt bereitstellen. Steht kein Verwitterungsmaterial zur Verfügung, das deformiert werden kann, können sich keine Stauchmoränen entwickeln, es sei denn, es findet eine Deformation von Festgestein statt. Die Bedeutung der Vorlandmerkmale und der Substrateigenschaften für die Stauchmoränen-Bildung wird auch von BENNETT, HUDDART & GLASSER (1999) am Beispiel verschiedener Moränen im oberen Reintal beleuchtet. Dort existiert eine Reihe ungewöhnlich großer Stauchmoränen vor sehr kleinen Kargletschern (vgl. Abb. 23). Die Stauchmoränen enthalten größere Mengen an verlagertem Festgestein in ihrem Inneren (vgl. Abb. 24). Bei der Entwicklung der großen Karmoränen spielten die besonderen Bedingungen im glaziären Vorland offenbar eine wesentliche Rolle. Insbesondere das Ausstreichen von stark zerbrochenen, nahezu horizontal angeordneten Sedimentgesteinsschichten (Sandstein, Tonschiefer) mit feinkörnigen Gesteinen an der Basis der Sequenz sowie das Fehlen eines Felswiderlagers gestatteten den Kargletschern, Gesteinseinheiten aus dem Verband herauszulösen und talauswärts zu verlagern (vgl. BENNETT, HUDDART & GLASSER 1999). Das Beispiel verdeutlicht, dass die Eigenschaften des Gletschervorlandes auch für die Abmessungen der Stauchmoränen von Bedeutung sind. Die Ausführungen dokumentieren eindrucksvoll, dass Formenschatz, Abmessungen, Bauplan und Entwicklung einer Stauchmoräne aus dem heiklen Zusammenspiel von glaziologischen Verhältnissen einerseits und Vorlandvoraussetzungen für eine Deformation andererseits resultieren. Abb. 25 zeigt ein Modell der Stauch- (Schub-) Moränen-Bildung in Svalbard.

Abb. 26 illustriert die wichtigsten Parameter der Stauchmoränen-Entwicklung sowie deren Wirkweise anhand eines schematischen Modells mit Beispielen aus Svalbard und anderen Gebieten. Als Schlüsselvariablen fungieren die Existenz einer Abkopplungsschicht (Décollementlage), deren rheologische und hydrologische Merkmale, Permeabilität und Porosität. Weitere Daten sind erforderlich, um den exakten Mechanismus der Stauchmoränen-Bildung eingrenzen und das konzeptionelle Modell eventuell quantifizieren zu können (vgl. BENNETT 2001). Die Stauchmoränen-Entwicklung scheint eher von den Merkmalen des Vorlandes als jenen des Gletschers gesteuert zu werden.

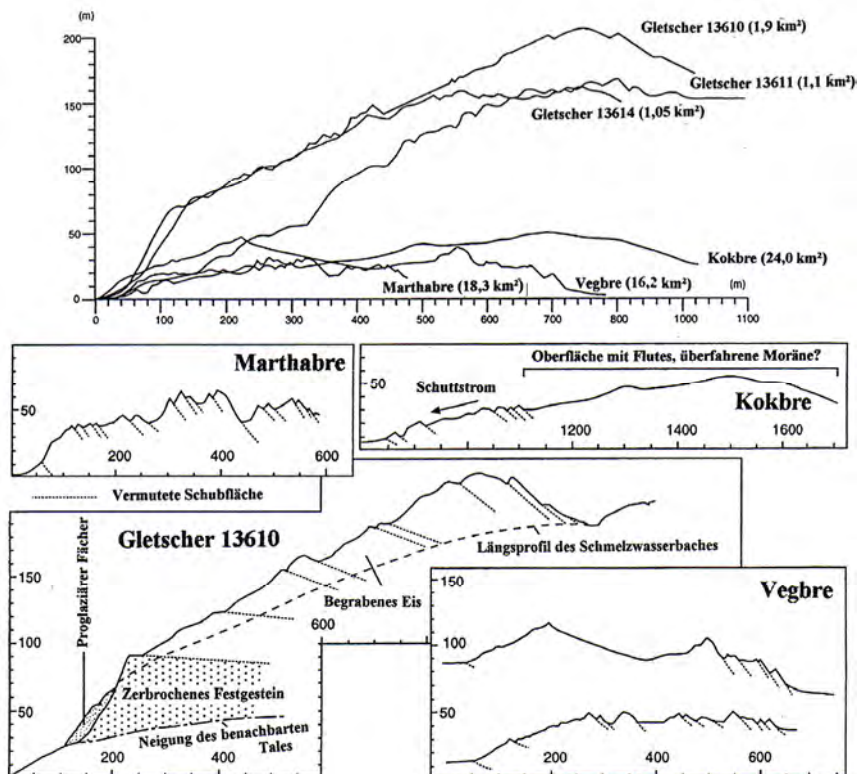


Abb. 23: Längsprofile durch ausgewählte Stauchmoränen im mittleren Reintal (verändert nach BENNETT, HUDDART & GLASSER99)

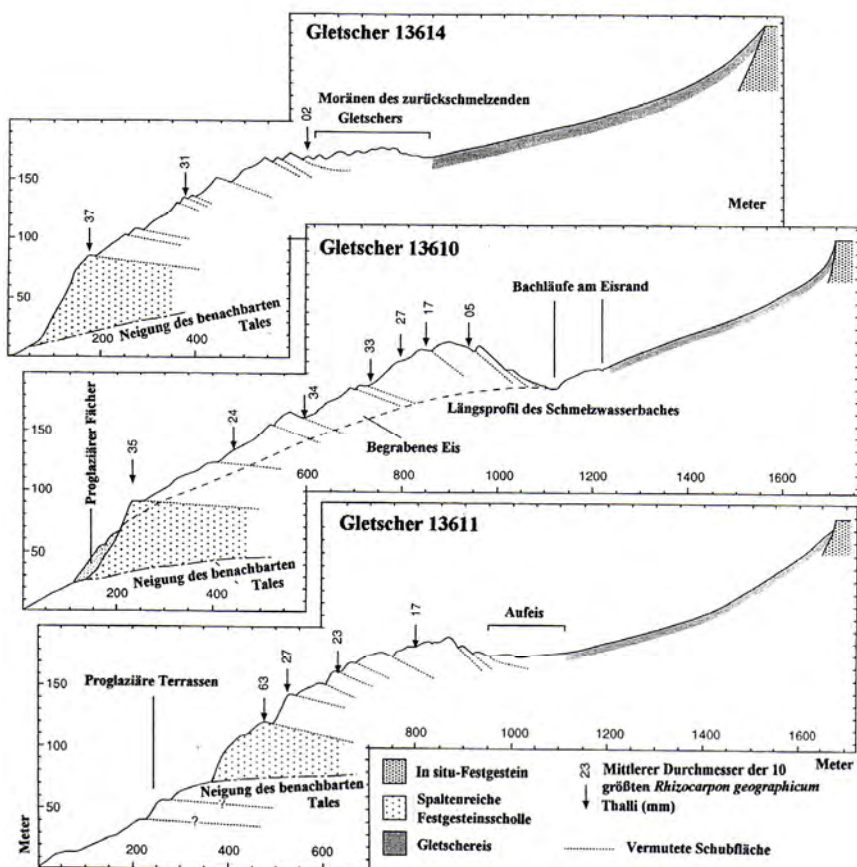


Abb. 24: Längsprofile durch die Moränenkomplexe von drei Kargletschern im mittleren Reintal (verändert nach BENNETT, HUDDART & GLASSER 1999)

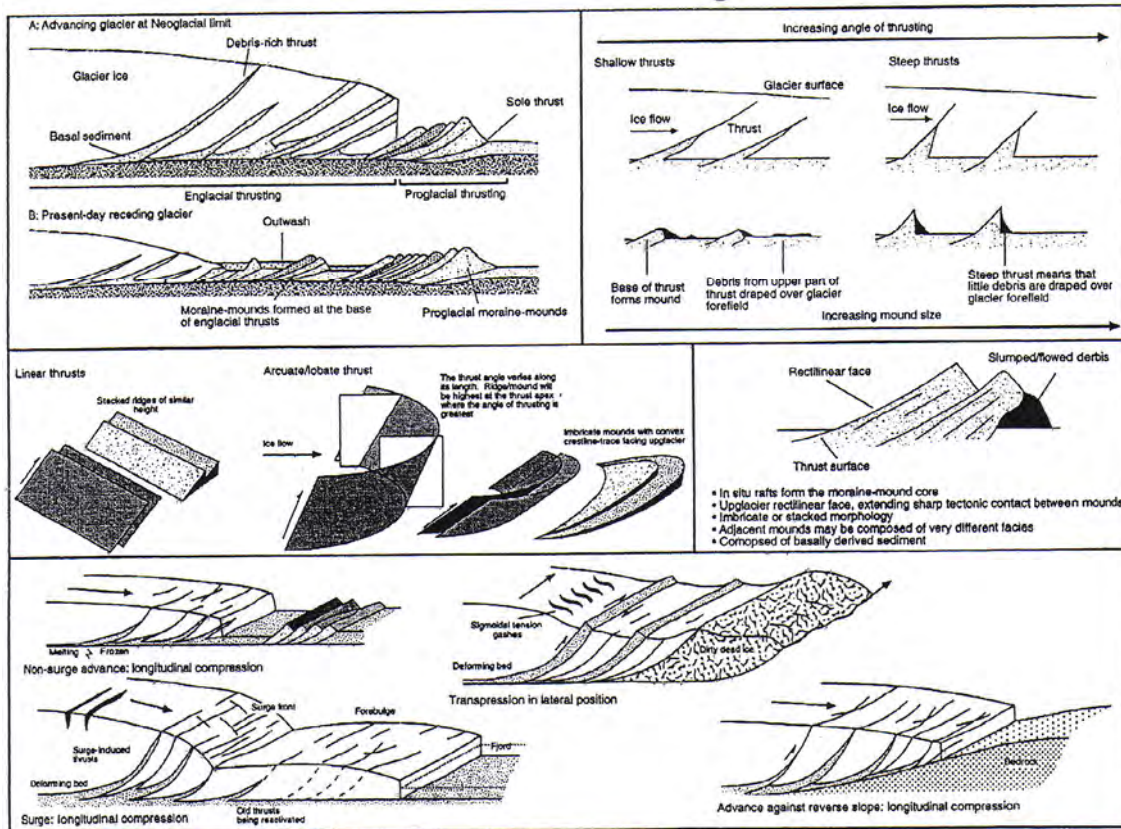


Abb. 25: Modell der Schubmoränen-Bildung in Svalbard (aus BENNETT 2001)

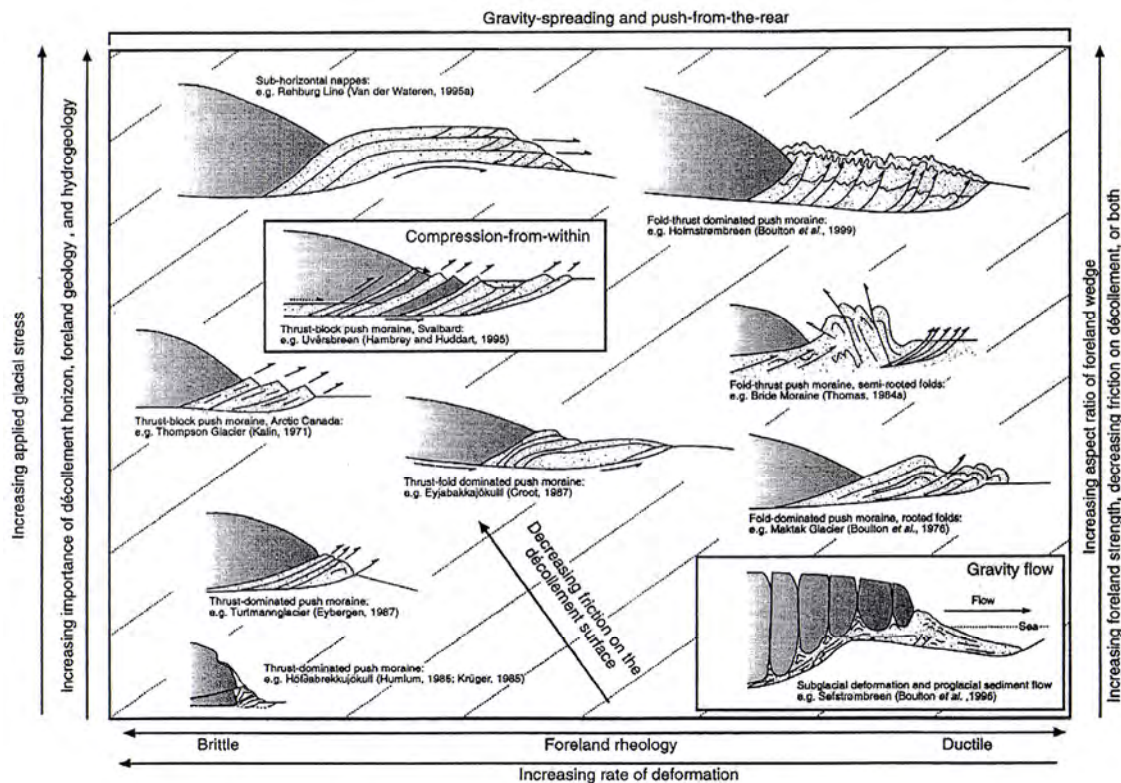


Abb. 26: Schematisches Modell der wichtigsten Variablen der Stauchmoränen-Entwicklung sowie deren Wirkweise (aus BENNETT 2001)

3.2.3 Gletschertypen und -dynamik

Gletscher und Eiskappen bedecken 36 600 km², d.h. rund 60 % der Fläche Svalbards (vgl. HAGEN, LIESTØL et al. 1993). Die Ostküste Spitzbergens sowie die östlichen Inseln des Svalbard-Archipels weisen die stärkste Vergletscherung auf, bedingt durch niedrigere Temperaturen und höhere Niederschläge als an der Westküste. Nordenskiöldland mit der „Klimaoase“ Adventtäl (Vergletscherung im Bereich des Kartenblattes 1:100 000 nur 18 % nach SØRBEL, TOLGENSBAKK et al. 2001) zählt zu den wärmsten und trockensten Gebieten Svalbards und ist daher nur relativ gering vergletschert. Es dominieren kleine Tal- und Kargletscher (vgl. Fotos 11-13, Tab. 3). In den zentralen Hochlagen finden sich ferner mehrere Plateaugletscher (z.B. Gruvefonna, Rugaafonna, Foxfonna), die Auslassgletscher in die benachbarten Täler entsenden. In einigen Fällen ist die Verbindung zu den angrenzenden Talgletschern infolge eines fortgeschrittenen Rückschmelzens der Plateaugletscher bereits abgerissen, wie auf der Bassen-Hochfläche (Operafjell). Außerhalb von Nordenskiöldland bilden große, zusammenhängende Eismassen, die durch Bergrücken und Nunatakgebiete in einzelne Eisströme zergliedert werden, das vorherrschende Vergletscherungsmuster („Spitzbergen-Gletschertyp“). Die flachen großen Inseln im Nordosten Svalbards sind besonders stark vergletschert, wobei die Eisbedeckung von Nordaustland mit 8 120 km² die größte Eiskappe der eurasischen Arktis bildet (vgl. HAGEN, LIESTØL et al. 1993).

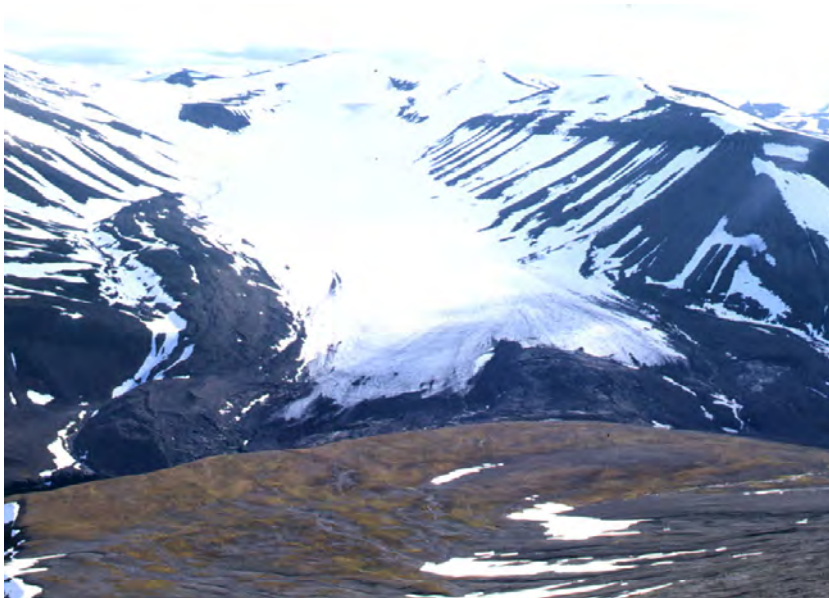


Foto 11: Blick vom Trollstein (849 m) über die blockfeldbedeckte Südabdachung des Lars Hierta fjells auf den ca. 4 km langen, vom Westbytopp (983 m) zum Ental / Fartal-Paß herabziehenden Talgletscher Bogerbre. Das Akkumulationsgebiet des Gletschers umfasst drei hochgelegene Karmulden an den Westbygipfeln. Die mächtige, eiskernhaltige Laterofrontalmoräne grenzt steil an die benachbarten schuttbedeckten Talhänge. Zwischen dem Frontabschnitt der steilhängigen Moräne und der sichtbaren Gletscherstirn befindet sich ein schmales Toteisterrain aus Kuppen und wassergefüllten Mulden. Ein kleiner See zwischen dem Moränenwall und der Gletscherzunge ist erst vor kurzem Richtung Fartal ausgelaufen (rechter Bildrand) (7.8.2008).



Foto 12: Blick über die flache, zurückschmelzende Gletscherzunge des Tavlebre auf die vergletscherten Berge östlich des Semmeltals. Das kuppige, von zahlreichen Thermokarsttümpeln durchsetzte Thermokarstterrain entlang des (sichtbaren) Eisrandes ist von Gletschereis unterlagert. Im Hintergrund sind Kargletscher (Mefjell, 999 m, links), kleine Talgletscher (Stuttal, Mitte) sowie der Rest eines Plateaugletschers (Høgsnyta, 989 m, rechts) zu erkennen. Alle Gletscher sind in den letzten 30 Jahren stark zurückgeschmolzen (6.8.1987).

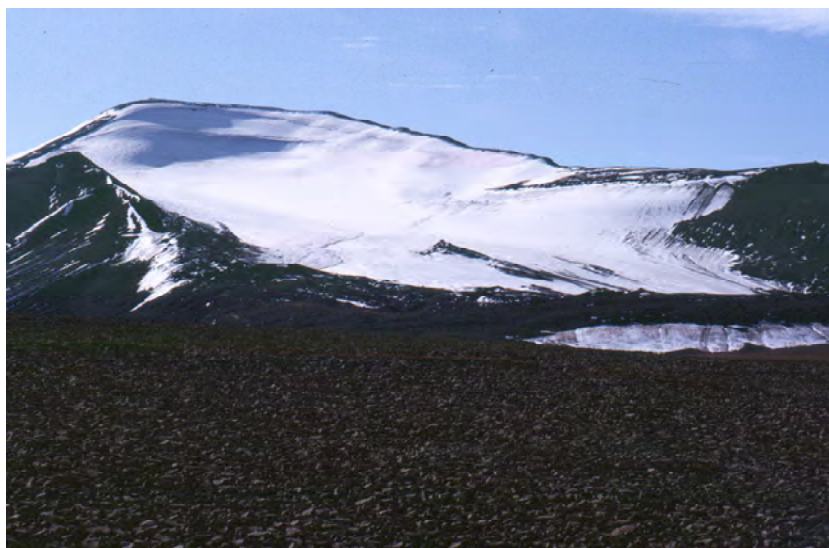


Foto 13: Der rund 1 km² große Platåbre füllt eine Karmulde an der Nordabdachung des Nordenskiöldfjells bei Longyearbyen aus. Der Kargletscher erstreckt sich vom Platåberg bis in Gipfelnähe des flachen Nordenskiöldfjells (500-1000 m). Er wird im Westen und Osten von steilen, auf das blockfeldbedeckte Plateau herabziehenden Felsabhängen begrenzt. Die rund 30 m hohe Eiskernmoräne vor der Gletscherstirn fällt steil zur Hochfläche hin ab. An ihrem Fuße überdauert ein transversales Schneefeld bis spät in den Sommer. Die Eismächtigkeit hat seit dem Gletschermaximalstand gegen Ende des 19. Jahrhunderts stark abgenommen, so dass der Gletscher inzwischen in seiner Gesamtheit als „kalt“ einzustufen ist (19.8.1989).

Tab. 3: Charakteristika ausgewählter Gletscher in Nordenskiöldland, Zentralspitzbergen

| Gletscher-Name | Höhenlage (m ü.M.) | Höhenlage der Gleichgewichtslinie (m ü.M.) | Exposition | Länge (km) | Fläche (km ²) | Volumen (km ³) |
|--------------------|-----------------------|--|------------|---------------|------------------------------|-------------------------------|
| Aldegondabreen | 70-500 | 240 | NO | 4,8 | 9,1 | 0,91 |
| Ankerbreen | 250-1200 | 640 | NW | 6,5 | 7,7 | 0,71 |
| Arctowskibreen | 360-880 | 570 | NW | 2,8 | 3,3 | 0,21 |
| Arebreen | 300-800 | 500 | SW | 2,0 | 1,75 | 0,08 |
| Ayerbreen | 400-900 | 540 | NO | 3,5 | 4,5 | 0,34 |
| Bergmesterbreen | 260-900 | 470 | SO | 5,2 | 8,8 | 0,85 |
| Blackbreen | 280-850 | 530 | O | 2,9 | 3,45 | 0,23 |
| Blekumbreen | 350-700 | 540 | W | 3,0 | 3,25 | 0,21 |
| Bødalsbreen | 350-950 | 560 | N | 2,8 | 4,05 | 0,29 |
| Bogerbreen | 300-900 | 540 | NW | 4,0 | 5,3 | 0,42 |
| Dahlfonna | 100-650 | 230 | N | 4,5 | 13,8 | 1,0 |
| Drønbreen | 250-850 | 500 | N | 10,4 | 32,9 | 4,6 |
| Erdmannbreen | 130-550 | 310 | SO | 5,1 | 11,4 | 1,4 |
| Foxbreen | 300-900 | 540 | NO | 3,4 | 10,8 | 1,1 |
| Foxfonna-Nord | 350-850 | 550 | N | 2,5 | 3,95 | 0,22 |
| Fridtjovbreen | 0-600 | 260 | SO | 13,0 | 48,7 | 11,0 |
| Gløttfjellbreen | 260-1050 | 540 | NO | 5,7 | 13,1 | 1,4 |
| Greinbreane-Ost | 260-1000 | 550 | N | 3,5 | 5,1 | 0,4 |
| Helsingborgbreen | 130-900 | 480 | SO | 8,0 | 10,0 | 1,0 |
| Høganäs breen | 110-900 | 480 | SO | 6,5 | 13,4 | 1,5 |
| Janssonbreen | 100-500 | 370 | NW | 4,5 | 5,7 | 0,47 |
| Kalvdalsbreen | 150-750 | 450 | O | 3,1 | 3,9 | 0,27 |
| Kokbreen | 250-850 | 510 | S | 8,0 | 24,0 | 3,1 |
| Larsbreen | 300-800 | 570 | NO | 3,7 | 4,15 | 0,3 |
| Linnébreen | 140-500 | 280 | N | 2,6 | 3,85 | 0,27 |
| Livbreen | 370-1000 | 650 | NW | 3,3 | 6,0 | 0,5 |
| Longyearbreen | 250-1000 | 530 | NO | 4,8 | 4,0 | 0,28 |
| Luncke breen | 350-950 | 510 | N | 3,4 | 2,4 | 0,13 |
| Lusitaniabreen | 250-900 | 510 | N | 3,5 | 4,45 | 0,33 |
| Mälärbreen | 350-800 | 550 | NW | 3,3 | 3,95 | 0,28 |
| Marstranderbreen | 200-700 | 410 | W | 4,5 | 9,9 | 1,0 |
| Marthabreen | 240-1050 | 500 | NW | 7,8 | 18,3 | 2,2 |
| Medalsbreen | 300-850 | 550 | N | 2,7 | 4,65 | 0,35 |
| Palsjøbreen | 100-950 | 500 | S | 6,5 | 11,1 | 1,2 |
| Passfjellbreen-Ost | 250-700 | 450 | NO | 4,4 | 8,7 | 0,84 |
| Plogbreen | 350-950 | 590 | NW | 3,8 | 8,4 | 0,8 |
| Rieperbreen | 260-900 | 450 | NW | 4,0 | 6,0 | 0,5 |
| Scott Turnerbreen | 250-950 | 530 | NO | 8,0 | 5,6 | 0,46 |
| Slakbreen | 180-1050 | 530 | NW | 13,5 | 41,5 | 6,1 |
| Tavlebreen | 250-750 | 440 | NO | 5,9 | 10,9 | 1,1 |
| Tellbreen | 340-800 | 480 | O | 4,2 | 5,4 | 0,44 |
| Tillbergfonna | 300-850 | 520 | SO | 3,5 | 4,1 | 0,3 |
| Tronisen | 400-1000 | 570 | NO | 4,0 | 5,1 | 0,4 |
| Vegbreen | 260-900 | 500 | N | 6,0 | 16,2 | 1,9 |

zusammengestellt und ergänzt nach HAGEN, J.O., LIESTØL, O., ROLAND, E. & JØRGENSEN, T. (1993) sowie eigenen Beobachtungen 1982-1992 und 2008

3.2.3.1 Temperaturregime

Die Temperaturverhältnisse in den Gletschern sind von großer Bedeutung für die Fließvorgänge und die hydrologischen Gegebenheiten, die Wechselwirkungen mit dem periglaziären Umland, die Fähigkeit zur Erosion sowie die Materialaufnahme und Transportleistung. Anhand des Temperaturregimes lassen sich verschiedene Gletschertypen unterscheiden.

Die Mehrzahl der Gletscher in Nordenskiöldland gehört zum polythermalen (subpolaren) Typ. Die Gletscherränder und Teile des Ablationsgebietes zeichnen sich durch Temperaturen unter dem Gefrierpunkt aus und sind stellenweise am Untergrund angefroren, während sich das Akkumulationsgebiet und tiefere Abschnitte des Ablationsgebietes am Druckschmelzpunkt befinden. Im Akkumulationsgebiet dringt während der sommerlichen Schmelzperiode Wasser in die durchlässigen Schnee- und Firnlagen ein. Dieses Wasser gefriert bei Temperaturen unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die Freisetzung von latenter Wärme beim Gefrierprozess lässt die Temperatur in den zuvor gefrorenen Schnee-, Firn- und Eislagen bis zum Schmelzpunkt ansteigen. Auf diese Weise verharren die Temperaturen in den tieferen Eislagen des Gletschers das ganze Jahr über am Druckschmelzpunkt, wodurch das Substrat unter den oberen und zentralen Gletscherpartien ungefroren bleibt und einen subglaziären Talik bildet (vgl. Abb. 27).

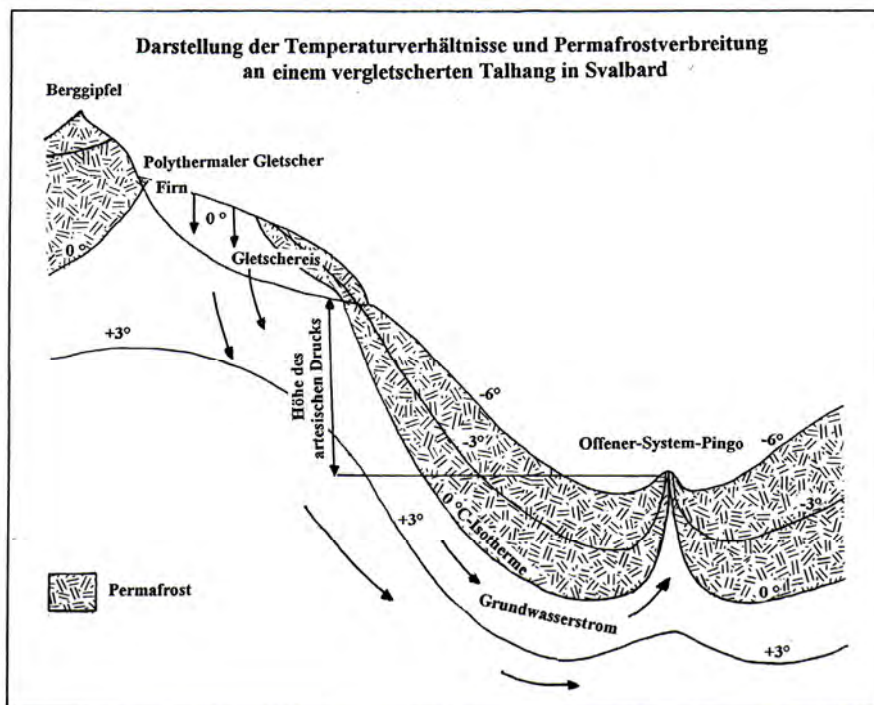


Abb. 27: Darstellung der Temperaturverhältnisse und Permafrostverbreitung an einem vergletscherten Talhang in Svalbard (verändert nach LIESTØL 1996)

Im Ablationsgebiet fließt der größte Teil des Schmelzwassers über die Eisoberfläche ab oder versickert in Gletscherspalten, Eisrandkanälen oder Gletschermühlen. Ein wirksames neuerliches Gefrieren des Schmelzwassers im Eis findet nicht statt, wodurch die negativen Temperaturen im Eiskörper von Winter zu Winter erhalten bleiben. Die kalte Eislage im Ablationsgebiet erstreckt sich im allgemeinen bis in eine Tiefe von 80-100 m (vgl. SØRBEL, TOLGENSBÄKK et al. 2001), so dass die temperierten Eislagen der meisten terrestrischen Gletscher die im kontinuierlichen Permafrost befindliche Frontpartie nicht erreichen. Im Meer kalbende Gletscher, wie der Fridtjovbre am Ausgang des Van Mijenfjordes, werden von der Wassertemperatur an der Kalbungsfrent beeinflusst. Ihre im Gezeitenbereich gelegene Gletscherzunge wird teilweise oder vollständig von temperiertem Eis gebildet. Die Taliki unter den temperierten Abschnitten der subpolaren Gletscher ermöglichen dem Schmelzwasser ein Eindringen in den Subpermafrost-Untergrund, von wo es in das Grundwasserreservoir eingespeist wird. Von dort stammt wahrschein-

lich auch das Wasser in Seen und Teichen, deren Boden im Laufe des Winters nicht zufriert. Ein gutes Beispiel bildet der kleine See „Isdammen“ bei Longyearbyen, aus dem der Ort ganzjährig seinen Trinkwasserbedarf deckt (vgl. MELVOLD 2003). Der Schmelzwasserabfluß aus den temperierten Gletscherpartien in den darunter gelegenen Talik bildet ferner die Grundlage für den Aufbau von artesischem Wasserdruck, der sich in Gestalt zahlreicher Quellaustritte und Pingos in den Tälern Nordenskiöldlands widerspiegelt (vgl. LIESTØL 1977, MEIER 1991, 1993, 1996). Ein guter Indikator für die Existenz von Taliki unter dem Gletscher sind winterliche subglaziäre Wasseraustritte an der Gletscherstirn. Das Wasser gefriert im Winter und bildet Aufeisflächen (Naledi, Icings) vor der Gletscherfront, die den Sommer teilweise überdauern können (vgl. ÅKERMAN 1980, MEIER 1991, 1993, 1996). Eindrucksvolle Beispiele finden sich u.a. vor den Gletscherzungen von Rieperbre, Drønbre und Bergmesterbre (vgl. Fotos 14 u.15).



Foto 14: Der Bergmesterbre am Reindalspaß (218 m) stellt einen typischen Talgletscher mit polythermalem Temperaturregime dar, erkennbar am großflächigen perennierenden Gletscheraufeis vor der Gletscherfront. Das Akkumulationsgebiet umfasst mehrere karähnliche Becken in höheren Lagen. Die drei auffälligen Schuttstreifen auf der Gletscherzunge bestehen aus verfaltetem, supraglazialer Material. Das von einem mächtigen Laterofrontalmoränenwall eingerahmte Terrain setzt sich aus glazifluvialen Ablagerungen und von Eisresten unterlagerter Ablationsmoräne zusammen (13.8.1983).



Foto 15: Das weiträumige Gletscheraufeis (Gletschnaled) im Vorfeld des Bergmesterbre erreicht entlang des Gletscherbaches eine Mächtigkeit von mehreren Metern. Es ist deutlich geschichtet und in zahlreiche, gegeneinander verstellte Eisblöcke zerbrochen. Die mächtigsten Partien der Eisdecke perennieren und werden stellenweise unter minerogenen Sedimenten begraben, so dass im Laufe der Jahre eine markante Sequenz aus wechsellagernden Eis- und Sedimentlagen entsteht. Das am Bachlauf angeschnittene Aufeis unterscheidet sich vom Gletschereis vor allem durch die vertikale Anordnung der oft großen, stabförmigen Eiskristalle (13.8.1983)

Viele der kleinen Kar- und Talgletscher in Nordenskiöldland sind gegenwärtig weniger als 100 m mächtig. Ihr Eiskörper ist vollständig oder bis auf sehr kleine Partien im Sohlenbereich „kalt“. Weist die gesamte Eismasse Temperaturen unterhalb des Druckschmelzpunktes auf, muß der Gletscher als „kalt“ und vom Typ her als „polar“ klassifiziert werden. Die beiden kleinen, mit ihren schuttbedeckten Zungen im innersten Longyeardal endenden Talgletscher Longyearbre und Larsbre sind entweder ganz „cold-based“ oder weisen an ihrer Sohle eine dünne Lage aus temperiertem Eis auf (vgl. ETZELMÜLLER, ØDEGÅRD et al. 2000). Das gut erhaltene, präpleistozän angelegte fluviale V-Talquerprofil unter dem Longyeargletscher sowie an der Gletschersohle in gutem Zustand gefundene mittelalterliche Pflanzenreste (vgl. HUMLUM et al. 2005) deuten allerdings auf eine „kalte“, nicht erosive Gletscherbasis. Der kleine Talgletscher Scott Turnerbre im inneren Boltortal wurde offenbar erst durch Ausdünnen seiner Eismasse nach dem letzten „Surge“-Vorstoß in den 1930er Jahren zu einem „kalten“ Gletscher (vgl. SLETTEN, LYSÅ & LØNNE 2001). Die kleinen, stagnierenden, dünnen Eiskappen auf einigen hoch gelegenen Plateaus (z.B. Bassen, 968 m; Merckollfjell, 875 m; Ishøgda, 1031 m) sind zweifellos „kalt“ und ebenso am Untergrund angefroren wie die zahlreichen Hang- und Wandvergletscherungen in den Hochlagen Nordenskiöldlands (z.B. Skolten, Sinaiberg, Høgsnyta). Im Unterschied zu den polythermalen Gletschern, die im Bereich ihrer temperierten „warmen“ Sohlenabschnitte erodieren, sind die „kalten“ (polaren) Gletscher in der Regel nicht erosiv, sondern protektiv, indem sie ihre Unterlage vor der Abtragung schützen. Besonders kleine, „kalte“ Plateau-Eiskappen hinterlassen nach ihrem Abschmelzen kaum Spuren im Terrain, die auf ihre ehemalige Existenz hinweisen.

3.2.3.2 Massenbilanz

Die jährliche Netto-Massenbilanz verdeutlicht den Massengewinn oder -verlust für das Gesamtgebiet eines Gletschers. Sie stellt einen Klimaindikator dar, der in Svalbard vornehmlich die Ablation im Sommer (Sommer-Temperatur) und weniger die Schnee-Akkumulation im Winter (Winter-Niederschlag) widerspiegelt (vgl. HAGEN & LIESTØL 1990). Die Sommer-Massenbilanz umfasst zumeist die Monate Juni-August, die Winter-Bilanz den Rest des Jahres. Die Länge dieser Perioden wird u.a. durch die Höhenlage des Gletschers über dem Meeresspiegel und den Grad der Maritimität / Kontinentalität bestimmt. Die Auswertung von terrestrischen Fotos und Luftbildern belegt, dass die meisten Gletscher in Svalbard seit ihrem Maximalstand während der „Kleinen Eiszeit“ um 1900 zurück- und abgeschmolzen sind (vgl. LIESTØL 1988). Der Rückschmelzvorgang vollzog sich relativ kontinuierlich. Er wurde bei einigen Gletschern nur durch gelegentliche „Surge“-Vorstöße unterbrochen. Die mit ihren Zungen auf dem Land endenden Gletscher sind nach Ausweis ihrer Eiskernmoränen (Maximalstand) in den letzten hundert Jahren um rund 1-2 km zurückgeschmolzen, die in den Fjorden kalbenden Gezeiten-Gletscher um ein Vielfaches dieses Betrages.

Die jährliche Massenbilanz wurde an einigen ausgewählten Gletschern Svalbards über verschieden lange Zeiträume gemessen. Diese Gletscher umfassen zwar nur 0,5 % des eisbedeckten Gebietes von Svalbard, sie erlauben aber eine recht zuverlässige Abschätzung der Massenbilanz-Gradienten und der Höhenlage der Gleichgewichtslinie in den betreffenden Regionen und Höhenstufen (vgl. HAGEN, KOHLER et al. 2003, HAGEN, MELVOLD et al. 2003). Die meisten Massenbilanzmessungen wurden an kleineren Gletschern (ca. 5 km²) in West- und Zentralspitzbergen vorgenommen. Aus Nordenskiöldland liegen Massenbilanzmessungen und -berechnungen vom Longyearbre, Bogerbre (Ental), Scott Turnerbre (Boltortal), Vøringbre (Grønfjord), Vestre und Austre Grønfjordbre sowie vom Fridtjovbre (äußerer Van Mijenfjord) vor (vgl. Abb. 28). Die Massenbilanz der in Svalbard untersuchten Gletscher war während der jeweiligen Messperioden in der Regel negativ (vgl. Tab. 4); eine statistisch signifikante Änderung dieses Trends ließ sich im Laufe der letzten Jahrzehnte nicht feststellen (vgl. HAGEN, KOHLER et al. 2003). Die Mehrzahl der untersuchten Gletscher befindet sich in Höhenlagen unterhalb von 500 m ü.M.; die Gletscher zeichnen sich wahrscheinlich seit dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ durch eine anhaltend negative Massenbilanz aus, wobei Gletscher mit einem höher gelegenen Akkumulationsgebiet offenbar dichter an eine Null-Bilanz heranreichen als tiefer gelegene Gletscher (vgl. HAGEN, MELVOLD et al. 2003). Zusätzlich zu den systematischen direkten Massenbilanzmessungen wurden einige punktuelle Unter-

suchungen zur mittleren Massenbilanz durchgeführt. Zu diesem Zweck wurden Kernbohrungen an einigen Gletschern vorgenommen, um die radioaktiven Niederschläge der Atombombentests von 1962/63 und der Kernkraftwerk-Katastrophe von Chernobyl 1986 aufzuspüren. Diese markanten Ablagerungen wurden in allen Eiskernen aus dem Akkumulationsgebiet der Gletscher identifiziert. Eiskerne wurden aus unterschiedlichen Höhenlagen entnommen – aus dem höchsten Abschnitt des Akkumulationsgebietes bis unterhalb der Höhenlage der Gleichgewichtslinie, um auf diese Weise mittlere Netto-Akkumulationsbeträge und Netto-Bilanzgradienten für die Akkumulationsgebiete der Gletscher ausweisen zu können. In Nordenskiöldland wurde bisher nur der Höganäsbre bei Sveagruva mittels eines solchen Bohrkern-Transekts untersucht.



Abb. 28: Die Verbreitung von Gletschern mit Massenbilanzmessungen in Svalbard (verändert nach HAGEN, Kohler et al. 2003)

Die Bildung neuer Eislagen und -linsen an der Oberfläche der Gletscher kann deren Massenbilanz maßgeblich beeinflussen und die Auswertung von Eiskernen und Luftbildern erschweren. Dabei gelangt Schmelzwasser in die kalten Schnee- und Firnlagern, gefriert dort zu Eislinen oder bildet neue Eisschichten an der Grenzfläche zum darunter befindlichen kalten, undurchlässigen Gletschereis. Im Akkumulationsgebiet kann das Schmelzwasser auch unter das Niveau der vorjährigen Eisoberfläche eindringen und englaziar lokale Eisablagerungen bilden. Die Menge des an der kalten Gletscheroberfläche angelagerten neuen Eises („superimposed ice“) variiert sowohl räumlich als auch von Jahr zu Jahr. Am Austre Brøggerbre und am Midre Lovénbre (Kongsfjord) sind es jährlich 5-20 cm (vgl. HAGEN

& LIESTØL 1990). Die Bildung solcher Eislagen lässt sich nur schwer abschätzen, insbesondere im Akkumulationsgebiet der Gletscher. Ihre Vernachlässigung bei Massenbilanzberechnungen hat jedoch einen zu geringen Massengewinn-Wert zur Folge, was letztendlich zu einer falschen, möglicherweise negativen Netto-Massenbilanz führt. Ferner würde die Lage der Gleichgewichtslinie auf dem Gletscher zu hoch angesetzt.

Tab. 4: Mittlere jährliche Massenbilanz ausgewählter Gletscher in Nordenskiöldland und Umgebung (Spitzbergen)

| Name des Gletschers | Lage der Gletscherfront (m ü.M.) | Gletschergröße (km ²) | Länge der Meßperiode (Jahre) | Mittlere Massenbilanz (m Wasseräquiv./Jahr) | Standardabweichung (mm/Jahr) |
|-----------------------|----------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|---|------------------------------|
| Austre Grønfjordbreen | terrestrisch (90) | 15 | 6 (1986-1991) | -0,63 | 0,2 |
| Vestre Grønfjordbreen | terrestrisch (30) | 23 | 4 (1988-1991) | -0,46 | 0,16 |
| Bogerbreen | terrestrisch (300) | 5,2 | 12 (1975-1986) | -0,43 | 0,36 |
| Fridtjovbreen | marin (0) | 48,7 | 5 (1987-1991) | -0,25 | 0,19 |
| Longyearbreen | terrestrisch (250) | 4,8 | 6 (1977-1982) | -0,55 | 0,45 |
| Scott Turnerbreen | terrestrisch (250) | 5 | 58 (1936-1993) + | -0,58 | - |
| Vøringbreen | terrestrisch (130) | 2,1 | 18 (1974-1991) | -0,64 | 0,37 |
| Austre Brøggerbreen | terrestrisch (40) | 10,5 | 77 (1912-1988) + | -0,45 | 0,33 |
| | | 12 | 12 (1966-1977) + | -0,59 | - |
| | | 10,5 | 32 (1967-1998) | -0,45 | - |
| Vestre Brøggerbreen | terrestrisch (30) | 5,4 | 12 (1966-1977) + | -0,39 | - |
| | | 4,5 | 14 (1977-1990) + | -0,56 | - |
| Bertilbreen | terrestrisch (150) | 5,4 | 11 (1975-1985) | -0,67 | 0,29 |
| Daubreen | terrestrisch (100) | 4,5 | 8 (1976-1983) | -0,36 | 0,27 |
| Erikbreen | terrestrisch (30) | 10 | 33 (1938-1970) + | -0,13 | - |
| | | 9 | 21 (1970-1990) + | -0,4 | - |
| Finsterwalderbreen | terrestrisch (100) | 31 | 19 (1950-1968) | -0,51 | 0,59 |
| Hansbreen | marin (0) | 57 | 7 (1989-1995) | -0,62 | 0,39 |
| Kongsvegen | marin (0) | 105 | 29 (1962-1990) | -0,1 | - |
| | | | 12 (1987-1998) | +0,11 | - |
| Midre Lovénbreen | terrestrisch (40) | 6 | 31 (1968-1998) | -0,35 | 0,29 |
| Vestre Lovénbreen | terrestrisch (150) | 2,5 | 12 (1966-1977) + | -0,57 | - |
| | | 2 | 14 (1977-1990) + | -0,19 | - |

+ berechnet mittels Luftbildvergleich

zusammengestellt nach ETZELMÜLLER, B. & SOLLID, J. L. (1996), HODGKINS, R., HAGEN, J.O. & HAMRAN, S.-E. (1999), LEFAUCONNIER, B., HAGEN, J.O. et al. (1999), SLETTEN, K., LYSA, A. & LØNNE, I. (2001), SVENDSEN, H., BESZCZYNSKA-MØLLER, A., HAGEN, J.O., LEFAUCONNIER, B. et al. (2002), HAGEN, J.O., KOHLER, J., MELVOLD, K., WINTHER, J.-G. et al. (2003); HAGEN, J.O., MELVOLD, K., PINGLOT, F. & DOWDESWELL, J.A. (2003), RASMUSSEN, L.A. & KOHLER, J. (2007)

Die Gleichgewichtslinie an einem Gletscher stellt die Grenze zwischen dem Akkumulationsgebiet, in dem mehr Schnee während des Jahres angehäuft wird als abschmilzt, und dem Ablationsgebiet dar, in dem die Ablation größer ist als die Akkumulation. Akkumulation und Ablation sind an der Gleichgewichtslinie gleich groß, und die Netto-Massenbilanz ist daher gleich Null. Die Höhenlage der Gleichgewichtslinie lässt sich daher als Indikator für die Klimaverhältnisse in einem Gebiet verwenden. Es besteht eine enge Beziehung zwischen der Lage der Gleichgewichtslinie und der Massenbilanz eines Gletschers. Die Höhenlage der Gleichgewichtslinie kann anhand direkter Feldbeobachtungen sowie der Auswertung von Luft- und Satellitenfotos ermittelt werden. HAGEN, LIESTØL et al. (1993) haben eine Übersichtskarte zur Höhenlage der Gleichgewichtslinie in Svalbard publiziert, wobei das Datenmaterial aus den östlichen Gebieten limitiert war. Die Karte spiegelt die Niederschlagsverteilung wider; die Gleichgewichtslinie erreicht ihre höchste Lage in Gebieten mit geringer Schnee-Akkumulation. Die Karte zeigt im Gebiet Nordenskiöldlands einen Anstieg der Gleichgewichtslinie von der Westküste zum Binnenland (vgl. Abb. 29). Die niedrigste Lage (300-400 m ü.M.) ist an der Nordenskiöldküste bei Kap Linné verzeichnet, die höchste (500-600 m ü.M.) im gebirgigen Inland zwischen dem inneren Isfjord und dem inneren Van Mijenfjord. Im östlich angrenzenden Sabineland sinkt die Gleichgewichtslinie auf weniger als 300 m ü. M. ab, bedingt durch die höheren Schnee-Niederschläge an der Ostküste Spitzbergens (Storfjord). Ihre höchste Lage in Svalbard (>700 m ü.M.) erreicht die Gleichgewichtslinie am inneren, durch hohe Berge nach Westen und Osten abgeschirmten Wijdefjord im Norden Spitzbergens (Andréland, Ny Friesland). Bei den meisten Gletschern Nordenskiöldlands befindet sich die Gleichgewichtslinie in einer höheren Lage als bei „steady state“-Verhältnissen – ein deutlicher Hinweis auf eine negative Massenbilanz der Gletscher (vgl. SØRBEL, TOLGENSBARK et al. 2001). Sie befinden sich nicht im Gleichgewicht mit den gegenwärtigen

gen Klimabedingungen. Ihre Eismassen schmelzen ab und zurück, wobei die Gleichgewichtslinie bis zu 100 m höher liegt als bei „steady state“-Verhältnissen. Nach HAGEN & LIESTØL (1990) wäre eine Absenkung der mittleren Sommer-Temperaturen um 1 °C oder eine Anhebung der winterlichen Niederschlagsmenge um rund 50 % erforderlich, um „steady state“-Verhältnisse herzustellen. Am Longyearbre befindet sich die Gleichgewichtslinie in einer Höhenlage von ca. 530 m ü.M., was ein sehr kleines Akkumulationsgebiet des Gletschers zur Folge hat (vgl. SØRBEL, TOLGENSBAKK et al. 2001).

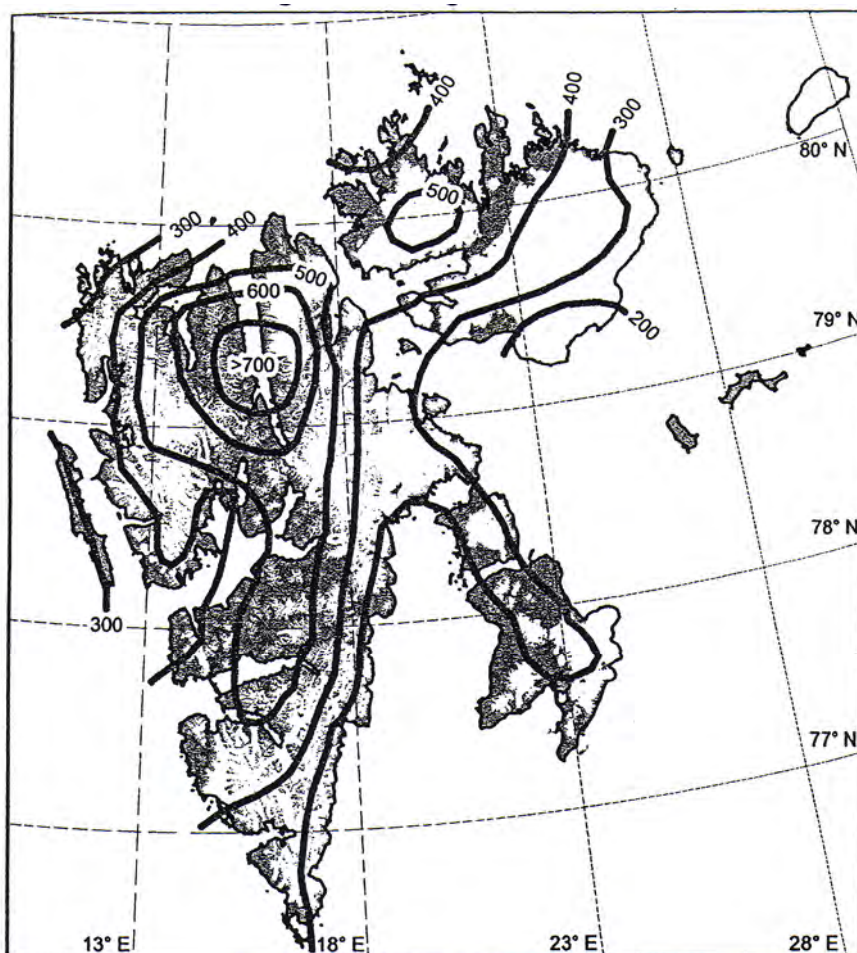


Abb. 29: Die Höhenlage der Gleichgewichtslinie in Svalbard (aus HAGEN, MELVOLD et al. 2003)

3.2.3.3 Fließgeschwindigkeit und „Surge“-Verhalten

Aufgrund der Permafrostverhältnisse in Nordenskiöldland weisen weite Teile der Gletscher Temperaturen unter dem Gefrierpunkt auf. Zumindest die Gletscherränder und die dünneren Gletscherpartien sind am minerogenen Untergrund angefroren. Die Schnee-Akkumulation ist zudem gering, in der Regel weniger als 1 m Wasseräquivalent (ca. 3 m Schnee) pro Jahr selbst in den höchsten Lagen des Akkumulationsgebietes (vgl. HAGEN, KOHLER et al. 2003). Die negativen Temperaturen haben ferner eine geringe Deformationsrate im Gletschereis zur Folge, und die Spaltenbildung ist vergleichsweise gering. Die Gletscher zeichnen sich daher zumeist durch eine niedrige Fließgeschwindigkeit aus (Ausnahme: Gletscher mit „Surge“-Verhalten). Sie beträgt an der Oberfläche der kleinen Tal- und Kargletscher kaum mehr als wenige Meter im Jahr. Nach HAGEN, KOHLER et al. (2003) kann bei terrestrisch endenden Gletschern an der Oberfläche mit Geschwindigkeiten zwischen 2 m pro Jahr im unteren Ablationsgebiet und 10 m pro Jahr nahe der Gleichgewichtslinie gerechnet werden (vgl. Tab. 5).

Tab. 5: Mittlere jährliche Fließgeschwindigkeit ausgewählter Gletscher in Nordenskiöldland und Umgebung

| Gletscher-Name | Höhenlage der Gletscherfront (m ü.M.) | Gletscherfläche (km ²) | Mittlere Fließgeschwindigkeit (m/Jahr) | Fließgeschwindigkeit an der Gletscherfront (m/Jahr) |
|---------------------|---------------------------------------|------------------------------------|--|---|
| Drønbreen | terrestrisch (250) | 32,9 | 8,0-10,0 | <5,0 |
| Høganäsreen | terrestrisch (110) | 13,4 | 0,4-5,8 | <0,4 |
| Larsbreen | terrestrisch (300) | 4,2 | 2,0-4,0 | <1,0 |
| Longyearbreen | terrestrisch (250) | 4,8 | 1,0-2,0 | <1,0 |
| Scott Turnerbreen | terrestrisch (250) | 5,6 | 0,1-0,5 | <0,1 |
| Austre Brøggerbreen | terrestrisch (40) | 11,8 | 2,0-8,9 | <0,5 |
| Austre Lovénbreen | terrestrisch (40) | 6,2 | 7,0 | <5,0 |
| Erikbreen | terrestrisch (30) | 9,5 | 0,2-44,9 (1990-1991) | 19,7 |
| Finsterwalderbreen | terrestrisch (100) | 44,5 | 14,3 | 0,6 |
| Hannabreen | terrestrisch (50) | 9,2 | 8,1 (1990-1991) | <2,0 |
| Kongsvegen | marin (0) | 189 | 2,0-3,0 | <10,0 |
| Kronebreen | marin (0) | 690 | Isachsenfonna: 70 Holtedahlfonna: 180 | 800 |
| Midre Lovénbreen | terrestrisch (40) | 6,0 | 4,5 | <5,0 |
| Vestre Lovénbreen | terrestrisch (70) | 2,5 | 1,5-3,7 | <3,0 |

zusammengestellt nach ETZELMÜLLER, B., VATNE, G., ØDEGARD, R.S. & SOLLID, J.L. (1993), HAGEN, J.O., LIESTØL, O., ROLAND, E. & JØRGENSEN, T. (1993), ETZELMÜLLER, B. & SOLLID, J.L. (1996), ETZELMÜLLER, B., ØDEGÅRD, R.S., VATNE, G. et al. (2000), SLETTEN, K., LYSÅ, A. & LØNNE, I. (2001), SØRBEL, L. & TOLGENSBÄKK, J. et al. (2001), SVENDSEN, H., BESZCZYNSKA-MØLLER, A., HAGEN, J.O., LEFAUCONNIER, B. et al. (2002), HAGEN, J.O., KOHLER, J. et al. (2003), HAGEN, J.O., MELVOLD, K. et al. (2003), MELVOLD, K. (2003), HUMLUM, O. (2003), HUMLUM, O., ELBERLING, B. et al. (2005)

Im Meer kalbende Gletscher, deren Sohle sich am Druckschmelzpunkt befindet, und die daher an ihrer Sohle gleiten, fließen allerdings wesentlich schneller, im Falle des Kronebre im Kongsfjord bis zu 2 m am Tag über das ganze Jahr gerechnet (vgl. HAGEN, KOHLER et al. 2003). Infolge der geringen Fließgeschwindigkeiten können viele Gletscher nicht den gesamten im Akkumulationsgebiet angehäuften Schnee ins Ablationsgebiet transportieren. Ein angenähert ausgeglichenes, konstantes („steady state“-) Längsprofil wird nicht erreicht; stattdessen nimmt der Gradient allmählich zu. Ein „Surge“-Vorstoß des Gletschers ist möglicherweise die Folge.

Das „Surge“-Verhalten von Gletschern ist eine zyklisch verlaufende Instabilität der Fließgeschwindigkeit, die eher vom Gletschersystem selbst verursacht wird als von äußeren Klimaeinflüssen (vgl. EVANS & REA 2003). Die aktive Phase eines Gletscher-„Surges“ umfasst die Eisverlagerung aus einem Reservoir-Gebiet zur Gletscherfront, wobei der hundertfache, in Einzelfällen sogar der tausendfache Betrag der normalen Fließgeschwindigkeit erreicht werden kann (vgl. HAGEN 1988, EVANS & REA 2003). Dies kann zu einem raschen Vorstoß der Gletscherfront und zur Ausdünnung des Reservoir-Gebietes führen. Zwischen den „Surge“-Vorstößen existieren Perioden mit geringen Fließgeschwindigkeiten, sog. Ruhephasen („quiescent phases“), die durch Stagnation an der Gletscherstirn und Eisreicherung im Reservoir-Gebiet gekennzeichnet sind. Beim „Surge“ wird der im Akkumulationsgebiet des Gletschers herrschende Eisüberschuß abgebaut und kompensiert. Dabei werden große Eismassen aus den höher gelegenen Gletscherpartien in das Ablationsgebiet transportiert. Dieser Vorgang wiederholt sich periodisch; die Zeitintervalle sind gletscherspezifisch, wobei von Gebiet zu Gebiet erhebliche Unterschiede auftreten können. Die Zeitspanne zwischen aktiven „Surge“-Vorstößen variiert in Svalbard zwischen wenigen Jahrzehnten und mehr als hundert Jahren, der „Surge“ selbst dauert nur wenige Jahre. Das „Surge“-Phänomen betrifft vor allem polythermale (subpolare) Gletscher, wurde aber auch schon bei temperierten Gletschern beobachtet, insbesondere in Island (vgl. u.a. LIESTØL 1969, HAGEN 1988, DOWDESWELL, HAMILTON & HAGEN 1991, HAMILTON & DOWDESWELL 1996, JISKOOT, MURRAY & BOYLE 2000, EVANS & REA 2003). In Svalbard kommen „Surge“-Vorstöße sowohl bei kleinen Küsten- und Inlandgletschern (z.B. Hessbre am Van Keulenfjord, Arebre im Reintal, Fotos 16 u. 17) als auch bei großen, kalbenden Gezeitengletschern (z.B. Kronebre/Kongsvegen am Kongsfjord, Bråsvellbre im Nordaustland) vor (vgl. Tab.6).



Foto 16: Der 6,2 km² große Talgletscher Hessbre südlich des Van Keulenfjordes (Jarlsbergland) hatte zwischen 1972 und 1976 einen „Surge“-Vorstoß, bei dem Sande und Kiese vom Grunde eines kleinen proglaziären Sees vom Gletscher aufgedrückt und gestaucht wurden (vgl. DET NORSKE SVALBARDELSKAP 2005) (Sommer 1974).



Foto 17: Blick auf die steile, knapp 50 m hohe Front des kleinen Talgletschers Arebre am Bergmøya im oberen Reintal. Die steile Gletscherfront resultiert aus einem „Surge“-Vorstoß in den Jahren 1985-1986, bei dem eine große Eismenge rasch aus dem Akkumulationsgebiet zur Gletscherstirn transportiert worden ist. Der Gletschervorstoß war nicht klimainduziert, sondern das Ergebnis einer vom Gletschersystem selbst verursachten Instabilität der Fließgeschwindigkeit, die bei solch kleinen Gletschern (Länge ca. 2 km) selten zu finden ist (12.8.1988).

Die „Surges“ treten unabhängig von kurzfristigen Klimaschwankungen auf, aber die Ruhephase (Eisaufbauphase) zwischen den Vorstößen wird vom Klima beeinflusst. Die Moränen des holozänen Gletschermaximalstandes spiegeln daher nicht überall in Nordenskiöldland zwangsläufig die früheren Klimaverhältnisse wider, sondern können auch aus einem weitreichenden „Surge“-Vorstoß resultieren (vgl. LEFAUCONNIER & HAGEN 1991). Da die Fließgeschwindigkeit der Gletscher in Svalbard zumeist gering ist, schmelzen die Gletscherfronten zwischen den „Surge“-Vorstößen zurück. Lage und Habitus der Gletscherfronten sind in diesem Falle kein Hinweis auf eine positive oder negative Massenbilanz des gesamten Gletschers. Selbst bei einer positiven Massenbilanz von einigen Jahren kann die Gletscherfront ausdünnen und zurückschmelzen, wie sich an verschiedenen Gletschern Svalbards nachweisen ließ (vgl. HAGEN 1987, 1988). Nach DOWDESWELL, HAMILTON & HAGEN (1991) dauert die aktive Phase bei den Gletschern Svalbards deutlich länger als bei „Surge“-Typ-Gletschern in anderen Gebieten (3-10 gegenüber 1-3 Jahren). Desgleichen sind die Fließgeschwindigkeiten während der aktiven Vorstoßphase in Svalbard offenbar geringer; das Eis wird langsamer und über einen längeren Zeitraum gletscherabwärts verlagert, wobei sich das „Surge“-Ende weniger abrupt vollzieht (vgl. DOWDESWELL, HAMILTON & HAGEN 1991).

Tab. 6: Charakteristika ausgewählter Gletscher mit „Surge“-Verhalten in Nordenskiöldland und Umgebung (Spitzbergen)

| Gletscher-Name | Bekanntes „Surge“-Vorstöße | Höhenlage (m ü.M.) | Exposition | Länge (km) | Fläche (km ²) | Volumen (km ³) | Festgesteinsunterlage |
|---------------------|----------------------------|--------------------|------------|------------|---------------------------|----------------------------|---|
| Arebreen | 1985-1986 | 300-800 | S | 2,0 | 1,8 | 0,1 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Bergmesterbreen | unbekannt | 260-900 | SO | 5,2 | 8,8 | | " " " |
| Drønbreen | 1900 | 250-850 | N | 10,4 | 32,9 | 4,6 | " " " |
| Fridtjovbreen | 1991-2002, 1858-1861 | 0-600 | SO | 13,0 | 48,7 | 11,0 | " " " |
| Gløttfjellbreen | unbekannt | 260-1050 | NO | 5,7 | 13,1 | 1,4 | " " " |
| Lunckebreen | um 1930 | 350-950 | N | 3,4 | 2,4 | 0,1 | " " " |
| Marthabreen | um 1925 | 240-1050 | NO | 7,8 | 18,3 | 2,2 | " " " |
| Møysalbreen | um 1925 | 200-900 | N | 5,8 | 7,1 | 0,9 | " " " |
| Scott Turnerbreen | um 1930 | 250-950 | NO | 8,0 | 5,6 | 0,5 | " " " |
| Tillbergfonna | unbekannt | 300-850 | SO | 3,5 | 4,1 | 0,3 | " " " |
| Arnesenbreen | 1925-1935 | 0-550 | NO | 14,0 | 30,0 | 4,1 | " " " |
| Austre Brøggerbreen | um 1890 | 40-600 | N | 6,0 | 11,8 | 0,7 | Glimmerschiefer, Phyllit, Marmor, Kalkstein |
| Bakaninbreen | 1985-1990 | 0-750 | SW | 16,0 | 60,8 | 9,8 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Blomstrandbreen | um 1960 | 0-1050 | SW | 21,0 | 102 | 18,0 | Phyllit, Gneis, Quarzit, Marmor, Dolomit |
| Elfenbeinbreen | 1903 | 50-700 | S | 15,0 | 48,8 | 7,5 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Finsterwalderbreen | um 1900 | 100-900 | NO | 11,0 | 44,5 | 4,5 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer, Dolomit, Quarzit |
| Fyrisbreen | 1959-1966 | 320-900 | W | 4,1 | 7,3 | 0,7 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Hayesbreen | 1901 | 0-850 | SO | 24,8 | 195,0 | 39,0 | " " " |
| Hessbreen | 1972-1976 | 80-950 | NO | 5,5 | 6,2 | 0,3 | " " " |
| Hyllingebreen | 1968-1978 | 100-850 | NO | 4,5 | 5,0 | 0,4 | " " " |
| Inglefieldbreen | 1952 | 0-650 | NO | 21,5 | 84,0 | 14,0 | " " " |
| Kongsvegen | 1948 | 0-1050 | NW | 27,0 | 189,0 | 37,0 | Glimmerschiefer, Marmor, Karbonate |
| Kronebreen | 1869 | 0-1400 | W | 42,7 | 690,0 | 140,0 | Phyllit, Granit, Marmor, Dolomit |
| Marmorbreen | 1965-1970, 1962-1967, | 100-680 | O | 6,9 | 13,2 | 1,5 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Midre Lovénbreen | 1890 | 40-650 | N | 4,8 | 6,0 | 0,5 | Glimmerschiefer, Phyllit, Marmor |
| Nansenbreen | 1946-1948 | 0-650 | SO | 14,6 | 45,1 | 6,8 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Negribreen | 1935-1936 | 0-1200 | SO | 41,0 | 1180,0 | 250,0 | Sandstein, Tonschiefer, Karbonate |
| Osbornebreen | 1986-1990 | 0-950 | S | 20,1 | 152,0 | 29,0 | Sandstein, Tonschiefer, Tillit |
| Paulabreen | 1400-1700, 1838-1839 | 0-750 | NW | 16,0 | 64,6 | 10,5 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Recherchebreen | 1839 | 0-800 | NW | 25,0 | 146,0 | 37,0 | Quarzit, Dolomit, Gneis, Konglomerat |
| Richardsbreen | 1990-2002 | 0-600 | SO | 13,0 | 70,6 | 12,0 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Scottbreen | um 1880 | 90-700 | NO | 4,4 | 6,1 | 0,5 | Dolomit, Quarzit |
| Sefströmbreen | 1882-1896 | 0-950 | SO | 23,0 | 155,0 | 30,0 | Sandstein, Tonschiefer, Kalkstein, Dolomit |
| Skruisbreen | 1920 | 150-750 | O | 8,6 | 24,1 | 3,1 | Tonschiefer, Siltstein |
| Skutbreen | 1930 | 150-750 | SW | 5,5 | 9,7 | 1,0 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Slottsmøya Südwest | 1960 | 450-900 | SW | 3,2 | 3,7 | 0,3 | " " " |
| Storknausen Ost | 1960 | 240-700 | NO | 1,9 | 1,0 | 0,1 | " " " |
| Sveigbreen | 1960 | 80-750 | O | 12,3 | 44,2 | 6,6 | " " " |
| Tunabreen | 1970, 1930 | 0-1050 | S | 34,7 | 203,0 | 41,0 | Sandstein, Tonschiefer, Dolomit, Kalkstein |
| Ulvebreen | 1896-1900 | 0-700 | SO | 15,5 | 88,0 | 15,0 | Tonschiefer, Siltstein, Dolerit |
| Usherbreen | 1977-1985 | 20-560 | SO | 12,6 | 69,0 | 11,0 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |
| Vendombreen | 1934, 1924-1932, | 140-860 | NO | 7,3 | 16,5 | 1,9 | " " " |
| Von Postbreen | 1870 | 0-1000 | W | 21,8 | 174,0 | 34,0 | Sandstein, Tonschiefer, Kalkstein, Dolomit |
| Wahlenbergbreen | 1908 | 0-850 | SO | 26,7 | 131,0 | 24,0 | Sandstein, Siltstein, Tonschiefer |

zusammengestellt und ergänzt nach DOWDESWELL, J.A., HAMILTON, G.S. & HAGEN, J.O. (1991), HAGEN, J.O. & LIESTØL, O., ROLAND, E. & JØRGENSEN, T. (1993), LIESTØL, O. (1993), HAMILTON, G.S. & DOWDESWELL, J.A. (1996), JISKOOT, H., MURRAY, T. & BOYLE, P. (2000), SØRBEL, L., TOLGENSBAKK, J. et al. (2001), MELVOLD, K. (2003) sowie eigenen Beobachtungen 1982-1992 und 2008

Aktuelle Gletscher mit „Surge“-Verhalten lassen sich unmittelbar an ihren Oberflächenformen erkennen. Vor dem „Surge“ ist häufig ein Wulst an der Gletscheroberfläche zu beobachten, der aus der Auffüllung des Reservoir-Gebietes resultiert, und möglicherweise eine Temperaturschwelle widerspiegelt (vgl. EVANS & REA 2003). Verknüpft mit dem Durchlauf der „Surge“-Front vom Reservoir zur Gletscherstirn ist eine umfangreiche Spaltenbildung an der Gletscheroberfläche. Morphologisch manifestiert sich ein Gletscher-„Surge“ u.a. durch eine Abflachung und Erniedrigung („Einsinken“) der Gletscheroberfläche im oberen Gletscherabschnitt sowie eine auffällige Zunahme der Eismächtigkeit im unteren Abschnitt, verbunden mit einer markanten Versteilung der Gletscherstirn. Ferner entstehen im Eiskörper und im umgebenden minerogenen Sediment oftmals charakteristische Merkmale, die sich, sofern sie den „Surge“-Vorstoß längere Zeit überdauern, als zuverlässige Indikatoren für ein früheres „Surge“-Verhalten verwenden lassen. Dazu zählen vor allem bogenförmig deformierte Mittelmoränen mit verfalteten Sedimentlagen („looped medial moraines“) sowie typische Veränderungen an der Gletscherstirn, wie etwa die Bildung von Stauchmoränen (vgl. u.a. ETZELMÜLLER, HAGEN et al. 1996). Sind solche Phänomene und Indikatoren erst einmal an der Gletscheroberfläche stärker kollabiert oder ausgeschmolzen, sind frühere Gletscher-„Surges“ (Paläo-„Surges“) nur schwer nachzuweisen. Die Lösung dieses Problems erfordert systematische Untersuchungen im Randbereich bekannter aktueller Gletscher mit „Surge“-Verhalten, und die Identifizierung „Surge“-typischer Formen- und Sedimentgesellschaften (vgl. EVANS & REA 1999, 2003).

