

Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie



Karl-Dieter Meier & Dietbert Thannheiser
(Hrsg.)

Studien und Exkursionen
zur glaziären und periglaziären
Landschaftsformung
in Troms und Finnmark, Nord-Norwegen



Universität Hamburg
DER FORSCHUNG | DER LEHRE | DER BILDUNG

Universität Hamburg
Institut für Geographie

2017

Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie

Heft 23

Karl-Dieter Meier & Dietbert Thannheiser
(Hrsg.)

Studien und Exkursionen zur glaziären und
periglaziären Landschaftsformung in Troms
und Finnmark, Nord-Norwegen



Universität Hamburg
Institut für Geographie
2017

Studien und Exkursionen zur glaziären und periglaziären Landschaftsformung in Troms und Finnmark, Nord- Norwegen

Herausgeber:

Dr. Karl-Dieter Meier

Max-Planck Straße 11, 30823 Garbsen, Germany
bzw: Otsontie 1, 95980 Ylläsjärvi, Finland

Prof. Dr. Dietbert Thannheiser

Universität Hamburg, CEN Center for Earth System Research and Sustainability,
Institut für Geographie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany
E-Mail: D.Thannheiser@gmx.de

Herausgeber der Reihe:

Prof. Dr. Udo Schickhoff

Universität Hamburg, CEN Center for Earth System Research and Sustainability,
Institut für Geographie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany
Tel.: +49 (0)40 42838-4911
E-Mail: udo.schickhoff@uni-hamburg.de

Prof. Dr. Jürgen Böhner

Universität Hamburg, CEN Center for Earth System Research and Sustainability,
Institut für Geographie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, Germany
Tel.: +49 (0)40 42838-4960
E-Mail: juergen.boehner@uni-hamburg.de

Foto innere Titelseite:

Blick von der äußeren Moräne des Sörvestbre (Goverdalsbre) auf die hochalpine, vergletscherte Bergwelt der Lakselvtindene in den Lyngen-Alpen

ISSN: 1866-170X

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

© 2017 Institut für Geographie
der Universität Hamburg
Bundesstraße 55
20146 Hamburg

Printed in Germany

Vorwort

Die in diesem Heft vorgestellten Studien und Exkursionen vermitteln Eindrücke und Kenntnisse von zwei morphologischen Landschaftstypen in der norwegischen Subarktis nördlich des Polarkreises. Sie basieren auf langjährigen Feldstudien der beiden Autoren zur kaltklimatischen Landschaftsformung (K.-D. Meier) und Vegetationsentwicklung (D. Thannheiser) in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord sowie auf der Finnmarksvidda-Hochfläche. Außer diesen hier beschriebenen Landschaften wurden die Bergsfjord- / Öksfjord-Halbinsel, die Varanger-Halbinsel sowie die Abisko-Berge als Beispiele weiterer Landschaftstypen detailliert untersucht und kartiert. Die empfohlenen Fahr- und Wanderexkursionen wurden mit Studentengruppen der Univ. Hamburg (Finnmarksvidda) sowie Studenten der Univ. Hannover und Alpinisten des Dt. Alpenvereins (Lyngen Halbinsel) erfolgreich getestet, wobei die quartäre Landschaftsformung im Vordergrund stand.

Obwohl nur rund 100 km von einander entfernt, unterscheiden sich die beiden Studien- und Exkursionsgebiete ganz erheblich von einander. Die Landschaft am Lyngenfjord zeichnet sich durch ein Hochgebirgsrelief aus, das in den Lyngen-Alpen im Bereich des morphologisch harten Gabbro-Gesteins hochalpine Merkmale aufweist, während die Landschaft östlich des Lyngenfjordes weniger stark gekammert ist und durch weitflächige, hoch gelegene Plateaureste gekennzeichnet ist. Die Finnmarksvidda bildet südlich des Küstenraumes eine flachwellige Fastebene (Peneplain), die nur lokal von höheren (Rest-)Bergen überragt wird. Sie überspannt einen Teil des konsolidierten Fennoskandischen Schildes. Der Raum Lyngen ist dagegen im Kaledonischen Deckenbau gelegen, dessen Gesteinsserien im Tertiär rund 1000 m hoch herausgehoben und stellenweise gekippt wurden, wobei nur kleine Reste der ehemaligen Landoberfläche als hohe Plateaus erhalten blieben. Während des Pleistozäns waren sowohl die Finnmarksvidda als auch das Lyngen-Gebiet mehrmals von Inlandeisschilden bedeckt. In den Hochlagen der Lyngen Halbinsel existierten vermutlich Nunatakker, die das Inlandeis überragten und lokale Eigenvergletscherungen aufwiesen. Der Rand des Inlandeises lag damals weit vor der heutigen Küstenlinie (Egga).

Nach dem Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises vor rund 9 200-10 000 Jahren B.P. blieb die Finnmarksvidda bis in die Gegenwart gletschereisfrei, während die Lyngen Halbinsel mit mehr als 100 kleineren Plateau-, Kar- und Talgletschern noch immer relativ stark vergletschert ist. Diese Gletscher sind jedoch keine Relikte der pleistozänen Vereisungen. Ein kontinuierlicher Fortbestand der Gletscher während des gesamten Holozäns ist nach gängiger Lehrmeinung eher unwahrscheinlich. Während des postglazialen Wärmeoptimums war die Landschaft am Lyngenfjord offenbar völlig gletschereisfrei. Es kam anschließend zu einer Neubildung von Gletschern, die während der „Kleinen Eiszeit“ (1750-1930) weithin ihre Maximalausdehnung erreichten.

Obwohl die Finnmarksvidda das kälteste Gebiet des norwegischen Festlandes abseits der Gipfellagen des Skandinavischen Gebirges einschließlich der Lyngen-Alpen darstellt, blieb das 300-500 m ü. M. gelegene Plateau im Holozän gletschereisfrei, bedingt durch das gemäßigt kontinentale, niederschlagsarme Klima, während die hohen winterlichen Niederschlagsmengen und das Steilrelief am Lyngenfjord die Gletscherbildung und -erhaltung begünstigten. Auf der Finnmarksvidda ist perennierendes Eis ebenfalls weit verbreitet, allerdings als Bodeneis, das in Oberflächennähe als Teil der tauaktiven Schicht im Sommer schmilzt und somit unsichtbar bleibt. Die tiefen winterlichen Temperaturen gestatten ein tiefes Eindringen der Kältewellen in den Untergrund, die thermisch isolierende Wirkung des im Sommer trockenen Torfes in den weiträumigen Mooregebieten verhindert das Auftauen des Frostbodens. Dauerfrostboden (Permafrostboden) findet sich daher vornehmlich in Mooregebieten und ist infolge des dort reichlich zur Verfügung stehenden Wassers besonders eisreich. Der Permafrostboden tritt in den Mooregebieten morphologisch hauptsächlich in Gestalt von Palsahügeln in Erscheinung. Die Palsamoore auf der binnenländischen südlichen Finnmarksvidda repräsentieren möglicherweise das flächenmäßig größte zusammenhängende Permafrostgebiet des norwegischen Festlandes.

Das Makrorelief der Finnmarksvidda aus weit gespannten, flachwelligen Verebnungsflächen und höher aufragenden Bergkuppen stellt eine alte Abtragungsfläche (subkambrische Peneplain) dar. Der Formenschatz dieser „paläischen Fläche“ wurde durch die erosive und akkumulative Tätigkeit der pleistozänen

Gletscher überprägt, was sich vor allem im Meso- und Kleinformenschatz widerspiegelt. Die heute das Landschaftsbild der Vidda prägenden glaziären und glazifluvialen Formen und Ablagerungen wurden vornehmlich während der Deglaziation des Gebietes vom weichselzeitlichen Inlandeis geschaffen. Sie sind auf Grund der geringen Reliefunterschiede, der geringen Niederschlagsmengen sowie der daraus resultierenden reduzierten fluvialen Morphodynamik bis heute relativ gut erhalten. Im Unterschied zur Finnmarksvidda reicht die glaziäre Überprägung des tertiärzeitlichen Makroreliefs in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord bis in die Gegenwart hinein. Dort finden sich außer glaziären Akkumulationen aus der Rückschmelzphase des weichselzeitlichen Inlandeises an den Fjordufeln in den Tälern auch jüngere Ablagerungen der lokalen Tal- und Kargletscher. Ihre Altersstellung ist nur in groben Zügen bekannt. Die Bildung von glaziären und glazifluvialen Formen und Ablagerungen lässt sich am Rande der Gletscher am Lyngenfjord bis in die Gegenwart unmittelbar vor Ort studieren. Dies fördert das Verständnis für die bei der Deglaziation der Finnmarksvidda abgelaufenen formbildenden geomorphologischen Prozesse und erleichtert somit nach dem Prinzip eines vorsichtigen, gemäßigten Aktualismus deren Rekonstruktion.

Die seit Ende der 1980er Jahre in Norwegisch Lappland nachweisbare Klimaerwärmung als Bestandteil des „Climate Change“ hat sich bereits morphologisch sowohl im Alpinrelief am Lyngenfjord als auch in der Plateaulandschaft der Finnmarksvidda ausgewirkt. Die Gletscher in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord sind klein und reagieren daher besonders sensitiv und rasch auf Klimaveränderungen.

Mit Ausnahme der höchst gelegenen, in einem Permafrostmilieu befindlichen, am Untergrund angefrorenen „kalten“ Plateaugletscher sind alle Gletscher infolge der höheren Sommertemperaturen im Laufe der letzten drei Jahrzehnte deutlich zurückgeschmolzen. Die höheren winterlichen Niederschlagsmengen konnten diesen Trend nicht kompensieren. Morphologisch weniger auffällig ist das Austauen von Permafrost in grobkörnigen Schuttkörpern, wie z. B. Blockgletschern, das sich weniger rasch vollzieht. Am Lyngenfjord werden aktuell durch Permafrost zementierte Schuttkörper und Festgesteinspartien im Steilrelief durch Auflösung des Dauerfrostbodens destabilisiert, ein sehr langsam ablaufender, nur durch langfristige Messungen nachweisbarer Vorgang, der ein erhebliches Gefahrenpotenzial für die nahe gelegenen Siedlungen und Verkehrswege birgt. Auf der Finnmarksvidda treten die Folgen des Klimawandels in den Palsamooren am deutlichsten in Erscheinung. Es ist eine beschleunigte Degradation der Palsahügel zu beobachten, die den Zerfall der Hügel als Bestandteil des „normalen“ zyklischen Entwicklungsganges überlagert. Durch Ausschmelzen von eisreichem Permafrost in den Hügelkernen sind aus einigen Palsamooren auf der südlichen Finnmarksvidda bereits weitläufige Thermokarstlandschaften entstanden, was erhebliche Folgen für das ökologische Gleichgewicht der Tier- und Pflanzenwelt in den betreffenden Gebieten hat.

Die beiden Beiträge führen in zwei sehr unterschiedliche Landschaften im äußersten Norden Norwegens. Sie beschreiben die quartäre Landschaftsformung unter besonderer Berücksichtigung der glaziären und periglaziären Morphodynamik. Die glaziäre Landschaftsformung ist auf der Finnmarksvidda seit dem Rückschmelzen des weichseleiszeitlichen Inlandeises abgeschlossen (Paläoglazial). Sie setzt sich im Alpinrelief am Lyngenfjord bis in die Gegenwart fort (Aktuoglazial). Ein Besuch der Hochgebirgslandschaft fördert das Verständnis der im ehemaligen Glaziargebiet der Finnmarksvidda abgelaufenen geomorphologischen Prozesse. Insofern ergänzen sich die Exkursionen. Frostdynamisch gebildete periglaziäre Formen und Ablagerungen sind in beiden Gebieten in aktivem, inaktivem und fossilem Zustand anzutreffen, wobei aktive, noch in Bildung begriffene Formen vorzugsweise oberhalb der Waldgrenze auftreten. Die Verbreitung von Permafrostboden konzentriert sich im Raum Lyngen auf die mittleren und höchsten Gebirgslagen, auf der Finnmarksvidda auf Moorgebiete mit hinreichender Torfmächtigkeit (Palsamoore).

Inhaltsverzeichnis Lyngen-Alpen und Bergland von Kåfjord und Storfjord

Karl-Dieter Meier:

Bemerkungen zur glaziären und periglaziären Landschaftsformung in den Lyngen-Alpen (Lyngen Halbinsel) und im Bergland von Kåfjord und Storfjord, Norwegisch Lappland, mit ausgewählten themenbezogenen Wanderexkursionen

1. Einführung	1
2. Physiogeographische Charakteristik der Lyngen-Alpen und des Berglandes von Kåfjord und Storfjord	5
2.1. Relief	5
2.2. Geologisch-tektonischer Bau, Festgesteine	7
2.3. Lockersedimente	10
2.4. Klima.....	13
2.5. Vegetation	17
3. Glaziäre Formung	20
3.1. Vergletscherungsgeschichte bis zur „Kleinen Eiszeit“	20
3.2. Neuzeitliche Vergletscherung und aktuelle Gletscherdynamik	33
3.3. Zusammenhänge zwischen Gletscher- und Klimaschwankungen.....	45
4. Periglaziäre Formung	49
4.1. Permafrosterscheinungen und -indikatoren	49
4.2. Räumliche Verbreitung des Permafrostbodens	57
4.3. Periglaziäre Formen und Ablagerungen (ohne Permafrostboden)	68
4.3.1. Blockfelder	69
4.3.2. Sturzschutthalden und -kegel.....	75
4.3.3. Gelisolifluktionerscheinungen und -formen.....	77
4.3.4. Frostmusterböden	78
5. Exkursionsvorschläge zur glaziären und periglaziären Landschaftsformung	82
5.1. Anfahrt und Logistik	82
5.2. Fahrstrecken und Wanderexkursionen.....	82
5.2.1. Fornesdal – Rypedalsvatn (ca. 20 km).....	85
5.2.2. Fugldal – Fugldalsvatn (ca. 12 km)	91
5.2.3. Goverdal – Sörvestbre – Rundvatn (ca. 17 km)	94
5.2.4. Slettmo – Sörellendal (ca. 12 km).....	99
5.2.5. Steindal – Nallannjunni – Steindalsbre (ca. 15 km).....	108
5.2.6. Lyngsdal – Dalbotn – Vest- / Midt- / Sydbre (ca. 20 km)	114
5.2.7. Koppangsdal – Koppangsbre (ca. 6 km)	121
5.2.8. Tyttebaerdal – Brevatn – Stortinddalsbre (ca. 20 km)	126
5.2.9. Bensnes – Trollvatn (ca. 10 km).....	131

5.2.10. Sörlenangsbotn – unteres Strupskarddal – Blävatn – oberes Strupskarddal – Strupvatn – Strupbre (ca. 24 km)	136
5.2.11. Veidal – Olderelvvatn – Veidalsvatn (ca. 12 km)	147
5.2.12. Indre Nordmannvika – Nordmannvikdal – Nordmannviktind (See 549 m ü. M.) – Jovnnacahca – Sannjariahppi – Gauknes – Kippeldal (ca. 23 km)	154
5.2.13. Skarvdal – Kopperlia – Bievlanjavri – Moldojokkadal – Bievlavari (ca. 22 km)	162
6. Ergebnisse, Schlussfolgerungen und Ausblick	173
7. Literaturverzeichnis	180
8. Kartenverzeichnis.....	188
8.1. Quartärgeologische Karten	188
8.2. Karten der Festgesteine	188
8.3. Topographische Karten	188
9. Luftbildverzeichnis	190

Abbildungsverzeichnis Lyngen-Alpen und Bergland von Kåfjord und Storfjord

Abb. 1	Übersichtskarte des Raumes Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)
Abb. 2	Orohydrographische Übersichtskarte des Raumes Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)
Abb. 3	Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) des Raumes Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)
Abb. 4	Übersichtskarte der Substrate im Raum Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)
Abb. 5	Temperaturverlauf und Niederschlagsverteilung im Jahresgang im Raum Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)
Abb. 6	Vegetationsgeographische Übersichtskarte des Raumes Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)
Abb. 7	Vorstößrichtung des weichseleiszeitlichen Inlandeises zum Schelfrand (Egga) mit ungefähren Eismächtigkeiten (aus SVEIAN 2004)
Abb. 8	Schematischer Längsschnitt vom Binnenland (Kilpisjärvi) zum Schelfrand (Egga) mit Höhenlage der Inlandeisoberfläche während des weichseleiszeitlichen Maximalstandes (1) und der Jüngerer Dryaszeit (2) (aus SVEIAN 2004)
Abb. 9	Übersichtskarte der rekonstruierten Eisrandlagen und Nunatak-Gebiete (Skarpnes Substage, Tromsö-Lyngen Substage) in Nordtroms (aus DAHL, BLIKRA & SVEIAN 2004, SVEIAN & BERGSTRÖM 2004)
Abb. 10	Jungdryaszeitliche terrestrische und submarine Eisrand-Ablagerungen bei Spåkenes am Lyngenfjord (aus SVEIAN & CORNER 2004)
Abb. 11	Quartärgeologisch-geomorphologische Kartenskizze der Landzunge von Spåkenes (aus SVEIAN, BERGSTRÖM et al. 2004)
Abb. 12	Eisrand-Ablagerungen des Skarpnes- und des Tromsö-Lyngen Substage am Ullsfjord mit Rekonstruktion der jungdryaszeitlichen Gletscherzungen (aus SVEIAN & CORNER 2004)
Abb. 13	Bildung von Eisrand- und Sedimentlagen im Ullsfjord im Laufe der letzten 14 000 Jahre (aus VORREN 2004)
Abb. 14	Mächtigkeit und Altersstellung der Sedimentlagen im Ullsfjord auf der Basis eines seismischen Längsprofils (aus VORREN 2004)

- Abb. 15 Schema der Bildung von Strandlinien in sukzessiv abnehmender Höhenlage infolge Deglaziation und isostatischer Landhebung (aus SVEIAN, BERGSTRÖM et al. 2004)
- Abb. 16 Rückzugsstadien von Plateaugletschern unterschiedlicher Höhenlage auf der Lyngen Halbinsel (aus MEIER 1999, vgl. auch GELLATLY, WHALLEY, GORDON & FERGUSON 1986)
- Abb. 17 Rückzugsstadien „kalter“ Plateaugletscher im Raum Lyngen-Storfjord (aus MEIER 1999, vgl. auch WHALLEY, GORDON, GELLATLY & HANSOM 1995)
- Abb. 18 Gletscherstände von Strupbre und Koppangsbre im Zeitraum 1952-1998 (aus WHALLEY & KJÖLLMOEN 2000)
- Abb. 19 Eismassen-Veränderungen von Strupbre und Koppangsbre zwischen dem 21.7.1978 und dem 21.8.1985 (aus: KJÖLLMOEN 2001)
- Abb. 20 Eismassen-Veränderungen von Strupbre und Koppangsbre zwischen dem 21.8.1985 und dem 31.8.1998 (aus KJÖLLMOEN 2001)
- Abb. 21 Jahres-, Sommer- und Wintermitteltemperaturen in Tromsø im Zeitraum 1873-2015 mit fortlaufenden Fünfjahresmittelwerten (ergänzt nach MEIER 1999)
- Abb. 22 Jahres-, Sommer- und Winterniederschlagsmengen in Tromsø im Zeitraum 1873-2015 mit fortlaufenden Fünfjahresmittelwerten (ergänzt nach MEIER 1999)
- Abb. 23 Jahres-, Sommer- und Winterniederschlagsmengen in Lyngseidet im Zeitraum 1896-2015 mit fortlaufenden Fünfjahresmittelwerten
- Abb. 24 Jahres-, Sommer- und Winterniederschlagsmengen in Ullsfjord im Zeitraum 1924-2015 mit fortlaufenden Fünfjahresmittelwerten
- Abb. 25 Verbreitung potentieller morphologischer Permafrostindikatoren und jungdryaszeitliche Eisrandlage im Raum Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)
- Abb. 26 Permafrost-Grabungsprofile am Rihpojavri-Stausee, Storfjord (aus MEIER 1999)
- Abb. 27 Modelle der Blockgletscher-Entwicklung in Troms und Finnmark (aus MEIER 1997)
- Abb. 28 Schematische vertikale Gliederung des alpinen Permafrostbodens im Raum Lyngen-Storfjord (aus MEIER 1999)
- Abb. 29 Gemessene und modellierte (CryoGRID 1.0) Temperaturen am Guolasjavri-See (aus FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS 2013)
- Abb. 30 Lage des instabilen Jettan-Bergsturzareals am Steilabfall des Nordnesfjells zum Lyngenfjord (aus BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014)
- Abb. 31 Geomorphologische Merkmale des Jettan-Bergsturzareals bei Nordnes (aus BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014)
- Abb. 32 West-Ost-Profil durch das Jettan-Bergsturzareal mit Trend der Spaltenbildung sowie der Verbreitung von sporadischem und diskontinuierlichem Permafrost (aus BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014)
- Abb. 33 Von Permafrost gesteuertes, in 4 Jahreszeiten gegliedertes Bergsturz-Modell, basierend auf Beobachtungen in der aktiven Hauptspalte (aus BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014)
- Abb. 34 Grabungsprofile in Blockfeldern im Raum Lyngen-Storfjord (aus MEIER 2001)
- Abb. 35 Modell der Entwicklung und Konservierung hochgelegener Plateau-Blockfelder in Troms und Finnmark (aus MEIER 1997, vgl. auch REA, WHALLEY, RAINEY & GORDON 1996)
- Abb. 36 Lage der Fahrstrecken und Wanderrouten (1-13) in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord östlich des Lyngen- / Storfjordes
- Abb. 37 Geomorphologische Übersichtskarte des Fornestals (aus BALLANTYNE 1990)
- Abb. 38 Gletscher und Eisrandlagen am Rypedalsvatn-See und auf der südlichen Lyngen Halbinsel (aus BALLANTYNE 1990)
- Abb. 39 Querprofile durch pronivale Wälle im Tyttebaertal und südlichen Ellental mit Angabe der Substrat-Typen in den ausgewiesenen morphologischen Hangabschnitten (aus BALLANTYNE 1987)

- Abb. 40 Lage des Trollvatn-Sees und des angrenzenden fossilen, eisfreien Blockgletschers außerhalb des Skarptes Substage (Ältere Dryaszeit) und des Tromsö-Lyngen Substage (Jüngere Dryaszeit) (aus PAASCHE, DAHL et al. 2007)
- Abb. 41 Glaziärgeomorphologische Karte des unteren Strupskardtals mit den beiden proglaziären Seen Blåvatn und Aspvatn (aus BAKKE, DAHL et al. 2005)
- Abb. 42 Gletscher, Moränen und (eishaltige?) Schuttlagen am Nordhang des Steinfjells, Veital (aus GRIFFEY & WHALLEY 1979)
- Abb. 43 Blockgletscher, Bergsturzmassen, postglaziale Verwerfungslinien, lokale Gletscher und jungdryaszeitliche Randmoränen am Kåfjord (aus SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK 1989)
- Abb. 44 Geomorphologische Übersichtskarte des Moldojokkatales zwischen Manndal und Birtavarre (aus MEIER 1997)

Fotoverzeichnis Lyngen-Alpen und Bergland von Kåfjord und Storfjord

- Foto 1 Blick vom Balsfjord auf Plateau- und Auslassgletscher im Jiehkkevarri-Massiv
- Foto 2 Blick vom Hammarvikfjell auf die Landzunge von Spåkenes und die steile Ostküste der Lyngen Halbinsel
- Foto 3 8-10 m hohes Kliff mit vorgelagerter Wattzone an der Nordküste von Spåkenes
- Foto 4 Blick von Hjellnes auf das isostatisch gehobene Delta von Skardmunken am Westufer des Sörstraumen
- Foto 5 Blick von Skibotn über den Lyngenfjord und das Lyngsdal auf die Felswände und Eiskuppel des Jiehkkevarri-Plateaus
- Foto 6 Blick auf das Bredalsfjell-Plateau und den Rypedalsvatn-See am Nordrand des Jiehkkevarri-Massivs
- Foto 7 Blick von Nordwesten über die Lakselv-Bucht auf die zergliederte Bergkette der Lakselvtindene
- Foto 8 Frontabschnitt einer Grobschuttablagerung bei Kobbesteinane in der Urdbucht am Sörfjord
- Foto 9 Blick von Storsteinnes über den Kjosenfjord auf die Ausmündung des Fornesdals und die Bergwelt am Fugldalstind
- Foto 10 Blick auf die flache Gletscherzunge des Fornesbre am Fuße des Fugldalstind-Plateauberges
- Foto 11 Blick über den östlichen, blockfeldbedeckten Teil des Rypedalsvatn-Beckens auf die vergletscherte Nordflanke des Bredalsfjells
- Foto 12 Blick über den eis- und schneebedeckten Rypedalsvatn-See auf den vom Jiehkkevarrinibba herabströmenden Rypedalsbre
- Foto 13 Sanderartige Verebnung am Fuße einer Felsschwelle im mittleren Fugldal
- Foto 14 Blick von der Felsschwelle im Fugldal über die Kies- und Schotterebene zum Sörfjord
- Foto 15a Blick über den Fugldalsvatn auf den weit zurückgeschmolzenen Fugldalsbre am Fuße des Jiehkkevarri-Plateaus
- Foto 15b Fugldalsbre mit Kalbungskliff im Fugldalsvatn im Jahre 1899
- Foto 16 Zurückschmelzende, stellenweise schuttbedeckte Front des Fugldalsbre im Jahre 2007
- Foto 17a Blick auf die grauen Moränen der „Kleinen Eiszeit“ und die auf einer Felsstufe gelegene Front des Blåisen-Gletschers im oberen Tverrelvdal
- Foto 17b Blick in das Tverrelvdal mit dem Blåisen-Gletscher im Jahre 1899
- Foto 18 Blick über das mittlere Goverdal zum Balgesvarri-Berg zwischen dem Sløkedal (links) und dem oberen Goverdal (rechts)
- Foto 19 Karsee und unbewachsene Moränenwälle im Vorfeld des vom Jiehkkevarri-Plateau herabziehenden Sörvestbre-Gletschers

- Foto 20 Blick von der äußeren Moräne des Sörvestbre auf die hochalpine, vergletscherte Bergwelt der Lakselvtindene
- Foto 21 Blick auf die sternförmig verzweigte, spaltenreiche Gletscherfront des Austre Goverdalsbre im oberen Goverdal
- Foto 22 Zunge einer mächtigen Bergsturzablagerung im oberen Goverdal
- Foto 23 Blick vom Lakselvdal zum Sörellendal zwischen dem Ellendaltind (links) und den Langdalstindane (rechts)
- Foto 24 Eiskliff des Tomastindbre mit vorgelagertem, kegelförmigem Sekundärgletscher im Ellendal
- Foto 25 Blockgletscher im schattigen Sörellendal zwischen der Guhkesgaisa-Nordwand im Süden und dem von Sturzschtthalden gesäumten Ellendaltind im Norden
- Foto 26 Blick auf die ca. 30 m hohe, steile, steinschlägige, vegetationslose Front des Blockgletschers im Sörellendal
- Foto 27 Nahaufnahme des rechten (nördlichen) Blockgletscherrandes, dessen grobkörniges Material sich deutlich vom feinkörnigeren Material der Seitenmoräne des ehemaligen Eisgletschers unterscheidet
- Foto 28 Blick zur Blockgletscherwurzel im Toteisterrain am Rande eines kleineren, schuttbedeckten Kargletschers
- Foto 29 Blick durch das mittlere Steindal auf eine nackte, grobblockige Schuttzunge im Birkenwald vor dem Rastebyfjell-Höhenzug
- Foto 30 Blick vom Nallannjunni-Berg auf den Steindalsbre-Talglletscher sowie die neuzeitlichen Moränen an seinem Rande
- Foto 31 Blick von der höchsten Moräne der „Kleinen Eiszeit“ auf den im flachen oberen Talabschnitt in zahlreiche anastomosierende Gerinne gegliederten Gletscherbach
- Foto 32 Hohe, vegetationsarme Laterofrontalmoränen am Rande der Steindalsbre-Gletscherzunge
- Foto 33 Die Gletscherzunge des Steindalsbre erstreckt sich nach Überwindung der Engstelle zwischen Imagaisi und Nallancohka piedmontartig ins obere Steindal
- Foto 34 Im Unterschied zu den älteren Moränen der „Kleinen Eiszeit“ enthalten die jüngsten Moränen am Eisrand noch Gletschereisreste
- Blick 35 Blick auf die breite Kies- und Schotterebene im oberen Lyngsdal, über die der Lyngsdalselv in Gestalt eines „Braided-river“ die Gletscher Sydbre, Midtbre und Vestbre entwässert
- Foto 36 Blick auf den Vestbre-Gletscher, sein Akkumulationsgebiet am Jiehkkevarri sowie die mächtige M1-Seitenmoräne aus der „Kleinen Eiszeit“
- Foto 37 Blick auf die zurückschmelzende, sehr spaltenreiche, an einer Felsschwelle endende Gletscherzunge des Vestbre
- Foto 38 Blick auf die Gletscherfront des Vestbre im Jahre 1964, Position des Eisrandes im Jahre 1948 mit Punkt-Linie markiert
- Foto 39 Die Gletscherzungen von Midtbre (rechts) und Sydbre (Mitte) sind durch Rückschmelzen der beiden Gletscherfronten seit Ende der 1980er Jahre voneinander getrennt
- Foto 40 Auf dem Felsriegel zwischen Midtbre (Vordergrund) und Sydbre befinden sich zwei Wälle, die sich als Lateralmoränen deuten lassen
- Foto 41 Der Sydbre-Talglletscher wird hauptsächlich durch Schnee-, Firn- und Eislawinen von den hoch gelegenen Plateau- und Hängegletschern gespeist
- Foto 42 Vor der Gletscherfront des Sydbre ist eine breite Kies- und Schotterebene mit einzelnen eisüberschliffenen Felsflächen entwickelt, über die der Gletscherbach abfließt
- Foto 43 Die vereinigten Schmelzwässer von Sydbre und Midtbre haben ein tiefes Kastental in die vorgelagerte Felsschwelle erodiert
- Foto 44 Blick auf das untere Koppangsdal mit Grobschuttablagerung im Birkenwald nahe der Mündung in die Koppangs-Bucht

- Foto 45 Der Gletscherbach des Koppangselv hat sich durch rückschreitende Erosion in eine ca. 100 m hohe Felsstufe eingeschnitten
- Foto 46 Die im Hintergrund sichtbare Gletscherzunge des Koppangsbre reichte um 1920 vermutlich bis an die eisüberschliffene Felsschwelle am Ostufer des Sees heran
- Foto 47 Das von den beiden Gletscherbächen des Koppangsbre herantransportierte Feinmaterial wird im proglaziären See in Gestalt eines Deltas abgesetzt
- Foto 48 Der spaltenreiche Koppangsbre wird durch eine Mittelmoräne mit Wurzel im Nunatakgebiet am Tafeltind in einen südlichen und einen nördlichen Teil gegliedert
- Foto 49 Die nördliche Gletscherzunge mündet rampenartig in einen See, auf dem bis in den Spätsommer Eisschollen schwimmen
- Foto 50 Blick vom Goalborri-Berg auf das untere Koppangsdal, die Koppang-Bucht mit dem Fischerort Koppangen sowie den Lyngenfjord
- Foto 51 Der Straßenabschnitt unterhalb des Urdtind-Gletschers am inneren Kjosenfjord nahe Lyngseidet ist durch einen Damm und zwei Tunnel gegen Muren und Hangrutschungen geschützt
- Foto 52 Blick von Tyttebaernes über den Kjosenfjord auf die von Lawinen und Muren überprägten Sturzsutthalden an den Hängen des Fornesfjells
- Foto 53 Blick von Forneset nach Norden auf die Kiesgruben und Steinbrüche an der Ausmündung des Tyttebaerdals in den Kjosenfjord
- Foto 54 Durch Lawinen-Einwirkung gebildete Grobschuttablagerung am Fuße des Sultinds im unteren Tyttebaerdal
- Foto 55 Blick auf eine vermutlich während der „Kleinen Eiszeit“ gebildete Eisrandlage an der NW-Flanke des Istinds im oberen Tyttebaerdal
- Foto 56 Blick über eisbedeckten Karsee auf die schneebedeckte, von (Nass-) Schneelawinen überprägte Nordwand des Tverrelvdaltinds
- Foto 57 Von allochthonen (moränischen) Blockfeldern bedeckte Verebnung zwischen dem obersten Tyttebaerdal und dem Stortinddal
- Foto 58 Der Stortinddalsbre bildet auf einer Felsschwelle ein breites Eiskliff, von dem sich Schnee-, Firn- und Eislawinen lösen und am Fuße der Steilwand einen Sekundärgletscher ernähren
- Foto 59 Blick auf die nördlichen Isskardtindene mit fossilem Hangfuß-Blockgletscher, der sich aus Sturzsutthalden-Material entwickelt hat
- Foto 60 Blick auf den fossilen, stellenweise vegetationsbedeckten Blockgletscher, dessen Schuttkörper sich vom Fuße der Sturzsutthalden bis an den Trollvatn-See erstreckt
- Foto 61 Blick über die breite Schotterfläche des Botnelv (Strupskardelv) bei Sörlenangbotn und den Rand einer ehemaligen Eisrandlage auf das vergletscherte Alpenrelief am Store Lenangstind
- Foto 62 Blick über das in glazifluvialen und glaziären Sedimenten angelegte vegetationsarme untere Strupskarddal Richtung Sörlenangen
- Foto 63 Am Fuße des Steinfjells sind nahezu parallel zueinander in unterschiedlichen Höhenlagen verlaufende Wälle entwickelt, die vermutlich von Sturzsutthalden bedeckte Seitenmoränenwälle repräsentieren
- Foto 64 Blick auf die markante ehemalige Eisrandlage am Blåvatn-See im Vorfeld des Lenangsbre sowie die Steilwände und Sturzsutthalden am Nordre Jaegervasstind
- Foto 65 Der moränische Doppelwall am Blåvatn besteht aus mächtigen scharfkantigen Blöcken, die vermutlich supraglazial transportiert worden sind („Bergsturz-Moräne“)
- Foto 66 Blick auf die am Rande einer Felsschwelle zwischen dem Jaegervasstind und dem Lenangstind gelegene Front des Lenangsbre
- Foto 67 Blick vom See 538 m ü. M. über Blockfelder und Felsburgen im oberen Strupskarddal Richtung Store Lenangstind
- Foto 68 Blick auf die im Laufe der letzten 20 Jahre stark zurückgeschmolzenen Kargletscher im Umkreis des Store Lenangstind, des höchsten Berges in den nördlichen Lyngen-Alpen

- Foto 69 Blick über den östlichen Abschnitt des oberen Strupskarddals Richtung Westen zum flachen Pass (ca. 610 m ü. M.), der vermutlich die Maximalausdehnung des Strupvatn-Sees markiert
- Foto 70 Blick von der Felsburg 572 m ü. M. nach Südosten über den ehemaligen Eisstausee Strupvatn zur Gletscherzunge des Strupbre
- Foto 71 Der Strupbre wird von einer „Cross-valley“-Moräne, die vermutlich in der Mitte des 18. Jahrhunderts gebildet wurde, in zwei Teile gegliedert
- Foto 72 Die Gletscherzunge des Strupbre ist inzwischen weit zurückgeschmolzen und kann den See daher nicht mehr aufstauen, wodurch der Wasserspiegel deutlich gefallen ist
- Foto 73a Der Strupbre reichte um 1900 bis an den Steilabfall zum Lyngenfjord heran und bildet dort ein Eiskliff, von dem sich Eislawinen lösten und einen kegelförmigen Sekundärgletscher in der Strupen-Bucht ernährten
- Foto 73b Die Gletscherfront ist inzwischen vom Steilabfall zurückgeschmolzen, wodurch der Eisnachschub unterbrochen wurde und der Sekundärgletscher abschmolz
- Foto 74 Blick durch das mit glazifluvialen und moränischen Ablagerungen aufgefüllte Veidal auf Kargletscher und Moränen an der Nordflanke des Steinfjells
- Foto 75 Eine ca. 1,1 km lange Grobschuttzunge mit scharfer Randbegrenzung erstreckt sich von der Laterofrontalmoräne des größten Kargletschers fast bis zum Veidalselv-Bachlauf
- Foto 76 Die ca. 20 m hohe, steile Stirn der Schuttzunge besteht aus scharfkantigem Blockmaterial
- Foto 77 Die Wurzel der Schuttzunge wird von der jüngsten, unbewachsenen Moräne des Kargletschers überlagert und ist somit älter als diese
- Foto 78 Die Hänge des Veidalsfjells lassen eine vertikale Stufung erkennen, wobei 2-3 stockwerkartig angeordnete Seitenmoränenwälle aus der Deglaziationsphase später mit Sturzschutt überschüttet und dadurch morphologisch modifiziert worden sind
- Foto 79 Blick auf Moränen und Terrassen der jungdryaszeitlichen Eisrandlage am Vikelv im unteren Nordmannvikdal
- Foto 80 Blick von der Randmoränenzone des Skarpnes Substage zum Lyngenfjord und zur steilen Ostküste der Lyngen Halbinsel mit der Strupen-Bucht
- Foto 81 Blick auf zwei große Karmulden sowie im Weichsel-Spätglazial unter Permafrostbedingungen blockgletscherartig hangabwärts geflossene Moränen am Nordosthang des plateauförmigen Nordmannviktinds
- Foto 82 Kleiner Gletscher mit hohem Eiskliff, langfristig schneebedecktes Firn- und Eisfeld sowie seenreiches ehemaliges Toteisterrain im nordwestlichen Kar am Nordmannviktind
- Foto 83 Die bis zu 20 m hohe Front des Moränenkomplexes vor der Karschwelle erstreckt sich bis zur Talsohle des Vikelv bei Gauknes
- Foto 84 Von der östlichen Schuttzunge erstreckt sich eine kerbförmige, bis zu 1 m tiefe Spalte in der Grundmoränendecke über ca. 1,5 km Länge als sichtbarer Ausdruck einer tektonischen Verwerfungslinie bis zum Berg 1069 m ü. M. im Bildhintergrund
- Foto 85 Blick auf eine mächtige, nach der Deglaziation unter Einwirkung tektonischer Vorgänge gebildete Bergsturzablagerung im oberen Nordmannvikdal
- Foto 86 Der Hangfuß-Blockgletscher in der Sannjarihppi-Talmulde am Westhang des Berges 1207 m ü. M. zeichnet sich durch eine scharfe Randbegrenzung, eine steinschlägige Stirn sowie ein durch Wälle und Rinnen gekennzeichnetes Oberflächenrelief aus
- Foto 87 Der südliche, seitliche Rand des Blockgletschers ist ca. 20 m hoch, steil und wird von scharfkantigen Steinen und Blöcken gebildet, die feineres Material im Blockgletscherinneren überlagern
- Foto 88 Blick über den Kåfjord zur Ausmündung des trogförmigen Skarvdals und zum gleichnamigen Ort, der auf einem isostatisch gehobenen glazifluvialen, marin abradierten Delta gelegen ist
- Foto 89 Unter den Steilwänden im mittleren Skarvdal setzen Sturzschutthaldden an, die weiterhin durch eine dichte Gras- und Zwergstrauchvegetation festgelegt sind

- Foto 90 Das „hängend“ in das Skarvdal mündende Moldojokka-Hochtal beherbergt den Bievlajavri-See, der durch eine Felsschwelle an der Talmündung aufgestaut wird und vornehmlich durch Schneeschmelzwasser gespeist wird
- Foto 91 Die Front eines blockgletscherähnlichen, 1200 m langen Schuttkörpers im oberen Moldojokkadal lässt eine Differenzierung in einen Mantel aus scharfkantigen Blöcken und einen Kern aus feinerem Material erkennen
- Foto 92 Der Ostrand des Schuttkörpers ist durch kantengestellte, plattige Grobkomponenten scharf markiert, die Landoberfläche durch das Gewicht des Schuttkörpers niederpresst
- Foto 93 Der blockbedeckte Schuttkörper wird in seiner oberen Hälfte stellenweise von mächtigen Loben aus kleinstückigerem, moränischem Material überlagert
- Foto 94 Die durch steile, steinschlägige Fronten gekennzeichneten Loben enthalten in weniger als 1 m Tiefe Permafrostboden
- Foto 95 Blick vom Falsnesfjell auf das Mündungsdelta des Skibotnelv in den Lyngenfjord, den Markort Skibotn sowie die Berglandschaft am Adjit jenseits des Skibotndals
- Foto 96 Blick auf eine alte, sich in Teilen langsam hangabwärts bewegendende Bergsturzablagerung am Fuße des Steilreliefs im Gipfelgebiet des Adjit-Berges an der Nordostflanke des Skibotndals

Tabellenverzeichnis Lyngen-Alpen und Bergland von Káfjord und Storfjord

- Tab. 1 Mittlere Monats- und Jahresmitteltemperaturen (°C) im Raum Lyngen und Umgebung
- Tab. 2 Ausgewählte Temperaturdaten (°C) im Raum Lyngen und Umgebung
- Tab. 3 Mittlere Jahressummen von Tagen mit ausgewählten Klimaparametern im Raum Lyngen und Umgebung
- Tab. 4a Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (mm) im Raum Lyngen und Umgebung
- Tab. 4b Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (mm) im Raum Lyngen und Umgebung

Inhaltsverzeichnis westliche Finnmarksvidda

Karl-Dieter Meier und Dietbert Thannheiser

Eine Exkursion zur kaltklimatischen quartären Landschaftsformung auf der westlichen Finnmarksvidda, Norwegisch Lappland

1. Einführung	191
2. Physiogeographische Charakteristik	194
2.1. Relief und Gewässernetz	194
2.2. Geologisch-tektonischer Bau und Lockersedimente.....	198
2.3. Klima und Permafrostboden.....	205
2.4. Vegetation und Böden	220
3. Exkursion über die Finnmarksvidda-Hochfläche	228
3.1. Wissenschaftlicher Hintergrund	228
3.2. Streckenverlauf und Logistik.....	229
3.3. Streckenbeschreibung.....	231
3.3.1. Alta – Skillemo	231
3.3.2. Skillemo – Gargia – Beskades – Solovomi	233
3.3.3. Skillemo – Trangdalen – Avzejavri – Solovomi (Alternativstrecke).....	242
3.3.4. Solovomi – Masi	244
3.3.5. Masi – Gievdneguoika.....	256
3.3.6. Gievdneguoika – Kautokeino	260
3.3.7. Kautokeino – Avze – Kivijärvi.....	270
4. Schlussfolgerungen	277
5. Literatur	280
6. Geologische und geomorphologische Karten	283
7. Topographische Karten	284

Abbildungsverzeichnis westliche Finnmarksvidda

Abb. 1	Lage der Finnmarksvidda in Nordeuropa
Abb. 2	Orohydrographische Übersichtskarte von Finnmark (aus MEIER 1991)
Abb. 3	Geologische Übersichtskarte von Finnmark (aus MEIER 1991)
Abb. 4	Geomorphologisches und geologisch-tektonisches Profil der Viddalandschaft im Raum Joatkajavri-Virdnejavri (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)
Abb. 5	Temperaturverlauf und Niederschlagsverteilung im Jahresgang (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)
Abb. 6	Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen im Binnenland Finnmarks 1961-2009 (aus MEIER 2015)
Abb. 7	Die Verbreitung von Blockfeldern in Finnmark, Norwegisch-Lappland (aus MEIER 2001)

- Abb. 8 Modellierte Mitteltemperaturen an der Permafrosttafel 1961-1990 und 1981-2010 mit potenziellen Veränderungen des Permafrostbodens (aus FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS 2013)
- Abb. 9 Übersichtskarte zum relativen Permafrostalter in Nord- und Südnorwegen (aus LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al. 2012)
- Abb. 10 Vegetationsgeographische Übersichtskarte von Finnmark (aus MEIER 1991)
- Abb. 11 Fahrtroute Alta-Kivijärvi mit Haltepunkten und Wanderexkursionszielen
- Abb. 12 Übersichtskarte der Festgesteine im Raum Joatkajavri-Suolovuopmi-Masi-Siccejavri, Finnmark, Norwegisch-Lappland (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)
- Abb. 13 Übersichtskarte der Lockergesteine im Raum Joatkajavri-Suolovuopmi-Masi-Siccejavri, Finnmark, Norwegisch-Lappland (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)
- Abb. 14 Vegetationsgeographische Übersichtskarte des Raumes Joatkajavri-Suolovuopmi-Masi-Siccejavri, Finnmark, Norwegisch-Lappland (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)
- Abb. 15 Vegetations- und bodengeographisches Querprofil durch das Tal des Kautokeinoelv bei Máze, Norwegisch-Lappland (ergänzt nach MEIER, THANNHEISER et al. 2005)
- Abb. 16 Geologische Übersichtskarte der südlichen Finnmarksvidda (aus SOLLI 1983)
- Abb. 17 Vereinfachte geologische Karte des Masi-Gebietes (aus SOLLI 1983)
- Abb. 18 Quartärgeologische Übersichtskarte des Vuolgamasjåkka-Tales und seiner Umgebung nahe der Mündung in das Kautokeinoelv-Tal mit Lage der Profil-Lokalität (nach HAMBORG & KLAKEGG 1992)
- Abb. 19 Lage der Profile im nördlichen, mündungsnahen Abschnitt des Vuolgamasjåkka-Aufschlusses (aus LYSÅ & CORNER 1994)
- Abb. 20 Kombinierte litho- und kinetostratigraphische Verhältnisse am Vuolgamasjåkka-Aufschluß (aus LYSÅ & CORNER 1994)
- Abb. 21 Lithostratigraphische Säule der Vuolgamasjåkka-Lockersedimente (aus LYSÅ & CORNER 1994)
- Abb. 22 Regionale Vorstoßrichtungen des Inlandeises während des mittleren / späten Weichsel-Glazials (aus OLSEN, HAMBORG, BARGEL & ALSTADSAETER 1987)
- Abb. 23 Quartärgeologische Übersichtskarte des Avzejåkka-Tales und seiner Umgebung nahe der Mündung in das Kautokeinoelv-Tal mit Lage des Palsamoors Mahtejeaggi (nach HAMBORG & KLAKEGG 1992)
- Abb. 24 Die Verbreitung von Palsamooren in Finnmark (u. a. nach ÅHMAN 1977, MEIER 1987, 1996, 2015)

Fotoverzeichnis westliche Finnmarksvidda

- Foto 1 Weitgespannte, flachwellige Verebnungsflächen mit aufgelockertem, flechtenreichem Fjellbirkenwald am Vuoddasjavri-See auf der zentralen Finnmarksvidda
- Foto 2 Stein- und blockreiche, wind- und kälteexponierte Grundmoränenlandschaft mit niedrigstämmigen Birken und Wacholderbüschen bei Girkuboeldievat auf der südlichen Finnmarksvidda
- Foto 3 Der breite Talboden des Stuorajokka-Baches am Nordrand der Finnmarksvidda (Ifjordfjell) besteht aus glazifluvialen Sedimenten und flachen, mit Zwergsträuchern bewachsenen Moränenhügeln
- Foto 4 Weitgespannte, flachwellige, vegetationsfreie Blockfelder am Halddetoppen (1149 m, Hintergrund, Mitte) am Nordwestrand der Finnmarksvidda
- Foto 5 Blick in das schluchtartig eingetiefte Altaelv-Flußtal während der Bauarbeiten zur Anlage des Altaelv-Staudammes / -Wasserkraftwerkes
- Foto 6 Blick auf den fertiggestellten, 110 m hohen Altaelv-Staudamm, der die Seen Virdnejavri / Ladnetjavri aufstaut (Wasserspiegelschwankung: 200-265 m ü. M.)

- Foto 7 Blick bei Savcu in den 1,0-1,2 km breiten und bis zu 350 m tiefen Altaelv-Canyon, dessen Flanken von mächtigen Sturzschatthalden gesäumt werden
- Foto 8 Die wind- und kälteexponierten, schluffig-sandigen, stein- und blockreichen, flachwelligen Grundmoränendecken auf dem Börselvfjell sind von weitgespannten Deflations- / Auffriersteinpanzern überzogen
- Foto 9 Die schluffreichen, frostempfindlichen, stein- und blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen auf dem Börselvfjell begünstigen bei hinreichender Substratdurchfeuchtung die frostdynamisch gesteuerte Strukturbodenbildung
- Foto 10 Fossile, von Eiskeilpseudomorphosen unterlagerte, Eiskeilspalten auf dem wind- und kälteexponierten, mit stein- und blockreicher Grundmoräne bedeckten Gievdoicäcka-Berg bei Masi
- Foto 11 Ablationsmoränen aus unregelmäßigen Wällen und abflusslosen Hohlformen als Indikatoren einer ehemaligen Toteislandschaft am Guorgabmir-Berg (327 m) auf der Laksefjordvidda
- Foto 12 Blick vom Ostrand (Ceavdni 631 m) bei Joatkajavri auf die seenreiche Landschaft aus langgestreckten, stromlinienförmigen, in enger Scharung auftretenden Drumlins im südlichen Vorland
- Foto 13 Infolge anthropogener / zoogener Vegetationszerstörung reaktivierte Flugsandablagerungen auf einer glazifluvialen Terrasse bei Gievdneguoika am Kautokeinoelv
- Foto 14 1,5–2,0 m hohe plateauförmige Torfpalsas in einem Palsamoor bei Suossjavri auf der zentralen Finnmarksvidda
- Foto 15 3-4 Jahre alter Palsa mit teilweise entfernter sommerlicher Auftauschicht in einem Palsamoor bei Aidejavri südlich von Kautokeino
- Foto 16 Permafrostvorkommen in wind- und kälteexponierten moränischen und glazifluvialen Ablagerungen (Hintergrund), Thermokarstseen in den feuchten, feinkörnigen Beckensedimenten des oberen Corgosjokkatala
- Foto 17 Blick über das Corgosjokka-Becken mit Ringwallseen im versumpften Talgrund als fortgeschrittene Zerfallsstadien ehemaliger minerogener Permafrosthügel (Lithalsas)
- Foto 18 Der Ringwallsee am Rande des Corgosjokka-Beckens hat sich im Zeitraum 1965-1986 durch Bodenauflösung aus einer flachen Hügelform entwickelt
- Foto 19 Nahaufnahme des durch Spaltenbildung und Blockerosion im vegetationsbedeckten Feinsediment kollabierenden flachen Ringwall-Innenhangs
- Foto 20 Blick über ein extrazonales Strukturbodenfeld am Grunde einer saisonal wasserüberstauten und daher vegetationsfreien Mulde auf den ostexponierten, von Sturzschatthalden und Hangfuß-Blockgletschern gesäumten Steilabfall des Ruitucäcka südlich von Lakselv
- Foto 21 Blick auf die steile, steinschlägige, ca. 10 m hohe Front eines Bodeneis (Permafrost) enthaltenen Blockgletschers am Ruitucäcka-Berg
- Foto 22 Blick in das glazifluvial angelegte, nur während der Schneeschmelze breit überflutete Kastental des Bargasjokka-Baches auf der Laksefjordvidda
- Foto 23 Blick über ein feinmaterialarmes, autochthones Blockfeld (Blockmeer) aus scharfkantigen Quarzitblöcken im Askasgaissa-Gebiet südlich des Laksefjordes
- Foto 24 Blick von Leirbakken südlich von Bossekop auf die flachen, während der fröhsommerlichen Schneeschmelze überfluteten, vegetationsarmen Sand- und Kiesbänke im Unterlauf des Altaelv
- Foto 25 Blick auf einen 35-40 m hohen Kiesgruben-Aufschluss in einem jungdryaszeitlichen Eiskontaktdelta (Main Substage) nahe der Straßenbrücke über den Altaelv
- Foto 26 Im Topbereich der westlichen Aufschlußwand sind Sand- und Kieslagen in Deltaschichtung mit Einfallen in N- bis NO-Richtung zu erkennen
- Foto 27 Kollabierte Palsas (Bildvordergrund), Polygone ohne Detritussortierung (Mitte) sowie Spalten eines fossilen Eiskeilnetzwerkes (Hintergrund) auf dem Grönäsen-Höhenzug bei Gargia
- Foto 28 Blick vom Aussichtspunkt am Ende des Wanderweges südöstlich von Gargia in den hier ca. 300 m tiefen, durch mächtige Sturzschatthalden unter den Felswänden gekennzeichneten Altaelv-Canyon
- Foto 29 Blick vom Parkplatz Bojaroavvi nach Süden in das tief in die flachwellige Finnmarksvidda-Hochfläche eingelassene, breite, relativ dicht besiedelte Masi-Tal

- Foto 30 Blick auf den durch rückschreitende Erosion tief in den Felsuntergrund eingeschnittenen Njukcajåkka-Bach im Girkucákka-Gebiet bei Masi
- Foto 31 Blick vom Aussichtspunkt an der Habatbakti-Steilwand bei Masi Richtung Süden auf die mit Birkenwald bestandenen Oswälle im Flussbett des Kautokeinoelv
- Foto 32 Ca. 1,5 m hoher kuppelförmiger Palsa in einer vermoorten Senke auf dem Stuoroaivi-Plateau an der alten Schotterstraße Solovomi – Kautokeino westlich von Masi
- Foto 33 Grabung am Rande eines Kuppelpalsas auf dem Stuoroaivi-Plateau, ca. 60 cm mächtige sommerliche Auftauschicht über der am Palsarand steil abtauchenden Permafrosttafel entfernt
- Foto 34 Nahaufnahme der freigelegten Permafrostoberfläche mit eisgefüllter Spalte im Permafrostboden des Palsas auf dem Stuoroaivi-Plateau
- Foto 35 Grabung in einer Flugsand-Ablagerung mit Eisenpodsol-Boden unter lichtem, flechtenreichem *Empetrum*-Birkenwald bei Masi
- Foto 36 Der Wasserfall Pikefossen zwischen Masi und Gievdneguoika stürzt über eine morphologisch harte Diabasbank auf einer Breite von ca. 100 m 22 m in die Tiefe
- Foto 37 Blick von der Brücke bei Gievdneguoika nach Süden auf den noch weithin eis- und schneebedeckten Flusslauf des Kautokeinoelv
- Foto 38 Blick auf die Hauptabbaustelle des Masi-Quarzits am Gaskabeivarri-Berg südlich von Gievdneguoika
- Foto 39 Der feinlaminierte, lokal mit Fuchsit durchsetzte, gebänderte Masi-Quarzit wird in Gestalt mächtiger Quader per LKW über eine eigens dafür gebaute Brücke über den Kautokeinoelv abtransportiert
- Foto 40 Blick vom Naranas-Berg auf den ca. 50 m hohen Lockersediment-Aufschluß am Westufer des Vuolgamasjåkka-Baches nahe der Einmündung in den Kautokeinoelv
- Foto 41 Die am Vuolgamasjåkka-Bach aufgeschlossenen Lockersedimente (Saale-Glazial, Eem-Interglazial, Weichsel-Glazial) ruhen auf Graniten und Gneisen, in die sich der Bach talaufwärts mehrere Zehnermeter tief eingeschnitten hat
- Foto 42 Blick vom hohen Westufer über ein wassergefülltes Söll nahe der Kirche von Kautokeino zum Ostufer des Kautokeinoelv, das von glazifluvialen, äolisch übersandeten Sedimenten gebildet wird
- Foto 43 Blick auf die ehemalige, durch Lockermaterialhügel und -wälle sowie abflusslose, teils wassergefüllte Mulden gekennzeichnete Toteislandschaft im Avzejákka-Tal östlich von Kautokeino
- Foto 44 Grabungsprofil im Kronenbereich eines 5 m hohen Kuppelpalsas am Luovusluobbal-See bei Aidejavri südlich von Kautokeino, 60-70 cm mächtige sommerliche Auftauschicht entfernt

Bemerkungen zur glaziären und periglaziären Landschaftsformung in den Lyngen-Alpen (Lyngen Halbinsel) und im Bergland von Kåfjord und Storfjord, Norwegisch Lappland, mit ausgewählten themenbezogenen Wanderexkursionen

von Karl-Dieter Meier

1. Einführung

Die rund 40 km östlich von Tromsø auf 69°12' - 69° 59' N und 19° 20' - 20° 24' O in der Provinz Troms in Norwegisch Lappland an der Eismeerküste gelegene, 1487,5 km² große Lyngen Halbinsel erstreckt sich als 90 km lange und 15-20 km breite Landmasse zwischen dem Ullsfjord-Sörfjord im Westen und dem Lyngenfjord-Storfjord im Osten (vgl. Abb. 1). Die südwestliche und südliche Begrenzung bilden der Balsfjord und die Flusstäler von Balsfjordelv und Nordkjoselv. Die Halbinsel beherbergt eine der alpinsten und am stärksten vergletscherten Landschaften Skandinaviens, was zu der Bezeichnung „Lyngen-Alpen“ (norw. Lyngsalpan bzw. Lyngsalpene) geführt hat. Im Unterschied zu den Fjordufeln und zum Lakselvtal, die als Siedlungsleitlinien fungieren, ist das Landesinnere fast unberührt. Die einzige Straßenquerung verläuft entlang des Kjosenfjordes, der die Landmasse in einen nördlichen Teil (ca. 610 km²) und einen südlichen Teil (ca. 890 km²) gliedert. An der Verwaltung der Gesamtfläche sind die Gemeinden Lyngen (813 km²), Tromsø (332 km²), Storfjord (166 km²) und Balsfjord (179 km²) beteiligt. Das durch spitze Gipfel, schmale Kämmen und Grate sowie zahlreiche über 1000 m hoch aufragende Felswände geprägte Hochgebirgsrelief erreicht im Jiehkkevarri-Massiv mit 1834 m ü. M. seine größte Höhe. 101,72 km² (6,83 %) der Fläche sind vergletschert. Wald bedeckt 350,94 km² (23,57 %) der Halbinsel, während Binnenseen 23,75 km² (1,6 %) und Moore 33,09 km² (2,22 %) einnehmen. Die landwirtschaftlich genutzte Fläche ist mit 26,64 km² (1,79 %) sehr klein (vgl. OLSEN 2013).

Die fehlende Erschließung und die bisweilen schwierigen Gelände- und Witterungsverhältnisse haben das Binnenland bisher weitgehend vor anthropogenen Eingriffen geschützt. Die Nutzung einiger Täler als Rentierweide hat kaum Spuren hinterlassen. Diese unbelastete, natürliche Hochgebirgslandschaft wurde allerdings in den letzten Jahrzehnten in zunehmendem Maße durch Pläne zum Bau von Kraftwerken zur Energiegewinnung bedroht. Die Flusstäler von Lyngsdalselv (84 km²) und Fugledalselv (34 km²) wurden daher schon früh (1973 bzw. 1977) wegen ihrer quartären Lockersediment-Füllungen und deren geologischer Signifikanz unter Naturschutz gestellt. Später kamen die Täler von Jaegervasselv (94 km²), Strupskardelv (28 km²) und Kvalvikelv (44 km²) hinzu. Daher wird nur der Rotenviksee auf dem Rotenvikfjell bei Lyngseidet für die lokale Energieversorgung genutzt. 2004 wurden 961,2 km² im Zentrum der Lyngen Halbinsel als Landschaftsschutzgebiet ausgewiesen (norw.: Lyngsalpan landskapsvernområde), hauptsächlich aufgrund der für Nordeuropa einzigartigen, noch stark vergletscherten Hochgebirgslandschaft.



Abb. 1: Übersichtskarte des Raumes Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)

Das in die Betrachtung mit einbezogene, östlich des Lyngenfjordes und des Storfjordes gelegene Bergland ist ähnlich unerschlossen wie die Lyngen Halbinsel. Es zählt zu den Gemeinden Kåfjord und Storfjord und erstreckt sich vom äußeren Lyngenfjord bei Spåkenes landeinwärts entlang der Gemeindegrenze zu Nordreisa zur norwegisch-finnischen Grenze am Halti (Raisduoddarhaldi). Die südöstliche Begrenzung bildet die Staatsgrenze zu Finnland (Provinz Lappi). Vom Dreiländereck bis zum Corrovatgaisi-Berg grenzt das Gebiet an die südlich gelegene schwedische Provinz Norrbotten. Als Westgrenze fungiert die Grenze zur Gemeinde Balsfjord. Die Besiedlung konzentriert sich auf die unteren, fjordnahen Abschnitte der Flusstäler Kåfjord-, Mann-, Skibotn- und Signaltal. Es dominieren Plateaulandschaften mit kleineren, glaziär ausgeschürften Seebecken. Das Isfjell (1375 m) ist der höchste Punkt in Kåfjord (bei Birtavarre), der Didnojiehki (1560 m) der höchste (Plateau-) Berg in der Gemeinde Storfjord östlich des Lyngenfjordes. Am inneren Kåfjord wurde von 1898-1919 in den Birtavarre-Gruben Kupfererz abgebaut. Davon zeugen Ruinen der Grubenanlagen auf dem Moskkufjell (900-920 m ü. M.), Sabetfjell (ca. 900 m ü. M.), im Skarvtal sowie im Kåfjordtal (Ankerlia). Dieser frühe Bergbau hat in der Landschaft jedoch nur punktuell Spuren hinterlassen, während der riesige, in den 1970er Jahren in einem Becken 5,5 km westlich der Staatsgrenze zu Finnland (Halti-Gebiet) angelegte Guolasjavri-Stausee (Wasserspiegel: 754-774 m ü. M.) das Landschaftsbild nachhaltig verändert hat. Sein Abfluß dient der Stromerzeugung im Kraftwerk von Kåfjord. In Storfjord wurde 1977 der Rihpojavi-Stausee (445-486 m ü. M.) in einer Geländedepression am Fuße des Rihpogaisi-Berges südwestlich der Straßenverbindung Skibotn-Kilpisjärvi angelegt. Beim Bau der Staumauer wurde bereits im Waldgrenzbereich in relativ geringer Höhe über dem Meeresspiegel Permafrostboden angetroffen. Im Verbund mit weiteren, teilweise aufgestauten Seen in Höhenlagen zwischen 600 und 800 m ü. M. (z. B. Lavkavagge-Tal) dient der See der Energieerzeugung im Kraftwerk Skibotn in unterer Tallage. Die weitgehend unterirdische Ableitung der Wassermassen haben das natürliche Abflußregime des Skibotnelv deutlich verändert, wie das im Sommer zumeist über eine größere Strecke trocken fallende, von der Fernstraße einsehbare Bachbett ausweist. Abseits der alten Grubenanlagen und der wenigen zur lokalen Energieversorgung dienenden Bauten und zugehörigen Zufahrtswege ist das Binnenland beidseits des Lyngenfjordes und des Storfjordes nahezu unerschlossen, was ein wissenschaftliches Arbeiten in einer weitgehend ungestörten Naturlandschaft ermöglicht, insbesondere im Zusammenhang mit Fragestellungen, die die Auswirkungen des immer offensichtlicher werdenden Klimawandels auf das Naturpotenzial betreffen.

Um den gegenwärtigen Klimaverlauf langfristig besser einordnen zu können und um natürliche von anthropogen induzierten oder verstärkten Veränderungen zuverlässig zu unterscheiden, bedarf es genauer Informationen über das Klima der Vergangenheit. Dafür steht für den Großraum Lyngen nur ein sehr begrenztes, von den wenigen Wetterstationen aufgezeichnetes Datenmaterial zur Verfügung. Es mangelt vor allem an längeren Temperatur-Meßreihen aus den mittleren und höheren Lagen des Gebirges. Hier können sog. Proxy-Daten weiterhelfen, die in einigen Teilen von Troms sowie in anderen Gebieten Lapplands bereits erfolgreich Verwendung fanden. Sie vermitteln zusammen ein recht detailliertes Bild der Klimaentwicklung. Pollenanalysen haben die Vegetationsgeschichte und wesentliche Klimaveränderungen im Verlauf des Holozäns aufgedeckt (vgl. u. a. VORREN & STAVSETH 1996). Dendrochronologische Studien erlauben eine Rekonstruktion der Sommertemperaturen, im Falle von *Pinus sylvestris* (Waldkiefer) bei günstigen Bedingungen für die Konservierung des Holzes für einen Zeitabschnitt von mehr als tausend Jahren. *Betula pubescens* ssp. *czerepanovii* (Bergbirke) gestattet eine Rekonstruktion der Sommertemperaturen für die letzten ca. 200 Jahre (vgl. MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003, WEHBERG, THANNHEISER & MEIER 2005). Während sich mit Hilfe der Vegetationsentwicklung und des Waldgrenzverlaufes vor allem das Klima der küstennahen Tieflagen und mittleren Gebirgslagen rekonstruieren läßt, liefert das Verhalten der Gletscher und des Permafrostbodens wichtige Hinweise auf die mittel- und längerfristige Klimaentwicklung in den Lagen oberhalb der Waldgrenze.

In den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord sind Gletscher und Permafrostboden als wichtige Bestandteile der alpinen Kryosphäre in unmittelbarer Küstennähe anzutreffen, stellenweise räumlich eng miteinander verknüpft (vgl. MEIER 1999). Im maritim geprägten Küstenklima befinden sich Gletscher- und Bodeneis nahe am Schmelzpunkt und dürften daher besonders empfindlich und rasch auf eine Erwärmung der Erdatmosphäre reagieren. Die Gletscher und Permafrost-Vorkommen im Raum

Lyngen können daher als wichtige Klimaindikatoren fungieren. Die Gletscher befinden sich in unterschiedlichen Höhenlagen und zeichnen sich durch unterschiedliche Temperaturregime aus. Sie repräsentieren unterschiedliche morphologische Typen und sind zumeist klein, was ein besonders rasches Reagieren auf veränderte Umweltbedingungen zur Folge hat. Sie sind daher als Proxy-Indikatoren für Klimaveränderungen nahezu perfekt. Die ersten Fotos von Talgletscherzungen wurden um die Jahrhundertwende 19. / 20. Jahrhundert von Schiffsreisenden (Hurtigrute) sowie von britischen Bergsteigern aufgenommen. Sie belegen die Positionen der Gletscherfronten in jener Zeit und stellen damit äußerst wertvolle Archive für die Rekonstruktion des Gletscherverhaltens dar. Die Gletscher wurden in den folgenden Jahrzehnten aber kaum beachtet mit Ausnahme des Strupbre, dessen Zunge durch Eislawinen einen Sekundärgletscher in der Strupen-Bucht am Lyngenfjord nährte, dessen Eis für Kühlzwecke abgebaut und verschifft wurde (es gab damals noch keine Kühlschränke). Die Existenz der Inlandgletscher war der Lokalbevölkerung zwar bekannt, doch ließ sich ihr Eis nicht wirtschaftlich nutzen. Im Unterschied zu den Gletschern im klimatisch stärker kontinental geprägten nordschwedischen Hochgebirge fanden die Gletscher im Raum Lyngen erst in jüngster Zeit wissenschaftliches Interesse. Dies überrascht insofern, als das Gebiet über Tromsø mit der Hurtigrute für nordische Verhältnisse relativ leicht zu erreichen war. Größte Aufmerksamkeit wurde zunächst dem Strupbre-Gletscher gewidmet, dessen Gletscherzunge als Besonderheit einen >1 km langen, tiefen See im Strupskardtal aufstaute, der sich in unregelmäßigen Abständen durch einen subglaziären Abflußkanal unter dem Eis Richtung Strupen-Bucht entleerte (vgl. WHALLEY 1971, 1973). Die systematische Erforschung des glaziären Formenschatzes und der Vergletscherungsgeschichte der Lyngen Halbinsel begann aber erst Anfang der 1980 er Jahre und wurde seitdem vor allem durch britische und norwegische Wissenschaftler vorangetrieben. Die Gletscher östlich des Lyngenfjordes wurden allerdings vernachlässigt.

Das Vorkommen von Permafrostboden wurde nur am Rande erwähnt (vgl. WHALLEY, GORDON & THOMPSON (1981). Auch KING (1984) fand nur einzelne, inselhaftige Permafrost-Vorkommen und glaubte daher, das potenzielle Verbreitungsgebiet für Dauerfrostboden im Raum Lyngen sei größtenteils vergletschert. TOLGENSBAKK & SOLLID (1988) und SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK (1989) kartierten jedoch geomorphologische Permafrost-Indikatoren in Kåfjord, die in den höheren Lagen offenbar noch Dauerfrostboden enthalten. Daß Permafrostboden im Raum Lyngen in wesentlich größerer Verbreitung anzutreffen ist als lange angenommen wurde, läßt nicht nur eine systematische Auswertung der einschlägigen Klimadaten vermuten, sondern auch die überraschend große Anzahl von Permafrostfunden, die bei Grabungsarbeiten mit periglaziärmorphologischer Zielsetzung im Gebiet beobachtet wurde (vgl. MEIER 1999, 2001, 2004). Unter dem Begriff „alpiner Permafrost“ oder „Hochgebirgspermafrost“ werden hier alle Böden, Lockersedimente und anstehenden Gesteine oberhalb der Waldgrenze verstanden, die seit mindestens einem Jahr Temperaturen unter 0 °C aufweisen und / oder dauernd gefroren sind. Der so definierte, an das Hochgebirgsrelief der Skanden geknüpfte alpine Permafrost wird in den Plateaulandschaften Nordfinlands und Ostfinnmarks vom subpolaren Permafrost abgelöst, der an der Eismeerküste bis zum Meeresspiegelniveau hinabreicht und in den Palsamooren seinen sichtbarsten Ausdruck findet (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991, 1996, 2015).

Die den folgenden Ausführungen zugrunde liegenden Kenntnisse basieren auf glaziär- und periglaziärmorphologischen Feldstudien in den Jahren 1984-1989, 1995-2000, 2007 und 2016 mit Detailkartierungen im Nordmannviktal, Moldojokkatal (beide Kåfjord), Veital, Strupskardtal (Nordlyngen) und Ellental (Südlyngen). Sie werden unterbaut durch die Analyse mehrerer Luftbild-Serien aus den Jahren 1952-1998 sowie der Auswertung umfangreicher, teils unveröffentlichter Klimadaten der Wetterstationen des Norwegischen Meteorologischen Instituts (DNMI) und der Kraftwerksgesellschaften. Die relativ lange Zeitspanne der eigenen Feldforschungen gestattet in Verbindung mit älteren Luftbildern sowie historischen Fotos und Berichten aus der Zeit der Jahrhundertwende (19. / 20. Jahrhundert) interessante Einblicke in die glaziäre und periglaziäre Morphodynamik des Gebietes. Die Kartierung des Dauerfrostbodens erfolgte vom Luftbild anhand des Verbreitungsmusters typischer geomorphologischer Permafrost-Indikatoren und der Verbreitung perennierender Schneefelder, der Verteilung und Art der Vegetation sowie anschließender Verifizierung im Gelände durch Grabung oder Bohrung.

2. Physiogeographische Charakteristik der Lyngen-Alpen und des Berglandes von Kåfjord und Storfjord

2.1. Relief

Die noch immer stark vergletscherte, von morphologisch resistenten Gesteinen gebildete Lyngen Halbinsel besitzt ein hochalpines Relief mit spitzen Gipfeln, schmalen Kämmen und Graten, steilen Wänden und Zinnen, tief eingesenkten Karen und Trogtälern, zwischen denen die im Tertiär über 1000 m hoch herausgehobenen, teils gekippten und verstellten Hochflächen nur noch als wenige km² große Reste erhalten sind. 590,47 km² (39,66 %) der Gesamtfläche befinden sich in Höhenlagen von 600-1200 m ü. M., 71,44 km² (4,8 %) noch darüber (vgl. Abb. 2). Dem nordskandinavischen Gletscherinventar (vgl. ÖSTREM, HAAKENSEN & MELANDER 1973) zufolge betrug die vergletscherte Fläche Anfang der 1950er Jahre (Luftbilder 1952-1953) 106,89 km², verteilt auf 142 Gletscher (einige heute existierende Gletscher fehlen), doch hat sich dieses Areal durch Rückschmelzen der meisten Gletscher inzwischen auf 101,72 km² verringert. Im Nordteil der Halbinsel handelt es sich vornehmlich um Tal- und Kargletscher. Die höchst gelegenen Plateaus im Südteil der Lyngen Halbinsel wie Jiehkkevarri (1834 m), Kveita (1751 m), Fugledalsfjell (1686 m) und Balgesvarri (1627 m) tragen Eiskappen, die Hängegletscher in die benachbarten Täler entsenden (vgl. Foto 1). Viele der tiefer gelegenen Tal- und Kargletscher beziehen einen großen Teil ihres Eisnachschiebes aus Schnee-, Firn- und Eislawinen von den höheren, vergletscherten Plateaus. Einige dieser Gletscher erstrecken sich in tief eingeschnittenen Tälern in Schattlagen bis weit ins Tiefland (Stortinddalsbre als regenerierter Gletscher: 230 m ü. M.; Fugledalsbre: 360 m ü. M.).



Foto 1: Blick vom Balsfjord auf das vergletscherte Jiehkkevarri- („Gletscherberg“-) Massiv. Der von einem über 100 m mächtigen „kalten“ Plateaugletscher bedeckte Jiehkkevarri (1834 m ü. M.) ist der höchste Berg der Lyngen Halbinsel und der Provinz Troms. Vom Jiehkkevarri-Plateau erstrecken sich zahlreiche Gletscherzungen, wie die des Sörvestbre, in die benachbarten Täler. 21.9.1994

Die Landschaft östlich des Lyngenfjordes ist weniger stark gekammert. Es dominieren Hochflächen in 800-1000 m Höhe ü. M., die durch verschiedene Trogtäler zergliedert werden. Fast $\frac{3}{4}$ der Gesamtfläche der Gemeinde Kåfjord (ca. 1000 km²) befindet sich in Höhenlagen oberhalb 600 m ü. M. In die Talböden sind zahlreiche, zumeist wassergefüllte Glaziärwannen eingelassen. Die Vergletscherung ist deutlich geringer als auf der Lyngen Halbinsel. Sie konzentriert sich auf die höchsten Plateaus am Ostufer des Lyngenfjordes und Storfjordes. Außer diesen Plateauciskappen existieren kleinere, stark zurückschmelzende Kar- und Talgletscher am Rande der Hochflächen. Wo die Landmasse weniger stark durch Täler zergliedert ist, erstrecken sich weit gespannte Plateaus. Das Binnenland nahe der norwegisch-finnischen Staatsgrenze ist durch unvergletscherte Hochflächen und stärker abgerundete Bergzüge gekennzeichnet. Östlich der Grenze zur Gemeinde Nordreisa vollzieht sich ein allmählicher Übergang zur Vidda-Landschaft.

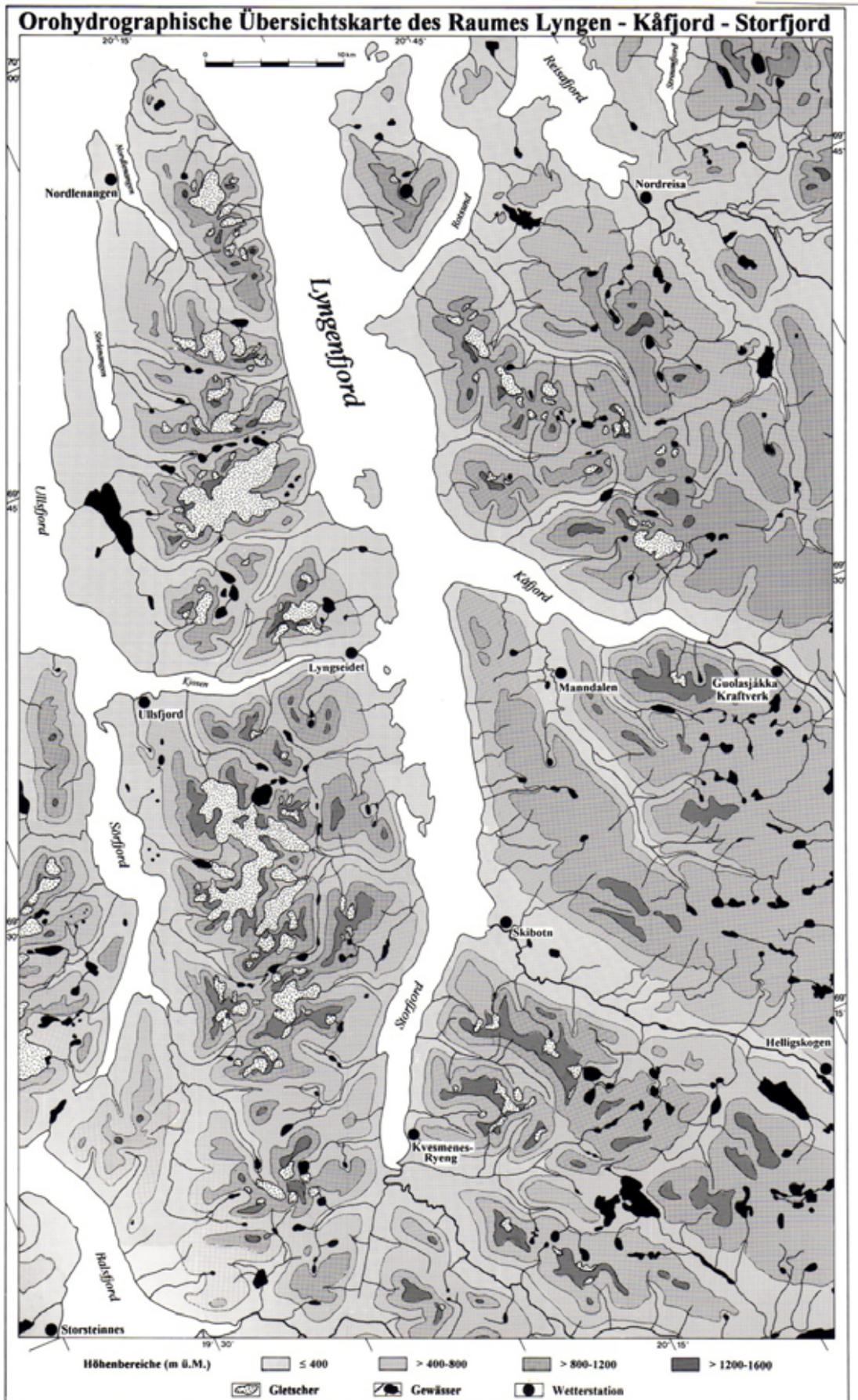
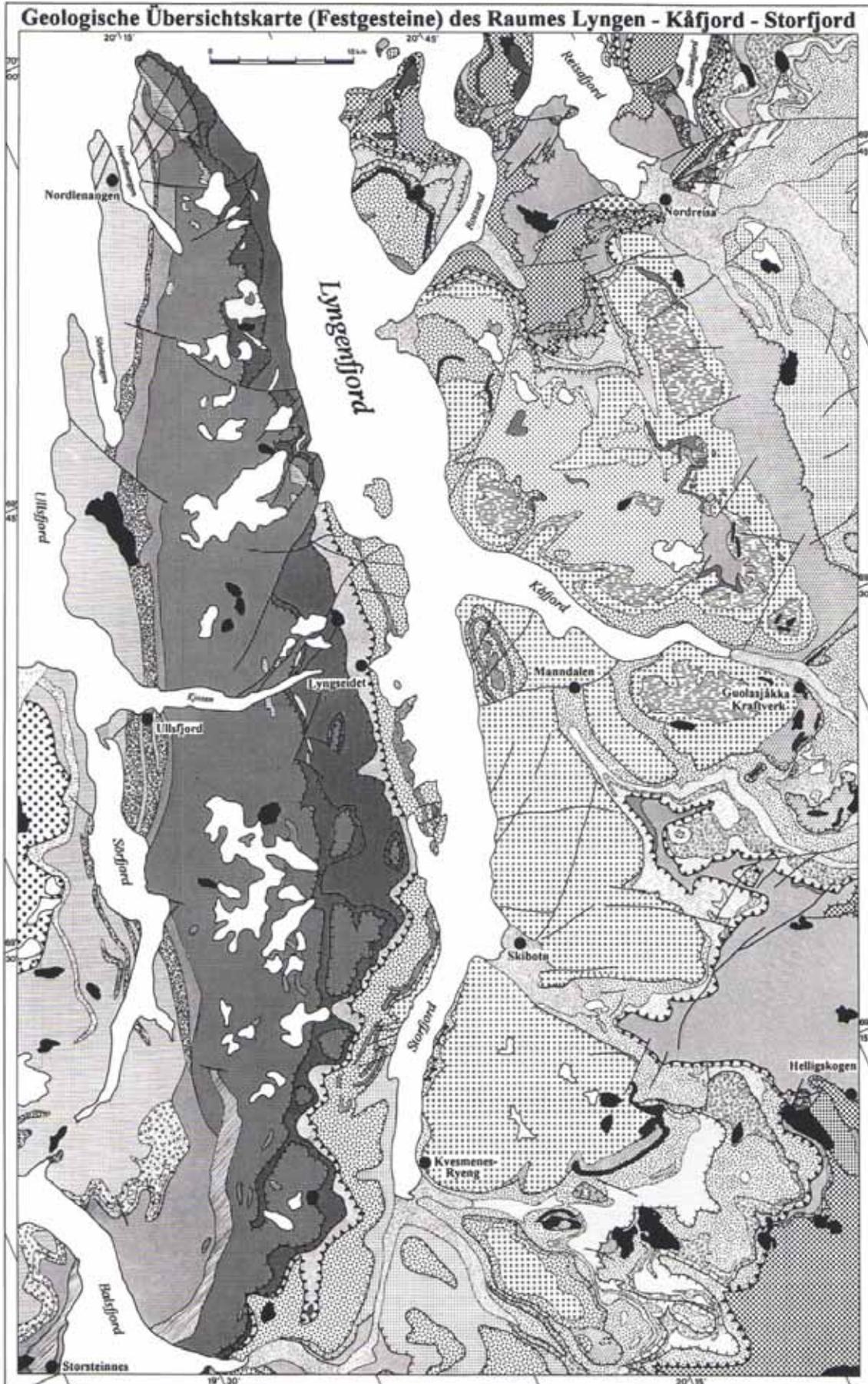


Abb. 2: Orohydrographische Übersichtskarte des Raumes Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)

2.2. Geologisch-tektonischer Bau, Festgesteine

Der geologisch-tektonische Bau der Lyngen Halbinsel und des östlich des Lyngenfjordes und des Storfjordes gelegenen Berglandes wird bestimmt durch die Lage im Kaledonischen Deckenkomplex Nordskandinaviens (vgl. Abb. 3). Gesteine des Fennoskandischen Schildes treten innerhalb des Deckenbaus nur in tektonischen Fenstern zutage (z. B. Sörkjosenfenster). Als die amerikanische Platte im Rahmen der Plattentektonik von Westen gegen die europäische Platte gepresst wurde, entstand eine Vulkankette am Westrand Europas. Die Lyngen-Alpen bilden das größte noch erhaltene Fragment dieser Vulkankette in Norwegen. Die obersten Teile dieser Vulkankette finden sich vornehmlich im südwestlichen Abschnitt der Lyngen Halbinsel, aber es existieren auch Reste im östlichen Abschnitt. Die Relikte belegen, dass einige dieser Vulkanausbrüche unter dem Meeresspiegel stattfanden. Das Vorkommen von „Kissenlava“ ist ein Beweis, dass heiße Lavamassen unter Wasser ausströmten und dadurch rasch abkühlten. Während der Vulkanausbrüche drang das heiße, glutflüssige Magma in Felsspalten nach oben auf. In den meisten Fällen erreichte das Magma nicht die Erdoberfläche, sondern blieb in den Spalten stecken, kühlte ab und bildete Gesteinsgänge innerhalb der umgebenden älteren Felsmassen. Das Gesteinsrückgrat der Lyngen-Alpen besteht aus Gabbro, der sich hauptsächlich aus dem hellen Mineral Plagioklas und den dunklen Mineralen Pyroxen und Amphibol zusammensetzt. Die Minerale machen das Gestein sowohl gegenüber der mechanischen als auch der chemischen Verwitterung resistent. Dies ist eine der Ursachen für die Ausbildung und den Erhalt des typischen Steilreliefs mit scharfen Kämmen und Graten im Bereich der N-S-streichenden Achse der Lyngen Halbinsel im Vergleich zu den mehr abgerundeten Reliefformen an den Flanken, die von weniger verwitterungsresistenten, morphologisch weicheren Gesteinen gebildet werden. An vielen Plätzen in Lyngen ist das Gabbro-Gestein geschichtet, wie z. B. im Vakkas-Gebiet in Nordlyngen. Im Ellental in Südlyngen werden größere Faltenbildungen an den Felswänden dadurch deutlich sichtbar. Bei näherem Hinsehen ist zu erkennen, dass diese Schichtung einen Wechsel in der Anreicherung von hellen und dunklen Mineralen widerspiegelt. Die Wechsellagerung wird durch die Art und Weise der Ablagerung des Materials in der Magmenkammer hervorgerufen. Wenn ein Schub warmer Magma aus dem Erdmantel eintrifft, kristallisieren die dunklen eisen- und magnesiumreichen Minerale zuerst aus. Dies führt dazu, dass sich die chemische Zusammensetzung des Magmas verändert, indem die siliziumreichen Minerale wie Feldspat und Quarz auskristallisieren und helle Lagen bilden. Bei der Ankunft neuen Magmas wiederholt sich dieser Vorgang immer wieder, woraus die charakteristische Schichtung des Gesteins resultiert. An vielen Stellen im Gabbro-Gürtel der Lyngen-Alpen tritt ein Gestein mit auffälliger, charakteristischer braungelber Farbe an die Oberfläche. Solche Gesteinspartien existieren u. a. im Kjosens-Gebiet, im Strupskardtal, in Nordlenangsbotn und in Lyngstuva. Es handelt sich dabei um Gesteinsfragmente aus dem Erdmantel, ultrabasische Gesteine, die als Ultramafite zusammengefasst werden. Sie sind inzwischen zumeist zu Serpentiniten umgewandelt worden. Die Vorkommen dieser Gesteine sind zumeist entlang von Schwächezonen anzutreffen, in denen Material aus dem Erdmantel an die Erdoberfläche gelangen kann. Wenn diese Fragmente mit Wasser reagieren, werden die Minerale in den Gesteinen zu Serpentinmineralen umgewandelt. Gelangen die Gesteine bis an die Erdoberfläche, erhalten sie ihre typische rostbraune Farbe. In den Schwächezonen können auch wässrige Lösungen zirkulieren. Treten diese in Kontakt mit warmem Gestein, können sie den Gabbro aufschmelzen, da das Wasser die Schmelztemperatur des Gesteins senkt. Die neu entstandene Schmelze führt zur Entstehung des Gesteins Tonalit, das an mehreren Plätzen im Gabbro-Gürtel der Lyngen-Alpen anzutreffen ist, häufig in räumlicher Vergesellschaftung mit ultramafischen Gesteinen, u. a. im Kjosens-Tyttebaertal-Gebiet, Rypetal, am Strupgletscher, Vakkas und in Lyngstuva.



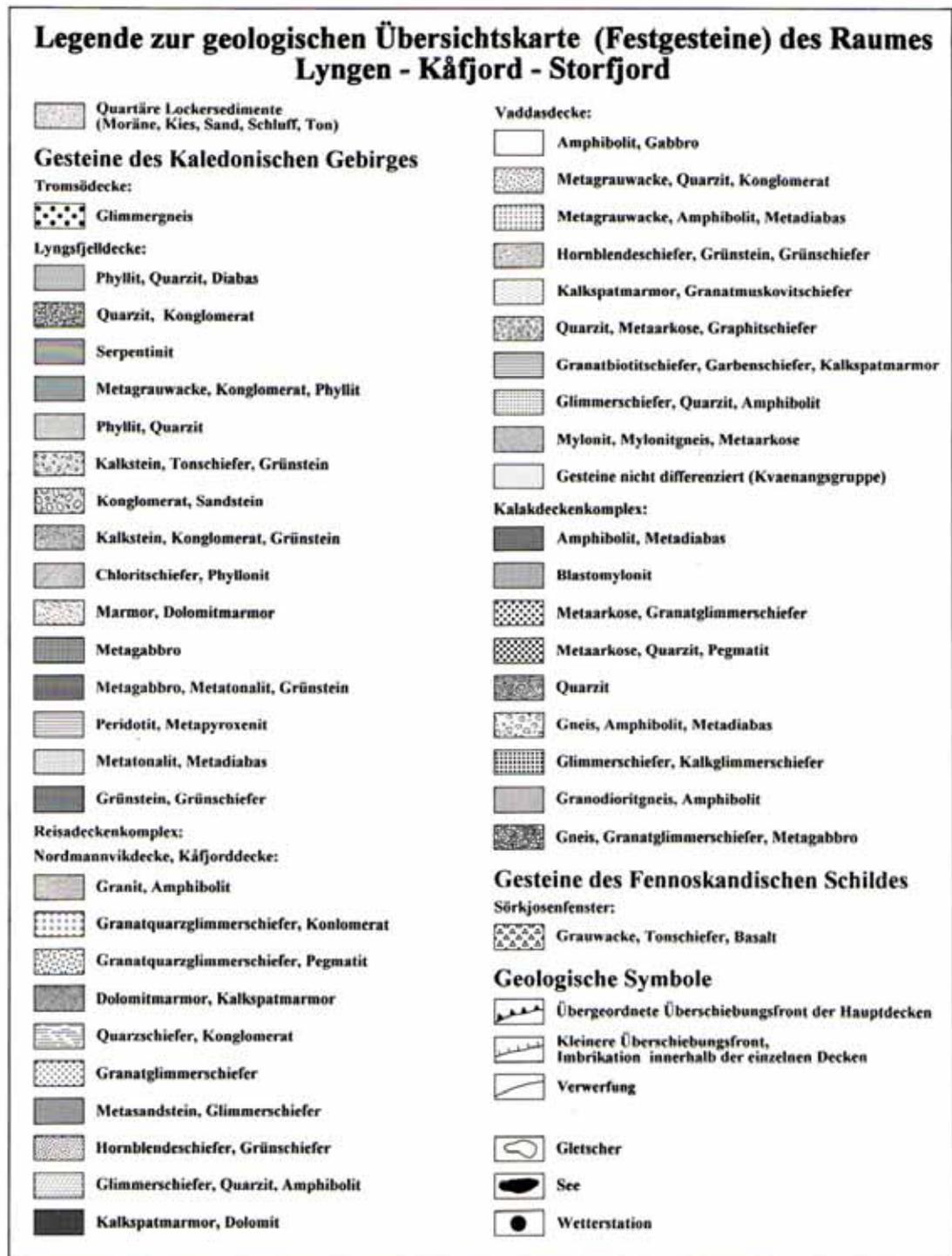


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte (Festgesteine) des Raumes Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)

Auf der Lyngen Halbinsel und im östlich des Lyngenfjordes gelegenen Bergland lassen sich mehrere dem Kaledonischen Deckenbau zugehörige Überschiebungsdecken ausgliedern, die sich in der Zusammensetzung und im Umwandlungsgrad ihrer Gesteine unterscheiden (vgl. FARETH 1983, ZWAAN 1988, ZWAAN, FARETH & GROGAN 1998, SELBEKK 2004). Dabei bilden die Decken des Kalakdeckenkomplexes die untersten Einheiten. Es handelt sich hauptsächlich um umgewandelte Sandsteine, die vom Grundgebirge des Fennoskandischen Schildes abgetragen worden sind. Ferner finden sich weitere Gesteine – Amphibolite, Diabase, Quarzite, (Kalk-) Glimmerschiefer und Gneise – die am Rotsund und Straumfjord, um den Reisafjord sowie im norwegisch-finnischen Grenzgebiet nördlich und

südlich des Rihpojavi anzutreffen sind. Der Kalakdeckenkomplex wird in Nordreisa, Kåfjord und Storfjord vom Reisadeckenkomplex überlagert, der sich aus der Vaddas-, Kåfjord- und Nordmannvikdecke zusammensetzt. Die Gesteine der zuunterst liegenden Vaddasdecke haben ihr Hauptverbreitungsgebiet im Binnenland zu beiden Seiten des Reisa- und des Kåfjordtales sowie im Seengebiet südlich des Skibotntales. Das Gesteinsspektrum umfasst Amphibolite, Quarzite, Konglomerate, Grauwacken, Glimmerschiefer, Kalkspatmarmor und mylonitische Gneise. Der größte Teil der Landmasse von Kåfjord und Storfjord besteht aus Gesteinen der Kåfjorddecke, stark deformierten und umgewandelten Gesteinen, insbesondere Glimmerschiefern, Konglomeraten und Amphiboliten. Gesteine der Nordmannvikdecke bilden das Ostufer des Lyngenfjordes vom Nordnesfjell im Süden bis zur Insel Ulöy im Norden sowie das Westufer des Storfjordes. Es dominieren migmatisierte Glimmerschiefer in Wechsellagerung mit mächtigen Lagen aus Kalkspatmarmor und Dolomit. Der weitaus größte Teil der Lyngen Halbinsel besteht aus Gesteinen der Lyngsfjeldecke, die auf den Reisadeckenkomplex von Nordwesten her aufgeschoben worden ist. Sie umfasst zwei Haupteinheiten: Den magmatischen Komplex (Kaledonische Intrusivgesteine) als Rückgrat der Lyngen-Alpen und die Gesteine der darüber liegenden Balsfjordgruppe. Die 90 km lange, 3-12 km breite Achse der Lyngen Halbinsel bildet der morphologisch harte, ophiolithische Lyngen-Gabbro. Er wird westlich und östlich von weniger resistenten, überwiegend schiefrigen Metasedimenten flankiert. Der zentrale Gabbro-Gürtel beherbergt die höchsten Plateaus und „wildesten“, zerklüfteten Gipfelregionen der Lyngen-Alpen. Die metamorphen Gesteinsschichten zu beiden Seiten des Gabbro-Massivs streichen subparallel zum Gabbro-Kern und zu den großen Fjorden und fallen im allgemeinen nach Westen hin ein. Der Kontakt des stark umgewandelten Gabbros zu den angrenzenden Metasedimenten ist tektonischer Art. Die auffällige Schichtung des Gabbros läßt zahlreiche Deformationen und Verwerfungen erkennen. Typisch sind große, häufig ostwärts überkippte, asymmetrische Falten, deren Achsen vorzugsweise parallel zu den Rändern des Gabbro-Gürtels verlaufen. Der weithin geschichtete obere Lyngen-Ophiolith wird von Grünsteinen und Grünschiefern des unteren Lyngen-Ophioliths unterlagert. Dazwischen befindet sich stellenweise ein Komplex aus vergneistem, teilweise mylonitischem Grünstein sowie verschiedenen Plutoniten wie Metagabbro und Metatonalit, der lokal von Diabasgängen durchschlagen wird. Als ehemaliger Meeresboden wurde das Gestein gefaltet, zerbrochen und über eine Entfernung von über 100 km als Teil der Lyngsfjeldecke an seinen heutigen Platz verfrachtet (vgl. ZWAAN 1988). Die Basis der Überschiebungsdecke wird von Grünschiefern, Amphiboliten, Phylliten und basischen Gneisen gebildet. Sie ruhen auf den am Westufer des Storfjordes anstehenden Gesteinen der Nordmannvikdecke, hauptsächlich migmatisierten Glimmerschiefern in Wechsellagerung mit bis zu 40 m mächtigen Bänken aus Kalkspatmarmor und Dolomit. Westlich und strukturell über dem Lyngen-Ophiolith liegen metamorphisierte ordovizisch-silurische Sedimentgesteine. Zuunterst, diskordant zur Abtragungsfläche des Lyngen-Ophioliths, befindet sich ein Basalkonglomerat aus Bruchstücken der ophiolithischen Gesteine, graphitische und pyritische Phyllite in Wechsellagerung mit Grauwacken und Arkosen sowie Kalksteine und Serpentinlinsen. Darüber folgen Quarzite, Dolomite und Marmor. Das flachwellige Tiefland am Ullsfjord und Sörfjord besteht vornehmlich aus Konglomeraten, Quarziten und Phylliten. Die Gesteinsschichten sind von zahlreichen deformierten Diabasgängen durchsetzt, die als Härtlinge im Landschaftsbild hervortreten. Die ähnlich verwitterungsresistenten Quarzite bilden zwischen dem Kjosenfjord und dem Jaegervatn eine Reihe charakteristischer Rundhöcker (vgl. MEIER 2004).

2.3. Lockersedimente

Die Festgesteine des Kaledonischen Deckenbaus (und des Fennoskandischen Schildes in wenigen kleineren tektonischen Fenstern) sind weithin von einer Lockermaterialdecke aus Verwitterungsschutt, glaziären, glazifluvialen, fluvialen oder marinen Ablagerungen bedeckt. Eine zusammenhängende Lockersedimentdecke (Mächtigkeit >1m) findet sich vornehmlich am Grunde der tief eingeschnittenen Täler, im Vorfeld der rezenten Gletscher sowie im ehemals überfluteten küstennahen Tiefland (vgl. Abb. 4). Die von der N-S- verlaufenden zentralen Achse der Lyngen Halbinsel zum Ullsfjord und Lyngenfjord entwässernden, präglazial angelegten, durch die pleistozänen Gletscher trogförmig ausgeräumten Täler weisen vor allem in ihren Unterläufen mächtige, stellenweise terrassierte Schotter- und Kiesfüllungen auf. Im Unterschied zu den inzwischen gletscherfreien Tälern zeichnen sich die Täler mit rezenter Gletscheranbin-

dung oftmals durch eine breite Talsohle aus, auf der die Gletscherbäche infolge ihrer hohen Sedimentbelastung bei zugleich geringem Gefälle als Pendelflüsse ständig ihren Lauf verlegen. „Sander“ mit solchen typischen anastomosierenden Pendelflächen sind im Vorfeld vieler großer Talgletscher anzutreffen, etwa am Fornesbre (Fornesbotn) und Sydbre / Midtbre / Vestbre (Dalbotn) (vgl. MEIER 2004). Die sanft bis mäßig steil geböschten Unterhänge der Trogtäler tragen vielfach eine dünne Lage aus Grundmoränenmaterial und / oder Verwitterungsschutt, die sich aufgrund der starken Durchfeuchtung als Folge des niederschlagsreichen Klimas an vielen Stellen, insbesondere in den westlich und nordwestlich orientierten Tälern in Nordlyngen, gelisolifluidal talwärts bewegt. Unter den weit verbreiteten nackten Felswänden und Steilhängen konnten sich seit der Deglaziation durch überwiegend frostbedingte Verwitterung und gravitative Abtragungsvorgänge Sturzschutthalden und -kegel entwickeln, die in einigen Tälern Höhen von über 100 m erreichen. Die hohen, nicht von Eisfeldern oder -kappen bedeckten Plateaus sind von Blockfeldern aus in situ gebildetem Schutt überzogen. Außer diesen autochthonen Gipfelblockfeldern existieren in zahlreichen Hochtälern und Becken, wie z. B. im oberen Strupskardtal und im Seengebiet im obersten Tyttebaertal, auch allochthone Blockfelder, denen eine frostdynamische Sortierung von kantengerundetem Moränenmaterial in Gestalt einer oberflächlichen Grobmaterialanreicherung zugrunde liegt (vgl. MEIER 2001). Im jüngst vom Gletschereis freigegebenen Terrain tritt häufig der nackte, glatt geschliffene Fels zutage, der stellenweise eine Blockstreu tragen kann, wie vor den rasch zurückschmelzenden Gletscherzungen von Koppangsbre und Strupbre. Mächtige End- und Seitenmoränen, nicht selten mit Gletschereiskern, markieren ehemalige Gletscherstände der lokalen Tal- oder Kargletscher. Entlang der Fjordufer sind Lateralmoränen erhalten, die sich über größere Distanzen verfolgen lassen und, bei unterschiedlicher Höhenlage ü. M., Gletscherstände des zurückschmelzenden weichselzeitlichen Inlandeises indizieren (vgl. TOLGENSBAKK & SOLLID 1988, CORNER 2004). Ferner existieren morphologisch ähnliche, genetisch aber unterschiedliche Grobschuttablagerungen an den Fjord- und Trogtalhängen, wie z. B. Bergsturzmassen, Blockgletscher und Schneeschuttwälle. Auf den isostatisch gehobenen Meeresterrassen haben sich seit der Deglaziation an einigen Stellen kleinere Moore entwickeln können, die Torfmächtigkeiten bis zu 2 m erreichen können, wie am Botnelv in Sörleangbotn.

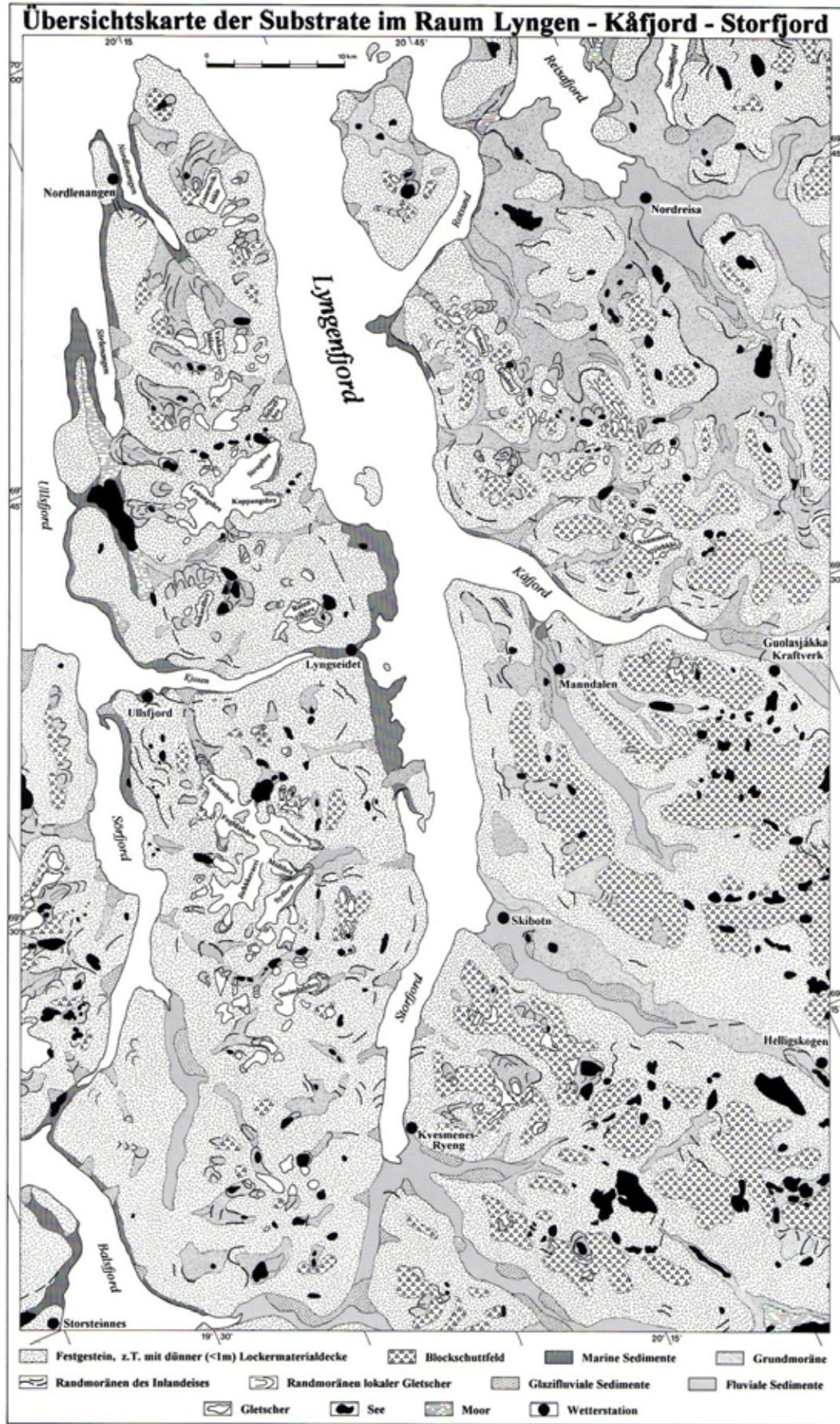


Abb. 4: Übersichtskarte der Substrate im Raum Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)

Die Landschaft am Ostufer des Storfjordes ist durch Plateaus mit tief eingesenkten kurzen Trogtälern gekennzeichnet. Als Akkumulationsformen der eiszeitlichen Gletscher finden sich an den Ausmündungen der Trogtäler End- und Seitenmoränenwälle, kleinere Osrücken, Kamesterrassen und glazifluviale Deltas. Die mittleren und oberen Talabschnitte der Trogtäler werden häufig von mächtigen Endmoränenwällen gequert, die sich als Seitenmoränen an den Talflanken fortsetzen. Die Moränen treten einzeln oder gestaffelt auf; mitunter bilden sie auch eine unüberschaubare Anhäufung von Wällen und Hügeln mit eingeschalteten Senken. Eindrucksvolle Beispiele für derartige Moränen finden sich u. a. im Elsnestal und Bergstal. Die Talböden bestehen zumeist aus mächtigen glaziären, glazifluvialen und fluvialen Ablagerungen. Die Unterhänge der Talflanken sind von einem Gemisch aus Grundmoräne und Verwitterungsschutt, Lawinen- und Schwemmfächer-Ablagerungen, Sturzschutt sowie Bergsturz- und Rutschungsmaterial bedeckt. Die felsigen, teils schrofigen Oberhänge tragen häufig einen dünnen Schleier aus Verwitterungsschutt. Die über 1000 m hohen Plateaus sind in der Regel von weit gespannten Blockfeldern bedeckt, in denen das anstehende Festgestein nur selten zutage tritt. Auffällig ist das Fehlen von moränischen Ablagerungen im Umkreis der rezenten Plateaugletscher-Reste. Als Folge des am Ostufer des Storfjordes vorherrschenden Steilreliefs konzentriert sich die Verbreitung mariner Ablagerungen auf einen sehr schmalen Küstenstreifen sowie wenige Verflachungen im Mündungsbereich der großen Trogtäler (Skibotntal, Elsnestal, Bergstal, Kittal). Auch Torfablagerungen besitzen in der Plateaulandschaft nordwestlich des Nuortavagge-Tales nur eine geringe Verbreitung; größere Moor- und Sumpfgebiete finden sich nur im unteren Skibotntal sowie im oberen Elsnestal. Östlich des Nuortavagge ist hingegen eine Vielzahl vermoorter Geländedepressionen anzutreffen, vorzugsweise im Umkreis der zahlreichen Seen.

2.4. Klima

Das Klima der Lyngen-Alpen und des östlich des Lyngenfjordes gelegenen Berglandes von Kåfjord und Storfjord wird geprägt durch die Lage in der Westwindzone, die kleinräumig wechselnden orographischen und hypsometrischen Gegebenheiten sowie das Zusammenspiel maritimer und kontinentaler Einflüsse. Ein Ausläufer des Golfstromes hält die Fjorde mit Ausnahme der inneren, abgeschnürten Buchten ganzjährig eisfrei und beschert dem Gebiet ein für die hohe Breitenlage ungewöhnlich mildes Klima, das sich aufgrund der Küstennähe und erheblichen Vertikalerstreckung durch häufige Bewölkung und relativ hohe Niederschläge auszeichnet. Der polwärtige planetarische Klimawandel wird durch den Gegensatz zwischen dem stärker maritim geprägten Teil des Gebietes (Nordlyngen) und dem stärker kontinental getönten Teil im Südosten (Wurzel der Lyngen Halbinsel, Bergland zwischen Lyngenfjord / Storfjord und norwegisch-finnischer Grenze) überprägt. An den Fjorden herrscht in Meeresspiegelnähe ein Df-Klima mit positiver Jahresmitteltemperatur, milden Wintern und kühlen Sommern, während das Binnenland nahe der finnischen Grenze ein Df-Klima mit negativer Jahresmitteltemperatur, strengen Wintern und mäßig warmen Sommern aufweist. Die Hochlagen der Lyngen-Alpen und des Berglandes östlich des Lyngenfjordes sind durch ein ET-Klima ohne Sommer im meteorologischen Sinne gekennzeichnet (vgl. MEIER 1999, 2001, 2004). Die exakten Klimaverhältnisse in den verschiedenen Teilgebieten und Höhenlagen lassen sich mangels Klimadaten, insbesondere Temperaturdaten, nur grob abschätzen. Die wenigen Wetterstationen befinden sich mit Ausnahme der Station Helligskogen im Skibotntal alle im küstennahen Tiefland und verfügen nur über relativ kurze, diskontinuierliche Meßreihen. Für die Absicherung der klimatischen Verhältnisse wird daher auch Datenmaterial von Wetterstationen aus der Umgebung des Raumes Lyngen herangezogen (z. B. Tromsø, Nordreisa, Kilpisjärvi).