Der letzte und am besten dokumentierte Gletscher-„Surge“ in Nordenskiöldland ist der des Fridtjovbre (1991-2002), eines in der Ruhephase ca. 13 km langen Gezeitengletschers am äußeren Van Mijenfjord (vgl. GLASSER, HUDDART & BENNETT 1998, MURRAY, LUCKMANN 2003, LÖNNE 2006). Der Gletscher fließt vom Marcussenfjell (749 m) in südöstlicher Richtung hinab zum Fridtjovhamn, der östlich des Akselsundes in den äußeren Van Mijenfjord mündet (vgl. Abb. 30).

Das Kalbungskliff des Gletschers befand sich im Sommer 1998 rund 2,5 km nordwestlich von Kap Schollin an der Ausmündung der Fridtjovhamna-Bucht. Zwei kleine Tributärgletscher, Sagabre und Granutbre, treffen von Westen auf die Gletscherzunge des Hauptgletschers. Der Fridtjovbre hatte seinen vorletzten bekannten „Surge“-Vorstoß zwischen 1858 und 1861 (vgl. Tab. 6), wobei er die Fridtjovhamna-Bucht vollständig ausfüllte und den Akselsund teilweise versperrte. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts befand sich der Gletscher historischen Berichten zufolge offenbar in einer Ruhephase; die Gletscheroberfläche war flach und wies kaum Spalten auf. Zwischen 1936 und 1988 schmolz die Kalbungsfrent bis zu 2 km zurück; zugleich wurde die Gletscheroberfläche in der unteren Gletscherhälfte um mehr als 50 m abgesenkt. Auf Luftbildern aus dem Jahre 1990 lag das Kalbungskliff des Fridtjovbre noch nördlich des Sagabre, wobei beide Gletscher über einen Komplex aus Eiskern-Mittelmoränen in Verbindung standen (vgl. Abb. 31). Zwischen 1995 und 1997 stieß der Gletscher gut 2,5 km in den Fridtjovhamn vor. Dabei war der untere Gletscherabschnitt äußerst spaltenreich und in große Seracs zergliedert.

LÖNNE (2006) hat den jüngsten „Surge“ des Fridtjovbre detailliert untersucht. Dabei wurden die Eisfrontpositionen zwischen 1995 und 2002 im Gelände kartiert und der Boden der Fridtjovhamna-Bucht seismisch untersucht. Während des „Surge“-Vorstoßes wurden 5 km² der Bucht mit Gletschereis gefüllt und die Frontabschnitte der kleinen Tributärgletscher Sagabre und Granutbre vom Fridtjovbre überfahren. Die ersten Anzeichen einer verstärkten Spaltenbildung an der Gletscheroberfläche fanden sich im Herbst 1995. Im August 1996 war die Gletscherfront schon 1 540 m in die Fridtjovhamna-Bucht vorgestoßen (vgl. Abb. 32).

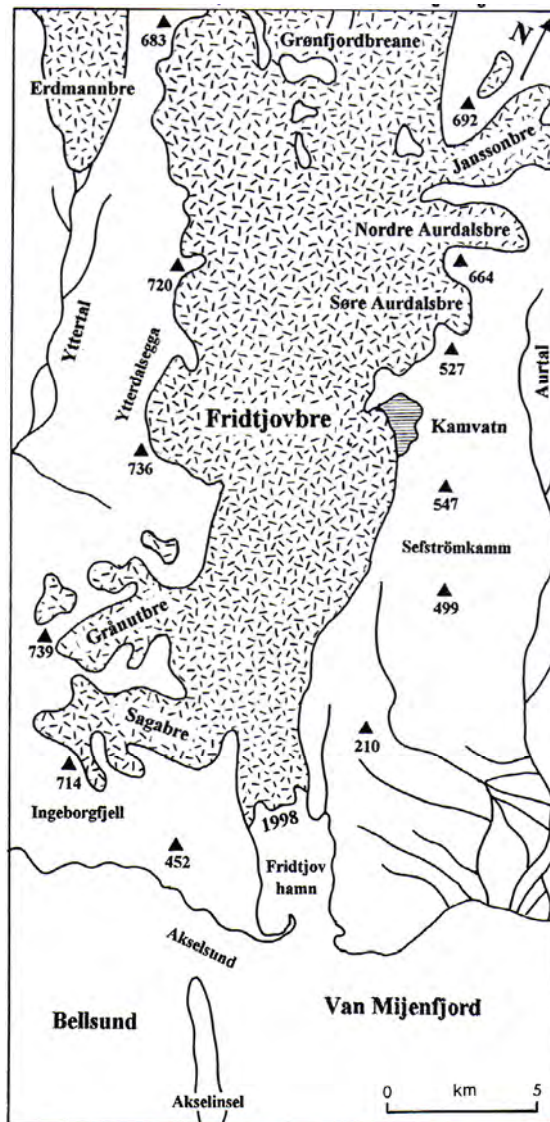


Abb. 30: Lage des Fridtjovbre am Van Mijenfjord

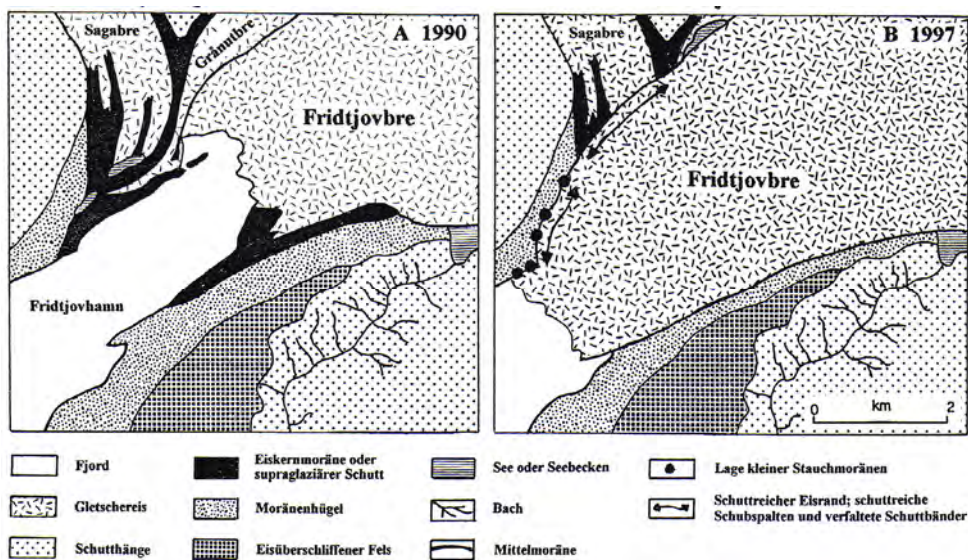


Abb. 31: Geomorphologische Übersichtskarten der Gletscherstände des Fridtjovbre 1990 und 1997 (umgezeichnet nach GLASSER, HUDDART & BENNETT 1998)

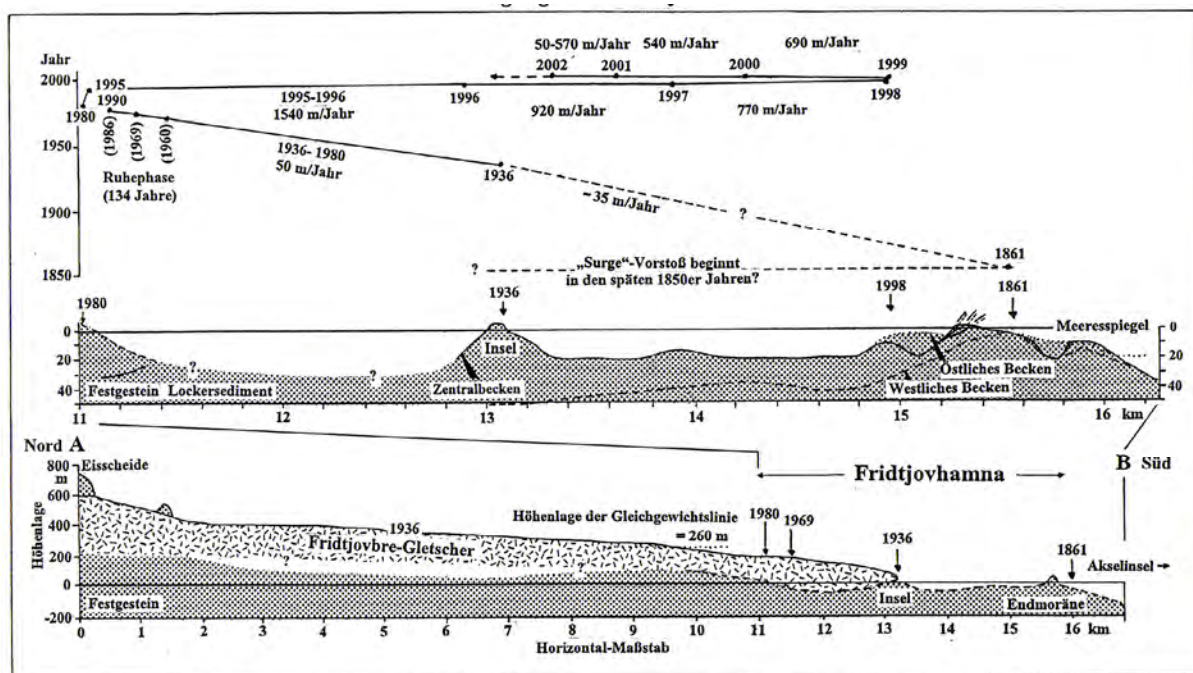


Abb. 32: Eisfront-Positionen und Eisfront-Bewegungen des Fridtjovbre-Gletschers im Zeitraum 1861-2002 (umgezeichnet nach LÖNNE 2006)

In den folgenden zwei Jahren betrug die Vorstoßrate 920 m bzw. 770 m im Jahr. Satellitenfotos belegen indessen, dass der „Surge“ bereits 1991 eingesetzt hatte (vgl. MURRAY, LUCKMAN et al. 2003). Die aktive Phase des Gletscher-„Surges“ lässt sich daher nach LÖNNE (2006) auf der Grundlage der Dynamik des marinen Teils der Eisfront in 4 Stadien gliedern (vgl. Abb. 33):

- „Surge“-Beginn: Satellitenfotos vom Oktober 1991 lassen eine verstärkte Eisflussaktivität erkennen. Der Terminus bleibt ca. 30 Monate lang stabil. Der zentrale Abschnitt der Gletscherfront bildet ein steiles Kalbungskliff, der östliche Abschnitt befindet sich an Land. Hinweise auf eine sich fortpflanzende „Surge“-Front fehlen (vgl. MURRAY, LUCKMAN et al. 2003).
- Vorrückende Eisfront: Der Vorstoß des Terminus beginnt 1994, wobei eine geschätzte maximale Vorstoßrate von 4,2 m am Tag erreicht wird (vgl. MURRAY, LUCKMAN et al. 2003). Der marine Abschnitt der Gletscherfront ist relativ dünn, weist ein chaotisches Spaltenmuster auf und zeichnet sich durch ein konkaves Längsprofil aus. Feldbeobachtungen im April 1997 belegen erhebliche Fließvorgänge selbst in der kältesten Jahreszeit. Frische Schneeverwehungen an den Gletscherrändern sind verfaltet und in 2-5 m hohe, quer zur Eisflussrichtung angeordnete Wälle aufgetürmt. Das vorstoßende Gletschereis ist gegen das Fjordeis gepresst worden, wodurch quer zur Eisfront verlaufende Wälle aus Eisschollen und -blöcken entstanden sind. Vier Monate später ist der marine Abschnitt der Eisfront höher und steiler, das Längsprofil der Gletscherzunge mehr konvex, und an der Oberfläche findet sich ein dünner Schuttmantel. Aufgrund intensiver Kalbungsvorgänge am Eiskliff ist die Fridtjovhamna-Bucht weithin mit Eisblöcken bedeckt. Am Eiskliff haben sich drei Schmelzwasser-Auslässe gebildet.
- Gletschermaximalstand: Der Maximalstand wird 1998 erreicht, der Terminus nimmt im August 1999 noch dieselbe Position ein. Der marine Abschnitt der Gletscherfront ist 1998 steiler als 1997. An Land haben sich am Eisrand kleine (<5 m hohe) proglaziäre Stauchmoränen gebildet. Aus englaziären Schuttlagen und Gletschereis entstehen Eiskernmoränen. Schmelzwasser-Auslässe am marinen Eiskliff deuten auf die Bildung von Tunneln im Eis während der Ablationsperiode.

- d. Rückschmelzen der marinen Eisfront bei fortgesetztem Eisfluß: Im August 2000 ist der dünner werdende marine Teil des Terminus 690 m zurückgeschmolzen. Die mittlere Rückschmelzrate 1999-2002 (36 Monate) beträgt 600 m pro Jahr. Der Terminus zeichnet sich durch ein konkaves Längsprofil aus und ist von großen Spalten durchzogen. Im tiefsten Teil des Fridtjovhamn sind durch Kalbungsvorgänge am Eiskliff zwei Einbuchtungen entstanden, die 200-300 m weit in die Gletscherzunge zurückgreifen. Sortierte Schuttablagerungen an der Ausmündung von zwei kollabierten Schmelzwassertunneln deuten auf eine erhebliche Abflussmenge nach Erreichen des Maximalstandes.

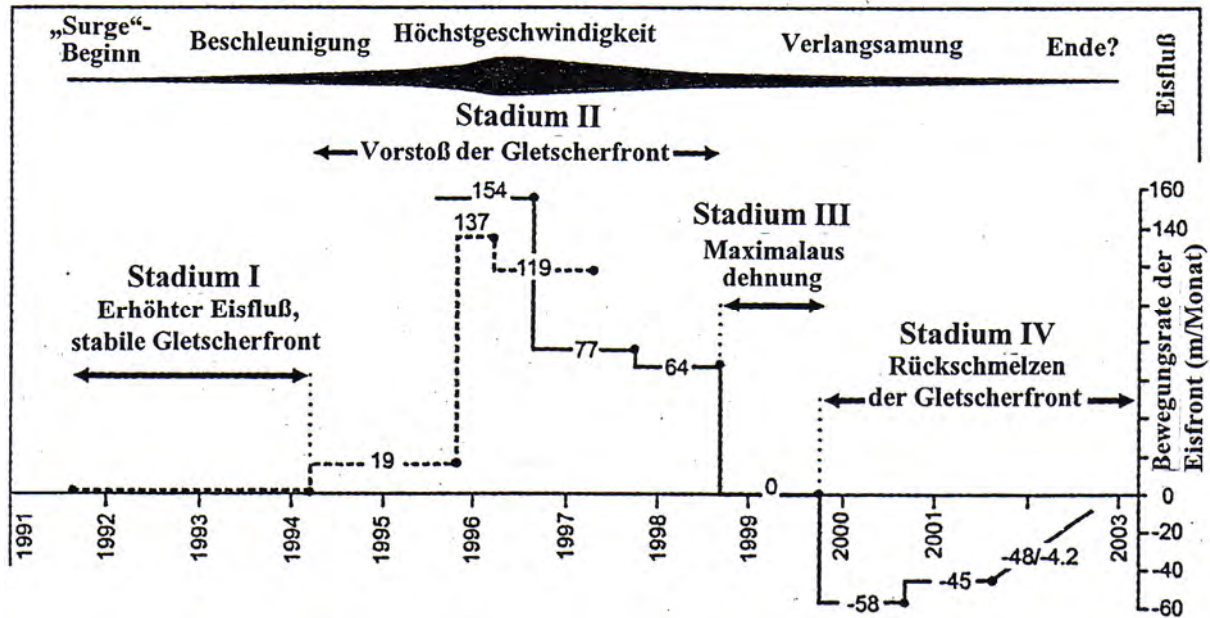


Abb. 33: Stadien der aktiven Phase des Fridtjovbre-Gletscher-„Surge“ 1991-2002 (umgezeichnet nach LÖNNE 2006)

Die Formungsvorgänge im terrestrischen Randbereich der vorstoßenden Gletscherzunge werden von GLASSER, HUDDART & BENNETT (1998) beschrieben. Die Autoren studierten vor allem den Konfluenzbereich mit dem Sagabre im Westen. Hier stieß der Gletscher über Seitenmoränen vor, die wahrscheinlich während des „Surges“ im 19. Jahrhundert abgelagert worden sind. Das bis zu 60 m hohe laterale Eiskliff liefert Hinweise auf eine komplexe glazitektonische Deformation der schuttreichen Gletscherlagen. Es gibt aber keine Anzeichen größerer proglaziärer Deformationen vor dem vorrückenden Eisrand (1997). Der Formenschatz wird hauptsächlich von kleineren Stauchmoränen bestimmt, die entweder direkt am Gletscherrand oder vor herabgefallenen größeren Eisblöcken gebildet worden sind.

Die wenige Meter hohen Stauchmoränen bestehen aus Grundmoräne, die an der Sohle des vorstoßenden Gletschers im Kontaktbereich zu den älteren Seitenmoränen abgelagert worden ist, ein deutlicher Hinweis auf ein polythermales Temperaturregime des Fridtjovbre. Schuppen aus Grundmoräne sind ein typisches Merkmal an den Rändern polythermaler Gletscher, an denen basaler Schutt infolge einer Fließkompression an der Temperaturschwelle „warmes / kaltes“ Eis entlang englaziärer Schubflächen in den Gletschereiskörper aufgenommen wird (vgl. u.a. GLASSER, HUDDART & BENNETT 1998). Die an abgestürzten Eisblöcken entstandenen Stauchmoränen befinden sich vor solchen Blöcken, die durch das vorstoßende Eiskliff angeschoben worden sind. Sie zeichnen sich durch eine unregelmäßigere Gestalt aus als die unmittelbar am Eiskliff gebildeten Stauchmoränen. Sie sind auch kleiner, 1-5 m hoch und bis zu 25 m lang. Sie bestehen aus Moränenmaterial von der Oberfläche der älteren Seitenmoränen.

Luftbilder aus dem Jahre 1990 zeigen ein Zusammentreffen von Fridtjovbre, Granutbre und Sagabre (über einen Mittelmoränenkomplex). Alle drei Gletscher befinden sich in vergleichbarer Höhenlage. Sie sind relativ spaltenarm und vereinigen sich zu einer gemeinsamen Eisflusseinheit. 1997 hat sich die Situation entscheidend verändert: Der Fridtjovgletscher hat die unteren Abschnitte des Granutbre und Sagabre

überfahren. Die Kontaktfläche zwischen der Sohle des Fridtjovbre und der Oberfläche der beiden anderen Gletscher scheint recht eben zu sein. GLASSER, HUDDART & BENNETT (1998) schließen daraus, dass die Oberflächen von Granutbre und Sagabre beim „Surge“-Vorstoß des Fridtjovbre als Décollementflächen fungierten. Zumindest die Gletscherzunge des Sagabre scheint durch das Überfahren und die Belastung durch den Eiskörper des Fridtjovbre kaum beeinträchtigt worden zu sein. Die Gletscherzunge taucht flach unter das seitliche Eiskliff des vorstoßenden Gletschers ab, ohne dass neue Spalten oder Degradationserscheinungen zu beobachten sind. Diese Tatsache wirft ein neues Licht auf das Verständnis der Wechselwirkungen zwischen rasch fließenden Eisströmen und tributären Eisloben. Ein Übereinanderlagern („Stapeln“) von Eisloben ist allem Anschein nach möglich (vgl. GLASSER, HUDDART & BENNETT 1998).

Die Untersuchungen von LÖNNE (2006) zeigen, dass der letzte „Surge“ des Fridtjovbre zwar 12 Jahre lang dauerte, die an der Eisfront wahrnehmbare Vorstoßphase aber von wesentlich kürzerer Dauer war (40 % der glaziologisch aktiven Phase). Die fehlende Korrelation zwischen der maximalen Eisfrontposition und dem Ende des Gletscher-„Surges“ hat zur Folge, dass die Länge der aktiven Phase bei Gezeitengletschern wie dem Fridtjovbre erheblich unterschätzt wird. Die in Tab. 6 durch die Jahreszahlen angegebene „Surge“-Dauer dürfte daher zumindest im Falle der Gezeitengletscher einen Mindestwert darstellen. Der beim Gletscher-„Surge“ des Fridtjovbre erreichte Maximalstand manifestiert sich an Land durch Stauch- und Eiskernmoränen, unter dem Meeresspiegel durch Schubmoränen („thrust moraines“) oder proglaziäre Sedimentloben (vgl. LÖNNE 2006). Die markantesten morphologischen Erscheinungen, die beim Gletscher-„Surge“ gebildet worden sind – submarine zusammengesetzte Schubmoränen – kennzeichnen jedoch nicht den Maximalstand, sondern ein Rückschmelz-Stadium im Laufe des „Surges“.

Der genaue Mechanismus eines „Surge“-Vorstoßes sowie der auslösende Faktor sind bisher kaum bekannt (vgl. HAGEN 1988, DOWDESWELL, HAMILTON & HAGEN 1991). Bei einem „normalen“ Gletscher wird der Massenüberschuß relativ rasch vom Akkumulationsgebiet ins Ablationsgebiet transportiert, so dass der Gletscher ein angenähert ausgeglichenes Längsprofil aufweist. In der Ruhephase eines „Surge“-Gletschers ist der Eisfluß zu gering um ein konstantes Längsprofil aufrecht zu erhalten. Im Akkumulationsgebiet vergrößern sich der Massenüberschuß und die Neigung der Gletscheroberfläche allmählich, bis die basale Scherbeanspruchung einen kritischen Wert erreicht, der den „Surge“-Vorstoß in Gang setzt. Dabei nimmt die Gleitgeschwindigkeit an der Gletschersohle rasch zu. Die Bewegung beginnt in der Regel in den oberen oder mittleren Gletscherabschnitten, und resultiert in einem talwärtigen kompressiven Fließvorgang. An der Gletscheroberfläche entstehen gewaltige Spannungs- und Druckverhältnisse, die das Gletschereis in eine wellenförmige Bewegung versetzen. Die während des „Surge“-Vorstoßes erreichten hohen Fließgeschwindigkeiten belegen, dass sich das Eis an der Gletschersohle am Druckschmelzpunkt befindet. Offenbar führt Reibungswärme zum Schmelzen des basalen Eises und zur Bereitstellung größerer Wassermengen, die als „Schmiermittel“ fungieren, wodurch die hohen Gleitgeschwindigkeiten aufrecht erhalten werden können. Mit den subglaziären Wasserströmen werden mitunter beträchtliche Sedimentmengen verlagert. Bei Gezeitengletschern werden Kalbungsvorgänge und die Bildung von Eisbergen begünstigt. Höchstwahrscheinlich werden „Surge“-Vorstöße durch eine Kombination aus zunehmender basaler Scherbeanspruchung und zunehmendem subglaziären Wasserdruck hervorgerufen. Allerdings muß das Wasser an der Gletschersohle verbleiben, während sich der Gletscher einem „Surge“-Vorstoß nähert. Bei einem subpolaren Gletscher sind die Gletscherränder weithin an der mineralischen Unterlage angefroren, wodurch das Wasser an der Basis der zentralen Gletscherpartien vermutlich am Abfließen gehindert wird. Untersuchungen von SCHYTT (1969) am Vestfonna (Nordaustland) scheinen diese Annahme zu bestätigen. Wie das Wasser an der Sohle temperierter Gletscher mit „Surge“-Verhalten jedoch über längere sommerliche frostfreie Perioden magaziniert werden kann, bleibt unklar. Auch wären „Surge“-Vorstöße bei solchen Gletschern vorzugsweise im Spätwinter zu erwarten, wenn der Wasserdruck am größten ist. Die bisher vorliegenden Befunde bestätigen dies aber nicht.

Die Verbreitung von Gletschern mit „Surge“-Verhalten zeigt weltweit ein erstaunliches Muster. „Surge“-Gletscher treten in bestimmten vergletscherten Gebieten konzentriert auf, während sie in ande-

ren Gebieten völlig fehlen. Gletscher mit „Surge“-Verhalten existieren in großer Zahl u.a. in Svalbard, Island, Westgrönland, Südalaska und dem Yukon-Gebiet; dagegen gibt es keine Berichte von Gletscher-„Surges“ vom skandinavischen Festland, aus den Alpen, Rocky Mountains sowie vielen anderen Gebirgen (vgl. u.a. HAMILTON & DOWDESWELL 1996, JISKOOT, MURRAY & BOYLE 2000). Offenbar müssen besondere Voraussetzungen erfüllt sein, damit „Surges“ stattfinden können. Diese Bedingungen und Steuerfaktoren des „Surge“-Verhaltens sind bisher kaum bekannt. HAMILTON & DOWDESWELL (1996) und JISKOOT, MURRAY & BOYLE (2000) haben daher versucht, die Steuerfaktoren der Verbreitung von „Surge“-Gletschern in Svalbard, einem Kerngebiet in der globalen Verbreitung des Gletschertyps, anhand statistischer Methoden zu ermitteln. Nach HAMILTON & DOWDESWELL (615 erfaßte Gletscher) beträgt die Wahrscheinlichkeit, dass ein Gletscher „Surge“-Verhalten aufweist, 36,4 %. Von den getesteten Parametern (Länge, Neigung, Höhenlage, Exposition, Präsenz oder Fehlen von Tributärgletschern) steht der Analyse zufolge nur die Gletscherlänge mit dem „Surge“-Verhalten in Beziehung, wobei die „Surge“-Wahrscheinlichkeit mit der Gletscherlänge zunimmt. Sie erhöht sich auch bei Gletschern mit subpolarem Temperaturregime sowie bei Gletschern, die von Sedimentgesteinen unterlagert sind. Letztere sind häufig morphologisch und petrographisch weich und können daher nach ihrer Zerkleinerung zur Bildung einer potentiell deformierbaren Gletscherunterlage beitragen. Diese Feststellung unterstützt nach HAMILTON & DOWDESWELL die Theorie eines „Surge“-Mechanismus, bei dem eine Deformation des Gletscherbettes stattfindet. Dennoch konnte kein einziger der in der Analyse erfassten Parameter und Milieufaktoren allein das Verbreitungsmuster von Gletschern mit „Surge“-Verhalten in Svalbard erklären (vgl. Abb. 34, Tab. 6).

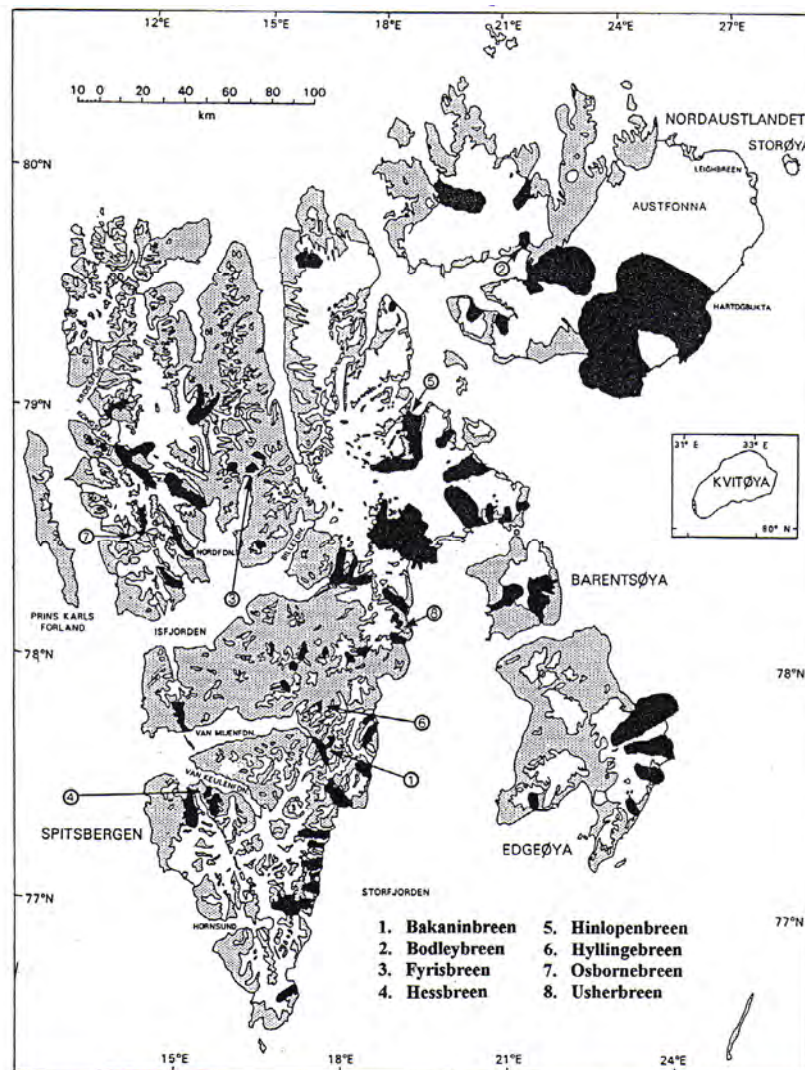


Abb. 34: Die Verbreitung von Gletschern mit „Surge“-Verhalten in Svalbard (verändert nach DOWDESWELL, HAMILTON & HAGEN 1991)

Es ist zu vermuten, dass das „Surge“-Verhalten im Svalbard-Archipel nicht von einer einzigen Variablen, sondern von einer Faktorenkombination gesteuert wird. Dieser Gedanke wurde von JISKOOT, MURRAY & BOYLE (2000) aufgegriffen und anhand einer multivariaten Regressionsanalyse weiter verfolgt, in der 504 Gletscher und 27 verschiedene Glaziär- und Milieufaktoren Berücksichtigung fanden. Dabei wurde festgestellt, dass lange Gletscher mit stark geneigter Oberfläche, die junge, feinkörnige Sedimentgesteine überlagern, und die in einem weiten Bogen im Uhrzeigersinn von Nordwest bis Südost exponiert sind, am wahrscheinlichsten zum „Surge“-Typ gehören. Die Analyse ergab ferner, dass ein subpolares Temperaturregime, ein Verhältnis Akkumulationsgebiet / Ablationsgebiet (AAR) in Gleichgewichtsnähe sowie eine große Spannweite in der Höhenlage des Gletschers das „Surge“-Potential steigern. Die Beziehung zwischen der „Surge“-Wahrscheinlichkeit und der Gletscherlänge sowie dem Sedimentgestein der Gletscherunterlage lässt sich nach JISKOOT, MURRAY & BOYLE verschiedenartig erklären. So könnte es eine kausale Beziehung zwischen der subglaziären Schuttproduktion und dem „Surge“-Verhalten geben. Feinkörnige Sedimentgesteine sind leicht erodierbar und liefern besonders feinkörnige Verwitterungsprodukte. Mit zunehmender Gletscherlänge und dem damit verknüpften längeren Transportweg werden die Mineralpartikel in der Grundmoränenmatrix immer feinkörniger. Dadurch verringert sich die Permeabilität der Grundmoräne, wobei die Deformierbarkeit auf Veränderungen des Porenwasserdrucks, der Körnung und der mineralogischen Zusammensetzung äußerst empfindlich reagiert. Initiiert durch instabiles Fließen der feinkörnigen Grundmoräne könnte auch das dynamische Gleichgewicht des darüber befindlichen Gletschers zum „Surge“-Verhalten neigen. Eine gesteigerte „Surge“-Wahrscheinlichkeit von langen Gletschern lässt sich auch mit der entfernungsabhängigen Veränderung der Druckverhältnisse begründen. Räumliche Unterschiede in der Gletscherbewegung werden durch eine längsgerichtete Bündelung des Druckgefälles in Abhängigkeit von der Gletschermächtigkeit geglättet (vgl. JISKOOT, MURRAY & BOYLE). Längere Gletscher reagieren auf Bewegungsunterschiede zwischen den oberen und unteren Abschnitten besonders sensibel. Das größere Druckgefälle in diesen Gletschern kann zu einer Stauwirkung und zur Bildung einer Auslösezone für einen „Surge“ führen. Das Temperaturregime der Gletscher steht mit der Gletschergröße und -länge ebenfalls in Verbindung. Untersuchungen des Temperaturregimes und der „Surge“-Entwicklung am Bakaninbre lassen vermuten, dass das Vorrücken der „Surge“-Front thermisch gesteuert ist. JISKOOT, MURRAY & BOYLE (2000) kommen daher zur Schlussfolgerung, dass in Svalbard ein thermisch kontrollierter „Surge“-Mechanismus am plausibelsten ist.

Dennoch bleiben einige Fragen offen. Wenn lange Gletscher eine hohe „Surge“-Wahrscheinlichkeit aufweisen, warum gehören dann nicht alle Gletscher in einer „Cluster“-Region ab einer bestimmten Größe zum „Surge“-Typ? Unter welchen besonderen Bedingungen können auch sehr kleine Gletscher, wie z.B. der Arebre im Reintal, ein „Surge“-Verhalten zeigen? Die Untersuchung der spezifischen Merkmale solcher kleiner Gletscher vom „Surge“-Typ könnte weitere Erkenntnisse über die Steuerfaktoren des „Surge“-Verhaltens liefern.

3.3 Gletscher als Klimaindikatoren

Gletscher gelten allgemein als gute Klimaindikatoren. Sie lassen sich als sinnvolle Ergänzung zu traditionellen Klimamessreihen verwenden und liefern für länger zurückliegende Zeitabschnitte sowie für Gebiete ohne Wetterstationen wichtige Proxydaten. Gletschervorstöße sind das Ergebnis einer positiven Massenbilanz, die durch eine hohe winterliche Niederschlagsmenge (als Schnee) und / oder eine niedrige Sommertemperatur hervorgerufen werden. Schwankungen der Gletschergröße spiegeln somit zugleich Klimaschwankungen wider. Zur Rekonstruktion von Gletscherschwankungen werden zumeist Moränen ehemaliger Eisrandlagen sowie proglaziär abgelagerte lakustrine Sedimente studiert. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass Veränderungen an der Gletscherstirn in Relation zum Klimageschehen zeitverzögert erfolgen und eine Klimasituation der Vergangenheit widerspiegeln, während die Massenbilanz eines Gletschers unmittelbar auf ein Klimaereignis reagiert. In Gebieten mit einem hohen Anteil von Gletschern mit „Surge“-Verhalten – in Svalbard reichen die diesbezüglichen Schätzungen von 13 % (vgl. JISKOOT, BOYLE & MURRAY 1998) bis 90 % (vgl. LEFAUCCONNIER & HAGEN 1991) – ist besondere

Vorsicht geboten, da die „Surge“-Vorstöße nicht direkt vom Klima gesteuert werden und die korrelierten Moränenablagerungen an der Gletscherstirn folglich auch nicht auf ein Klimaereignis zurückzuführen sind. Es ist daher problematisch, die Frontpositionen einiger weniger Gletscher als Klimaindikatoren zu verwenden, insbesondere wenn nicht bekannt ist, ob es sich um Gletscher vom „Surge“-Typ handelt. Nach einem „Surge“-Vorstoß wird die Gletscherzunge durch Abschmelzen dünner; ihre Front schmilzt zurück. Es ist dann unmöglich, anhand von Beobachtungen an der Gletscherfront festzustellen, ob der Gletscher eine positive oder eine negative Massenbilanz aufweist. Selbst bei einer positiven Massenbilanz von mehreren aufeinander folgenden Jahren kann die Front eines „Surge“-Typ-Gletschers flach auslaufen und zurückschmelzen (vgl. HAGEN 1988). Hat man jedoch die morphologischen Befunde von den Frontabschnitten einer Vielzahl von Gletschern zur Verfügung und ist zudem über die Gletscherdynamik und das eventuelle „Surge“-Verhalten der einzelnen Gletscher informiert, können auch die Frontpositionen wichtige Hinweise auf frühere Klimaschwankungen liefern.

Luftbildserien und terrestrische Fotos, insbesondere aus den Küstenregionen, zeigen eindeutig, dass die meisten Gletscher in Svalbard seit Anfang des 20. Jahrhunderts zurückgeschmolzen sind (vgl. LØNNE & LYSÅ 2005). Bei Gletschern, die an Land enden, belegen gut erhaltene Eiskernmoränen den Maximalstand während der „Kleinen Eiszeit“, die um die Jahrhundertwende endete. Seit 1900 sind die meisten Gletscher 1-2 km zurückgeschmolzen. Dies gilt auch für die vergleichsweise kleinen Tal- und Kargletscher im trockenen, niederschlagsarmen Nordenskiöldland. In einigen Fällen scheinen allerdings nicht die Frontal- und Lateralmoränen aus der „Kleinen Eiszeit“ den spätholozänen Gletschermaximalstand zu markieren, sondern mächtige, aus „Surge“-Vorstößen resultierende Moränen, deren Altersstellung bisher ungeklärt ist. Das auffällige Rückschmelzen der meisten Gletscher im Laufe der letzten hundert Jahre ist als Folge der Klimaerwärmung nach dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ zu interpretieren. Die Temperaturen sind deutlich angestiegen, wie der Verlauf der Jahresmitteltemperaturkurven der maritimen Station Kap Linné (vgl. Abb. 6) und der kontinentaler gelegenen Station Svalbard Airport (vgl. Abb. 7) ausweisen. Die Gletscher haben sich an die neue Klimasituation angepasst. In diese Richtung weisen auch die an zahlreichen Gletschern, insbesondere im Kongsfjordgebiet, vorgenommenen Massenbilanzmessungen.

Die meisten Gletscher in Svalbard wiesen in den letzten Jahrzehnten eine negative Massenbilanz auf (vgl. HAGEN, MELVOLD et al. 2003, HAGEN, KOHLER et al. 2003) und dieser Trend scheint sich fortzusetzen, auch wenn einige Gletscher in einzelnen Jahren eine schwach positive Nettobilanz zeigen. Die jährliche Nettomassenbilanz stellt ein Klimasignal dar, das in Nordenskiöldland wie im gesamten Svalbard-Archipel deutlich mit der Ablation im Sommer (Sommertemperatur) und, in geringerem Maße, mit der Akkumulation im Winter (Winterniederschlag) korreliert (vgl. HAGEN & LIESTØL 1990, LEFAUCONNIER & HAGEN 1990). Die Sommerbilanz umfasst in Svalbard grob die Monate Juni bis August, die Winterbilanz den Rest des Jahres. Die jährliche Gletschermassenbilanz steht in enger Beziehung zur Höhenlage der Gleichgewichtslinie. In Nordenskiöldland liegt die Gleichgewichtslinie gegenwärtig höher als bei konstanten „steady state“-Verhältnissen, was eine allgemein negative Massenbilanz der Gletscher belegt. Die Gletscher sind nicht im Gleichgewicht mit dem aktuellen Klimageschehen. Die Eismassen schrumpfen, und die Gleichgewichtslinie befindet sich gegenwärtig bis zu 100 m über der „steady state“-Position (vgl. SØRBEL, TOLGENSBÄKK et al. 2001). Konstante Verhältnisse würden bei einer Absenkung der Sommertemperaturen um rund 1°C oder bei einer Erhöhung des Winterniederschlags um ca. 50 % erreicht (vgl. HAGEN & LIESTØL 1990). Die sehr hohe Lage der Gleichgewichtslinie auf vielen Gletschern Nordenskiöldlands impliziert ein kleines Akkumulationsgebiet, so dass zahlreiche kleine Tal- und Kargletscher bei Fortbestand des aktuell herrschenden Erwärmungstrends in absehbarer Zeit völlig abschmelzen dürften.

Mit seinen Gletschern und Eiskappen, die eine Fläche von 36 600 km² bedecken, zählt Svalbard zu den wichtigsten vergletscherten Gebieten der Arktis (vgl. HAGEN et al. 1993). Massenbilanzmessungen liegen jedoch nur von relativ wenigen Gletschern vor, die insgesamt weniger als 0,5 % der vergletscherten Fläche Svalbards einnehmen (vgl. HAGEN, MELVOLD et al. 2003). Die Massenbilanzdaten lassen vermuten, dass es keine signifikanten Trendveränderungen gab, so dass die Messergebnisse das aktuelle Klima oder das der jüngeren Vergangenheit widerspiegeln. Die Massenbilanzen der untersuchten Gletscher waren in den

letzten 30 Jahren mit Ausnahme einzelner Jahre negativ. Die Gletscher hatten wahrscheinlich schon seit Anfang des 20. Jahrhunderts eine stabile negative Massenbilanz (vgl. LEFAUCCONNIER & HAGEN 1990). Es handelt sich dabei vornehmlich um tiefgelegene Gletscher der Küstenregion, während Gletscher mit größerer Höhenspannweite bisher kaum untersucht worden sind. Massenbilanzmessungen am Kongsvegen-Gletscher (seit 1987) bei Ny Ålesund, der sich vom Meeresspiegel bis in Höhenlagen um 1000 m ü.M. erstreckt, belegen indessen, dass größere Gletscher mit höher gelegenem Akkumulationsgebiet näher an einer „steady state“-Massenbilanz sind als Gletscher in tieferen Lagen (vgl. HAGEN 1996). Die deutlich negative Massenbilanz der vielen kleinen küstennahen Gletscher lässt sich folglich nicht auf die gesamten Eismassen Svalbards übertragen.

Weitreichendere und differenziertere Korrelationen zwischen der Gletschermassenbilanz und dem Klima ließen sich vornehmen, wenn man die Bilanzdaten als Funktion der Höhenlage auswerten würde. Auf diese Weise wäre es möglich, die Empfindlichkeit der Gletscherreaktion auf potentielle zukünftige Klimaveränderungen zu prognostizieren. Das Reaktionsverhalten lässt sich modellieren, wenn man die Gletschermassenbilanz zu den meteorologischen Daten in Beziehung setzt, indem man eine „Seasonal Sensitivity Characteristics“ verwendet, wie sie von OERLEMANS & REICHERT (2000) vorgestellt worden ist. Mit dieser Methode lassen sich saisonale oder monatliche Massenbilanzveränderungen in unterschiedlichen Klimaszenarien modellieren (vgl. HAGEN, KOHLER et al. 2003).

4 Permafrostboden

Das Vorkommen von Permafrostboden (Dauerfrostboden, vgl. Fotos 18 u. 19) in Svalbard ist spätestens seit Ende des 19. Jahrhunderts (Erstes Internationales Polarjahr 1882, Beginn des Steinkohleabbaus 1898) bekannt. Seitdem hat die Kenntnis über seine Verbreitung, auch außerhalb der relativ gut zugänglichen Hauptinsel Spitzbergen, kontinuierlich zugenommen. Dazu trugen sowohl bei der räumlichen Ausweitung des Kohlebergbaus gemachte Beobachtungen als auch auf zahlreichen wissenschaftlichen Expeditionen gewonnene Erkenntnisse bei. Permafrost – definiert als thermischer Zustand eines Bodens oder Substrats, ganz gleich, ob Lockermaterial oder Festgestein, der sich durch Temperaturen unter dem Gefrierpunkt für die Dauer von mindestens zwei Wintern und einem dazwischen liegenden Sommer auszeichnet – tritt in Nordenskiöldland, wie im gesamten Svalbard-Archipel, nach Ausweis der einschlägigen Literatur in kontinuierlicher (geschlossener) Verbreitung auf (vgl. u.a. LIESTØL 1977, HUMLUM 2003, 2005, HUMLUM, INSTANES & SOLLID 2003).



Foto 18: Thermoerosionsnischen in glaziärisostatisch gehobenen marinen Sedimenten am Abfluß des Linnésees in den Isfjord. Der eisreiche Permafrostboden enthält mehrere Meter mächtige Bodeneiskörper, die durch Unterminierung des Bachufers freigelegt werden und allmählich ausschmelzen. Die verfestigte Schneeauflage auf Teilen des Bodeneiskörpers deutet auf ein langsames, sich über mehrere Jahre hinziehendes Abschmelzen der Blankeiskörper (7.8.1989).



Foto 19: Aufschluß in eisreichem Permafrostboden am Rückhang einer Thermoerosionsnische an der Ausmündung des Helvetiatales in das mittlere Adventtäl. Die durch fluviale Unterschneidung des Flussufers freigelegten Kieslagen sind stark verstellt und enthalten mächtige Bodeneiskörper (Maßstab: 2 m). Ursprung und Alter der Bodeneisanreicherungen in den glazifluvialen Terrassensedimenten sind ungeklärt (25.8.1982).

4.1 Verbreitung, Mächtigkeit und Alter

Bei näherer Sichtweise ist der Permafrost nicht so geschlossen, wie die übliche Klassifizierung vermuten lässt. Lücken existieren u.a. unter den polythermalen (subpolaren) Gletschern, größeren Seen (z.B. Linnévatn), an einigen Küstenabschnitten (z.B. Vardebordsletta, Hotelneset, Hafengebiete von Longyearbyen) sowie im Mündungsbereich einiger Flusstäler (vgl. ÅKERMAN 1980, 1996, 2005, MEIER 1991, 1993, 1996). Die Verbreitung von Permafrost entlang der Küstenlinie scheint kleinräumig stark zu variieren; darauf deuten zumindest Beobachtungen, Bohrungen und Grabungen in Strandnähe an der flachen, rund 40 km langen Nordenskiöldküste. Dort erstrecken sich Eiskeilnetze als zuverlässige Permafrostindikatoren stellenweise bis dicht an den Strand heran, was entsprechende Angaben von ÅKERMAN (2005) aus der Umgebung von Kap Linné bestätigt. Die Verbreitung von Permafrost scheint in diesem maritimen, relativ warmen Gebiet Nordenskiöldlands vornehmlich durch die Substrateigenschaften gesteuert zu werden. Permafrost wurde hauptsächlich in feinkörnigen, ton- und schluffreichen Sedimenten sowie in Moor- und Sumpfbereichen angetroffen, während grobkörnige, kiesige Ablagerungen weithin permafrostfrei waren (Sommer 1989). Erstaunlicherweise waren selbst Gebiete mit Staunässe sowie ein kleineres Palsamoor von breiten Eiskeilen durchzogen. Im Unterschied zu den meisten Küstenabschnitten gilt der Offshore-Bereich von Nordenskiöldland als permafrostfrei. Insgesamt stellt der Küstenabschnitt einen Übergangsbereich mit „warmem“ Permafrost dar, der vom „kalten“ Dauerfrost des Binnenlandes zum Offshore-Bereich ohne Permafrost überleitet (vgl. LIESTØL 1977, MEIER 1993, 1996).

Die bisher in Nordenskiöldland ermittelten Permafrostmächtigkeiten differieren erheblich, wobei die größten Unterschiede zwischen Berg- und Tallagen sowie Plätzen im Binnenland und an der Küste auftreten. Die größten Permafrostmächtigkeiten wurden bisher in den wind- und kälteexponierten Berg- und Plateaubereichen bei Longyearbyen, Sveagruva und Barentsburg beobachtet, wo das anstehende Festgestein in Höhenlagen um 500 m ü.M. bis in Tiefen von 200-450 m vom Dauerfrost durchsetzt ist (vgl. LIESTØL 1977). Unter den Talböden von Longyearfjord, Ental, Total, Boltertal und Adventfjord beträgt die Permafrostmächtigkeit 100-200 m (vgl. Tab. 7), während Bohrungen und Temperaturgradienten an den Stränden von Hiorthhamn (Adventfjord), Colesbukta, Kap Linné und Sveagruva auf Permafrostmächtigkeiten von 75-100 m schließen lassen (vgl. u.a. ÅKERMAN 1996). Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass der Permafrost im geologisch jungen Svea-Tiefland am inneren Van Mijenfjord im Unterschied zu den übrigen Küstenabschnitten Nordenskiöldlands gegenwärtig noch weitflächig an Mächtigkeit zunimmt (vgl. u.a. MEIER 1991, 1996). Beispiele für eine anhaltende Permafrostaggradation im kleinen Stil beschreibt HUMLUM (2005) auch aus dem Binnenland Svalbards.

Wie die Permafrostmächtigkeit, so wird auch die Mächtigkeit der sommerlichen Auftautiefe („active layer“) durch ein komplexes Faktorengemisch bestimmt, in dem vor allem die Standortfaktoren Höhenlage, Hangneigung, Exposition, Mikro- und Mesoklima, Art und Dichte der Vegetation sowie Körnung, Humus- und Wassergehalt des Substrats eine wichtige Rolle spielen (vgl. MEIER 1996). Die folgenden Angaben sind daher nur als grobe Richtwerte zu betrachten. Eigenen Messungen zufolge beträgt die Auftautiefe Ende August in Höhenlagen um 1000 m ü.M. (Nordenskiöldfjell, Operafjell, Helvetiafjell, Arctowski fjell, Hallwylfjell, Skolten, Lunckefjell, Merckollfjell, Sinaiberg) in grobkörnigen, sandig-kiesigen Ablagerungen 30-40 cm, in feinkörnigeren, schluffreichen Sedimenten hingegen nur 10-20 cm. In den Torfablagerungen an den Unterläufen der großen Flüsse (Sassenelv, Adventelv, Coleselv, Reindalselv, Grøndalselv) wurden an trockeneren Standorten 25-45 cm, an Plätzen mit Staunässe 35-55 cm Auftautiefe ermittelt. In den schluffreichen, sandigen, von Eiskeilnetzen durchzogenen Terrassensedimenten am Sassenelv (Eskersletta), Adventelv (Svalbardhytta, Fivelflyene, Janssonhaugen), Coleselv (Tenndammen), Grøndalselv (Böhmdal, Aksevarden) und Reindalselv (Drygletta, Sørhytta, Reindalspaß) wurden Ende August Auftautiefen zwischen 50 und 80 cm festgestellt. Die größten sommerlichen Auftautiefen wurden auf der Strandflatsche der Nordenskiöldküste beobachtet: Zwischen 110-120 cm in schluffhaltigen Sanden und knapp 250 cm in sandigen Kieseln, während die in großer Zahl vorhandenen Moor- und Sumpfbereiche bereits in weniger als 1 m Tiefe von Permafrost unterlagert waren (vgl. MEIER 1996). Bei diesen Angaben ist jedoch zu bedenken, dass die maximale sommerliche Auftautiefe eines Standortes von Jahr zu

Jahr erhebliche Unterschiede aufweisen kann. In der Messperiode 1982-1992 wurden 1982 die geringsten, 1987 die größten Auftautiefen festgestellt, was die unterschiedlich hohen Sommertemperaturen der beiden Jahre widerspiegelt.

Tab. 7: Gemessene Permafrostmächtigkeiten in Nordenskiöldland

| Lokalität | Relief | Höhenlage (m ü.M.) | Permafrost- mächtigkeit (m) | Geothermaler Gradient (°C/m) | Literaturquelle |
|-----------------|-------------|-----------------------|-----------------------------------|------------------------------------|---------------------------|
| Moskuslagune | Strand | 0 | 32 | 0,18 | Harada & Yoshikawa 1998 |
| Strokdammene | Strandflats | 10 | 80 | | Åkerman 1996 |
| Sveagruva | Strand | 5 | 100 | 0,05 | Gregersen & Eidsmoen 1988 |
| | Landebahn | 30 | 125 | 0,05 | Gregersen & Eidsmoen 1988 |
| Adventtal | Talboden | 40 | 107 | 0,04 | Humlum 2005 |
| Longyearbyen | Strand | 5 | 115 | 0,033 | Gregersen & Eidsmoen 1988 |
| | Talboden | 30 | 190 | 0,033 | Gregersen & Eidsmoen 1988 |
| Ental | Talboden | 90 | 200 | 0,025 | Liestøl 1977 |
| Fartal | Talboden | 100 | 200 | | Liestøl 1977 |
| Janssonhaugen | Berggrücken | 270 | 220 | 0,038 | Isaksen et al. 2000 |
| Grube 7 | Bergplateau | 500 | 200 | 0,03 | Christiansen et al. 2005 |
| | | 640 | 216 | 0,03 | Christiansen et al. 2005 |
| | | 800 | 290 | 0,03 | Christiansen et al. 2005 |
| | | 820 | 330 | 0,03 | Humlum 2005 |
| Liljevalchfjell | Berggrücken | 580 | 280 | 0,024 | Liestøl 1977 |
| Sarkofagen | Berggrücken | 510 | 450 | 0,02 | Liestøl 1977 |

Das Maximalalter des Permafrosts in Nordenskiöldland lässt sich anhand der Vergletscherungsgeschichte eingrenzen. Während des Pleistozäns war das Gebiet mehrmals von mächtigen Eisschilden bedeckt, die während der saale- und weichseleiszeitlichen Hochstände eine beträchtliche Mächtigkeit erreichten. Zur Zeit des weichseleiszeitlichen Maximalstandes war ganz Nordenskiöldland – vielleicht mit Ausnahme kleinerer Nunatak-Gebiete – von Gletschereis bedeckt. Die Funde von Gletscherschliffen in einigen Tälern Zentral-Spitzbergens (Sassental, Reintal, Tempelfjord) bis in Höhenlagen von knapp 200 m ü.M. lassen vermuten, dass die weichselzeitlichen Eisströme hinreichend mächtig waren, um an ihrer Sohle den Druckschmelzpunkt zu erreichen, was ein basales Gleiten ermöglichte, obwohl die Lufttemperaturen zu jener Zeit deutlich unter den heutigen gelegen haben dürften (vgl. HUMLUM, INSTANES & SOLLID 2003). In den tief eingeschnittenen Tälern vorhandener, präexistenter Permafrost war somit von oben (Reibungswärme infolge basaler Gleitvorgänge an der Gletschersohle) und unten (geothermale Wärme) Tauprozessen ausgesetzt. Faßt man die Werte von Reibungswärme und Erdwärme zusammen, ist den genannten Autoren zufolge mit einem Auftaubetrag von rund 1 cm pro Jahr zu rechnen. Setzt man die Dauer einer umfangreichen weichseleiszeitlichen Vergletscherung in Nordenskiöldland größenordnungsmäßig mit 30 000 Jahren an, würden rund 300 m Permafrost auftauen (vgl. HUMLUM, INSTANES & SOLLID 2003). Unter rasch fließenden Gletschern (Gletscher mit „Surge“-Vorstößen, kalbende Gezeitengletscher) könnten noch größere Auftaubeträge erreicht worden sein. Während präexistenter Permafrost in den großen Trogtälern auf diese Weise aufgelöst worden sein dürfte, könnten Permafrostvorkommen in den Hochlagen Nordenskiöldlands unter dünnem, „kaltem“, am Untergrund angefrorenem Eis die weichselzeitlichen und ältere Vergletscherungen überdauert haben. In diese Richtung weisen u.a. torähnliche Verwitterungsreste auf dem Arctowskifjell, Marmierfjell und Trehøgdfjell (vgl. TOLGENSBARK, SØRBEL & HØVGARD 2000, SØRBEL, TOLGENSBARK et al. 2001) sowie gut erhaltene Doleritgänge auf dem Coloradofjell im angrenzenden Sabineland (vgl. FJELLANGER & SØRBEL 2005). HUMLUM, INSTANES & SOLLID (2003) und HUMLUM (2005) halten daher ein Permafrostalter von bis zu 700 000 Jahren in den höchsten Lagen für möglich. Dagegen ist der Permafrost der küstennahen Tieflagen unterhalb der marinen Grenze spätholozänen Alters und somit vergleichsweise jung. Er ist in Strandnähe 50-100 m mächtig, erreicht jedoch schon wenige Kilometer weiter landeinwärts Mächtigkeiten von 100-200 m, selbst

in Höhenlagen unterhalb der holozänen marinen Grenze. Geht man von einer Mächtigkeit von 100 m und einer Bildungsdauer von 3 000 Jahren aus, so ergibt sich für das Spätholozän eine durchschnittliche jährliche Wachstumsrate von 3 cm. Vermutlich war die Wachstumsrate am Anfang größer und in der jüngeren Vergangenheit geringer als dieser Mittelwert (vgl. HUMLUM 2005).

Obwohl die Klimaverhältnisse in Nordenskiöldland seit Beginn der systematischen Temperatur- und Niederschlagsaufzeichnungen seit Anfang des 20. Jahrhunderts (1912) für eine Permafrost-Neubildung eher ungünstig waren, insbesondere der Erwärmungstrend in den letzten 20 Jahren, findet an geeigneten Lokalitäten eine relativ rasche Permafrost-Aggradation statt, etwa am Rande zurückschmelzender Gletscher oder am Fuße aktiver Sturzschutthalde und -kegel. Die Schutt- und Schneeakkumulation sowie die damit einhergehende Permafrost-Neubildung im Bereich der Sturzschuttakkumulationen vollzieht sich aufgrund des in Nordenskiöldland weithin vorherrschenden Plateau-Trogtal-Reliefs aus flach lagernden Sedimentgesteinschichten, die die Entwicklung steiler Talflanken begünstigen, nicht nur an den Steilhängen der Nordenskiöldküste, sondern auch in vielen tief eingeschnittenen Tälern des Binnenlandes.

4.2 Geomorphologische Erscheinungsformen

Unter den zahlreichen in Nordenskiöldland anzutreffenden Periglaziärscheinungen verdienen aufgrund ihres großen Signifikanzwertes vor allem jene Beachtung, deren Entwicklung die Existenz von Permafrostboden zwingend voraussetzt. Als zuverlässige morphologische Permafrostindikatoren sind außer den bereits beschriebenen Eiskernmoränen Blockgletscher, Eiskeilpolygone, Pingos, Palsas und Frostblister entwickelt.

4.2.1 Blockgletscher

Blockgletscher sind größere zungen- oder lobenförmige Schuttkörper mit scharfer Randbegrenzung und einer Oberflächenstruktur ähnlich dem Habitus zähflüssiger Massen, die im aktiven Zustand Eis enthalten und einer langsamen Massenbewegung hangab oder talabwärts unterliegen (vgl. BARSCH 1996). Im Unterschied zu den eisübersättigten aktiven Formen, die sich wenige cm bis dm im Jahr vorwärts bewegen, sind die inaktiven Formen bewegungslos, enthalten jedoch im Gegensatz zu den fossilen Blockgletschern noch Permafrost. Das hangabwärtige „Fließen“ der aktiven Blockgletscher wird durch Deformation ihres Eisgehaltes ermöglicht. Außer durch klimatische Einflüsse (Schmelzen des Bodeneises) können Blockgletscher auch mangels Schutt- und / oder Eisnachschiebs inaktiv werden („dynamisch inaktive“ Blockgletscher im Unterschied zu „klimatisch inaktiven“ Blockgletschern im Sinne von BARSCH 1996), so dass im Einzelfall genau zu prüfen ist, warum ein Blockgletscher inaktiv wurde.

Blockgletscher sind in Svalbard in unterschiedlichen morphologischen Erscheinungsformen anzutreffen. Luftbilddauswertungen zufolge überschreitet ihre Gesamtzahl im Archipel 500 (vgl. SOLLID & SØRBEL 1992). Lobenförmige Blockgletscher (vgl. Fotos 20 u. 21) sind wesentlich häufiger als Formen mit zungenförmiger Gestalt.

Ihre Abmessungen sind im Allgemeinen geringer als auf dem norwegischen Festland und in den Alpen. Die meisten Blockgletscher sind weniger als 500 m lang und 60 m mächtig (vgl. HUMLUM, INSTANES & SOLLID 2003). Die Permafrostuntergrenze befindet sich in Svalbard vermutlich weit unterhalb der Basis der meisten Blockgletscher – ein weiterer Unterschied zu den Formen im alpinen Raum. Verbreitungsschwerpunkte bilden die West- und Nordküste Spitzbergens (vgl. Abb. 35), bedingt durch das weithin vorherrschende Steilrelief und die im Vergleich zum Inland frühere Deglaziation des Küstenraums. Es dominieren lobenförmige Blockgletscher, die sich aus Sturzschutthalde am Fuße von Steinschlagwänden am inneren Randbereich der Strandflats entwickelt haben. Die selteneren zungenförmigen Blockgletscher treten vornehmlich im Binnenland auf, vorzugsweise in Karmulden und an Talschlüssen. Die Verbreitung der Blockgletscher erstreckt sich vom Meeresspiegelniveau bis in Höhenlagen von mehr als 500 m ü.M.



Foto 20: Lobenförmige Blockgletscher am Fuße des Vardeborgfjells (588 m) nordöstlich des Linnésees. Die eisreichen Schuttkörper haben ihren Ursprung in schnee- und eishaltigen Sturzschuttablagerungen, die durch Deformation ihres Eisgehaltes ähnlich einer zähflüssigen Masse langsam auf die Vardeborgsletta-Ebene ausgeflossen sind. Die abgeflachte Stirnpartie der Blockgletscher am linken Bildrand deutet auf eine dynamische Inaktivität der Schuttkörper. Die schneegefüllte Rinne im Vordergrund verbindet mehrere Karstdolinen, die durch Lösung von karbonischen Kalksteinen im Untergrund entstanden sind und später durch Thermokarstprozesse überprägt wurden (7.8.1989).



Foto 21: Stirn eines lobenförmigen, ostexponierten Blockgletschers am Fuße der Griegaksla (Linnétal). Der kleine Blockgletscher hat sich aus Sturzschuttablagerungen entwickelt. Die oberflächliche Grobmaterialanreicherung sowie das an der steilen Blockgletscherstirn zutage tretende feinkörnigere Material sind typisch für eishaltige Blockgletscher (10.8.1989).

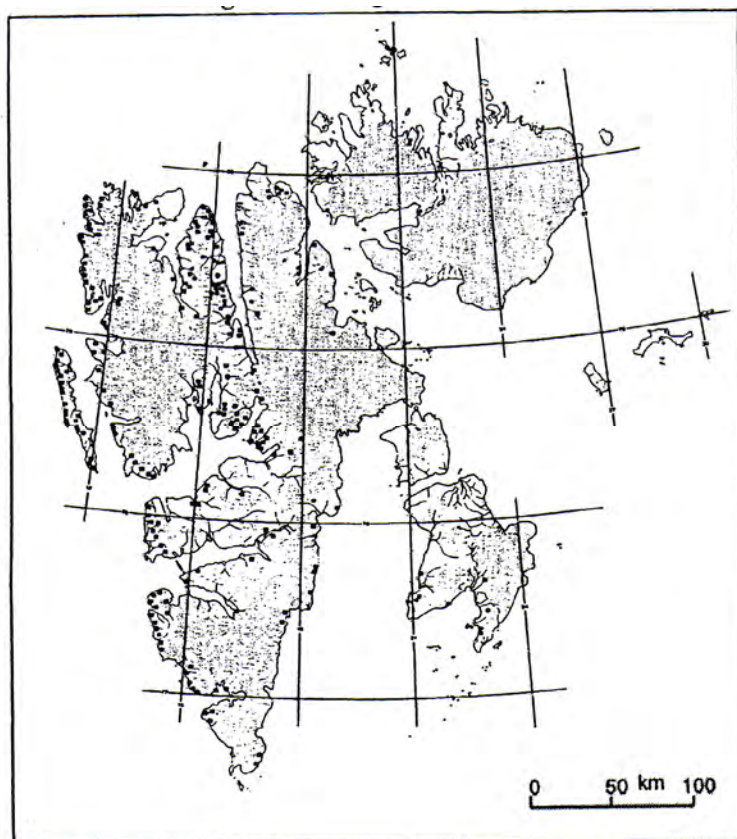


Abb. 35: Verbreitung von Blockgletschern in Svalbard (aus SOLLID & SØRBEL 2003)

Eigenen Kartierungen zufolge sind in Nordenskiöldland rund 80 Blockgletscher, vornehmlich vom lobenförmigen Typ, entwickelt (vgl. Abb. 36). Einige von ihnen befinden sich, relativ gut zugänglich, in der Nähe von Longyearbyen (inneres Longyeartal, Ental, Foxtal, Ugletal, Hiorthfjell, Birkafjell) und Grumantbyen (vgl. auch TOLGENSBAKK, SØRBEL & HØGVARD 2000). Die meisten Blockgletscher besitzen ein recht einfaches Kleinrelief an ihrer Oberfläche sowie eine flache Mulde hinter ihrer steilen Stirn. An der Nordenskiöldküste kommen jedoch einige wesentlich größere und komplexere Blockgletscher vor, die sich weit auf die Strandflats hinaus erstrecken. Sie verfügen über eine markante Abfolge aus transversalen Wällen, Rinnen und unregelmäßigen Voll- und Hohlformen an ihrer Oberfläche. Sie unterscheiden sich darin deutlich von den lobenförmigen Blockgletschern im angrenzenden Linnétal und Orusttal. Die beiden zungenförmigen Blockgletscher am Hiorthfjell und Birkafjell (vgl. ISAKSEN, ØDEGÅRD et al. 2000, ØDEGÅRD, ISAKSEN et al. 2003a, 2003b) sowie ein großer lobenförmiger Blockgletscher an der Nordenskiöldküste unweit der Ausmündung des Orusttals (vgl. KÄÄB, ISAKSEN et al. 2002, FARBROT, ISAKSEN et al. 2005) wurden jüngst mit modernsten geophysikalischen Methoden untersucht. Ferner wurde die Entwicklung von Blockgletschern am Fuße des Gruvefjells nahe der Gletscherzunge des Larsbre im innersten Longyeartal detailliert studiert (vgl. HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN 2007).

Die beiden zungenförmigen Blockgletscher an den Hängen des Hiorthfjells und Birkafjells befinden sich in Südwest-Exposition 5 bzw. 9 km nordöstlich von Longyearbyen. Der 370 m lange und 80 m breite Hiorthfjell-Blockgletscher besitzt einen 37-38° steilen Stirnhang in einer Höhenlage von 440 m ü.M.. Der kleinere Birkafjell-Blockgletscher ist 190 m lang und 50 m breit. Seine 36-37° steile Front befindet sich in einer Höhenlage von 500 m ü.M.. Beide Blockgletscher haben sich aus Sturzschutt-Ablagerungen entwickelt. Die Jahresmitteltemperatur der Luft im Bereich der Blockgletscher liegt bei -10 °C, die Permafrostmächtigkeit dürfte mehrere hundert Meter betragen. Der eishaltige Schuttkörper ist somit recht kalt und an der Festgesteinsunterlage aus Sandstein, Siltstein und Tonschiefer angefroren. Die Oberfläche der beiden Blockgletscher wird von Sandsteinblöcken relativ einheitlicher Abmessungen gebildet. Die Mächtigkeit der Auftauschicht ist mit 0,7-1,5 m vergleichsweise gering.

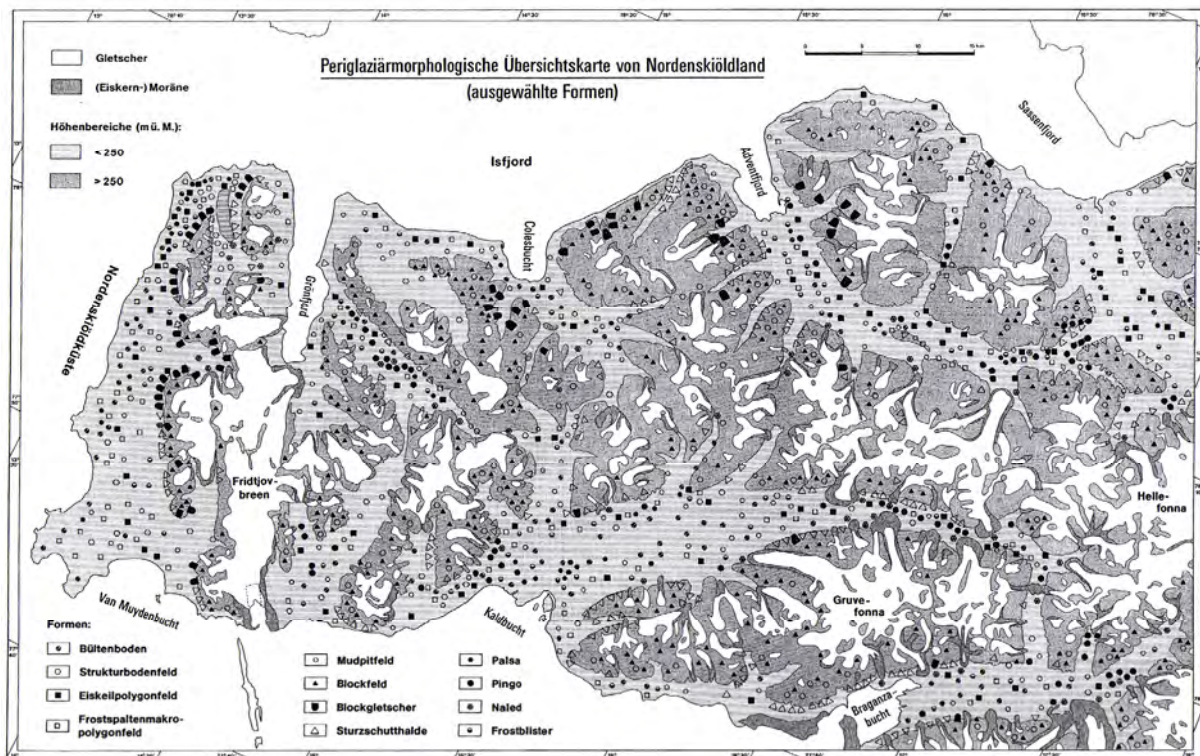


Abb. 36: Periglaziärmorphologische Übersichtskarte von Nordenskiöldland (ausgewählte Formen) (ergänzt nach MEIER 1991)

Das innere Gefüge der beiden Blockgletscher wurde von ISAKSEN, ØDEGÅRD et al. (2000) mittels DC-Widerstandsmessung und GPR (Ground Penetrating Radar) ermittelt. Danach bestehen die Blockgletscher aus drei Lagen. Unter der oberflächlichen blockreichen Auftauschicht folgt eine eisübersättigte Schuttlage, die den oberen Kernbereich der Blockgletscher bildet. Sie wird von einer eisärmeren Schicht unterlagert, deren Basis an der Felsunterlage angefroren ist.

Geschwindigkeitsmessungen an den Blockgletscheroberflächen (1994-1996) zeigen, dass sich beide Blockgletscher talwärts bewegen und somit aktiv sind. Der Hiorthfjell-Blockgletscher weist eine Oberflächen-Geschwindigkeit von 0,09 m pro Jahr, der Birkafjell-Blockgletscher von 0,05 m pro Jahr auf (vgl. ISAKSEN, ØDEGÅRD et al. 2000). Unterschiede in der Materialzufuhr und im Scherdruck sind mögliche Erklärungen für die abweichenden Geschwindigkeitswerte. Der Birkafjell-Blockgletscher ist geringmächtiger als der Hiorthfjell-Blockgletscher und zeichnet sich durch eine viel kleinere Schuttquelle aus. Geschwindigkeitsmessungen an der Oberfläche des Hiorthfjell-Blockgletschers über den Zeitraum 1994-2002 bestätigen die früheren Ergebnisse. Die horizontalen Oberflächen-Geschwindigkeiten betragen 9,7-9,9 cm im Jahr (vgl. ØDEGÅRD, ISAKSEN et al. 2003a). Eine vorläufige Datierung des Oberflächenmaterials an der Blockgletscherstirn lässt sich vornehmen, indem man die Blockgletscherlänge mit der jährlichen Oberflächen-Geschwindigkeit in Beziehung setzt. Diese Datierung ergibt die Zeitspanne, die das Material an der Oberfläche benötigt, um von der Blockgletscherwurzel zur Blockgletscherstirn zu gelangen. Geht man von langfristig konstanten Kriechraten aus, ergibt sich sowohl für den Hiorthfjell-Blockgletscher als auch für den Blockgletscher am Birkafjell ein Alter des Oberflächenmaterials an der Blockgletscherfront von ca. 4 000 Jahren (vgl. ISAKSEN, ØDEGÅRD et al. 2000). Eine Datierung von 24 Blockgletschern in Svalbard mittels Lichenometrie lässt vermuten, dass die Bildung der Blockgletscher-Oberflächen vor ca. 3 500 Jahren begann (vgl. ANDRÉ 1994). Das Gesamtalter der Blockgletscher dürfte jedoch wesentlich höher sein als das Alter des Oberflächenmaterials an der Blockgletscherstirn. Zu Beginn ihrer Entwicklung sind die Blockgletscher dünn und weisen geringe Oberflächen-Geschwindigkeiten auf. Aufgrund des mit der Tiefe zunehmenden Scherdruckes nimmt die Fließgeschwindigkeit zur Blockgletscherfront hin ab. Überschreitet der Neigungswinkel der Blockgletscherstirn schließlich den maximalen

Schüttungswinkel der beteiligten Gesteine, fällt Schutt herab und wird vom vorrückenden Blockgletscher überfahren. Daher taut der gefrorene Blockgletscherkern im Stirnbereich und rückt mit einer geringeren Geschwindigkeit vor als das Material an seiner Oberfläche. In Kombination mit einer niedrigeren Oberflächen-Geschwindigkeit in der Initialphase ihrer Entwicklung ist davon auszugehen, dass die Blockgletscher-Bildung in Svalbard in vielen Fällen bereits zu Beginn des Holozäns einsetzte (vgl. ISAKSEN, ØDEGÅRD et al. 2000).

Episodische, rasch ablaufende, größere Massenbewegungen scheinen für die Schutzzufuhr und die Konservierung des Eises in den gefrorenen Sedimenten eine wichtige Rolle zu spielen. An der Oberfläche des Hiorthfjell-Blockgletschers bildet eine größere Felssturz-Ablagerung einen markanten Schuttlobus. Im Herbst 1996 und 1997 beobachteten die o.a. Autoren mehrere Felsstürze an den Hängen des Hiorthfjells, jeweils im Verlauf von Starkregenfällen. In den Wurzelzonen des Hiorthfjell- und des Birkafjell-Blockgletschers überdauern größere Schneeanhäufungen in der Regel bis weit in den Sommer. Während der Felssturz-Ereignisse 1996/97 wurden Schneeanhäufungen unter Felsschutt begraben. Ist die Schuttablagerung hinreichend mächtig, d.h. mächtiger als die Auftauschicht, wird die Schneelage in den Permafrost integriert. Vom Hang abfließendes Schmelzwasser dringt in die Schuttdecke und Schneelage ein und gefriert. Dies geschieht vornehmlich während des Anstiegs der Permafrosttafel im Spätsommer und Herbst, wodurch im Laufe der Zeit eine Wechselfolge aus Eis- und Schuttlagen entsteht, die allmählich Bestandteil des kriechenden Blockgletschers wird. Dieser Vorgang stellt nach ISAKSEN, ØDEGÅRD et al. (2000) den wichtigsten Schuttakkumulationsprozeß bei den Blockgletschern am Hiorthfjell und Birkafjell dar.

An der Nordenskiöldküste findet sich eine Anzahl großer lobenförmiger Blockgletscher, die sich aus Sturzschutthalden am Fuße der N-S-streichenden Steilwände am inneren Rande der breiten Strandflats entwickelt haben. Sie unterscheiden sich nicht nur durch ihre größeren Abmessungen, sondern auch durch ihren komplexeren morphologischen Bau von den Blockgletschern auf den Talböden des Binnenlandes. Einer dieser Blockgletscher wurde von KÄÄB, ISAKSEN et al. (2002) sowie FARBROT, ISAKSEN et al. (2005) mittels photogrammetrischer Messungen und geophysikalischer Methoden (Ground Penetrating Radar, Direct Current Resistivity Tomography) genauer untersucht.

Der Blockgletscher befindet sich in W-Exposition am Fuße des Thuefjells, ca. 18,5 km südlich von Kap Linné unweit der Ausmündung des Orusttals auf die Strandflats. Er ist rund 1 km breit und 300 m lang; seine bis zu 40 m hohe Stirn ist bis zu 40° steil. Ein Überblick vom Top der rückwärtigen Steilwand zeigt eine komplizierte Gliederung in verschiedene, sich überlagernde Schuttloben. Nahe der Wurzel des Haupt-Blockgletschers sind mehrere kleine Loben entwickelt, die offenbar embryonale Blockgletscher darstellen. Das Festgestein besteht aus spätpräkambrischen metamorphen Gesteinen (Hecla Hoek), vor allem Quarziten und Phylliten. Die Größe der Schuttpartikel an der Blockgletscheroberfläche variiert von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern, wobei Bereiche mit kleinstückigem Schutt und solche mit grobblockigem Material unterschieden werden können. Insgesamt nimmt die Blockgröße von der Blockgletscherwurzel zur Blockgletscherstirn hin ab. Am steilen Fronthang ist eine oberflächliche Lage aus Grobmaterial zu erkennen, die feinkörnigere Sedimente überdeckt. Nach Ausweis der nächstgelegenen Wetterstation (Isfjord Radio) beträgt die Jahresmitteltemperatur der Luft um -5 °C, die Permafrostuntergrenze dürfte mehrere Zehnermeter unter der Blockgletscherbasis liegen.

Der untersuchte Blockgletscher besteht nach FARBROT, ISAKSEN et al. (2005) aus drei Lagen. Die oberste, mehrere Meter mächtige Schicht umfasst mittlere und große Blöcke und ist frostfrei. Darunter folgt eisreicher, stellenweise eisübersättigter Permafrost von mindestens 15 m Mächtigkeit. Ferner existiert in den äußeren 100 m eine Lage aus etwas eisärmerem Schutt, die sich möglicherweise Richtung Blockgletscherwurzel in größerer Tiefe fortsetzt. Falls dies zutrifft, würde dies den Bau bekannter Blockgletscherkerne in anderen Gebieten Svalbards sowie in den Alpen bestätigen, in denen sich die Lage mit dem höchsten Eisgehalt nahe der Blockgletscheroberfläche befindet und der Mineralgehalt tiefenwärts zunimmt. Die basale, dritte Lage wird von Blöcken gebildet, die an der steilen Blockgletscherstirn abgestürzt und danach vom vorrückenden Blockgletscher überfahren worden sind. Die inneren Strukturen des

Blockgletschers sind weniger geordnet als bei anderen loben- und zungenförmigen Blockgletschern in Svalbard. Diese Blockgletscher verfügen über recht glatte Oberflächen im Vergleich zum markanten Wall- und Rinnenrelief des studierten Blockgletschers, bei dem vor allem die enge Verknüpfung von Wallstrukturen und hohem Eisgehalt auffällt. Das Muster lässt sich erklären, wenn man die Wälle als Ergebnis einer verstärkten Materialzufuhr betrachtet, durch die Schnee überdeckt und im Laufe der Zeit zu Eis umgewandelt worden ist, vergleichbar den bereits beschriebenen Akkumulationsprozessen im Wurzelbereich der zungenförmigen Blockgletscher am Hiorth- und Birkafjell. Im Unterschied zu den Blockgletschern in Nordnorwegen und in den Alpen ist die Auftauschicht in den Rinnen mächtiger als im Bereich der Wälle. Dies ist vermutlich eine Folge der dünnen Schneebedeckung der Wälle im Winter, die eine intensive Auskühlung zur Folge hat.

Der einzige Teil des Blockgletschers, der im Zeitraum 1969-1990 nachweisbare Fließgeschwindigkeiten von 4-8 cm pro Jahr aufweist (vgl. KÄÄB, ISAKSEN et al. 2002), befindet sich im südlichsten Abschnitt des Schuttkörpers. Er zeichnet sich durch einen hohen Eisgehalt und einen größeren Böschungswinkel aus. Gebiete mit einem ähnlich hohen Eisgehalt existieren aber auch an der Nordflanke des Blockgletschers, wo keine Bewegungen festgestellt werden konnten. Folglich bildet der Eisgehalt der Schuttmasse nicht den limitierenden Faktor der Blockgletscherbewegung. Eher scheinen die Hangneigungsverhältnisse die dynamische Inaktivität des Hauptschuttkörpers zu begründen. Er befindet sich im Unterschied zum südlichen Abschnitt auf einer nahezu ebenen Fläche, der Strandflats der Nordenskiöldküste.

Das genaue Alter des Blockgletschers lässt sich nur schwer eingrenzen. KÄÄB, ISAKSEN et al. (2002) und FARBROT, ISAKSEN et al. (2005) führen die für Svalbard-Verhältnisse erheblichen Abmessungen des Blockgletschers und seinen komplexen Bau auf eine sehr lange Entwicklungsgeschichte zurück. Die Blockgletscherfront überschreitet die lokale spätweichseiszeitliche marine Grenze in der Horizontalen um 20-50 m. Die Blockgletscherstirn dürfte daher in den letzten 10 000 Jahren mit einer Geschwindigkeit von mindestens 0,2 cm im Jahr im Mittel vorgerückt sein (vgl. EIKEN, KÄÄB et al. 2001). KÄÄB, ISAKSEN et al. (2002) gehen gar von einem Alter von 50 000 Jahren aus, was mit der lokalen Vergletscherungsgeschichte nur schwer in Einklang zu bringen ist, da das Gebiet erst vor rund 12 400 Jahren (vgl. SVENDSEN et al. 1996) vom weichselzeitlichen Eisschild freigegeben worden ist. Ein Überdauern des Blockgletschers unter „kaltem“, am Untergrund angefrorenem Eis ist aber denkbar. Die norwegischen Autoren schließen nicht aus, dass die Nordenskiöldküste schon wesentlich früher eisfrei wurde, ähnlich dem Prins Karls Forland. In diesem Falle wäre der Blockgletscher einer (De-) Glaziation und damit verbundenen Meeresspiegelschwankungen ausgesetzt gewesen mit entsprechenden Folgen für seine Reliefentwicklung. Er wäre ein wichtiger Paläoklimaindikator in einem Gebiet, das nur wenige weichseiszeitliche Vergletscherungsspuren aufweist.

Obwohl Blockgletscher inzwischen als gefrorene Schuttkörper mit einem hohen Eisgehalt, die sich im aktiven Zustand unter Deformation des Eises langsam talwärts bewegen, akzeptiert sind (vgl. BARSCH 1996), ist der Ursprung dieses Eises noch immer unklar. Diese Tatsache basiert hauptsächlich auf dem Mangel an Beobachtungen und Messungen in der im Winter zumeist schwer zugänglichen Wurzelzone der Blockgletscher, in der die wichtigsten Bildungsprozesse zu erwarten sind. Vor diesem Hintergrund bilden die ortsnahen, auch im Winter relativ gut erreichbaren Blockgletscher im innersten Longyearal gute Forschungsvoraussetzungen. Mit dem Universitätszentrum in Longyearbyen (UNIS) als logistischer Basis konnten HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN (2007) über das ganze Jahr verteilt Untersuchungen zur Eis- und Schuttproduktion im Blockgletscher-Wurzelbereich durchführen und auf diese Weise neue Erkenntnisse zur Blockgletscher-Genese gewinnen. Die Studie gründet sich auf regelmäßige Feldbesuche, tägliche Fotos automatischer Kameras, Beobachtungen in einem Tunnel an der Blockgletschersohle sowie Aufzeichnungen einer automatischen Wetterstation auf dem nahe gelegenen Plateau.

Die untersuchten Blockgletscher befinden sich vor der Stirn des Larsbre (vgl. Foto 22). Sie sind aus Sturzschutthalden am Fuße des Gruvefjells hervorgegangen („talus-derived rock glaciers“) und bewegen sich in nordwestlicher Richtung zum Haupttal hin (vgl. Abb. 37). Einige dieser Blockgletscher sind beim Larsbre-Gletschervorstoß während der „Kleinen Eiszeit“ seitlich angeschoben worden und bilden heute

eine große Stauchmoräne (vgl. Foto 23). Die Blockgletscher haben ihren Ursprung in den Sturzschuttalagerungen am Ostrand der Larsbre-Gletscherzunge. Jeder einzelne der langgestreckten Blockgletscherwälle ist aus einem Sturzschuttkegel hervorgegangen, während die Rinnen zwischen den Wällen mit den Zwischenräumen zwischen den einzelnen Kegeln verknüpft sind. Einige der Blockgletscherwälle weisen quer zur Bewegungsrichtung verlaufende Rinnen auf, unter denen sich die Schuttpartikel der Auftauschicht nahezu vertikal in den eisreichen Permafrost fortsetzen. Offenbar sind Gesteinsfragmente der Auftauschicht in offene Spalten im Permafrostkörper gefallen (vgl. HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN 2007). Die Oberfläche der Blockgletscher besteht aus Schutt, entsprechend dem der nahe gelegenen Sturzschutthalden.



Foto 22: Blick vom Platåberg (450 m) über das innere Longyeartal auf den eingeschnittenen Larsbre-Gletscher und die Blockgletscher an seiner Stirn. Die Blockgletscher haben sich aus Sturzschutthalden am Fuße des Gruvefjells (577 m) entwickelt und bewegen sich Richtung Longyeartal. Die drei markanten bogenförmigen Blockgletscher vor der Larsbre-Eiskernmoräne sind beim Larsbre-Gletschervorstoß während der „Kleinen Eiszeit“ seitlich angeschoben worden und bilden heute eine große Stauchmoräne. Ihr scharfkantiger, eisreicher Schutt unterscheidet sich deutlich vom feinkörnigeren Material der taleinwärts angrenzenden Eiskernmoräne (10.8.2008).

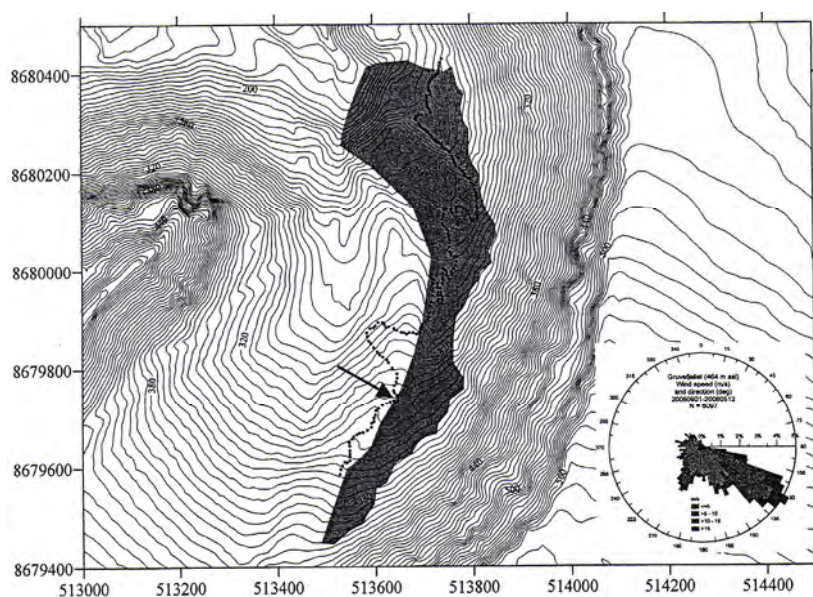


Abb. 37: Topographische Übersichtskarte der Umriss der Blockgletscher (grau) am Larsbre sowie der Lawinen-Auslaufzonen (gestrichelte Linie) am Fuße des Gruvefjells (aus HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN 2007)



Foto 23: Blick vom Rande des Grufefjells auf die drei Blockgletscher vor der Stirn der Larsbre-Eiskernmoräne (links). Jeder einzelne der langgestreckten Blockgletscherwälle ist aus einem Sturzschuttkegel hervorgegangen, während die schneegefüllten Rinnen zwischen den Wällen mit den Zwischenräumen zwischen den einzelnen Kegeln verknüpft sind. Die bogenförmige Gestalt der Blockgletscherwälle resultiert aus dem Anschub durch den Larsbre-Gletscher, der zu Beginn des 20. Jahrhunderts vorstieß und die präexistente Blockgletscherzungen talauswärts lenkte. Die steilen Blockgletscherfronten grenzen unmittelbar an den Gletscherbach des Larsbre (7.8.2008).

Die vorherrschenden Sandstein- und Tonschiefer-Fragmente haben zumeist einen Durchmesser von 20-30 cm, gelegentlich bis zu 70 cm. Der Feinmaterialanteil nimmt tiefenwärts zu. Die maximale Mächtigkeit der Auftauschicht gegen Ende des Sommers beträgt um 90 cm. Die Permafrosttemperaturen in den Blockgletschern betragen den Autoren zufolge -5 bis -10 °C. Die Blockgletscherfronten sind steil, instabil und 40-45 m hoch. Im Winter (September-Mai) herrschen Winde aus südöstlicher Richtung vor, wobei die Windgeschwindigkeiten relativ hoch sind (5-20 m/sec). Die Winde verursachen ein erhebliches Schneetreiben von der Hochfläche zum Randbereich des Grufefjells. Aufgrund der Leesituation sammeln sich in den trichterförmigen Erosionsmulden am Plateaurand über den Blockgletschern erhebliche Schneemengen an, die bei geeigneten Wetterlagen an den Talhängen zu einer regen Lawinentätigkeit führen.

Die meteorologischen und automatischen fotografischen Aufzeichnungen belegen, dass viele Lawinen in Wärmephasen ausgelöst werden, wenn die Temperatur den Gefrierpunkt überschreitet, wobei die Lawinenhäufigkeit zwischen Ende März und Ende Juni am größten ist. Feldinspektionen in den Auslaufzonen der Lawinen zeigen eindeutig, dass der durch die Lawinen transportierte Schutt aus den Felswänden in den Auslösungszonen der Lawinen am Plateaurand stammt (vgl. HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN 2007). Der Schuttanteil in den Lawinen nimmt gegen Ende der Schneeschmelzperiode zu, da die Lawinen dann auch die minerogene Unterlage der Schneedecke erodieren, nicht nur in ihrem Auslösegebiet, sondern auch in der hangabwärtigen Lawinenbahn. Als Ergebnis der Lawinentätigkeit wird jedes Jahr in den Auslaufzonen der Lawinen eine 1-5 m mächtige Lage aus Lawinenschnee und Schutt auf dem unteren Teil der Sturzschutthalden abgelagert. Der untere Abschnitt der Lage besteht im Allgemeinen aus recht sauberem Schnee, während sich der obere Abschnitt durch einen höheren Schuttanteil auszeichnet. Im Laufe des Sommers schmilzt der Lawinenschnee. Schmelzwasser sickert in den unteren Teil der Schneelage und bildet dort infolge der negativen Temperaturen im darunter befindlichen Schuttkörper eine Eislage (vgl. HUMLUM 2005). Die Temperaturen im Sturzschutt können den Gefrierpunkt erst überschreiten, wenn der gesamte Lawinenschnee abgeschmolzen ist, so dass präexistenter Permafrost konserviert wird. Sobald der Schnee an der Oberfläche der Lawinenablagerung schmilzt, werden die darin enthaltenen Gesteinsfragmente freigesetzt, wodurch im Laufe der Zeit eine oberflächliche Schuttlage entsteht, die den darunter verbliebenen Lawinenschnee vor dem Schmelzen schützt. Zu Beginn des nächsten Winters (Anfang September) sieht die Oberfläche häufig wie die eines normalen Sturzschutthaldenhanges aus, mit dem Unterschied, dass die oberflächliche Schuttlage stellenweise von reliktärem

Lawinenschnee unterlagert ist. Durch diesen Vorgang wird jedes Jahr eine Lage Lawinenschnee mit darin enthaltenen Gesteinsfragmenten und einer Deckschicht aus Schutt auf der ehemaligen Landoberfläche abgelagert, wobei der Schnee durch Gefrieren von Schmelzwasser teilweise in Eis umgewandelt worden ist. Auf diese Weise wird an den Unterhängen der untersuchten Sturzschutthalden jedes Jahr bis zu 1 m neuer Permafrost gebildet (vgl. Abb. 38). Diese Permafrost-Aggradation ist somit eng an das Auftreten von Lawinen geknüpft.

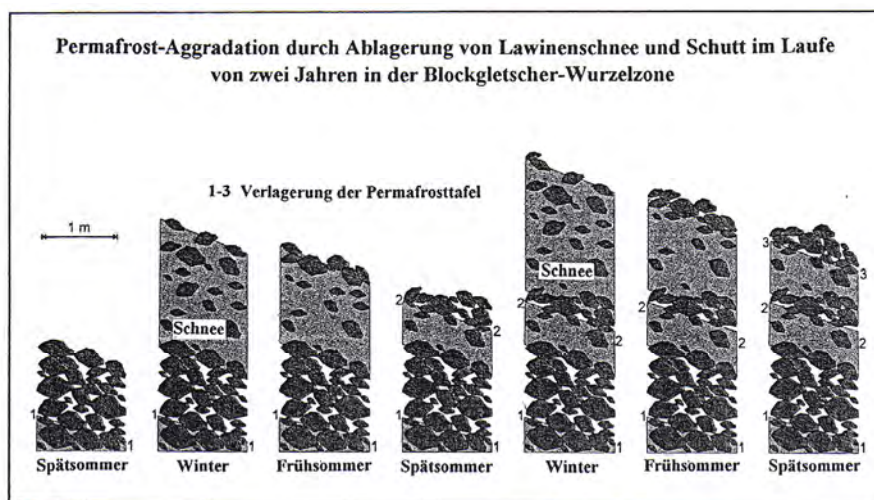


Abb. 38: Permafrost-Aggradation durch Ablagerung von Lawinenschnee und Schutt im Laufe von zwei Jahren in der Blockgletscher-Wurzelzone (verändert nach HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN 2007).

Ein Schmelzwasserbach des Larsbre hat einen Tunnel an der Sohle der Blockgletscher erodiert, der einen Blick in das Innere der Blockgletscher gestattet. Er verläuft über eine Länge von rund 200 m entlang der Grenzfläche zwischen Blockgletscherkörper und Festgesteinsunterlage, und erstreckt sich ca. 1 m in den Fels und 1-6 m in den darüber befindlichen Blockgletscherschutt (vgl. HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN 2007). Die Grenze zwischen dem Festgestein und den Blockgletschern ist scharf ausgeprägt ohne die geringsten Spuren von Abrasion infolge basaler Gleitvorgänge. Die Eistemperaturen liegen den Autoren zufolge unter -5 °C , so dass Gleitvorgänge an der Blockgletscherbasis kaum möglich sind. Der aufgeschlossene Teil des Blockgletscherkörpers besteht aus 20-200 cm mächtigen Lagen aus massivem Eis mit eingestreuten Gesteinsfragmenten, die mit 20-150 cm mächtigen Lagen aus scharfkantigem Verwitterungsschutt mit Poreneis und Eislinen abwechseln. Viele Lagen sind verfalzt, wobei die Faltenachsen rechtwinklig zur Bewegungsrichtung des Blockgletschers angeordnet sind. Nach HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN (2007) beträgt der Eisgehalt an der Basis des Blockgletscherkörpers schätzungsweise 60-80 %.

Nach den vorliegenden Beobachtungen beginnt die Blockgletscher-Entwicklung in den Auslaufzonen der Lawinen, in denen im Laufe der Zeit eine geschichtete, permanent gefrorene Ablagerung aus Schutt- und Eislagen entsteht. Sobald ein solcher eisreicher Permafrostkörper eine bestimmte Mächtigkeit erreicht, wobei der Schwellenwert u.a. von der Hangneigung, der Temperatur und dem Eisgehalt gesteuert wird, setzen Deformationsprozesse ein, die zur Bildung embryonaler Blockgletscher führen können. Bei den Blockgletschern am Larsbre sind Klimaverhältnisse, die die Konservierung von Permafrost ermöglichen, eine wichtige Voraussetzung für die Ablagerung von eisreichem Schutt, da sonst kein Lawinenschnee langfristig überdauern könnte. HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN (2007) bezeichnen auf diese Weise gebildete Blockgletscher als „lawineninduzierte“ („avalanche-derived“) Formen. Die an den Blockgletscheroberflächen beobachteten, quer zur vorherrschenden Fließrichtung verlaufenden Rinnen werden von den Autoren als Ergebnis des Überfließens von Felsschwellen unter den Blockgletschern gedeutet, wobei es wie bei Eisgletschern zur Spaltenbildung kommt. Die im Tunnel unter der Blockgletscherstirn beobachtete Wechsellagerung von Schutt- und Eislagen lässt sich als deformierte geschichtete

Lawinenablagerung, ähnlich jener in der Wurzelzone der Blockgletscher, deuten. Es ist zu vermuten, dass vergleichbare geschichtete Lawinenablagerungen auch in vielen anderen Blockgletscherkörpern in Svalbard enthalten sind. GPR-Untersuchungen an verschiedenen Blockgletschern in Svalbard, wie z.B. am nahe gelegenen Hiorthfjell-Blockgletscher, belegen ein geschichtetes inneres Gefüge (vgl. u.a. ISAKSEN, ØDEGÅRD et al. 2000).

Das Alter der Blockgletscher am Larsbre ist nicht bekannt. Die relativ geringe Größe der Gesteinsfragmente und das rasch verwitternde Festgestein erschweren lichenometrische Untersuchungen. Der Larsbre hat die Blockgletscher im Laufe seines Vorstoßes während der „Kleinen Eiszeit“ stellenweise überfahren und gestaucht, so dass die Blockgletscher früher entstanden sein müssen. Ein Vergleich mit anderen Blockgletschern in der Umgebung lässt auf ein spätholozänes Alter (<5 000 Jahren) schließen (vgl. HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN 2007).

4.2.2 Eiskeilpolygone

Eiskeilpolygone stellen die in Nordenskiöldland am häufigsten anzutreffenden morphologischen Permafrosterscheinungen dar (vgl. Abb. 36). Ihre häufig tetra-, penta- oder hexagonalen Spaltenmuster treten im reliefarmen, flachen Gelände am deutlichsten in Erscheinung (vgl. Foto 24 und 25). Die Mehrzahl der bekannten Vorkommen befindet sich auf Verebnungen mit Böschungswinkeln <10°, insbesondere auf gehobenen Fluß- und Meeresterrassen im Bereich der großen Trogtäler und an der Nordenskiöldküste (vgl. MEIER 1991, 1993, 1996). Die Maschenweite der Polygone variiert zwischen 10 und 70 m. Die einzelnen Polygone werden durch 15-50 cm tiefe, 30-150 cm breite Furchen begrenzt, die in der Regel eine dichtere Vegetation aufweisen als die Polygonfelder. Im stärker geböschten Gelände, bis 25° Hangneigung, ist das Polygonmuster infolge von Massenbewegungsvorgängen oft nur schwer zu erkennen. In Hanglagen bleibt die Eiskeilentwicklung nicht auf die Lockersedimentauflage beschränkt, sondern erstreckt sich auch auf das im Untergrund anstehende Festgestein. Das Verbreitungsgebiet der Eiskeilpolygone reicht vom Meeresspiegel bis in Höhenlagen um 500 m ü.M.. In Höhenlagen über 300-400 ü.M. überspannen sie Landoberflächen, die keine Spuren von Glaziärerrosion durch pleistozäne Eisschilde aufweisen (vgl. SØRBEL & TOLGENSBÄKK 2002). Funde zahlreicher Erratika belegen indessen, dass diese Gebiete ehemals vom Inlandeis überfahren worden sind (vgl. TOLGENSBÄKK, SØRBEL & HØGVARD 2000, SØRBEL, TOLGENSBÄKK et al. 2001, FJELLANGER & SØRBEL 2005).



Foto 24: 30-50 cm (Knotenpunkt: 95 cm) tiefe, kerbförmige Spalten eines weitmaschigen Eiskeilnetzes auf einer Flussterrasse (5 m ü.M.) am Unterlauf des Adventelv. Die in lößähnlichen schluffig-sandigen Sedimenten angelegten Spaltenzüge weisen einen dichteren Vegetationsbesatz auf als die wind- und kalteexponierten, trockeneren Polygonfelder. Rissbildungen am Grunde der Furchen lassen sich als Indiz für die Aktivität des Eiskeilnetzes deuten (12.8.1987).



Foto 25: 45 cm tiefer Frostriß am Grunde einer flachen, muldenförmigen Eiskeilfurche auf einer fluvialen Terrasse am Unterlauf des Adventelv. Der bis zu 1,5 cm breite Riß ist Teil eines Sekundärmusters, das die vegetationsbesetzten Polygonflächen eines scharf ausgeprägten Eiskeilnetzes überzieht. Der Frostriß lässt sich durch die hangende, 40 cm mächtige Feinsedimentlage bis in die darunter befindlichen fluvialen Kiese verfolgen, erreicht aber nicht die in 90 cm Tiefe anzutreffende Permafrosttafel (21.8.1988).

Eiskeilpolygone werden durch thermische Kontraktion des Permafrostes und damit verbundener Rissbildung infolge einer starken winterlichen Abkühlung gebildet. Die Rissbildung als Initialstadium der Eiskeilentwicklung vollzieht sich von der Bodenoberfläche her. Diese Risse weisen Beobachtungen im Advental zufolge eine obere Öffnungsbreite von wenigen Millimetern auf (vgl. MEIER 1991). Das Aufreißen der Risse resultiert aus der Kontraktion des eishaltigen Substrats im Gefolge einer raschen und intensiven Temperaturdepression bis weit unter den Gefrierpunkt. Zumeist kommt es bereits kurz nach der Initialkontraktion in den offenen Rissen zur Anlagerung von Reif und Nadeleis.

Das während der Auftauphase in den Riß eindringende Schmelz-, Niederschlags- und Bodenwasser gefriert unterhalb der Permafrosttafel und verhindert auf diese Weise ein Schließen der Risse. Im Unterschied dazu schließt sich der Riß in der Auftauschicht häufig und schützt dadurch die unteren Risspartien vor dem Auftauen. Im Rahmen der folgenden Frostperioden kommt es vorzugsweise an der gleichen Stelle, die als Schwächezone fungiert, erneut zur Rissbildung, worauf eine weitere Eisanreicherung erfolgt. Die vielfache Wiederholung von Rissbildung und Eisanreicherung führt im Laufe der Zeit in der Vertikalen zur Entwicklung keilförmiger Bodeneiskörper (vgl. Foto 26), die sich in der Horizontalen zu polygonalen Netzwerken zusammenschließen. Im Gegensatz zu aktiven Eiskeilen findet bei inaktiven Eiskeilen keine Rissbildung und kein Wachstum mehr statt, doch besteht der Eiskörper weiterhin fort. Schmilzt das Bodeneis im Zuge einer Permafrostauflösung aus, so werden die Spalten von randlichen oder hangenden Sedimenten verfüllt. Es entsteht ein sekundär gefüllter, fossiler Eiskeil (Eiskeilpseudomorphose), der als zuverlässiger Indikator für die ehemalige Existenz eines kontinuierlichen (geschlossenen) Permafrostbodens und dessen klimatische Voraussetzungen angesehen werden kann.

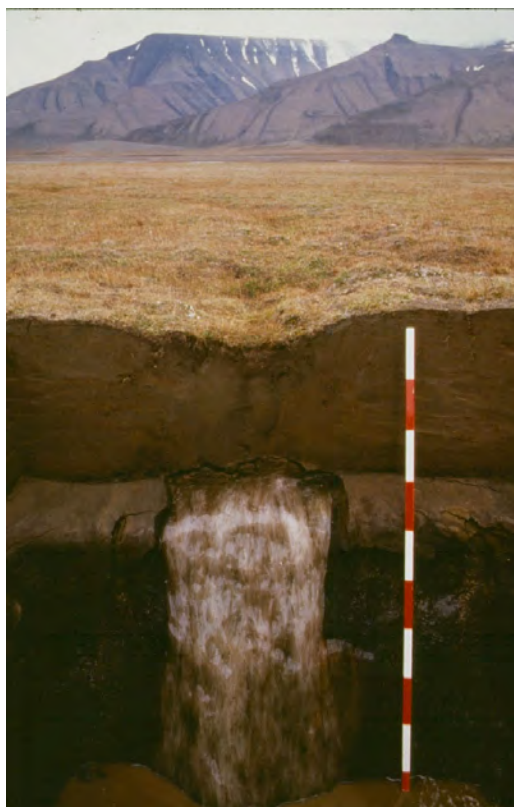


Foto 26: 2,3 m tiefer Vertikalschnitt durch einen 1,35 m breiten, in löbartigen schluffig-sandigen Sedimenten entwickelten, im Grabungsjahr inaktiven Eiskeil auf einer Flussterrasse (5 m ü.M) am Unterlauf des Adventelv. Bohrungen zufolge erstreckt sich der Eiskeil mindestens bis in 4,85 m Tiefe. Das stufenförmige Querprofil des Eiskörpers weist den Eiskeil als syngenetische Form aus, entstanden durch Eiskeilwachstum bei gleichzeitiger Sedimentation (31.7.1987).

Betrachtet man die weite Verbreitung von Eiskeilpolygonen in Nordenskiöldland, selbst in der Umgebung Longyearbyens, überrascht die begrenzte Anzahl der bisher vorliegenden wissenschaftlichen Untersuchungen zu ihrer Entwicklung und Altersstellung. SVENSSON (1976) studierte Eiskeile im unteren Adventtal in den Sommern 1968 und 1972 und fand Rissbildungen in der Auftauschicht und im oberen Teil der Eiskeile, die belegen, dass die Eiskeile damals aktiv waren. Eine kleine, 4-5 cm hohe Aufwölbung des Eises an der Oberfläche der Eiskeile im zentralen, von der Rissbildung betroffenen Teil, deutete SVENSSON als Hinweis auf einen Anstieg der Permafrosttafel in den kühleren Jahren vor den Untersuchungen. MEIER (1991, 1993, 1996) studierte Eiskeile anhand von Vertikalschnitten mittels Motorgrabungen und an natürlichen Aufschlüssen in verschiedenen Teilen Nordenskiöldlands in den Jahren 1982-1992. Auf den verschiedenen Terrassenniveaus am Unterlauf des Adventelv wurden Eiskeilpolygone unterschiedlicher Abmessungen beobachtet, die verschiedene Entwicklungsstadien unterschiedlichen Alters repräsentieren:

- a. Die oberste und somit älteste Terrasse (4 m über dem Adventelv) weist ein Netzwerk aus formscharfen, ca.100 cm breiten und 20 cm tiefen Spalten auf, an deren Grunde klaffende Risse verlaufen. Die Polygonoberfläche ist durch ein engmaschiges Rissnetz sekundär gegliedert.
- b. Auf der mittleren Terrasse (0,5-1,0 m über dem Flussniveau) sind die Spalten 30-40 cm breit und ca.10 cm tief. Sie sind weniger formscharf ausgeprägt als auf der obersten Terrasse. Offene Risse befinden sich sowohl in den Spalten als auch an der Polygonoberfläche.
- c. Die unterste und jüngste Terrasse liegt nur 0,1-0,2 m über dem Flussniveau. Sie ist von einem Netzwerk aus klaffenden Rissen überzogen. Die Verbreitung von wenige Zentimeter tiefen, unauffälligen Spalten beschränkt sich auf den proximalen Terrassenteil. Die Terrasse wird während der Schneeschmelze vom Adventelv überflutet.

Nach Ausweis zahlreicher Motorgrabungen sind die Spaltenzüge unterhalb der sommerlichen Auftauschicht von keilförmigen Bodeneiskörpern unterlagert (vgl. Abb. 39). Die Breite dieser Eiskeile ist auf der obersten, ältesten Terrasse mit 90-120 cm am größten und auf der untersten, jüngsten Terrasse mit maximal 5 cm am geringsten (mittlere Terrasse: 30-50 cm). Die in den Spalten verlaufenden Risse lassen sich in den meisten Grabungsprofilen durch die sommerliche Auftauschicht hindurch bis in die an der Permafrosttafel ansetzenden, vertikal gebänderten Eiskeile verfolgen. Die außerhalb der Spalten entwickelten offenen Risse sind nicht von Eiskeilen unterlagert. Treffen Risse dieses sekundären Patterns auf ältere Eiskeilspalten, hören sie zumeist auf. Die verschiedenen Rissysteme repräsentieren demnach verschiedene Rissgenerationen, wobei die ältesten Risse in den Spalten verlaufen. Diese Differenzierung spiegelt sich auch auf den verschiedenen Terrassenniveaus deutlich wider. Die formschärfsten und ältesten Spaltennetze finden sich auf der obersten Terrasse, während auf der untersten und jüngsten Terrasse mit Ausnahme ihres proximalen Teils nur Riß- und keine Spaltennetze ausgebildet sind.

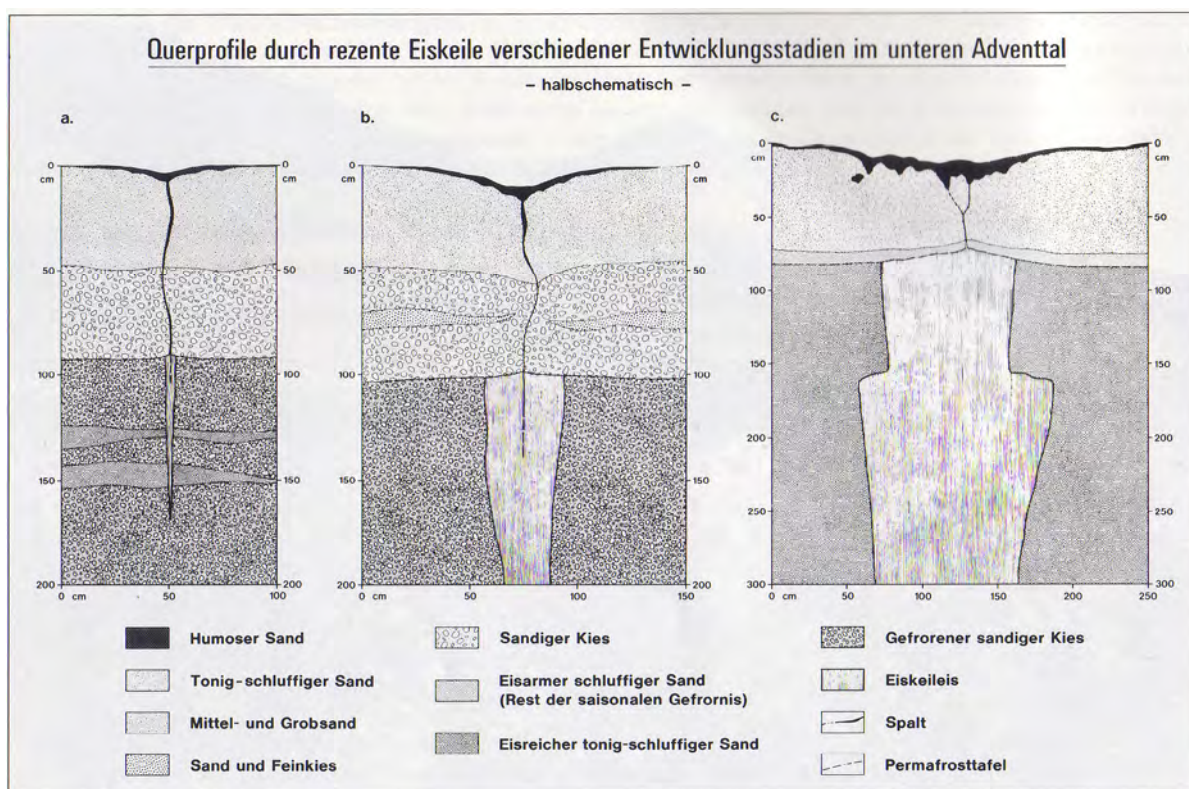


Abb. 39: Querprofile durch rezente Eiskeile verschiedener Entwicklungsstadien im unteren Adventtal (aus MEIER 1991)

Einige Eiskeile auf dem obersten und ältesten Terrassenniveau weisen an ihrer Oberfläche eine Aufwölbung auf, die dem von SVENSSON (1976) beschriebenen „sekundären Eiskeil“ ähnelt. Einer der Eiskeile zeichnet sich durch ein auffälliges, stufenförmiges Vertikalprofil aus, das durch Eiskeilwachstum bei gleichzeitiger Sedimentation („syngenetischer Eiskeil“) entstanden ist. MATSUOKA & HIRAKAWA (1993) und MATSUOKA (1999) fanden bei Grabungen im oberen Adventtal (1992) bei 85-220 cm breiten und 225-490 cm tiefen Eiskeilen ebenfalls eine Aufwölbung der Eiskeiloberflächen im Bereich der Rissbildungszone. MATSUOKA (1999) hält diesen „sekundären Eiskeil“ für eine Erscheinung, die zugleich mit der Ablagerung von Löß im Gebiet entstanden ist (syngenetischer Ursprung), oder die eine episodische Absenkung der Permafrosttafel vor einigen Jahrzehnten, etwa im Laufe der ungewöhnlich warmen Sommer 1922 und 1930, widerspiegelt.

An der im Vergleich zum Binnenland stärker maritim geprägten Nordenskiöldküste wurden außer wenigen aktiven vor allem inaktive Eiskeile (ohne Rissbildung) ergraben. Außerdem wurden unter einigen Spaltenzügen Eiskeilpseudomorphosen angetroffen. Infolge einer lokalen Absenkung der Permafrosttafel

sind die keilförmigen Bodeneiskörper ausgeschmolzen und die dadurch entstandenen offenen Spalten durch randliche und hangende Lockersedimente verfüllt worden (vgl. Abb. 40). Die sich bis in Tiefen von 180-250 cm erstreckenden Eiskeilpseudomorphosen sind nach Ausweis der Grabungsbefunde noch von Permafrost unterlagert. Sie dürfen nicht mit den auf den Meeresterrassen der Nordenskiöldküste weit verbreiteten flachgründigen „soil-wedges“ verwechselt werden. Am Rande verschiedener Fluß- und Meeresterrassen hat das Ausschmelzen von Eiskeilnetzen, das sowohl großräumig aufgrund einer allgemeinen Temperaturerhöhung als auch kleinräumig infolge Thermoerosion oder anthropogener Einwirkungen (z.B. Absenkung der Permafrosttafel entlang des Fahrweges Longyearbyen - Grube 7) erfolgen kann, zur Entwicklung kurzer Kerb- und Sohltälchen geführt, deren auffällig winkliger Verlauf noch deutlich das Muster der ehemaligen Eiskeilspaltennetze widerspiegelt (vgl. MEIER 1991, 1993, 1996). Eindrucksvolle Beispiele solcher Tälchen finden sich u.a. in den unteren und mittleren Talabschnitten von Advent-, Coles-, Grøn- und Reintal (vgl. Fotos 27 u. 28). Während der fröhsommerlichen Schneeschmelze sammelt sich das Schmelzwasser in den Eiskeilspalten und fließt entlang dieser zu den Terrassenrändern und von dort in die Vorfluter. Durch die hohe Wärmekapazität des abfließenden Schmelzwassers beginnen die Eiskeile von oben her abzuschmelzen; die Spalten tiefen sich ein und fungieren als Leitlinien der Erosion. Auf diese Weise entstehen an den Terrassenrändern, die der Thermoerosion verstärkt ausgesetzt sind, mehrere Meter tiefe Tälchen, die sich, dem Verlauf der Eiskeilspalten folgend, durch rückschreitende Erosion in die Terrassenkörper einschneiden.

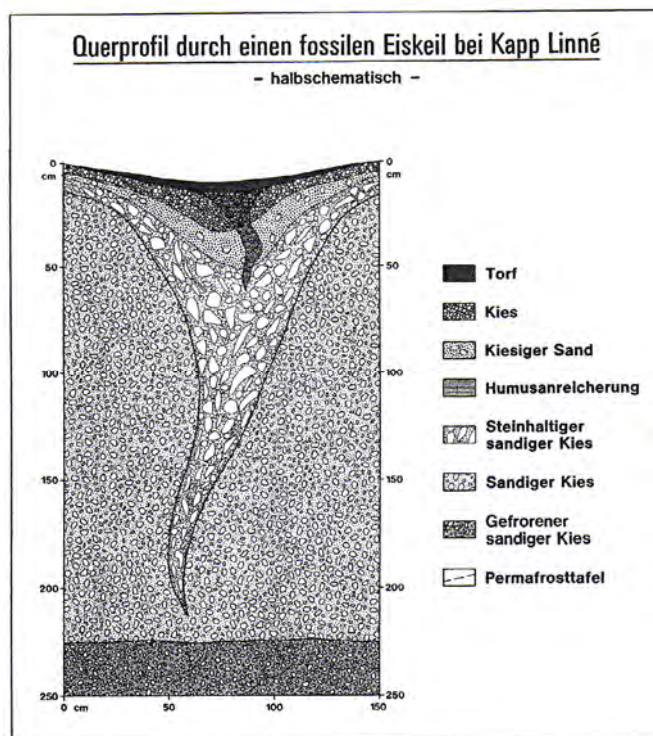


Abb. 40: Querprofil durch einen fossilen Eiskeil (Eiskeilpseudomorphose) auf einer gehobenen Strandterrasse bei Kap Linné (aus MEIER 1991)

Das thermische Kontraktionsverhalten des Permafrostbodens in Nordenskiöldland (Adventtal) wurde zuerst von MATSUOKA (1999) näher untersucht. Mittels eines Dilatometers wurde die Distanz zwischen zwei Fixpunkten auf beiden Seiten einer Eiskeilfurche im oberen Adventtal zwischen 1990 und 1992 gemessen. Die maximale Ausdehnung von 16 mm wurde erreicht, als die Temperatur an der Permafrosttafel bei $-27,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ Lufttemperatur auf $-17,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ abfiel. Die Entfernung zwischen den zwei Fixpunkten verringerte sich relativ rasch nach der Erwärmung, wobei der Eiskeil kaum in die Breite wuchs. Die Studie dokumentiert allerdings nicht, ob tatsächlich eine Rissbildung stattfand. Anhand von Beobachtungen im Sommer schließt MATSUOKA, dass es bei 15 % der Eiskeile im Adventtal-Gebiet im Winter zur Rissbildung kommt.



Foto 27: Ausschmelzendes Eiskeilnetz am Rande einer Flussterrasse am Mittellauf des Reindalselv. Der winklige Verlauf der wassergefüllten Rinnen spiegelt noch deutlich das Muster des ehemaligen Eiskeilnetzes wider. Die Verzweigungen der ehemaligen Spaltenzüge (Bildvordergrund) sind besonders stark der Thermoerosion ausgesetzt. Durch abfließendes Schneeschmelzwasser häufig begünstigt, werden die Spalten durch Unterminieren der angrenzenden Polygonränder zu kleinen Tälchen geweitet (15.8.1983).



Foto 28: 5-6 m tiefe Kerb- und Sohlentälchen am Rande einer Flussterrasse im inneren Colestal. Verlauf und Anordnung der Tälchen spiegeln noch deutlich das Verzweigungsmuster der ehemaligen, inzwischen ausgeschmolzenen Eiskeile wider. Die Spaltenzüge sind nach dem Ausschmelzen der Eiskörper vertieft und verbreitert worden. Im rechten Bildhintergrund sind die Hänge des Sandsteinfjells (873 m) zu erkennen (5.8.1987).

Um das Kontraktions- und Rissbildungsverhalten, d.h. die Dynamik der Eiskeile besser zu verstehen, wird seit Sommer 2002 ein Meß- und Beobachtungsprogramm an einer ausgewählten, gut zugänglichen Eiskeil-Lokalität im unteren Adventtal nahe Longyearbyen durchgeführt (UNIS). Die Lokalität befindet sich in einem scharf ausgeprägten Eiskeilnetz auf der untersten Flussterrasse des Adventelv an der Ausmündung des Totals, ca. 17 m ü.M. und 3-6 m über dem Flussniveau (vgl. CHRISTIANSEN 2003, 2005). Die großen, hexagonalen Polygone sind in feinkörnigen Löß-Ablagerungen entwickelt und überwiegend „low-centered“. Die Eiskeilspalten unterscheiden sich in ihrer Breite und Tiefe. Sie repräsentieren wahrscheinlich verschiedene Eiskeilgenerationen. Die Vegetation der 20-100 cm breiten, 30-40 cm tiefen

Spalten besteht überwiegend aus Gräsern, während die zentralen, tiefer gelegenen Abschnitte der Polygone von einem dichten Moosteppich überzogen sind.

Die stärker wind- und kälteexponierten, rampen- bis wallartigen Polygonränder weisen nur einen spärlichen Pflanzenwuchs auf und unterscheiden sich darin markant von den angrenzenden, geschützteren Polygonspalten. Das Forschungsprogramm umfasst sowohl kontinuierliche Messungen der Schneetiefe und Bodentemperaturen als auch Beobachtungen zur Rissbildungsaktivität in einer 1 m breiten, 35 cm tiefen Polygonspalte. Die Bodentemperaturen werden stündlich durch Datalogger erfasst, während die Schneetiefen täglich durch eine Digitalkamera dokumentiert werden.

Die Jahresmitteltemperatur während des ersten Forschungsjahres (Oktober 2002 bis Oktober 2003) betrug nach CHRISTIANSEN (2005) $-5,7\text{ °C}$; sie lag damit unter dem Höchstwert von -4 °C , bei dem Rissbildung durch thermische Kontraktion des Permafrostbodens bisher nachgewiesen worden ist (vgl. BURN 1990). Das Rissverhalten wird jedoch vornehmlich durch die Wintertemperaturen gesteuert. Im Januar 2003 gab es zwar eine 3-wöchige Periode mit Temperaturen um -25 °C , aber ansonsten schwankten die Temperaturen erheblich, wobei sogar Temperaturen über 0 °C auftraten. Die Oberflächen- und Bodentemperaturen im Zentrum und am Rande der Eiskeilspalte spiegeln die Schwankungen der Lufttemperatur wider, am deutlichsten im vegetationsarmen Randbereich. Hingegen waren die Temperaturschwankungen im Bereich der Permafrosttafel vergleichsweise gering, sowohl unter der Spalte als auch im Randbereich. Die Jahresmitteltemperatur an der Bodenoberfläche betrug $-4,9\text{ °C}$ in der Eiskeilspalte, $-5,7\text{ °C}$ am Polygonrand und $-5,7\text{ °C}$ im Polygonzentrum. Die Jahresmitteltemperatur im Boden lag unter der Spalte bei $-5,3\text{ °C}$ (17 cm Tiefe), $-6,1\text{ °C}$ (34 cm) und $-5,8\text{ °C}$ (68 cm), während sie unter dem rampenartigen Polygonrand $-6,0\text{ °C}$ (20 cm Tiefe), $-5,9\text{ °C}$ (50 cm) und $-6,0\text{ °C}$ (100 cm) betrug (vgl. CHRISTIANSEN 2005). Die Temperaturgradienten waren im Randbereich der Eiskeilspalte größer als in ihrem Zentrum. Bis Anfang November sammelte sich nur wenig Schnee in der Spalte an. Die danach gebildete 30 cm mächtige Schneefüllung schmolz bei einem Wärmeeinbruch Anfang Dezember bis auf 11 cm wieder ab. Von Mitte Februar bis Mitte Mai existierte eine 25-35 cm mächtige Schneefüllung in der Spalte, während die Schneemächtigkeit am windexponierten rampenartigen Spaltenrand im Laufe des Winters niemals 5-7 cm überschritt. Das Polygonzentrum war von November bis Anfang Juni von einer dünnen Schneelage bedeckt.

Feldinspektionen, bei denen die Schneedecke in den Eiskeilspalten teilweise entfernt wurde, ergaben Anfang Februar keine Hinweise auf die Existenz von Rissbildungen. Offene Risse wurden erst bei der nächsten Inspektion am 9. Februar entdeckt, einen Monat später auch in den benachbarten Eiskeilspalten. Ende Mai wurden die Rissbildungen in den Spalten des untersuchten Eiskeilpolygons kartiert. Ein Riß hatte sich am Grunde der mit Temperatur-Dataloggern versehenen Spalte gebildet. Zu diesem Zeitpunkt wiesen große Teile der Eiskeilspalten noch eine Schneefüllung auf. Die offenen Risse waren stellenweise wassergefüllt und zerschnitten die Vegetation messerscharf. Mitte Juli wurde das Rissmuster in den Spalten des Studienpolygons sowie der angrenzenden Polygone exakt kartiert. Insgesamt wurden Eiskeilspalten in einer Gesamtlänge von 273 m erfasst, von der 87 % eine Rissbildung aufwies (vgl. CHRISTIANSEN 2005). Manche Risse standen noch im Spätsommer offen, waren aber nicht mehr so breit wie kurz nach der Schneeschmelze. Im Frühherbst hatten sich die meisten Risse geschlossen.

Um den Zeitpunkt und die Größenordnung der thermischen Kontraktionen zu erfassen und um die Rissbildung mit den saisonalen Substratdeformationen korrelieren zu können, wurde als Folgeprojekt eine 2,5 m breite und 0,3 m tiefe, beidseitig von rampenartigen Wällen begrenzte Eiskeilspalte in einem nahe gelegenen Feld aus „low-centered polygons“ mit einem Satz höchstauflösender unterschiedlicher Messinstrumente (Extensometer, Bruchkabeln, Erschütterungssensoren, Thermistoren, Feuchtigkeitssensoren, automatischer Kamera) versehen (vgl. MATSUOKA & CHRISTIANSEN 2008). Die Ergebnisse aus der Messperiode 2004-2007 belegen symmetrische horizontale Bewegungen zwischen der Eiskeilspalte und den angrenzenden Wällen. Als Folge von Frosthebungsprozessen und thermischen Deformationsvorgängen in der Auftauschicht dehnten sich die Wälle im Winter aus und schrumpften im Sommer. Im Bereich der Spalte verliefen die Bewegungen genau umgekehrt, d.h. Schrumpfen im Winter und Ausdehnen im

Sommer, abgesehen von Ausdehnungsvorgängen gegen Ende des Winters. In der gefrorenen Auftauschicht bildeten sich in einer Kälteperiode im Spätwinter 2006 markante Risse. Nach der oberflächlichen Rissbildung erweiterte sich die Spalte als die Temperatur rasch unter -20 °C fiel. Eine deutliche Rissbildung fand statt, nachdem die Temperatur an der Permafrostoberfläche -10 °C erreicht hatte. Während der dreijährigen Messperiode war die Abkühlung des Substrats jedoch nicht stark und lang genug, um eine Rissbildung bis in den Permafrost hinein zu gestatten (vgl. MATSUOKA & CHRISTIANSEN 2008). Folglich wuchs der Eiskeil nicht. Eine Rissbildung bis in den Eiskeil hinein erfordert wahrscheinlich eine raschere und / oder intensivere Abkühlung; in benachbarten Rissen fanden die genannten Autoren im Frühsommer zumindest Reste von dünnen Eisadern im Bereich der Permafrosttafel, was sich mit eigenen Beobachtungen bei Grabungsarbeiten im Zeitraum 1982-1992 deckt.

Die Beobachtungen von Rissbildungen im Winter 2002 / 2003 (vgl. CHRISTIANSEN 2005) und in den Wintern 2004-2007 (vgl. MATSUOKA & CHRISTIANSEN 2008) lassen vermuten, dass eine längere Kältephase mit Bodentemperaturen unter -15 °C an der Permafrosttafel erforderlich ist, damit eine Rissbildung in den Eiskeilspalten stattfinden kann. Die Auskühlung des Bodens im Spätwinter erfolgt vornehmlich über die aufgewölbten, schneearmen Spaltenränder, die sowohl die niedrigsten Temperaturen als auch die raschesten Temperaturstürze aufweisen, während die Eiskeilspalten selbst durch eine Schneefüllung bis zu einem gewissen Grade gegen die Auskühlung abgeschirmt sind. Die Temperaturen erreichten an der Eiskeiloberfläche jedoch den kritischen Grenzwert von -15 °C , der dort sogar länger erhalten blieb als unter den rampenartigen Spaltenrändern (vgl. CHRISTIANSEN 2005). Diese Beobachtung liefert eine Erklärung, warum es sogar unter einer 30 cm tiefen, mit isolierendem Schnee gefüllten Eiskeilspalte zur Rissbildung kommt. Sie verdeutlicht auch die Bedeutung des Windes als Steuerfaktor der Schneemächtigkeit und damit auch des Bodentemperaturregimes selbst im Kleinrelief der Eiskeilspalten. In einem relativ maritimen Gebiet wie Nordenskiöldland, in dem die Wintertemperaturen im Vergleich zu kontinentaleren Gebieten, wie z.B. Sibirien, höher sind, sind vermutlich winterliche Hochdrucklagen erforderlich, damit die Bodenoberfläche hinreichend auskühlen und eine Rissbildung in den Eiskeilspalten stattfinden kann.