Die Jahresmitteltemperatur (1961-1990) betrug an den Fjorden in Meeresspiegelhöhe 2-3 °C, wobei die höchsten Werte am äußeren Ullsfjord und Lyngenfjord und die niedrigsten Werte am inneren Balsfjord und Storfjord zu verzeichnen sind (vgl. Tab. 1). Mit zunehmender Kontinentalität und Höhenlage über dem Meeresspiegel (Kilpisjärvi: 478 m ü. M.: -2,6 °C) nimmt die Jahresmitteltemperatur ab. Die Amplitude zwischen dem wärmsten und dem kältesten Monatsmittel (Jahresschwankung) lag zwischen 15 und 25 °C (vgl. Tab. 2). Die größte Differenz wurde im kontinentaler getönten Bergland bei Kilpisjärvi ermittelt. Berechnet man die Mitteltemperaturen in den Hochlagen mittels Extrapolation der Daten nahe gelegener Tieflandsstationen (Gradient: 0,53 °C / 100 m), ergeben sich erstaunlich niedrige Jahresmitteltemperaturen, z. B. für die Gipfellagen der Lyngen-Alpen (Jiehkkevarri, Kveita, Fugledalsfjell, Balgesvarri) Werte um

-7 °C, für die höchsten Plateaus im Bergland von Storfjord (z. B. Gihccejehkki, Didnojehkki) Werte um -6 °C. Da der vertikale Temperaturgradient oberhalb der Waldgrenze offenbar deutlich zunimmt, können die Jahresmitteltemperaturen sogar noch tiefer liegen. Darauf deuten Temperaturdaten aus verschiedenen Höhenstufen am Adjit (1408 m) bei Skibotn. Dort betrug die Jahresmitteltemperatur nach Messungen von MOOK & VORREN (1996) in 1110 m Höhe ü. M. bereits -5,8 °C (330 m: 1,7 °C; 567 m: 0,7 °C; 915 m: -2,6 °C). Die mittlere jährliche Kältesumme als wichtiger Indikator der Schärfe des Frostregimes beläuft sich an den Fjorden auf -400 °C bis -900 °C, in der binnenländischen Plateaulandschaft auf -2000 °C bis -2100 °C (Kilpisjärvi: -2039 °C, vgl. MEIER 1999). Die mittlere jährliche Wärmesumme beträgt an den Fjordufeln 1400 °C bis 1600 °C, im Binnenland 1100 °C bis 1200 °C (Kilpisjärvi: 1116 °C). Entsprechend ist die mittlere jährliche Wärmebilanzsumme in der Fjordregion deutlich positiv, auf den binnenländischen Plateaus hingegen deutlich negativ. Auch die absoluten Minimumtemperaturen beider Gebiete unterscheiden sich erheblich: Treten an den Fjorden kaum Temperaturen unter -30 °C auf, so wurden an der finnischen Grenze bei Kilpisjärvi Temperaturen bis -47,2 °C gemessen. Die mittlere Anzahl von Frosttagen im Jahr (vgl. Tab. 3) erhöht sich von 170-200 an den Fjorden (80-105 Eistage) bis auf 240-260 auf den binnenländischen Plateaus (150-160 Eistage). Auch die jährliche Anzahl von Frosttagen mit Minimumtemperaturen <-10 °C ist mit ca. 125 (Kilpisjärvi) gegenüber 60-80 (Skibotn, Kvesmenes-Ryeng; Lyngseidet: 26) im Binnenland wesentlich höher als im Fjordbereich.

Tab. 1: Mittlere Monats- und Jahresmitteltemperaturen (°C) im Raum Lyngen und Umgebung.

Station	Meßperiode	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Kilpisjärvi	1961-1990	-14,6	-13,1	-10,1	-4,8	1,5	7,5	10,6	9,1	4,4	-1,1	-7,8	-12,5	-2,6
	1991-2010	-11,7	-12,7	-8,8	-3,7	2,1	7,7	11,5	10,0	5,2	-0,8	-7,3	-10,7	-1,6
Kvesmenes-Ryeng	1966-1988	-8,1	-7,2	-4,1	0,1	5,7	10,3	13,1	11,3	6,5	1,6	-3,1	-6,0	1,7
	1965-1975	-4,2	-4,8	-2,2	0,7	4,8	10,1	12,5	11,3	7,6	2,6	-0,9	-2,8	2,9
Mestervik	1965-1974	-5,8	-6,6	-3,0	0,6	5,2	11,4	13,2	11,9	7,3	1,8	-2,1	-3,7	2,5
Nord-Lenangen	1970-1973	-1,9	-4,4	-2,4	-0,1	4,6	10,2	12,5	10,9	6,6	2,9	-1,8	-1,0	3,0
Nordreisa/Sörkjosen	1961-1990	-8,0	-7,4	-4,6	0,0	5,1	9,7	12,6	11,3	6,8	1,6	-3,5	-6,6	1,4
	1991-2015	-6,2	-6,4	-3,4	0,9	5,8	10,1	13,1	11,9	7,7	1,8	-2,7	-5,0	2,3
Oteren	1991-2002	-5,4	-6,8	-3,8	0,5	5,7	10,9	13,2	12,2	7,4	1,7	-3,3	-5,6	2,2
Skibotn	1948-1960	-5,8	-5,7	-2,5	1,2	5,5	9,9	13,6	12,0	7,9	2,8	-1,5	-4,1	2,8
	1961-1990	-7,0	-5,9	-3,6	0,9	6,1	10,4	12,9	11,8	7,2	2,7	-2,3	-5,5	2,3
Tromsø	1991-2015	-4,9	-5,6	-3,1	1,9	6,6	11,0	13,8	12,5	8,2	2,7	-1,6	-3,8	3,1
	1873-1900	-3,0	-3,4	-3,2	0,0	4,1	8,4	11,0	10,3	7,1	2,6	-0,5	-2,6	2,6
Tromsø	1901-1930	-2,9	-3,7	-2,4	0,4	4,2	8,7	11,7	11,2	7,1	2,2	-0,9	-2,8	2,7
	1931-1960	-3,3	-4,0	-2,7	0,3	4,0	8,8	12,3	11,1	7,3	3,1	-0,1	-1,9	2,9
	1961-1990	-4,4	-4,2	-2,7	0,2	4,6	9,0	11,6	10,6	6,7	2,7	-1,1	-3,3	2,5
	1991-2015	-2,7	-3,1	-1,7	1,3	5,6	9,4	12,1	11,3	7,7	3,2	0,3	-1,6	3,5

Berechnet nach teilweise unveröffentlichten Daten des DNMI (2016) und des SIL (2011)

Tab. 2: Ausgewählte Temperaturdaten (°C) im Raum Lyngen und Umgebung

Station	Meßperiode	Mitteltemp. wärmster Monat	Mitteltemp. kältester Monat	Jahres-Schwankung	Frostintensität pro Jahr	Wärmesumme pro Jahr	Kältesumme pro Jahr	Wärmebilanzsumme pro Jahr
Kilpisjärvi	1961-1990	10,6	-14,6	25,2	-7,8	1028	-1955	-927
	1991-2010	11,5	-12,7	24,2	-6,8	1134	-1698	-564
Kvesmenes-Ryeng	1966-1988	13,1	-8,1	21,2	-4,1	1523	-814	709
	1965-1975	12,5	-4,8	17,3	-2,7	1575	-467	1108
Mestervik	1965-1974	13,2	-6,6	19,8	-3,7	1574	-635	939
Nord-Lenangen	1970-1973	12,5	-4,4	16,9	-2,1	1425	-380	1045
Nordreisa/Sörkjos.	1961-1990	12,6	-8,0	20,6	-4,6	1442	-903	539
	1991-2015	13,1	-6,4	19,5	-3,7	1572	-713	859
Oteren	1991-2002	13,2	-6,8	20,0	-3,8	1581	-748	833
Skibotn	1948-1960	13,6	-5,8	19,4	-3,2	1621	-589	1032
	1961-1990	12,9	-7,0	19,9	-3,7	1594	-733	861
Tromsø	1991-2015	13,8	-5,6	19,4	-3,0	1737	-571	1166
	1873-1900	11,0	-3,4	14,4	-2,1	1333	-383	950
Tromsø	1901-1930	11,7	-3,7	15,4	-2,1	1394	-382	1012
	1931-1960	12,3	-4,0	16,3	-2,0	1438	-360	1078
	1961-1990	11,6	-4,4	16,0	-2,7	1292	-473	819
	1991-2015	12,1	-3,1	15,2	-1,6	1559	-273	1286

Berechnet nach teilweise unveröffentlichten Daten des DNMI (2016) und des SIL (2011)

Tab. 3: Mittlere Jahressummen von Tagen mit ausgewählten Klimaparametern im Raum Lyngen und Umgebung

Station	Meßperiode	Frosttage	Frosttage min. <-10 °C	Frostwechsel-tage	Eistage	Regentage	Schneetage	Tage mit Schneedecke	Tage mit Windstärken >6
Kilpisjärvi	1961-1990	ca. 250	ca. 125	ca. 95	ca. 155	-	ca. 150	ca. 225	-
Kvesmenes-Ryeng	1966-1989	197	82	94	103	114	87	155	12
Lyngseidet	1965-1975	173	26	85	88	114	95	185	28
Nord-Lenangen	1970-1973	179	18	101	78	127	114	186	42
Nordreisa	1961-1990	196	77	91	105	103	81	201	13
Skibotn	1961-1990	189	61	89	100	98	66	147	5
Tromsø	1961-1990	174	23	80	94	129	95	200	5

Berechnet nach teilweise unveröffentlichten Daten des DNMI (1998)

Aufgrund der größeren Anzahl von Niederschlagsmeßstationen (des DNMI und von Kraftwerk-Gesellschaften in Kåfjord und Storfjord) läßt sich die Niederschlagsverteilung im Gebiet besser abschätzen als die Temperaturverteilung. Auffällig ist eine deutliche Differenzierung der Niederschlagsmenge infolge des Kontinentalitätsgradienten und der orographischen Verhältnisse. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge nimmt von der Nordspitze der Lyngen Halbinsel zur Wurzel hin ab. Zugleich ist ein deutlicher Gradient in westöstlicher Richtung festzustellen, verursacht durch das sich mauerartig in N-S-Richtung über den Lyngen- und Storfjord sowie die südöstlich anschließenden Plateaus erhebende Rückgrat der Lyngen Halbinsel (vgl. Tab. 4, Abb. 5). Von 1020 mm im Jahr (Karlsøy) nahe der Nordspitze der Halbinsel verringert sich die Niederschlagsmenge in südlicher Richtung über 882 mm am inneren Ullsfjord bis auf 770 mm am inneren Balsfjord. Der West-Ost-Gradient ist noch deutlicher: Von 1030 mm pro Jahr in Tromsø nimmt die Niederschlagsmenge über knapp 900 mm am Ullsfjord bis auf 634 mm in Lyngseidet auf der Landzunge zwischen Kjosens- und Lyngenfjord ab. Im Regenschatten der Lyngen-Alpen fallen am Kåfjord 500-550 mm Niederschlag, am inneren Storfjord 605 mm und im unteren Skibotntal nur noch 400 mm Niederschlag im Jahr. Im oberen Skibotntal und im Raum Kilpisjärvi ist mit einer jährlichen Niederschlagsmenge von 410-460 mm zu rechnen. Da mit zunehmender Höhe infolge Advektion die Niederschläge zunehmen, dürfte das Niederschlagsmaximum in den Gipfellen der Lyngen Halbinsel 2000 mm im Jahr überschreiten, was sich u. a. in der noch immer starken Plateauvergletscherung im Jiehkkvarri-Gebiet widerspiegelt (vgl. MEIER 2004). Die Niederschlagsverteilung läßt Maxima im Herbst und Winter erkennen, die in der Fjordregion am ausgeprägtesten sind. Entsprechend ist die Schneedeckenmächtigkeit im Fjordgebiet weit größer als im Landesinneren, die Dauer der Schneedecke jedoch oftmals kürzer, was auf die häufige Advektion warmer Luftmassen aus südlichen Breiten zurückzuführen ist. So verzeichnen Tromsø 200, die Stationen am Storfjord 155-185 und Kilpisjärvi über 220 Schneedeckentage im Jahr. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Schneedeckenhöhe kleinräumig stark variieren kann.

Tab. 4a: Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (mm) im Raum Lyngen und Umgebung

Station	Meßperiode	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Guolasjåka-Kraftv.	1983-1990	52	42	32	25	20	32	50	51	39	54	51	52	500
Grunnfjord-Stakken	1971-1990	90	89	70	60	54	63	68	76	101	135	104	110	1020
	1991-2015	92	72	79	62	53	46	50	67	103	128	82	94	928
Helligskogen Fjell.	1913-1930	28	21	26	20	19	41	37	44	47	34	26	26	369
	1931-1960	35	34	27	19	21	37	52	44	39	33	28	35	404
Helligskogen Milit.	1977-1993	52	39	21	20	26	32	59	44	37	44	37	48	459
	1961-1990	37	29	19	17	23	39	65	49	40	41	37	34	430
Kilpisjärvi	1961-1990	34	29	22	17	21	37	63	48	37	39	33	33	413
	1991-2010	56	38	35	30	30	47	72	47	36	41	34	50	516
Kvesmenes-Ryeng	1966-1988	50	47	31	31	24	47	61	71	52	83	56	52	605
Lyngseidet	1901-1930	58	40	35	30	25	33	40	42	76	69	50	43	541
	1931-1960	68	59	55	34	35	39	40	53	70	69	54	61	637
	1961-1990	61	58	42	35	25	40	55	57	54	78	62	67	634
	1991-2015	64	46	50	28	27	36	42	55	55	63	42	55	563
Mandalen	1972-2001	60	42	32	24	25	35	51	58	44	62	49	55	537
Mestervik	1965-1990	75	64	55	52	38	54	70	83	80	92	84	82	829
Nord-Lenangen	1970-1973	81	58	71	43	36	36	77	116	113	132	95	91	949
Nordreisa/Sörkjosen	1901-1930	56	43	33	31	27	36	45	42	65	68	45	44	535
	1931-1960	49	46	48	31	38	35	49	54	75	60	44	46	575
	1961-1990	59	50	42	34	34	47	60	64	62	80	64	67	663
	1991-2015	74	64	64	42	42	48	55	70	78	100	72	79	788

Berechnet nach teilweise unveröffentlichten Daten des DNMI (2016) und des SIL (2011)

Tab. 4b: Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (mm) im Raum Lyngen und Umgebung

Station	Meßperiode	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Oteren	1991-2002	158	88	78	48	55	79	101	95	115	80	104	104	1051
Skibotn	1948-1960	34	23	31	17	19	32	33	39	37	31	21	18	335
	1961-1990	38	36	18	15	19	26	43	42	35	53	38	38	401
	1991-2015	51	34	38	23	21	31	48	48	45	50	36	44	469
Skjervøy/Kobbepol.	1961-1987	82	81	64	54	45	54	58	74	72	111	92	88	875
	1991-2015	137	113	120	87	78	72	77	95	141	178	120	150	1368
Storsteinnes Balsfj.	1945-1960	76	56	76	50	44	50	53	60	85	96	58	53	757
	1961-1990	71	67	49	46	34	50	67	68	74	94	75	75	770
	1991-2009	105	77	62	48	50	45	70	74	92	91	63	96	873
Tennes i Balsfjord	1912-1930	74	61	60	44	34	44	51	54	97	76	67	46	708
	1931-1943	76	80	66	39	48	46	49	76	99	74	79	101	833
Tromsø	1873-1900	105	103	87	60	43	52	61	81	110	102	115	101	1020
	1901-1930	110	96	75	58	51	55	59	59	128	127	95	92	1005
	1931-1960	97	79	91	65	61	59	56	80	109	115	88	94	994
	1961-1990	95	86	72	64	48	59	77	82	102	131	108	106	1030
	1991-2015	99	92	87	60	53	49	62	73	105	130	93	104	1007
Ullsfjord /Holmbukt	1923-1930	106	58	94	48	29	48	60	58	87	79	63	79	809
	1931-1960	90	67	77	48	51	50	53	66	95	95	77	84	853
	1961-1990	83	82	59	54	38	53	62	71	81	113	92	94	882
	1991-2015	114	88	87	59	46	48	64	76	87	110	76	103	958

Berechnet nach teilweise unveröffentlichten Daten des DNMI (2016) und des SIL (2011)

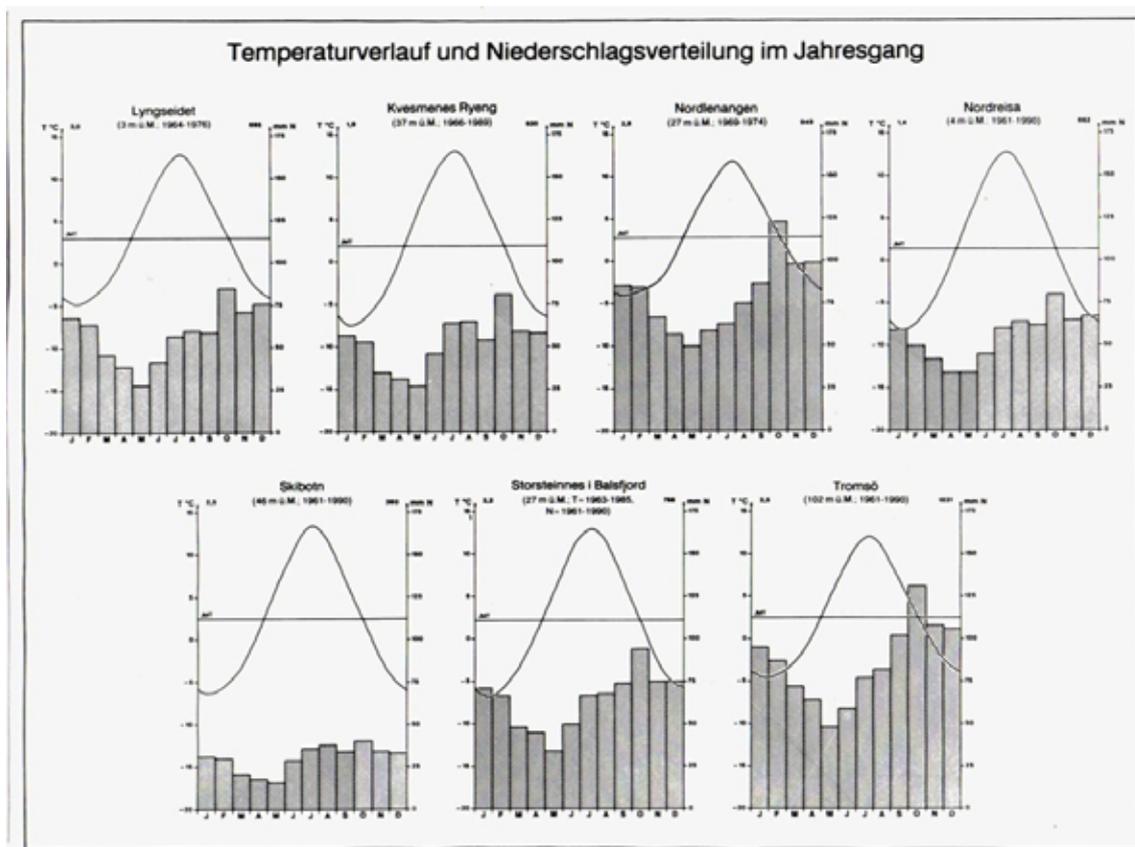


Abb. 5: Temperaturverlauf und Niederschlagsverteilung im Jahresgang im Raum Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)

Ein Vergleich der Monats- und Jahresmitteltemperaturen zwischen der Normalperiode 1961-1990 und dem Zeitraum 1991-2015 zeigt bei den längerfristig arbeitenden Wetterstationen (Kilpisjärvi, Nordreisa / Sörkjosen, Skibotn, Tromsø) einen markanten Anstieg der Temperaturwerte seit Beginn der 1990er Jahre, bei den Jahresmitteltemperaturen in der Größenordnung von 0,8-1,0 °C. Die mittleren jährlichen Kältesummen haben sich gleichlaufend verringert, während sich die Wärmesummen erhöht haben. Die im küstennahen Tiefland gelegenen Stationen verzeichnen wie während der Normalperiode eine positive mittlere jährliche Wärmebilanzsumme; nur die im kontinentaler getönten, höher gelegenen Binnenland arbeitende Wetterstation Kilpisjärvi weist eine negative mittlere Wärmebilanzsumme auf, die aber für den Zeitraum 1991-2010 weniger negativ ausfällt als für die Normalperiode (vgl. MEIER 2015). Der sich gegenwärtig offensichtlich vollziehende Klimawandel spiegelt sich auch in den mittleren monatlichen und jährlichen

Niederschlagsmengen der meisten Wetterstationen wider. Im Vergleich zur Normalperiode ist eine Zunahme der Niederschlagssummen im Verlauf der letzten 25 Jahre charakteristisch. Diese fällt bei den verschiedenen Wetterstationen unterschiedlich hoch aus, was außer auf den unterschiedlichen Maritimitäts- / Kontinentalitätsgrad vor allem auf lokale topographisch-orographische Effekte zurückzuführen ist. Mehrere Wetterstationen verzeichnen auch eine zumeist geringfügige Abnahme der Niederschlagsmengen seit Beginn der 1990er Jahre, möglicherweise eine Folge von kleinräumigen Verlegungen der Stationen, Automatisierung oder anderen Veränderungen der Meßapparaturen. Die Erhöhung der Niederschlagsmengen betrifft nahezu alle Monate, aber besonders die Wintermonate, was eine Zunahme der winterlichen Schneemengen zur Folge hat. Dies hat, im Zusammenspiel mit der gleichlaufenden Temperaturerhöhung, insbesondere im Sommer, weit reichende Konsequenzen für den Massenhaushalt der zahlreichen, überwiegend kleinen Gletscher sowie für das Temperaturregime der Böden und Substrate, insbesondere in den von „warmem“ Permafrostboden unterlagerten Gebieten.

2.5. Vegetation

Die Vegetation der Lyngen Halbinsel und des Berglandes östlich des Lyngen- / Storfjordes wird bestimmt durch die hohe Breitenlage sowie die orographischen, hypsometrischen, hydrologischen und edaphischen Gegebenheiten. Begünstigt durch den klimamildernden Einfluß des Golfstromes dringt der Birken- und Kiefernwald an den Fjorden bis über 70 °N vor (vgl. Abb. 6). Die von *Betula pubescens* ssp. *tortuosa* (Moorbirke) gebildete (obere) Waldgrenze ist im Raum Lyngen eine rein vertikale Erscheinung, da sie das Meeresspiegelniveau nicht erreicht. Sie spiegelt als Höhengrenze den mit der Höhenlage zunehmenden Wärmemangel wider. Gleichsinnig mit der zunehmenden Kontinentalität des Klimacharakters steigt sie von rund 200 m ü. M. an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel bis auf 550-600 m ü. M. im Binnenland an (vgl. MEIER 1999). Aufgrund der erheblichen Vertikalerstreckung des Gebirges lassen sich 5 verschiedene Vegetationszonen und Vegetationshöhenstufen ausgliedern. In den Tieflagen am Ufer der Fjorde finden sich in geschützten Lagen Reste des mittelborealen Nadelwaldes, der durch *Pinus sylvestris* (Waldkiefer) geprägt ist. Im trockenen unteren Skibotntal erstreckt sich der Nadelwald bis in Höhenlagen von bis zu 330 m ü. M. Bei sämtlichen Kiefernwäldern handelt es sich um isolierte Vorkommen jenseits der geschlossenen polaren Kiefernwaldgrenze (vgl. MOEN 1999). Diese Kiefernwaldexklaven enthalten teilweise sehr alte Bäume, wie z. B. an der Ausmündung des Tyttebaertals am Kjosensfjord. Die Waldgrenze zeigt am Westrand der Lyngen-Alpen von 200 m ü. M. in Nordlenangen über 230 m ü. M. in Sörlenangen, 300 m ü. M. am Jaegervatn-See und 350 m ü. M. in der Lakselv-Bucht bis auf 450 m ü. M. am inneren Balsfjord an, wobei die höchste Lage an W- und S-exponierten Hängen zu beobachten ist. Die steile Ostküste nördlich der Koppangs-Bucht ist nur stellenweise bewaldet, doch reicht der Birkenwald in geschützten Tälern und Buchten (Austre Reindalen, Strupen) bis in Höhen von knapp 400 m ü. M. Südlich davon ist ein Anstieg des Birkenwaldes bis auf rund 500 m ü. M. am Südennde des Storfjordes zu verzeichnen. Die Steilhänge am Ostufer des Lyngenfjordes und am Kåfjord sind bis in Höhenlagen von 400-450 m ü. M. bewaldet, die Plateauhänge am Storfjord stellenweise bis in 500 m ü. M. Die Waldgrenze steigt landeinwärts mit Zunahme der thermischen und hygri-schen Kontinentalität Richtung norwegisch-finnische Grenze bis auf 600 m ü. M. am Rihpojavi-Stausee an. Sie ist in S- und SW-exponierten Lagen häufig 50-100 m höher gelegen als in N- und NE-Auslagen. In der Baumschicht der Birkenwälder wachsen neben der Moorbirke *Populus tremula* (Zitterpappel), *Alnus incana* (Grauerle) und *Sorbus aucuparia* (Eberesche). Ferner sind verschiedene *Salix*- (Weiden-) Arten anzutreffen, die sich an feuchten Standorten zu dichten Gebüschern zusammenschließen. An den Fjordufern, die als Siedlungsleitlinien fungieren, ist der Birkenwald vielerorts zurückgedrängt worden. Die gehobenen Meeresterrassen und flachen, ufernahen Bereiche wurden zur Brennholz-Gewinnung abgeholzt und dienen heute als Mähwiesen und Weiden, vornehmlich für Schafe und Ziegen, stellenweise auch für Rinder (Umgebung von Svensby, Lyngseidet, innerer Storfjord, Lakselvtal, Talböden zwischen Oteren und Nordkjosbotn). Von Runsen, Mur- und Lawinenbahnen durchzogen, bedeckt der Birkenwald vielerorts nur noch die steilen Fjord- und Trogtalhänge.

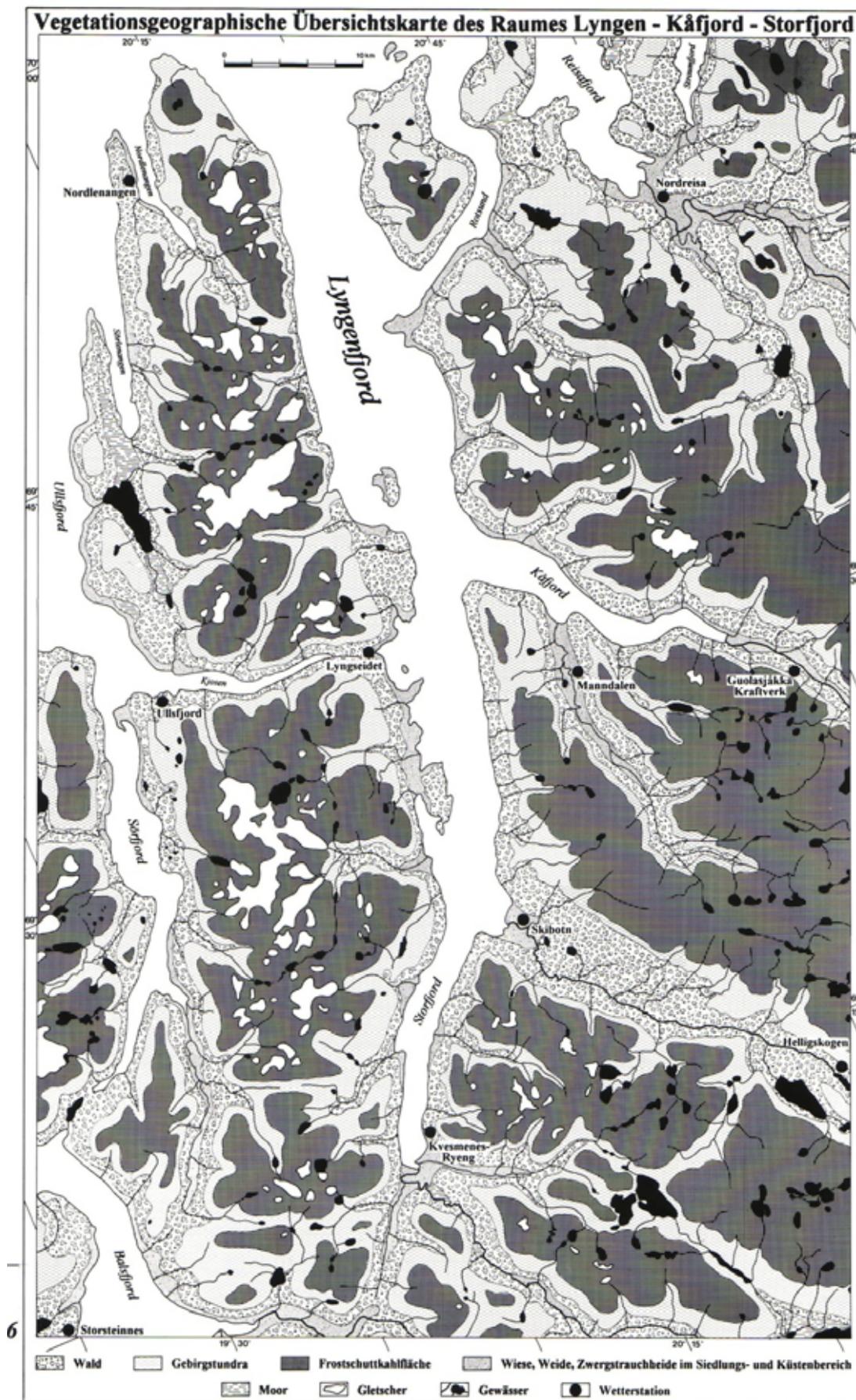


Abb. 6: Vegetationsgeographische Übersichtskarte des Raumes Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)

Oberhalb der im vorherrschenden Steilrelief als deutliche Vegetationsgrenze hervortretenden Waldgrenze schließt sich die unteralpine Vegetationsstufe an, die sich durch eine weithin geschlossene, baumfreie Vegetation aus Zwergsträuchern, Kräutern und Gräsern auszeichnet. Charakteristisch ist der Wechsel zwischen Kuppen-, Mulden- und Schneetälchen-Vegetation sowie Mooren, die im kontinentaleren Binnenland von Kåfjord und Storfjord lokal Permafrosthügel vom Palsa-Typ enthalten. Die Vegetation der unteralpinen Stufe kennzeichnet vor allem die Talböden und Unterhänge an den Oberläufen der Flüsse. Der Übergang zur mittelialpinen Vegetationsstufe, in der Zwergsträucher fehlen und Schneetälchen-Gesellschaften vorherrschen (vgl. MOEN 1999), vollzieht sich an den Ausmündungen der großen Trogtäler im Nordteil der Lyngen Halbinsel bereits in Höhenlagen von 500-600 m ü. M., im Bergland von Kåfjord und Storfjord in Höhen von 850-1000 m ü. M. (vgl. MEIER 2001). Die Grenze ist im flachwelligen bis hügeligen Terrain ohne große Reliefunterschiede – ähnlich dem Verlauf der Wald- und Baumgrenze – selten „scharf“ und geradlinig ausgeprägt, sondern wird durch das Meso- und Mikrorelief, die lokal wechselnde Wind- und Kälteexposition sowie die kleinräumig variierenden edaphischen und hydrologischen Verhältnisse in ihrem Verlauf maßgeblich beeinflusst und gesteuert. Moose und Flechten bilden einen wichtigen Bestandteil der Vegetation, die häufig nur inselhaft entwickelt ist. Eine solche spärliche Vegetation kennzeichnet nicht nur viele Steilhänge und Plateaus in höheren Lagen, sondern auch einige, von feinmaterialarmen Blockfeldern bedeckte Talböden, wie etwa die Passlagen von Reintal und Strupskardtal (ca. 600 m ü. M.) in Nordlyngen. Ebenso weisen die jüngsten, im 20. Jahrhundert abgelagerten Moränen am Rande der heutigen Gletscher zumeist nur eine sehr spärliche, vornehmlich aus Moosen und Flechten bestehende Vegetation auf. Die höchsten Berggipfel, Bergkämme und Plateaus (>1200 m ü. M.) müssen bereits der oberalpinen Vegetationsstufe zugerechnet werden. Abseits der Plateaugletscher dominieren feinmaterialarme Blockfelder ohne zusammenhängende Vegetationsdecke. Gefäßpflanzen sind nur sehr verstreut an wind- und kältegeschützten Standorten zwischen größeren Blöcken zu finden. Die Vegetation beschränkt sich weitgehend auf Moose und Flechten.

An einigen Küstenabschnitten der Lyngen Halbinsel, wie im unteren Koppangstal, treten Küsten- und Hochgebirgspflanzen räumlich eng vergesellschaftet auf (vgl. MEIER 2001).

3. Glaziäre Formung

3.1. Vergletscherungsgeschichte bis zur „Kleinen Eiszeit“

Im Laufe des Tertiärs kam es zu tektonischen Bewegungsvorgängen im Kaledonischen Deckenbau. Dabei wurde die alte („paläische“) Landoberfläche im Raum Lyngen über 1000 m hoch herausgehoben und in Stücke zerbrochen. Einige Partien wurden verstellt und gekippt, wie zahlreiche geneigte Plateaures- te in den Hochlagen der Lyngen Halbinsel ausweisen. Am Ende des Tertiärs kühlte sich das Klima deutlich ab. Im anschließenden Quartär, das die letzten ca. 1,3 Millionen Jahre der Erdgeschichte umfasst, vollzogen sich zahlreiche, teilweise dramatische Klimaveränderungen. Es lassen sich bis zu 40 kleinere und größere Vereisungen in Nordeuropa nachweisen. Die letzte dieser Vereisungen, die Weichsel-Eiszeit, begann vor rund 115 000 Jahren und endete vor ca. 11 500 Jahren. Das Eis erreichte seine größte Verbreitung vor ca. 25 000 Jahren. Es erstreckte sich bis an den Kontinentalrand (Egga) und bedeckte ganz Skandinavien (vgl. Abb. 7). Nur die höchsten Berggipfel überragten das Inlandeis als Nunatakker (vgl. Abb. 8). Obwohl das Pleistozän, der erste Teil des Quartärs, nur einen kurzen Zeitabschnitt in der Erdgeschichte repräsentiert, haben die damals abgelaufenen geomorphologischen Prozesse das heutige Landschaftsbild maßgeblich mitgestaltet. Da die letzte, weichselzeitliche Vereisung am Nordrand Europas offensichtlich die weitest reichende darstellt und Spuren früherer Vereisungen bei neuen Vergletscherungen weitgehend zerstört werden, lassen sich die aus dem Pleistozän bis in die Gegenwart erhaltenen glaziären Formen und Ablagerungen mit großer Sicherheit der Weichsel-Eiszeit zuordnen, eine Tatsache, die durch zahlreiche Datierungen von Lockersedimenten im Gebiet bestätigt wird.

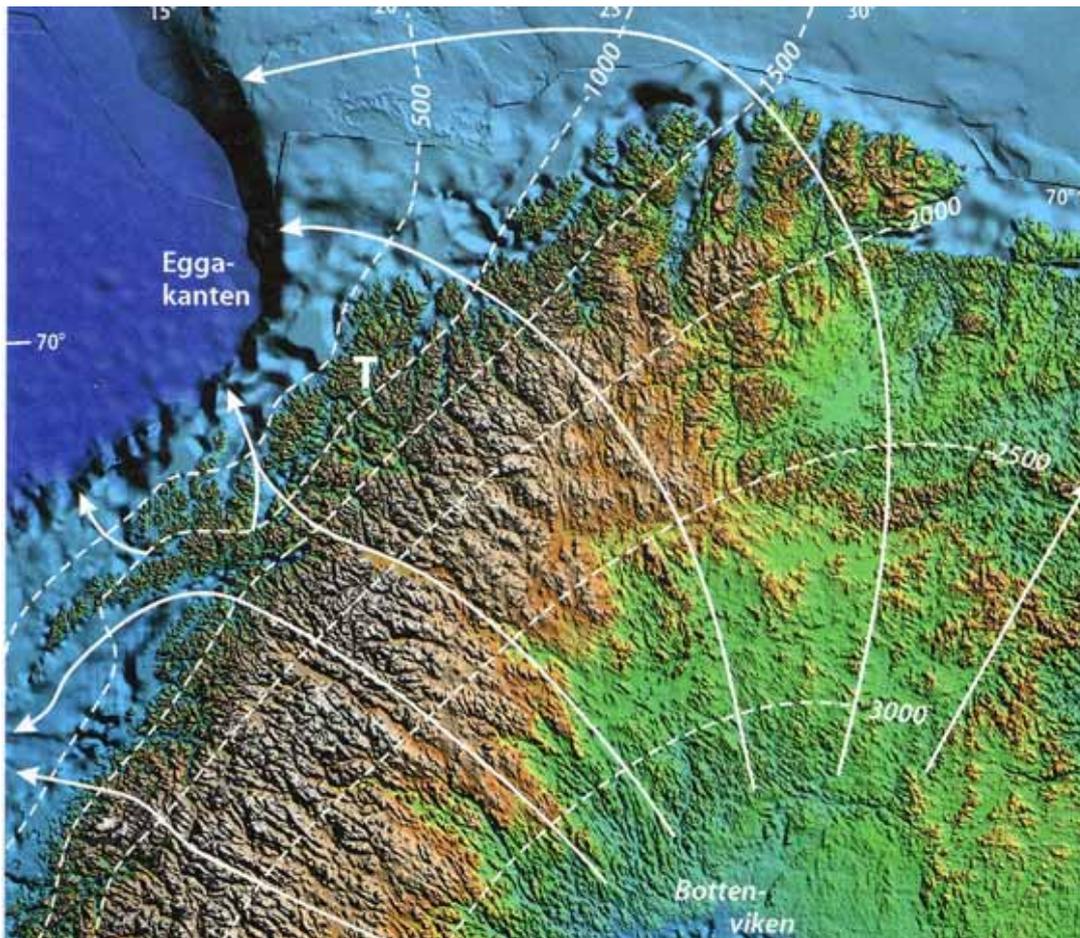


Abb. 7: Vorstoßrichtung des weichselzeitlichen Inlandeises zum Schelfrand (Egga) mit ungefähren Eismächtigkeiten (aus SVEIAN 2004)

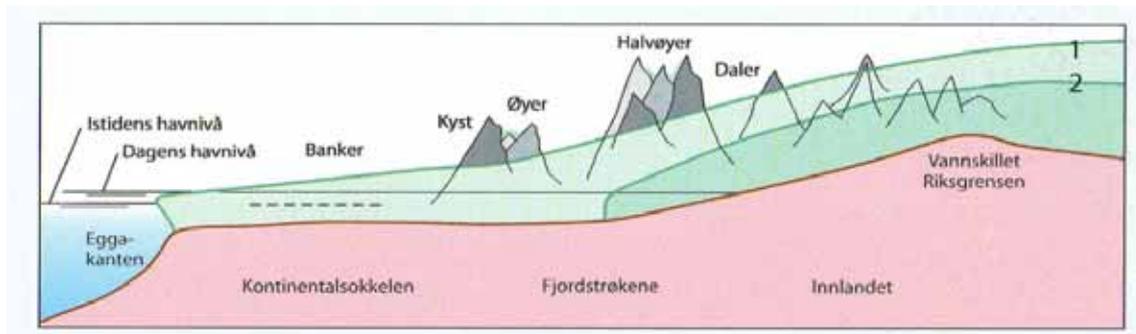


Abb. 8: Schematischer Längsschnitt vom Binnenland (Kilpisjärvi) zum Schelfrand (Egga) mit Höhenlage der Inlandeisoberfläche während des weichseleiszeitlichen Maximalstandes (1) und der Jüngerer Dryaszeit (2) (aus SVEIAN 2004)

Durch die pleistozänen Gletscher wurde das Festgestein überschleift und abradert; Gesteinsbruchstücke wurden losgerissen, transportiert und als Erratika abgelagert. Der größte Teil des Gesteinsschuttes wurde zerkleinert, zermahlen und durch die Gletscherbäche als Schluff, Sand, Kies und Geröll verlagert. Die präglazialen, zumeist V-förmigen Täler wurden durch die Gletscher zu Trogtälern und Becken ausgeschürft, Mulden im steilhängigen Gelände zu Karen umgestaltet. Das abgetragene Material überzieht den Fels heute als Grundmoränendecke oder bildet Wälle, Hügel oder Terrassen. End- und Seitenmoränen sowie Eiskontaktdeltas gestatten die Rekonstruktion ehemaliger Eisrandlagen. Die Glaziärerrosion war entlang von präglazialen fluvialen Tälern, an Talverzweigungen und an Einmündungen in größere vorgeschaltete Täler besonders effektiv, ebenso an Gesteins- und Schichtgrenzen sowie in tektonischen Bruchzonen und morphologisch weichen Gesteinen. Die resistenteren Gesteinsarten, wie der Gabbro, konnten der Glaziärerrosion besser widerstehen. Sie bilden heute die Hochlagen der Lyngen Halbinsel. Die höchsten Gipfel der Lyngen-Alpen wurden nicht vom Inlandeis überfahren. Sie ragten als Nunatakker aus dem Eis heraus; sie unterlagen zwar den kaltklimatischen Verwitterungsprozessen, konnten aber nicht vom vorrückenden Inlandeis abgetragen werden. Ihr Relief ist heute vor allem durch schmale Kämme sowie spitze Zinnen und Grate gekennzeichnet – ein hochalpines Relief, das zur Bezeichnung „Lyngen-Alpen“ geführt hat. Ein solcher Formenschatz resultiert aus lange währendender Glaziärerrosion, insbesondere lokaler Kargletscher. Wo die erosiven Vorgänge weniger erfolgreich waren, blieben hohe, von Steilwänden und -hängen begrenzte Plateaureste erhalten, die bei hinreichend großer Fläche eine Eigenvergletscherung in Gestalt einer Plateaueiskappe aufwiesen. Möglicherweise waren die ersten kleinen Gletscher schon gegen Ende des Tertiärs angelegt worden (vgl. SVEIAN 2004). Danach existierten Lokalgletscher mehr oder weniger kontinuierlich in den Hochlagen des Gebirges. Ihre Größe veränderte sich im Gefolge der natürlichen Klimaschwankungen und -veränderungen. Während der Eiszeiten erreichten sie ihre größten Abmessungen, so dass sie zeitweise Anschluß an das Inlandeis fanden, das durch die Fjordtäler und Fjorde in nördlicher bis nordwestlicher Richtung vorrückte. Die Glaziärerrosion im Umkreis der lokalen Tal- und Kargletscher setzt sich in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord bis in die Gegenwart fort, wenn auch in wesentlich bescheidenerem Ausmaß, wodurch sich das alpine Relief stetig weiter entwickelt.

Im Folgenden wird das Rückschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises im Raum Lyngen und Umgebung näher beschrieben. Anschließend wird versucht, die holozäne (postglaziale) Vergletscherungsgeschichte des Gebietes mit Schwerpunkt „Kleine Eiszeit“ mit Hilfe glaziärmorphologischer Formen und Sedimente sowie weiteren Befunden (Datierungen) zu rekonstruieren.

Paläoklimatische Untersuchungen und Gletscherschwankungen belegen, dass das Weichsel-Glazial keinen Zeitabschnitt mit gleichmäßiger, kontinuierlicher Abkühlung und Wiedererwärmung darstellte, sondern durch häufige Klimaschwankungen gekennzeichnet war. Im Takt mit diesen Klimaschwankungen veränderte sich das Eisvolumen; das Inlandeis stieß vor, stagnierte, stieß weiter vor, schmolz wieder zurück etc. Auch der Rückschmelzvorgang vom Maximalstand am Schelfrand in Richtung auf das Eiskulminationszentrum im Bottnischen Meerbusen vollzog sich nicht gleichmäßig und kontinuierlich, sondern war mit Stillständen und mehrere kleineren erneuten Vorstößen verbunden. In der Fjordregion verringerte

sich die Mächtigkeit des Eisschildes relativ rasch. Infolge der großen Höhenunterschiede (Reliefenergie) zwischen den Bergzügen und Talböden zerfiel der Eisrand in zahlreiche, mit dem Inlandeis noch in Verbindung stehende und genährte Talgletscher, die in den Fjorden „kalbten“. Gleichzeitig existierten noch Eisreste in Karen, auf den Inseln und auf den höheren Plateaus abseits der Eisströme. Wurde die Erwärmung durch neuerliche Temperaturabsenkungen größeren Ausmaßes unterbrochen, stießen sowohl die Talgletscherzungen des Inlandeises als auch die lokalen Kargletscher und kleinen Plateau-eiskappen vor. Durch Stagnieren oder ein kurzfristiges Vorrücken des Eisrandes entstanden Eisrandlagen in Gestalt von End- und Seitenmoränen sowie glazifluvialen Deltas in den Fjorden und Trogtälern, die zusammen mit anderen Befunden eine Rekonstruktion des Deglaziationsverlaufes im Weichsel-Spätglazial ermöglichen. Die lokalen Kargletscher auf den Inseln und Halbinseln stießen zugleich mit dem Inlandeis vor. Sie haben als Folge der Klimaschwankungen 3-4 Endmoränen-Generationen abgelagert. Später bildeten sich auch im Binnenland lokale Kargletscher. An ihren Rändern finden sich weniger Endmoränenwälle, bedingt durch die spätere Anlage im Vergleich zu den Kargletschern der Küstenregion, die kürzere für die Morphogenese zur Verfügung stehende Zeit, die geringere Anzahl an Klimaschwankungen sowie die wärmeren klimatischen Verhältnisse (vgl. SVEIAN 2004).

Vor rund 14 000 Jahren kam es während der Älteren Dryaszeit zu einem klimatischen Rückfall. In den Fjordtälern stießen die vom Inlandeis gespeisten Gletscherzungen erneut vor und bildeten Seitenmoränen entlang der Talflanken. Vor den Gletscherzungen entstanden mächtige Sand-, Kies- und Moränenablagerungen. Beispiele für Ablagerungen dieser Eisrandlage – dem Skarpnes-Ereignis (Skarpnes Substage), benannt nach der Typ-Lokalität Skarpnes bei Tönsvik am Tromsösund – sind u. a. am Ullsfjord zu finden. Die einschneidendste Klimaverschlechterung vollzog sich jedoch vor ca. 12 800-11 500 Jahren während der Jüngeren Dryaszeit, als die Gletscher erneut vorstießen, stellenweise bis dicht an die Moränen der Skarpnes-Eisrandlage. Dabei wurden die Moränen der Tromsö-Lyngen-Eisrandlage (Tromsö-Lyngen-Ereignis, Tromsö-Lyngen Substage, Main Substage) gebildet, die besonders mächtig und scharf entwickelt sind. Sie begleiten die Fjordufer und Talflanken oftmals über eine Distanz von vielen Kilometern. Besonders mächtige Ablagerungen entstanden am Grunde der Fjorde, insbesondere des Ullsfjordes und des Lyngenfjordes, wo sie die Position der Eisrandlage submarin markieren. Wie schon während des Skarpnes Substage dürften sich die lokalen Kargletscher und Plateau-eiskappen auf den Inseln während dieser Zeit vergrößert haben. Sowohl während des Skarpnes- und des Tromsö-Lyngen Substage als auch davor und danach existierten außerhalb des Inlandeisrandes und in Nunatak-Gebieten zahlreiche kleine, lokale Kar- und Plateaugletscher. Ihre Moränen befinden sich heute zumeist in größerer Entfernung zu den aktuellen Gletschern als Zeugen eines einstmals strengeren Klimas. Nach der Jüngeren Dryaszeit setzte sich die Erwärmung fort, das Inlandeis schmolz zurück und die Kargletscher verkleinerten sich im Präboreal vor 11 500-10 000 Jahren. Beim weiteren Rückschmelzen Richtung Binnenland stagnierte der Eisrand mehrmals, wovon deutliche Randablagerungen an den Fjordenden und in den oberen Abschnitten der Täler zeugen. Im Postglazial setzten sich die Klima- und Gletscherschwankungen fort. Die letzte und markanteste Abkühlung vollzog sich während der „Kleinen Eiszeit“, die um 1750 n. Chr. begann und bis in die 1920 er Jahre andauerte. Die Gletscher in den Gebirgshochlagen stießen vor und bildeten markante Moränen, die bis heute gut erhalten sind, insbesondere in den größeren Tälern der Lyngen Halbinsel.

Die Maximalausbreitung des weichselzeitlichen Inlandeises nördlich von Arnøy ist mangels eindeutiger Befunde umstritten und wird kontrovers diskutiert. Nach KVERNDAL & SOLLID (1993) lag der Eisrand während des Maximalstandes im Bereich der Fuglöybank und nicht am Kontinentalrand. SVEIAN & BERGSTRÖM (2004) gehen dagegen von einer größeren Eismächtigkeit aus, in der Größenordnung von 700-800 m bei Arnøy, was eine Position des Eisrandes am Schelfrand (Egga) nahe legt. Neue Forschungsergebnisse scheinen dies zu bestätigen. Den beiden norwegischen Autoren zufolge kam der Eisrand nach dem Rückschmelzen von seiner Maximalposition zum Stillstand und bildete Randablagerungen auf Vanna, am Lauksund (zwischen Arnøy und Lauköy) bei Molvik am Ostufer des Reisa fjordes, auf Hauköy sowie bei Seglvik am äußeren Kvaenangsfjord. Das Eisranddelta bei Molvik mit einer Höhenlage von 72-73 m ü. M. wurde vor rund 15 000 Jahren angelegt. Demnach waren der äußerste Teil des Reisa fjordes und das äußere Kvaenangsbecken zu jener Zeit bereits vom weichselzeitlichen Eis freigegeben. Wahrscheinlich erstreckte sich die Kalbungsfront des Inlandeises südlich von Molvik quer über den

Reisafjord. In den Hochlagen von Arnøy und Kågen existierten zeitgleich zahlreiche Kargletscher. Rund 1000 Jahre später, während des Skarpnes Substage, wurde der Wall, der den heutigen Oksfjordvatn aufstaut, an der Front einer aus dem Oksfjordtal vorstoßenden Gletscherzunge abgelagert. Wo das Nordende des Rückens nahe der E 6 an die Hänge der Kvaenangen Halbinsel grenzt, liegt die marine Grenze 8-10 m oberhalb der jungdryaszeitlichen Hauptstrandlinie, was den Wall als einen Teil der Skarpnes Eisrandlage ausweist. Da die Gletscherzungen aus dem Kvaenangen-Gebiet bis Oksfjordhamn reichten, muß die Eisoberfläche auf dem Kvaenangsfjell entlang der heutigen E 6 mindestens in einer Höhe von 600 m ü. M. gelegen haben. Die Eisrandlage des Skarpnes Substage läßt sich mit Randmoränen in dieser Höhenlage auf dem Malingsfjell und markanten Randmoränen in 600-700 m Höhe ü. M. auf dem Mefjell in Burrfjord verknüpfen. Dies impliziert, dass die Eisfront damals bis Haukøy reichte, wo sich ein auffälliger Moränenwall zwischen der Insel und dem Festland erstreckt. Der Verlauf der Skarpnes Eisrandlage ist westlich des Reisafjordes kaum bekannt. SVEIAN & BERGSTRÖM vermuten jedoch, dass eine Gletscherzunge das Rotsundtal füllte, in dem mehrere Seitenmoränen existieren, und dass das Eis eventuell den gesamten Rotsund bedeckte.

Wo der Eisrand während des Skarpnes Substage weiter westlich lag, ist nicht bekannt. Eine Position nördlich der Eisrandlage des Tromsö-Lyngen Substage ist anzunehmen. Am wahrscheinlichsten verlief das Kalbungskliff zwischen der Insel Uløy und der Nordspitze der Lyngen Halbinsel. Im Ullsfjord war der Eisabbau schon weiter fortgeschritten. Davon zeugt eine Endmoräne, die den Ullsfjord submarin zwischen dem Nakken-Berg bei Breidvik und Svensby quert und sich an Land als Seitenmoräne (Nakkehylla, Moskofjell) fortsetzt (vgl. Abb. 9). Die Lateralmoräne auf dem Moskofjell am Ostufer des Sörfjordes erstreckt sich in einer Höhenlage von rund 450 m ü. M. über eine Distanz von knapp 10 km und wurde von einem Gletscher abgelagert, der aus dem Sörfjord vorstieß (vgl. FJALSTAD 1990). Die zeitgleiche Strandlinie bei Svensby verläuft 4-8 m oberhalb der Hauptstrandlinie des Tromsö-Lyngen Substage. Dieser geringe Höhenunterschied läßt auf einen geringen Altersunterschied zwischen dem Skarpnes Substage und dem Tromsö-Lyngen Substage schließen.

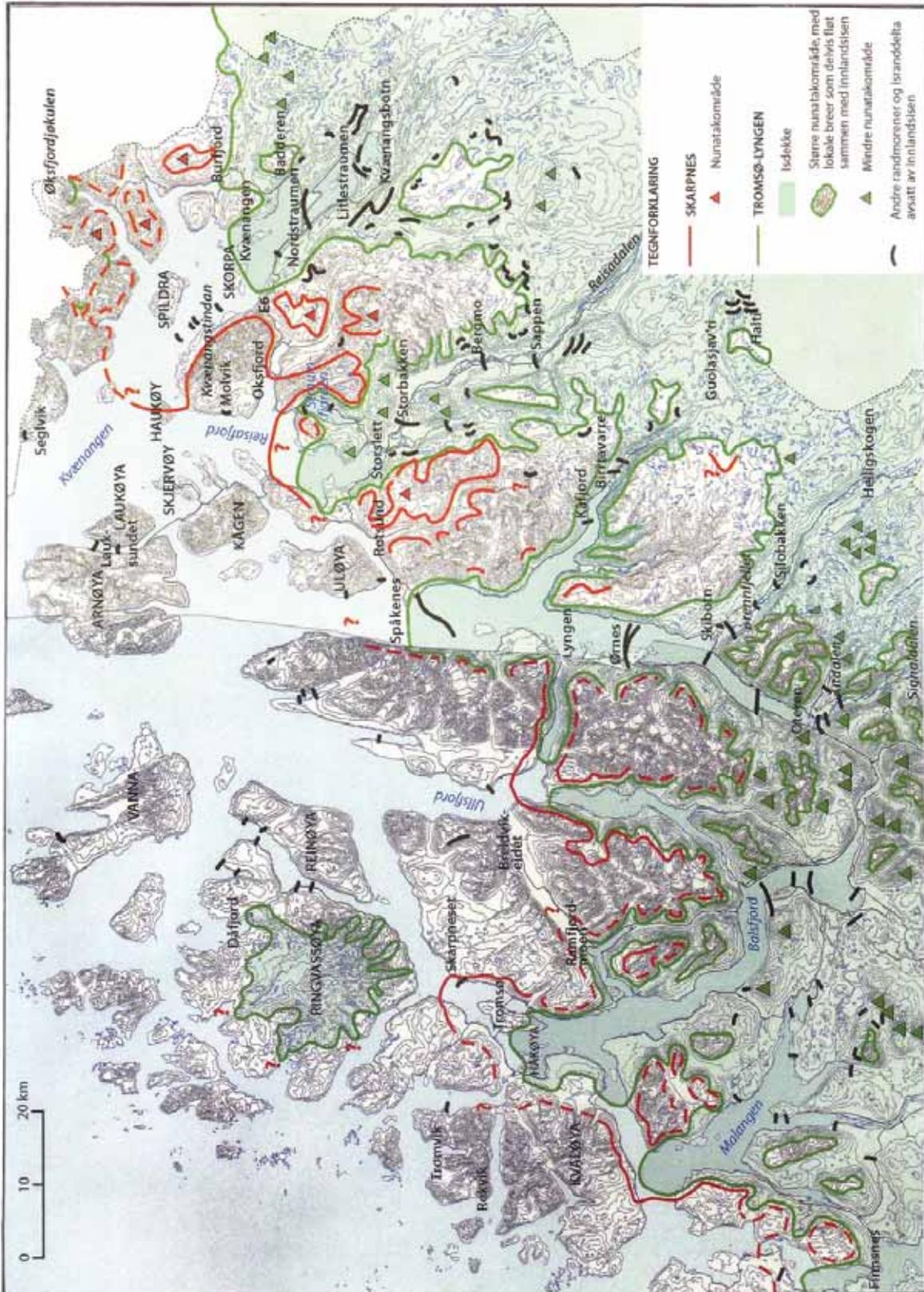


Abb. 9: Übersichtskarte der rekonstruierten Eisrandlagen und Nunatak-Gebiete (Skarpnes Substage, Tromsø-Lyngen Substage) in Nordtroms (aus DAHL, BLIKRA & SVEIAN 2004, SVEIAN & BERGSTRÖM 2004)

Die Landzunge Spåkernes an der Grenze zwischen den Gemeinden Kåfjord und Nordreisa dokumentiert die Lage des Eisrandes vor 12 500 Jahren besonders gut (vgl. Abb. 10). Sie erstreckt sich vom Ostufer des Lyngenfjordes in westlicher Richtung bis weit in den Fjord hinaus (vgl. Foto 2). Die größten

Moränenwälle befinden sich jedoch unsichtbar unterhalb des Wasserspiegels. Mittels Seismik konnten ihre Gestalt und ihr Aufbau aber aufgedeckt werden (vgl. SVEIAN & BERGSTRÖM 2004). Demnach bestehen die Eisrandablagerungen bei Spåkenes aus glazifluvialen Sedimenten (65 m ü. M.) und 3 Moränenrücken, von denen der höchste Wall, der den Landvorsprung im Fjord bildet, der mittlere ist. Dieser Wall erreicht unter der Wasseroberfläche eine Höhe von mehr als 120 m. Am östlichen Talhang ist eine kleine Seitenmoräne etwas oberhalb der marinen Grenze erhalten, die belegt, dass die Gletscherzunge kurzfristig noch weiter nach Norden vorgestoßen ist, was auch durch einen kleinen submarinen Moränenwall ca. 1 km distal zum Hauptrücken belegt ist. Bei Djupvik, rund 1 km südöstlich von Spåkenes, befindet sich eine weitere, kleinere, weniger auffällige, moränische Landzunge, die sich ebenfalls submarin als mächtiger Moränenwall im Fjord fortsetzt. Er verläuft in südwestlicher Richtung und folgt einer deutlichen Felsschwelle am Fjordboden. An den über dem Wasserspiegel gelegenen Teil des Moränenwalles und die glazifluvialen Sedimente des nordöstlich vorgelagerten Deltarestes schließt sich nach Norden ein größeres Gebiet aus gehobenen, tonig-schluffigen, marinen Sedimenten an, die teilweise von Torfablagerungen von bis zu 2 m Mächtigkeit überlagert werden. Die bis zu 80 m mächtigen, feinkörnigen Ablagerungen unterlagen im Postglazial nach ihrem Auftauchen über den Fjordwasserspiegel Rutschungsprozessen, wie die zahlreichen, unterschiedlich alten Nischen und Mulden in verschiedenen Höhenlagen über dem Meeresspiegel ausweisen (vgl. Abb. 11). Die meisten Hohlformen befinden sich beidseits der E 6 am Fuße der östlich anschließenden felsigen Berghänge. Die Hohlformen mit relativ steilen Rückwänden können viele tausend Jahre alt sein. Hügelbildungen aus dem verlagerten Feinmaterial fehlen jedoch weitgehend (Ausnahme: Rutschungsmaterial nahe des Hofes „Slottet“). Offenbar wurde das aus den Hohlformen verlagerte Feinmaterial im Laufe des Postglazials von den Brandungswellen rasch abtransportiert. In diese Richtung weisen Beobachtungen am aktuellen Fjordufer, wo die Brandungswellen den von tonig-schluffigen Feinsedimenten gebildeten, 8-10 m hohen Steilhang bei Tide-Hochwasser unter Ausbildung einer breiten Wattzone (Schorre) unterminieren (vgl. Foto 3).

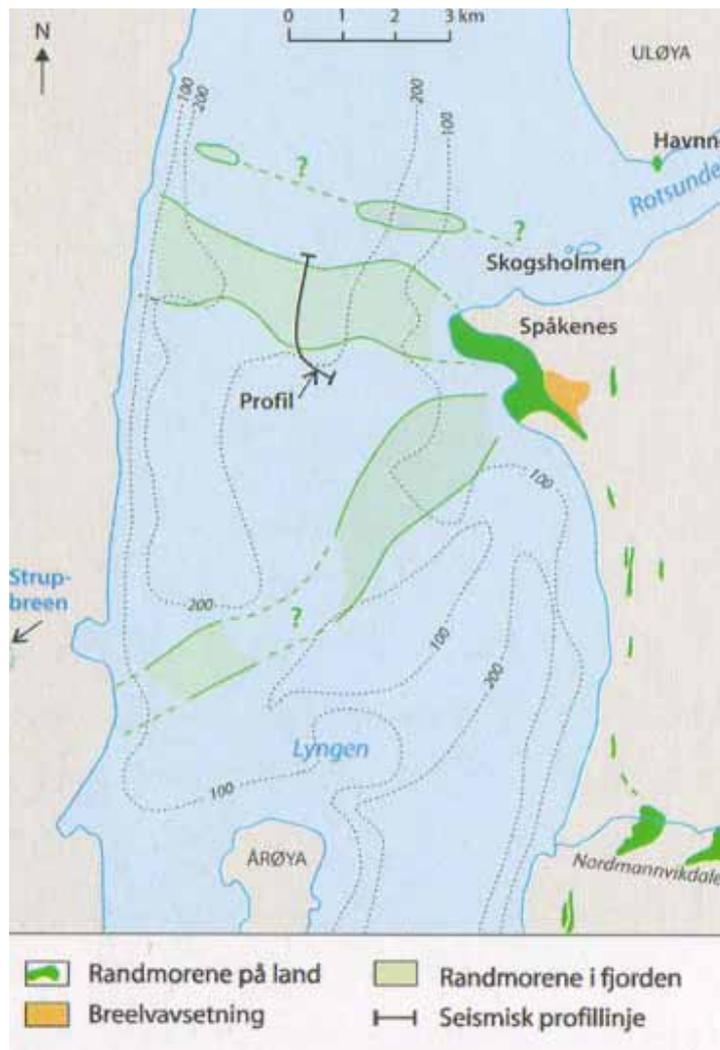


Abb. 10: Jungdryaszeitliche terrestrische und submarine Eisrand-Ablagerungen bei Spåkenes am Lyngenfjord (aus SVEIAN & CORNER 2004)



Foto 2: Blick vom Hammarvikfjell auf die Landzunge von Spåkenes. Sie erstreckt sich aus östlicher Richtung weit in den Lyngenfjord. Die glaziären und glazifluvialen Sedimente repräsentieren die isostatisch über den Fjordwasserspiegel herausgehobenen Teil der jungdryaszeitlichen Main Substage-Eisrandlage am Ausgang des Lyngenfjordes. Den Bildhintergrund bildet die steile Ostküste der nördlichen Lyngen Halbinsel. 17.7.1995

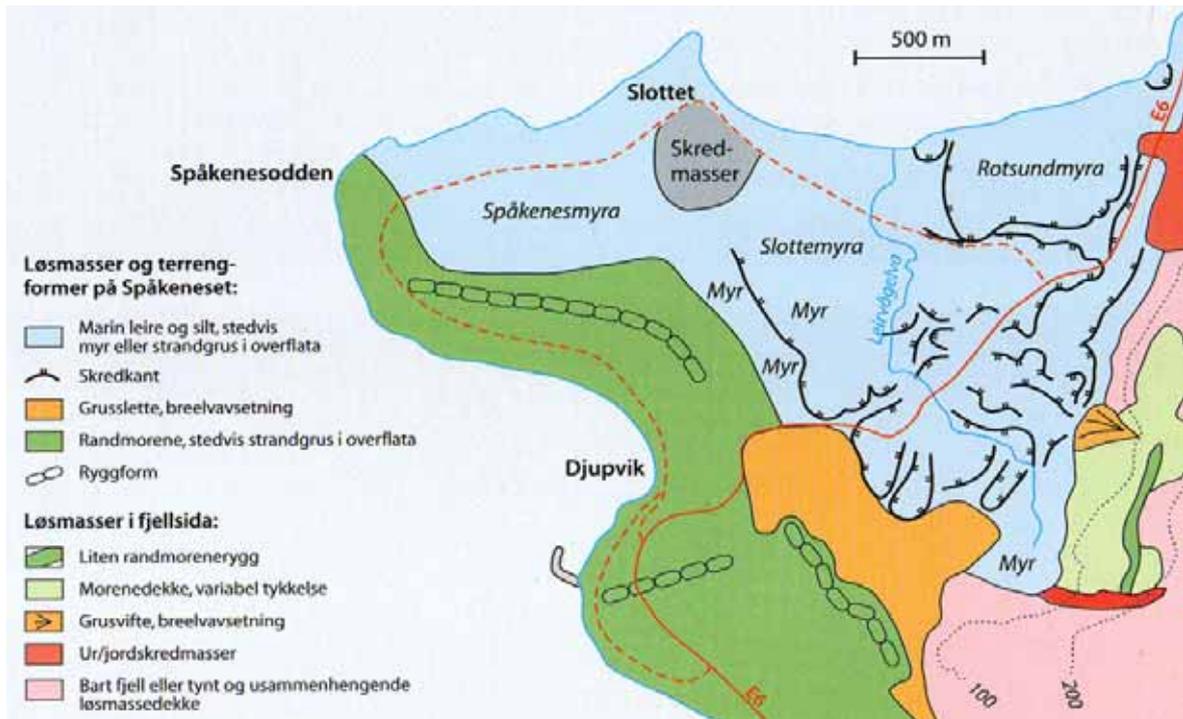


Abb. 11: Quartärgeologisch-geomorphologische Kartenskizze der Landzunge von Spåkenes (aus SVEIAN, BERGSTRÖM et al. 2004)



Foto 3: 8-10 m hohes Kliff in isostatisch gehobenen glazimarin Ablagerungen an der Nordküste von Spåkenes. Die tonig-schluffigen Feinsedimente wurden während der Jüngerer Dryaszeit vor dem Eisrand im Fjord abgelagert. Der Steilhang wird bei Tide-Hochwasser von den Brandungswellen unterminiert und zurückverlegt, wodurch im Laufe der Zeit eine breite Wattzone (Schorre) entstanden ist. 16.8.2016

Im Ullsfjord war der Eisabbau zur Jüngerer Dryaszeit bereits weiter fortgeschritten als im Lyngenfjord. Davon zeugen mächtige Eisrandablagerungen am Ausgang des Sörfjordes. Sie sind Bestandteil der Tromsö-Lyngen Eisrandlage (Main Substage). Zwei flache, breite Landvorsprünge erstrecken sich von Westen (Skardmunken) und Osten (Hjellnes) weit in den Fjord und riegeln den Sörfjord bis auf einen schmalen Durchlaß (Storstraumen) vom nördlich gelegenen Ullsfjord ab (vgl. Foto 4). Das westliche, von der Gezeitenströmung steil gehaltene Fjordufer sowie eine große Sandgrube im Osten unweit des Durchlasses geben Aufschluß über den sedimentären Bauplan der Ablagerungen. Diese bestehen aus nach Norden zum heutigen Ullsfjord hin einfallenden Sand- und Kieslagen, die hier vor rund 12 500-12 000 Jahren am Rande einer im Sörfjord gelegenen Gletscherzunge (Ullsfjord-Gletscher) akkumuliert worden sind (vgl.

Abb. 12). Zur gleichen Zeit wurden auch die Randmoränen am Kjosensfjord (Lyngen-Kjosens-Gletscher) und am Ausgang des Fornestales (Fornes-Gletscher) gebildet. Der Kjosens-Gletscher repräsentierte damals einen westlichen Ausläufer des Lyngen-Gletschers. Nachdem die Gletscherzunge im Kjosental hinreichend weit nach Osten zurückgeschmolzen war und sich der Fjord weit genug nach Osten erstreckte, konnten die Schmelzwässer des Fornes-Gletschers das gewaltige Delta an der Mündung des Fornestales in den Kjosensfjord aufbauen. Die Ablagerungen bei Forneset und Hjellnes sind zwar nur 5-6 km voneinander entfernt, enthalten aber Sande und Kiese mit unterschiedlichen Eigenschaften, da sie von verschiedenen Gletscherzungen stammen, die Gesteine unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung erodiert haben (vgl. SVEIAN & CORNER 2004). Das resultierende, von den Gletscherzungen transportierte und am Eisrand abgelagerte Lockermaterial spiegelt das Herkunftsgebiet wider.



Foto 4: Blick von Hjellnes nach Westen über den Sörstaumen auf das isostatisch gehobene Delta von Skardmunken. Die Landzungen Hjellnes und Skardmunken repräsentieren Reste eines Deltas, das während der Jüngerer Dryaszeit vor der Gletscherzunge des Ullsfjord-Gletschers bis zum Niveau des damaligen Meeresspiegels aufgebaut worden ist. Im Zuge der Landhebung entstand der Durchlaß Sörstraumen im Delta, der den heutigen Sörfjord mit dem Ullsfjord verbindet. 20.7.1985

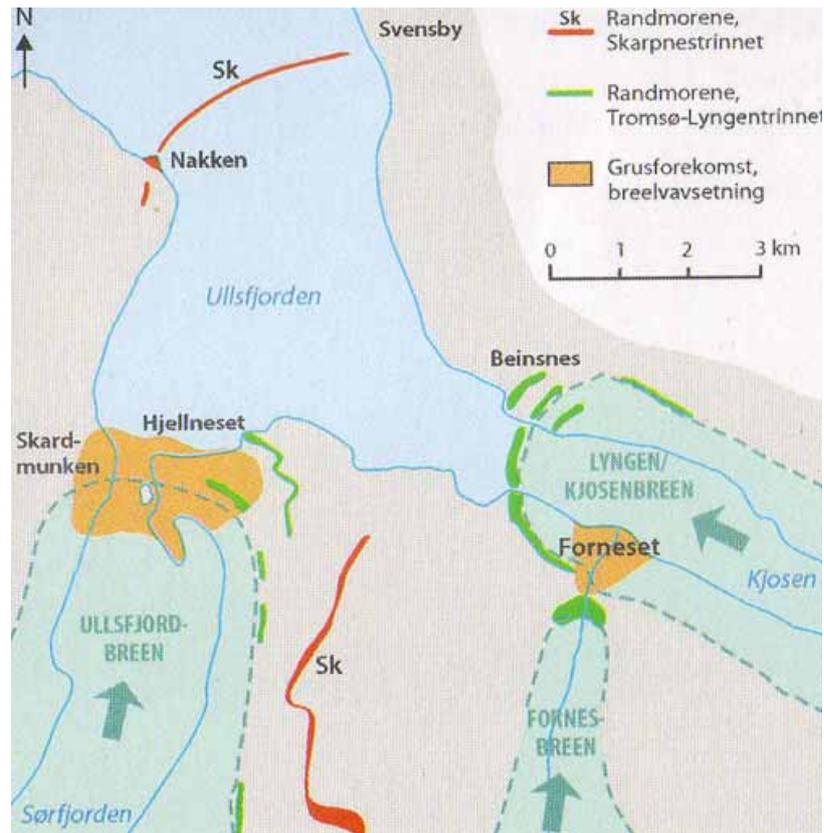


Abb. 12: Eisrand-Ablagerungen des Skarpnes- und des Tromsø-Lyngen Substage am Ullsfjord mit Rekonstruktion der jungdryaszeitlichen Gletscherzungen (aus SVEIAN & CORNER 2004)

Skardmunken und Hjellnes repräsentieren Reste eines Deltas, das während der Jüngerer Dryaszeit vor der Gletscherzunge des Ullsfjord-Gletschers bis zum Niveau des damaligen Meeresspiegelstandes (heute ca. 60 m ü. M.) aufgebaut worden ist. Im Verlauf von rund 100 Jahren verlagerte sich der Eisrand durch Kalbungsvorgänge im Fjord von der Skarpnes Eisrandlage zwischen Nakken und Svensby (Ältere Dryaszeit) bis hierher (vgl. VORREN 2004). Wahrscheinlich schmolz der Eisrand sogar noch weiter nach Süden zurück, ehe es vor 12 800 Jahren zu einer Klimaverschlechterung kam und die Gletscherzunge erneut vorstieß, diesmal bis an die Position der Tromsø-Lyngen Eisrandlage. Sie nahm früher am Grunde des Sjørfjordes abgelagerte Sedimente wieder auf und stieß bis Skardmunken-Hjellnes vor. Dort lag der Eisrand mehrere 100 Jahre lang, so dass die Gletscherbäche ein Delta aufschütten konnten (vgl. Abb. 13, PLASSEN & VORREN 2003). Dabei wurden mehr feinkörnige Sedimente (vor allem Tone und Schluffe) in gletschernahen Becken abgelagert. Die Becken wurden durch die Sedimente aufgefüllt und Unebenheiten im unruhigen Felsrelief am Grunde des Fjordes ausgeglichen. Diese Beckenfüllungen erreichen im Ullsfjord Mächtigkeiten von bis zu 200 m (vgl. Abb. 14, VORREN, LEBESBYE et al. 1989). Der präboreale Deglaziationsverlauf am Sjørfjord ist noch unklar. ANDERSEN (1968) datiert die Ablagerungen an der Mündung des Stordalselv westlich der Lakselv-Bucht nur grob auf 10 000-9 000 BP. Der Deglaziationsverlauf am Balsfjord ist besser bekannt. Das Inlandeis schmolz 10 400 BP von den Tromsø-Lyngen Moränen zurück. Die Seljelvnes-Moräne wurde 10 300-9 900 BP abgelagert, die Tennes- und die Ryvoll-Moräne 9 900-9 600 BP (vgl. FORWICK & VORREN 2002).

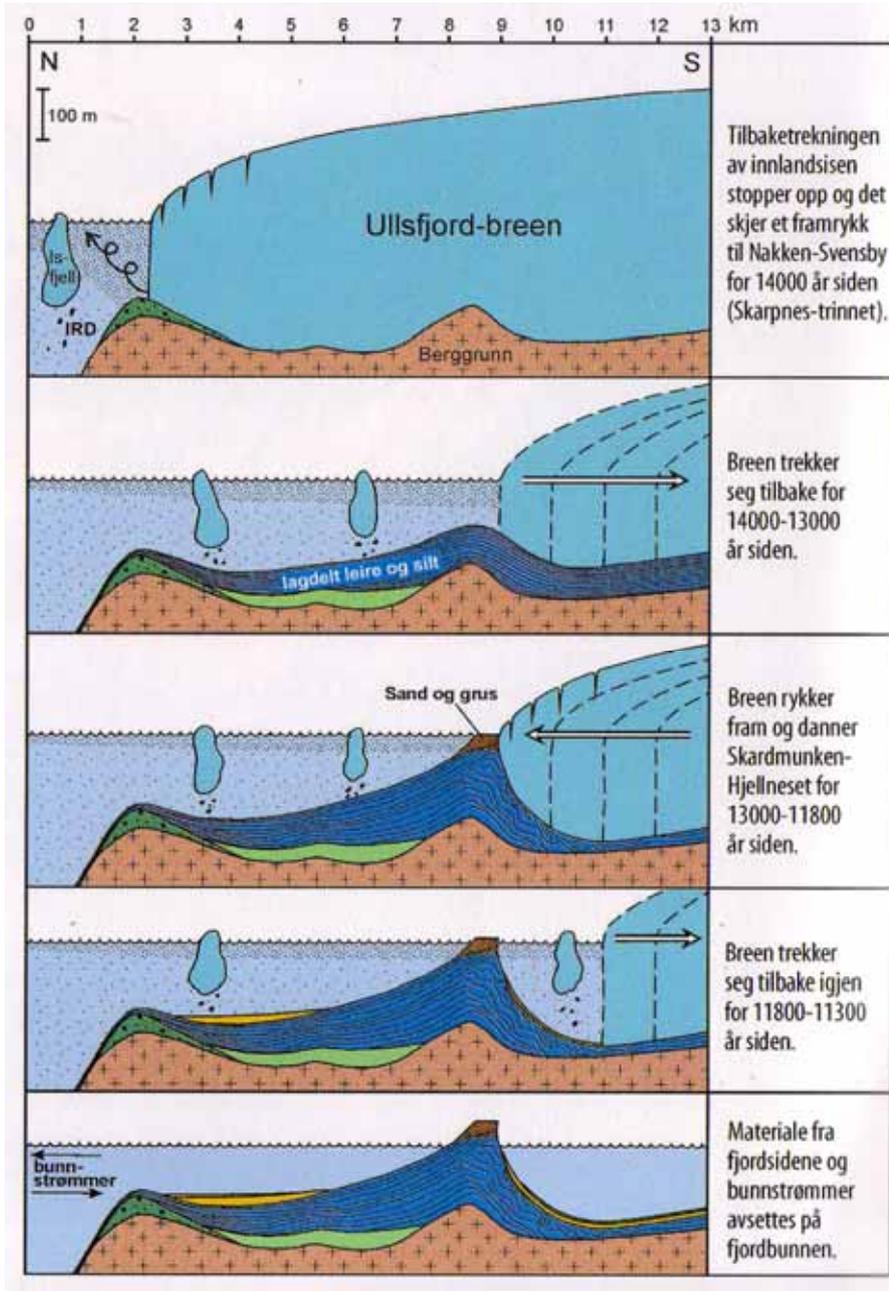


Abb. 13: Bildung von Eisrand- und Sedimentlagen im Ullsfjord im Laufe der letzten 14 000 Jahre (aus VORREN 2004)

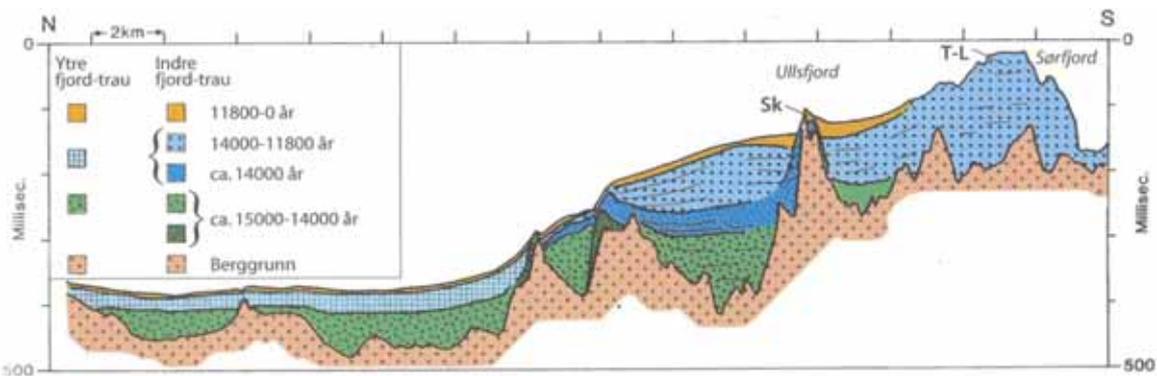


Abb. 14: Mächtigkeit und Altersstellung der Sedimentlagen im Ullsfjord auf der Basis eines seismischen Längsprofils (Sk = Skarpnes Substage, T-L = Tromsö-Lyngen Substage) (aus VORREN 2004)

Südlich von Späkenes lassen sich die jungdryaszeitlichen, dem Tromsö-Lyngen Substage zugehörigen Lateralmoränen am Ostufer des Lyngenfjordes weit nach Süden verfolgen (vgl. TOLGENSBARK & SOLLID 1988). Sie steigen sanft in südlicher Richtung an und belegen dadurch, dass die Oberfläche der Gletscherzunge in Längsrichtung nur gering geböschet war. An den Mündungen des Nordmannviktals und des Oldertales existieren mächtige Randablagerungen, die gebildet wurden, als das Eis im Fjordtal ein gutes Stück weit in diese Täler vordrang. Westlich von Manndalen sind außer diesen Randmoränen auch deutliche Lateralmoränen erhalten, die ein paar hundert Meter höher an den Hängen verlaufen als die Seitenmoränen des Tromsö-Lyngen Substage. Sie lassen sich möglicherweise dem Skarpnes Substage zuordnen. Während des Zurückschmelzens von der Tromsö-Lyngen Substage Eisrandlage stagnierte das Inlandeis mehrmals oder stieß leicht vor. Dabei entstanden u. a. die Eisrandablagerungen bei Örnnes (9 900-9 800 BP), Skibotn (9 600-9 500 BP) und Kvitli / Nyli (ca. 9 400 BP). Demnach war die Deglaziation im Kåfjordtal um 9 700 BP, im Kittal ca. 9 400 BP und im Signaltal sowie im unteren Skibotntal um 9 100 BP abgeschlossen (vgl. CORNER 1980a, 2004). Südlich von Skibotn queren kleinere Endmoränenwälle submarin den Storfjord (Falsnes, Salmenes-Sandörnes) und indizieren Stillstände oder kleinere, neuerliche Vorstöße beim Rückschmelzen der Lyngenfjord-Gletscherzunge (vgl. SVEIAN & CORNER 2004). Beim Rückschmelzprozeß im Skibotntal kam es zum ersten Stillstand bei Olderbakken / Nedre Fossmelen, wovon mächtige Eisrandablagerungen beidseits des Flusses zeugen. Den nächsten Haltepunkt markieren glazifluviale Ablagerungen bei Brennelv, gefolgt von solchen bei Silobakken. Die obersten Abschnitte des Signaltales und des Skibotntales nahe der norwegisch-finnischen Staatsgrenze wurden später vom Inlandeis freigegeben. Die Deglaziation der binnenländischen Plateaus erfolgte durch Niedertauen und war durch Freisetzung großer Schmelzwassermengen gekennzeichnet. Dies belegen tief eingeschnittene Ravinen, Klammtäler und Canyons. Scharf ausgeprägte Randablagerungen fehlen im Binnenland. Stattdessen finden sich Grundmoränendecken, Drumlinformen im Locker- und Festgestein, Schmelzwasserkanäle, Oswälle sowie Ablationsmoränen aus unregelmäßig gestalteten Voll- und Hohlformen als Indikatoren einer ehemaligen Toteislandschaft. Im obersten Skibotntal finden sich nahe der Staatsgrenze zu Finnland scharf entwickelte Schmelzwasserbahnen. Ein viele Kilometer langer Oswall, der sich von finnischer Seite aus über die Wasserscheide Richtung Skibotntal erstreckt, belegt, dass auch eine erhebliche Schmelzwasserzufuhr aus Nordfinnland erfolgte. Die Fließgeschwindigkeit war offenbar sehr groß, denn das Material des Osrückens besteht fast ausschließlich aus großen, stark zugerundeten Steinen. Vom Nordhang des Halti-Berges strömte einst Schmelzwasser aus Nordfinnland und von der westlichen Finnmarksvidda über einen Pass nach Westen zum Guolašjavri (heute Stausee) und weiter durch das Kåfjordtal zum Lyngenfjord.

Im Gefolge der Klimaerwärmung gegen Ende des Weichsel-Glazials schmolz nicht nur das Inlandeis zurück; auch die zahlreichen Lokalgletscher in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord verloren an Masse. Nachdem das Inlandeis bereits vollständig abgeschmolzen war, existierten in den mittleren und höheren Tallagen sowie in den hoch gelegenen Karen offenbar noch Lokalgletscher. Im Steintal, Lyngstal und Fornestal sind Randmoränenwälle aus jener Zeit weit vor den neuzeitlichen Moränenrücken erhalten. Vor rund 9 000 Jahren waren wahrscheinlich nahezu alle Lokalgletscher abgeschmolzen und das Gebiet war weitgehend eisfrei, vielleicht mit Ausnahme der höchsten Plateaus im Südtal der Lyngen Halbinsel. Es folgte eine Periode mit relativ warmem Klima, die mehrere tausend Jahre andauerte, ehe die Gletscher vor ca. 3 000 Jahren erneut vorstießen bzw. neu gebildet wurden (vgl. SVEIAN & CORNER 2004). Die meisten von ihnen erreichten ihren Maximalstand während der „Kleinen Eiszeit“ (1750-1920). Die dazu gehörigen Moränen befinden sich in Abständen von bis zu mehreren hundert Metern vor den aktuellen Gletscherrändern.

Das pleistozäne Inlandeis wirkte sich nicht nur direkt mittels Erosion und Akkumulation auf die Landschaftsformung aus, sondern auch indirekt durch langfristige Vorgänge, die bis in die Gegenwart, wenn auch in abgeschwächter Form, wirksam sind. Gegen Ende des Weichsel-Glazials befand sich der Meeresspiegel in Relation zum Festland in einer größeren Höhenlage als heute, da das gewaltige Gewicht der Eismassen – ca. 3000 m Mächtigkeit im Bereich des Bottnischen Meerbusens und ca. 1000 m an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel – die Landmasse niederpreßte. Nach dem Abschmelzen des Eises überflutete das Meer die niedergepreßten, tief gelegenen Gebiete. Als sich die Belastung durch die Eismassen

verringerte, führten Ausgleichsbewegungen zum Anstieg der Landmasse. Diese Landhebung nach Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises hält bis in die Gegenwart an (einige mm pro Jahr an den Küsten der Lyngen Halbinsel). Der Höhenunterschied zwischen den eiszeitlichen Strandlinien und dem heutigen Meeresspiegelstand repräsentiert den Nettobetrag von zwei Bewegungen. Sowohl der Meeresspiegel als auch das Land sind als Folge des abgeschmolzenen Inlandeises angestiegen. Der Landhebungsbetrag war jedoch größer als der Meeresspiegelanstieg, so dass sich die ältesten Strandlinien deutlich über dem heutigen Meeresspiegel befinden. Der höchste Meeresspiegelstand nach dem Abschmelzen des Inlandeises (marine Grenze) kann als einfache Strandlinie (z. B. am Fels), Strandwall oder als Terrassenfläche einer glazifluvialen Ablagerung markiert sein. Die marine Grenze befindet sich an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel in ca. 30 m Höhe ü. M., an der Halbinselwurzel in ca. 80 m Höhe ü. M., da der Eisdruck hier größer war, das Land stärker niedergepreßt worden war und im Zuge der Ausgleichsbewegung stärker angehoben worden ist. Nach dem Abschmelzen des Inlandeises wurden an den Küsten der Lyngen Halbinsel eine Vielzahl von Strandlinien unterhalb der marinen Grenze gebildet, von denen die Hauptstrandlinie und die Tapes-Strandlinie in aller Regel am schärfsten ausgeprägt sind. Die Hauptstrandlinie wurde in der kalten Jüngerer Dryaszeit im Festgestein oder im Lockersediment angelegt. Damals herrschten günstige Verhältnisse für die Bildung von Strandlinien, namentlich ein relativ stabiler Meeresspiegelstand und eine intensive Frostdynamik mit Meereis an den Stränden. Die Tapes-Strandlinie (benannt nach der Tapes-Muschel) wurde etwa in der Mitte des Postglazials gebildet, als der Meeresspiegel rascher anstieg als sich das Land an den Küsten hob. Folglich wurde das strandnahe Tiefland überflutet („Tapes-Transgression“). Abb. 15 zeigt schematisch, wie beim Rückschmelzen des Inlandeises und der damit verbundenen Landhebung Strandlinien und Terrassen in sukzessiv niedrigeren Niveaus angelegt wurden (vgl. SVEIAN, BERGSTRÖM et al. 2004, VORREN, MANGERUD et al. 2007).

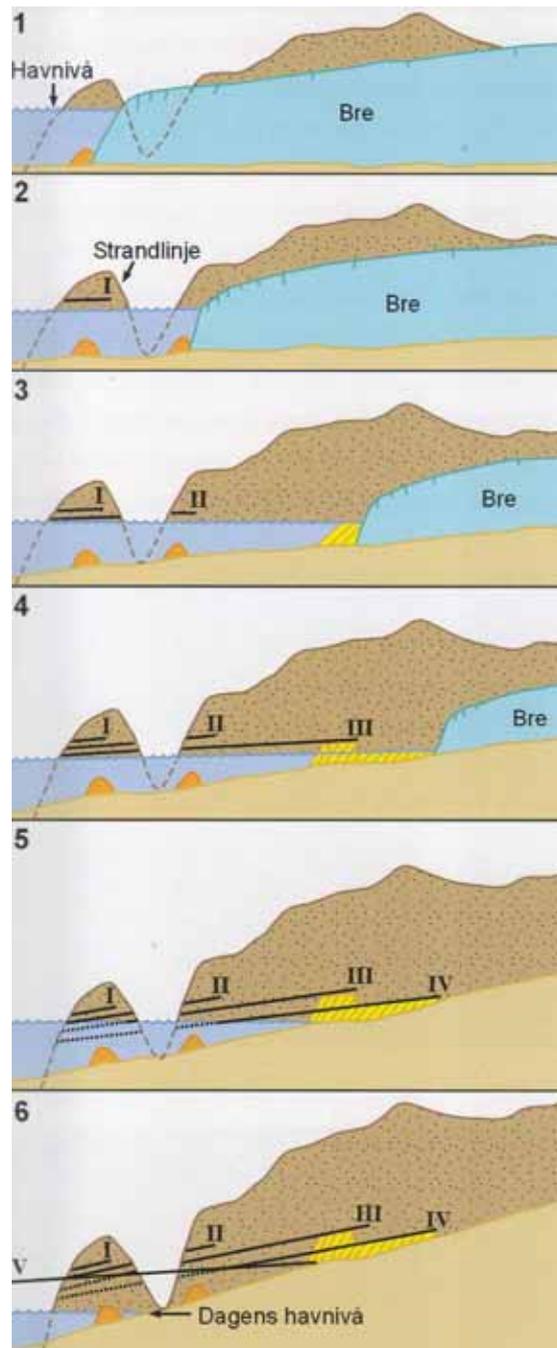


Abb. 15: Schema der Bildung von Strandlinien in sukzessiv abnehmender Höhenlage infolge Deglaziation und isostatischer Landhebung (aus SVEIAN, BERGSTRÖM et al. 2004)

3.2. Neuzzeitliche Vergletscherung und aktuelle Gletscherdynamik

Über die früh- und mittelholozäne Vergletscherungsgeschichte der Lyngen-Alpen und des Berglandes von Kåfjord und Storfjord ist wenig bekannt. BALLANTYNE (1990) nimmt für die Endmoränen am Ausgang des Fornestales (M 6) und die Laterofrontalmoränen an der Einmündung des Ostfornestales in das Haupttal (M 5) ein spätglaziales oder präboreales Alter an. Die Moränen im oberen Fornestäl sind stellenweise mit mächtigen Sturzschuttablagerungen überdeckt worden; ihr Material wurde am südwestlichen Hangfuß des Store Fornestind zusammen mit dem Sturzschutt in lobenförmige, inzwischen fossile Blockgletscher inkorporiert, was auf ein hohes Alter der Ablagerungen schließen läßt. Dagegen scheinen mehrere Moränenwälle an den Mittel- / Oberläufen von Steindalselv und Lyngsdalselv jüngere Gebilde zu repräsentieren. Sie konnten bisher aber noch nicht datiert werden. Nur die auffälligen, mächtigen Moränen vor den rezenten Gletschern wurden bisher genauer untersucht.

BALLANTYNE (1990) hat alle ehemaligen Eisrandlagen und Gletscherstände auf der Lyngen Halbinsel kartiert, die Größe der Flechten auf den Moränen bestimmt, um Gletschervorstöße an verschiedenen Plätzen korrelieren zu können, und schließlich das Alter der Hauptvorstoßphasen durch Dendrochronologie und historische Aufzeichnungen und Fotos so weit wie möglich eingegrenzt. Er fand vor den Gletschern bis zu 4 verschiedene Moränenwälle, die sich 5 Gletschervorstößen zuordnen lassen. Die ältesten Moränen wurden vor der „Kleinen Eiszeit“ gebildet. Sie sind nur vor 4 großen Talgletschern (Steindalsbre, Sydbre, Fornesbre, Strupbre) entwickelt und konnten noch nicht genauer datiert werden. Die ältesten Moränen der „Kleinen Eiszeit“ stammen aus der Mitte des 18. Jahrhunderts. Der innerste und damit jüngste Moränenwall ist hoch, steil und besitzt einen auffällig scharfen Kamm. An der Stirn höher gelegener (>550 m ü. M.) Kargletscher sind manchmal 2-3 Moränenwälle entwickelt; häufiger ist aber nur eine einzige, besonders mächtige Moräne vorhanden, die ihre Größe zumeist der Überschüttung älterer Moränenwälle verdankt. Die Instabilität mancher Karmoränen und die Existenz von Kollapsstrukturen lassen vermuten, dass einige von ihnen einen Eiskern enthalten, der langsam aufschmilzt. Eiskernmoränen in sehr hohen Lagen sind durch Permafrost zementiert. Historische Berichte und Fotos belegen, dass die inneren, großen Moränen der Talgletscher (u. a. Steindalsbre, Sydbre, Vestbre, Fornesbre, Bläisen, Fugledalsbre) zwischen 1910 und 1920 abgelagert worden sind, die inneren Moränen der hoch gelegenen Kargletscher (u. a. Goverdalsbre, Rypedalsvatnbre) aber erst 10 Jahre später. Die zwischen den Moränen des 18. und 20. Jahrhunderts gelegenen Moränenwälle konnten von BALLANTYNE nur lichenometrisch datiert werden, und zwar am Fornesbre auf den Zeitraum 1825-1845, am Steindalsbre, Vestbre und Rödbergdalsbre auf den Zeitabschnitt 1865-1880.

Die eigenen Feldforschungen in den Gletschergebieten östlich des Lyngenfjordes bestätigen die Ergebnisse aus den Lyngen-Alpen. Auf den Talböden finden sich nur wenige Reste älterer holozäner Moränen. Dagegen weisen die weithin vorherrschenden Kargletscher an ihrer Stirn oft mächtige Moränen auf, die häufig noch einen Eiskern enthalten (vgl. TOLGENSBARK & SOLLID 1988, CORNER 2004). In einigen Fällen sind die Moränen unter Permafrostbedingungen blockgletscherartig zum Talgrund geflossen, wie bei Gauknes im Nordmannviktal (Kåfjord). Die innersten, noch nahezu vegetationslosen Moränenwälle wurden gewiß im 20. Jahrhundert gebildet.

Detailliertere Informationen über die Gletscherdynamik beschränken sich in den Lyngen-Alpen auf die letzten 120 Jahre, in Kåfjord und Storfjord östlich des Lyngenfjordes auf die letzten 30 Jahre. Das Alpinrelief der Lyngen Halbinsel weckte schon früh das Interesse von Bergsteigern. Sie lieferten in den 1890er und 1900er Jahren die ersten Beschreibungen, Fotos und Skizzen der vergletscherten Gebiete. Dieses Material kann mit aktuellen Gletscherständen verglichen werden, um Veränderungen in der Gletscherausdehnung seit jener Zeit aufzudecken. Die weniger attraktive Plateaulandschaft östlich des Lyngenfjordes wurde von den Bergsteigern nicht besucht, so dass keine älteren Fotos und Berichte zur Auswertung zur Verfügung stehen. Seit den 1950er Jahren wurde die Lyngen Halbinsel auch von wissenschaftlichen (glaziologischen) Expeditionen aufgesucht, doch stammen die meisten Kenntnisse zur Gletscherdynamik von britischen Expeditionen aus den letzten 40 Jahren. Darüber hinaus stehen Luftbildserien aus den Jahren 1952, 1953, 1956, 1977, 1978, 1979 und 1998 zur Verfügung, die auch den Ausgaben der norwegischen topographischen Karte 1: 50 000 zugrunde liegen. Die Zuverlässigkeit der Karten ist jedoch, was die Lage und Ausdehnung einzelner Gletscher betrifft, lokal sehr unterschiedlich.

Es lassen sich verschiedene Gletschertypen – Plateaugletscher (Eiskappen), Kargletscher und Talgletscher – unterscheiden, die in Hochlagen im Südteil der Lyngen-Alpen oftmals räumlich und genetisch miteinander verknüpft sind, sich in ihrer Sensitivität gegenüber Klimaschwankungen und ihrer Dynamik aber voneinander unterscheiden.

Die höchst gelegenen Plateaeiskappen haben sich in den letzten 120 Jahren offenbar kaum verändert (vgl. Foto 5). Die gilt besonders für die kleinen, über 1600 m ü. M. gelegenen Eiskappen von Jiehkkevarri (ca. 3,7 km²), Kveita (ca. 0,3 km²) und Balgesvarri (ca. 0,7 km²), wie ein Fotovergleich (1898-2013) zeigt. Der am leichtesten zugängliche Balgesvarri besteht aus einem flach geneigten Plateaurest (1470-1550 m ü. M.), der allseits von Steilabfällen umgeben ist. Die rund 100 m mächtige Eiskuppel (Eisgipfel: 1627 m ü. M.) entsendet mehrere Hängegletscher in die benachbarten Täler, u. a. ins Akkumulationsgebiet des

Sydbre. An einigen wenigen Stellen, wo der Rand der Eiskuppel leicht zurückschmilzt, werden Blockfelder mit gut erhaltenen Strukturböden freigelegt. WHALLEY, GORDON & THOMPSON (1981) wiesen mittels Grabung nach, dass sich die Blockfelder unter dem Gletscher fortsetzen, und dass die Gletschersohle am Untergrund angefroren ist. Wie die Eiskappe des Balgesvarri stellen auch die Plateaugletscher von Jiehkkevarri und Kveita „kalte“ Gletscher dar, die nicht erodieren, sondern ihre Unterlage vielmehr vor der Abtragung schützen. Eisüberschliffener Fels findet sich nur im Bereich einiger Auslaßgletscher, Moränen als Indikatoren ehemaliger Eisrandlagen fehlen auf den Plateaus vollständig. Während sich die horizontale Ausdehnung der Balgesvarri-Eiskappe kaum merklich verändert hat, schwankte ihre Mächtigkeit seit den 1950er Jahren in der Größenordnung von 10 m (vgl. GORDON, WHALLEY & GELLATLY 1995, WHALLEY & KJÖLLMOEN 2000).



Foto 5: Blick von Skibotn über den Lyngenfjord zum Lyngsdal mit dem Ort Furuflaten an der Mündung und dem Jiehkkevarri-Massiv im Hintergrund. Der Plateaugletscher ist von bis zu 1000 m hohen Felswänden umgeben. Die Eiskuppel markiert den höchsten Punkt. In der Mulde rechts davon ist das Akkumulationsgebiet des Vestbre, der zum Lyngsdal herabzieht, zu erkennen. 20.7.1995

Während die Plateaueisdecken von Balgesvarri, Jiehkkevarri und Kveita offenbar stabil sind und eine ausgeglichene oder leicht positive Massenbilanz aufweisen, schmelzen die Eisfelder auf den tiefer gelegenen Plateaus auf der Lyngen Halbinsel (u. a. Bredalsfjell: 1538 m, Daltind: 1534 m, Rundfjell: 1413 m ü. M.) und im Bergland östlich des Storfjordes (u. a. Sommarfjell: 1560 m, Middagsfjell: 1464 m ü. M.) an ihren Rändern ab, ohne Moränen zu hinterlassen (vgl. Abb. 16). Das Bredalsfjell-Plateau war 1898 weithin von einem Eisfeld bedeckt (vgl. GELLATLY, WHALLEY & GORDON 1986). Dieses Eisfeld zerfiel in den 1950er Jahren in einen nördlichen und in einen südlichen Teil. Die maximale Mächtigkeit des nördlichen Eisfeldes betrug 1979 nur noch ca. 3 m. Die Gesamtfläche der beiden Eisfelder hat sich zwischen 1953 und 1979 von 0,5 km² auf 0,2 km² verringert (vgl. GORDON, WHALLEY & GELLATLY 1995). An den Steilabfällen des Plateaus finden sich nach wie vor eisgefüllte Kare (Ausnahme: Südflanke), doch ist die Eiszufuhr von der Plateaufläche abgerissen seit das Eisfeld nicht mehr bis an den Plateaurand hererreicht (Trennung zwischen 1898 und 1953). Auf den Luftbildern von 1998 waren die Eisfelder noch deutlich zu erkennen, ebenso auf jüngeren Fotos (vgl. OLSEN 2013, vgl. Foto 6). Ob das Foto der Bergsteigerin LE BLOND aus dem Jahre 1898 die maximale neuzeitliche Eisausdehnung („Kleine Eiszeit“) auf dem Plateau zeigt, ist infolge des Fehlens von Moränen unklar, aber nicht auszuschließen. GELLATLY, GORDON, WHALLEY & HANSOM (1988) stießen bei Grabungen am Rande der Eisfelder in geringer Tiefe (25 cm) auf Permafrostboden. Auch das benachbarte Rundfjell weist noch ein kleines Eisfeld auf, und zwar in einer flachen Mulde in einer Höhenlage von ca. 1250 m ü. M. zwischen den beiden Plateaubschnitten. Die benachbarten Blockfelder sind von Permafrost unterlagert. Vergleichbar anderen kleinen Gletschern fehlen den Plateaueisfeldern abgrenzbare Akkumulations- und Ablationsgebiete. Stattdessen lassen sich Jahre mit Netto-Akkumulation und Netto-Ablation unterscheiden. Der Permafrostboden in den freigelegten Blockfeldern läßt vermuten, dass die Eisfelder noch vor kurzem am Untergrund angefroren waren („cold-based“ bzw. „dry-based“, vgl. GELLATLY, GORDON, WHALLEY & HANSOM

(1988). Nach dem Abschmelzen der Eisfelder gibt es keine morphologischen Belege für deren ehemalige Existenz, weder Schmelzwasserrinnen noch Moränen. Grabungen in den Blockfeldern belegen stellenweise Profiltiefen von mindestens 1 m. Die Blockfelder repräsentieren offenbar präglaziale ehemalige Landoberflächen („palaeosurfaces“), die ursprünglich durch chemische Verwitterungsvorgänge unter wärmeren Klimaverhältnissen gebildet worden sind (vgl. WHALLEY, REA et al. 1997), etwa im Tertiär. Die dabei entstandenen Profile wurden zwar durch frostdynamische Vorgänge zerstört, die Blockfelder aber durch die kalte, am Untergrund angefrorene Eisdecke vor der Abtragung geschützt und konserviert.

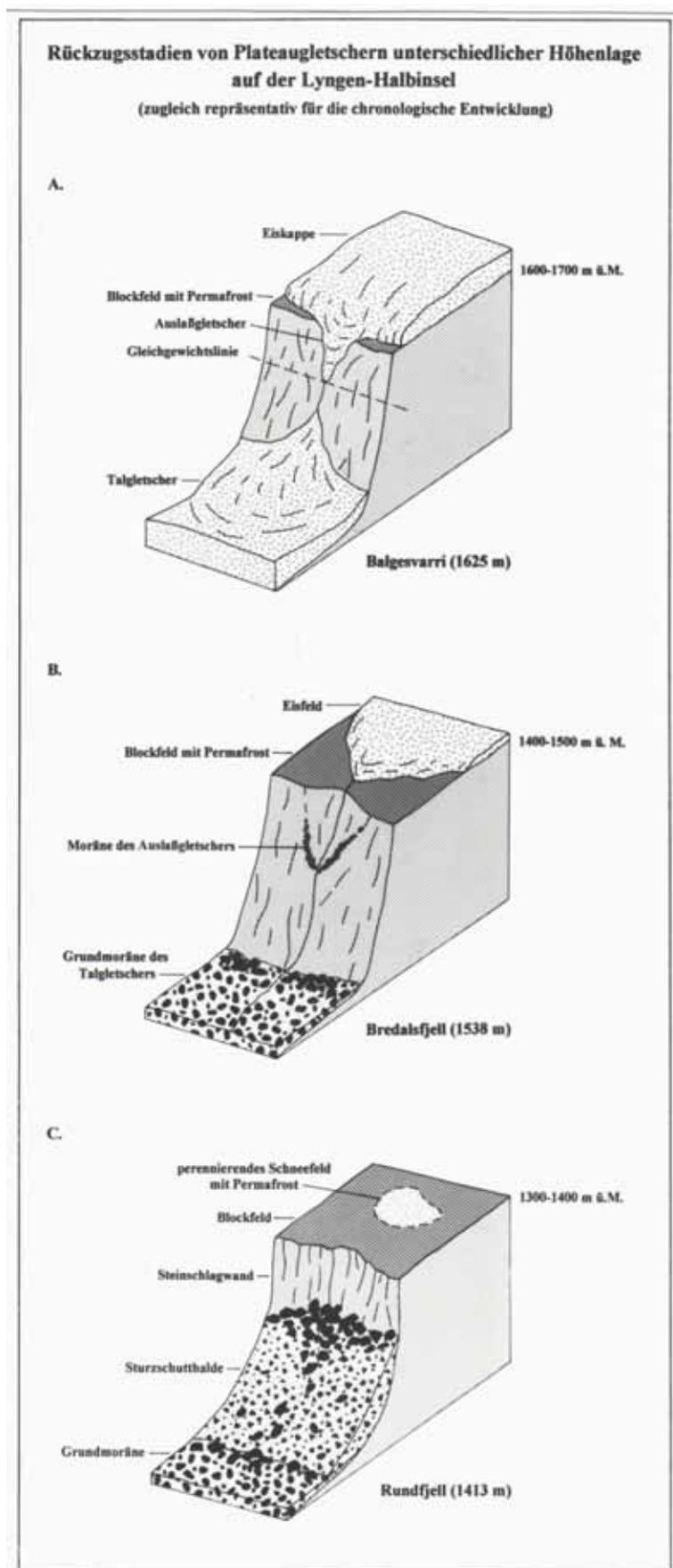


Abb. 16: Rückzugsstadien von Plateaugletschern unterschiedlicher Höhenlage auf der Lyngen Halbinsel (aus MEIER 1999, vgl. auch GELLATLY, WHALLEY, GORDON & FERGUSON 1986)



Foto 6: Blick auf dem nördlichen Teil des Jiehkkevarri- Massivs mit dem Bredalsfjell-Plateau im Vordergrund und dem Rypedalsvatn-See im Mittelpunkt (Luftbild aus OLSEN 2013). Die beiden Eisfelder auf dem Bredalsfjell sind fast vollständig abgeschmolzen und reichen nicht mehr bis an die Plateauränder. Dadurch ist die Eiszufuhr zu den kleinen Kargletschern an den steilen Plateauflanken abgerissen.

Die Ernährung vieler Tal- und Kargletscher im Südtteil der Lyngen Halbinsel erfolgt vornehmlich durch Schnee-, Firn- und Eislawinen von den wesentlich höher gelegenen Plateaus und weniger durch Schneeakkumulation in traditionellen, ausgedehnten, nahe gelegenen Akkumulationsgebieten (vgl. Abb. 17). Für zahlreiche Tal- und Kargletscher in tiefen Lagen, etwa für den Fugldalsbre (360 m ü. M.), dürfte der Eisnachschub von den Plateaugletschern unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen für den Fortbestand lebensnotwendig sein (vgl. MEIER 1999). Schwankungen im Stirnbereich dieser Gletscher sind daher nicht nur mit den klimatischen und glaziologischen Verhältnissen am betreffenden Tal- oder Kargletscher selbst, sondern auch mit jenen im Bereich der Plateaugletscher verknüpft. Plateau eisfelder, Kar- und Talgletscher können unterschiedlich auf die Klimaverhältnisse reagieren, wobei auch glaziologische Schwellen zwischen den stabilen Plateaugletschern der höchsten Lagen und den tiefer gelegenen Plateau eisfeldern existieren. Die Dynamik der Tal- und Kargletscher im Jiehkkevarri-Gebiet wird entscheidend von der Massenbilanz der höher gelegenen Plateaugletscher mitbestimmt. Für die ausgeglichene oder leicht positive Massenbilanz der höchst gelegenen Plateaugletscher dürften in erster Linie die hohen winterlichen Niederschlagsmengen verantwortlich sein, während das Zurückschmelzen im Stirnbereich der Tal- und Kargletscher maßgeblich durch die sommerlichen Temperaturverhältnisse gesteuert wird. Dieses komplexe Gefüge der Gletscherdynamik läßt sich mit den konventionellen Vorstellungen eines „Lehrbuchgletschers“ mit Akkumulationsgebiet, Gleichgewichtslinie und Ablationsgebiet kaum vereinbaren. Einige tief gelegene Gletscher, wie der Fugldalsbre, befinden sich nach traditioneller Auffassung vollständig im Ablationsgebiet, wo der gesamte, im Winter akkumulierte Schnee im Sommer wieder abschmilzt. Daß solche Gletscher überdauern können, verdanken sie ausschließlich den Firn- und Eislawinen, die sich am Rande der hohen Plateaus von den Eiskuppeln und -feldern lösen. Die Ablation eines Plateaugletschers wird somit zur Akkumulation eines Tal- oder Kargletschers, wobei die Gleichgewichtslinie auf halber Höhe des Steilabfalles in einer eisfreien Felswand liegen kann (vgl. GELLATLY, WHALLEY, GORDON & FERGUSON 1986). Da die Plateaugletscher in Abhängigkeit von der Höhenlage und Größe des jeweiligen Plateaus bei ähnlichen klimatischen Verhältnissen unterschiedlich reagieren, ist zu erwarten, dass die tiefer gelegenen Tal- und Kargletscher ebenfalls individuelle Reaktionsmuster zeigen. Abhängig von den Firn- und Eislawinen der Plateaugletscher überdauern die tiefer gelegenen Gletscher nur so lange, bis die Eiskappen von den Plateaurändern zurückschmelzen. Ist der Eisnachschub von den Plateaus erst unterbrochen, wie bei den Kargletschern am Bredalsfjell (Rypetal) und Didnojjiehkki (Elsnestal), reagieren die Gletscher sofort und schmelzen rasch ab. Während kleinere Schwankungen im Stirnbereich der Tal- und Kargletscher zumeist auf eine unterschiedliche Intensität des Eisnachschubs von den Plateaus zurückzuführen sind, stellt ein rasches Abschmelzen der Gletscher nach Unterbrechung des Eisnachschubs

von den Plateaugletschern eine unmittelbare Reaktion auf die jeweiligen Klima- und Umweltverhältnisse dar (vgl. MEIER 1999). Seit Beginn der 1990er Jahre ist auf den Plateaus in Höhenlagen um 1500 m ü. M. und darunter ein verstärktes Abschmelzen von Eisfeldern zu beobachten, das vor allem in den Hochlagen im Umkreis des Lyngstales deutlich in Erscheinung tritt. Kleine Hochflächen, wie etwa am Daltind (südlich des Lyngstales) sowie am Isfjell (Kåfjord) sind mittlerweile nahezu eisfrei. Sie waren wahrscheinlich während des Maximalstandes der „Kleinen Eiszeit“ weithin vergletschert, was sich aber aus Mangel an Fotos, Berichten, Moränen oder anderen geomorphologischen Spuren aus jener Zeit nur aus der Zonierung der Flechten in den Blockfeldern schließen läßt. Im Unterschied zu diesen Plateaus mit ehemals „kalter“ Vergletscherung lassen sich die neuzeitlichen Gletscherstände in den Tälern (temperierte und polytherme Gletscher mit Randmoränenbildung) vergleichsweise leicht rekonstruieren, zumal infolge der besseren Zugänglichkeit der Lokalitäten auch eine größere Auswahl an alten Fotos zur Verfügung steht.