Das Alter der Eiskeilpolygone in Nordenskiöldland ist sehr unterschiedlich. Darauf deuten u.a. die erheblichen Unterschiede in den Abmessungen der Eiskeile. Die obere Breite der Eiskeile variiert von wenigen Zentimetern bis zu 5 m (vgl. SØRBEL & TOLGENSBARK 2002). Auf den Flussterrassen im unteren Adventtal existieren Eiskeilnetze von unterschiedlicher Maschenweite, die von Eiskeilen unterschiedlicher Breite unterlagert sind. Sie repräsentieren verschiedene Eiskeilgenerationen unterschiedlicher Altersstellung.

Die Eiskeilnetze in den küstennahen Tieflagen, etwa auf den Flussterrassen an den Unterläufen von Sassanelv, Adventelv, Coleselv, Grøndalselv, Reindalselv und Kjellstrømelv sowie auf den Meeresterrassen an der Nordenskiöldküste, sind vergleichsweise jung, da die Terrassen erst nach der Deglaziation gebildet worden sind und eine Permafrostaggradation und Eiskeilentwicklung erst danach einsetzen konnte. In anderen Gebieten kann der Permafrost schon wesentlich länger existiert haben, insbesondere in Lagen über 300-400 m ü.M. (vgl. SØRBEL & TOLGENSBARK 2002). Diese Gebiete zeichnen sich heute durch Jahresmitteltemperaturen von -8 bis -10 °C aus, so dass der Permafrost wahrscheinlich während des gesamten Postglazials bestanden hat. Da Eiskeile sich gegenwärtig selbst bei einem weniger scharfen Frostregime im küstennahen Tiefland bilden, dürften die Voraussetzungen für die Eiskeilentwicklung im Hochland mindestens seit dem frühen Postglazial bestanden haben. Da diese Gebiete keine Spuren glaziärer Erosion aufweisen (vgl. TOLGENSBARK, SØRBEL & HØGVARD 2000, TOLGENSBARK, SØRBEL et al. 2001, SØRBEL & TOLGENSBARK 2002), war das spätweichselzeitliche Eis wahrscheinlich „kalt“ und am Untergrund angefroren („cold-based“). Auch in eisfreien Perioden vor der letzten Eisbedeckung könnte Permafrost in den Hochlagen von Nordenskiöldland existiert haben. Es ist daher nicht auszuschließen, dass die ältesten Eiskeile in den Hochlagen eine oder mehrere Eisbedeckungen unter „kaltem“, vor Erosion schützendem Eis überdauert haben und aus einer Periode vor der Spätweichselzeit stammen (vgl. FJELLANGER & SØRBEL 2005).

4.2.3 Pingos

Aufgrund ihrer beträchtlichen Abmessungen und ihres auffälligen Erscheinungsbildes bilden die Pingos – bis zu 50 m hohe, frostdynamisch entstandene, vieljährige Hügelbildungen mit einem eisreichen Kern – die spektakulärsten morphologischen Permafrostphänomene in Nordenskiöldland (vgl. Foto 29). Die meisten der Pingos sind inmitten oder am Rande der rezent aktiven Talsohlen, am Fuße hoch aufragender Berge oder an der Einmündung von Seitentälern in die Haupttäler gelegen (vgl. Abb. 36; LIESTØL 1977, MEIER 1991, 1993, 1996). Ferner haben sich einige Pingos in Hangfußlagen in unmittelbarer Küstennähe entwickelt, wie z.B. an der Kaldbucht (Vengsletta) und am inneren Adventfjord (Moskushamn). Von den knapp 60 aus Nordenskiöldland bekannten Pingos befinden sich rund 40 im Bereich des Kartenblattes Adventtäl (vgl. TOLGENSBAKK, SØRBEL & HØGVARD 2000, TOLGENSBAKK, SØRBEL et al. 2001). Das Verbreitungsgebiet erstreckt sich vom Meeresspiegelniveau (Moskuslagune) bis in Höhenlagen um 190 m ü.M. (De Geertal). Vermutlich ist das im Vergleich zum restlichen Spitzbergen gehäufte Auftreten von Pingos in Nordenskiöldland und ihr dortiges Verbreitungsmuster durch die speziellen geologischen, geomorphologischen und hydrologischen Bedingungen vorgezeichnet (vgl. ÅKERMAN 1987).



Foto 29: 42 m hoher „Offener-System-Pingo“ am Fuße des Bergmøya (935 m) im oberen Reintal. Der langgestreckte Pingo liegt inmitten des „braided river systems“ des Reindalselv. Die glazifluvialen Lockersedimente an der Pingooberfläche werden von aufgedrückten Sandstein- und Kohleschichten unterlagert. Der Pingo ist in einem offenen hydrologischen System entstanden, wobei der für die Genese erforderliche hohe Bodenwasserdruck artesisch durch die großen Reliefunterschiede erzeugt worden ist. Die Lage im Flussbett am Rande eines Sanders lässt auf eine geringe Permafrostmächtigkeit schließen, die die Pingoentwicklung begünstigt hat (13.8.1983).

Der Grundriß der einzeln oder in Kleingruppen vorkommenden Pingos ist rund, langgestreckt oder komplex zusammengesetzt. Nach dem Aufriß lassen sich schild-, kuppel-, plateau- und kegelförmige Hügel sowie unregelmäßiger gestaltete Formvarianten unterscheiden (vgl. MEIER 1996). Die Pingokronen können eine zentrale mulden- bis kraterförmige, bei einigen Pingos wassergefüllte Vertiefung aufweisen. Die Oberfläche der meisten Pingos ist durch markante Spaltenbildungen gekennzeichnet. Außer typischen Eiskeilspalten finden sich bei einigen Pingos, insbesondere solchen von kegel- oder kuppelförmiger Gestalt, tiefe Radialspalten, die sich wahrscheinlich aus Spannungs- und Dehnungsrissen entwickelt haben.

Die Pingooberflächen können aus unterschiedlichen Substraten bestehen, gemäß dem unterschiedlichen Ausgangsmaterial am Orte der Pingoentwicklung. Da sich viele Pingos im Talsohlenbereich in Flussbetten entwickelt haben, wird die Oberfläche der meisten Pingos von sortierten und gut zugerundeten Lockersedimenten gebildet. Die Pingos im Mündungsbereich der großen Flüsse (Adventelv, Grøndalselv, Reindalselv) sind überwiegend in ton- und schluffreichen, sandigen, isostatisch gehobenen

Feinsedimenten angelegt. An den Oberläufen von Eskerelv, Reindalselv, Lundströmelv und Kjellströmelv existieren Pingos mit Oberflächen aus Moränenmaterial. Bei zwei Pingos im mittleren Adventtäl, einem dreigliedrigen Pingo im Brentskard sowie verschiedenen Pingos im oberen Reintal tritt ferner das im Untergrund anstehende Festgestein an den Flanken oder im Kronenbereich zutage. Von den Pingos im Reintal zählen die im Festgestein entwickelten, zuerst von ÅHMAN (1973) bearbeiteten Hügel zu den höchsten in ganz Svalbard. Der vor der mächtigen Endmoräne des Kokbre gelegene, 36 m hohe Pingo wird von einer mehrere Meter tiefen Rinne durchzogen, an deren Südwand schotterbedeckte Sandsteinschichten aufgeschlossen sind. Die kretazischen Sandsteinbänke fallen vom Aufschlusszentrum sowohl nach Westen als auch nach Osten ein und belegen dadurch ein punktförmiges Aufpressen der Schichten im Zuge der Pingoentwicklung. Bei den weiter flussaufwärts am Fuße des Bergmøya entwickelten Pingos treten stark zerbrochene Sandsteinschichten an den Wänden kraterförmig ausgeprägter, teils wassergefüllter Gipfeldepressionen zutage. Der östlichste Hügel stellt mit einer Höhe von 42 m über der Talsohle den zweithöchsten Pingo im Arbeitsgebiet dar (höchster Pingo im Vasstal mit 50 m) und beherbergt im Gipfelbereich ein kleines Kohleflöz (vgl. MEIER 1996). Auf einigen Pingos existieren Quellaustritte, deren Schüttung auch im Winter anhält, wie Reste winterlicher Aufeiskörper (Naledi) an den Pingoanlagen ausweisen. Die durch Gefrieren des Quellwassers entstehenden Aufeisdecken können mehrere Meter Mächtigkeit erreichen, wie im Falle des 28 m hohen Pingos an der Einmündung des Helvetiatals in das Adventtäl (vgl. LIESTØL 1977).

Über das innere Gefüge der Pingos, insbesondere die Merkmale des Bodeneises, liegen bisher nur wenige Angaben vor. Die Befunde stammen teils aus Beobachtungen an natürlichen Aufschlüssen, wie etwa Steilwänden und -hängen von Gipfelkratern, Erosionsrinnen, Rutschungsbahnen sowie fluvial unter-schnittenen Hangpartien der Pingoanlagen, teils aus der Auswertung von eigenen Grabungs- und Bohrprofilen. In jüngster Zeit wurde der Aufbau einiger gut zugänglicher Pingos im Adventtäl ferner durch indirekte geophysikalische Arbeitsweisen untersucht und gedeutet (vgl. YOSHIKAWA 1993, MATSUOKA, SAWAGUCHI & YOSHIKAWA 2004, ROSS, HARRIS et al. 2005, ROSS, BRABHAM et al. 2007). Die natürlichen Pingoanlagen an der Kaldbucht (vgl. MEIER 1993), im mittleren Adventtäl (vgl. YOSHIKAWA 1993) sowie im oberen Adventtäl (vgl. TOLGENSBÄKK, SØRBEL et al. 2001) zeigen die oberen Partien von Blankeiskernen, die von mehreren Meter mächtigen Schotterlagen überdeckt werden. Die 5 von MEIER mittels Motorgrabungen und -bohrungen (bis 6 m Tiefe) im August 1982 im Adventtäl studierten Pingos (vgl. Abb. 41: Lagunpingo, Longyearpingo, Hyttepingo, Janssonpingo, Riverbedpingo) lassen teils einen abweichenden Aufbau erkennen, was sich mit den Beobachtungen von ÅHMAN (1973; Lagunpingo) und den Ergebnissen der späteren geophysikalischen Untersuchungen deckt.

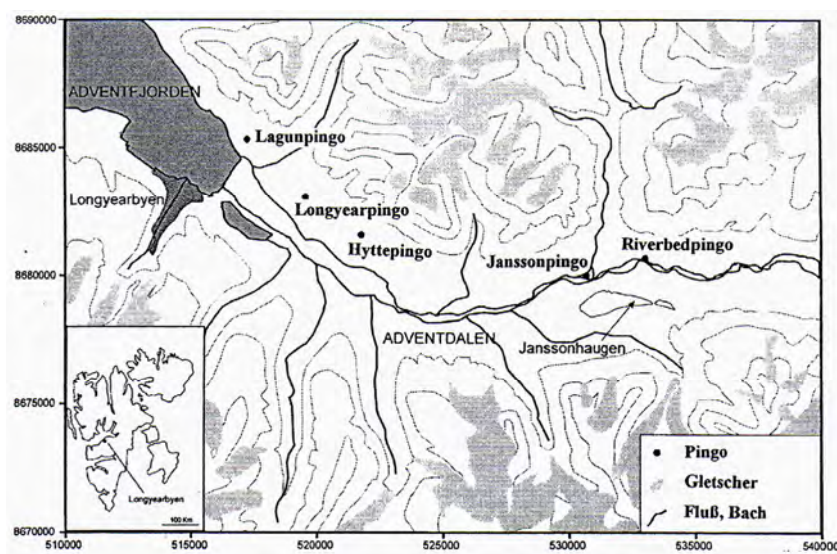


Abb. 41: Lage der untersuchten Pingos im unteren und mittleren Adventtäl (verändert nach ROSS, BRABHAM et al. 2007)

Der von ÅHMAN (1973) anhand einer 2,2 m tiefen Grabung am Südwesthang studierte 4,5 m hohe Pingo an der Moskuslagune am Adventfjord (vgl. Foto 30) besteht aus ton- und schluffreichen, sandigen Feinsedimenten, die unterhalb der 95-110 cm mächtigen sommerlichen Auftauschicht von Eislamellen, -linsen und -schichten durchsetzt sind (vgl. Abb. 42, Profil 1). Die Mächtigkeit der Blankeislinsen und -schichten und der Eisgehalt des Substrats nehmen tiefenwärts zu, wie Zusatzgrabungen bis maximal 3,20 cm Tiefe und Bohrungen bis in 6 m Tiefe ausweisen (vgl. MEIER 1991, 1993, 1996, Foto 31).



Foto 30: 4,5 m hoher, 300 m langer und knapp 150 m breiter Pingo an der Moskuslagune am inneren Adventfjord. Der allseits von feinkörnigen marinen Sedimenten umgebene Pingo ist von einer weißen Salzkuste überzogen. Seine steile, dem Fjord zugewandte Flanke ist von gestrandetem Treibholz umgeben, das infolge der Landhebung nur noch selten von der Brandung erreicht und umgelagert wird. Die schneebedeckten Berge im Hintergrund zählen zum Operafjell (968 m) (27.8.1982).

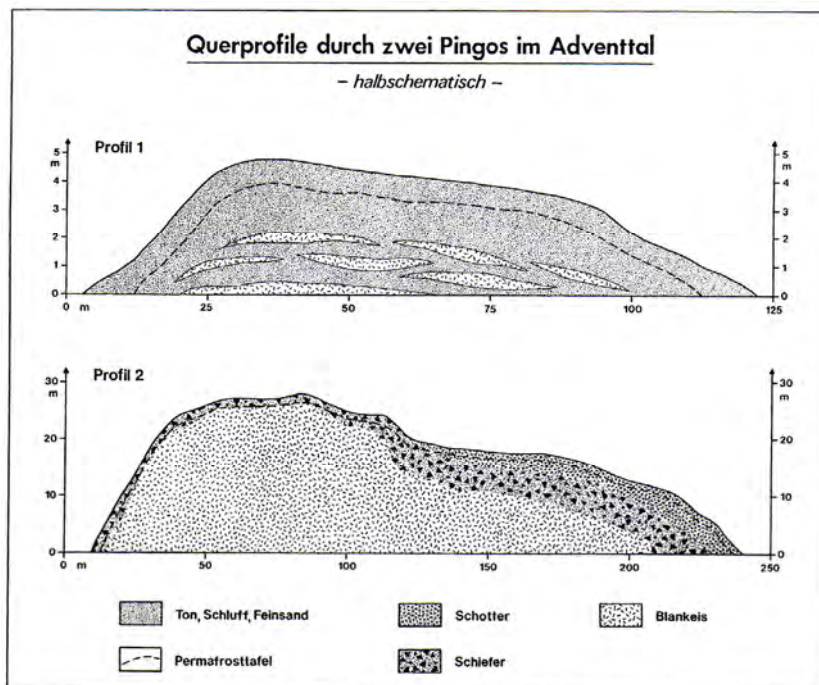


Abb. 42: Querprofile durch zwei Pingos im Adventtall (aus MEIER 1993)

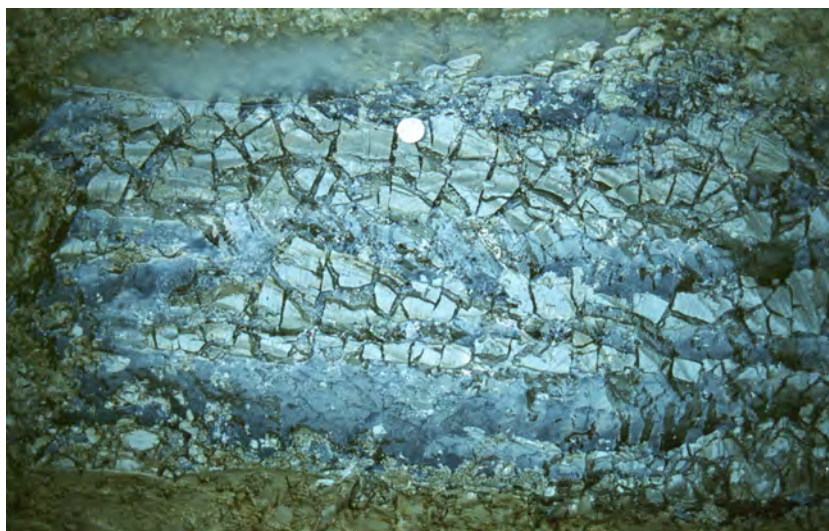


Foto 31: Eine Motorgrabung bis in 3,20 m Tiefe zeigt das innere Gefüge des „Lagunen-Pingos“ im Bereich der Südflanke. Unter der 95-110 cm mächtigen sommerlichen Auftauschicht (1982) sind die ton- und schluffreichen Sedimente von Eislamellen, -linsen und -schichten durchsetzt, wobei der Eisgehalt und die Mächtigkeit der Eislagen tiefenwärts zunehmen. Der gefrorene Mineralboden ist in bis zu 10 cm große Aggregate gegliedert, die durch dünne Segregationseislamellen oder mächtigere Eislinsen und -schichten getrennt sind (Bildausschnitt aus 195-255 cm Tiefe) (27.8.1982).

Die Grabungen und Bohrungen in den Gipfellagen der weiter taleinwärts an der Mündung des Ugletals (Longyearpingo: Höhe 27 m, Radius ca. 300 m) und am Fuße des Bassenfjells (Hyttepingo: Höhe 20 m, Länge 825 m, Breite 275 m) gelegenen Pingos erbrachten ähnliche Befunde. Die charakteristische Aggregatstruktur der gefrorenen mineralogenen Feinsedimente mit einem tiefenwärts zunehmenden Eisgehalt erinnert stark an das Gefüge in den gefrorenen Mineralbodenkernen nordnorwegischer Palsas. Ungeklärt bleibt allerdings, bis in welche Tiefe sich dieser Bauplan in den drei untersuchten Pingos fortsetzt, und ob unterhalb der aus technischen Gründen auf 6 m begrenzten maximalen Bohrtiefe möglicherweise ein Blankeiskern entwickelt ist. Die Ergebnisse der indirekten geophysikalischen Untersuchungen (Elektrische Widerstandstomographie) sprechen sowohl beim Longyearpingo als auch beim Hyttepingo gegen die Existenz eines größeren massiven Bodeneiskörpers in der Tiefe (vgl. ROSS, BRABHAM et al. 2007). Die genannten Autoren vermuten daher, dass die Pingokerne ähnlich den gefrorenen Mineralbodenkernen der Palsas Segregationseis enthalten sowie möglicherweise kleinere Blankeistaschen.

Mit der Bildung von Segregationseislinsen und -schichten lässt sich zwar die Entwicklung des relativ flachen Pingos an der Moskuslagune erklären, aber kaum die Genese der beiden anderen, wesentlich höheren Pingos. Hier dürfte die Aufwölbung der Substratlagen bei der Pingoentwicklung zusätzlich durch die Bildung eines mächtigen, bisher noch nicht nachgewiesenen Injektions-Blankeiskerns in größerer Tiefe (unterhalb 6 m) verursacht worden sein. Auf andere Weise ist eine Aufwölbung der Landoberfläche um mehr als 20 m kaum vorstellbar (vgl. MEIER 1996). Ein derartiger Blankeiskern wurde bei den beiden am Mittellauf des Adventelv oberhalb der holozänen marinen Grenze entwickelten und vom Flusslauf unterschrittenen Pingos (Janssonpingo, Riverbedpingo) anhand von Grabungen, Bohrungen, GPR (Ground Penetrating Radar) und Widerstandstomographie zweifelsfrei nachgewiesen (vgl. u.a. MEIER 1993, 1996, ROSS, HARRIS et al. 2005, ROSS, BRABHAM et al. 2007).

Der an der Einmündung des Helvetiatales in das mittlere Adventtall gelegene Janssonpingo (Höhe 28 m, Länge 410 m, Breite 200 m) ist in jurassischen Schiefnern entwickelt, deren Lagen im südlichsten Abschnitt des Pingos deutlich aufgepresst worden sind. Die Pingooberfläche zeichnet sich durch ein kompliziertes Kleinrelief aus. Die Pingokrone besteht aus einer flachen Gipfelmulde, die in zahlreiche Voll- und Hohlformen gegliedert ist. Die fluvial unterschrittene Pingosüdflanke fällt steil zum Flussbett hin ab. Nördlich des am stärksten gehobenen Pingoabschnitts befindet sich ein flacher, lokal von Spalten überzogener, maximal 10 m über dem Flussbett gelegener Bereich. Die Gipfelmulde des Pingos enthält

eine Mineralquelle, deren Wasser im Winter an der Oberfläche gefriert und eine mächtige Aufeisdecke bildet (vgl. LIESTØL 1977). Im Zentrum und am Rande der Gipfelmulde des Pingos wurde das Blankeis im August 1982 in 50-100 cm Tiefe unter einer frostfreien Deckschicht aus aufgedrücktem Schieferschutt ergraben. Bei mehreren Motorbohrungen in und im Umkreis der Gipfelmulde bis in 6 m Tiefe wurde der Eiskörper nicht durchteuft. Er besitzt offenbar erhebliche Abmessungen. An einem fluvialen Anschnitt am Pingosüdhang konnte das Blankeis wenige Meter oberhalb des Flussbettes unmittelbar beobachtet werden. Ob es sich um einen einzigen mächtigen Eiskörper oder mehrere solche handelt, ließ sich aufgrund der limitierten Anzahl von Bohrungen nicht zweifelsfrei feststellen, doch deuten die Befunde eher auf einen mächtigen, zusammenhängenden Bodeneiskörper (vgl. Abb. 42, Profil 2).

Das innere Gefüge des nördlichen, flacheren Hügelabschnitts ist schwerer zu rekonstruieren. ROSS, HARRIS et al. (2005) und ROSS, BRABHAM et al. (2007) schließen aufgrund der Ergebnisse ihrer indirekten geophysikalischen Untersuchungen nicht aus, dass der Bereich zumindest teilweise nicht von Pingois unterlagert ist, sondern ein von Flussschottern überdecktes Festgesteinserosionsrelikt darstellt. Nach Ausweis der eigenen Bohr- und Grabungsbefunde werden die oberflächlichen Schotter von eisreichem Schieferschutt unterlagert, wobei die Existenz eines Blankeiskerns in größerer Tiefe zumindest in den höheren Hügelabschnitten recht wahrscheinlich ist (vgl. MEIER 1993).

Eine Bohrung im Gipfelbereich des 2 km weiter taleinwärts gelegenen, vom Adventelv umflossenen Riverbedpingos (vgl. Foto 32) traf 1982 unter einer 160 cm mächtigen Deckschicht aus Schieferschutt, die bis in eine Tiefe von rund 1 m frostfrei war, auf einen Blankeiskörper, der zwar nicht durchbohrt, aber noch im Flussbettniveau mittels Grabung in einer Rutschungsbahn nachgewiesen werden konnte. YOSHIKAWA (1993) liefert eine genaue Beschreibung der inneren Struktur und der Eismerkmale dieses ovalen Pingos (Höhe 11,5 m, Länge 90 m, Breite 50 m), basierend auf einer Grabung an der steilen Südflanke. Der Pingo ist wie der Janssonpingo in jurassischen Schiefeln angelegt, die von aufgedrückten Flussschottern überlagert werden. Das Relief ist kuppig; am westlichen Pingoende findet sich ein Quellaustritt mit winterlicher Aufeisbildung. Nach YOSHIKAWA (1993) enthält der Pingokern sowohl Segregationseis als auch Injektionseis.



Foto 32: 11,5 m hoher, 90 m langer und 50 m breiter, im Flussbett des Adventelv gelegener Pingo („Riverbed Pingo“). Der Pingo ist in jurassischen Schiefeln angelegt, die von aufgedrückten Flussschottern überlagert werden. Die gefrorenen fluvialen Sedimente und Tonschieferfragmente sind im oberen Teil des Hügels von Segregationseis durchsetzt, während im unteren Teil Injektionseis vorherrscht. Der Pingo wuchs im Zeitraum 1964-1989 um 3,7 m in die Höhe (15.8.1992).

Die gefrorenen Flussschotter und Tonschieferfragmente sind im oberen Teil des Pingos von Segregationseis durchsetzt, während im unteren Teil Injektionseis (Blankeis) dominiert. YOSHIKAWA gliedert den Pingokern anhand der stratigraphischen Verhältnisse und der Größe der Eiskristalle vertikal in 3 Abschnitte. Der oberste Abschnitt enthält Segregationseis, das vor allem in Gestalt von 6 rund 50 cm mächtigen Lagen in Erscheinung tritt. Der Mittelabschnitt besteht aus Injektionseis, dessen Eiskristalle größer sind als die des Segregationseises. Ein kleiner Sekundärpingo an der Südflanke des Hauptpingos enthält den gleichen Eistyp. Der dritte Abschnitt wird von massivem Eis gebildet, das an seiner Basis einige Hohlräume aufweist. Das Segregationseis ist nahezu luftblasenfrei. Das Injektionseis im mittleren Abschnitt des Pingokerns ist durch eine Wechsellagerung von Schichten mit kleinen (<1 mm Durchmesser) und großen (>1 mm Durchmesser) Luftblasen gekennzeichnet. Das Eis ist stark verschmutzt. Das Massiveis im unteren Abschnitt enthält zwei verschiedene Typen von Luftblasen. Der größere (1-10 mm Durchmesser) ist parallel zur Längsachse der Eiskristalle angeordnet, der kleinere (< 1 mm Durchmesser) befindet sich innerhalb der Eiskristalle und zeigt keine erkennbare Ausrichtung. Beide Luftblasentypen sind leicht im Pingoeis zu unterscheiden. Anhand der morphologischen und stratigraphischen Charakteristika sowie der festgestellten Eismerkmale entwirft YOSHIKAWA (1993) ein schematisches Modell der Entwicklung des Riverbedpingos (vgl. Abb. 43).

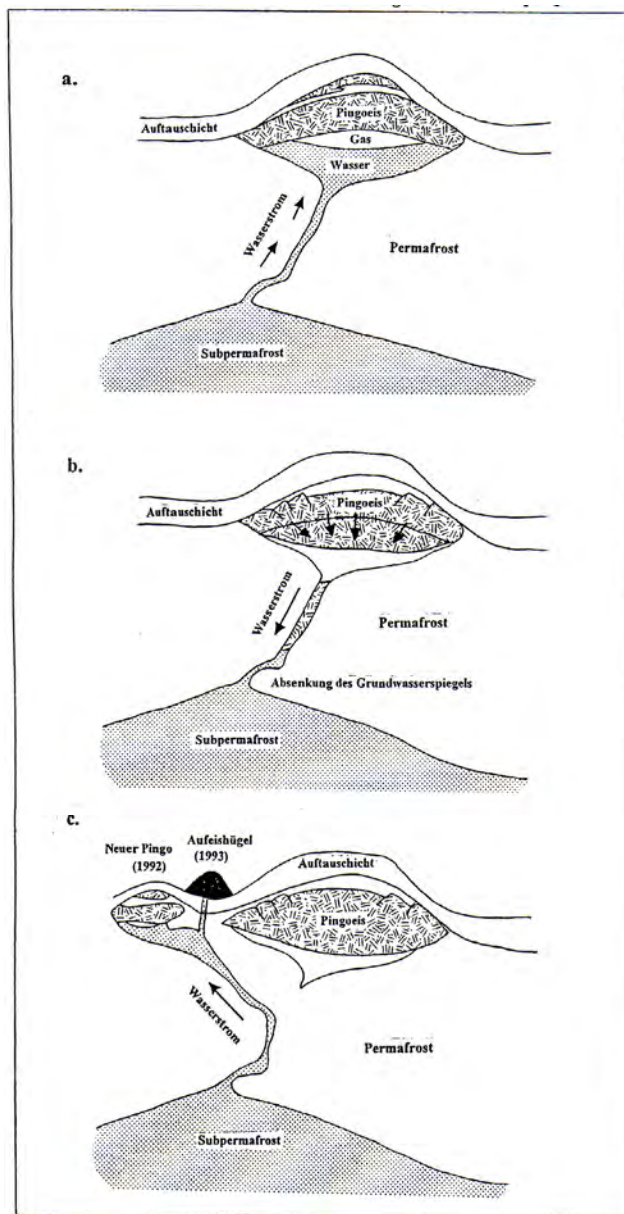


Abb. 43: Schematisches Modell der Entwicklung des Riverbedpingos (verändert nach YOSHIKAWA 1993)

Demzufolge wurde die Pingobildung durch Subpermafrost-Grundwasser, das unter artesischem Druck steht und entlang einer Schwächezone im Permafrostboden aufsteigt, ausgelöst („Offener-System-Pingo“). Die Anordnung der Eiskristalle im Pingokern deutet jedoch auf ein nach unten, zur Wasserblase hin, gerichtetes Eiswachstum. Dieses wurde nach Ansicht von YOSHIKAWA durch eine Absenkung des Grundwasserspiegels verursacht, als deren Folge das Pingowachstum zum Stillstand kam. Infolge der fortgesetzten Eisbildung kehrte sich die Fließrichtung des Wasserstroms um, wobei der Wasserdruck nun tiefenwärts gerichtet war. Einige Jahre später stabilisierte sich der Grundwasserspiegel auf einem neuen Niveau und unter Druck stehendes Subpermafrost-Grundwasser stieg erneut auf. Der ursprünglich vorhandene Talik war jedoch in der Zwischenzeit gefroren und der Wasserdruck war geringer als zuvor. Daher suchte sich das Grundwasser im Winter 1991-1992 einen neuen Weg durch den Permafrost zur Landoberfläche. Die durch elektrische Widerstandsmessungen ermittelte Permafrostmächtigkeit an der Pingolokalität beträgt nach YOSHIKAWA 15,5 m, wobei in 5,0-5,5 m Tiefe unter dem Flussbett ein Talik vorhanden ist, über dem 1992 ein neuer Pingo (Sekundärpingo) entstand. Die indirekt ermittelte, relativ geringe Permafrostmächtigkeit ist fragwürdig, da nur 1,5 km flussabwärts bei einer gezielten Permafrostbohrung eine Permafrostmächtigkeit von 220 m festgestellt wurde (vgl. ISAKSEN et al. 2000). Eine Verlagerung des Aufstiegskanals des Subpermafrost-Grundwassers durch den Permafrost zur Erdoberfläche scheint bei mehreren Pingos in Nordenskiöldland stattgefunden zu haben. Darauf deutet sowohl das Auftreten kleiner, junger Sekundärpingos am Rande größerer, älterer Pingos, wie z.B. am Nypingo im oberen Reintal (vgl. ONO et al. 1991), als auch die clusterartige Vergesellschaftung von Pingos in unterschiedlichen Entwicklungsstadien an manchen Lokalitäten, wie etwa im Reindalspaß-Gebiet.

Der genaue Bildungsmechanismus der Pingos in Nordenskiöldland ist bisher nur in groben Zügen bekannt. Nach Ausweis der Grabungsbefunde und der einschlägigen Literatur ist die Pingoentwicklung das Ergebnis einer lokalen Eisanreicherung im Substrat, in deren Gefolge die Lockersediment- und / oder Gesteinslagen hügelartig aufgewölbt werden (vgl. u.a. MEIER 1993, 1996). Die Eisbildung resultiert vornehmlich aus der Bewegung von Bodenwasser, das unter hohem kryo- oder hydrostatischem Druck steht. Nach der Art und Weise, wie dieser Bodenwasserdruck aufgebaut wird – entweder in einem geschlossenen oder einem offenen hydrologischen System – lassen sich „Geschlossene-System-Pingos“ und „Offene-System-Pingos“ unterscheiden. Als Typlokalitäten der beiden Varianten gelten das Mackenzie- und das Lena-Flußdelta einerseits und das Talsystem Ostgrönlands andererseits. Die Mehrzahl der in Nordenskiöldland entwickelten Pingos repräsentiert den Typ des „Offenen-System-Pingos“. Einige Autoren (vgl. LIESTØL 1977, 1996, YOSHIKAWA 1993, 1998, YOSHIKAWA & HARADA 1995, YOSHIKAWA & NAKAMURA 1996, MATSUOKA, SAWAGUCHI & YOSHIKAWA 2004) sind sogar der Ansicht, dass alle Pingos in Svalbard „Offene-System-Pingos“ darstellen. Dieser Schluß ist sicher etwas voreilig, da bisher nur wenige der rund 80 aus Svalbard bekannten Pingos näher untersucht worden sind.

Selbst in Nordenskiöldland dürften sich einige Pingos in einem geschlossenen hydrologischen System entwickelt haben (vgl. SVENSSON 1970, MEIER 1993, 1996). So sind die Pingos an der Moskuslagune am Adventfjord und an der Kaldbucht am Van Mijenfjord höchstwahrscheinlich in einem geschlossenen System entstanden, das auf dem engen Zusammenspiel von glaziärisostatischer Landhebung, fluvialer Sedimentation an den Mündungen von Adventelv und Reindalselv sowie sukzessiver Permafrostaggradation basiert. Solche „Geschlossene-System-Pingos“ entwickeln sich vorzugsweise an Plätzen, die von Lagunen, Seen oder abgeschnürten Flussarmen eingenommen werden. Unter dem Wasserkörper befindet sich bei hinreichender Wassertiefe, die ein winterliches Durchfrieren bis zum Grunde verhindert, ein offener Talik (vgl. Abb. 44).

Wird die Wassertiefe verringert, etwa durch Sedimentation und Landhebung, gefriert nicht nur der Wasserkörper, sondern auch das unmittelbar darunter befindliche minerogene Substrat, so dass eine allseits von Permafrostboden umgebene Tasche frostfreier, wasserhaltiger Sedimente entsteht. Mit Fortschreiten der Permafrostaggradation erhöht sich der Druck des eingeschlossenen, noch ungefrorenen Intrapermafrostwassers immer mehr, bis das Wasser schließlich nach oben in die hangenden, den geringsten Widerstand leistenden Sedimente gepresst wird. Dabei bildet sich an der Front des von allen

Seiten vordringenden Permafrostes sowohl Segregationseis als auch Injektionseis, durch dessen Wachstum und Kristallisationsdruck die gefrorenen Deckschichten aufgewölbt werden (vgl. MEIER 1993, 1996). Es ist nicht auszuschließen, dass einige flache Hügelformen an den Mündungen von Grøndalselv, Berzeliuselv, Reindalselv und Kjellstrømelv, die bisher nicht näher untersucht werden konnten, Embryonalstadien solcher „Geschlossenen-System-Pingos“ darstellen. Diese feinsedimentreichen Flussmündungsbereiche beherbergen auch heute noch zahlreiche in Verlandung begriffene Lagunen und Teiche, in deren wasserhaltige, ton- und schluffreiche, sandige Sedimente allmählich der Permafrost eindringt. SVENSSON (1970) ist der Meinung, dass auch die Pingos an der Mündung des Ugletals (Longyearpingo) und am Fuße des Bassenfjells (Hyttepingo) im unteren Adventtäl einst als „Geschlossene-System-Pingos“ angelegt worden sind, als die feinkörnigen Sedimente an der ehemaligen Flussmündung als Folge der glaziärisostatischen Landhebung nach und nach trockenfielen.

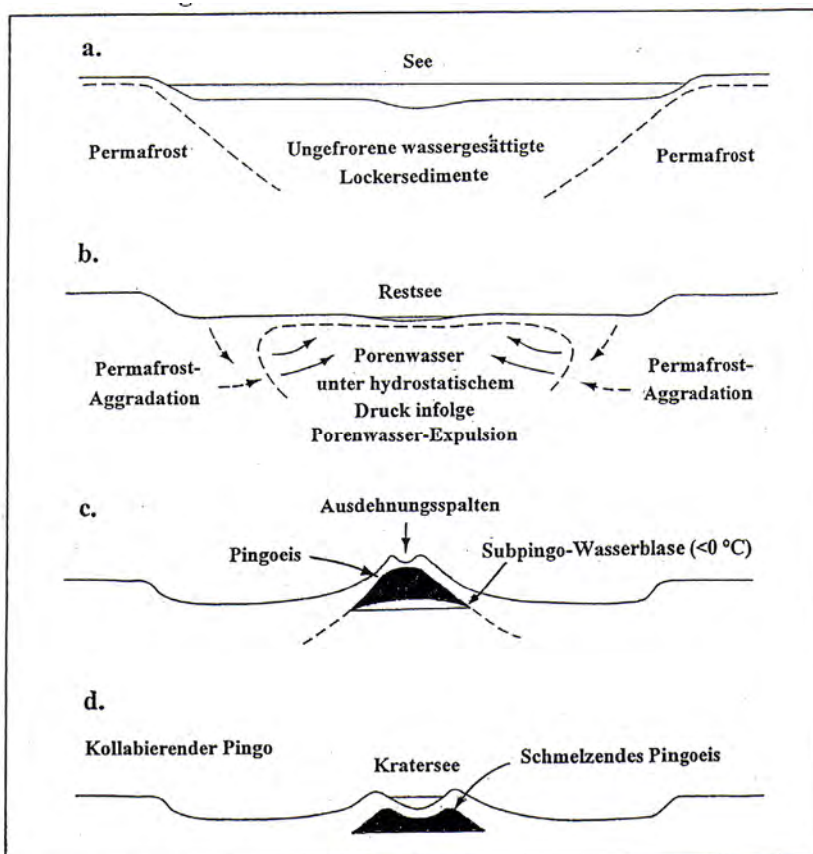


Abb. 44: Entwicklung und Zerfall eines „Geschlossenen-System-Pingos“ (nach MEIER 1993 und HARRIS & ROSS 2007)

Die im Binnenland von Nordenskiöldland weithin vorhandene hohe Reliefenergie bietet günstige Voraussetzungen für die Entwicklung von „Offenen-System-Pingos“. Der für die Pingobildung erforderliche hohe Bodenwasserdruck wird hier artesisch durch Höhenunterschiede im Relief erzeugt. Die meisten Pingos besetzen daher Tal- und Hangfußlagen. Die Talböden der vom pleistozänen Inlandeis tief ausgeschürften Trogtäler einschließlich des an hohe Berge grenzenden Tieflandes am Nordrand der Kaldbucht liefern aufgrund ihrer im Vergleich zu den Hochlagen geringen Permafrostmächtigkeit gute Rahmenbedingungen für die Genese von „Offenen-System-Pingos“. Viele der Pingos befinden sich inmitten oder nahe der Hauptabflussbahnen der großen Flüsse, am Zusammenfluß von Flüssen, auf Sandern im Gletschervorfeld oder an Gletscherbächen am Gletscherrand, d.h. an Plätzen, an denen infolge der Wärmekapazität der abfließenden Wassermassen mit einer Ausdünnung des Permafrostbodens zu rechnen ist (vgl. ÅHMAN 1973). Da nahezu alle größeren Gletscher in Nordenskiöldland zum polythermalen Typ zählen, weist der ansonsten geschlossene Permafrost unter dem Nährgebiet der Gletscher Lücken auf,

durch die Schmelzwasser in den Untergrund gelangt und unter dem Permafrost talwärts strömt (vgl. Abb. 27; u.a. LIESTØL 1977). Dieses Subpermafrostwasser steht unter den Talböden der tief eingeschnittenen Haupt- und Nebentäler unter hohem artesischem Druck und dringt daher an permeablen Schichten, Klüften und Verwerfungen zur Erdoberfläche auf. Der hydrostatische Druck des aufsteigenden Wassers sowie der aus der bei der Abkühlung des Wassers nahe der Erdoberfläche aus der Segregations- und Injektionseisbildung resultierende kryostatische Druck führen zur Aufwölbung der hangenden Locker- sediment- und / oder Festgesteinsschichten und damit zur Bildung eines „Offenen-System-Pingos“ (vgl. Abb. 45; u.a. MEIER 1993, 1996). Als Typlokalität dieser Pingovariante lässt sich das obere Reintal anführen, wo einige der eindrucksvollsten und höchsten Pingos innerhalb des Svalbard-Archipels zu finden sind (vgl. ÅHMAN 1973, LIESTØL 1977, MEIER 1993, 1996, TOLGENSBAKK, SØRBEL & HØGVARD 2000).

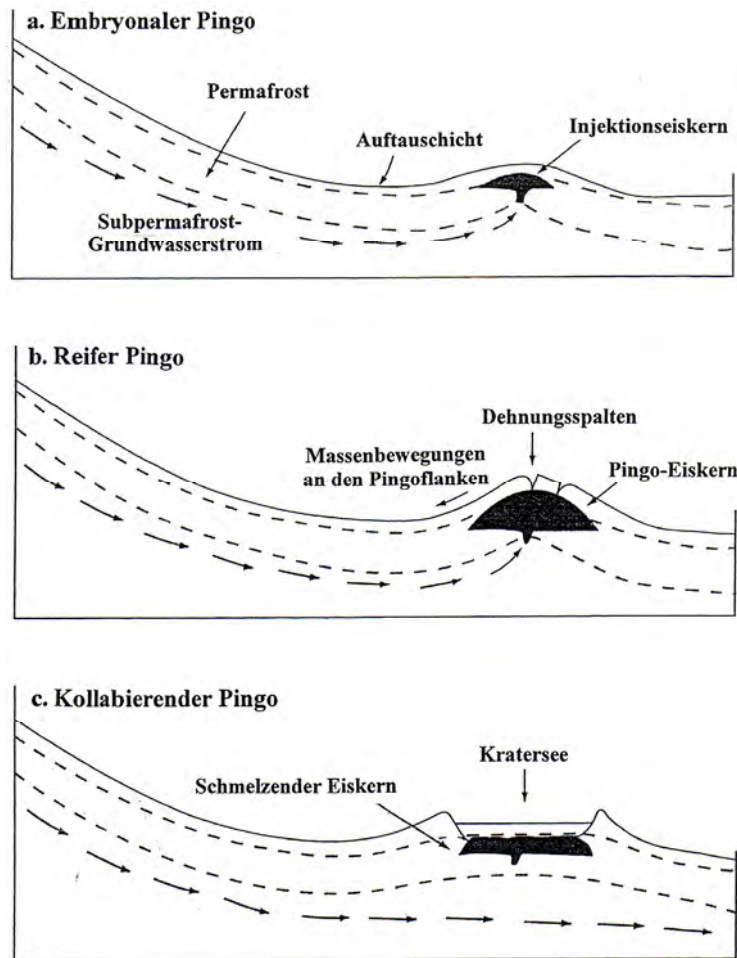


Abb. 45: Entwicklung und Zerfall eines „Offenen-System-Pingos“ (verändert nach HARRIS & ROSS 2007)

Die in den Tälern Nordenskiöldlands angetroffenen Pingos repräsentieren sehr unterschiedliche Entwicklungs- und Altersstadien. Außer relativ jungen, flachen, schildförmigen Hügeln ohne auffällige Erosionsspuren (Pingos am Rypefjellbre, Drønbre), sind zahlreiche ältere kuppel- und kegelförmige Hügel mit Gipfeldepression und tiefen Radialspalten zu finden (Pingos im Brentskard, Eskertal, Berzeliustal, am Kokbre). Die größten und höchsten Pingos besitzen eine wassergefüllte kraterförmige Gipfeldepression als Indiz einer weit fortgeschrittenen Bodeneisauflösung im Hügelkern (Pingos im Vasstal und am Fuße des Bergmøya, vgl. Foto 33). Ferner existieren Pingos, bei denen nur noch Reste der ehemaligen Kraterwände erhalten sind (Pingos am Reindalspaß, im Lundstrømtal, im oberen Trehøgdtal). Alle diese Entwicklungsstadien treten in Nordenskiöldland unter ähnlichen klimatischen Verhältnissen auf, wobei junge, im Aufbau begriffene schildförmige Pingos stellenweise in enger räumlicher Vergesellschaftung mit weit fortgeschrittenen Zerfallsstadien zu finden sind, wie etwa am Fuße des Merckolfjells im oberen Reintal sowie im Eskertal (vgl. MEIER 1996).



Foto 33: 28 m hoher, 500 m langer und 280 m breiter „Offener-System-Pingo“ mit zentralem Kratersee (Durchmesser: ca. 90 m) im oberen Reintal. Der von 10-12 m hohen Steilhängen umgebene Kratersee zeugt von einer fortgeschrittenen Bodeneisauflösung im Hügelkern. Uferlinien an den Kraterwänden belegen Seespiegelschwankungen um ca. 1 m. Der Abfluß zum Reindalselv erfolgt durch eine Ravine an der Pingosüdflanke. Im Hintergrund sind die eingeschneiten Steilhänge des Lunckefjells sowie die Eiskern-Endmoräne des Marthagletschers zu erkennen (16.8.1983).

Offenbar kann aus dem Auftreten einiger weniger, dem Zerfall unterliegender Hügel nicht auf eine der Pingoentwicklung abträgliche Klimaentwicklung geschlossen werden. Oftmals wird der Pingozerfall bereits durch das Aufreißen von Spannungs- und Dehnungsrissen, durch die Warmluft zum eisreichen Hügelkern gelangt und dort Schmelzvorgänge initiiert, eingeleitet. Das Vorkommen von kollabierenden Pingos in Nordenskiöldland ist daher nicht zwangsläufig klimabedingt, sondern stellt vielmehr eine Konsequenz des zyklischen Pingoentwicklungsganges dar (vgl. MEIER 1996). Daß auch unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen noch eine Pingoneubildung stattfinden kann, belegt der Fund eines in den 1990er Jahren angelegten Pingos im oberen Adventtäl (vgl. SØRBEL, TOLGENSBÄKK et al. 2001). Die norwegischen Autoren entdeckten bei Feldarbeiten im Sommer 1998 im Flussbett des Adventelvs einen flachen, plateauartigen, 4 m hohen, ca. 50 m breiten Pingo, dessen Oberfläche aus aufgedrücktem Flussschotter bestand, die von einem Blankeiskern unterlagert wurden, der an einem Erosionshang entlang des Flusslaufes stellenweise aufgeschlossen war (vgl. Foto 34). Der Pingo ist auf Luftbildern aus dem Jahre 1990 nicht zu erkennen und wurde auch bei eigenen Feldstudien im oberen Adventtäl im August 1992 nicht bemerkt. Er war bei einer Geländebegehung im Sommer 2008 allerdings nicht mehr aufzufinden. Der Pingo war folglich recht „kurzlebig“. Der Pingozerfall wurde vermutlich durch Thermoerosionsprozesse entlang des exponierten Blankeiskernes beschleunigt. Außer diesem isoliert auftretenden jungen Pingo – die nächstgelegene Pingogruppe befindet sich ca. 2 km entfernt am Rande des Drønbre-Sanders – existieren verschiedene Pingoneubildungen in enger Verknüpfung mit älteren Pingos. Dazu zählt u.a. der Sekundärpingo am Riverbedpingo, der zwischen 1989 und 1992 angelegt worden ist (vgl. MEIER 1996). Der Pingo war 1992 1,8 m hoch und 23 m lang.

Der Pingokern enthielt nach YOSHIKAWA (1993) zwei Injektionseislagen, die 60 cm und über 90 cm mächtig waren. Im Juli 1994 betrug die Pingohöhe ca. 3 m (vgl. MATSUOKA et al. 2004). Danach wurden keine Messungen mehr durchgeführt, doch war der Sekundärpingo 2003 im Unterschied zu 2008 noch vorhanden. Für den Hauptpingo lässt sich anhand von Angaben durch PIPER & PORRITT (1966) aus dem Jahr 1964 (7,8 m) und eigenen Messungen 1989 (11,5 m) ein Wachstum von 3,7 m in 25 Jahren errechnen (vgl. MEIER 1996). Höhenmessungen im Zeitraum 1990-1992 ließen kein vertikales Wachstum erkennen (vgl. MATSUOKA et al. 2004). Zur gleichen Zeit wurde der Sekundärpingo angelegt, was eindeutig auf eine Verlagerung des Grundwasserzuflusskanals im Permafrostboden weist.



Foto 34: 4 m hoher, plateauförmiger Pingo (Durchmesser: ca. 50 m) im oberen Advental. Der vom Adventelv umflossene Pingo besteht aus aufgedrückten Flussschottern, die von einem Blankeiskern unterlagert sind. Der Injektionseiskern ist an einem Erosionshang am Flusslauf stellenweise aufgeschlossen. Der kurzlebige Pingo wurde bei Feldarbeiten 1992 nicht bemerkt, im Sommer 1998 entdeckt (vgl. SØRBEL, TOLGENSBAKK et al. 2001) und war 2008 nicht mehr auffindbar (Sommer 1998).

Ein jüngerer, flacher Sekundärpingo („Baby Pingo“) existiert auch an der Westflanke des Nypingo am Fuße des Merckollfjells. Der Sekundärpingo wird von ÅHMAN (1973; Feldstudien 1972) nicht erwähnt. Er war zu diesem Zeitpunkt vermutlich noch sehr klein. Eigene Messungen im August 1983 ergaben eine Höhe von rund 2 m bei einer maximalen Längserstreckung von 18 m. Die von Schottern gebildete Pingooberfläche wird von einem auffälligen Spaltennetz überzogen. ONO et al. (1991) berichten von frischen Spaltenbildungen im Sommer 1988, die auf rezente Hebungsvorgänge deuten. Zwei flache Bohrungen von ONO et al. (1991) in einer Spalte (1,8 m) und auf der Pingokrone (3,6 m) stießen auf Dilatationseis und Segregationseis im oberen Pingokern. Messungen zum Pingowachstum wurden zwar 1988-1989 vorgenommen, doch sind die Ergebnisse noch nicht publiziert worden. Das bei weitem größte registrierte Höhenwachstum eines Pingos in Svalbard weist ein Pingo im Brentskard, ca. 2 km nordöstlich der Passhütte, auf (vgl. Foto 35). Seine Höhe betrug 1983 25 m über dem Eskerelv (vgl. MEIER 1988/89), 2008 hingegen knapp 39 m, woraus sich eine mittlere jährliche Wachstumsrate von 0,56 m ergibt. Die Beobachtung eines frisch aufgedrückten, rund 1 m hohen Hügels mit Eiskern und Radialspalten in der Gipfelmulde im Sommer 2008 zeugt von rezenter Aktivität und lässt vermuten, dass das Pingowachstum noch nicht abgeschlossen ist.

Altersdatierungen stehen bisher nur von den drei relativ gut zugänglichen Pingos im unteren Advental und dem Pingo im Brentskard zur Verfügung. Demzufolge nimmt das Maximalalter der Pingos landeinwärts zu, was aufgrund des Verlaufes der glaziärisostatischen Landhebung zu erwarten ist. Im Einzelnen beträgt das Maximalalter des Pingos an der Moskuslagune (Lagunpingo) 240 ± 50 Jahre BP (vgl. ÅHMAN 1973), 2650 ± 55 Jahre BP im Falle des Pingos an der Ausmündung des Ugletals (Longyearpingo; vgl. SVENSSON 1970) sowie 6980 ± 70 Jahre BP beim Pingo am Fuße des Bassenfjells (Hyttepingo; vgl. YOSHIKAWA & NAKAMURA 1996; 7405 ± 65 Jahre BP nach ROSS, BRABHAM et al. 2007). Die Datierung von Moosresten aus einer Spalte im Kronenbereich des Brentskard-Pingos ergab ein C14-Alter von 1875 ± 470 Jahren BP (vgl. BIBUS 1975). Zwischen dem Auftauchen des Landes und dem Einsetzen der Pingoentwicklung ist jedoch eine Zeitspanne anzusetzen, in der sich der Permafrostboden als wichtige Voraussetzung der Pingoentwicklung erst bilden musste.



Foto 35: 39 m hoher „Offener-System-Pingo“ im oberen Eskertal (ca. 130 m ü.M.). Der dreiteilige Pingo besteht aus Moränenmaterial und Schottern, die von aufgepressten Schieferschichten unterlagert sind. Der Pingo ist im Zeitraum 1983-2008 um 14 m in die Höhe gewachsen (25 m / 39 m) und weist damit das größte bisher in Svalbard registrierte Höhenwachstum auf. Ein frisch aufgepresster, ca. 1 m hoher schuttbedeckter Eishügel in der Gipfelmulde der durch tiefe Radialspalten zergliederten Hügelkrone zeugt von rezenter Aktivität des Pingos (3.8.2008).

4.2.4 Palsas

Im Unterschied zu den wesentlich größeren Pingos sind die bei einem Durchmesser von maximal 10 m zwischen 50 und 120 cm hohen Palsahügel ausschließlich in Moor- und Sumpfgebieten anzutreffen (vgl. Foto 36). Ihre Verbreitung konzentriert sich daher in Nordenskiöldland vor allem auf die vermoorten Abschnitte der breiten Strandflats an der Nordenskiöldküste sowie die Feuchtgebiete an den Mittel- und Unterläufen der großen Flüsse, wo Torfmächtigkeiten von bis zu 1 m erreicht werden (vgl. Abb. 36). Außer auf gehobenen Meeres- und Flussterrassen gibt es kleinere Vorkommen in vernässten, vertorften Mulden in etwas größerer Höhenlage, wie z.B. auf der Skarvrypehøgda an der Ausmündung des Sassentals (vgl. SØRBEL, TOLGENSBARK et al. 2001). Die einzeln oder in Kleingruppen auftretenden Palsas zeichnen sich durch einen schild- bis kuppelförmigen Aufriß und einen runden bis langgestreckten Grundriß aus. Die Palsamoore bei Kap Linné wurden bereits von ÅKERMAN (1973, 1980, 1982) studiert. Einen Überblick über die Palsaverbreitung, -morphologie, -stratigraphie und -genese in Nordenskiöldland gibt MEIER (1993, 1996). Dennoch wurden die Palsas wiederholt mit anderen Hügelbildungen verwechselt, insbesondere mit Frostblistern im unteren Adventtal, die eine gewisse morphologische Ähnlichkeit mit Palsas besitzen (vgl. zuletzt HUMLUM, INSTANES & SOLID 2003).

Der Aufbau der Palsas in Nordenskiöldland entspricht weitgehend dem der nordfennoskandischen Torfpalsas. Die Hügelform wird durch eine Aufwölbung der Substratlagen infolge einer lokalen Eisseggregation im Torf in Gestalt dünner Eislamellen und bis zu 25 cm mächtiger, spindelförmiger Eislinen verursacht (vgl. Abb. 46). Die Eislinen sind zumeist mehr oder weniger parallel zur Permafrosttafel angeordnet, während die Eislamellen ein dichtes Maschenwerk dazwischen bilden (vgl. MEIER 1993, 1996). Die Mehrzahl der beobachteten Palsas wies kaum Erosionsspuren auf; in den Mooren nahe Isfjord Radio (Kap Linné) sind neben intakten, bis zu 1 m hohen Palsas jedoch zahlreiche runde, von flachen Ringwällen umgebene Teiche zu finden, die in ihren zentralen Teilen noch Reste kollabierter Palsas enthalten und somit als fortgeschrittene Zerfallsstadien zu deuten sind (vgl. ÅKERMAN 1982). Ein anthropogen induzierter oder beschleunigter Palsazerfall in der Umgebung der ehemaligen Radio- und Wetterstation ist hier nicht auszuschließen. Im Unterschied zu den Palsamooren Nordfennoskandiens, in denen Permafrost nur inselhaft in den Palsakernen vorkommt, sind in Nordenskiöldland auch die Moorbereiche zwischen den Palsas von Dauerfrostboden unterlagert. Die wasserbindende Wirkung des Permafrostes in der Umgebung der Palsas und der sich daraus ergebende Wassermangel in der geringmächtigen Auftauschicht

könnten eine der Ursachen für die geringen Abmessungen der Palsas in Nordenskiöldland sein (vgl. MEIER 1993, 1996).



Foto 36: Schildförmiger, knapp 50 cm hoher Palsa in einer vermoorten Geländedepression auf der Strandflats bei Kap Linné, Auftauschicht teilweise entfernt. Der gefrorene Palsakern enthält Bodeneis, das den Torf in Gestalt dünner Lamellen durchzieht. Die Palsabildung resultiert aus einer lokalen Eissegregation und der damit verbundenen Aufwölbung der Torfschichten im Moor. Nach Ausschmelzen des Bodeneises tritt an die Stelle der Palsas eine offene Wasserfläche (Hintergrund), die oft von einem flachen Ringwall umgeben ist (5.8.1989).

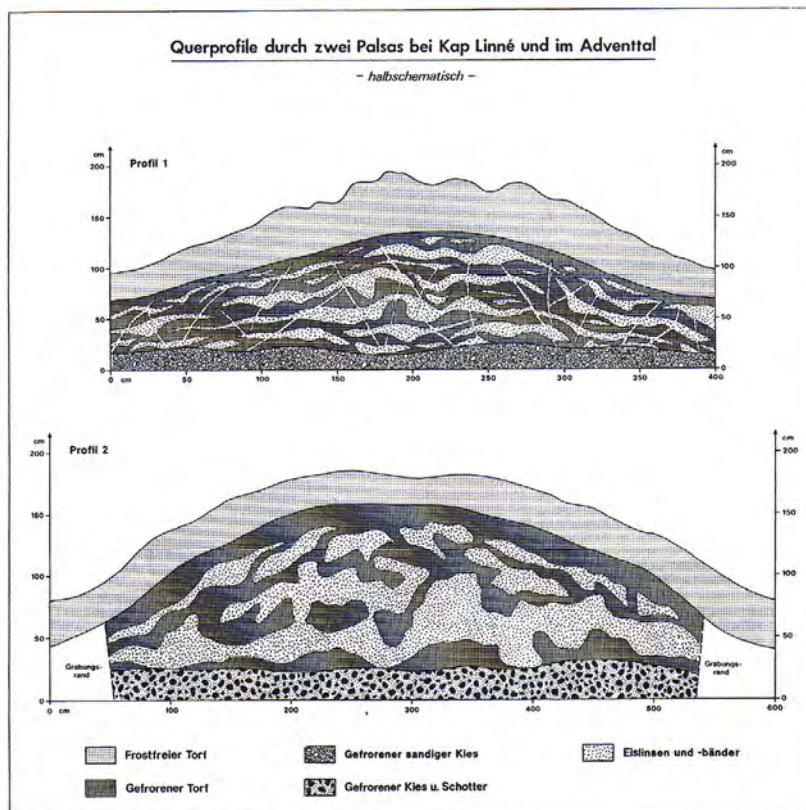


Abb. 46: Querprofile durch zwei Palsas bei Kap Linné und im Adventtal (aus MEIER 1993)

Die Morphogenese der Palsas in Nordenskiöldland beruht wie bei den klassischen, in der Zone des diskontinuierlichen Permafrostes ausgeprägten Palsas Nordfennoskandiens auf einer lokalen Anreicherung von Segregationseis im organogenen Substrat und der daraus resultierenden Hügelbildung. Das Initial-

stadium eines Palsas entsteht dort, wo Reste des winterlichen Frostbodens im Torf der sommerlichen Auftauschicht erhalten bleiben. Der gefrorene Torf zieht kapillar Wasser aus dem umgebenden Moor an (Kryosuktion), das zu Segregations- und Poreneis gefriert, wodurch der gefrorene Palsakern an Mächtigkeit zunimmt (vgl. u.a. MEIER 1993). Die Volumenzunahme des Kerns infolge Eisanreicherung hebt die obersten Torflagen über den Moorwasserspiegel. Mit zunehmender Palsahöhe trocknet der Torf schließlich aus und entwickelt Risse und Spalten, die als Leitlinien der Erosion fungieren und Warmluft zum gefrorenen Palsakern gelangen lassen. Dadurch beginnt das Eis im Kern zu schmelzen, was im Laufe der Zeit zum vollständigen Palsazerfall führt. Im Endstadium des Palsaentwicklungsganges ist das gesamte Bodeneis im ehemaligen Palsakern ausgeschmolzen. An die Stelle des Palsas tritt eine offene Wasserfläche, die nicht selten von einem flachen Ringwall umgeben ist, der die ehemaligen Palsaränder nachzeichnet. In dem so gebildeten See kann nach hinreichend mächtiger Torfakkumulation ein neuer embryonaler Palsa entstehen. Da die unterschiedlichsten Entwicklungsstadien in ein und demselben Palsamoor anzutreffen sind, können Klimaveränderungen nicht als einzige Ursache des Palsazerfalls angesehen werden. Der Zerfall ist vielmehr ein wesentlicher Bestandteil des Palsaentwicklungskreislaufes (vgl. u.a. MEIER 1993, 1996). Das Konzept einer zyklischen Palsaentwicklung wird heute kaum noch ernsthaft bestritten.

4.2.5 Frostblister

Die mit den Palsas oftmals verwechselten Frostblister (vgl. Foto 37) besitzen mit den ersteren einige Gemeinsamkeiten, was Habitus, Abmessungen und Verbreitungsgebiet betrifft. Sie unterscheiden sich jedoch von den Palsas durch ihren inneren Bau, ihre Genese und ihre Bestandsdauer (vgl. MEIER 1993, 1996). Im Unterschied zu den Palsas, deren Kerne in Nordenskiöldland als lokal begrenzte Aufwölbungen des Permafrostbodens aufzufassen sind, handelt es sich bei den Frostblistern um relativ kurzlebige Hügelformen mit einer Bestandsdauer von einigen Monaten bis zu mehreren Jahren. Ihr Verbreitungsgebiet konzentriert sich auf die Moor- und Sumpfgelände in den Haupttälern mit Schwerpunkten auf den flach geböschten Terrassen an den Unter- und Mittelläufen der großen Flüsse, wobei Plätze an Seeufern und Bachläufen bevorzugt werden (vgl. Abb. 36). Der Grundriß der Frostblister ist rund, langgestreckt oder unregelmäßiger gestaltet, der Aufriß schild-, kuppel- oder plateauförmig mit relativ steilen Flanken. Der Hügeldurchmesser beträgt 10-20 m, die Höhe 50-120 cm. Die häufig anzutreffenden klaffenden Spalten geben oftmals Einblick in den inneren Bau der Frostblister: Unter einer Torf- und / oder Mineralboden- decke befindet sich ein mächtiger Blankeiskern, der sich bis auf das gefrorene Substrat im Untergrund erstreckt (vgl. Abb. 47 u. 48).



Foto 37: Plateauförmiger, ca. 60 cm hoher mehrjähriger Frostblister in einer versumpften Geländedepression auf einer Flussterrasse im unteren Adventtal, Auftauschicht teilweise entfernt. Unter der Torfdecke befindet sich ein Blankeiskern, der durch artesischen und hydrostatischen Druck zwischen dem Permafrost im Untergrund und der von oben vorrückenden winterlichen Frostfront entstanden ist. Dieser Injektionseiskörper bewirkt eine Aufwölbung der Substratlagen und damit die Frostblisterbildung (12.8.1987).

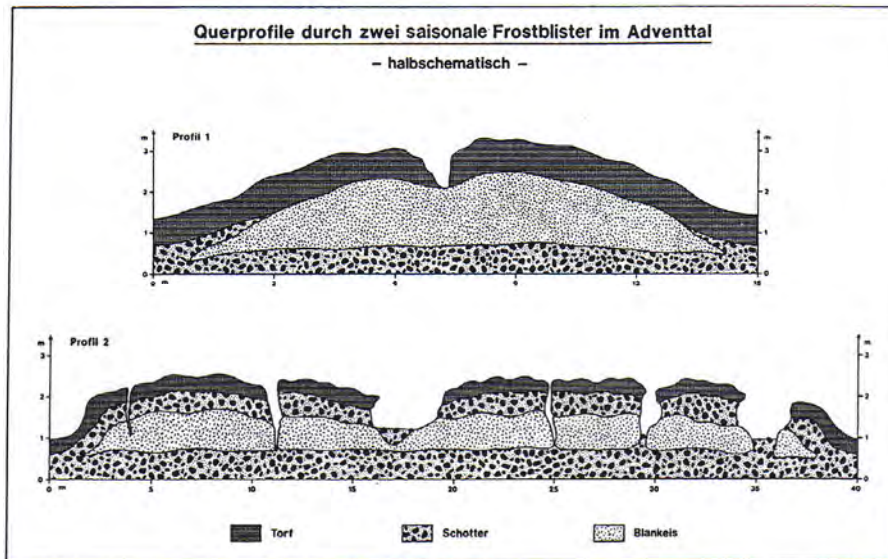


Abb. 47: Querprofile durch zwei saisonale Frostblisten im Adventtal (aus MEIER 1993)

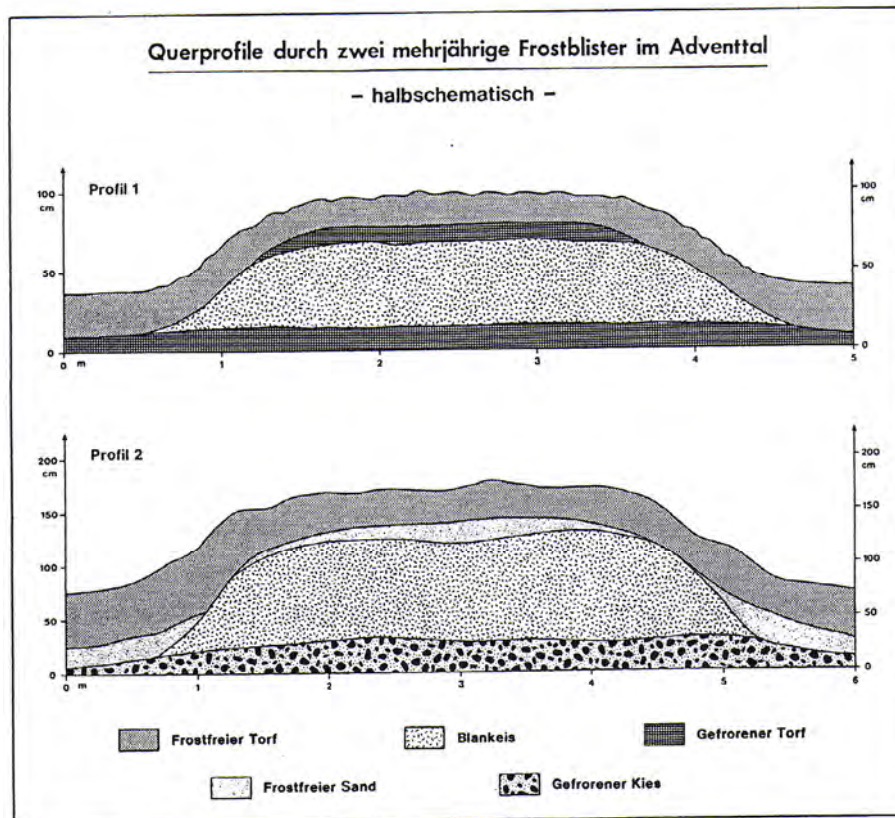


Abb. 48: Querprofile durch zwei mehrjährige Frostblisten im Adventtal (aus MEIER 1993)

Die Frostblisten entstehen in Gebieten mit hinreichenden Reliefunterschieden durch artesischen und hydrostatischen Druck im Suprapermastrostgrundwasser. Sobald die sommerliche Auftauschicht im Herbst zu gefrieren beginnt, wird der Grundwasserstrom über der Permafrosttafel allmählich eingengt (vgl. Abb. 49). Unterhalb der subkutanen Abflussbahnen ist die Auftauschicht zumeist etwas mächtiger entwickelt als in der Umgebung. Diese frostfreien „Rinnen“ im Permafrostboden gefrieren in aller Regel erst dann, wenn der weitaus größte Teil der saisonalen Auftauschicht schon wieder gefroren ist. Beim weiteren Vordringen der Gefrierfront in die wasserführende Auftauschicht werden die Abflusswege immer mehr

eingengt und der Stauraum zugleich vermindert, wodurch sich der hydrostatische Druck allmählich erhöht. Schließlich werden die hangenden, bereits gefrorenen Sedimentlagen zu einem Hügel aufgewölbt, der in seinem Innern einen Wasserkörper enthält. Der Hügel wächst, wenn sich der Wasserkörper bei Zunahme des Wasserdrucks vergrößert. Die Aufwölbung vollzieht sich offenbar häufig so langsam, dass die gefrorenen Sedimente an der Hügeloberfläche plastisch deformiert werden können. Bei sehr raschem Wachstum kommt es indessen zur Reiß- und Spaltenbildung an der Hügeloberfläche. Zu diesem Zeitpunkt handelt es sich noch um ein offenes hydrologisches System. Werden die Zufluß- und Abflussbahnen des Grundwassers beim weiteren Vordringen der Frostfront in die Auftauschicht verschlossen, entsteht ein geschlossenes hydrologisches System. Dabei gefriert auch das restliche im Hügellinnern eingeschlossene freie Wasser zu Eis, was den Hügel nochmals wachsen lässt. Die Frostblisterbildung ist somit sowohl auf den artesischen und hydrostatischen Druck des Grundwassers als auch auf die Volumenzunahme des im Hügel eingeschlossenen Wassers beim Gefrieren zurückzuführen.

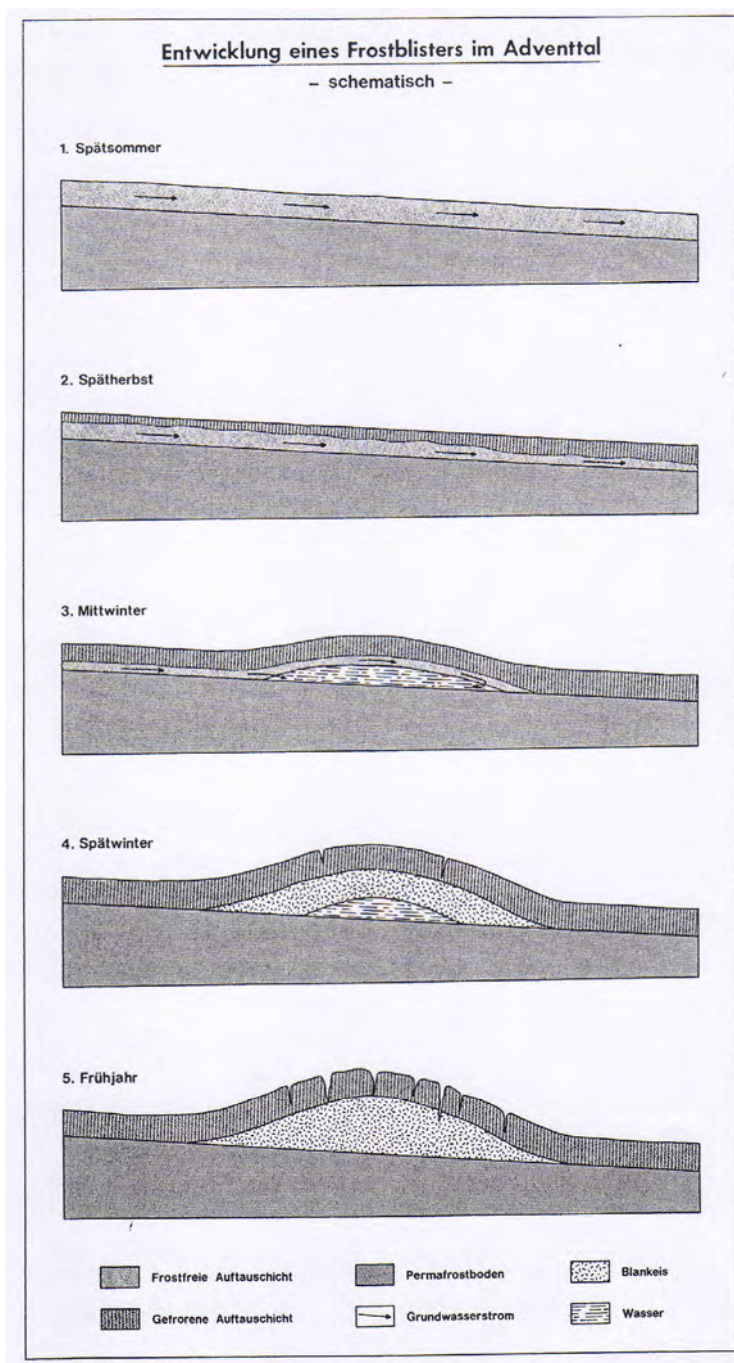


Abb. 49: Entwicklung eines Frostblisters im Adventtal (aus MEIER 1993)

Der Zerfall der Frostblister wird wie bei den Palsas mit der Bildung von Spannungsrissen im Decksediment eingeleitet. Als Endstadium des Frostblisterzerfalls bildet sich gelegentlich ein kleiner, nur kurzfristig existierender Teich; morphologische Spuren des ehemaligen Frostblisters bleiben kaum zurück. Die Frostblister entwickeln sich im Unterschied zu den Palsas und Pingos im Laufe eines einzigen Winters zu ihrer vollen Größe. Perennierende Hügelformen (maximal 10-15 Jahre) unterscheiden sich von den saisonalen Frostblistern durch die Existenz einer relativ mächtigen, spaltenfreien, thermischisolierenden Torfdecke über dem Blankeiskern. Außer den natürlich entstandenen Frostblistern wurden auch Hügelformen beobachtet, deren Entwicklung erst durch eine anthropogene Beeinflussung der lokalen Grundwasserströme und Bodentemperaturverhältnisse ausgelöst worden ist (vgl. MEIER 1993). Markante Beispiele solcher Frostblister finden sich fast jedes Jahr entlang des Fahrweges Longyearbyen-Grube 7, wo die Entnahme von Straßenbaufüllmaterial aus der Auftauschicht zu beiden Seiten der Wegtrasse zu einer kleinräumig unterschiedlich tiefen Absenkung der Permafrosttafel geführt hat.

4.3 Permafrost als Klimaindikator

Der Permafrostboden und seine Auftauschicht („active layer“) gelten ebenso wie das Verhalten der Gletscher als wichtige Indikatoren für potentielle Klimaveränderungen in den Polargebieten und Hochgebirgen der Erde. Langfristige Beobachtungs- und Messreihen aus dem Permafrostmilieu der hohen Breitenlagen scheinen zu bestätigen, dass der anhand von zahlreichen Klimamodellen und -szenarios vermutete Erwärmungstrend zutreffend ist. Veränderungen der Bodentemperaturverhältnisse haben u.a. zur Absenkung der Permafrostoberfläche in organischen Ablagerungen (Torfen) geführt, wodurch der Austausch der Treibhausgase entscheidend beeinflusst worden ist. Durch austauenden Permafrost induzierte ökologische Störungen sowie Geländeänderungen und -beschädigungen, etwa infolge von Thermokarstprozessen in Lockersedimenten, haben in den letzten zwei Jahrzehnten in den hohen Breiten stark zugenommen. Die Mehrzahl der Klimaszenarien lässt vermuten, dass die Klimaerwärmung die polaren Permafrostregionen auch weiterhin beeinflussen wird, die Mächtigkeit der Auftauschicht weithin zunehmen wird und vielfältige neue Risiken für Konstruktion, Verkehr und Bergbau schaffen wird. Daher wurde bereits Ende der 1980er Jahre das langfristige CALM- (Circumpolar Active Layer Monitoring-) Programm initiiert, das heute mehr als 120 Überwachungsstationen in den Permafrostgebieten der nördlichen Hemisphäre umfasst (vgl. u.a. CHRISTIANSEN & HUMLUM 2003). Die Auftauschicht, die im Sommer auftaut und im Winter wieder gefriert, stellt eine komplexe thermische Pufferzone zwischen dem Permafrost im Untergrund und der Atmosphäre dar. In ihr bilden Auswirkungen von latenter Wärme eine kritische Komponente im thermischen System. Die obere thermische Grenze der Auftauschicht wird durch die Bodenbedeckung, insbesondere Vegetation und Schnee, kompliziert gestaltet. Der Zeitpunkt und der Umfang der Schneekakkumulation bilden Hauptvariablen hinsichtlich der jährlichen Unterschiede in der Auftauschichtmächtigkeit.

In Nordenskiöldland wird die Auftauschicht des Permafrostbodens bereits seit 1972 bei Kap Linné systematisch überwacht (vgl. ÅKERMAN 1980, 2005). Auf verschiedenen isostatisch gehobenen Meeresterrassen (4-59 m ü.M.) werden an 10 Plätzen auf einer Fläche von 100 mal 100 m Messungen durchgeführt. Weitere CALM-Stützpunkte finden sich u.a. am Recherchefjord (Calypsobyen), Kongsfjord und am Janssonberg im Adventtall (nur Bohrloch-Temperaturdaten). Seit Sommer 2000 wird der Verlauf des Auftauvorganges im „active layer“ auf einer 100 mal 100 m großen Fläche auf einer Lößterrasse (10 m ü.M.) im Adventtall, rund 4 km von Longyearbyen entfernt, verfolgt. Die UNIS-Lokalität (UNISCALM) zeichnet sich durch eine für den vorherrschenden Landschaftstyp charakteristische winterliche Schneedeckenmächtigkeit von 10-30 cm aus. Messungen der Jahre 2000-2007 zufolge wird der Beginn des Auftauvorganges durch die Schneeschmelze gesteuert. Solange der Boden nicht schneefrei ist findet kein Auftauen statt. Der Auftauprozess setzt in der Regel zwischen Ende April und Ende Mai ein (vgl. CHRISTIANSEN & HUMLUM 2003, 2008). Die sommerlichen Auftautiefen schwanken von Jahr zu Jahr in Abhängigkeit von den klimatischen Verhältnissen. Der Tauprozess vollzieht sich bis Mitte September, bis die nächste winterliche Frostfront von der Bodenoberfläche her tiefenwärts vordringt. Die Mächtigkeit

der Auftauschicht variierte während der Messperiode 2000-2007 zwischen 74 cm (2005) und 105 cm (2007), wobei der Mittelwert der neun Jahre 94 cm betrug. Außer durch die Lufttemperatur wird der Auftauvorgang maßgeblich durch den Bewölkungsgrad, d.h. die Strahlungsverhältnisse, gesteuert, während der im Sommer als Regen fallende geringe Niederschlag offenbar keine große Rolle spielt. Während der Messperiode verlangsamte sich der Auftauvorgang sobald die Bewölkung zunahm. Eine Zunahme der direkten Einstrahlung scheint den Tauprozess im „Active Layer“ zu beschleunigen. Dies wird von CHRISTIANSEN & HUMLUM (2008) mit dem relativ geringen Wasserdampf- und Staubgehalt in der hocharktischen Atmosphäre Svalbards in Verbindung mit dem vegetationsarmen dunklen Substrat, das eine geringe Albedo zur Folge hat, begründet. Der oberste Bereich des Permafrostbodens ist mit sommerlichen Temperaturen (Juni-August) von 0 bis -2 °C relativ warm, so dass im Herbst kein zweiseitiges Gefrieren der Auftauschicht stattfindet. Dies macht die Messlokalität besonders empfindlich für Veränderungen der meteorologischen Bedingungen einschließlich der Jahresmitteltemperatur der Luft, die während der Messperiode zwischen -1,7 °C und -6,1 °C variierte, wobei die wärmsten Bedingungen in den Jahren 2006 und 2007 herrschten. Die Jahresmitteltemperatur 2006 lag 4,4 °C über dem Mittelwert aller meteorologischen Messungen in Svalbard seit 1912 (Mittelwert: -6,1 °C; Amplitude: -1,7 °C bis -12,0 °C). Die Erwärmung konzentrierte sich aber auf den Winter, während die für den Auftauvorgang verantwortliche Sommermitteltemperatur mit 6,3 °C relativ dicht am langjährigen Sommermittel von 4,4 °C lag. Sie stellte bis dahin den Rekordwert dar, wurde im Sommer 2007 aber mit 6,4 °C nochmals übertroffen.

Die von CHRISTIANSEN & HUMLUM (2003, 2008) ermittelten maximalen Auftautiefen sind deutlich größer als die von MEIER (1996) im Zeitraum 1982-1992 auf einer nahe gelegenen Lößterrasse am Adventelv (10 m ü.M.) registrierten Werte von 60-80 cm. Der Unterschied könnte durch eine früher abgeschlossene Schneeschmelze und / oder höhere Sommertemperaturen im Zeitraum 2000-2007 bedingt sein, wobei auch die kürzere Messperiode des UNISCALM-Stützpunktes zu berücksichtigen ist.

Da die Temperaturen an der Bodenoberfläche nicht nur die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht bestimmen, sondern auch den thermischen Gradienten unterhalb der Permafrosttafel beeinflussen, bildet das geothermische Profil im Permafrostboden ein zuverlässiges Archiv für in der Vergangenheit ausgelöste Klimasignale. Bodentemperaturmessungen in Permafrostbohrlöchern sind folglich besonders gut geeignet, um in der Vergangenheit stattgefundenen Temperaturschwankungen und -veränderungen zu rekonstruieren. Eine Hauptschwierigkeit bei der Identifizierung der Klimasignale besteht darin, die Wirkungen von zufälligen oder sehr kurzfristigen Schwankungen herauszufiltern und Langzeittrends zu erkennen. Der geothermische Wärmefluss aus dem Erdinneren und der Wärmefluss aus dem Energieaustausch an der Erdoberfläche bestimmen das geothermische Profil im Permafrostboden. Bei homogenem Substrat und einer konstanten Oberflächentemperatur verläuft das thermische Profil linear tiefenwärts. Temperaturschwankungen an der Erdoberfläche setzen sich tiefenwärts im Permafrostboden fort und werden im Laufe der Zeit abgeschwächt. Der jährliche Temperaturzyklus dringt 15-20 m tief ein, aber größere Störungen und Veränderungen der Oberflächentemperatur von längerer Periodizität setzen sich viel tiefer in den Untergrund fort (vgl. SOLLID, HOLMLUND et al. 2000, ISAKSEN, HOLMLUND et al. 2001). Die Tiefe der Temperaturstörung steht in Beziehung zum Zeitpunkt der Veränderungen an der Bodenoberfläche; ihre Gestalt spiegelt den Verlauf der Oberflächentemperaturen wider. Temperaturdaten aus rund 100 m Tiefe lassen sich verwenden, um das Klima der letzten 100-200 Jahre zu rekonstruieren. Das Studium von Permafrost-Temperaturprofilen bildet somit ein Schlüsselwerkzeug bei der Aufdeckung vergangener Temperaturschwankungen und -veränderungen. Vor diesem Hintergrund wurden im Rahmen des EU-PACE- (Permafrost and Climate in Europe-) Projekts auf einem Transekt zwischen der Sierra Nevada und Svalbard eine Reihe tiefer Bohrlöcher (>10 m) in den Permafrostboden der Gebirge Europas gebohrt, deren nördlichstes sich am Janssonberg (Janssonhaugen) im mittleren Adventtal befindet.

Das am 2. Mai 1998 fertiggestellte, 102 m tiefe Bohrloch wurde in einer Höhenlage von 270 m ü.M. gebohrt. Die durch Extrapolation von Klimadaten der Wetterstation Svalbard Airport (28 m ü.M., 23 km entfernt) ermittelte Jahresmitteltemperatur der Luft liegt bei -7,8 °C (1976-1998). Der thermische Höhengradient im Bereich des Adventtals variiert zwischen 0,71 und 0,74 °C pro 100 m (vgl. ISAKSEN,

HOLMLUND et al. 2001). Im Mai 2000 wurde eine Wetterstation am Bohrloch eingerichtet, um das Lokalklima und den Energieaustausch zu erfassen. Im Sommer 2000 betrug der mittlere Temperaturunterschied zur Wetterstation am Flugplatz $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, was den geschätzten Temperaturgradienten bestätigt. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge am Flugplatz beläuft sich auf knapp 200 mm, was den niedrigsten Wert aller norwegischen Wetterstationen darstellt. Am Janssonberg ist mit einer jährlichen Niederschlagsmenge von 300-500 mm zu rechnen (vgl. HUMLUM 2002). Die Vegetation am Bohrloch ist äußerst spärlich, die Schneemächtigkeit in aller Regel gering. Infolge der windexponierten Kuppenlage wird der Schnee rasch umgelagert, so dass die Lokalität im Laufe des Jahres langfristig schneefrei ist. Die Bohrung durchteuft unterkretazisches Festgestein, das durch feinkörnigen, porösen Sandstein mit hohem Schluffgehalt und dünnen Tonschiefer-Zwischenlagen geprägt ist. Die dünne oberflächliche Lockermaterialdecke besteht aus in-situ Verwitterungsmaterial mit fleckhafter Grundmoräne. Ihre Oberfläche ist in auffälliger Weise durch Strukturböden vom Steinpolygontyp gekennzeichnet.

Die Temperaturkurve vom Janssonberg lässt unterhalb der maximalen Eindringtiefe der saisonalen Temperaturschwankungen („zero annual amplitude depth“, 18 m) eine Ablenkung in Richtung wärmerer Temperaturen erkennen. Der thermische Gradient verändert sich allmählich von $0,017\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{m}$ in 25 m Tiefe hin zu $0,038\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{m}$ in 95 m Tiefe (vgl. Abb. 50).

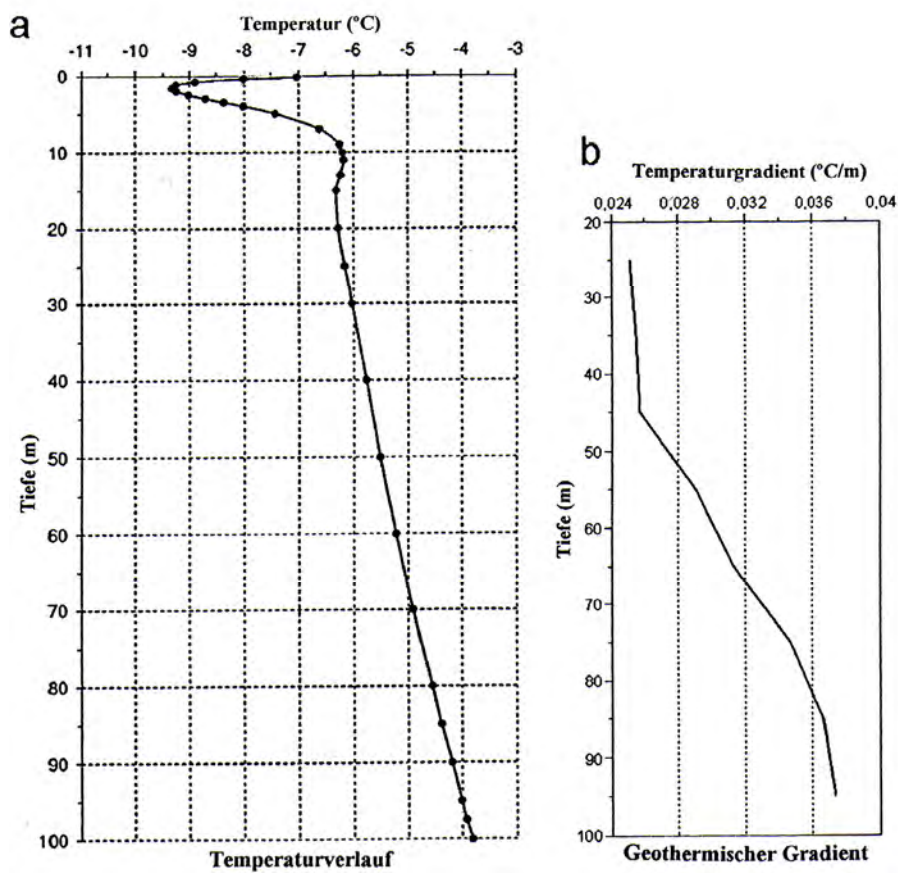


Abb. 50: Geothermisches Profil vom Janssonberg (9.5.1999) (aus ISAKSEN, HUMLUM & SOLLID 2003)

Eine tiefenwärts gerichtete Extrapolation des mittleren Temperaturgradienten zwischen 70 und 100 m Tiefe ergibt eine Permafrostmächtigkeit am Ort der Bohrung von ungefähr 220 m (vgl. ISAKSEN, VONDER MÜHLL et al. 2000, ISAKSEN, HOLMLUND et al. 2001). Die große zeitliche Auflösung der Temperaturmessungen gestattet es, die mittlere jährliche Bodentemperatur exakt zu bestimmen. Um vollständige Messjahre zu erfassen, beginnen die Jahre 1998-1999 und 1999-2000 im Diagramm jeweils am 15. Juli (vgl. Abb. 51).

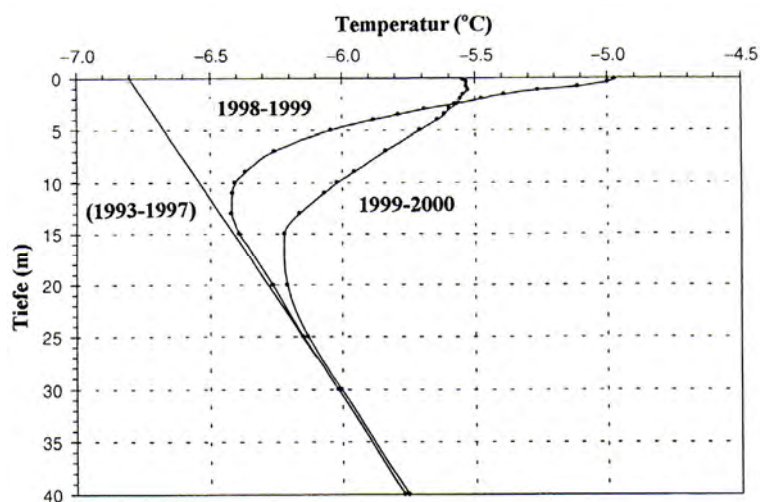


Abb. 51: Profile der mittleren jährlichen Bodentemperatur am Janssonberg (15.7.1998-14.7.2000) (aus ISAKSEN, HOLMLUND et al. 2001)

Die mittleren jährlichen Bodentemperaturen der beiden Perioden betragen $-5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-5,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (vgl. ISAKSEN, HOLMLUND et al. 2001). Die saisonalen Bodentemperaturdaten sind ein wertvolles Hilfsmittel um die Ausbreitung der Temperaturen im Boden zu berechnen. Im Permafrostboden vollzieht sich die Wärmeausbreitung hauptsächlich über die Leitfähigkeit des Substrats, da die Advektion durch den gefrorenen Zustand des Wassers minimiert wird und die Einstrahlung unter der Bodenoberfläche unbedeutend ist (vgl. ISAKSEN, HOLMLUND et al. 2001). Abb. 52 zeigt die Amplitude (Maximal- und Minimaltemperaturen) des jährlichen Temperaturverlaufs 1998 und 1999 in Relation zur Permafrosttiefe. Danach betrug die Amplitude an der Bodenoberfläche im ersten Jahr rund $23\text{ }^{\circ}\text{C}$. Innerhalb der saisonalen Auftauschicht wird diese Amplitude um 50 % reduziert. Die jährliche Temperaturwelle benötigt exakt ein halbes Jahr, um von der Bodenoberfläche bis in 8,5 m Tiefe vorzudringen; sie ist in 18 m Tiefe nicht mehr nachzuweisen (vgl. ISAKSEN, HOLMLUND et al. 2001). Die maximale Auftautiefe betrug 1998 1,54 m und 1999 1,42 m (vgl. Abb. 53).

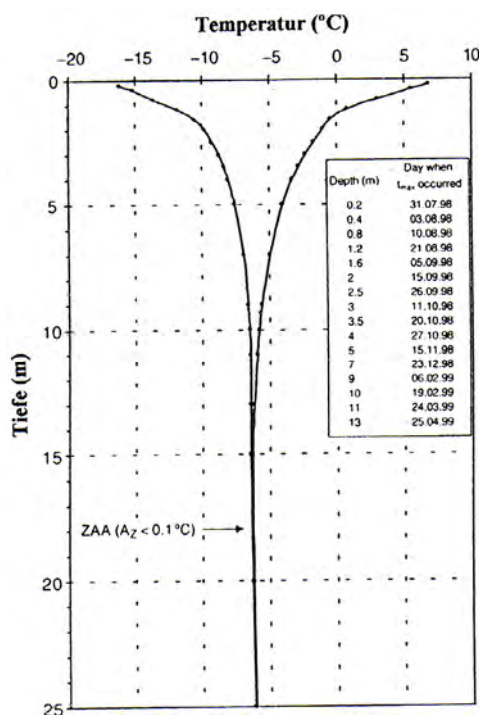


Abb. 52: Amplitude des jährlichen Temperaturverlaufs am Janssonberg (1998-1999) (aus ISAKSEN, HOLMLUND et al. 2001)

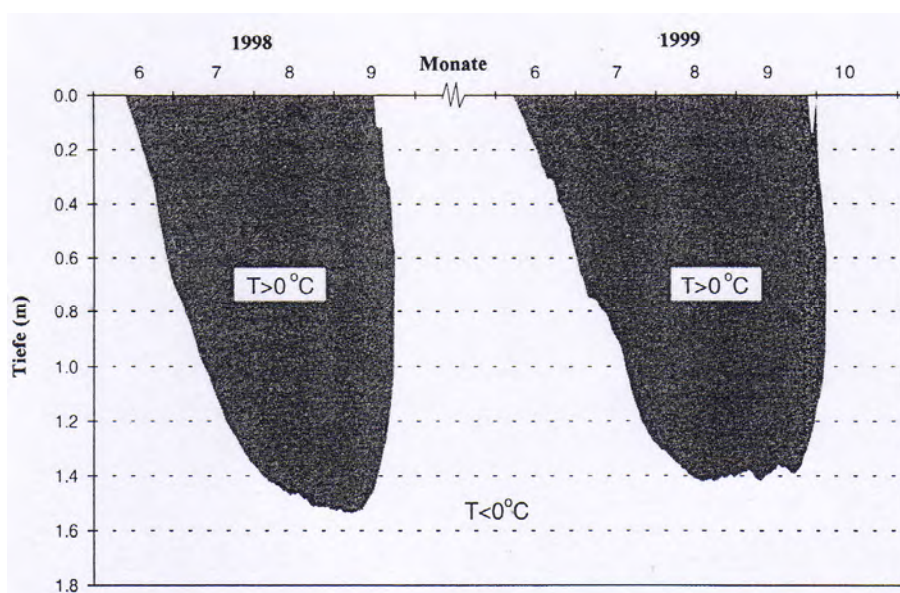


Abb. 53: Entwicklung der Auftauschicht am Janssonberg (1998-1999) (aus ISAKSEN, HOLMLUND et al. 2001)

Das gleichmäßige, glatte Temperaturprofil aus dem Bohrloch am Janssonberg enthält nur äußerst geringe, nicht erwünschte, störende Nebeneffekte nicht-klimatischer Art und eignet sich daher besonders gut für eine Rekonstruktion der Bodentemperaturen in der Vergangenheit. Die Auswertung der Daten mittels eines Wärmeleitfähigkeitsinversionsmodells deutet auf eine Erwärmung an der Permafrostoberfläche um $1,5 \pm 0,5 \text{ °C}$ im Laufe der letzten 60-80 Jahre (vgl. ISAKSEN, VONDER MÜHLL et al. 2000). Dieser Temperaturverlauf steht im Einklang mit der Vergletscherungsgeschichte in Westspitzbergen, die sich durch einen Gletschervorstoß zu Beginn des 20. Jahrhunderts auszeichnet. Seit Ende der 1960er Jahre zeigt die Klimarekonstruktion einen Abkühlungstrend, der seinen Höhepunkt um 1980 hatte. Danach stieg die Temperatur kontinuierlich bis zum gegenwärtigen Wert an. Nach Ausweis der Messdaten aus den Jahren 1999-2006 setzt sich die Erwärmung des Permafrostes am Janssonberg weiterhin fort.

Außer dieser längerfristigen, über Jahrzehnte nachzuweisenden Erwärmung spiegeln die Permafrosttemperaturen auch kurzfristige, extreme atmosphärische Temperaturereignisse wider. Ein markantes Beispiel bilden die Jahre 2005-2006. Zwischen Dezember 2005 und Mai 2006 betrug die durchschnittliche Lufttemperatur $-4,8 \text{ °C}$; sie lag somit $8,2 \text{ °C}$ über dem bisherigen Rekord aus dem Jahre 1954 (vgl. ISAKSEN, BENESTAD et al. 2007).

Die Temperaturanomalie traf zeitlich mit einer markanten Verminderung der Meereisbedeckung und einer ungewöhnlich großen Ausdehnung der offenen marinen Gewässer um Svalbard im Winter, Frühjahr und Sommer 2005-2006 zusammen. Auf den warmen Winter folgte ein Sommer, dessen Temperaturmittelwert rund 2 °C über dem Normalwert (1961-1990) lag. Im Vergleich zum Durchschnittswert der vorherigen sechs Jahre war die kumulative negative Bodentemperatur (Gefrierindex) an der Permafrosttafel im Bohrloch am Janssonberg in 2 m Tiefe um 40 % reduziert (vgl. HARRIS & ISAKSEN 2008). Die Wirkung der extremen Lufttemperaturen auf die Permafrosttemperaturen wird besonders deutlich, wenn man den Zeitraum 1.12.2005-30.11.2006 betrachtet. Für die mittlere Bodentemperatur dieser Periode ergeben sich an der Permafrosttafel Temperaturen von $1,8 \text{ °C}$ über dem Durchschnittswert der Periode 1999-2005 (vgl. Abb. 54), wobei sich die thermische Anomalie bis in eine Tiefe von mindestens 15 m nachweisen lässt. Der Beginn des Auftauvorganges in der Auftauschicht war der früheste im Laufe der 8-jährigen Messperiode, wobei die Mächtigkeit der Auftauschicht 1,8 m betrug, ein Wert, der $0,18 \text{ m}$ über dem Durchschnitt der vorherigen Jahre lag (vgl. HARRIS & ISAKSEN 2008).

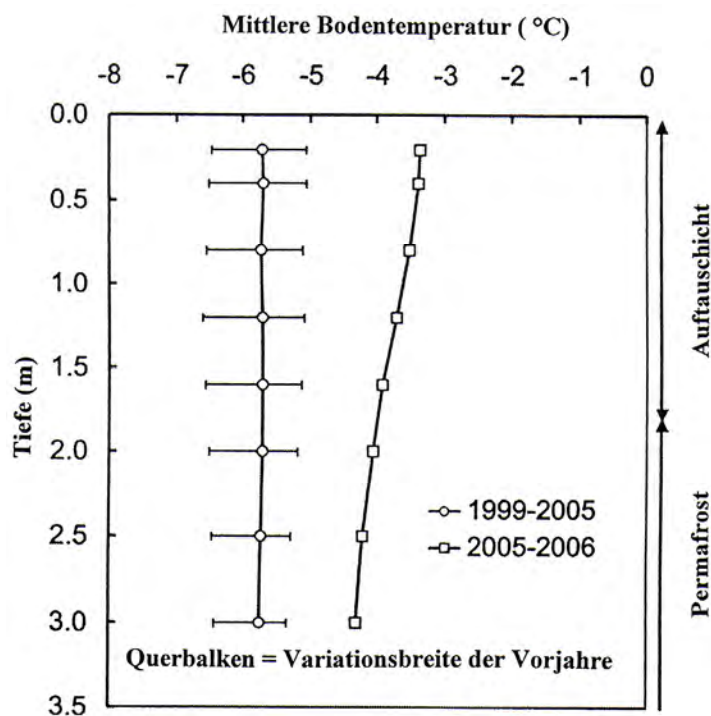


Abb. 54: Bodentemperaturprofile vom Janssonberg (Vergleich 1999-2005 mit 2005-2006) (aus HARRIS & ISAKSEN 2008)

Seit 1999 ist im Permafrost am Janssonberg eine sich zunehmend verstärkende Erwärmung festzustellen; der rechnerisch ermittelte Betrag beläuft sich an der Permafrostoberfläche auf 0,6-0,7 °C pro Jahrzehnt (vgl. ISAKSEN, SOLLID et al. 2007). Dabei überlagern die Extremtemperaturen im Zeitraum 2005-2006 einen längerfristigen signifikanten Erwärmungstrend. Sollte die Häufigkeit solcher kurzfristigen Temperaturerhöhungen zunehmen, verlief die oberflächennahe Erwärmung des Permafrostes eher unregelmäßig als graduell. Ein Vergleich der Lufttemperaturen aus dem Jahr 2006 mit modellierten Temperaturwerten unter Berücksichtigung einer Erwärmung infolge einer erhöhten Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre im 21. Jahrhundert zeigt, dass die Temperaturverhältnisse gut in den Rahmen des prognostizierten Zeitabschnitts 2071-2100 passen (vgl. HARRIS & ISAKSEN 2008). Dies lässt vermuten, dass der hocharktische Svalbard-Archipel möglicherweise besonders sensibel und rasch auf einen Klimawandel reagiert.

Berücksichtigt man die Klimavariabilität in der Vergangenheit und die Anzeichen für einen anhaltenden und eventuell noch beschleunigten zukünftigen Klimawandel, befindet sich der Permafrost in Svalbard zweifellos in einem Übergangsstadium. Die Reaktion auf Klimaveränderungen erfolgt dabei in unterschiedlichen Zeitskalen. Extreme jährliche Temperaturerhöhungen spiegeln sich relativ rasch in der Mächtigkeit der Auftauschicht wider, während Veränderungen im Laufe von Jahrzehnten oder Jahrhunderten im geothermischen Profil unmittelbar unterhalb der Null-Amplitude zu erwarten sind. Eine tiefgründige Erwärmung oder gar ein Auftauen des Permafrostes an der Basis erfordert wahrscheinlich einen Zeitraum von mehreren Jahrtausenden, sofern es sich um kontinuierlichen mächtigen Permafrost handelt.

Im kontinuierlichen, weithin „kalten“ Permafrost Svalbards stellt die vermutete zukünftige Klimaentwicklung wahrscheinlich keine unmittelbare Bedrohung für die lokale, vornehmlich aus den letzten drei Jahrzehnten stammende, moderne Infrastruktur dar. Aktuelle, realistische Temperaturszenarien für Svalbard deuten auf eine mittlere Erwärmung der Sommer bis zum Jahre 2050 um ca. 0,03 °C pro Jahr (vgl. HANSEN-BAUER 2002), wodurch der „kalte“ kontinuierliche Permafrost während der sommerlichen Auftauperiode eine Erwärmung erfährt und die Auftauschichtmächtigkeit zunimmt, was im eisreichen Permafrostboden zu Setzungserscheinungen und Hanginstabilität führen kann (vgl. ISAKSEN, SOLLID et al. 2007).

5 Ausgewählte themenbezogene Wanderexkursionen in Nordenskiöldland und Umgebung

Ausgehend von dem per Flugzeug oder Schiff vom europäischen Festland zu erreichenden Hauptort Longyearbyen lassen sich in Nordenskiöldland und Umgebung verschiedene Wanderexkursionen durchführen, mit Hilfe derer die glaziäre und periglaziäre Landschaftsformung in Zentralspitzbergen näher studiert werden kann. Außer eintägigen Exkursionen in die gering vergletscherten Täler und auf die blockfeldbedeckten Plateaus nahe Longyearbyen sind längere, anspruchsvolle Trekkingtouren in entlegene, wissenschaftlich weniger erforschte Gebiete, wie etwa zur Ostküste Spitzbergens, möglich. Im Folgenden werden drei zehn- bis vierzehntägige, von den Autoren getestete Trekkingtouren vorgestellt. Sie gewähren einen tieferen Einblick in die kaltklimatische Landschaftsformung sowohl an den Küsten als auch im kontinentaleren Binnenland Nordenskiöldlands.

Voraussetzung für die Wandertouren ist eine gute körperliche Fitness, festes Schuhwerk (steigeisenfeste Bergschuhe, Wandergummistiefel) sowie wasser- und winddichte Kleidung. Da keine Übernachtungshütten zur Verfügung stehen, ist eine Biwakausrüstung erforderlich. Der logistische Aufwand ist wesentlich größer als bei vergleichbaren Trekkingtouren in anderen Hochgebirgen, etwa in den Alpen, Skandinavien oder Lappland. Zur Selbstverteidigung gegen Eisbären, die außerhalb von Longyearbyen in Nordenskiöldland überall – selbst weit im Binnenland und in vergletscherten Hochlagen – auftauchen können, ist ein großkalibriges Gewehr (kann in Longyearbyen ausgeliehen werden) mitzuführen. Für Touren außerhalb des Verwaltungsgebietes 10, etwa zur Agardh-Bucht an der Ostküste, ist eine Anmeldung beim Gouverneur (Sysselmann) zwingend erforderlich. Je nach Art, Ziel und Zweck der Tour, Erfahrung der Teilnehmer sowie der vorhandenen Sicherheitsausrüstung (Waffe, Kommunikationsmittel) kann der Gouverneur eine Versicherungssumme festsetzen, die die Kosten einer eventuell notwendigen Such- und Rettungsaktion abdeckt.

Obwohl die Routen der vorgeschlagenen Wanderexkursionen (vgl. Abb. 55) vornehmlich in Tallagen verlaufen und die spärliche Vegetation die Orientierung im Gelände erleichtert, kann plötzlich auftretender (Küsten-) Nebel Schwierigkeiten bereiten. Erfahrung im Umgang mit Karte (1:100 000), Kompaß und GPS ist daher Pflicht. Aufgrund der nördlichen, küstennahen Lage ist das Wetter oft sehr wechselhaft. Plötzliche Kaltlufteinbrüche mit Schneefällen sind selbst im Sommer keine Seltenheit, wobei auch niedrige Pässe einschneien und dadurch unpassierbar werden können. Die Exkursionen lassen sich zwischen Mitte Juli und Ende August am besten durchführen. Im Juni ist die Schneeschmelze noch nicht abgeschlossen, während sich Anfang September bei zunehmender Kälte in den Tieflagen bereits eine neue Schneedecke bildet. Für Fluß- und Gletscherquerungen bedarf es entsprechender Ausrüstung und Erfahrung. Das Begehen und Queren von Gletscherzungen ist auf einigen Teilabschnitten der vorgeschlagenen Exkursionen unvermeidlich und mit spezifischen Risiken (Spalten, Gletscherbäche etc.) verbunden. Ebenso müssen zahlreiche breite und kalte Gletscherflüsse mit wetterabhängig kurzfristig stark schwankendem Wasserstand (insbesondere Adventelv, Reindalselv, Gröndalselv, Sassanelv) durchwaten werden, was sich als zeitraubend und unangenehm erweisen kann. Die drei Wanderexkursionen (vgl. Abb. 56) sollten daher aus Gründen der Sicherheit und Logistik nur in Gruppen mit einem erfahrenen Guide durchgeführt werden.



Abb. 55: Übersichtskarte zum Routenverlauf ausgewählter themenbezogener Wanderexkursionen in Nordenskiöldland und Umgebung (Turkart Nordenskiöldland, Spitsbergen, Svalbard 1:200 000, 2008)

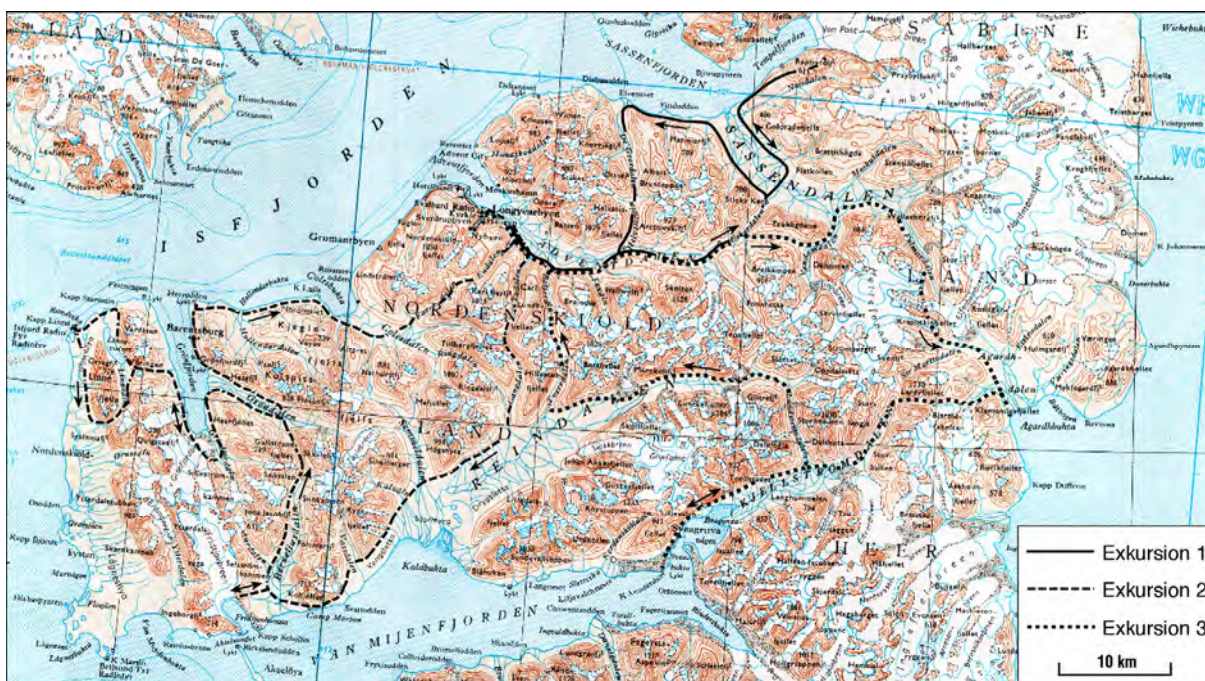


Abb. 56: Übersichtskarte zum Routenverlauf der Wanderexkursionen 1 - 3 in Nordenskiöldland und Umgebung (Topografisk kart Spitsbergen, Söre Del, Svalbard 1:500 000, 2008)

5.1 Longyearbyen – Adventtäl – Eskertäl – Sassentäl – Tempelfjord – Sassenfjord – De Geertäl – Helvetiatäl – Adventtäl – Longyearbyen (ca. 150 km)

Themen: Hang- und Talformung (Trog-, Kasten-, Mulden-, Kerbtäler), Rutschungserscheinungen, Thermoerosion, Eiskeilpolygone, Pingos, Frostblister, „Surge“-Gletscher

Die Wanderekursion beginnt am Forschungspark (UNIS, Norw. Polarinstitut, Touristen-Information mit Verkauf topographischer Karten) in Longyearbyen und folgt dem Fahrweg zur Kohlegrube 7 ins Adventtäl. Nördlich der Straße befindet sich das von feinsandigen fluviolen Sedimenten gebildete Mündungsdelta des Adventelv. Der südlich der Trasse am Fuße des Gruvefjells gelegene See „Isdammen“ wird von Subpermafrost-Grundwasserströmen gespeist. Sein Wasser friert im Winter nicht bis zum Seeboden durch und kann daher ganzjährig zur Trinkwasserversorgung Longyearbyens genutzt werden. Auf den verschiedenen, teils lößbedeckten Terrassenniveaus beidseits des Fahrweges sind Eiskeilpolygone unterschiedlicher Altersstellung entwickelt. Die Eiskeile repräsentieren verschiedene Entwicklungsstadien und Generationen; sie sind teils epigenetisch, teils syngenetisch entstanden. Im Winter gebildete Risse belegen ihre rezente Aktivität. Die Entnahme von Straßenbaumaterial hat stellenweise zur Absenkung der Permafrosttafel und zur Kappung von Eiskeilen geführt. Die resultierende sommerliche Wasserüberstauung der ausschmelzenden Eiskeilnetze hat ein markantes, anthropogen induziertes Thermokarstterrain entlang einiger Straßenabschnitte entstehen lassen. Wo die lokalen Grundwasserströme und Bodentemperaturverhältnisse durch die Straßenbaumaßnahmen verändert worden sind, entstanden offenbar günstige Voraussetzungen für die Entwicklung von Frostblistern, wie das gehäufte Auftreten derartiger Hügelformen entlang des Fahrweges vermuten lässt.

Taleinwärts von Grube 7 folgt die Exkursionsroute dem als „braided river“ entwickelten Lauf des Adventelv. Dabei sind zunächst die Schotter-Schwemmfächer und Gletscherbäche von Foxfonna, Foxbre, Fleinisen, Hallwylbre, Gløttfjellbre und Møysalbre zu überqueren, deren nordexponierte Gletscherzungen von mächtigen Eiskernmoränen umrahmt sind. Entlang der Bachläufe finden sich gelegentlich Injektions-eiskörper in Gestalt von Frostblistern. Die Blankeiskörper haben die hangenden Lockersedimente schild- oder plateauartig angehoben. Die Mehrzahl der Hügelbildungen kollabiert im Laufe des Sommers als Folge einer raschen Bodeneisauflösung entlang von Spalten und fluviolen Anschnitten.

Westlich und nördlich des Janssonberges (Janssonhaugen) sind glazifluviale Ablagerungen aus der Deglaziationsphase erhalten. Sie bilden weitgespannte flache Terrassen, deren Ränder steil zum Janssonelv-Schwemmfächer und zum Adventelv-Flußbett abfallen. Die wind- und kälteexponierten Terrassenflächen sind von scharf ausgeprägten Eiskeilnetzen überzogen, deren Spaltenzüge teilweise an den Terrassenrändern auslaufen. Infolge fluviolen Unterschneidung durch den aus dem Janssontäl kommenden Gletscherbach wird vor allem der westorientierte Terrassenhang steil gehalten. Dadurch werden hin und wieder Eiskeile am Rande des Terrassenkörpers freigelegt. Die so exponierten Bodeneiskörper schmelzen an den Terrassenrändern im Sommer rasch aus. Durch rückschreitende Erosion entlang der Spaltenzüge entstehen auf diese Weise charakteristische Kerb- und Sohlentälchen, deren auffällig winkliger Verlauf noch deutlich das Muster der ehemaligen Eiskeilnetze widerspiegelt.

Vom Gipfel des Janssonberges (339 m), eines in kretazischen Sandsteinen und Tonschiefern angelegten Zeugenberges, hat man einen ausgezeichneten Blick auf die Terrassen und Eiskeilnetze am Mittellauf des Adventelv. In 270 m Höhe ü.M. befindet sich die Betonabdeckung des 1998 fertiggestellten und mit Thermistoren ausgestatteten Janssonhaugen-Permafrostbohrloches. Nördlich des Janssonberges mündet das Helvetiatäl mit einem weiträumigen Schwemmfächer in das Adventtäl. Am Zusammenfluß von Helvetiaelv und Adventelv hat sich ein mächtiger Pingo entwickelt. In nordöstlicher Richtung schließt sich das Arctowskifjell an, an deren Oberhängen kretazische Sandsteinblöcke und -schollen über jurassischen Siltstein- und Tonschieferlagen talwärts verlagert worden sind, so dass ein unruhiges, stark reliefiertes Hangprofil entstanden ist.

Der in Schiefeln entwickelte, 28 m hohe Pingo (Janssonpingo, vgl. Foto 38) vom „Offenen-System“-Typ besitzt eine flache Gipfelmulde, die eine Mineralquelle enthält. Letztere ist auch im Winter aktiv; das an der Pingooberfläche freigesetzte Quellwasser gefriert rasch und bildet eine mächtige Aufeisdecke, die sich vom Pingotop bis herab zum Adventelv-Flußbett erstrecken kann. Die fluvial unterschnittene Pingosüdflanke fällt steil zum Flusslauf hin ab. Unter der 0,5-1,0 m dünnen Deckschicht aus aufgepresstem Schieferschutt befindet sich ein mächtiger Blankeiskern. Ein Besuch und eine nähere Inspektion des Pingos lohnt sich zweifelsfrei, zumal die Oberfläche des Injektionseiskerns unter der dünnen Deckschicht leicht zu ergraben ist. Nach Osten eröffnet sich vom Pingogipfel ein hervorragender Blick in das kastenförmig ausgeprägte mittlere Adventtäl, dessen Talsohle auf ganzer Breite von den anastomosierenden, ständig ihren Lauf verlegenden Pendelfläüssen des Adventelv überzogen ist. Voraussetzung ist eine Querung des Adventelv-Flußbettes in Pingo­nähe, die sich an warmen Tagen mit starkem Schmelzwasserabfluß vor allem am Abend als problematisch erweisen kann. Vom Janssonpingo aus empfiehlt sich ein kurzer Abstecher zum Rande einer glazifluvialen Terrasse am Fuße des Arctowskifjells, deren Südwesthang von den aus dem Helvetiatäl kommenden Schmelzwasserbächen unterschnitten wird. Die durch die fluviale Unterminierung am Terrassenrand freigelegten Sand- und Kieslagen sind stark ver­stellt und enthalten mächtige Bodeneiskörper, deren Ursprung und Altersstellung noch ungeklärt sind.



Foto 38: Blick von der Nordabdachung des Janssonberges auf die Einmündung des Helvetiatäles in das mittlere Adventtäl. An der Schnittstelle der beiden Täler hat sich ein 28 m hoher „Offener-System-Pingo“ entwickelt („Jansson-Pingo“), dessen Südflanke vom Adventelv umflossen und dadurch steil gehalten wird. Die flache Gipfelmulde des Pingos enthält eine Mineralquelle, deren Wasser im Winter gefriert und eine Aufeisdecke bildet. Der in jurassischen Schiefeln angelegte Pingo enthält einen mächtigen Injektionseiskern, dessen Oberfläche in der Gipfelmulde in <1 m Tiefe ergraben wurde. Die flachen, stark durchfeuchteten Hänge im Vordergrund sind mit Büldenböden besetzt. Im Bildhintergrund erheben sich die rund 1000 m hohen Berge des Helvetiafjells (25.8.1982).

Schollen- und blockförmige Rutschungsablagerungen sind an den Hängen des Arctowskifjells in unterschiedlichen Höhenlagen anzutreffen. Anhand der vertikalen Verbreitung lassen sich zwei Hauptgruppen in den Höhenbereichen 200-300 m ü.M. und 350-450 m ü.M. unterscheiden. Die Hänge sind weithin in morphologisch weichen Tonschiefern angelegt. Diese werden von resistenten quarzitischen Sandsteinen überlagert, die als „caprocks“ markante Stufen und Kämme bilden. Die einzelnen Schollen und Blöcke bestehen aus Schichten unterschiedlicher morphologischer Wertigkeit, wobei die harten Sandsteinlagen zumeist als Steilhänge im Gelände hervortreten. Die darunter befindlichen weichen Schieferlagen sind nach Ausweis der Geländebefunde oftmals stark verfaltet und weisen kleinere Verwerfungen auf. Die Gleitflächen befinden sich im weichen Schiefergestein. Als mögliche Ursachen für die Entstehung der Rutschungserscheinungen am Arctowskifjell sowie am nahegelegenen Albert Bruntoppen und Ottofjell sind vor allem der Belastungsdruck der hangenden Sandsteinschichten auf die weichen Tonschieferlagen im Untergrund, die Druckentlastung an den Talflanken nach Rück- und Abschmelzen des pleistozänen

Inlandeises sowie die damit einhergehenden hydrologischen Veränderungen in den vom Eise freigegebenen Substraten zu nennen. Die Rutschungsvorgänge könnten somit während der Deglaziation des Gebietes stattgefunden haben, wobei die Untergrenzen der beiden Hauptniveaus des Auftretens von Rutschungsblöcken und -schollen die jeweilige Höhenlage der Gletscheroberfläche widerspiegeln könnte.

In den Talböden des zwischen dem Janssonberg und dem Drønbre-Sander breit ausgeräumten mittleren Adventtales hat sich der Adventelv in Gestalt eines Kastentales bis zu 50 m tief eingeschnitten (vgl. Foto 39). Die am Arctowskifjell und Skolten ansetzenden Tributärtäler zeichnen sich durch einen kerbförmigen oder kerbsohlenförmigen Querschnitt aus. Täler mit rezenter Gletscheranbindung, wie etwa das Arnicaltal, sind abschnittsweise kastenförmig ausgeprägt. Viele dieser Täler weisen bis spät in den Sommer mächtige Schneeeinlagerungen auf. Das langfristig freigesetzte Schmelzwasser begünstigt gelisolifluidale und abluale Abtragungsvorgänge an den talwärtigen Hängen. Ca. 2 km talaufwärts des Janssonpingos befindet sich inmitten des „braided river systems“ des Adventelv ein weiterer aktiver Pingo (Riverbedpingo). Er enthält unter einer 1,5-3,0 m mächtigen Deckschicht aus aufgedrückten Flussschottern und Schieferdetritus sowohl Injektions- als auch Segregationseis. Der Zuflusskanal des Subpermafrostwassers durch den Permafrostboden hat sich in den letzten 20 Jahren offenbar mehrmals verlagert, wodurch sowohl ein mehrjähriger Sekundärpingo als auch mehrere kurzlebige Aufeishügel entstanden sind. Das Höhenwachstum des „Offenen-System-Pingos“ betrug im Zeitraum 1964-2008 rund 4,5 m.



Foto 39: Blick nach Osten auf den Mittellauf des Adventelv zwischen Janssonberg und Skolten. Der von den Schmelzwässern des Drønbre und einiger kleinerer Gletscher gespeiste Adventelv hat sich kastenartig 20-30 m tief in die jurassischen Schiefer- und Sandsteinschichten am Grunde der glaziär geprägten Talvorform eingeschnitten. Die aktive Talsohle ist von einem dichten Geflecht ständig ihren Lauf verändernder, über die gesamte Breite der Schottertalsohle pendelnder Gerinne überzogen („braided river“). Die steil bis wandartig aus der Talsohle aufsteigenden Hänge werden stellenweise unterschritten und zurückverlegt (6.8.1983).

Die sanft auslaufenden Unterhänge und Verebnungen im mittleren und oberen Adventtal sind weithin von Eiskeilpolygonnetzen überzogen. Die weitmaschigen, überwiegend tetra-, penta- und hexagonalen Polygone sind vornehmlich auf glazifluvialen, lokal lößbedeckten Terrassensedimenten sowie Grundmoränenablagerungen anzutreffen, erstrecken sich aber auch auf stärker reliefierte, detritusbedeckte Hangabschnitte. Die zugehörigen, bis zu 220 cm breiten und bis zu 490 cm tiefen Eiskeile sind unterschiedlich aktiv, wobei es nicht in jedem Winter zur Rissbildung kommt. Die Eiskeilnetze durchsetzen auf den stärker geneigten Mittelhängen auch das im Untergrund anstehende Festgestein. Dabei bleibt die Eiskeilbildung zumindest im Tonschiefer und Siltstein nicht auf die Schichtgrenzen beschränkt, wie Grabungsreihen an den Hängen des Skolten ausweisen. Die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht variiert in Abhängigkeit von Relief, Exposition, Substrat und Bodenfeuchtigkeit bereits kleinräumig sehr stark, wobei die größten Auftaumächtigkeiten in grobkörnigen glazifluvialen Ablagerungen festgestellt wurden. In den Spätsommern 1982, 1983, 1987 und 1992 befand sich über den Eiskeilen auf den

Verebnungen beidseits des Adventelv-Kastentales noch eine 15-32 cm mächtige, gefrorene Substratlage, die bei einigen Eiskeilen von einer vertikalen, 1-3 cm dünnen, am Eiskeil ansetzenden Eisschnur durchzogen war. Bei anderen Eiskeilen fehlte eine solche Eisschnur, doch ließ sich manchmal eine zentrale Aufwölbung der Eiskeiloberfläche feststellen, was sich mit entsprechenden Beobachtungen an Eiskeilen am Unterlauf des Adventelv deckt.

Das flachwellige, vornehmlich von Grundmoräne gebildete Terrain westlich des Drønbre-Sanders wird von einigen besonders breiten und tiefen Eiskeilspalten durchzogen, die sich aufgrund ihres dichten Vegetationsbesatzes deutlich von den angrenzenden windexponierten, vegetationsarmen Flächen abheben. Unmittelbar am Sanderrand befindet sich rund 2 km vor der mächtigen Eiskernmoräne des Drønbre / Skoltbre eine kleine Pingogruppe, deren südlichster Hügel eine Höhe von 21 m über dem Sanderniveau erreicht (vgl. Foto 40). Ein kleiner Teich zwischen den Hügeln lässt sich als Thermokarstsee deuten. Er ist durch Ausschmelzen von Bodeneis, vermutlich Injektionseis aus dem Kern eines ehemaligen, inzwischen kollabierten Pingos, entstanden. Der Drønbre stellt mit einer Fläche von 32 km² den größten Gletscher im Einzugsgebiet des Adventelv dar. Die Eismächtigkeit beträgt bis zu 200 m. Ein großer Teil der Gletscher-sole befindet sich am Druckschmelzpunkt. Schmelzwasser wird ganzjährig freigesetzt und bildet im Winter große Aufeisflächen vor der Gletscherstirn. Der polythermale Gletscher ist dynamischer als die meisten Gletscher in der Umgebung. Seine Fließgeschwindigkeit beläuft sich nahe der Gleichgewichtslinie auf 8-10 m pro Jahr. Der letzte „Surge“-Vorstoß fand um 1900 statt. Die kleineren, vom Skolten-Gipfel herabziehenden Gletscher sind am Untergrund angefroren, „cold-based“ und vergleichsweise inaktiv.



Foto 40: Blick von einem 21 m hohen Pingo (165 m ü.M.) über das breite obere Adventtäl auf die Hochflächen und Kare zwischen dem Arctowskifjell und Lusitaniafjell. Am Westrand des Drønbre-Sanders befindet sich eine kleine Gruppe flacher Pingos mit scharf ausgeprägten Spaltenbildungen (Bildmitte). Die Spalten unterscheiden sich durch ihr dichtes Vegetationskleid von der angrenzenden wind- und kälteexponierten, mit einem Steinpanzer überzogenen Pingo-oberfläche. Der kleine Teich am linken Bildrand lässt sich als Thermokarstsee deuten. Er ist vermutlich durch Ausschmelzen von Bodeneis aus dem Kern eines inzwischen kollabierten Pingos entstanden (3.8.2008).

Die Exkursionsroute verläuft vom Skoltbre / Drønbre-Terminus in nördlicher Richtung zur Passhytta im Brentskard. Die zahlreichen Gletscherbäche auf der breiten Schotterebene vor der Eiskernmoräne lassen sich talabwärts östlich der beschriebenen Pingogruppe am besten überwinden. Nach Süden bietet sich ein freier Blick auf die Gletscher- und Bergkulisse am Drønbre (vgl. Foto 41), nach Osten auf den Eiskontakthang des Brentskardhaugen. Kurz vor Erreichen des Brentskardpasses ist ein größeres Feld aus Erd- und Torfbülten (Thufur, Pounus) zu überqueren. Im flachen Passbereich zwischen dem oberen Adventtäl und dem ins Sassental entwässernden Eskertäl dominieren blockreiche Grundmoränenablagerungen aus der Deglaziationsphase. Im Brentskard und auf dem Talboden des trogförmig ausgeprägten Eskertales sind eine Reihe „Offener-System-Pingos“ entwickelt. Ihre genaue Anzahl ist nicht bekannt, da die Genese einiger Hügelformen noch nicht geklärt ist. Mehrere Hügel ähneln

morphologisch zwar Pingos, doch lassen die jeweiligen Lagebedingungen und Abmessungen auch eine Deutung als Osreste oder Moränenhügelrelikte zu. So verdankt das Eskertal (=Ostal) seinen Namen einer mächtigen Lockermaterialakkumulation, die lange Zeit als Os und erst jüngst (vgl. TOLGENSBAKK, SØRBEL & HØGVARD 2000) als Pingo interpretiert worden ist. Gezielte Bohrungen, Grabungen und geophysikalische Untersuchungen könnten nähere Hinweise auf die Genese der fraglichen Hügelformen liefern.



Foto 41: Blick vom Drønbre-Sander nach Süden auf die Gletscher- und Bergkulisse am Drønbre. Die rund 1 km breite Schotterebene vor dem Drønbre-Terminus wird von zahlreichen breiten Schmelzwasserbächen überflossen, die auf der Exkursion Richtung Brentskardpaß durchwatet werden müssen. Im Hintergrund sind die vergletscherten Berggipfel des Tronfjells (1047 m, linker Bildrand) und Nurken (867 m, rechts) zu erkennen. Der Drønbre ist seit seinem „Surge“-Vorstoß um 1900 stark zurückgeschmolzen und hat in seinem Vorfeld und an den Hängen des Fleksurfjells ausgedehnte Moränenfelder hinterlassen (3.8.2008)

Von den bisher identifizierten Pingos verdient ein ca. 2 km nordöstlich der Passhütte gelegener dreiteiliger, knapp 39 m hoher Pingo besondere Beachtung. Er ist im Zeitraum 1983-2008 um 14 m in die Höhe gewachsen und weist damit die größte bislang an einem Pingo in Svalbard registrierte Wachstumsrate auf. Die Mehrzahl der im Eskertal entwickelten Pingos besitzt eine schild- oder plateauförmige Gestalt. Die Pingohöhe beträgt 8-10 m. Die Hügelflanken sind stellenweise fluvial unterschritten; einige Pingos zeichnen sich durch eine flache Gipfelmulde aus. Mit Ausnahme eines im tributären Trehøgdtal gelegenen Pingos sind alle Hügel in Lockersedimenten, insbesondere fluvialen, glazifluvialen und moränischen Ablagerungen angelegt. Der flächenmäßig größte, früher als Os gedeutete Pingo befindet sich in Hangfußlage im trogförmig ausgeprägten mittleren Eskertal. Der hangparallel orientierte, in Fließrichtung des Eskerelv verlaufende, rund 1 km lange kuppige Hügel erreicht eine Höhe von maximal 32 m über dem Flussniveau. Vier weitere schildförmige Pingos unterscheiden sich von den bisher beschriebenen, im Talsohlenbereich gelegenen Hügelformen durch ihre spezifische Hanglage. Sie sind auf einer diagonal am Südosthang des Sticky Keep-Berges verlaufenden Achse angeordnet, die vermutlich eine Störungszone im Untergrund nachzeichnet, entlang derer Subpermafrost-Grundwasser aufdringen konnte.

Die fluvialen Erosionshänge und Aufschlüsse an den Flanken der im Brentskard und Eskertal entwickelten Pingos liefern wertvolle Hinweise auf die Art und Mächtigkeit der sedimentären Talfüllungen. Die Schotter der Talsohlen sind bei der Pingobildung oft viele Meter herausgehoben worden, ohne dass das im Untergrund anstehende Festgestein zutage tritt. Die Schottermächtigkeit im Brentskard und oberen Adventtal beträgt demnach mindestens 7-8 m. Dieser Befund ist eindeutig, da die Basis der Schotter wie im Falle des 39 m hohen Brentskard-Pingos unter die Talsohle abtaucht und die teilweise steilhängigen Pingohügel nach ihrer Heraushebung verstärkt der Abtragung unterlagen. Die

Permafrosttafel befand sich bei allen Grabungen im Talsohlenbereich (1982, 1983, 1988, 1992) in 75-120 cm Tiefe noch im Schotterkörper.

Die Talhänge des Brentskards und oberen Eskertals zeichnen sich durch ein konkaves Vertikalprofil aus. Ein auffälliges Merkmal der Oberhänge sind die dicht gescharten Runsen, Ravinen und Kerben, die zumeist an perennierenden Schneeflecken ansetzen (vgl. Foto 42). In ihnen tritt das anstehende Festgestein stellenweise an die Oberfläche. Dagegen sind die sanft auslaufenden, vegetationsreicheren Unterhänge im Lockersediment angelegt. Grabungsbefunden zufolge besteht das Substrat vornehmlich aus Hangschuttdecken, die lokal Grundmoränenmaterial enthalten können, sowie Schwemmfächerablagerungen. Die flachen, randlich oft verschmelzenden Schwemmfächer werden durch Abtragungsmaterial aus den hangaufwärtigen Hangrunsen und -kerben gespeist. Sie verzahnen sich mit den Schotterkörpern der Talsohlen, woraus der konkave Übergang resultiert. Dies gilt allerdings nur für Talabschnitte ohne rezente Gletscheranbindung. Täler mit Gletscheranschluß haben sich oft kastenförmig eingeschnitten und unterliegen auch heute noch der Eintiefung.