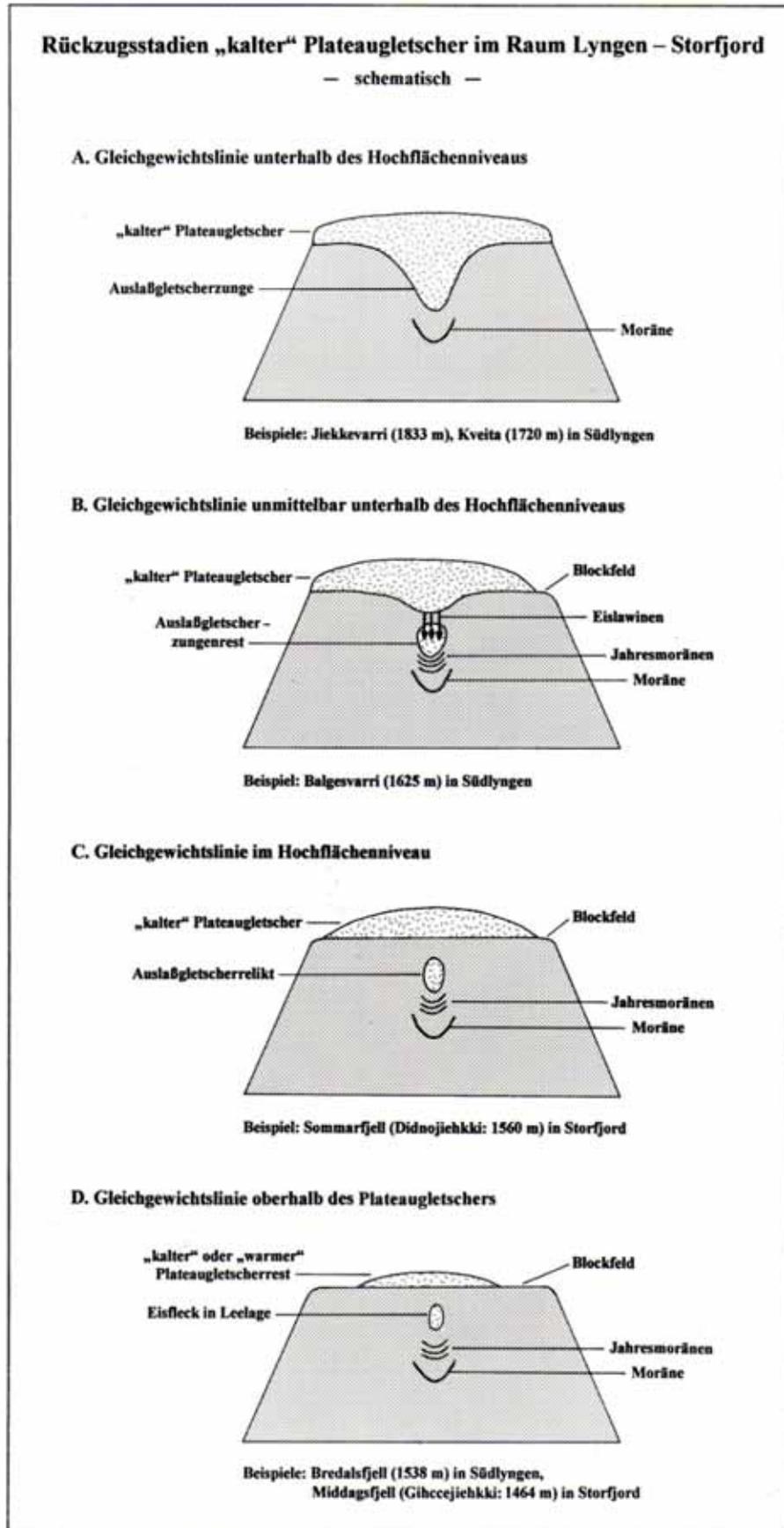


Abb. 17: Rückzugsstadien „kalter“ Plateaugletscher im Raum Lyngen-Storfjord (aus MEIER 1999, vgl. auch WHALLEY, GORDON, GELLATLY & HANSOM 1995)

Nach Ausweis des vorliegenden Beobachtungsmaterials, alter Fotos und verschiedener Luftbildserien sind alle Tal- und Kargletscher auf der Lyngen Halbinsel seit dem letzten Vorstoß zu Beginn des 20. Jahrhunderts (Tiefland: 1910-1920, Hochlagen: 1920-1930) zurückgeschmolzen, im Falle der größeren Talgletscher mehr als 1 km. Fotos aus dem Zeitraum 1890-1910, aufgenommen von Bergsteiger-Pionieren im Gebiet, zeigen u. a. die Fronten der Gletscher Rypdalsbre (1897) und Fugldalsbre (1899) mit Kalbungskliffs in den Seen Rypdalsvatn bzw. Fugldalsvatn. Die Gletscherfronten befanden sich im Vergleich zur aktuellen Lage in weit vorgeschobenen Positionen, hatten ihre Maximalstände während der „Kleinen Eiszeit“ aber noch nicht erreicht. Die Zunge des Bläisen-Gletschers (Tverrelvdal) erstreckte sich 1899 weit talabwärts über den heute eisfreien Steilabfall hinaus, obwohl die Maximalausdehnung des Gletschers zum damaligen Zeitpunkt noch nicht erreicht worden war. Die Strupbre-Gletscherfront lag im Jahre 1900 am Steilabfall zur Strupen-Bucht. Die sich vom Eiskliff lösenden Firn- und Eislawinen nährten einen Sekundärgletscher (regenerierten Gletscher) am Grunde der Bucht, der sich nur wenige Meter über dem Meeresspiegel befand (vgl. JOHNSEN & SKJERVEN 1984).

Der Sydbre am Ende des Lyngstales (Südlyngen) repräsentiert den zweitgrößten Gletscher in den Lyngen-Alpen nach dem Strupbre (Nordlyngen). Er ist ca. 4,5 km lang und erstreckt sich vom Pass zum Slöketal im Westen (1200 m) bis in eine Höhe von 480 m ü. M. ins obere Lyngstal. Der Gletscher ist vergleichsweise gut erforscht; sein komplexes Akkumulationsgebiet wurde bereits 1897 fotografiert. Es umfasst 3 Becken: Im Norden grenzt der Gletscher an die ca. 900 m hohen Steilwände des Jiehkkevarri-Plateaus, von dem Firn- und Eislawinen abgehen. Das Material wird am Wandfuß in Gestalt mächtiger Kegel auf dem Sydbre akkumuliert. Es ist die wichtigste Eisnachschub-Quelle des Gletschers, verantwortlich für den Fortbestand der gesamten Gletscherzunge. Eine geringere Eisakkumulation findet im Karbecken unterhalb des Passes zwischen Jiehkkevarri und Balgesvarri statt. Von Süden aus wird ferner Eis in Gestalt von Lawinen von den Hängegletschern am Balgesvarri angeliefert und in einer Mulde am Gletscherrand akkumuliert – dem dritten Akkumulationsbecken des Sydbre. Schwankungen an der Gletscherstirn beruhen daher nicht einfach auf Veränderungen im Massenhaushalt des Gletschers selbst, sondern sind auch eine Folge von Schwankungen im Eisnachschub von den angrenzenden Plateaus, insbesondere vom Jiehkkevarri-Plateaugletscher (vgl. WHALLEY & KJÖLLMOEN 2000). Der letzte neuzeitliche Vorstoß des Sydbre fand nach BALLANTYNE (1990) 1910-1920 statt. Danach schmolz der Gletscher bis 1953 (erste Luftbilder) um 0,5-0,6 km, von 1953-1978 (nächste Luftbildserie) um weitere 0,5 km zurück. Nach einem Feldbesuch im Jahre 1984 kamen GORDON, WHALLEY, GELLATLY & FERGUSON (1987) zum Schluß, dass der Sydbre zwischen 1953 und 1984 um bis zu 580 m zurückgeschmolzen ist. Vor der Gletscherstirn befindet sich eine Serie 1-3 m breiter, bis zu 1 m hoher Jahresmoränen, deren Abstände den jährlichen Gletscherrückzug dokumentieren. Die durchschnittlichen Beträge belaufen sich auf 12-20 m / Jahr in den 1970 er Jahren und 7-8 m / Jahr zu Beginn der 1980 er Jahre (vgl. GORDON, WHALLEY & GELLATLY 1995). Die enge Staffelung der Jahresmoränen im Zeitraum 1981-1984 belegt ein vermindertes Rückschmelzen des Gletschers in den kühlen Sommern der Jahre 1981, 1982 und 1983. In den Jahren danach vergrößerte sich der Abstand der Jahresmoränen wieder, da der Gletscher an seiner Zunge rasch abschmolz, was zwischen 1986 und 1989 zur Trennung von Sydbre und Midtbre führte. Danach schmolz der Sydbre so rasch zurück, dass keine scharf abgrenzbaren Jahresmoränen zurückblieben. Zwischen 1988 und 1999 war der Gletscher ca. 35 m zurückgeschmolzen. 2007 begann Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen (NVE) mit systematischen Messungen am Sydbre. Demzufolge ist die Gletscherfront zwischen 2007 und 2013 um rund 60 m zurückgeschmolzen. Eigene Beobachtungen am Rande des Sydbre und des benachbarten Midtbre im Jahre 1997 zeigten, dass die beiden Talgletscher nicht am Fels im Untergrund angefroren sind, und dass es sich somit um temperierte Gletscher handelt. Abweichend davon fanden GORDON, WHALLEY, GELLATLY & FERGUSON (1987) im Randbereich des „Flutes-Gletschers“ (ca. 800 m ü. M.), eines ehemals mit dem Sydbre in Verbindung stehenden kleinen Kargletschers, gefrorenes Moränenmaterial, was auf einen polythermen Gletscher mit „kalten“ Rändern bei ansonsten „warmer“ Gletschersohle deutet.

Der Gletscher Midtbre bedeckt eine Fläche von ca. 1,8 km². Er erstreckt sich aus einer Höhe von ca. 950 m ü. M. am Fuße der Ost-exponierten Steilwände des Jiehkkevarri bis in eine Höhenlage von ca. 500 m ü. M. Der Gletscher besitzt ein konventionelles Schnee-Akkumulationsgebiet, erhält aber auch Nach-

schub durch Schnee-, Firn- und Eislawinen vom Jiehkkevarri-Plateau. Der umfangreiche Eisverlust im Laufe der letzten 45 Jahre und das damit verknüpfte Rückschmelzen der Gletscherfront, das zur Trennung vom Sydbre geführt hat, dürften aus einer verringerten Eiszufuhr vom Jiehkkevarri-Plateaugletscher resultieren. Der zwischen Kveita und Bredalsfjell gelegene Vestbre ist seit seinem neuzeitlichen Höchststand aus dem Gebiet des Jiehkkeskohppi bis an eine Felsschwelle zurückgeschmolzen. Er erhält seinen Eisnachschub durch Lawinen vom Plateau des westlich angrenzenden Kveita-Berges. Die Gletscher östlich des Jiehkkevarri-Kveita-Massivs empfangen Schnee-, Firn- und Eislawinen von den Ost-exponierten Plateaurändern, da die vorherrschenden Westwinde den meisten Schnee an den östlichen Plateaurändern akkumulieren. Die nördliche Zunge des Vestbre (Rypdalsvatnbre) erstreckt sich bis dicht bis an den Rypdalsvatn-See. Sie ist seit den ersten Fotos (1897) stark zurückgeschmolzen. Die Eisfront befindet sich gegenwärtig rund 650 m südlich eines an den See grenzenden Moränenbogens. WHALLEY & KJÖLLMOEN (2000) vermuten, dass dieser Wall den Maximalstand während der „Kleinen Eiszeit“ markiert. Der Wall enthält noch Gletschereis. Der distale Abschnitt besitzt blockgletscherähnliche Merkmale und enthält infolge der nördlichen Exposition und Schattlage Permafrostboden.

Der Gletscherkomplex von Strupbre und Koppangsbre in Nordlyngen bildet mit rund 13 km² die größte zusammenhängende Eismasse auf der Lyngen Halbinsel. Das Gebiet des Strupbre umfasst ca. 8,5 km², dasjenige des Koppangsbre ca. 4,5 km². Der Gletscherkomplex erstreckt sich aus einer Höhenlage von 1330 m (Strupbre) bzw. 1200 m (Koppangsbre) ü. M. von einer Reihe hoch aufragender Gipfel (u. a. Lenangstind, Tafeltind), die die Hauptwasserscheide im Zentrum der Halbinsel bilden, in östlicher Richtung bis in eine Höhenlage von rund 500 m ü. M., wobei das Koppangsfjell die Eismasse im Osten in einen nördlichen Teil und einen südlichen Teil gliedert. Die Gletscherzunge des Strupbre blockierte früher ein Seitental (Strupskard), das die Halbinsel in westöstlicher Richtung durchschneidet, wobei ein fast 2 km langer, tiefer See im untersten, östlichen Talabschnitt aufgestaut wurde (vgl. WHALLEY 1971, 1973). Die Gletscherfront reichte um 1900 bis an den rund 350 m hohen Steilabfall zur Strupen-Bucht, in der Firn- und Eislawinen, die sich an der steilen Front des Strupbre lösten, einen kegelförmigen Sekundärgletscher nährten. Als die Front der Strupbre-Gletscherzunge vom Steilabfall zurückschmolz, blieb der Eisnachschub aus und der regenerierte Gletscher in der Strupen-Bucht schmolz ab. Inzwischen ist die Gletscherzunge weit zurückgeschmolzen. Die Eisfront reicht nicht mehr bis an die Mündung des Strupskardtales heran. Infolge des Fehlens einer wasserstauenden Eisbarriere sank der Wasserspiegel des ehemaligen Eisstausees im unteren Strupskardtale um mehrere Zehnermeter. Der See zerfiel in 3 Teile, wobei der unterste See nur noch durch eine Felsschwelle aufgestaut wird, die früher vom Eise der Gletscherzunge bedeckt war. Mit Hilfe von Luftbildern aus den Jahren 1952, 1978, 1985 und 1998, die sowohl den Strupbre als auch den Koppangsbre abbilden, haben WHALLEY & KJÖLLMOEN (2000) eine Übersichtskarte der Gletscherstände des Strupbre-Koppangsbre-Gletscherkomplexes (vgl. Abb. 18) sowie detaillierte topographische Karten einzelner Gletscherpartien konstruiert. Den Karten zufolge befand sich die Eisoberfläche im Jahre 1978 weit über jener im Jahre 1952 (bis zu 20 m im Akkumulationsgebiet) – ein Beleg, dass im oberen Abschnitt des Strupbre in diesem Zeitabschnitt eine Zunahme des Eisvolumens stattfand. Im Frontbereich des Strupbre war jedoch ein erheblicher Eisverlust zu verzeichnen, wobei die Eisoberfläche bis zu 40 m abgesenkt worden war. Zugleich schmolz die Gletscherfront um ca. 250 m zurück. Im Zeitraum 1978-1985 verloren sowohl Strupbre als auch Koppangsbre deutlich an Eismasse (vgl. Abb. 19, KJÖLLMOEN 2001). Der Eisverlust ist ungleichmäßig über verschiedene Teile des Gletscherkomplexes verteilt. Die Fronten beider Gletscher schmolzen um ca. 50 m zurück. Für den Zeitabschnitt 1985-1998 läßt sich nur für den Koppangsbre eine kleine Rückverlegung der Eisfront nachweisen, während die Stirn des Strupbre offenbar stagnierte. Im oberen Abschnitt des Gletscherkomplexes ist eine markante Zunahme der Eismasse zu verzeichnen (vgl. Abb. 20, KJÖLLMOEN 2001). Für den Maximalstand des Gletscherkomplexes gibt es keine Luftbild-Belege. Vergleicht man das Foto aus dem Jahre 1900 (vgl. JOHNSEN & SKJERVEN 1984) mit dem Luftbild von 1952, ergibt sich jedoch ein Rückschmelzbetrag von rund 400 m. Die Luftbilder von 1998 zeigen eine Position der Koppangsbre-Stirn rund 1,4 km hinter einer Randmoränenlage, die möglicherweise die Maximalausdehnung des Gletschers während der „Kleinen Eiszeit“ repräsentiert (vgl. WHALLEY & KJÖLLMOEN 2000). Messungen des NVE zufolge ist der Koppangsbre im Zeitraum 1998-2013 um ca. 225 m zurückgeschmolzen. OLSEN (2013) berichtet von

mehreren Gletscherläufen (isländisch: jökulhlaups) in den Jahren 2010-2013, als die abschmelzenden Eismassen des Gletschers das Wasser eines kleinen Sees, der sich zwischen der Anhöhe 595 m und dem Koppangsfjell gebildet hatte, nicht länger aufstauen konnten. Das freigesetzte Wasser überflutete das flache Vorland des Gletschers und stürzte durch das tief eingeschnittene Koppangstal ca. 400 m hinab in die Bucht von Koppangen.

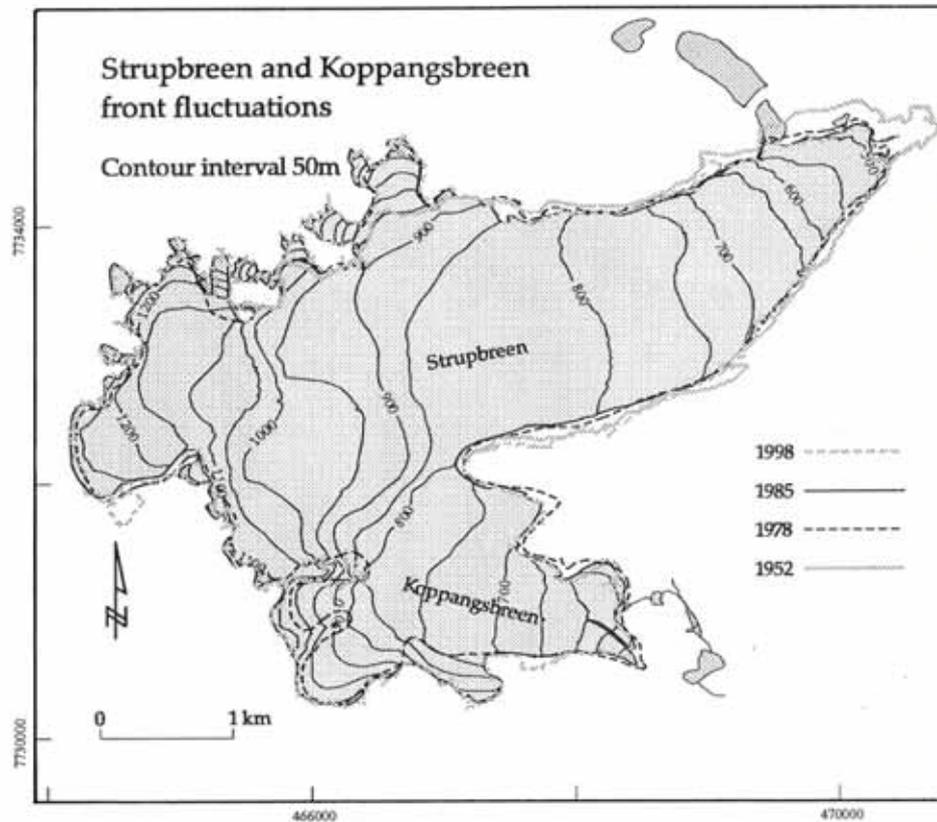


Abb. 18: Gletscherstände von Strupbre und Koppangsbre im Zeitraum 1952-1998 (aus WHALLEY & KJÖLLMOEN 2000)

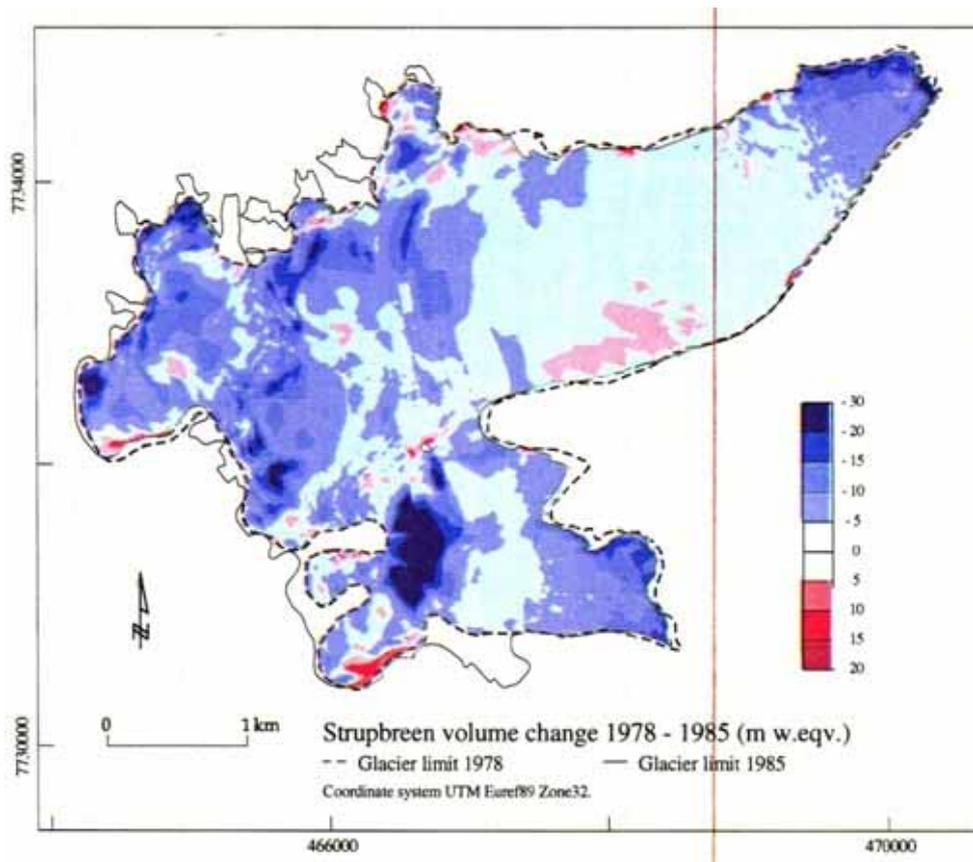


Abb. 19: Eismassen-Veränderungen von Strupbre und Koppangsbre zwischen dem 21.7.1978 und dem 21.8.1985 (aus: KJÖLLMOEN 2001)

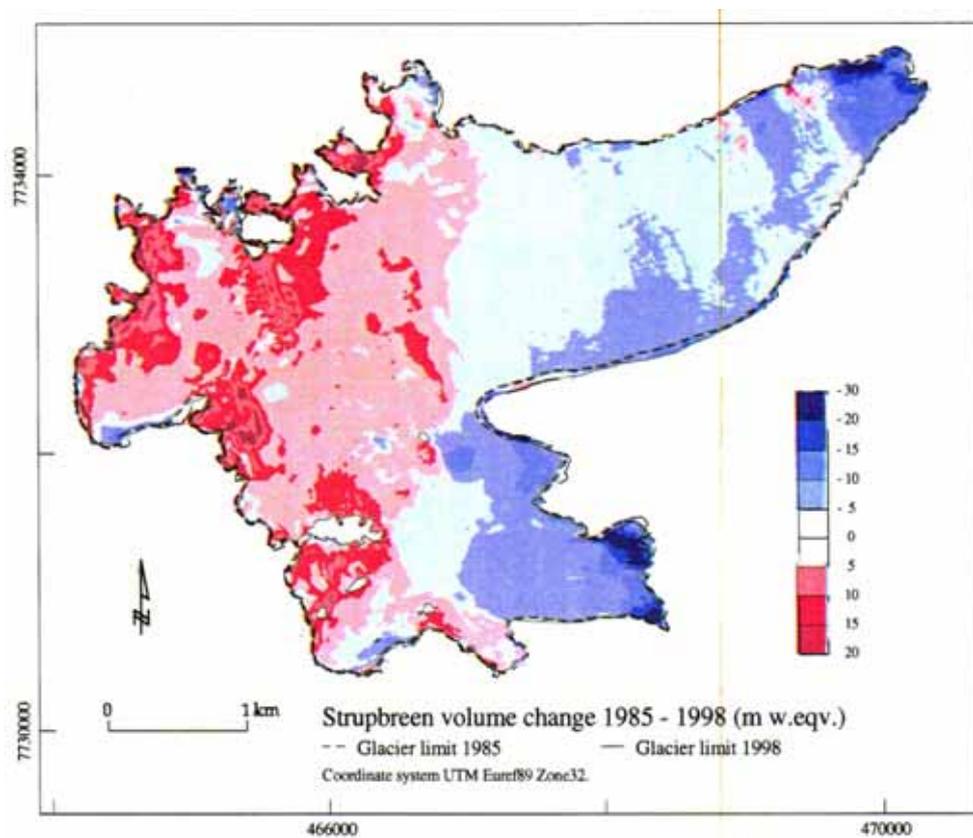


Abb. 20: Eismassen-Veränderungen von Strupbre und Koppangsbre zwischen dem 21.8.1985 und dem 31.8.1998 (aus KJÖLLMOEN 2001)

3.3. Zusammenhänge zwischen Gletscher- und Klimaschwankungen

Die verschiedenen Gletschertypen (Plateau-, Kar- und Talgletscher) im Raum Lyngen haben gemäß ihrer Höhenlage und Größe unterschiedlich auf die Klimaschwankungen der letzten 100-120 Jahre reagiert. Die Tal- und Kargletscher sowie die tiefer gelegenen Plateaugletscher sind zurückgeschmolzen, während sich die höchst gelegenen Plateau-eiskappen kaum verändert haben. Um die komplexen Beziehungen zwischen den Klimaschwankungen und Gletscherreaktionen verstehen zu können, wurden die langjährigen Niederschlags-Meßreihen der Wetterstationen Ullsfjord (6-10 m ü. M., 1924-2015) und Lyngseidet (3-20 m ü. M., 1896-2015) am West- bzw. Ostende des Kjosenfjordes, der die Lyngen Halbinsel in einen südlichen und einen nördlichen Teil gliedert, analysiert. Da keine hinreichend langen Temperatur-Meßreihen von der Lyngen Halbinsel sowie aus Kåfjord und Storfjord existieren, musste ferner auf Datenmaterial der rund 40 km weiter westlich in 38-100 m Höhe ü. M. gelegenen Wetterstation Tromsø zurückgegriffen werden, das einen Zeitraum von mehr als 140 Jahren (1873-2015) umspannt. Die Klimadaten wurden zwar in Höhenlagen in Meeresspiegelnähe deutlich unterhalb der Vergletscherungsgrenze ermittelt, geben aber einen Einblick in die langfristige Klimaentwicklung, die mit den bekannten Gletscherständen im selben Zeitraum verglichen werden kann. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Mitteltemperaturen in den höher gelegenen vergletscherten Gebieten niedriger und die Niederschlagssummen höher sind als an den Wetterstationen im küstennahen Tiefland. Als die wichtigsten Klimaparameter, die die Massenbilanz eines Gletschers bestimmen, gelten der als Schnee fallende Niederschlag im Winter und die Temperatur im Sommer. Um den Einfluß dieser Variablen bewerten zu können, wurden die Niederschlagsmenge und die Mitteltemperatur für jede Hälfte des Gletscherhaushaltsjahres berechnet, und zwar unter der Annahme, dass der „Winter“ durch jene Monate (November-April) repräsentiert wird, in denen die Mitteltemperaturen in Tromsø unter 0 °C liegen, und der „Sommer“ durch jene Monate (Mai-Oktober), in denen die Mitteltemperaturen 0 °C übersteigen (vgl. BALLANTYNE 1990, MEIER 1999). Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden die berechneten Mitteltemperaturen und Niederschlagsmengen zusätzlich als fortlaufende Fünfjahresmittelwerte dargestellt (vgl. Abb. 21-24).

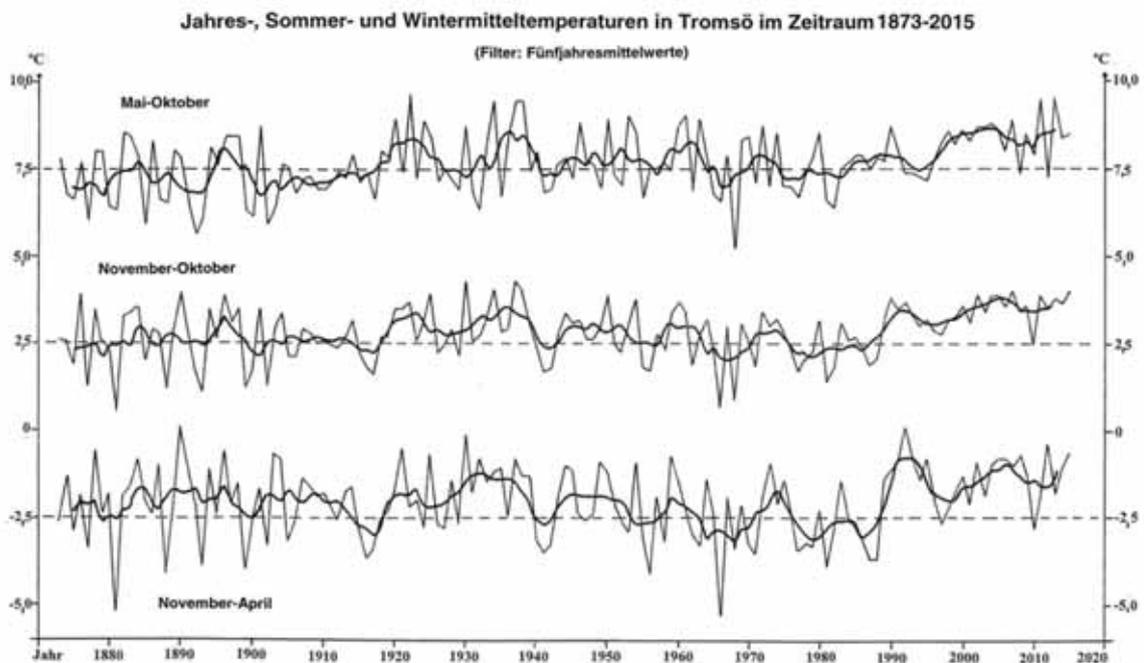


Abb. 21: Jahres-, Sommer- und Wintermitteltemperaturen in Tromsø im Zeitraum 1873-2015 mit fortlaufenden Fünfjahresmittelwerten (ergänzt nach MEIER 1999)

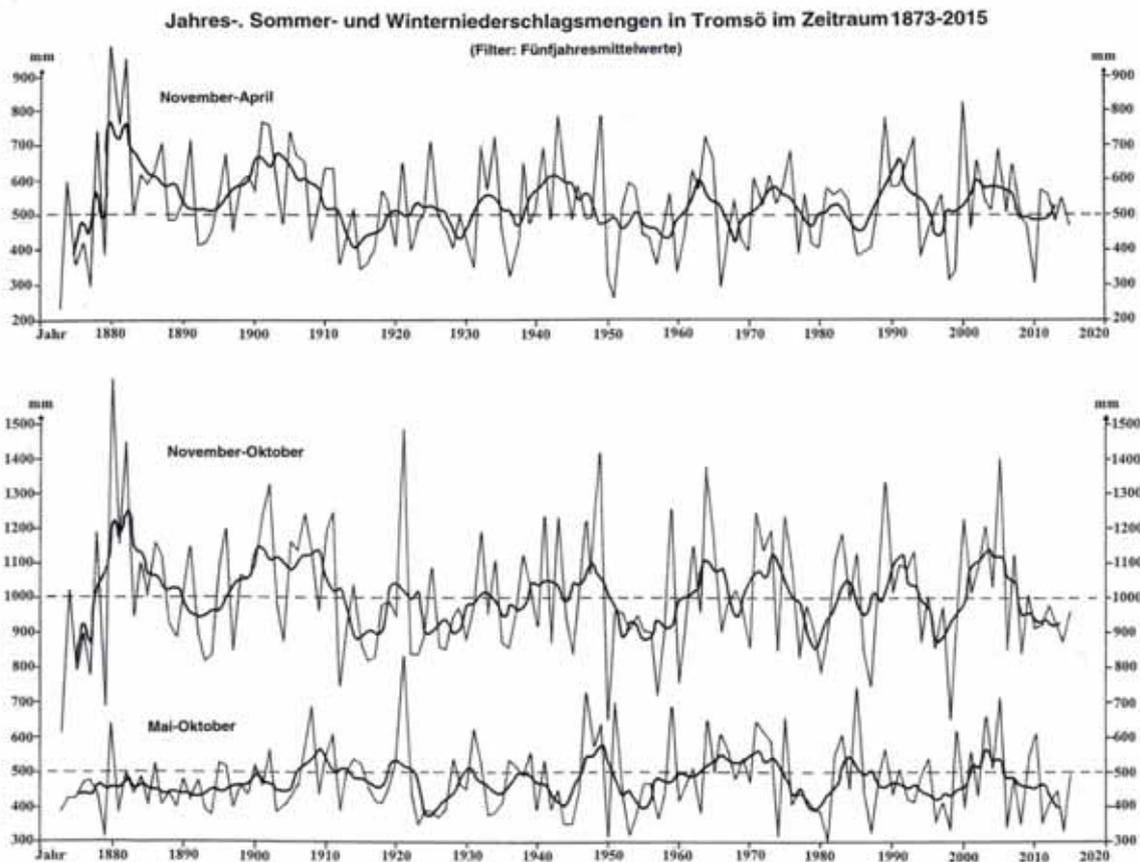


Abb. 22: Jahres-, Sommer- und Winterniederschlagsmengen in Tromsø im Zeitraum 1873-2015 mit fortlaufenden Fünfjahresmittelwerten (ergänzt nach MEIER 1999)

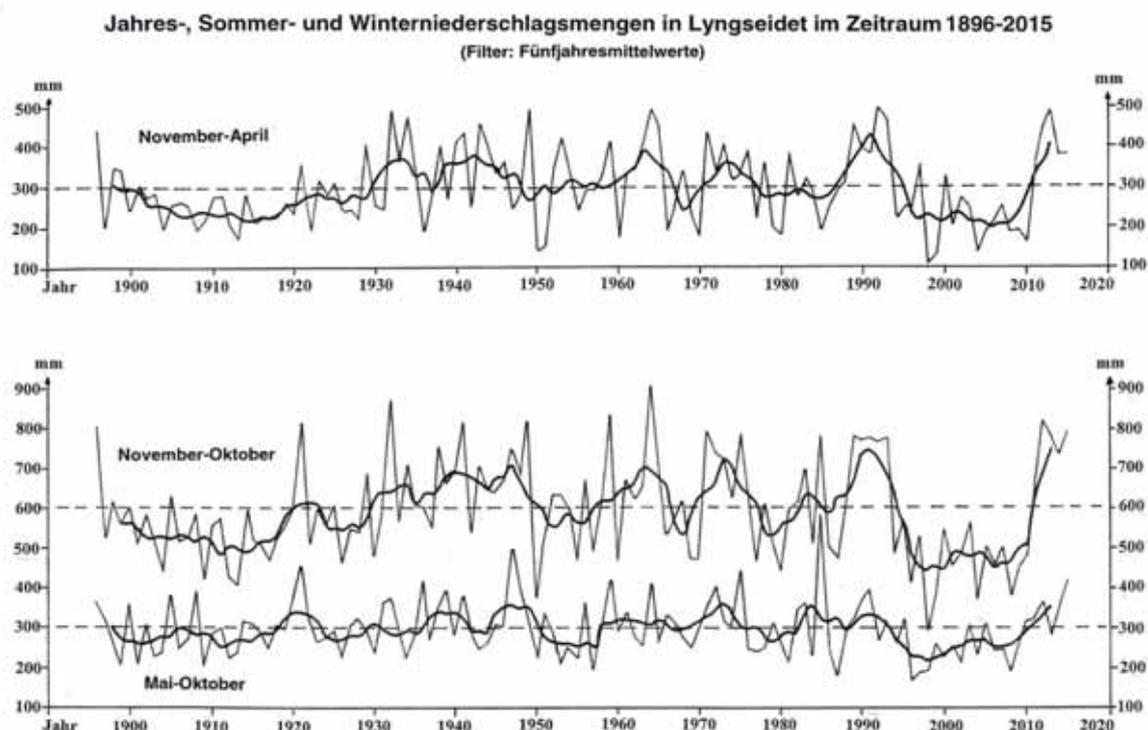


Abb. 23: Jahres-, Sommer- und Winterniederschlagsmengen in Lyngseidet im Zeitraum 1896-2015 mit fortlaufenden Fünfjahresmittelwerten

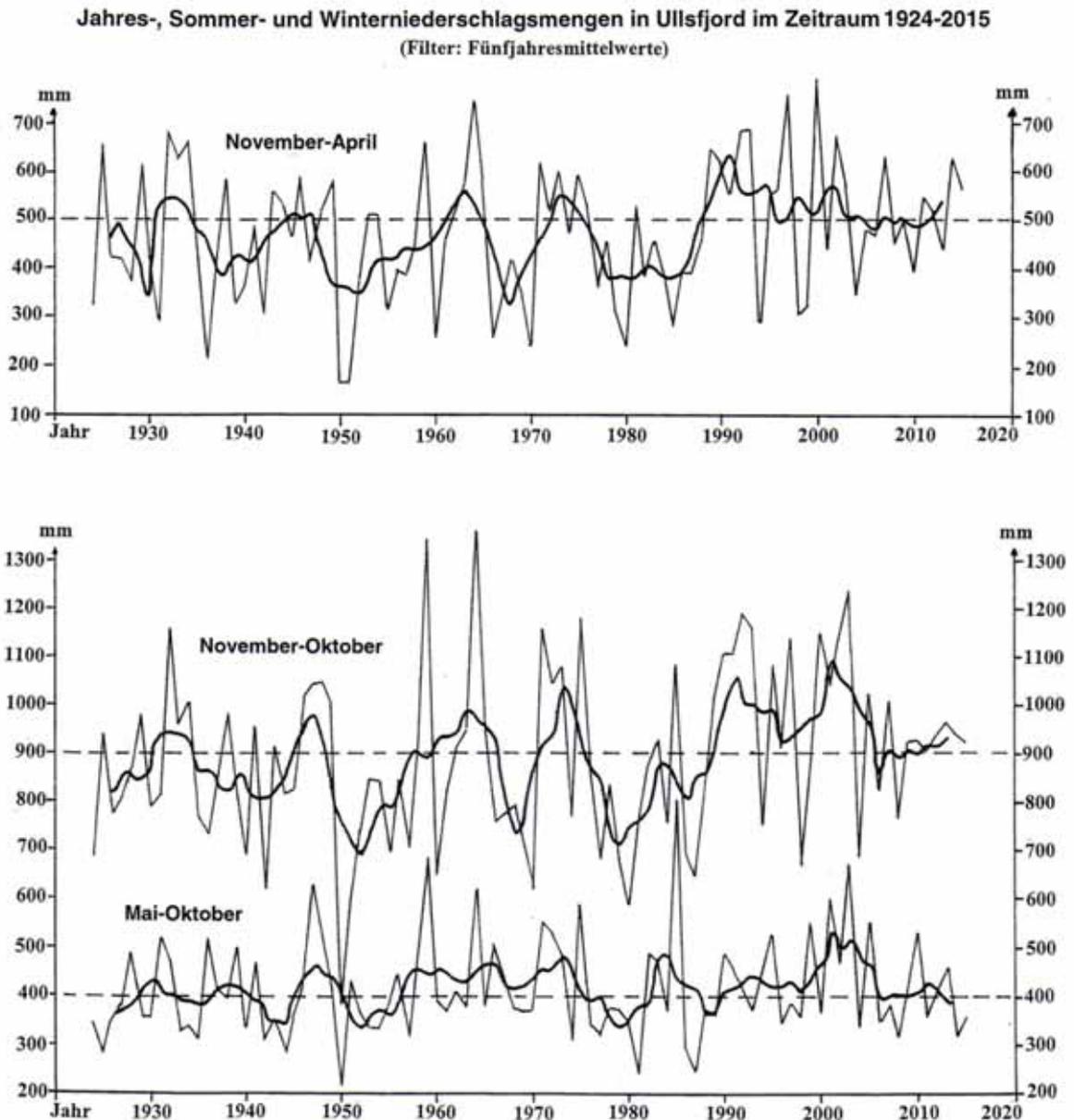


Abb. 24: Jahres-, Sommer- und Winterniederschlagsmengen in Ullsfjord im Zeitraum 1924-2015 mit fortlaufenden Fünfjahresmittelwerten

Die Mitteltemperatur- und Niederschlagskurven lassen deutliche Muster erkennen. Die Sommermitteltemperaturen waren zwischen 1870 und 1920 relativ niedrig (Mittel: 7,1 °C). Sie erreichten zwischen 1930 und 1940 einen Höhepunkt (Mittel: 8,1 °C) und schwankten danach um 7,5 °C. Die winterliche Niederschlagsmenge war zwischen 1874 und 1910 recht hoch (Mittel in Tromsø: 600 mm), fiel in den folgenden zwei Jahrzehnten auf einen Mittelwert von 470 mm, und stieg erst Ende der 1980er Jahre wieder deutlich an. Die Kombination von niedrigen Sommermitteltemperaturen zwischen 1870 und 1920 und hohen winterlichen Niederschlagsmengen vor 1910 dürfte die Hauptursache für den Gletschervorstoß, der im Zeitraum 1910-1930 kulminierte, gewesen sein (vgl. BALLANTYNE 1990). Der Anstieg der Sommermitteltemperaturen in den 1930er Jahren und die deutliche Abnahme der winterlichen Niederschlagsmenge nach 1910 beendeten diesen Vorstoß, noch ehe sich die langsamer reagierenden größeren Gletscher an die kühleren und schneereicheren Klimaverhältnisse, die vor 1910 herrschten, anpassen und weiter ins Tiefland vorstoßen konnten. Die relativ hohen winterlichen Niederschläge und die mäßig kühlen Sommer in den 1940er Jahren reichten offenbar nicht aus, um ein Rückschmelzen der Gletscher zu verhindern oder stärker zu verzögern. Von 1950 bis zum Ende der 1980er Jahre führten die geringen winterlichen Nieder-

schlagsmengen bei relativ hohen Sommertemperaturen zu einem deutlichen Rückschmelzen der Gletscher im Raum Lyngen mit Ausnahme der höchst gelegenen, „kalten“ Plateaugletscher. Die seit Anfang der 1990er Jahre wieder gestiegenen Niederschlagsmengen konnten diesen Trend nicht stoppen; stattdessen führten die im selben Zeitraum noch weiter gestiegenen Sommertemperaturen sogar zu einer markanten Beschleunigung des Abschmelzprozesses und einem auffälligen Rückschmelzen der meisten Gletscherfronten.

4. Periglaziäre Formung

4.1. Permafrosterscheinungen und -indikatoren

Die Auswertung des klimatischen Datenmaterials und die Extrapolation der im küstennahen Tiefland gewonnenen Werte für verschiedene Höhenstufen lassen vermuten, dass Permafrostboden in den höheren Lagen der Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord vorkommt, in den Hochlagen über 1000 m ü. M. sogar weit verbreitet. Die ersten Permafrostfunde im Gelände wurden jedoch erst in den 1970er und 1980er Jahren gemacht und überraschten zum damaligen Zeitpunkt. TORBLAA (1986) fand Permafrostboden beim Bau des Rihpojavi-Staudammes im stark verwitterten Fels (1977, 470 m ü. M.). WHALLEY, GORDON & THOMPSON (1981) und GELLATLY, GORDON, WHALLEY & HANSOM (1988) erwähnen Permafrostfunde in Blockfeldern am Rande der zurückschmelzenden Eiskappen auf dem Balgesvarri-Plateau und Bredalsfjell (1500-1600 m ü. M.) und TOLGENSBAKK & SOLLID (1988) sowie SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK (1989) beschreiben Permafrostvorkommen in Blockgletschern im Nordmannviktal in Kåfjord in Höhenlagen oberhalb 600 m ü. M. KING (1984) berichtet zwar von möglichen Permafrostvorkommen in Grobschuttablagerungen im Gjerdelv-Kar (ca. 800 m ü. M.) bei Lyngseidet, vermutet aber, dass die potenziellen Verbreitungsgebiete von Permafrostboden auf der Lyngen Halbinsel weitgehend vergletschert sind. Erst MEIER (1999) kommt anhand einer Vielzahl von Grabungsbefunden im Rahmen periglaziärmorphologischer Arbeiten auf der Lyngen Halbinsel und im Bergland östlich des Lyngenfjordes zum Schluß, dass Permafrostboden im Gebiet weit verbreitet auftritt, gelegentlich sogar in relativ geringer Höhenlage ü. M. unterhalb der Waldgrenze. Im letzten Falle dürfte es sich vornehmlich um relikttären Permafrostboden handeln, der mit den aktuellen Klimabedingungen nicht im Gleichgewicht steht.

Da das gefrorene Substrat des Permafrostbodens im Sommer nicht unmittelbar an die Erdoberfläche tritt, sondern von einer mehrere Dezimeter bis Meter mächtigen Auftauschicht („active layer“) bedeckt ist, erweist sich die Permafrost-Prospektion und -Kartierung als schwierig. Oft ist man auf indirekte Methoden (z. B. BTS-Methode, Geoelektrik) angewiesen, wobei die Auswahl der Testgebiete (Gelände-) Erfahrung voraussetzt. Am einfachsten ist die Identifizierung von Permafrost-Lokalitäten mit Hilfe von geomorphologischen Permafrostindikatoren, d. h. von morphologischen Formen und Erscheinungen, deren Genese die Existenz von Permafrostboden zwingend voraussetzt. Sie ermöglichen eine rasche Permafrost-Kartierung mit Hilfe von Luftbildern, auch in abgelegenen, schwer zugänglichen Gebieten. Allerdings läßt sich der Aktivitätsgrad der morphologischen Permafrostindikatoren mittels Fernerkundung nicht immer zuverlässig ermitteln. Die Formen und Erscheinungen können in „fossilem“, inaktivem oder aktivem Zustand vorliegen und somit ein ehemaliges oder ein rezentes Permafrostvorkommen indizieren (vgl. u. a. MEIER 1997). Daher ist oftmals eine zusätzliche Überprüfung im Gelände mittels Grabung oder Bohrung erforderlich. Zudem ist die Entwicklung der meisten morphologischen Permafrostindikatoren an spezielle, oftmals nur kleinräumig erfüllte klimatische und edaphisch-hydrologische Bedingungen geknüpft. So kann das Vorkommen von Permafrostboden an einem bestimmten Platz zwar mit Hilfe von morphologischen Indikatoren bestimmt werden, doch lassen sich kaum Aussagen über die Existenz oder das Fehlen von Permafrostboden abseits dieser Lokalitäten treffen. Die Kartierung von Permafrostboden mit Hilfe morphologischer Indikatoren kann daher nur ein erstes und sehr grobes Bild der Permafrostverbreitung liefern, das mit Hilfe anderer Prospektionsmethoden verfeinert werden muß.

Als typische morphologische Permafrostindikatoren sind in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord Palsas, Eiskeilpolygone und Blockgletscher anzutreffen. Ebenso deuten „kalte“ Gletscher und Eisfelder sowie „kalte“ Wandvereisungen über Bergschründen sowie perennierende Schneeflecken und -felder auf Permafrostvorkommen (vgl. MEIER 1999). Als klimatisch bedingte Phänomene dürften diese Permafrosterscheinungen auf Schwankungen oder Veränderungen der klimatischen Rahmenbedingungen, insbesondere der Temperaturverhältnisse, reagieren. Es ist daher nahe liegend, von der „Vitalität“ der Permafrostindikatoren auf gewisse Tendenzen der Klimaentwicklung zu schließen.

Bei den Palsas handelt es sich um bis zu 12 m hohe Torfhügel mit einem Kern aus gefrorenem Torf und / oder Mineralboden, die im Sommer von einer frostfreien Torfhülle umgeben sind. Sie finden sich vornehmlich in vermoorten oder versumpften Geländedepressionen. Ihre Genese beruht auf einer lokalen Eissegregation im Substrat (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991, 1996, 2015). Die thermisch isolierende Torfdecke schützt den gefrorenen Palsakern im Sommer vor dem Auftauen. Mit zunehmender Höhenlage über dem Meeresspiegel und der damit verknüpften Abnahme der Sommertemperaturen verringert sich die Mächtigkeit der zur Erhaltung des gefrorenen Kernes erforderlichen Torfhülle. Sind die Sommer hinreichend kühl, wie in den mittleren und höheren Lagen der Skanden, kann die Torfhülle schließlich vollständig fehlen. Diese torffreie Hügelvariante wird als „Lithalsa“ bezeichnet. Ihre Entwicklung und höhenwärtige Verbreitung wird durch die Verbreitungsgrenze hinreichend feuchter, feinkörniger, die Bildung von Segregationseis fördernder Lockersedimente begrenzt. Palsas wurden bisher nur in Storfjord östlich des Lyngenfjordes angetroffen, sowohl in tonig-schluffigen lakustrinen Sedimenten als auch in größeren sandig-kiesigen, torfbedeckten Ablagerungen, u. a. im Bereich der Birkenwaldgrenze im Umkreis des Rihpojavri-Stausees als auch im Lavkavagge-Tal oberhalb der Waldgrenze (vgl. Abb. 25 und 26). Die dortigen Hügel sind vornehmlich schild- oder plateauförmig und bei Höhen von bis zu 1 m sowie Durchmessern von maximal 10 m relativ klein und unauffällig. Mit weiteren Funden solcher Hügel ist daher zu rechnen. Dies gilt auch für die im Gelände und in Luftbildern schwer zu identifizierenden „Lithalsa“-Hügelvariante.

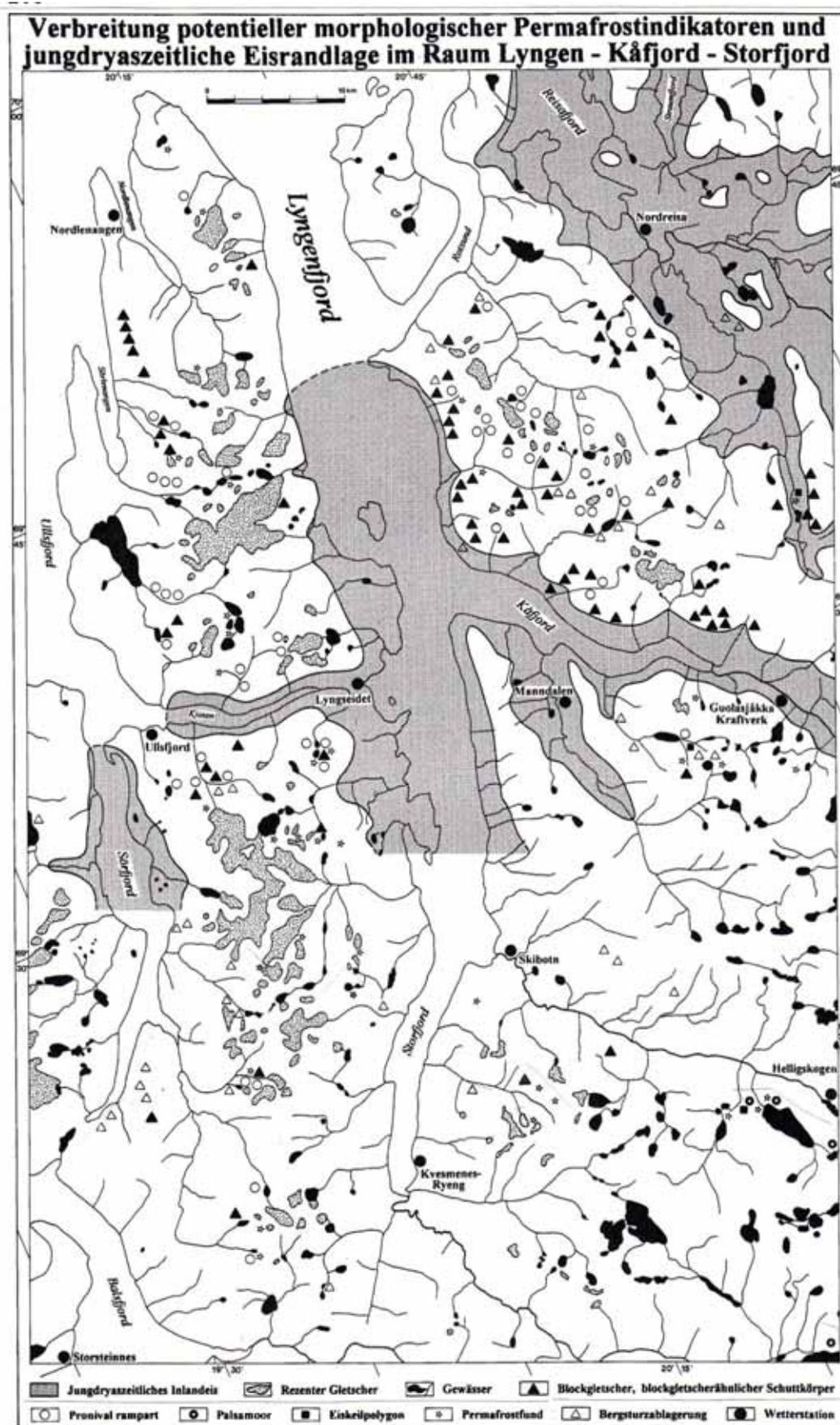


Abb. 25: Verbreitung potentieller morphologischer Permafrostindikatoren und jungdryaszeitliche Eisrandlage im Raum Lyngen-Kåfjord-Storfjord (aus MEIER 1999)

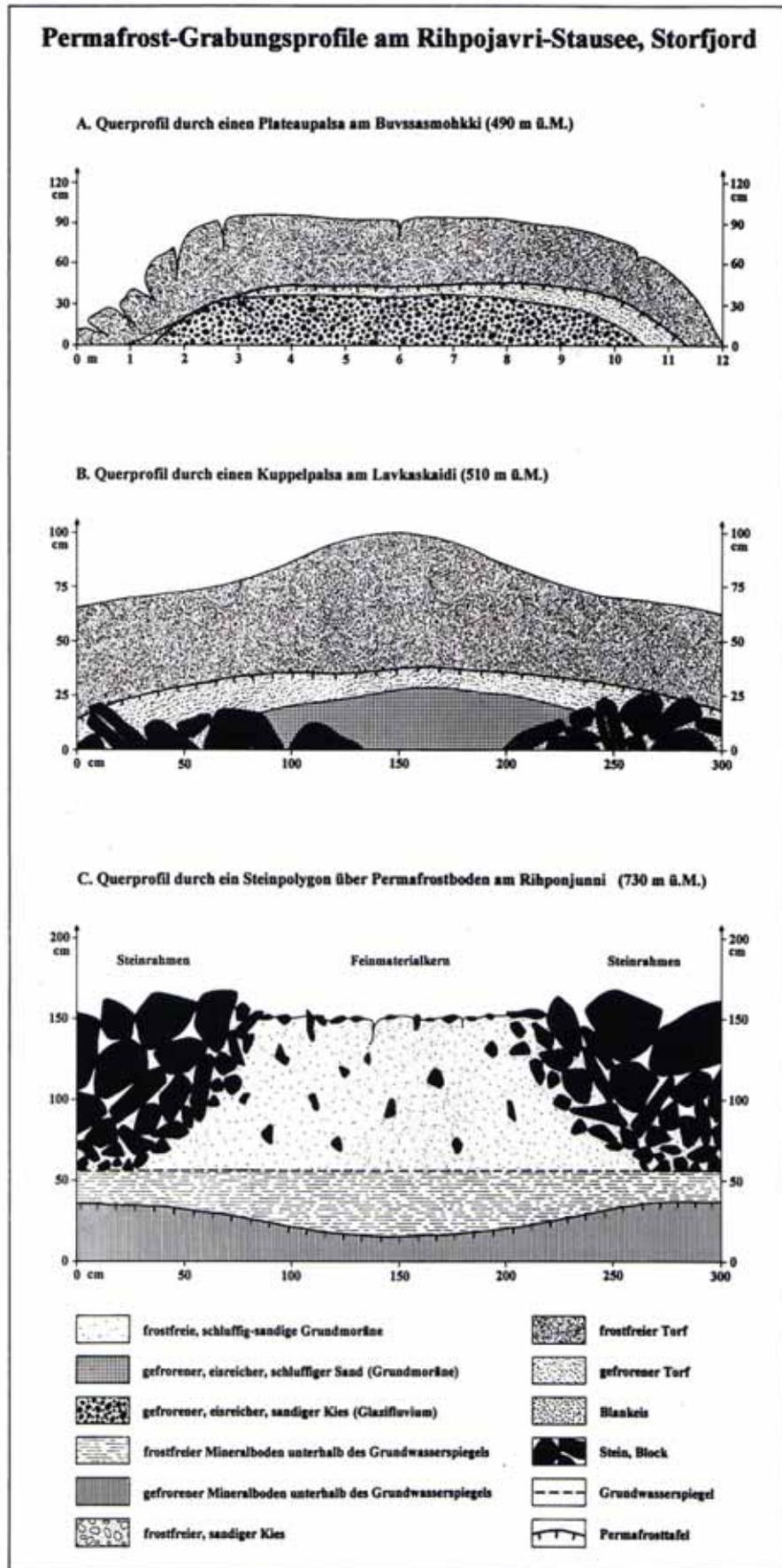


Abb. 26: Permafrost-Grabungsprofile am Rihpojavri-Stausee, Storfjord (aus MEIER 1999)

Eiskeilpolygone (Tundrapolygone) wurden bisher nur an 3 Lokaltäten im Bergland östlich des Lyngenfjordes angetroffen, und zwar westlich des Rihpojavi-Stausees, im oberen Moldojokka-Tal sowie am Guolasjavi-Stausee. Bei einigen weiteren, auf Luftbildern entdeckten polygonalen Netzwerken könnte es sich ebenfalls um Eiskeilpolygone handeln, doch konnten die Muster aufgrund der Ablegenheit der Lokaltäten nicht im Gelände überprüft werden. Bei den näher untersuchten Spaltenmustern handelt es sich um fossile Formen, bei denen die primäre Spaltenfüllung aus Eis sekundär durch minerogene Sedimente ersetzt worden ist (Eiskeilpseudomorphosen). Die gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse in den Gebieten schließen die Entwicklung und den Erhalt von Eiskeilpolygonen, d. h. von aktiven, im Wachsen begriffenen Formen, und inaktiven, nicht mehr wachsenden, aber noch Eis enthaltenden Formen, gewiß aus. In den höchsten Lagen der Lyngen-Alpen und des Berglandes von Kåfjord und Storfjord sind die klimatischen Voraussetzungen für die Eiskeilbildung und Erhaltung möglicherweise erfüllt, doch sind diese Gebiete in aller Regel vergletschert oder von Blockfeldern bedeckt, deren rauer Blockmantel die Identifizierung eventuell vorhandener Spaltennetzwerke erschwert (vgl. MEIER 1996, 1997). Die bisher entdeckten Eiskeilnetzwerke sind in moränischen oder glazifluvialen Ablagerungen entwickelt. Sie finden sich erstaunlicherweise an Plätzen, die während der Jüngerer Dryaszeit noch vom Inlandeis bedeckt waren. Während der kalten Jüngerer Dryaszeit waren nach dem bisherigen Kenntnisstand die Bedingungen für die Eiskeilbildung in Lappland zum letzten Mal erfüllt. Dies macht die zeitliche Eingrenzung der Morphogenese schwierig: Entweder wurden die Eiskeilnetze an Plätzen angelegt, die während der Jüngerer Dryaszeit Nunatak-Gebiete repräsentierten, was sich aufgrund der Mulden- bzw. Tallage ausschließen läßt, oder sie wurden doch zu einem späteren Zeitpunkt gebildet, an Plätzen, an denen die thermischen Bedingungen der Eiskeilgenese aufgrund der Höhenlage der Lokaltäten (> 700 m ü. M.) erfüllt waren, was am wahrscheinlichsten ist.

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. BARSCHE 1996). Sie treten im Steilrelief der Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord als aktive, inaktive und fossile Formen in Erscheinung. Die aktiven Blockgletscher bewegen sich in der Größenordnung von einigen Zentimetern bis wenigen Dezimetern im Jahr vorwärts, während die inaktiven Blockgletscher keine Bewegung mehr erkennen lassen. Ihr Eisgehalt ist jedoch noch nicht ausgeschmolzen. Sie besitzen daher noch weitgehend den Habitus der aktiven Blockgletscher. Erste Hinweise auf die Bewegungslosigkeit liefern die Ansiedlung einer Pioniervegetation auf den feinmaterialreichen Stirnpartien der Blockgletscher. Die steile, steinschlägige Stirn der aktiven Blockgletscher ist infolge der intensiven Bewegungsvorgänge nahezu vegetationsfrei; die spätsommerliche Auftautiefe beträgt nur 2-3 m. Mit dem Ausschmelzen des Bodeneises verringert sich der Böschungswinkel der Blockgletscherstirn. Zugleich sinkt die Blockgletscheroberfläche immer mehr ein, wobei an besonders eisreichen Plätzen Kollapsstrukturen entstehen können. Bei den fossilen Blockgletschern ist das Bodeneis völlig ausgeschmolzen. Trotz zahlreicher Kollapsstrukturen bleibt die ursprüngliche Zweischichtung des Schuttkörpers (Blockmantel, Feinmaterialkern) sowie die Gliederung der Oberfläche in Wälle und Rinnen erhalten (vgl. BARSCHE 1996).

Der Schutt der in den Lyngen-Alpen und im Bergland östlich des Lyngenfjordes anzutreffenden Blockgletscher stammt aus Sturzschutthalden, Moränen und Bergsturz-Ablagerungen (vgl. MEIER 1999). In einigen Fällen enthalten die Schuttkörper sowohl scharfkantigen Sturzschutt aus der Frostverwitterung benachbarter Steilwände als auch kantengerundetes Moränenmaterial sowie Fels- und Bergsturz-Ablagerungen. Die Blockgletscher am Fuße unterkühlter, vom Permafrost durchsetzter Sturzschutthalden sind häufig loben-, seltener zungenförmig. Durch fortgesetzte Schutttzufuhr aus den rückwärtigen Felswänden erhöht sich nach und nach das Gewicht des Sturzschuttkörpers. Ist der Schuttkörper eisübersättigt, können seine unteren Teile schließlich instabil werden, sobald ein bestimmter Schwellenwert überschritten ist. Durch plastische Deformation des Bodeneises (interstitielles Eis, Eislinien) beginnen Partien an der Basis der Sturzschutthalde hangabwärts zu kriechen und bilden auf diese Weise den ersten Wall eines embryonalen Blockgletschers (vgl. Abb. 27). Je nach Schuttproduktion in den Steinschlagwänden und Einbeziehung von (Lawinen-) Schneeresten und wieder gefrorenem Schmelzwasser können weitere Wälle hinzugefügt werden. Die aus End- oder Seitenmoränen hervorgegangenen Blockgletscher besitzen oft ei-

ne zungenförmige Gestalt. Sie erreichen mehr als 1 km Länge und folgen in ihrem Verlauf der Tallinie. Gerät eine gefrorene Randmoräne in eine blockgletscherartige Fließbewegung, was eine gewisse Mindestmächtigkeit und eine Eisübersättigung des Substrats erfordert, bildet sich an ihrem unteren Ende eine steile Stirn, deren Böschungswinkel zumeist größer ist als der maximale Schüttwinkel des Lockergesteins (vgl. Abb. 27). Ferner findet eine Materialsortierung statt, indem sich das gröbere Feinmaterial an der Oberfläche des Schuttkörpers anreichert und einen Blockmantel bildet. Enthält das in den Bewegungsvorgang einbezogene Moränenmaterial noch Toteis, können im Blockgletscher auch kleinere Gletschereisreste überdauern. Blockgletscher sind jedoch entgegen einer weit verbreiteten Meinung keine schuttbedeckten Eis-Gletscher (vgl. BARSCH 1996). Sie unterscheiden sich darin von den „blockgletscherähnlichen Schuttkörpern“, die nach KVERNDAL & SOLLID (1993) Formen repräsentieren, die unter Permafrostbedingungen im Gefolge von Steinschlag, Fels- und Bergstürzen auf Gletscheroberflächen entstanden sind. Eine Unterscheidung solcher Schuttkörper von echten Blockgletschern ist mitunter problematisch, insbesondere wenn es sich um fossile, inzwischen eisfreie Formen handelt.

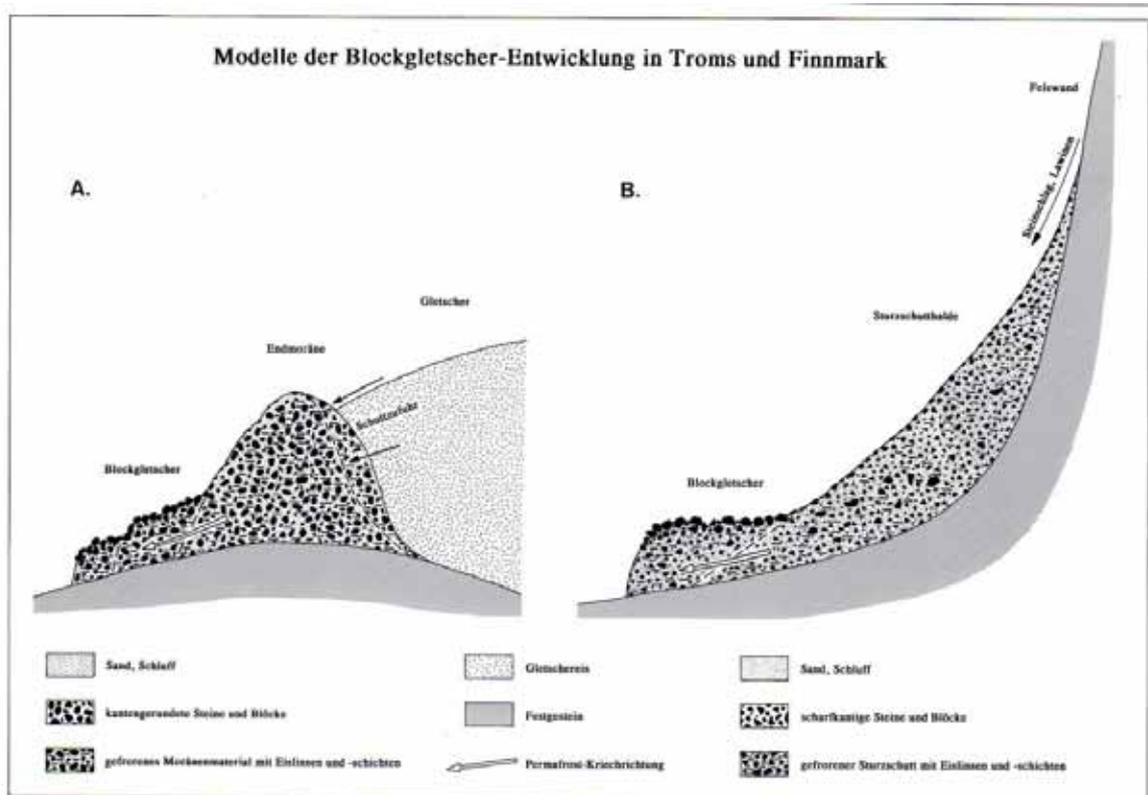


Abb. 27: Modelle der Blockgletscher-Entwicklung in Troms und Finnmark (aus MEIER 1997)

Das Bergland von Kåfjord zeichnet sich durch die größte Blockgletscherdichte in Norwegen aus, möglicherweise auch durch die größte Dichte an postglazialen Störungs- und Verwerfungslinien (vgl. TOLGENSBARK & SOLLID 1988, SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBARK 1989, SOLLID & SÖRBEL 1992). Die meisten Blockgletscher sind inzwischen fossil und eisfrei. Sie wurden während der kalten Jüngerer Dryaszeit in bereits vom Inlandeis freigegebenen Gebieten angelegt und belegen dort die ehemalige Existenz von Permafrostboden. Ihre Entwicklung wurde möglicherweise durch die Eisentlastung und Neotektonik nach dem Abschmelzen des Inlandeises begünstigt, als durch Fels- und Bergstürze große Schuttmengen zur Verfügung standen (vgl. SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBARK 1989). Einige Blockgletscher haben die jungdryaszeitlichen Seitenmoränen an den Steilhängen am Lyngen- und Kåfjord deutlich überfahren – ein klarer Beweis, dass die Schuttkörper auch noch nach der Jüngerer Dryaszeit in Bewegung waren. Die Mehrzahl der Blockgletscher in Kåfjord hat einen nicht-glaziären Ursprung; die Formen bestehen vornehmlich aus Sturzschuttmaterial oder Bergsturz-Ablagerungen mit einem hohen Anteil großer Blöcke an der Oberfläche. Darüber hinaus existieren Blockgletscher mit einem moränischen

Ursprung. Sie sind nach SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK (1989) vermutlich aus subpolaren, mit Moränenmaterial stark beladenen Gletschern hervorgegangen, aus denen sich Eiskernmoränen entwickelten, die im Laufe der Zeit in Bewegung gerieten und zu Blockgletschern wurden. In den Hochlagen von Kåfjord sind auch gegenwärtig Eiskernmoränen unter Permafrostbedingungen anzutreffen, ebenso aktive und inaktive Blockgletscher, die noch Eis enthalten. Die steilen Fronten einiger Blockgletscher in Höhenlagen >700 m ü. M. deuten auf tal- bzw. hangabwärts gerichtete Bewegungsvorgänge bis in die Gegenwart. Der Nachweis für derartige Bewegungen ist jedoch schwer zu erbringen, da sich die gefrorenen Schuttmassen nur äußerst langsam bewegen.

Vergleicht man die Blockgletscherdichte im Bergland von Kåfjord und Storfjord mit jener in den Lyngen-Alpen, zeigen sich deutliche Unterschiede. Das Gebiet östlich des Lyngen- und Storfjordes ist nach Ausweis der quartärgeologischen und geomorphologischen Karte von TOLGENSBAKK & SOLLID (1988) und der quartärgeologischen Karte von CORNER (2004) durch eine erheblich größere Blockgletscher-Häufigkeit gekennzeichnet als die Lyngen Halbinsel. Darin kann sich der unterschiedliche Forschungsstand westlich und östlich des Lyngenfjordes widerspiegeln. Die Unterschiede können aber auch durch das Relief und / oder die in den Gebieten anzutreffenden Substrate mit unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung bedingt sein. Zudem war die postglaziale Tektonik (Neotektonik) in den Gebieten östlich des Lyngenfjordes offenbar wesentlich effektiver, was u. a. in der großen Anzahl von Verwerfungs- und Störungslinien zum Ausdruck kommt. Die eigenen Luftbildauswertungen und Feldbeobachtungen ließen erkennen, dass zahlreiche der von den genannten norwegischen Autoren kartierten Blockgletscher keine Blockgletscher im Sinne von BARSCH (1996) repräsentieren, sondern Grobschuttablagerungen andersartiger Genese darstellen. Der Befund überrascht nicht, ist die Abgrenzung von Blockgletschern gegenüber morphologisch ähnlichen Schuttkörpern andersartiger Genese oftmals nur mittels detaillierter, zeitraubender, teurer Feldstudien möglich. Manche Schuttablagerungen sind sehr komplex zusammengesetzt und können Material sehr unterschiedlicher Herkunft in räumlich enger Vergesellschaftung enthalten, das sich als Ganzes oder partiell langsam hangabwärts bewegt (hat). Ein typisches Beispiel bildet die große Schuttablagerung im oberen Moldojokkatal, die sich aus scharfkantigem Bergsturz- und Sturzschutthalde-Material sowie kantengerundeten moränischen Ablagerungen zusammensetzt. Die stellenweise sehr scharfe Randbegrenzung spricht für eine Deutung der Schuttmasse als Blockgletscher. Einige der von TOLGENSBAKK & SOLLID (1988) als Blockgletscher interpretierten Schuttkörper dürften nach Ausweis der eigenen Feldbefunde eher Bergsturz-Ablagerungen darstellen. Ebenso haben mehrere von CORNER (2004) vorläufig als Blockgletscher gedeutete Ablagerungen offenbar eine andersartige Entstehung. Ist eine zweifelsfreie Identifizierung eisreicher aktiver oder inaktiver Blockgletscher mitunter bereits problematisch, so kann die Unterscheidung von alten eisfreien fossilen Blockgletschern und morphologisch ähnlichen alten Bergsturz-Ablagerungen noch viel schwieriger sein.

In den Lyngen-Alpen finden sich trotz der gewaltigen, in den Tälern angehäuften Schuttmassen nur wenige Blockgletscher im Sinne von BARSCH (1996). Außerhalb der jungdryaszeitlichen Eisrandlage existieren fossile, inzwischen eisfreie Blockgletscher, deren Schuttlagen von den steilen Fjordhängen fast bis zum Meeresspiegelniveau herabreichen. Nördlich von Holmbukta (Storurd) am Sörfjord erstreckt sich ein Schuttkörper mit riesigen Blöcken an der Oberfläche sogar bis in den Fjord. Dabei ist unklar, ob es sich um einen fossilen Blockgletscher oder um eine Bergsturz-Ablagerung handelt. Seismische Messungen im Fjord belegen, dass das Material von feinkörnigeren marinen Lockersedimenten überlagert wird, was auf ein hohes Alter des Schuttkörpers weist (vgl. BLIKRA 2002). Der Schutt wurde vermutlich auf dem Eis der Sörfjord-Gletscherzunge während der Jüngerer Dryaszeit abgelagert. Eine spätere Morphogenese ist aber nicht ganz auszuschließen, zumal in der Nähe und im nahe gelegenen Govortal Bergsturzmassen jüngerer Alters vorkommen. In den West- orientierten Trogtälern Stortindtal, Strupskardtal, Veital und Reintal in der Nordhälfte der Lyngen Halbinsel werden die Unterhänge über mehrere Kilometer Länge fast höhenlinienparallel von mächtigen Blockschuttwällen flankiert, die von manchen Autoren (z. B. BAKKE, DAHL et al. 2005) als lobenförmige, aus Sturzschutthalde hervorgegangene, lange, geschlossene Fronten bildende Blockgletscher gedeutet werden. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich aber um Seitenmoränen an talauswärts vorgerückten Gletscherzungen, die im Postglazial von Sturzschutt überschüttet worden sind. Darüber hinaus existieren in den Tälern aber auch echte Blockgletscher, deren Ma-

terial von Seiten- und Endmoränen stammt. Solche Schuttkörper sind u. a. an den Talflanken und -mündungen von Strupskardtal und Veital erhalten (vgl. KING 1984). Sie wurden vermutlich im Weichsel-Spätglazial unter Permafrostbedingungen gebildet und sind inzwischen eisfrei. An der Ostflanke des Fornestales in Südlyngen finden sich inzwischen fossile, lobenförmige Hangfuß-Blockgletscher, die vornehmlich aus Sturzschuttablagerungen bestehen, aber auch Moränenmaterial der ehemals bis zum Kjosensfjord reichenden Gletscherzunge des Fornesbre enthalten (vgl. BALLANTYNE 1990). Am Osthang des Durmalstind erstreckt sich ein zungenförmiger Blockgletscher aus ca. 700 m Höhe ü. M. bis an die linke Seitenmoräne der M 5-Eisrandlage. Ob der Schuttkörper noch Eis enthält, ist unklar. Im Unterschied zu den wallförmigen Hangfußablagerungen in den West-orientierten Trogtälern in Nordlyngen konnten die Blockgletscher im Fornestal erst nach der Jüngeren Dryaszeit angelegt worden sein, da das Tal während der Jüngeren Dryaszeit noch mit Gletschereis gefüllt war.

WHALLEY (1992) führt die auffällig geringe Verbreitung von Blockgletschern in den Lyngen-Alpen im Vergleich zum Bergland von Kåfjord und Storfjord sowie in anderen Hochgebirgen auf die lokale Gletscherdynamik zurück. Er versteht unter Blockgletschern jedoch keine Permafrostphänomene im Sinne von BARSCH (1996), sondern schuttbedeckte Gletscher, so dass der Erklärungsversuch wenig hilfreich ist. Nach WHALLEY sind die meisten Gletscher auf der Lyngen Halbinsel hinreichend aktiv, um den von den nahe gelegenen Felswänden und Talhängen auf die Eisoberfläche gefallenen Schutt abzutransportieren, so dass sich keine mächtige, thermisch isolierende, das Gletschereis im Sommer vor dem Abschmelzen schützende Schuttlage bilden kann. Die Gabbro-Gesteine der Lyngen-Alpen sind nach WHALLEY gegenüber der Verwitterung zu resistent, um den von den Gletschern abtransportierten Schutt rasch zu ersetzen. Die Hypothese WHALLEYs kann bestenfalls die Armut an schuttbedeckten Gletschern erklären, nicht aber die geringe Verbreitung „echter“ Blockgletscher. Zudem sind die Gletscher nach dem Maximalstand während der „Kleinen Eiszeit“ vor 100-120 Jahren deutlich zurückgeschmolzen und wenig aktiv. In den Tälern stehen große Mengen an Sturz- und Hangschutt sowie moränischen Ablagerungen zur Verfügung, um die Entwicklung von Blockgletschern im Sinne von BARSCH (1996) zu ermöglichen. Offenbar bildet nicht das Fehlen geeigneter Schuttablagerungen den limitierenden Faktor der Blockgletscher-Bildung, sondern das Fehlen von Permafrost am Platze der Ablagerungen. Im Steilrelief der Lyngen-Alpen konzentriert sich die Verbreitung mächtiger Schuttablagerungen im wesentlichen auf die Böden der tief eingesenkten Trogtäler, wo Permafrostboden nur inselhaft an klimatisch und / oder edaphisch hydrologisch begünstigten Standorten auftritt. Diskontinuierlicher Permafrostboden findet sich nach Ausweis der Geländebefunde und Klimadaten erst in Höhenlagen ab ca. 800 m ü. M. (Nordspitze der Lyngen Halbinsel) bzw. ca. 600 m ü. M. (Halbinselwurzel), wo schuttarme Felswände und Steilhänge vorherrschen (vgl. MEIER 1999). Hochtäler mit geeigneten Grobschuttablagerungen für die Entwicklung von Blockgletschern (Sturzschutthalden, Bergsturz-Ablagerungen, Moränen) sind auf der Lyngen Halbinsel im Unterschied zum Bergland von Kåfjord nur in geringer Zahl vorhanden – eine mögliche Erklärung für die geringe Blockgletscherdichte in den Lyngen-Alpen im Vergleich zum Bergland östlich des Lyngensfjordes.

Wie bei den Blockgletschern wird der Permafrostboden auch in unterkühlten Sturzschutthalden, Bergsturz-Ablagerungen in Schattlagen, pronivalen Wällen (Schneeschuttwällen, „pronival ramparts“) sowie grobblockigen Moränen und Blockfeldern vor dem Abschmelzen geschützt. Diese Formen und Ablagerungen lassen sich daher gelegentlich, mit Vorsicht, ebenfalls als Permafrostindikatoren verwenden (vgl. MEIER 1999). Im Winter verhindert der Grobschutt die Ausbildung einer geschlossenen Schneedecke, die den Untergrund vor einer intensiven Abkühlung schützen könnte. Bei diesen Grobmaterialablagerungen gelangt schwere winterliche Kaltluft in die Hohlräume zwischen den Blöcken und verdrängt die sommerliche Warmluft. In den folgenden Sommern reichen die geringe Bewetterung und Luftzirkulation sowie der Wärmefluß aus dem Erdinneren nicht aus, um diese Stellen wieder über den Gefrierpunkt zu erwärmen und den Permafrostboden aufzutauen. Alle aktiven und inaktiven, noch eishaltigen Blockgletscher, die im Raum Lyngen untersucht wurden, wiesen in ihrem Einzugsgebiet und in ihrer Umgebung, insbesondere an ihren steilen Flanken, perennierende Schneeflecken auf, die zumindest auf lokale Permafrostvorkommen deuten, wie zahlreiche Grabungen ausweisen. Am Rande der perennierenden Schneeflecken ist mit zunehmender Entfernung vom Schneefleckrand ein rasches Absinken der

Permafrosttafel festzustellen. Unklar bleibt allerdings, ob die perennierenden Schneeflecken und -felder eines Gebietes nur lokale, eng begrenzte Permafrostvorkommen anzeigen oder ob sie Plätze verringerter sommerlicher Auftautiefe als Teil eines größer dimensionierten Permafrostvorkommens markieren. Die Mehrzahl der perennierenden Schneeflecken hat ihre Lage und Gestalt in den letzten 35 Jahren kaum verändert. Im Fels können auch kalte Wandvereisungen als Permafrostindikatoren fungieren. Setzt man voraus, dass das Eis oberhalb von Bergschründen an der Felsunterlage angefroren ist, können Vorkommen von Wandvereisungen mit ihrer unteren Begrenzung, dem Bergschrund, sowohl im Luftbild als auch im Gelände, Permafrostvorkommen anzeigen. Sie markieren die Untergrenze von Permafrostvorkommen an Steilhängen und Felswänden und dürften deutlich über der Untergrenze der Permafrost-Verbreitung in solchen Gebieten entwickelt sein.

4.2. Räumliche Verbreitung des Permafrostbodens

Auf der Grundlage des Verbreitungsmusters der beobachteten geomorphologischen Permafrostindikatoren sowie einer Vielzahl zusätzlicher Permafrostfunde in mittleren und höheren Lagen, insbesondere im Bereich der Nivalstufe in Blockfeldern und Moränen im Umfeld der Gletscher, hat MEIER (1999) unter Berücksichtigung des klimatischen Datenmaterials (vgl. Abb. 28; zur Methodik vgl. KING 1984) 4 Nordost-Südwest-Profile und 11 Nordwest-Südost-Profile durch die Lyngen-Alpen und das Bergland von Kåfjord und Storfjord konstruiert, die, ergänzt durch die Verbreitungskarte der morphologischen Permafrostindikatoren (vgl. Abb. 25) eine Vorstellung von der räumlichen Verbreitung des Permafrostbodens westlich und östlich des Lyngenfjordes und des Storfjordes vermitteln. Methodisch bedingt kann es sich dabei nur um ein sehr grobes, stark vereinfachtes Bild der Permafrost-Verbreitung und seiner Untergrenzen handeln. Der Verlauf der Profile wird maßgeblich durch die räumlichen Schwerpunkte sowie die Verfügbarkeit von Luftbildern bestimmt.

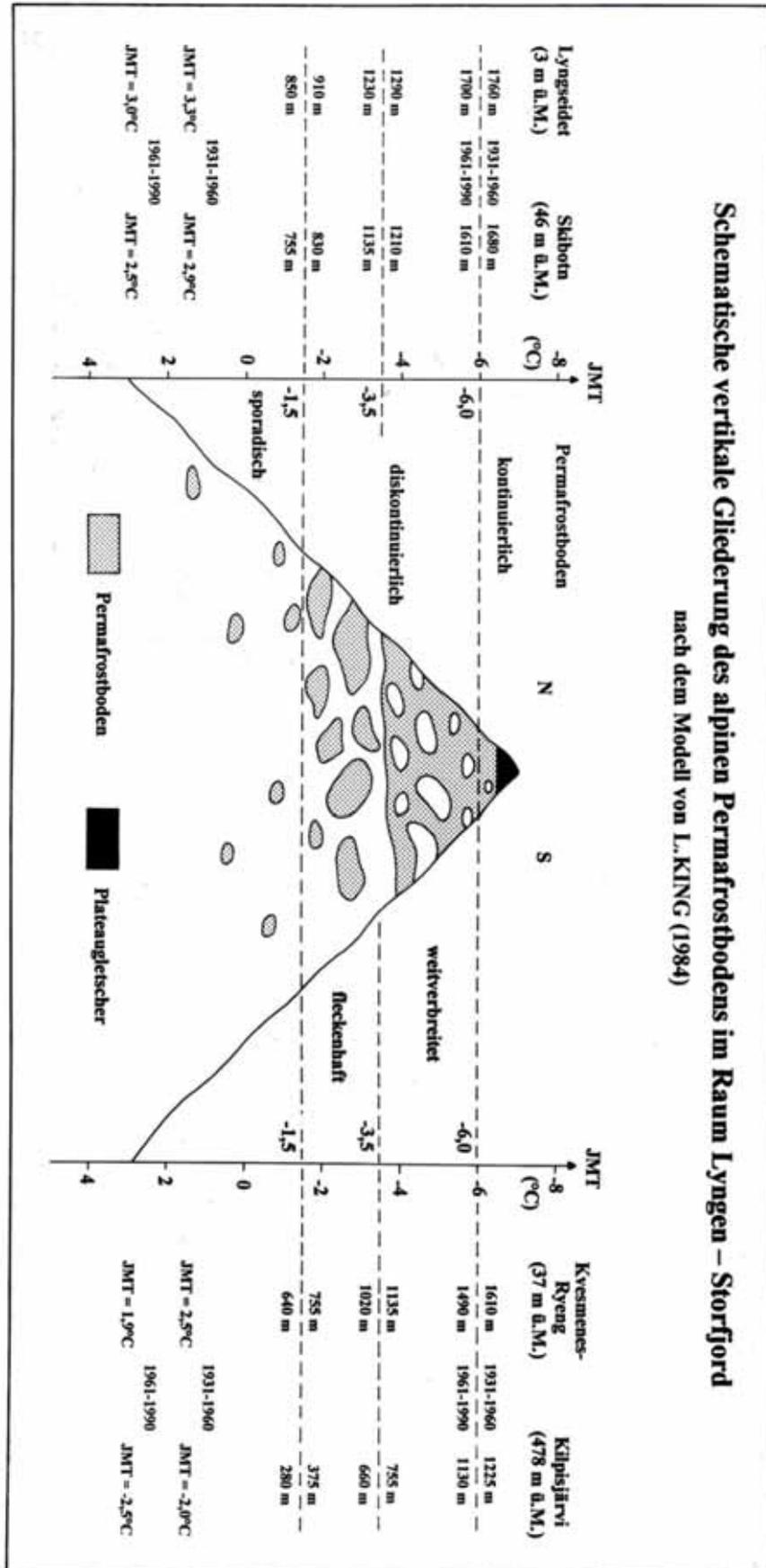


Abb. 28: Schematische vertikale Gliederung des alpinen Permafrostbodens im Raum Lyngen-Storjford (aus MEIER 1999)

Die Höhenstufe des kontinuierlichen alpinen Permafrostbodens, in der Dauerfrostboden geschlossen nahezu überall auftritt, auch im Fels, dürfte nach Ausweis des Klimadatenmaterials (Jahresmitteltemperatur unter $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$) nur in den Gipfellagen der höchsten Berge erreicht werden, etwa im vergletscherten Jiehkkevarri-Massiv (Jiehkkevarri, Kveita, Fugldalsfjell), am Balgesvarri, Store Lakselvtind und Store Lenangstind. Permafrostfunde im Randbereich der Plateau-eiskappe des Balgesvarri sowie in den Blockfeldern am Rande der abschmelzenden dünnen Eisfelder auf dem nahe gelegenen Bredalsfjell deuten ebenfalls auf die Existenz von kontinuierlichem Dauerfrostboden. Seine Untergrenze läßt sich beim gegenwärtigen Forschungsstand nicht exakt festlegen, könnte aber im Jiehkkevarri-Massiv bei rund 1500 m ü. M. liegen.

In der Höhenstufe des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens kommt Dauerfrostboden sowohl weit verbreitet (obere Teilstufe) als auch fleckenhaft (untere Teilstufe) vor. Sein Verbreitungsmuster wird von zahlreichen geökologischen Parametern, wie der Höhenlage, Hangneigung, Exposition (Strahlung, Wind), Andauer und Mächtigkeit der Schneedecke sowie den Substrat-, Feuchtigkeits- und Vegetationsverhältnissen gesteuert. Die Anzahl und Größe der vom Permafrostboden unterlagerten Flächen sowie die Mächtigkeit des Dauerfrostbodens verringern sich in Richtung auf die Untergrenze der Höhenstufe. Die am tiefsten gelegenen Vorkommen diskontinuierlichen Permafrostbodens in den Lyngen-Alpen befinden sich in Sturzschutthalden in Schattlagen am Fuße Nord-exponierter Wände, wie z. B. im südlichen Ellental (Langdalstind-Nordwand), im Storelvskard (Piggtind-Nordwand) und am Govertalspass (Nallangaisi-Nordwand) sowie in Grobschuttablagerungen unter hoch aufragenden Karrückwänden, wobei die Permafrost-Entwicklung durch die Anhäufung von Lawinenschnee im Frühsommer noch zusätzlich begünstigt wird, wie z. B. im oberen Gjerdelvtal (Kvalvikfjell) sowie am Brevatn und an den Holmevatnan im oberen Tyttebaertal (Tverrelvdalstind, Brevasstind). In einigen Becken (z. B. Rypedalsvatn-Becken) wird die Permafrostgenese offenbar durch winterliche Temperaturinversionen gefördert (vgl. MEIER 1999).

Unterhalb der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens wurde in Höhenlagen, in denen unter „normalen“ klimatischen Verhältnissen kein Dauerfrostboden vorkommen kann, verschiedentlich sporadischer Permafrostboden angetroffen. Diese inselhaften Permafrostvorkommen finden sich unter sehr spezifischen lokalen Standortbedingungen an besonders begünstigten Plätzen, mitunter weit unterhalb der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens, gelegentlich sogar im Waldgrenz-Ökoton oder darunter. Ein typisches Beispiel existiert im unteren Nordmannviktal in Kåfjord in 260 m Höhe ü. M. Das dortige Permafrostvorkommen ist an Feinsedimente in einem stark wind- und damit kälteexponierten Moränenwall nahe der Waldgrenze geknüpft. Ein anderes Vorkommen von sporadischem Dauerfrostboden wurde in einer unterkühlten Sturzschutthalde am Fuße des Nordre Jaegervasstind am Blåvatn in Nordlyngen in einer Höhe von rund 200 m ü. M. ergraben. Die Permafrost-Entwicklung wurde hier durch die Schattlage und die Ablagerung von Lawinenschnee ermöglicht. Beide Lokalitäten zeichnen sich durch positive Jahresmitteltemperaturen und Wärmebilanzsummen aus.

Sowohl die Nordost-Südwest-Profile als auch die Nordwest-Südost-Profile zeigen ein Absinken der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostbodens zu den klimatisch kontinentaleren Gebieten hin, während die Waldgrenze und die Vergletscherungsgrenze eine gegenläufige Tendenz aufweisen (vgl. MEIER 1999). Die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostbodens sinkt von rund 800-850 m ü. M. im Norden der Lyngen Halbinsel über eine Distanz von ca. 90 km auf 600-650 m ü. M. am inneren Balsfjord ab. Die beiden östlich des Lyngenfjordes gelegenen Nordost-Südwest-Profile bestätigen diesen Trend. Die Nordwest-Südost-Profile lassen ein Absinken der Permafrost-Untergrenze zum Binnenland hin um maximal 100-150 m über eine Distanz von rund 60 km erkennen. Nördlich einer Linie Kjosensfjord – Kåfjord sinkt die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostbodens vom Ullsfjord bis zum Reisatal um 50-100 m ab, wobei der Gradient in Nordreisa am größten ist. Südlich des Kåfjordes läßt sich die Permafrost-Untergrenze aufgrund des vorherrschenden Plateaucharakters der Landschaft schlecht erfassen. Die enge Vergesellschaftung perennierender Schneefelder auf den Hochflächen oberhalb 800 m ü. M. zeigt jedoch an, dass die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostbodens zumindest südlich des Skibotntales in dieser Höhenlage deutlich überschritten ist. Darauf deutet auch die Höhenlage der Palsamoore am Rihpojavri, Sallojavri und Gåldajavri (470-560 m ü. M.). Den Feldbefunden zufolge liegt

die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostbodens nahe der norwegisch-finnischen Grenze bei rund 600 m ü. M., unter Einbeziehung der Palsamoore sogar noch darunter. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt JECKEL (1988), der die Untergrenze des diskontinuierlichen Dauerfrostbodens am Saana (1029 m) bei Kilpisjärvi in 600-650 m Höhe ü. M. ansetzt, ungeachtet eines Palsamoores in 480 m Höhe ü. M. am Ufer des Kilpisjärvi-Sees. Die Permafrost-Untergrenze verläuft an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel rund 600 m, östlich des Straumfjordes ca. 500 m über der Waldgrenze. Am inneren Balsfjord verringert sich der Abstand auf 200-250 m, während sich die obere Waldgrenze und die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostbodens im Raum Kilpisjärvi – Dreiländereck schneiden. Die ausgedehnten Palsamoore an der E 8 zwischen Peera und Litto südlich von Kilpisjärvi befinden sich bereits in der (Birken-) Waldstufe. Sie bilden einen westlichen Ausläufer des ausgedehnten binnenländischen, nordfinnisch-nordnorwegischen Palsaverbreitungsgebietes, das sich in Ostfinnmark vom Vidda-Plateau bis hinab an die Eismeerküste erstreckt und dort zum polaren Permafrostgebiet in Svalbard und in der russischen Arktis überleitet (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991, 1996, 2015, MEIER & THANNHEISER 2009).

Die Grenzen der alpinen Permafrost-Höhenstufen waren nach dem Abschmelzen des pleistozänen Inlandeises nicht konstant, sondern haben sich im Laufe des Holozäns in Abhängigkeit von der Klimaentwicklung mehrmals verschoben. Davon zeugt u. a. der aktuelle Aktivitätsgrad der im Raum Lyngen angelegten morphologischen Permafrostindikatoren, insbesondere der Blockgletscher, die in den küstennahen Tieflagen gegenwärtig nur noch in fossiler, eisfreier Form vorliegen. Über die genaue Klimaentwicklung während der letzten 10 000 Jahre, wie etwa das Ausmaß von Temperaturschwankungen und deren Zeitstellung, ist bis heute wenig bekannt. Hinweise auf den langfristigen Temperaturverlauf können Daten aus Bohrlöchern im Permafrost liefern, während Eiskerne aus mächtigen, „kalten“ Plateaugletschern auch Rückschlüsse auf die Niederschlagsverhältnisse während eines längeren Zeitraumes zulassen. Der „kalte“, über 100 m mächtige Plateaugletscher des Jiehkevarri enthält wahrscheinlich sehr altes Eis, das als Paläoklima-Indikator genutzt werden kann. Es ist im Vergleich zum temperierten Eis der meisten Tal- und Kargletscher kaum deformiert, so dass nahezu ungestörte Lagerungsverhältnisse vorliegen. Eine Eiskernbohrung könnte daher Aufschluß über das Klimageschehen eines recht langen Zeitraums geben (vgl. MEIER 1999). Aufgrund seiner Höhenlage über dem Meeresspiegel (1834 m) und den daraus resultierenden Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen war das Plateau vermutlich während des gesamten Holozäns inklusive des postglazialen Klimaoptimums vergletschert.

LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al. (2012) haben das relative Alter des alpinen Permafrostbodens in Norwegen anhand von Temperaturdaten aus Bohrlöchern mittels eines Wärmeflußmodells für die letzten 10 000 Jahre abgeschätzt und Untergrenzen für die alpinen Permafroststufen berechnet. Aus Troms standen Temperaturdaten aus Permafrost-Bohrungen im Fels vom Nordnesfjell und Guolasjavri in Kåfjord und vom Lavkavagge-Tal in Storfjord zur Verfügung. Danach beschränkt sich ein kontinuierliches Vorkommen von Permafrostboden über das gesamte Holozän in Nordnorwegen auf Höhenlagen von mindestens 1400 m ü. M. – Höhen, die nur von den höchsten Gipfeln der Lyngen-Alpen und einigen wenigen Plateaus in Storfjord erreicht werden. Die Höhenlagen darunter waren nach dem Modell der norwegischen Autoren zumindest während des postglazialen Wärmeoptimums permafrostfrei. Das Überdauern von Permafrostboden in den Hochlagen überrascht insofern, als nach vorherrschender Lehrmeinung alle Gletscher in Norwegen während des holozänen Wärmeoptimums abgeschmolzen waren und danach eine Neubildung von Gletschern stattfand. Die Hochlagen sind aktuell von „kalten“, am Untergrund angefrorenen, nicht-erosiven Gletschern bedeckt. Sie waren es wahrscheinlich auch während des weichseleiszeitlichen Maximalstandes und während früherer pleistozäner Vergletscherungen. Nach dem Modell von LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al. (2012) wurden die größte postglaziale Permafrost-Verbreitung und die größte Permafrost-Mächtigkeit während der „Kleinen Eiszeit“ erreicht. Eine Permafrost-Degradation vollzog sich hauptsächlich vor dem holozänen Temperaturmaximum und nach der „Kleinen Eiszeit“. In den Lyngen-Alpen dürfte die „Kleine Eiszeit“ den Zeitabschnitt mit sowohl der größten holozänen Gletscherverbreitung (vgl. BALLANTYNE 1990) als auch der größten Permafrostausdehnung darstellen. Permafrostboden dürfte auch zu Beginn der verschiedenen pleistozänen Vereisungen im Gebiet existiert haben. Anders sind der gute Erhaltungszustand und die Konservie-

rung der präglazial, vermutlich im Tertiär angelegten Gipfelblockfelder in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord kaum zu erklären.

FARBROT, ISAKSEN et al. (2013) haben versucht, Schwankungen in der Verbreitung des Permafrostbodens in Nordtroms und Finnmark seit der „Kleinen Eiszeit“ mit Hilfe des CryoGRID 1.0 Permafrost-Modells zu erfassen. Das Modell fußt auf dem Temperaturregime an der Oberfläche des Permafrostbodens. Um dieses zu berechnen, wurden verschiedene thermische Parameter über einen längeren Zeitraum gemessen, u. a. Mitteltemperaturen der Luft, an der Bodenoberfläche und an der Permafrosttafel. Diese wurden u. a. mit Daten der Vegetationsdecke, der Gesteinsdichte, der thermischen Leitfähigkeit und des Wärmeflusses auf der Basis von 1 km² großen Quadraten verknüpft. Aus den Lyngen-Alpen standen keine Messdaten zur Verfügung, doch konnten Temperaturserien aus Bohrlöchern östlich des Lyngenfjordes (Lavkavagge, Guolasjavri) sowie von der Insel Arnøy (Trollind) verwendet werden. Sie werden ergänzt durch Messwerte von Miniaturdataloggern an mehreren Lokalitäten in Kåfjord, u. a. vom Nordnesfjell am Lyngenfjord. Von den mit Temperaturfühlern instrumentierten Bohrlöchern ist das am Guolasjavri-Stausee gelegene das interessanteste, da es die längste Bodentemperaturmeßreihe in Nordnorwegen aufweist (2004; 32 m tiefe Felsbohrung in 786 m Höhe ü. M.). Die Messungen belegen eine Erwärmung und sogar eine Degradation von Permafrostboden im Festgestein. Den norwegischen Autoren zufolge betrug die maximale Auftautiefe im Zeitraum 2008-2010 mehr als 10 m, und die mittlere jährliche Bodentemperatur in 10 m Tiefe belief sich auf -0,2 °C. Temperatur-Messungen im Jahre 2005 deuten auf Permafrost an der Existenzgrenze in einer Tiefe unterhalb von 7-8 m, wobei die absoluten Werte unterhalb von 15 m Tiefe nahe -0,1 °C lagen. Bei erneuten Messungen im Juli 2006 waren die Temperaturen in 15-30 m Tiefe noch negativ, während sie oberhalb von 15 m und unterhalb von 30 m bereits über 0 °C lagen. Im September 2010 und 2011 hatte sich der Permafrost unterhalb 15-17 m Tiefe aufgelöst. Der Zeitraum 1961-2010 ist durch eine graduelle Zunahme der Temperaturen an der Permafrostoberfläche gekennzeichnet – von -0,4 °C in den 1960er Jahren auf -0,2 °C bis -0,1 °C während der letzten drei Jahrzehnte (vgl. Abb. 29, FARBROT, ISAKSEN et al. 2013). Die modellierten Werte der Jahresmitteltemperatur an der Bodenoberfläche weisen für die letzten 50 Jahre auf eine Erhöhung der Temperaturen um 0,4 °C. Die Messergebnisse zum Temperaturverlauf und zur Permafrostdynamik bestätigen die Untersuchungsergebnisse von MEIER & THANNHEISER (2011) und MEIER (2015) zum Entwicklungsverlauf von Permafrosthügeln in Norwegisch und Schwedisch Lappland im Zeitraum 1961-2010, der durch eine vornehmlich klimatisch induzierte Permafrost-Degradation gekennzeichnet ist. Die Untersuchungen von FARBROT, ISAKSEN et al. (2013) weisen auf eine rund 200-300 tiefere Lage der Untergrenze des (diskontinuierlichen) Permafrostbodens während der „Kleinen Eiszeit“ im Vergleich zur Gegenwart. Entsprechend dürfte die Permafrost-Untergrenze damals an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel in 500-600 m Höhe ü. M. gelegen haben, an der Halbinselwurzel am inneren Balsfjord sowie in den kontinentaleren Gebieten im Bergland von Kåfjord und Storfjord in einer Höhenlage von 300-400 m ü. M. Falls diese Werte stimmen, wäre das gesamte Bergland zwischen dem Lyngen- / Storfjord und der norwegisch-finnischen Grenze im Raum Halti-Dreiländereck aufgrund seiner Höhenlage über dem Meeresspiegel mit Ausnahme der tief eingeschnittenen Täler (z. B. Kåfjordtal, Manntal, Skibotntal, Signaltal) während der „Kleinen Eiszeit“ von (diskontinuierlichem) Permafrost unterlagert gewesen, eine Hypothese, die mit den Klimadaten der wenigen Wetterstationen in jener Zeit kaum vereinbar ist.

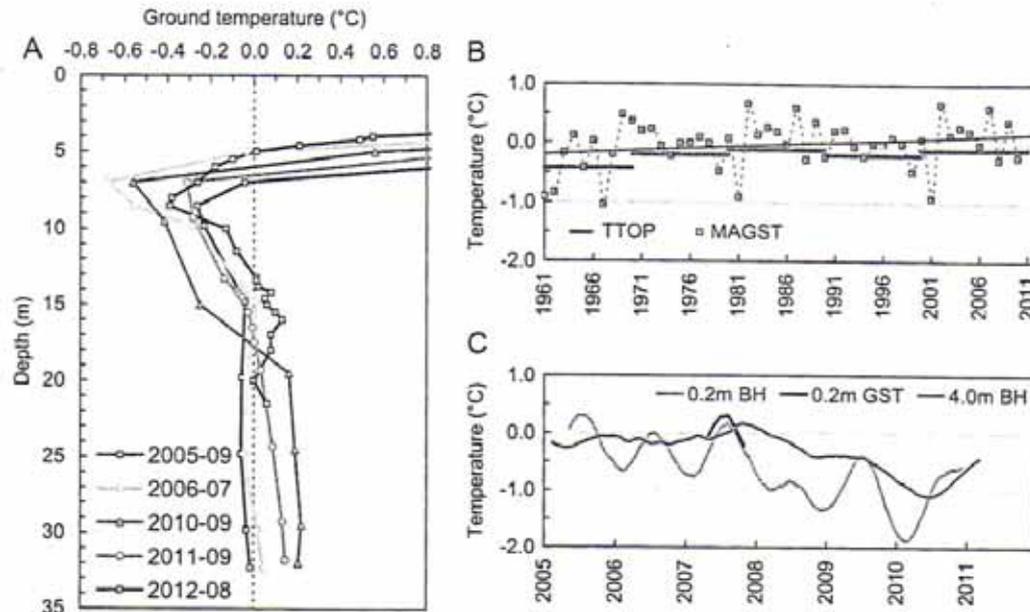


Abb. 29: Gemessene und modellierte (CryoGRID 1.0) Temperaturen am Guolasjavri-See. A. Temperatur-Profile im Bohrloch; B. Modellierte Temperaturen an der Permafrostoberfläche (TTOP) und an der Bodenoberfläche (MAGST); C. Gefilterte Serie der mittleren jährlichen Bodentemperatur im Bohrloch (BH; 0,2 m und 4,0 m Tiefe) und an der Bodenoberfläche (GST) in 5 m Entfernung vom Bohrloch (aus FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS 2013)

Das Relief in den Lyngen-Alpen ist hochalpin und auch die angrenzenden Fjordufer und Trogtäler sind durch hohe Steilwände gekennzeichnet. Mächtige Berg- und Felssturz-Ablagerungen in ihrem Fußbereich zeugen von der Instabilität der Wände und Hänge im Steilrelief. Die vorliegenden Befunde zur Permafrost-Verbreitung im Raum Lyngen lassen vermuten, dass einige der instabilen Felswände und -hänge von „warmem“ Permafrost durchsetzt sind oder sich unmittelbar unterhalb der Untergrenze des alpinen Permafrostbodens befinden, der sich seit dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ möglicherweise stark erwärmt hat (vgl. u. a. BLIKRA 2002, BRAATHEN, BLIKRA et al. 2004, NORDVIK, BLIKRA et al. 2010, DANIELSEN 2013, BLIKRA, CHRISTIANSEN 2014). Wenn das in Felsspalten und Klüften vorhandene Bodeneis ausschmilzt, verliert das Substrat an Festigkeit, was im Steilrelief die Auslösung von rasch ablaufenden, katastrophentypischen Massenbewegungen in Gestalt von Fels- und Bergstürzen begünstigt und in besiedelten und durch Verkehrswege erschlossenen Gebieten ein erhebliches Gefahrenpotenzial darstellt. Die meisten Bergsturz-Ablagerungen weisen nach Ausweis des Flechtenbewuchses der Grobkomponenten, geologisch-stratigraphischen Merkmalen sowie einzelner Radiokarbon-Datierungen ein hohes Alter auf. Vor allem in der Zeit kurz nach der Deglaziation kam es im Gebiet offenbar zu zahlreichen Bergstürzen, bedingt durch die Druckentlastung vom Gewicht des Inlandeises. Aber auch später, im Verlaufe des gesamten Holozäns, wurden Bergstürze ausgelöst, u. a. während des holozänen Klimaoptimums, vermutlich verursacht durch das Ausschmelzen von Permafrost in den Gesteinsfugen, -klüften und -spalten. In historischer Zeit weckte der Bergsturz am Pollfjell bei Furuflaten im Juni 1810 die größte Aufmerksamkeit. Die in den Lyngenfjord herabstürzenden Schuttmassen erzeugten eine hohe Flutwelle, die das strandnahe Tiefland überschwemmte, in Furuflaten 14 Todesopfer forderte und noch in 20 km Entfernung zu spüren war (vgl. u. a. BLIKRA 2002). Als vor rund 20 Jahren bei geologischen Kartierarbeiten lange und breite Spalten an den Steilabfällen des Nordnesfjells und des Falsnesfjells (vgl. CORNER 2004) zum Lyngen- / Storfjord entdeckt worden waren, wurde die Bergsturz-Gefahr mit möglichen katastrophalen Folgen rasch erkannt. Die Lokalitäten befinden sich oberhalb der Trasse der viel befahrenen E 6. Bei einem Bergsturz-Ereignis wären nicht nur die Verkehrsteilnehmer gefährdet, sondern, infolge der zu erwartenden hohen Flutwelle, auch die Bewohner der Siedlungen im Umkreis des Lyngen- / Storfjordes. Aus diesem Grunde wurden die vom Absturz bedrohten Felsbereiche mit empfindlichen Messinstrumenten versehen um mögliche Bewegungsvorgänge so früh wie möglich zu erfassen. Die

Messergebnisse zeigten, dass von der Lokalität am Rande des Nordnesfjell-Plateaus die meiste Gefahr ausgeht. Als Konsequenz wurde ein Frühwarnsystem entwickelt und auch schon getestet, das sowohl Autofahrer auf der E 6 als auch Bewohner der gefährdeten Siedlungen per Handy bei akuter Bergsturz-Gefahr warnt (vgl. DANIELSEN 2013). Im Folgenden werden die wichtigsten geologischen und physio-geographischen Merkmale der wissenschaftlich gut untersuchten Nordnesfjell- (Jettan-) Lokalität vorgestellt.

Das Gebiet befindet sich rund 20 km nördlich von Skibotn am Steilabfall des Nordnesfjells (900 m) zum Lyngenfjord. Lyngseidet am gegenüber liegenden Fjordufer sowie die Orte Olderdalen und Manddalen am Kåfjord sind nur ca. 7 km Luftlinie entfernt und bei einer möglichen Flutwelle (Tsunami) besonders gefährdet. Der instabile Hangabschnitt erstreckt sich vom Plateaurand in rund 800 m Höhe ü. M. fast bis zum Fjordniveau und zur Fernstraße E 6 hinab (vgl. Abb. 30). Gravitative Verwerfungen, Spalten und grabenähnliche Strukturen finden sich auf einer Breite von ca. 4 km. Große Felspartien von bis zu 500 m Länge und bis zu 200 m Breite sind, weitgehend den Neigungsverhältnissen der anstehenden Marmor- und Tonschiefer-Schichten folgend, hangabwärts verlagert worden. Abschnitte aus zerbrochenem und „aufgearbeitetem“ Fels zeugen von heftigen Bewegungsvorgängen. Selbst am unteren äußeren Rande dieses instabilen Hangabschnittes war das Festgestein gewaltigen Bewegungsvorgängen ausgesetzt und wurde dabei unter Spaltenbildung stark deformiert (vgl. BLIKRA 2002).