Foto 42: Blick aus dem oberen Eskertal auf den Nordwesthang der Trehøgdene. Der knapp 400 m hohe Hang zeichnet sich durch ein konkaves Vertikalprofil aus. Ein auffälliges Merkmal sind die an bereits abgeschmolzenen Schneeflecken ansetzenden dicht gescharten Runsen und Ravinen, in denen die anstehenden morphologisch weichen triassischen Tonschiefer und Siltsteine stellenweise zutage treten. Dagegen sind die sanft auslaufenden Unterhänge im Lockersediment angelegt. Ihr Material besteht vornehmlich aus Hangschutt und Grundmoräne. Die wind- und kalteexponierte Verebnung im Bildvordergrund ist von einem Deflations- / Auffriersteinpanzer überzogen (4.8.2008).

Die periglaziären, vornehmlich mit Schneeschmelzwasser versorgten Bäche sind gegenwärtig hingegen nicht in der Lage, die Sohle der ehemaligen Glaziärtäler tiefer zu legen. Das aus den Hangrunsen und -kerben angelieferte Material wird stattdessen überwiegend im flachen Talsohlenbereich akkumuliert. Einen Beleg für die relativ bescheidene Erosionsleistung der periglaziären Bäche liefert der 8 m hohe Wasserfall Eskerfossen an der Ausmündung des Eskertals in das Sassental (vgl. Foto 43). Er ist an einer wenig resistenten Tonschieferbank entstanden. Stärker zerschnitten und ausgeräumt wurden vor allem die morphologisch weicherer glazifluvialen Deltaablagerungen an der Talmündung. Das Längsprofil des Eskertales ist noch immer trotz einer vergleichsweise großen Wasserführung unausgeglichen.

Die weitere Exkursionsroute führt durch das untere Sassental zur ehemaligen Trapperstation Fredheim am Tempelfjord. Das 5-6 km breit ausgeschürfte Sassental bildet die Grenze zwischen Nordenskiöldland und dem nordöstlich anschließenden Sabineland. Der abflussreiche, durch den mächtigen Rabotbre und die Gletscher im Fulmortal und Vendomtäl gespeiste Sasseneelv ist flussabwärts der Einmündung des Eskerelv nur schwer zu überqueren. Es empfiehlt sich daher, den Fluß bereits am Eskerelv-Schwemmfächer oder etwas talaufwärts davon zu durchwaten, um danach am nordöstlichen Flussufer talabwärts zu wandern.



Foto 43: Der 8 m hohe Wasserfall Eskerfossen an der Ausmündung des Eskertals in das mittlere Sassental ist durch rückschreitende Erosion an einer gering resistenten Tonschieferbank entstanden. Er stellt einen der wenigen Wasserfälle in Nordenskiöldland dar. Das Längsprofil des Eskertals ist aufgrund der Anbindung nur weniger kleiner Gletscher und der damit verknüpften geringen Wasserführung im Unterschied zu den weithin vorherrschenden stärker vergletscherten Tälern noch immer unausgeglichen. Stärker ausgeräumt wurden vornehmlich die morphologisch weicherer Deltaablagerungen an der Talmündung (4.8.2008).

Das Sassental zeichnet sich durch eine mächtige Füllung aus glazifluvialen, fluvialen und marinen Sedimenten aus. Vor den Einmündungen der Seitentäler (Eskertal, Deltatal, Noistal, Bratlital, Moskustal) finden sich Reste glazifluvialer Deltaschüttungen. Isostatisch gehobene marine Ablagerungen greifen nordöstlich des Flusslaufes weit ins Tal zurück. Den Tributärtälern sind mächtige Schwemmfächer vorgelegt, die sich weit ins Haupttal erstrecken und den Sassanelv-Flußlauf dadurch auf die jeweils gegenüberliegende Talseite drängen. In Flussufernähe sind stellenweise lößähnliche äolische Sedimente anzutreffen.

Die flach auslaufenden Unterhänge der steilen Talflanken (Trehøgdhallet, Gjelhallet, Flatkoll-hallet) sind von gelisolifluidalem Schutt bedeckt. In Schutzlagen sind Grundmoränenablagerungen erhalten. Auf den marinen und fluvialen Terrassen am Flussunterlauf haben sich stellenweise Moore mit zumeist geringen Torfmächtigkeiten (<1 m) entwickelt. Die Terrassen- und Deltaflächen sind weithin von Eiskeilnetzen überzogen. In den versumpften und vermoorten Geländedepressionen finden sich kleinere Erd- und Torfbültenfelder. Der Sassanelv ist ein typischer „braided river“, der mit einem Delta in den Sassenfjord mündet. Mit dem Schmelzwasser werden beträchtliche Mengen suspendierter Feinsedimente verfrachtet, die am Unterlauf und im Mündungsbereich des Flusses in Form ständig ihre Lage im Flussbett verändernder Sandbänke akkumuliert werden.

Von Fredheim aus gibt es zwei Möglichkeiten, die gemeinsame Kalbungsfrent der beiden Gletscher Tunabre und Von Postbre im Tempelfjord zu erreichen. Ein Weg führt entlang des südöstlichen Fjordufers über Kap Schoultz zur südlichen Seitenmoräne und zum Kalbungskliff des Von Postbre. Der Weg ist etwas beschwerlich und an einigen steileren Uferabschnitten nicht ganz ungefährlich. Bei gutem Wetter lohnt sich daher die Route über das Fjordnibba-Rejmyrefjell-Plateau (614 m, vgl. Foto 44). Vom Plateau aus bietet sich ein exzellenter Blick auf die eindrucksvollen Steilwände des Sindballafjells (825 m) und Gerardfjells (875 m) auf der gegenüberliegenden Fjordseite (vgl. Foto 45) sowie die Kalbungsfrent des Tunabre / Von Postbre mit dem Kolonadenberg im Nordosten (vgl. Foto 46). Die nahezu horizontal lagernden Sandstein-, Dolomit- und Tonschieferschichten des Sindballa- und Gerardfjells bilden stark zergliederte Steilabfälle am Tempelfjord, die von mächtigen Sturzschuttakkumulationen gesäumt werden. Die Steilwände sind durch eine dichte Abfolge von Steinschlaggrinnen gegliedert, die sich am Rande der Hochflächen trichterartig erweitern. Der in den Steinschlaggrinnen abwärts gelenkte Schutt bildet am Fuße der Wände einen Saum eindrucksvoller, seitlich miteinander verschmelzender Sturzschuttkegel, deren Oberflächen stellenweise durch Mur- und Lawinenbahnen überprägt sind. Aus einigen der Sturzschutt-

akkumulationen haben sich lobenförmige Blockgletscher entwickelt. Letztere haben an verschiedenen Plätzen relativ junge holozäne Strandterrassen überfahren.



Foto 44: Blick auf den Tempelfjord und den Fjordnibba-Rejmyrefjell-Berg Rücken an seinem Südostufer. Im Hintergrund ist das Kalbungskliff des Tunabre im Fjord zu erkennen, dahinter der eingeschnittene Steilabfall des Kolonadenberges. Die Unterhänge des Fjordnibba (333 m) sind von mächtigen Sturzschtthalden gesäumt, die sich bis in den Fjord erstrecken. Auf der gehobenen Strandterrasse im Bildvordergrund sind Reste einer alten Hütte der ehemaligen Trapperstation Fredheim erhalten (20.8.1983).



Foto 45: Blick vom Fjordnibba auf den Tempelberg (766 m) bei Bjonahamn am Ausgang des Tempelfjordes. Die nahezu horizontal lagernden oberpermischen bis unterkarbonischen Sandstein-, Dolomit- und Tonschieferschichten bilden stark zergliederte Steilabfälle, die von mächtigen Sturzschtthalden gesäumt sind. Die Steilwände sind durch eine dichte Abfolge von Steinschlagrinnen gegliedert, die sich am Rande der Hochflächen trichterartig erweitern. Der in den Steinschlagrinnen abwärts gelenkte Schutt bildet am Fuße der Wände einen Saum imposanter, seitlich miteinander verschmelzender Sturzschtthalden, aus denen sich stellenweise lobenförmige Blockgletscher (Bildmitte) entwickelt haben. Letztere haben bei Bjonasletta relativ junge holozäne Strandterrassen überfahren (23.8.1982).

Die wenigen, tief in das Plateau eingelassenen kurzen Trogtäler enthalten stark schuttbedeckte Talgletscherreste, die von kleinen Plateaugletschern auf der Hochfläche genährt werden. Die dünnen, „kalten“ Plateaugletscher sind im Rückschmelzen begriffen, während das Eis der zugehörigen Talgletscher durch den mächtigen thermisch isolierenden Schuttmantel weithin vor dem Abschmelzen geschützt ist. Die

Zungen einiger Talgletscher sind fast vollständig mit Schutt bedeckt, so dass das Gletschereis nur noch an fluvialen Anschnitten zutage tritt. Die Kalbungsfront von Tunabre / Von Postbre ist in den letzten Jahren zurückgeschmolzen, wie die an den Fjordufern zurückgelassenen Seitenmoränen belegen. Beide Gletscher gehören zum „Surge“-Typ, wobei der letzte „Surge“-Vorstoß erst jüngst (2002-2004?) stattgefunden hat. Weitere Vorstöße vollzogen sich um 1970 und 1930 (Tunabre), 1924-1932 sowie um 1870 (Von Postbre). Vom Rejmyrefjell-Kalotten-Plateau aus hat man einen hervorragenden Blick auf die aktuelle Kalbungsfront, die Seiten- und Mittelmoränen sowie die Wurzelbereiche der Gletscher am Lomonosovfonna (Tunabre) und Fimbulisen (Von Postbre).



Foto 46: Blick auf das ca. 20 m hohe gemeinsame Kalbungskliff des Tunabre / Von Postbre im inneren Tempelfjord. Dahinter erheben sich die Steilwände des rund 1000 m hohen Kolonadenberges. Die Mittelmoränenrelikte an der Eisfront und Eisoberfläche nehmen ihren Ausgang am Kolonadenberg. Sie markieren ungefähr die Grenze zwischen den beiden Gletscherzungen. Beide Gletscher gehören zum „Surge“-Typ. Seit dem Vorstoß um 1970 (Tunabre) ist die Kalbungsfront unter Ablagerung mächtiger Seitenmoränen an den Fjordufern stark zurückgeschmolzen, wie die topographische Karte von 2008 (Gletscherfrontposition 2002) ausweist. Nach 2002 soll ein weiterer „Surge“-Vorstoß stattgefunden haben (19.8.1983).

Der Rückweg nach Longyearbyen ist bis zur Querung des Sassenelv mit dem Hinweg identisch. Nach Durchwaten des Flusses folgt die Route dem Südwestufer bis zum Mündungsdelta am Sassenfjord. Dabei werden die von weitmaschigen Eiskeilnetzen überzogene Verebnung Eskersletta sowie der am kastenartig eingeschnittenen Deltatal ansetzende, den Duboisbre entwässernde Schwemmfächer überquert. Flußabwärts sind die unteren Flussterrassen stellenweise von lößähnlichen äolischen Ablagerungen bedeckt. In den vermoorten Geländedepressionen sind Büldenböden zu finden. An der Flussmündung am Sassenfjord sind marine Ablagerungen in Gestalt einer dichten Abfolge isostatisch gehobener Strandwälle erhalten. Die Meeresterrassen begleiten das Fjordufer nach Westen bis zum Landvorsprung Vindodden. Sie werden nur von den am Lusitaniatal und Flowertal ansetzenden Schwemmkegeln unterbrochen. Zwischen Vindodden und der Ausmündung des De Geertales folgt ein Steilküstenabschnitt. Er ist durch Stein Schlagwände und Sturzscharten geprägt, aus denen sich stellenweise kleinere lobenförmige Blockgletscher entwickelt haben.

Bevor die Exkursionsroute das Ufer des Sassenfjordes an der Mündung des De Geerelv (Elveneset) landeinwärts verlässt, lohnt sich ein kurzer Abstecher nach Westen zum Diabasodden (26 m) und Hatten (126 m), zwei sich mauerartig am Fjordufer erhebenden Dolerithärtlingen, die während der Brutsaison als Vogelfelsen fungieren. Anschließend durchwandert man das De Geertal in südlicher Richtung bis zum Kreklingpaß. Der untere Talabschnitt bildet den Vorfluter für das aus dem Tobretal kommende Schmelzwasser des Blackbre und Pangenbre. Beide Talgletscher zeichnen sich durch mächtige Eiskernmoränen aus. Das Schmelzwasser der beiden Gletscher bildet im unteren De Geertal an einer morphologisch harten Doleritbank einen kleinen Wasserfall (Hyperittfossen). Der Talboden wird abseits dieses Engpasses

von fluvialen Ablagerungen gebildet. An den unteren Talhängen setzen zahlreiche Schwemmfächer an, die sich seitlich miteinander verzahnen und sanft auf der Talsohle auslaufen. Dem oberen Talabschnitt fehlt eine breite Talsohle. Das Tal verengt sich zum Kreklingpaß hin, wobei das Gefälle zunimmt. Es entwässert den vom Arctowskifjell herabziehenden Arctowskibre. Die Wasserführung des Gletscherbaches ist vergleichsweise gering, so dass der Talboden noch weithin von den Grundmoränenablagerungen aus der Deglaziationszeit eingenommen wird. Entlang des Bachlaufes finden sich mehrere flache, von Eiskeilspalten überzogene Hügelformen, die morphologisch Terrassenresten ähneln, vermutlich aber kleine Pingos vom „Offenen-System“-Typ repräsentieren. Die beiden Pingos im obersten De Geertal nahe der Paßhöhe stellen die höchstgelegenen Pingos (ca. 190 m ü.M.) in Nordenskiöldland dar. Der am südlichsten gelegene Hügel weist an seiner Oberfläche einen westöstlich verlaufenden Spaltenzug auf. Die 4-5 Pingos sind offenbar nicht aktiv; es wurden weder Quellaustritte noch Reste winterlichen Aufeises entdeckt. Vom Kreklingpaß aus bietet sich nach Westen ein hervorragender Blick auf den Tellbre-Talglentscher, seine eiskernhaltige Laterofrontalmoräne sowie die aktive Talsohle im kastenartig ausgeprägten oberen Helvetiatal. In östlicher Richtung sind die Gletscherzunge und Eiskernmoräne des Arctowskibre sowie die vergletscherten Gipfelpartien des Lusitaniafjells (927 m) zu erkennen. Nach Süden verengt sich die Talsohle des Helvetiatals allmählich. Der Bachlauf überwindet zunächst die blockreichen Moränenablagerungen im mittleren Talabschnitt und schlängelt sich dann, durch Sturzschutt- und Moränenablagerungen vom Helvetiafjell und Arctowskifjell eingeengt, talabwärts, um schließlich mit einem breiten Schwemmfächer in den Adventelv zu münden. Von hier ab (Janssonpingo) sind Hin- und Rückweg (nach Longyearbyen) der Wanderexkursion identisch.

5.2 Longyearbyen – Adventtal – Total – Gangtal – Reintal – Vengsletta – Vasstal – Fridtjovhamna – Berzeliustal – Skartal – Grøntal – (Abstecher nach Kap Linné) – Grønfjord – Barentsburg – Heerodden – Kap Laila – Colesbucht – Fartal – Ental – Longyearbyen (ca. 180 km zuzüglich ca. 100 km Abstecher nach Kap Linné)

Themen: Hang- und Talformung, morphologische Permafrostindikatoren (Pingos, Palsas, Eiskeilpolygone, Blockgletscher), „Surge“-Gletscher

Abstecher nach Kap Linné: Eiskernmoränen, Stauchmoränen, Thermokarst, Thermoerosion, Thermoabrasion, Aufeisphänomene, Textur- und Strukturböden, meereisgeformte Küsten, Blockgletscher, äolische Formen

Die Wanderexkursion beginnt am Forschungspark in Longyearbyen und folgt dem Fahrweg zur Grube 7 bis zur Mündung des Totals in das Adventtal. Das N-S verlaufende, trogförmig in das Plateareliefe südlich des Adventtales eingelassene Total entwässert den Svendsenbre und mehrere kleine namenlose Kargletscher im oberen Talabschnitt. Die steilen Talflanken zum Karl-Bay-Fjell im Westen und Carl Lund-Fjell im Osten sind durch Steinschlagwände geprägt, deren Sturzschutt in Gestalt mächtiger Sturzschutthalde und -kegel an den Unterhängen akkumuliert wird. Die aktive Talsohle ist am Unterlauf des Todalselv kastenförmig in den Talboden eingesenkt. Die Sturzschuttakkumulationen an der östlichen Talflanke werden stellenweise vom rezenten Bachlauf unterschritten. Nach Süden verengt sich das Tal allmählich und nimmt schließlich, kurz vor Erreichen der Paßhöhe (Gangskard: 431 m), einen kerbförmigen Querschnitt an. Der Gangdalspaß gestattet den Übergang zum Bøtal / Colestal im Westen und Gangtal / Reintal im Süden. Der Weg ins trogförmige Bøtal führt über die steile blockreiche Eiskern-Frontalmoräne des Bødalsbre. Sie wurde gegen die gegenüberliegenden Steilhänge der Westbytoppe geschoben, abgelenkt und stellenweise gestaucht, wobei mehrere kleine Seen zwischen Moräne und Gegenhang aufgestaut worden sind. Trotz seiner vergleichsweise geringen Höhe über dem Meeresspiegel kann der Gangdalspaß bereits Mitte August tief verschneit und dadurch schwer begehbar sein.

Die Wanderroute führt von den grobblockigen Sandstein-Blockfeldern im Paßbereich zunächst ins obere Gangtal, vorbei an einem 945 m hohen vereisten Berggrücken. Das Schmelzwasser der zahlreichen perennierenden Schneeflecken hat tiefe Runsen in die morphologisch weichen Tonschiefer- und

Siltsteinschichten der Unterhänge erodiert. An manchen Plätzen hat das Prozessgefüge der Nivation (lokal verstärkte Frostverwitterung, Ablation und Gelisolifluktion an langfristigen Schneeflecken) die Entwicklung von Hangmulden und -nischen begünstigt. Die Hänge beidseits des schmalen Bachlaufes werden im oberen Gangtal weitgehend von Frostschutt gebildet. Nach Passieren der mächtigen Eiskern-Endmoräne des Tillbergfonna, eines mutmaßlichen „Surge“-Gletschers, weitet sich der Talquerschnitt. Die aktive Talsohle hat sich, vermutlich einer ehemaligen subglaziären Abflussbahn folgend, 10-20 m tief in das Festgestein eingeschnitten (vgl. Foto 47).



Foto 47: Aktive Talsohle des den mutmaßlichen „Surge“-Gletscher Tillbergfonna entwässernden Gangdalselv im mittleren Gangtal. Die aktive Talsohle hat sich, vermutlich einer ehemaligen subglaziären Abflussbahn im breiten, ebenen Talboden folgend, 10-20 m tief in die lokal anstehenden tertiären Tonschiefer eingeschnitten. Die Unterhänge grenzen im Festgestein steil, im Detritus eher sanft an die Talsohle (15.8.1988)

Die Unterhänge grenzen im Festgestein steil, im Detritus eher sanft an die Talsohle. Der Hangschutt umfasst sowohl Verwitterungsmaterial als auch kantengerundetes Moränenmaterial. Zahlreiche aktive Schwemmfächer erstrecken sich von den Hängen bis an den Bachlauf und werden von diesem während der Abflussspitzen angeschnitten und erodiert. Mit der Einmündung des Tufstals und Bromtals aus westlicher Richtung in das Gangtal und der damit verknüpften Anbindung weiterer Gletscher (u.a. Tufsbre, Brombre, Lågsnytbre) an den Abfluß weitet sich das Talquerprofil nahe der Einmündung in das Reintal nochmals. Das vereinte Schmelzwasser der Gletscher fließt in zahlreichen verzweigten Abflussbahnen talabwärts. An der Einmündung in das Reintal hat das dorthin verfrachtete Material im Laufe der Zeit einen weitläufigen Schwemmkegel entstehen lassen (Gangdalskjegla bei Sørhytta). Von dort folgt die Wanderoute dem Flusslauf des Reindalselv bis zum Mündungsdelta am Van Mijenfjord (Kaldbukta).

Am Fuße des Lågsnyta-Høgsnyta-Bergzuges sind zahlreiche kleine Bäche zu überqueren, die Mitte August zumeist trockenfallen. Das Schmelzwasser des Høgsnytbre fließt über einen breiten Schwemmfächer in den als „braided river“ ausgebildeten Reindalselv. Die Strecke zwischen Sørhytta und der Einmündung des Semmeltales verläuft überwiegend in fluvialen Sedimenten, stellenweise auch in Hangschutt-, Moränen- und Torfablagerungen. In den zahlreichen Feuchtgebieten sind Bütenböden, Frostblisters und kleinere palsaähnliche Formen, auf trockenerem Substrat Frostspaltenmakropolygone ohne Spalteneis („soil-wedges“) und Eiskeilpolygone anzutreffen. In feinkörnigen, pelitischen Ablagerungen haben sich Mudpits entwickelt, die als charakteristische Kahlstellen die ansonsten geschlossene Vegetationsdecke durchbrechen und sich häufig zu größeren Mudpitfeldern zusammenschließen („Flecken-tundra“, vgl. Foto 48). Entlang einiger tiefer eingeschnittener Bachläufe können Aufeisreste bis weit in den Sommer überdauern. Am Fuße der Høgsnyta (Høgsnythallet) finden sich mehrere aus Sturzschutthal-den hervorgegangene embryonale lobenförmige Blockgletscher.



Foto 48: Mudpitfeld an der Einmündung des Semmeltales (Hintergrund) in das Reintal. Die Mudpits, charakteristische Kahlstellen in der ansonsten geschlossenen Vegetationsdecke („Fleckentundra“), haben sich durch frostdynamisch induzierte vertikale Materialverlagerungen („Frosthebung“) in feinkörnigen, pelitischen Ablagerungen entwickelt. Sie besetzen vorzugsweise wind- und kälteexponierte, aber hinreichend durchfeuchtete Plätze. Ihre Oberflächen sind stellenweise durch Risspolygone gegliedert und tragen einen dünnen Auffriersteinpanzer (14.8.1988).

Nach Überqueren des Semmeldalselv Richtung Kalvital-Vengsletta lohnt sich ein kurzer Abstecher ins Semmelal und eine Besteigung des westlich gelegenen Sinaiberges (844 m, vgl. Foto 49). Sie gelingt vom Passtal her am leichtesten. Dabei müssen die von mürbem Tonschiefer- und Siltsteindetritus bedeckten Unterhänge und die festeren, stellenweise vereisten Hänge im Gipfelbereich überwunden werden. Vom Gipfel bietet sich ein exzellenter Blick auf das Mündungsdelta des Reindalselv am Van Mijenfjord, die vergletscherten Berge im Südwesten (u.a. Tavlebre, Marstranderbre, Tungebre, vgl. Foto 50), das langgestreckte Grøntal sowie die zahlreichen kleinen Tal- und Kargletscher im Mefjell-Høgsnyta-Gebiet im Nordosten.



Foto 49: Blick vom Grøndalspaß auf den Nordhang des Sinaiberges (844 m). Die von mürbem Tonschiefer- und Siltsteindetritus bedeckten Unterhänge sind unterhalb langfristiger Schneeflecken durch das Prozessgefüge der Nivation (verstärkte Frostverwitterung, Ablation, Gelisolifluktion etc.) häufig stark zerrunzt, während die höher gelegenen Hangabschnitte weithin „Glatthang-Charakter“ aufweisen. Die von morphologisch harten Sandsteinbänken gebildeten Gipfelpartien sind vereist. Die dünnen, steilen Eisfelder sind „cold-based“ und am Untergrund angefroren. Am Gipfel finden sich einige torähnliche Verwitterungsrelikte (Felsburgen) (6.8.1987).



Foto 50: Blick vom Gipfel des Sinaiberges nach Südwesten auf die Gletscherkulisse von Tavlebre, Tungebre und Marstranderbre. Die vergletscherte Hochfläche im Bildhintergrund ist das 839 m hohe Skavlefjell. Aus seinen Karmulden ziehen mehrere Gletscher hinab ins obere Grøntal. Die Hänge im Vordergrund sind durch Schnee- und Nassschneelawinen überprägt, deren Ablagerungen auf dem steilen, gipfelnahen Eisfeld auslaufen (6.8.1987).

Die Moorgebiete am Mündungsdelta des Reindalselv (Stormyra) repräsentieren die größten zusammenhängenden Moorflächen in Nordenskiöldland. An den Stormyrvatna-Seen am Ostufer des Reindalselv werden Torfmächtigkeiten von bis zu 1 m erreicht.

Außer Torfbültenfeldern (Pounikkos) finden sich zu beiden Seiten des Flusslaufes kleinere Palsahügel. Häufiger sind Frostblister, die sich von den Palsas durch ihre bevorzugte Lage am Rande von Fließgewässern, ihren Injektionseiskern sowie ihre kürzere Bestandsdauer unterscheiden. Viele Frostblister im Stormyrgebiet weisen tiefe Spannungsrisse und Spalten auf, die bis auf den Blankeiskern hinabreichen. In ihnen gelangt Warmluft zum Eiskern und beschleunigt dadurch den Hügelzerfall. Viele Hügel kollabieren bereits gegen Ende des ersten Sommers; andere perennieren und existieren mehrere Jahre lang. In einigen Moorbereichen und auf den trockeneren Terrassenflächen sind weitmaschige Eiskeilnetze anzutreffen.

Nachdem man den Kalvdalselv durchwatet hat, der Schmelzwasser von den Gletschern am Ende des Kalvtales zur Kaldbucht transportiert, erreicht man die zwischen dem Rypefjell und dem Van Mijenfjord gelegene Ebene Vengsletta. Sie ist weithin von gehobenen marinen Sedimenten bedeckt. Drei ostexponierte Talgletscher mit mächtigen Eiskernmoränen entwässern mit Schwemmfächern zur Kaldbucht. In den marinen und fluvialen Ablagerungen haben sich mehrere Pingos entwickelt. Sie sind offenbar in einem offenen hydrologischen System entstanden. Ihre Lage am Fuße der 600-700 m hohen Rypefjell-Berge bietet gute Voraussetzungen für die Erzeugung von artesischem Druck; die Position im Gletschervorfeld und in Küstennähe sowie im Bereich der Gletscherbäche lässt auf eine geringe Permafrostmächtigkeit schließen, wodurch die Entwicklung von „Offenen-System-Pingos“ erheblich begünstigt wird. Einer der Pingos erreicht eine Höhe von knapp 30 m. Er befindet sich am Rande eines breiten Schwemmfächers, besitzt einen perennierenden Quellaustritt und ist in groben Schottern und schluffigen marinen Sedimenten angelegt. Seine NW-Hänge werden von einem Gletscherbach des Rypefjellbre stark unterschritten, wobei einzelne Hangpartien schollenförmig ins Bachbett abgerutscht sind. Auf diese Weise

waren im Sommer 1988 größere Teile des gefrorenen Pingokerns zugänglich. Letzterer besteht unterhalb einer mehrere Meter mächtigen Deckschicht gefrorener Lockersedimente aus relativ klarem und reinem Eis, das am Pingorand in mächtige Blöcke zerbrochen ist. Der Injektionseiskern konnte entlang eines ca. 15 m langen, durch Unterspülung und Schmelzvorgänge entstandenen Tunnels im Pingokern weiter verfolgt und untersucht werden. Die übrigen Hügel der Pingogruppe besitzen geringere Abmessungen und eine schild- bis kuppelförmige Gestalt. Die in Schottern angelegten flacheren Hügel sind von Eiskeilnetzen überzogen und zeigen kaum Erosionsspuren. Ein rund 15 m hoher, in feinkörnigen Sedimenten entwickelter Pingo weist im Flanken- und Kronenbereich deutliche Ablations- und Deflationsspuren auf. Am Ostufer des Vassdalselv befindet sich rund 3 km von der Flussmündung in den Van Mijenfjord entfernt ein weiterer Pingo, der sich von den Pingos auf der Vengsletta-Ebene vor allem durch seinen kreisrunden Kratersee unterscheidet. Der See diente in den 1980er Jahren der Trinkwasserversorgung der russischen Ölbohrstation an der Flussmündung. Der unregelmäßig gestaltete Pingo ist in glazifluvialen Schottern und Moränenmaterial angelegt. Seine Höhe lässt sich aufgrund der unklaren Umrisse und des unregelmäßigen Reliefs in der Umgebung nur schwer bestimmen. Sie dürfte rund 50 m betragen. Der Pingo repräsentiert nach Ausweis des wassergefüllten Gipfelkraters ein fortgeschrittenes Zerfallsstadium, in dem der größte Teil des Injektionseiskerns bereits ausgeschmolzen ist. Von den stark gelisolifluidal überprägten Hängen im Vasstal führt die Exkursionsroute vorbei an der mächtigen Eiskernmoräne des Kolfjellbre nach Svartodden am Van Mijenfjord und von dort entlang des Fjordufers am Fuße der Kolfjell-Berge nach Kap Morton am Eingang des weiträumigen Berzeliustals.

Der Talboden des 4-5 km breiten Berzeliustals wird von fluvialen und glazifluvialen Ablagerungen gebildet, hauptsächlich groben Schottern. Im Mündungsbereich des Berzeliuseelv dominieren feinkörnigere Fraktionen, namentlich Sand und Schluff. Der rezente Flusslauf ist als „braided river“ ausgebildet, charakterisiert durch ständig ihren Verlauf verändernde Abflussbahnen. Das aus dem Flathaugtal, Aurtal und Furtal kommende Schmelzwasser hat vor den Talauismündungen breite Schotterschwemmfächer akkumuliert, über die es in den Vorfluter gelangt. Abseits der aktiven Talsohlen und Schwemmfächer finden sich weitflächige inaktive, nicht mehr der Umlagerung unterliegende fluviale und glazifluviale Sedimente in Gestalt von Terrassen und Schwemmkegeln. Die Terrassen sind stellenweise versumpft und mit Büldenböden besetzt. Beidseits des Berzeliuseelv-Mündungsdeltas sind marine Sedimente erhalten. Die Strandablagerungen sind stellenweise von fluvialen Sedimenten und Gelisolifluktsdecken überlagert. Nördlich von Kap Morton finden sich gut erhaltene marine Terrassen und Strandwälle, die von scharf ausgeprägten Eiskeilnetzen überzogen sind. Bei einem hinreichend hohen Gehalt an frostempfindlichem Feinmaterial haben sich stellenweise Strukturböden entwickelt. In Terrassenabschnitten westlich von Kap Morton sind marine Sand- und Kiesablagerungen mit gut erhaltenen Muscheln aufgeschlossen.

Um an das Eiskliff des Fridtjovbre, des einzigen in Nordenskiöldland ins Meer kalbenden Gletschers, zu gelangen, ist der Berzeliuseelv in Richtung Fridtjovhamn zu überqueren. Dies ist 4-5 km talaufwärts der Flussmündung in der Nähe eines Pingos am leichtesten. Der 12 m ü.M. gelegene Pingo besteht aus einem Krater, der in seinem Zentrum eine 15 m hohe, kegelförmige Erhebung aus Feinsedimenten und Schottern aufweist. An einem Quellaustritt steigen Gasblasen auf. Aufeisreste zeugen von einer auch im Winter anhaltenden Quellschüttung und der Aktivität des Pingos. Vom Pingo führt die Exkursionsroute zur nordöstlichen Seitenmoräne des Fridtjovbre am Fuße des Flathaugen-Berges (210 m). Unterwegs ist der aus dem Flathaugental kommende Gletscherbach zu durchwaten. Die Seitenmoränenwälle am Rande der Fridtjovbucht (Fridtjovhamna) beeindrucken durch ihre beträchtlichen Abmessungen. Sie bestehen als Eiskernmoränen hauptsächlich aus Gletschereis, das von einem dünnen Moränenmantel verhüllt wird, der das Eis vor dem Abschmelzen schützt.

Der Fridtjovbre ist ein Gletscher mit „Surge“-Verhalten, der seinen letzten Vorstoß zwischen 1991 und 2002 hatte. Dabei wurden 5 km² der Fridtjovbucht mit Gletschereis gefüllt und die Frontabschnitte der westlichen Tributärgletscher Sagabre und Granutbre vom Gletscher überfahren. Der beim „Surge“-Vorstoß erreichte Maximalstand manifestiert sich an Land durch markante, noch unbewachsene Eiskern- und Stauchmoränen, die sich deutlich von den Moränen des vorletzten, noch weiter reichenden „Surge“-Vorstoßes (1858-1861) unterscheiden, bei dem die gesamte Fridtjovbucht bis Kap Schollin eisgefüllt und

der nahe gelegene Akselsund für Schiffe nahezu unpassierbar war. Seit 2002 ist die Kalbungsfrent des Fridtjovbre um mehr als 3 km fast bis auf den Stand vor 1991 zurückgeschmolzen.

Von der Fridtjovbucht führt die Exkursionsroute zurück ins Berzeliustal und von dort nach Norden über den Skardalspaß durch das Skartal ins mittlere Grøntal. An der Einmündung des Aurtals ist der breite Schwemmfächer des Aurabaches talabwärts einer kleinen Pingogruppe zu überqueren, anschließend die schmalen Gletscherbäche Fura und Steinrenna. Letzterer entwässert den Gleditschfonna-Gletscher, dessen mächtige Eiskern-Endmoräne sich von Westen her in das obere Berzeliustal erstreckt. Kurz vor Erreichen des Skardalspasses bietet sich nach Osten ein Ausblick auf den Gletscherkomplex des Marstranderbre und die zugehörigen Moränen. Der niedrige Skardalspaß zwischen dem Skardalsnuten (658 m) im Westen und dem Skavlefjell (839 m) im Osten befindet sich in einem engen Trogtal. Der Talboden besteht aus Verwitterungsschutt der lokal anstehenden tertiären Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer, vermischt mit kantengerundetem Moränenmaterial zweier vom Skardalsnuten herabziehender kleiner Gletscherzungen. Das sich nach Nordwesten öffnende Skartal entwässert den kleinen Lacmannbre-Gletscher, dessen Schmelzwasserbach sich im mittleren Grøntal nahe einer Gruppe von „Offenen-System-Pingos“ mit dem Grøndalsfluß vereinigt.

Um nach Barentsburg zu gelangen, ist der Grøndalselv zu durchwaten, was an der kleinen Pingogruppe am ehesten gelingt. Beim Abstecher nach Kap Linné folgt die Wanderoute hingegen dem südlichen Flussufer bis zum Grønfjord.

Der Grøndalselv entwässert die talaufwärts gelegenen Gletscherzungen von Tungebre, Skavlefjellbre, Eggbre und Tavlebre. Die Talsohle besteht aus fluvialen und glazifluvialen Sedimenten; im oberen Talabschnitt zwischen Grøndalshytta und Grøndalspaß dominiert kantengerundetes Moränenmaterial. Marine Ablagerungen finden sich am Nordrand des Flussmündungsdeltas sowie an einigen Plätzen beidseits der aktiven Talsohle flussabwärts der Pingogruppe. Die Talflanken sind durch Massenbewegungen und -transporte geprägt. Die leicht verwitternden Tonschiefer und Siltsteine bilden relativ glatte, unterhalb von langfristigen Schneeflecken oftmals stark zerrunzte Hangpartien, während die morphologisch härteren Sandsteinbänke Felsvorsprünge und Klippen bilden. Die zumeist sanft auslaufenden Unterhänge sind weithin von gelisolifluidalen Schuttdecken überzogen. Unterhalb größerer Schneeansammlungen sind Mur- und Lawinenbahnen weit verbreitet. Die Murgänge und Nassschneelawinenkanäle haben sich unter Anhäufung von Uferwällen häufig tief in die Hänge eingegraben. Die sanft geböschten, feuchten Unterhänge weisen einen relativ dichten Vegetationsbesatz auf (Grøndal = grünes Tal). Erd- und Torfbülten sowie Mudpit-Kahlstellen sind weit verbreitet. Stellenweise ist die Substrat- und Vegetationsdecke durch die Bildung von Injektionseiskörpern im Untergrund angehoben worden. Die Mehrzahl dieser Frostblister kollabiert im Laufe des Sommers. Ähnliches gilt für die an einzelnen Quellaustritten und Bachläufen anzutreffenden Aufeisdecken und -hügel.

Die Pingogruppe umfasst sechs Hügel, von denen zwei in Hanglage nördlich des Grøndalselv-Flußlaufes entwickelt sind. Der nördlichste, ca. 20 m hohe Pingo grenzt an seiner Nordostflanke an einen runden See, der höchstwahrscheinlich durch Ausschmelzen eines größeren Bodeneiskörpers im Untergrund entstanden ist. Auf der Krone des kuppelförmigen Hügels stehen Reste einer alten russischen Hütte. Rund 100 m südwestlich davon sind in Flussnähe Relikte eines weiteren Pingos erhalten. Von einem Quellaustritt am Hang führt ein kleiner Bachlauf hinab zum Grøndalselv. Bis spät in den Sommer überdauernde, weitflächige, bis 1,5 m mächtige Aufeisreste lassen auf eine auch im Winter anhaltende Quellaktivität schließen. Das freigesetzte Schmelzwasser hat Schlammströme im feinkörnigen Substrat am Unterhang initiiert, die sich stellenweise bis an die aktive Talsohle des Grøndalselv erstrecken. Die restlichen vier Pingos sind im Flussbett und am südlichen Flussufer gelegen. Sie zeichnen sich durch einen schild- bis plateauartigen Aufriß aus (vgl. Foto 51). Außer diesen eindeutig als Pingos identifizierten Hügelformen existieren an den vegetationsbedeckten Unterhängen im mittleren und unteren Grøntal weitere Hügel, die möglicherweise ebenfalls Pingos repräsentieren. Sie könnten nach Habitus und Abmessungen auch Moränen- oder Terrassenreste darstellen; die spezifischen Lagebedingungen deuten jedoch auf eine

„Offene-System-Pingo“-Genese. Gezielte Bohrungen könnten Klarheit über den Ursprung der Hügel schaffen.

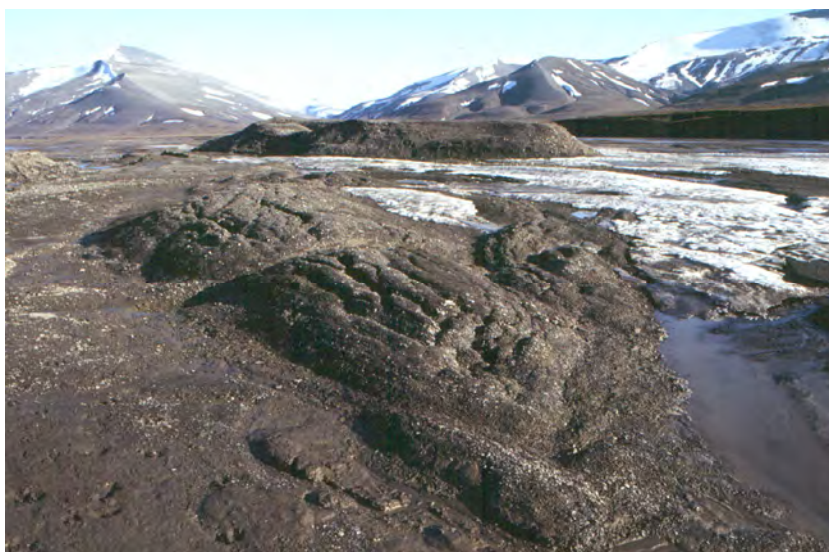


Foto 51: Von Aufeisresten umgebener plateauförmiger Pingo im mittleren Grøntal. Der Pingo hat sich am Rande der aktiven Talsohle des Grøndalselv entwickelt. Im Vordergrund sind ca. 1 m hohe, noch von Aufeis unterlagerte Hügel zu erkennen. Ihr Sedimentmantel weist tiefe Spalten auf. Die so zergliederte Sedimentdecke gleitet auf den Eiskernen allmählich ab und leitet damit den Hügelzerfall ein. Die weitflächige, bis zu 1,5 m mächtige Aufeisdecke auf der Talsohle hat ihren Ursprung in einem auch im Winter aktiven Quellaustritt am Hang (Quellnaled) (7.8.1987).

Von der Pingogruppe folgt die Exkursionsroute dem Nordufer des Grøndalselv bis Larvika, wo der Fluß mit einem breiten Delta in den Grønfjord mündet. Die im Wasser des Grøndalselv suspendierten Feinsedimente werden an der Flussmündung in Gestalt ständig ihre Lage wechselnder Sandbänke akkumuliert. Abseits der aktiven Talsohle sind Terrassenreste und isostatisch gehobene Strandwälle erhalten. Am Südrand des Deltas (Varmingbukta) existieren einige Hügelformen, die noch nicht untersucht werden konnten und deren Genese daher unklar ist. Vom Weg zur russischen Bergbausiedlung Barentsburg hat man einen hervorragenden Blick nach Süden über das Flussdelta auf die Gletscher Grønfjordbre und Aldegondabre am inneren Grønfjord. Das in kretazischen Tonschiefern, Silt- und Sandsteinen angelegte Fjordufer unterhalb der russischen Kohlebergbausiedlung Barentsburg ist stark anthropogen überprägt. Nach Passieren der Siedlung (und einer empfehlenswerten Ortsbesichtigung) folgt die Exkursionsroute der Trasse eines alten, stellenweise verfallenen russischen Fahrweges über Kap Heer nach Kap Laila an der Colesbucht. Der Weg verläuft zumeist in Ufernähe und gewährt bei guter Sicht exzellente Ausblicke über den Grønfjord auf das Vardeborgfjell bei Kap Linné und über den Isfjord auf die Gletscher und Berge im Oscar II Land. Landeinwärts ist das wellig-hügelige, sanft zum Isfjord abfallende Relief der Storheia- und Kjeglefjell-Berge zu erkennen. Dazwischen erstreckt sich das breite Hollendartal. Der Hollendarelv entwässert den Passfjellbre und einige kleinere Gletscher in den Kolspissbergen. Seine aktive Talsohle ist an der Hollendarbucht leicht zu durchwaten. Der an der Mündung 2,5 km breite Talboden besteht aus fluvialen und glazifluvialen Sedimenten. Beidseits der Flussmündung sind gehobene marine Terrassen mit Strandwällen erhalten, die stellenweise von Eiskeilnetzen überzogen sind. Die vegetationsbedeckten Unterhänge der Vestalaksla sind im Bereich Nordhallet stark gelisolifluidal überprägt, während die vegetationsärmeren Oberhänge stärker der Ablation unterliegen. Auf den gehobenen feinmaterialreichen Strandterrassen am Fjordufer finden sich Bülden- und Mudpitfelder, an wind- und kälteexponierten Plätzen scharf ausgeprägte Eiskeilnetze.

Das an seiner Mündung in die Colesbucht 3 km breite, trogförmige Colestal weist eine mächtige Füllung aus fluvialen Sedimenten auf, in denen der Coleselv auf einer breiten Schottertalsohle als „braided river“, am Unterlauf in feinkörnigeren Ablagerungen hingegen mäandrierend, dem Meer zustrebt (vgl. Foto 52). Die Seitentäler (Lailatal, Synntal, Trotal, Metal, Ringtal, Botal, Fartal) münden mit Schwemm-

fächern in das Haupttal, wobei die an den südlichen, wenig vergletscherten Tälern ansetzenden Fächer die aktive Talsohle nicht erreichen. Am Nordostufer der Colesbucht, nördlich des Tenndammen-Sees und am Fuße des Russekollen-Lindstrømfjells, sind marine Ablagerungen mit vielgliedrigen Strandwallsequenzen erhalten. In den zahlreichen Geländedepressionen am Flussunterlauf haben sich Moore entwickelt, die zwischen dem Coleselv und dem Synna-Bachlauf ihre größte Mächtigkeit und Ausdehnung erreichen. An der Ausmündung des Synnatales ist fernab irgendeines rezenten Gletschers eine mächtige Endmoräne aus der Deglaziationsphase im frühen Postglazial erhalten. Am Flussoberlauf und an den Einmündungen von Bøtal, Ringtal und Metal wird der Talboden weithin von Grundmoränenablagerungen gebildet. Der periglaziäre Formenschatz auf dem Talboden und an den Trogtalhängen ist reichhaltig. Unter den Stein-schlagwänden des Alteret-Berges an der Talsüdflanke sind Sturzschtthalden und -kegel anzutreffen, in deren Fußbereich lobenförmige Blockgletscher sowie Schneeschuttwälle („protalus ramparts“) entstanden sind. Im engen tributären Synntal, dessen Bachlauf den Istjørna-See im Vorfeld des Passfjellbre entwässert, sind ebenfalls Blockgletscher entwickelt. Die Hänge des Sandsteinfjells sind unterhalb der morphologisch harten, klippen- und stufenbildenden Sandsteinschicht im Gipfelbereich auffallend glatt, bedingt durch die anstehenden, flach lagernden, mürben, kleinstückig verwitternden Tonschiefer- und Siltsteinlagen. Die Hänge sind stellenweise stark zerrunzt und von im Gipfelbereich ansetzenden Murgängen und Lawinenbahnen überzogen. Die Kerben und Rinnen sind bis spät in den Sommer oder perennierend mit Schnee gefüllt. Die Schneeakkumulationen an den Unterhängen weisen stellenweise eine dünne Sedimentdecke auf, die den Schmelzprozeß verzögert und beim Ausschmelzen der Schnee- und Eislagen im Laufe der Zeit ein charakteristisches Thermokarstterrain entstehen lässt. Auf den flachen marinen und fluvialen Terrassen abseits der aktiven Talsohle des Coleselv besitzen Eiskeilnetze und Büldenböden weite Verbreitung. Besondere Beachtung verdienen die ausgedehnten, relativ tiefgründigen Moorbereiche. In ihnen haben sich plateau- und kuppelförmige Palsas mit einem Kern aus frostempfindlichen, pelitischen Feinsedimenten entwickelt, der Segregationseis in Form von Lamellen, Linsen und Bänken enthält – vergleichbar dem Bau nordfennoskandischer Palsas mit Mineralbodenkern. Der Coleselv lässt sich Richtung Fartal sowohl an seinem mäandrierenden Unterlauf als auch an seinem breiteren, aber flacheren Mittellauf, der als „braided river“ ausgeprägt ist, durchwaten. Will man die Hangformen und Prozesse an der Talsüdflanke studieren, empfiehlt sich die Querung am Mittellauf. Stehen die Eiskeilnetze auf den gehobenen Strandterrassen und die Palsamoore um den Tenndammen-See und am Fuße des Russekollen-Berges im Mittelpunkt des Interesses, ist die schwierigere Querung am Flussunterlauf vorzuziehen.



Foto 52: Blick nach Südosten über das breit ausgeschürfte obere Colestal auf die Gletscher des Mefjells (990 m). Der vom Medalsbre, dessen mächtige Eiskernmoräne im Hintergrund zu erkennen ist, sowie weiteren Gletschern gespeiste Coleselv hat sich mit breiter Talsohle mehrere Meter tief in den vegetationsbedeckten Talboden eingeschnitten. Der Abfluß beschränkt sich auf wenige anastomosierende Gerinne im aktiven Talsohlenbereich. Im geschützten „Knick“ außerhalb des Überflutungsbereiches überdauern transversale Schneeflecken bis in den Spätsommer (5.8.1987).

Die Rückwanderung nach Longyearbyen erfolgt durch das Fartal und Ental, wobei ein niedriger Paß (375 m) im Vorfeld der Eiskern-Endmoräne des Bogerbre zu überwinden ist. Der Fardalselv entwässert die Gletscher Bogerbre und Dryadbre sowie mehrere kleine, namenlose Kargletscher an seinem Oberlauf. Die aktive Talsohle ist am Unterlauf stellenweise kastenförmig in den Talboden eingesenkt. Die feuchten, vegetationsbedeckten, gelisolifluidal überprägten Talhänge zeichnen sich durch ein konkaves Längsprofil aus. Sie bestehen aus Verwitterungsmaterial der lokal anstehenden Tonschiefer, Sand- und Siltsteine mit einer Beimengung von kantengerundetem Moränenmaterial, insbesondere im oberen Talabschnitt. Die SE-exponierten Talhänge unterscheiden sich von den NW-orientierten Hängen durch eine dichte Abfolge von aktiven, die Talsohle erreichenden Schwemmkegeln. Diese setzen unterhalb von Steinschlagrinnen an, die sich in Gipfelnähe des Häberges (902 m) trichterartig erweitern. In diesen Mulden sammeln sich im Winter große Schneemengen an, die im Frühjahr bei zunehmender Erwärmung als (Naß-) Schneelawinen hangabwärts verlagert werden und die Schwemmkegel überformen. Auf den flacheren Partien der vegetationsbedeckten Unterhänge finden sich Bülden- und Mudpitfelder, entlang der Bachläufe gelegentlich auch Frostblister. Auf den vegetationsfreien Hangpartien haben sich bei geeigneten Feuchte- und Substratverhältnissen Strukturböden, insbesondere Steinnetzwerke, entwickelt.

Nach Überschreiten der Passhöhe am Bogerbre, in dessen Endmoräne gut erhaltene Blattabdrücke tertiärer Laubbäume zu finden sind, folgt die Exkursionsroute dem Lauf des Endalselv bis zum Adventtal. Der Bach entwässert Teile des Bogerbre sowie einen namenlosen Gletscher auf dem Karl Bay-Fjell unter Ausbildung eines Wasserfalls. Das Ental ist trogförmig in die weitgespannten Hochflächen des Gruvefjell-Karl Bay-Fjells eingelassen. Seine Flanken werden von hohen Steinschlagwänden gebildet, die am Rande der Hochflächen ansetzen und an ihrem Fuße von Sturzschutthalde und -kegeln gesäumt werden. Die an der Mündung ins Adventtal sanft auslaufenden Unterhänge sind von gelisolifluidal verlagertem Verwitterungsschutt bedeckt. Die aktive Talsohle besteht aus fluvialen Sedimenten, die an der Talmündung einen breiten Schwemmfächer bilden. Das Wasser des Endalselv wird dem Isdammen-See zugeführt und dient der Trinkwasserversorgung von Longyearbyen. Der Rückweg zum Ort erfolgt auf der Straße entlang des Seeufers.

Der Abstecher vom mittleren Grøntal nach Kap Linné ist aufgrund mehrerer Gletscherquerungen (Sicherheitsausrüstung: Bergsteigerseil, Sitzgurt, Eisaxt, Steigeisen) etwas beschwerlich, entschädigt aber durch eine äußerst eindrucksvolle Landschaft. An den Gletscherfronten von Vestre / Austre Grønfjordbre und Aldegondabre lassen sich Eiskern- und Stauchmoränen studieren, aus dem Linnétal liegt eine relativ lückenlose Rekonstruktion der spät- und postglazialen Deglaziation vor, und das Linnétal verfügt zusammen mit der Strandflats südlich von Kap Linné über den reichhaltigsten periglaziären Formenschatz in Nordenskiöldland.

Die Exkursionsroute beginnt an der Pingogruppe im mittleren Grøntal, folgt dem Grøndalselv am Südwestufer bis zur Flussmündung an der Varmingbucht, umrundet das Heerfjell und folgt dem Ufer des Grønfjordes bis zur Mündung des Grønfjorddalselv (Grønfjordbotn). Der Fluß lässt sich 3-4 km taleinwärts am besten nach Westen Richtung Grønfjordbreane queren. Durch Rückschmelzen der Gletscherfronten von Vestre und Austre Grønfjordbre ist in den letzten Jahrzehnten zwischen den Gletschern und der Endmoräne ein ca. 2 km langer See entstanden, der in den 1 km weit entfernten inneren Grønfjord entwässert. Der durch einen Bergrücken und eine Mittelmoräne vom Austre Grønfjordbre getrennte Vestre Grønfjordbre kalbt mit einem Eiskliff in den von Moränenwällen umrahmten See (Bretjørna, 8 m ü.M.). Die 50-60 m hohe grobblockige Frontalmoräne ist noch weithin von Gletschereis unterlagert, das stellenweise ausschmilzt und dabei ein buckliges Thermokarstterrain hinterlässt. An einigen Plätzen am Seeufer und -abfluß finden sich Anschnitte der eishaltigen Moräne. Die Eis- und Sedimentlagen sind an mehreren Stellen schräggestellt und verfaltet als Indiz einer Stauchung durch den Gletscher (Stauchendmoräne). Da der reißende Abfluß des Gletschersees schwer zu überwinden ist, ist die Querung der Gletscherzunge des Vestre Grønfjordbre oft unvermeidlich, um vom östlichen an das westliche Ufer des Grønfjordes zu gelangen. Die Abfluß- und Eisverhältnisse an der Gletscherstirn unterliegen jedoch kurzfristig starken Veränderungen, so dass der Verlauf der günstigsten Route von Jahr zu Jahr wechseln kann. Dies gilt auch für die weitere Streckenführung entlang des Fjordufers Richtung

Minervaodden. Entsprechend den jeweils herrschenden Abfluß- und Eisverhältnissen führt die beste und sicherste Route über das Gletschereis oder die Eiskern-Endmoräne zwischen dem Aldegondabre und dem Grönfjord. Die flachen Gletscherzungen des Vestre Grönfjordbre und Aldegondabre weisen nur wenige Spalten auf, die gegen Ende des Sommers zumeist gut sichtbar sind. Die Querung des Vestre Grönfjordbre sollte in gebührendem Abstand vom gefährlichen Kalbungskliff erfolgen. Am Minervaodden verlässt die Wanderroute das Fjordufer und folgt dem Kongressstal landeinwärts zum Kongressvatn-See (99 m ü.M.). Unterwegs ergeben sich Ausblicke über den Grönfjord auf die russische Bergbausiedlung Barentsburg. Vom flachen Bergrücken westlich des 52 m tiefen Kongressvatn überblickt man das trogförmige Linnétal mit dem Linnégletscher im Süden und dem Linnésee im Norden.

An der Ostflanke des Linnétals zwischen Linnéelv und Kongressvatn finden sich rund ein Dutzend Quellaustritte, deren Wasser im Winter gefriert und am Hang und Hangfuß charakteristische Aufeisdecken und -hügel (Naledi) bildet, deren mächtigste bis weit in den Sommer überdauern oder perennieren. Das Quellwasser stammt in den meisten Fällen aus dem unterirdischen Abfluß des Kongressvatn. Die karbonischen und permischen Festgesteine des Kongressstals und östlichen Linnétals umfassen neben Tonschiefern, Silt- und Sandsteinen auch Kalksteine. Letztere ermöglichen die Entwicklung von echten Karsterscheinungen, wie kleineren Dolinen und Karren an Gesteinsoberflächen, sowie die unterirdische Drainage des Kongressvatn. Es handelt sich somit um ein arktisches Gebiet, in dem neben Thermokarst auch echter Karst anzutreffen ist. Die Quelle mit der größten Schüttung befindet sich in einer wassergefüllten Mulde auf dem Talboden des Linnétals. Das Wasser wird an ihrem Grunde durch artesischen Druck aufgepresst. Die aus der winterlichen Quellschüttung resultierende Aufeisdecke erstreckt sich von der Quellmulde bachabwärts Richtung Linnésee. Sie kann selbst im Spätsommer noch eine Ausdehnung von rund 20 000 m² und eine maximale Mächtigkeit von 3-4 m besitzen. Besondere Beachtung verdient eine Aufeisdecke am Südufer des Linnésees. Das Wasser stammt von Quellen am Oberhang. Das Aufeis erstreckt sich vom Seeufer bis weit auf das winterliche Eis des Linnésees, wo es mit dem Aufbrechen des letzteren im August kollabiert, während das bis zu 2 m dicke Ufer-Aufeis häufig perenniert. Bei der Begehung der Aufeisdecke ist äußerste Vorsicht geboten, da der genaue Verlauf des Seeufers unter der Eisdecke häufig schwer zu erkennen ist und ein lebensgefährliches Einbrechen im Aufeis / Seeeis droht.

Die weitere Exkursionsroute führt zur Vardeborgsletta-Ebene an der Mündung des Linnésees. Der Vardeborg-Vardäsen-Sokolovtoppen-Vøringen-Höhenzug fällt steil zum See und zur Ebene hin ab. Die Steilwände sind durch Steinschlagrinnen und -trichter gegliedert, unter denen sich mächtige Sturzschutthalden und -kegel befinden. Aus den Sturzschuttalagerungen haben sich zahlreiche lobenförmige Blockgletscher entwickelt. Die einzelnen Schuttkörper treten dicht gestaffelt auf und verschmelzen seitlich zu zusammengesetzten „Hangfuß-Blockgletschern“. Ihr Aufriß ist stufen- bis wallförmig. Gemeinsames Merkmal der Blockgletscher ist eine steile Stirn, während der Rücken der Schuttkörper unterschiedlich gestaltet sein kann: Er steigt entweder sanft zur rückwärtigen Sturzschutthalde hin an, weist ein unregelmäßiges Mikrorelief aus Voll- und Hohlformen auf, oder enthält eine zentrale, mitunter wassergefüllte Vertiefung. Die Blockgletscheroberfläche wird zwar überwiegend von Steinen und groben Blöcken gebildet; das im steilen Stirnbereich vieler Blockgletscher zutage tretende Feinmaterial lässt jedoch auf einen höheren Feinmaterialgehalt im Innern der Blockgletscher schließen. Der Blockgletscherkern besteht aus einem Schutt-Eis-Gemisch, wobei neben interstitiellem Eis auch größere Blankeisschichten und -linsen auftreten können. Das Eis, das sowohl durch Gefrieren von Schneeschmelz- und Regenwasser im Bereich der Permafrosttafel als auch durch Umwandlung von Schnee und Firn entsteht, reagiert bei Vergrößerung der Schuttauflage und der damit verbundenen Druckzunahme plastisch und ermöglicht dadurch eine hangabwärts gerichtete, der Schwerkraft folgende Bewegung des Schuttkörpers. An der Stirn einiger Blockgletscher am Fuße der Vardäsen-Starostin-Achse tritt Wasser zutage, das durch Schmelzvorgänge an Schneeflecken im Wurzelbereich der Blockgletscher oder durch Ausschmelzen von Bodeneis in den Schuttkörpern selbst bereitgestellt wird.

Das Vardeborgsletta-Gebiet mit den Borgdammane-Seen, vom Linnéfluß im Westen und dem Starostinaksla-Vardäsen-Höhenzug im Osten begrenzt, ist von marinen Ablagerungen mit isostatisch

gehobenen Strandwällen bedeckt. Es zeichnet sich durch zahlreiche, zumeist wassergefüllte Geländedepressionen ohne oberflächennahen Abfluß aus. Die markantesten Mulden befinden sich im östlichen Teil der Verebnung. Die auffälligsten Mulden bilden eine rund 2 km lange talähnliche Geländedepression, die sich von der Soloveckijbucht bis zu einem kleinen See erstreckt. Das aus dem Schmelzen von Schnee und Eis resultierende Wasser sammelt sich in einem kleinen Teich und versickert an seinem Grunde. Uferlinien aus Vogelfedern deuten bei den meisten Teichen auf Wasserspiegelschwankungen von <1 m. Da ein unterirdischer Abfluß in einem Gebiet mit kontinuierlichem Permafrost unverständlich ist, wurden im Sommer 1989 mehrere Grabungen in der Nähe der Teiche vorgenommen. Bei den tiefsten, unter den jeweiligen Seewasserspiegel reichenden Grabungen (2,7 m; 2,5 m; 2,2 m) wurde kein Permafrost angetroffen, wobei die Sande und Kiese der Grabungswände trocken blieben. Grabungen am Rande anderer Teiche stießen hingegen in 1,1-1,4 m Tiefe auf Permafrost. Im frostfreien grobkörnigen Lockersediment am Rande der Teiche wurde kein Grundwasserspiegel gefunden. Das sich in den Mulden ansammelnde Wasser dringt offenbar vertikal in den Untergrund ein und gelangt erst in größerer Tiefe in den Hauptgrundwasserspeicher. Der ansonsten geschlossene Permafrostboden weist demnach unter der Vardeborgsletta-Verebnung Lücken auf, was aufgrund der Nähe zum äußeren Isfjord und zum Linnésee, deren Böden permafrostfrei sind, nicht überrascht. Die auf den ersten Blick als Thermokarstdepressionen erscheinenden Mulden sind als Karstphänomene im Festgestein zu deuten, wobei Kalkstein und Gips als verkarstungsfähige Gesteine fungieren. Auf eine derartige Genese weisen auch die erheblichen Abmessungen der Hohlformen, die sich durch Ausschmelzen von Bodeneis kaum erklären lassen (vgl. Foto 53). Zudem dürfte sich das unterirdische, umfangreiche Entwässerungssystem bis in das karbonisch-permische Festgestein im Untergrund erstrecken. Die meisten Geländedepressionen im Vardeborgsletta-Gebiet sind durch Lösung von Kalkgestein entstanden und stellen somit echte Karsterscheinungen dar, wobei das Alter der Mulden (Dolinen) und des unterirdischen Entwässerungssystems noch unklar ist. Thermokarstmulden und -nischen in eisreichen Lockersedimenten sind auf der Vardeborgsletta-Verebnung ebenfalls anzutreffen. Lösungskarst im Festgestein und Thermokarst sind stellenweise eng vergesellschaftet und beeinflussen sich bis zu einem gewissen Grade gegenseitig.

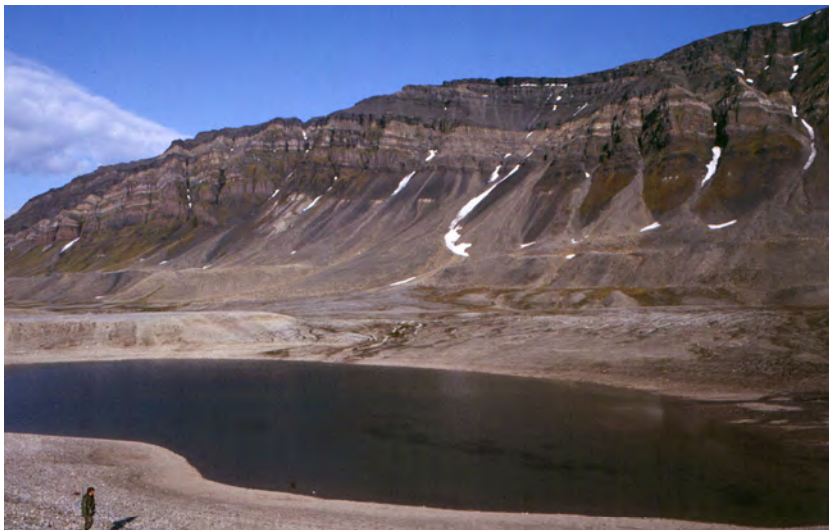


Foto 53: Wassergefüllte Mulde auf der Vardeborgsletta-Ebene (Borgdammane-Gebiet) am Fuße des Vardeborgfjells (588 m) bei Kap Linné. Der See füllt eine Karst-Doline im Kalk- und Gipsgestein aus und stellt somit eine echte Karsterscheinung im arktischen Milieu dar. Gegen eine Deutung als Thermokarstsee sprechen vor allem die erheblichen Abmessungen der Hohlform, die sich durch Ausschmelzen von Bodeneis kaum erklären lassen, sowie das begrenzte Vorkommen von Permafrost zwischen dem Linnésee und dem Isfjord. Wo Permafrost vorhanden ist, wie am gegenüber liegenden Seeufer, hat das Ausschmelzen von Bodeneis zu Hangrutschungen und einer Abflachung eines breiten Uferabschnitts geführt. Lösungskarst im Festgestein und Thermokarst treten an diesem See eng vergesellschaftet auf (7.8.1989).

Im Verlauf des nächsten Teilabschnitts der Exkursionsroute, der von der Mündung des Linnéelv bei Russekeila nach Kap Linné und über die Strandflats der Nordenskiöldküste (Isfjordflya) zum Tjørnpaß (Tjørnskar) führt, lassen sich vor allem Frostmusterböden mit und ohne Materialsortierung, äolische Formen und Prozesse sowie typische Merkmale meereisgeformter Küsten studieren. Auf der 3-5 km breiten, lockermaterialbedeckten, sanft aus dem Meer bis in Höhen von 60-70 m ü.M. am Fuße der Linnéberge (778 m) ansteigenden Strandflats sind neben den in allen Formvarianten auftretenden, nicht selten in „lehrbuchhafter, idealtypischer Weise“ ausgeprägten Strukturböden Texturböden in unterschiedlichen Typen anzutreffen. Die gehobenen Strandterrassen sind an trockeneren, wind- und kälteexponierten Plätzen häufig von tetra-, penta- oder hexagonalen Spaltenmustern mit Maschenweiten von 5-30 m überzogen (vgl. Foto 54). Die flachen, zumeist von einem Steinpanzer überspannten Polygonfelder werden durch wenige Zentimeter bis Dezimeter tiefe, mulden- oder kerbförmige Spaltenzüge begrenzt, in denen sich aufgrund des erhöhten Feuchtigkeitsangebotes und Windschutzes Gräser und Moose angesiedelt haben. Die Spaltenmuster an der Bodenoberfläche ähneln in ihrem Erscheinungsbild dem Muster von Eiskeilpolygonen. Die Spalten sind jedoch nicht von Eiskeilen unterlagert, sondern von „soil-wedges“. Die relativ breiten, im Vertikalschnitt keil- bis trichterförmigen Sedimentstrukturen erstrecken sich nur wenige Dezimeter in die Tiefe und bleiben ebenso wie die stellenweise zu beobachtenden Rissbildungen auf die sommerliche Auftauschicht des Permafrostbodens beschränkt. Das Fehlen von „frischen“ Rissen in den meisten Polygonfurchen lässt vermuten, dass die Mehrzahl dieser Frostspaltenmakropolygone gegenwärtig inaktiv ist. Eiskeilpolygone sind ebenfalls anzutreffen. Sie unterscheiden sich von den Frostspaltenmakropolygonen ohne Spalteneis zumeist durch ihren größeren Durchmesser (10-100 m) sowie ihre breiteren und tieferen Furchen an der Bodenoberfläche. Bei Grabungen (1989) wurde das Eiskeileis in Tiefen von 120-175 cm angetroffen. Wo die Eiskeilsysteme unter vermoorten Gebieten hindurchziehen, wie z.B. am Tunsjø, wurde das Eiskeileis bereits in 45-60 cm Tiefe ergraben.



Foto 54: Frostspaltenmakropolygonnetz ohne Spalteneis auf einer gehobenen marinen Terrasse an der Nordenskiöldküste bei Kap Linné. Das Frostspaltennetz ähnelt in seinem Erscheinungsbild einem Eiskeilnetz; die Spaltenzüge sind jedoch nicht von Eiskeilen, sondern von „soil-wedges“ unterlagert. Die von einem Steinpanzer überspannten tetra- bis hexagonalen Polygonfelder werden durch flache, mulden- bis kerbförmige Spaltenzüge begrenzt, in denen sich aufgrund des erhöhten Feuchtigkeitsangebotes und Windschutzes Vegetation angesiedelt hat. Die darunter befindlichen, relativ breiten, im Vertikalschnitt keil- bis trichterförmigen Sedimentstrukturen bleiben ebenso wie die winterlichen Rissbildungen auf die Auftauschicht des Permafrostbodens beschränkt (8.8.1989).

Die meisten Eiskeile weisen keine Anzeichen einer in jüngster Zeit erfolgten Rissbildung auf. Außer diesen offensichtlich inaktiven Eiskeilen existieren auch fossile Eiskeile (Eiskeilpseudomorphosen), die allerdings noch von Permafrostboden unterlagert sind. Ihre sekundär mit minerogenen Sedimenten

verfüllten Spalten befinden sich innerhalb der mächtigen Auftauschicht als Indiz einer ehemals höheren Lage der Permafrosttafel.

In ton- und schluffreichen, frostempfindlichen Sedimenten sind häufig runde oder langgestreckte Mudpit-Kahlstellen zu finden, die sich häufig zu größeren Feldern zusammenschließen. Die vorherrschenden kreisrunden bis ovalen Formvarianten besitzen einen Durchmesser von 50-120 cm, wobei die Mudpitoberfläche mitunter durch Risspolygone gegliedert ist. An feuchteren Plätzen zwischen den gehobenen Strandwällen sind bis zu 50 cm hohe Bülden entwickelt, die nach Ausweis ihres inneren Baus keine genetisch homogene Gruppe bilden. Außer Erdbülden (Thufur) und Torfbülden (Pounus) sind auch Bülden zu finden, die in ihrem Kern Segregationseislinnen enthalten oder die unter einer dünnen Vegetationsdecke aus Gräsern einen kleinen Blankeiskern aufweisen. In den zahlreichen Moor- und Sumpfbereichen der Nordenskiöldküste repräsentieren Palsahügel die auffälligsten morphologischen Erscheinungen. Sie erreichen selten einen Durchmesser von mehr als 10 m und eine Höhe von mehr als 120 cm. Die Mehrzahl der schild- bis kuppelförmigen Palsas weist kaum Erosionsspuren auf; in den Mooren nahe Isfjord Radio sind neben intakten, bis zu 1 m hohen Palsas jedoch zahlreiche runde, von flachen Ringwällen umgebene Seen zu finden, die in ihren zentralen Teilen noch Reste kollabierter Palsas enthalten und somit als fortgeschrittene Zerfallsstadien zu deuten sind. Im Unterschied zur Verbreitung der Palsas ist diejenige der Frostblisten nicht an das Vorhandensein einer Torfdecke geknüpft. Die meisten Frostblisten sind jedoch in Moor- und Feuchtgebieten entwickelt, vorzugsweise am Rande kleiner Seen oder Bachläufe; eine enge Bindung an Fließgewässer oder Grundwasserströme ist unübersehbar.

Unter den verschiedenen Formvarianten des Strukturbodens besitzen die auf der Strandflats als Groß- und Kleinformen anzutreffenden Steinringe, Steinpolygone, Steinstreifen, Steininseln und Feinerdeinseln die größte Verbreitung. Sie bilden zwischen dem Linnéelv / Linnéváttn und Kap Linné ausgedehnte Felder. Die meisten Strukturboden-Vorkommen finden sich an Plätzen, die von Lockersubstraten mit einem hohen Schluffgehalt unterlagert sind. Die Verbreitung aktiver Strukturböden beschränkt sich dabei vornehmlich auf Bereiche mit hohem Grundwasserstand oder Staunässe, wie Geländedepressionen zwischen Strandwällen sowie Uferbereiche von Bächen, Seen und Teichen. Unter den verschiedenen Formvarianten sind die Steinringe am auffälligsten (vgl. Foto 55).



Foto 55: Steinringe in einem Strukturbodenfeld auf der Isfjordflya südlich von Kap Linné. Die Einzelformen bestehen aus einem wallförmigen Steinrahmen, der ein tiefer gelegenes Feinmaterialzentrum mit nahezu ebener Oberfläche umschließt. Die Formen sind durch frostdynamische Materialsortierung im schluffreichen, frostempfindlichen Detritus entstanden. Die Verbreitung aktiver Strukturböden konzentriert sich auf Plätze mit hohem Grundwasserstand oder Staunässe, die von feinkörnigen, pelitischen Lockersubstraten unterlagert sind, insbesondere die Uferbereiche von Bächen und Seen (11.8.1989).

Sie bilden oftmals ausgedehnte Felder mit scharf ausgeprägten Einzelformen. Letztere bestehen aus einem wallförmigen Steinrahmen, der ein tiefer gelegenes Feinmaterialzentrum mit nahezu ebener Oberfläche umschließt. Bei Grabungen wurden sowohl „schwebende“ als auch „sohlenständige“ Steinrahmen angetroffen. Die Ausprägung so zahlreicher Strukturboden-Formvarianten an der Nordenskiöldküste einschließlich Übergängen zu Formen der differenzierten Gelisolifluktion lässt sich u.a. mit den kleinräumig wechselnden Körnungs-, Feuchte- und Böschungsverhältnissen erklären.

Als äolische Formen finden sich an der windexponierten, dem offenen Meer zugewandten Strandflats Erscheinungen der Deflation und Windkorrasion. Am auffälligsten sind die viele Terrassenflächen überspannenden Steinpanzer, an deren Entwicklung jedoch auch Frosthebungs- und Abspülvorgänge mitwirken. Aus den relativ glatten Steinpanzeroberflächen herausragende Steine und Blöcke zeigen oft deutliche Spuren von Windschliff aus nordöstlicher Richtung – der im Winter vorherrschenden Windrichtung. Windschliffe und Polituren existieren auch an vielen Festgesteinsoberflächen, etwa an den Flanken der zahlreichen, die Lockermaterialdecke der Isfjordflya durchbrechenden Felsköpfe. Ihr Auftreten in größeren Höhenlagen (Griegfjella, Griegaksla), in denen nur wenig minerogenes Feinmaterial als Korrasionswaffe zur Verfügung steht, lässt vermuten, dass auch driftende Hartschnee- und Eiskristalle an ihrer Bildung beteiligt sind. Äolische Akkumulationsformen in Gestalt von Flugsanddecken und Dünen sind vorzugsweise in Strandnähe zu beobachten, z.B. in der Randvikbucht bei Kap Linné. Die sich nach Nordosten öffnende Bucht verfügt über einen schmalen Sandstrand, der das Material für die Dünenbildung liefert. Die strandnächsten, embryonalen Dünen sind klein und durch eine unregelmäßige Gestalt gekennzeichnet. Sie erreichen eine Höhe von 40-50 cm und einen Durchmesser von wenigen Metern. Die größten von ihnen weisen eine Pioniervegetation aus Gräsern auf. Der Hauptteil des Dünenfeldes bedeckt den flachen, ca. 10 m hoch gelegenen Strandwall. Die langgestreckten oder halbkreisförmigen Dünen sind maximal 1 m hoch und 5-6 m lang. Ferner existiert an einigen Sandstränden der Nordenskiöldküste eine Reihe kleiner Flugsandfelder und Embryonaldünen, vorzugsweise in Schutzlagen hinter angeschwemmten Treibholzstämmen, Walknochen und größeren Felsblöcken.

Die nach Westen exponierten Hänge und Wände des Griegaksla-Linnéfjella-Höhenzuges sind durch Massenbewegungen geprägt. Unter den hohen, durch Steinschlagrinnen und -trichter, Schrofen und Felsköpfe stark zergliederten Felswänden haben sich mächtige Sturzschutthalde und -kegel entwickelt. Ihre Oberfläche ist vielerorts durch (Naß-) Schneelawinen und Muren überformt. Die Erosionsrinnen der Murströme werden zumeist beidseitig von Uferwällen begrenzt. In den Steinschlagrinnen und Hohlformen zwischen den Sturzschuttkegeln halten sich Schnee-Einlagerungen oft bis in den Spätsommer. An den unteren Rändern der Sturzschuttakkumulationen dominieren gelisolifluidale Massenbewegungen. Der Formenschatz umfasst neben ungegliederten Wanderschuttdecken vor allem Schuttloben und -stufen, während typische Fließerddecken infolge der Feinmaterialarmut seltener sind. Die Wanderschuttdecken laufen auf der Strandflats häufig in Gestalt mächtiger Schuttloben aus, die sich lokal zu mehr als 100 m breiten „Lobenfronten“ zusammenschließen. Die bis zu 1,5 m hohen Lobenstirnen belegen, dass die grobkörnigen Substrate an der Nordenskiöldküste im Sommer recht tiefgründig auftauen. Aus den mächtigen Sturzschuttablagerungen haben sich zahlreiche lobenförmige Blockgletscher entwickelt.

Die Strände der nach Westen dem offenen Meer zugewandten, ungeschützten Nordenskiöldküste unterliegen in starkem Maße der Brandungswirkung. Ihr Lockermaterial besteht hauptsächlich aus marin aufgearbeiteten Moränenablagerungen. Die Strände zeigen im Unterschied zu den geschützteren Fjordufers deutliche Spuren der Meereiseinwirkung. Von Strandgeröllen, Schottern und feinerem Lockermaterial bedeckte Eisschollen und -blöcke mit charakteristischen Austauerscheinungen und -formen verleihen manchen Strandabschnitten ein unübersichtliches, buckliges Mikrorelief. Viele der gestrandeten, durch Überdeckung mit Sedimenten und Tang vor dem Abschmelzen geschützten Meereisschollen überdauern bis spät in den Sommer oder perennieren sogar einige Jahre (vgl. Fotos 56 u. 57).



Foto 56: Gestrandete, mit minerogenen Sedimenten überdeckte, von einem Bachlauf unterchnittene Meereisschollen an der westexponierten, dem offenen Meer zugewandten Nordenskiöldküste wenige Kilometer südlich von Kap Linné. Das Meereis wird durch den Sedimentmantel thermisch vor dem Abschmelzen geschützt und überdauert dadurch bis spät in den Sommer oder perenniert einige Jahre. Im Hintergrund ist der Solrygg-Gipfel (760 m) mit dem Solfonna-Gletscher zu erkennen (12.8.1989).



Foto 57: Gestrandete, mit Braunalgen (Tang) überdeckte, ca. 1 m mächtige Meereisscholle an der exponierten Nordenskiöldküste südlich von Kap Linné. Die Tangüberdeckung schützt das Meereis bis weit in den Sommer vor dem Abschmelzen. Im Hintergrund sind die Felswände, Steilhänge und Sturzscharten am Fuße des Griegfjells zu erkennen. Vor der Meereisscholle tritt der eisüberschliffene, ausgewaschene, von hellen Quarzbändern durchsetzte Fels des gefalteten Grundgebirges (Hecla Hoek) zutage (12.8.1989).

Wo die auflaufenden Wellen bis an den Fuß von im Lockermaterial ausgebildeten Steilhängen gelangen, wie am Küstenabschnitt Russekeila-Kap Starostin am äußeren Isfjord, finden sich Formen der Thermoabrasion, die aus dem Zusammenspiel von mariner Formung und thermischer Degradation des Permafrostbodens resultieren. Sie treten als Thermoabrasionsnischen und -kliffs in Erscheinung. An den häufig in Südexposition befindlichen Thermoabrasionskliffs gleitet und fließt das aufgetaute Lockermaterial ab und wird am Fuße der Kliffs durch die Wellen abtransportiert. An einigen Plätzen haben Runsenbildung und Rutschungen im Lockermaterial zusammen mit der marinen Abtragung zur Ausbildung von mehrere Zehnermeter breiten Thermoabrasionsnischen geführt. Noch eindrucksvoller als die Thermoabrasionsformen am Isfjord sind die Thermoerosionsformen entlang des Linnéelv zwischen

Linnévatn und Russekeila. Die Thermoerosion an den Flussufern resultiert aus dem Wärmeaustausch zwischen dem relativ warmen fließenden Wasser und dem gefrorenen Substrat des Flussufers. Durch Unterschneidung und Unterminierung des Flussufers entstehen im Lockermaterial charakteristische Thermoerosionsnischen. Während der Abflussspitzen brechen an diesen Stellen häufig große Blöcke gefrorenen Substrats nach, deren Material vom Fluß weitertransportiert wird. Der steile Rückhang der Nischen gewährt mitunter einen guten Einblick in den Aufbau des Permafrostbodens. Thermoabrasionsnischen und Thermoerosionsnischen weisen die gleichen morphodynamischen Merkmale auf, namentlich schollenförmige Lockermaterialbewegung und Durchtränkungsfließen.

An den Skartjørna-Seen verlässt die Exkursionsroute die Strandflats und folgt dem Tjørnskar nach Nordosten ins obere Linnétal. Am Talschluß befinden sich die Eiskernmoränen des aus mehreren Karmulden gespeisten Linnégletschers. Die äußeren Endmoränen sind 300-400 m vom gegenwärtigen Eisrand des 2,6 km langen Talgletschers entfernt. Sie repräsentieren den postglazialen Gletschermaximalstand, der während der „Kleinen Eiszeit“ erreicht wurde. Damals lag die Gleichgewichtslinie (ELA) einige Zehnermeter tiefer als heute (280 m ü.M.). Bei einer Absenkung der ELA um 150 m würde der Linnégletscher bis in den Linnésee vorstoßen, bei einer Anhebung um 100-150 m gegenüber der heutigen Höhenlage würde er hingegen vollständig abschmelzen. Obwohl markante Eisrandablagerungen im Tal zwischen dem Linnésee und den Endmoränen aus der „Kleinen Eiszeit“ fehlen und sich das Entwässerungssystem im Holozän kaum verändert hat, ist der spätweichseiszeitliche Deglaziationsverlauf und die jüngere Gletschergeschichte des Linnébre aufgrund von Rekonstruktionen auf der Basis von sedimentologischen Untersuchungen von Seesedimenten vom Grunde des Linnévatn relativ gut bekannt. Demnach war das Linnétal im frühen und mittleren Holozän gänzlich gletscherfrei, ehe sich der Linnébre vor etwa 4400 Jahren BP bildete. In der Folgezeit kam es wiederholt zu kleineren Gletschervorstößen, die jedoch nicht das Ausmaß der Ereignisse während der „Kleinen Eiszeit“ erreichten. Der bereits im 13. oder 14. Jahrhundert einsetzende Vorstoß kulminierte gegen Ende des 19. Jahrhunderts. Die mächtigen Eiskernmoränen vor der heutigen Gletscherfront stammen aus jener Zeit. Hinweise auf frühere oder spätere „Surge“-Vorstöße dieses polythermalen Gletschers finden sich nicht. Die übrigen, kleineren, ins Linnétal mündenden Kargletscher sind nach Ausweis von Luftbildbefunden seit Mitte der 1930er Jahre stark zurückgeschmolzen oder ganz verschwunden. Das kleine, ins Griegfjell eingelassene Kar am Südende des Linnésees war offenbar nur während der „Kleinen Eiszeit“ stärker vergletschert. Luftbilder und topographische Karten aus dem Jahre 1936 zeigen noch einen Kargletscher, während heute hinter der mächtigen Eiskern-Endmoräne nur noch kleine schuttbedeckte Toteisreste existieren.

Die Rückwanderung vom Linnégletscher ins Grøntal erfolgt am einfachsten durch das Linnétal. Ab Kongressvatn sind Hin- und Rückweg identisch. Als Alternative bietet sich die Abkürzung über das Christensenfjell an. Die Route führt von der rechten Seitenmoräne des Linnégletschers über den vereisten Paß am Christensenfjell (ca. 380 m) direkt auf den Aldegondabre und danach gletscherabwärts zum Grønfjord, wo sie auf den Hinweg trifft. Der Rückweg verkürzt sich auf diese Weise um rund 10 km, doch ist diese „Eisroute“ aufgrund von Gletscherspalten nicht ganz ungefährlich. Die Route gewährt interessante Blicke auf Linné- und Aldegondabre, in das Linnétal und über den Grønfjord. Sie sollte aber nur bei guten Sichtverhältnissen und ausreichender Geländeerfahrung gewählt werden.

5.3 Longyearbyen – Adventtäl – Brentskard – Trehøgdal – Vendomtäl – Sassentäl – Fulmortal – Marmorbre – Skruisbre – Kropotkinfjell – Elfenbeinbre – Agardhtäl – Agardhbucht – Bellsundtäl – Nordre Bellsundpaß – Kjellstrømtäl (Abstecher nach Sveagruva / Kap Amsterdam) – Lundstrømtäl – Reindalspaß – Reintäl – Tverrtäl – Bolterpaß – Boltertäl – Adventtäl – Longyearbyen (ca. 200 km zuzüglich ca. 50 km Abstecher nach Sveagruva / Kap Amsterdam)

Themen: Eiskeilpolygone, Pingos, Hang- und Talformung, „Surge“-Gletscher, (Stauch-) Moränen, Eisstausee, polythermale und „kalte“ Gletscher, Aufeis, fluviatile Formung, Textur- und Strukturböden.

Die Wanderexkursion zur Ostküste Spitzbergens (Inlandquerung) ist landschaftlich und wissenschaftlich, insbesondere glaziologisch, äußerst attraktiv. Sie setzt aber auch ein hohes Maß an körperlicher Fitness und Geländeerfahrung voraus. An der „Schlüsselstelle“ Jökulvatn (Gletscherstausee) zwischen dem Fulmortal und dem Agardhtäl im Sabineland sind mehrere spaltenreiche Gletscherzungen mit angrenzenden morastigen Eiskernmoränen zu überqueren, was den geübten Einsatz einer Eis- / Sicherheitsausrüstung (Steigeisen, Bergsteigerseil, Sitzgurt, Eisaxt) erfordert. Im Agardhtäl und an der Agardhbucht muß jederzeit mit dem Auftauchen neugieriger, eventuell aggressiver Eisbären gerechnet werden, so dass der Einsatz einer großkalibrigen Schusswaffe zur Selbstverteidigung möglicherweise nicht zu vermeiden ist. Von allen Regionen Spitzbergens, die von Longyearbyen aus im Rahmen einer rund zweiwöchigen Wanderexkursion zu erreichen sind, birgt die Ostküste zweifellos das höchste Eisbärenrisiko. Obwohl die von der Agardhbucht nach Westen führenden Täler Bellsundtäl und Kjellstrømtäl bereits nördlich des „Eisbärenkarussells“ Storfjord – Sørkap – Hornsund – Hamburgbucht liegen, sind im Kjellstrømtäl und am inneren Van Mijenfjord (Sveagruva) selbst im Sommer Begegnungen mit Eisbären keine Seltenheit, so dass erhöhte Wachsamkeit angesagt ist.

Die Wanderexkursion beginnt wie die Exkursionen zum Tempelfjord (5.1.) und Van Mijenfjord (5.2.) am Forschungspark in Longyearbyen. Die Route ist bis zur Einmündung des Trehøgdtales in das Eskertäl nordöstlich des Brentskard-Passes mit jener der Tempelfjord-Tour identisch. Entsprechend lassen sich auf diesem Streckenabschnitt die bereits vorgestellten geomorphologischen Formen und Prozesse studieren, insbesondere Frostblister, Pingos, Eiskeilpolygone, Thermoerosions- und Rutschungsphänomene sowie Prozesse der Hang- und Talformung. Im Mündungsbereich des Trehøgdtales in das obere Eskertäl befinden sich mehrere ovale, knapp 10 m hohe Lockermaterialhügel, deren Flanken stellenweise fluvial unterschritten sind. Die in (glazi-) fluvialen Sedimenten angelegten Pingos besitzen eine flache Gipfelmulde; ihre Krone ist von breiten Spalten überzogen. Die Pingos sind offenbar inaktiv. Ihre Höhe über dem Bachniveau hat sich im Zeitraum 1983-2008 nicht verändert; sommerliche Quellaustritte oder Hinweise auf eine winterliche Aufeisbildung wurden nicht beobachtet. Ca. 1 km taleinwärts des Trehøgdtales sind Reste eines ca. 12 m hohen, fluvial stark erodierten Festgesteinspingos erhalten. Die beidseits des Bachlaufes aufgeschlossenen Partien der Pingoruine zeigen punktförmig aufgepresste Tonschieferlagen, die zu den Pingorändern hin flach einfallen (vgl. Foto 58).

Die Exkursionsroute verläuft durch das sanft nach Osten ansteigende, von den Drei Anhöhen (Trehøgdene) und dem vergletscherten Breikampen-Plateau flankierte Trehøgdal zum trogförmig ausgeschürften Vendomtäl, das die Gletscherzungen von Vendombre und Jinnbre sowie einiger kleinerer Tal- und Kargletscher Richtung Sassentäl entwässert. Der Talboden des Trehøgdtales wird von flachwelligen Grundmoränenablagerungen gebildet, die im östlichen Talabschnitt weithin von Eiskeilnetzen überzogen sind. Die aktive Talsohle ist in fluvialen Sedimenten angelegt. Die Südhänge des Trehøgdene-Bergzuges sind durch tiefe Kerbtäler zergliedert. In ihnen wird während der frühsummerlichen Schneeschmelze Verwitterungsschutt von den steileren Oberhängen talwärts geleitet. Die zwischen den Tälchen befindlichen, sanft an die aktive Talsohle grenzenden Unterhänge sind durch Hangschutt und gelisolifluidale Massenbewegungen geprägt. Von Süden her entwässern zwei kleine Gletscherzungen des Kampfonna-Plateaugletschers in das untere Trehøgdal. Die Gletscherbäche haben sich ähnlich den Kerbtälern an der gegenüberliegenden Talflanke der Trehøgdene tief in die morphologisch weichen triassischen Tonschiefer- und

Siltsteinlagen sowie deren Grundmoränenbedeckung eingeschnitten. Die Oberhänge am Rande des Breikampen-Plateaus sind ebenso wie die Gipfelbereiche der Trehøgdene von Verwitterungsschutt bedeckt und weitgehend vegetationsfrei.



Foto 58: Rund 12 m hohe Pingoruine im unteren Trehøgdal. Der Festgesteinspingo ist in triassischen Tonschiefer-, Tonstein- und Siltsteinschichten angelegt. Der zentrale Teil des Pingos ist fluvial stark erodiert. Die beidseits des Bachlaufes aufgeschlossenen Partien des Pingos zeigen punktförmig aufgepresste, von einer dünnen Lockersedimentdecke aus Schottern und Moränenmaterial überdeckte Festgesteinsschichten, die zu den Pingorändern hin flach einfallen. Die an den Bachlauf grenzenden, von feinkörnigen, eisreichen Lockersedimenten gebildeten Hänge am Nordrand des Pingos sind fluvial unterschritten und unterliegen der Thermoerosion. Das wassergetränkte Feinmaterial rutscht und fließt in den Bachlauf und wird von diesem in den Vorfluter Eskerelv abtransportiert (4.8.2008).

Vom Trehøgdal verläuft die Exkursionsroute durch das trogförmig ausgeschürfte Vendomtäl in nordöstlicher Richtung zum oberen Sassental. Die stellenweise kastenförmig in den Talgrund eingesenkte aktive Talsohle des Vendomelv ist von einem dichten Geflecht miteinander kommunizierender, ständig ihren Lauf verlagernder Abflussbahnen überzogen, die den Vendomelv als typischen „braided river“ kennzeichnen. Der Hauptabfluß stammt von der Gletscherzunge des Jinnbre, eines Auslassgletschers des weitflächigen Hellefonna-Plateaugletschers (746 m). Die ehemals mit ihren Zungen im oberen Vendomtäl zusammenströmenden Gletscher Jinnbre und Vendombre („Surge“-Vorstoß um 1934) sind stark zurückgeschmolzen und haben am Talschluß eine mächtige gemeinsame Eiskernmoräne hinterlassen. Die steilen Flanken des Vendomtals sind weithin von Sturzschuttablagerungen gesäumt, die von dicht gescharten Lawinbahnen und Murgängen zerschnitten werden. Auf den flacheren, feinmaterialreicheren, feuchteren, stellenweise vegetationsbedeckten Unterhängen dominieren gelisolifluidale Massenbewegungen. Rund 1 km talaufwärts der Einmündung des Trehøgdtales in das Vendomtäl findet sich am Fuße des Dalsnuten-Plateaus inmitten des „braided river“-Systems des Vendomelv ein mächtiger, unregelmäßig geformter Pingo. Seine durch Rutschungs-, Abspülungs- und Gelisolifluktuationsprozesse überprägten Hänge erheben sich steil über die breite, ebene Schottertalsohle. Die Pingokrone weist ein buckliges Relief aus Voll- und Hohlformen mit einzelnen Spalten auf. Ein deutlicher Gipfelkrater fehlt; ebenso gibt es keine Hinweise auf den Aktivitätsgrad des Hügels, etwa in Gestalt morphologischer Veränderungen oder Quellaustritten.

Der untere Abschnitt des Vendomtals ist durch die Zuflüsse mehrerer Gletscherbäche geprägt. Sie entwässern die westlichen Auslassgletscher des Hellefonna-Plateaugletschers am Milne Edwardsfjell. An den Eiskern-Endmoränen setzen Schotterschwemmfächer an, die sich seitlich verschneiden und die Schmelzwässer zum Vendomelv transportieren. Auf einem der Schwemmfächer am Fuße der Klufnutane-Hochfläche befindet sich eine kleine Gruppe aus 4-5 unregelmäßig geformten, fluvial eingeschnittenen Hügeln mit Spaltenbildungen im Kronenbereich. Die Hügel stellen wahrscheinlich Relikte einer Pingogruppe dar. In diese Richtung weisen ihr verbliebenes Formeninventar sowie die charakteristischen Lagermerkmale im Gletschervorfeld, wo mit Wasserzuzug und dünnem Permafrost zu rechnen ist

(Pingos vom „Offenen-System“-Typ). Talabwärts der Pingogruppe mündet der Vendomelv mit einem weitläufigen Schwemmfächer (Vendomkjegla) in den Sassanelv-Flußlauf. Um in das obere Sassental und das tributäre Fulmartial, das den Übergang zum Agardhtal an der Ostküste Spitzbergens gewährt, zu gelangen, ist der Schwemmfächer in östlicher Richtung zu queren, was nahe der Einmündung in den Sassanelv infolge der vielen Abflusskanäle Geduld erfordert, aber ungefährlicher ist als im Bereich der Flussterrassen nördlich der Pingogruppe. Im Anschluß folgt die Exkursionsroute, hinweg über mehrere Schwemmfächer, dem Südufer des Sassanflusses ins innerste Fulmartial, wobei das Westufer des Fulmarelv zu bevorzugen ist. Vor dem Einbiegen in das Fulmartial bietet sich ein imposanter Blick auf die mächtige Gletscherzunge des Rabotbre im innersten Sassental.

Das Fulmartial grenzt im Süden an die Gletscherzunge des Marmorbre, die sich vom westlich gelegenen Hellefonna-Plateau quer durch das Tal fast bis an die Hänge des gegenüber liegenden Storffjells erstreckt und das Fulmartial auf diese Weise nach Süden abriegelt (vgl. Foto 59).



Foto 59: Blick von Norden in das trogförmige, ca. 2 km breite Fulmartial. Das Tal grenzt im Südwesten an die weitläufige Eiskappe des Hellefonna-Plateaus (746 m, rechter Bildhintergrund), im Osten an die Hänge des Wallenbergfjells. Am Talschluß ist die flache Gletscherzunge des „Surge“-Gletschers Marmorbre zu erkennen. Sie zieht vom Hellefonna-Plateau quer durch das Tal fast bis an die Hänge des gegenüber liegenden Storffjells und riegelt das Fulmartial dadurch nach Süden gegen den Gletscherstausee Jökulvatn ab. An den Eiskernmoränen der Auslassgletscher des Hellefonna-Eisfeldes setzen zahlreiche Schwemmfächer an, die die Schmelzwässer zu dem als „braided river“ ausgebildeten Fulmarelv transportieren (13.8.1983).

Außer vom Marmorbre wird der Fulmarelv durch zahlreiche weitere Gletscherzungen gespeist, die von den Hängen des Milne Edwardsfjells im Westen und Wallenbergfjells im Osten herabziehen. Die stark zergliederten Oberhänge sind von Verwitterungsschutt und Moränenablagerungen bedeckt, die Unterhänge sind abseits der Schwemmfächer durch gelisolifluidale Massenbewegungen geprägt. Die aktive Talsohle mündet mit einem breiten Schwemmfächer in den Vorfluter Sassanelv. Rund 1 km vor der Gletscherzunge des Marmorbre befindet sich ein mächtiger, unregelmäßig gestalteter Pingo im Flussbett. Seine steilen Flanken sind durch Massenbewegungen und -transporte geformt. Im Kronenbereich ist eine flache Gipfelmulde entwickelt. Der Pingo wurde offenbar an der Schnittstelle von Grundwasserströmen zweier Gletscher (Marmorbre, namenloser Gletscher am Ryssenberg) bei geringer Permafrostmächtigkeit angelegt und könnte nach Ausweis seiner morphologischen Merkmale noch aktiv im Wachsen begriffen sein.

Die Passage vom Fulmartial Richtung Südosten zum Agardhtal bildet die Schlüsselstelle der Wanderekkursion. Es müssen spaltenreiche Gletscherzungen, schlammige Eiskernmoränen sowie 500-600 m hohe vereiste Plateaus überquert werden, was bei schlechten Sichtverhältnissen nicht ungefährlich ist. Ferner erhöht sich die Wahrscheinlichkeit einer Eisbärbegegnung mit Annäherung an die Agardhbucht und Ostküste erheblich. Erhöhte Aufmerksamkeit und Konzentration sind daher zwingend geboten.

Obwohl der Streckenabschnitt nur rund 10 km lang ist, sollte ein ganzer Tag für diese Etappe eingeplant werden, um auch die äußerst eindrucksvolle Gletscherlandschaft hinreichend und in Ruhe studieren zu können. Ihre Morphogenese lässt sich anhand von alten Forschungsberichten und Geländefotos, Luftbildern und Karten für den Zeitraum der letzten 110 Jahre in groben Zügen rekonstruieren.

Die Tagesetappe erstreckt sich von der Gletscherzunge des Marmorbre im Norden (Fulmartal) bis zur Eiskernmoräne des Elfenbeinbre im Süden (Agardhtal). Zwischen den beiden Gletscherzungen befindet sich, eingeschlossen von den Steilhängen des Raggfjell im Westen und des Storfjell im Osten, der durch das Gletschereis aufgestaute See Jökulvatn (Gletschersee). Er wird hauptsächlich durch Schmelzwasser vom Marmorbre, Skruisbre, Veitbre und Elfenbeinbre gespeist. Um die Gletscherlandschaft, insbesondere die vom Nordmannsfonna ins Agardhtal herabziehende mächtige Gletscherzunge des Elfenbeinbre, besser überschauen zu können, verläuft die Wanderroute westlich des Jökulvatn. Sie quert zunächst die Gletscherzunge des Marmorbre und verläuft danach über die vereisten Hochflächen von Raggfjell (571 m) und Kropotkinfjell (538 m) in südöstlicher Richtung, wobei die tief in die Hochflächen eingelassene, ca. 1 km breite Gletscherzunge des Skruisbre zu überwinden ist. Von der Eiskuppel des Kropotkinfjells hat man einen exzellenten Blick auf den Gletscherstausee und die von mächtigen Eiskernmoränen eingerahmte Gletscherzunge des Elfenbeinbre. Der Abstieg ins obere Agardhtal erfolgt am einfachsten über die Seiten- und Mittelmoräne der südlich an das Kropotkinfjell angrenzenden Gletscherzunge des Sveigbre.

Die großen Talgletscher am Jökulvatn zählen alle zum „Surge“-Typ. Sie hatten bekannte, nicht direkt klimainduzierte „Surge“-Vorstöße zu jeweils unterschiedlichen Zeiten, der Marmorbre um 1965-1970, der Skruisbre um 1920, der Elfenbeinbre um 1903 und der Sveigbre um 1960. Darüberhinaus dürften weitere „Surge“-Vorstöße stattgefunden haben, die aufgrund der Abgelegenheit der Lokalität nicht beobachtet worden sind, insbesondere vor 1900, als die Ostküste Spitzbergens noch nahezu unerforscht war. Aus dem unterschiedlichen Verhalten der einzelnen Gletscher resultiert eine äußerst interessante Vergletscherungsgeschichte des Gebietes, deren vorläufiges Ergebnis vor Ort studiert werden kann.

CONWAY besuchte die Gegend 1896 im Rahmen seiner Inlandquerung (vgl. CONWAY 1897 in VAN DER MEER 2004). Der Elfenbeinbre war damals im Vorstoß begriffen und sperrte bereits als gewaltiger Eiswall das gesamte obere Agardhtal. Da HEUGLIN (1872) den Gletscher in seiner Beschreibung der Agardhbucht nicht erwähnt, ist zu vermuten, dass der Elfenbeinbre erst nach 1870 aus seiner Wurzelzone am Nordmannsfonna vorstieß. Luftbilder des Norwegischen Polarinstituts (NPI) aus den Jahren 1936/38 zeigen einen zurückschmelzenden Marmorbre. Unbewachsene Eiskernmoränen (Stauchmoränen) am Fuße des Storfjells an der Ostflanke des innersten Fulmartals lassen auf einen noch nicht lange zurückliegenden Gletschervorstoß schließen. Die Gletscherzunge des Elfenbeinbre erstreckt sich als Folge des Gletschervorstoßes um 1903 noch bis an den Nordosthang des Kropotkinfjells. Die Front des Skruisbre reicht als Resultat des kurz zuvor abgeschlossenen „Surge“-Vorstoßes um 1920 fast unmittelbar an die Elfenbeinbre-Gletscherzunge heran. Der Talboden südlich des Raggfjells und Storfjells ist daher großflächig von Gletschereis bedeckt. Durch den Vorstoß des Marmorbre in den 1960er Jahren, das Rückschmelzen des Skruisbre sowie das Abschmelzen von Gletschereis vor allem an der Nordflanke der Elfenbeinbre-Gletscherzunge, hat sich das Landschaftsbild nach Ausweis der topographischen Karte des NPI (1970) gut 30 Jahre später grundlegend verändert. An der Südflanke des Elfenbeinbre-Terminus sind weitflächige eiskernhaltige Moränenfelder entstanden. Die Gletscherzunge des Marmorbre ist auf den Westhang des Storfjells aufgelaufen und sperrt als mächtige Eisbarriere den Talgrund zwischen Raggfjell und Storfjell in nördlicher Richtung ab. Im Tal sammelt sich das Schmelzwasser aller drei Gletscher, wodurch ein rund 4,5 km langer Eisstausee entstanden ist. Die topographische Karte von 2007 auf der Basis von Luftbildern des Jahres 1990 zeigt eine deutlich verkleinerte Stauseefläche. Der Vorstoß des Marmorbre ist abgeschlossen, Elfenbeinbre und Skruisbre sind weiter zurückgeschmolzen, wobei zwischen dem Skruisbre-Terminus und der Elfenbeinbre-Gletscherzunge im Bereich des ehemals größeren Stausees schlammige Moränenflächen gebildet worden sind. Der Stausee hat die Abflussrichtung geändert und entwässert nicht mehr nach Norden über das Fulmartal und Sassental zum Isfjord an der Westküste, sondern durch einen gewaltigen Tunnel unter der Gletscherzunge des Elfenbeinbre nach Südosten Richtung Agardhtal / Agardhbucht zur Ostküste Spitzbergens. Möglicherweise hat der gewaltige

Wasserdruck des Stausees die nicht am Untergrund angefrorene Gletscherzunge des Elfenbeinbre aufschwimmen lassen, was eine rasche Absenkung des Seewasserspiegels und einen beschleunigten Abbau großer Gletschereismassen am Rande des Stausees zur Folge hatte. Der Stausee ist bis auf einen schmalen, rund 3 km langen Restsee ausgelaufen und hat auf dem Talboden eine kaum begehbare Schlammlandchaft hinterlassen. An den Hängen von Storfjell und Raggfjell sind deutliche Uferlinien als Hinweise auf ehemalige Seewasserstände (Stauhöhen) erhalten. Die Absenkung des Seewasserspiegels war bereits in den 1980er Jahren weit fortgeschritten, wie Beobachtungen bei Luftbildflügen (MEIER 1983) und im Gelände (1988, vgl. UMBREIT 2007) belegen. Der in das innere Agardhtal mündende Sveigbre ist seit seinem „Surge“-Vorstoß um 1960 deutlich zurückgeschmolzen und hat ähnlich dem Elfenbeinbre eine markante Moränenlandschaft im Tal hinterlassen.

Das rund 12 km lange und an seiner Mündung in die Agardhbucht 7-8 km breit ausgeräumte Agardhtal zeichnet sich durch eine mächtige Füllung aus glazifluvialen und marinen Lockersedimenten aus. Die glaziärisostatisch gehobenen Meeresablagerungen erstrecken sich taleinwärts bis an die Gletscherzungen von Elfenbeinbre und Sveigbre. Sie bilden an den Talflanken stellenweise markante Strandwallserien, etwa am Fuße des Holmgardfjells und Klementiefjells. Gletscherbachanrisse und Aufschlüsse in den Eiskern- und Stauchmoränen des Elfenbeinbre zeigen feinsandige marine Sedimente und darin enthaltene Muscheln, wie z.B. *Mya truncata* und *Astarte*. An der Moränenoberfläche sind Walwirbel und -knochen zu finden. Die Tributärtäler Vaeringstal, Eistratal und Bellsundtal münden mit breiten Schotterschwemmfächern in das Haupttal. Der die großen Talgletscher Elfenbeinbre und Sveigbre sowie mehrere kleine Tal- und Kargletscher am Roslagenfjell und Eistraryggen entwässernde Agardhfluß ist als „braided river“ entwickelt, der an seiner Mündung in die Agardhbucht große Mengen an Feinsedimenten akkumuliert. Die gehobenen marinen Terrassen und flachen Unterhänge der Talflanken sind weithin vermoort und mit Büldenböden besetzt. Am Flussunterlaufe finden sich einige kleinere Palsamoore. In Hangfußlagen entwickeln sich entlang von Bachläufen häufig Frostblister. Die trockeneren Abschnitte der Fluß- und Meeresterrassen sind von weitmaschigen Eiskeilnetzen überzogen. Rund 6 km taleinwärts der Flussmündung findet sich am Ostrand der breiten, ebenen aktiven Talsohle eine kleine Gruppe stark erodierter Pingohügel. Ihre Entwicklung ist offenbar eng an die „Lomfjord-Agardhbucht-Störungszone“ geknüpft, die als Grundwasserleiter im Permafrostboden fungiert und die Pingoentwicklung an dieser Stelle begünstigt hat. Ein einzelner Pingo am Fuße des Roslagenfjells weist in seinem Kronenbereich breite und tiefe Spalten auf, ohne dass eine Gipfelmulde als Indiz einer fortgeschrittenen Bodeneisauflösung im Pingokern zu erkennen ist.

Die Rückwanderung von der Ostküste zur Westküste erfolgt durch das Bellsundtal sowie durch das bei Sveagruga in den inneren Van Mijenfjord mündende Kjellstrømtal. Die Route verläuft entlang der Nordflanke des Bellsundtals über die nördliche Lateralmoräne des Passbre und anschließend über den flachen, unvergletscherten nördlichen Bellsundpaß. Letzterer mündet in das in südwestlicher Richtung orientierte, mehrere kleine Gletscher entwässernde obere Kjellstrømtal. Rund 5 km talabwärts sind im Vorfeld der mächtigen gemeinsamen Eiskern-Endmoräne von Margitbre und Brorbre mehrere Pingos in jurassischen Ton- und Siltsteinen entwickelt. Ihre Kronenbereiche weisen flache Spalten auf. Weitere Pingos finden sich im Talabschnitt zwischen Storlengja und Storbullen. Ein am Westrand der aktiven Talsohle des Kjellstrømelv gelegener Pingo bildet eine einzelne, hohe, kegelförmige Erhebung mit einer flachen, wassergefüllten Mulde im Gipfelbereich. Östlich des Flusslaufes ist am Fuße des Storbullen-Höhenzuges eine Gruppe stark erodierter Hügelformen erhalten. Außer fluvial angeschnittenen Vollformen sind verschiedene Krateruinen und -relikte als Folge einer fortgeschrittenen Bodeneisauflösung in den Pingokernen zu finden. Einige Hügelformen am Rande der Eiskernmoräne des Edvardbre könnten Pingorelikte darstellen. Sie sind von Spalten überzogen und unterscheiden sich dadurch von den angrenzenden Moränenablagerungen. Hügelrelikte am Südostufer des Kjellstrømelv (u.a. Kroppkollen) dürften ebenfalls einen Pingo-Ursprung besitzen.

Die normale Exkursionsroute verlässt das Kjellstrømtal durch das Lundstrømtal, überschreitet den Reindalspaß und folgt dem Reindalselv-Flußlauf nach Westen. Zuvor lohnt sich ein kurzer Abstecher durch das untere Kjellstrømtal zur Braganzabucht, Sveagruga sowie Kap Amsterdam am inneren Van

Mijenfjord. Er liefert zusätzliche Informationen zum „Surge“-Verhalten einzelner Gletscher und gewährt an Thermoabrasionshängen Einblick in den Aufbau von Eiskern- und Stauchmoränen des Paulabre (Geikiemoräne, Damesmoräne). Ferner kann die Anlage eines Fahrweges auf einer Mittelmoräne / Gletschereis (Höganäsbre) studiert werden.

Das 4-5 km breite, trogförmig ausgeschürfte untere Kjellströmtal zeichnet sich durch eine mächtige Füllung aus glazifluvialen, fluvialen und marinen Sedimenten aus. Der als „braided river“ entwickelte Kjellströmelv entwässert zahlreiche Gletscherzungen, die von den Bergen nördlich und südlich des Tales herabziehen. Die Schmelzwässer fließen über breite, teils seitlich verschmelzende Schotterschwemmfächer in den Vorfluter. Als Hauptschmelzwasser-Lieferanten fungieren die großflächigen Gletscher Edvardbre und Kroppbre am Flussoberlauf. Westlich der Einmündung des Lundströmtals dominieren schmale Talgletscherzungen mit auffällig mächtigen Eiskern-Endmoränen, die sich steil über die vorgelagerten Schotterebenen erheben. Einige der Talgletscher zählen zum „Surge“-Typ, u.a. der Hyllingebre („Surge“-Vorstoß 1968-1978) und der Stabbarpbre („Surge“ um 1980).

Eine große konstruktionstechnische Herausforderung in jüngster Zeit war der Bau einer Straße von Sveagrava zur neuen Kohlemine unter dem Gruvfonna-Plateaugletscher. Bei der Anlage des Fahrweges wurde die Mittelmoräne des Höganäsgletschers nördlich der Braganzabucht als Fundament für die Straßentrasse genutzt. Der Höhenunterschied zwischen der Straße und der angrenzenden Gletscheroberfläche wurde nach Fertigstellung des Fahrweges in den folgenden Sommern ab 2001 kontinuierlich vermessen und aufgezeichnet. Dabei wurde festgestellt, dass der Schotterkörper der Straße das unter der Mittelmoräne befindliche Gletschereis thermisch isoliert und dadurch vor dem Abschmelzen schützt. Während die an die Straßentrasse angrenzende Gletscheroberfläche pro Sommer (Juni-September) durch Abschmelzen von Eis infolge Ablation um durchschnittlich ca. 1,5 m tiefer gelegt wurde, betrug die vertikale Setzung der Straßenoberfläche praktisch Null, d.h. unter der Straße schmolz kein Gletschereis mehr ab. Die Folgen sind eine zunehmende Versteilung der Trassenhänge und eine kontinuierliche Zunahme des Höhenunterschiedes zwischen der Straßenoberfläche und der benachbarten Eisoberfläche des Höganäsgletschers (1-2 m pro Jahr). Dadurch kommt es an den Hängen der Straße in den Sommermonaten regelmäßig zu Rutschungserscheinungen, die die Instandhaltungskosten des Fahrweges erheblich erhöhen.

Das westlich an die Braganzabucht grenzende, zwischen dem Liljevalchfjell und dem inneren Van Mijenfjord gelegene „Svea-Tiefland“ zeichnet sich durch einen ungewöhnlichen geomorphologischen Formenschatz aus. Es lassen sich drei morphologische Einheiten unterscheiden. Die Geikiemoräne erstreckt sich von Barryneset entlang des Sveasundes bis zur inneren Sveabucht. Sie umfasst ein flachwelliges Terrain, das einige flache Seen und Teiche enthält. Die sich westlich anschließende Damesmoräne ist stärker reliefiert. Sie besteht aus einem Hügel- und Muldenrelief, in das zahlreiche kleine Teiche eingelassen sind. Zwischen den beiden Moränen und den Unterhängen des Liljevalchfjells findet sich ein schmaler Gürtel aus marinen Tonablagerungen, die weithin unbewachsen und stellenweise tief zerrunzt sind. Jenseits des Sveasundes, der die Braganzabucht mit dem inneren Van Mijenfjord verbindet, bildet die Crednermoräne eine flache Landzunge. Alle drei Moränen wurden bei einem „Surge“-Vorstoß des Paulagletschers aus der Rindersbucht in den inneren Van Mijenfjord abgelagert.

Obwohl eine „Surge“-Genese der Moränen weithin akzeptiert ist, gibt es unterschiedliche Ansichten über die Anzahl und die Altersstellung der verantwortlichen „Surge“-Vorstöße. Nach jüngeren Untersuchungen (vgl. HALD et al. 2001) ist mit dem Beginn eines umfangreichen „Surge“-Vorstoßes um 1300 n.Chr. zu rechnen. Der innerste Abschnitt des Van Mijenfjordes (Rindersbukta) wird vom Gezeitengletschersystem des Paulabre / Bakaninbre eingenommen, das von einigen kleineren Tributärgletschern ernährt wird. Beim mittelalterlichen „Surge“-Ereignis stieß das Gletschersystem unter Ablagerung gewaltiger Moränenwälle an den Fjordufern nach Nordwesten vor. Die Moränen bilden heute einen auffälligen Moränenkranz um den inneren Van Mijenfjord. Beim Vorstoß nahm der Gletscher marine Sedimente vom Fjordboden auf und integrierte sie teilweise in den übrigen Moränenkörper. Folglich enthalten die Moränenablagerungen im Svea-Tiefland marine Muscheln, Walknochen und Treibholz. In den Moränen

finden sich auch heute noch, viele Jahrhunderte nach ihrer Ablagerung, Gletschereisreste, die aufgrund der klimatischen Verhältnisse nur langsam ausschmelzen (Eiskernmoränen). Einige der Moränen sind glazitektonisch verstellt und können somit als Stauchmoränen klassifiziert werden. Während seines Maximalstandes, bei dem das Gezeitengletschersystem ca. 35 km weit vor seine heutige Frontposition bis an die Südflanke des Liljevalchfjells vorstieß, entstand in der Braganzabucht (Braganzavågen) ein Gletscherstausee. Dies lässt sich anhand von Strandlinienfunden bis in Höhenlagen von 22 m über dem heutigen Meeresspiegel zweifelsfrei nachweisen. Nach dem Haupt-„Surge“ um 1300 n.Chr. ist das Gletschersystem noch mindestens dreimal vorgestoßen (vgl. HALD et al. 2001). Die entsprechenden Ablagerungen befinden sich alle in proximaler Lage zu den Moränen des Hauptvorstoßes. Die Moränen des jüngsten „Surge“-Vorstoßes liegen nur rund 200 m außerhalb der Eisfrontposition aus dem Jahre 1898. Seitdem ist das Gletschersystem um knapp 10 km zurückgeschmolzen.

Nach dem Abstecher ins Svea-Tiefland verlässt die Exkursionsroute das breite Kjellstrømtal und folgt dem Lauf des Lundstrømelv flussaufwärts bis zum Reindalspaß. An der Wurzel des breiten Lundstrømelv-Schwemmfächers befindet sich ein auffälliger, ovaler Pingo. Er ist rund 200 m lang und knapp 100 m breit. Seine Längsachse verläuft in SW-NE-Richtung. Die Oberhänge des schmalen, U-förmig eingetieften Lundstrømtals sind weithin von Verwitterungsschutt bedeckt. Stellenweise treten die lokal anstehenden morphologisch harten kretazischen Sandsteine in Gestalt von Felsköpfen zutage. Die steilere östliche Talflanke ist durch Steinschlag-, Lawinen- und Murbahnen überprägt. Die flach auslaufenden Unterhänge unterliegen der Gelisolifluktion. Sie bestehen aus Verwitterungsschutt und Moränenmaterial. Die aktive Talsohle ist am Flussunterlauf mehrere Meter tief in den Talboden eingesenkt. Die von Westen und Osten in das Lundstrømtal einmündenden Seitentäler sind vergletschert. Die Gletscher sind von mächtigen Laterofrontalmoränen umgeben, an deren Front kurze Schwemmfächer ansetzen, die die Schmelzwässer in den Vorfluter leiten. Die steilen Eiskernmoränen von Glitrebreen und Slottsmøyabreen reichen bis an die aktive Talsohle heran und bilden auf diese Weise eine tiefe Schlucht, durch die der Fluß nach Süden strebt. Unmittelbar nördlich davon befindet sich am östlichen Flussufer ein Pingo mit einem flachen Kratersee. Der oberste, zwischen Glitrefjell und Slottet gelegene Abschnitt des Lundstrømtals verbreitert sich allmählich Richtung Reindalspaß. Zu beiden Seiten der aktiven Talsohle dominieren weitgespannte, nahezu ebene, vegetationsbedeckte Moränen- und Schotterflächen. Sie sind stellenweise von scharf ausgeprägten Eiskeilnetzen überzogen.

Das sich nach Westen anschließende, trogförmig in die rund 1000 m hohen Plateauberge eingelassene Reintal entwässert eine Vielzahl kleiner und großer Gletscher unterschiedlichen Typs. Außer mächtigen, von hoch gelegenen Eisfeldern gespeisten polythermalen Talgletschern, wie Bergmesterbreen, Vegbreen, Marthabreen, Kokbreen und Slakbreen, finden sich zahlreiche kleine, überwiegend „kalte“ Tal-, Kar- und Plateaugletscher. Einige Gletscher hatten im 20. Jahrhundert „Surge“-Vorstöße, wie z.B. Marthabreen (um 1925), Lunckebreen (um 1930) und Arebreen (1985-1986). Auffallend sind die weiträumigen, seit dem Gletschermaximalstand während der „Kleinen Eiszeit“ oder dem letzten „Surge“-Vorstoß gebildeten Eiskernmoränenfelder vor den Talgletschern sowie die imposanten Stauchendmoränen vor einigen kleinen Kargletschern nördlich des Luncke- und Skollfjells. Letztere enthalten in ihren Frontalmoränen aus den Karböden und -wänden herausgerissene Festgesteinsschollen. Vor den Fronten der großen Talgletscher finden sich Aufeisdecken (Naledi) als sichtbares Indiz eines polythermalen Temperaturregimes. Sie entstehen im Winter, wenn das vom Gletscher freigesetzte Schmelzwasser bei niedrigen Lufttemperaturen subaerisch zu Eis gefriert. Bei hinreichender Eismächtigkeit können Teile der Eisdecken bis weit in den Sommer überdauern oder sogar perennieren. Vor einigen Gletscherfronten, etwa der Stirn des Bergmesterbreen, existieren Aufeisflächen, die im Laufe verschiedener Winter entstanden sind. Die einzelnen Eislagen sind stellenweise durch dünne Lagen glazifluvialer Sedimente getrennt. Derartige Aufeisdeckenstapel können Mächtigkeiten von 5-6 m erreichen, wie Anschnitte an Gletscherbächen ausweisen.

Das obere Reintal besitzt eine Füllung aus glazifluvialen und fluvialen Sedimenten, in denen der Reindalselv als „braided river“ in „lehrbuchhafter Ausprägung“ talabwärts fließt. Die bis zu 1 km breite aktive Talsohle ist von einem dichten Geflecht ständig ihren Lauf verlegender Abflussbahnen überspannt.

Die steilen Talflanken sind durch Massenbewegungen geprägt. Die Trogtalhänge sind durch eine dichte Folge von Steinschlagrinnen gegliedert, die sich am Rande der Hochflächen trichterartig erweitern. Der in den Steinschlagrinnen abwärts gelenkte Verwitterungsschutt bildet am Fuße der Steilabfälle mächtige, stellenweise seitlich miteinander verschmelzende Sturzschuttkegel. Ihre Oberflächen sind weithin durch Mur- und Lawinenbahnen überprägt. Die flach auslaufenden, feinmaterialreicheren, stärker durchfeuchteten, vegetationsbesetzten Unterhänge unterliegen der Gelisolifluktion. Auf den nahezu ebenen, nicht der fluvialen Erosion ausgesetzten Terrassen am Flussmittellauf (Reindalsletta) haben sich Frostmusterböden entwickelt, insbesondere Büldenböden und Mudpits. Wo Reste feinkörniger mariner Ablagerungen erhalten sind, wie an der Einmündung des Tverrtals, finden sich äolische Formen in Gestalt kleiner Dünen und Rasenkliffs. Charakteristisch für das obere und mittlere Reintal sind die zahlreichen Schotter Schwemmflächen vor den Eiskernmoränen der Gletscher sowie die Schwemmkegel am Fuße der tief eingeschnittenen Hangtälerchen. Der aufgrund der Anbindung zahlreicher Gletscher wasserreiche Reindalselv wie auch die Schwemmflächen der großen Talgletscher (insbesondere Martha- und Kokkbre) sind bei warmem Wetter infolge des verstärkten Schmelzwasseranfalls mitunter schwer zu überqueren.

Die Exkursionsroute folgt dem Nordufer des Reindalselv vom Reindalspaß bis zur Mündung des Tverrtales. Auf diesem Streckenabschnitt lassen sich einige der markantesten und höchsten Pingos in Spitzbergen studieren. Die beiden östlichsten Hügel befinden sich am Reindalspaß zwischen den Eiskernmoränen von Bergmesterbre und Vegbre. Sie sind nur 3-4 m hoch und vom Bachlauf stark unter-schnitten. Ihr Pingo-Ursprung ist unsicher. Es könnte sich auch um Moränenreste handeln. Drei weitere Hügel sind unmittelbar vor der Endmoräne des Vegbre entwickelt. Der südlichste Pingo liegt teilweise im Moränenterrain und unterscheidet sich vom angrenzenden blockigen Moränenmaterial vor allem durch seinen kleinstückigen dunklen Schieferdetritus. Er besitzt eine Gipfelmulde mit einer zentralen kegelförmigen Erhebung. Nordwestlich dieses Hügels schließt sich ein flacher, schildförmiger Pingo an. Er ist von radialen Spalten überzogen. Seine Nordflanke grenzt an den Flusslauf und wird von letzterem unter-schnitten und steil gehalten. Rund 100 m südwestlich dieses Hügels ist ein weiterer, wenige Meter hoher, schildförmiger Pingo ohne auffällige Erosionsspuren zu finden. Zwei flächenmäßig größere, aber flache Pingos sind 2 bzw. 3 km talabwärts am nördlichen Flussufer entwickelt. Sie besetzen den Ost- und Südrand eines Schwemmkegels im Vorfeld eines kleinen Kargletschers am Aasgaardfjell. Ihre Oberflächen sind von mehreren tiefen Spalten überzogen.

Der nächste, 1,5 km talabwärts am Fuße des Bergmøya-Berges inmitten des „braided river“-Systems des Reindalselv gelegene Hügel stellt einen der bemerkenswertesten Pingos in Svalbard dar. Er ist 320 m lang, 160 m breit und erhebt sich 42 m über die aktive Talsohle (vgl. Foto 60). Im Kronenbereich des Pingos befindet sich ein flacher Kratersee (vgl. Foto 61). Die südliche Kraterwand erhebt sich nahezu vertikal 13 m über den Seespiegel. Sie besteht aus gegeneinander verschobenen und verstellten Sandsteinbänken. Westlich schließt sich an den Kratersee eine flache, von einem 1-2 m hohen Wall umgebene Senke an. Östlich des durch eine tief eingeschnittene Kerbe im Südhang entwässernden Kratersees tritt ein breites Kohleflöz zutage. Die nächsten beiden, rund 2 km talabwärts zwischen den Endmoränen von Marthabre und Arebre am nördlichen Flussufer entwickelten Pingos zeichnen sich durch größere Kraterseen aus. Der östliche Pingo ist knapp 500 m lang und 280 m breit; er erreicht eine Höhe von 28 m über dem Flussniveau. Der zentrale Kratersee (Durchmesser: ca. 90 m) ist von 10-12 m hohen Steilhängen umgeben; Uferlinien belegen Seespiegelschwankungen um ca. 1 m. Im Unterschied zu den Pingoaußenhängen ist die Kratermulde vegetationsarm. Ihre Hänge sind durch Rutschungs- und Ablationsvorgänge geprägt. Der westlich anschließende, 250 m lange, 160 m breite und ca. 20 m hohe Pingo weist einen bogenförmig gestreckten Kratersee auf, der durch eine Ravine in den ca. 10 m hohen Kraterwänden nach Süden entwässert. Die beiden Pingos scheinen, wie die Kraterseen vermuten lassen, deutliche Zerfallsstadien zu repräsentieren, bei denen die Bodeneisauflösung im Pingokern bereits weit fortgeschritten ist. Dagegen wirkt ein weiterer, am Fuße des Merckollfjells entwickelter schildförmiger Pingo weitgehend intakt. Er ist in den Schottern eines Schwemmflächen im Vorfeld der Arebre-Endmoräne angelegt. Sein Umriß ist nahezu kreisförmig; seine Höhe beläuft sich auf knapp 40 m über der aktiven Talsohle. Die Pingooberfläche ist von Spalten überzogen. Außer einem westöstlich verlaufenden Spalten-

zug sowie Radialspalten existieren am südlichen Pingorand auch konzentrische Spalten. Der westlichste Pingo im mittleren Reintal befindet sich abseits des Reindalselv-Flußlaufes am Fuße des Battfjell-Plateaus unweit der Kokbre-Endmoräne. Der in West-Ost-Richtung langgestreckte, unregelmäßig geformte Hügel ist ca. 750 m lang, 250 m breit und maximal 36 m hoch. Sein östlicher flacher Teil besteht aus Schottern und ist von tiefen Eiskeilspalten überzogen (vgl. Foto 62). Die Pingokrone wird von einer 4-5 m tiefen, ca. 50 m langen, westöstlich verlaufenden Mulde gequert. Deren nahezu vertikale Südwand besteht aus Sandsteinschichten, die nach Westen und Osten einfallen und somit auf ein punktförmiges Aufpressen der Schichten bei der Pingobildung deuten (vgl. Foto 63).



Foto 60: 42 m hoher, 320 m langer und 160 m breiter „Offener-System-Pingo“ im oberen Reintal (vgl. Foto 29). Der Pingo ist auf der aktiven Talsohle inmitten des „braided river system“ des Reindalselv gelegen. Seine Unterhänge werden an der Südwestflanke vom Flusslauf stellenweise unterschritten. Die Pingooberfläche wird von aufgepressten glazifluvialen Lockersedimenten gebildet. Im Hintergrund sind die eingeschnittenen Hänge des Lunckefjells zu erkennen (16.8.1983).



Foto 61: Im Kronenbereich des 42 m hohen Pingos im oberen Reintal befindet sich ein flacher Kratersee. Er wird an der Pingosüdflanke von Sandsteinbänken begrenzt, die steil, stellenweise wandartig rund 13 m tief zum Kratersee hin abfallen. Die Schichtung der Sandsteinbänke ist stark gestört, der Sandstein zerrüttet. Östlich des Kratersees tritt ein auffälliges Kohleflöz zutage. Die Festgesteinsschichten sind überwiegend von Detritus bedeckt, während die an den äußeren Pingohängen zu findenden glazifluvialen Ablagerungen im Kronenbereich fehlen. Der zentrale Kratersee zeugt von einer fortgeschrittenen Bodeneisauflösung im Pingokern. Er entwässert durch eine in den Südhang eingeschnittene Kerbe in den Reindalselv (16.8.1983).



Foto 62: 36 m hoher, ca. 750 m langer und 250 m breiter Festgesteinspingo am Fuße des Battfjells im mittleren Reintal. Der in West-Ost-Richtung langgestreckte, unregelmäßig geformte Hügel befindet sich am Südwestrand der mächtigen Eiskern-Endmoräne des Kokbre. Sein flacher östlicher Teil besteht aus aufgedrückten Schottern des Kokbre-Sanders und ist von tiefen Eiskeilspalten überzogen. Im höheren mittleren Abschnitt des Pingos treten die im Untergrund anstehenden Sandsteinschichten zutage (16.8.1983).



Foto 63: Die Krone des 36 m hohen Festgesteinspingos am Fuße des Battfjells wird von einer 4-5 m tiefen, ca. 50 m langen, westöstlich verlaufenden Mulde gequert. Deren nahezu vertikale Südwand besteht aus Sandsteinschichten, die nach Westen und Osten einfallen und somit auf ein punktförmiges Aufpressen der Schichten bei der Pingobildung deuten. Die Sandsteinbänke sind abseits der Festgesteinsausbisse am Rande der Mulde von Verwitterungsschutt überlagert (16.8.1983).

Die Wanderroute verlässt das breit ausgeräumte mittlere Reintal an der Ausmündung des Tverrtals und folgt dem Tverrdalselv taleinwärts bis zum Talschluß. Der Fluß entwässert die dort gelegenen Gletscher Ayerbre, Gibsonbre, Dalburgbre und Plogbre sowie einige kleinere namenlose Tal- und Kargletscher. Die aktive Talsohle ist aufgrund der Anbindung des Flusslaufes an mehrere Gletscher und des relativ steilen Talgefälles sowie der daraus resultierenden erhöhten Erosionsleistung des Flusses kastenförmig in den Talboden eingesenkt. Die mitgeführten Sedimente werden an der Talausmündung in das Reintal in Gestalt eines weiträumigen Schwemmfächers akkumuliert. Die steilen Talflanken des Tverrtals werden weithin von Steinschlagwänden gebildet. Unter den sich nach oben trichterförmig erweiternden Steinschlagrinnen sind Sturzschuttkegel entwickelt. Die weniger steile östliche Talflanke ist stärker zergliedert und durch Grobschuttdecken geprägt, in denen das lokal anstehende Festgestein stellenweise zutage tritt.

Die feuchten, vegetationsbedeckten Unterhänge sind von gelisolifluidalen Schuttdecken überzogen. Auf feinmaterialreichen Hangabschnitten finden sich Mudpit-Kahlstellen, bei Staunässe Büldenböden. Die Unterhänge im oberen Talabschnitt sind durch Schwemmfächer geprägt, die bei dichter Scharung seitlich miteinander verschmelzen. Nach Passieren der Gibsonbre-Eiskernmöräne beginnt der Anstieg zum flachen Bolterskard-Paß (411 m), der ins Boltortal überleitet. Der Talboden besteht aus Verwitterungsschutt der anstehenden tertiären Sandsteine und Tonschiefer. Von der steilhängigen Eiskern-Endmoräne des Ayerbre hat man einen exzellenten Ausblick auf den Gletscher, den von der Moräne aufgestauten Bolterskard-See sowie die östlich gelegenen vergletscherten Berge (vgl. Fotos 64 u. 65).



Foto 64: Blick von der Eiskern-Endmoräne des Ayerbre nach Norden auf den Bolterskard-See am Bolterpaß (411 m). Der von Moränenwällen aufgestaute See befindet sich an der Passhöhe zwischen dem Boltortal im Norden und dem Tverrtal im Süden. In ihm sammelt sich ein Teil des Schmelzwassers des vom Burralltopp (967 m) herabziehenden Talgletschers Ayerbre. Es gelangt über ein breites, vorgeschobenes Delta in den See (linker Bildrand). Im Hintergrund sind die weithin schneebedeckten Südosthänge des plateauförmigen Carl Lundhfjells (941 m) zu erkennen (19.8.1992).



Foto 65: Blick vom steilen Distalhang der eiskernhaltigen Ayerbre-Endmoräne nach Südosten auf die Tal- und Plateaugletscher am knapp 1000 m hohen Battfjell. In der Geländemulde am Fuße des Moränenwalls hat sich ein Strukturbodenfeld mit scharf ausgeprägten Steinpolygonen entwickelt (Vordergrund). Die Strukturbodenbildung wurde durch einen hohen Anteil frostempfindlichen feinkörnigen Materials in der als Sedimentfalle fungierenden Mulde begünstigt. Die am Fuße der steilhängigen Moräne bis spät in den Sommer überdauernden Schneeflecken sorgen bei ihrem Abschmelzen für die für die Strukturbodenentwicklung erforderliche langfristige Substratdurchfeuchtung (19.8.1992).