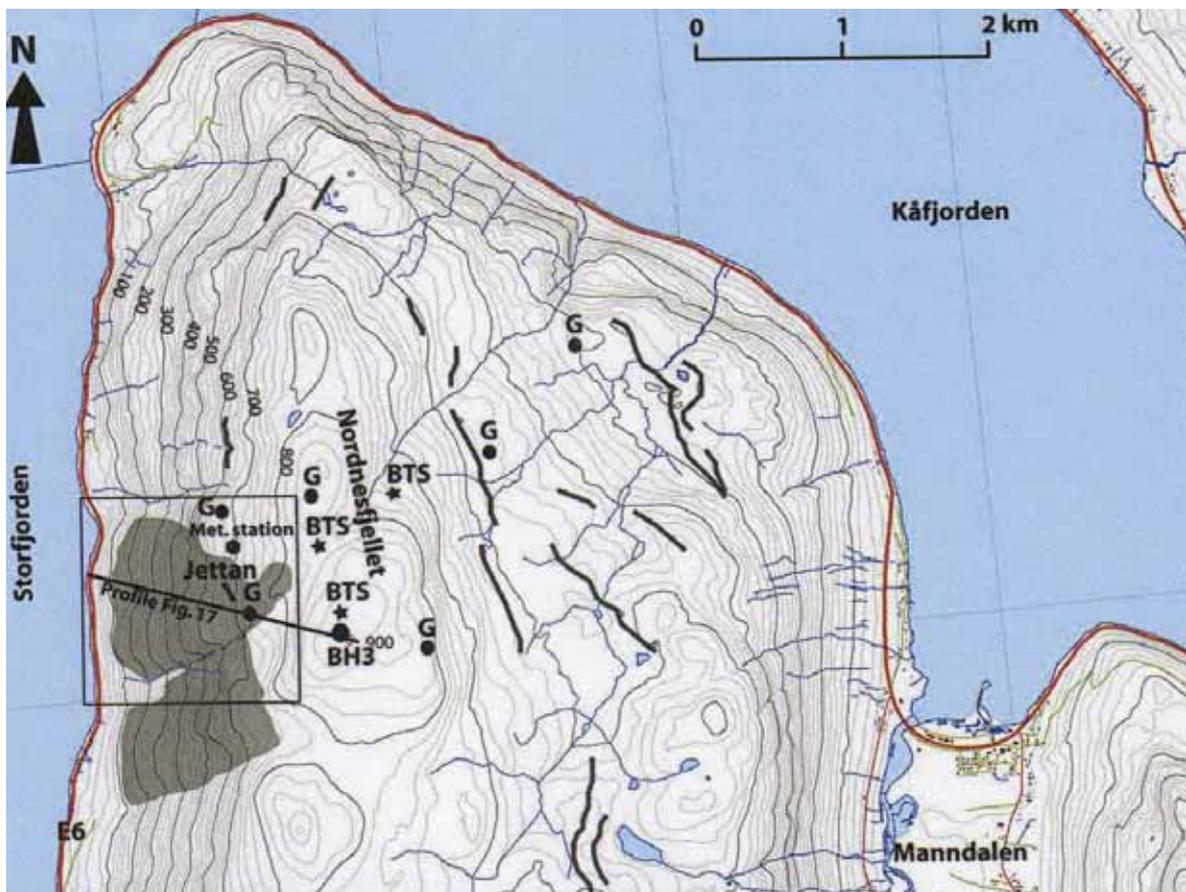


Abb. 30: Lage des instabilen Jettan-Bergsturzareals am Steilabfall des Nordnesfjells zum Lyngenfjord (BH = Bohrloch, G = Meßpunkte der Bodenoberflächen-Temperatur, BTS = Temperatur-Meßpunkte an der Basis der winterlichen Schneedecke, schwarze Linien = jungdryaszeitliche Randmoränen) (aus BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014)

Das Bergsturz-Gebiet bei Jettan erwies sich bei Messungen durch den Norwegischen Geologischen Dienst (NGU) seit 1999 als der am stärksten vom Absturz bedrohte Teil der instabilen Zone und wurde daher seit 2007 durch NGU und die Universität Tromsø untersucht und mittels GPS-Messungen, Scanning, Satelliten- und Luftbilder etc. überwacht. 2011 wurde die Nordnorwegische Gebirgsüberwachung (NNFO) gegründet, um diese Arbeit möglichst effektiv fortzusetzen. Beteiligt an dieser Gesellschaft sind

u. a. die Provinzverwaltung von Troms, die von einer möglichen Flutkatastrophe betroffenen Gemeinden Kåfjord, Storfjord und Lyngen sowie NGU, das Norwegische Institut für Gewässer und Elektrizität (NVE), das Norwegische Geotechnische Institut (NGI) sowie NORUT in Tromsø. NNFO hat rund 70 Meßinstrumente an der Lokalität installiert, u. a. 18 vernetzte GPS-Antennen, Überwachung durch Satelliten, Radar und Laser, so dass selbst die kleinsten Veränderungen und Bewegungsvorgänge registriert werden. Ferner werden umfangreiche Luft- und Bodentemperaturmessungen vorgenommen. Pro Tag werden ca. 160 000 Einzelmessungen durchgeführt (vgl. DANIELSEN 2013).

Der Schuttkörper des Jettan-Bergsturzes umfasst ein Volumen von möglicherweise bis zu 17 Mio m³, wobei sich Teile mit Geschwindigkeiten von über 5 cm pro Jahr hangabwärts bewegen (vgl. NORDVIK, BLIKRA et al. 2010). Durch die Instabilität des Gesteins sind im Stirnbereich große lobenförmige Schutt-ablagerungen entstanden, die sich fast bis an das Fjordufer erstrecken (vgl. Abb. 31). Die steilen Frontalloben bestehen aus stark zerbrochenem Gestein und weisen kleinere Auswanderungsnischen auf. Der instabile Hangabschnitt wird an seinem oberen Ende durch große Verwerfungen vom intakten Fels getrennt. Dieser Bereich ist durch eine Sequenz von Dehnungsspalten gekennzeichnet, von denen einige als bis zu 300 m lange, grabenähnliche Geländedepressionen in Erscheinung treten. Die größte aktive Spalte markiert den oberen Rand des gegenwärtig in Bewegung befindlichen Bergsturz-Abschnittes, der sich in NO-SW-Richtung über einen Höhenbereich von 450-650 m ü. M. erstreckt. Er besteht aus mehreren offenen Spalten; die seitlich angrenzenden Felspartien sind stellenweise in Blöcke zerlegt. Diese fallen in die Spalten, die dadurch geweitet werden, so dass grabenartige Geländedepressionen entstehen. Diese aktive Hauptspalte bildet die tiefste und breiteste Spalte der Bergsturz-Ablagerung von Jettan. Nach BLIKRA & CHRISTIANSEN (2014) ist das Studium der durch Schnee und Eis in dieser Spalte initiierten Prozesse von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der treibenden Kräfte und Mechanismen der Bewegungsvorgänge. Die Störung und Deformation der Oberfläche in Kliffnähe sind im nördlichen Teil des Bergsturz-Areals intensiver und chaotischer, wobei lokal grabenförmige Strukturen entstanden sind. Dieser Abschnitt repräsentiert nach BLIKRA & CHRISTIANSEN (2014) den ältesten und am weitesten entwickelten Teil des aktiven Gebietes. Das Gestein besteht vornehmlich aus Amphibolit, Dolomit- und Kalkmarmor sowie Granat-Quarz-Tonschiefer der Kåfjord-Decke. Geophysikalische Messungen lassen vermuten, dass der Fels bis in mindestens 100 m Tiefe stark zerrüttet ist. In 45-50 m Tiefe wurde eine Zone aus Brekzien und feinkörnigem Material angetroffen. Dabei könnte es sich den norwegischen Autoren zufolge um die Hauptgleitfläche des aktuell aktiven Teils des Jettan-Bergsturzes handeln.

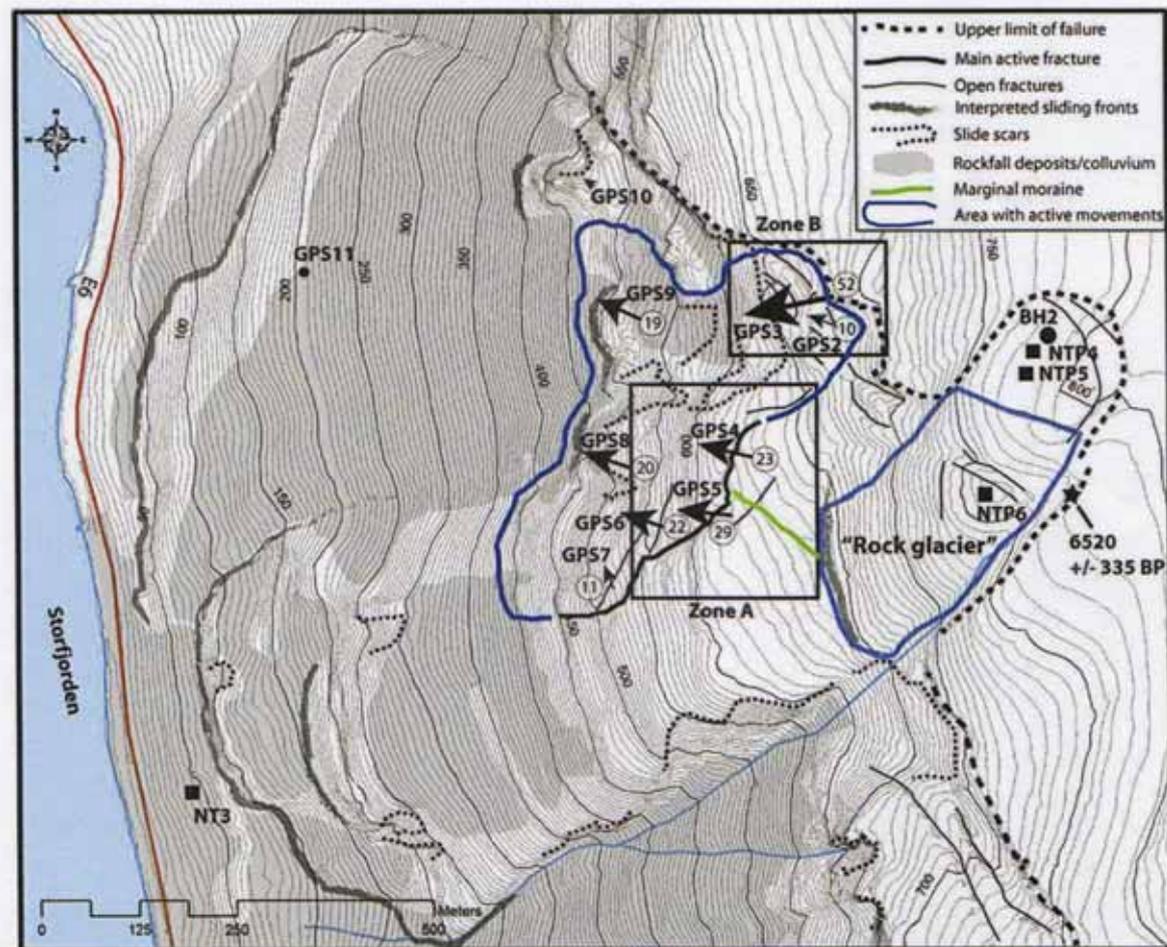


Abb. 31: Geomorphologische Merkmale des Jettan-Bergsturzareals bei Nordnes. Pfeile zeigen jährliche Bewegungsraten (cm), Quadrate Temperatur-Meßpunkte in 40 cm tiefen Bohrlöchern (NTP 4) und Temperatur-Meßpunkte auf einer Sturzschutthalde (NTP 5) und in einer Spalte (NTP 6). Der Kreis zeigt die Lage von Bohrloch 2, der Stern die Lokalität der Fels-Datierung am Rande der Hauptspalte (aus BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014)

Der Lyngenfjord und seine südliche Fortsetzung, der Storfjord, waren letztmalig während der Jüngerer Dryaszeit von Gletschereis erfüllt. Der Eisrand der Gletscherzunge lag damals rund 22 km nördlich der Jettan-Lokalität. Die höheren Abschnitte des Nordnesfjells überragten das Inlandeis zum damaligen Zeitpunkt als Nunatakker. Zahlreiche Moränenwälle nordöstlich und östlich des Nordnesfjell-Gipfels sowie einige wenige am westlichen Plateaurand erhaltene Wälle lassen sich mit jungdryaszeitlichen Randmoränenwällen am Ostufer des Lyngenfjordes und Nordostufer des Kåfjordes (vgl. TOLGENSBAKK & SOLLID 1988) korrelieren. Am Nordnesfjell sind Moränenwälle in Höhenlagen zwischen 500 m ü. M. im Norden und ca. 700 m ü. M. im Süden erhalten. Ein kleiner Moränenwall befindet sich im Jettan-Bergsturz-Gebiet in einer Höhenlage von 620-640 m ü. M., der nach BLIKRA & CHRISTIANSEN (2014) während der Jüngerer Dryaszeit abgelagert worden ist. Der höchst gelegene Abschnitt des Moränenwalles befindet sich im unteren Bereich einer Auswanderungsnische; das Material des unteren Abschnittes ist in die aktive Hauptspalte gestürzt. Der obere Teil des instabilen Hangabschnittes lag während der Jüngerer Dryaszeit folglich außerhalb des Eisrandes und war einem Kaltlima mit Permafrostbedingungen ausgesetzt. Am Eisrand freigesetztes Schmelzwasser dürfte zur Bildung von eisreichem Permafrostboden geführt haben. Aus der Grundmoränendecke konnten erhebliche Sedimentmengen in die Spalten gelangen. Die flacheren, mit Grundmoräne bedeckten Abschnitte des instabilen Gebietes sind durch Kollapsstrukturen und Einsturztrichter als Folge postglazialer Deformationen gekennzeichnet. Die Verknüpfung der geomorphologischen Strukturen der Bergsturz-Ablagerung mit den Moränenwällen belegt eindeutig, dass das instabile Areal im Postglazial nach der Jüngerer Dryaszeit entstanden ist. Eine Isotopen-Datierung der beim Aufreißen der Hauptspalte am Rückhang der Auswande-

rungsrische der kosmischen Strahlung ausgesetzten Felsfläche („cosmogenic surface exposure date“) ergab ein Alter von $6\,520 \pm 335$ Jahren BP. Das läßt darauf schließen, dass die Entwicklung dieses Abschnitts des Jettan-Bergsturz-Areals vor 6 000 - 7 000 Jahren begann (vgl. BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014).

Der oberste Abschnitt des Bergsturz-Areals erstreckt sich bis knapp über die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostbodens, die auf dem Nordnesfjell und im weiter östlich gelegenen Isfjell-Gebiet in einer Höhenlage von rund 700 m ü. M. anzusetzen ist (vgl. MEIER 1999). Bei eigenen quartärgeologischen und geomorphologischen Kartierarbeiten auf dem Nordnesfjell, Isfjell und Tverrfjell (August-September 1995, 1996, 1998) wurde Permafrostboden an zahlreichen Lokalitäten in Höhenlagen über 700 m ü. M. angetroffen, vornehmlich in grobkörnigen Schuttablagerungen (Sturzschutthalden, Bergsturzmassen, Blockgletschern, Eiskernmoränen), aber auch in feinkörnigen Sedimenten mit einem hohen Schluffgehalt (glazifluviale Ablagerungen, pelitreiche Grundmoräne). Die maximalen sommerlichen Auftautiefen der deutlich über der Waldgrenze gelegenen Lokalitäten betragen 1,0-1,5 m in den moränischen Sedimenten und mehr als 2,5 m in den Grobschuttablagerungen. Die blockfeldbedeckten Plateaus im Umkreis des Moldojokkatales (1000-1400 m ü. M.) befinden sich nach Ausweis der zahlreichen perennierenden Schneefelder bereits im oberen Abschnitt der Höhenstufe des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens, in der Dauerfrostboden nicht nur fleckenhaft, sondern weit verbreitet auftritt. Die Rückwände der nach Norden, zum inneren Kåfjord hin, orientierten Kare am Isfjell dürften sogar bis in Höhenlagen von 800 m ü. M. großflächig vom Permafrost durchsetzt sein. Unterhalb der Höhenstufe des diskontinuierlichen Dauerfrostbodens tritt Dauerfrostboden am Kåfjord inselhaft in sporadischer Verbreitung auf, vornehmlich an lokalklimatisch und edaphisch begünstigten Standorten in Nordexposition, in Schattlagen vereinzelt bis hinab in Höhenlagen um 500 m ü. M. BLIKRA & CHRISTIANSEN (2014) ziehen die Untergrenze des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens im Bereich des Jettan-Bergsturzes aufgrund von Bodentemperaturmessungen (2008-2011) in einer Höhenlage von 600-700 m ü. M., was nach Ausweis der eigenen Feldbefunde in den östlich angrenzenden Gebieten des Nordnesfjells und Isfjells realistisch erscheint. Unterhalb dieser Grenze existiert unter den speziellen physiogeographischen Bedingungen im Bergsturz-Areal sporadischer Permafrostboden (vgl. Abb. 32).

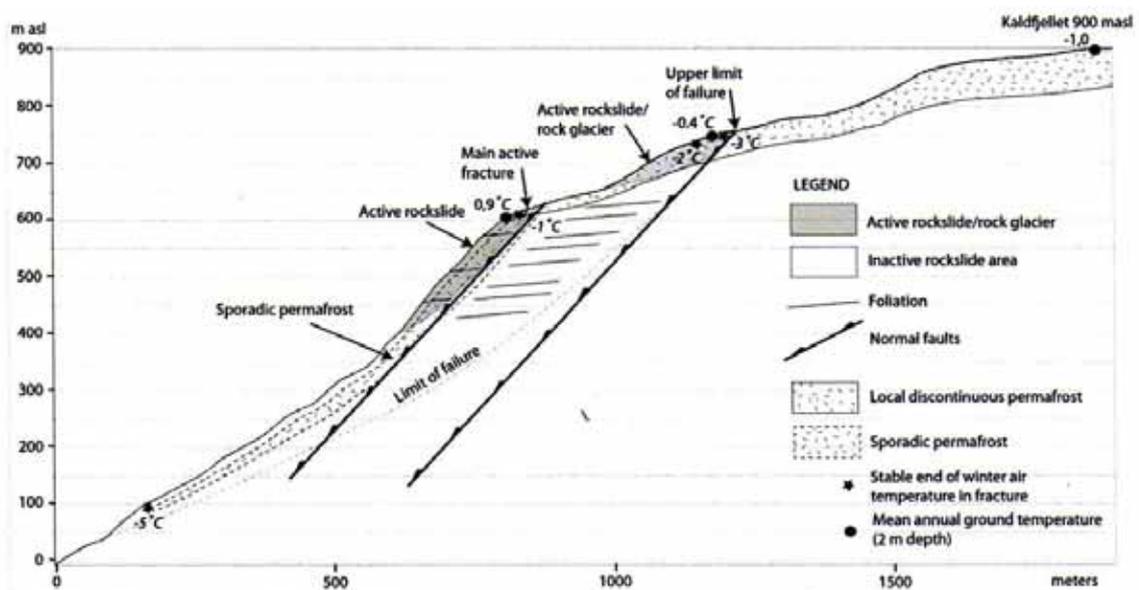


Abb. 32: West-Ost-Profil durch das Jettan-Bergsturzareal mit Trend der Spaltenbildung sowie der Verbreitung von sporadischem und diskontinuierlichem Permafrost (aus BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014)

BLIKRA & CHRISTIANSEN (2014) haben aus den 4-jährigen Meßreihen in der aktiven Hauptpalte des Jettan-Bergsturz-Areals ein Modell der wichtigsten an der Bergsturz-Entwicklung beteiligten, unter Permafrostbedingungen ablaufenden Prozesse abgeleitet (vgl. Abb. 33). Die instabilen Berghänge bei Jettan und in anderen Gebieten im Raum Lyngen wurden höchstwahrscheinlich im Laufe eines langen

Zeitraums unter Einwirkung verschiedener tektonischer Vorgänge bei wechselnden Klimaverhältnissen gebildet. Neotektonische Prozesse infolge Druckentlastung nach dem Abschmelzen des pleistozänen Inlandeises haben die Bildung von Spalten und die Auslösung von Bergstürzen initiiert. Diese ersten Spaltenbildungen und Hanginstabilitäten boten günstige Voraussetzungen für permafrostbezogene Vorgänge. Das jungdryaszeitliche Permafrostmilieu oberhalb der Gletscherzunge im Lyngenfjord führte vermutlich zu einer Ausweitung älterer Spalten sowie zur Bildung neuer Spalten. Während des postglazialen Wärmeoptimums wanderte die Permafrost-Untergrenze höhenwärts, so dass nur noch der oberste Abschnitt des Bergsturz-Areals bei Jettan Permafrost enthielt. Die Datierung der Felsoberfläche am oberen Rand des Bergsturz-Areals läßt vermuten, dass die Hauptverlagerungsvorgänge während des holozänen Klimaoptimums oder davor initiiert worden sind. Bei einer vertikalen Verlagerung von ca. 15 m beträgt die jährliche Verlagerungsdistanz im Mittel 3 mm (vgl. BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014). Während der „Kleinen Eiszeit“ war Permafrost im Bergsturz-Gebiet und insbesondere in den Spalten weiter verbreitet als gegenwärtig. Die Hauptspalte ist 2-4 m breit; geht man von einer gleichmäßigen Bewegungsrate seit der Anlage aus (2 cm / Jahr), dürfte sie sich erst während der letzten 100-200 Jahre geöffnet haben, d. h. erst während der „Kleinen Eiszeit“, als mit einem strengen Bodenfrostregime zu rechnen war. Kontinuierliche Deformationsvorgänge in den aktiven Spalten am Rückhang führten zu Verbreiterungs- und Setzungsprozessen, wodurch enge Spalten in grabenähnliche Depressionen umgewandelt wurden. Ist dieses Stadium erreicht, können sich in den Vertiefungen im Winter erhebliche Schneemengen ansammeln, deren Schmelzwasser zu den Gleitflächen gelangen kann. Dieser Entwicklungsgang führt zu einer Vergrößerung des Eisvolumens in den Spalten.

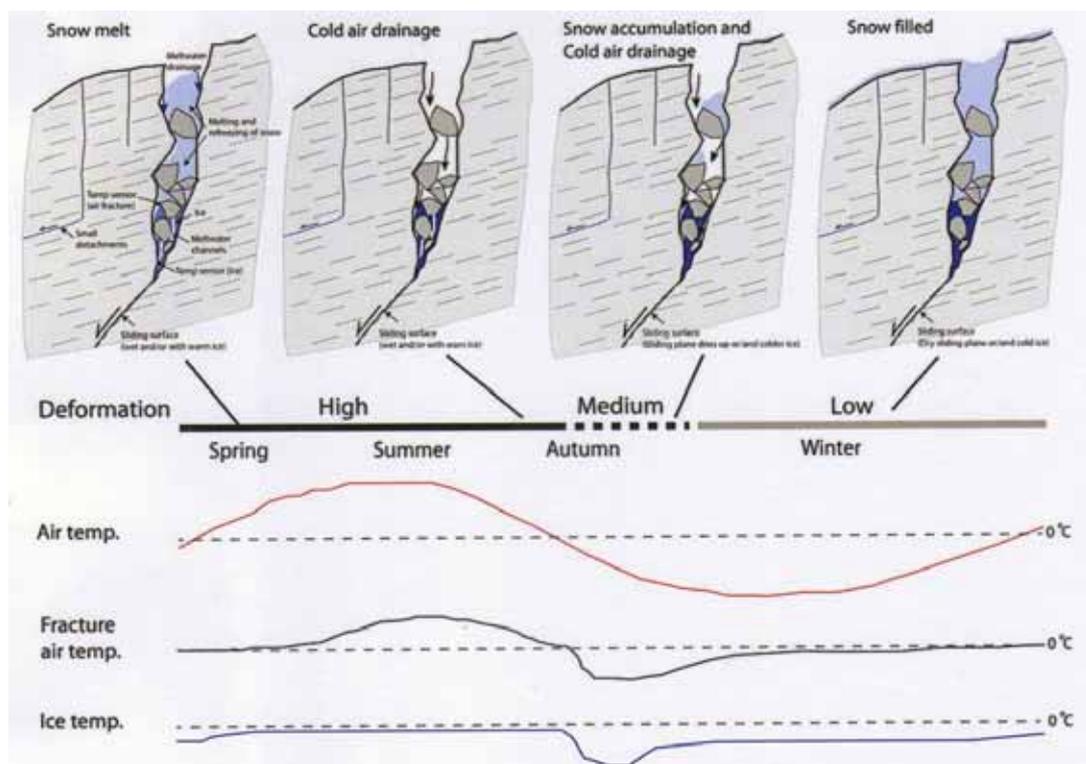


Abb. 33: Von Permafrost gesteuertes, in 4 Jahreszeiten gegliedertes Bergsturz-Modell, basierend auf Beobachtungen in der aktiven Hauptspalte. Das allgemeine jährliche Deformationsmuster wird zusammen mit der gesamten jährlichen Variationsbreite der Lufttemperatur außerhalb und innerhalb der Spalten sowie der Eistemperatur im unteren Spaltenabschnitt gezeigt (aus BLIKRA & CHRISTIANSEN 2014).

Wie der instabile Hangabschnitt bei Jettan auf den sich vollziehenden Klimawandel in Zukunft reagieren wird und ob es zu einem raschen, katastrophalen Bergsturz-Ereignis kommen wird, ist schwer zu beurteilen. Zwar befindet sich das instabile Areal an der Untergrenze des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens, doch zeigt das klimatisch kontrollierte Bergsturz- und Deformations-Modell von BLIKRA & CHRISTIANSEN (2014), dass die wichtigsten Steuerfaktoren höchst lokaler Art sind. Das sehr komplexe

Wirkungsgefüge zwischen dem Klima und den räumlich begrenzt wirksamen Faktoren macht eine Prognose über die zukünftige Entwicklung des Gebietes bei erhöhten Lufttemperaturen und Niederschlagsmengen äußerst spekulativ. Das Modell der norwegischen Autoren belegt, dass die Schneeschmelze im Frühjahr, die Ansammlung von Kaltluft in den Spalten im Spätherbst und Frühwinter sowie die Versiegelung der Spalten und Hohlräume im Mitt- und Spätwinter durch Schnee die wichtigsten Steuerfaktoren darstellen. Die Schneeschmelze im Frühjahr ist entscheidend für die Erwärmung der unteren Spaltenabschnitte, indem sie die Eistemperaturen erhöht und / oder die Wasserzufuhr zu den Gleitflächen verbessert. Dadurch wird der Reibungswiderstand an den Gleitflächen verringert und die Deformation verstärkt. Im Frühwinter sammelt sich als Folge des Balch-Effekts im geschlossenen System der Spalten und Hohlräume Kaltluft, so dass deren untere Abschnitte während des gesamten Winters kalt bleiben. Der Kaltluftstrom in die Hohlräume wird erst unterbrochen, wenn sich genug Schnee in den Spalten angesammelt hat, um diese gegen die atmosphärischen Einflüsse abzusichern. Diese Vorgänge führen zur Bildung und zur Aufrechterhaltung von sporadischem Permafrost in den spaltenreichen Grobschuttablagerungen unterhalb der Untergrenze des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens. Ventilationseffekte haben eine erhebliche Herabsetzung der Temperaturen in den Hohlräumen zur Folge. Dies begünstigt die Bildung von eisreichem Permafrost in den Spalten und möglicherweise auch an den Gleitflächen. Nach BLIKRA & CHRISTIANSEN (2014) ist das saisonale Deformationsmuster in Bergsturzmassen und Blockgletschern bei Permafrosttemperaturen nahe 0 °C sehr ähnlich. Infolge der Reliefeigenschaften des instabilen Bergsturz-Terrains bei Jettan wird sich in den als „Kaltluftfallen“ fungierenden Spalten und Hohlräumen immer Kaltluft ansammeln. Sie repräsentieren aber auch sehr wirkungsvolle „Schneefallen“. Das Gesamtsystem ist räumlich begrenzt und erhält sich selbst aufrecht, wodurch der Klimawandel möglicherweise nur geringe Folgen hat. Das vom instabilen Hangabschnitt bei Jettan ausgehende Gefahrenpotenzial (Absturz eines großen Hangabschnitts in den Fjord und daraus resultierende, bis zu 25 m hohe Flutwelle) läßt sich ohne weitere detaillierte Untersuchungen kaum abschätzen.

4.3. Periglaziäre Formen und Ablagerungen (ohne Permafrostboden)

Der Periglaziär-Begriff wird hier verwendet für alle Bereiche abseits der rezenten Gletscher und des von Gletschern erzeugten (glaziären) Formenschatzes, die einem geomorphologisch sehr wirksamen Frostklima unterliegen, für die in diesem Bereich herrschenden Formungsvoraussetzungen, für die unter diesen Formungsbedingungen ablaufenden geomorphologische Prozesse sowie die daraus resultierenden Oberflächenformen und Ablagerungen (vgl. u. a. MEIER 1996). Außer den bereits beschriebenen, genetisch zwingend an das Vorkommen von Permafrostboden geknüpften Formen findet sich in den Lyngen-Alpen und im Bergland östlich des Lyngenfjordes ein reichhaltiges periglaziäres Formeninventar, dessen Morphogenese zwar keinen Dauerfrostboden voraussetzt, aber ein strenges (Boden-) Frostregime erfordert. Die meisten dieser Formen und Ablagerungen sind auch in Permafrostgebieten anzutreffen, oftmals in „idealtypischer, lehrbuchhafter Ausprägung“ und werden daher fälschlicherweise als Permafrost-Indikatoren betrachtet, wie verschiedene frostdynamisch entstandene Frostmusterböden (z. B. große Steinpolygon-Netzwerke). In den Hochlagen der Lyngen-Alpen und des Berglandes von Kåfjord und Storfjord ist nicht immer klar, ob die Fundorte der Frostmusterböden von Permafrost unterlagert sind oder nicht, da die sommerlichen Auftautiefen 1 m überschreiten können und sich bei hohem Grundwasserstand schwer feststellen läßt, ob es sich im Untergrund um Permafrostboden oder Fels handelt.

Die in den petrographisch und morphologisch harten Gabbro-Gesteinen der Lyngen-Achse besonders auffällig im Landschaftsbild hervortretenden mächtigen Akkumulationen aus scharfkantigem Schutt sind der sichtbare Ausdruck der kryoklastischen Gesteinsverwitterung (Frostverwitterung). Die Gesteinsaufbereitung erfolgt dabei zumeist selektiv: Schwächezonen im Fels, wie Schichtgrenzen, Inhomogenitäten, Kristallgrenzen und Haarrisse dienen als Leitlinien der Gesteinsverwitterung. Die resultierenden Verwitterungsprodukte – zergliederte Felsoberflächen, scharfkantiger Frostschutt, kryoklastisch zerlegte Einzelblöcke und Kernsprünge – gelten als konstituierende Merkmale des periglaziären Milieus und sind in den Lyngen-Alpen und im Bergland östlich des Lyngenfjordes weit verbreitet. Der Frostschutt ist gemäß den Gefügemerkmalen des Ausgangsgesteins teils blockig, teils plattig, teils sandig-grusig. Gesteine mit mikro-klastischem Gefüge (z. B. Gabbro, Amphibolit, Quarzit, Dolomit) bilden häufig große Blöcke, während

stark geschieferte Gesteine (z. B. Glimmerschiefer, Tonschiefer) plattigen und grobkristalline Gesteine (z. B. Konglomerate, grobkristalline Granite und Gneise) sandig-grusigen Verwitterungsschutt liefern. Besonders grobblockigen Verwitterungsschutt bilden die ultrabasischen Gesteine (Ultramafite) im Zentrum der Lyngen Halbinsel, insbesondere der Lyngen-Gabbro und dessen Umwandlungsprodukte; die quaderförmigen bis grobplattigen Blöcke zeichnen sich oftmals durch Längen von 0,5-1,5 m aus. Ihre größte Wirksamkeit erreicht die frostmechanische Gesteinsverwitterung im vegetationsarmen Gelände oberhalb der Waldgrenze mit Schwerpunkt in der Frostschuttstufe. Scharfkantiger Frostschutt findet sich vorzugsweise in der Umgebung von Gletschern und langfristigen Schneeflecken. Dort führt das freigesetzte Schmelzwasser wie in den Uferbereichen von Seen und Bächen zu einer intensiven Durchfeuchtung des Substrats, die beim vielfach wiederholten Gefrieren die Gesteinsverwitterung maßgeblich fördert.

4.3.1. Blockfelder

Im tertiärzeitlich unter warmen Klimabedingungen angelegten und danach im Pleistozän und Holozän glaziär umgestalteten Makrorelief mit Plateauresten in unterschiedlichen Höhenlagen und tief eingesenkten Trogtälern, Becken und Karnischen finden sich Frostschuttakkumulationen im horizontalen oder flach geneigten Gelände (Plateaureste, Talböden) in Gestalt von Blockfeldern, während unter Felswänden und steilen, felsigen Hängen Sturzschutthalden und -kegel gebildet werden. Unter den Blockfeldern lassen sich Blockschuttfelder und Blockmeere unterscheiden. In den Blockschuttfeldern sind die Blöcke in eine Feinmaterialmatrix eingebettet. Die Blockmeere weisen nur einen sehr geringen Feinmaterialanteil auf. Sie bestehen vornehmlich aus scharfkantigen Steinen und Blöcken. Aufschluß über den inneren Aufbau der Blockfelder geben u. a. Grabungsprofile vom Steinfjell und der Forholtaksla nordöstlich bzw. südwestlich des Strupskardtals in Nordlyngen sowie von Gipfelblockfeldern auf dem Falsnesfjell und Reppifjell im Bergland von Storfjord östlich des Lyngen- / Storfjordes (vgl. Abb. 34, MEIER 2001).

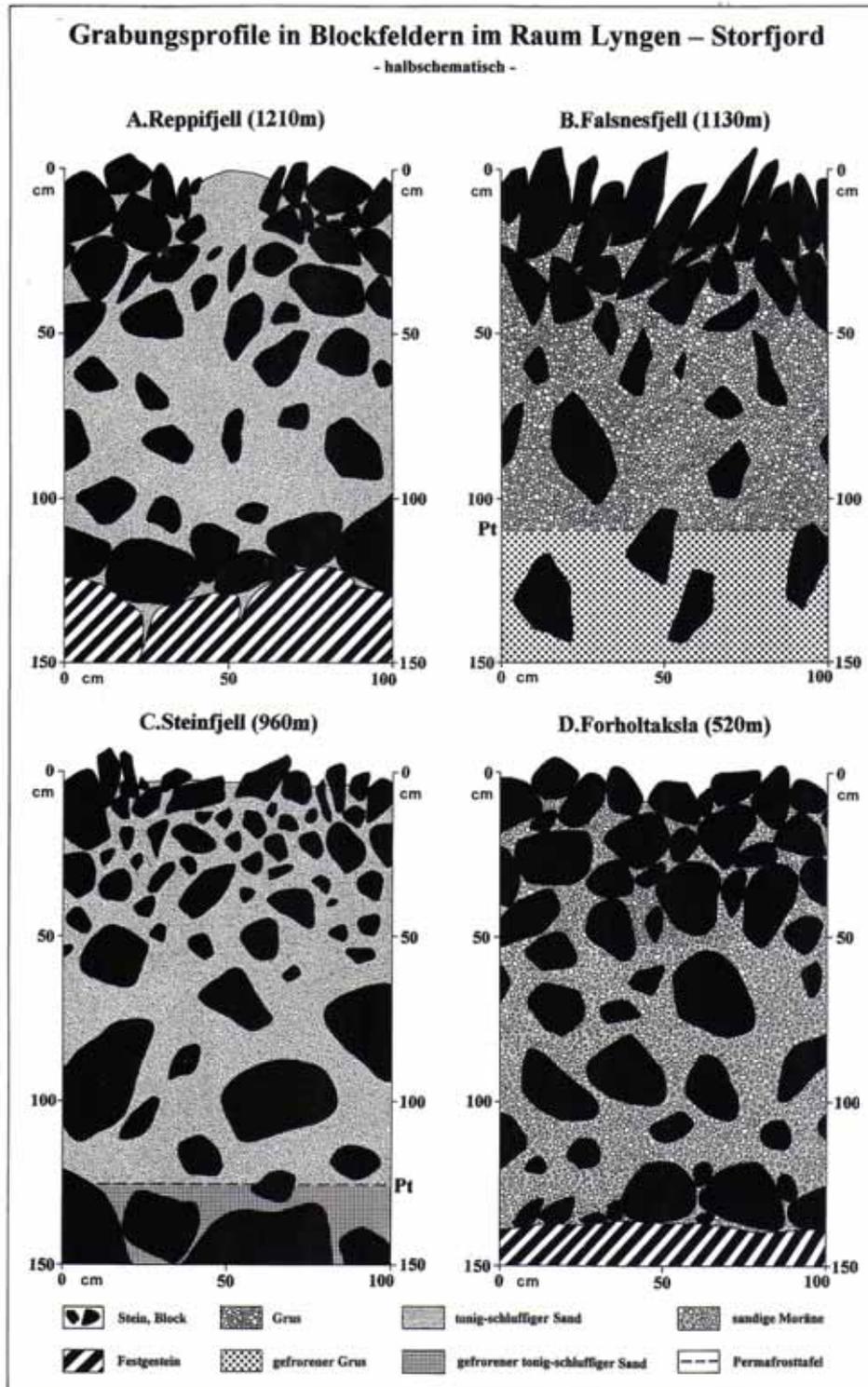


Abb. 34: Grabungsprofile in Blockfeldern im Raum Lyngen-Storfjord (aus MEIER 2001)

Die Blockfeld-Grabung auf dem Steinfjell (960 m, Ende August 1996) stieß bereits in 125 cm Tiefe auf Permafrostboden. Die scharfkantigen Steine und Blöcke „schwimmen“ in einer Matrix aus tonig-schluffigem Sand. Die größten Blöcke befinden sich an der Profilsbasis. Der Übergang zum Ausgangsgestein (Gabbro) vollzieht sich offenbar unmittelbar unterhalb der Permafrosttafel. Das sehr hart gefrorene, feinkörnige Substrat verhinderte eine tiefere Grabung. Im Unterschied dazu wurde bei einer Blockfeld-Grabung auf der Forholtaksla der eisüberschliffene Fels (Quarzit) im Untergrund erreicht. Während das Blockfeld auf dem Steinfjell durch in situ-Verwitterung des lokal anstehenden Festgesteins entstanden ist

(autochthones Blockfeld), handelt es sich auf der Forholtaksla um ein Blockfeld, das durch frostdynamische Sortierungsvorgänge in einer Moränenablagerung gebildet worden ist (allochthones Blockfeld). Das Auffrieren von Steinen und Blöcken führte hier zu einer oberflächlichen Anreicherung der Grobkomponenten. Ähnliches gilt für die weit gespannten Blockfelder an den Oberläufen von Veidalselv und Vestre Reindalselv. Die Böden der beiden Täler bestehen weithin aus blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen, in die zahlreiche Toteislöcher (Sölle) eingesenkt sind. Die Steine und Blöcke sind infolge des kurzen Transportes durch die lokalen Gletscher kaum kantengerundet und unterscheiden sich daher nur wenig vom scharfkantigen Schuttmaterial der Sturzschutthalden und -kegel an den Talflanken. Grabungen in den beiden Tälern wurden wie im benachbarten oberen Strupskardtal durch die beträchtlichen Abmessungen der meisten Blöcke erheblich behindert und beschränken sich daher vornehmlich auf Blockfeld-Areale mit relativ kleinstückigem Schutt (Blockdurchmesser <50 cm). Die Profile ließen in den meisten Fällen eine oberflächliche Anreicherung der Grobkomponenten erkennen, die sich am ehesten durch frostdynamische Auffriervorgänge erklären läßt. Zudem ist mit einer Ausspülung des Feinmaterials an der Blockfeld-Oberfläche während der Schneeschmelze zu rechnen. Obwohl das im Untergrund anstehende Festgestein nur bei wenigen Grabungen erreicht wurde, ließ die Mehrzahl der untersuchten Blockfelder einen zweigliedrigen vertikalen Aufbau erkennen: Unter einem oberflächlichen Blockhorizont folgt ein Feinmaterialhorizont aus schluffigen Sanden, der zahlreiche Steine und Blöcke enthalten kann („schwimmendes Blockmeer“). In Blockfeld-Arealen mit einem hohen Grundwasserstand oder Staunässe, wie an den Ufern von Veidalsvatn (347 m ü. M.), Vestre Reindalsvatn (467 m ü. M.) und dem namenlosen See 548 m ü. M. im oberen Strupskardtal, wurde der Blockmantel stellenweise frostdynamisch von Feinmaterial durchstoßen, wobei Strukturböden, wie Feinmaterialinseln und Steinpolygon-Netzwerke, entstanden sind.

Wie in den hoch gelegenen Blockfeldern der Lyngen Halbinsel tritt Festgestein in den Gipfelblockfeldern östlich des Lyngenfjordes nur an wenigen Stellen zutage (vgl. CORNER 2004). Fremdmaterial in Gestalt kantengerundeter Moränenblöcke ist äußerst selten. Die meisten Blockfelder scheinen durch in situ-Verwitterung der lokalen Festgesteine entstanden zu sein und stellen somit autochthone Bildungen dar. Grabungen auf dem Falsnesfjell, Middagsfjell und Reppifjell (Ende August / Anfang September 1998) stießen schon in weniger als 1,5 m Tiefe auf Grundwasser oder Permafrostboden. Abb. 34 zeigt Grabungsprofile vom Reppifjell (1210 m) und Falsnesfjell (1130 m), die in Blockfeldabschnitten mit relativ kleinstückigem Grobmaterial aufgenommen wurden. Das Profil auf dem Reppifjell wurde im Bereich einer Feinmaterialinsel ergraben. Die scharfkantigen Steine und Blöcke „schwimmen“ in einer Matrix aus tonig-schluffigem Sand. Die größten Blöcke liegen unmittelbar auf dem zerbrochenen Festgestein (quarzitischer Sandstein) an der Profilbasis. Trotz des hohen Feinmaterialgehaltes handelt es sich wahrscheinlich um ein autochthones Blockfeld, da auch im weiteren Umkreis der Grabung kein einziger Moränenblock gefunden wurde. Der relativ hohe Pelitgehalt des Feinmaterials überrascht allerdings. Das Profil auf dem Falsnesfjell ist typisch für ein Blockmeer mit leichter Hanglage. Die Blockfeld-Oberfläche besteht fast ausschließlich aus scharfkantigen Steinen und Blöcken, die überwiegend kantengestellt sind. Feinmaterial tritt nicht zutage. Bei stärkerer Hangneigung weisen die Steine und Blöcke häufig eine dachziegelartige Lagerung auf (Imbrikation). Der oberflächliche Blockmantel aus Quarzglimmerschiefer-Komponenten ist von sandigem Grus unterlagert, der scharfkantige Blöcke enthält und ab ca. 110 cm Tiefe gefroren ist. Die hypsometrische Lage des Profils, der hohe Eisgehalt des Substrates und der späte Zeitpunkt der Grabung lassen auf einen Permafrostfund schließen. Obwohl das Festgestein bei der Grabung nicht erreicht wurde und die Mächtigkeit des Blockfeldes nicht festgestellt werden konnte, lassen der sedimentologische Befund sowie ein nahe gelegener Felskopf darauf schließen, dass das Blockfeld autochthon ist (vgl. MEIER 2001).

Das Verbreitungsmuster und die Mächtigkeit der Blockfelder in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord werfen Fragen zu ihrer Morphogenese und Altersstellung auf. Blockfelder sind sowohl in den Tallagen an den Oberläufen der Flüsse als auch auf den hoch gelegenen, teilweise vergletscherten Plateaus als Gipfelblockfelder anzutreffen. Auf verschiedenen Hochflächen (z. B. Balgesvarri, Bredalsfjell) finden sich sogar Blockfelder unter Gletschereisbedeckung, die beim gegenwärtigen Rückschmelzen der Eiskappen an den Rändern nahezu unversehrt zutage treten. Während die Blockfelder der

Tief- und Tallagen in den meisten Fällen durch frostdynamische Sortierungsvorgänge und Ausspülprozesse in moränischen oder glazifluvialen Ablagerungen entstanden sind (allochthone Blockfelder), sind die Blockfelder der hoch gelegenen Plateaus den Grabungsbefunden zufolge in der Regel durch in situ-Verwitterung der anstehenden Festgesteine gebildet worden (autochthone Blockfelder) (vgl. MEIER 2001). Die große Mächtigkeit der meisten Blockfelder, die fortgeschrittene vertikale Differenzierung vieler Blockfelder in einen hangenden Blockhorizont und einen liegenden Feinmaterialhorizont sowie der dichte Flechtenbewuchs der Steine und Blöcke abseits der Schnee- und Eisfelder deuten auf ein hohes Alter der Blockfelder, was in deutlichem Widerspruch zur Vergletscherungsgeschichte des Gebietes zu stehen scheint.

Bis in die 1970er Jahre wurden die Genese und das Alter der nordfennoskandischen Hochgebirgsblockfelder sehr heftig und kontrovers diskutiert (vgl. Zusammenfassung in STRÖMQUIST 1973). Bis dahin meinten die meisten Autoren, die alpinen Blockfelder seien durch Frostverwitterung nach dem Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises entstanden. Diese Theorie impliziert eine sehr rasche Verwitterung der Festgesteine im Postglazial, d. h. in rund 10 000 Jahren. Die heute vergletscherten Gebiete am Lyngfjord dürften auch im Laufe des Postglazials zeitweise von Gletschern und Eiskappen bedeckt gewesen sein, so dass die zur Blockfeld-Bildung zur Verfügung stehende Zeit relativ kurz war, und dies bei sehr verwitterungsresistenten Gesteinen, wie z. B. dem Lyngen-Gabbro. Untersuchungen von ANDRÉ (1995, 1996, 2002) an vergleichbaren Gesteinen (Amphiboliten, Graniten) in den Abisko-Bergen weisen auf sehr geringe postglaziale Verwitterungsbeträge. Zudem stellt sich die Frage, warum so viele vom pleistozänen Inlandeis glatt geschliffene Felsoberflächen mit deutlichen Gletscherschrammen (Striae) kaum verwittert bis in die Gegenwart überdauern konnten. An einigen Plätzen sind Plateau-Blockfelder und eisüberschliffenes Terrain bei gleichem Ausgangsgestein nur 200-300 Höhenmeter voneinander getrennt. Als Alternative wurde vermutet, die Blockfelder seien in eisfreien Zeiten im Laufe des Pleistozäns angelegt worden (vgl. u. a. KLEMAN & BORGSTRÖM 1990). Diese Theorie der Blockfeld-Bildung in pleistozänen Interstadialen und / oder Interglazialen und potenzieller Weiterentwicklung im Postglazial verlängert zwar den für die Blockfeld-Bildung zur Verfügung stehenden Zeitraum, setzt aber voraus, dass die Blockfelder zumindest eine Vereisung intakt überdauern konnten. Mechanische Verwitterung in Interstadialen wird dabei als Hauptprozeß der Blockfeld-Bildung angesehen ohne chemische Verwitterungsvorgänge in wärmeren Perioden in Interglazialen auszuschließen. Die Theorie einer Blockfeld-Bildung in Gebieten, die während des Pleistozäns eisfrei waren (Nunatak-Areale), verlängert ebenfalls die zur Blockfeld-Genese zur Verfügung stehende Zeit, schränkt aber das Verbreitungsgebiet der Blockfelder erheblich ein. Außerdem ist nach den vorliegenden Befunden aus dem Raum Lyngen davon auszugehen, dass die das Inlandeis überragenden Berggipfel und Plateaus eine Eigenvergletscherung aufwiesen, die eine Blockfeld-Bildung ausschloß.

Erst seit den 1980er Jahren häufen sich Hinweise, die zweifelsfrei belegen, dass Blockfelder eine oder mehrere Vergletscherungen nahezu unversehrt überdauern können und eine präglaziale Anlage vor den pleistozänen Vereisungen möglich ist. In Nordskandinavien stammen die ersten Befunde von der Varanger Halbinsel (vgl. MALMSTRÖM & PALMÉR 1984) und aus Nordschweden (vgl. KLEMAN 1994), insbesondere den Abisko-Bergen (vgl. RAPP 1992, 1996). Die Beobachtungen von WHALLEY, GORDON & THOMPSON (1981) an unversehrten Blockfeldern und Strukturböden unter und am Rande der zurückschmelzenden Plateau-eiskappe auf dem Balgesvarri-Plateau in Südlyngen stützen diese Befunde. Sie sind der unmittelbare Beweis, dass Blockfelder zumindest unter einer relativ dünnen Eisbedeckung überdauern können. Die Grabung durch die Eiskecke und der Befund vom Kontaktbereich Eis / Blockfeld dokumentieren zudem, unter welchen Bedingungen das Überdauern möglich ist: Unter „kaltem“ Eis unter Permafrostbedingungen (vgl. Abb. 35). Diese und weitere Beobachtungen von der Lyngen Halbinsel (vgl. REA, WHALLEY & PORTER 1996, REA, WHALLEY et al. 1996, WHALLEY, RAINEY & GORDON 1996, WHALLEY, REA et al. 1997, WHALLEY & KJÖLLMOEN 2000) liefern wichtige Hinweise zur Morphogenese und Altersstellung der Blockfelder, weit über den Raum Lyngen hinaus. Sie verlängern den für die Blockfeld-Entwicklung zur Verfügung stehenden Zeitraum und bieten auch eine schlüssige alternative Erklärung für den komplexen vertikalen Aufbau vieler Blockfelder in Nordskandinavien (vgl. u. a. MEIER 1996, 2001).

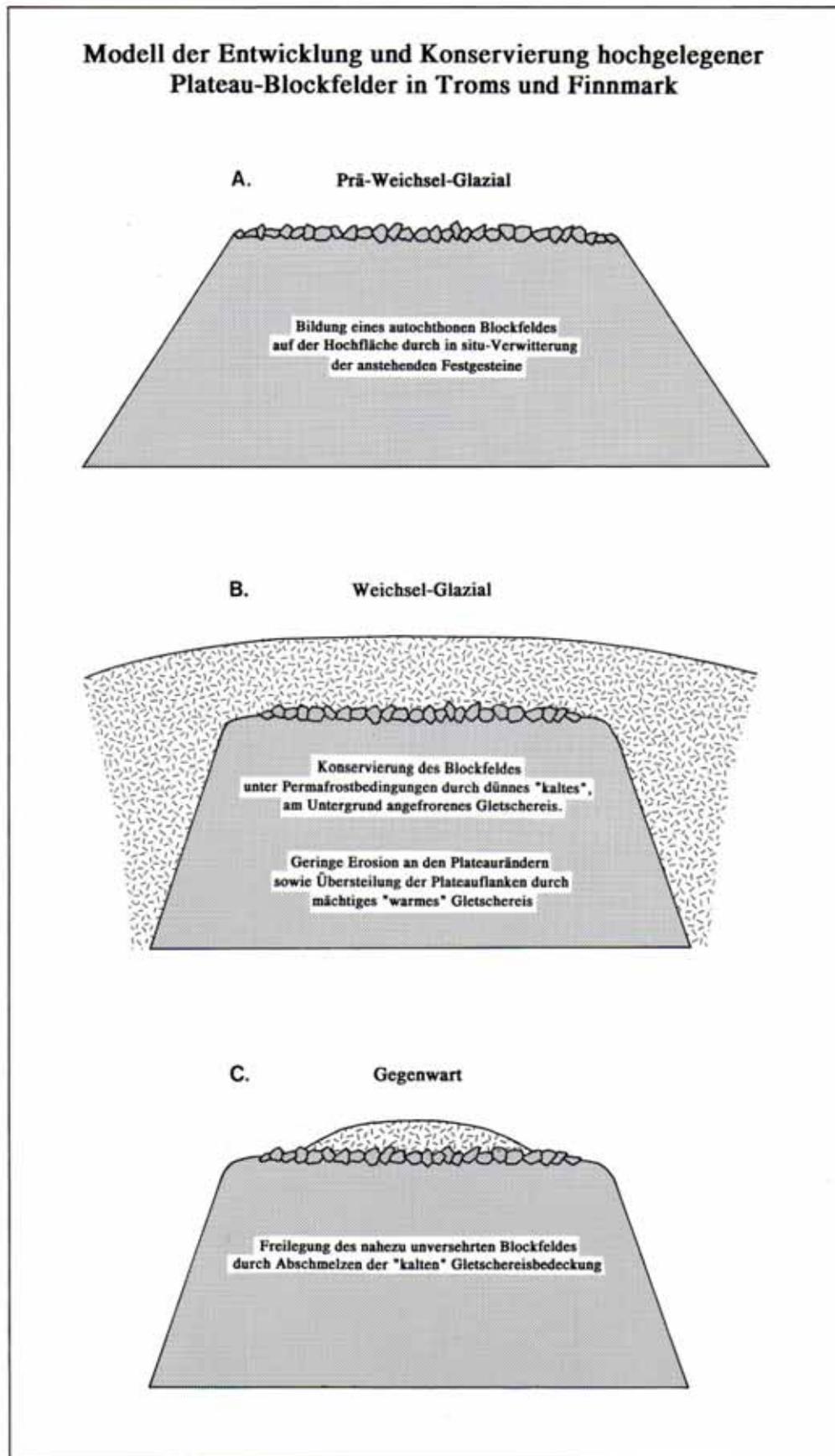


Abb. 35: Modell der Entwicklung und Konservierung hochgelegener Plateau-Blockfelder in Troms und Finnmark (aus MEIER 1997, vgl. auch REA, WHALLEY, RAINEY & GORDON 1996)

Die mächtigen Blockfeld-Profile (z. B. auf der Varanger Halbinsel) könnten bereits im Tertiär durch chemische Tiefenverwitterung unter subtropischen Klimaverhältnissen angelegt und später durch frostdynamische Prozesse, wie das „Auffrieren“ von Grobmaterial und Kernsteinen, unter kaltklimatischen, periglaziären Klimaverhältnissen weiterentwickelt oder modifiziert worden sein. Als mögliches Indiz für einen solchen Blockfeld-Ursprung lassen sich die in den Gipfelblockfeldern Nordschwedens und der Varanger Halbinsel gelegentlich anzutreffenden Felsburgen (Tors) anführen, die höchstwahrscheinlich vor den pleistozänen Vereisungen angelegt worden sind. WHALLEY, REA et al. (1997) konnten in den Gipfelblockfeldern des Bredalsfjells (Südlyngen) und des Öksfjordjökels (NW-Finnmark) überdies zahlreiche Tonminerale nachweisen, die nach Ansicht der britischen Autoren nur durch chemische Verwitterung des in den beiden Gebieten anstehenden Gabbro-Gesteins gebildet worden sind, und zwar unter wesentlich wärmeren Klimabedingungen als den gegenwärtig herrschenden, am ehesten im Tertiär.

Die Beobachtungen in den Gipfelblockfeldern in Südlyngen (Balgesvarri, Bredalsfjell, Rundfjell, Njallavarri) und in Storfjord (Raum Skibotntal-Kittal: Falsnesfjell, Reppifjell, Middagsfjell, Sommarfjell) zeigen eindrucksvoll, dass Blockfelder unter einer Gletschereisbedeckung nicht zwangsläufig zerstört werden, sondern fast unbeschädigt überdauern können, sofern es sich um „kaltes“ Eis in einem Permafrostmilieu handelt („Konzept der kalten Gletschersohle = cold-based / dry based ice theory nach RAPP 1992, 1996). Das unterste, „kalte“, am Permafrost-Untergrund angefrorene Gletschereis ist im Unterschied zu den oberen, „warmen“ Eisschichten immobil und daher nicht-erosiv. Englaziär in den oberen Schichten des Gletschers oder supraglaziär auf dem Gletscher mitgeführtes Moränenmaterial, das im Bereich mit „warmer“, feuchter Gletschersohle durch Glaziärerrosion am nicht gefrorenen Untergrund entstanden ist, wird beim Abschmelzen des Gletschereises in der ansonsten unveränderten Landschaft abgelagert. Die Landschaft ist somit zwar vergletschert gewesen, zeigt aber keine oder nur sehr wenige Spuren von Glaziärerrosion, während kleinere Mengen von weit transportiertem Fremdmaterial, etwa erratische Blöcke, durchaus vorhanden sein können (vgl. RAPP 1992, 1996, MEIER 2001). Die Blockfelder auf den hoch gelegenen Plateaus der Lyngen-Alpen und des Berglandes östlich des Lyngen- / Storfjordes repräsentieren, da sie vermutlich schon unter warmklimatischen Bedingungen im Tertiär angelegt worden sind, keine reinen Periglaziärscheinungen, sondern polygene Gebilde, wobei der Anteil der periglaziären Formung an der Morphogenese unklar ist. Die periglaziäre Überprägung der tertiärzeitlichen warmklimatischen Ausgangsform ist jedoch erheblich und geht weit über einen „periglaziären Anstrich“ im Sinne von KLEMAN (1994) hinaus.

Im Unterschied zu den hoch gelegenen Plateaus waren die tief eingesenkten Trogtäler während der pleistozänen Vereisungen nicht von „kaltem“, sondern von „warmem“ Eis bedeckt. Das Gletschereis erreichte, insbesondere in Konfluenzbereichen, wie z. B. dem Rypdalsvatn-Becken in Südlyngen, erhebliche Mächtigkeiten, so dass der Druckschmelzpunkt überschritten wurde und das Eis an der Gletschersohle erodieren konnte. Dadurch wurden die präglazial angelegten, vor allem durch tertiärzeitliche Tektonik und fluviale Prozesse geschaffenen, vermutlich im Querschnitt V-förmigen Täler zu breiten und tiefen Trogtälern ausgeschürft. An ihrem Grunde entstanden durch die Glaziärerrosion zahlreiche beckenförmige Vertiefungen, die beim Abschmelzen des Gletschereises teilweise mit glaziären und glazifluvialen Sedimenten aufgefüllt wurden und heute oftmals Seen beherbergen. Am Rande und zwischen den Geländedepressionen zeugt häufig eisüberschliffener Fels von der abradierenden Tätigkeit des Gletschereises. Beispiele für derartig glatt geschliffenen Fels finden sich u. a. an und auf den beiden Felsburgen im oberen Strupskardtal zwischen dem Blåvatn-See und der zurück schmelzenden Gletscherzunge des Strupbre (an den Seen 538 m ü. M. und 528 m ü. M. / Punkt 572 m ü. M.). Die Talböden an den Mittel- und Oberläufen der Flüsse sind ähnlich den hoch gelegenen Plateaus (Gipfelplateaus) von weit gespannten Blockfeldern bedeckt. Diese sind stellenweise durch in situ-Verwitterung der anstehenden Festgesteine entstanden, insbesondere in höheren Passlagen, und deshalb autochthon; in den meisten Fällen handelt es sich jedoch um allochthone Blockfelder, die durch frostdynamische Sortierungsvorgänge in Gestalt einer oberflächlichen Anreicherung der Grobkomponenten in glaziären oder glazifluvialen Ablagerungen entstanden sind. Ferner existieren polygenetisch gebildete Blockfelder, die sowohl lokalen Verwitterungsschutt als auch frostdynamisch sortiertes Moränenmaterial oder Glazifluvium enthalten. Aufgrund des relativ kurzen Transportweges sind die Grobkomponenten der moränischen Ablagerungen in den Trogtälern kaum kan-

tengerundet. Da das oberflächennahe Feinmaterial oft ausgespült worden ist, und daher nur wenig Feinmaterial zutage tritt, lassen sich autochthone und allochthone Blockfelder häufig nur mittels Grabung unterscheiden. Im Vergleich zu den Blockfeldern der hoch gelegenen Plateaus sind die Blockfelder der Tallagen vergleichsweise jung: Da die vorrückenden pleistozänen Gletscher an ihrer Sohle „warm“ waren und erodierten, wurden alle präglazial vorhandenen Lockersedimente abgetragen und entfernt. Die Blockfelder konnten daher erst nach der Deglaziation des Gebietes angelegt worden sein: Am frühesten im Nordteil der Lyngen Halbinsel, dessen Tiefland bereits während der Jüngerer Dryaszeit gletscherfrei war, während die mittleren und höheren Lagen noch von Lokalgletschern bedeckt waren. Die Gebiete südlich der jungdryaszeitlichen Eisrandlage wurden erst später vom weichselzeitlichen Inlandeis freigegeben. In den Tälern im Südteil der Lyngen Halbinsel und in den tieferen und mittleren Lagen des Berglandes von Kåfjord und Storfjord konnte die Blockfeld-Entwicklung erst nach dem Abschmelzen der „warmen“ Eisbedeckung nach der Jüngerer Dryaszeit einsetzen. Die Bereiche mit „kaltem“, am Untergrund angefrorenen Eis, das ältere, präglazial angelegte Blockfelder bedeckt und vor Abtragung schützt, beschränken sich dort auf die höchst gelegenen Plateau-Blockfelder.

4.3.2. Sturzschutthalden und -kegel

Aufgrund der großen Reliefenergie im weithin vorherrschenden Steilrelief sowie der großen Frostwechselhäufigkeit und Feuchtigkeit im maritimen Küstenklima, die die kryoklastische Gesteinsverwitterung begünstigen, bilden Sturzschutt-Akkumulationen neben Blockfeldern besonders auffällig in Erscheinung tretende Mesoformen im Relief der Lyngen-Alpen und des fjordnahen Berglandes von Kåfjord und Storfjord. Unter den stark zergliederten Felswänden und Steilhängen sind vielerorts mächtige Sturzschutthalden und -kegel entwickelt, deren Oberflächen oftmals durch Mur- oder Lawinenbahnen überprägt sind. Darüber hinaus finden sich an manchen Plätzen am Fuße der steilen Trogtalhänge Bergsturzsablagerungen als Formen rasch und katastrophenartig ablaufender gravitativer Grobschuttverlagerungen. Alle diese Ablagerungen einschließlich der besonders in Kåfjord häufig anzutreffenden Blockgletscher konnten ebenso wie die Talblockfelder erst nach dem Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises entstehen. Ihre Morphogenese erfolgte mit Ausnahme der Gebiete außerhalb der jungdryaszeitlichen Eisrandlage, die schon früher vom Inlandeis freigegeben worden waren, im Laufe des Holozäns, d. h. während der letzten rund 10 000 Jahre. In Abhängigkeit von den (lokalen) Bedingungen dürfte die Sturzschuttproduktion in dieser Zeit mal größer, mal kleiner gewesen sein. Vermutlich wurde unmittelbar nach der Deglaziation des Gebietes infolge Druckentlastung im Bereich der Felswände und Steilhänge sowie beim Abschmelzen von Spalteneis im Fels besonders viel Sturzschutt gebildet. Daß die Sturzschuttproduktion an den steilen Talflanken bis in die Gegenwart anhält, belegen unmittelbare Feldbeobachtungen von abstürzenden Schuttpartikeln während der Schneeschmelzperiode (Ende Mai bis Anfang Juli). Weitere Hinweise auf die aktuelle Steinschlagtätigkeit bilden Schuttpartikel auf Resten der winterlichen Schneedecke sowie, in den höheren Lagen, auf den Oberflächen vieler Tal- und Kargletscher. Wo die Schuttkörper der Sturzschutthalden und -kegel isostatisch gehobene Strandwälle, Strandterrassen oder Moränen bekannten Alters überlagern, läßt sich mit deren Hilfe das Maximalalter der Sturzschutt-Ablagerungen ermitteln.

Die Gestalt der Sturzschutt-Ablagerungen variiert in Abhängigkeit von zahlreichen Faktoren, wobei der Bau und die Gliederung der Felswände besondere Beachtung verdienen. Erfolgt der Schuttwurf an einer flächenhaft verwitternden, nicht durch Steinschlagrinnen gegliederten Wand, entsteht eine „einfache Sturzschutthalde“, die sich als geschlossene Halde über eine längere Strecke an die Felswand anlehnt. Sie ist durch einen relativ glatten und ungegliederten Hang sowie eine in ziemlich gleichem Niveau verlaufende Obergrenze gekennzeichnet. Konzentriert sich die Verwitterung hingegen auf bestimmte Wandbereiche, sammelt sich der Verwitterungsschutt häufig in Steinschlagrinnen und wird in diesen abwärts gelenkt. An ihrer Basis kommt es infolge der linearen Schuttzufuhr zur Ausbildung eines „Sturzschuttkegels“. Sturzschutthalden und -kegel finden sich sowohl an den Flanken der tief in die Landmasse eingesenkten Trogtäler als auch unter den Steilabfällen der Plateaus entlang der Fjordufer. Die meisten von ihnen sind infolge ihrer Höhenlage über dem heutigen Meeresspiegel vor der marinen Abrasion geschützt. Dicht gescharte und hinsichtlich ihrer Abmessungen sehr eindrucksvolle strandnahe Sturzschutthalden und -kegel

sind u. a. am Ostufer des Sörfjordes zwischen der Lakselv-Bucht und der Landzunge von Hjellnes, beidseits des Kjosenfjordes sowie zwischen Lenangsbøtn und Lyngstuva in Nordlenangen entwickelt. Infolge der postglazialen isostatischen Landhebung sind die Sturzschutt-Ablagerungen am Fuße der Isskardtindane und Jaegervassindane zwischen Kjosens- und Sörlenangen sowie im Raum Lyngspollen-Lyngseidet-Koppangen nicht mehr in Reichweite der Brandungswellen, im Unterschied zur hohen Steilküste zwischen Koppangen und Lyngstuva, wo bestenfalls die Spitzen der Sturzschutthalde und -kegel über den Wasserspiegel des Lyngenfjordes aufragen. Abseits der Küstenlinie finden sich mächtige halden- oder kegelförmige Sturzschutt-Ablagerungen vor allem in den Trogtälern des Piggind und Storvasstind, im Rypetal, Ellental, Govortal, Fugltal und Fornestal in Südlyngen sowie im Tyttebaertal, Fasttal, Stortindtal, Strupskardt, Veital, Reintal und Vakkastal in Nordlyngen. Östlich des Storfjordes enthalten u. a. die tief in die Plateauflächen eingesenkten Täler des Storelv (Elsnestal) und Bergselv (Bergstal) mächtige Sturzschutthalde und -kegel. Im unteren Skibotntal werden die Felswände und Steilhänge des Falsnesfjells, Middagsfjells und Norddalsfjells von mächtigen Sturzschutt-Ablagerungen gesäumt. Am Adjit-Berg treten Sturzschutthalde und -kegel, Bergsturz-Ablagerungen und blockgletscherähnliche Schuttkörper räumlich eng vergesellschaftet auf. Ähnliches gilt für viele Trog- und Hochtäler in Kåfjord, etwa das Moldojokkatal östlich von Mandalen (vgl. MEIER 1997) sowie die oberen Talabschnitte von Oldertal, Nordmannviktal und Piltortal (vgl. TOLGENSBARK & SOLLID 1988).

Die Gestalt der Sturzschutt-Akkumulationen wird vor allem durch die Form des Ober- und Unterhangs, das Ausgangsgestein, die Abflußverhältnisse sowie die Schneebedeckung bestimmt. Das Obergehänge der meisten im Gabbro-Gestein angelegten Sturzschutt-Ablagerungen in den Lyngen-Alpen ist stark zergliedert und in Schrofen und Felsköpfe aufgelöst. Die Schuttverlagerung erfolgt zumeist linienhaft in Steinschlagrinnen. Sie sammeln das anfallende Verwitterungsmaterial und das im Frühsommer freigesetzte Schneeschmelzwasser und leiten es zur Spitze der Sturzschuttkegel. Benachbarte Sturzschuttkegel verschnitten sich bei dichter Scharung der Steinschlagrinnen zu zusammengesetzten Sturzschutthalde. Die Spitzen der Sturzschuttkegel zeigen häufig Spuren einer rezenten Schuttfuhr aus den Steinschlagrinnen. Den „frischen“ Schuttpartikeln fehlt im Unterschied zum älteren Schutt ein Flechtenbewuchs. Abseits der dunklen Gabbro-Gesteine unterscheidet sich der „frische“ Sturzschutt zudem durch seine hellere Farbe vom grauen, von einer Verwitterungsrinde überzogenen „Altschutt“ an den Halden- und Kegeloberflächen. Überdies finden sich bei vielen Sturzschutthalde und -kegeln Überprägungserscheinungen, die aus Umlagerungen des Sturzschuttes resultieren und nicht unmittelbar mit der Neuschuttfuhr in Verbindung stehen. Es handelt sich häufig um Erosionsarisse, die unmittelbar unter den Steinschlagrinnen ansetzen, die oberen und mittleren Haldenteile zerschneiden und am Haldenfuß in zungenförmigen Akkumulationsformen auslaufen. Die Entstehung derartiger Murgänge mit bisweilen auffälligen Uferwällen steht mit der morphologischen Gliederung der Haldenrückwände in unmittelbarem Zusammenhang: Mulden und Rinnen im Bereich der Felswände fungieren als Sammelbecken für Niederschlags- und Schneeschmelzwasser und begünstigen auf diese Weise die Auslösung von Muren, insbesondere nach Starkregen-Ereignissen. Die Rinnen fungieren auch als Lawinenbahnen. Bei den Schneelawinen werden lockere Schuttpartikel mit in die Tiefe gerissen und die Rinnen auf diese Weise von lockerem Material „gesäubert“. Der Schutt gelangt mit dem Lawinenschnee in den Fußbereich der Sturzschutt-Akkumulationen und bildet dort „Lawinen-Blockschuttzungen“ („*avalanche boulder tongues*“ nach RAPP 1959). Außer Mur- und Lawinengängen weist das Feinrelief der Sturzschutthalde und -kegel oftmals Schuttloben und -wülste als Resultat gelisolifluidaler Massenbewegungen auf. Sie sind vorzugsweise im Fußbereich feinmaterialreicherer Sturzschutthalde und -kegel anzutreffen. Am Fuße größerer Sturzschutthalde sind vereinzelt Wallbögen aus scharfkantigem Stein- und Blockwerk, sog. Schneeschuttwälle („*protales ramparts*“) entwickelt, deren Entstehung nicht vollständig geklärt ist. Typische Beispiele für solche Schneeschuttwälle finden sich u. a. im südlichen Ellental (Fußbereich der Guhkesgaisa-Nordwand, Blockgletschernähe) und im oberen Tyttebaertal (NW-exponierter Unterhang des Istinds). Viele Sturzschutthalde und -kegel lassen eine deutliche Zonierung des Schuttmaterials nach der Größe erkennen, indem die größten Blöcke am Haldenfuß liegen, während die Haldenspitze aus kleinstückigem Schutt besteht. Diese Schweresortierung des Sturzschuttes ist eine Folge der beim Absturz entwickelten unterschiedlichen kinetischen Energie der

einzelnen Gesteinstrümmer. Je größer die aus der Wand abgeworfenen Gesteinstrümmer sind, desto größer ist ihr Radius und ihr Energieinhalt und umso weiter rollen und springen sie (vgl. RAPP 1957).

4.3.3. Gelifluktionserscheinungen und -formen

Der periglaziäre Formenschatz der Lyngen-Alpen und des Berglandes von Kåfjord und Storfjord umfasst außer den Formen und Ablagerungen der kryoklastischen Gesteinsverwitterung vor allem Erscheinungen des frostdynamisch gesteuerten Bodenfließens (Gelifluktion) sowie der Bildung von kryogen induzierten Mustern an der Bodenoberfläche (Frostmusterböden). Der Begriff „Gelifluktion“ umfasst frostdynamisch bedingte, hangabwärts gerichtete (klinotrope), langsame Massenbewegungen, die sich durch eine gewisse zeitliche Kontinuität des Bewegungsvorganges, laminar-turbulente Fließbewegungen mit tiefenwärts abnehmender Bewegungsintensität auszeichnen. Nach dem Grade der Beeinflussung der Bodenbewegungen kann zwischen „gebundener“ Gelifluktion bei geschlossener Pflanzendecke, „gehemmter“ Gelifluktion bei aufgelockerter Pflanzendecke und „ungebundener“ (freier) Gelifluktion bei fehlender Pflanzendecke unterschieden werden. Außer den Erscheinungen der amorphen Gelifluktion (Fließerde- und Wanderschuttdecken) sind im Raum Lyngen die typischen Formen der differenzierten Gelifluktion (Rasenloben und -stufen, Schuttloben und -stufen) sowie Einzelercheinungen (Wander- und Bremsblöcke) anzutreffen.

Die Fließerdedecken unterscheiden sich von den Wanderschuttdecken hauptsächlich durch ihren höheren Feinmaterialgehalt und ihren zumeist dichteren Vegetationsbesatz. Die Verbreitung aktiver Formen konzentriert sich auf die Tundrenstufe, während Wanderschuttdecken vornehmlich im Grenzsaum Tundrenstufe / Frostschuttstufe und darüber entwickelt sind. Aufgrund ihres unauffälligen Erscheinungsbildes, das bestenfalls durch flache Wellen und Wülste an der Oberfläche gekennzeichnet ist, ist die exakte Verbreitung der Fließerde- und Wanderschuttdecken schwer einzuschätzen. Auflauferscheinungen hinter großen, unbeweglichen Blöcken, säbelwüchsige Baumstämme und Einregelungsmessungen an Grobkomponenten zeigen indessen, dass die Erscheinungen der amorphen Gelifluktion vor allem im niederschlagsreichen Nordteil der Lyngen Halbinsel weit verbreitet sind. In der Umgebung des Russelvfjells sind Fließerdedecken bereits bei Hangneigungen von 2-3° anzutreffen, während sich flächenhaftes Schuttwandern bei Böschungswinkeln ab 5-6° vollzieht. Die Fließerde- und Wanderschuttdecken der flachen bis mäßig steilen, von Grundmoränenmaterial und / oder Verwitterungsschutt der lokal anstehenden Festgesteine bedeckten Hänge laufen an den unteren Hangabschnitten häufig in charakteristischen Loben- und Stufenformen aus, wobei stellenweise Stirnhöhen von bis zu 1,5 m erreicht werden. Häufig schließen sich Rasenloben auf mehreren Zehnermetern Breite zu Lobenfronten zusammen. Das Verbreitungsgebiet der Rasenloben und -stufen reicht vom Meeresspiegelniveau (Nordspitze der Lyngen Halbinsel) bis an die Frostschuttstufe heran. Bei Hangneigungen ab 25-30° werden die gelifluidalen Massenverlagerungen von abluale Verlagerungsvorgängen (Abspülungsvorgängen) abgelöst. Außer an den Unterhängen der Trogtalflanken finden sich Gelifluktionserscheinungen auch an den Hängen feinmaterialreicher moränischer Ablagerungen unterschiedlichen Alters. So unterliegen sowohl die Moränen der jungdryaszeitlichen Eisrandlage in Nordlyngen (z. B. im Strupskardtal, Veital, Reintal) als auch die Moränen der „Kleinen Eiszeit“ am Rande und im Vorland der rezenten Talgletscher (z. B. Steintal, Lyngstal, Fornestäl) gelifluidalen Massenbewegungen. Letztere sind im Unterschied zu den „alten“ Moränen nur spärlich bewachsen. Folglich dominieren an ihren Hängen bei hinreichendem Feinmaterial- und Feuchtegehalt Phänomene der ungebundenen bis gehemmten Gelifluktion, außer Stufen- und Lobenformen auch Einzelercheinungen wie Bremsblöcke, hinter denen sich feineres Material staut. Die ältesten Moränen in der Nordhälfte der Lyngen Halbinsel und an den Fjordufern in Südlyngen weisen bereits einen dichten Vegetationsbesatz auf. Dort finden sich auch Formen der gebundenen Gelifluktion, wie z. B. Rasenloben und -stufen. Wo die klinotrope Verlagerung des Feinmaterials durch die Vegetationsdecke behindert wird, sind größere Blöcke zu beobachten, die rascher hangabwärts wandern als das Feinmaterial in ihrer Umgebung, so dass im Laufe der Zeit eine Auswanderungsnische oder Rinne hinter den Blöcken und ein Stauchwulst vor den Wanderblöcken entsteht. Im Steilrelief im Zentrum der Lyngen Halbinsel treten langsame gelifluidale Massenbewegungen zugunsten rasch ablaufender Massenverlagerungen durch Steinschlagfähigkeit sowie Massentransporte durch Naßschneelawinen („slush flows“) und

Abspülung (Abluation) zurück. Zudem stellt die kryoklastische Verwitterung der Gabbro-Gesteine für die Gelisolifluktion nur wenig Feinmaterial bereit. Dagegen liefert die Verwitterung der überwiegend schiefri-gen Gesteine an den Flanken des zentralen Gabbro-Gürtels feinkörnigere Verwitterungsprodukte, die gelisolifluidale Massenbewegungen begünstigen. Ähnliches gilt für viele Täler im Bergland von Kåfjord und Storfjord. Die im moränischen Material und / oder Verwitterungsschutt angelegten Hänge oberhalb der Waldgrenze sind durch ein reiches Inventar an Gelisolifluktionserscheinungen gekennzeichnet, ähnlich dem flachwelligen, von Grundmoräne und glazifluvialen Ablagerungen bedeckten, waldfreien Terrain nahe der norwegisch-finnischen Grenze.

4.3.4. Frostmusterböden

Die Frostmusterböden treten auf der Lyngen Halbinsel und im Bergland östlich des Lyngen- / Storfjordes in zahlreichen Typen in Erscheinung. Den Texturböden ohne Detritussortierung können die Strukturböden gegenüber gestellt werden, die sich durch eine frostdynamisch gesteuerte, in vertikaler und horizontaler Richtung ablaufende Trennung von Fein- und Grobmaterial im ursprünglich durchmischten Substrat auszeichnen. Von den vielfältigen Varianten des Texturbodens finden sich außer den bereits vor-gestellten, an das Vorkommen eines rezenten oder ehemaligen Permafrostbodens geknüpften Formen (Palsas, fossile Eiskeilpolygone) vor allem Feinerdekreise (engl.: Mudpits), Erdbülten (isländ.: Thufur), Torfbülten (finn.: Pounus) sowie Frostspaltenmakropolygone ohne perennierendes Spalteneis.

Besonders weit verbreitet sind Kahlstellen vom Mudpit-Typ, die zumeist räumlich vergesellschaftet vorkommen und größere Felder bilden können („Fleckentundra“). Ihr Vorkommen beschränkt sich auf die Tundrenstufe. Im Bereich des Birkenwaldes dürfte vor allem die dichte und kräftige Vegetationsdecke und Durchwurzelung des Bodens der Mudpit-Morphogenese abträglich sein. Die Verbreitung der Mudpits konzentriert sich auf die waldfreien Tieflagen an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel sowie die ebenen bis gering geböschten Hänge der mittleren Lagen in Südlyngen sowie im Binnenland von Kåfjord und Storfjord. Das Verbreitungsgebiet der Mudpits spiegelt außer der Vegetationsverteilung auch die Ver-breitung feinkörniger, frostempfindlicher Substrate wider. Scharf ausgeprägte Mudpits sind vorzugsweise in feinmaterialreicher Grundmoräne anzutreffen. In ihrem Hauptverbreitungsgebiet sind Mudpits vor-nehmlich auf Kuppen und windexponierten Sätteln sowie auf solchen Hangabschnitten zu finden, die nur eine dünne winterliche Schneebedeckung aufweisen, so dass der Frost schnell und tief in den Boden ein-dringen kann. Manche Mudpits sind von einem dünnen Steinchenpanzer bedeckt. Sind die Steinoberflä-chen von Flechten überzogen und ist das Feinmaterial zwischen den Steinchen trocken und schorfig, dürf-te es sich um inaktive Formen handeln. Kleine feuchte Flecken aus frisch aufgepresstem Feinmaterial zwi-schen den Steinchen weisen auf jüngst abgelaufene frostdynamische Vorgänge und kennzeichnen den be-treffenden Mudpit als noch in Entwicklung begriffen. Nicht selten ist die Oberfläche der Mudpits durch Spaltenmikropolygone (Zellenböden) texturiert oder durch Steinchenpolygone strukturiert. Der Mecha-nismus der Mudpitbildung ist kaum bekannt. Möglicherweise spielen frostdynamisch bedingte Turbationsvorgänge infolge eines differenzierten Eindringens der Frostfront in den Boden eine maßgebliche Rolle. Korngrößen- und Feuchtigkeitsunterschiede im Substrat sowie der unterschiedliche thermische Gradient bei Vegetationsbedeckung bzw. Vegetationsfreiheit könnten Steuerfaktoren der Mudpitentwicklung darstellen. Möglicherweise werden die vertikalen und lateralen Materialverlagerungen im Substrat, die sich in einem gegenseitigen Durchdringen von Material unterschiedlicher Körnung mani-festieren, durch kryostatischen Druck verursacht. Dieser könnte beim Vorrücken der Frostfront in den Boden entstehen, wenn noch ungefrorenes Material zwischen der Frostfront und einem Widerlager im Untergrund (Fels oder Permafrosttafel) eingengt wird. Untersuchungen an Mudpits auf der Varanger Halbinsel zeigten indessen, dass sich die für die Mudpitgenese relevanten Materialverlagerungen weniger während des herbstlichen Eindringens der Frostfront in den Boden als vielmehr während des fröhsommerlichen Auftauens vollziehen, wobei Unterschiede in der Körnung und im Bodeneisgehalt eine unter-schiedliche Scherfestigkeit bedingen. Wahrscheinlich werden die diapirartigen Materialaufpressungen in erster Linie durch eine lokale Erhöhung des Porenwasserdruckes hervorgerufen, bedingt durch das Schmelzen von Eislinsen des winterlichen Frostbodens, möglicherweise in Kombination mit eindringendem Schneeschmelz- und / oder Regenwasser (vgl. MEIER 1996).

Die Verbreitung der Büldenböden erstreckt sich vom Meeresspiegelniveau bis in die Tundrenstufe. Außer Erdbülden sind Torfbülden und Übergangsformen zwischen den beiden Büldentypen entwickelt. Alle Büldentypen treten vorzugsweise in Feldern vergesellschaftet auf. Das Verbreitungsgebiet der reinen Erdbülden vom Thufa-Typ konzentriert sich auf wenige Fundorte im küstennahen Tiefland der Lyngen Halbinsel sowie einige Plätze im Tundrenbereich östlich des Lyngen- / Storfjordes. Die Verbreitung der Thufur wird bei Vorhandensein einer geeigneten Vegetationsdecke aus Gräsern vornehmlich durch das begrenzte Vorkommen edaphisch-hydrologisch geeigneter Standorte eingeengt, während die frostklimatischen Voraussetzungen der Thufabildung offenbar überall im Raum Lyngen erfüllt sind. Wie der sedimentäre Bauplan und die kryoturbar verwürgten Substratpartien ausweisen, resultiert die Aufwölbung der Bodenoberfläche in Gestalt der bis zu 80 cm hohen, kuppel-, wall- oder plateauförmigen Thufur aus frostdynamischen Vorgängen. Da die Aufwölbung auch nach dem Schwinden des saisonalen Frostbodens Bestand hat und in den Hügeln keine Hohlräume beobachtet wurden, ist davon auszugehen, dass in den Thufur während der Bodenfrostperiode eine Zunahme der Feinmaterialmenge erfolgt. Dieses Material wird aus den Bereichen zwischen den Aufwölbungen zugeführt und bewirkt das Hügelwachstum. Diese Materialverlagerungen sollen sich nach Untersuchungen von SCHUNKE (1977) an isländischen und grönländischen Thufur hauptsächlich an der Untergrenze der vorrückenden Frostfront vollziehen. Am Rande von versumpften oder vermoorten Plätzen sind häufig Übergangsformen zwischen Thufur und Pounus zu beobachten, die sich durch einen Kern aus minerogenen Feinsedimenten auszeichnen, der von einem Torfmantel umgeben ist.

Die vollständig aus Torf bestehenden Pounus treten in denselben Formvarianten wie die Thufur in Erscheinung und erreichen Höhen von bis zu 1,2 m. Ihre Verbreitung ist eng an Moorgebiete geknüpft. Torfakkumulationen hinreichender Mächtigkeit finden sich vor allem auf den isostatisch gehobenen Strandterrassen der Fjordufer, etwa südlich und nördlich des Jaegervatn (z. B. Stormyra), in den unteren Talabschnitten der großen Trogtäler, auf dem breiten Talboden des Lakselvtales, aber auch auf Verflachungen oberhalb der Waldgrenze, wie im Umkreis des Lomvatn (Rastebyfjell) und im Langemyr im oberen Rypetal. Besonders günstige Voraussetzungen für die Pounuentwicklung bieten die zahlreichen vermoorten Geländedepressionen im flachwelligen Tundrenbereich nahe der norwegisch-finnischen Grenze sowie die Moorgebiete auf den Verebnungen und Talböden südlich des oberen Skibotntales (z. B. Lavkavagge-Tal). In den 80-100 cm hohen Pounus am Lavkajavri-See (619 m ü. M.) und Luhcjavri-See (684 m ü. M.) fanden sich Ende August 1996 noch Frostbodenkerne, die als Permafrostbodenlinsen zu deuten sind. Im Unterschied zu den (größten) Pounus in der Tundrenstufe sind die Torfbülden im küstennahen Tiefland permafrostfrei. Die Genese der Pounus ist bisher nur in groben Zügen bekannt. Offenbar wird die Pounubildung in erster Linie durch biologische Vorgänge ausgelöst. Grundlage der Pounubildung ist ein differenziertes Torfwachstum, das ein differenziertes Gefrieren der Torflagen an der Mooroberfläche zur Folge hat. Infolge der verstärkten Torfbildung entstehen an verschiedenen Stellen im Moor zunächst flache Torfhügel, die dem Wind stärker ausgesetzt sind, im Herbst länger schneefrei bleiben und sich daher durch ein schnelleres und tieferes Eindringen des Bodenfrostes auszeichnen als die Torflagen der Hügelumgebung. Dadurch wird die weitere Pounuentwicklung offenbar beschleunigt. Wie dies im Detail geschieht und welche frostdynamischen Vorgänge dem Pounuwachstum zugrunde liegen, ist bisher ungeklärt.

Im Unterschied zu den Mudpits, Thufur und Pounus beschränkt sich die (bisher bekannte) Verbreitung von Frostspaltenmakropolygonen ohne Spalteneis auf wenige Fundorte im kontinentaleren Binnenland von Storfjord und Kåfjord. Die Verbreitung konzentriert sich auf wind- und kalteexponierte Plätze (Terrassenränder, Topbereiche von Osrücken, Moränenwällen und -hügeln). Einige der Spalten sind von Eiskeilpseudomorphosen unterlagert. Frische Risse in der Gras- und Zwergstrauchvegetation bilden ein konstituierendes Merkmal der Frostspaltenmakropolygone. Außer polygonalen Netzwerken wurden auch unregelmäßig angeordnete Spaltenzüge und Einzelspalten beobachtet. Die Vegetationsdecke und die Sedimentlagen waren bis in Tiefen von 10-15 cm messerscharf durchschnitten, allerdings nur nach sehr kalten Wintern, wie z. B. 1981 und 1985, im Laufe derer Temperaturstürze bis weit unter den Gefrierpunkt (bis -30 °C nach Messungen der Wetterstation Kilpisjärvi) das Aufreißen der Spalten begünstigt hatten. Bei

späteren Kontrollbesuchen (Sommer 1995-1999) wurden an den Lokalitäten keine offenen Spalten mehr beobachtet.

Die durch eine frostdynamisch erzeugte Trennung von Fein- und Grobmaterial gekennzeichneten Strukturböden treten in den Lyngen-Alpen und im Bergland östlich des Lyngen- / Storfjordes in großer Häufigkeit und Formenvielfalt auf. Wo sich die Einzelformen, insbesondere Feinerdeinseln im Grobmaterial, Steinpolygone oder Steinstreifen zu größeren Feldern zusammenschließen, erscheint die Bodenoberfläche auffällig gemustert. Die Verbreitung der Strukturböden erstreckt sich vom Meeresspiegelniveau bis in Höhenlagen um 1600 m ü. M. (im Blockfeld auf dem Balgesvarri-Plateau, vgl. WHALLEY, GORDON & THOMPSON 1981). Zwar liegt der Verbreitungsschwerpunkt in der Frostschuttstufe, doch finden sich einzelne Vorkommen auch in der Tundrenstufe und im Birkenwald-Bereich. Bei letzteren handelt es sich teils um aktive Formen, die auf vegetationsfreien oder -armen Standorten innerhalb einer ansonsten geschlossenen Vegetationsdecke entwickelt sind, teils um inaktive, heute weitgehend überwachsene Formen. Das Verbreitungsgebiet der Strukturböden wird auf der Lyngen Halbinsel sowie in Kåfjord und Storfjord wie auch in Finnmark (vgl. MEIER 1996) weniger durch klimatische als durch edaphisch-hydrologische Faktoren sowie die Vegetationsverteilung bestimmt. Dabei ist die Strukturbodenentwicklung eng an das Vorkommen schlecht sortierter, pelithaltiger, frostempfindlicher Lockersubstrate geknüpft. Derartige Substrate besitzen zwar im Tiefland an den Mündungen der Trogtäler in Gestalt von Grund- und Randmoränen-Ablagerungen eine weite Verbreitung (z. B. Mündungen von Strupskardtal, Veital, Reintal in Nordlyngen), sind dort jedoch überwiegend von einer dichten Pflanzendecke überzogen, die frostdynamische Sortierungsvorgänge im Boden behindert. Das Vorkommen größerer, mehr als 1 ha umfassender Strukturbodenfelder konzentriert sich daher mit wenigen Ausnahmen auf die vegetationsfreien bis -armen mittleren und höheren Gebirgslagen. Diese werden weithin von Blockfeldern eingenommen, die in den Mulden einen hohen Feinmaterialgehalt aufweisen, der teils aus Moränenablagerungen, teils aus der Verwitterung der lokal anstehenden Festgesteine stammt und die Entwicklung der Strukturböden begünstigt. Rezent aktive Strukturböden finden sich vornehmlich an Plätzen mit ungünstigen Abflußverhältnissen, wie in Geländedepressionen mit hohem Grundwasserstand, an Bach- und Seeufern sowie auf Geländeparzellen in der Umgebung langfristiger Schneeflecken, an denen das Substrat durch freigesetztes Schmelzwasser stark durchfeuchtet wird. Das gehäufte Auftreten von Strukturböden in den Plateau-Blockfeldern steht vermutlich auch im Zusammenhang mit dem in geringer Tiefe anstehenden Festgestein, das stellenweise als Wasserstauer fungiert und dadurch wesentlich zur Durchfeuchtung der Lockermaterialdecke beiträgt. In den Gipfelblockfeldern dürfte der in geringer Tiefe vorhandene Permafrostboden eine ähnliche Wirkung erzielen. Besondere Beachtung verdienen die Strukturböden im Birkenwald-Bereich. Sie besetzen im Spätsommer und Frühherbst trockenfallende Talboden-Abschnitte sowie durch periodische Wasserbedeckung vegetationsfrei gehaltene, gut durchfeuchtete, feinmaterialreiche Bach- und Seeböden (z. B. Strupskardelv bei Sörlenangbotn, Bachbett des Skibotnelv nahe Helligskogen an der Fernstraße Skibotn-Kilpisjärvi). Die rezente Entwicklung von Strukturböden an Plätzen, an denen der höhenstufengerechte Birkenwald fehlt, macht deutlich, dass die frostklimatischen Voraussetzungen der Strukturbodenbildung auch im Tiefland erfüllt sind. In den Blockfeldern der mittleren Lagen (z. B. oberes Strupskardtal) und der Hochlagen (z. B. Bredalsfjell, Rundfjell in Südlyngen; Middagsfjell und Reppifjell östlich des Storfjordes) wird die Strukturbodenentwicklung weithin durch das Fehlen inhomogener, feinmaterialreicher Substrate verhindert. Unter den zahlreichen Strukturboden-Formvarianten sind Feinerdeinseln, Steinpolygone und Steinstreifen (an stärker geböschten Hangabschnitten) im Raum Lyngen am häufigsten zu beobachten. Die Ausprägung der unterschiedlichen Formvarianten resultiert vornehmlich aus den standörtlich wechselnden Substrateigenschaften, insbesondere der Körnung und Durchfeuchtung sowie den Böschungsverhältnissen. So kann ein unterschiedlicher Anteil von Grob- und Feinmaterial im Substrat bereits kleinräumig innerhalb eines einzigen Strukturbodenfeldes zur Entwicklung verschiedener Strukturbodenformen führen. Eindrucksvolle Beispiele für eine derartige Formenvarianz beschreibt MEIER (1996) von der Varanger Halbinsel in Ostfinnmark. Neben der Substratbeschaffenheit trägt vor allem der Böschungswinkel entscheidend zur Differenzierung des Strukturbodeninventars bei. Wie die häufig anzutreffende gefällsparelle Längsachsen-Orientierung der Grobkomponenten belegt, wird die frostdynamische Materialsortierung am Hang von gelisolifluidalen Vorgängen überlagert. Geschlossene Formvarianten werden bei zu-

nehmender Hangneigung von lang gestreckten bis streifenförmigen Formen abgelöst. Dabei erfolgt die gelisolifluidale Verlagerung des Feinmaterials zwischen den Steinzügen zumeist mit größerer Intensität als die hangabwärtige Verlagerung der Grobkomponenten.

Bei der Strukturbodenbildung handelt es sich den Geländebefunden zufolge um ein sehr komplexes Wirkungsgefüge, in dem verschiedene frostdynamische Einzelprozesse ineinander greifen, was die Strukturböden als polygenetische Gebilde ausweist. Nach Studien an einer großen Anzahl von Strukturböden auf der Varanger Halbinsel bestehen kaum Zweifel, dass die Strukturbodenentwicklung auf frostdynamische Vorgänge im Feinmaterial zurückzuführen ist. Dies belegen auch die „schwebenden“ Blockfelder auf mehreren Hochflächen in Storfjord sowie die allochthonen Blockfelder in den Grundmoränen-Ablagerungen im Veital und oberen Tyttebaertal in Nordlyngen, deren Blockmantel an vielen Stellen von Feinmaterialbeulen durchstoßen wird. Einregelungsmessungen, die an den aufgegrabenen Feinerdeinseln und Feinmaterialzentren von Steinpolygonen durchgeführt wurden, ergaben eine vorherrschende Senkrechtstellung der im Feinmaterial enthaltenen Grobkomponenten als Indiz vertikal gerichteter Frosthebungsvorgänge. Die frostdynamisch gehobenen Steine werden anschließend an der aufgewölbten Substratoberfläche durch gelisolifluidale Prozesse, nicht selten unter Mitwirkung von Nadeleis (nach ausstrahlungsreichen Nächten), in zentrifugaler Richtung weiter verlagert. Die Materialsortierung vollzieht sich somit, wie bereits von zahlreichen Autoren aus anderen Periglaziärräumen beschrieben (vgl. u. a. SCHUNKE 1975 und dort zitierte Literatur), in der Regel zweiphasig, und zwar als vertikales „Auffrieren“ von Grobmaterial und als zentrifugales Abgleiten der frostdynamisch gehobenen Grobkomponenten an der Substratoberfläche.

Nach Ausweis der Beobachtungen sind in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord sowohl aktive als auch inaktive Strukturböden anzutreffen. Ohne langfristige Messungen kann der Aktivitätsgrad der Formen aus der Vegetationsbedeckung, morphologischen Prozeßspuren sowie eventuell im Feinmaterial stattgefundenen Bodenbildungsvorgängen erschlossen werden. Voll aktive Strukturböden sind zumindest in den Feinmaterialzentren vegetationsfrei, wobei das Feinmaterial bis in den Sommer hinein einen Frostbodenkern besitzt und aufgewölbt erscheint. Als weitere Anzeichen für eine anhaltende Formungsaktivität finden sich Fließstrukturen an der Oberfläche der Feinmaterialstellen sowie Sackungserscheinungen am Rande der Grobmaterialbereiche. Die Feinmaterialbereiche inaktiver Strukturböden tragen in aller Regel ein dichtes Vegetationskleid aus Gräsern und / oder Zwergsträuchern. Die Rahmensteine sind dicht mit Moosen und Flechten bewachsen. Im Unterschied zu diesen Ruheformen weisen die Feinmaterialfelder partiell aktiver Strukturböden eine lückenhafte Vegetationsdecke auf. Ihre Zentren sind oftmals kahl und durch Rißpolygone gegliedert. Entlang der Risse aufgedrungenes, vegetationsfreies Feinmaterial zeugt von jüngst abgelaufenen frostdynamischen Bewegungsvorgängen im Substrat. Die Mehrzahl der abseits der Frostschuttstufe anzutreffenden Strukturböden dürfte als inaktiv oder nur partiell aktiv einzustufen sein (vgl. MEIER 1996).

5. Exkursionsvorschläge zur glaziären und periglaziären Landschaftsformung

5.1. Anfahrt und Logistik

Ausgehend von den Küstenstraßen am Lyngenfjord-Storfjord und Ullsfjord-Sörfjord lassen sich große Teile der Lyngen-Alpen und des Berglandes von Kåfjord und Storfjord anhand von eintägigen Wanderexkursionen erschließen. Die ausgewählten, vom Autor mit Studenten in den 1980er und 1990er Jahren begangenen Routen folgen den Hauptflußtäälern vom Meeresspiegelniveau bis in Höhenlagen von knapp 1000 m ü. M. Sie geben einen Einblick in die physiogeographische Ausstattung des Gebietes unter besonderer Berücksichtigung der glaziären und periglaziären Landschaftsformung. Voraussetzung ist normale körperliche Fitness, festes Schuhwerk sowie warme, wasser- und winddichte Kleidung. Die Routen verlaufen auf den Talböden, zumeist in Fluß- oder Bachnähe. Gekennzeichnete Wanderwege existieren nur im Steintal, Lyngstal und im unteren Strupskardtal (zwischen Sörlenangsbøtn und Blåvatn), doch ist die Orientierung im Gelände infolge der recht spärlichen Vegetation relativ einfach. Die Länge der Exkursionen beträgt maximal 24 km (Hin- und Rückweg). Einige Touren lassen sich kombinieren oder als Ausgangspunkte für Gletscherbegehungen oder Bergbesteigungen nutzen. Mehrtägige Touren erfordern eine Biwakausrüstung, da es im Inland keine offenen Übernachtungshütten gibt. Die vorgeschlagenen Tagesexkursionen erfordern keine besonderen bergsteigerischen Fähigkeiten, höchstens Trittsicherheit (in Blockfeldern) und etwas Ausdauer. Sie sind auch lawinen- und steinschlagsicher. Vor der Begehung der Gletscher sei allerdings gewarnt, da selbst die Talgletscher oft sehr spaltenreich sind. Viele erhalten ihren Eisnachschub durch Eislawinen von höher gelegenen Plateaugletschern. Die Besteigung der vergletscherten, allseits von hohen Felswänden begrenzten Gipfelplateaus (z. B. Jiehkkevarri, Balgesvarri, Bredalsfjell) setzt Schwindelfreiheit, bergsteigerische Fähigkeiten, hochalpine Erfahrung und Sicherheitsausrüstung voraus und sollte nicht im Alleingang durchgeführt werden. Aufgrund der nördlichen, küstennahen Lage ist das Wetter oft sehr wechselhaft. Nebel und plötzliche Kaltlufteinbrüche mit Schneefällen sind selbst im Sommer keine Seltenheit. Die Exkursionen lassen sich im Juli und August am besten durchführen. Im Juni ist die Schneeschmelze noch im Gange, im September wird es für längere Touren zu früh dunkel.

Man erreicht den Raum Lyngen mit dem Pkw oder Fernbus über die E 6 aus Richtung Narvik oder Alta kommend. Aus Nordfinland ist eine Anreise über die E 8 und die Grenzstation Kilpisjärvi möglich. Von Tromsø aus (internationaler Flughafen, Schiffsanbindung durch norwegische „Hurtigrute“) gelangt man über die E 8 an die Wurzel der Lyngen Halbinsel zwischen Nordkjosbøtn und Oteren. Von dort aus kann man die Fahrt am West- oder Ostufer des Storfjordes (R 868 bzw. E 6 / E 8) Richtung Lyngseidet oder Kåfjord / Kilpisjärvi fortsetzen. Das Ostufer des Sörfjordes ist bis Jövik über Provinzstraßen zugänglich, die in Laksvatn und Seljelvnes von der E 8 abzweigen. Der kürzeste und schnellste Weg von Tromsø in die Lyngen-Alpen und das Bergland von Kåfjord erfolgt über die E 8 (Abfahrt Ramfjord) und die R 91 (Fähren Breivik-Svensby und Lyngseidet-Olderdalen). Von Svensby aus führt eine Provinzstraße am Ostufer des Ullsfjordes bis an die Nordspitze der Lyngen Halbinsel. Ins Binnenland von Kåfjord (in Halti-Nähe) gelangt man vom inneren Kåfjord aus über die jüngst ausgebaute Kraftwerksstraße zwischen Birtavarre und dem Guolasjavri-Stausee.

5.2. Fahrstrecken und Wanderekskursionen

Auf dem Weg von oder nach Tromsø erreicht man die Südhälfte der Lyngen Halbinsel am besten, indem man die E 8 an der Laksvatn-Bucht Richtung Jövik verlässt. Die Straße überwindet eine rund 5 km lange Landenge, die den Balsfjord heute infolge der postglazialen Landhebung vom Sörfjord trennt. Sie verläuft auf isostatisch gehobenen marinen und glazifluvialen Ablagerungen, in die der zum Balsfjord entwässernde kleine See Laksvatn eingesenkt ist. Von seinem Nordostufer ist es nur ca. 1 km weit bis zur Bucht Sjøvassbøtn, die durch einen schmalen Durchlaß (Straumen) mit dem Sörfjord in Verbindung steht. An der Engstelle sind grobe, kantengerundete Blöcke aufgeschlossen, die auf einen moränischen Ursprung (Endmoräne) deuten. Danach folgt die Straße dem Ostufer des Sörfjordes. Der benachbarte Berg-

rücken Rasmustinden-Lakselvnesåsen erreicht Höhen von über 1000 m ü. M., ist aber nicht vergletschert. Seine in Quarziten, Konglomeraten und Grauwacken angelegten Hänge sind von Verwitterungsschutt überzogen, wobei die Quarzite ausgedehnte, feinmaterialarme Blockfelder bilden. In den Gipfelbereichen finden sich Felsburgen (Tors), die in den Schuttmassen „ertrinken“. Die West-exponierten Hänge sind durch Berg- und Felsstürze überprägt, die stellenweise bis in den Birkenwald herabreichen. Bei Lakselvnes am Ausgang der Lakselv-Bucht lohnt sich ein kurzer Halt: Nach Osten hat man über die Bucht einen exzellenten Blick auf die über 1600 m ü. M. aufragenden, im Lyngen-Gabbro angelegten spitzen Lakselvtindene (vgl. Foto 7). Die teilweise bewaldeten Hänge unterhalb der semipermanenten Schneefelder bestehen aus morphologisch weicherem Sedimentgestein. Nach dem Überqueren des Lakselv-Baches folgt man der Straße in nördlicher Richtung nach Jövik. Entlang des Weges sind zahlreiche Bauernhöfe aufgereiht. Bei Kobbesteinane überquert die Straße eine mächtige Schuttzunge mit stellenweise hausgroßen Blöcken, die sich bis in den Sörfjord erstreckt und als Bergsturz-Ablagerung oder fossiler Blockgletscher zu deuten ist (vgl. Foto 8). Der Straßenanschnitt an der Urdbucht ist steinschlag- und lawinengefährdet. Danach verflacht das mit Birkenwald bestandene Terrain. Am Fuße des Moskofjells finden sich zahlreiche Höfe und Fischerhütten. Bei Hjellnes überquert die Straße die Skardmunken-Hjellnes-Eisrandlage (vgl. u. a. ANDERSEN 1968). Die Ablagerungen werden vom Storstraumen durchbrochen, der den Sörfjord mit dem Ullsfjord verbindet. Die Sedimente wurden submarin in Gestalt eines Deltas vor dem Eisrand des Ullsfjord-Gletschers abgelagert und bestehen daher aus nach Norden einfallenden Sand- und Kieslagen. Die Randablagerungen gehen östlich des Storstraumen-Durchlasses in eine terrestrische Seitenmoräne über, die sich, in mehrere Wälle gegliedert, rund 9 km weit nach Süden erstreckt. Die Straße biegt auf der Moräne nach Osten ab, passiert eine große Sandgrube, die an ihren Abbauwänden Einblick in den sedimentären Bauplan der Ablagerung gewährt, und folgt danach dem Ufer des Kjosenfjordes über die Siedlung Jövik hinaus bis zu einer weiträumigen Sand- und Kiesgrube bei Forneset an der Ausmündung des Fornestals. Sie bildet den Ausgangspunkt für Tageswanderung 1 (vgl. Abb. 36).



Foto 7: Blick von Nordwesten über die Lakselv-Bucht auf die Bergkette der Lakselvtindene. Die über 1600 m ü. M. aufragenden, durch Rinnen zergliederten, im Gipfelbereich durch Grate, Zinnen und Felstürme gekennzeichneten Berge sind im morphologisch harten Lyngen-Gabbro angelegt, während die bewaldeten Hänge unterhalb der semipermanenten Schneeflecken von weicheren Gesteinen gebildet werden. 20.8.1998



Foto 8: Frontabschnitt einer Schuttlage mit bis zu hausgroßen Blöcken bei Kobbsteinane. Die Grobschuttanlage erstreckt sich von den angrenzenden Trogtalhängen bis in die Urdbucht (Sörfjord). Der Schuttkörper wurde vermutlich während der Jüngerer Dryaszeit unter Permafrostbedingungen als Bergsturzmasse oder Blockgletscher auf dem Eis der noch existierenden Sörfjord-Gletscherzunge abgelagert. 19.7.1997

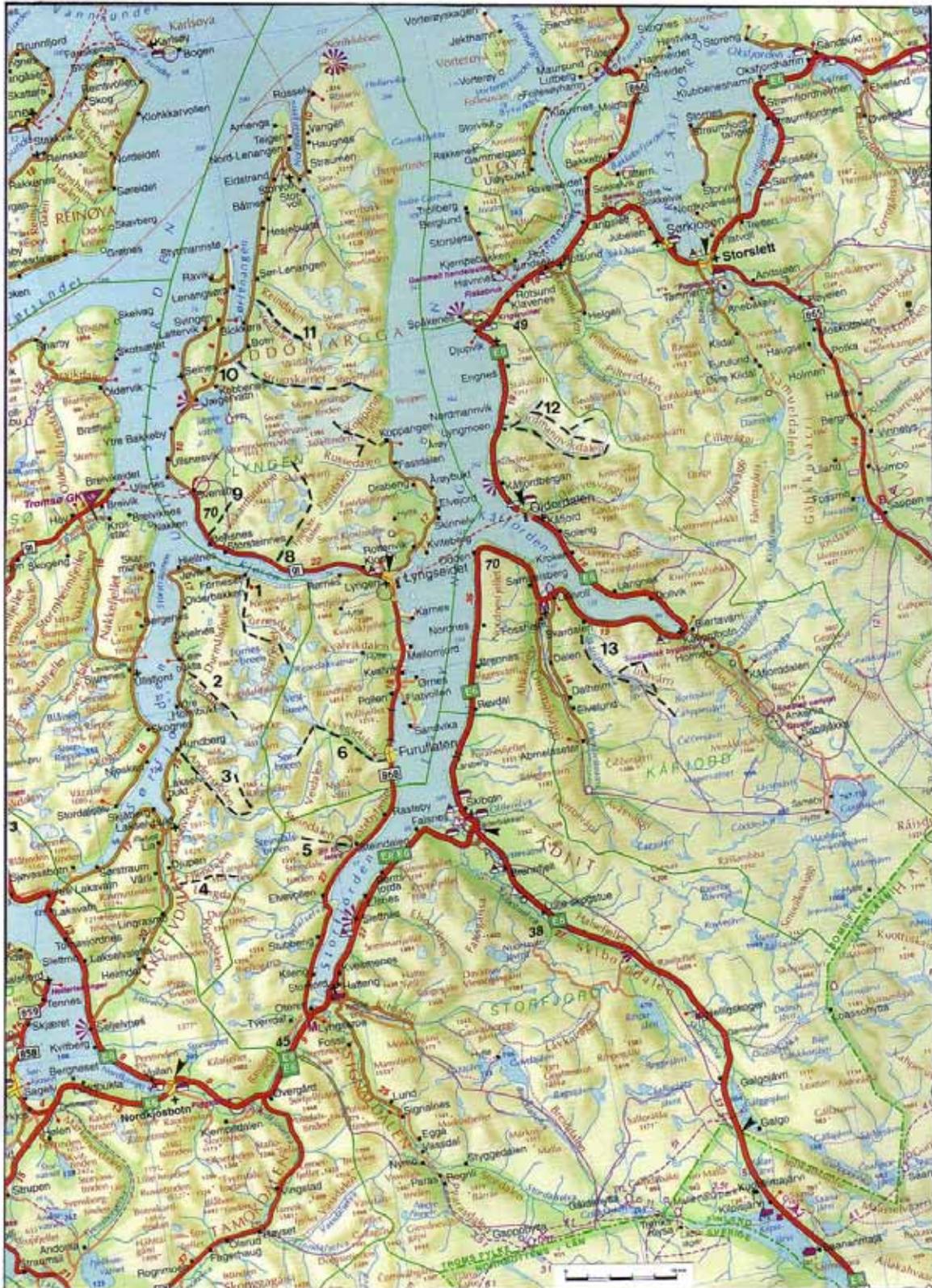


Abb. 36: Lage der Fahrstrecken und Wanderrouten (1-13) in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord östlich des Lyngen- / Storfjordes

5.2.1. Fomesdal – Rypedalsvatn (ca. 20 km)

In der riesigen Sand- und Kiesgrube werden Ablagerungen eines jungdraszeitlichen, isostatisch gehobenen Deltas und einer Seitenmoräne abgebaut (vgl. Foto 9). Die Lockersedimente werden teils vor Ort

veredelt, u. a. zu Straßenasphalt und -schotter (norw.: „pukk“). Der Abtransport erfolgt per Lastschiff über den Kjosens- und Ullsfjord bis nach Tromsø und Alta. Die auf dem Delta verbliebenen Kiefernwaldreste beherbergen einige knorrige, sehr alte Bäume. Dendrochronologische Stichproben an bereits gefällten Stämmen ergaben Baumalter von bis zu 320 Jahren (vgl. MEIER 2004). Mit Anmeldung und Genehmigung durch die Kieswerk-Leitung lassen sich die an den Abbauwänden aufgeschlossenen Sedimente studieren, wobei die relativ ungestörte westliche Abbauwand den besten Einblick in die zum Kjosensfjord hin einfallenden Sand- und Kieslagen des Deltas gewährt (Aufschluß-Besuch 2016).