Am Fuße der Ayerbre-Endmoräne ist ein Strukturbodenfeld mit scharf ausgeprägten Steinpolygonen zu finden. Die Polygone haben sich in einer flachen Geländemulde mit hohem Grundwasserstand entwickelt, begünstigt durch einen hohen Anteil frostempfindlichen pelitischen Materials, das sich in der Mulde angesammelt hat. Beim folgenden Abstieg ins Boltertal, das bei Grube 7 in das Adventtal mündet, überquert die Exkursionsroute ein weiteres Strukturbodenfeld. Dort dominieren Steinstreifen, bedingt durch die größere Hangneigung und die damit verbundenen gelisolifluidalen Massenverlagerungen (vgl. Foto 66). Die für die Strukturbodenbildung erforderliche Substratdurchfeuchtung wird durch das Schmelzwasser eines hangaufwärts gelegenen, perennierenden Schneefeldes gewährleistet.



Foto 66: Steinstreifen (350-370 m ü.M.) auf einem 10° geböschten, stark durchnässten Hang unterhalb eines perennierenden Schneefeldes am Bolterpaß. Die scharfkantigen, flechtenarmen Sandsteinplatten sind überwiegend kantengestellt und mit ihren Längsachsen in Gefällsrichtung eingeregelt. Am oberen linken Bildrand sind die flache, zurückschmelzende Gletscherzunge sowie die wallförmige, eiskernhaltige Endmoräne des Scott Turnerbre zu erkennen (19.8.1992).

Der mit einem Schwemmfächer in den Adventelv mündende Bolterelv entwässert die Gletscher Scott Turnerbre und Rieperbre an seinem Talschluß. Beide Gletscher sind von mächtigen Laterofrontalmoränen gesäumt. Entlang der jeweiligen Gletscherbäche finden sich ausgedehnte, mehrere Meter mächtige Aufeisdecken, die bis spät in den Sommer überdauern und in manchen Jahren in Teilen perennieren. Sie deuten auf ein polythermales Temperaturregime der beiden Gletscher. Dies überrascht im Falle des Scott Turnerbre. Der Gletscher hatte um 1930 einen „Surge“-Vorstoß und ist seitdem stark zurück- und abgeschmolzen. Aufgrund des Ausdünnens des Eiskörpers auf eine Mächtigkeit von weniger als 100 m wäre zu erwarten, dass der Gletscher inzwischen in seiner Gesamtheit „kalt“, am Untergrund angefroren und somit als „polar“ zu klassifizieren ist. Die winterliche Aufeisbildung lässt jedoch vermuten, dass noch immer einige Gletscherpartien „warm-based“ sind. Das Boltertal stellt ein typisches, tief in die Plateaus von Carl Lundhjell und Breinosa eingesenktes Trogtal dar. Die Talflanken werden beidseits von Steinschlagwänden gebildet, die von dicht gescharten Sturzschuttkegeln gesäumt sind. Die sanft auslaufenden, von Gelisolifluktionsschutt bedeckten Unterhänge grenzen auf der östlichen Talseite mit einem „Knick“ an die aktive Talsohle. Auf der westlichen Talseite grenzen mehrere Schwemmfächer unmittelbar an den als „braided river“ ausgeprägten Bolterelv-Flußlauf. Am Talausgang sind stellenweise Moränen- und Deltaablagerungen aus der Deglaziationsphase erhalten. Der Rückweg durch das untere Adventtal in den Ort erfolgt über die Straßenverbindung Grube 7 – Longyearbyen.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

In der Vergangenheit wurde die kryogene Morphodynamik in Spitzbergen häufig als analoges Modell für die glaziäre und periglaziäre Landschaftsformung gegen Ende des Pleistozäns in Mitteleuropa angesehen. Die vorliegenden Ergebnisse zeigen, dass dieser Ansatz nur eingeschränkt gerechtfertigt ist und mit großer Vorsicht zu verfolgen ist. Dies ist nicht verwunderlich, bestehen doch zwischen den rezenten Glaziär- und Periglaziärlandschaften der hohen Breiten und dem Paläoglaziär und Paläoperiglaziär der Mittelbreiten erhebliche Unterschiede, nicht nur bezüglich des Klimas infolge der verschiedenen geographischen Lage, insbesondere des größeren Winkels der Sonnenstrahlen in den mittleren Breiten, sondern auch hinsichtlich der übrigen geoökologischen Formungsbedingungen (Relief, Substrat, Vegetation, hydrologische Verhältnisse etc.), die bei der Beurteilung der Formungsvorgänge und resultierenden Formen und Ablagerungen zu berücksichtigen sind.

Die heute eisfreien Gebiete Spitzbergens unterscheiden sich ganz wesentlich von den ehemaligen Glaziär- und Periglaziärlandschaften Mitteleuropas, was auf eine unterschiedliche Deglaziationsdynamik in den hohen und mittleren Breitenlagen schließen lässt. Ein markanter Unterschied zu den Mittelbreiten ist die Armut an Moränen und anderen Spuren holozäner Eisfrontpositionen mit Ausnahme der jung aussehenden Eiskernmoränen an den Rändern der heutigen Gletscher Spitzbergens – ein Merkmal, das auch andere, weit nördlich gelegene Glaziär- und Periglaziärlandschaften auszeichnet, wie etwa weite Bereiche der kanadischen Arktis. Statt durch glaziäre Formen und Ablagerungen, wie in Mitteleuropa, sind große Bereiche des eisfreien Gebiets in Zentralspitzbergen durch Blockfelder, Schutthänge und (glazi-) fluviale Formen geprägt. Anders als in den Gebirgen Mittel- und Nordeuropas schmolz das spätweichselzeitliche Inlandeis in den Fjord- und Trogtälern Spitzbergens offenbar rasch zurück, wobei die jungdryaszeitlichen Lokalgletscher an der Westküste kleiner waren als die Gletscher der „Kleinen Eiszeit“.

Die geringen Spuren glaziärer Prozesse auf den reliefschwachen Plateaus und Küstenplattformen Spitzbergens müssen nicht zwangsläufig auf eine lang andauernde Eisfreiheit deuten („Nunatak“-Hypothese); vielmehr dürften diese Gebiete abseits der Haupteisströme gegen Ende der Weichseleiszeit von „kaltem“, wenig erosivem, den Untergrund vor der Abtragung schützenden Eis bedeckt gewesen sein. Darauf weisen die mächtigen, durch in situ-Verwitterung gebildeten Blockdecken vieler Plateaus, die zwar glaziäre Erratika als Beleg einer ehemaligen Eisbedeckung enthalten, deren Genese aber eine wesentlich längere Zeitspanne erfordert als die seit der Deglaziation verstrichenen 11 000-12 000 Jahre. Torähnliche Verwitterungsreste, gut erhaltene, mehrere Meter hohe Doleritgänge und scharf ausgeprägte fluviale V-Täler am Rande der Plateaus haben wahrscheinlich sogar mehrere Eisbedeckungen überdauert. Die Plateaus selbst dürften Relikte einer präglazialen Verebnungsfläche (Peneplain) darstellen. Die Küstenplattformen, etwa an der Nordenskiöldküste und am Prins Karls Forland, könnten bereits früh eisfrei geworden sein, wie u.a. Datierungen an Blockgletschern vermuten lassen; Funde von Erratika deuten allerdings auch hier auf eine ehemalige Eisbedeckung.

Die während der „Kleinen Eiszeit“ vorstoßenden polythermalen Gletscher schmolzen in den letzten hundert Jahren zurück und verwandelten sich dabei durch Absenkung ihrer Oberfläche und Dünnerwerden ihres Eiskörpers in kalte Eismassen. Dies betrifft sowohl Talgletscher im Meeresspiegelniveau als auch höher gelegene Tal- und Kargletscher sowie Plateaugletscher. Typische Beispiele bilden Longyearbre und Larsbre (Talgletscher), Platåbre (Kargletscher) sowie der Gletscher auf dem Bassenfjell (Plateaugletscher). Mit der Absenkung der Gletscheroberfläche verlagern sich die Schmelzwasserkanäle, wodurch immer neue Hangabschnitte der fluvialen Überprägung ausgesetzt werden. Zwar tragen auch Niederschlags- und Schneeschmelzwasser zur Wasserbilanz bei, doch verringert sich die fluviale Aktivität in einem semiariden Gebiet mit niedrigen Sommertemperaturen erheblich, sobald das Gletschereis abgeschmolzen ist. Eine solche langsame Deglaziation mit schrittweiser Freisetzung der Sedimente steht in deutlichem Gegensatz zur intensiven Landschaftsformung am Ende einer Vergletscherung in den wärmeren und feuchteren Mittelbreiten. LÖNNE & LYSÄ (2005) kommen anhand ihrer Studien am Platåbre bei Longyearbyen zum überraschenden Schluß, dass die Überprägung der Sedimente und Landformen bei

geringer Schmelzrate und stückweiser Freisetzung der engläziären Partikel wirksamer ist als im wärmeren und feuchteren Paläogläziärmilieu Mitteleuropas. Als entscheidend für die Landschaftsformung wird dabei die Umwandlung von „warmem“ zu „kaltem“ Gletschereis betrachtet. Erosion durch glaziäres Schmelzwasser wird von den beiden Autorinnen als wichtigster landschaftsgestaltender Prozeß angesehen.

Um mögliche zukünftige Klimaveränderungen korrekt zu deuten und um natürliche von anthropogen induzierten Veränderungen besser unterscheiden zu können, bedarf es genauer Informationen über das Klima der Vergangenheit. Dazu stehen in Spitzbergen und somit auch in Nordenskiöldland zwei Archive zur Verfügung, die zusammen ein Bild der holozänen Klimageschichte vermitteln, das zumindest für die Zeitspanne seit Beginn der „Kleinen Eiszeit“ recht detailliert ist, und das das Datenmaterial der Wetterstationen (seit 1912) hervorragend ergänzt. Während der Permafrostboden und seine morphologischen Erscheinungsformen wichtige Hinweise auf das Temperaturregime der Vergangenheit liefern, stellen die Gletscher durch ihr Verhalten Informationen sowohl zu den Sommertemperaturen als auch zu den winterlichen Niederschlägen bereit, und zwar auch in den abgelegenen, kaum zugänglichen Gebieten abseits der wenigen Wetterstationen. Bei der Analyse des glaziologischen Datenmaterials ist allerdings zu berücksichtigen, dass viele Gletscher in Svalbard zum „Surge“-Typ zählen und daher für Klimarekonstruktionen nicht geeignet sind, da das „Surge“-Verhalten eine zyklisch verlaufende Instabilität der Fließgeschwindigkeit darstellt, die eher vom Gletschersystem selbst als von äußeren Klimaeinflüssen verursacht wird. Die Moränenablagerungen an der Stirn dieser Gletscher sind folglich nicht auf ein Klimaereignis zurückzuführen. Es ist bei der Auswertung des Datenmaterials sicherzustellen, dass die betreffenden Gletscher nicht zum „Surge“-Typ gehören, was aufgrund der extrem langen Ruhephasen zwischen den „Surge“-Vorstößen in Svalbard problematisch sein kann. Hat man jedoch die Befunde einer hinreichend großen Anzahl von Gletschern zur Verfügung und ist ein „Surge“-Verhalten auszuschließen, können die rekonstruierten Frontpositionen der Gletscher wichtige Hinweise auf frühere Klimaschwankungen liefern.

Seit Ende der „Kleinen Eiszeit“ vor rund hundert Jahren sind die meisten Gletscher in Svalbard als Folge der Klimaerwärmung zurückgeschmolzen; die Massenbilanzen waren negativ. Dieser Trend scheint sich fortzusetzen, auch wenn einige Gletscher in einzelnen Jahren eine schwach positive Nettobilanz aufweisen. Die Gleichgewichtslinie liegt bei den Gletschern Nordenskiöldlands gegenwärtig bis zu 100 m über der „steady state“-Position (vgl. SØRBEI, TOLGENSBAKK et al. 2001), so dass das Akkumulationsgebiet recht klein ist und viele kleine Tal- und Kargletscher bei Fortbestand des Erwärmungstrends in absehbarer Zeit völlig abschmelzen dürften. Größere Gletscher mit höher gelegenem Akkumulationsgebiet sind näher an einer „steady state“-Massenbilanz. Differenziertere und aussagefähigere Korrelationen zwischen der Gletschermassenbilanz und der Klimaentwicklung ließen sich vornehmen, indem man die Bilanzdaten mit der Höhenlage der Gletscher in Beziehung setzt. Auf diese Weise könnte man die Empfindlichkeit der Gletscherreaktion auf potentielle Klimaveränderungen besser prognostizieren.

Die anhand der Klimadaten der Wetterstationen nachgewiesene und durch das Zurückschmelzen der Gletscher bestätigte Klimaerwärmung seit Anfang des 20. Jahrhunderts spiegelt sich auch in den geothermischen Profilen vom Janssonberg und aus den Kohleminen wider. Da die Temperaturen an der Bodenoberfläche nicht nur die Mächtigkeit der saisonalen Auftauschicht bestimmen, sondern auch den thermischen Gradienten unterhalb der Permafrosttafel, bildet das geothermische Profil im Permafrostboden ein zuverlässiges Archiv für in der Vergangenheit ausgelöste Klimasignale. Der jährliche Temperaturzyklus dringt in Nordenskiöldland 15-20 m tief in den Permafrost ein, aber größere Störungen und Veränderungen der Oberflächentemperatur von längerer Periodizität setzen sich viel tiefer in den Untergrund fort. Die Auswertung des geothermischen Profils vom Janssonberg deutet auf eine Erwärmung an der Permafrostoberfläche um $1,5 \pm 0,5$ °C im Laufe der letzten 60-80 Jahre. In den 1970er Jahren war ein Abkühlungstrend zu verzeichnen, ehe die Jahresmitteltemperatur bis zum aktuellen Wert anstieg. Die mittlere jährliche Bodentemperatur steigt gegenwärtig um 0,6-0,7 °C pro Jahrzehnt an (vgl. ISAKSEN, SOLLID et al. 2007). Die unterschiedlich steilen Temperaturgradienten und differierenden Permafrostmächtigkeiten an den verschiedenen Lokalitäten in Nordenskiöldland deuten auf ein unterschiedliches Alter des Dauerfrostbodens. So ist der Permafrost in den isostatisch gehobenen Strandterrassen im küstennahen Tiefland und im Vorland der zurückschmelzenden polythermalen Gletscher im

Vergleich zum Dauerfrostboden in den nicht vergletscherten, wind- und kälteexponierten Hochlagen relativ jung. In den Hochlagen könnte präexistenter Permafrost unter dünnem, „kaltem“ Eis die wechsellagernden, möglicherweise auch ältere Vergletscherungen überdauert haben. Obwohl die Klimaverhältnisse seit Ende der „Kleinen Eiszeit“ für eine Permafrostaggradation eher ungünstig waren, insbesondere in den letzten 20 Jahren, findet im vorherrschenden Trogtal-Plateau-Relief von Nordenskiöldland an geeigneten Plätzen, wie z.B. nordwestlich exponierten Sturzschuttakkumulationen, auch gegenwärtig noch eine Permafrostneubildung in der Größenordnung von rund 1 m pro Jahr statt. Im weithin geschlossenen, „kalten“ Permafrost Svalbards stellt die vermutete zukünftige Klimaentwicklung wahrscheinlich keine unmittelbare Bedrohung für die lokale moderne Infrastruktur dar. Realistische Temperaturszenarien für Svalbard deuten auf eine mittlere Erwärmung der Sommer bis zum Jahre 2050 um ca. 0,03 °C pro Jahr (vgl. HANSEN-BAUER 2002), wodurch die Auftauschichtmächtigkeit zunimmt und Setzungserscheinungen und Hanginstabilitäten infolge ausschmelzenden eisreichen Permafrostes nicht auszuschließen sind.

Die vorgestellten Ergebnisse zur kryogenen Landschaftsformung (Vergletscherung, Permafrost) in Nordenskiöldland lassen eine Reihe von Forschungslücken erkennen, die bei zukünftigen Studien zu schließen sind. Dazu zählt eine detaillierte Rekonstruktion des spätweichselzeitlichen und holozänen Deglaziationsverlaufs in den großen Trogtälern des Binnenlandes. Das auffällige Fehlen von Endmoränen und anderen Eisrandablagerungen aus der Deglaziationsphase ist schwer zu erklären und erschwert eine Rekonstruktion der Eisfrontpositionen selbst im gut zugänglichen Adventtal. Entweder erfolgte die Deglaziation sehr rasch ohne längere Stillstandsphasen des Eisrandes, so dass keine Moränen gebildet werden konnten, oder aber die Randablagerungen wurden später durch die Gletscherflüsse abgetragen und teilweise unter Hangschuttablagerungen begraben. Die Eisströme in den Haupttälern waren aufgrund ihrer großen Mächtigkeit im Unterschied zur Eisbedeckung der Plateaus zweifellos „warm-based“ und somit erosiv. Die heutigen, überwiegend „kalten“ Gletscher im Raum Longyearbyen sind hinsichtlich ihres Temperaturregimes, ihrer Massenbilanz und ihrer Morphodynamik relativ gut untersucht. Dies gilt leider nicht für die größeren und höher gelegenen Gletscher in Nordenskiöldland und anderen Teilen Spitzbergens. Massenbilanzmessungen liegen nur von 0,5 % der vergletscherten Fläche Svalbards vor, fast ausschließlich von tief gelegenen Gletschern der Küstenregion. Hier besteht Forschungsbedarf, insbesondere an Gletschern mit größerer Höhenspannweite. Eine weitere wichtige Aufgabe ist die Identifizierung von Gletschern mit „Surge“-Verhalten. Eine Unterscheidung von „normalen“, stärker klimaabhängigen Gletschern wäre wichtig, will man die Frontpositionen der Gletscher als Klimasignal korrekt deuten. In Nordenskiöldland sind bisher nur wenige „Surge“-Typ-Gletscher identifiziert, geschweige untersucht worden (Scott Turnebre, Drønbre, Fridtjovbre), was im Hinblick auf das häufige Vorkommen dieses Gletschertyps in Svalbard als Forschungslücke zu deuten ist. Der genaue Mechanismus eines „Surge“-Vorstoßes sowie der auslösende Faktor sind bisher kaum bekannt, wobei vor allem das „Surge“-Verhalten relativ kleiner Gletscher, wie z.B. des Arebre im Reintal, schwer zu erklären ist. Laufende Untersuchungen am Fridtjovbre (vgl. LØNNE 2006) und Skobre, einem Tributärgletscher des Paulabre am inneren Van Mijenfjord (vgl. SUND 2006), werden möglicherweise neue Erkenntnisse zur Dynamik dieses Gletschertyps liefern.

Hinsichtlich der Verbreitung und Mächtigkeit des nur auf den ersten Blick geschlossenen Permafrostbodens sind noch zahlreiche Fragen offen. Dies gilt insbesondere für den „warmen“ Permafrost im Küstenbereich, der vom „kalten“ Permafrost des Binnenlandes zum permafrostfreien Offshore-Bereich überleitet. Er weist offenbar zahlreiche Lücken auf. Seine Mächtigkeit an den verschiedenen Küstenabschnitten ist nur in sehr groben Zügen in der näheren Umgebung der Siedlungen und Kohleminen bekannt. Ebenso sind bessere Kenntnisse über die Eigenschaften und Mächtigkeiten des „kalten“ Permafrostes im ortsfirmeren Binnenland von Nordenskiöldland erforderlich. Die 102 m tiefe Permafrostbohrung am Janssonberg im Adventtal wird inzwischen durch eine 850 m tiefe Bohrung in Meeresspiegelnähe im Raum Longyearbyen ergänzt, die von der SNSK im Rahmen des Longyearbyen CO₂-Assessment-Projekts (2007-2008) gebohrt und von NGU mit Temperaturloggern versehen wurde. Die bisher vorliegenden Daten weisen auf flachgründigen „warmen“ Permafrost. Die Entwicklung der sommerlichen Auftauschicht des Permafrostes wird in Nordenskiöldland bisher nur bei Kap Linné, nahe

Longyearbyen und am Janssonberg im mittleren Adventtall systematisch überwacht. Weitere Messstationen in unterschiedlichen Höhenlagen und in unterschiedlichen Substraten wären wünschenswert, will man die Reaktion des Permafrostbodens auf die prognostizierte Klimaerwärmung zuverlässig erfassen. Ein Vergleich der maximalen Auftautiefen auf einer Lößterrasse am Adventelv in den Perioden 1982-1992 (vgl. MEIER 1996) und 2000-2007 (vgl. CHRISTIANSEN & HUMLUM 2003, 2008) lässt auf eine Zunahme der Auftauschichtmächtigkeiten schließen.

Von den vorgestellten geomorphologischen Erscheinungsformen des Permafrostes scheinen die Eiskernmoränen und Blockgletscher in Spitzbergen am besten erforscht zu sein, wie das umfangreiche einschlägige Schrifttum ausweist. Dank moderner geophysikalischer Untersuchungsmethoden ist das innere Gefüge der Blockgletscher weitgehend bekannt. Langzeitmessungen geben Hinweise auf den Aktivitätsgrad und die Fließgeschwindigkeit einzelner, ausgewählter loben- und zungenförmiger Blockgletscher. Offene Fragen betreffen vornehmlich die Rheologie der Formen, die Herkunft des Eises, die Entstehung der rückwärtigen Mulde mancher Blockgletscher sowie die Altersstellung der Großformen an der Nordenskiöldküste. Untersuchungen von HUMLUM, CHRISTIANSEN & JULIUSSEN (2007) in der Wurzelzone von Blockgletschern am Gruvefjell bei Longyearbyen brachten wichtige Hinweise auf die Entstehung des Schuttmaterials und Bodeneises der Blockgletscher.

Die Erforschung der Eiskeilpolygone konzentrierte sich in der Vergangenheit vor allem auf die Verbreitung und den sedimentologischen Bau der Spaltenmuster. Auf den Flussterrassen am Adventelv wurden verschiedene Eiskeilgenerationen mit unterschiedlichen Abmessungen gefunden (vgl. SVENSSON 1976, MEIER 1993, 1996). Die im Sommer offenen Spalten und die klimatischen Verhältnisse ließen vermuten, dass die Eiskeile aktiv sind. Dies wurde durch neuere ganzjährige Untersuchungen zur Rissbildungsaktivität bestätigt (vgl. CHRISTIANSEN 2005). Den Befunden zufolge ist eine längere Kältephase mit Bodentemperaturen unter $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ an der Permafrosttafel erforderlich, damit es zur Rissbildung kommt. Solche längerfristigen Kälteperioden sind für die Rissbildung offenbar wichtiger als kurzfristige tiefe Temperaturen, wie lange vermutet wurde. Diese Hypothese ist in den nächsten Jahren zu überprüfen. In diesem Zusammenhang sollten die Studien vom relativ kontinentalen Adventtall auf die maritimere Nordenskiöldküste ausgedehnt werden. Die dort entwickelten Eiskeilpolygone scheinen nach Ausweis der nur an wenigen Lokalitäten beobachteten offenen Spalten überwiegend inaktiv zu sein. Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel nimmt die Mächtigkeit der Lockersedimentdecke im allgemeinen ab. Dennoch finden sich auch dort Eiskeilpolygone, deren Keilstrukturen sich entgegen den Angaben von FJELLANGER & SØRBEL (2005) bis weit in das im Untergrund anstehende Festgestein erstrecken können. Der Aktivitätsgrad und das Alter der Eiskeilpolygone auf den hoch gelegenen Plateaus sind noch völlig ungeklärt. Es ist durchaus möglich, dass die Eiskeile in den Hochlagen eine oder mehrere Eisbedeckungen unter „kaltem“, vor Erosion schützendem Eis überdauert haben und folglich sehr alt sind.

Im Unterschied zu den seltenen, aber relativ gut erforschten Palsas und den häufigeren, aber zumeist recht kurzlebigen Frostblistern fanden die größeren, spektakulären Pingohügel in Spitzbergen schon früh wissenschaftliches Interesse (vgl. LIESTØL 1977). Dennoch blieb der innere Bau der Hügel lange Zeit unklar. Die vorliegenden Befunde stammen ausschließlich von den gut zugänglichen Pingos im unteren und mittleren Adventtall. Sie wurden durch Grabungen, Bohrungen und geophysikalische Untersuchungsmethoden gewonnen und liefern nur ein sehr grobes Bild vom inneren Gefüge der Pingos. Demzufolge ist sowohl Injektionseis als auch Segregationseis an der Pingogenese beteiligt, wobei zwischen den 5 bisher untersuchten Pingos deutliche Unterschiede bestehen. Um ein genaueres Bild vom inneren Bau dieser markanten Permafrosthögel zu bekommen, sind detailliertere Untersuchungen erforderlich, etwa durch Bohrungen auf geeigneten Profillinien. Dadurch ließe sich auch der Ursprung der Pingos im unteren Talabschnitt besser klären: Handelt es sich um „Geschlossene-System-Pingos“ (vgl. SVENSSON 1970, MEIER 1993, 1996) oder um „Offene-System-Pingos“ (vgl. u.a. LIESTØL 1977, YOSHIKAWA 1993, 1998). Diese Frage stellt sich auch bei den noch nicht näher untersuchten Pingos an der Kaldbucht und im unteren Grøntal. Mit Ausnahme der Pingos im Adventtall und mittleren Reintal sind die Pingos in Nordenskiöldland bestenfalls beschrieben, aber nicht hinsichtlich ihres Aufbaus und ihrer Morphogenese studiert worden. Ferner bedarf es exakter Vermessungen der Pingos, insbesondere der Pingohöhe, um

ihre Aktivität besser beurteilen zu können. Außer höchst aktiven Pingos mit einer durchschnittlichen jährlichen Wachstumsrate von 0,56 m existieren inaktive, stagnierende Hügelformen sowie Zerfallsstadien. Da alle diese Entwicklungsstadien teilweise eng miteinander vergesellschaftet unter ähnlichen klimatischen Verhältnissen auftreten, kann aus dem Zerfall einiger weniger Pingos nicht auf eine der Pingoentwicklung abträgliche Klimaentwicklung geschlossen werden, zumal auch gegenwärtig noch neue Pingos angelegt werden (vgl. SØRBEL, TOLGENSBARK et al. 2001). Das Vorkommen kollabierender Pingos in Nordenskiöldland ist offenbar nicht klimabedingt, sondern stellt vielmehr die Konsequenz eines zyklischen Entwicklungsganges dar. Ein Forschungsprogramm, in dem eine möglichst große Anzahl von Pingos über einen längeren Zeitraum überwacht und Veränderungen des Formenschatzes und der Abmessungen systematisch erfasst werden, könnte neue Erkenntnisse zum Entwicklungsverlauf und der Klimasensibilität dieser Permafrosthügel liefern. Die in verschiedenen Entwicklungsstadien vorliegenden Pingos im Adventtal, Eskertal, Reintal und Grøntal scheinen dafür besonders gut geeignet zu sein.

Das Universitätszentrum UNIS der vier norwegischen Universitäten in Longyearbyen bietet beste Voraussetzungen für weiterführende Studien zur kryogenen Formung in Svalbard und zur Durchführung der angeregten Forschungsprojekte. Es ermöglicht nicht nur im Sommer, sondern auch im Winter einen relativ leichten Zugang zu vielen Gletscher- und Permafrostlokalitäten, insbesondere im nahe gelegenen Adventtal.

7 Literaturverzeichnis

- ÅHMAN, R. (1973): Studier av pingos i Adventdalen och Reindalen på Spetsbergen. – Lunds Univ. Naturgeogr. Inst., Rapporter och Notiser 15, S. 27-44, Lund
- ÅKERMAN, J. (1973): Palsstudier vid Kapp Linné, Spetsbergen. – Lunds Univ. Naturgeogr. Inst., Rapporter och Notiser 15, S. 54-68, Lund
- ÅKERMAN, J. (1980): Studies on Periglacial Geomorphology in West Spitsbergen. – Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avhandl. 89, 297 S., Lund
- ÅKERMAN, J. (1982): Observations of palsas within the continuous permafrost zone in eastern Siberia and in Svalbard. – Geol. Tidsskr. 82, S. 45-51, Kopenhagen
- ÅKERMAN, J. (1987): Periglacial forms of Svalbard: a review. – In: BOARDMAN, J. (Hrsg.): Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland, S. 9-25, Cambridge
- ÅKERMAN, J. (1996): Slow Mass Movements and Climatic Relationships, 1972-1994, Kapp Linné, West Spitsbergen. – In: ANDERSON, M.G. & BROOKS, S.M. (Hrsg.): Advances in Hillslope Processes, Bd. 2, S. 1219-1256, Chichester
- ÅKERMAN, J. (2005): Relations between slow slope processes and active-layer thickness 1972-2002, Kapp Linné, Svalbard. – Norsk Geogr. Tidsskr. 59, S. 116-128, Oslo
- ANDRÉ, M.F. (1994): Rock glaciers in Svalbard: tentative dating and inferred long-term velocities. – Geogr. Ann. 76 A (4), S. 235-245, Stockholm
- BARSCH, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. – 331 S., Berlin
- BENNETT, M.R. (2001): The morphology, structural evolution and significance of push moraines. – Earth-Science Rev. 53, S. 197-236
- BENNETT, M.R., HAMBREY, M.J., HUDDART, D., GLASSER, N.F. & CRAWFORD, K. (1998): The ice-dammed lakes of Ossian Sarsfjellet (Svalbard): their geomorphology and significance. – Boreas 27, S. 25-43, Oslo
- BENNETT, M.R., HAMBREY, M.J., HUDDART, D., GLASSER, N.F. & CRAWFORD, K. (1999): The landform and sediment assemblage produced by a tidewater glacier surge in Kongsfjorden, Svalbard. – Quaternary Science Rev. 18, S. 1213-1246
- BENNETT, M.R., HUDDART, D. & GLASSER, N.F. (1999): Large-scale Bedrock Displacement by Cirque Glaciers. – Arctic, Antarctic, and Alpine Research 31 (1), S. 99-107
- BENNETT, M.R., HUDDART, D., HAMBREY, M.J. & GHIENNE, J.F. (1996): Moraine development at the high-arctic valley glacier Pedersenbreen, Svalbard. – Geogr. Ann. 78 A, S. 209-222, Stockholm
- BERTHLING, I. & ETZELMÜLLER, B. (2007): Holocene rockwall retreat and the estimation of rock glacier age, Prins Karls Forland, Svalbard. – Geogr. Ann. 89 A (1), S. 83-93, Stockholm
- BERTHLING, I., ETZELMÜLLER, B., EIKEN, T. & SOLLID, J.L. (1998): Rock Glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: Internal Structure, Flow Velocity and Morphology. – Permafrost and Periglacial Processes 9 (2), S. 135-145, Chichester
- BERTHLING, I., ETZELMÜLLER, B., EIKEN, T. & SOLLID, J.L. (2003): The Rock Glaciers on Prins Karls Forland: Corrections of Surface Displacement Rates. – Permafrost and Periglacial Processes 14 (3), S. 291-293, Chichester
- BERTHLING, I., ETZELMÜLLER, B., ISAKSEN, K. & SOLLID, J.L. (2000): Rock Glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR Soundings and the Development of Internal Structures. – Permafrost and Periglacial Processes 11 (4), S. 357-369, Chichester

- BERTHLING, I., ETZELMÜLLER, B., WÄHLE, M. & SOLLID, J.L. (2003): Use of Ground Penetrating Radar (GPR) soundings for investigating internal structures in rock glaciers. Examples from Prins Karls Forland, Svalbard. – *Ztschr. Geomorph. Suppl.-Bd.* 132, S. 103-121, Berlin, Stuttgart
- BIBUS, E. (1975): Geomorphologische Untersuchungen zur Hang- und Talentwicklung im zentralen West-Spitzbergen. – *Polarforschung* 45 (2), S. 102-119, Münster
- BOULTON, G.S., VAN DER MEER, J.J.M. et al. (1999): The sedimentary and structural evolution of a recent push moraine complex: Holmstrømbreen, Spitsbergen. – *Quaternary Science Rev.* 18, S. 339-371
- BRATTBAKK, I. (1986): Vegetasjonsregioner – Svalbard og Jan Mayen 1:1 000 000. – Oslo
- BRULAND, O. & HAGEN, J.O. (2002): Glacial mass balance of Austre Brøggerbreen (Spitsbergen) 1971-1999, modelled with a precipitation-run-off model. – *Polar Research*, 21 (1), S. 109-121, Tromsø
- BURN, C. (1990): Implications for palaeoenvironmental reconstruction of recent ice-wedge development at Mayo, Yukon Territory.- *Permafrost and Periglacial Processes* 1 (1), S. 3-14, Chichester
- CHRISTIANSEN, H.H. (2003): Ice-Wedges in Adventdalen.- *Rapportserie Naturgeogr., Univ. Oslo*, Rapport 14, S. 114-118, Oslo
- CHRISTIANSEN, H.H. (2005): Thermal Regime of Ice-wedge Cracking in Adventdalen, Svalbard. – *Permafrost and Periglacial Processes* 16 (1), S. 87-98, Chichester
- CHRISTIANSEN, H.H., FRENCH, H.M. & HUMLUM, O. (2005): Permafrost in the Gruve 7 mine, Adventdalen, Svalbard. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 59 (2), S. 109-115, Oslo
- CHRISTIANSEN, H.H. & HUMLUM, O. (2003): Active Layer Monitoring in Ny Ålesund and in Adventdalen within the CALM network. – *Rapportserie Naturgeogr., Univ. Oslo*, Rapport 14, S. 99-102, Oslo
- CHRISTIANSEN, H.H. & HUMLUM, O. (2008): Interannual Variations in Active Layer Thickness in Svalbard. – *Proc. Ninth Intern. Permafrost Conf., Fairbanks, Alaska, 2008*, Bd.1, S. 257-262, Fairbanks
- DALLMANN, W.K., OHTA, Y., ELVEVOLD, S. & BLOMEIER, D. (2002): Berggrunnskart over Svalbard og Jan Mayen 1:750 000. – *Norsk Polarinst. Temakart* 33, Tromsø
- DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT (Hrsg.) (2008): Klimadatenmaterial von Svalbard der Jahre 1990-2007, Oslo
- DET NORSKE SVALBARDELSKAP (Hrsg.) (2005): Svalbard. Vårt nordligste Norge. – 360 S. (4. Aufl.), Oslo
- DOWDESWELL, J.A., HAMILTON, G.S. & HAGEN, J.O. (1991): The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. – *Journ. Glaciology* 37 (127), S. 388-400
- EIKEN, T., KEEB, A., ISAKSEN, K. & SOLLID, J.L. (2001): Rock glaciers on Svalbard: Some typical examples. – *First European Permafrost Conf., Rome 2001, Abstracts*, S. 51-52, Rome
- ELVERHØI, A., SVENDSEN, J.I. et al. (1995): Late Quaternary sediment yield from the high Arctic Svalbard area. – *Journ. Glaciology* 103, S. 1-17
- ETZELMÜLLER, B. & HAGEN, J.O. (2005): Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. – In: HARRIS, C. & MURTON, J.I. (Hrsg.): *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 242, S. 11-27, London
- ETZELMÜLLER, B., HAGEN, J.O. et al. (1996): Glacier debris accumulation and sediment deformation influenced by permafrost: examples from Svalbard. – *Annals Glaciology* 22, S. 53-62
- ETZELMÜLLER, B., ØDEGÅRD, R.S., VATNE, G. et al. (2000): Glacier characteristics and sediment transfer system of Longyearbreen and Larsbreen, western Spitsbergen. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 54, S. 157-168, Oslo

- ETZELMÜLLER, B. & SOLLID, J.L. (1996): Long-term mass balance of selected polythermal glaciers on Spitsbergen, Svalbard. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 50, S. 55-66, Oslo
- ETZELMÜLLER, B., VATNE, G., ØDEGÅRD, R.S. & SOLLID, J.L. (1993): Dynamics of two subpolar valley glaciers – Erikbreen and Hannabreen, Liefdefjorden, Northern Spitsbergen. – *Geogr. Ann.* 75 A (1-2), S. 41-54, Stockholm
- EVANS, D.J.A. & REA, B.R. (1999): Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. – *Annals Glaciology* 28, S. 75-82
- EVANS, D.J.A. & REA, B.R. (2003): Surging glacier landsystem. – In: EVANS, D.J.A. (Hrsg.): *Glacial Landsystems*, S. 259-288, London
- FARBROT, H., ISAKSEN, K., EIKEN, T., KÄÄB, A. & SOLLID, J.L. (2005): Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 59, S. 139-148, Oslo
- Fjellanger, J. & SØRBEL, L. (2005): Long-term landscape development of the Coloradofjella plateau, central Spitsbergen, Svalbard.- *Polar Research* 24 (1-2), S. 17-31, Tromsø
- FØRLAND, E.J. & HANSSEN-BAUER, I. (2000): Increased precipitation in the Norwegian Arctic: True or false? – *Climatic Change* 46, S. 485-509
- FØRLAND, E.J. & HANSSEN-BAUER, I. (2003): Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses. – *Polar Research* 22 (2), S. 113- 124, Tromsø
- FØRLAND, E.J., HANSSEN-BAUER, I. & NORDLI, P.Ø. (1997): Climate statistics and longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. – *Det Norske Meteorologiske Institutt, Report 21/97 Klima*, 72 S., Oslo
- GLASSER, N.F., BENNETT, M.R. & HUDDART, D. (1999): Distribution of glaciofluvial sediment within and on the surface of a high Arctic valley glacier: Marthabreen, Svalbard. – *Earth Surface Processes and Landforms* 24, S. 303-318
- GLASSER, N.F. & HAMBREY, M.J. (2003): Ice-marginal terrestrial landsystems: Svalbard polythermal glaciers. – In: EVANS, D.J.A. (Hrsg.): *Glacial landsystems*, S. 65-88, London
- GLASSER, N.F., HUDDART, D. & BENNETT, M.R. (1998): Ice-marginal characteristics of Fridtjovbreen (Svalbard) during ist recent surge. – *Polar Research* 17 (1), S. 93-100, Tromsø
- GREGERSEN, O. & EIDSMOEN, T. (1988): Permafrost conditions in the shore area at Svalbard. – *Proc. Fifth International Permafrost Conf.*, Trondheim, 1988, S. 933-936, Trondheim
- HAGA, Ø. (1978): Morenemasser i dødis etter et breframstøt i Van Mijenfjorden, Spitsbergen. – *Hovedfagsopgave i geografi*, Univ. Oslo, 88 S. (unpubl.)
- HAGEN, J.O. (1987): Glacier surge at Usherbreen, Svalbard. – *Polar Research* 5, S. 239-252, Tromsø
- HAGEN, J.O.(1988): Glacier surge in Svalbard with examples from Usherbreen. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 42, S. 203-213, Oslo
- HAGEN, J.O. (1996): Recent trends in mass balance of glaciers in Scandinavia and Svalbard. – *Memoirs, Nat. Inst. Polar Research*, Tokyo, Spec. Issue 51, S. 343-354, Tokyo
- HAGEN, J.O., EIKEN, T., KOHLER, J. & MELVOLD, K. (2005): Geometry changes on Svalbard glaciers: mass-balance or dynamic response? – *Annals Glaciology* 42, S. 255-261
- HAGEN, J.O., KOHLER, J., MELVOLD, K. & WINTHER, J.-G. (2003): Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux. – *Polar Research* 22 (2), S. 145-159, Tromsø
- HAGEN, J.O. & LIESTØL, O. (1990): Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950-1988. – *Annals Glaciology* 14, S. 102-106
- HAGEN, J.O., LIESTØL, O., ROLAND, E. & JØRGENSEN, T. (1993): *Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen*. – *Norsk Polarinst. Medd.* 129, 141 S., Oslo

- HAGEN, J.O., MELVOLD, K., PINGLOT, F. & DOWDESWELL, J.A. (2003): On the Net Mass Balance of the Glaciers and Ice Caps in Svalbard, Norwegian Arctic. – *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35 (2), S. 264-270
- HALD, M., DAHLGREN, T., OLSEN, T.E. & LEBESBY, E. (2001): Late Holocene palaeoceanography in Van Mijenfjorden, Svalbard. – *Polar Research* 20 (1), S. 23-35, Tromsø
- HAMBREY, M.J., BENNETT, M.R., DOWDESWELL, J.A., GLASSER, N.F. & HUDDART, D. (1999): Debris entrainment and transfer in polythermal valley glaciers. – *Journ. Geology* 45 (149), S. 69-86
- HAMBREY, M.J., DOWDESWELL, J.A., MURRAY, T. & PORTER, P.R. (1996): Thrusting and debris entrainment in a surging glacier: Bakaninbreen, Svalbard. – *Annals Glaciology* 22, S. 241-248
- HAMBREY, M.J. & HUDDART, D. (1995): Englacial and proglacial glaciectonic processes at the snout of a thermally complex glacier in Svalbard. – *Journ. Quaternary Science* 10, S. 313-326
- HAMILTON, G.S. & DOWDESWELL, J.A. (1996): Controls of glacier surging in Svalbard. – *Journal Glaciology* 42 (140), S. 157-168
- HANSSEN-BAUER, I. (2002): Temperature and Precipitation in Svalbard 1912-2050: Measurements and scenarios. – *Polar Record* 38, S. 225-232
- HANSSEN-BAUER, I., FØRLAND, E.J. & NORDLI, P.Ø. (1996): Measured and True Precipitation at Svalbard. – *Det Norske Meteorologiske Institutt, Report 31/96*, 40 S., Oslo
- HARADA, K. & YOSHIKAWA, K. (1996): Permafrost age and thickness near Adventfjorden, Spitsbergen. – *Polar Geography* 20 (4), S. 267-281
- HARADA, K. & YOSHIKAWA, K. (1998): Permafrost age and thickness at Moskuslagoon, Spitsbergen. – *Proc. Seventh Intern. Permafrost Conf., Yellowknife, NWT, Canada, 1998*, S. 427-431, Quebec
- HARRIS, C. & ISAKSEN, K. (2008): Recent Warming of European Permafrost: Evidence from Borehole Monitoring. – *Proc. Ninth Intern. Permafrost Conf., Fairbanks, Alaska, 2008*, Bd.1, S. 655-661, Fairbanks
- HARRIS, C. & ROSS, N. (2007): Pingos and Pingo Scars. – In: ELIAS, S.A. (Hrsg.): *Encyclopedia of Quaternary Science*, Bd. 2, S. 2200-2207, Amsterdam
- HART, J.K. & WATTS, R.J. (1997): A comparison of the styles of deformation associated with two recent push moraines, south Van Keulenfjorden, Svalbard. – *Earth Surface Processes and Landforms* 22, S. 1089-1109
- HJELLE, A., LAURITZEN, Ø., SALVIGSEN, O. & WINSNES, T.S. (1985): Geological map Svalbard 1:100 000, B10G Van Mijenfjorden. – *Norsk Polarinst. Temakart 2*, Oslo
- HODGKINS, R., HAGEN, J.O. & HAMRAN, S.-E. (1999): 20th century mass balance and thermal regime change at Scott Turnerbreen, Svalbard. – *Annals Glaciology* 38, S. 216-220
- HUDDART, D. & HAMBREY, M.J. (1996): Sedimentary and tectonic development of a high-arctic, thrust-moraine complex: Comfortlessbreen, Svalbard. – *Boreas* 25, S. 227-243, Oslo
- HUMLUM, O. (2002): Modelling late 20th-century precipitation in Nordenskiöld Land, Svalbard, by geomorphic means. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 56, S. 96-103, Oslo
- HUMLUM, O. (2003): Permafrost in Svalbard. – *Rapportserie Naturgeogr. Univ. Oslo*, Rapport 14, S. 6-22, Oslo
- HUMLUM, O. (2005): Holocene permafrost aggradation in Svalbard. – In: HARRIS, C. & MURTON, J.B. (Hrsg.): *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 242, S. 119-130, London
- HUMLUM, O., CHRISTIANSEN, H.H. & JULIUSSEN, H. (2007): Avalanche-derived Rock Glaciers in Svalbard. – *Permafrost and Periglacial Processes* 18 (1), S. 75-88, Chichester
- HUMLUM, O., ELBERLING, B. et al. (2005): Late Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes. – *The Holocene*, 15 (3), S. 396-407

- HUMLUM, O., INSTANES, A. & SOLLID, J.L. (2003): Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges. – *Polar Research* 22 (2), S.191-215, Tromsø
- ISAKSEN, K. (2003): The Climate of Svalbard. – Rapportserie Naturgeogr. Univ. Oslo, Rapport 14, S. 47-50, Oslo
- ISAKSEN, K., BENESTAD, R.E., HARRIS, C. & SOLLID, J.L. (2007): Recent extreme near-surface permafrost temperatures on Svalbard in relation to future climate scenarios. – *Geophysical Research Letters* 34, L17502, S. 1-5
- ISAKSEN, K., HOLMLUND, P., SOLLID, J.L. & HARRIS, C. (2001): Three Deep Alpine-Permafrost Boreholes in Svalbard and Scandinavia. – *Permafrost and Periglacial Processes* 12 (1), S. 13-25, Chichester
- ISAKSEN, K., HUMLUM, O. & SOLLID, J.L. (2003): The Janssonhaugen PACE Borehole. – Rapportserie Naturgeogr. Univ. Oslo, Rapport 14, S. 103-113, Oslo
- ISAKSEN, K., ØDEGÅRD, R.S., EIKEN, T. & SOLLID, J.L. (2000): Composition, Flow and Development of Two Tongue-Shaped Rock Glaciers in the Permafrost of Svalbard. – *Permafrost and Periglacial Processes* 11 (3), S. 241-257, Chichester
- ISAKSEN, K., ØDEGÅRD, R.S., EIKEN, T. & SOLLID, J.L. (2003): Svalbard Rock Glaciers and the Hiorthfjellet Rock Glacier. – Rapportserie Naturgeogr. Univ. Oslo, Rapport 14, S. 73-81, Oslo
- ISAKSEN, K., SOLLID, J.L., HOLMLUND, P. & HARRIS, C. (2007): Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. – *Journ. Geophysical Research* 112, F02S04, S.1-11
- ISAKSEN, K., VONDER MÜHLL, D. et al. (2000): Ground surface-temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard. – *Annals Glaciology* 31, S. 287-294
- JISKOOT, H., BOYLE, P. & MURRAY, T. (1998): The incidence of glacier surging in Svalbard: Evidence from multivariate statistics. – *Computers and Geosciences* 24 (4), S. 387-399
- JISKOOT, H., MURRAY, T. & BOYLE, P. (2000): Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard. – *Journal Glaciology* 46 (154), S. 412-422
- JULIUSSEN, H., HUMLUM, O., KRISTENSEN, L. & CHRISTIANSEN, H.H. (2008): Thermal Processes in the Active Layer of the Larsbreen Rock Glacier, Central Spitsbergen, Svalbard. – Proc. Ninth Intern. Permafrost Conf., Fairbanks, Alaska, 2008, Bd.1, S. 877-882, Fairbanks
- KÄÄB, A., ISAKSEN, K., EIKEN, T. & FARBROT, H. (2002): Geometry and dynamics of two lobe-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 56, S. 152-160, Oslo
- KRISTENSEN, L., CHRISTIANSEN, H.H. & CALINE, F. (2008): Temperatures in Coastal Permafrost in the Svea Area, Svalbard. – Proc. Ninth Intern. Permafrost Conf., Fairbanks, Alaska, 2008, Bd.1, S. 1005-1010, Fairbanks
- KRISTENSEN, L., JULIUSSEN, H., CHRISTIANSEN, H.H. & HUMLUM, O. (2008): Structure and composition of a tidewater glacier push moraine, Svalbard, revealed by DC resistivity profiling. – *Boreas* 37 (3), S. 1-11, Oslo
- KRISTIANSEN, K.J. & SOLLID, J.L. (1987): Svalbard, jordartskart 1:1 000 000. – In: Nasjonalatlas for Norge, Hønefoss
- LANDVIK, J.Y., BOLSTAD, M. et al. (1992): Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard. – *Boreas* 21, S. 335-358, Oslo
- LANDVIK, J.Y., BONDEVIK, S. et al. (1998): The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area : Ice sheet extent and configuration. – *Quaternary Science Reviews* 17, S.43-75
- LANDVIK, J.Y., BROOK, E.J. et al. (2003): Northwest Svalbard during the last glaciation: Ice-free areas existed. – *Geology* 21 (10), S. 905-908
- LANDVIK, J.Y., HJORT, C. et al. (1999): The Quaternary record of eastern Svalbard – an overview. – *Polar Research* 14, S. 95-103, Tromsø

- LANDVIK, J.Y., INGOLFSSON, O. et al. (2005): Rethinking Late Weichselian ice-sheet dynamics in coastal NW Svalbard. – *Boreas* 34 (1), S. 7-24, Oslo
- LEFAUCONNIER, B. & HAGEN, J.O. (1990): Glaciers and climate in Svalbard, statistical analysis and reconstruction of the Brøgger glacier mass balance for the last 77 years. – *Annals Glaciology* 14, S. 148-152
- LEFAUCONNIER, B. & HAGEN, J.O. (1991): Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard. – *Medd. Norsk Polarinst.* 116, 130 S., Oslo
- LEFAUCONNIER, B., HAGEN, J.O. et al. (1999): Glacier balance trends in the Kongsfjorden area, Western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate. – *Polar Research* 18, S. 307-313, Tromsø
- LIESTØL, O. (1969): Glacier surges in West Spitsbergen. – *Canadian Journ. Earth Sciences* 6, S. 895-897
- LIESTØL, O. (1977): Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. – *Norsk Polarinst. Årbok* 1975, S. 7-29, Oslo
- LIESTØL, O. (1988): The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 42, S. 231-238, Oslo
- LIESTØL, O. (1993): Glaciers of Svalbard, Norway. – In: *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*, Vol. Europe, S. 127-151, US Geol. Surv., Prof. Paper 1386-E, Washington
- LIESTØL, O. (1996): Open-system pingos in Spitsbergen. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 50 (1), S. 81-84, Oslo
- LØNNE, I. (2005): Faint traces of high Arctic glaciations: an early Holocene ice-front fluctuation in Bolterdalen, Svalbard. – *Boreas* 34, S. 308-323, Oslo
- LØNNE, I. (2006): Low-velocity glacial surges – Processes unlocked by modern surge on Svalbard. – *Geology* 34 (7), S. 553-556
- LØNNE, I. & LAURITSEN, T. (1996): The Architecture of a Modern Push-moraine at Svalbard as Inferred from Ground-penetrating Radar Measurements. – *Arctic and Alpine Research* 28 (4), S. 488-495
- LØNNE, I. & LYSÅ, A. (2005): Deglaciation dynamics following the Little Ice Age on Svalbard: Implications for shaping of landscapes at high latitudes. – *Geomorphology* 72, S. 300-319
- LØNNE, I. & NEMEC, W. (2004): High-arctic fan delta recording deglaciation and environment disequilibrium. – *Sedimentology* 51 (3), S. 553-589
- LUKAS, S., NICHOLSON, L.I., ROSS, F.H. & HUMLUM, O. (2005): Formation, meltout processes and landscape alteration of high-arctic ice-cored moraines – examples from Nordenskiöld Land, central Spitsbergen. – *Polar Geography* 29 (3), S. 157-187
- LYSÅ, A. & LØNNE, I. (2001): Moraine development at a small High-Arctic valley glacier: Rieperbreen, Svalbard. – *Journ. Quaternary Science* 16 (6), S. 519-529
- MAJOR, H., HAREMO, P., DALLMANN, W.K. & ANDRESEN, A. (2000): Geological map Svalbard 1:100 000, C9G Adventdalen. – *Norsk Polarinst. Temakart* 31, Tromsø
- MANGERUD, J., BOLSTAD, M. et al. (1992): The Last Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard. – *Quaternary Research* 38, S. 1-31
- MANGERUD, J., DOKKEN, T. et al. (1998): Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years. – *Quaternary Science Reviews* 17, S. 11-42
- MANGERUD, J. & LANDVIK, J.Y. (2007): Younger Dryas cirque glaciers in Western Spitsbergen: smaller than during the Little Ice Age. – *Boreas* 36, S. 278-285, Oslo
- MANGERUD, J. & SVENDSEN, J.I. (1990): Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, Western Spitsbergen, Svalbard. – *Boreas* 19, S. 249-272, Oslo
- MARTINSEN, O. & NØTTVEDT, A. (2006): Av hav stiger landet: Paleogen og neogen (kenozoikum), kontinentene av i dag formes; 66-2,7 Ma. – In: RAMBERG, I.B., BRYHNI, I. & NØTTVEDT, A. (red.): *Landet blir til: Norges Geologi*, S. 440-477, Trondheim

- MATSUOKA, N. (1999): Monitoring of thermal contraction cracking at an ice-wedge site, central Spitsbergen. – *Polar Geoscience* 12, S. 258-271, Tokyo
- MATSUOKA, N. & CHRISTIANSEN, H.H. (2008): Ice Wedge Polygon Dynamics in Svalbard: High-Resolution Monitoring by Multiple Techniques. – *Proc. Ninth Intern. Permafrost Conf.*, Fairbanks, Alaska, 2008, Bd. 2, S. 1149-1154, Fairbanks
- MATSUOKA, N. & HIRAKAWA, K. (1993): Critical polygon size for ice-wedge formation in Svalbard and Antarctica. – *Proc. Sixth Internat. Permafrost Conf.*, Beijing, China, 1993, Bd.1, S. 449-454, Beijing
- MATSUOKA, N., SAWAGUCHI, S. & YOSHIKAWA, K. (2004): Present-Day Periglacial Environments in Central Spitsbergen, Svalbard. – *Geogr. Review Japan* 77 (5), S. 276-300, Tokyo
- MEIER, K.-D. (1988/89): Permafrosthügel in Lappland und Spitzbergen – ein Forschungsbericht I und II. – *Natur und Museum* 118 (9), S. 257-268, 119 (1), S. 9-26, Frankfurt a. M.
- MEIER, K.-D. (1991): Beiträge zur kaltklimatischen periglaziären Landschaftsformung in der norwegischen Arktis und Subarktis. – *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg* 143, 173 S., Frankfurt a. M.
- MEIER, K.-D. (1993): Bemerkungen zur Verbreitung und Morphodynamik ausgewählter Permafrosterscheinungen (Frosthügel, Eiskeilpolygone) in Nordenskiöldland, zentrales Westspitzbergen. – *Norden* 9, S. 59-122, Essen
- MEIER, K.-D. (1996): Studien zur Periglaziärmorphologie der Varanger-Halbinsel, Nordnorwegen (mit einem Vergleich Finnmark-Nordenskiöldland, Zentrales Westspitzbergen). – *Norden* 11, 405 S., Bremen
- MELVOLD, K. (2003): Glaciers in Svalbard. – *Rapportserie Naturgeogr. Univ. Oslo*, Rapport 14, S. 23-39, Oslo
- MOEN, A. (1998): Vegetasjon. – In: *Nasjonalatlas for Norge*, 198 S., Hønefoss
- MURRAY, T., LUCKMAN, A., STROZZI, T. & NUTTALL, A.-M. (2003): The initiation of glacier surging at Fridtjovbreen, Svalbard. – *Annals Glaciology* 36, S. 110-116
- MURRAY, T., STUART, G.W. et al. (2000): Glacier surge propagation by thermal evolution at the bed. – *Journ. Geophysical Research* 105 (B6 13), S. 491-507
- NAVARRO, F.J., GLAZOVSKY, A.F. et al. (2005): Ice-volume changes (1936-1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen. – *Annals Glaciology* 42, S. 158-162
- NUTTALL, A.-M. & HODKINS, R. (2005): Temporal variations in flow velocity at Finsterwalderbreen, a Svalbard surge-type glacier. – *Annals Glaciology* 42, S. 71-76
- ØDEGÅRD, R.S., ISAKSEN, K., EIKEN, T. & SOLLID, J.L. (2003a): Terrain Analyses and Surface Velocity Measurements of the Hiorthfjellet Rock Glacier, Svalbard. – *Permafrost and Periglacial Processes* 14 (4), S. 359-365, Chichester
- ØDEGÅRD, R.S., ISAKSEN, K., EIKEN, T. & SOLLID, J.L. (2003b): A conceptual model of Hiorthfjellet rock glacier, Svalbard. – *Proc. Eighth Internal. Permafrost Conf.*, Zürich, Switzerland, 2003, S. 839-844, Lisse
- OERLEMANS, J. & REICHERT, B.K. (2000): Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic. – *Journ. Glaciology* 46 (152), S. 1-6
- OHTA, Y., HJELLE, A., ANDRESEN, A., DALLMANN, W.K. & SALVIGSEN, O. (1992): Geological map Svalbard 1:100 000, B9G Isfjorden. – *Norsk Polarinst. Temakart* 16, Oslo
- ONO, Y., MATSUOKA, N., SAWAGUCHI, S. et al. (1991): Geomorphological results of the Japanese expedition to Svalbard, 1988-1989. – *Mountain Research and Development* 11 (3), S. 259-269
- OTTENSEN, D., DOWDESWELL, J.A., LANDVIK, J.Y. & MIENERT, J. (2007): Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology. – *Boreas* 36, S. 286-306, Oslo
- PIPER, D.J.W. & PORRITT, L.J. (1966): Some Pingos in Spitsbergen. – *Norsk Polarinst. Årbok* 1965, S. 81-84, Oslo

- PUNNING, J.-M., TROITSKY, L. & RAJAMAE, R. (1976): The genesis and age of the Quaternary deposits in the eastern part of Van Mijenfjorden, West Spitsbergen. – *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.* 98, S. 343-347, Stockholm
- RASMUSSEN, L.A. & KOHLER, J. (2007): Mass balance of three Svalbard glaciers reconstructed back to 1948. – *Polar Research* 26, S. 168-174, Tromsø
- ROSS, N., BRABHAM, P.J., HARRIS, C. & CHRISTIANSEN, H.H. (2007): Internal Structure of Open System Pingos, Adventdalen, Svalbard: The Use of Resistivity Tomography to Assess Ground-Ice Conditions. – *Journ. Environmental Engineering Geophysics* 12 (1), S. 113-126
- ROSS, N., HARRIS, C., CHRISTIANSEN, H.H. & BRABHAM, P.J. (2005): Ground penetrating radar investigations of open system pingos, Adventdalen, Svalbard. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 59 (2), S. 129-138, Oslo
- ROWAN, D.E., PÉWÉ, T.L., PÉWÉ, R.H. & STUCKENRATH, R. (1982): Holocene glacial geology of the Svea lowland, Spitsbergen, Svalbard. – *Geogr. Ann.* 64 A (1-2), S. 35-51, Stockholm
- SALVIGSEN, O. (2003): The Sveagruba Area. – *Rapportserie Naturgeogr. Univ. Oslo*, Rapport 14, S. 82-84, Oslo
- SALVIGSEN, O. & WINSNES, T.S. (1987): Geological map Svalbard 1:100 000, C10G Braganzavågen. – *Norsk Polarinst. Temakart* 4, Oslo
- SAWAGAKI, T. & KOAZE, T. (1996): Landslides and relict ice margin landforms in Adventdalen, central Spitsbergen, Svalbard. – *Polar Research* 15 (2), S. 139-152, Tromsø
- SCHYTT, V. (1969): Glacier surge in eastern Svalbard. – *Canadian Journ. Earth Science* 6 (4), S. 867-873
- SHIRAIWA, T. & SAWAGAKI, T. (1992): A preliminary report on the air temperature in Reindalen, West Spitsbergen. – *Bull. Glacier Research* 10, S. 91-97, Tokyo
- SLETTEN, K., LYSÅ, A. & LØNNE, I. (2001): Formation and disintegration of a high-arctic ice-cored moraine complex, Scott Turnerbreen, Svalbard. – *Boreas* 30, S. 272-284, Oslo
- SNYDER, J.A., WERNER, A. & MILLER, G.H. (2000): Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard: sediment records from proglacial Linnévatnet. – *The Holocene* 10 (5), S. 555-563
- SOLLID, J.L., HOLMLUND, P., ISAKSEN, K. & HARRIS, C. (2000): Deep permafrost boreholes in western Svalbard, northern Sweden and southern Norway. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 54, S. 186-191, Oslo
- SOLLID, J.L. & SØRBEL, L. (1988): Influence of temperature conditions in the formation of end moraines in Fennoscandia and Svalbard. – *Boreas* 17 (4), S. 553-558, Oslo
- SOLLID, J.L. & SØRBEL, L. (1992): Rock glaciers in Svalbard and Norway. – *Permafrost and Periglacial Processes* 3 (3), S. 215-220, Chichester
- SOLLID, J.L. & SØRBEL, L. (2003): Geomorphology of Svalbard. – *Rapportserie Naturgeogr. Univ. Oslo*, Rapport 14, S. 40-46, Oslo
- SØRBEL, L. & TOLGENSBAKK, J. (2002): Ice-wedge polygons and solifluction in the Adventdalen area, Spitsbergen, Svalbard. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 56, S. 62-66, Oslo
- SØRBEL, L., TOLGENSBAKK, J., HAGEN, J.O. & HØGVARD, K. (2001): Adventdalen, Geomorphological and Quaternary Geological map, Svalbard 1:100 000, Spitsbergen sheet C9Q. – *Norsk Polarinst. Temakart* 31/32 (Text), S. 57-78, Tromsø
- STANGE, R. (2007): Spitzbergen – Svalbard. Wissenswertes rund um eine arktische Inselgruppe. – 553 S., Dortmund
- SUND, M. (2006): A surge of Skobreen, Svalbard. – *Polar Research* 25 (2), S. 115-122, Tromsø
- SUND, M. & EIKEN, T. (2004): Quiescent-phase dynamics and surge history of a polythermal glacier: Hessbreen, Svalbard. – *Journ. Glaciology* 50 (171), S. 547-555

- SVENDSEN, H., BESZCZYNSKA-MØLLER, A., HAGEN, J.O., LEFAUCONNIER, B. et al. (2002): The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. – *Polar Research* 21 (1), S. 133-166, Tromsø
- SVENDSEN, J.I., ELVERHØI, A. & MANGERUD, J. (1996): The retreat of the Barents Sea Ice Sheet on the western Svalbard margin. – *Boreas* 25, S. 244-256, Oslo
- SVENDSEN, J.I. & GATAULLIN, V. (2004): The Glacial History of the Barents and Kara Sea Region. – In: EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*, Bd.1, S. 369-378, Amsterdam
- SVENDSEN, J.I. & MANGERUD, J. (1997): Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. – *The Holocene* 7 (1), S. 45-57
- SVENSSON, H. (1970): Pingos i yttre delen av Adventdalen. – *Norsk Polarinst. Årbok 1969*, S. 168-174, Oslo
- SVENSSON, H. (1976): Iskilar som klimatindikator. – *Svensk Geogr. Årsbok* 52, S. 46-57, Lund
- THANNHEISER, D. (1996): Spitzbergen. Ressourcen und Erschließung einer hocharktischen Inselgruppe. – *Geogr. Rundsch.* 45 (5), S. 268-274
- THANNHEISER, D. (2001): Natur und Mensch auf Spitzbergen. – *Bremer Geogr. Blätter* 1, S. 73-84, Bremen
- THANNHEISER, D. & KÖNIGES, S. (1998): Der Tourismus auf Spitzbergen. – *Kieler Geogr. Schriften* 97, S. 265-276, Kiel
- TOLGENSBAKK, J., SØRBEL, L. & HØGVARD, K. (2000): Adventdalen. Geomorphological and Quaternary Geological map, Svalbard 1:100 000, Spitsbergen Sheet C9Q. – *Norsk Polarinst. Temakart* 32, Tromsø
- UMBREIT, A. (2005): Spitsbergen – Svalbard – Franz Josef Land – Jan Mayen. – 288 S., Chalfont St Peter, Bucks
- UMBREIT, A. (2007): Spitzbergen mit Franz-Joseph-Land und Jan Mayen. – 587 S., Struckum
- VAN DER MEER, J.J.M. (2004): Spitsbergen Push Moraines. – In: ROSE, J. (Hrsg.): *Developments in Quaternary Science* 4, 200 S., Amsterdam, London, New York
- WERNER, A. (1993): Holocene moraine chronology, Spitsbergen, Svalbard: lichenometric evidence for multiple Neoglacial advances in the Arctic. – *The Holocene* 3 (2), S. 128-137
- WOODWARD, J., MURRAY, T., CLARK, R.A. & STUART, G.W. (2003): Glacier surge mechanisms inferred from ground-penetrating radar: Kongsvegen, Svalbard. – *Journ. Glaciology* 49 (167), S. 473-480
- YOSHIKAWA, K. (1993): Notes on Open-System Pingo Ice, Adventdalen, Spitsbergen. – *Permafrost and Periglacial Processes* 4, S. 327-334, Chichester
- YOSHIKAWA, K. (1998): The groundwater hydraulics of open system pingos. – *Proc. Seventh Intern. Permafrost Conf.*, Yellowknife, NWT, Canada, 1998, S. 1177-1184, Quebec
- YOSHIKAWA, K. & HARADA, K. (1995): Observations on Nearshore Pingo Growth, Adventdalen, Spitsbergen. – *Permafrost and Periglacial Processes* 6, S. 361-372, Chichester
- YOSHIKAWA, K. & NAKAMURA, T. (1996): Pingo growth ages in the delta area, Adventdalen, Spitsbergen. – *Polar Record* 32 (183), S. 347-352
- ZIAJA, W. (2001): Glacial Recession in Sørkappland and Central Nordenskiöldland, Spitsbergen, Svalbard, during the 20 th Century. – *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 33 (1), S.36-41

**Die letzten erschienenen Hefte aus dem Jahr 2008 der Reihe
„Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie
und Landschaftsökologie“**

Heft 18: Udo Schickhoff & Martin Kretschmer (Hrsg.) (2008):
Weideökologische Untersuchungen in der Mongolei

Heft 19: Jürgen Böhner, Thomas Blaschke & Luca Montanarella (Eds.) (2008):
SAGA – Seconds Out