Foto 9: Blick von Storsteinnes über den Kjosensfjord auf die Ausmündung des Fornesdals nach Forneset. In der Sand- und Kiesgrube werden Ablagerungen eines jungdryaszeitlichen, isostatisch gehobenen Deltas und einer Seitenmoräne abgebaut. Im Bildhintergrund sind der Fugldalstind sowie die auf einer Felsschwelle liegende Gletscherzunge des Fornesbre zu erkennen. 20.6.1996

Um in das Fornesdal zu gelangen, empfiehlt es sich, den Forneselv schon in der Kiesgrube auf einer Betonbrücke zu überqueren. Danach folgt man dem Bachlauf am Ostufer taleinwärts. Oberhalb von ca. 150 m ü. M. versteilt sich das Terrain; der Bachlauf durchbricht eine Eisrandlage, die auch im Birkenwald deutlich hervortritt. Sie ist nach BALLANTYNE (1990) spätglazialen oder präborealen Alters (M 6-Moräne, vgl. Abb. 37). Die östliche Seitenmoräne dieser Eisrandlage wurde am Fuße des Fornesfjells später von Hang- und Sturzschutt begraben, der stellenweise blockgletscherartige Fließstrukturen an der Oberfläche aufweist. Der mit einer kuppig-welligen Grundmoräne bedeckte Talboden verbreitert sich an der Einmündung des östlichen Fornesdals in das Haupttal. Ein Blick in Richtung des rezenten Gletschers (Fornesbre) läßt eine charakteristische morphologische Abfolge erkennen. Die Front des vom Fugledalsfjell herabströmenden Fornesbre befindet sich in rund 700 m Höhe ü. M. auf einer Felsschwelle (vgl. Foto 10). Die Gletscherbäche stürzen über den Felshang zum rund 350 m tiefer gelegenen, sanderartig ausgeprägten Talboden (Fornesbotn) herab, auf dem sie teils pendelnd nach Norden fließen. Sie durchbrechen dabei mehrere Endmoränenstaffeln, von denen die äußerste und älteste (M 5) im Spätglazial oder Präboreal, die 4 inneren (M 1-M 4) im Postglazial entstanden sind (vgl. BALLANTYNE 1990). Am Fuße der angrenzenden Berge befinden sich einige auffällige Schuttablagerungen, die als Bergsturzmassen, Blockgletscher und pronivale Wälle („pronival ramparts“) zu deuten sind. Die zungen- und lobenförmigen Blockgletscher am Litle Durmålstind, Store Fornestind und Stortind sind heute frei von Bodeneis und somit „fossil“. Die Gipfelbereiche der genannten Berge dürften jedoch diskontinuierlichen alpinen Permafrost enthalten; seine Untergrenze ist in knapp 800 m ü. M. anzusetzen (vgl. MEIER 1997, 1999, 2004).

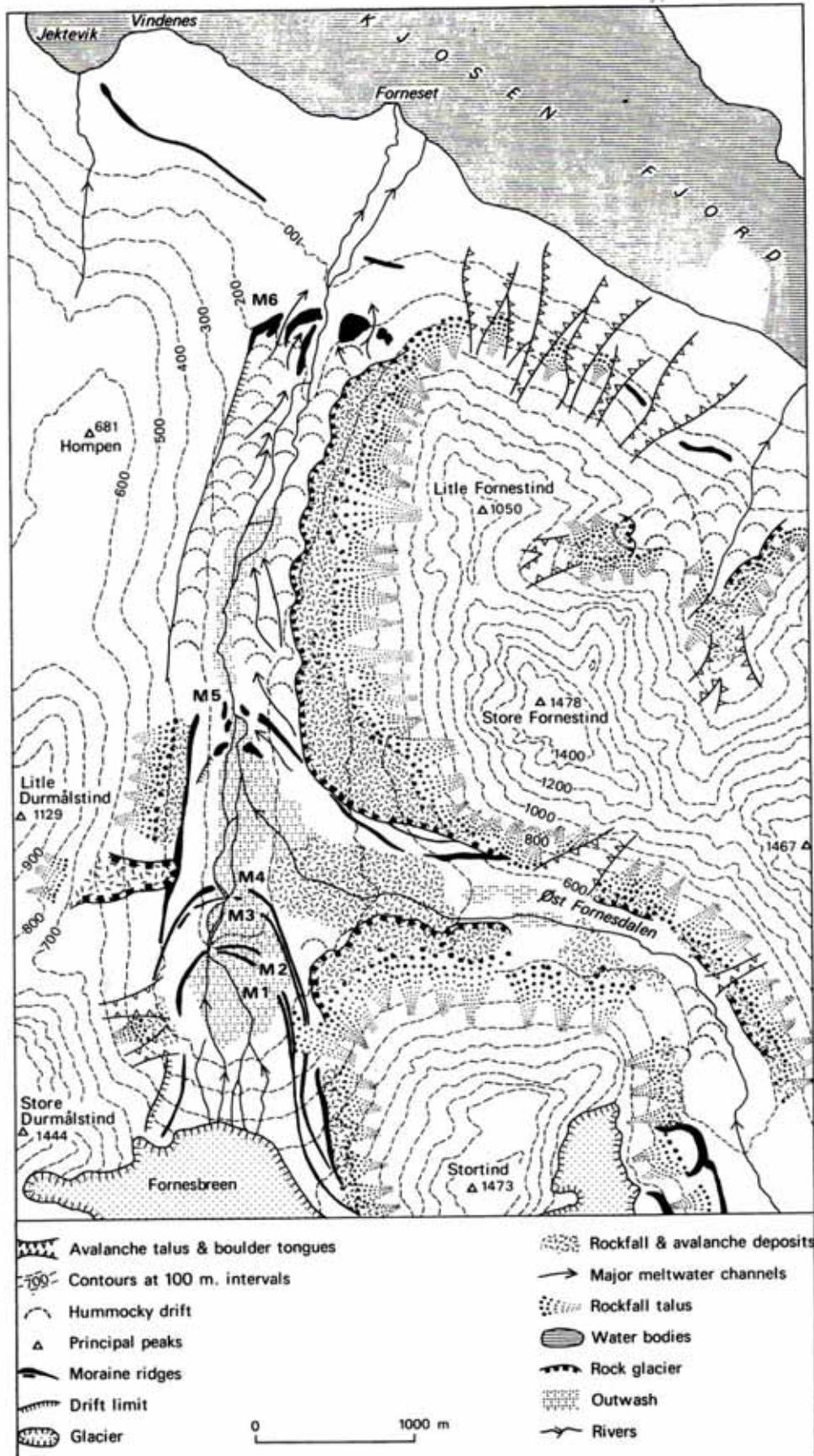


Abb. 37: Geomorphologische Übersichtskarte des Fornestals. Die spätglazialen oder präborealen M 5- und M 6-Moränen sind teilweise in heute fossile, eisfreie, lobenförmige Hangfuß-Blockgletscher einbezogen worden. Die M 1- bis M 4-Moränen markieren neuzeitliche Vorstöße des Fornesbre-Gletschers (aus BALLANTYNE 1990).



Foto 10: Blick auf die spaltenreiche, flache, vom Rande einer 700 m hohen Felsschwelle zurückschmelzende Gletscherzunge des Fornesbre. Der Gletscher strömt über mehrere Eisbrüche vom 1686 m hohen Fugldalsfjell herab. Der 1567 m hohe Fugldalstind trägt auf Grund der zu kleinen Plateaufläche keine Eiskappe, ist aber an den Flanken stellenweise vergletschert und von Permafrost durchsetzt. 13.8.1996

Durch das östliche, trogförmige Fornesdal gelangt am über den flachen Fornespass (Fornesskard) zum allseits von hohen, vergletscherten Bergen umrahmten, rund 1 km² großen Rypedalsvatn-See (680 m ü. M.). Der Weg dahin führt, vorbei an mächtigen Bergsturz- und Blockgletscher-Schuttmassen am Stortind-Unterhang sowie Sturzschuttkegeln und Lawinen-Blockschutzzungen an der Store Fornestind-Forholtfjell-Südwestflanke, über ausgedehnte Block- und Schneefelder, ist aber bei gutem Wetter der Mühe wert. Der See befindet sich zusammen mit einigen anderen Gewässern in einem tiefen Talkessel, dessen Boden aus vegetationsarmen Blockfeldern besteht (vgl. Foto 11). Manche Blöcke erreichen Hausgröße. Der See selbst ist fast ganzjährig von Eis bedeckt (vgl. Foto 12). Die Eisdecke schmilzt nur in besonders warmen Sommern. Von den angrenzenden, den See um 900-1000 m überragenden Bergrücken und Plateaus strömen zahlreiche Gletscher herab (vgl. Abb. 38). Der längste von ihnen, der vom 1650 m hohen, vergletscherten Jiehkkevarribba über mehrere Eisbrüche herabstürzende, spaltenreiche Rypdalsbre, kalbt (noch) mit einem Eiskliff im See. Der früher ebenfalls in den See mündende, mit dem Vestbre in Verbindung stehende Rypdalsvatnbre ist in den letzten Jahrzehnten stark zurückgeschmolzen. Der Pass vom Rypdalsvatn zum Vestbre (Vestbreskard) führt über seine Eiskernmoränen. Die Gletscher an den Flanken von Bredalsfjell, Kvalvikdalstind und Tigertind sind typische Kargletscher mit Rückschmelztendenz. Die seenahen Sturzschutthalden am Fuße des Bredalsfjell sind aufgrund ihrer extremen Schattlage unterkühlt und vom Permafrost durchsetzt (vgl. MEIER 2004). Die Permafrostgenese und -erhaltung wird im Kessel des Rypedalsvatn durch Temperaturinversionen begünstigt, die im Herbst und Winter häufig zur Bildung eines „Kaltluftsees“ führen. Im Sommer ist das Becken oftmals von Nebel erfüllt.



Foto 11: Blick über den östlichen Teil des Rypedalsvatn-Beckens auf einem Talgletscher an der Nordflanke des Bredalsfjells. Der Boden des ehemaligen Konfluenzbeckens besteht aus weitgespannten vegetationsarmen Blockfeldern. Die kurz transportierten Blöcke sind relativ scharfkantig und erreichen Durchmesser von bis zu 10 m. 23.7.1997



Foto 12: Blick über den noch eisbedeckten Rypedalsvatn-See (680 m ü. M.) zum Jiehkkevarri-Massiv. Der vom Jiehkkevarrinibba herabströmende Rypedalsbre (rechts im Bild) kalbt noch mit einem Eiskliff im See, während der östlich gelegene Rypedalsvatnbre bereits vom Seeufer zurückgeschmolzen ist. Der Pass zum Vestbre (Vestbreskard) führt über seine Eiskernmoränen. 23.7.1997



Der Rückweg vom Rypedalsvatn zum Fahrzeug am Kjosensfjord erfolgt dem Hinweg entsprechend. Als Alternativen bieten sich eine Fortsetzung der Wanderung durch das Rypdal und Kvalvikdal nach Kvalvik am Lyngensfjord oder ein Übergang zum Lyngsdal an. Bei beiden Alternativen ist das mit großen Blöcken verfüllte, ca. 3 km lange Rypdal zu durchqueren, wobei sich attraktive Ausblicke auf die Hängegletscher an der Nordostflanke des Bredalsfjells eröffnen. Die restlichen ca. 7 km nach Kvalvik sind leicht zu durchwandern. Sie verlaufen nach dem Passieren des Dalvatn-Sees am Fuße des Kvalvikdalstind innerhalb der unteralpinen Vegetationsstufe. Kurz vor dem Erreichen der Kvalvikhütte (Sjollihytta, war während der sommerlichen Geländebegehungen verschlossen) beginnt der Birkenwald, der sich talabwärts bis Kvalvik erstreckt. Von der Hütte führt ein Pfad hinunter bis in den Ort. Entlang des Kvalvikelv-Baches wächst dichtes Weidengebüsch, das zu umgehen ist. Der Übergang durch das Bredal zum Lyngsdal ist schwieriger, aber wissenschaftlich interessanter. Das knapp 4 km lange, die Plateaus von Bredalsfjell und Rundfjell trennende, 700-800 m tief eingesenkte, relativ enge Trogtal (Passhöhe zwischen Fugldalsvatnan und Bredalsvatn ca. 770 m ü. M.) wird an den steilen Talflanken von mächtigen Sturzschutt-Akkumulationen gesäumt. Diese sind unter den hohen, durch zahlreiche Steinschlagrinnen zergliederten Felswänden des Rundfjells stark von Lawinen überprägt. Die resultierenden Lawinen-Blockschuttungen erstrecken sich bis an das Ostufer des Bredalsvatn. Die Grobschuttablagerungen enthalten infolge des Balch-Effektes inselhaft Permafrostboden. Der Boden des Hochtales ist im nördlichen Abschnitt (Fugldal) von grobblockigem, kaum kantengerundetem Moränenmaterial bedeckt. Ein dünner Grundmoränenschleier überlagert auch den ca. 350 m hohen Steilhang am südlichen Talausgang oberhalb der linken Seitenmoräne des Vestbre-Gletschers. Letztere ist Bestandteil der neuzeitlichen Eisrandlage, die die Jiehkkeskohppi-Verebnung vor der Felswand mit der aktuellen Vestbre-Gletscherfront umschließt. Der Abstieg zum Talboden (Dalbotn) des Lyngsdals gelingt am leichtesten entlang der Lateralmoräne.

5.2.2. Fugldal – Fugldalsvatn (ca. 12 km)

Die Rückfahrt von der Kiesgrube bei Forneset am Kjosensfjord zur Lakselv-Bucht erfolgt auf demselben Weg wie die Hinfahrt. Es werden 3 Stopps für Tagesexkursionen ins Fugldal (Fauldal) und ins Goverdal (Andersdal) sowie für einen Blick auf die Moränen im Tverrelvdal und das dahinter befindliche Eiskliff des Bläisen-Gletschers eingelegt. Der erste Haltepunkt ist in einer kleinen, aufgelassenen Kiesgrube an der Mündung des Fugldalselv in die Fugldal-Bucht. Von hier aus hat man Zugang zum Fugldal, das als Naturreservat ausgewiesen ist, und zum höher gelegenen Fugldalsvatn.

Man folgt dem Fugldalelv zunächst rund 1 km weit taleinwärts. Am Unterlauf des Baches sind verschiedene, mit Kiefernwald bestandene Terrassen entwickelt. Der unterste Terrassenhang wird zur Abflußspitze während der frühsummerlichen Schneeschmelze stellenweise vom Bachlauf unter schnitten. Gegen Ende des Sommers fallen Teile des in Grobsedimenten angelegten Bachbettes trocken. Die Breite der Talsohle und die Größe der abgelagerten Sedimente lassen auf eine erhebliche Abflußmenge schließen. Weiter taleinwärts blockieren mächtige, bis zu hausgroße Blöcke Teile der Talsohle. Sie markieren zusammen mit fragmentarisch erhaltenen Moränenwällen Teile einer ehemaligen Eisrandlage. Der dichte Flechtenbewuchs der Blöcke deutet auf ein erhebliches Alter. Dahinter weitet sich die Talsohle auf mehrere hundert Meter Breite. Der Bach überströmt diese sanderartige Verebnung in Gestalt zahlreicher, ständig ihren Lauf verlegender Gerinne (vgl. Fotos 13 u. 14). Der fehlende Vegetationsbesatz der Kiese und Schotter belegt, dass die Talsohle während der Schneeschmelze in ihrer Gesamtheit überflutet wird. Die Gerinne haben ihren Ursprung in einem Gletscherbach, der über eine Felsschwelle rund 200 m in die Tiefe stürzt und sich auf der Sanderfläche auffächert. Hinter der bereits oberhalb der Waldgrenze gelegenen Felsschwelle durchläuft der Bach ein Blockfeld mit Glättungserscheinungen als Folge von Schnee- und Eisdruck, an das sich ein tiefblauer, fast allseits von hohen Felswänden und -hängen umgebener See anschließt – der ca. 1,5 km lange Fugldalsvatn (357 m ü. M.). Unmittelbar dahinter befinden sich zwei karähnliche Täler, von denen das südliche noch einen Gletscher enthält, während das nördliche bereits eisfrei ist. Der rezente, ca. 1,2 km lange Gletscher erhält seinen Nachschub vornehmlich durch Eis-, Firn- und Schneelawinen vom angrenzenden Jiehkkevarri-Plateau und weniger durch normale Schneeakkumulation auf seiner Oberfläche. Die Eisverbindung mit dem Jiehkkevarri-Massiv ist inzwischen unterbrochen; das in einer Rinne herabfließende Eisband reicht nicht mehr bis zum Gletscher herunter (vgl. Foto 15a).

Im nördlichen Couloir erstreckt sich nur noch ein Eisband aus östlicher Richtung bis fast auf den mit wall- und hügelartigen Moränenablagerungen bedeckten Talboden. Mehrere ehemals tief herab reichende Auslaßgletscherzungen des Fugldalsbre bilden Eiskliffe in 900-1000 m Höhe ü. M. Die dort abbrechenden, auf den Talboden herabstürzenden Eismassen reichen nicht mehr aus, um einen Sekundärgletscher (regenerierten Gletscher) oder gar einen Talgletscher zu ernähren. Der größte Teil des unter den Felswänden akkumulierten Eises schmilzt schon im Laufe des ersten Sommers ab. Nur in Schattlagen können kleinere Eismengen perennieren. Sie werden stellenweise von Sturzschutt begraben und sind durch die thermisch isolierende Wirkung des Grobschuttes auf längere Zeit vor dem Abschmelzen geschützt. Die auf diese Weise gebildeten eisreichen Grobschuttkörper repräsentieren inselhaftes Permafrostvorkommen an mesoklimatisch und edaphisch-hydrologisch begünstigten Standorten unterhalb der Untergrenze des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens (sporadischer Permafrostboden). Die größte, ehemals vom Fugldalsfjell herabreichende Gletscherzunge hat auf dem Talboden einen Endmoränenwall hinterlassen, der zusammen mit Seitenmoränenresten am Steilhang eine frühere Eisrandlage markiert. Der Fels ist im Bereich des ehemaligen Gletscherbettes durch die relativ steil herabströmenden Eismassen glatt geschliffen worden und unterscheidet sich dadurch deutlich von den stark verwitterten, zerklüfteten Felswänden des angrenzenden Steilreliefs. Distal zu diesem Endmoränenwall besteht der Talboden aus glazifluvialen Sedimenten, die entlang des Bachlaufes bis an die rechte Seitenmoräne des Fugldalsbre heranreichen.



Foto 13: Sanderartige Verebnung am Fuße einer Felsschwelle im mittleren Fugldal. Die Verebnung wird während der fröhsommerlichen Schneeschmelze in ihrer Gesamtheit überflutet. Im Herbst beschränkt sich der Abfluß auf eine Reihe flacher Gerinne, die den proglaziären See Fugldalsvatn und den Fugldalsbre oberhalb der Felsschwelle entwässern. 29.9.1996



Foto 14: Blick von der Felsschwelle über die Kies- und Schotterebene mit dem mäandrierenden Gletscherbach zum Sörfjord im Bildhintergrund. Die Verebnung wird talabwärts durch mehrere fragmentarisch erhaltene Moränenwälle begrenzt, die eine alte, vor der „Kleinen Eiszeit“ gebildete Eisrandlage markieren. 29.9.1996



Foto 15a: Die Front des ehemals in den Fugldalsvatn (357 m ü. M.) kalbenden Fugldalsbre (Fauldalsbre) ist heute ca. 1 km vom Seeufer entfernt. Der Gletscher wird hauptsächlich durch Eis-, Firn- und Schneelawinen vom gletscherbedeckten Jiehkkevarri-Plateau ernährt, wie die kegelförmigen Akkumulationen am Fuße der Steilhänge ausweisen. Das Überdauern des Gletschers wird durch die extreme Schattlage ermöglicht. 29.9.1996



Foto 15b: Der Fugldalsbre im Jahre 1899 (Foto von E.MAIN, aus OISEN 2013). Die Gletscherzunge kalbt mit einem Eiskliff im Fugldalsvatn; der nördliche Abschnitt befindet sich an Land. Der Gletscher stößt bis zum Maximalstand der „Kleinen Eiszeit“ (nach 1910) noch weitere 100 m vor, wie die entsprechenden Moränen ausweisen.

Die neuzeitlichen Gletscherstände des Fugldalsbre lassen sich mit Hilfe alter, von Bergsteigern um 1900 aufgenommenen Fotos, scharf entwickelter Moränenwälle an den Ufern des Fugldalsvatn sowie eigenen Geländebefunden aus den letzten 30 Jahren mit einiger Sicherheit rekonstruieren. Ein Foto aus dem Jahre 1899 zeigt den Gletscher, der mit einem Eiskliff in einen proglaziären See (Fugldalsvatn) kalbt (vgl. 15b). Der nördliche Abschnitt der Gletscherzunge befindet sich an Land, ist relativ steil und stößt offensichtlich vor. Zu diesem Zeitpunkt lag die Gletscherfront ca. 100 m hinter der M 1-Moräne am Nordufer des Sees (vgl. BALLANTYNE 1990). Ein weiteres Foto aus demselben Jahr belegt zudem, dass weder die M 1-Lateralmoräne auf der linken (südlichen) Seite des Fugldalsvatnbre noch die auf der rechten (östlichen) Seite des Fugldalsvatnbre damals existierten. Dies läßt darauf schließen, dass beide Gletscher ihren M 1-Stand erst nach 1899 erreichten. Geht man davon aus, dass die Gletscherfront zum Zeitpunkt, als die Fotos aufgenommen wurden, ca. 100 m hinter der M 1-Moräne lag, dürfte der durch die Moräne markierte Gletscherstand erst nach 1910 erreicht worden sein (vgl. BALLANTYNE 1990). Ob es sich dabei um den während der „Kleinen Eiszeit“ erreichten Maximalstand handelt, ist unklar, aber nicht auszuschließen. Seit dem Stand der M 1-Eisrandlage schmolz der Fugldalsbre bis in die Gegenwart um mehr als 1 km zurück, wodurch sich der Fugldalsvatn in südöstlicher Richtung vergrößerte. Die heutige Gletscherfront befindet

sich an Land ca. 1 km vom Seeufer entfernt. Der Gletscherbach hat ein Delta aus feinkörnigen glazifluvialen Sedimenten in den See vorgeschoben. Das Gelände zwischen dem Delta und der Gletscherfront ist weithin von einer Grundmoränendecke überzogen. Eine Sequenz niedriger, wenige Meter breiter, grobblockiger Moränenwälle quert dieses Terrain. Die Wälle kennzeichnen Stillstandsphasen beim Rückschmelzen der Gletscherfront. Die flache Gletscherstirn ist im Bereich von zwei supraglazialen, in Fließrichtung des Gletschers verlaufenden breiten Schuttstreifen sowie am Fuße des steilen Jiehkkevarri-Nordwestabfalls von Schutt bedeckt. An einzelnen Stellen schmilzt das Eis, wenn die thermisch isolierende Schuttdecke zu dünn ist oder fehlt, besonders rasch ab. Dadurch entstehen in manchen Sommern Nischen und Einbuchtungen am schuttbedeckten Eisrand, die Einblicke in die Schichtung des Gletschereises unter dem Schuttmantel gewähren (vgl. Foto 16). Nach Ausweis der Geländebefunde ist der Eisrand seit 1996 um mehr als 150 m zurückgeschmolzen.



Foto 16: Front des Fugldalsbre im Jahre 2007. Die flache, zurückschmelzende Stirn ist stellenweise schuttbedeckt. Durch Schmelzprozesse sind Einbuchtungen am Eisrand entstanden, die Einsicht in die Schichtung des Eises unter dem Schuttmantel gewähren. Seit 1996 ist der Eisrand um mehr als 150 m zurückgeschmolzen. 29.8.2007

5.2.3. Goverdal – Sörvestbre – Rundvatn (ca. 17 km)

Auf der weiteren Rückfahrt Richtung Lakselv-Bucht lohnt sich ein kurzer Halt bei Indre Holmbukta, rund 0,7 km vor der Brücke über den Tverrelv. Von dort aus hat man nach Osten einen ausgezeichneten Blick auf den Bläisen-Gletscher, dessen Frontposition sich im Verlauf der letzten 117 Jahre stark verändert hat (vgl. Foto 17a). Ein Foto aus dem Jahre 1899 zeigt einen großen End- und Seitenmoränen-Komplex vor der steilen und offenbar vorrückenden Gletscherfront (vgl. Foto 17b; BALLANTYNE 1990). In den folgenden Jahren wurden Teile dieses Moränen-Komplexes vom Gletscher überfahren. Dabei wurde die steile M 1-Seitenmoräne an der Nordflanke des Tverrelvdals auf dem Moränen-Komplex abgelagert, d. h. der Gletscher erreichte seine M 1-Position erst danach zu Anfang des 20. Jahrhunderts, höchstwahrscheinlich während des Maximalstandes der „Kleinen Eiszeit“ um 1910-1920. Bis 1985 war die Bläisen-Gletscherzunge bis an den Rand einer Felsschwelle in rund 900 m Höhe ü. M. zurückgeschmolzen. Dort bildete sie ein hohes Eiskliff, von dem sich Eislawinen lösten und einen Sekundärgletscher am Fuße des Steilabfalls ernährten. In der Folgezeit schmolz der Gletscher weiter ab und zurück, so dass die Eis-Versorgung des Sekundärgletschers unterbrochen wurde. Heute ist der Sekundärgletscher bis auf kleine Eisreste in Schattlage am Fuße des südlich angrenzenden hohen Bergzuges verschwunden. Der Weg durch das Tverrelvdal über den Bläisen-Gletscher bildet im Übrigen die „Normalroute“ zur Besteigung des Jiehkkevarri-Eisgipfels, der mit 1834 m ü. M. den höchsten Berggipfel in der Provinz Troms repräsentiert. Sie ist für „Normalbürger“ weder im Sommer noch im Winter (per Ski) durchführbar.



Foto 17a: Blick durch das Tverrelvdal zur Front des Bläisen-Gletschers, die am Rand einer steilen Felsstufe (ca. 900 m ü. M.) ein hohes Eiskliff bildet, von dem sich Eislawinen lösen und am Fuße der Steilwand einen Sekundärgletscher ernähren (1985). Inzwischen ist die Gletscherfront vom Rand des Steilabfalles zurückgeschmolzen, der Eisnachschub für den Sekundärgletscher abgerissen und der regenerierte Gletscher nahezu verschwunden. Die graue Laterofrontalmoräne im oberen Tverrelvdal markiert den Maximalstand des Gletschers während der „Kleinen Eiszeit“. 20.7.1985

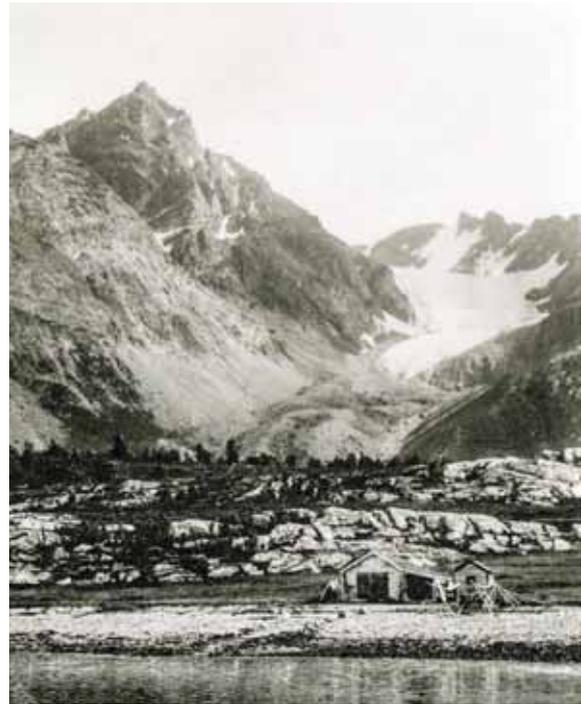


Foto 17b: Das Tverrelvdal und der Gletscher Bläisen im Jahre 1899 (Foto von E.MAIN, aus OLSEN 2013). Der Gletscher ist noch im Vorstoß begriffen und überfährt Teile der älteren Seitenmoränen am Fuße des Holmbukttinds. Der Maximalstand der „Kleinen Eiszeit“ wurde erst im 20. Jahrhundert erreicht, wahrscheinlich um 1910-1920.

Um in das Goverdal zu gelangen, parkt man das Fahrzeug am besten an der Goverelv- (Storelv-) Brücke und wandert auf einem Traktorweg südlich des Bachlaufes taleinwärts. Der Weg verläuft durch Kiefern- und Birkenwald und endet nach ca. 2 km an einer Mähwiese. Nach einem weiteren Kilometer über birkenwaldbestandene, kuppig-hügelige Moränenablagerungen erreicht man eine flache Terrasse. Sie wird im Norden vom Goverelv begrenzt, an dessen Ufer einige mächtige Geschiebeblöcke liegen. Die Terrasse und die distal vorgelagerten Moränenhügel markieren eine ehemalige Eisrandlage. Taleinwärts schließt sich eine teilweise versumpfte Verebnung mit einem kleinen, flachen See an (vgl. Foto 18). Ihr steinig-blockiger Boden ist abseits des in mehrere Gerinne aufgespaltene Bachlaufes weithin von Flechten bedeckt. Es handelt sich offenbar um ein mit kurz transportierten Sedimenten aufgefülltes ehemaliges Zungenbecken. Darin sammelt sich der Abfluß aus dem südöstlich gelegenen Goverdal und dem östlich ansteigenden Slökedal. Um einen Überblick über die morphologischen Verhältnisse zu gewinnen, kann man die Karschwelle vor dem Sörvestbre-Gletscher aufsuchen. Von dort aus hat man zudem einen ausgezeichneten Ausblick auf die vergletscherte, hochalpine Bergwelt der Lakselvtindene südlich des Goverdals. Um zur Karschwelle zu gelangen, überquert man die Abflüsse aus dem oberen Goverdal und aus dem Slökedal oberhalb ihres Zusammenflusses und erklimmt den teils mit Birken bestandenen Nordhang des Slökedals bis in eine Höhe von rund 650 m ü. M. Auf der Karschwelle befinden sich zwei äußerst groblockige Endmoränenwälle, die sich als Seitenmoränen taleinwärts fortsetzen. Dahinter folgt ein flachkuppiges Terrain aus Lockersedimenten mit zahlreichen abflusslosen Hohlformen. Einige von ihnen beherbergen kleine Teiche; die Oberflächen der dazwischen geschalteten Vollformen weisen glaziäre Flutes auf, stellenweise in „lehrbuchhafter Ausprägung“. Unmittelbar vor der Gletscherzunge des

Sörvestbre, die aus großer Höhe vom Jiehkkevarri-Plateau herabfließt und eine auffällige Mittelmoräne enthält, sind mehrere unbewachsene Endmoränen entwickelt (vgl. Foto 19).



Foto 18: Blick von der ehemaligen Eisrandlage im mittleren Goverdal zum Balgesvarri im Bildhintergrund. Das obere Goverdal befindet sich rechts des Berges, das Slökedal links davon. In der Bildmitte befindet sich ein flacher See, dahinter von den Gletscherbächen ausgespültes Blockmaterial. Der blockbedeckte Hang auf der linken Bildseite führt hinauf zur Schwelle des Sörvestbre-Kars. 19.7.1997



Foto 19: Das Sörvestbre-Kar wird gegen das Goverdal durch zwei grobblockige Endmoränenwälle abgeriegelt. Dahinter folgt ein flachkuppiges Terrain aus Moränenhügeln und teils wassergefüllten Mulden. Zwischen der Front des aus großer Höhe vom Jiehkkevarri-Plateau herabströmenden Sörvestbre-Gletschers und einem tiefblauen Karsee sind mehrere unbewachsene Endmoränenwälle entwickelt. 8.8.1998

Blickt man von der Karschwelle über das Goverdal nach Süden, sieht man die „Rückseite“ der Lakselvtindene. Diese weist im Unterschied zur Westseite, die vom Haltepunkt Lakselvnes an der äußeren Lakselv-Bucht her bekannt ist, mehrere Gletscher auf, u. a. den Vestre Goverdalsbre und den Austre Goverdalsbre, die ins obere Goverdal entwässern (vgl. Foto 20). Die Gletscher sind durch scharfe Kämme und Grate, wie z. B. das „Sägeblatt“, Türme und Zinnen voneinander getrennt. Das Gletschereis ist in den Hochlagen stellenweise „kalt“ und unter Permafrostbedingungen an den Felswänden angefroren, wie die charakteristische Randspaltenbildung ausweist. Vom Titind hat sich eine gewaltige Bergsturzmasse ins obere Goverdal ergossen, die Talsohle überquert und sogar noch Teile des Gegenhangs unter sich begraben. Um dorthin zu gelangen, ist das Slökedal nahe der Einmündung in das Goverdal in südlicher Richtung zu durchqueren.



Foto 20: Blick von der äußeren Moräne des Sörvestbre (Goverdalsbre) auf die hochalpine, vergletscherte Bergwelt der Lakselvtindene. Der Vestre Goverdalsbre (rechts im Bild) und der Austre Goverdalsbre sind durch einen Berg mit scharfer Kammlinie, das „Sägeblatt“ voneinander getrennt. Im Hintergrund ist der der Store Lakselvtind (1616 m) zu erkennen. Die wind- und kälteexponierten Berggipfel sind von Permafrost durchsetzt. 8.8.1998

Das mit Sturzschutt und Moränenmaterial verfüllte, steil ansteigende Slökedal führt hinauf zum Lyngsdalpass (1211 m ü. M.), der Zugang zum Sydbre gewährt und somit eine Querungsmöglichkeit der Halbinsel in westöstlicher Richtung darstellt. Durch das Slökedal führt auch die leichteste Aufstiegsroute zum Balgesvarri-Plateaugletscher. Die Besteigung des Balgesvarri im Rahmen einer Tagesexkursion ist jedoch zu anstrengend. Von der Einmündung des Slökedals in das Goverdal bis zum Eisgipfel in 1627 m Höhe ü. M. und zurück ist ein ganzer Tag einzuplanen. Die Aufstiegsroute verläuft entlang des Slökedal-Baches in grobblockigen Ablagerungen. In 650-700 m Höhe ü. M. ist ein stellenweise wandartig entwickelter felsiger Talabschnitt zu umgehen. Darüber folgt, im Vorfeld eines Kargletschers, eine Verflachung, auf der sich der Gletscherbach überqueren läßt. Danach setzt man den Aufstieg in Richtung einer kleinen, vom Balgesvarri-Plateau bis in ca. 1400 m ü. M. herabziehenden Gletscherzunge fort, über die sich der Plateaurand erklimmen läßt. In den Nischen und Rinnen am Nord-exponierten Steilabfall des Balgesvarri-Plateaus existieren zahlreiche langfristige Eis-, Firn- und Schneeflecken, von denen viele perennieren. Ebenso ist der Stirnbereich der steil ansteigenden Gletscherzunge ganzjährig von mächtigen Schneefeldern umgeben, was sich als Indiz für das Vorkommen von Permafrost im moränischen Untergrund deuten läßt. Die Gletscheroberfläche trägt in „normalen“ Sommern ebenfalls eine mächtige Schneedecke, über die sich der Aufstieg relativ einfach bewerkstelligen läßt. Da die Existenz möglicherweise vorhandener Spalten dadurch verschleiert wird, ist Sicherheitsausrüstung anzuwenden. Der Balgesvarri besteht aus einem flach geneigten Plateaurest (1470-1550 m ü. M.), der allseits von Steilabfällen umgeben ist. Die Plateaueiskappe entsendet mehrere Hängegletscher in die benachbarten Täler. An einigen Stellen, an denen das Eis vom Plateaurand zurückschmilzt, werden Blockfelder freigelegt. Diese Bereiche sind wissenschaftlich interessanter als der 1627 m hohe Eisgipfel des Balgesvarri. WHALLEY, GORDON & THOMPSON (1981) wiesen mittels Grabung nach, dass sich die Blockfelder unter dem Gletscher fortsetzen, und dass die Gletschersohle am Untergrund angefroren ist. An der Gletschersohle herrschen Temperaturen unter dem Druckschmelzpunkt. Es handelt sich um einen „kalten“ Gletscher in einem Permafrostmilieu, der kaum erodiert, wie nahezu unversehrt am zurückschmelzenden Eisrand zutage tretende Strukturböden ausweisen. Seit den Untersuchungen von WHALLEY, GORDON & THOMPSON im Jahre 1979 ist der Rand der Eiskappe weiter von den Plateaurändern zurückgeschmolzen. Dies belegen ein Feldbesuch im August 1998 sowie jüngere Luftbilder vom Gebiet (vgl. u. a. OLSEN 2013). Auch am nahe der Aufstiegsroute gelegenen Nordrand des Plateaus sind inzwischen größere Blockfeldabschnitte freigelegt worden, in denen einzelne Feinmaterialbereiche zu beobachten sind. Nach Norden und Nordosten ergeben sich vom Plateaurand zudem exzellente Ausblicke auf das vergletscherte Jiehkkevarri-Massiv und den Sydbre-Gletscher. Dieser erhält einen großen Teil seines Eisnachschiebs durch Lawinen vom Jiehkkevarri-Plateau, wie die Eiskegel am Wandfuß auf der Gletscheroberfläche eindrucksvoll zeigen. Hinweise auf das ehema-

lige Ausmaß der Vergletscherung am Nordrand des Balgesvarri-Plateaus liefern Fotos aus den Jahren 1898 und 1984 (vgl. GORDON, WHALLEY, GELLATLY & FERGUSON 1987).

Um vom unteren Slökedal in das obere Goverdal zu gelangen, wandert man zur Verebnung im mittleren Goverdal zurück und steigt von dort über eine rund 100 m höher gelegene Felsschwelle zur Talsohle des oberen Goverdals auf. Dieser Talabschnitt erstreckt sich zwischen Balgesvarri und Lakselvtindene in südöstlicher Richtung. Folgt man dem Bachlauf auf der nordöstlichen Talseite, kann man den Stirnbereich der riesigen, bereits erwähnten Bergsturz-Ablagerung durch Ausweichen auf die Unterhänge des Balgesvarri umgehen. Zugleich erhält man einen guten Überblick über die gesamte Bergsturzmasse, ihre Wurzel sowie die Berge und Gletscher im Bereich der Lakselvtindene. Nach Südosten steigt der Talboden kontinuierlich bis zu einem Pass in rund 800 m Höhe ü. M. an, der einen relativ leichten Zugang zum Veidal und Lyngsdal ermöglicht. Es genügt jedoch eine Tour bis zum Rundvatn, um den Vestre Goverdalsbre und den Austre Goverdalsbre sowie die zugehörigen steilen Randmoränen überblicken zu können. Auf dem Rückweg entlang des südwestlichen Bachufers lassen sich die Vorfelder der beiden stark zurückschmelzenden Kargletscher näher betrachten. Die sternförmig verzweigte Front des Austre Goverdalsbre liegt am Rande einer Felsschwelle, über die Eislawinen abgehen und einen kleinen Sekundärgletscher am Hangfuß ernähren (vgl. Foto 21). Die Stirn des Vestre Goverdalsbre befindet sich auf einem flachen Felsriegel, über den das Schmelzwasser talwärts strömt und sich in einem seichten, von Moränen umsäumten Teich sammelt. Die jungen, steilen und vegetationslosen Moränen haben Teile der Bergsturz-Ablagerung unter sich begraben. Vom höchsten Punkt der Endmoräne ist gut zu erkennen, wie sich der Bachlauf seinen Weg durch den Schuttkörper des Bergsturzes gebahnt und kleinere Korngrößenfraktionen beiseite geräumt hat. Die am Gegenhang aufgelaufene Schuttzunge verdeutlicht eindrucksvoll, mit welcher gewaltigen Energie schnelle Massenbewegungen dieser Art vonstatten gehen (vgl. Foto 22). Das Alter der Bergsturz-Ablagerung ist nicht bekannt. Die Größe der Flechten auf den bis zu hausgroßen Blöcken deutet auf ein hohes Alter des Schuttkörpers.



Foto 21: Die sternförmig verzweigte, spaltenreiche Gletscherfront des Austre Goverdalsbre befindet sich auf einer Felsschwelle, über die Eislawinen abgehen und einen kleinen Sekundärgletscher ernähren. Das Akkumulationsgebiet erstreckt sich bis in die Gipfellagen der Lakselvtindene. Steile Wandvereisungen über Bergschründen deuten auf die Existenz von Permafrost im Fels. 21.8.1998



Foto 22: Zunge einer mächtigen Bergsturزابlagerung im oberen Goverdal . Der Bergsturz hat sich am Titind gelöst, die Talsohle des Goverdals überquert und Teile des Gegenhangs (Balgesvarri) unter sich begraben. Später hat sich der Goverdalselv seinen Weg durch die Bergsturzmasse gebahnt und das Feinmaterial ausgewaschen. Die Größe der Flechten auf den bis zu hausgroßen Blöcken weist auf ein pränezeitliches Alter des Schuttkörpers. 19.7.1997

5.2.4. Slettmo – Sörellendal (ca. 12 km)

Um nach Slettmo an der Ausmündung des Ellendals zu gelangen, fährt man bis zum Ende der Lakselv-Bucht und setzt seine Fahrt unmittelbar vor der Brücke über den Lakselv-Bach auf einer Schotterstraße knapp 3 km Richtung Süden bis zu einer Kiesgrube bei Slettmo fort (vgl. Foto 23). Die glazifluvialen Ablagerungen bilden einen mächtigen Terrassenkörper, in den sich der Ellenelv tief eingeschnitten hat. Von der Terrassenkante überblickt man den Bachlauf und das untere Lalselvdal. Von der Kiesgrube folgt man dem steil ansteigenden Anfahrtsweg zum neuen, kleinen Wasserwerk im mittleren Ellendal in rund 230 m Höhe ü. M. Der Schotterweg zwischen der Kiesgrube und dem Wasserwerk ist infolge von Querrillenbildung durch Schneeschmelzwasser auf einigen Wegabschnitten nicht immer mit dem Pkw befahrbar, so dass die ca. 2,5 km lange Strecke eventuell zu Fuß zurückzulegen ist. Am Wasserwerk wendet man sich nach Südosten Richtung Ellendalsvatn (486 m ü. M.). Zunächst muß ein relativ steiler und feuchter, von zahlreichen hangabwärts verlaufenden Runsen zerschnittener, mit Birkenwald, Weidengebüsch und Farnen bestandener Hangabschnitt hangaufwärts durchquert werden, was aufgrund des an den feuchten Stellen sehr dichten Weidengebüsches und des rutschigen Untergrundes etwas mühselig ist. Die Mehrzahl der Birken (*Betula pubescens* ssp. *tortuosa*) war 2016 abgestorben, wie die zahlreichen Baumskelette mit großen Baumpilzen an den Stämmen in auffälliger Weise zeigte. Oberhalb der in ca. 320 m ü. M. verlaufenden Waldgrenze versteilt sich das Gelände nochmals, ist aber besser begehbar. Der Ellendalsvatn ist ein typischer, tiefblauer Karsee, der durch steinig-blockiges Moränenmaterial, das (infolge Schnee- und Eisdruckes?) eine flache Terrasse bildet, talwärts abgeriegelt wird. Das in den Nordhang der Langdalstindene eingeschlossene Kar enthält noch kleine Gletscherreste an der Rückwand hoch über dem See. Unmittelbar westlich des Sees ist ein gewaltiger Bergsturz niedergegangen. Seine Auswanderungsnische am Berg ist deutlich erkennbar. Die steile Front der von mächtigen, scharfkantigen Blöcken gebildeten Schuttzunge überlagert die westliche Fortsetzung der erwähnten Verebnung. Ein Blick ins nördliche Ellendal zeigt den Südaspekt der Lakselvtindene, die Gipfel Store Lakselvtind (1616 m) und Imbodentind (1565 m) sowie die Gletscher Tomastindbre und Ellendalsbre. Der Tomastindbre bildet ein hohes Eiskliff am Rande einer ca. 1200 m ü. M. gelegenen Felsschwelle (vgl. Foto 24). Die von dort niedergehenden Eis- und Schneelawinen speisen am Hangfuß einen kegelförmigen Sekundärgletscher, der sich bis in eine Höhe von rund 750 m ü. M. talwärts erstreckt.



Foto 23: Blick vom Lakselvdal zum Sörellendal. Der Blockgletscher befindet sich im Tal zwischen dem Ellendaltind (links) und den Langdalstindane (rechts). Die Karmulde am rechten Bildrand beherbergt den Rest eines kleinen Kargletschers mit vorgelagertem Karsee (Ellendalsvatn). In der Kiesgrube im Vordergrund werden glazifluviale Sedimente abgebaut. 9.8.1995



Foto 24: Blick von der Karmulde über das Ellendal zum Tomastindbre. Die Gletscherfront bildet am Rande einer Felsschwelle ein hohes Eiskliff. Die sich dort lösenden Schnee- und Eislawinen speisen einen während der letzten 20 Jahre stark zurückgeschmolzenen kegelförmigen Sekundärgletscher. 9.8.1995

Östlich des Ellendalsvatn mündet das Sörellendal ist das Haupttal ein. Es befindet sich zwischen der 900 m hohen Nordwand der Langdalstindene (Guhkesgaisa: 1580 m) und dem Ellendaltind (1345 m) in extremer Schattlage. Im oberen, breiteren Talabschnitt liegt ein kleiner, stark zurückschmelzender, in seinem flachen Frontabschnitt schuttbedeckter Kargletscher, der aus nordöstlicher Richtung aus dem Langdalstindene-Massiv in das Tal einmündet. Die Steilwände und -hänge von Guhkesgaisa und Ellendaltind sind von mächtigen Sturzschtthalden und -kegeln gesäumt. Perennierende Schneefelder deuten auf lokale Permafrostvorkommen. Unterhalb einiger größerer und steilerer Schnee- / Firnfelder an der südlichen Talflanke finden sich pronivale Wälle (Schneeschtthwälle). Der Talgrund wird von einem mächtigen, zungenförmigen Blockgletscher eingenommen, der sich vom Vorfeld des Kargletschers talabwärts erstreckt.

Einer der pronivalen Wälle wurde von BALLANTYNE (1987) detailliert untersucht und als aktiv eingestuft. Er befindet sich unweit der mächtigen, im Gelände auffällig in Erscheinung tretenden Blockgletscherstirn im Fußbereich einer Sturzschtthalde unter der hohen Guhkesgaisa-Nordwand in einer Höhenlage von 640 m ü. M., rund 40 m über dem felsig-blockigen Talgrund und ist auf dem Weg zum Blockgletscher leicht zu erreichen. BALLANTYNE studierte den Wall Ende Juni 1986, während die eigenen Feldbesuche Mitte August 1995 erfolgten als die Schneeschmelze bereits abgeschlossen war. 1986 erstreckte

sich ein Firnfeld 135-150 m weit von der Steinschlagwand oberhalb der Sturzschatthalde bis zum Wall, so dass die Haldenoberfläche vollständig bedeckt war. Das Firnfeld war im oberen Abschnitt konkav, im unteren leicht konvex, wobei der Neigungswinkel seiner Oberfläche von 25-30° im Fußbereich bis 39-43° im Topbereich sukzessive zunahm (vgl. BALLANTYNE). Das Firnfeld war durch einen 1-3 m breiten und mindestens 5 m tiefen Bergschrund von der Felswand getrennt. Ende Juni / Anfang Juli 1986 waren große Flächen von Naßschnee- (Slush-) Lawinen-Ablagerungen bedeckt, die aus einem Gemisch aus wenig sortiertem Schutt und löchrigem Schnee bestanden. Diese Ablagerungen erstreckten sich streifenförmig hangabwärts über die Schneedecke oberhalb und unterhalb des pronivalen Walles und markierten auf diese Weise die Bahnen der Naßschnee-Lawinen, die niedergegangen waren als der Wall vollständig vom Winterschnee bedeckt war. Mitte Juli war der gesamte Lawinenschnee auf der Distalseite des Walles abgeschmolzen, wodurch der Lawinenschutt direkt auf die Walloberfläche gelangte. Da die Naßschnee-Lawinen-Ablagerungen im Juli 1985 noch nicht existierten, mussten die verantwortlichen Slush-Lawinen nach BALLANTYNE im Zeitraum Juli 1985-Juni 1986 ausgelöst worden sein.

Ein konstituierendes Merkmal des Walles (und eines weiteren pronivalen Walles im Tyttebaerdal, Nordlyngen) ist der bogenförmige Grundriß. Der Wall ist 125 m lang und auf der Distalseite 15-21 m hoch. Er verläuft etwa isohypsenparallel, wobei die beiden Endpartien hangaufwärts gebogen sind. Auf der Grundlage von 4 Querprofilen (Transekten) unterscheidet BALLANTYNE 4 morphologische Einheiten (vgl. Abb. 39). Der Proximalhang des pronivalen Walles hat eine Neigung von 0-8°. Er enthält den grobkörnigsten Schutt, der aus kantigen Gabbro-Blöcken besteht und von kleineren, scharfkantigen Schuttbestandteilen mit frischen Bruchflächen locker überlagert wird. Feinmaterial fehlt an der Oberfläche. Der Sortierungsgrad des Materials (mittlere Länge: 76-128 mm) ist gering. Die „Kammlinie“ des Walles variiert von recht scharf bis zugerundet und nahezu eben. Sedimentologisch repräsentiert der Kamm eine Übergangszone. Das Material auf der proximalen Seite ist grobblockig und ähnelt dem des Proximalhangs (67-105 mm). Auf der Distalseite sind Blöcke seltener. Im besser sortierten Material dominieren kleinere Korngrößen (43-62 mm). Hangabwärts schließt sich ein 14,5-23 m langer und 34-39,5° geneigter Hang an, der stellenweise flachere Mulden enthält, die durch Austauen von Schnee oder Rutschvorgänge entstanden sind. Das Substrat besteht an der Oberfläche aus kleinen Komponenten (43-50 mm), die in eine überwiegend sandige Matrix eingebettet sind. Der untere Teil des Distalhangs ist eine „Miniaturchalde“ aus klastischem Schutt. Die Hangneigung nimmt von 34-36° im Topbereich der Halde bis auf 30-35° im Fußbereich ab und verringert sich unter der saisonalen Schneedecke hangabwärts noch weiter. Die Korngrößenverteilung der Schuttbestandteile spiegelt die typische „Sturz-Sortierung“ wider, indem die Komponenten im Topbereich der Schutthalde im Allgemeinen kleiner sind (47-57 mm) als jene im Fußbereich (60-73 mm). Feinmaterial fehlt an der Haldenoberfläche, existiert aber im Topbereich der Halde in geringer Tiefe. Blöcke sind gelegentlich am Haldenfuß anzutreffen.

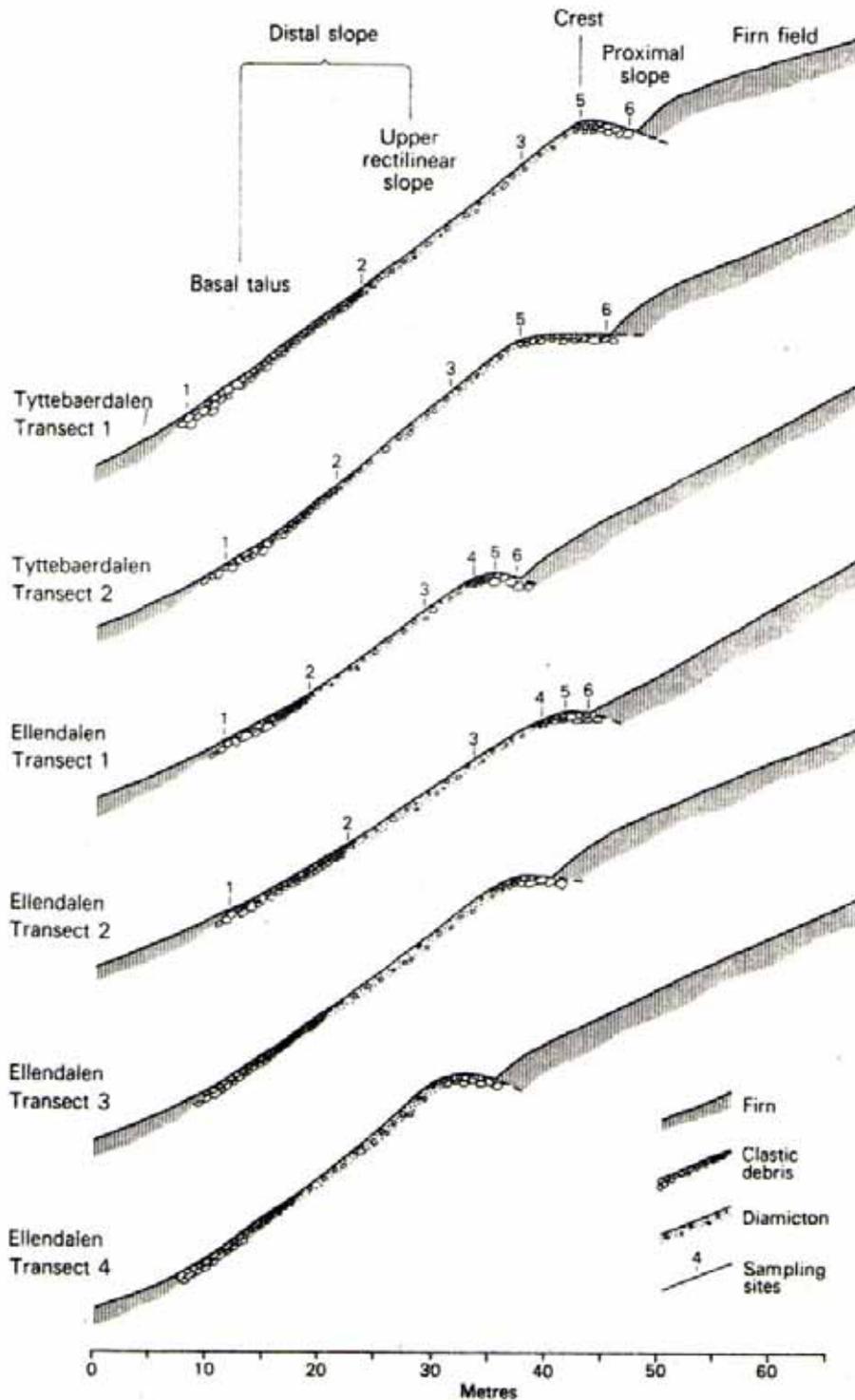


Abb. 39: Querprofile durch pronivale Wälle im Tyttebaertal und südlichen Ellental mit Angabe der Substrat-Typen in den ausgewiesenen morphologischen Hangabschnitten (aus BALLANTYNE 1987)

Die morphologischen und sedimentologischen Merkmale des pronivalen Walles liefern Hinweise auf die an der Morphogenese beteiligten Prozesse. Das Gemisch aus Blöcken und kleinen Bruchstücken am Proximalhang des Walles resultiert wahrscheinlich aus der Ablagerung von relativ grobem Sturzschuttmaterial und kleinerem, durch Lawinen transportiertem, aus der saisonalen Schneedecke ausgetautem Material. Feinmaterial wurde vermutlich von der Oberfläche in Hohlräume zwischen darunter liegenden, größeren Partikeln verfrachtet. Die geringe Neigung des Proximalhangs spiegelt nach BALLANTYNE wahrscheinlich beide Arten der Schuttablagerung im Laufe des saisonal zurückschmelzenden Schneeran-

des wider. Die sich in distaler Richtung vollziehende Abnahme der Korngröße und die gleichzeitige Zunahme des Sortierungsgrades auf der „Kammlinie“ läßt sich als die Folge einer geringeren Zufuhr von grobem Sturzschutt deuten, da Blöcke, die während der Schneeschmelze die schneefrei werdende „Kammlinie“ erreichen, diese überschreiten und über den steilen Distalhang hangabwärts rollen. Daher findet sich blockiger Sturzschutt fast nur auf der Proximalseite der „Kammlinie“. Letztere fungiert nach dem Abschmelzen der Schneedecke als Hindernis für eine Weiterverlagerung des Grobschuttes. Die flacheren Hänge auf der Distalseite der „Kammlinie“ weisen vornehmlich kleinere, durch Lawinen transportierte Schuttpartikel auf, die nach dem Schmelzen der Schneedecke dort abgelagert worden sind. Das Fehlen von hohlraumreichem Grobschutt („openwork clastic detritus“) am oberen Distalhang scheint eine Folge der Steilheit und Instabilität zu sein. Obwohl die Hangneigungen geringer als der maximale Schüttungswinkel von klastischem Sturzschutt sind, bildet das Gemisch an der Oberfläche des Hanges eine relativ glatte Oberfläche, so dass Partikel, die auf den Hang rollen oder aus der Schneedecke ausschmelzen, nicht in Hohlräume im Schutt fallen (wie beim Sturzschutt), sondern den Hang bis in den Fußbereich hinabrollen oder -springen, wie BALLANTYNE während der Schneeschmelze beobachtete. Feinmaterial verblieb allerdings *in situ*. Die Oberfläche des oberen Distalhanges besteht daher vornehmlich aus ausge-tautem Lawinenschutt, von dem viele Grobkomponenten offenbar „verloren gegangen“ sind, obwohl die Steilheit des Hanges vermuten läßt, dass sich unter der Oberfläche gröberes Material befindet. Der untere Abschnitt des Haldenhanges setzt sich aus Grobkomponenten zusammen, die hangabwärts gerollt sind, wie die Sortierung des Materials nach Größe und Schwere ausweist. Die Verteilung der Partikelgrößen am Haldenfuß zeigt, dass Lawinenschutt den Hauptbestandteil bildet, ergänzt durch Steinschlag-Blöcke, die über den Proximalhang hinweg gerollt sind (vgl. BALLANTYNE).

Die Befunde von BALLANTYNE (1987), basierend auf Untersuchungen im Sörellendal und Tyttebaerdal in Lyngen, lassen die Morphogenese von pronivalen Wällen (Schneeschtuttwällen) in einem neuen Licht erscheinen. Sie dokumentieren, dass Schutt durch verschiedene Transportmechanismen verlagert und in Gestalt eines bogenförmigen Walles am unteren Ende eines Schnee- oder Firnfeldes angehäuft wird. Die weit verbreitete Annahme einer hangabwärts über ein Schnee- (Firn-) Feld erfolgende Materialverlagerung durch Kriechvorgänge, Rollen oder Springen impliziert, dass die resultierende Wallform aus Grobmaterial besteht und Feinmaterial weitgehend fehlt. Ist dennoch Feinmaterial vorhanden, wird dies auf Gesteinsverwitterung *in situ* am Platze des Walles zurückgeführt. Die Beobachtungen belegen zumindest für die untersuchten Wälle, dass Steinschlag aus den rückwärtigen Felswänden nicht, wie lange vermutet, den einzigen Transportmechanismus bei der Bildung von pronivalen Wällen darstellt, sondern auch ein Materialtransport durch Lawinen möglich ist, bei dem sowohl Fein- als auch Grobmaterial verlagert wird. Die durch niedergehende „schmutzige“ Lawinen verlagerte Schuttmenge kann die aus der Steinschlag-tätigkeit resultierende Menge bei der Morphogenese der pronivalen Wälle eventuell sogar überschreiten. Die Beobachtungen bieten nicht nur eine schlüssige Erklärung für das Vorkommen von Feinmaterial in den Wällen, sondern auch für das asymmetrische Querprofil vieler (aktiver) Formen, gekennzeichnet durch einen flachen Proximal- und einen steilen Distalhang. Ein pronivaler Wall („pronival rampart“) repräsentiert nach BALLANTYNE einen Wall aus vornehmlich grobem Schutt, der zumeist am Fuße oder in der Nähe eines Sturzschutthaldenhanges entwickelt ist, und der durch die Akkumulation von Schutt am unteren Rande eines perennierenden Schnee- oder Firnfeldes im Gefolge supranivaler Massenverlagerungen entstanden ist. Nimmt die Mächtigkeit des Firnfeldes zu, ist eine Umwandlung des stationären Firns in Eis möglich. Gerät der Eiskörper in Gestalt eines kleinen Gletschers in eine hangabwärts gerichtete Bewegung, wird der vorgelagerte pronivale Wall in seiner Gestalt modifiziert oder ganz zerstört (vgl. BALLANTYNE & BENN 1994). In seinem ausführlichen Überblick über den Formenschatz, die Prozesse, die konstituierenden (diagnostischen) Merkmale sowie die Schlussfolgerungen für die Paläomilieu-Rekonstruktion nennt SHAKESBY (1997) eine Reihe weiterer geomorphologischer Prozesse, die Material für die Morphogenese der pronivalen Wälle anliefern können. Dazu zählen u. a. Muren, kleine Bergstürze (Felsstürze), Gelisolifluktion und Abluation. Ferner kann ein hangabwärtiges Kriechen des gesamten Schnee- oder Firnfeldes die Formung des pronivalen Walles an seinem unteren Rande beeinflussen.

Der Talgrund des Sörellendals wird von einem mächtigen Blockgletscher eingenommen, der durch seine wandartige, instabile, ca. 30 m hohe Stirn (ca. 650 m ü. M.) eine auffällige Mesoform im Landschafts-

bild darstellt (vgl. Fotos 25 u. 26). Der erstmals von WHALLEY (1992) beschriebene zungenförmige Blockgletscher ist rund 450 m lang, ca. 100 m breit und weist nahe der Stirn die für Blockgletscher typischen, aus der talabwärts gerichteten Bewegung, ähnlich dem Fließen zähflüssiger Massen, resultierenden Wälle und Rinnen auf. Er befindet sich in extremer Schattlage, verursacht durch die hohe Guhkesgaisa-Nordwand, und ist daher auf Luftbildern kaum zu erkennen (vgl. Foto 27). Sein rechter Rand wird in Stirnhöhe durch eine deutlich lateral verlaufende Rinne markiert. Weiter talaufwärts verschmilzt der Schuttkörper mit den Sturzschutthalden am Fuße des Ellendaltind. Auf der linken Seite geht er in einen mächtigen Sturzschuttkegel über, der vom Guhkesgaisa-Massiv herabzieht. Darauf befindet sich eine Schuttakkumulation in Gestalt eines Doppelwalles, die in Richtung Blockgletscherstirn verläuft. Die Blockgletscherwurzel geht in ein Toteis-Terrain vor dem flach verlaufenden Eisrand des echten (Eis-) Gletschers über. Dort sind mehrere Kuppen und Hügel mit Gletschereiskern erhalten, der an mehreren Stellen unter der 1-3 m mächtigen Moränendecke aufgeschlossen ist (vgl. Foto 28). WHALLEY fand ferner kleinere Gletschereisreste in einer Wallform im oberen Abschnitt des Blockgletschers und schließt daraus, der Nähe zu einem Eisgletscher sowie dem nach seiner Ansicht fehlenden Permafrost im Gebiet, dass es sich bei dem zungenförmigen Schuttkörper nicht um einen Blockgletscher im Sinne von BARSCH (1996) handelt, sondern um einen schuttbedeckten Gletscherrest. Diese Ansicht ist unter Berücksichtigung der eigenen Feldbefunde (Mitte August 1995, August 2016) zurückzuweisen. Permafrost wurde nicht nur im Schuttkörper des Blockgletschers angetroffen, sondern auch in seiner näheren Umgebung, u. a. in den Sturzschutthalden und -kegeln am Fuße der Guhkesgaisa-Nordwand und sogar inselhaft in den Sturzschuttablagerungen am Fuße des Ellendaltind in Südexposition. Auf das Vorkommen von Permafrost in den grobblockigen Ablagerungen im engen Talabschnitt weisen auch die zahlreichen perennierenden Schneeflecken und -felder. Permafrostboden ist im Übrigen auf der Lyngen Halbinsel und im Bergland von Kåfjord östlich des Lyngen- / Storfjordes in grobkörnigen Ablagerungen in ähnlichen Höhenlagen anzutreffen, stellenweise sogar in wesentlich tieferen Lagen (vgl. u. a. TOLGENSBAKK & SOLLID 1988, SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK 1989, MEIER 1999). WHALLEY (1992) interpretiert den Blockgletscher hingegen als eine zungenförmige Fortsetzung des (Eis-) Gletschers im oberen, breiteren Talabschnitt, die im unteren Talabschnitt unter Sturzschutt begraben worden ist. Der Schutt soll das Gletschereis durch seine thermisch isolierende Wirkung weitgehend vor dem Ausschmelzen geschützt haben. Das Material stammt nach Ansicht von WHALLEY aus dem Frontbereich des Eisgletschers im oberen Talabschnitt sowie, in größerem Umfang, von den Steinschlagwänden zu beiden Seiten des Tales, insbesondere aus dem großen Couloir an der Südflanke (Langdalstindene). Flechten mit sehr unterschiedlichen Durchmesser auf größeren Blöcken deuten nach WHALLEY auf eine unterschiedliche Herkunft des Schuttes. Der flache Doppelwall auf dem Sturzschuttkegel wird von WHALLEY als Wall / Rinne am linken Rand des Blockgletschers gedeutet, der sich mit dem großen komplexen Wall am rechten Rand korrelieren läßt. WHALLEY interpretiert den Blockgletscher somit als die schwer mit Schutt beladene Zunge eines Eisgletschers, dessen Eis nach und nach geschmolzen ist. Dabei blieb nach WHALLEY genug Eis unter dem Schuttkörper übrig, um eine talabwärts gerichtete Fließbewegung zu ermöglichen. Bei dieser Interpretation des Blockgletschers repräsentiert das laterale Wallsystem die Seitenmoräne der ehemaligen schuttbedeckten Gletscherzunge. Da talabwärts des Blockgletschers keine Endmoräne existiert, deutet WHALLEY den Frontbereich des Blockgletschers als Äquivalent zu einer Endmoräne. Die quer verlaufenden Wälle und Rinnen im vorderen Abschnitt des Blockgletschers und die steile Stirn werden als Indikatoren noch andauernder Bewegungsvorgänge interpretiert.



Foto 25: Der Blockgletscher und seine Umgebung im Sörelledal: Er befindet sich in extremer Schattlage zwischen der 900 m hohen Guhkesgaisa-Nordwand im Süden und dem ca. 600 m hohen Steilabfall des Ellendaltind im Norden. Die Steilabfälle sind von mächtigen Sturzschuttkegeln gesäumt. Am rechten Rand des Blockgletschers findet sich ebenso wie an der Blockgletscherwurzel Moränenmaterial. 9.8.1995



Foto 26: Blick auf die ca. 30 m hohe, steile, steinschlägige, vegetationslose Blockgletscherstirn (ca. 650 m ü. M.) im Jahre 1995. Das Feinmaterial unter der oberflächlichen Blockdecke ist durch Permafrost zementiert, Grobkomponenten stürzen ab und werden am Fuße der Blockgletscherstirn akkumuliert. Bis 2016 hatte sich der Böschungswinkel offenbar etwas verringert. 9.8.1995



Foto 27: Nahaufnahme des rechten (nördlichen) Randbereichs des Blockgletschers etwa 100 m hinter der Stirn. Eine mehrere Meter tiefe Rinne trennt das grobkörnige Material des Blockgletschers vom feinkörnigeren Material der Seitenmoräne. Weiter talaufwärts vermischt sich das Material. Im Bildhintergrund ist ein mächtiger Sturzschuttkegel unter der Guhkesgaisa-Wand zu erkennen, der in seinem Fußbereich auf der Blockgletscheroberfläche ausläuft und Schutt in den Blockgletscher-Körper einspeist. 24.8.2016



Foto 28: Blick zur Blockgletscherwurzel im Vorfeld eines kleinen, stark zurückschmelzenden, in seinem flachen Frontabschnitt schuttbedeckten Kargletschers. Im Toteisterrain vor dem Eisgletscherrand sind mehrere Kuppen und Hügel mit Gletschereiskernen erhalten, die an mehreren Stellen zutage treten. Inwieweit der Blockgletscher in seinem gefrorenen Inneren (Permafrost) Gletschereisreste enthält, ist unklar. 24.8.2016

Nach der weithin akzeptierten Definition von BARSCH (1996) stellen Blockgletscher größere zungen- oder lobenförmige Schuttkörper mit scharfer Randbegrenzung und einer Oberflächenstruktur ähnlich dem Habitus zähflüssiger Massen dar, die im aktiven Zustand Eis enthalten und einer langsamen Massenbewegung hangab- oder talwärts unterliegen. Sie repräsentieren perennierend gefrorene, eishaltige Schuttkörper, deren Verbreitung zwingend an die Existenz von Permafrost geknüpft ist. Schuttbedeckte Gletscher, deren Eis allmählich ausschmilzt, zählen im Unterschied zu Eiskernmoränen (engl.: „ice-cored moraines“) in einem Permafrostmilieu nicht dazu. WHALLEY lehnt eine derartige Eingrenzung des Blockgletscher-Begriffes ab und bezeichnet auch schuttbedeckte Gletscher in einem permafrostfreien Milieu als Blockgletscher. Im vorliegenden Falle ist Permafrost sowohl im Schuttkörper als auch in dessen Umgebung anzutreffen, wobei alle konstituierenden Merkmale eines Blockgletschers im Sinne von BARSCH erfüllt sind. Fragwürdig ist allerdings, ob der Schuttkörper lokal von Resten eines Eiskörpers unterlagert ist, die nach Ansicht von WHALLEY maßgeblich für die aktuelle talabwärtige Bewegung des Schuttkörpers verantwortlich sind. Gletschereis wurde bisher nur an der Wurzel des Blockgletschers in der

Nähe des Toteisgebietes vor der Front des zurückschmelzenden Eisgletschers angetroffen. Ob es sich bei den Eisfunden im oberen Abschnitt des Blockgletschers tatsächlich um Gletschereis handelt, ist unklar. Die kleinen Eiskörper wurden bei einer detaillierten Feldinspektion im August 2016 nicht mehr gefunden. Sie befanden sich nach einem Foto von WHALLEY im Knick am Fuße eines Walles an einem Platz, der die Ansammlung größerer Schneemengen begünstigt, so dass sich das Eis möglicherweise aus einem schuttbedeckten Schnee- / Firnfleck entwickelt hat. Weder an der steilen Stirn des Blockgletschers noch in den Querrinnen im vorderen Abschnitt des Blockgletschers sowie in der tiefen Rinne im rechten Randbereich wurde Gletschereis angetroffen. Dagegen wurde sowohl an mehrere Stellen an der mauerartigen Blockgletscherfront als auch am Grunde der Rinnen interstitielles Eis zwischen den Steinen und Blöcken ergraben. In welcher Menge moränisches Material am Aufbau des Blockgletschers beteiligt ist, läßt sich schwer abschätzen, da es sich in der näheren Umgebung des Blockgletschers und im Umfeld des Eisgletschers um dasselbe Gestein – petrographisch und morphologisch sehr harten Gabbro – handelt, dessen Grobkomponenten aufgrund des kurzen Transportweges aus dem Couloir im oberen Sörellendal kaum kantengerundet sind, so dass selbst eine Unterscheidung von Sturz- und Lawinenschutt abseits der Stein Schlagwände bisweilen schwierig ist. Auch das Moränenmaterial im Toteisgebiet vor dem Eisgletscher ist kaum zugerundet. Desgleichen bestehen die von WHALLEY als Seitenmoränen interpretierten Wälle zu beiden Seiten des Blockgletschers aus sehr scharfkantigem Grobmaterial, das sich kaum von dem der angrenzenden Sturzschtthalden unterscheidet. Falls das Material überwiegend auf dem Gletscher (supraglaziär) transportiert worden ist, wie WHALLEY vermutet, ist auch keine deutliche Zurundung (Kantenrundung) der Grobkomponenten zu erwarten. Ebenso dürfte Sturzscht, der an den Stein Schlagwänden beiseits des Blockgletschers auf dessen Oberfläche (oder die Oberfläche eines abschmelzenden Eisgletschers) herabfällt, fast ausschließlich aus scharfkantigen Partikeln bestehen.

Das genaue Alter und der Aktivitätsgrad des Blockgletschers lassen sich nur grob abschätzen. WHALLEY vermutet eine Entstehung nach der „Kleinen Eiszeit“, deren Maximalstand auf der Lyngen Halbinsel in der entsprechenden Höhenlage zwischen 1920 und 1930 erreicht wurde. Der Kargletscher im oberen Sörellendal dürfte damals vermutlich größer gewesen sein als heute. Ob sich seine Zunge tatsächlich soweit talabwärts erstreckte, dass das Gebiet des aktuellen Blockgletschers bedeckt war, wie WHALLEY glaubt, bleibt unklar. Um einen derart großen Schuttkörper zu akkumulieren, bedarf es einer erheblichen, langfristigen Schutzzufuhr aus den angrenzende Stein Schlagwänden oder eines größeren Einzugsgebietes als der betreffende enge Talabschnitt darstellt. Nimmt man einen Transport an der Oberfläche des vorstoßenden Kargletschers im oberen Sörellendal an, vergrößert sich zwar das Einzugsgebiet, doch war der Vorstoß nach den vorliegenden Befunden (vgl. BALLANTYNE 1990) auf einen relativ kurzen Zeitraum begrenzt, so dass nicht viel Sturzscht auf den Gletscher fallen konnte, was gegen die Theorie von WHALLEY spricht. Höchstwahrscheinlich war der neuzeitliche Vorstoß des Kargletschers in das Sörellendal räumlich begrenzt. Dafür spricht u. a. das Fehlen von Endmoränenwällen im Vorfeld der Blockgletscherstirn. Der Moränenwall südwestlich des Ellendaltinds läßt sich zwar als Lateralmoräne interpretieren, ist aber viel feinmaterialreicher als die Schuttkörper im Gebiet des Blockgletschers und dürfte ein deutlich höheres Alter aufweisen. Der Blockgletscher ist sicherlich nicht erst im Laufe der letzten 100 Jahre entstanden, sondern dürfte wesentlich älter sein. Eine Altersdatierung des Blockgletschers mit Hilfe von Flechten-Radien an der Oberfläche größerer Steine und Blöcke ist problematisch: Die Verbreitung geeigneter flechtenbedeckter Grobkomponenten ist sehr begrenzt und recht willkürlich über die Blockgletscheroberfläche verteilt. Zudem ist die Altersdatierung der Flechten-Radien auf der Lyngen Halbinsel nach der Methode von BALLANTYNE (1990; Kalibrierung mit Hilfe von Flechten auf Grabsteinen in meeresspiegelnahe Höhenlage) äußerst umstritten. Blockgletscher sind ferner zeitübergreifende Gebilde, so dass kein genauer Zeitpunkt ihrer Genese erhältlich ist. Beim Feldbesuch 2016 konnten im Frontbereich des Blockgletschers einige Veränderungen im Vergleich zur Feldinspektion 1995 beobachtet werden. Aus der Stein Schlagwand des Ellendaltinds war in der Zwischenzeit nicht nur weiterer Sturzscht niedergegangen, sondern es hatte sich auch eine zungenförmige, bis zu 50 cm mächtige Schuttlage über die alte Haldenoberfläche unmittelbar vor dem Nordrand der Blockgletscherstirn ergossen. Die Ablagerung ähnelt einer Lawinenblockschuttzunge („avalanche boulder tongue“) und ist wahrscheinlich durch Lawinentätigkeit entstanden. Die Blockgletscherfront war weniger steil als 21 Jahre zuvor. Damals war eine ca. 1 m

mächtige Deckschicht aus Grobmaterial zu erkennen, die feineres, gefrorenes, eisreiches Material überlagerte. Die Front war steil, wandförmig, instabil und ständig fielen Steine und Blöcke herab, die im Fußbereich haldenartig akkumuliert wurden. Obwohl keine Messungen durchgeführt werden konnten, wirkte der Blockgletscher aktiv und in talwärtiger Bewegung begriffen. 2016 erschien die Blockgletscherstirn weniger steil. Sie war stellenweise von locker gelagerten Steinen und Blöcken bedeckt. Der Neigungswinkel überschritt jedoch noch immer den maximalen Schüttungswinkel des Schuttes – ein Beleg, dass das Material durch Permafrost-Eis zementiert war. Nach Ausweis der Feldbeobachtungen war der Blockgletscher 1995 aktiv, 2016 möglicherweise inaktiv und nicht mehr in Bewegung, was sich aber nur durch längerfristige Messungen feststellen läßt. Daß diese eventuelle Inaktivität eine Folge des seit Anfang der 1990er Jahre in Lappland nachweisbaren Klimawandels (vgl. MEIER 2015) darstellt, ist eher unwahrscheinlich, da Blockgletscher durch ihren mächtigen thermisch isolierenden Blockmantel gegen Temperatureinflüsse von außen recht gut geschützt sind. Die Reaktionszeit von Blockgletschern auf eine Klimaerwärmung ist daher recht lang. Sie liegt, geht man von Erfahrungen aus den Alpen aus, bei einer Erhöhung der Jahresmitteltemperatur um 1-2 °C in der Größenordnung von mehreren Jahrzehnten bis wenigen Jahrhunderten (vgl. BARSCH 1996). Die Mächtigkeit von eisreichem Blockgletscher-Permafrost ändert sich nur sehr langsam (1-2 cm / Jahr) und ist besser mit den Klimaverhältnissen der vergangenen Jahrhunderte als der letzten Jahrzehnte zu erklären (vgl. HAEBERLI & KING 1987).

Die Rückfahrt von der Lakselv-Bucht zum Balsfjord erfolgt im Unterschied zur Hinfahrt durch das trogförmige Lakselvdal. Das durch Landwirtschaft geprägte Tal wird vom stark mäandrierenden Lakselv durchflossen. Er bildet den Vorfluter mehrerer Bäche, von denen Ellenelv, Rypedalselv und Storelv aufgrund ihres relativ großen Einzugsgebietes und ihrer Gletscheranbindung den stärksten Abfluß aufweisen. Von der Straße aus kann man nochmals einen Blick in Richtung Ellendal / Langdalstindene werfen, wobei die im Gelände aufgesuchte Bergsturz-Ablagerung am Ausgang des Sörellendals deutlich zu erkennen ist. Auf der weiteren Fahrt zum Balsfjord gibt es interessante Ausblicke auf Kare und Gipfel östlich der Straße, wobei der pyramidenförmige, bergsteigerisch anspruchsvolle 1505 m hohe Piggtind besonders auffällig in Erscheinung tritt. Nach ca. 16 km überquert die Straße die flache Wasserscheide und windet sich in mehreren Serpentinaugen hinab nach Seljelvnes am Balsfjord, wo sie auf die E 8 stößt. Von dort aus sind es knapp 10 km bis zum Verkehrsknotenpunkt Nordkjotsbotn / Vollan. Dort trifft die E 8 auf die E 6 aus Narvik / Alta, und setzt sich über Skibotn und Kilpisjärvi nach Finnland und Schweden fort. Der 18 km lange Streckenabschnitt von Nordkjotsbotn nach Oteren am inneren Storfjord verläuft zunächst entlang des Nordkjotselvs, überquert die Wasserscheide bei Övergard und folgt danach dem Lauf des Balsfjordelvs. Es handelt sich um ein typisches Trogtal, in das mehrere U-förmige Seitentäler, wie das Tamokdal und das Signaldal, von Südosten her einmünden. Die Talhänge sind bis in 550-600 m Höhe ü. M. von lichtem Birkenwald bestanden. Die Talböden bestehen vornehmlich aus fluvialen und glazifluvialen Ablagerungen, wobei letztere am Unterlauf des Nordkjotselv und an den Einmündungen der großen Seitentäler Terrassen bilden. Die feinkörnigen, nicht zu stark vernäbten Böden werden landwirtschaftlich genutzt. Die Höfe sind entlang der Straße und der Bäche in Höhenlagen unterhalb 100 m ü. M. aufgereiht. Neben Rindern werden auch Schafe und Ziegen gehalten, deren (Wald-) Weidegebiet auch die steileren Talhänge bis hinauf zur Waldgrenze umfasst. Das Gras der Mähwiesen wird entweder als Heu in Ballen verpackt oder siliert. Um an die Ostküste der Lyngen Halbinsel zu gelangen, verlässt man die E 6 / E 8 in Oteren und folgt der R 868 in Richtung Lyngseidet. Die Straße verläuft aufgrund des vorherrschenden Steilreliefs entlang des Fjordufers weithin auf isostatisch gehobenen marinen und glazifluvialen Ablagerungen und dient als Siedlungsleitlinie, wobei die breiteren Terrassen an den Flussmündungen bevorzugt sind. Nach rund 17 km Fahrstrecke erreicht man den kleinen Ort Steindal an der Ausmündung des gleichnamigen Tals. Von dort aus führt ein markierter Weg zum Steindalsbre, dem am leichtesten zu erreichenden Gletscher auf der Lyngen Halbinsel.

5.2.5. Steindal – Nallannjuni – Steindalsbre (ca. 15 km)

Kurz nach der Brücke über den Steindalselv biegt man nach links ab, passiert einige Wohnhäuser und folgt danach einer Schotterstraße taleinwärts, die zu einem Versammlungshaus führt. Auf dem Parkplatz davor kann man das Fahrzeug abstellen. Dort beginnt der gekennzeichnete Wanderweg zum Steindalsbre-

Gletscher. Er verläuft zunächst auf terrassierten fluvialen und glazifluvialen Sedimenten. Die verschiedenen Terrassenniveaus nahe des Talausganges sind bei einem Blick nach Süden am gegenüber liegenden Bachufer deutlich zu erkennen. Die Sedimente wurden im Spätglazial akkumuliert, als der Talgletscher zurückschmolz und der Gletscherbach große Mengen an Sand und Kies talabwärts transportierte. Im Zuge der postglazialen Landhebung grub sich der Gletscherbach unter Ausbildung verschiedener Terrassenniveaus immer tiefer in die Ablagerungen ein. Anhand von Schautafeln werden die wichtigsten Pflanzen und Tiere des Waldes vorgestellt. An einer Felsschwelle versteilt sich der Wanderweg. Das entlang des Pfades anstehende dunkelgraue Schiefergestein enthält stellenweise dunkelrote Granat-Einschlüsse und ist mit Flechten überzogen, wie z. B. am Kvilarstein (Vuonnastangeadgi). Der Gletscherbach verläuft dort in einer tiefen Klamm. Oberhalb der Felsschwelle besteht der Talboden aus einer sandigen, blockreichen Grundmoräne. Im Bachbett liegen zahlreiche große, kantengerundete Moränenblöcke. Der Abfluß des milchig-blau gefärbten, tonhaltigen Wassers („Gletschertrübe“) erfolgt aufgrund der zahlreichen, im Bachbett liegenden Blöcke in Form von „Bachschnellen“. Kurz vor dem Erreichen der Tverrelv-Einmündung passiert der Pfad eine aufgrund ihrer Feinmaterial- und Vegetationsarmut auffällig in Erscheinung tretende mächtige, hügelige Schuttzunge, die sich von der SW- Abdachung des Rastebyfjells fast bis zum Steindalselv erstreckt (ca. 250 m ü. M.). Ihre Genese ist unklar; es kann sich um eine alte, sehr grobkörnige, feinmaterialarme Moränenablagerung oder um eine Bergsturzmasse handeln. Morphologisch erinnert die Ablagerung stärker an eine Bergsturzmasse, doch ist die Reliefenergie recht gering und eine Auswanderungsnische am Hang ist nicht zu erkennen. Die Steine und Blöcke sind teils scharfkantig, teils kantengerundet wie bei einer Moräne und dicht mit Flechten bewachsen. Im Unterschied zu ihrer Umgebung ist die Schuttzunge nicht mit Birken bestanden. Das Material besteht aus Gabbro, während an der Lokalität Schiefergesteine anstehen. Es handelt sich folglich um Fremdmaterial, das hierher transportiert worden ist. CORNER (2008) bezeichnet die Ablagerung als „Bergsturz-Moräne“. Nach seiner Ansicht ist das Grobmaterial in Gestalt eines Bergsturzes talaufwärts auf die Oberfläche des Steindalsbre gefallen, als der Gletscher das gesamte Tal ausfüllte. Die Bergsturzmasse wurde anschließend vom Gletscher talabwärts transportiert und im Spätglazial hier abgelagert – eine Deutung, die nachvollziehbar ist, aber nicht die Mischung aus scharfkantigen und kantengerundeten Steinen und Blöcken erklären kann. Bei einem supraglaziären Materialtransport wäre nur scharfkantiges Material zu erwarten. Möglicherweise ist ein Teil des Bergsturz-Materials in Gletscherspalten gefallen und wurde im Gletscher talabwärts verlagert und dabei etwas zugerundet. An der Einmündung des Tverrelv-Baches in den Steindalselv befindet sich eine Vereinshütte, die angemietet werden kann. Dort läßt sich der Tverrelv auf einer Holzbrücke leicht überqueren. Nach weiteren rund 15-20 Minuten Wanderung kann man einen kleinen, pfadnahen Moränenhügel erklimmen, der einen guten Blick taleinwärts in Richtung Steindalsbre gewährt. Der Moränenhügel ist Teil einer Eisrandlage, die bei einem kurzen Gletschervorstoß gebildet worden ist. Ein weiterer, ähnlicher Endmoränenwall ist ca. 600 m weiter taleinwärts entwickelt (vgl. Foto 29). Dieser Wall markiert einen etwas jüngeren kleinen Vorstoß oder Halt des Eisrandes gegen Ende des Weichsel-Glazials. Kurz danach verläßt der Pfad den dichten Birkenwald und gibt den Blick frei auf das nun breitere obere Steindal.



Foto 29: Blick durch das mittlere Steindal Richtung Storfjord. Im Bildvordergrund befinden sich Moränenhügel einer spätweichselzeitlichen Eisrandlage des Steindalsbre. Im Hintergrund ist im Birkenwald vor dem Rastebyfjell-Höhenzug eine nackte, grobblockige Schuttlunge zu erkennen, die von CORNER (2008) als „Bergsturz-Moräne“ gedeutet wird. Sie besteht vermutlich aus Schutt, der in Gestalt eines Bergsturzes auf die Oberfläche des Steindalsbre gelangt war und vom Gletscher im Spätglazial supraglazial talabwärts verlagert und dort akkumuliert worden ist. 27.7.1997

Einen wesentlich besseren Überblick gewinnt man vom rund 550 m höher gelegenen Berggipfel Nallannjuni (830 m ü. M.) (vgl. Foto 30). Dieser ist über die Nordflanke des Steindals etwas westlich des Svartvasselv-Wasserfalls relativ leicht zu erreichen. Von dort aus hat man nicht nur einen vorzüglichen Blick auf die Gletscher und Moränen im inneren Steindal („glaziäre Serie“), sondern auch auf die flachwellige, stellenweise vermoorte Grundmoränen-Landschaft Richtung Osten. Sie ist typisch für die unteralpine Vegetationsstufe auf der Lyngen Halbinsel. Nördlich des Nallannjuni-Gipfels befindet sich ein kleiner Karsee (690 m ü. M.), der bis weit in den Sommer von Eisschollen bedeckt ist und gern von den auf der Hochfläche weidenden Rentieren aufgesucht wird. Die N-exponierten Hänge des Nallannjuni sind stark gelisolifluidal überprägt, begünstigt durch das große Feuchtigkeitsangebot unterhalb der langsam abschmelzenden Schneeflecken. Der Abstieg ins Steindal erfolgt auf demselben Wege wie der Aufstieg; dabei werden sowohl Moränen des ehemaligen Gletschers im Svartvatn-Kar als auch alte Lateralmoränen des Steindalsbre-Talglatschers überquert.



Foto 30: Blick vom Nallannjuni-Berg auf die neuzeitlichen Moränen am Rande der Steindalsbre-Gletscherzunge sowie den Steindalsbre-Talglatscher. An den Oberhängen des Imagaisi befinden sich zwei Gletscher mit steilen Fronten, von denen sich gelegentlich Eislawinen lösen, die den stark zurückgeschmolzenen Steindalsbre aber nicht mehr erreichen. 6.8.1998

Der weitere Weg ins obere Steindal verläuft nördlich des Steindalselv. Dabei werden Grundmoränenflächen und Endmoränenhügel einer noch nicht datierten Eisrandlage überschritten. Von

den Talhängen ziehen inzwischen inaktive, von einer dichten Gras- und Zwergstrauch-Vegetation bedeckte Lockersedimentfächer herab, die an flachen Mulden und Rinnen in den höheren Hangabschnitten ansetzen und sich bis auf den Talboden erstrecken. Sie sind im Laufe des Postglazials durch Bachläufe, „schmutzige“ Schnee- und Naßschnee-Lawinen („slush flows“) sowie Muren („debris flows“) gebildet worden. Die gegenwärtige Überprägung erfolgt vornehmlich während der Schneeschmelze (Naßschnee-Lawinen) und im Sommer im Gefolge von Starkregen, wenn sich das Wasser in den Hangnischen und -rinnen sammelt und bei seinem konzentrierten Abfluß Lockermaterial vom Boden der Geländedepressionen aufnimmt, erodiert, und das Material auf den Unterhängen und auf dem Talboden wieder akkumuliert. Auf diese Weise sind über einen langen Zeitraum hinweg fächerartige Ablagerungen entstanden. Daß die Überprägung der Fächer bis in die Gegenwart anhält, belegen lokale Lockersediment-Ablagerungen auf der ansonsten geschlossenen Vegetationsdecke. Das Bett des Steindalselv reicht hier fast bis an die unteren Ränder der Fächer heran. Der Gletscherbach ist in zahlreiche Gerinne gegliedert, die ständig ihren Lauf verlegend auf der Talsohle pendeln (vgl. Foto 31). Diese anastomosierenden Gerinne („braided river system“) sind typisch für sedimentreiche gefällsarme Flüsse und Bäche mit Gletscheranbindung. Die Sedimente bestehen aus Schottern, Kiesen und Sanden, während die feinsten Fraktionen – Schluff und Ton – als Schwebstoff im Gletscherbach weiter talabwärts transportiert werden. Das Bachbett verengt sich erst wieder beim Durchqueren der mächtigen Moränenwälle vor der Stirn des Steindalsbre. Die Endmoränenwälle wurden während der „Kleinen Eiszeit“ (1750-1920) abgelagert. Die breite, von den Gletscherbächen überströmte Verebnung vor den Moränenwällen dürfte jedoch schon früher angelegt worden sein, als sich der Gletscherrand noch weiter talaufwärts befand als während der neuzeitlichen Vorstöße.



Foto 31: Blick von der höchsten Moräne der „Kleinen Eiszeit“ talabwärts. Der Gletscherbach des Steindalsbre ist in zahlreiche Gerinne gegliedert, die ständig ihren Lauf verlegend auf der breiten Talsohle pendeln. Diese anastomosierenden Gerinne („braided river system“) sind typisch für sedimentreiche, gefällsarme Gletscherbäche. 27.7.1997

Der Steindalsbre stieß während der „Kleinen Eiszeit“ mehrmals vor und lagerte mehrere Randmoränenwälle dicht bei einander ab (vgl. Foto 32). Der älteste Wall ist inzwischen mit verstreuten Kräutern, Gräsern und Zwergsträuchern (*Betula nana*) bewachsen, während der jüngste Wall nur Flechten auf größeren Blöcken sowie einzelne Pionierpflanzen in windgeschützten Lagen aufweist. Das Gletschervorfeld ist etwas unübersichtlich, doch lassen sich mehrere Endmoränen-Seitenmoränen-Komplexe unterscheiden. Die äußersten Moränenwälle liegen ca. 1 km vor der heutigen Gletscherfront. Die erheblichen Abmessungen, insbesondere die Höhe einiger Moränen, lassen vermuten, dass ältere Moränen bei jüngeren Gletschervorstößen mit jüngerem Moränenmaterial überschüttet worden sind. Zwei aufgrund ihrer Abmessungen und scharfen Kammlinien besonders markant in Erscheinung tretende Moränenwälle belegen, dass der Gletscher zwei Hauptvorstöße hatte. Nördlich des äußeren Moränenwalles befindet sich Bergsturz-Material mit großen Blöcken. Ein Teil des Grobschuttkörpers erstreckt sich offenbar bis unter den Moränenwall. Ein Seitenmoränenwall am Unterhang des Nallancohka-Berges indiziert zudem, dass

der Gletscher noch weiter als bis zu den beiden Moränenwällen vorgestoßen war. Schließlich ist vor dieser Moränen-Abfolge noch eine weitere ehemalige Eisrandlage in Gestalt von 3 mit Zwergsträuchern bewachsenen Hügeln erhalten, die abgelagert wurden, als sich der Gletscher noch wesentlich weiter talabwärts erstreckte als gegenwärtig. Die exakte Alterstellung der einzelnen Eisrandlagen ist unbekannt. BALLANTYNE (1990) unterscheidet am Steindalsbre insgesamt 4 neuzeitliche Moränen, die bei Vorstößen ca. 1910-1920 (M 1), ca. 1865-1880 (M 2) und in der Mitte des 18. Jahrhunderts (M 3) entstanden sein sollen. Die noch älteren M 4-Moränen konnten noch nicht datiert werden. Zwischen den Moränen, etwa 500 m von der aktuellen Gletscherfront entfernt, befindet sich eine weitere, von verzweigten Gletscher-Abflußbahnen überzogene Verebnung (ca. 430 m ü. M.). Sie wurde nach CORNER (2008) vornehmlich im Zeitraum 1940-1980 angelegt. Die morphologische Überprägung der Verebnung hat sich im Takt mit dem Rückschmelzen des Gletschers verringert. Im Laufe der 1990er Jahre entstand ein kleiner Teich mit blau gefärbtem Wasser am Südrand der Verebnung – von Touristen und Studenten kurz die „blaue Lagune“ genannt. Dabei handelt es sich um ein wassergefülltes Söll (Toteisloch), das durch das Ausschmelzen eines von Sedimenten begrabenen Gletschereisrestes gebildet worden ist. Die Blaufärbung resultiert aus der Lichtbrechung des feine Schwebstoffe enthaltenden Wassers.



Foto 32: Am Steindalsbre lassen sich mehrere Laterofrontalmoränen unterscheiden. An Hand der erheblichen Abmessungen und scharfen Kammlinien der Moränen lassen sich zwei Hauptvorstöße ausgliedern, bei denen offenbar ältere Moränen überschüttet worden sind. Nördlich der äußeren Moräne befindet sich Bergsturz-Material mit großen Blöcken, das sich bis unter den Moränenwall erstreckt. 24.8.2007

Um einen Überblick über die Gletscherzunge des Steindalsbre, die vorgelagerten Moränen sowie deren Vorland talabwärts zu bekommen, empfiehlt es sich, den höchsten Punkt der Moränen (547 m ü. M.) aufzusuchen. Die sich piedmontartig zwischen Nallangaisi und Imagaisi ins Steindal erstreckende Gletscherzunge ist im Stirnbereich sehr flach und stark im Rückschmelzen begriffen (vgl. Foto 33). Sie weist mit Ausnahme der Engstelle zwischen den genannten Bergen kaum Spalten auf. Drei kleine Hanggletscher an der steilen NO-Flanke des Imagaisi haben keine Verbindung mehr zum Steindalsbre. Die von ihnen gelegentlich niedergehenden Schnee-, Firn- und Eislawinen erreichen den Talgletscher nicht mehr, sondern stürzen auf seine rechte (südliche) Seitenmoräne. Der spaltenreiche Eisbruch-Bereich an der Engstelle wird durch eine Felsschwelle im Untergrund verursacht, über die die Gletscherzunge hinweg fließt, wobei es zu Kompressionsvorgängen im Eis mit anschließender Expansion kommt, so dass Spannungsrisse und Spalten entstehen. Unterhalb der Engstelle ist die flache Gletscherzunge in der Mitte von Moränenmaterial bedeckt, das große, scharfkantige Blöcke enthält. Diese „Mittelmoräne“ ist etwas untypisch, da sie keine scharfe Randbegrenzung aufweist und das Material eher unregelmäßig über die Gletscheroberfläche verteilt ist. Das vorwiegend blockige Material ist von Gletschereis unterlagert und erstreckt sich offensichtlich nicht bis auf den Fels an der Gletschersohle. Das Material ist nach CORNER (2008) aus dem Eiskörper ausgeschmolzen. Es kann sich aber auch um Bergsturz-Material handeln, das sich von den Hängen des Imagaisi gelöst hat, auf die Gletscheroberfläche gestürzt ist und mit der Eisbewegung Richtung Gletscherfront transportiert worden ist. Sowohl südlich als auch nördlich dieser „Mit-

telmoräne“ finden sich Gletscherbäche. Das mit dem Schmelzwasser transportierte Material bildet eine Verebnung zwischen dem Eisrand und den vorgelagerten Moränenwällen und -hügeln, die zum Teil noch Gletschereisreste enthalten, die aber im Unterschied zu jenen in typischen Eiskernmoränen in einem Permafrostmilieu relativ rasch ausschmelzen (vgl. Foto 34). Die Verebnung vor dem Eisrand dürfte sich bei einer Fortsetzung der Klimaerwärmung und dem damit verbundenen Rückschmelzen des Eisrandes weiter verbreitern. Die Gletscherfront (460 m ü. M.) ist im Laufe der letzten 30 Jahre (vgl. CORNER 2008) um durchschnittlich 10-15 m pro Jahr zurückgeschmolzen mit zunehmender Tendenz. Zwischen 1998 und 2013 betrug die Distanz ca. 275 m, seit Ende der „Kleinen Eiszeit“ ca. 1100 m. Eine Reihe von Metallschildern vor dem aktuellen Gletscherrand dokumentieren die jährlichen Rückschmelzbeträge während der letzten Jahrzehnte.



Foto 33: Die flache, stark zurückschmelzende Gletscherzunge des Steindalsbre erstreckt sich piedmontartig ins obere Steindal. Der Gletscher überfließt an seiner Engstelle zwischen Imagaisi (1429 m) und Nallancohka (1326 m) eine Felsschwelle. Im Unterschied zum spaltenarmen Stirnbereich des Gletschers haben sich dort tiefe Spalten gebildet. 27.7.1997



Foto 34: Im Unterschied zu den Moränen der „Kleinen Eiszeit“ und älteren Moränen enthalten die jüngsten Moränen in unmittelbarem Gletschereisrandes häufig noch Gletschereisreste, die aber im Unterschied zu typischen Eiskernmoränen („ice-cored moraines“) in einem Permafrostmilieu relativ rasch ausschmelzen. 24.8.2007

Von Steindalen (Elvenes) sind es rund 9 km bis Furuflaten an der Mündung des Lyngsdalselv. Die Küstenstraße verläuft am Fuße des steil zum Storfjord abfallenden Rastebyfjells, die ersten 4 km relativ geradlinig in marinen und glazifluvialen Lockersedimenten, danach kurvenreich auf felsigem Untergrund. Rund 1 km vor Furuflaten lohnt sich ein kurzer Halt an einem Marmor-Steinbruch an der Straße. Der in zahlreichen Farbschattierungen vorliegende Marmor wurde in den 1980er und 1990er Jahren kommerziell genutzt. In Furuflaten lebten die Einwohner ursprünglich von Fischerei und Landwirtschaft. Die sich

allmählich entwickelnde Industrie nutzte die natürlichen Ressourcen, außer dem an mehreren Plätzen anstehenden Marmor vor allem den Kies der Flußterrassen zur Betonproduktion. Heute spielt auch der Tourismus eine wichtige Rolle, wobei die Gletscher im nahe gelegenen Jiehkkevarri-Massiv die Hauptattraktion bilden. Das durch das Lyngsdal leicht zu erreichende, noch immer stark vergletscherte, zu den alpinsten Gebieten in Skandinavien zählende Gebiet wird jedes Jahr von zahlreichen Bergsteigern und Wissenschaftlern aus Norwegen und dem Ausland, insbesondere aus Großbritannien, besucht. Für „Normaltouristen“ werden in Furuflaten Unterkunft und geführte Gletscherwanderungen angeboten.

5.2.6. Lyngsdal – Dalbotn – Vest- / Midt- / Sydbre (ca. 20 km)

Es gibt zwei Wege von Furuflaten zu den Gletschern im inneren Lyngsdal, von denen der am Nordufer des Lyngsdalselv entlang führende vorzuziehen ist. Er ist markiert und erspart eine Querung des Gletscherbaches im obersten Talabschnitt, die bei sommerlichen Abflußverhältnissen kaum möglich ist. Ferner ergeben sich vom Nordufer des Lyngsdalselv bessere Ausblicke auf die imposante Gletscherkulisse des Jiehkkevarri-Massivs. Der Ort Furuflaten ist auf verschiedenen Terrassen-Niveaus angelegt. Der Wanderweg beginnt am westlichen Ortsrand. Man folgt zunächst der asphaltierten Dorfstraße und danach einem Schotterweg, der Zugang zu mehreren Mähwiesen bietet. An dessen Ende kann man das Fahrzeug parken und dem Hinweisschild folgen. Es ist auch möglich, das Fahrzeug südlich des Lyngsdalselv an der Furustua oder vor dem Fußballstadion zu parken. Von dort aus folgt man einem Schotterweg 1,4 km weit taleinwärts bis zu einer Fußgängerbrücke über den Gletscherbach. Dort ist ein Informationsschild über das Lyngsdal aufgestellt. Durch das Überschreiten der Brücke erreicht man den Wanderweg am Nordufer des Lyngsdalselv.

An der nördlichen und südlichen Flanke der Talmündung sind Reste eines glazifluvialen Deltas erhalten. Die Deltaoberfläche befindet sich in einer Höhenlage von ca. 78 m ü. M. Es ist daher möglich, dass das Delta in einem Eisstausee am Rande der zurückschmelzenden weichseleiszeitlichen Lyngenfjord-Gletscherzunge mündete. Infolge der postglazialen Landhebung wurde das Delta gehoben und der Gletscherbach schnitt sich in die Deltasedimente ein. Je nach Abflußverhältnissen und Sedimentfracht des Gletscherbaches wurde akkumuliert oder erodiert, so dass Terrassen in unterschiedlichen Höhenlagen entstanden. Einige der Terrassen werden noch gegenwärtig als Mähwiesen oder Weiden genutzt. Ursprünglich erstreckte sich das landwirtschaftlich genutzte Land fast 3 km weit vom aktuellen Mündungsdelta taleinwärts. Der erste Abschnitt des Wanderweges verläuft über ehemalige Mähwiesen und Weiden, die inzwischen wieder von der natürlichen Vegetation zurück erobert worden sind. Auch Waldnutzung wurde früher im Tal betrieben; davon zeugen alte Holzstapel und -schuppen im Birkenwald. Die geologischen Verhältnisse sind sehr abwechslungsreich im unteren Talabschnitt; nachdem man im Ortsbereich eine Kalkspatmarmorschicht passiert hat, überquert man einen Gürtel aus morphologisch weicheren Gesteinen wie Glimmerschiefern und Phylliten. Der größte Teil des Lyngsdals ist in Grünsteinen und Amphiboliten angelegt. Im innersten Talabschnitt wird der Amphibolit vom morphologisch harten Lyngen-Gabbro abgelöst, der auch das Jiehkkevarri-Massiv bildet. Die Festgesteine werden entlang des Wanderweges zumeist von glazifluvialen, fluvialen und moränischen Lockersedimenten überlagert. Stellenweise müssen kleinere Grottschutt-Ablagerungen in Gestalt von Hangblockfeldern sowie Berg- und Sturzschuttkörpern mit Festgesteinsausbissen überquert werden, was aber wie im Falle der wenigen versumpften Wegabschnitte unproblematisch ist.

Das Tal ist aufgrund des breiten, wenig reliefierten Talbodens und des taleinwärts nur sanft ansteigenden Terrains leicht begehbar. Der Gletscherbach weist in seinem Längsprofil noch mehrere Gefällsprünge auf. An morphologisch harten Gesteinsbänken sind Wasserfälle entwickelt, wie z. B. nördlich des Varas-Berges, an denen das milchig-weiße Gletscherwasser sprudelnd talabwärts strömt. Wo Ansammlungen größerer Blöcke im Bachbett liegen, finden sich längere Abschnitte mit „Bachschnellen“. Der alte Fahrweg zu den ehemals landwirtschaftlich genutzten Flächen geht nach und nach in den Wanderpfad über; das Nutzland wird von Birkenwald mit einzelnen Ebereschen (*Sorbus aucuparia*) und Grauerlen (*Alnus incana*) abgelöst. Bedingt durch die klimatische und edaphische Gunstlage ist die Vegetation trotz der nahe gelegenen Gletscher im Vergleich zu den meisten anderen Tälern auf der Lyngen Halbinsel sehr üppig und vielfältig. Sal-Weide (*Salix caprea*), Silber-Weide (*Salix alba*) und Lappländische Weide (*Salix*

lapponum) bilden häufig Gebüsch am Weg. Stellenweise sind Ährige Johannisbeere (*Ribes spicatum*) und Himbeere (*Rubus idaeus*) anzutreffen. Der Gemeine Wacholder (*Juniperus communis*) wächst sowohl entlang des Weges als auch an lichten und trockenen Plätzen im Birkenwald. An den Hängen finden sich Bestände der Zitterpappel (*Populus tremula*), im Innern des Tales auch einzelne Waldkiefern (*Pinus sylvestris*). Nach dem Passieren des Wasserfalls am Varas-Hügel weitet sich der Talboden (Dalbotn) zu einer knapp 3 km langen, bis zu 500 m breiten Kies- und Schotterebene (190-230 m ü. M.), auf der der Lyngsdalselv in Gestalt zahlreicher anastomosierender Pendelflüsse talabwärts strömt (vgl. Foto 35). Sie eröffnet den Blick nach Westen auf das imposante Berg- und Gletscherpanorama des Jiehkkevarri-Massivs.



Foto 35: Nach dem Passieren der Engstelle und des Wasserfalles am Varas-Hügel weitet sich der Talboden zu einer knapp 3 km langen, bis zu 500 m breiten Kies- und Schotterebene, auf der der Lyngsdalselv in Gestalt zahlreicher anastomosierender Gerinne talabwärts strömt. Der Hauptabfluß erfolgt in Nähe des Wanderweges. Die sedimentreichen Pendelflüsse entwässern die Gletscher Vestbre, Midtbre und Sydbre am Fuße des Jiehkkevarri-Massivs. 28.7.1997

Um zur Front des Vestbre zu gelangen, überquert man den Gletscherbach und den aus dem Bredal-Hochtal kommenden Abfluß des Bredalsvatn auf einer einfachen, aus nebeneinander liegenden, zusammen genagelten Brettern bestehenden Brücke. BALLANTYNE (1990) unterscheidet im Vorfeld des Vestbre 3 verschiedene Moränenwälle, die er lichenometrisch und dendrochronologisch datiert hat. Die älteste Moräne (M 3) stammt demnach aus der Mitte des 18. Jahrhunderts; sie repräsentiert nach BALLANTYNE den neuzeitlichen Maximalstand des Gletschers. Die M 2-Moräne soll etwa im Zeitraum 1865-1880 gebildet worden sein. Die aufgrund ihrer großen Abmessungen und ihrer scharfen Kammlinie besonders auffällige M 1-Moräne wurde BALLANTYNE zufolge zwischen 1910 und 1920 akkumuliert. Sie überlagert möglicherweise eine ältere Moräne. Die heutige Gletscherfront befindet sich rund 1,2 km innerhalb der M 1-Moräne (vgl. CORNER 2004) auf einer Felsschwelle. Wo der Eisrand noch bis an den Steilabfall heran reicht, ist ein Eiskliff entwickelt, von dem sich Eisblöcke lösen und die Wand herab stürzen (vgl. Fotos 36 u. 37). Das am Wandfuß angehäuften Eis schmilzt im Laufe des Sommers ab. Ein Foto von IGNATIUS (1966) zeigt die Gletscherstirn im Jahre 1964 und 16 Jahre zuvor (als Punktlinie) (vgl. Foto 38). Demnach ist der Gletscher seit jener Zeit stark zurückgeschmolzen. Dies gilt im Übrigen, trotz extremer Schattlage, auch für den nördlichen Ausläufer des Vestbre (Rypdalsvatnbre), dessen Gletscherstirn seit 1897 rund 600 m vom Seeufer zurückgeschmolzen ist, vermutlich infolge des verminderten Schnee-, Firn- und Eisnachschiebs durch Lawinen vom Jiehkkevarri-Plateau. Von der linken Seitenmoräne des Vestbre kann man in das enge Bredal aufsteigen und von dort aus ins Kvalvikdal gelangen. Außerdem kann man das Bredalsfjell-Plateau erklimmen. Der Aufstieg über die gletscherfreie Südflanke (ca. 1000 Höhenmeter) ist allerdings recht (wind-) exponiert und setzt Schwindelfreiheit voraus. Die von Blockfeldern und Eisresten bedeckte Hochfläche ist von Permafrost unterlagert.



Foto 36: Blick aus dem üppigen Birkenwald auf die Front des Vestbre. Die M 1-Seitenmoräne aus der „Kleinen Eiszeit“ (1910-1920) zeichnet sich durch ihre erheblichen Abmessungen und ihre scharfe Kammlinie aus. Sie überlagert vermutlich eine ältere Moräne. Im Bildhintergrund ist das Akkumulationsgebiet am Jiehkkevarri zu erkennen. 28.7.1994



Foto 37: Die stark zurückschmelzende, sehr spaltenreiche Gletscherzunge des Vestbre endet am Rande einer Felschwelle. Von einem Eiskliff stürzen häufig Eisblöcke herab. Sie werden am Wandfuß angehäuft und schmelzen im Laufe des Sommers. Der vom Eise glatt geschliffene Fels läßt auf einem temperierten („warm-based“ bzw. „wet-based“) Eisrand schließen. 28.7.1997



Foto 38: Das Foto vom IGNATIUS (1966) zeigt die Zunge des Vestbre-Gletschers im Jahre 1964. Die Lage des Eisrandes im Jahre 1948 ist mit einer Punkt-Linie markiert. Demzufolge ist die Gletscherfront während der letzten 68 Jahre stark zurückgeschmolzen. Die hohe Felswand an der Südflanke des Gletschers war bereits 1948 eisfrei, doch erstreckte sich eine Gletscherzunge durch den weniger steilen Abschnitt der Felsschwelle mehrere hundert Meter weit ins flache Vorland.

Den besten Überblick über die M 1-Eisrandlage, den distalen Schwemmfächer aus glazifluvialen Ablagerungen, den Richtung Dalbotn entwässernden Gletscherbach, die proximal gelegene Verebnung aus Grundmoränenmaterial und glazifluvialen Sedimenten (nahe des Zusammenflusses des Gletscherbaches und des Abflusses aus dem Bredal; vgl. CORNER 2004) sowie die Felswand und -hänge vor der aktuellen Vestbre-Gletscherfront hat man von der ca. 20 m hohen, durch eine besonders scharfe Kammlinie ausgezeichneten westlichen M 1-Lateralmoräne. Von dort aus führt der Wanderweg über den blockigen, mit lichtem Birkenwald bestandenen Südosthang des Gaskajiehkkoikka hinab zur Dalbotn-Kies- und Schotterebene. An deren Rande wird ein Felsblock mit einer Gedenktafel passiert, die an einen Bergsteiger erinnert, der im Juli 1985 allein in das spaltenreiche Gletschergebiet am Jiehkivarri ging und trotz damaliger, 5-tägiger intensiver Suche bis heute nicht gefunden wurde. Die Moränenwälle der M 1-Eisrandlage befinden sich rund 2 km vor den aktuellen Gletscherfronten von Sydbre und Midtbre. Die beiden Gletscherzungen standen einst miteinander in Verbindung, sind aber infolge Rückschmelzens seit Ende der 1980er Jahre voneinander getrennt (vgl. Fotos 39 u. 40). Seitdem hat man Zugang zur Anhöhe 728 m zwischen den beiden Gletschern, ohne die spaltenreichen Gletscherzungen überqueren zu müssen. Der rund 300 Höhenmeter umfassende Aufstieg auf den Felsriegel ist lohnenswert, da man von seinem Gipfel exzellente Ausblicke auf den Sydbre und den Midtbre hat. Der Felssporn ist teilweise von Moränenmaterial bedeckt, wobei zwei ca. 1 km lange, etwa parallel zueinander in westöstlicher Richtung verlaufende Wälle auffallen (vgl. CORNER 2004), die als Lateralmoränen gedeutet werden können. Die frontnahen Abschnitte des Midtbre sind aufgrund des stärker reliefierten felsigen Terrains im Untergrund besonders spaltenreich. Der Eiskörper ist stellenweise in haushohe Eistürme zergliedert. Am Gletscherand sind Hohlräume im Eis entwickelt, in die man von den nahe gelegenen Felsflächen hineinschauen kann. Richtung Nordwesten fällt der Blick auf das Akkumulationsgebiet des Midtbre am Fuße des rund 1000 m hohen Jiehkkevarri-Steilabfalls. Ein großer Teil des Eisnachschiebens erfolgt durch Lawinen vom Jiehkkevarri-Plateaugletscher, wie u. a. der mächtige Eiskegel unterhalb der Steilwand ausweist. Die Fläche des Midtbre (ca. 1,8 km²) ist zu klein, um den Gletscher allein durch konventionelle Schneezufuhr im Akkumulationsgebiet (direkte Ablagerung von Schnee-Niederschlägen auf der Gletscheroberfläche) „am Leben“ zu erhalten.



Foto 39: Die beiden Gletscherzungen von Midtbre (rechts) und Sydbre (Mitte) standen früher miteinander in Verbindung, sind aber durch Rückschmelzen seit Ende der 1980 er Jahre voneinander getrennt. Durch den Korridor hat man seitdem Zugang zur steilen Anhöhe 728 m, ohne die spaltenreichen Gletscherzungen überqueren zu müssen. 29.7.1997



Foto 40: Der Gipfel des Felsriegels ist stellenweise von Moränenmaterial bedeckt und wird von zwei Wällen gequert, die sich als Lateralmoränen der benachbarten Gletscher deuten lassen. Sie zeugen von einer wesentlich höheren Lage der Eisränder als in der Gegenwart und sind daher vermutlich recht alt. Der Midtbre ist infolge des erheblichen Gefälles und der stark reliefierten Felsunterlage sehr spaltenreich. 29.7.1997

Während sich die Front des Midtbre in hängigem Felsterrain mit Blockstreu in ca. 600 m Höhe ü. M. befindet, ist die sanft auf dem Talboden auslaufende Gletscherzunge des Sydbre (Front in ca. 480 m Höhe ü. M.) von moränischem Lockermaterial umgeben. Der Gletscher wird hauptsächlich durch Schnee-, Firn- und Eislawinen vom Steilabfall des Jiehkkevarri-Plateaus (4 größere Kegel am NW-Rand des Gletschers) sowie durch Eislawinen von den Hängegletschern an der Nordflanke des Balgesvarri-Plateaus ernährt (vgl. Foto 41). Dagegen ist die traditionelle Eisversorgung über das westliche Akkumulationsbecken nahe der Passage zum Slökedal eher gering. An der Gletscherstirn ist in manchen Jahren ein markantes Gletscher-tor entwickelt, durch das der Gletscher in sein Vorfeld entwässert. Letzteres besteht aus einer breiten Kies- und Schotterebene, über die der Gletscherbach in mehreren Abflußbahnen Richtung Dalbotn abfließt. Eine Sequenz von Jahresmoränen dokumentiert die jährlichen Rückschmelzbeträge während der 1970 er und 1980 er Jahre. Als Folge der zu Beginn der 1990 er Jahre einsetzenden Klimaerwärmung beschleunigte sich der Rückschmelzprozeß so stark, dass sich scharf abgrenzbare Jahresmoränen nicht mehr entwickeln konnten. Zwischen 1988 und 1999 schmolz der Gletscher um ca. 75 m zurück, zwischen 2007 und 2013 um ca. 60 m. Die Verebnung wird nach Osten von einer Felsschwelle begrenzt, in die sich der Gletscherbach kastenförmig eingesenkt hat (vgl. Fotos 42 u. 43). Im Bachbett und auf den angrenzenden, eisüberschliffenen, stellenweise mit mustergültig ausgeprägten Schliiffmarken (Striae) versehenen Felsflä-

chen liegen zahlreiche kantengerundete Steine und Blöcke. Als Rückweg zur Dalbotn-Verebnung und zur Holzbrücke über den Vestbre-Gletscherbach empfiehlt sich das nördliche Bachufer, um eine Überquerung des im Felsgelände schmalen, aber reißenden, im Dalbotn-Bereich weit verzweigten Gletscherbaches zu vermeiden. Entlang des nördlichen Bachufers ergeben sich zudem attraktive Ausblicke auf den sprudelnd und stellenweise kaskadenartig abfließenden Gletscherbach.



Foto 41: Während die steil herabströmende Gletscherzunge des Midtbre in hängigem Felsterrain endet, läuft die flache Gletscherzunge des Sydbre sanft auf dem Talboden im Lockermaterial aus. Der Talgletscher wird hauptsächlich durch Schnee-, Firn- und Eislawinen von den hoch gelegenen Plateaugletschern (Jiehkkevarri) und Hängegletschern (Balgesvarri, links) gespeist, während die Eisversorgung aus dem traditionellen Akkumulationsbecken vor dem Pass zum Slökedal (Bildhintergrund) eher gering ist. 29.7.1997



Foto 42: Vor der Gletscherfront des Sydbre ist eine breite Kies- und Schotterebene entwickelt, über die der Gletscherbach Richtung Dalbotn fließt. Jahresmoränen aus den 1970 er und 1980 er Jahren liefern Hinweise auf die jährlichen Rückschmelzbeträge. Zu Beginn der 1990 er Jahre beschleunigte sich der Rückschmelzprozess (Klimaerwärmung!), so daß keine Jahresmoränen mehr gebildet werden konnten. 29.7.1997



Foto 43: Die vereinigten Schmelzwässer von Sydbre und Midtbre haben auf ihrem Weg zur Dalbotn-Verebnung ein tiefes Kastental in die vorgelagerte Felsschwelle erodiert. Der Fels ist glatt geschliffen, zeigt stellenweise deutliche Schliffmarken (Striae) und weist eine Blockstreu auf. Infolge des Gefälles und zahlreichen großen Blöcken im Untergrund strömt der Gletscherbach sprudelnd zu Tal. 29.7.1997

Von Furuflaten führt die Straße durch den 2,8 km langen Pollfjell-Tunnel nach Kvalvik. Der alte, an der Steilküste verlaufende Weg ist stark lawinengefährdet. Bei Örnes auf der Pollnes Halbinsel befindet sich ein isostatisch gehobenes glazifluviales Delta, das einen kurzfristigen Halt beim Rückschmelzen der Lyngenfjord-Gletscherzunge im Spätglazial markiert („Örnes-Ereignis“ nach CORNER 1980a). An die terrassenförmige Randablagerng aus glazifluvialen Sanden und Kiesen schließen sich distal und proximal gehobene marine Sedimente an. Bei Lyngspollen ist kurz nach dem Verlassen des Tunnels am Ostufer des Pollelv-Baches eine Sequenz gut erhaltener Strandwälle zu erkennen. Die marinen Sedimente im Tiefland nördlich des Deltas sind stellenweise von Torfablagerungen bedeckt. Der 1-2 km breite Küstenstreifen zwischen Kvalvik und Lyngseidet grenzt mit einem inzwischen inaktiven, im morphologisch harten Lyngen-Gabbro angelegten, ehemaligen Meeresskliff an die Unterhänge von Isfjell und Kvalvikfjell. Der den Iselvvatn (578 m ü. M.) entwässernde Iselv stürzt mit einem ca. 200 m hohen, von der Straße aus gut sichtbaren Wasserfall über den Steilabfall ins Tiefland. Das unterhalb der marinen Grenze gelegene Tiefland ist aufgrund der fruchtbaren, gehobenen Meeressedimente und der klimatischen Schutzlage im Wind- und Regenschatten der Lyngen-Alpen relativ dicht besiedelt. Auf den landwirtschaftlich gut nutzbaren ehemaligen Meeressböden befinden sich viele der in der Gemeinde Lyngen noch vorhandenen 120 landwirtschaftlichen Betriebe. Viehhaltung steht im Vordergrund. Rund 1 km nördlich der Karnes Halbinsel hat man nach Osten Ausblick auf die dicht bewaldete Insel Store Skogholm (Natur-Reservat). Bei Ebbe fällt der Meeressboden zwischen dem Festland und der Insel trocken. Die zahlreichen Blöcke im Watt vermitteln den Eindruck eines „Geschiebe-Watts“. Der Meeressboden besteht hier aus blockreicher Grundmoräne des weichseleiszeitlichen Lyngenfjord-Gletschers, die bei Niedrigwasser aus den Fluten auftaucht. Einige der Blöcke waren in kalten Wintern am Fjordeis angefroren und gelangten mit den Eisschollen in den Strandbereich. Lokal finden sich Eisschubwälle. Diese entstehen vornehmlich im Frühjahr, wenn größere Schollen der Fjordeisdecke bei Sturm zusammen mit Steinen und Blöcken an den flachen Strand geschoben werden. Nach Abschmelzen der Eisschollen bleibt das Grobmaterial in Strandnähe zurück. Bei vielfacher Wiederholung dieses Vorganges können im Laufe der Zeit wallartige Grobmaterial-Ansammlungen am Strand gebildet werden.

Von Lyngseidet, dem Verwaltungs-, Handels-, Schul- und Verkehrszentrum der Lyngen Halbinsel, führt die Fahrtroute auf einer Kommunalstraße nach Norden zum 17 km entfernten Fischerort Koppangen. Die Strecke verläuft in Fjordnähe weithin unterhalb der marinen Grenze. Landeinwärts schließt sich ein dicht bewaldetes, stellenweise vermoortes Berg- und Hügelland an. Es ist wie das Tiefland südlich von Lyngseidet von morphologisch weichen Schiefen, Phylliten und Pegmatiten unterlagert. Die Grenze zu den harten Gabbro-Gesteinen der Lyngsfjelldecke tritt im Landschaftsbild als Steilhang deutlich in Erscheinung. Die Waldgrenze ist dort in Höhenlagen um 250 m ü. M. relativ scharf und geradlinig

ausgeprägt. Die Siedlungen liegen an der Küste nahe den Bachmündungen. Die gehobenen marinen Terrassen werden landwirtschaftlich genutzt. Ein kleines Kraftwerk am Fuße des Rotenvikfjells dient der Stromerzeugung. Es steht über mehrere Fallrohrleitungen mit dem 400 m höher gelegenen, aufgestauten Rotenvikvatn in Verbindung, der vom Rotenvikbre gespeist wird. Der Stausee ist vom Parkplatz am Kraftwerk (ca. 115 m ü. M.) über einen steilen Pfad zu erreichen. Allerdings ist die Front des Rotenvikbre während der letzten Jahrzehnte stark zurückgeschmolzen. Sie befindet sich in ca. 700 m Höhe ü. M. oberhalb eines Steilhanges am gegenüber liegenden Seeufer und ist daher nur im Rahmen einer Tagestour zu erreichen. Der kleine Fischerort Koppangen an der gleichnamigen Bucht bildet den Endpunkt der Straße und den Ausgangspunkt für eine Tageswanderung durch das Koppangsdal zum Koppangs-Gletscher. Nördlich von Koppangen grenzt das hochalpine Steilrelief des Gabbro-Gürtels unmittelbar an den Lyngenfjord. Die Ostküste ist daher unbesiedelt. Die wenigen Buchten an den Mündungen der Gletscherbäche sind nur mit dem Boot über den Lyngenfjord oder mittels Querung der Halbinsel zu Fuß von West nach Ost, etwa durch die Täler Strupskarddal und Reindal, erreichbar.

5.2.7. Koppangsdal – Koppangsbre (ca. 6 km)

Der Weg ins Koppangsdal folgt dem Südufer des Koppangselv. Der Bach fließt auf einer breiten Schottersohle, verzweigt in mehrere Arme, zur trogförmigen Koppangs-Bucht (vgl. Foto 44). Auf den nicht überfluteten Sand- und Kiesbänken wachsen Küsten- und Hochgebirgspflanzen stellenweise räumlich eng vergesellschaftet nebeneinander (vgl. MEIER 2004). Zu beiden Seiten der Talsohle sind Lockermaterialterrassen in unterschiedlichen Höhenniveaus entwickelt. Besonders interessant ist eine Grobschutt-Akkumulation südlich des Bachufers, die durch ihre Vegetationsarmut auffällt und als alte Bergsturz-Ablagerung zu deuten ist. Gegen eine Interpretation als Moräne spricht das äußerst grobblockige Material. Die scharfkantigen Blöcke sind dicht mit Flechten überzogen, was auf ein hohes Alter der Ablagerung schließen läßt. Allerdings ist eine Auswanderungsnische – typisch für Bergsturz-Areale – an den nahe gelegenen steilen Berghängen nicht erkennbar. Möglicherweise ist das Material bereits im Spätglazial der Weichsel-Eiszeit auf die Oberfläche des Koppangsbre gestürzt und wurde dort supraglazial talabwärts transportiert. Nach rund 1 km Wanderung folgt ein ca. 100 m hoher Steilabfall, in den sich der Bachlauf durch rückschreitende Erosion eingeschnitten hat (vgl. Foto 45). Der Höhenunterschied wird in Gestalt eines Wasserfalls überwunden. Der Anstieg auf das höhere Niveau erscheint auf den ersten Blick schwierig, läßt sich aber auf einem Pfad dicht an der Felswand problemlos bewältigen. Der folgende, rund 1 km lange Talabschnitt ist durch mächtige Sturzschtthalden geprägt, die beidseits bis an den Bachlauf heranreichen. Sie verleihen dem Tal einen kerbförmigen Querschnitt. Aufgrund der Schattlage können Schneeflecken im Talgrund bis weit in den Sommer überdauern. Dieser Talabschnitt wird taleinwärts durch eine Felsschwelle abgeschlossen, unterhalb derer der Koppangselv kaskadenförmig talabwärts fließt.



Foto 44: Blick auf das untere Koppangsdal nahe der Mündung in die Koppangs-Bucht. Im Vordergrund ist eine vegetationsarme Grobschuttablagerung im Birkenwald zu erkennen, im Hintergrund das von Sturzschtthalden flankierte Koppangsfjell. Das grobblockige Material stammt vermutlich von einem Bergsturz und wurde im Spätglazial supraglazial dorthin transportiert. 3.8.2000



Foto 45: Das untere Koppangsdal wird taleinwärts durch einen ca. hundert Meter hohen Steilabfall abgeschlossen, in den sich der Gletscherbach des Koppangselv durch rückschreitende Erosion eingeschnitten hat. Oberhalb des Wasserfalles reichen die Sturzschutthalden am Fuße des Goalborri-Nordhangs bis an den Bachlauf heran. Der Gletscherbach fließt dort in einem Kerbtal kaskadenförmig bergab. 3.8.2000

Oberhalb der vom Gletschereis glatt geschliffenen Felsschwelle befindet sich ein flacher See, der Koppangsvatn (411 m ü. M.), der durch 2 Gletscherbäche des Koppangsbre gespeist wird (vgl. Foto 46). Sie transportieren feinkörnige Sedimente zum Seebecken, das als Sedimentfalle fungiert (vgl. Foto 47). Um zur Anhöhe 595 m zu gelangen, umwandert man den See am Südufer und überquert das Delta mit dem in viele Rinnsale aufgespaltenen südlichen Gletscherbach vorsichtig, um nicht in die feuchten, feinkörnigen Sedimente des aktiven Deltas einzusinken. Der letzte Teil des Weges führt, vorbei an 2 weiteren Seen, über hügeliges, mit einer lockeren Blockstreu versehenes, felsiges, eisüberschliffenes Terrain zur Anhöhe 595 m, von der man einen vorzüglichen Blick auf den Koppangsbre und den vorgelagerten, zumeist mit Eisschollen bedeckten See hat. Die spaltenreiche Gletscherzunge des Koppangsbre wird durch eine Mittelmoräne, die ihre Wurzel an einem Nunatak im Akkumulationsgebiet des Gletschers hat, in einen südlichen und einen nördlichen Abschnitt gegliedert (vgl. Foto 48). Der nördliche Teil kalbt in den erwähnten See, der durch ein tief in den Fels eingeschnittenes canyonartiges Tal Richtung Delta entwässert (nördlicher Gletscherbach) (vgl. Foto 49). Der südliche Teil der Gletscherzunge dacht sich sanft zwischen der Goalbarri-Steilwand und der Anhöhe 595 m nach Osten ab und entwässert ebenfalls zum Delta im See (südlicher Gletscherbach). Koppangsbre und Strupbre, die durch das Akkumulationsgebiet am Tafeltind (1395 m) miteinander in Verbindung stehen, bilden zusammen die größte zusammenhängende Eismasse auf der Lyngen Halbinsel (13,28 km²). Beide Gletscherzungen sind seit dem Maximalstand am Ende der „Kleinen Eiszeit“ deutlich zurückgeschmolzen. Genaue Beträge sind vom Koppangsbre nicht bekannt, da die Moränen vor der Gletscherzunge unter Sturzschutt begraben sind. Die Gletscherzunge reichte vor rund 100 Jahren wahrscheinlich bis an den zweiten Steilabfall im Koppangsdal heran. Auf einem Foto aus dem Jahre 1962 (vgl. WHALLEY & KJÖLLMOEN 2000) war der südliche Abschnitt der Gletscherzunge viel mächtiger als gegenwärtig und bedeckte sogar einen Teil des Felskopfes an der Anhöhe 595 m. Die Gletscherfront war relativ steil und erstreckte sich fast bis an den Deltasee. Der Vergleich von Luftbildern aus den Jahren 1978 und 1985 läßt auf ein Rückschmelzen der Gletscherfront um 50 m schließen. Zwischen 1985 und 2000 schmolz der südliche Abschnitt der Gletscherzunge vom Delta zurück, wobei sich die Front deutlich abflachte. Der See vor dem nördlichen Abschnitt vergrößerte sich auf Kosten des Gletschereises. Ein Eiskliff, von dem sich Eisblöcke lösen und in den See gleiten, existiert inzwischen nur noch am NW-Ende des Gletschersees. Der größte Teil der Gletscherzunge grenzt flach und rampenartig an den See oder ist „land-based“ auf glatt geschliffenem Felsuntergrund. Der Kontakt zwischen Gletscherzunge und Gletschersee dürfte schon in den nächsten Jahren abreißen. Nach Messungen des NVE schmolz der Koppangsbre zwischen 1998 und 2013 um ca. 225 m zurück. In dieser Zeit kam es nach OLSEN (2013) zu mehreren Gletscherläufen („jökulhlaups“) im Tal, verursacht durch große Schmelzwasserproduktion an der Gletscherfront und rasches, katastrophenartiges Auslaufen des Gletschersees. Der

Rückweg nach Koppangen kann über die Ostflanke des Goalbarri-Berges erfolgen. Schon aus 500-600 m Höhe ü. M. hat man einen hervorragenden Ausblick auf das untere Koppangsdal, die Koppangs-Bucht und den Lyngenfjord (vgl. Foto 50).

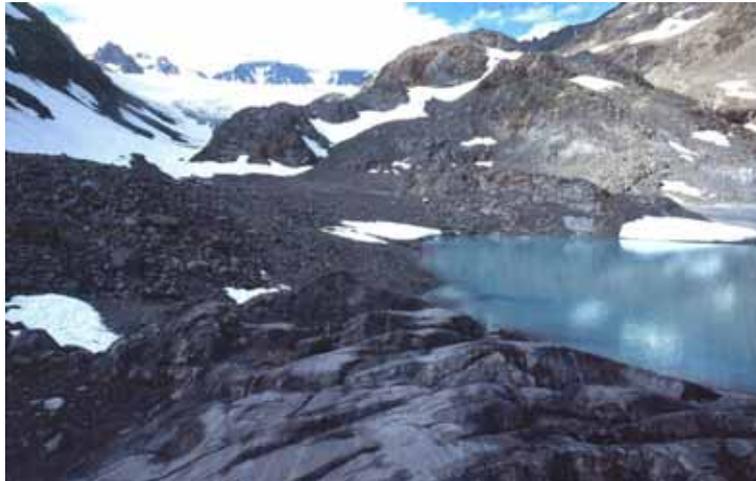


Foto 46: Das Kerbtal endet an einer vom Gletschereis glattgeschliffenen Felsschwelle, oberhalb derer sich ein flacher See befindet, der von den zwei Gletscherbächen des Koppangsbre gespeist wird. Die im Hintergrund sichtbare südliche Gletscherzunge reichte um 1920 vermutlich bis an den Rand der Felsschwelle heran. 5.8.2000



Foto 47: Das von beiden Gletscherbächen herantransportierte Feinmaterial wird im See, der als Sedimentfalle fungiert, in Gestalt eines weitflächigen glazifluvialen Deltas abgesetzt. Die Deltaoberfläche ist von einem dichten Geflecht aus Abflußbahnen überzogen, die ständig ihren Lauf verlegen. 5.8.2000



Foto 48: Von der Anhöhe 595 m hat man einen exzellenten Ausblick auf den Koppangsbreen, der in einen vorgelagerten See kalbt. Der spaltenreiche Gletscher wird durch eine Mittelmoräne, die ihre Wurzel an einem Nunatak im Tafeltind-Gebiet hat, in einem südlichen und einem nördlichen Teil gegliedert. Der Fels am Rande des Gletschers ist glatt geschliffen, was auf ein temperiertes Temperaturregime an der Gletschersohle schließen läßt. 5.8.2000



Foto 49: Die Front der nördlichen Gletscherzunge mündet rampenartig in den Gletschersee, auf dem bis in den Spätsommer Eisschollen schwimmen. Die Entwässerung zum Delta erfolgt durch ein tief in den Fels eingeschnittenes, canyonartiges Tal. Im Bildhintergrund ragen zahlreiche Nunatakker aus dem Eis. Die höchsten, 1400-1600 m hoch aufragenden Berggipfel sind vermutlich von Permafrost durchsetzt. 5.8.2007



Foto 50: Von der Ostflanke des Goalborri-Berges hat man eine hervorragende Aussicht auf das untere Koppangsdal, die Koppangs-Bucht mit dem Fischerort Koppangen, den Lyngenfjord sowie das Bergland von Kåfjord im Hintergrund. In jüngster Zeit kam es nach OLSEN (2013) zu mehreren Gletscherläufen im Koppangsdal. 3.8.2000

Die Rückfahrt führt von Koppangen wieder nach Lyngseidet. Von dort aus folgt man der R 91 in Richtung Svensby. Nachdem man die 3 km lange Landenge zwischen dem Lyngenfjord und dem Kjosenfjord (die Nordhälfte der Lyngen Halbinsel war vor der postglazialen Landhebung eine Insel) überfahren hat, folgt die Straße dem Nordufer des Kjosenfjordes. Die nördlich angrenzenden Hänge der Kjostindene und des Tyttebaertind sind dicht mit Lawinenbahnen überzogen. Schnee- und „schmutzige“ Naßschnee-Lawinen sowie Muren haben tiefe Schneisen in den Birkenwald geschlagen, stellenweise bis in Straßennähe. Als besonders gefährdet erwies sich in der Vergangenheit der Straßenabschnitt unterhalb des Urdtind-Gletschers rund 5 km westlich von Lyngseidet (vgl. Foto 51). Der im Laufe der letzten Jahre stark zurückgeschmolzene, von der Straße aus nicht mehr sichtbare Kargletscher befindet sich in sehr steilem Terrain in Südexposition. Das Schmelzwasser des Urdtind-Gletschers und eines weiteren kleinen Gletschers in den Hochlagen des Urd-Kjerringa staut sich hinter dem Endmoränenwall, weicht das Moränenmaterial auf und spült Feinmaterial aus, so dass Teile der Moräne instabil werden. Das freigesetzte Material kann nicht in Gestalt eines Sanders oder Deltas abgelagert werden, wie in flacherem Gelände, sondern wird stattdessen mit hoher Geschwindigkeit über den Steilhang Richtung Kjosenfjord (und Straße!) verlagert, wobei auch große Blöcke aus dem Untergrund herausgerissen werden. Nachdem dabei Ende der 1990er Jahre mehrere Personen ums Leben gekommen waren, legte man einen Verbauungsstamm am Hang an und schützt zwei besonders gefährdete Straßenabschnitte zusätzlich durch Tunnel. Die über 1000 m hohen Felswände und Steilhänge beidseits des Kjosenfjordes sind äußerst lawinengefährdet, insbesondere im Frühjahr während der Schneeschmelze und bei frühsummerlichen Warmwetterlagen. Während die Lawinen und Muren an den südexponierten Hängen am Nordufer des Kjosenfjordes oft im dichten Birkenwald oberhalb der Straße „steckenbleiben“, erreichen sie auf den spärlicher bewachsenen, nordexponierten Hängen am Südufer des Fjordes häufig das Fjordufer. Dies gilt auch für die mächtigen, im Gabbro-Gestein angelegten, vegetationsarmen Sturzschutthalden und -kegel. Ihre Oberflächen sind oftmals durch Lawinenbahnen und Murgänge überprägt, die in Mulden oder Steinschlagrinnen in den Wänden oberhalb der Sturzschutt-Akkumulationen ansetzen und sich bis ans Fjordufer erstrecken. Beispiele für derartige Lawinenbahnen und Murgänge (mit Erosionsrinnen, Uferwällen und zungenförmigen, oft verzweigten Schuttakkumulationen an den Fronten), häufig in „lehrbuchhafter Ausprägung“, finden sich u. a. an den Hängen des Fornesfjells am Südufer des Kjosenfjordes und sind vom Rastplatz Tyttebaernes aus gut zu beobachten (vgl. Foto 52). Der Fels in der Umgebung der Tyttebaer-Bucht ist vielerorts glatt geschliffen. Der Kleinformenschatz der rundhöckerartigen Erhebungen am Fjordufer kurz vor dem Erreichen des Rastplatzes (flacher Osthang, steilerer Westhang, oft mit Bruchflächen) sowie die Schliffmarken auf dem Fels deuten auf eine Bewegung des weichselzeitlichen Gletschereises in westliche Richtung. Die durch den Kjosenfjord nach Westen vorstoßende Gletscherzunge hatte ihre Wurzel im mächtigen Lyngenfjord-Gletscher. An der Ausmündung des Tyttebaerdals befindet sich am Platze einer ehemaligen Kiesgrube, in der früher Sande und Kiese eines isostatisch gehobenen glazifluvialen Deltas und einer Seitenmoräne des Kjosens-Gletschers abgebaut wurden, ein großer Steinbruch, in dem tonalitische Gesteine des Felskernes unter den Deltasedimenten gewonnen und anschließend über den Kjosenfjord verschifft werden. Er bildet den Ausgangspunkt für die Tageswanderung durch das Tyttebaerdal zum Stortinddalsbre.



Foto 51: Der Straßenanschnitt unterhalb des Urdtind-Gletschers am inneren Kjosensfjord nahe Lyngseidet war bis Ende der 1990 er Jahre stark gefährdet. Das Gletscherschmelzwasser destabilisierte die in steilem Terrain gelegene Endmoräne, so daß die Sedimente murähnlich, mit hoher Geschwindigkeit hinab zum Kjosensfjord und zur Straße verlagert wurden. Ein Verbauungsdamm am Hang und zwei Tunnel schützen mittlerweile die Straße. 17.8.2016



Foto 52: Die hohen, im Gabbro-Gestein angelegten Steilwände und -hänge beidseits des Kjosensfjordes werden von mächtigen Sturzschutthalde und -kegeln gesäumt, die durch Lawinen und Muren überprägt sind. Vom Rastplatz Tyttebaernes hat man nach Süden über den Fjord freie Sicht auf die Lawinenbahnen und Murgänge an den Hängen des Fornesfjells. Die Murgänge sind mit Erosionsrinnen, Uferwällen und zungenförmigen Schuttakkumulationen an den Fronten „lehrbuchhaft“ entwickelt. 31.7.1997

5.2.8. Tyttebaerdal – Brevatn – Stortinddalsbre (ca. 20 km)

Um in das Tyttebaerdal zu gelangen, parkt man das Fahrzeug am besten am Eingang des Steinbruchs und durchquert das Abbaugelände – nach Genehmigung durch das Steinbruch-Personal – auf einem ansteigenden Schotterweg zwischen dem aktuellen Steinbruch und einer aufgelassenen Grube in nordöstlicher Richtung. Der Steinbruch grenzt an eine vermutlich jungdryaszeitliche Lateralmoräne, die das Tyttebaerdal zum Kjosensfjord hin schwellenförmig abriegelt (vgl. Foto 53). Die Moräne ist mit Birken- und Kiefernwald bestanden. Das NO-SW-orientierte Tal wird vom Tyttebaerdalselv durchflossen, der an der Tyttebaer-Bucht unweit des Schiffsanlegers in den Kjosensfjord mündet. Die Talhänge sind stark von Massenbewegungen unterschiedlichster Art geprägt. Davon zeugen u. a. Lawinen-Ablagerungen, Murgänge, pronivale Wälle, Sturzschutthalde und -kegel sowie Erscheinungen der Gélisolifluktion. Am südöstlichen Unterhang des Sultind ist am Bachlauf eine Grobschutt-Ablagerung entwickelt, die durch das Fehlen einer Vegetationsdecke im ansonsten von lichtem Birkenwald bestandenem Gelände auffällt (vgl. Foto 54). Die

durch Lawinen-Einwirkung gebildete Schuttzunge („avalanche impact tongue“ nach CORNER 1980b) befindet sich in 160 m Höhe ü. M. und hat einen halbmondförmigen Grundriß. Sie zeichnet sich durch einen steilen, 35-40° geneigten, 12 m hohen Proximalhang, der den breitesten Abschnitt der Hügelform bildet, und einen flacheren, 5-25° geböschten Distalhang aus. Als charakteristisches Merkmal findet sich am oberen Rand des Proximalhanges ein 1-3 m hoher Wall, der konkav in den Distalhang übergeht (vgl. CORNER). Die Schuttzunge besteht hauptsächlich aus kantigen Steinen und Blöcken, die spärlich mit Moosen und Flechten bedeckt sind. Im Bachbett und im unteren Abschnitt des Proximalhanges tritt Festgestein zutage. Der ca. 20° geneigte Schuttkegel am gegenüber liegenden, nordwestlichen Bachufer ist im Fußbereich vom Bachlauf leicht angeschnitten und weist eine Hangneigung von 23-28° auf. Der Schuttkegel setzt unter einer Mulde am Oberhang des Sultind an, in der die mehrere Meter mächtige Lockermaterialdecke des Hanges bis auf das Festgestein im Untergrund abgetragen worden ist. Das dort ausgeräumte Material ist hangabwärts in Gestalt eines Schuttkegels akkumuliert worden. Dies dürfte vornehmlich durch „schmutzige“ Schnee-Lawinen, Naßschnee-Lawinen und Muren geschehen sein. In Hangmulden und -rinnen kann sich Schnee, Naßschnee („slush“) und (Stark-) Regenwasser ansammeln. Bei plötzlicher Freisetzung entstehen Lawinen und Muren, die bei ihrem raschen, katastrophentypischen Abgang an ihrer Basis erodieren und das mitgeführte Material am Unterhang ablagern. Diese Prozesse sind offenbar bis in die Gegenwart aktiv, wie helle Erosionsrinnen und Schuttpartikel an der ansonsten durch Gesteinsverwitterung und Flechtenbesatz grau gefärbten Oberfläche des Schuttkegels ausweisen. Lawinen, die über die Oberfläche des Schuttkegels niedergehen, treffen im Bachbett und im unteren Abschnitt des steilen Proximalhanges der Schuttzunge auf Festgestein. Einige zugerundete Steine und Blöcke an der Schuttzungen-Oberfläche sind wahrscheinlich durch Lawinen-Einwirkung aus dem Bachbett dorthin gelangt (vgl. CORNER). Das scharfkantige, grobkörnige Material der Schuttzunge stammt nach den vorliegenden Befunden, insbesondere den petrographischen Merkmalen, vom Schuttkegel und den darüber befindlichen Hangabschnitten. Die spärliche Vegetation der Schuttzunge läßt vermuten, dass die Ablagerung recht jung ist. Es finden sich jedoch, ganz im Unterschied zur Oberfläche des Schuttkegels, keine Hinweise auf eine rezente Material-Akkumulation durch Lawinen, etwa in Gestalt flechtenfreier Steine und Blöcke.



Foto 53: Blick von Süden auf die Mündung des Tyttebaerdals in den Kjosensfjord. In der Kiesgrube wurden früher Lockersedimente einer jungdryaszeitlichen Seitenmoräne abgebaut, teilweise zu Asphalt veredelt und über den Kjosensfjord verschifft. Inzwischen wird das tonalitischen Festgestein im Untergrund genutzt. 13.8.1996



Foto 54: Vegetationsfreie Grobtschuttablagerung am Fuße des Sultinds im unteren Tyttebaerdal. Die durch Lawinen-Einwirkung gebildete Schuttzunge hat einen halbmondförmigen Grundriß, einen steilen 12 m hohen Proximalhang Richtung Bachbett und einen flacheren Distalhang. Am gegenüberliegenden Bachufer befindet sich ein Mur-/Lawinenschuttkegel aus katastrophentypisch hangabwärts verlagertem Material. Lawinen, die über den Kegel mit hoher Geschwindigkeit ins Bachbett gelangen, haben offenbar genug Energie, um Steine und Blöcke von dort aus ans südöstliche Bachufer zu schleudern und die Vollform aufzubauen. 14.8.1996

Am gegenüber liegenden Talhang (Tyttebaertind) sind Reste eines pronivalen Walles erkennbar. An der Mündung des „hängenden“ Tverrelvdals in das Tyttebaerdal durchbricht der Bachlauf eine terrasierte Endmoränen-Ablagerung, die eine ehemalige Eisrandlage eines lokalen Kargletschers markiert. In knapp 300 m Höhe ü. M. ist die Waldgrenze erreicht; das periglaziäre und glaziäre Formeninventar ist nun gut zu erkennen. Besonders auffällig ist eine Wallform am SO-Hang der Tverrelvdalstindane, die als pronivaler Wall, Reste eines inzwischen fossilen, lobenförmigen Hangfuß-Blockgletschers oder als lokale Seitenmoräne, die mit Sturzschutt überschüttet worden ist, gedeutet werden kann. Vom 416 m ü. M. gelegenen flachen Pass zwischen Tyttebaerdal und Fastdal hat man eine gute Aussicht auf die NW-Flanke des Istind, die mehrere kleine, hoch gelegene Kargletscher beherbergt (vgl. Foto 55). Bei den jüngsten Moränen handelt es sich teilweise um Eiskernmoränen. Permafrost scheint in Moränen, pronivalen Wällen und Blockschutt-Ablagerungen oberhalb 850-900 m ü. M. weit verbreitet zu sein. An der Ausmündung einer der Karmulden befindet sich in einer Höhenlage von rund 760 m ü. M. ein flacher Wall, der von BALLANTYNE (1987) als aktiver pronivaler Wall beschrieben wird. Auf der Proximalseite des Walles liegt ein bis weit in den Sommer schneebedecktes, perennierendes Firnfeld, das sich bis an die Sturzschutthalden am Fuße der Karrückwände erstreckt. Auf der Distalseite des Walles ist ein weiteres Schneefeld zu beobachten, das zumeist im Spätsommer abschmilzt, in kühleren Jahren aber auch überdauert. An den Oberflächen beider Schneefelder finden sich bis Mitte Juli Ablagerungen von „schmutzigen“ Schnee- und Naßschnee-Lawinen, deren Sedimentfracht langsam ausschmilzt. Obwohl der Wall deutlich größer ist als derjenige, der aus dem Sörellendal beschrieben wurde, weisen die Prozeßspuren auf eine vergleichbare Morphogenese. Allerdings ist der Wall im oberen Tyttebaerdal in einer Karmulde entwickelt, aus der ein Lokalgletscher in der jüngeren Vergangenheit, wahrscheinlich während der Maximalausdehnung am Ende der „Kleinen Eiszeit“, bis auf den Talboden vorgestoßen ist und dabei eine scharf ausgeprägte Laterofrontal-Moräne hinterlassen hat. Der Moränenwall und das kuppige Terrain auf seiner Proximalseite einschließlich des Karbodens sind vegetationsarm und unterscheiden sich darin markant vom grünen, von einer dichten Zwergstrauch- und Grasvegetation bedeckten Talboden. Es ist daher nicht auszuschließen, dass es sich bei dem vegetationslosen Wall vor dem Firnfeld nicht um einen pronivalen Wall mit einer periglaziären Genese, sondern um eine Endmoräne mit einer glaziären Genese handelt, die nur durch periglaziäre Prozesse in Gestalt von Schnee- und Naßschnee-Lawinen überprägt wird. Die morphologische Ähnlichkeit beider Walltypen und die Lage am unteren Ende eines Firnfeldes bzw. Resten eines Kargletschers machen weitere, detailliertere Untersuchungen erforderlich, um die exakte Genese der Wallform aufzuklären.



Foto 55: Blick vom Pass zwischen Tyttebaerdal und Fastdal auf eine Eisrandlage an der NW-Flanke des Istinds, die vermutlich während der „Kleinen Eiszeit“ gebildet worden ist. Am Fuße der Karrückwand sind Reste eines Kargletschers erhalten. Nahe der Karschwelle befindet sich am unteren Rande eines langfristig schneebedeckten Firnfeldes ein flacher pronivaler Wall (vgl. BALLANTYNE 1987). 14.8.1996

Nordwestlich der Passhöhe befindet sich ein namenloses Trogtal, das zum Stortinddal entwässert, wo es als „Hängetal“ ausmündet. Am südwestlichen Talende sind zwei Kare entwickelt, die Karseen, aber keine Gletscher mehr enthalten. Sie sind von hohen und steilen Felswänden (Tverrelvdalstindane: 1070 m, Brevasstind: 1472 m) umgeben. Am Grunde des Trogtales finden sich zwei weitere Seen, der Holmevatn (417 m ü. M.) und der Storvatn (410 m ü. M.). Der Trogtalboden und die Karböden werden von steinig-blockigem Moränenmaterial gebildet. Diese allochthonen Blockfelder sind nahezu vegetationsfrei und unterscheiden sich darin von den feinmaterialreicheren, von Zwergsträuchern und Wiesen-Gesellschaften bedeckten Sedimenten im oberen Tyttebaerdal. Die Grenze zwischen beiden Bereichen ist scharf; sie wird von der ältesten, 10-15 m hohen Randmoräne gebildet, die das Trogtal gegen das Tyttebaerdal abgrenzt. Der Trogtalboden wurde hinter dem Moränenwall mit moränischem Grobmaterial aufgefüllt. Östlich und südlich des Holmevatn liegen weitere, flachere Moränenwälle, die die nächstjüngere Randlage markieren. Die Moränen der jüngsten lokalen Eisrandlage stauen die beiden Karseen auf. Sie enthalten trotz ihrer geringen Höhenlage von 400-600 m ü. M. stellenweise Permafrostboden. Besondere Beachtung verdient der Brevatn („Gletschersee“, 542 m ü. M.), der höher gelegene der beiden Karseen (vgl. Foto 56). Die den Wasserspiegel hoch überragende, steile, nordexponierte Karrückwand ist infolge der extremen Schattlage zwar vereist und in den höchsten Abschnitten sicherlich von Permafrost durchsetzt, beherbergt an ihrem Fuß aber keinen Gletscher mehr. Die Karrückwände waren bei Feldarbeiten Ende August (1996-1998) noch eingeschneit und der Brevatn noch von Eis bedeckt. Über die 1100-1200 m hohen Karrückwände waren Schnee- und Naßschnee-Lawinen niedergegangen und hatten die Eiskecke sogar stellenweise durchschlagen. Am Südufer des Brevatn erstreckt sich ein mächtiger Schuttkörper sogar bis in den See. Ihm ist eine weitere Schutt-Ablagerung als Insel vorgelagert. Der tief im Wasserkörper des Sees verwurzelte Wall ist nach CORNER (1980b) Teil eines „avalanche impact pools“, eines wassergefüllten Beckens, das distal von einer Schutt-Akkumulation begrenzt wird, die im typischen Falle aus einem teilweise oder vollständig untergetauchten Wall besteht. Die ufernahe Lockermaterial-Insel im See könnte nach CORNER ebenfalls durch Lawinentätigkeit entstanden sein. Vom Brevatn aus führt die Wanderung zum Stortinddal, wobei die beiden Seen Holmevatn und Storvatn am besten am Ostufer umgangen werden (vgl. Foto 57). Von der Ausmündung des Trogtals hat man einen exzellenten Blick auf die „glaziäre Serie“ im inneren Stortinddal (vgl. Foto 58). Der vom Trolltind herabströmende Stortinddalsbre bildet auf einer rund 500 m ü. M. gelegenen Felsschwelle ein breites Eiskliff, von dem sich Eislawinen lösen und am Fuße des Steilhanges einen Sekundärgletscher ernähren. Dieser kalbt in einen kleinen Gletschersee, der von einer Endmoräne aufgestaut wird. Der Gletscherbach durchbricht die Endmoräne und fließt, auf der breiten Talsohle pendelnd, ins untere Stortinddal, wo er sich mit dem Abfluß des Storvatn vereinigt. Der Abstieg zum Gletschersee ins ca. 200 m tiefer gelegene Stortinddal ist einfach und lohnenswert. Der regene-

rierte, kegelförmige Gletscher im oberen Stortinddal ist der tiefstgelegene Gletscher auf der Lyngen Halbinsel.



Foto 56: Eisbedeckter Karsee (Brevatn, 542 m ü. M.) unter der steilen Nordwand des Tverrelvdalstinds. Über die vereiste, bis weit in den Sommer schneebedeckte Wand gehen (Naß-) Schneelawinen nieder und durchschlagen die Eisdecke (Hintergrund). Ufernahe Lockermaterialwälle im See (links) werden von CORNER (1980b) als Randwälle von „avalanche impact pools“ gedeutet. 14.8.1996



Foto 57: Von allochthonen (moränischen) Blockfeldern bedeckter Talboden zwischen dem eisbedeckten Karsee 428 m (links) und dem Holmevatn (417 m, rechts) auf dem Weg zum Stortinddal. Die flachen, braunen Moränenhügel am Rande des Karsees enthalten Permafrostboden. Die Blockfelder sind durch eine frostdynamische, vertikale Sortierung von Fein- und Grobmaterial in einer Grundmoränendecke entstanden. Sie enthalten unter dem Blockmantel feines Material, in dem größere Komponenten „schwimmen“. 14.8.1996



Foto 58: Der vom Trolltind herabströmende Stortinddalsbre bildet auf einer ca. 500 m ü. M. gelegenen Felsschwelle ein breites Eiskliff, von dem sich Schnee-, Firn- und Eislawinen lösen und am Fuße der Steilwand im innersten Stortinddal einen Sekundärgletscher ernähren, der den tiefst gelegenen Gletscher auf der Lyngen Halbinsel repräsentiert (ca. 230 m ü. M.). Er kalbt in einen kleinen, von einer Endmoräne aufgestauten Gletschersee. Der Abfluß erfolgt durch die Moräne ins Stortinddal. 14.8.1996

5.2.9. Bensnes – Trollvatn (ca. 10 km)

Vom Steinbruch an der Tyttebaer-Bucht führt die Straße am Nordufer des Kjosenfjordes zum ca. 5 km entfernten Ort Bensnes an der Mündung des Storelv-Baches. Nach rund 2 km verlässt die Straße das Steilrelief am Sultind. Das Hochgebirgsrelief im Bereich des zentralen Gabbro-Gürtels wird nun von einer flachwelligen, von morphologisch weicheren Gesteinen unterlagerten Landschaft abgelöst. Das nicht mit Birkenwald bestandene Land wird landwirtschaftlich als Mähwiesen und Viehweiden (Schafe, Rinder) genutzt. Die Gehöfte sind entlang der Straße in Fjordnähe aufgereiht. Die isostatisch gehobenen Meeresterrassen sind eben und die Böden relativ fruchtbar – günstige Voraussetzungen für eine landwirtschaftliche Nutzung. Zudem bietet die Fernstraße eine gute Anbindung an den zentralen Ort Tromsø. Die alten Fischerhütten am Fjordufer werden kaum mehr genutzt. Von Björnnes hat man über den ca. 1,5 km breiten Fjord nach Süden eine exzellente Aussicht auf das Kiesabbau-Gebiet bei Forneset an der Mündung des Fornesdal, die Gletscherzunge des Fornesbre sowie die Hängegletscher am Fugldalsfjell. Kurz nach dem Überfahren der jungdryaszeitlichen Eisrandablagerungen bei Högtun und der Storelv-Brücke biegt eine Privatstraße nach Norden in Richtung Trollvatn-See ab. Nach wenigen hundert Metern endet die Fahrt in der Nähe eines Mastes an einer geschlossenen Schranke. Hier beginnt die rund 5 km lange Wanderung zum Trollvatn.

Man folgt zunächst der Privatstraße und durchwandert dabei lichten Birkenwald, in den kleinere Moore eingeschaltet sind. Die im Untergrund anstehenden Festgesteine, vornehmlich Glimmerschiefer, Phyllite, Konglomerate und Grauwacken, sind weithin mit einer dünnen Grundmoränendecke überzogen. Die resistenten Quarzite bilden stellenweise Härtlinge in Gestalt von Rundhöckern. Nach etwa 1,5 km langer Wanderung lohnt sich ein kurzer Abstecher (ca. 0,5 km) zur Schotterfläche Dalbotnurda. Sie wirkt infolge der fehlenden Vegetation wie ein Fremdkörper im Birkenwald. Sie wird vom Storelv-Bach in zahlreichen Rinnalen überflossen und verdankt ihre Entstehung den sedimentbeladenen Schmelzwässern des Isskardbre. Dessen stark zurückschmelzende Gletscherzunge befindet sich auf einer Felsschwelle in rund 700 m Höhe ü. M. im obersten Isskarddal und ist von der Talmündung aus nicht sichtbar. Der Gletscherbach stürzt eine ca. 200 m hohe Felswand herab und durchschneidet auf seinem Weg ins Vorland mehrere Endmoränenwälle auf der Talsohle, deren Längsprofil durch steilere und flachere Abschnitte gekennzeichnet ist. Nach der Überwindung des relativ steilen unteren Trogtalabschnittes in einer tief in das Festgestein eingeschnittenen Ravine verzweigt sich der Bachlauf auf der Verebnung im Vorland (ca. 110 m ü. M.) und fließt anschließend, nun wieder vereint, zum Kjosenfjord, wobei er unterwegs den Abfluß von mehreren kleinen Mooren aufnimmt. Die Talflanken des Isskarddals sowie die westexponierten Felswände und -hänge des Sofiatinds und Isskardtinds sind von mächtigen Sturzschatthalden und -kegeln gesäumt,

deren Oberflächen durch Lawinen und Muren überprägt sind. An der nordexponierten Flanke des Sofiatinds finden sich in Hangnischen und -rinnen sowie in den Mulden zwischen den Sturzschuttkegelspitzen zahlreiche perennierende Schneeflecken, die inselhafte Permafrost-Vorkommen indizieren. Von der Dalbotnurda-Schotterfläche kann man zur Privatstraße zurückkehren oder am Fuße des Isskardtinds direkt zum Trollvatn wandern (jeweils 2 km). Die Wanderung auf der Straße verläuft im Birkenwald und quert mehrere kleine Moorareale. Die Alternative entlang des Isskardtind-Steilabfalles ist wissenschaftlich interessanter, erfordert aber mehr Zeit. Es sind u. a. kleinere versumpfte Geländeabschnitte sowie ein höckriges Felsgebiet zu überqueren. Von letzterem hat man gute Ausblicke auf Sturzschutthalden und -kegel mit scharf entwickelten Murgängen an den Oberflächen sowie auf inaktive pronivale Wälle im Fußbereich. Die Privatstraße endet kurz nach dem Passieren der Anhöhe 174 m. Danach wählt man die östliche Wanderweg-Alternative, die zum Trollvatn (92 m ü. M.) führt (westlicher Weg: Fiskevatn). Der nicht gekennzeichnete Pfad umgeht mehrere kleinere Moor- und Sumpfgebiete und verläuft anschließend am Westufer des ca. 1 km langen Trollvatn-Sees. Der See entwässert über den Trollvasselv nach Norden in Richtung Jaegervatn. Nach Osten blickt man über den maximal 200 m breiten See auf die Felswände und Sturzschutthalden der nördlichen Isskardtindane. Am Haldenfuß befindet sich eine mächtige Grobschutt-Ablagerung, deren steiler Frontabschnitt sich mehrere Zehnermeter weit in den See erstreckt. Der Grobschuttkörper – ein fossiler Blockgletscher – ist das wissenschaftliche Ziel der Wanderung (vgl. Abb. 40).

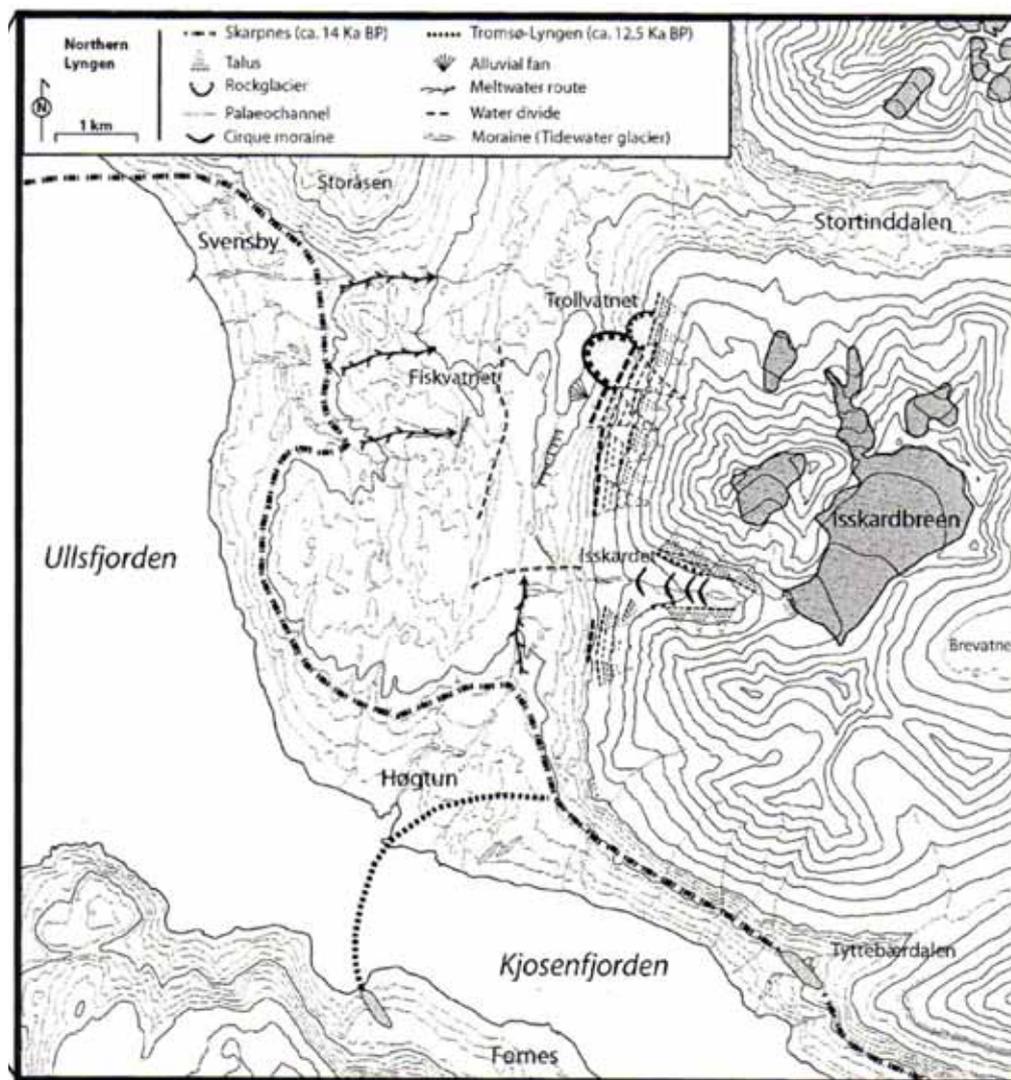


Abb. 40: Lage des Trollvatn-Sees und des angrenzenden fossilen, eisfreien Blockgletschers außerhalb des Skarpnes Substage (Ältere Dryaszeit) und des Tromsø-Lyngen Substage (Jüngere Dryaszeit). Isohypsen-Abstand <math>< 200\text{ m ü. M.}</math> = 20 m, 200-1400 m ü. M. = 100 m (aus PAASCHE, DAHL et al. 2007)

Die Lage im Relief kennzeichnet den Blockgletscher als typischen Hangfuß-Blockgletscher (vgl. Foto 59). Anhand des Grundrisses lassen sich zwei lobenförmige Schuttkörper unterscheiden, die seitlich miteinander in Verbindung stehen. Der größere, südliche befindet sich unmittelbar östlich des Trollvatn, der kleinere ist mit ihm an der Nordflanke im Wurzelbereich verbunden. Die Lobenfronten sind steil. Dies gilt insbesondere für den südlichen Schuttkörper, dessen Front mit ca. 35° Neigung steil zum Trollvatn abfällt. Der Neigungswinkel entspricht in etwa dem maximalen Schüttungswinkel des den Schuttkörper bildenden Gabbro-Gesteins. Die Lobenfront ist am östlichen Seeufer 30-40 m hoch. Sie besteht aus scharfkantigen, stellenweise ineinander verkeilten Steinen und Blöcken. Derartige Grobkomponenten bilden auch die Oberfläche des Schuttkörpers. Erosionsarisse an der Südflanke des Blockgletschers, räumlich begrenzte Materialverlagerungen in den steilsten Frontabschnitten sowie stichpunktartige Grabungen bis in 1,5 m Tiefe auf dem Rücken beider Schuttkörper belegen, dass der oberflächliche Blockmantel von feinerem Material unterlagert wird, in dem Grobkomponenten wie in einer Matrix „schwimmen“. Der größere Schuttkörper erreicht eine Länge von rund 0,6 km und ist maximal ca. 0,5 km breit. Seine Oberfläche weist ein Kleinrelief aus Wällen und Rinnen auf, das an Strukturen erinnert, die beim Fließen zähflüssiger Massen entstehen (vgl. Foto 60). Im vorderen Abschnitt des Schuttkörpers lassen sich 4-5 Wälle unterscheiden, die quer zur ehemaligen Fließrichtung des Blockgletschers angeordnet sind. Die äußeren Wälle verlaufen dort nahezu randparallel. Im hinteren Abschnitt bilden die Wälle und Rinnen ein unregelmäßiges Muster, wobei einzelne bogenförmige Wälle sowie Mulden und Rinnen unterschiedlicher Gestalt und Größe zu erkennen sind. Die größten Depressionen sind mehrere Meter tief und befinden sich ungefähr im Zentrum des Schuttkörpers. Die unter den Rinnen in der schrofigen Felswand des Isskardtinds ansetzenden Sturzschuttkegel verschmelzen seitlich miteinander und bilden in ihrem Fußbereich einen einheitlichen Haldenhang. Der Sturzschutt unterliegt am Haldenfuß einer auffälligen Größensortierung, indem die größten und schwersten Komponenten infolge ihrer höheren Bewegungsenergie am weitesten hangabwärts verlagert werden und daher am unteren Randbereich der Halde anzutreffen sind. Eine scharfe Abgrenzung des Blockgletschers gegen die Sturzschutthalde ist daher kaum möglich, da auch die Blockgletscher-Oberfläche aus Grobschutt besteht. Die Oberfläche der Sturzschutthalden und -kegel in der Umgebung der Blockgletscherwurzel ist stellenweise durch Lawinen und Muren überprägt worden. Ein jüngerer Murgang, gekennzeichnet durch eine tiefe Erosionsrinne mit Uferwällen, erstreckt sich mit seinem Akkumulationsgebiet bis in den unteren Abschnitt des Haldenkörpers, erreicht aber nicht den Wurzelbereich des Blockgletschers.



Foto 59: Blick auf die nördlichen Iskkardtindene (Luftbild aus OLSEN 2013) mit fossilem Hangfuß-Blockgletscher. Der inzwischen eisfreie Blockgletscher hat sich aus Sturzschutthalden-Material entwickelt und erstreckt sich mit seiner Front bis in den Trollvatn-See. Er besteht aus zwei lobenförmigen Schuttkörpern, die an ihrer Oberfläche ein Kleinrelief aus Wällen und Rinnen aufweisen, das an Strukturen erinnert, die beim Fließen zähflüssiger Massen entstehen.



Foto 60: Blick über den Trollvatn auf die Front des größeren Schuttkörpers am Fuße der Iskkardtindene. Die Oberfläche des Schuttkörpers besteht aus Steinen und Blöcken und ist stellenweise mit Zwergsträuchern und Birkengebüsch bewachsen, was ebenso wie die graue Verwitterungsrinde und der Flechtenbewuchs der Grobkomponenten gegen rezente Bewegungsvorgänge spricht. Der oberflächliche Blockmantel wird von feinerem Material unterlagert. 31.7.1997

Die Steine und Blöcke an der Oberfläche des Blockgletschers sind mit Ausnahme eines Rutschungsbereiches am Südrand durch Verwitterungsprozesse an den Gesteinsoberflächen grau gefärbt und weisen Flechtenbewuchs auf. Stellenweise findet sich eine dichte Vegetation aus Zwergsträuchern und Birkengebüsch, was gegen rezente Bewegungsvorgänge im Schuttkörper spricht. Eine Klassifikation des Blockgletscher-Komplexes als „fossil“ im Sinne von BARSCH (1996) ist angemessen. Der Blockgletscher ist nach den vorliegenden Befunden nicht mehr in Bewegung. Er scheint auch kein Bodeneis (interstitielles Eis) mehr zu enthalten, obwohl die Front ähnlich steil ist wie bei inaktiven (bewegungslosen, aber noch eishaltigen) Blockgletschern. Eine interpolierte Jahresmitteltemperatur an der Lokalität in der Größenordnung von 2,5-3,0 °C spricht klar gegen die Existenz von Eis im Schuttkörper, selbst wenn der grobblockige Schuttmantel eine thermisch isolierende Wirkung hat und sich das Ausschmelzen des Bodeneises bei einer Klimaerwärmung erheblich verzögern kann.

PAASCHE, DAHL et al. (2007) kommen anhand von Untersuchungen an lakustrinen Sedimenten aus dem Trollvatn zum Schluß, dass der Blockgletscher bereits während des Skarpnes-Substage existierte und gegen Ende des Tromsö-Lyngen Substage in das fossile Stadium überging. Das Terrain war während des Skarpnes-Substage zwar bereits vom pleistozänen Inlandeis freigegeben worden (Ullsfjord-Gletscherzunge), doch stellt sich die Frage, woher der Grottschutt für die Blockgletscher-Genese kam, da das Gebiet zum damaligen Zeitpunkt noch nicht lange eisfrei war und die Sturzschtthalden-Bildung vermutlich noch am Anfang stand, so dass das zur Verfügung stehende Schuttangebot eher begrenzt war. Eine spätere Anlage des Blockgletschers, etwa während des Tromsö-Lyngen-Substage, ist wahrscheinlicher und steht im Einklang mit Datierungen von fossilen Blockgletschern im nahe gelegenen Kåfjord (vgl. TOLGENSBAKK & SOLLID 1988, SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK 1989) und in anderen Gebieten Nordskandinaviens. Überdies ist die Einengung der Blockgletscher-Genese auf Gebiete mit einer Jahresmitteltemperatur von $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ oder kälter, wie sie die norwegischen Autoren vornehmen, nach Ausweis von Studien in anderen Hochgebirgen (vgl. u. a. BARSCH 1996) überaus fragwürdig. Blockgletscher können auch bei weniger strengen klimatischen Bedingungen angelegt werden, nach BARSCH bereits bei Jahresmitteltemperaturen von $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ und darunter. Ferner kann das Eis in inaktiven Blockgletschern bei einer Erwärmung recht lange überdauern, so dass eine „Fossilisierung“ des Blockgletschers nicht unmittelbar erfolgt, sondern sich zeitverzögert vollzieht. Die Altersstellung des Blockgletschers am Trollvatn, seine Anlage und Fossilisierung, bleibt daher unklar. Selbst eine spätere Anlage oder eine Reaktivierung im Postglazial sind nicht ganz auszuschließen, geht man von einem weniger scharfen Frostregime für die Morphogenese und Konservierung aus als PAASCHE, DAHL et al. (2007) voraussetzen.

Zwischen Bensnes und dem Fährhafen Svensby verläuft die Küstenstraße weithin durch landwirtschaftlich genutztes Gebiet. Die Höfe reihen sich beidseits der Straße auf. Die Wiesen und Weideflächen erstrecken sich von der Straße bis an den Strand. Verfallene Fischerboote am Fjordufer verweisen auf die ehemals bedeutendere Rolle der Fischerei. Landeinwärts konzentriert sich die landwirtschaftliche Nutzung auf die isostatisch gehobenen Meeresböden. Die marine Grenze wird selten überschritten. Das flachwellige bis hügelige Hinterland ist mit Birkenwald bestanden oder vermoort. Der Birkenwald dient lokal der Schafweide oder der Brennholz-Gewinnung; die Seen sind fischreich, und in den Mooren wachsen die begehrten Moltebeeren (*Rubus chamaemorus*). Der Fährhafen Svensby liegt an der „Schnellstraße“ Tromsö – Alta (Tromsö – Fähr Breivikeidet – Svensby – Lyngen – Fähr Lyngseidet – Olderdalen – Nordreisa – Alta). Quartärgeologisch ist die Eisrandlage des Skarpnes Substage von Interesse, dessen Endmoräne den Ullsfjord submarin zwischen Nakken (südlich der Breivik-Bucht) und Svensby quert und sich an Land in südlicher Richtung als Lateralmoräne fortsetzt. Die zeitlich entsprechende Strandlinie befindet sich 4-8 m über der Hauptstrandlinie des Tromsö-Lyngen-Substage. Der Verlauf der marinen Grenze im Raum Svensby (63 m ü. M.) läßt sich von der Ullsfjord-Fähr besonders gut beobachten. Er markiert über weite Strecken auch den Verlauf der Obergrenze der landwirtschaftlichen Nutzung. Von Svensby aus ist auch die Blockgletscher-Lokalität am Trollvatn zu erreichen, was im Sommer allerdings nicht zu empfehlen ist. Zwar ist die (einfache) Strecke nur ca. 4 km lang, doch folgen auf 2 km Privatstraße (Zufahrt über das „Svensby tursenter“) ca. 2 km feuchtes Moorareal einschließlich einer Überquerung des Trollvass-Baches, eine Route, die Zeit in Anspruch nimmt. Von Svensby führt die Küstenstraße zum Jaegervatn-See und zu den Fjordbuchten Sörlenangen und Nordlenangen im Nordwesten der Lyngen Halbinsel.

Der 7,17 km² große See steht durch seinen ca. 0,5 km langen Abfluß mit dem Ullsfjord in Verbindung. Er stellte früher einen Seitenarm des Fjordes dar. Durch die isostatische Landhebung wurde die Verbindung zum Fjord und zur Sörlenangs-Bucht gekappt. Zugleich wurde der Höhenzug Selnesåsen, der einst eine Insel im Fjord war, ans Festland angeschlossen. Der ehemalige Meeresboden südlich und nördlich des Jaegervatn ist heute weithin von Mooren bedeckt. Am Ausfluß des Sees in den Ullsfjord hat sich der kleine Ort Jaegervatn entwickelt. Er profitiert von den guten Angelmöglichkeiten im See und an dessen Mündung sowie seiner günstigen Lage als Ausgangspunkt für Wander- und Klettertouren im nahe gelegenen Hochgebirge auf der Ostseite des Sees (Jaegervasstindene). Von der Brücke aus hat man einen hervorragenden Blick auf den See und die Berg- und Gletscherkulisse dahinter. Rund 4 km nördlich von Jaegervatn folgt man an der Straßengabelung dem Hinweisschild Botn / Nordlenangen und erreicht nach 1 km Fahrt den gut ausgebauten Parkplatz „Sörlenangsbotn“, der als Ausgangspunkt für die Wanderung

10 dient. Der Parkplatz befindet sich am Botnelv im Naturreservat Sörlenangsbotn. Südlich des Baches erstreckt sich ein ausgedehntes Moorgebiet (Stormyra) fast bis zum Nordufer des Jaegervatn. Der östliche Teil davon ist ebenfalls als Naturreservat (Vogelschutz) ausgewiesen. Dicht am westlichen Bachufer liegt ein Rentierkral. Hier werden Ende September die Rentiere aus den küstennahen Tälern zur Rentierscheidung zusammengetrieben. Ein am Kral beginnender Pfad führt zum Aspevatn und entlang des Tverrelvs auf die Forholtaksla. Von ihrem Südenende hat man einen ausgezeichneten Blick auf den Forholtbre, die ihm vorgelagerten Karseen und Moränen sowie den Jaegervatn und den Ullsfjord. Richtung Osten erschließt sich die Gipfel- und Gletscherwelt der Jaegervassindene.

5.2.10. Sörlenangsbotn – unteres Strupskarddal – Blåvatn – oberes Strupskarddal – Strupvatn – Strupbre (ca. 24 km)

Die Westost-Querung der nördlichen Lyngen Halbinsel von der Sörlenangs-Bucht zum Strupbre-Gletscher ist die längste vorgeschlagene Wanderung. Sie ist jedoch wissenschaftlich höchst interessant und bietet bei gutem Wetter unvergessliche Einblicke in die hochalpine Landschaftsformung an der nordnorwegischen Eismeerküste. Die glaziären Randablagerungen zwischen der Sörlenangs-Bucht und dem Lenangs-Gletscher am Blåvatn umspannen einen Zeitraum, der möglicherweise länger ist als der aller anderen bisher bekannten norwegischen Talmoränen-Staffeln (vgl. u. a. MÖLLER, FJALSTAD et al. 1986). Die Tour läßt sich als Tageswanderung (12-14 Stunden) durchführen, doch ist eine Zweiteilung anzuraten, etwa mit einem Biwak im westlichen Abschnitt des oberen Strupskard-Tales. Die Route überquert östlich des Blåvatn ausgedehnte Talblockfelder am Rande mehrerer Seebecken sowie einen ca. 610 m ü. M. gelegenen Pass. Die größte Beachtung verdienen die glaziären Ablagerungen im unteren Strupskarddal, deren Altersstellung sehr kontrovers diskutiert wird, sowie die rasch zurückschmelzende Gletscherzunge des Strupbre, die bis in die frühen 1990 er Jahre den Strupvatn-See östlich des Passes aufstaute. Eine sorgfältige Analyse des Formeninventars erfordert Zeit und verlängert die Dauer der Wanderung ganz erheblich.

Die beiden ältesten Randablagerungen befinden sich nördlich des Parkplatzes an der Sörlenangs-Bucht außerhalb des Exkursionsgebietes. Die älteste, bisher nicht datierte Eisrandablagerung ist bei Blokköyra erhalten. Die nächstjüngere Randlage erstreckt sich bis Langöyra. Sie besteht aus Teilen eines Endmoränenwalles sowie einer Hügelgruppe (vgl. MÖLLER, FJALSTAD et al. 1986).

Der erste Abschnitt der Exkursionsroute folgt dem gekennzeichneten Wanderpfad zum Blåvatn. Er passiert zwei Hütten am Nordufer des Botnelv-Baches und überquert ein hügeliges Terrain aus Moränenwällen, -kuppen und vermoorten Geländedepressionen. Die Moränenwälle markieren zusammen mit einigen weiteren Moränenhügeln weiter südwestlich wahrscheinlich eine Eisrandlage. Die Moore in den Mulden haben sich vornehmlich auf Tapes-zeitlichen (ca. 7 000 BP) Strandablagerungen entwickelt. Die Tapes-Strandlinie verläuft in einer Höhenlage von 21-22 m ü. M. (vgl. CORNER & HAUGANE 1993). An einem Bachanschnitt ist ein ca. 2 m mächtiges Torfprofil aufgeschlossen. Von einer mit Birkenwald und einzelnen Kiefern (*Pinus sylvestris*) bestandenen Kuppe hat man Ausblick auf eine breite Schotterfläche, auf der sich der Abfluß des aus dem unteren Strupskarddal kommenden Gletscherbaches auf mehrere Arme verteilt (vgl. Foto 61). Die Schotterfläche grenzt taleinwärts an die steilen Moränenhänge einer weiteren, wesentlich deutlicher ausgeprägten ehemaligen Eisrandlage. Der Pfad führt vom Nordrand der Schotterfläche über den Moränenhang auf eine weithin baumlose Verebnung, von deren Rand aus man den verzweigten Bachlauf, die bewaldeten trockenen Hügel sowie die Moorflächen im tiefer gelegenen Vorland gut überblicken kann.



Foto 61: Blick von einem Moränenhügel bei Sörlenangsbötn auf die breite Schotterfläche des Botnelv (Strupskardelv), der den Blåvatn-See durch das untere Strupskarddal entwässert. An der Wurzel der Verebnung ist taleinwärts ein markanter Steilanstieg zu erkennen, der eine ehemalige Eisrandlage markiert. Die jungdryaszeitliche Hauptstrandlinie („Main-Line“) verläuft dort in 57 m Höhe ü. M. 17.8.2016

Die Verebnung wird von glazifluvialen Ablagerungen gebildet, in die sich der Gletscherbach in Gestalt eines Sohlentales eingeschnitten hat (vgl. Foto 62). Sie wird an den Talflanken von Seitenmoränenwällen begrenzt. Am nordöstlichen Talrand lassen sich Wälle in unterschiedlichen Höhenlagen unterscheiden, die mehr oder weniger parallel zueinander verlaufen (vgl. Foto 63). Die Wallstrukturen an der südwestlichen Talflanke sind weniger scharf ausgeprägt. Sie stehen stellenweise miteinander in Verbindung; am Talaustritt ist ein unruhiges Mesorelief aus Kuppen und Mulden zu beobachten. MÖLLER, FJALSTAD et al. (1986) erklären dieses Muster mit einer talauswärts gerichteten blockgletscherartigen Bewegung der Lateralmoräne nach dem Abschmelzen der Gletscherzunge. Weiter taleinwärts wird die Verebnung von mehreren flachen Endmoränenwällen gequert, die sich an den Talflanken als Seitenmoränen fortsetzen und ehemalige Eisrandlagen markieren. Die Wälle fallen vor allem wegen ihres im Vergleich zur Umgebung größeren Blockgehaltes auf. Die Bereiche zwischen den Laterofrontalmoränen sind mit stein- und blockreicher Grundmoräne aufgefüllt. Entlang des Bachlaufes dominieren glazifluviale Ablagerungen. Vom Wanderweg aus lassen sich auf der Verebnung über eine Distanz von rund 1 km 3-4 ehemalige Eisrandlagen ausgliedern, die einen Halt oder einen leichten Vorstoß der Talgletscherzunge signalisieren. Etwa 0,5 km hinter dem letzten flachen Moränenwall endet der gekennzeichnete, ca. 4,2 km lange Wanderpfad am attraktiven Blåvatn („Blauer See“, 189 m ü. M.). Der See ist talabwärts und an seinem Nordufer an der Ausmündung des oberen Strupskard-Tales von einem mächtigen Doppelwall umgeben, der riesige, bis zu haushohe, scharfkantige Blöcke aus Gabbro-Gestein enthält (vgl. Fotos 64 u. 65). Seine Umrisse treten aufgrund des Material-Kontrastes zum relativ ebenen, von Glazifluvium bedeckten Vorland im Landschaftsbild auffällig in Erscheinung. Die Blöcke und Steine sind mit Flechten bewachsen, und in windgeschützten Lagen wachsen 3-5 m hohe Birken (*Betula pubescens* ssp. *tortuosa*) – ein Indiz, dass das Material bereits vor langer Zeit abgelagert worden ist. Der Doppelwall repräsentiert wahrscheinlich zwei ehemalige Eisrandlagen, die räumlich und zeitlich eng verknüpft waren. Blockansammlungen am Fuße des Steilabfalls (vgl. Foto 66) vor der aktuellen Gletscherfront (an der Wurzel des glazifluvialen Deltas am See) lassen sich als Reste einer noch jüngeren Eisrandlage interpretieren. Die grobkörnige Ablagerung wird vom Gletscherbach durchflossen und ist teilweise mit Sturzschutt aus den angrenzenden Felswänden bedeckt.



Foto 62: Auf den Steilanstieg folgt taleinwärts eine weithin baumlose Verebnung aus glazifluvialen Sedimenten, in die sich der Gletscherbach in Gestalt eines Sohlentales eingeschnitten hat. Die Verebnung wird von 3-4 blockreichen Endmoränenwällen gequert, die sich an den Talflanken als Seitenmoränen fortsetzen und ehemalige Eisrandlagen markieren. 6.8.2000



Foto 63: An den Talrändern sind auch größere Seitenmoränen erhalten. Am Fuße des Steinfjells lassen sich Wälle in unterschiedlichen Höhenlagen unterscheiden, die nahezu parallel zueinander verlaufen. Der unterste Wall ist stellenweise von Birkengebüsch bedeckt, der oberste ist nackt und erinnert morphologisch an eine breite Front aus Hangfuß-Blockgletschern. Er ist an mehreren Plätzen von Lawinen-Blockschuttungen überfahren worden. 6.8.2000



Foto 64: Die markanteste ehemalige Eisrandlage im Strupskarddal ist am Blavatn („Blauer See“, 189 m ü. M.) im Vorfeld des Lenangsbre entwickelt. Die Sturzschuttkegel am Fuße des Nordre Jaegervassind enthalten auf Grund ihrer extremen Schattlage und trotz der geringen Höhe ü. M. inselhaft Permafrostboden. 21.7.1996

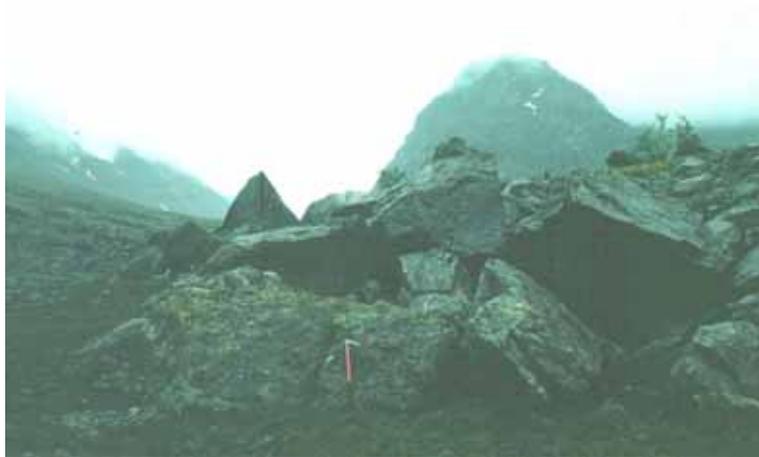


Foto 65: Der moränische Doppelwall am Blåvatn besteht aus mächtigen, bis zu hausgroßen, scharfkantigen Blöcken. Sie sind vermutlich in Gestalt eines Bergsturzes auf den ehemaligen Gletscher gelangt und supraglaziär an ihren heutigen Platz transportiert worden. Dies geschah nach Ausweis des Flechtenbewuchses der Steine und Blöcke sowie einzelner 3-5 m hoher Birken vor sehr langer Zeit. 11.8.2000



Foto 66: Die rezente spaltenreiche Gletscherfront des Lenangsbre befindet sich am Rande einer Felsschwelle in ca. 700-800 m Höhe ü. M. zwischen dem Jaegervasstind und dem Lenangstind. Sie ist in den letzten 20 Jahren stark zurückgeschmolzen. Blockansammlungen am Fuße des Steilabfalles an der Wurzel des glazifluvialen Deltas am See markieren wahrscheinlich die jüngste Eisrandlage. 20.7.1996

Die periglaziäre Formung tritt im Landschaftsbild am auffälligsten in Gestalt von mächtigen Sturzschtthalden und -kegeln in Erscheinung. Sie kennzeichnen sowohl die NO-Flanke des unteren Strupskard-Tales (Steinfjell) als auch die Karmulde zwischen dem Jaegervasstind und dem Lenangstind. Sie sind im Bereich der Karrückwände noch in aktiver Bildung begriffen. Aus den hohen Steinschlagwänden lösen sich ständig Schuttpartikel und stürzen zu Tal, wie während der Feldarbeiten festzustellen war. Zudem wird die Oberfläche der Sturzscht-Akkumulationen durch Schnee- und Naßschnee-Lawinen überprägt. Die Sturzschtkegel am Fuße des Nordre Jaegervasstind enthalten aufgrund ihrer extremen Schattlage selbst in geringer Höhe über dem Meeresspiegel kleinere Permafrostlinsen (vgl. MEIER 1999, 2004), zusätzlich begünstigt durch die sehr grobblockige Zusammensetzung im Fußbereich (Balch-Effekt). In Jahren mit kühlen Sommern überdauern Schneeflecken in den Rinnen und Mulden zwischen den Schuttakkumulationen. Der dort zeitweilig vorhandene Frostboden hat jedoch nach Ausweis der Geländebefunde nur wenige Jahre Bestand. Am Fuße des Steinfjells treten Schutttablagerungen unterschiedlicher Genese räumlich eng verknüpft auf. Dort sind sowohl Seitenmoränenwälle als auch ehemalige, inzwischen fossile, eine breite Front bildende Hangfuß-Blockgletscher stellenweise von Sturzscht überdeckt worden. Über den unteren, inzwischen mit Birkenwald und -gebüsch bewachsenen Wällen sind vegetationsfreie, jüngere, hangparallele Wallstrukturen entwickelt, deren Genese noch unklar ist, die aber nach Habi-

tus und Lage an pronivale Wälle oder kleine, fossile, lobenförmige Blockgletscher erinnern. Darüberhinaus finden sich aus Lawinen resultierende Schuttablagerungen. Die größte von ihnen, die sich als Lawinen-Blockschuttzunge („avalanche boulder tongue“ im Sinne von RAPP 1959) klassifizieren läßt, erstreckt sich über die verschiedenen Wallstrukturen herab bis auf den Talboden. Außer in Gestalt derartiger Mesoformen tritt die periglaziäre Landschaftsformung entlang des Wanderpfades vor allem in Form von Strukturböden und Pflasterböden in Erscheinung. Pflasterböden, mitunter in „lehrbuchhafter Ausprägung“, finden sich vornehmlich am Grunde flacher Gerinne und Teiche, die im Winter durch eine mächtige Eis- und Schneedecke versiegelt sind, deren Gewicht die Grobkomponenten in den noch nicht gefrorenen feinkörnigeren Untergrund presst. Strukturböden sind in verschiedenen Formvarianten und Entwicklungsstadien anzutreffen. Am häufigsten sind Feinerdeinseln und Steinpolygon-Netzwerke im nahezu ebenen Terrain sowie Steinstreifen im geböschten Gelände (Moränenhänge). Es dominieren inaktive Formen mit grasbedeckten Feinmaterialbereichen und flechtenüberzogenen Grobkomponenten. An Plätzen mit einem hohen Grundwasserstand oder Staunässe sind auch teilaktive Formen zu beobachten, die durch „frisch“ aufgedrungenes Feinmaterial oder Ribbildung gekennzeichnet sind. Die Verbreitung vollaktiver Formen konzentriert sich auf wenige ganzjährig wasserüberstaute, vegetationsfreie Plätze etwas abseits des Wanderpfades.

Der genaue Deglaziationsverlauf im unteren Strupskarddal seit dem Weichsel-Spätglazial, insbesondere die Altersstellung der einzelnen Eisrandlagen, ist nicht genau bekannt. HOLMES & ANDERSEN (1964) korrelieren die Moränenreste am Botnelv in der Nähe der zwei Hütten mit der „Breidvik-Moräne“ aus dem Skarpnes Substage. Die proximal folgende Randablagerung an der Wurzel der breiten Schotterfläche ist durch einen steilen Distalhang relativ scharf markiert und den beiden Autoren zufolge zeitgleich mit der „Skardmunken-Moräne“ während des Tromsö-Lyngen Substage entstanden. Die weiter taleinwärts folgenden kleineren Endmoränenwälle werden von HOLMES & ANDERSEN mit der „Stordal-Moräne“ im Sörfjord korreliert. Sie sollen im Präboreal gebildet worden sein. Die Moränenwälle im Umkreis des Blåvatn werden, da sie in der Nähe eines aktuellen Gletschers liegen, als „rezent“ klassifiziert und der „Kleinen Eiszeit“ zugeordnet. Von den ehemaligen Eisrandlagen der Lokalgletscher im Strupskarddal, Veidal und Forholdtal (vgl. MÖLLER, FJALSTAD et al. 1986) sind diejenigen an den Talmündungen am besten ausgeprägt und lassen sich mit Hilfe der Strandlinien-Chronologie zeitlich relativ sicher einordnen. Dies gilt insbesondere für die Randmoränen des Main Substage aus der Jüngeren Dryaszeit, in geringerem Maße für die Ablagerungen des Skarpnes Substage aus der Älteren Dryaszeit, die weniger gut erhalten sind. Dagegen läßt sich die Altersstellung der Moränen in den mittleren und oberen Talabschnitten schwer bestimmen. Dies gilt selbst für die Moränen im Vorfeld der rezenten Gletscher. Diese werden zumeist als neuzeitliche Gebilde („Kleine Eiszeit“) angesehen. So nimmt FJALSTAD (1990) für den markanten Doppelwall am Blåvatn ein Alter von „mehreren hundert Jahren“ an, was den eigenen Geländebefunden zufolge realistisch erscheint. Dagegen vertreten BAKKE, DAHL et al. (2005) die Auffassung, dass die Moränen bereits während der Jüngeren Dryaszeit abgelagert worden sind – was einen Altersunterschied von rund 10 000 Jahren zwischen diesen beiden Auffassungen beinhaltet.

Die genannten norwegischen Autoren haben 13 ehemalige Eisrandlagen im unteren Strupskarddal vor dem Lenangsbre kartiert (vgl. Abb. 41). Sie repräsentieren den Autoren zufolge Gletscher-Stillstände oder -Vorstöße während des Spätglazials und Holozäns. Anhand von ehemaligen Strandlinien und korrelierten glazifluvialen Rinnen, lichenometrischen Untersuchungen und der AMS-Datierung von lakustrinen Sedimenten haben BAKKE, DAHL et al. (2005) ein chronologisches Modell der glaziären Morphodynamik im Tal während der letzten 20 000 Jahre BP entworfen. Der Auswertung von Sedimenten vom Grunde des an der Talmündung in 3 km Entfernung vom proglaziären Blåvatn gelegenen Aspevatn-See (45 m ü. M., jungdryaszeitliche Main-Line: 57 m ü. M.) kommt dabei besondere Bedeutung zu. Dies ist zweifellos einer der Schwachpunkte der gesamten Untersuchung (neben der unzulänglichen Einbindung und Interpretation der Strandlinien im Gebiet sowie – weniger entscheidend – der etwas fragwürdigen morphogenetischen Zuordnung der Schuttkörper an den Talflanken, insbesondere am Fuße des Steinfjells). Der See befindet sich relativ weit entfernt vom Gletscher am Rande des in zahlreiche Gerinne verzweigten Gletscherbaches und empfängt daher nur einen kleinen Bruchteil des zur Sörlenangs-Bucht strömenden Abflusses und von dessen Sedimentfracht. Dies konnte bei Feldbesuchen im regenreichen August 2000 un-

mittelbar beobachtet werden. Die lakustrinen Sedimente des Aspevatn spiegeln das Gletscher-Abflußregime nicht zuverlässig wider und lassen sich daher kaum als Basis für eine Chronologie der Gletscherdynamik im Tal verwenden. Die von BAKKE, DAHL et al. (2005) vorgenommene zeitliche Einordnung der ehemaligen Gletscherstände im unteren Strupskarddal sowie die daraus abgeleiteten paläoklimatischen Schlussfolgerungen sind daher äußerst fragwürdig. Die Datierung der jüngsten, zwischen Lenangsbre und Blåvatn gelegenen Moräne mittels Lichenometrie weist auf eine Morphogenese während des Maximalstandes der „Kleinen Eiszeit“ auf der Lyngen Halbinsel (1890-1930, vgl. BALLANTYNE 1990). Der auffällige Doppelwall am Blåvatn, dessen Grobmaterial vermutlich durch Felsstürze auf die Gletscheroberfläche gelangt ist und vom Gletscher supraglaziär transportiert wurde, einschließlich der proximal angeordneten weniger markanten Moränenwälle, ist nach Ausweis der lichenometrische Befunde zwar älter als der Wall am Fuße der steilen Felswand, aber nicht zwangsläufig jungdryaszeitlich. Die Auswertung der Flechten-Thalli bringt in diesem Fall keine Klarheit. Eine neuzeitliche Akkumulation der Schuttkörper ist wahrscheinlich. Hier besteht noch Forschungsbedarf.

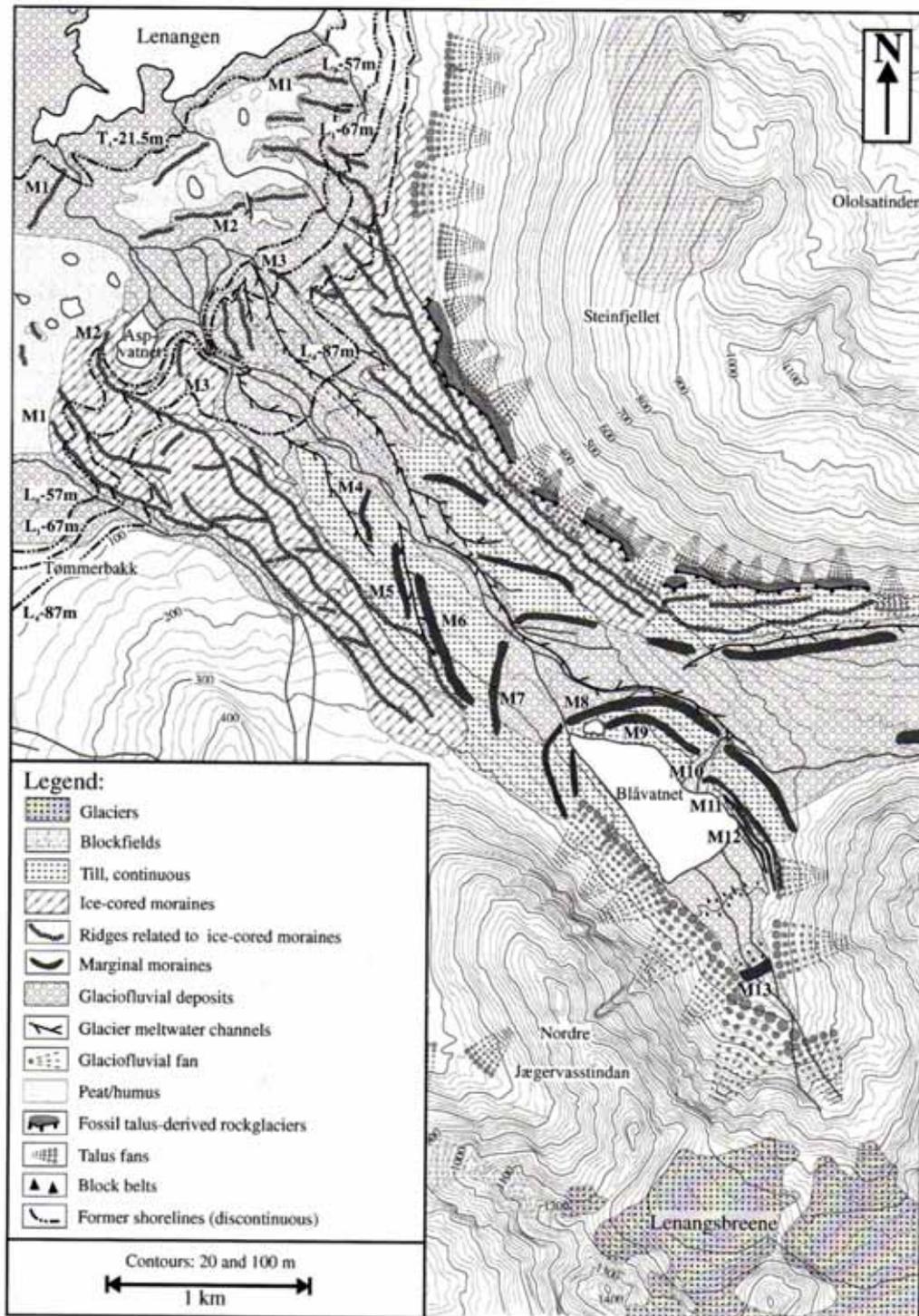


Abb. 41: Glaziärgeomorphologische Karte des unteren Strupskardtals mit den beiden proglaziären Seen Blåvatn und Aspvatn. Auf dem Talboden dominieren glazifluviale Sedimente und Grundmoränen-Ablagerungen. Die Randmoränen M 1-M 3 und M 8-M 9 sind als Eiskernmoränen kartiert, die unter Permafrostbedingungen gebildet worden sein sollen. Die M 13-Moräne soll die einzige spätholozäne Moräne repräsentieren (Maximalstand der „Kleinen Eiszeit“) (aus BAKKE, DAHL et al. 2005).

Das am Blåvatn „hängend“ von Nordosten in das untere Strupskarddal einmündende obere Strupskarddal ist baumlos und vegetationsarm (vgl. Foto 67). Der von ausgedehnten, feinmaterialarmen Blockfeldern gebildete Talboden enthält mehrere in westöstlicher Richtung hintereinander geschaltete Seebecken, die durch blockfeldbedeckte Felsschwellen voneinander getrennt sind. Es existiert kein gekennzeichnete Pfad zur Strupbre-Gletscherzunge an der Ostküste, so dass die Wanderroute zum Exkur-

sionsziel frei gewählt werden kann, was aufgrund des übersichtlichen Terrains außer in Nebelsituationen recht einfach ist. Nach einem rund 100 m hohen, mäßig steilen Anstieg erreicht man den flachen Talboden an der Ausmündung des oberen Strupskarddals. Von dort aus hat man nach Südwesten einen vorzüglichen Ausblick auf den scharf ausgeprägten Randmoränen-Doppelwall am Ufer des Blåvatn. Nach Nordosten blickt man auf den flachen Endmoränenwall eines kleinen, stark zurückschmelzenden Kargletschers am Südwesthang des Veidalstind (fehlt in der topographischen Karte!). In westlicher Richtung ist das gestufte Hangprofil des Steinfjells zu erkennen. Anschließend überquert man auf dem Weg nach Osten ein leicht begehbares, nahezu ebenes Areal aus stein- und blockreicher Grundmoräne, das an feinmaterialreichen Plätzen noch von Zwergsträuchern, Kräutern und Gräsern bewachsen ist. Es erstreckt sich etwa bis zum kleinen See 345 m ü. M. Danach passiert die Route den See 400 m ü. M., der ein tief eingesenktes Glaziärbecken am Fuße der Lenangstindane ausfüllt. Am folgenden Anstieg zur Felsschwelle vor dem See 538 m ü. M. wird die Vegetation spärlicher und Blockfelder sowie vom Eis glatt geschliffene Felsflächen und Felsköpfe (nahe des Bachlaufes) bestimmen das Landschaftsbild. Auf der Felsschwelle hat ein 30-40 m hoher Felsriegel (ca. 590 m) der Glaziärerrosion widerstanden. Im südwestlichen Fußbereich der Härtingsform befindet sich einer der wenigen Plätze in der von grobblockigen Schuttfeldern bestimmten Landschaft, der für ein Biwak geeignet ist. Eine feinmaterialbedeckte Verebnung vor einer Windschutz bietenden Felswand in unmittelbarer Nähe des Bachlaufes läßt sich als Zeltplatz nutzen. Von dort aus überblickt man nach Westen die Blockfelder und Seen im unteren Talabschnitt. Nach Süden hat man eine exzellente Aussicht auf den Gipfel des Store Lenangstind (1625 m), des höchsten Berges in den nördlichen Lyngen-Alpen (vgl. Foto 68). Seine Gipfellagen sind von Permafrost durchsetzt. Die Kargletscher an der Nordflanke der Lenangstindane sind im Laufe der letzten 20 Jahre stark zurückgeschmolzen, die kleineren Eisflächen im hochalpinen Steilrelief vollständig verschwunden. Übrig geblieben sind zwei Kargletscher, von denen einer ein hohes Eiskliff am Rande einer Steilwand bildet, von dem sich Eislawinen lösen, die auf ihrem Weg hangabwärts im schrofigen, rauhen Terrain „stecken bleiben“ und den Talgrund nicht erreichen. Die Gletscher sind oberhalb 1000 m ü. M. offenbar an den angrenzenden Felswänden angefroren. „Kalte“ Wandvereisungen über Bergschründen sind Indikatoren für das Vorkommen von Permafrost in den nordexponierten, schattigen Felswänden. Die End- und Seitenmoränen sind steil und enthalten in den Hochlagen Eiskerne. Eine vom Store Lenangstind zum See 400 m ü. M. herunter ziehende Seitenmoräne enthält sogar in 500-600 m Höhe ü. M. Permafrostboden (1996).



Foto 67: Das am Blåvatn „hängend“ in das untere Strupskarddal einmündende obere Strupskarddal ist baumlos und vegetationsarm. Der mit ausgedehnten, feinmaterialarmen Blockfeldern bedeckte Talboden enthält mehrere hintereinander geschaltete Seebecken, die durch blockfeldbedeckte Felsschwellen mit einzelnen größeren Felsburgen (Tors) von einander getrennt sind. Blick vom Ufer des Sees 538 m ü. M. Richtung Store Lenangstind. 8.8.2007



Foto 68: Blick auf den Gipfel des Store Lenangstind (1625 m), des höchsten Berges in den nördlichen Lyngen-Alpen. Seine Gipfellagen sind von Permafrost durchsetzt. Die Kargletscher in seiner Umgebung sind seit Anfang der 1990er Jahre von den Rändern der Felsschwellen zurückgeschmolzen, die hohen Eiskliffs abgeflacht und die kleineren Eisflächen im hochalpinen Steilrelief vollständig verschwunden. 21.7.1996

Um Energie und Zeit zu sparen, bietet es sich an, das Zelt stehen zu lassen, da der Rest des Weges zur Strupbre-Gletscherzunge fast ausschließlich über grobblockiges Terrain führt. Die Seen 538 / 548 m ü. M. werden am besten am flacheren Nordufer umrundet. Von der Passhöhe und Wasserscheide in rund 610 m ü. M. überblickt man die beiden am höchsten gelegenen Seen im Strupskard und hat nach Süden freie Sicht auf einen stark zurückschmelzenden Kargletscher an der Nordflanke der Strupskardtindane. Nach dem Überschreiten der von steinig-blockigem, scharfkantigem Schutt bedeckten Passhöhe gelangt man in eine Mulde, an deren Grunde sich ein kleiner See (528 m ü. M.) befindet. Hier ist Vorsicht geboten: Der See weist in den meisten Jahren bis in den Spätsommer eine dünne Eisschicht mit Schneedecke auf und ist daher kaum als Gefahr zu erkennen. An den Unterhängen von Stövelsfjell und Struptindane liegen zumeist mächtige Schneewehen, die sich bis auf das See-Eis erstrecken. Man umgeht den See am flachen Südufer und gelangt so zu einer kleinen felsigen Anhöhe, von deren Gipfel (572 m) sich der ehemalige, mehr als 1 km lange Eisstausee Strupvatn gut überblicken läßt (vgl. Fotos 69 u. 70). Die südwestliche Begrenzung des Sees wird vom Steilabfall der Struptindane gebildet; das Nordostufer grenzt an die Unterhänge des Stövelsfjells. Der See wird in seinem unteren Abschnitt von einer „Cross-valley“-Moräne in zwei Teile gegliedert (vgl. Foto 71). Der Wasserstand des oberen, größeren Teiles ist mit ca. 500 m ü. M. relativ konstant, während der Wasserspiegel des unteren Teiles in Abhängigkeit von der Schmelzwasserzufuhr zwischen 490 m und 500 m ü. M. schwankt. Um einen Überblick über die Gletscherzunge und deren Vorfeld zu gewinnen, erklimmt man den Bergrücken am nordöstlichen Seeufer, überquert den Abfluß eines kleinen, vom Schmelzwasser mehrerer Schneefelder gespeisten Sees am Fuße des Stövelsfjells und wandert danach noch ca. 0,5 km weit nach Südosten. Unterwegs hat man exzellente Ausblicke auf die rund 60 m tiefer gelegene, durch den Moränenwall geteilte Wasserfläche des Strupskardvatn. Mehrere kleine, terrassenförmige Schuttakkumulationen und feinmaterialfreie Felsflächen in isohypsenparalleler Anordnung an den Hängen markieren vermutlich ehemalige Uferlinien. Sie belegen deutlich höhere Wasserstände des Strupskardvatn in der Vergangenheit als in der Gegenwart.



Foto 69: Blick auf die Felsburg (572 m) am Westende des Strupvatn (Bildmitte) und den flachen Pass (ca. 610 m) im Hintergrund, der vermutlich die Maximalerstreckung des ehemaligen Eisstausees nach Westen markiert. 19.8.2016



Foto 70: Der Strupvatn wurde bis Anfang der 1990er Jahre von der Gletscherzunge des Strupbre aufgestaut. Die südwestliche Begrenzung bildet der Steilabfall der Struptindane, das Nordostufer grenzt an die Unterhänge des Stövelsfjells. Der See entleerte sich früher durch Abflusskanäle unter oder im Gletschereis. Der höchste bekannte Wasserstand (1898) lag 50-60 m über dem heutigen. Inzwischen ist der Strupbre vom Seeufer zurückgeschmolzen, wodurch der Wasserspiegel deutlich gefallen ist. 21.7.1996



Foto 71: Der See wird von einer „Cross-valley“-Moräne in zwei Teile gegliedert. Der Wasserstand des oberen, größeren Teiles ist mit ca. 500 m ü. M. recht konstant, während der Wasserspiegel des unteren Teiles in Abhängigkeit von der Schmelzwasserzufuhr durch die Strupbre-Gletscherzunge zwischen 490 und 500 m ü. M. schwankt. Die Moräne wurde nach WHALLEY (1973) in der Mitte des 18. Jahrhunderts gebildet. 19.8.2016

Der Wasserstand des Strupskardvatn wurde in der Vergangenheit maßgeblich durch die Dynamik der Strupbre-Gletscherzunge bestimmt. Der See wurde 1898 zufällig von einem norwegisch-britisches Bergsteigerteam entdeckt. Danach erstreckte sich der See vom Pass im oberen Strupskarddal bis zur Gletscherzunge des Strupbre, die ihn aufstaute. 17 Tage nach der Entdeckung war der Wasserspiegel um mindestens 33 m gefallen. WHALLEY (1971) besuchte den Eisstausee 1969 und schätzte, dass die Eisbarriere des Strupbre 1898 rund 63 m höher war als 1969, und dass sich der Wasserspiegel in einer Höhenlage von ca. 560 m ü. M. befand. Es ist der höchste bekannte Wasserspiegelstand des Sees. Weitere hohe Wasserstände werden von WHALLEY aus den Jahren 1952, 1956, 1957 und 1969 beschrieben. 1957 und 1969 kam es nach den Hochständen jeweils zu einer Absenkung des Wasserspiegels durch Abfluß in oder unter der Gletscherzunge. WHALLEY war Augenzeuge des Jökulhlaups im Jahre 1969: Der Wasserspiegel des Sees fiel am 19. Juli innerhalb von nur 10 Minuten um fast 4 m. Mit dem Wasser wurde eine große Menge Schutt zur Strupen-Bucht transportiert, wodurch sich das Fjordwasser weiträumig verfärbte. Durch die Absenkung des Seewasserspiegels kam die „Cross-valley“-Moräne zum Vorschein, die den heutigen See in 2 Teile gliedert. Sie wurde nach Ansicht von WHALLEY (1973) in der Mitte des 18. Jahrhunderts gebildet. Die eigenen Beobachtungen belegen im Jahre 1984 einen höheren Wasserstand als 1996 und 2016. Anfang der 1990er Jahre ist die Verbindung zur Strupbre-Gletscherzunge abgerissen (vgl. Foto 72).

Der Strupbre reichte um 1900 bis an den Steilabfall zum Lyngenfjord heran und bildete dort ein Eiskliff, von dem sich Eislawinen lösten und einen kegelförmigen Sekundärgletscher in der Strupen-Bucht nährten (vgl. Foto 73a; JOHNSEN & SKJERVEN 1984). Von diesem (bekannten) neuzeitlichen Maximalstand („Kleine Eiszeit“) ist die Gletscherfront inzwischen weit zurückgeschmolzen. Mangels Eisnachschubs ist der Sekundärgletscher inzwischen verschwunden (vgl. Foto 73b). Mit dem Rückschmelzen der Gletscherzunge war eine Abnahme der Eismächtigkeit verbunden, so dass sich auch die Höhe der Eisbarriere am Eisstausee verringerte. Folglich waren derart hohe Wasserstände wie zu Beginn des 20. Jahrhunderts nicht mehr möglich. Seit Beginn der 1990er Jahre bildet glatt geschliffener Fels das südöstliche Seeufer, und die Maximalhöhe des Wasserstandes ist durch die Höhe des felsigen Terrains im Vorland der Gletscherzunge vorgegeben. Der Abfluß erfolgt durch eine in das Festgestein eingesenkten Rinne am östlichen Seeufer. Vom nördlichen Rand der Gletscherzunge gelangt Schmelzwasser in den See. Die aktuelle, schmale Gletscherzunge kalbt mit einem niedrigen Eiskliff in einen kleinen See in ca. 500 m Höhe ü. M., in dem zeitweise Eisschollen schwimmen. Er entwässert über mehrere Gefällsstufen unter Ausbildung von Wasserfällen in Richtung Strupen-Bucht. Die Gletscherzunge ist in Höhenlagen um 600 m ü. M. auffällig spaltenreich, wie vom Aussichtspunkt am Fuße des Stövelfjells deutlich zu erkennen ist. Dies deutet auf die Existenz einer Felsschwelle im Untergrund. Das vom Gletschereis im Laufe der letzten 115 Jahre freigegebene Felsterrain ist glatt geschliffen und weist stellenweise eine Blockstreu auf. Der Gletscher war, wie in dieser Höhenlage zu erwarten, „warm-based“ und nicht am Felsuntergrund angefroren. Nach Ausweis von Luftbildern verzeichnete der Strupbre im Zeitraum 1952-1978 einen deutlichen Massenzuwachs im Nährgebiet, während sich die Gletscherzunge um 40 m abflachte und um rund 250 m zurückschmolz (vgl. WHALLEY & KJÖLLMOEN 2000). Der Zeitraum 1978-1985 war sowohl im Nähr- als auch im Zehrgebiet durch Massenverlust gekennzeichnet, wobei die Gletscherfront um 30-40 m zurückschmolz. (vgl. KJÖLLMOEN 2001). Zwischen 1985 und 1998 war die Lage der Gletscherfront relativ stabil. Danach führten erhebliche Massenverluste zu einer raschen Rückverlegung der Gletscherfront – ein Trend, der bis in die Gegenwart anhält, wie Feldbefunde vom Sommer 2016 ausweisen.



Foto 72: Die Gletscherzunge des Strupbre ist inzwischen weit zurückgeschmolzen. Vor der Gletscherfront dominiert glattgeschliffener Fels. Vom nördlichen Rand des Gletschers gelangt noch Schmelzwasser in den unteren Abschnitt des ehemaligen Eisstausees. Die aktuelle, schmale Gletscherzunge kalbt mit einem niedrigen Eiskliff in einen kleinen See in ca. 500 m ü. M. Er entwässert über mehrere Gefällsstufen in die Strupen-Bucht. 19.8.2016



Foto 73a: Der Strupbre reichte um 1900 bis an den Steilabfall zum Lyngenfjord heran und bildete dort ein Eiskliff, von dem sich Eislawinen lösten und einen kegelförmigen Sekundärgletscher in der Strupen-Bucht ernährten (vgl. JOHNSON & SKJERVEN 1984).



Foto 73b: Von diesem (bekanntem) neuzeitlichen Maximalstand („Kleine Eiszeit“) ist die Gletscherfront inzwischen weit zurückgeschmolzen. Mangels Eisnachschiebs ist der Sekundärgletscher verschwunden (vgl. OLSEN 2013).

5.2.11. Veidal – Olderelvatn – Veidalsvatn (ca. 12 km)

Die parallel zum Strupskarddal verlaufenden, an der lang gestreckten Straßensiedlung Sörleangen ausmündenden Täler Veidal und Reindal weisen mächtige Lockersedimentfüllungen auf und beherbergen einen reichhaltigen glaziären und periglaziären Formenschatz (vgl. KING 1984, MEIER 2001, 2004). Das nach Osten durch den Veidalstindan-Reindalstindan-Bergzug abgeschlossene Veidal enthält im Unterschied zum Reindal noch mehrere kleine Kargletscher, ausschließlich in schattiger Nordauslage. Das nördlich daran anschließende Reindal quert die nördliche Lyngen Halbinsel zwischen der Sörleangers-Bucht und dem Lyngenfjord. Der gletscherfreie Westteil ist mit dem östlichen über einen ca. 600 m hohen Pass verbunden. Dort existieren mehrere hoch gelegene Gletscher, u. a. Reindalsbläsen und Stövelbre, die durch das östliche Reindal zum Lyngenfjord entwässern. Permafrostboden ist im Veidal und im Reindal wie auch in den weiter nördlich anzutreffenden Tälern aufgrund der vorgeschobenen, stärker maritim geprägten Lage vermutlich nur in den Gipfelbereichen der höchsten Berge sowie an klimatisch und edaphisch besonders geeigneten Plätzen, wie in unterkühlten Sturzschutthalden, Bergsturz-Ablagerungen in Schattlagen, pronivalen Wällen und grobblockigen Moränen und Blockfeldern vorhanden. Gegenläufig zur Permafrost-Untergrenze sinkt die Vergletscherungsgrenze bis auf rund 1000 m ü. M. ab (vgl. MEIER 1999). Stellvertretend für diese Täler wird das Veidal vorgestellt, dessen Ausmündung man nach ca. 6 km langer Fahrt vom letzten Parkplatz auf der Küstenstraße erreicht. Das Tal ist geprägt durch Glaziär- und

Periglaziärererscheinungen. Die tiefst gelegenen, auf der aktuellen topographischen Karte nicht verzeichneten Kargletscherzungen reichen am Steinfjell in nordexponierten Schattlagen bis in Höhenbereiche von ca. 600 m ü. M. herab. Im Steilrelief dominieren Formen und Ablagerungen der raschen Schuttverlagerung. Unter den stark zergliederten Felswänden und Steilhängen sind mächtige Sturzschutthalde und -kegel entwickelt, deren Oberflächen vielerorts durch Mur- und Lawinenbahnen überprägt sind. Sie überlagern an den Südwest-Hängen des Veidalsfjells die Seitenmoränen der ehemaligen Talgletscher. Wo mehrere Lateralmoränenwälle in unterschiedlicher Höhenlage überschüttet wurden, besitzen die Hänge ein auffälliges, gestuftes Vertikalprofil. Mächtige Moränenwälle unterschiedlichen Alters erstrecken sich bis zum Talaustritt. In die den Talgrund weithin bildende Grundmoränendecke sind Toteislöcher (Sölle) eingesenkt. Die Steine und Blöcke sind infolge des kurzen Transportes durch die lokalen Gletscher kaum kantengerundet und unterscheiden sich daher nur wenig vom scharfkantigen Schuttmaterial der Sturzschutthalde und -kegel.

Die Wanderoute beginnt auf einem isostatisch gehobenen Delta am Südende der Siedlung Sörleangen und überquert die taleinwärts daran anschließenden, an ihrem Distalhang marin abradieren, teilweise mit Birkenwald bestandenen Moränen zwischen den Bachläufen von Veidalselv und Olderev. Die Altersstellung der Randmoränen ist nicht bekannt. Sie lassen sich vermutlich dem Tromsø-Lyngen Substage zuordnen (vgl. SVEIAN & CORNER 2004). Danach folgt man dem Nordostufer des Olderev bis zu einer markanten zungenförmigen Ablagerung aus Moränenmaterial. Sie zeichnet sich durch eine rund 200 m breite, 20-35° steile, bewachsene Front aus, die auf ca. 300 m ü. M. endet (vgl. KING 1984). Das dahinter gelegene, feinmaterialarme, steinig-blockige Moränenmaterial besitzt ein wellig-kuppiges Feinrelief mit einigen deutlichen Rinnen und Wällen. Die Ablagerung ist über 1 km lang. Es handelt sich offenbar um eine Moräne, die unter Permafrostbedingungen blockgletscherartig talabwärts geflossen ist (vgl. MÖLLER, FJALSTAD et al. 1986). Ihr Bodeneis ist inzwischen ausgeschmolzen, so dass man von einem fossilen Blockgletscher im Sinne von BARSCH (1996) sprechen kann. Der südwestlich anschließende Bergrücken Stortuva (450 m) ist stark gelisolifluidal überprägt. Seine ostexponierten, mit Zwergsträuchern und Rasengesellschaften bewachsenen Hänge sind unterhalb der zahlreichen langfristigen Schneeflecken von Rasenloben, -stufen und Erdströmen überzogen. Die mehrere Zehnermeter langen Erdströme erreichen Stirnhöhen von über 2 m. Sie zeigen einen komplizierten sedimentären Aufbau mit eingewickelten, fossilen Bodenhorizonten (vgl. KING 1984). Folgt man dem fossilen Blockgletscher taleinwärts, gelangt man zu einem kleinen runden Karsee (Olderevvatn, 414 m ü. M.) am Fuße des Ole Olsatinds. Der Kargletscher ist inzwischen weit zurückgeschmolzen. Seine schuttbedeckte Stirn befindet sich rund 200 m oberhalb des Karsees. Da der fossile Blockgletscher mit seiner Wurzel an der Karmündung ansetzt, dürfte er sich aus Moränenmaterial an der Front des ehemals weiter talwärts reichenden Kargletschers entwickelt haben. Wann dies geschah, ist unklar. Wahrscheinlich handelt es sich um eine neuzeitliche Moräne, wobei der Flechtenbewuchs der Grobkomponenten auf ein relativ hohes Alter innerhalb dieser Zeitspanne (1750-1930) weist.

Etwa 1 km weiter östlich öffnet sich ein weiteres Kar. Der flache Kargletscher wird von einer mächtigen Randmoräne mit scharfer Kammlinie gesäumt (vgl. Foto 74). Davor erstreckt sich eine ca. 1,1 km lange Grobschuttzunge fast bis zur Talmitte (vgl. Foto 75, Abb. 42). Sie besteht aus einem westlichen und einem östlichen Teil, wobei letzterer mehrere Moränenwälle überfahren hat und mit einer ca. 20 m hohen, 30-32° steilen Stirn auf 330 m ü. M. endet (vgl. Foto 76). Die Wurzel der Schuttzunge wird in rund 480 m ü. M. von der jüngsten Moräne des Kargletschers überlagert. Die Genese und Altersstellung des Schuttstromes wird konträr diskutiert. GRIFFEY & WHALLEY (1979) sowie MÖLLER, FJALSTAD et al. (1986) halten ihn für einen fossilen Blockgletscher, während KING (1984) von einer Bergsturz-Ablagerung spricht. Nach GRIFFEY & WHALLEY ist der Grobschuttkörper Mitte des 19. Jahrhunderts aus einem mit Blockwerk überschütteten Eisgletscher entstanden, der mit einer Geschwindigkeit von 8 m pro Jahr talwärts geflossen und kurz vor 1954 auf der Talsohle ausgeschmolzen sein soll. Diese Vorstellungen sind sowohl genetisch als auch zeitlich anzuzweifeln, da es sich nach Ausweis des sehr grobkörnigen, scharfkantigen Materials mit Blöcken von stellenweise über 100 m³ um eine Bergsturz-Ablagerung handelt, die deutlich älter ist, wie der Vegetationsbesatz ausweist (vgl. KING). Die Steine und Blöcke an der Oberfläche der Schuttmasse sind weithin dicht mit Flechten überzogen. Im zentralen, muldenförmig

ingesenkten Teil der Ablagerung wachsen *Vaccinium myrtillus* (Heidelbeere), *Vaccinium uliginosum* (Rauschbeere) und *Salix spec.* (Weiden-Arten). Die größte Weide war nach KING im Sommer 1979 ca. 3 m hoch und hatte ein Stammdurchmesser von 7,5 cm. Thalli von *Rhizocarpon alpicola* auf Blöcken im vordersten Bereich der Schuttzunge erreichten Durchmesser von 30-50 cm – nach KING alles deutliche Belege, dass die Schuttmasse seit mehr als hundert Jahren immobil ist. Permafrost wurde bei geoelektrischen Sondierungen auf der linken Seitenmoräne an der Wurzel des Grobschuttkörpers (500-550 m ü. M.) nicht angetroffen. Das mögliche Vorkommen von Gletscher- oder Bodeneis-Resten in der Schuttmasse (vgl. GRIFFEY & WHALLEY) fand bei den eigenen Feldstudien (Sommer 1984, 1985, 1997) zwar keine Bestätigung, läßt sich aber nicht ganz ausschließen. Die Permafrostgenese wäre in diesem Falle mit der in Eishöhlen zu vergleichen: Die Winterkälte gelangt mit dem Schnee in die Hohlräume zwischen den Blöcken; im Sommer reicht die geringe Bewetterung nicht aus, um solche Plätze über den Gefrierpunkt zu erwärmen (vgl. KING). Daß Permafrostboden in Blockschutt-Ablagerungen im Gebiet in relativ geringer Höhe über dem Meeresspiegel vorkommen kann, belegen u. a. die Permafrostfunde in Sturzschutthalden im benachbarten unteren Strupskarddal (Schattlagen am Blåvatn).



Foto 74: Blick durch das Veidal auf Kargletscher und Moränen an der Nordflanke des Steinfjells. Von der Laterofrontalmoräne des größten Kargletschers (rechts) erstreckt sich eine Schuttzunge fast bis zum Veidalselvbachlauf (linke Bildhälfte). Der Talboden wird moränischen und glazifluvialen Ablagerungen gebildet, die nur eine schütterere Vegetationsdecke tragen. 5.8.1997



Foto 75: Die ca. 1,1 km lange Grobschuttzunge besteht aus einem westlichen und einem östlichen Teil, wobei letzterer mehrere Moränenwälle überfahren hat. Die Schuttzunge zeichnet sich durch eine scharfe Randbegrenzung aus. Das Blockwerk der Schuttzunge ist scharfkantig, enthält über 100 m³ große Blöcke und erinnert an eine Bergsturz-Ablagerung. 24.9.1984

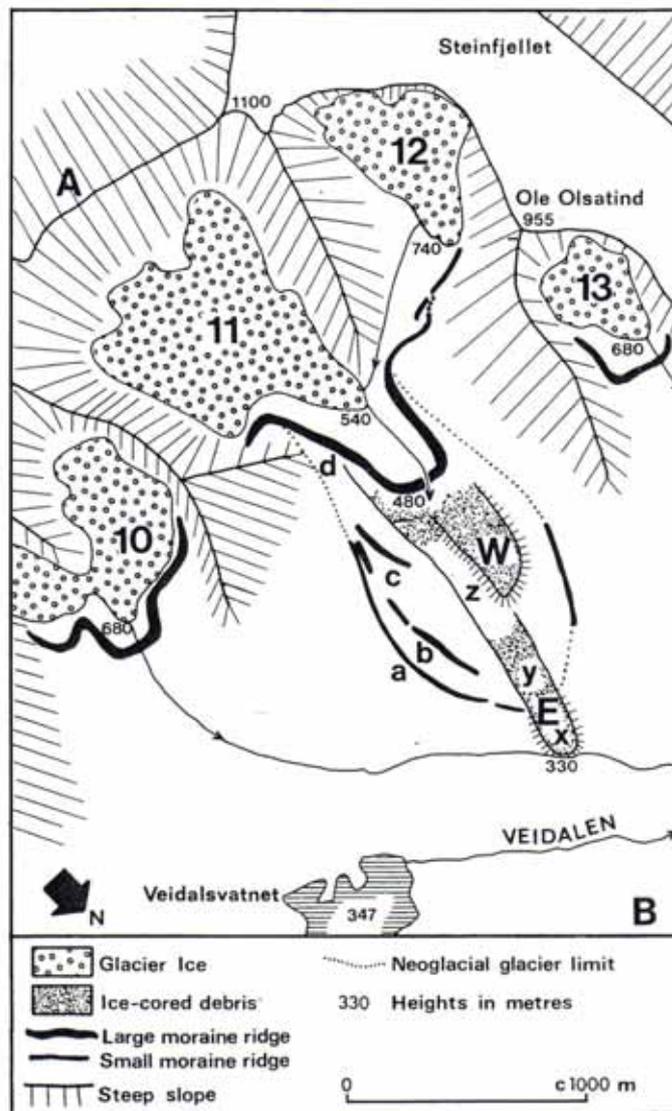


Abb. 42: Gletscher, Moränen und (eishaltige?) Schuttungen am Nordhang des Steinfjells, Veital (aus GRIFFEY & WHALLEY 1979)



Foto 76: Die ca. 20 m hohe, steile Stirn der Schuttzunge besteht aus scharfkantigem Blockmaterial. Sie befindet sich in einer Höhenlage von 330 m ü. M. Die Blöcke sind weithin von Flechten überzogen. Im zentralen, muldenförmig eingesenkten Teil der Ablagerung wachsen Zwergsträucher sowie einzelne Weiden und Birken. Feinmaterial tritt nur an wenigen Plätzen zutage. 24.9.1984

Trotz der vorliegenden Befunde bleiben mehrere Fragen ungeklärt, die die Morphogenese und Altersstellung des Grobschuttkörpers betreffen. Für einen Bergsturz-Ursprung sprechen die Existenz einer Hohlform in der Nordflanke des Steinfjells unweit der Schuttzungen-Wurzel, die als mögliche Auswanderungsnische in Frage kommt, sowie die Feinmaterialarmut und das Vorkommen riesiger Blöcke im Schuttkörper. Die Gestalt der Schuttzunge, insbesondere die scharfe Randbegrenzung und die leicht abgesenkte, in Wälle und Rinnen gegliederte Oberfläche im Zentrum, erinnert allerdings stark an fossile Blockgletscher. Die deutliche Gliederung in zwei scharf gegeneinander abgrenzbare Teile, namentlich einen westlichen Teil, der nur eine relativ kurze Strecke vorgestoßen ist, und einen östlichen Teil, der sich fast bis zur Talmitte bewegt hat, ist für Bergsturz-Ablagerungen eher untypisch und spricht mehr für die Blockgletscher-Theorie. Der Transport einer derart großen Schuttmenge, die als Bergsturz auf die Oberfläche eines kleinen Kargletschers gelangt ist und von diesem supraglaziär über eine relativ große Distanz bei geringem Böschungswinkel hangabwärts verlagert worden ist, ist kaum vorstellbar. Der genaue Mechanismus der Schuttverlagerung und damit der Morphogenese des Schuttkörpers sind nicht vollständig geklärt und bedürfen weiterer Studien. Das Alter der Grobschutt-Ablagerung läßt sich mit Hilfe der Randmoränen und ehemaligen Eisrandlagen grob und unter Vorbehalt eingrenzen. Die Schuttzunge hat die äußere Eisrandlage überfahren und ist daher jünger. Die Wurzel des Schuttkörpers wird von einer steilen, nahezu vegetationsfreien Laterofrontalmoräne am Rande des aktuellen Kargletschers überlagert und ist folglich älter (vgl. Foto 77). Alle ehemaligen Eisrandlagen im Umkreis der Schuttzunge sind nach bisherigem Kenntnisstand neuzeitlich, wobei die äußerste Randlage vermutlich zu Beginn dieses Zeitabschnitts gebildet worden ist und die innerste, besonders scharf ausgeprägte, in der Endphase der „Kleinen Eiszeit“. Der Schuttkörper ist daher wahrscheinlich zwischen 1750 und 1920-1930 abgelagert worden, nach Ausweis der Vegetation und des Flechtenbesatzes der Grobkomponenten schon relativ früh, möglicherweise im Zeitraum 1750-1850. Diese Hypothese muß allerdings noch mit handfesten Belegen untermauert werden.



Foto 77: Die Wurzel der Schuttzunge wird in rund 480 m Höhe ü. M. von der jüngsten, unbewachsenen Moräne des Kargletschers überlagert und ist somit älter als diese, aber jünger als die überfahrenen Randmoränen in der Talmitte. Ein neuzeitliches Alter (1750-1850 ?) und eine Bergsturz- oder Blockgletscher-Genese sind naheliegend. 24.9.1984

Vor dem Rückweg zur Küste lohnt sich ein kurzer Abstecher zum Veidalsvatn. An seinen durch Wasserüberstauung gekennzeichneten Uferbereichen haben sich, begünstigt durch das Fehlen einer Vegetationsdecke und das Vorhandensein von pelitreichen, frostempfindlichen Lockersedimenten in der Grundmoränendecke extrazonale Strukturböden (Feinerdeinseln, Steinpolygone) in „idealtypischer Ausprägung“ entwickelt. Am Grunde des im Herbst weithin trocken fallenden Oberlaufes des Veidalselv finden sich Pflasterböden als Erscheinungen der Bodenglättung infolge Eisdruckes. Die Unterhänge des nördlich angrenzenden Veidalsfjells sind gestuft (vgl. Foto 78). Der Formenschatz erinnert auf den ersten Blick an lobenförmige Hangfuß-Blockgletscher, die sich zu einer Lobenfront zusammenschließen. Bei näherer Untersuchung stellt sich allerdings heraus, dass 2-3 stockwerkartig angeordnete Seitenmoränenwälle mit Sturzschutt überschüttet worden sind. Hinweise auf die Existenz von Permafrostboden fanden sich

nicht. Während der untere, stellenweise mit Zwergsträuchern bewachsene Wall stabil wirkt, machen die beiden oberen vegetationsarmen Wälle einen mobilen Eindruck. Sie unterliegen wie die Hänge der Moränenwälle und -hügel am Talausgang der Gelisolifluktion und Ablation. Außer Schuttloben und -stufen finden sich Spülbahnen und -rillen. Größere Geschiebeblöcke fungieren als Wander- oder Bremsblöcke. Die wind- und kälteexponierten Moränenkuppen sind häufig von einem Deflations- und / oder Auffriersteinpanzer überzogen.



Foto 78: Die Unterhänge des nördlich angrenzenden Veidalsfjells lassen eine vertikale Stufung erkennen. Offenbar sind 2-3 stockwerkartig angeordnete Seitenmoränenwälle aus der Deglaziationsphase des Tales später mit Sturzschutt überschüttet und dadurch morphologisch modifiziert worden, so daß der Eindruck von Hangfuß-Blockgletscher-Lobenfronten entsteht. Die oberen Wälle werden noch abluat und gelisolifluidal überprägt, während der unterste Wall stabil erscheint. 5.8.1997

Von der Talmündung in Sörlenangen sind es rund 25 km bis Russelv an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel. Von dort aus lohnt sich eine Wandertour auf den Gipfel des Russelv fjells (816 m). Die Küste ist mit Ausnahme der äußeren Nordlenangs-Bucht dünn besiedelt. Außer etwas Landwirtschaft auf den gehobenen Meeresterrassen wird Fischfang und Fischzucht betrieben. Ein Teil der Küstenflotte Lyngens ist in Nordlenangen zu Hause. Am nördlichen Ende von Russelv ragen mehrere Moränenrücken spornartig ins Meer hinaus. Sie setzen sich in südöstlicher Richtung als terrassierte Lateralmoränen am Fuße des Russelv fjells fort. Die Landvorsprünge markieren kurze Stillstandsphasen oder Vorstöße des weichselzeitlichen Inlandeises am Ausgang des Ullsfjordes. Auf einem Feldweg kann man ca. 1,5 km weit entlang des Russelv-Baches in das Russelvdal fahren. Vom Endpunkt des Weges an einer Mähwiese sind es ca. 10 km (Hin- und Rückweg) bis zum Gipfel des Russelv fjells. Die Wanderung führt von der Birkenwaldgrenze durch Zwergstrauch- und Wiesengesellschaften bis in nahezu vegetationsfreie Blockschuttfelder in Höhenlagen oberhalb ca. 500 m ü. M. Der Anstieg vom Karsee Russelv fjellvatn (517 m ü. M.) bis zum Gipfel ist steil, aber ungefährlich. Vom Gipfel aus hat man eine fantastische Aussicht auf die Fjorde, Sunde, Inseln und Halbinseln der äußeren Küstenregion bis hin zur 70 km entfernten gletscherbedeckten Öksfjord-Halbinsel.

Um zu den Ausgangspunkten der beiden letzten Wanderexkursionen zu gelangen, auf denen der Themenkreis Blockgletscher / Bergsturzmasse unter besonderer Berücksichtigung der Unterscheidungsmerkmale dieser Grottschutt-Ablagerungen im Vordergrund steht, muß man die Lyngen Halbinsel verlassen. Dazu fährt man auf der Küstenstraße zurück nach Lyngseidet und nimmt die Fähre über den Lyngenfjord Richtung Olderdalen am Nordufer des Kåfjordes. Während der Überfahrt erkennt man rückblickend die Gletscher in der Umgebung des Rotenvik-Stausees. An der Mündung des Kåfjordes in den Lyngenfjord fällt der Blick nach Süden auf das Nordnesfjell-Plateau mit dem bereits beschriebenen, unter Beobachtung stehenden, stellenweise in Bewegung befindlichen Bergsturzareal bei Jettan sowie nach Norden auf die West- und Südhänge des Nordmannvikfjells, an denen sich fossile Blockgletscher und Bergsturz-Ablagerungen bis in den Birkenwald herab erstrecken. Vom Fährhafen Olderdalen, der auf einem gehobenen glazifluvialen Delta an der Mündung des gleichnamigen Tals angelegt ist, folgt man der E

6 in Richtung Alta rund 8 km weit bis zur inneren Nordmannvik-Bucht. Die Straße verläuft nach dem Verlassen des Deltas zunächst 2 km weit in marinen Sedimenten, und danach, dicht am Fjordufer, vornehmlich in Grundmoränenablagerungen. Bei Sagatun hat ein gewaltiger mehrgliedriger Grobschuttkörper die jungdryaszeitlichen Lateralmoränen des Tromsö-Lyngen Substage durchbrochen (vgl. Abb. 43). Sein Frontabschnitt reicht fast bis zur Straße herab, ist von dort aus aber aufgrund des dichten Birkenwaldes an den unteren Hangpartien schlecht zu erkennen. TOLGENSBAKK & SOLLID (1988) klassifizieren den hausgroße Felsblöcke enthaltenden Schuttkörper als Blockgletscher, der inzwischen eisfrei (fossil) ist. An der inneren Nordmannvik-Bucht kann man das Fahrzeug auf einem von (glazi-) fluvialen Sedimenten unterlagerten Parkplatz abstellen. Hier beginnt die Wanderung in das innere Nordmannvikdal.



Abb. 43: Blockgletscher, Bergsturzmassen, postglaziale Verwerfungslinien, lokale Gletscher und jungdryaszeitliche Randmoränen am Kåfjord (aus SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK 1989)

5.2.12. Indre Nordmannvika – Nordmannvikdal – Nordmannviktind (See 549 m ü. M.) – Jovnnacahca – Sannjariahppi – Gauknes – Kippeldal (ca. 23 km)

Die Exkursionsroute verläuft am Südufer des Vikelv und folgt zunächst einem Schneemobilweg in östlicher Richtung. Auf den ersten 3 km werden spätglaziale Randablagerungen des weichselzeitlichen Inlandeises überquert. Die erste (untere) Randlage 2 km südlich des Weges besteht aus 4 scharf ausgeprägten, 7-8 m hohen Seitenmoränenwällen, die sich unterhalb des Ramnebergs zu einem Wall zusammenschließen. In der Talmitte geht die Lateralmoräne in eine mächtige glazifluviale Eiskontaktterrasse über, die von tiefen Schmelzwasserrinnen durchschnitten wird. Nördlich des Bachlaufes steht die Terrasse mit einer kleineren Seitenmoräne und einer Kames-Terrasse in Verbindung (vgl. Foto 79; MÖLLER, FJALSTAD et al. 1986). Die Randablagerungen wurden während der Jüngerer Dryaszeit am Ostrand des Lyngenfjord-Gletschers abgesetzt, als die Front der Gletscherzunge bei Spåkenes lag (Tromsö-Lyngen Substage). Das Gebiet östlich der Lateralmoränen befand sich damals schon außerhalb des Inlandeises. In den Tälern und Bergen existierten jedoch noch zahlreiche Lokalgletscher (vgl. SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK 1989). Rund 1,2 km weiter taleinwärts ist in größerer Höhenlage eine weitere Randlage des Inlandeises erhalten. Sie wird von einer breiten Randmoränenzone südlich des Bachlaufes und einer Eiskontaktterrasse nördlich davon gebildet (vgl. Foto 80). Die Randmoränenzone besteht aus einer hügeligen Moränenablagerung mit einem relativ scharf ausgeprägten Moränenwall am Südostrand (Distalseite). Diese Ablagerungen wurden während des Skarpnes Substage gebildet, als sich ein seitlicher Lobus des Fjordgletschers bis in das untere Nordmannvikdal erstreckte. SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK berichten von Permafrostfunden in den Ablagerungen und begründen den Erhalt von Dauerfrostboden in der Tallage mit der Wind- und Kälteexposition der Lokalität. Die eigenen Feldstudien (1989, 1995, 1997) bestätigen das inselhaftes Auftreten von Permafrostboden in den Moränenkuppen.



Foto 79: Moränen und Terrassen der unteren, jungdryaszeitlichen Eisrandlage am Bachlauf des Vikelv im unteren Nordmannvikdal. Die Moränen wurden am Ostrand des Lyngenfjord-Gletschers abgelagert, als die Front der Gletscherzunge bei Spåkenes lag (Tromsö-Lyngen Substage) Blick taleinwärts. 2.8.1997



Foto 80: Blick von der weiter taleinwärts und höher gelegenen Randmoränenzone des Skarpnes Substage. Die Ablagerungen wurden gebildet als sich ein seitlicher Lobus des Lyngenfjord-Gletschers bis in das untere Nordmannviktindal erstreckte. Im Bildhintergrund sind der Lyngenfjord und die steile Ostküste der Lyngen Halbinsel mit der Strupen-Bucht und den Gletschern Koppangsbre / Strupbre (links) und Stövelbre (rechts) zu erkennen. 2.8.1997

Von der ehemaligen Eisrandlage aus erkennt man beim Blick nach Süden am Oberhang des Nordmannviktind in großer Höhe eine Moränenablagerung und einen kleinen Lokalgletscher, der knapp unterhalb des Plateaurandes in einer Höhe von rund 1000 m ü. M. ansetzt. Die moränische Ablagerung besteht aus zwei Teilen, die vermutlich zwei Eisrandlagen unterschiedlichen Alters repräsentieren. Der obere, an den Gletscher grenzende Abschnitt des Moränenmaterials enthält nach TOLGENSBAKK & SOLLID (1988) Gletschereisreste. Ob sich der Gletscher und die Eiskernmoräne in einem Permafrostmilieu befinden, bleibt unklar, ist aber aufgrund der großen Höhenlage nicht auszuschließen. Weiter taleinwärts ist die Nordflanke des Nordmannviktinds in zwei große Kare gegliedert (vgl. Foto 81). Um zu den Karböden zu gelangen, setzt man seine Wanderung auf dem etwa parallel zum Schneemobilweg verlaufenden Pfad noch ca. 1 km weit taleinwärts fort und steigt danach schräg am Hang bis in eine Höhe von rund 550 m ü. M. auf. Unterwegs hat man nach Südosten einen freien Blick auf den steilen, NW-exponierten, zwischen den zahlreichen großen Blöcken mit Zwergsträuchern bewachsenen Hang der Moränenablagerung vor dem ersten Kar.



Foto 81: Blick auf 2 große Karmulden am Nordosthang des plateauförmigen Nordmannviktinds. Die Talhänge unterhalb der Karschwellen sind von zungenförmigen Moränenablagerungen bedeckt, die sich fast bis zur Talsohle erstrecken. Die Randmoränen sind offensichtlich unter Beteiligung von Gletschereisresten als Eiskernmoränen unter Permafrostbedingungen im Spätglazial (Skarpnes- / Tromsö-Lyngen Substages) blockgletscherartig hangabwärts geflossen. Die östliche, kürzere Schutzzunge (links) hat keinen moränischen Ursprung; sie hat sich vornehmlich aus Sturzschatthalden- und Bergsturz-Material entwickelt und zeichnet sich durch eine steilere Front aus. 2.8.1997

Der Karboden wird von unregelmäßig geformten Moränenwällen und -hügeln sowie wassergefüllten Mulden gebildet (vgl. Foto 82). Am Fuße der Karrückwand befindet sich ein transversales, langfristig schneebedecktes Eis- und Firnfeld, das sich als Rest des ehemaligen Kargletschers interpretieren läßt. Es hat aufgrund der extremen Schattlage am Fuße der hohen Felswand bis in die Gegenwart überdauert. In den Steilabfall ist in Gipfelnähe des Nordmannviktinds eine kleine karähnliche Mulde eingelassen, die einen Gletscher mit einem hohen Eiskliff beherbergt, von dem sich gelegentlich Eislawinen lösen und auf den Westteil des transversalen Eis- und Firnfeldes fallen, wo sie rasch abschmelzen. Die Gletscherfront befindet sich in einer Höhenlage von ca. 800 m ü. M. SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBARK (1989) schließen aufgrund des hohen Eiskliffs nicht aus, dass es sich um einen „kalten“ Gletscher im alpinen Permafrostbereich handelt. Der starke sommerliche Abfluß an der Basis des Eiskliffs deutet jedoch eher auf eine „warme“ Gletschersohle und einen temperierten Gletscher. Die riesige Moränenablagerung vor dem Kar erstreckt sich hangabwärts bis zur Talsohle bei Gauknes. Nach MÖLLER, FJALSTAD et al. (1986) lassen sich bis zu 5 scharf ausgeprägte Endmoränen ausgliedern, an die sich hangabwärts ein unübersichtlicher Moränenkomplex anschließt, der sich durch eine große Mächtigkeit und ein kuppiges Relief an der Oberfläche auszeichnet. Die Randmoränen des Komplexes sind bis zu 20 m hoch (vgl. Foto 83). Offensichtlich sind Teile des Moränenkomplexes nach ihrer Ablagerung unter Beteiligung von Gletschereisresten als Eiskernmoräne hangabwärts geflossen. Die ältesten und äußersten Moränen wurden im Spätglazial der Weichsel-Eiszeit abgelagert. Sie sind nach MÖLLER, FJALSTAD et al. zeitgleich mit den Lateralmoränen des Lyngenfjord-Gletschers am Ausgang des Nordmannviktales während des Skarpnes Substage und des Tromsö-Lyngen Substage gebildet worden.



Foto 82: Der Boden des nordwestlichen Kars wird von unregelmäßig geformten Moränenhügeln und wassergefüllten Mulden gebildet. Am Fuße der Karrückwand befindet sich als Rest des ehemaligen Kargletschers ein transversales, langfristig schneebedecktes Firn- und Eisfeld. In einer Mulde in Gipfelnähe des Nordmannviktinds (ca. 800 m ü. M.) hat ein Kargletscher mit einem hohen Eiskliff bis in die Gegenwart überdauert. 26.8.1995



Foto 83: Der riesige Moränenkomplex vor dem Kar erstreckt sich bis zur Talsohle bei Gauknes. Die Randmoränen an der Front sind bis zu 20 m hoch. Die feinmaterialreicheren Partien sind mit Gräsern und Zwergsträuchern bewachsen. Im Windschutz wachsen Birken. Die mächtigsten Blöcke befinden sich an der Oberfläche der im Zentrum muldenförmig eingesenkten Oberfläche der Ablagerung. 26.8.1995

Im Falle des zweiten, südöstlich unmittelbar anschließenden Kars wiederholt sich die Sequenz der Formen und Ablagerungen mit Abwandlungen. Der Karboden wird von einem Karsee (549 m ü. M.) eingenommen. Die transversalen Firn- und Eisreste befinden sich in etwas größerer Höhe an der Karrückwand und reichen nicht bis zum Karboden herab. Die seitlichen Karwände sind von Sturzschutthalden gesäumt, deren Oberflächen steil in den tiefen Karsee eintauchen. Vor dem Karsee lassen sich 4-5 Endmoränenwälle abgrenzen, denen distal ein breiter Moränenkomplex vorgelagert ist. Südöstlich des Sees ist eine Grobschutt-Ablagerung zu finden, die die südlichsten Abschnitte der inneren Moränenwälle überlagert. Der vorderste Abschnitt des Moränenkomplexes hat sich blockgletscherartig hangabwärts bewegt, ohne die Talsohle und den Bachlauf zu erreichen. Die Ränder des Blockgletschers sind hoch und steil; dahinter ist die Oberfläche muldenförmig eingesenkt, ein Indiz, dass das Eis im Inneren des Schuttkörpers bereits ausgeschmolzen ist, und dass es sich somit um einen fossilen Blockgletscher handelt. Die Schuttablagerung am Südostrand des Karsees hat eine recht steile Front und kann möglicherweise ebenfalls als fossiler Blockgletscher klassifiziert werden. Die ältesten Moränen der Sequenz weisen nach MÖLLER, FJALSTAD et al. (1986) dasselbe Alter auf wie jene des westlich benachbarten Komplexes (Skarpnes Substage, Tromsö-Lyngen Substage). Zur damaligen Zeit herrschten im Gebiet strenge Permafrostbedingungen, die die Entwicklung von Blockgletschern aus Moränenmaterial und anderen Schuttablagerungen erlaubten. Es ist daher anzunehmen, dass die Blockgletscher an dieser Lokalität bereits im Spätglazial angelegt worden sind und damit sehr alte periglaziäre Mesoformen darstellen. Ihr Eis ist inzwischen ausgeschmolzen; die Formen sind fossil. Dagegen finden sich in größeren Höhenlagen in Kåfjord und Storfjord, in denen auch gegenwärtig noch Permafrostbedingungen herrschen, außer fossilen Blockgletschern auch inaktive und aktive Blockgletscher, die auch gegenwärtig noch Bodeneis enthalten.

Vom Ostrand des fossilen moränischen Blockgletschers erstreckt sich eine auffällige, kerbförmige, bis zu 1 m tiefe Spalte in der Grundmoränendecke über eine Distanz von rund 1,5 km bis zum namenlosen Berg 1069 m, an dessen Westflanke sie sich als diagonal verlaufende Rinne fortsetzt (vgl. Foto 84). Bei einer 4 m tiefen Grabung in der Spalte wurde das Festgestein im Untergrund der Grundmoränendecke von SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBAKK (1989) nicht erreicht. Die Beobachtungen zeigen, dass die Spalte nach der Ablagerung der Grundmoränendecke angelegt worden ist, aber älter ist als der Blockgletscher an der Karmündung, dessen Schuttkörper von der Spaltenbildung nicht betroffen ist. Der Blockgletscher hat die bereits existierende Spalte bei seiner hangabwärtigen Bewegung „überfahren“. Da die Grundmoränendecke zweifellos im weichselzeitlichen Spätglazial abgelagert worden ist, muß die Spaltenbildung im frühen Postglazial stattgefunden haben, was zumindest diesen Blockgletscher als eine (früh-)holozäne Akkumulationsform ausweist. Die Spalte ist der sichtbare Ausdruck einer neotektonischen Verwerfungslinie, wobei der exakte Zeitpunkt der tektonischen Bewegungen noch nicht bekannt ist. Es ist

naheliegender, dass die Bildung von Verwerfungslinien kurz nach der Deglaziation des Gebietes mit den Druck- und Spannungsverhältnissen im Gestein infolge der postglazialen isostatischen Landhebung in Verbindung steht (vgl. DEHLS, OLESEN, OLSEN & BLIKRA 2000). Nach OLESEN, DEHLS & OLSEN (2002) ist die Verwerfung durch eine Ausdehnung der Erdkruste in NO-SW-Richtung entstanden. Die etwa isohypsenparallel angeordnete Verwerfungslinie fällt mit ca. 30 nach Nordosten ein und ist vermutlich Teil eines Komplexes aus NW-SO-verlaufenden Normalverwerfungen.



Foto 84: Von der östlichen Schuttzunge erstreckt sich eine auffällige, kerbförmige, bis zu 1 m tiefe Spalte in der Grundmoränendecke über ca. 1,5 km Länge bis zum Berg 1069 m, an dessen Westflanke sie sich als diagonal verlaufende Spalte fortsetzt. Sie ist sichtbarer Ausdruck einer neotektonischen Verwerfungslinie, die vermutlich kurz nach der Deglaziation des Gebietes als Folge der wechselnden Druck- und Spannungsverhältnisse im Gestein im Zusammenhang mit der isostatischen Landhebung entstanden ist. 26.8.1995

Bei der weiteren Wanderung entlang des Vikelv-Baches zum Jovnnacahca-Berg werden mehrere mächtige Schuttablagerungen passiert. An der NW-Flanke des Berges 1068 m existiert ein Bergsturzareal, dessen rund 1 km lange Front aus Steinen und Blöcken stellenweise 10-15 m hoch ist. Dort ist eine große Felspartie vom NW-Hang talwärts gerast. Daran schließt sich östlich ein Moränenkomplex an, dessen Oberfläche durch unregelmäßig angeordnete Wälle und Rinnen gegliedert ist. Der Gletscher im zugehörigen Kar ist inzwischen abgeschmolzen. Am Boden der Karnische befindet sich ein kleiner Karsee. Ein paar hundert Meter weiter östlich ist ein riesiger Bergsturz niedergegangen und hat mehrere Endmoränenwälle unter sich begraben (vgl. Foto 85). Der Bergsturz hat sich in einem karähnlichen Tal am Berg 988 m gelöst. An der Wurzel der Grobschutt-Ablagerung ist eine Mulde erkennbar, die sich als Auswanderungsnische deuten läßt. Der Schuttkörper des Bergsturzes ist ungewöhnlich grobkörnig und enthält zahlreiche, scharfkantige, hausgroße Blöcke. Der Rand der Grobschutt-Ablagerung ist unscharf entwickelt; viele große Blöcke sind über die Grundmoränendecke im Vorland verstreut. Obwohl eine deutlich erkennbare Stirn und eine in Wälle und Rinnen gegliederte Oberfläche, ähnlich der Struktur zähflüssiger Massen, fehlen, haben TOLGENSBARKK & SOLLID (1988) den Grobschuttkörper in ihrer quartärgeologisch-geomorphologischen Karte als (fossilen) Blockgletscher eingezeichnet – zweifellos ein Fehler. Zwischen der Bachbiegung nach Norden und dem Jovnnacahca findet sich eine weitere Moränenablagerung. Sie besteht aus einem scharf abgrenzbaren Endmoränenwall, der auf seiner Proximalseite ein kuppiges Terrain einschließt, das zwei kleine Seen beherbergt. Nordöstlich davon sind am Fuße des Berges 1172 m mehrere isohypsenparallel verlaufende Wälle entwickelt, die sich als pronivale Wälle deuten lassen („protalus ramparts“ nach TOLGENSBARKK & SOLLID 1988). Die Lokalität repräsentiert den Wendepunkt der Wanderexkursion. Der Rückweg erfolgt bis zum Sannjariahppi am Nordufer des Vikelv-Baches.



Foto 85: Im oberen Nordmannvikdal sind nach der Deglaziation unter Einwirkung tektonischer Vorgänge zahlreiche Bergstürze niedergegangen, die sich von den fossilen Blockgletschern vornehmlich durch ihre unscharfe Randbegrenzung und die Existenz einer deutlich sichtbaren Auswanderungsnische an ihrer Wurzel unterscheiden. Die größte Bergsturزابlagerung ist am Fuße des namenlosen Berges 892 m entwickelt. 2.8.1997

Am Südhang des Berges 1207 m wird eine große gestufte Schuttablagerung passiert, die sich aus 900 m Höhe ü. M. bis auf den Unterhang in ca. 600 m ü. M. erstreckt. Der untere Abschnitt wird von MÖLLER, FJALSTAD et al. (1986) als Moränenkomplex gedeutet. TOLGENSBARK & SOLLID (1988) interpretieren die Gesamtform als eine Sequenz mehrerer, am Hang übereinander angeordneter Blockgletscher aus nicht-moränischem Grottschutt. Den eigenen Feldbefunden zufolge handelt es sich jedoch um eine unübersichtliche Anhäufung von Fels- und Bergsturzmaterial ohne scharfe Randbegrenzung. Für Blockgletscher typische Wall- und Rinnenstrukturen fehlen ebenso wie deutlich erkennbare frontale Versteilungen. Im Vorfeld der Grottschutt-Ablagerung ist der Hang bis zum Bachlauf im Talbodenbereich von einer Blockstreu überzogen. Derart weiträumig verstreute Blöcke finden sich bei vielen Bergsturz-Ablagerungen in Kåfjord.

Allerdings haben TOLGENSBARK & SOLLID (1988) am Westhang des Berges in der Sannjariahppi-Talmulde auch echte Blockgletscher kartiert. Es handelt sich um Hangfuß-Blockgletscher in „idealtypischer, lehrbuchhafter Ausprägung“. Die beiden lobenförmigen, an der Oberfläche aus sehr grobblockigem Material bestehenden Schuttkörper verschmelzen seitlich miteinander (vgl. Foto 86). Ihre Oberflächen weisen Wälle und Rinnen auf, deren Anordnung die Fließrichtung erkennen läßt; das Bewegungsmuster erinnert an die Bewegung zähflüssiger Massen (vgl. u. a. BARSCH 1996). Das Schuttmaterial der Blockgletscher stammt vom Oberhang des Berges, wo Mulden und Rinnen ein entsprechendes Materialdefizit anzeigen. Die 30-40 m hohe lobenförmige Front der beiden Blockgletscher ist steil und, ähnlich den seitlichen Rändern, scharf abgegrenzt (vgl. Foto 87). Die Oberflächen der Schuttkörper sind proximal zu den Rändern nicht eingesenkt. Beide Merkmale – steile Stirn, fehlende Einsenkung dahinter – sind deutliche Hinweise, dass die beiden Blockgletscher noch Bodeneis enthalten. Allerdings ist unklar, ob die Schuttkörper immobil sind (inaktive Formen) oder sich noch hangabwärts bewegen (aktive Formen). Da die Bewegungsraten von Blockgletschern in der Regel gering sind – in der Größenordnung von einigen Zentimetern bis wenigen Dezimetern pro Jahr (vgl. u. a. BARSCH 1996) – läßt sich der Aktivitätsgrad der Blockgletscher nur durch langfristige Messungen ermitteln. Die relativ geringe Höhenlage der Blockgletscher (ca. 600-800 m ü. M.) sowie die daraus resultierenden klimatischen Rahmenbedingungen (Jahresmitteltemperatur um -1 bis -2 °C) ähneln denen im Sörellendal in Lyngen und schließen eine Aktivität nicht grundsätzlich aus. Der Sörellendal-Blockgletscher befindet sich jedoch im Unterschied zu den SW-exponierten, der Einstrahlung stärker ausgesetzten Sannjariahppi-Blockgletschern in extremer Schattlage. Dieser Nachteil kann von den beiden Blockgletschern kaum kompensiert werden. Blockgletscher sind jedoch zeitübergreifende („time transgressive“) Mesoformen, die auf Klimaveränderungen aufgrund ihres thermisch isolierenden Grottschuttmantels sehr langsam reagieren und in ihrem Verhalten die klimati-

schen Verhältnisse der jüngsten Vergangenheit widerspiegeln, im vorliegenden Falle möglicherweise jene der „Kleinen Eiszeit“, insbesondere der kalten Periode zu Beginn des 20. Jahrhunderts.



Foto 86: In der Sannjarihppi-Talmulde ist am Westhang des Berges 1207 m ein Hangfuß-Blockgletscher in „lehrbuchhafter“ Ausprägung entwickelt. Er besteht aus 2 lobenförmigen, an der Oberfläche sehr grobblockigen Schuttkörpern, die seitlich miteinander verschmelzen. Das Oberflächenrelief weist Wälle und Rinnen auf, deren Anordnung für Blockgletscher typisch ist. Das Schuttmaterial stammt vom Oberhang des Berges, wo Mulden ein entsprechendes Materialdefizit anzeigen. Die 30-40 m hohe lobenförmige Front ist steil und ähnlich den Rändern scharf abgegrenzt. Die steile Stirn, das Fehlen einer Einsenkung dahinter und die Vegetationsarmut lassen vermuten, dass das Bodeneis noch nicht ausgeschmolzen ist, und dass die Blockgletscher ein rezentes Pemafröstvorkommen indizieren. 2.8.1997



Foto 87: Der südliche, seitliche Rand des Blockgletschers ist ca. 20 m hoch, steil und wird von scharfkantigen Steinen und Blöcken gebildet. Unter dem Blockmantel existiert feineres Material, das aber nur an wenigen Stellen zutage tritt. Die Zweisichtung in einen Feinmaterialkern und eine Blockdecke tritt nicht so deutlich in Erscheinung wie an der steilen, steinschlägigen Blockgletscherstirn. Die großen, scharfkantigen Blöcke sind ineinander verkeilt und dadurch in ihrer Bewegung behindert. 2.8.1997

Am Nordende des Sannjarihppi-Tales befinden sich zwei Kare mit stark zurückschmelzenden Gletschern. Dem östlichen Gletscher ist ein kuppiges Grundmoränen-Terrain vorgelagert, das an seinem Südende von einem Endmoränenwall begrenzt wird. Vor dem westlichen Kargletscher sind mehrere End- und Seitenmoränenwälle entwickelt, zwischen denen zahlreiche unregelmäßig geformte Moränenhügel erhalten sind. Am interessantesten ist die rechte Lateralmoräne, die sich am Fuße des Litledalsfjells (1235 m) weit nach Norden erstreckt und mit einem flachen, aber breiten Wall aus Schuttmaterial von den angrenzenden Sturzschutthalden und -kegeln in Verbindung steht. Der Wall wird von MÖLLER, FJALSTAD et al. (1986) als Hangfuß-Blockgletscher mit sehr breiter lobenförmiger Front kartiert, von TOLGENSBAKK & SOLLID (1988) hingegen als „protalus rampart“, d. h. als pronivaler Wall. Hier

stellt sich zudem die Frage, ob es sich nicht vielmehr um eine mit Sturzschuttmaterial überschüttete alte Seitenmoräne handelt. In diese Richtung weist die bereits erwähnte Seitenmoräne vor der Karmündung, die sich möglicherweise unter dem Wall fortsetzt. Eine komplexe Genese des Walles ist nicht auszuschließen. Von der Lokalität aus ist eine Besteigung des Litledalsfjells anzuraten. Vom Gipfelplateau hat man eine vorzügliche Aussicht auf die beiden Hangfuß-Blockgletscher am gegenüber liegenden Talhang sowie die bereits besuchten Kare, Gletscher, Moränenkomplexe und moränischen Blockgletscher an der NO-Flanke des Nordmannviktinds.

Die Rückwanderung erfolgt am besten entlang des Nordufers des Vikelv-Baches, vorbei an den Hütten bei Gauknes und Sløkvollen, bis zum steilen Ostrand der Skarpnes-Eisrandlage. Von dort lohnt sich ein Abstecher in das rund 3 km lange Kippeldal. Beide Talflanken werden von mächtigen Sturzschutthalde und -kegeln gesäumt, an deren Füße hangparallel verlaufende Wälle entwickelt sind, die sich als pronivale Wälle deuten lassen. Am Talende befindet sich zwar ein kleiner Talgletscher mit einem vorgelagerten Moränenkomplex, doch wurden im Tal keine Lateralmoränen entdeckt, die die Wälle unterlagern könnten. Während an der westlichen Talflanke ein mehr als 1 km langer Wall entwickelt ist, beschränkt sich die Verbreitung der Wälle an der Ostflanke des Tales auf die Fußbereiche der mächtigen Sturzschuttkegel (vgl. TOLGENSBARK & SOLLID 1988), was deutlich gegen eine Unterfütterung mit Seitenmoränenmaterial spricht. Letzteres würde in den Bereichen zwischen den Schuttkegeln zutage treten. Die Wallformen bestehen ausschließlich aus Sturzschutt und sind als „protalus ramparts“ genetisch unmittelbar an die Sturzschuttkegel geknüpft. Im oberen Gievloriehppi befindet sich ein Schuttkörper, der sowohl Moränen- als auch Bergsturzmaterial enthält. Er wird von MÖLLER, FJALSTAD et al. (1986) und TOLGENSBARK & SOLLID (1988) als Blockgletscher klassifiziert. An seinem rechten Rand ist unterhalb von Sturzschuttkegeln ein Wall gelegen, der als pronivaler Wall gedeutet wird, möglicherweise aber auch eine von Sturzschutt überdeckte Seitenmoräne darstellt. Der Rückweg zum Parkplatz verläuft wie der Hinweg südlich des Vikelv-Baches, der auf einer Brücke überquert werden kann.

Die Fahrt zum Ausgangspunkt der letzten Wandertour folgt der E 6 in Richtung Narvik und ist bis Olderdalen mit der Anfahrt zum Nordmannviktal identisch. Sie verläuft dicht am NO-Ufer des Kåfjords, wobei bis zum Fjordende in Birtavarre mehrere kleine Siedlungen durchfahren werden. Die Einwohner leben von der Landwirtschaft und von Fischfang / Fischzucht (Lachskräle im Kåfjord). In den Bergen um Birtavarre wurde zwischen 1898 und 1918 Kupfer-Bergbau betrieben. Relikte der Gruben finden sich u. a. im Skarvdal und auf dem Moskofjell südöstlich des Moldojokkadals. Von Birtavarre aus lohnt sich ein ca. 25 km langer Abstecher durch das Kåfjorddal zum Guolasjavri-Stausee westlich des finnischen Halti-Massivs. Die Zufahrtsstraße zum riesigen Stausee ist jüngst für touristische Zwecke ausgebaut und an gefährlichen Stellen abgesichert worden. Rund 2 km taleinwärts der Straßenabzweigung in Birtavarre sind auf der Südwestseite des Kåfjordelvi bei Holmen an der alten Dorfstraße ein Eiskontaktdelta und eine Endmoräne erhalten. Die rund 50 m hohe glazifluviale Terrasse wurde am Eisrand knapp oberhalb des damaligen Meeresspiegels gebildet (vgl. MÖLLER, FJALSTAD et al. 1986). Im nördlichsten Terrassenabschnitt entlang des Eiskontaktdeltas wurde zeitgleich mit dem Terrassenkörper eine niedrige, aber scharf ausgeprägte Endmoräne abgelagert. Der taleinwärts exponierte Proximalhang repräsentiert wahrscheinlich den ehemaligen Eiskontaktang. Ein Kiesgruben-Aufschluß belegt, dass das Material im mittleren, zentralen Teil der Ablagerung aus Moräne besteht, die von unterschiedlich geneigten glazifluvialen Sedimentlagen überdeckt wird. Das Moränenmaterial ist feinmaterialfrei und setzt sich aus umgelagerten glazifluvialen / marinen Sedimenten zusammen. Muscheln aus den Ablagerungen weisen nach CORNER (1980a) ein Alter von 9880 ± 240 Jahren BP auf, d.h. sie sind präboreal (Örnes-Ereignis nach CORNER). Rund 8 km weiter taleinwärts, nahe den Relikten der alten Kupferschmelze der Birtavarre Gruber bei Ankerlia, überquert die Straße den Goikegorsa- (Törfossen-) Canyon. Von der Brücke aus hat man eine spektakuläre Aussicht auf den rund 300 m tiefen Sorbmejohka- (Örnedalselvi-) Canyon. Er ist mit seinen hohen, senkrechten Wänden einer der tiefsten und schönsten Canyons in Nordnorwegen. Die gewaltigen Dimensionen des Canyons vermitteln eine Vorstellung von der Erosionsleistung der Schmelzwasserströme bei der Deglaziation des Gebietes. Nach ANDERSEN (1972) wurde dieser Canyon wie auch die zahlreichen anderen Canyons im Raum Kåfjord-Halti erst am Ende des Weichsel-Glazials gebildet, was unter Berücksichtigung der erheblichen Abmessungen der Canyons und der relativ kurzen, für die Erosion zur

Verfügung stehenden Zeit kaum zu glauben ist. Allerdings bildeten das Guolasjavri-Becken und das Kåfjordtal die Hauptabflußbahn der Schmelzwässer aus einem viel größeren Gebiet als gegenwärtig. Das Einzugsgebiet erstreckte sich bis in das obere Reisatalgebiet, die Bidjovaggi-Senke sowie ein großes Areal im Haltigebiet in Nordfinnland, so dass eine erhebliche Erosionsleistung zu erwarten ist. Dennoch bleiben Zweifel an einer so kurzen Morphogenese. Als Argument gegen eine frühere Anlage führt ANDERSEN das Fehlen von Vergletscherungsspuren, insbesondere Erosionsspuren, in den Canyons an. Mit der Anwendung der Theorie vom „kalten“, am Untergrund angefrorenen, nicht erosiven, sondern protektiven Eis läßt sich die Bildungsdauer jedoch möglicherweise weiter in die Vergangenheit zurück verlängern. Danach erscheinen eine frühere Anlage der Talformen und ein Überdauern von zumindest einer wechsellzeitlichen Vergletscherung nicht mehr ausgeschlossen. Wenige Kilometer nach dem Passieren der Brücke verläßt die Straße das tiefe, trogförmige Kåfjordtal, durch das infolge der umgebenden 1000-1200 m hohen Berge das gesamte Schmelzwasser aus Richtung des Guolasjavri- Beckens abfließen musste, und steigt allmählich zur Vidda-Hochfläche an. Der Bachlauf heißt ab Ankerlia nicht mehr Kåfjordelv, sondern Guolasjohka, und ist von der Straße aus nicht mehr sichtbar. An die Stelle des Birkenwaldes treten oberhalb der Waldgrenze Zwergstrauch- und Wiesengesellschaften. Die Hänge sind weithin gelisolifluidal überprägt. An der Straßengabelung an der „Rotenkreuz-Hütte“ ist die nördliche Variante vorzuziehen. Nach rund 2 km umfährt man den Julaidancohka-Berg und hat danach einen exzellenten Blick auf den Guolasjavri-Stausee (754-774 m ü. M.) im Vordergrund und das finnische Halti-Massiv im Hintergrund. Vom Parkplatz an der Ostspitze des Sees sind es rund 5 km Marsch bis zum Halti-Gipfel, der mit 1324 m ü. M. den höchsten Punkt Finnlands markiert.

5.2.13. Skarvdal – Kopperlia – Bievlajavri – Moldojokkadal – Bievlavari (ca. 22 km)

Das Südwestufer des Kåfjordes ist steil und daher mit Ausnahme der Talmündungen von Skarvdal und Manddal unbesiedelt. Die alte Trasse der E 6 schmiegt sich dicht an die ufernahen Felshänge. Der Streckenabschnitt zwischen Birtavarre und Skarvdalen ist stark steinschlag- und lawinengefährdet. Ferner führen die aus großer Höhe aus den NO-exponierten Karen am Isfjell herab stürzenden Schmelzwasserbäche im Sommer zu einer gefährlichen Vernässung der Fahrbahn. Im Winter lösen sich Eisblöcke aus den gefrorenen Wasserfällen und stürzen auf die Straße. Stellenweise gefriert Wasser auf der Fahrbahn und bildet Aufeis (Naledi). Um eine sichere Fahrt auf der E 6 zu gewähren, wurde der gefährdete Streckenabschnitt jüngst durch einen Tunnel (Skarvberg-Tunnel) ersetzt. Die letzte Wandertour beginnt auf dem Parkplatz vor dem westlichen Tunnelausgang.

Man überquert zunächst den Skarvdalselv-Bach und durchwandert den kleinen, auf einem hohen, terrassierten, glazifluvialen Delta angelegten Ort Skarvdalen in Bachnähe (vgl. Foto 88). Der Bachlauf hat sich taleinwärts tief in den aus Moränenmaterial und Kolluvium bestehenden Talgrund eingeschnitten. Der Wanderpfad verläuft nahe am Bachlauf, an dessen Ufern dichtes Weidengebüsch wächst, das hangaufwärts von Birkenwald und -gebüsch abgelöst wird. Nach rund 2 km lichtet sich der Wald und gibt taleinwärts den Blick frei auf die gewaltigen, 1000 m hohen Trogtalhänge des mittleren Skarvdals (vgl. Foto 89). Kurz danach passiert man die Relikte einer alten Kupfergrube, in der 1904-1906 und 1916-1918 Kupfer abgebaut wurde (Schmelzhütte in Ankerlia im Kåfjordtal). Hier empfiehlt es sich, den Bach zu queren und die Wanderung am NO-Ufer fortzusetzen. Der Untergrund ist zwar stellenweise versumpft, doch vermeidet man auf diese Weise eine Querung der zahlreichen, vom gegenüber liegenden Trogtalhang zum Bachlauf herunter ziehenden Gerinne. Etwa 1 km nach dem Passieren der Skarvdalsgamme, einer alten grasbedeckten Torfhütte, beginnt bei Kopperlia der rund 500 m hohe, recht steile Aufstieg zum Moldojokkadal, das „hängend“ in das obere Skarvdal mündet. Die Aufstiegsroute bis in 716 m Höhe ü. M. verläuft dicht am Nordufer des Övre Tverrelv-Baches, der sich tief in die Felsschwelle an der Ausmündung des Moldojokkatales eingeschnitten hat und mit einem Wasserfall und in zahlreichen Kaskaden zur Mündung in den Skarvdalselv herab stürzt. Mit Ausnahme des obersten Abschnitts werden glazifluviale Lockersedimente durchwandert, wie Bachanschnitte ausweisen. Sie sind von einer dichten Gras- und Zwergstrauch-Vegetation bedeckt. Der Bachlauf hat die mächtige Lockersedimentdecke durchschnitten und fließt schäumend an der Oberfläche des im Untergrund anstehenden Festgesteins hangabwärts. Die glazifluvialen Ablagerungen setzen sich im Skarvdal in Gestalt von mehreren Terrassen an den Talflanken

fort. Von der Anhöhe 716 m an der Ausmündung des Moldojokkadals hat man rückblickend eine hervorragende Einsicht in das tief eingesenkte obere Skarvdal, das alle Merkmale eines typischen Trogtals besitzt. Nach Südosten blickt man in das ebenfalls trogförmige Moldojokkadal, an dessen Grunde sich der knapp 2 km lange Bievlajavri-See (682 m ü. M.) befindet (vgl. Foto 90). Die 500-600 m hohen Trogtalflanken werden vom Tverrfjell (1205 m) und vom Isfjell (1375 m) gebildet. Um in den oberen Talabschnitt zu gelangen, überquert man den klammähnlich in das Festgestein eingeschnittenen Abfluß des Bievlajavri (Övre Tverrelv) auf einer Holzbrücke und umwandert den See am Südwestufer am Fuße des Tverrfjells.



Foto 88: Blick über den Kåfjord zur Ausmündung des Skarvdals. Der gleichnamige Ort ist auf einem isostatisch gehobenen glazifluvialen Delta gelegen, das marin abradiert und vom Skarvdalselv-Bach zerschnitten ist. Das Skarvdal repräsentiert ein für die nordnorwegische Fjordküste typisches, glaziär ausgeschürftes Trogtal. 24.8.1995



Foto 89: Im mittleren Skarvdal lichten sich der Birkenwald und das Weidengebüsch entlang des Bachlaufes und geben den Blick frei auf die gegliederten Trogtalhänge am Rande der über 1000 m hohen Plateaus. Unter den Steilwänden setzen Sturzschutthalde und -kegel an, die inzwischen durch eine dichte Gras- und Zwergstrauchvegetation weitgehend festgelegt sind, aber gelegentlich noch lokal durch (Naßschnee-) Lawinen und Muren überprägt werden. 24.8.1995



Foto 90: An das Skarvdal schließt sich ein ca. 500 m hoher Anstieg zum Moldojokkadal an, das „hängend“ in das Skarvdal mündet. Hinter einer Felsschwelle befindet sich das durch Erosion der pleistozänen Gletscher ausgeschürfte Bievlajavri-Seebecken (682 m ü. M.). Der See wird von Sturzschutt-Ablagerungen und gelisolifluidal überprägten Hängen begrenzt. Am Südostufer ist ein Delta aus glazifluvialen Ablagerungen entwickelt, über das der See, vor allem während der Schneeschmelze, durch mehrere Bäche gespeist wird. 24.8.1995

Das Moldojokkadal verfügt über einen reichhaltigen geomorphologischen Formenschatz, in dem Grobschutt-Ablagerungen dominieren (vgl. Abb. 44). Die Gipfelplateaus von Isfjell, Tverrfjell und Bievlavari sind von weit gespannten, feinmaterialarmen Blockfeldern (Blockmeeren) bedeckt, in denen das lokal anstehende Festgestein (Granatglimmerschiefer, Konglomerat, Pegmatit) nur inselhaft zutage tritt. Sie werden talwärts zumeist durch hohe Felswände begrenzt. Letztere sind durch eine dichte Abfolge von Steinschlagrinnen gegliedert, die sich am Rande der Hochflächen oft trichterartig erweitern. Der in den Steinschlagrinnen abwärts gelenkte Verwitterungsschutt bildet am Fuße der Steilabfälle einen Saum mächtiger, seitlich miteinander verschmelzender Sturzschuttkegel, deren Oberflächen lokal durch Mur- und Lawinenbahnen überprägt sind. Mit abnehmender Reliefenergie treten an die Stelle der hohen Felswände Steilhänge, auf denen der Schutt bei hinreichender „Rauheit“ der Hangoberflächen stellenweise liegen bleibt. An einigen Plätzen, wie am Grunde des zum Isfjell-Gipfel hinauf ziehenden Tälchens sowie im Snödal südöstlich des Tverrfjell-Höhenzuges, existiert ein höckriges Felsterrain. Die nord- und nordost-exponierten, weniger steilen, von Grundmoräne und / oder Hangschutt bedeckten, mit Zwergsträuchern, Gräsern und Kräutern bewachsenen Unterhänge des Tverrfjell-Rückens und des Bievlavari-Berges unterliegen der Gelisolifluktion, die sich in Gestalt von Rasenloben und -stufen sowie Einzelercheinungen wie Wander- und Bremsblöcken manifestiert. An den felsigen Mittel- und Oberhängen der Tverrfjell-Nordabdachung sind mulden- und nischenförmige Vertiefungen mit relativ steilen Rückwänden in den Hang eingelassen, die sich als Nivationswannen und -nischen deuten lassen. Auf dem flachen, nordwestlich exponierten, von einer dichten Grasvegetation bedeckten Unterhang des Berges 1033 m ist in 860 m Höhe ü. M. in feinkörnigen Sedimenten ein polygonales Netzwerk entwickelt. Die 10-15 cm tiefen Spalten enthalten an ihrem Grunde 1-2 cm breite Frostrisse, die sich mindestens 40 cm in die Tiefe erstrecken (Ende August 1995). Ob das Netzwerk in größerer Tiefe von Permafrost unterlagert ist, ließ sich nicht feststellen, ist aber aufgrund der frostklimatischen Bedingungen in dieser Höhenlage ü. M. möglich, wie zahlreiche, nicht weit entfernte Permafrostfunde im Tal andeuten. Der Talboden wird von (glazi-) fluvialen Sedimenten gebildet. Der Moldojokka-Bach verzweigt sich vor seiner Einmündung in den Bievlajavri-See in zahlreiche flache Rinnsale, wie es für Deltas typisch ist. Die dichte Vegetationsdecke zwischen den Rinnsalen belegt allerdings, dass nur noch wenig Material angeliefert und umgelagert wird, und dass das Delta inzwischen relativ inaktiv ist. Das Delta wurde höchstwahrscheinlich bei der Deglaziation des Gebietes von einem Gletscherbach in den (proglaziären) See vorgeschoben, als das Einzugsgebiet und die Sedimentfracht des Baches größer waren als gegenwärtig. Inzwischen beschränkt sich das Einzugsgebiet des Baches auf das kleine Moldojokkatal. Dort reicht die Transportkraft des Baches und seiner Zuflüsse selbst während der Schneeschmelze nicht aus, um das vornehmlich grobkörnige Material umzulagern.

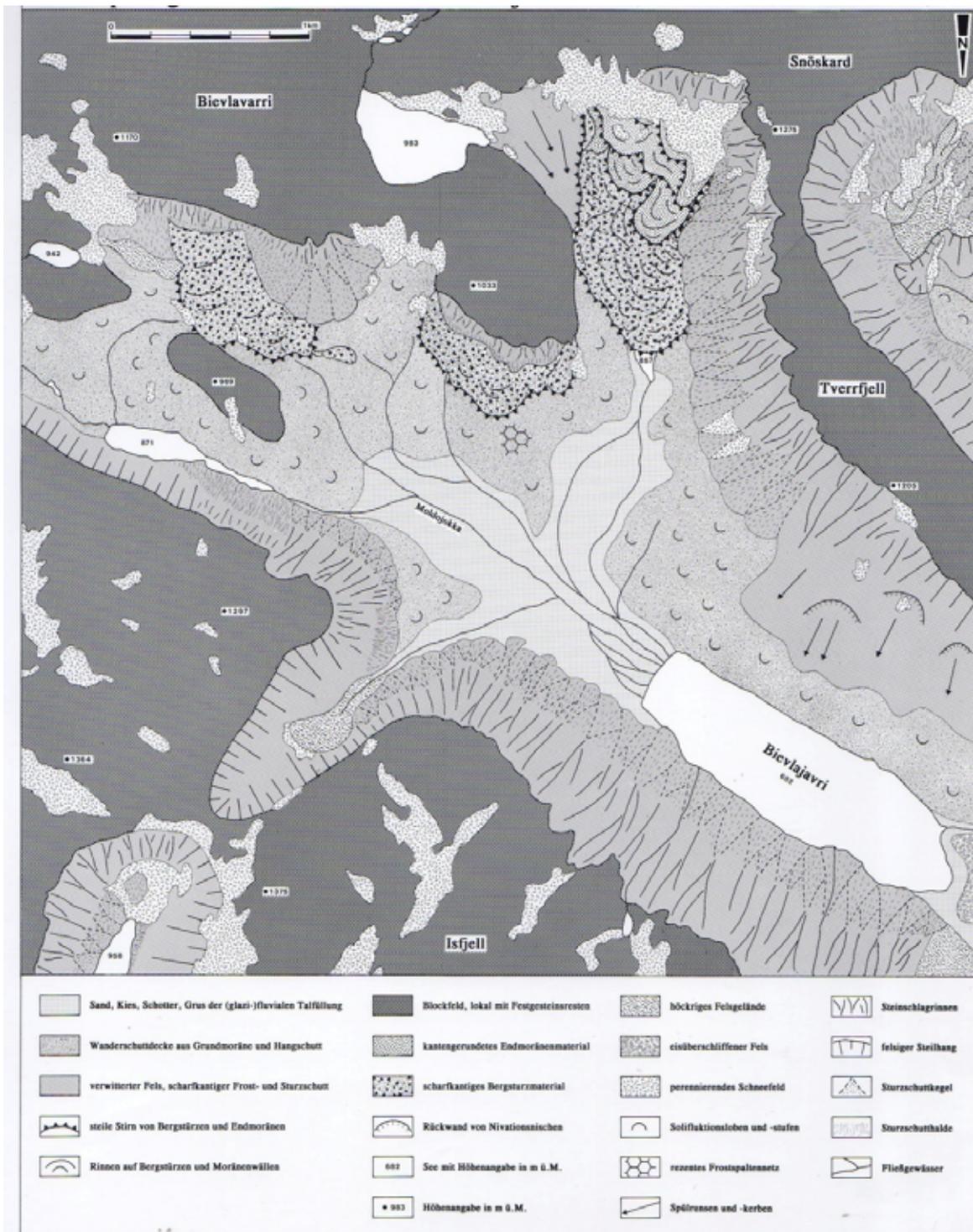


Abb. 44: Geomorphologische Übersichtskarte des Moldojokkatales zwischen Manndal und Birtavarre (aus MEIER 1997)

Die geomorphologisch auffälligsten Grob- und Feinschuttkörper im Moldojokkatal außer den Sturzschutthalden und -kegeln bilden zwei Fels- bzw. Bergsturz-Ablagerungen an den Nordhängen vom Bievlavari und vom Berg 1033 m. Sie bestehen an ihrer Oberfläche aus scharfkantigem, grobblockigem Material. An ihrer Wurzel befindet sich höckriges, felsiges Terrain, aber eine typische Auswanderungsnische fehlt. Stellenweise ist der Wurzelbereich von Sturzschutt aus den angrenzenden Steinschlaggrinnen überlagert. Die Fronten der Schuttkörper sind in kleinere Schuttloben gegliedert, deren Fronten sich 1-2 m über die Umgebung erheben. Auf dem Rücken der Schuttkörper sind kleinere Rinnen und Wülste zu erkennen, die

vornehmlich quer zur Gefällsrichtung angeordnet sind. Die Schuttkörper treten im Landschaftsbild aufgrund ihrer Vegetationsarmut, die mit der dichten grünen Grasvegetation ihrer Umgebung im Gegensatz steht, deutlich hervor. Die Grobkomponenten weisen eine graue Verwitterungsrinde auf und sind mit Flechten bewachsen, was auf ein hohes Alter der Ablagerungen schließen läßt.

Im Unterschied zu diesen beiden Grobschuttkörpern sind der Bauplan und die Morphogenese eines weiteren, größeren Schuttkörpers äußerst komplex. Die zungenförmige Schuttablagerung befindet sich in einer karähnlichen Nische in Nordexposition zwischen dem Tverrfjell und dem Berg 1033 m. Sie wird an ihrem Westrand stellenweise von den Sturzschuttkegeln am Fuße des Tverrfjells überlagert. Der Ostrand zum Blockfeld- und Felsterrain am Berg 1033 m ist scharf ausgeprägt. Der Stirnbereich des Schuttkörpers grenzt an einen kleinen See in 857 m Höhe ü. M., der oberste Abschnitt an den Rest eines kleinen Kargletschers, der von einem perennierenden Schneefeld bedeckt ist und bis in eine Höhe von rund 1070 m ü. M. herab reicht. Der Schuttkörper erstreckt sich somit bei einer Länge von ca. 1200 m und einer Breite von maximal 700 m über einen Höhenbereich von rund 213 m. Das daraus resultierende Gefälle von knapp 18 % begünstigt eine hangabwärts gerichtete, langsame, gravitative Bewegung der Schuttmasse, wie sie für Blockgletscher typisch ist. ÖSTREM (1971), der den Schuttkörper bei Luftbild-Auswertungen entdeckte, weist auf die erhebliche Höhenerstreckung und das deutliche Gefälle hin und klassifiziert die Schuttablagerung daher (ohne Feldüberprüfung) bei seinem Versuch einer Abgrenzung von Blockgletschern und Eiskernmoränen als potenziellen Blockgletscher.

Die eigenen Felduntersuchungen ließen eine Gliederung des Schuttkörpers in 3 Teile erkennen. Der untere und zugleich größte Teil des Schuttkörpers besteht aus einem Mantel aus scharfkantigem, grobblockigem Material an der Oberfläche und einem Gemisch aus feinerem, stein- und blockreichem Material im Innern. Diese Sortierung tritt im Stirnbereich und an den Rändern des Schuttkörpers stellenweise zutage (vgl. Foto 91). Die Oberfläche dieses Teils der Ablagerung ist in Fließrichtung gebogene Wälle und Rinnen gegliedert, wie es typisch ist für Blockgletscher. Der Ostrand des Schuttkörpers ist an mehreren Plätzen durch kantengestellte plattige Grobkomponenten extrem scharf markiert (vgl. Foto 92). Die Gesteinsplatten sind mit ihren Längsachsen in Gefällsrichtung eingeregelt und trennen den Grobschuttmantel der Ablagerung in auffälliger Weise vom kleinstückigen Schutt der Umgebung. Die ehemalige Landoberfläche ist vom gewaltigen Gewicht des Schuttkörpers stellenweise um mehrere Dezimeter niedergedrückt worden. Der blockbedeckte Schuttkörper wird in seiner oberen Hälfte von kleinstückigerem Schutt überlagert (vgl. Foto 93). Dieser zweite Teil der Ablagerung bildet 3 steile, instabile Lobenfronten, an denen der maximale Schüttungswinkel der beteiligten Gesteinsbruchstücke sichtbar überschritten ist und ständig Grobmaterial abstürzt (vgl. Foto 94). An der Oberfläche der lobenförmigen Schuttkörper ist ein Kleinrelief aus flachen, maximal 1 m hohen Wällen und eingeschalteten Rinnen entwickelt, das auf Fließvorgänge deutet. Der dritte Teil der Ablagerung besteht aus mehreren hohen Wällen, die unmittelbar an den schneebedeckten Gletscherrest grenzen. Das Material ähnelt dem der lobenförmigen Schuttkörper. Die gebogenen Wälle zeichnen sich durch sehr steile Hänge aus, wobei die Grobkomponenten flechtenfrei sind.



Foto 91: Front eines blockgletscherähnlichen, 1200 m langen Schuttkörpers am Rande eines kleinen Sees (857 m ü. M.) im oberen Moldojokkadal. Die Ablagerung lässt an ihrer Stirn eine Differenzierung in einem Mantel aus scharfkantigen Blöcken und einen Kern aus feinkörnigerem Material mit eingestreuten Grobkomponenten erkennen. Die Oberfläche dieses Teiles der Schuttablagerung weist in Fließrichtung gebogene Wälle und Rinnen auf. 24.8.1995



Foto 92: Der Ostrand des Schuttkörpers ist stellenweise durch kantengestellte plattige Grobkomponenten extrem scharf markiert. Die Gesteinsplatten sind mit ihren Längsachsen in Gefällsrichtung eingeregelt. Die ehemalige Landoberfläche ist von Gewicht des Schuttkörpers um mehrere Dezimeter niedergedrückt worden. 24. 8.1995



Foto 93: Der blockbedeckte Schuttkörper wird in seiner oberen Hälfte stellenweise von kleinstückigerem Schutt überlagert. Dieser bildet drei instabile, steinschlägige Lobenfronten, an denen der maximale Schüttungswinkel der Gesteinsbruchstücke überschritten wird. Hangaufwärts schließen sich mehrere Moränenwälle an, die unmittelbar an den schneebedeckten Gletscherrest grenzen. 24.8.1995



Foto 94: Die lobenförmigen Schuttkörper bestehen aus demselben Material wie die Moränenwälle am Gletscher. Sie enthalten, wie die steilen Fronten und die perennierenden Schneeflecken an den Flanken andeuten, ebenso wie die Moränenwälle, Permafrostboden, dessen Oberfläche in weniger als 1 m Tiefe ergraben wurde. 24.8.1995

Das Material im unteren, von großen, scharfkantigen Blöcken bedeckten Teil der Ablagerung resultiert offenbar aus einem Bergsturz, während das kleinstückigere Material in den Teilen 2 und 3 trotz der Scharfkantigkeit der Steine und Blöcke als Moränenmaterial zu deuten ist. Die fehlende Kantenrundung der Grobkomponenten lässt sich mit dem äußerst kurzen Transport durch den kleinen Kargletscher (<1 km) erklären. Sowohl das Bergsturzmaterial als auch das Moränenmaterial im zweiten Teil der Ablagerung haben sich blockgletscherartig hangabwärts bewegt, wie das Muster der Wälle und Rinnen an den Oberflächen und die Einregelung der Grobkomponenten am Rande und im Innern der Schuttkörper ausweisen. Dagegen scheinen die gletschernahen Moränenwälle immobil zu sein. Nach den vorliegenden Feldbefunden repräsentiert der von einem Blockmantel bedeckte Schuttkörper eine feinmaterialhaltige Bergsturz-Ablagerung, die aus dem oberen Abschnitt der Karnische in Gestalt eines Blockgletschers hangabwärts geflossen ist. Gegen einen supraglazialen Transport von Bergsturzmaterial, das möglicherweise auf den lokalen Gletscher gestürzt ist, sprechen das Oberflächenrelief und die Sortierung des Schuttkörpers. Wann der Bergsturz niedergegangen ist, und wann die blockgletscherartige Materialverlagerung stattgefunden hat, ist unklar. Beide Ereignisse dürften nach Ausweis der Verwitterungsrinden und der Flechtenradien auf den Blöcken weit zurückliegen, wobei der Bergsturz schon kurz nach der Deglaziation infolge Druckentlastung in den nahe gelegenen Felswänden erfolgt sein könnte. Später ist gletschereishaltiges Moränenmaterial – ebenfalls blockgletscherartig – auf den Schuttmantel der Ablagerung geflossen. Auch dieses Ereignis dürfte nach Ausweis der Verwitterungsrinden auf den Steinen und Blöcken schon lange zurückliegen. Der durch eine scharfe Kammlinie gekennzeichnete innerste Moränenwall dürfte die jüngste Ablagerung repräsentieren, wobei eine Bildung gegen Ende der „Kleinen Eiszeit“ im Zeitraum 1910-1930 am wahrscheinlichsten ist. In welchem Umfang der Blockgletscher noch Permafrostboden enthält, konnte nicht geklärt werden. Die wenig steile, stellenweise abgeflachte, schräge Front sowie mehrere größere Einsenkungen mit Grasvegetation, die als Thermokarstmulden interpretiert werden können, lassen vermuten, dass dieser Teil des Blockgletschers eisfrei ist. Dagegen indizieren die steilen Fronten der moränischen Schuttloben und die perennierenden Schneeflecken an ihren Rändern die Existenz von Permafrostboden, dessen Oberfläche bei stichpunkthaften Grabungen in den steilen Lockermaterialhängen in weniger als 1 m Tiefe angetroffen wurde (Ende August 1995). Ebenso dürften die steilen (Eiskern-) Moränen am Rande des aktuellen Gletschers von Permafrost durchsetzt sein. Die Unterhänge der Moränenwälle sind von ausgedehnten perennierenden Schneefeldern bedeckt, eine Situation, die zusammen mit der großen Anzahl langfristiger Schneeflecken in der näheren Umgebung auf weit verbreiteten Permafrostboden schließen lässt, was bei einer Höhenlage um 1000 m ü. M. und den dort zu erwartenden Temperaturverhältnissen nicht überrascht.

Vor der Rückwanderung durch das Skarvdal lohnt sich ein Abstecher auf das Isfjell-Gipfelplateau (1375 m). Das von weit gespannten Blockfeldern bedeckte Plateau ist durch das kleine, östlich des

Bievlavjavi ausmündende Bachtälchen leicht zu erreichen. Vom Gipfel aus hat man Einblick in ein nord-exponiertes Kar mit einem kleinen Karsee (958 m ü. M.). Die Karrückwand ist aufgrund der extremen Schattlage vereist und wahrscheinlich von Permafrost durchsetzt. Ob sich unter dem langfristigen Schneefleck am Wandfuß noch ein Gletschereisrest verbirgt, ist unklar. Der Karsee wird von einer kuppigen, zungenförmigen Moränenablagerung mit steiler Stirn aufgestaut. Die Entwässerung des Karsees durch den Indre Iselv erfolgt durch einen Abflusstunnel unterhalb oder innerhalb der moränischen Ablagerung. Das westlich unmittelbar anschließende Kar enthält noch zwei kleine Gletscher, die sich von der Gipfelhochfläche des Isfjell rund 250 m hinab bis auf eine von Moränenmaterial bedeckte Felsschwelle erstrecken. Ihre Schmelzwässer werden vom Ytre Iselv zum inneren Kåfjord geleitet, wo sie, wie die Abflüsse aus den übrigen Karen am Nordrand des Isfjells, die bereits erwähnten Probleme auf der inzwischen stillgelegten Küstenstraße verursachen. Sollte sich der gegenwärtige Klimatrend fortsetzen, dürfte die Erwärmung schon bald zu einem Abschmelzen der beiden Kargletscher führen.

Die Weiterfahrt von Skarvdalen am Kåfjord erfolgt am besten auf der E 6 Richtung Narvik (wenn man nicht nach Alta oder Tromsø fahren will). Nach rund 5 km Fahrt erreicht man Manndalen, den größten Ort am Kåfjord, dessen teils meersamische Bevölkerung vom Textil-Handwerk und Tourismus sowie von Landwirtschaft und Fischfang / Fischaufzucht lebt. Die folgende, rund 36 km lange Fahrstrecke bis Skibotn, einem Verkehrsknotenpunkt, umrundet das Nordnesfjell und verläuft danach am steilen, nahezu unbesiedelten Ostufer des Lyngenfjordes. Die westexponierten Hänge des Nordnesfjells sind, wie bereits beschrieben, instabil und von Bergstürzen bedroht (z. B. bei Jettan). Um eine sichere Fahrt zu garantieren, ist zwischen Manndalen und Indre Nordnes ein Straßentunnel im Bau (2016). Von der Küstenstraße hat man nach Westen einen ausgezeichneten Ausblick auf den Lyngenfjord und die Gletscher der südlichen Lyngen Halbinsel. Der alte Markt- und Handelsort Skibotn bietet für die Weiterfahrt zwei Alternativen an: Weiterfahrt auf der E 6 nach Oteren und Nordkjosbotn, wodurch sich die Rundreise im Raum Lyngen schließen würde, oder Abbiegen auf die E 8 nach Kilpisjärvi an der norwegisch-finnischen Grenze, eine wissenschaftlich interessantere Fahrstrecke, da sie 38 km weit dem Rückschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises von der Fjordküste ins Binnenland folgt. Das Skibotntal fungierte neben dem Kåfjordtal als eine der Hauptabflusshahnen für die Schmelzwässer in Richtung Lyngenfjord. Vor der Fahrt durch das Skibotntal lohnt sich ein ca. 7 km langer Abstecher auf der E 6 zum Falsnesfjell südwestlich von Skibotn. Vom Parkplatz am Lyngenfjord führt ein von Kriegsgefangenen während des 2. WK angelegter, ca. 5,5 km langer, inzwischen für Touristen restaurierter Weg („Bollmannsveien“) zu einer alten Verteidigungsstellung der deutschen Wehrmacht in ca. 550 m Höhe ü. M., von der aus man eine fantastische Aussicht auf den Lyngenfjord, die südliche Lyngen Halbinsel, das Delta des Skibotnelv, den Ort Skibotn sowie die Berglandschaft am Adjit jenseits des Skibotndals genießt (vgl. Foto 95).



Foto 95: Blick vom Falsnesfjell aus ca. 550 m Höhe ü. M. auf das Mündungsdelta des Skibotnelv in den Lyngenfjord, den Marktort Skibotn sowie die Berglandschaft am Adjit jenseits des Skibotndals. 20.7.1996

Nachdem man, vom Aussichtspunkt auf dem Falsnesfjell kommend, das in fluvialen Sedimenten angelegte Skibotn-Delta überfahren und die Brücke über den Skibotnelv passiert hat, steigt die Straße relativ steil an. Die Abzweigung der E 8 von der E 6 befindet sich im Bereich einer markanten präborealen Eisrandlage, von CORNER (1980a) auf 9 500 - 9 600 \pm 150 BP datiert und als „Skibotn-Ereignis“ bezeichnet. Sie tritt morphologisch als glazifluviales Delta und als Endmoräne in Erscheinung. Westlich des Flusslaufes handelt es sich um ein Eiskontaktdelta. Der östliche Deltaabschnitt ist weithin von Moränenmaterial überlagert (vgl. CORNER 2004). Der straßennahe Nedrevatn-See (78 m ü. M.) wird an seinem Nordende von einem Moränenwall aufgestaut, der auf einer marin abradierten moränischen Terrasse (80-82 m ü. M.) entwickelt ist. Der ca. 8 m hohe Wall besteht nach Ausweis eines alten Kiesgruben-Aufschlusses vornehmlich aus umgelagerten marinen Ablagerungen. Er wurde nach CORNER (1980a) und MÖLLER, FJALSTAD et al. (1986) bei einem kurzfristigen Vorstoß der Skibotntal-Gletscherzunge während der Deglaziation des Gebietes durch Aufschieben („bulldozing“) von älteren Ablagerungen gebildet. Die Lokalität belegt die Ablagerung von zwei Randmoränen übereinander, die zwei verschiedenen Moränen-Generationen angehören, was relativ selten zu beobachten ist. Die Vegetation im unteren Skibotndal besteht aus Kiefernwäldern, die Waldgrenze wird jedoch von der Birke gebildet. Wo sich der dichte Wald lichtet oder noch Mähwiesen existieren, hat man nach Nordosten freie Sicht auf die Steilwände und -hänge des Adjit-Bergzuges und die mächtigen Bergsturz-Ablagerungen darunter. Einige der oberhalb der Waldgrenze entwickelten Schuttkörper ähneln mit ihren steilen Fronten, an denen die Materialsortierung in einen Grobschuttmantel und einen Kern aus feinerem Material sichtbar wird, eishaltigen Blockgletschern (vgl. Foto 96). Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Dr. G. CORNER (Univ. Tromsø, August 2016) bewegen sich mehrere der Schuttkörper mit einer Geschwindigkeit von mehreren Zentimetern pro Jahr hangabwärts. Ob sie Bodeneis enthalten und damit blockgletscherartige Formen darstellen, ist nicht bekannt. Die Schuttkörper werden gegenwärtig von Kollegen der Univ. Tromsø detailliert untersucht. Sie sind von der Forschungsaußenstelle der Univ. Tromsø, deren Zufahrt kurz nach dem Passieren des Övrevatn (66 m ü. M.) nach Nordosten von der E 8 abzweigt, nach rund einstündiger Wanderung zu erreichen. Die nächstjüngere Eisrandlage im Skibotndal befindet sich nach CORNER (1980a) bei Kvitli. Es handelt sich um eine glazifluviale Deltaablagerung, die sich vom Skibotnelv bis zum Brennfjellmyr erstreckt. Sie indiziert ein klimatisch verursachtes Ereignis (ca. 9 400 \pm 250 BP). Die Eisfrontablagerung liegt rund 2 km taleinwärts von der Abzweigung zur Forschungsstation in der Nähe des Campingplatzes „Brennfjellet“.



Foto 96: Blick auf eine alte Bergsturz-Ablagerung am Fuße des Steilreliefs im Gipfelgebiet des Adjit-Berges an der Nordostflanke des Skibotndals. Der Schuttkörper befindet sich in 600-700 m Höhe ü. M. in SW-Exposition oberhalb der Waldgrenze. Die Schuttmasse wirkte noch vor 20 Jahren immobil. Inzwischen bewegen sich Teile der Ablagerung nachweisbar hangabwärts. Zugleich wird eine deutliche Differenzierung des Materials in einen Blockmantel und einen Kern aus feinmaterialreicherem Material sichtbar, die an Blockgletscher erinnert. Ob der Schuttkörper Bodeneis (Permafrost) enthält, ist unbekannt. 25.8.2016

Die jüngste Eisrandlage befindet sich nach CORNER bei Silobakken. Die Ablagerungen sind in einer Kiesgrube am Rastplatz „Lullevarri“ kurz vor dem Anstieg der E 8 am Rundfjell aufgeschlossen. Die Se-

dimente sind an einer Felsschwelle abgesetzt worden und nach CORNER daher eher topographisch-reliefbedingt als klimatisch induziert worden. In südwestlicher Richtung blickt man über den Flusslauf auf den Steilabfall des Norddalsfjells. Unter den Rinnen und Scharten der hohen Felswände setzen zahlreiche Sturzschuttkegel an. Die Oberfläche einer der Sturzschutt-Ablagerungen ist hufeisenförmig aufgewölbt. Die beiden Schenkel der Form setzen unter kleinen Rinnen am unteren Ende der Felswand an. Sie verbreitern sich hangabwärts und vereinigen sich schließlich zu einer wallförmigen Front. SOLLID, SÖRBEL & TOLGENSBÄKK (1989) interpretieren die Form als ein Übergangsstadium zwischen einem Sturzschuttkegel und einem Blockgletscher, was äußerst fragwürdig ist. Der „Wulst“ hat sich nicht am Fuße der Schuttakkumulation entwickelt, wie es für Hangfuß-Blockgletscher typisch und aufgrund der Druckverhältnisse und Rheologie zu erwarten ist, sondern an der Blockgletscher-Oberfläche – eine Entwicklung, die äußerst ungewöhnlich ist. Die norwegischen Autoren lassen zudem unerwähnt, dass es sich bestenfalls um einen embryonalen Blockgletscher handeln kann, der noch in aktiver Bildung begriffen ist oder um eine Form, die irgendwann in ihrer Entwicklung „steckengeblieben“ ist und als fossil (eisfrei) klassifiziert werden kann. Ob die aktuellen lokalklimatischen Verhältnisse trotz extremer Schattlage in NO-Exposition für die Initiierung eines embryonalen Blockgletschers ausreichen, darf angezweifelt werden. Falls es sich tatsächlich um einen embryonalen Blockgletscher handelt, käme eine Morphogenese während der „Kleinen Eiszeit“, z. B. in der kalten Phase zu Beginn des 20. Jahrhunderts, in Frage. Ohne eine genaue Kenntnis vom Bauplan und inneren Gefüge der im Gelände schwer zugänglichen Form läßt sich die Morphogenese kaum aufhellen.

Während der Weiterfahrt auf der ansteigenden, kurvenreichen, aber jüngst „entschärften“ und ausgebauten Straße hat man mehrmals Einblick in das schmaler werdende, über 100 m tief eingeschnittene Flusstal, u. a. vom neu angelegten Parkplatz am Steilabfall. In südwestlicher Richtung ist am Horizont die stark zurückschmelzende Plateau-eiskappe im Nuortavatcahca-Gebiet zu erkennen. Nach der Engstelle zum Anstieg zur Vidda-Hochfläche weitet sich das Tal und die Landschaft wird übersichtlicher. Die Straße verläuft im aufgelockerten Fjellbirkenwald in Flußnähe. Bei Dalmunningen existiert eine Brücke. Die dort beginnende, durch eine Schranke gegen Durchfahrt gesicherte, über eine Distanz von rund 5 km um ca. 200 m ansteigende Schotterstraße bildet die Zufahrt zum von der E 8 nicht sichtbaren Rihpojavi-Stausee (445-486 m ü. M.), der trotz der geringen Höhenlage ü. M. in einem Permafrostmilieu gelegen ist. Außer im Fels unter der Staumauer (vgl. TORBLAA 1986) findet sich Permafrostboden im Bereich der Waldgrenze und darüber in der Umgebung des Stausees, u. a. in kleineren Palsamooren und Steinpolygonfeldern (vgl. MEIER 1999). Von der Schotterstraße abzweigende Wege ins Lavkavagge-Tal und zu den Karseen am Nuortavatcahca bieten Zugang zu weiter entfernten Permafrost-Lokalitäten. Sowohl der Rihpojavi-Stausee als auch die größeren, teilweise aufgestauten Seen im Lavkavagge-Tal werden zur Energie-Gewinnung genutzt. Die Abflüsse und Fallrohre zum Kraftwerk im unteren Skibotntal sind unterirdisch verlegt und daher im Gelände nicht sichtbar. Die Umleitung der Wassermassen hat allerdings zu einem reduzierten Abfluß im Oberlauf des Skibotnelv geführt, der sich in einem weithin trocken gefallenen Flussbett widerspiegelt. Nach weiterer, ca. 4 km langer Fahrt auf der E 8 (ca. 1 km vor der Helligskogen-Fjellstue) lassen sich am Grunde eines periodisch wasserüberstauten und daher vegetationslosen Totarmabschnittes aktive, nicht von Permafrostboden unterlagerte, frostdynamisch entstandene Strukturböden (Steinnetzwerke, Feinerdeinseln) in „lehrbuchhafter Ausprägung“ studieren. Die Strukturböden stellen ein „extrazonales“ Vorkommen im Birkenwald dar, das belegt, dass die frostklimatischen Voraussetzungen der Strukturboden-Genese auch weit unterhalb des höhenstufengerechten Verbreitungsgebietes (Frostschuttstufe, z. B. am nahe gelegenen Rihpogaisi-Berg; vgl. MEIER 1999) erfüllt sind. Nach der Einmündung des Didnojohka-Baches in den Galggojohka, wie der oberste Abschnitt des Skibotnelv heißt, steigt die Straße aus rund 400 m ü. M. in mehreren Kurven bis zum Galggojavri-See (502 m ü. M.) nahe der norwegisch-finnischen Grenze an. Von der Anhöhe am Gardeborri hat man rückblickend eine exzellente Aussicht auf das obere Skibotntal. Nach dem Passieren der Schneeräum-Station in ca. 480 m Höhe ü. M. lichtet sich der Fjellbirkenwald. Am Abfluß des Galggojavri besteht das Relief aus eisüberschliffenen Felsflächen, auf denen sich stellenweise eine lockere Streu aus kantengerundeten Moränenblöcken findet. Die zahlreichen abflusslosen Hohlformen enthalten kleine Teiche oder sind vermoort. Die Verbreitung von Birkenwald beschränkt sich auf windgeschützte Mulden. Etwa 1 km nach der

Sallojohka-Brücke nahe des Galggojavri-Abflusses lohnt sich eine ca. 1 km lange Wanderung zu einem kleinen Palsamoor (550 m ü. M.) am Fuße des Sallooaivi-Steilabfalles. Die bis zu 1 m hohen Wall- und Kuppelpalsas besetzen die zentralen, tiefgründigen Moorabschnitte, während an den flacheren Moorrändern permafrostfreie Pounus entwickelt sind.

Auf den letzten 3 km vor der norwegisch-finnischen Grenze bei Kilpisjärvi verläuft die Straße geradlinig westlich des Galggojavri und bietet Ausblicke auf den in Ufernähe von Birkenwald umgebenen See, in dem zahlreiche Lockermaterial-Akkumulationen aus der Deglaziationsphase in Gestalt von Halbinseln und Inseln erhalten sind. Während der Deglaziation im Präboreal erfolgte der Abfluß der Schmelzwässer vom Inlandeis über die grenznahe Wasserscheide durch das Skibotntal zum Lyngenfjord. Dabei wurden im Galggojavri-Becken große Sedimentmengen akkumuliert. Quartärgeologisch ist der südwestliche Uferbereich des Sees am interessantesten. Unmittelbar an der Grenze überquert die Straße einen 5-8 m tiefen Canyon, der die Fortsetzung eines aus Finnland kommenden, etwa 6 km langen Oswalles repräsentiert. Auch zwischen der Straßentrasse und dem Seeufer sowie im See sind zahlreiche Osrücken erhalten. Die enge Verknüpfung zwischen dem Oswall und dem Canyon belegt eindeutig, dass der Osrücken subglaziär entstanden ist. In die weitflächigen Lockermaterial-Ablagerungen am West- und Südostufer des Sees sind stellenweise Sölle eingelassen. Eine Lockermaterial-Ablagerung läßt sich möglicherweise als Mittelmoräne deuten (vgl. MÖLLER, FJALSTAD et al. 1986). Das Gebiet verfügt über einen äußerst reichhaltigen glaziär-akkumulativen Formenschatz auf engem Raum, der aufgrund der „idealtypischen Ausprägung“ vieler Formen für quartärgeologische Studien höchst instruktiv ist. An dieser Lokalität nahe der norwegisch-finnischen Grenze endet die Rundreise zur glaziären und periglaziären Landschaftsformung in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord.

6. Ergebnisse, Schlussfolgerungen und Ausblick

Trotz des für die hohe Breitenlage ungewöhnlich milden Klimas sind große Gebiete in den Lyngen-Alpen und im Bergland östlich des Lyngen- / Storfjordes von Permafrost unterlagert, da das ausgeglichene, maritime Klima der Tieflagen (Df-Klima) mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel von einem strengeren Hochgebirgsklima (ET-Klima) abgelöst wird. Letzteres zeichnet sich in den küstennahen Hochlagen (Lyngen Halbinsel) durch kühle Sommer und kalte, schneereiche Winter, im Binnenland nahe der norwegisch-finnischen Grenze durch mäßig kühle Sommer und sehr strenge, schneearme Winter aus. Infolge der erheblichen Höhererstreckung über den Meeresspiegel und des angenähert nordsüdlichen Verlaufes der Gebirgskette, die eine Barriere für die zumeist aus westlicher bis nordwestlicher Richtung herangeführten feuchten Luftmassen bildet und dadurch hohe Niederschlagsmengen, die in den Hochlagen zwischen Oktober und April vornehmlich als Schnee fallen, zur Folge hat, sind die Lyngen-Alpen im Unterschied zum östlich anschließenden Bergland noch immer stark vergletschert. Permafrostboden und Gletscher treten in den Lyngen-Alpen stellenweise eng verknüpft auf. Mit Ausnahme der höchsten Lagen über ca. 1500 m ü. M. befinden sich Boden- und Gletschereis nahe am Schmelzpunkt und dürften folglich besonders empfindlich auf eine Klimaerwärmung reagieren. Sie können daher als wichtige Klimaindikatoren fungieren. Die permafrost- und gletscherinduzierten periglaziären und glaziären Formen und Ablagerungen im Gebiet liefern wertvolle Hinweise auf die alpine kryogene Morphodynamik und den Klimaverlauf in der Vergangenheit. Die frostklimatischen Verhältnisse (Permafrostboden, saisonaler Frostboden) haben die quartäre Landschaftsformung am Lyngenfjord, je nach Schärfe, bis in die Gegenwart unterschiedlich stark beeinflusst, was sich u. a. im periglaziären Formeninventar widerspiegelt, das Formen unterschiedlichsten Aktivitätsgrades (aktiv, inaktiv, „fossil“) umfasst.

Der Hochgebirgspermafrost liegt in kontinuierlicher, diskontinuierlicher und sporadischer Verbreitung vor, wobei der geschlossene Permafrostboden wahrscheinlich weitgehend auf die höchsten Lagen (>1500 m ü. M.) der Lyngen Halbinsel beschränkt bleibt. Die Untergrenze des diskontinuierlichen alpinen Permafrostbodens sinkt von 800-850 m ü. M. an den klimatisch maritimen Mündungen des Ullsfjordes und Lyngenfjordes auf 600-650 m ü. M. im kontinentaleren Binnenland (innerer Balsfjord / Storfjord) ab und schneidet die landeinwärts ansteigende obere (Birken-) Waldgrenze im Raum Kilpisjärvi – Dreiländereck. Unterhalb der Höhenstufe des diskontinuierlichen Dauerfrostbodens findet sich an inselartig verstreuten, lokalklimatisch und / oder edaphisch-hydrologisch besonders begünstigten Plätzen sporadischer Permafrostboden, bisweilen sogar unterhalb der Waldgrenze.

Im Unterschied zu dem vornehmlich an Torfablagerungen in Palsamooren geknüpften subpolaren Permafrostboden in Finnmark und Nordfinnland durchsetzt der alpine Dauerfrostboden in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord hauptsächlich minerogene Substrate, wobei Grobschutt-Ablagerungen in Schattlagen und moränische Sedimente mit einem hohen Ton- und Schluffgehalt in schneearmen, wind- und kalteexponierten Lagen begünstigt sind. Außer in Lockersedimenten tritt Permafrostboden auch im Festgestein auf, nicht nur in den Hochlagen der Lyngen-Alpen, sondern auch in mittleren, waldgrenznahen, kontinentaleren Lagen östlich des Storfjordes (Rihpojavi-Gebiet). In den höchst gelegenen, wind- und kalteexponierten Graten und Kämmen der Lyngen-Alpen ist mit „trockenem“ Permafrost im Fels zu rechnen (z. B. Lakselvtindene). Wo permafrosthaltige Blockfelder von abschmelzenden Plateaugletschern und Eiskappen freigegeben werden, wie am Rande des Balgesvarri-Plateaus und auf dem Bredalsfjell-Plateau, ist unklar, ob es sich, wie am Rihpojavi-Stausee, eventuell um „fossilen“ Permafrost handelt. Beide Plateaus erheben sich mit bis zu 700-800 m hohen Felswänden über ihre Umgebung und sind >1500 m ü. M. gelegen. Der „kalte“, am Untergrund angefrorene Plateaugletscher auf dem Balgesvarri-Plateau hat den Permafrost bisher wirksam vor dem Auftauen geschützt. Die beiden dünnen Eisfelder auf dem Bredalsfjell sind inzwischen fast vollständig abgeschmolzen, so dass das permafrosthaltige Blockfeld den sommerlichen Temperaturen uneingeschränkt ausgesetzt ist. Kalte Wandvereisungen über Bergschründen am oberen Ende der Gletscher an den Steilabfällen deuten allerdings auf Permafrostmächtigkeiten von >100 m, die die Blockfeldtiefe weit überschreiten und Dauerfrostboden im Festgestein indizieren. Es ist daher, legt man die mittels Extrapolation berechneten aktuel-

len klimatischen Bedingungen in 1500-1600 m Höhe ü. M. zugrunde, wenn überhaupt, nur eine sich äußerst langsam vollziehende Permafrost-Degradation zu erwarten. Die Permafrost-Vorkommen auf den niedriger gelegenen Plateaus (1200-1500 m ü. M., z. B. Rundfjell, Middagsfjell) repräsentieren wahrscheinlich „reliktären“ Dauerfrostboden, der sich unter kälteren Klimaverhältnissen in der Vergangenheit entwickelt hat. Er muß sich nach dem Abschmelzen der Eisbedeckung noch an die aktuellen Klimabedingungen anpassen und taut von der Oberfläche her langsam ab, bis sich ein stabiles Gleichgewicht eingestellt hat. In welchem Umfang solch „reliktärer“ Permafrostboden in den Lyngen-Alpen und im Bergland zwischen dem Lyngen- / Storfjord und der norwegisch-finnischen Grenze vorkommt, ist noch völlig unklar.

Vergleichende Studien zur Morphologie, Morphodynamik und Aktivität typischer morphologischer Permafrostindikatoren, wie Palsas und Blockgletschern, sowie stichpunktartige Messungen der sommerlichen Auftautiefe in kalten Sturzschutthalden, Blockfeldern, pronivalen Wällen und (Eiskern-) Moränen lassen im Beobachtungszeitraum 1984-2016 kaum klimainduzierte Veränderungen als Folge der seit Beginn der 1990er Jahre im Gebiet nachweisbaren deutlichen Temperaturerhöhung (und Niederschlagszunahme) erkennen. Dies ist keine Überraschung, bildet die Torfhülle der Palsas und der Blockmantel der Blockgletscher und anderer Schuttkörper aufgrund ihrer thermisch isolierenden Wirkung doch einen effektiven Schutz gegen Temperatureinflüsse von außen, durch den das Ausschmelzen des Bodeneises erheblich verzögert wird. Zwar sind einige, bereits von Spalten überzogene Palsas im Rihpojavi-Gebiet seit Mitte der 1990er Jahre kollabiert, doch ist unklar, ob dieser Zerfall tatsächlich durch die Klimaerwärmung beschleunigt wurde oder nur einen Bestandteil des natürlichen Entwicklungskreislaufes der Palsas darstellte (vgl. u. a. MEIER 2015). Von den als aktiv / inaktiv und noch bodeneishaltig eingestuften Blockgletschern zeigte nur der Blockgletscher im Sörellental im Zeitraum 1995-2016 eine Veränderung in Gestalt einer leichten Abflachung der noch immer steinschlägigen Stirn. Der auffälligste Hinweis auf eine Permafrost-Degradation im Beobachtungszeitraum ist das Abtauen zahlreicher perennierender Schneeflecken im Gebiet, auch in der näheren Umgebung eishaltiger Schuttkörper. Im Falle von Permafrost-Vorkommen unter einer mehrere Meter mächtigen Grobschuttdecke war die Klimaerwärmung offenbar zu gering, um nennenswerte Veränderungen im Bereich der Permafrost-Oberfläche herbeizuführen.

Aufgrund der komplizierten Beziehungen und Rückkopplungen lokalklimatischer, edaphischer, geomorphologischer und vegetationsgeographischer Faktoren stellt der alpine Permafrostboden in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord ein empfindliches Ökosystem dar, dessen Grenzen infolge des zumeist raschen ökologischen Wandels nur schwer zu fassen sind, so dass eine quantitative Abschätzung der Permafrost-Vorkommen beim derzeitigen Kenntnisstand kaum möglich ist. Unklar bleibt auch der Umfang des Gefahrenpotenzials, das der in Felswänden und Steilhängen infolge der Klimaerwärmung auftauende Permafrostboden für die nahe gelegenen Siedlungen und Verkehrswege darstellt. Möglicherweise hat die Klimaerwärmung für das Bodentemperaturregime an den instabilen Hangabschnitten nur geringe, lokal begrenzte Folgen, wie BLIKRA & CHRISTIANSEN (2014) am Beispiel des Jettan-Bergsturzareals zeigen konnten, doch sind weitere, detaillierte Untersuchungen erforderlich, um diesen Befund zu erhärten.

Die vorgestellten Ergebnisse zur Permafrost-Verbreitung im Raum Lyngen und Umgebung können Ausgangspunkt für weiterführende Untersuchungen sein. Mit Hilfe der BTS-Methode sowie moderner geophysikalischer Methoden (Geoelektrik, Seismik) läßt sich die grobe, vorläufige Gliederung des Permafrostbodens weiter verfeinern. Messungen der Luft- und Bodentemperaturen in verschiedenen Höhenstufen, wie ansatzweise am Adjit-Berg bei Skibotn praktiziert, bilden eine sinnvolle Ergänzung. Um Veränderungen in und an der Basis des Permafrostbodens nachzuweisen, bedarf es allerdings längerfristiger Temperaturmessungen. Entsprechende Bohrungen und Messungen werden gelegentlich bei Erschließungsarbeiten für Staudamm- und Straßenprojekte durchgeführt. Sie sind jedoch zeit- und kostenintensiv und lassen sich daher aus wissenschaftlichem Interesse allein nur selten realisieren. Eine der wenigen Ausnahmen bildet die Arbeit von LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al. (2012), in der u. a. anhand von Temperaturdaten aus Bohrlöchern (Nordnesfjell, Guolasjavri, Lavkavagge) und eines Wärmeflußmodells das relative Alter und die Entwicklung des alpinen Permafrostbodens im Raum Lyngen für die letzten 10 000 Jahre abgeschätzt und Untergrenzen für die verschiedenen Permafrost-Höhenstufen berechnet werden. Danach

existierte in Höhenlagen >1400 m ü. M. während des gesamten Holozäns Permafrost, während die tieferen Lagen zumindest während des postglazialen Wärmeoptimums permafrostfrei waren. Nach dem Modell wurde die größte Permafrost-Verbreitung und Permafrost-Mächtigkeit während der „Kleinen Eiszeit“ erreicht, als auch die Gletscher in den Lyngen-Alpen ihren holozänen Maximalstand aufwiesen (vgl. BALLANTYNE 1990). Das (mögliche) Überdauern von Permafrostboden in den höchsten Gipfeln der Lyngen-Alpen und den höchsten Gipfelplateaus östlich des Storfjordes überrascht insofern, als nach vorherrschender Lehrmeinung alle Gletscher in Norwegen während des postglazialen Wärmeoptimums abgeschmolzen waren und anschließend eine Gletscher-Neubildung stattfand. FARBROT, ISAKSEN et al. (2013) haben die Schwankungen in der Verbreitung des Permafrostbodens seit der „Kleinen Eiszeit“ mit Hilfe des CryoGRID 1.0 Permafrost-Modells berechnet, wobei u. a. Temperatur-Serien aus einem Bohrloch am Guolasjavri Verwendung fanden. Die modellierten Werte der Jahresmitteltemperatur an der Bodenoberfläche weisen für die letzten 50 Jahre auf eine Erhöhung der Temperaturen um 0.4 °C. Die Messergebnisse zum Temperaturverlauf und zur Permafrost-Dynamik bestätigen die Untersuchungsergebnisse von MEIER & THANNHEISER (2011) und MEIER (2015) zum Entwicklungsverlauf von Permafrosthügeln in Norwegisch und Schwedisch Lappland im Zeitraum 1961-2010, der durch eine vornehmlich klimatisch induzierte Permafrost-Degradation gekennzeichnet ist. Die Untersuchungen von FARBROT, ISAKSEN et al. (2013) weisen auf eine rund 200-300 m tiefere Lage der Untergrenze des (diskontinuierlichen) Permafrostbodens während der „Kleinen Eiszeit“ im Vergleich zur Gegenwart. Danach dürfte die Permafrost-Untergrenze an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel in 500-600 m Höhe ü. M. gelegen haben, an der Halbinselwurzel am inneren Balsfjord sowie in den kontinentaleren Gebieten im Bergland von Kåfjord und Storfjord in einer Höhenlage von 300-400 m ü. M. Falls diese Werte stimmen, wäre das gesamte Bergland zwischen dem Lyngen- / Storfjord und der norwegisch-finnischen Grenze im Raum Halti – Dreiländereck mit Ausnahme der tief eingeschnittenen Täler während der „Kleinen Eiszeit“ von (diskontinuierlichem) Permafrost unterlagert gewesen, eine Hypothese, die von den wenigen, nicht immer zuverlässigen Klimadaten aus jener Zeit nicht gestützt wird.

Im Pleistozän waren die Lyngen-Alpen und das Bergland östlich des Lyngen- / Storfjordes mehrmals von (Inland-) Eisschilden bedeckt. Während des weichseleiszeitlichen Maximalstandes lag der Eisrand am Rande des Kontinentalsockels (Egga-Kante), wo sich eine lange Kalbungsfront befand. Das Inlandeis war an der Nordspitze der Lyngen Halbinsel ca. 1000 m mächtig, an der Halbinselwurzel rund 1500 m (vgl. SVEIAN 2004). Die höchsten Gipfel der Lyngen-Alpen und des Berglandes von Kåfjord und Storfjord überragten die sich nach Nordwesten abdachende Oberfläche des Inlandeises als Nunatakker, vermutlich auch während älterer Vereisungen. Die höchsten Nunatak-Gipfelplateaus westlich und östlich des Lyngen- / Storfjordes wiesen bei hinreichend großer Fläche eine Eigenvergletscherung auf. Die steilen Zinnen, Grate und Kämme der Lyngen-Alpen waren weitgehend gletschereisfrei, enthielten jedoch kontinuierlichen Permafrost und unterlagen der kryoklastischen Gesteinsverwitterung. Das mit der zunehmenden Klimaerwärmung verbundene Rückschmelzen des Eisrandes im Laufe des Spätglazials erfolgte nicht kontinuierlich, sondern schloß gelegentlich kurze Stillstände und kleine, neuerliche Vorstöße in Abkühlungsphasen ein. Die markantesten vollzogen sich während der Älteren Dryaszeit (Skarpnes Substage) und der Jüngeren Dryaszeit (Tromsö-Lyngen Substage = Main Substage). Sie sind durch mächtige, scharf entwickelte Eisrand-Ablagerungen (Frontal- und Lateralmoränen, glazifluviale Delta-Sedimente) im Ullsfjord und Lyngenfjord sowie in deren Uferbereichen gekennzeichnet. Die fjordeinwärts ansteigenden, oftmals einige Kilometer weit zu verfolgenden Seitenmoränenwälle spiegeln angenähert die Höhenlage der Eisoberflächen der Ullsfjord- und Lyngenfjord-Gletscherzungen während des jeweiligen Substage wider. Zeitgleich mit den in den Fjorden kalbenden Talgletschern des Inlandeises schmolzen auch die lokalen Tal- und Kargletscher als Folge der Klimaerwärmung am Ende des Weichsel-Glazials zurück. Während des Zurückschmelzens von der Main Substage-Eisrandlage stagnierte das Inlandeis mehrmals oder stieß leicht vor. Die Deglaziation im Kåfjordtal, Kittal, Signaltal und unteren Skibotntal war zwischen 9 700 und 9 100 BP abgeschlossen (vgl. CORNER 1980a). Auf den binnenländischen Plateaus nahe der norwegisch-finnischen Grenze erfolgte das Abschmelzen des Inlandeises vornehmlich durch Niedertauen, wobei große Schmelzwassermengen freigesetzt wurden, die durch das Skibotntal und das Kåfjordtal unter Bildung mächtiger, tiefer Canyons Richtung Lyngenfjord abflossen.

Der Deglaziationsverlauf in den Gebieten außerhalb der jungdryaszeitlichen Gletscherzungen ist noch weitgehend unbekannt. Es herrschten strenge Permafrost-Bedingungen, wie u. a. die zahlreichen fossilen, inzwischen eisfreien Blockgletscher ausweisen. Infolge der Klimaerwärmung am Ende des Weichsel-Glazials schmolzen auch die zahlreichen Lokalgletscher zurück, doch existieren nur wenige Eisrand-Ablagerungen aus dem frühen oder mittleren Holozän, die eine genaue Rekonstruktion des Deglaziationsverlaufes in den Tälern gestatten. In einigen Tälern (z. B. Stein-, Lyngs-, Fornestal) sind dicht mit Birkenwald und / oder Zwergsträuchern bewachsene Randmoränenwälle weit vor den neuzeitlichen Moränen erhalten, die sich möglicherweise jener Zeit zuordnen lassen. Vor rund 9 000 Jahren waren wahrscheinlich die meisten lokalen Talgletscher abgeschmolzen. Die Vergletscherung beschränkte sich vermutlich auf die höchsten Plateaus im Südteil der Lyngen Halbinsel sowie hoch gelegene, vornehmlich nordexponierte Kare. Es folgte eine Periode mit relativ warmem Klima, die mehrere tausend Jahre andauerte, ehe die Gletscher vor ca. 3 000 Jahren erneut vorstießen bzw. neu gebildet wurden (vgl. SVEIAN & CORNER 2004). Die meisten von ihnen erreichten ihren Maximalstand während der „Kleinen Eiszeit“ (1750-1920). Die zugehörigen Eisrand-Ablagerungen befinden sich in Abständen von bis zu mehreren hundert Metern vor den aktuellen Gletscherrändern und unterscheiden sich von den älteren Lokalmoränen vor allem durch ihre erheblichen Dimensionen und ihre Vegetationsarmut.

Die ältesten Moränen der „Kleinen Eiszeit“ stammen vermutlich aus der Mitte des 18. Jahrhunderts und aus dem 19. Jahrhundert. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf das Vorland der großen Talgletscher. Einige von ihnen wurden von BALLANTYNE (1990) lichenometrisch datiert, und zwar am Fornesbre auf den Zeitraum 1825-1845 sowie am Steindalsbre, Vestbre und Rödbergdalsbre auf den Zeitabschnitt 1865-1880. Der innerste und damit jüngste Moränenwall vor den heutigen Gletschern ist häufig hoch, steil und besitzt eine auffällig scharfe Kammlinie. An der Front höher gelegener (>550 m ü. M.) Kargletscher sind manchmal 2-3 Moränenwälle entwickelt; häufiger ist jedoch nur eine einzige, besonders mächtige Moräne anzutreffen, die ihre Größe zumeist der Überschüttung älterer Moränenwälle verdankt. Die Instabilität mancher Karmoränen und die Existenz von Kollapsstrukturen deuten auf die Existenz von Gletschereisresten, die infolge der Klimaerwärmung allmählich ausschmelzen. Eiskernmoränen in sehr hohen Lagen sind durch Permafrost zementiert. Historische Berichte und Fotos sowie dendrochronologische und lichenometrische Datierungen von BALLANTYNE (1990) belegen, dass die inneren großen Moränen der Talgletscher (u. a. Steindalsbre, Sydbre, Vestbre, Fornesbre, Fugledalsbre, Bläisen) zwischen 1910 und 1920 abgelagert worden sind, die inneren Moränen der hoch gelegenen Kargletscher aber erst rund 10 Jahre später. Bei den meisten hoch gelegenen Kargletschern bildet dieser Vorstoß das neuzeitliche (neoglaziale) Maximum. Seitdem sind alle Tal- und Kargletscher deutlich zurückgeschmolzen, im Falle einiger Talgletscher (u. a. Steindalsbre, Sydbre, Vestbre, Fugledalsbre, Strupbre) mehr als 1 km weit.

Die höher als die Tal- und Kargletscher gelegenen Plateaugletscher und Eisfelder haben unterschiedlich auf die Klimaerwärmung seit der „Kleinen Eiszeit“ reagiert. Während die höchst gelegenen Plateaugletscher keine (Jiehkkevarri-Massiv) oder nur geringfügige Veränderungen (Balgesvarri) erkennen lassen, sind die Eisfelder auf den tiefer gelegenen Plateaus (u. a. Bredalsfjell, Daltind, Rundfjell) inzwischen nahezu vollständig abgeschmolzen. Dies läßt auf die Existenz einer glaziologischen Schwelle zwischen den stabilen Plateaugletschern der höchsten Lagen und den tiefer gelegenen Plateau-eiskappen und -feldern schließen, die in einer Höhenlage von rund 1500 m ü. M. anzusetzen ist. Die >100 m mächtigen Plateaugletscher auf dem Jiehkkevarri- und dem Balgesvarri-Plateau sind „kalt“ und mit ihrer Sohle am Untergrund angefroren („cold-based“ bzw. „dry-based“). Sie werden von Blockfeldern unterlagert, die ebenso wie der Fels darunter Permafrost enthalten. Die „kalte“ und daher nicht erosive Eisbedeckung hat die Blockfelder bisher vor der Abtragung geschützt. Die Blockfelder repräsentieren präglaziale ehemalige Landoberflächen („palaeosurfaces“), die ursprünglich durch chemische Verwitterungsvorgänge unter wärmeren subtropischen Klimaverhältnissen gebildet worden sind (vgl. WHALLEY, REA et al. 1997, MEIER 1999), vermutlich im Tertiär. Die Eiskappen und -felder auf den tiefer gelegenen Plateauflächen (1200-1500 m ü. M.) sind im Beobachtungszeitraum 1984-2016 fast vollständig abgeschmolzen. Die dadurch freigelegten Blockfelder wirken ebenfalls unversehrt und enthalten keine geomorphologischen Spuren (z. B. Moränen, Abflussrinnen), die auf die ehemalige Existenz einer Eisbedeckung weisen. Sie sind (noch) von Permafrost unterlagert, der sich an die neuen klimatischen Bedingungen ohne Eisbedeckung

noch anpassen muß. Die sommerlichen Auftautiefen in den Blockfeldern betragen <1 m und sind damit deutlich geringer als in den noch tiefer gelegenen, schon seit langer Zeit nicht mehr eisbedeckten Blockfeldern.

Das Rückschmelzen der Gletscher und Eiskappen von den Rändern der hohen Plateaus hat weit reichende Folgen für die Auslaß- und Kargletscher an den Steilabfällen der Plateaus sowie für die nahe gelegenen Talgletscher, was im Umkreis der Gletscher des Jiehkkevarri-Massivs besonders deutlich in Erscheinung tritt. Die Ernährung vieler Tal- und Kargletscher erfolgt vornehmlich durch Schnee-, Firn- und Eislawinen von den Plateaus und weniger durch Schneeakkumulation in traditionellen, weiträumigen, nahe gelegenen Akkumulationsgebieten. Für einige Gletscher in tiefen Lagen mit kleinem, traditionellem Akkumulationsgebiet (z. B. Fugledalsbre) dürfte der Eisnachschub von den Plateaugletschern unter den aktuellen Klimaverhältnissen für den Fortbestand lebensnotwendig sein. Schwankungen im Stirnbereich solcher Gletscher spiegeln daher nicht nur die klimatischen und glaziologischen Verhältnisse an den betreffenden Gletschern, sondern auch im Bereich der beteiligten Plateaugletscher wider. Die Dynamik dieser Kar- und Talgletscher wird entscheidend von der Massenbilanz der höher gelegenen Plateaugletscher mitbestimmt. Für die ausgeglichene oder leicht positive Massenbilanz der höchst gelegenen Plateaugletscher dürften in erster Linie die winterlichen Schneeniederschläge verantwortlich sein, während das Zurückschmelzen im Frontbereich der Tal- und Kargletscher maßgeblich durch die sommerlichen Temperaturverhältnisse gesteuert wird. Plateau-, Kar- und Talgletscher können daher sehr unterschiedlich auf die jeweiligen Klimaverhältnisse reagieren. Dieses komplexe Gefüge der Gletscherdynamik läßt sich mit den konventionellen Vorstellungen eines „Lehrbuchgletschers“ mit Akkumulationsgebiet (Nährgebiet), Gleichgewichtslinie und Ablationsgebiet (Zehrgebiet) kaum vereinbaren. Tief gelegene Gletscher, wie der Fugledalsbre, befinden sich nach traditioneller Auffassung vollständig im Ablationsgebiet, wo der gesamte, im Winter akkumulierte Schnee im Sommer wieder abschmilzt. Daß solche Gletscher überdauern können, verdanken sie ausschließlich den Firn- und Eislawinen, die sich am Rande der hohen Plateaus lösen. Die Ablation eines Plateaugletschers wird somit zur Akkumulation eines Tal- oder Kargletschers, wobei die Gleichgewichtslinie auf halber Höhe des Steilabfalles in einer eisfreien Felswand liegen kann (vgl. GELLATLY, WHALLEY, GORDON & FERGUSON 1986, MEIER 1999). Da die Plateaugletscher in Abhängigkeit von der Höhenlage und Größe des jeweiligen Plateaus bei ähnlichen klimatischen Verhältnissen unterschiedlich reagieren, ist zu erwarten, dass die tiefer gelegenen Tal- und Kargletscher ebenfalls individuelle Reaktionsmuster zeigen. In Abhängigkeit von den Plateaugletschern überdauern die Tal- und Kargletscher nur so lange, wie sich Schnee-, Firn- und Eislawinen an den Plateaurändern lösen und Nachschub liefern. Ist der Nachschub infolge Rückschmelzens der Gletscher und Eiskappen von den Plateaurändern erst unterbrochen, reagieren die Tal- und Kargletscher sofort und schmelzen rasch ab. Während kleinere Schwankungen im Stirnbereich der Tal- und Kargletscher zumeist auf eine unterschiedliche Intensität des Eisnachschubs von den Plateaus zurückzuführen sind, stellt ein rasches Abschmelzen der Gletscher nach Unterbrechung des Eisnachschubs von den Plateaugletschern eine unmittelbare Reaktion auf die jeweiligen Klimaverhältnisse dar (vgl. MEIER 1999).

Die verschiedenen Gletschertypen (Plateau-, Kar- und Talgletscher) im Raum Lyngen haben gemäß ihrer Höhenlage und Größe unterschiedlich auf die Klimaschwankungen der letzten 100-120 Jahre reagiert. Die Tal- und Kargletscher sowie die tiefer gelegenen Plateaueiskappen sind zurückgeschmolzen, während sich die am höchsten gelegenen Plateaugletscher kaum verändert haben. Eine Auswertung der Temperatur- und Niederschlagsdaten aus diesem Zeitraum läßt deutliche Muster erkennen, die das Vorstoßen der Gletscher zu Beginn des 20. Jahrhunderts (Endphase der „Kleinen Eiszeit“) und das anschließende, bis in die Gegenwart anhaltende und sich während der letzten 20 Jahre noch beschleunigende Rückschmelzen der Gletscher verständlich machen.

Die Sommermitteltemperaturen waren zwischen 1870 und 1920 relativ niedrig (Mittel: $7,1$ °C). Sie erreichten zwischen 1930 und 1940 einen Höhepunkt (Mittel: $8,1$ °C) und schwankten danach um $7,5$ °C. Die winterliche Niederschlagsmenge war zwischen 1974 und 1910 recht hoch (Mittel in Tromsø: 600 mm), fiel in den folgenden zwei Jahrzehnten auf einen Mittelwert von 470 mm, und stieg erst Ende der 1980 er Jahre wieder deutlich an. Die Kombination von niedrigen Sommermitteltemperaturen zwischen

1870 und 1920 und von hohen winterlichen Niederschlagsmengen vor 1910 dürfte die Hauptursache für den Gletschervorstoß, der im Zeitraum 1910-1930 kulminierte, gewesen sein (vgl. BALLANTYNE 1990). Der Anstieg der Sommermitteltemperaturen in den 1930er Jahren und die deutliche Abnahme der winterlichen Niederschlagsmengen nach 1910 beendeten diesen Vorstoß, noch ehe sich die langsamer reagierenden größeren Gletscher an die kühleren und schneereicheren Klimaverhältnisse, die vor 1910 herrschten, anpassen und weiter ins Tiefland vorstoßen konnten. Die relativ hohen winterlichen Niederschläge und die mäßig kühlen Sommer in den 1940er Jahren reichten offenbar nicht aus, um ein Rückschmelzen der Gletscher zu verhindern oder stärker zu verzögern. Von 1950 bis zum Ende der 1980er Jahre führten die geringen winterlichen Niederschlagsmengen bei relativ hohen Sommertemperaturen zu einem deutlichen Rückschmelzen der Gletscher im Raum Lyngen mit Ausnahme der höchst gelegenen „kalten“ Plateaugletscher. Die seit Anfang der 1990er Jahre wieder gestiegenen Niederschlagsmengen konnten diesen Trend nicht stoppen; stattdessen führten die im selben Zeitraum (1991-2015) noch weiter gestiegenen Sommertemperaturen sogar zu einer markanten Beschleunigung des Abschmelzprozesses und zu einer auffälligen Zurückverlegung der meisten Gletscherfronten. Sollte sich der aktuelle Klimatrend fortsetzen, dürfte sich die Anzahl der Gletscher in den Lyngen-Alpen und im Bergland von Kåfjord und Storfjord im Laufe der nächsten Jahrzehnte deutlich verringern.

Vergleicht man das Muster der holozänen, insbesondere der neuzeitlichen Vergletscherung im Raum Lyngen mit dem im kontinentalen Nordschweden, etwa im gut erforschten Kebnekaise-Gebiet, und dem im maritimen Südnorwegen, zeigen sich deutliche Unterschiede. Die Vorstöße der Gletscher am Lyngenfjord stimmen zeitlich recht gut mit den Gletschervorstößen in Südnorwegen überein, nur die Größenordnung der Vorstöße unterscheidet sich. Mit Ausnahme der größten Talgletscher überschritten in Lyngen alle Gletscher im Zeitraum 1910-1930 ihr Maximum aus dem 18. / 19. Jahrhundert, während in Südnorwegen der Gletschervorstoß in der Mitte des 18. Jahrhunderts viel weiter reichte als die Vorstöße zu Beginn des 20. Jahrhunderts (vgl. u. a. GROVE 1988). Das Vergletscherungsmuster in den Lyngen-Alpen unterscheidet sich von dem in Nordschweden vor allem durch die Zeitstellung und Anzahl der neoglazialen Gletschervorstöße. Außer von einem Vorstoß zwischen 1910 und 1920 berichtet KARLÉN (1988, 1991, 1993) von zahlreichen weiteren Gletschervorstößen vor und zu Beginn der „Kleinen Eiszeit“. Schließt man Datierungsfehler aus (vgl. MATTHEWS 1997, WINKLER 2001), könnte das unterschiedliche Gletscherverhalten in maritimen (Lyngen) und kontinentalen (Nordschweden) Gebieten eine Erklärung bieten, wonach das Verhalten von „maritimen“ Gletschern in Skandinavien vornehmlich von Veränderungen der winterlichen Schneefallmenge beeinflusst wird, während „kontinentale“ Gletscher stärker auf Veränderungen der Sommertemperaturen reagieren (vgl. u. a. HOLMLUND 1993, 1997, 1998, HOLMLUND, KARLÉN & GRUDD 1996, HOLMLUND & SCHNEIDER 1997, BOULTON, MASON & BALLANTYNE et al. 1997). Bei glaziärmorphologischen Kartierarbeiten auf der Bergsfjord Halbinsel im Umkreis des maritimen Öksfjordjökkel-Plateaugletschers an der Provinzgrenze Troms / Finnmark wurden vor den Fronten der Auslaßgletscher in den angrenzenden Fjordtälern allerdings zahlreiche holozäne Moränen entdeckt, die eine Reihe ehemaliger Eisrandlagen aus der Zeit vor dem Maximalstand der „Kleinen Eiszeit“ auf der Lyngen Halbinsel dokumentieren. Dabei handelt es sich sowohl um neuzeitliche Gletscherstände als auch um wesentlich ältere Eisrandlagen (vgl. u. a. EVANS, REA et al. 2002, MEIER & THANNHEISER 2007). Es ist daher nicht auszuschließen, dass der Mangel an Eisrandlagen, die weitere und größere Gletschervorstöße als jene des Zeitabschnitts 1910-1930 indizieren, nur eine Forschungslücke widerspiegelt. Der Versuch von BAKKE, DAHL et al. (2005), die gesamte spätglaziale und holozäne Vergletscherungsgeschichte und Klimaentwicklung auf der nördlichen Lyngen Halbinsel am Beispiel des unteren Strupskardtals mit Hilfe von Moränen-Kartierungen und der Auswertung von lakustrinen Sedimenten eines proglaziären Sees zu rekonstruieren, hilft in diesem Zusammenhang aufgrund zahlreicher Ungereimtheiten, wie z. B. der Inkompatibilität mit der lokalen Strandlinien-Chronologie, kaum weiter. Zur Aufdeckung des exakten holozänen Vergletscherungsverlaufs in den Lyngen-Alpen und im Bergland östlich des Lyngen- / Storfjordes vor dem Maximalstand der „Kleinen Eiszeit“ besteht zweifellos noch Forschungsbedarf.

Die Gletscher im maritim getönten Klima am Lyngenfjord sind relativ klein und dürften daher besonders rasch auf Klimaveränderungen reagieren. Massenbilanzstudien an ausgewählten Tal-, Kar- und Pla-

teaugletschern könnten somit wertvolle Proxydaten für die Klimaforschung liefern. Systematische Gletschervermessungen durch das NVE werden auf der Lyngen Halbinsel erst seit kurzer Zeit durchgeführt und beschränken sich auf die Gletscher Steindalsbre (seit 1998), Koppangsbre (seit 1998) und Sydbre (seit 2007). Trotz der Küstennähe und dem damit verbundenen milden Klima sind außer temperierten Gletschern in den tiefen und mittleren Lagen in größerer Höhe über dem Meeresspiegel auch polytherme und „kalte“ Gletscher anzutreffen. Die Verbreitung letzterer beschränkt sich auf Höhenlagen >1500 m ü. M. Die „kalten“ Plateaugletscher sind über 100 m mächtig (Jiehkkevarri-Massiv, Balgesvarri) und enthalten wahrscheinlich sehr altes Eis, das als Paläoklimaindikator genutzt werden kann (vgl. MEIER 1999). Es ist im Vergleich zum temperierten Eis der meisten Tal- und Kargletscher kaum deformiert, so dass wahrscheinlich nahezu ungestörte Lagerungsverhältnisse vorliegen. Eine Eiskernbohrung auf dem Jiehkkevarri-Plateau (1834 m) könnte Aufschluß über das Klimageschehen der letzten Jahrhunderte, möglicherweise sogar der letzten Jahrtausende geben und dadurch zu einem besseren Verständnis der Klimageschichte Nordnorwegens beitragen.

7. Literaturverzeichnis

- AITKENHEAD, N. (1960): Observations on the drainage of a glacier-dammed lake in Norway. – *Journ. Glaciol.* 3 (27), S. 607-611, Cambridge
- ALM, T. & SORTLAND, A. (1990): Lyngsalpene – en botanisk vurdering. – *Tromsø, Naturvetenskap* Nr. 65, 119 S., Tromsø
- ANDERSEN, B.G. (1968): Glacial Geology of Western Troms, North Norway. – *Norges Geol. Unders.* 256, 160 S., Oslo
- ANDERSEN, B.G. (1972): Quaternary Geology at Guolasjavri in Troms, North Norway. – *Acta Borealia* 29, 40 S., Tromsø
- ANDRÉ, M.-F. (1995): Postglacial Microweathering of Granite Roches Moutonnées in Northern Scandinavia (Riksgränsen area, 68 °N). – in: SLAYMAKER, O. (Hrsg.): *Steepland Geomorphology*, S. 103-127
- ANDRÉ, M.-F. (1996): Rock weathering rates in arctic and subarctic environments (Abisko Mts., Swedish Lappland). – *Ztschr. Geomorph.* 40 (4), S. 499-517, Berlin, Stuttgart
- ANDRÉ, M.-F. (2002): Rates of Postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko-Riksgränsen area, 68 °N). – *Geogr. Ann.* 84A (3-4), S. 139-150, Stockholm
- ANDREASSEN, L.M., ELVEHÖY, H., KJÖLLMOEN, B., ENGESET, R.V. & HAAKENSEN, N. (2005): Glacier mass-balance and length variation in Norway. – *Annals Glaciol.* 42, S. 317-325
- BAKKE, J., DAHL, S.O., PAASCHE, Ö., LÖVLIE, R. & NESJE, A. (2005): Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. – *The Holocene* 15 (4), S. 518-540
- BAKKE, J., LIE, Ö., DAHL, S.O., NESJE, A. & BJUNE, A.E. (2008): Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. – *Global Planetary Change* 60, S. 28-41
- BALLANTYNE, C.K. (1987): Some observations on the morphology and sedimentology of two active proglacial ramparts, Lyngen, northern Norway. – *Arctic Alpine Res.* 19 (2), S. 167-174, Boulder
- BALLANTYNE, C.K. (1990): The Holocene glacial history of Lyngshalvöya, northern Norway: chronology and climatic implications. – *Boreas* 19, S. 93-117, Oslo
- BALLANTYNE, C.K. & BENN, D.I. (1994): Glaciological Constraints on Proglacial Rampart Development. – *Permafrost Perigl. Proc.* 5 (2), S. 145-153, Chichester
- BARSCHE, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geology in High Mountain Environments. – 331 S., Berlin, Heidelberg, New York
- BERGSTRÖM, B. & NEEB, P.-R. (1984): Reisdalen. Description of the Quaternary geological map 1734 III 1:50 000. – *Norges Geol. Unders., Skrifter* 64, 44 S., Trondheim
- BLIKRA, L.H. (2002): Store fjellskred i Troms. – *Ottar* 241, S. 25-33, Tromsø
- BLIKRA, L.H. & CHRISTIANSEN, H.-H. (2014): A field-based model of permafrost-controlled rock-slide deformation in northern Norway. – *Geomorphology* 208, S. 34-49
- BOULTON, G.S., MASON, P., BALLANTYNE, C.K., KARLÉN, W., MATTHEWS, J.A. & NESJE, A. (1997): Holocene glacier fluctuations in Scandinavia. – *Palaeoclimate Research* 24, Spec. Issue: ESF Project "European Palaeoclimate and Man" 16, S. 5-33, Stuttgart
- BRAATHEN, A., BLIKRA, L.H., BERG, S.S. & KARLSEN, F. (2004): Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. – *Norsk Geol. Tidsskr.* 84 (1), S. 67-88, Trondheim
- CORNER, G.D. (1980a): Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. – *Boreas* 9, S. 239-249, Oslo

- CORNER, G.D. (1980b): Avalanche impact landforms in Troms, North Norway. – *Geogr. Ann.* 62A (1-2), S. 1-10, Stockholm
- CORNER, G.D. (1987): Lyngen – Alta. – *NORDQUA-Excursion 1987*, S. 1-12
- CORNER, G.D. (2008): Turen går til Steindal. Geologiske severdigheter på turen opp til breen. – 16 S., Dep. Geology, Univ. Tromsø (unveröffentl.)
- CORNER, G.D. & HAUGANE, E. (1993): Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. – *Norsk Geol. Tidsskr.* 73, S. 175-197, Trondheim
- DAHL, R., BLIKRA, L.H. & SVEIAN, H. (2004): Löshistorier fra Tromsøregionen.- in: *Ka dokker mein förr stein!* S. 52-57, Norges Geol. Unders. (Hrsg.), Trondheim
- DAHL, R. & SVEIAN, H. (2004): *Ka dokker mein förr stein!* Geologi, landskap og ressurser i Troms. – Norges Geol. Unders. (Hrsg.), 152 S., Trondheim
- DANIELSEN, D.I. (2013): Fremtidens naturkatastrofer overvåkes og varsles. – *Ottar* 294, S. 30-36, Tromsø
- DEHLS, J., OLESEN, O., BLIKRA, L.H. & OLSEN, L. (1999): Neotectonics in Norway. Neotectonic excursion guide to Troms and Finnmark. – *NGU Report 82*, 34 S., Norges Geol. Unders., Trondheim
- DEHLS, J., OLESEN, O., OLSEN, L. & BLIKRA, L.H. (2000): Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. – *Quaternary Science Rev.* 19, S. 1447-1460
- DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT (Hrsg.) (2016): *Klimadatenmaterial der Jahre 1868-2015.* – Oslo
- FARBROT, H., ISAKSEN, K., ETZELMÜLLER, B. & GISNÅS, K. (2013): Ground Thermal Regime and Permafrost Distribution under a Changing Climate in Northern Norway. – *Permafrost Perigl. Proc.* 24 (1), S. 20-38, Chichester
- FJALSTAD, A. (1990): Vern av våre løsmasser. Om kvartaergeologien i nord. – *Ottar* 179, 48 S., Tromsø
- FORWICK, M. & VORREN, T.O. (2002): Deglaciation history and post-glacial mass movements in Balsfjord, northern Norway. – *Polar Res.* 21 (2), S. 259-266, Tromsø
- FREDRIKSEN, P.T. & MÖLLER, J.J. (2007): Lyngsalpan. En unik naturopplevelse. – 46 S., Tromsø
- FURSETH, A. (2013): Skredulykker i nord. – *Ottar* 294, S. 11-22, Tromsø
- FYLKESMANNEN I TROMS (Hrsg.) (2001): *Forslag til Lyngsalpan / Lyngsfjellan Landskapsvernområde.* – 68 S., Tromsø
- GELLATLY, A.F., GORDON, J.E., WHALLEY, W.B. & HANSOM, J.D. (1988): Thermal regime and geomorphology of plateau ice caps in northern Norway: Observations and implications. – *Geology* 16, S. 983-986
- GELLATLY, A.F., WHALLEY, W.B., GORDON, J.E. & FERGUSON, R.I. (1986): Movement on the ice front. – *Geogr. Mag.* 58 (6), S. 294-299, London
- GORDON, J.E., DARLING, W.G., WHALLEY, W.B. & GELLATLY, A.F. (1988): δD - $\delta^{18}O$ relationships and thermal history of basal ice near the margins of two glaciers in Lyngen, North Norway. – *Journ. Glaciol.* 34 (118), S. 265-268
- GORDON, J.E., WHALLEY, W.B. & GELLATLY, A.F. (1995): Fluctuations of glaciers in Lyngsdalen, Troms, Norway, during the 20th century. – *Ztschr. Gletscherkunde Glazialgeol.* 31, S. 125-134, Innsbruck
- GORDON, J.E., WHALLEY, W.B., GELLATLY, A.F. & FERGUSON, A.I. (1987): Glaciers of the southern Lyngen Peninsula, Norway. – In: GARDINER, V. (Hrsg.): *International Geomorphology* 2, S. 743-758, Chichester

- GORDON, J.E., WHALLEY, W.B., GELLATLY, A.F. & VERE, D.M. (1993): The Formation of Glacial Flutes: Assessment of Models with Evidence from Lyngsdalen, North Norway. – *Quaternary Science Rev.* 11(7-8), S. 709-731
- GRIFFEY, N.J. & WHALLEY, W.B. (1979): A rock glacier and moraine-ridge complex, Lyngen Peninsula, north Norway. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 33 (3), S. 117-124, Oslo
- GROVE, J.M. (1988): *The Little Ice Age*. – 498 S., London, New York
- GUTTORMSEN, H. (2005): Fra istid til Laestadius. – in: *Lyngen Bygdebok: Lyngen Regionhistorie 1*, 538 S., Tromsø
- HAEBERLI, W. & KING, L. (1987): Polarer und alpiner Permafrost. – *Verhandl.* 45. Dt. Geographentag Berlin 1985, 45, S. 269-274, Stuttgart
- HOEL, A. (1962). Strupbreen and Strupvatnet. – in: HOEL, A. & WERENSKIÖLD, W. (Hrsg.): *Glaciers and snowfields in Norway*, Norsk Polarinst. Skrifter 114, S. 105-110, Oslo
- HOLMES, G.W. & ANDERSEN, B.G. (1964): Glacial chronology of Ullsfjord, Northern Norway. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 475D, S. 159-163, Washington
- HOLMLUND, P. (1993): Surveys of Post-Little Ice Age glacier fluctuations in northern Sweden. – *Ztschr. Gletscherkde. Glazialgeol.* 29 (1), S. 1-13, Innsbruck
- HOLMLUND, P. (1997): Climatic influence on the size of glaciers in Northern Scandinavia during the last two centuries. – *Palaeoclimate Research (Paläoklimaforschung)* 24, S. 115-124, Stuttgart
- HOLMLUND, P. (1998): Glacier Mass Balance and Ice-core Records from Northern Sweden. – *Ambio* 27 (4), S. 266-269
- HOLMLUND, P., KARLÉN, W. & GRUDD, H. (1996): Fifty years of mass balance and glacier front observations at the Tarfala Research Station. – *Geogr. Ann.* 78A (2-3), S. 105-114, Stockholm
- HOLMLUND, P. & SCHNEIDER, T. (1997): The effect of continentality on glacier response and mass balance. – *Annals Glac.* 24, S. 272-276
- IGNATIUS, H. (1966): Havaintoja Vestbreen-jäätiköltä Pohjois-Norjassa (Observations from the Vestbreen glacier, Northern Norway. – *Geologi* 18, S.78-81, Helsinki
- JECKEL, P.P. (1988): Permafrost and its altitudinal zonation in N. Lapland. – *Proc. V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988*, S. 170-175, Trondheim
- JOHANSSON, P. (1984): Sydbreen-jäätikön etumaaston glasiaaligeomorfologiasta Pohjois-Norjassa (Glacial geomorphology in the marginal zone of the Sydbreen glacier, North Norway). – *Terra* 96 (2), S. 107-112, Helsinki
- JOHNSEN, B. & SKJERVEN, O. (1984); *Lyngsalpene*. – 112 S., Oslo
- KARLÉN, W. (1988): Scandinavian glaciers and climatic fluctuations during the Holocene. – *Quaternary Science Rev.* 7, S. 199-209
- KARLÉN, W. (1991): Glacier Fluctuations in Scandinavia during the Last 9 000 Years. – In: STARKEL, L., GREGORY, K.J. & THORNES, J. B. (Hrsg.): *Temperate Palaeohydrology*, S. 395-412, New York
- KARLÉN, W. (1993): Glaciological, sedimentological and palaeobotanical data indicating Holocene climatic change in Northern Fennoscandia. – *Palaeoclimate Research* 9, S. 69-83, Stuttgart
- KARLÉN, W. (1998): Climate Variations and the Enhanced Greenhouse Effect. – *Ambio* 27 (4), S. 270-274
- KING, L. (1984): Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lapland, Jotunheimen und Dovre / Rondane. – *Heidelberger Geogr. Arb.* 76, 174 S., Heidelberg
- KING, L. (1986): Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. – *Geogr. Ann.* 68A (3), S.131-139, Stockholm
- KING, L. & SEPPÄLÄ, M. (1987): Permafrost Thickness and Distribution in Finnish Lapland – Results of Geoelectrical Soundings. – *Polarforsch.* 57 (3), S. 127-147, Münster

- KING, L. & SEPPÄLÄ, M. (1988): Permafrost sites in Finnish Lapland and their environment. Occurrences de pergélisol en Lapponie Finlandaise. – Proc. V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988, S. 183-188, Trondheim
- KJÖLLMOEN, B. (2001): Strupbreen and Koppangsbreen. – In: KJÖLLMOEN, B. (Hrsg.): Glaciological investigations in Norway in 2000, Norwegian Water Resources and Energy Directorate Report 2001 (2), S. 110-112, Oslo
- KLEMAN, J. (1994): Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. – *Geomorphology* 9, S. 19-32
- KLEMAN, J. & BORGSTRÖM, I. (1990): The boulder fields of the Fulufjället, West-Central Sweden – Late Weichselian boulder blankets and interstadial periglacial phenomena. – *Geogr. Ann.* 72A (1), S. 63-78, Stockholm
- KLEMAN, J. & BORGSTRÖM, I. (1994): Glacial landforms indicative of a partly frozen bed. – *Journ. Glaciol.* 40, S. 255-269
- KLEMAN, J. & BORGSTRÖM, I. (1996): Reconstruction of palaeo-ice sheets – the use of geomorphological data. – *Earth Surface Processes Landforms* 21, S. 893-909
- KLEMAN, J. & HÄTTESTRAND, C. (1999): Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the last glacial maximum. – *Nature* 402, S. 63-66
- KVERNDAL, A.I. & SOLLID, J. L. (1993): Late Weichselian glaciation and deglaciation in northeastern Troms, northern Norway. – *Norsk Geogr. Tidsskr.* 47 (3), S. 163-177, Oslo
- LAUKNES, T.R., PIYUSH SHANKER, A., DEHLS, J.F., ZEBKER, H.A., HENDERSON, I.H.C. & LARSEN, Y. (2010): Detailed rockslide mapping in northern Norway with small baseline and persistent scatterer interferometric SAR time series methods. – *Remote Sensing of Environment* 114, S. 2097-2109
- LILLEÖREN, K.S., ETZELMÜLLER, B., SCHULER, T.V., GISNÅS, K. & HUMLUM, O. (2012): The relative age of mountain permafrost – estimation of Holocene permafrost limits in Norway. – *Global Planetary Change* 92-93, S. 209-223
- LÖNNE, I. (1993): Physical signatures of ice advance in a Younger Dryas ice-contact delta, Troms, northern Norway: implications for glacier terminus history. – *Boreas* 22, S. 59-70, Oslo
- MALMSTRÖM, B. & PALMÉR, O. (1984): Glacial och periglacial geomorfologi på Varangerhalvön, Nordnorge. Geomorfologisk kartering med analys av glaciala former och blockhav. – *Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avh.* 93, 351 S., Lund
- MATTHEWS, J. F. (1997): Dating problems in the investigation of Scandinavian Holocene glacier variations. – *Palaeoclimate Research* 24, S. 141-157, Stuttgart
- MEIER, K.-D. (1985): Studien zur Verbreitung, Morphologie, Morphodynamik und Ökologie von Palsas auf der Varanger-Halbinsel, Nord-Norwegen. – *Essener Geogr. Arb.* 10, S. 113-243, Paderborn
- MEIER, K.-D. (1987): Studien zur periglaziären Landschaftsformung in Finnmark (Nordnorwegen). – *Jb. Geogr. Ges. Hannover* 1987, Sonderh. 13, 298 S., Hannover
- 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. (1996): Studien zur Periglaziärmorphologie der Varanger-Halbinsel, Nordnorwegen (mit einem Vergleich Finnmark-Nordenskiöldland, Zentrales Westspitzbergen). – *Norden* 11, 405 S., Bremen
- MEIER, K.-D. (1997): Bemerkungen zur Verbreitung von Permafrostboden in Norwegisch-Lapland (Finnmark, Troms) anhand geomorphologischer und klimatischer Indikatoren. – *Norden* 12, S.237-282, Bremen
- MEIER, K.-D. (1999): Gletscher und alpiner Permafrost am Lyngenfjord, Troms, Nordnorwegen, als potentielle Klimaindikatoren. – *Norden* 13, S. 197-241, Bremen

- MEIER, K.-D. (2001): Vergleichende geomorphologisch-quartärgeologische Studien im küstennahen Plateau- und Alpinrelief von Finnmark (Kongsfjord, Båtsfjord) und Troms (Storfjord, Lyngen), Norwegisch-Lappland, unter besonderer Berücksichtigung der Blockfeld-Entwicklung. – *Norden* 14, S. 159-191, Bremen
- MEIER, K.-D. (2004): Zur Geographie der Lyngen-Halbinsel, Nordnorwegen – Eine Übersicht mit Exkursionsvorschlägen. – *Norden* 16, S. 49-78, Bremen
- MEIER, K.-D. (2015): Permafrosthügel in Norwegisch und Schwedisch Lappland im Klimawandel. – *Hamburger Beitr. Phys. Geogr. Landschaftsökol.* 22, 254 S. / Daten-CD, Hamburg
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2007): Eine Studie zur Physischen Geographie der Bergsfjord-Halbinsel, Finnmark / Troms, Nordnorwegen, unter besonderer Berücksichtigung der Vergletscherungsgeschichte und Blockfeldentwicklung. – *Norden* 18, S. 85-125, Bremen
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2009): Gletscher und Permafrost in Nordenskiöldland, Spitzbergen, als potentielle Klimaindikatoren. – *Hamburger Beitr. Phys. Geogr. Landschaftsökologie* 20, 164 S., Hamburg
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2011): Permafrosthügel in Lappland (Schwedisches Hochgebirge, norwegische Eismeerküste) und Spitzbergen (Nordenskiöldland) im Klimawandel (1960-2010). – *Norden* 20, S. 119-154, Bremen
- MEIER, K.-D., THANNHEISER, D. & WEHBERG, J. (2003): Der nordnorwegische Fjellbirkenwald im Raum Masi-Kautokeino. Physiogeographische Voraussetzungen und dendrochronologische Merkmale. – *Norden* 15, S. 179-204, Bremen.
- MOEN, A. (1999): Vegetasjon. – In: *Nasjonalatlas for Norge*, 198 S., Hønefoss
- MÖLLER, J.J., FJALSTAD, A., HAUGANE, E., JOHANSEN, K.B. & LARSEN, V. (1986): Kvartærgeologisk verneverdige områder i Troms. – *Troms* 49, 302 S., Tromsø
- MOOK, R. & VORREN, K.-D. (1996): The temperature climate at the altitudinal vegetation limits in Skibotn, northern Norway. – *Palaeoclimate Research* 20, S. 61-74, Stuttgart
- NESHEIM, S. & SMELAND, E. (2014): The Lyngen Alps. Skiing, Climbing, Trekking. – 320 S., Oslo
- NORDVIK, T., BLIKRA, L.H., NYRNES, E. & DERRON, M.-H. (2010): Statistical analysis of seasonal displacements at the Nordnes rockslide, northern Norway. – *Engineering Geology* 114, S. 228-237
- OLESEN, O., DEHLS, J. & OLSEN, L. (2002): De første nordlendingers katastrofe-skjelv. – *Ottar* 241, S. 10-17, Tromsø
- OLSEN, J.R. (2013): Lyngsalpan. Barske fjell langt mot Nord. – 240 S., Livonia Print
- ÖSTREM, G. (1971): Rock Glaciers and Ice-cored Moraines, a Reply to D.BARSCH. – *Geogr. Ann.* 53A (3-4), S. 207-213, Stockholm
- ÖSTREM, G., HAAKENSEN, N. & MELANDER, O. (1973): Atlas over breer i Nord-Skandinavia. – *Medd. Naturgeogr. Inst. Univ. Stockholm* 43, 315 S. Stockholm
- PAASCHE, Ö., DAHL, S.O., LÖVLIE, R., BAKKE, J. & NESJE, A. (2007): Rockglacier activity during the Last Glacial-Interglacial transition and Holocene spring snowmelting. – *Quaternary Science Rev.* 26 (5-6), S. 793-807
- PAASCHE, Ö., LÖVLIE, R., DAHL, S.O., BAKKE, J. & NESJE, A. (2004): Bacterial magnetite in lake sediments: late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway. – *Earth Planetary Science Letters* 223, S. 319-333
- PLASSEN, L. & VORREN, T.O. (2003a): Sedimentary processes and the environment during deglaciation of a fjord basin in Ullsfjorden, North Norway. – *Norsk Geol. Tidsskr.* 83 (1), S. 23-36, Trondheim
- PLASSEN, L. & VORREN, T.O. (2003b): Fluid flow features in Fjord-fill deposits, Ullsfjorden, North Norway. – *Norsk Geol. Tidsskr.* 83 (1), S. 37-42, Trondheim
- RAPP, A. (1957): Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. – *Ztschr. Geomorph.* 1(2), S. 179-200, Berlin

- RAPP, A. (1959): Avalanche boulder tongues in Lappland. – *Geogr. Ann.* 41 (1), S. 34-48, Stockholm
- RAPP, A. (1992): Kärkevagge revisited. Field excursions on geomorphology and environmental history in the Abisko Mountains, Sweden. – *Sveriges Geol. Unders.*, Ser. Ca 81, S. 269-276, Uppsala
- RAPP, A. (1993): Nytt ljus över högfjällens geomorfologi. – *Svensk Geogr. Årsbok* 69, S. 97-99, Lund
- RAPP, A. (1996): Impact of Mountain Glaciations on Tors, Blockfields and Cryoplanation Features. Nunataks or Non-scoured Zones as Refugia? – In: McCANN, S.B. & FORD, D.C. (Hrsg.): *Geomorphology Sans Frontières*, S. 137-152
- REA, B.R. & EVANS, D.J.A. (2003): Plateau icefield landsystems. – In: EVANS, D.J.A. (Hrsg.): *Glacial Landsystems*, S. 407-431, London
- REA, B.R. & WHALLEY, W.B. (1996): The role of bedrock topography, structure, ice dynamics and periglacial weathering in controlling subglacial erosion beneath a high-latitude, maritime ice field. – *Annals Glaciol.* 22, S. 121-125
- REA, B.R., WHALLEY, W.B., DIXON, T.S. & GORDON, J.E. (1999): Plateau icefields as contributing areas to valley glaciers and the potential impact on reconstructed ELAs: a case study from the Lyngen Alps, North Norway. – *Annals Glaciol.* 28, S. 97-102
- REA, B.R., WHALLEY, W.B., EVANS, D.J.A. & GORDON, J.E. & McDOUGALL, D.A. (1998): Plateau Icefields: Geomorphology and Dynamics. – *Quaternary Proc.* 6, S. 35-54 (*Journ. Quaternary Science* 13, Suppl. 1), London
- REA, B.R., WHALLEY, W.B. & PORTER, E.M. (1996): Rock weathering and the formation of summit blockfield slopes in Norway: examples and implications. – In: ANDERSON, M.G. & BROOKS, S.M. (Hrsg.): *Advances in Hillslope Processes* 2, S. 1257-1275, Chichester
- REA, B.R., WHALLEY, W.B., RAINEY, M.M. & GORDON, J.E. (1996): Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. – *Geomorphology* 15 (2), S. 109-121, Chichester
- SCHUNKE, E. (1975): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. – *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 3. Folge, 30, 273 S., Göttingen
- SCHUNKE, E. (1977): Zur Genese der Thufur Islands und Ost-Grönlands. – *Erdkde.* 31 (4), S. 279-287, Bonn
- SELBEKK, R.S. (2004): Lyngsalpene – rester etter en vulkankjede. – In: *Ka dokker mein förr stein!* S. 84-89, Norges Geol. Unders. (Hrsg.), Trondheim
- SHAKESBY, R.A. (1997): Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. – *Progress Physical Geography* 21 (3), S. 394-418
- SOLLID, J.L. (Hrsg.) (1989): Northern Finland – Norway – Sweden. – *V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988, Excursion Guide (revised edition)*, *Medd. Geogr. Inst. Univ. Oslo, Naturgeogr. Ser., Rapport* 12, 105 S., Oslo
- SOLLID, J.L. & SÖRBEL, L. (1992): Rock glaciers in Svalbard and Norway. – *Permafrost Perigl. Proc.* 3, S. 215-220, Chichester
- SOLLID, J.L., SÖRBEL, L. & TOLGENSBAKK, J. (1989): Finnish / Norwegian border – Tromsø Airport (Norway). – *Excursion Guide (revised edition)*, *V. Intern. Conf. Permafrost, Trondheim 1988, Medd. Geogr. Inst. Univ. Oslo, Naturgeogr. Ser., Rapport* 12, S. 75-85, Oslo
- SOLLID, J.L. & TOLGENSBAKK, J. (1983): Reisavassdraget. – In: SOLLID, J.L. (Hrsg.): *Geomorfologiske og kvartaergeologiske registreringer med vurdering av verneverdier i 15 tiårsvernedede vassdrag i Nord- og Midt-Norge*. Univ. Oslo, Rapp. 55, S.27-64, Oslo
- STRÖMQUIST, L. (1973): Geomorfologiska studier av blockhav och blockfält i Norra Skandinavien. – *Uppsala Univ. Naturgeogr. Inst., Rapport* 22, 161 S., Uppsala
- SVEIAN, H. (2004): Isen kom – og forsvant. – In: *Ka dokker mein förr stein!* S. 24-33, Norges Geol. Unders. (Hrsg.), Trondheim

- SVEIAN, H. & BERGSTRÖM, B. (2004): Isens fotefar i Nord-Troms. – In: Ka dokker mein förr stein! S. 100-109, Norges Geol. Unders. (Hrsg.), Trondheim
- SVEIAN, H., BERGSTRÖM, B., BLIKRA, L.H. & DAHL, R. (2004): Og landet steg.- In: Ka dokker mein förr stein! S. 38-49, Norges Geol. Unders. (Hrsg.), Trondheim
- SVEIAN, H. & CORNER, G. (2004): Lyngens isbreer för og na. – In: Ka dokker mein förr stein! S. 90-95, Norges Geol. Unders. (Hrsg.), Trondheim
- TORBLAA, I. (1986): Dam Rieppejavri, Troms – damfundament med permafrost. – Fjellsprenngningsteknikk, bergmekanikk, geoteknikk, 9 S., Oslo
- VORREN, K.-D. & STAVSETH, A. (1996): Late Holocene vegetation and climate changes interpreted from pollen influx and plant macrofossils from sediments of an alpine lake in North Norway. – Palaeoclimate Research 20, S. 257-269, Stuttgart
- VORREN, T.O. (2004): Fjordene – sedimentlager og naturhistorisk arkiv. – In: Ka dokker mein förr stein! S. 34-37, Norges Geol. Unders. (Hrsg.), Trondheim
- VORREN, T.O., LEBESBYE, E., ANDREASSEN, K. & LARSEN, K. (1989): Glacigenic sediments on a continental margin as exemplified by the Barents Sea. – Marine Geology 85, S. 251-272
- VORREN, T.O., MANGERUD, J., BLIKRA, L.H., NESJE, A. & SVEIAN, H. (2007): Norge av i dag trer fram. De siste 11 500 år – Holocen. – In: RAMBERG, I., BRYHNI, I. & NÖTTVEDT, A. (Hrsg.): Landet blir til. Norges Geologi (2.Aufl.), S. 532-555, Norsk Geol. Förening, Trondheim
- WEHBERG, J., THANNHEISER, D. & MEIER, K.-D. (2005): Vegetation of the Mountain Birch Forest in Northern Fennoscandia, - Ecological Stud. 180, S. 35-52, Berlin, Heidelberg
- WHALLEY, W.B. (1971): Observations on the Drainage of an Ice-dammed Lake – Strupvatnet, Troms, Norway. – Norsk Geogr. Tidsskr. 25 (3), S. 165-174, Oslo
- WHALLEY, W. B. (1973): A Note on the Fluctuations of the Level and Size of Strupvatnet, Lyngen, Troms, Norway. – Norsk Geogr. Tidsskr. 27 (1), S. 39-45, Oslo
- WHALLEY, W. B. (1976): A rock glacier and its relation to the mass balance of corrie glaciers, Strup-breen, Troms, Norway. – Norsk Geogr. Tidsskr. 30 (2), S. 51-55, Oslo
- WHALLEY, W.B. (1992): A rock glacier in south Ellendalen, Lyngen Alps, Troms. – Norsk Geogr. Tidsskr. 46 (1), S. 29-31, Oslo
- WHALLEY, W.B., GORDON, J.E. & GELLATLY, A.F. (1989): Effects of topographic and climatic controls on 19th and 20th century glacier changes in the Lyngen and Bergsfjord areas, North Norway. – In: OERLEMANS, J. (Hrsg.): Glacier Fluctuations and Climate Change, S. 153-172, Dordrecht, Boston, London
- WHALLEY, W.B., GORDON, J.E., GELLATLY, A.F. & HANSOM, J.G. (1995): Plateau and valley glaciers in North Norway: responses to climate change over the last 100 years. – Ztschr. Gletscherkde. Glazialgeologie 31, S. 115-124, Innsbruck
- WHALLEY, W.B., GORDON, J.E. & THOMPSON, D.L. (1981): Periglacial features on the margin of a receding plateau ice cap, North Norway. – Journ. Glaciol. 27, S. 492-496, Cambridge
- WHALLEY, W.B. & KJÖLLMOEN, B. (2000): Lyngen. – In: ANDREASSEN, L.M. (Hrsg.): Regional change of glaciers in northern Norway, NVE-Report 2000/1, S. 59-122, Oslo
- WHALLEY, W.B., REA, B.R. & RAINEY, M.M. (2001): Weathering, blockfields and fracture systems and the implications for long-term landscape formation: Some evidence from Lyngen and Öksfjord-jökelen areas in North Norway. – Polar Geography 28 (2), S. 93-119, Tromsö
- WHALLEY, W.B., REA, B.R., RAINEY, M.M. & McALLISTER, J. (1997): Rock weathering in blockfields: Some preliminary data from mountain plateaus in North Norway. – In: WIDDOWSON, M. (Hrsg.): Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. Geol. Soc. London, Spec. Publ. Nr. 120, S. 133-145, London

-
- WINKLER, S. (2001): Neue Ergebnisse zur holozänen Gletscher- und Klimadynamik in Nordnorwegen.
– Norden 14, S. 115-126, Bremen

8. Kartenverzeichnis

8.1. Quartärgeologische Karten

- BERGSTRÖM, B. & NEEB, P.R. (1984): Reisadalen 1734 III. Kvartaergeologisk kart M 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- BLIKRA, L.H. (1994): Tromsø 1534 III. Kvartaergeologisk kart 1:50 000 med beskrivelse. - Norges Geol. Unders., Trondheim
- CORNER, G. (2004): Storfjord 1633 IV. Kvartaergeologisk kart 1:50 000 (foreløpig utgave). – Univ. i Tromsø / Norges Geol. Unders., Trondheim
- HAMBORG, M. & HIRVAS, H. et al. (1987): Map of Quaternary Geology, Sheet 1: Quaternary deposits, Northern Fennoscandia 1:1 000 000, Helsinki
- SVEIAN, H., RIIBER, K., BERGSTRÖM, B. & REITE, A.J. (2005): Troms Fylke, løsmassekart M 1:310 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- TOLGENSBAKK, J. & SOLLID, J.L. (1988): Kåfjord 1634 II. Kvartaergeologi og geomorfologi 1:50 000. – Geogr. Inst. Univ. Oslo

8.2. Karten der Festgesteine

- FARETH, E. (1983): Berggrunnsgeologisk kart Tromsø Nr. 33,34-8 M 1:250 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- ZWAAN, K.B. (1988): Nordreisa, berggrunnsgeologisk kart M 1:250 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- ZWAAN, K.B., FARETH, E., GROGAN, P.W. (1998): Tromsø, berggrunnsgeologisk kart M 1:250 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim

8.3. Topographische Karten

- STATENS KARTVERK (1989-2010): Topografisk hovedkartserie – Norge 1:50 000 (M 711), Hönefoss
- Balsfjord 1533 I
- Tamokdalen 1533 II
- Ullsfjord 1534 II
- Tromsø 1534 III
- Manndalen 1633 I
- Helligskogen 1633 II
- Signaldalen 1633 III
- Storfjord 1633 IV
- Rotsund 1634 I
- Kåfjord 1634 II
- Lyngen 1634 III
- Lyngstuva 1634 IV
- Arnöya 1635 II
- Raisduoddarhaldi 1733 IV
- Reisadalen 1734 III
- Nordreisa 1734 IV
- UGLAND IT-GROUP (2005): Lyngenhavöya. Lyngen, Storfjord, Tromsø og Balsfjord kommuner – Målestokk 1:50 000

KÅFJORD KOMMUNE (2008): Turkart Kåfjord – Målestokk 1:50 000

KAPPELEN DAMM (2016): Nord-Troms og Finnmark. Bil- og turistkart CK 5 – Målestokk 1:400 000

9. Luftbildverzeichnis

FJELLANGER WIDERÖE (1952-1998): Schwarzweiß-Foto-Serien:

491 (1952, ca. 1:40 000)

563 (1953, ca. 1:35 000)

844 (1956, ca. 1:40 000)

5567 (1977, ca. 1:40 000)

5820 (1978, ca. 1:40 000)

6098 (1979, ca. 1:40 000)

7912 (1979, ca. 1:40 000)

12297 (1998, ca. 1:20 000)

12298 (1998, ca. 1:20 000)

Eine Exkursion zur kaltklimatischen quartären Landschaftsformung auf der westlichen Finnmarksvidda, Norwegisch Lappland

von Karl-Dieter Meier und Dietbert Thannheiser

1. Einführung

Die Exkursion vermittelt anhand eines N-S-Profiles einen Überblick über die kaltklimatische kryogene Landschaftsformung auf der westlichen Finnmarksvidda im äußersten Norden Europas. Da eine scharf umrissene, allgemein akzeptierte Definition des Begriffes „Finnmarksvidda“ nicht existiert, erweist sich die Abgrenzung des Raumes, insbesondere in nördlicher Richtung, als schwierig (vgl. GJAEREVOLL 1978). Administrativ umfasst das Gebiet die Gemeinden Kautokeino und Karasjok, größere Teile der Gemeinden Alta, Porsanger, Lebesby und Tana sowie kleine Areale der Gemeinden Kvalsund und Gamvik. Geomorphologisch handelt es sich vornehmlich um weitgespannte („vidda“ = norw. Weite), flachwellige Hochflächen, die in Finnmark, der nördlichsten Provinz Norwegens, weit verbreitet sind. Sie kennzeichnen ausgedehnte Gebiete der binnenländischen Finnmark, sind aber auch auf den großen Halbinseln und Inseln der Küstenregion (einschließlich Mageröya mit dem europäischen Nordkap) entwickelt. Geologisch-tektonisch sind sie sowohl im Bereich des Fennoskandischen Schildes als auch des Kaledonischen Deckenbaus anzutreffen. Als Typlokalität gilt die Finnmarksvidda-Hochfläche zwischen der norwegisch-finnischen Staatsgrenze im Süden und Südosten sowie dem Rand des Kaledonischen Gebirges im Nordwesten und Norden der Finnmark (Glintrand). Dieses Gebiet wird von Gesteinen des Fennoskandischen Schildes unterlagert und zeichnet sich durch flachwellige Hochflächen in Höhenlagen von 300-500 m ü. M. aus. Aus praktischen Gründen wird der Raum der Finnmarksvidda in der vorliegenden Arbeit Richtung Norden etwas weiter gefasst (Nordgrenze etwa dem Verlauf der E 6 / R 98 folgend), so dass auch Hochflächen im Bereich des Kaledonischen Deckenbaus an den Wurzeln der Nordkinn-Halbinsel (Ifjordfjell), Svaerholt-Halbinsel (Børselvfjell) und Porsanger-Halbinsel (Sennaland) sowie im Flintfjell-Halde-Gebiet mit eingeschlossen sind. Auf diese Weise wird eine stärkere Differenzierung der Vidda-Landschaft hinsichtlich des geomorphologischen Formenschatzes, der Vegetation, der geologischen und der klimatischen Verhältnisse ermöglicht.

Die so abgegrenzte Finnmarksvidda befindet sich in der norwegischen Provinz Finnmark weit nördlich des Polarkreises auf 68° 33' - 70° 10' N und 22° 13' - 28° 10' O (vgl. Abb. 1). Die südliche Begrenzung bildet die norwegisch-finnische Staatsgrenze, die im Osten durch den Lauf des Tana-Flusses markiert wird. Die Westgrenze zur norwegischen Provinz Troms folgt angenähert der Hauptwasserscheide zwischen Altaelv und Reisaelv. Die Finnmarksvidda im engeren Sinne (südlich des Glintrandes) ist dünn besiedelt. Die vornehmlich samische Bevölkerung ernährt sich hauptsächlich von der Rentierwirtschaft und vom Tourismus. Als Siedlungsleitlinien fungieren die Flusstäler von Altaelv / Kautokeinoelv, Lakselv, Tanaelv und Karasjokka. Über 90 % der Bevölkerung lebt in den Orten Kautokeino, Karasjok und Masi, die über Fernstraßen mit der norwegischen Fjordküste (Alta, Lakselv, Tana Bru) und der finnischen Provinz Lappi (Hetta) verbunden sind. Außer den genannten N-S-Verbindungen (R 93, E 6) existiert eine SW-NO verlaufende Reichsstraße (R 92), die die Orte Kautokeino und Karasjok mit einander verbindet. Die während des 2. WK angelegte Schotterstraße Alta-Solovomi-Kautokeino sowie die schmale Asphaltstraße von Kautokeino zur aufgelassenen Kupfermine Bidjovagge sind nur noch streckenweise befahrbar, während die gut ausgebaute Zufahrt zum Alta-Staudamm für die Öffentlichkeit gesperrt ist. Lokalitäten abseits der wenigen Verkehrslinien sind daher nur mittels Fourwheeler oder Schneemobil (auf vorgeschriebenen Routen), per Boot (Alta-Kautokeinoelv), Wasserflugzeug, Helikopter oder zu Fuß zu erreichen. Dies schützt zwar die empfindliche Naturlandschaft vor den negativen Folgen des Tourismus, erschwert aber zugleich die wissenschaftliche Forschung, so dass die Anzahl geomorphologischer und quartärgeologischer Arbeiten begrenzt ist.

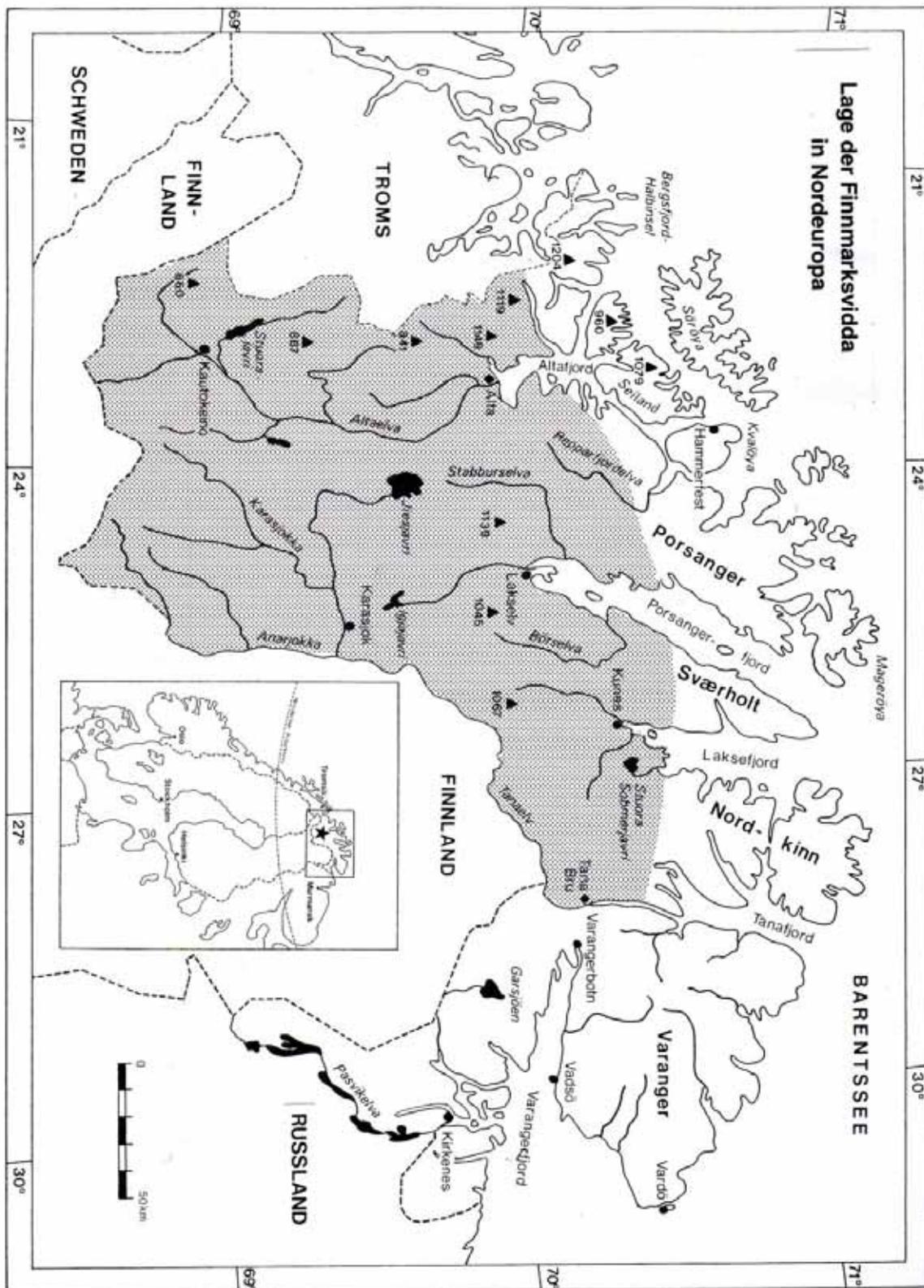


Abb. 1: Lage der Finnmarksvidda in Nordeuropa

Die südliche Finnmarksvidda ist nach Ausweis der Jahresmitteltemperaturen das kälteste Gebiet Nordeuropas abseits der Toplagen des skandinavischen Hochgebirges und weist Permafrostboden (vornehmlich in Gestalt von Palsa-Hügeln) auf, ist aber infolge der geringen winterlichen Schneeniederschläge und der relativ hohen sommerlichen Temperaturen, die weithin eine lichte Birkenwald-Vegetation ermögli-

chen, gegenwärtig nicht vergletschert. Die strengen klimatischen Verhältnisse haben zur Entwicklung eines reichhaltigen kaltklimatischen periglaziären Formenschatzes geführt, der neben aktiven Formen auch inaktive und „fossile“ Erscheinungen umfasst. Darüber hinaus ist ein vielfältiges Inventar an glaziären Formen und Ablagerungen aus der Zeit der pleistozänen Vereisungen, insbesondere der spätweichselzeitlichen Deglaziationsphase, erhalten. Die wichtigsten periglaziären und glaziären Erscheinungen werden im Folgenden anhand eines Nord-Süd-Profiles von der norwegischen Fjordküste bei Alta bis zur norwegisch-finnischen Staatsgrenze bei Kivilompolo südlich von Kautokeino vorgestellt. Das perennierende Bodeneis zeichnet sich weithin durch schmelzpunktnahe Temperaturen aus und reagiert daher besonders empfindlich auf eine potenzielle Klimaerwärmung. Die Morphodynamik der weit verbreiteten eisreichen Palsa-Hügel – der zuverlässigsten morphologischen Permafrostindikatoren auf der Finnmarksvidda – lässt sich folglich auch als Indikator für eventuelle Klimaveränderungen nutzen.

2. Physiogeographische Charakteristik

2.1. Relief und Gewässernetz

Das Makrorelief der Finnmarksvidda besteht aus weit gespannten, flachwelligen Verebnungsflächen in Höhenlagen zwischen 300 und 500 m ü. M. Charakteristisch sind offene, weite Mulden mit sanft ansteigenden Hängen sowie einzelne, stark zugerundete Bergkuppen, die Höhen von bis zu 660 m ü. M. erreichen (vgl. Fotos 1-3). Diese weiträumige Fastebene (Peneplain) wird am Nord- und Westrand der Finnmarksvidda stellenweise von markanten, stärker geböschten Restbergen („gaisser“) des überschobenen Kaledonischen Gebirges überragt (vgl. Abb. 2). Die höchsten Berge (1000-1150 m ü. M.) befinden sich am Kåfjord westlich von Alta (Halddetoppen: 1149 m) (vgl. Foto 4), südwestlich und südöstlich von Lakselv am inneren Porsangerfjord (Lohkarassa: 1139 m, Halkavარი: 1045 m) sowie bei Levajok westlich des Tanatales (Rastigaissa: 1067 m). Die Reliefunterschiede der flachwelligen Viddalandschaft spiegeln im Wesentlichen die Petrovarianz und die unterschiedliche morphologische Wertigkeit der Festgesteine wider (vgl. MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003). Am auffälligsten sind die Flusstäler von Altaelv, Lakselv und Tanaelv. Östlich des tief eingeschnittenen Tanatales setzt sich die flachwellige Viddalandschaft in Finnland fort. Dort werden die über die Hochfläche aufragenden Berge als „Tunturis“ bezeichnet (z. B. Pais-, Muotka- und Maarestunturi). Im südlichen Teil der Finnmarksvidda finden sich nur wenige markante Flusstäler. Die Bäche fließen zumeist ohne größere Eintiefung von einer Mulde zur nächsten und fallen nach der nivalen Abflußspitze Ende Mai zumeist trocken, sofern sie keine Anbindung an einen größeren See aufweisen. Weiträumige Senken und flache Anhöhen wechseln im flachwelligen Binnenland nahe der norwegisch-finnischen Grenze einander ab. Erst nördlich von Kautokeino fließt der Kautokeinoelv in einem Flusstal mit deutlichen Talflanken und breiterem Talboden. Bei Masi ändert sich der Talquerschnitt; die Talflanken werden steiler und der Übergang vom Tal zur Hochfläche verschärft sich. Die seeartig verbreiterten Flußabschnitte Latnetjavri und Virdnejavri befinden sich in Trogtälern mit U-förmigem Querschnitt. Der nördlich anschließende, schluchtartig entwickelte Talabschnitt beherbergt den 110 m hohen Alta-Staudamm. Bei Savcu, am Zufluß des Joatkajohka, beginnt der 1,0-1,2 km breite und bis zu 350 m tiefe Alta-Canyon (vgl. Fotos 5-7). Die Entwässerung der Seenkette zwischen Masi und Solovomi (Suolojavri-Gebiet) Richtung Fjordküste erfolgt etwa parallel zum Verlauf des Altaelv durch zwei trogförmig in den Deckenbau eingetiefte Seebecken (Silisjavri und Avzejavri) sowie die nördlich anschließende Schlucht des Trangdalselv („klöftan“) zwischen Vakkerfjell und Hellefjell sowie den in den Altaelv mündenden Eibyelv. Die beckenförmigen Vertiefungen zwischen den Restbergen am Nordrand der Finnmarksvidda werden ebenso wie die zahlreichen Senken im Binnenland von Seen eingenommen. Das Gewässernetz der Finnmarksvidda ist dendritisch und weit verzweigt. Die Entwässerung erfolgt nach Norden hauptsächlich über die in Fjordbecken mündenden Flüsse Kautokeinoelv-Altaelv, Lakselv und Tanaelv. Die zahlreichen abflusslosen Hohlformen und das die südliche Vidda weithin kennzeichnende geringe Gefälle haben die Entwicklung einer Vielzahl von Seen und Mooren begünstigt. Die Flüsse und Bäche beginnen Anfang Oktober zuzufrieren. Das Aufbrechen der ca. 1 m mächtigen winterlichen Eisdecke vollzieht sich zwischen Ende April und Anfang Mai.



Foto 1: Weitgespannte, flachwellige Verebnungsflächen mit aufgelockertem, flechtenreichem Fjellbirkenwald am Vuoddasjavri-See (334 m ü. M.) auf der zentralen Finnmarksvidda. Die langgestreckten Oswälle und glazifluvialen Terrassen tragen Flugsanddecken und Dünen. Die Sande sind nach dem Rückschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises aus den trockengefallenen, vegetationsfreien Flusstälern ausgeweht worden. 22.7.1986



Foto 2: Stein- und blockreiche Grundmoränen-Landschaft bei Girkuboeldievat auf der südlichen Finnmarksvidda. Charakteristisch sind weite, offene Mulden mit sanft ansteigenden Hängen sowie einzelne, zugerundete Bergkuppen, die die Verebnungsflächen um 100-200 m überragen. In der wind- und kälteexponierten Landschaft dominieren niedrigstämmige polykorme Birken sowie Wacholder-Büsche, entlang der Bachläufe verschiedene Weiden-Arten. Bodenoberfläche und Blöcke sind mit Flechten überzogen. 5.7.2002



Foto 3: Muldenförmiges Stuorajokka-Tal auf dem Ifjordfjell am Nordrand der Finnmarksvidda. Der Talboden besteht aus glazifluvialen Sedimenten und flachen Moränenhügeln. Die Hänge sind mit einer dünnen blockreichen Grundmoränenendecke überzogen, in der das Festgestein stellenweise zutage tritt. Die Vegetation besteht aus Zwergsträuchern, entlang des Bachlaufes aus Birken- und Weiden-Gebüsch. 14.9.1985

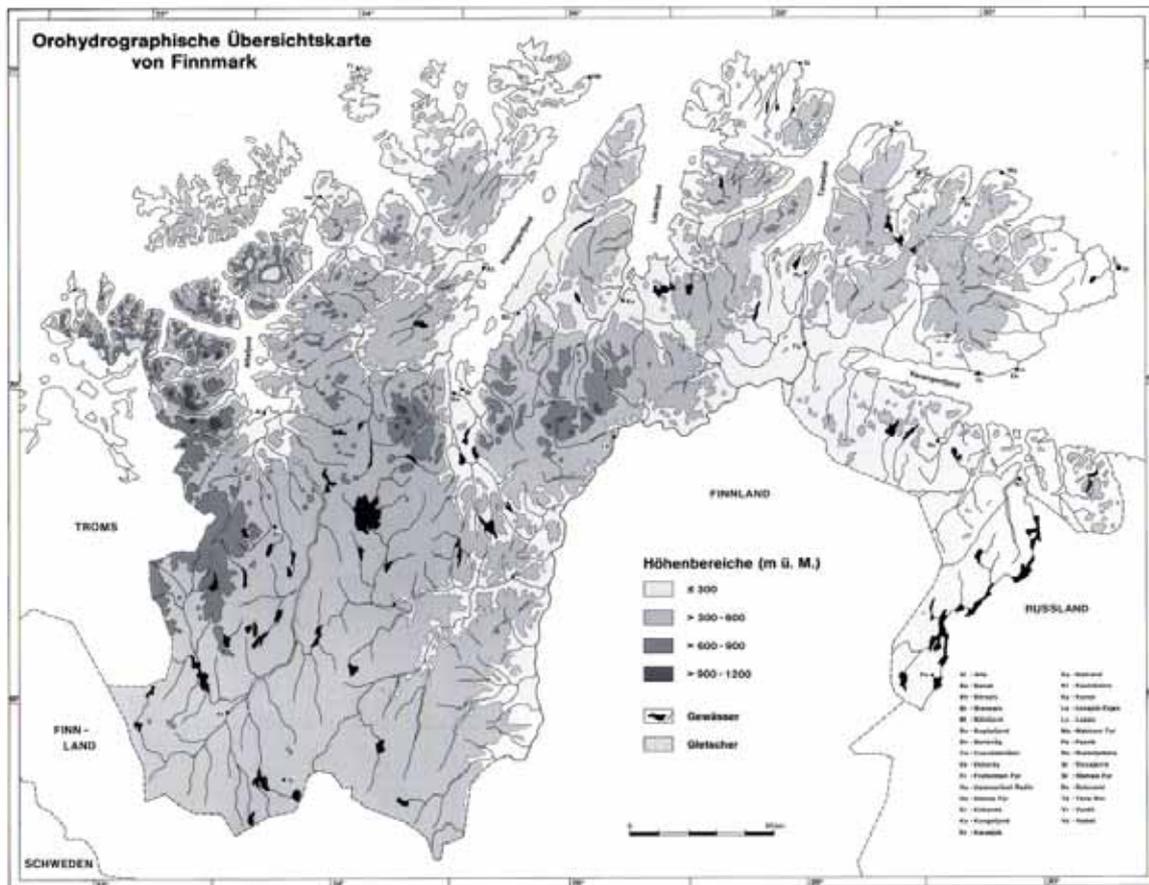


Abb. 2: Orohydrographische Übersichtskarte von Finnmark (aus MEIER 1991)



Foto 4: Weitgespannte, flachwellige, vegetationsfreie Blockfelder zwischen Sukkertoppen und Halddetoppen (1149 m, Hintergrund, Mitte) südlich des Langfjordes am Nordwestrand der Finnmarksvidda. Die Blockfelder auf der Verebnung sind autochthon, die im Bereich der Kare polygen. Die perennierenden Schneefelder an den Flanken der höher aufragenden Berge weisen auf Permafrost-Vorkommen im Blockmaterial. 20.8.2003

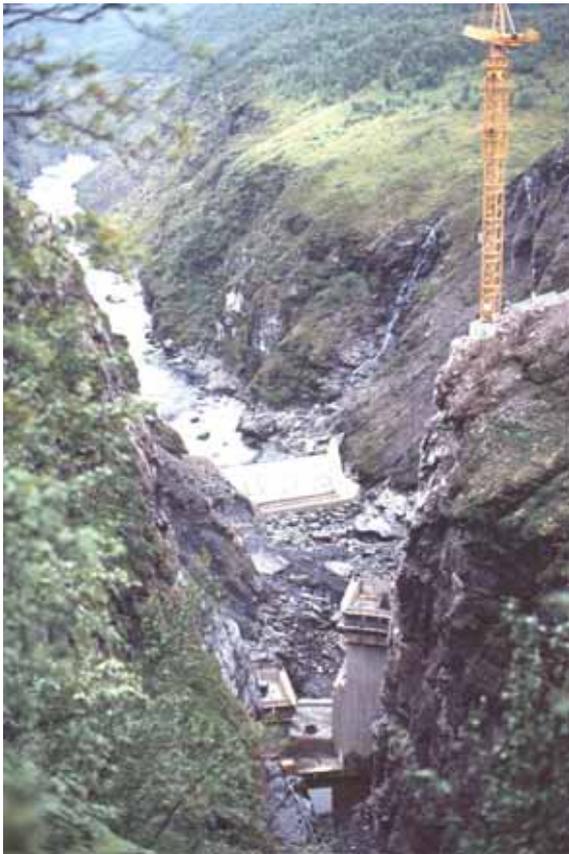


Foto 5: Bau des Altaelv-Staudammes / -Wasserkraftwerkes im schluchtartig eingetieften Flußtal. Dafür wurde der schmalste Abschnitt ausgewählt. Während der Bauarbeiten wurde unerwartet Permafrost in rund 300 m Höhe ü. M. im Festgestein angetroffen. Er steht mit den aktuellen Klimaverhältnissen im Gebiet nicht im Gleichgewicht und ist daher als relikitär anzusehen. 27.7.1985

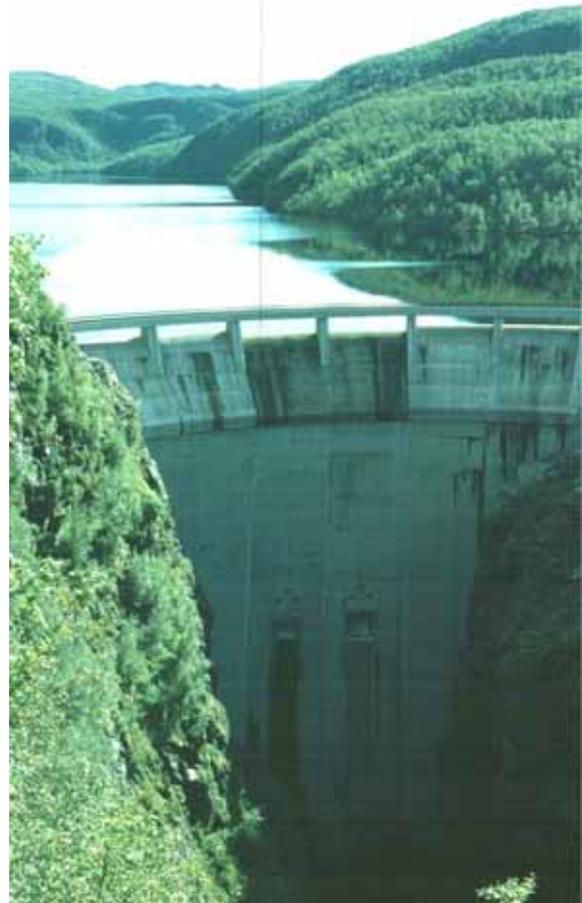


Foto 6: Blick auf den fertiggestellten, 110 m hohen Altaelv-Staudamm. Er staut die Seen Virdejavri / Latnetjavri im Altaelv-Tal auf (Wasserspiegelschwankung: 200-265 m ü. M.) und hat das fluviale Abflußregime einschließlich der Sedimentationsverhältnisse im Flußtal bis hin zum Mündungsdelta bei Alta-Elvebakken erheblich verändert. 25.8.2001



Foto 7: Blick bei Savcu, am Zufluß des Joatkajohka, in den 1,0-1,2 km breiten und bis zu 350 m tiefen Altaelv-Canyon. Der Fluß hat sich durch die Kaledonischen Überschiebungsdecken (Kalak-Deckenkomplex) bis in die Gesteine der Dividalgruppe eingetieft. Die Talflanken werden von mächtigen Sturzschutthalen gesäumt. Auf der Talsohle existieren Kies- und Schotterbänke, die vom regulierten Abfluss kaum umgelagert werden. Die Vegetation ist an den feuchten, windgeschützten Talhängen relativ üppig. 15.7.2003

2.2. Geologisch-tektonischer Bau und Lockersedimente

Der geologisch-tektonische Bau der Finnmarksvidda wird geprägt durch die Lage im Grenzbereich von Fennoskandischem Schild und Kaledonischem Gebirge. Der südliche Teil Finnmarks (Finnmarksvidda, Südvaranger) besteht aus präkambrischen Gesteinen des Fennoskandischen Schildes (vgl. Abb. 3). Nördlich der Linie Bidjovagge-Lakselv-Karlebotn dominieren mit Ausnahme einiger tektonischer Fenster, in denen Gesteine des kristallinen Grundgebirges zutage treten, spätpräkambrische und kambrosilurische Gesteine des Kaledonischen Deckenbaus sowie autochthone eokambrische bis ordovizische Sedimentgesteine (vgl. SIGMOND, GUSTAVSON & ROBERTS 1984). Als Gesteine des Fennoskandischen Schildes sind auf der Finnmarksvidda schwach bis stark metamorphosierte Plutonite, Vulkanite und Sedimentgesteine anzutreffen. Um einen großflächigen Komplex aus granitischem und granodioritischem Gneis im Bereich der zentralen Finnmarksvidda gruppieren sich mehr oder weniger gürtelförmig angeordnete Gebiete, in denen Grünsteine, Amphibolite, Quarzite und Konglomerate vorherrschen. Diese werden vielerorts von Tiefengesteinen durchsetzt. Dazu zählen u. a. Granitintrusionen zwischen Kautokeino und Siccajavre sowie Gabbro-Vorkommen bei Solovomi. Zwischen Karasjok und Utsjoki erstreckt sich ein NW-SO streichender Granulitgürtel, der eine tektonische Grenze zwischen dem Grundgebirge West- und Ostfinnmarks bildet. Seine Gesteine sind nach Westen aufgeschoben worden. Die Gesteine des Fennoskandischen Schildes werden am Nordwest- und Nordrand der Finnmarksvidda von Gesteinen des Kalak-Deckenkomplexes, am Nordostrand von Gesteinen der Gaissa-Decke der Kaledonischen Gebirgskette überlagert. Die Gesteine des Deckenbaus wurden im Rahmen der Kaledonischen Orogenese metamorphosiert, gefaltet und aus nordwestlicher Richtung auf das kristalline Basement des Fennoskandischen Schildes aufgeschoben, wobei sich die einzelnen Decken in ihrem Umwandlungsgrad unterscheiden. Der Kalak-Deckenkomplex enthält Gesteine unterschiedlicher Herkunft, u. a. Sandsteine, Quarzite, Grauwacken, (Kalk-) Glimmerschiefer, Phyllite, Amphibolite, granitische und granodioritische Gneise, während die Gaissa-Decke neben schwach metamorphosierten Sandsteinen und Tonschiefern auch Tillite und Dolomite umfasst. In der Gargia-Decke des Kalak-Deckenkomplexes bei Alta sind neben Glimmerschiefern und Meta-Arkosen (Komsa-Gruppe) Kalkglimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Gneise und ultrabasische Gesteine (Nålfjell-Gruppe) zu finden. Die Nalganas-Decke enthält außer (Granat-) Glimmerschiefern Meta-Arkosen sowie den bekannten „Alta-Schiefer“ vom Peskafjell. Die Überschiebungsdecken des Kaledonischen Gebirges erstreckten sich im Paläozoikum wesentlich weiter nach Südosten als heute. Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge führten im Laufe der Zeit zu einer Rückverlegung des Deckenrandes in nordwestlicher Richtung. Dadurch wurde die ehemalige Landoberfläche der subkambrischen Peneplain wieder aufgedeckt. Der von den morphologisch harten Gesteinen der Überschiebungsdecken gebildete Steilhang zum vorgelagerten flachwelligen Flachland wird als „Glintrand“ bezeichnet. Er tritt am Joatkajavri in Gestalt des Ceavdni-Berges besonders deutlich im Landschaftsbild hervor (vgl. Abb. 4). Glintrand und Vidda bilden Merkmale der „paläischen Fläche“, einer „alten“ ehemaligen Landoberfläche, in die jüngere Reliefformen, wie z. B. der Canyon des Altaelv, eingeschnitten sind.

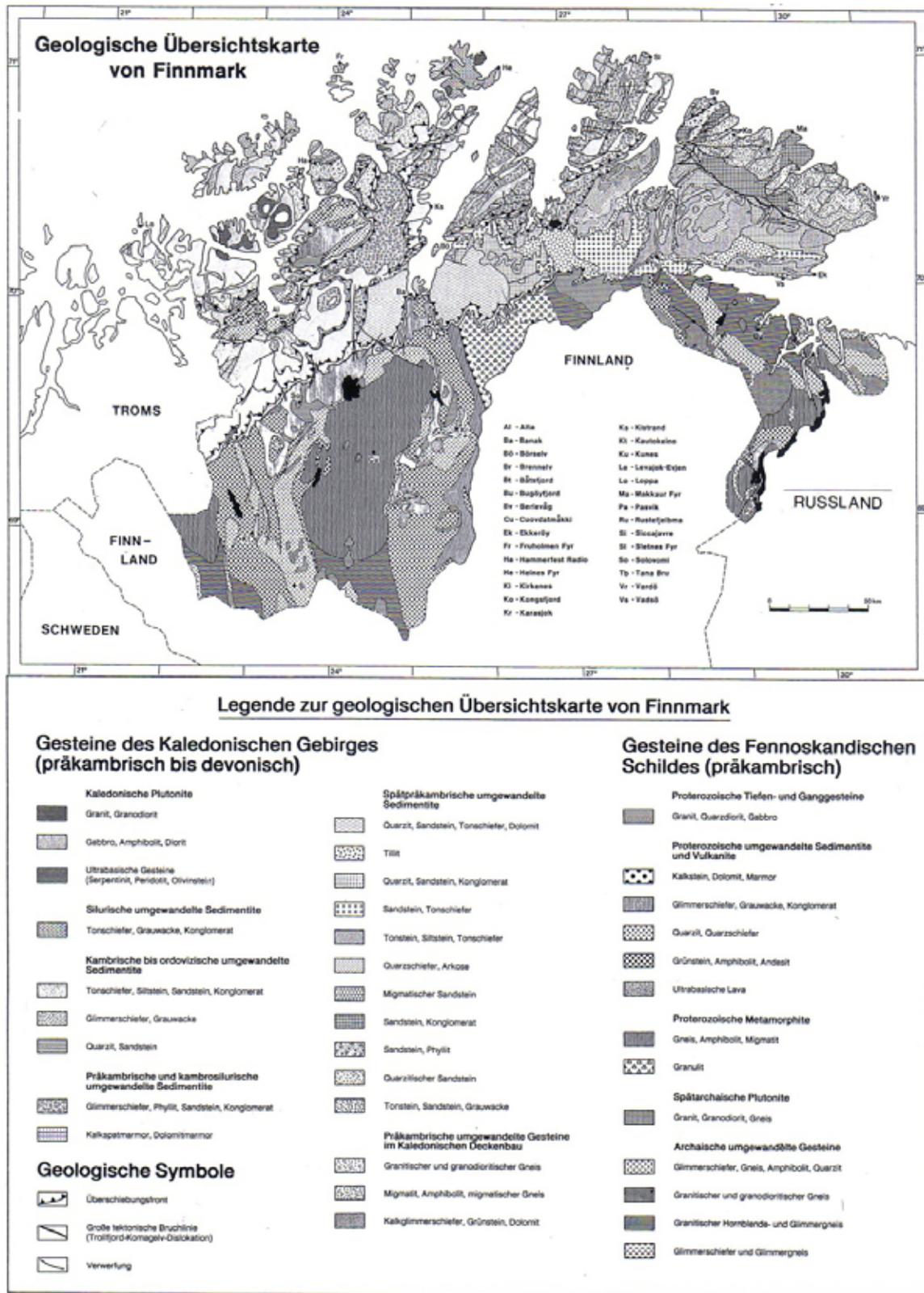


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte von Finnmark (aus MEIER 1991)

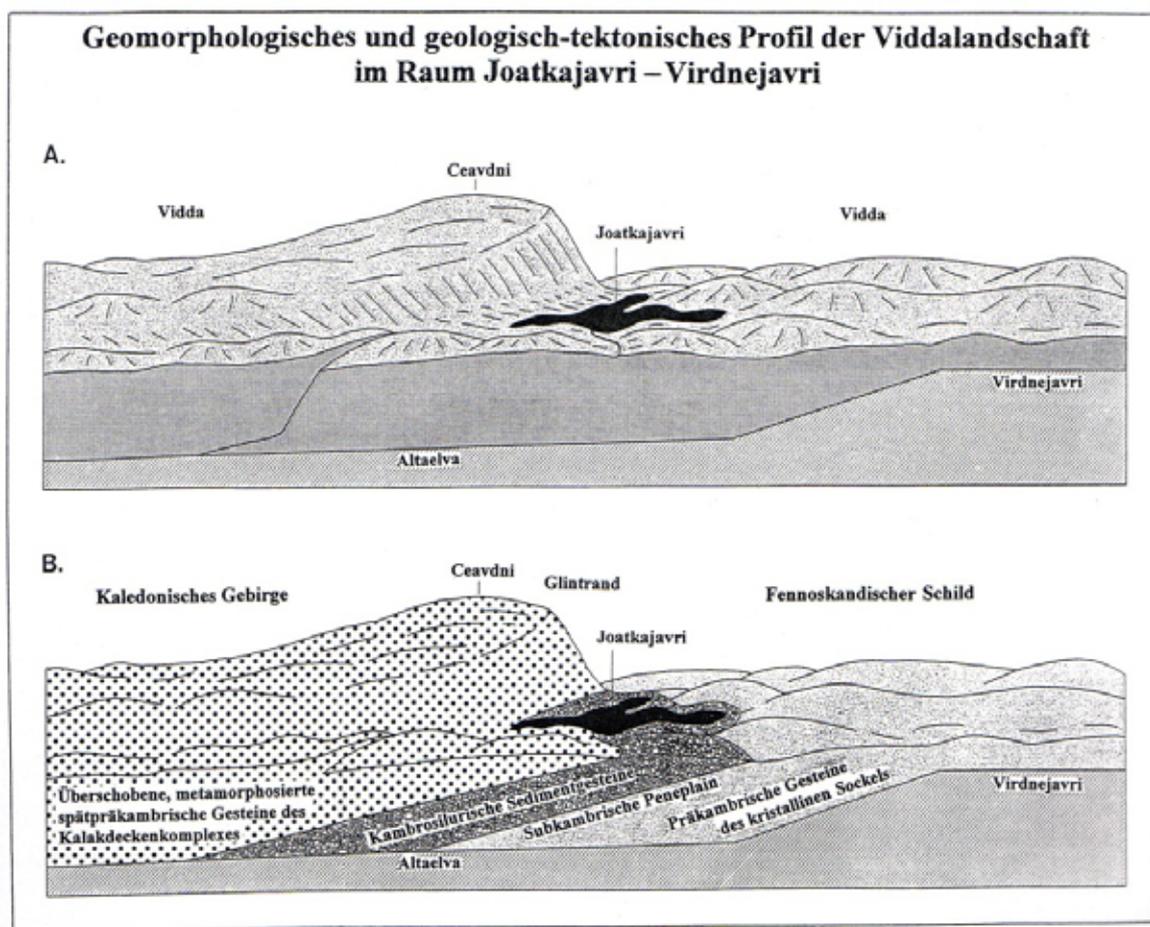


Abb. 4: Geomorphologisches und geologisch-tektonisches Profil der Viddalandschaft im Raum Joatkajavri-Virdnejavri (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)

Die präkambrischen Festgesteine werden auf der Finnmarksvidda fast flächendeckend von einer quarären Lockersedimentdecke verhüllt. Der anstehende Fels tritt nur an wenigen Stellen großflächig zutage, etwa an den Steilwänden des Alta-Canyons sowie an den Talflanken flussaufwärts im Bereich von Latnjavri und Virdnejavri. Am Fuße der Felswände finden sich mächtige Sturzsutthalden, die im Alta-Canyon bei Savcu aufgrund ihrer erheblichen Abmessungen besonders eindrucksvolle Erscheinungen darstellen. Im Kaledonischen Deckenbau, wo die Glaziäroserion der pleistozänen Gletscher infolge der Gefällsverteilung in Küstennähe und der weniger resistenten Gesteine größer war als auf der flachwelligen, kaum geböschten, von morphologisch harten Gesteinen des Fennoskandischen Schildes unterlagerten Vidda, tritt das eisüberschliffene Festgestein am Rande der Trogtäler und Glaziärbecken vielerorts zutage, insbesondere im stark reliefierten Bergland südlich des Alta- und des Porsangerfjordes. Das enge Trangdal zwischen Vakkerfjell und Hellefjell wird beidseits des Rv 93 von mächtigen Steilwänden und -hängen gesäumt. Die weniger stark geböschten, von den pleistozänen Gletschern glatt geschliffenen Felsflächen tragen oftmals eine Blockstreu aus kantengerundeten Blöcken. An den steilen Talflanken unterliegt der Fels bis in die Gegenwart der (Frost-) Verwitterung und Abtragung, begünstigt durch das große Feuchtigkeitsangebot im tief eingeschnittenen Tal des Trangdalselv. Nahe des Zusammenflusses von Altaelv und Eibyelv finden sich an den Nordhängen von Peskafjell und Store Raipas ausgedehnte Felsareale. Der Store Raipas grenzt mit einer Steilwand an den Unterlauf des Altaelv, die von mächtigen Sturzsutthalden gesäumt ist. Südlich von Alta (Stadtteil Elvebakken) bilden morphologisch harte Quarzite und Basalte des Fennoskandischen Schildes im Bereich eines geologisch-tektonischen Fensters die Landoberfläche, ebenso wie am Kåfjord westlich von Alta. Bei Lakselv erstrecken sich die Gesteine des Fennoskandischen Schildes fast bis an den Porsangerfjord. Das hügelige Bergland östlich der E 6 zeichnet sich durch glaziär ausgeschürfte Becken und Täler aus. Die Hänge werden weithin von nackten, glatt geschliffenen Felsflächen gebildet, an denen die lokal anstehenden Quarzite, Quarz- und Glimmerschiefer,

Gneise und Granite des kristallinen Basements zutage treten. Dagegen bestehen die eindrucksvollen 500-600 m hohen Felswände und stellenweise über 100 m hohen Sturzschutthalden und -kegel am Njoeidan-Steilabfall zur Vesterbotn-Bucht (militärisches Sperrgebiet!) aus quarzitischen Gesteinen der Gaissa-Decke des Kaledonischen Gebirges. Die Gipfellagen der höchsten Berge des Deckenbaus am Nordrand der Finnmarksvidda erstrecken sich bis in die Frostschuttstufe. Die zumeist flachkuppigen Gipfelbereiche sind weithin von autochthonen Blockfeldern bedeckt, während die Steilabfälle zu den angrenzenden Tälern von Sturzschuttakkumulationen gesäumt sind (z. B. über 1000 m ü. M. aufragende Gaissa- und Rassa-Berge bei Lakselv, Rastigaissa-Gebiet bei Levajok).

Der weitaus größte Teil der Finnmarksvidda trägt eine Grundmoränendecke (vgl. Fotos 8-10). Eine zusammenhängende, zumeist schluffig-sandige Moränendecke findet sich vor allem entlang der Haupttäler, in den meisten muldenförmigen Vertiefungen und auf einzelnen Höhenzügen, wobei die Mächtigkeit der Ablagerungen einige Zehnermeter betragen kann (vgl. MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003). Auf den zahlreichen Bergrücken und Kuppen nimmt die Sedimentmächtigkeit im allgemeinen ab und die Moränendecke wird lückenhaft; der Blockgehalt der sandigen Moränen nimmt hingegen häufig zu. In Mulden, die während der Deglaziation des Gebietes als Schutzlagen fungierten, finden sich hügelig-kuppige, blockreiche Ablationsmoränen als Indikatoren einer ehemaligen Toteislandschaft (vgl. Foto 11). Als richtungsweisende Formelemente der Grundmoräne sind Drumlins entwickelt, die eine Höhe von 50 m und eine Länge von mehreren Kilometern erreichen können. Sie treten in Mulden und flachen Tälchen sowohl in Luv- (Stoß-) als auch in Leepositionen auf. Die Drumlins können einen Felskern enthalten und finden sich häufig in enger Scharung. Ausgedehnte Drumlinfelder mit „lehrbuchhaft“ ausgebildeten Einzelformen sind u. a. am Jiesjavri-See anzutreffen. Drumlins und drumlinähnliche Formen kennzeichnen vor allem den westlichen Teil der Finnmarksvidda, wo sie, in Schwärmen auftretend, stromlinienförmig im Festgestein angelegt sind (vgl. Foto 12; MEIER 1991). Oser sind ebenfalls weit verbreitet. Um den Jiesjavri herum sowie südlich von Kautokeino bilden sie ein dichtes Netzwerk. Ihre Längserstreckung beträgt einige Zehnermeter bis viele Kilometer. Die längsten Oser lassen sich mit Unterbrechungen über eine Distanz von über 50 km verfolgen. Beispiele für derartige Großformen sind in den breiten Tälern von Kautokeinoelv und Anarjokka sowie östlich des Jiesjavri entwickelt. Die Anordnung der Oser im Gelände zeigt, dass die überwiegende Mehrzahl von ihnen subglaziär entstanden ist. Die Oser folgen zumeist Geländedepressionen, werden vor und hinter Pässen flacher, während der Pass selbst von den Gletscherschmelzwässern tiefer gelegt worden ist. Wie Fragmente eines mächtigen Osrückens im Flusstal zwischen Gievdneguoika und Masi belegen, diente das Tal des Kautokeinoelv während der Deglaziation als wichtige subglaziale Entwässerungsbahn (vgl. MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003). Die Oswälle stauen eine Reihe von Teichen und Seen auf. Die markantesten, von Sanden und Kiesen gebildeten Wälle sind bis zu 20 m hoch. Ein anderes auffälliges Os verläuft subparallel zum Haupttal vom Lahpojavi-See im Süden zum Orvvsjohka-Bach im Norden. Auch dieser Wall wird hauptsächlich von Sanden gebildet. Weitere NW- oder NO-orientierte Oswälle sind westlich und nördlich von Sicajavi im Süden der Finnmarksvidda zu finden. In die mächtigen glazifluvialen Sand-, Kies- und Schotterkörper im Tal des Kautokeinoelv sind vereinzelt Sölle eingelassen. – Hohlformen, die durch Ausschmelzen von Gletschereis entstanden sind. Die Topbereiche der Osrücken sind häufig mit Flugsanden überweht. Die Sande stammen aus den nahe gelegenen, zeitweise trocken gefallen, nahezu vegetationsfreien Betten der Gletscherbäche am Rande des zurück schmelzenden pleistozänen Inlandeises. Die Flugsandablagerungen sind heute weithin inaktiv. Infolge Zerstörung der schützenden Vegetationsdecke durch anthropogene (Fourwheeler-Befahrung) und zoogene (Beweidung durch Rentiere) Einflüsse kommt es jedoch stellenweise durch Sandauswehung zur Bildung von nischen- und wannenförmigen Hohlformen, die sich rasch vergrößern (vgl. Foto 13).



Foto 8: Die schluffig-sandigen, stein- und blockreichen, flachwelligen Grundmoränendecken auf dem Börselvfjell sind von weitgespannten Deflations- / Auffriersteinpanzern überzogen. Die Verbreitung einer Busch- und Baumvegetation beschränkt sich trotz der geringen Höhenlage (180 m ü. M.) auf windgeschützte Mulden- und Leelagen. Schlifffmarken an einzelnen Steinen und Blöcken zeugen von der korrodierenden Wirkung äolisch transportierter Sandpartikel. 30.7.1985



Foto 9: Die schluffreichen, frostempfindlichen, stein- und blockreichen Grundmoränen-Ablagerungen auf dem Börselvfjell begünstigen an Plätzen mit hinreichender Substratdurchfeuchtung die Entwicklung von Strukturböden infolge einer frostdynamisch gesteuerten Trennung von Fein- und Grobmaterial. Risse in den Feinmaterialkernen der Steinnetzwerke deuten trotz des Flechtenbesatzes der Grobkomponenten auf eine gewisse Formungsaktivität. 30.8.1986



Foto 10: An besonders wind- und kälteexponierten Plätzen, insbesondere auf Anhöhen wie dem Gievdoicákka-Berg bei Masi, ist die Grundmoränenendecke häufig von einem Netzwerk aus bis zu 30 cm tiefen Spalten überzogen. Die Spalten fallen vor allem wegen ihres dichteren Vegetationsbesatzes im Vergleich zu ihrer Umgebung auf. Sie sind von Eiskeilpseudomorphosen unterlagert, die die ehemalige Existenz eines kontinuierlichen Permafrostbodens an dieser Lokalität belegen. Dies war vermutlich letztmalig während der Jüngerer Dryaszeit der Fall, da die klimatischen Voraussetzungen für die Entwicklung und den Erhalt von Dauerfrostboden danach wahrscheinlich nicht mehr erfüllt waren. 26.6.2001



Foto 11: In Mulden, die während der Deglaziation als Schutzlagen fungierten, finden sich oftmals Ablationsmoränen aus abflusslosen Hohlformen und unregelmäßigen Wällen als Indikatoren einer ehemaliger Toteislandschaft, wie am Guorgabmir-Berg (327 m) auf der Laksefjordvidda. Der Abbau des Inlandeises vollzog sich hier in Gestalt eines Niedertauens. 10.7.1985



Foto 12: Blick vom Glintrand (Ceavdni, 631 m) bei Jotkajavri auf die seenreiche Drumlin-Landschaft im südlichen Vorland. Die langgestreckten, stromlinienförmigen, in enger Scharung auftretenden Drumlins zeichnen sich durch einen Festgesteinskern unter der Moränenendecke aus. Sie erreichen eine Länge von mehreren km und eine Höhe von 50 m. 13.9.2005



Foto 13: Reaktivierte Flugsandablagerungen auf einer glazifluvialen Terrasse am Kautokeinoelv bei Gievdneguika. Die Flugsande stammen aus den vegetationsfreien Betten der Gletscherbäche am Rande des zurückschmelzenden pleistozänen Inlandeises. Sie sind heute zumeist durch eine Vegetationsdecke festgelegt. Wo die schützende Vegetationsdecke jedoch durch anthropogene und / oder zoogene Einwirkungen beschädigt worden ist, können die Sande unter Bildung von nischen- und wannenförmigen Hohlformen erneut ausgeweht werden. 9.9.2003

Die glaziäre Überprägung der Finnmarksvidda während der pleistozänen Eiszeiten war abseits der Hauptabflußbahnen (z. B. Kautokeinoelv-Altalv, Karasjohka-Tanaelv) gering, was sich mit den geringen Reliefunterschieden auf der Vidda erklären läßt. Mittels Grundmoränenstratigraphie und der Datierung glazifluvialer Sedimente und fossiler Böden lassen sich nach OLSEN, MEJDAHL & SELVIK (1996) 3 Glazialzyklen mit mindestens 7 Vergletscherungen nachweisen, bei denen die gesamte Finnmarksvidda – möglicherweise mit Ausnahme einiger höher gelegener Nunatak-Gebiete im Umkreis der Restberge des Kaledonischen Gebirges – vom Inlandeis überfahren worden ist. Die ersten 4 Vereisungen fanden den Autoren zufolge wahrscheinlich während des Saale-Glazials statt, während die 3 letzten ein weichseleiszeitliches Alter aufweisen. Die Eiszentren lagen dabei entweder im Südwesten im norwegisch-schwedischen Hochgebirge (skandinavischer Typ der Eisschild-Konfiguration) oder im Südosten im finnischen Enontekiö (fennoskandischer Typ), wie im Falle der letzten, spätweichseleiszeitlichen Vergletscherung. Die Deglaziation der Finnmarksvidda vollzog sich zwischen 10 000 (Alta) und 9 200 (norwegisch-finnische Grenze südlich Kautokeino) Jahren B.P. (vgl. OLSEN, MEJDAHL & SELVIK 1996).

Die vom pleistozänen Inlandeis und seinen Gletscherbächen akkumulierten Sedimente wurden im Postglazial aufgrund des weithin vorherrschenden Flachreliefs nur wenig verlagert. In den Tälern der größeren Flüsse existieren jedoch Sand- und Kiesbänke, die während der Abflußspitzen während der früh-

sommerlichen Schneeschmelze auch gegenwärtig noch verlagert werden. Die Sedimentfracht vieler Bäche wird allerdings in den zahlreichen Seebecken abgelagert, die von den Bächen durchlaufen werden. Im geböschten Gelände kommt es bei geeigneten Feuchteverhältnissen zu ablualen und gelisolifluidalen Materialverlagerungen. Sie haben das Landschaftsbild nach Abschmelzen des Inlandeises aber bisher kaum verändert.

In vielen abflusslosen Mulden der Vidda haben sich im Postglazial Moore entwickelt, begünstigt durch den wenig permeablen Untergrund und das kühle, die Zersetzung des organischen Materials hemmende Klima. Der Südteil der Finnmarksvidda südlich einer Linie Bidjovagge-Masi-Karasjok ist besonders reich an Mooren. Dort ist das Klima thermisch und hygrisch kontinentaler als im Nordteil. Die wärmeren Sommer haben eine höhere Bioproduktion im Birkenwald zur Folge, was sich u. a. in Torfmächtigkeiten von stellenweise mehreren Metern widerspiegelt. Die Winter sind zugleich kälter als am Nordrand der Finnmarksvidda, so dass die Kältewellen tiefer in das Substrat eindringen (bis zu 1,5 m tief in Torfböden, bis zu 3 m tief in sandige Kiese). Wo die thermisch isolierende Torfdecke so mächtig ist, dass die winterliche Bodengefrorenis den Sommer überdauert, findet sich Permafrostboden in Gestalt von Palsa-Hügeln. Deren Hauptverbreitungsgebiet befindet sich daher im Südteil der Finnmarksvidda, wo die Sommer am wärmsten und die Winter am kältesten sind.

2.3. Klima und Permafrostboden

Das Klima der Finnmarksvidda wird bestimmt durch die Lage in der Westwindzone, die Nähe zur Barentssee unter dem Einfluß des Golfstromes sowie die orographischen und hypsometrischen Gegebenheiten. Die Temperaturen sind infolge der Aufwärmung der Luftmassen durch einen nordöstlichen Ausläufer des Golfstromes für die hohe Breitenlage relativ mild. Dennoch stellt die Finnmarksvidda das kälteste und kontinentalste Gebiet des norwegischen Festlandes abseits der höchsten Berggipfel dar. Kennzeichnend ist ein boreales Schneeklima (Df-Klima) mit negativen Jahresmitteltemperaturen, strengen Wintern und relativ warmen Sommern, das in den höheren Lagen ab ca. 400-500 m ü. M. von einem Tundrenklima (ET-Klima) abgelöst wird.

Die Klimaverhältnisse auf der Finnmarksvidda lassen sich anhand von Datenmaterial der Wetterstationen Solovomi (374 m ü. M.) im Nordwesten, Kautokeino (330 m ü. M.) und Siccajavri (382 m ü. M.) im Südwesten, Cuovdatmäkki (286 m ü. M.) in zentraler Lage sowie Karasjok (129 m ü. M.) im Osten in Tal-lage charakterisieren. Von den Stationen Jotkajavre (389 m ü. M.) im Norden, Bidjovagge (701 m ü. M.) im Westen, Mollesjokka (382 m ü. M.) im Zentrum und Iskurasjokka (153 m ü. M.) im Südosten stehen nur Niederschlagsdaten zur Verfügung. Das Klima in den küstennahen Gebirgslagen am Nordrand der Finnmarksvidda läßt sich mittels Extrapolation von Datenmaterial der Stationen Alta (3 m ü. M.) am inneren Altafjord und Banak (5 m ü. M.) am inneren Porsangerfjord grob abschätzen.

Nach Ausweis des Datenmaterials lag die Jahresmitteltemperatur während der Normalperiode 1961-1990 zwischen -2,4 °C und -3,1 °C (1991-2009: zwischen -1,1 °C und -2,2 °C), wobei die niedrigsten Werte im kontinentalen Binnenland nahe der norwegisch-finnischen Grenze zu verzeichnen sind. Der Juli ist mit 11,6 °C bis 12,5 °C (11,8 °C bis 13,9 °C) der wärmste Monat, der Januar mit -14,4 °C bis -17,1 °C (1991-2009: Februar mit -12,3 °C bis -13,8 °C) der kälteste Monat im Jahr (vgl. Abb. 5). Pro Jahr treten 230-245 (228-244) Frosttage, davon 131-139 (125-137) Eistage und 76-91 (76-93) Frostwechseltage auf. Die Amplitude der mittleren jährlichen Kältesumme (Gefrier-Index) reicht von -2000 °C bis -2300 °C (-1700 °C bis -2000 °C). Die mittlere jährliche Wärmebilanzsumme ist mit -900 °C bis -1100 °C (-400 °C bis -800 °C) deutlich negativ. Die mittleren jährlichen Kältesummen haben sich im Zeitraum 1991-2009 im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 auffällig verringert, während die Wärmesummen leicht angestiegen sind (50-100 °C). Ein Vergleich der jährlichen Wärmebilanzen zwischen 1961 und 2009 zeigt erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren, doch weisen nahezu alle Jahre eine negative Bilanz auf, wobei der Trend in Richtung auf eine ausgeglichene jährliche Wärmebilanz nicht zu übersehen ist (vgl. Abb. 6). Die mittleren jährlichen Frostintensitäten beliefen sich während der Normalperiode 1961-1990 auf -8,2 °C bis -9,6 °C (1991-2009: -7,7 °C bis -8,2 °C), wobei die größten Frostintensitäten zwischen Dezember und März erreicht werden. Der lange Winter mit strengen Frösten und die im Vergleich zur Küstenregion

weithin geringe Mächtigkeit der thermisch isolierenden Schneedecke haben ein tiefes Eindringen der winterlichen Kältewellen in das Substrat zur Folge, so dass stellenweise Permafrostboden vorkommt.

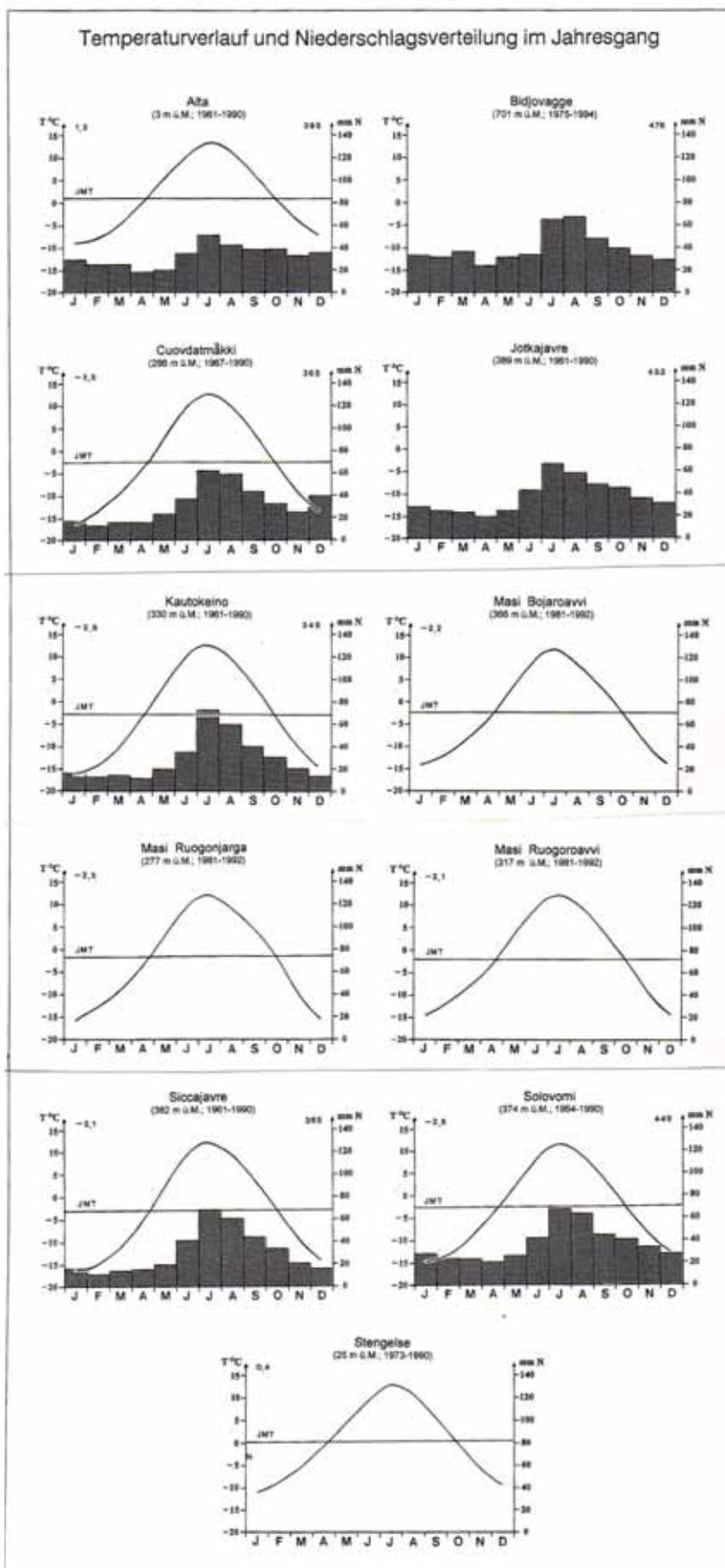


Abb. 5: Temperaturverlauf und Niederschlagsverteilung im Jahresgang (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)

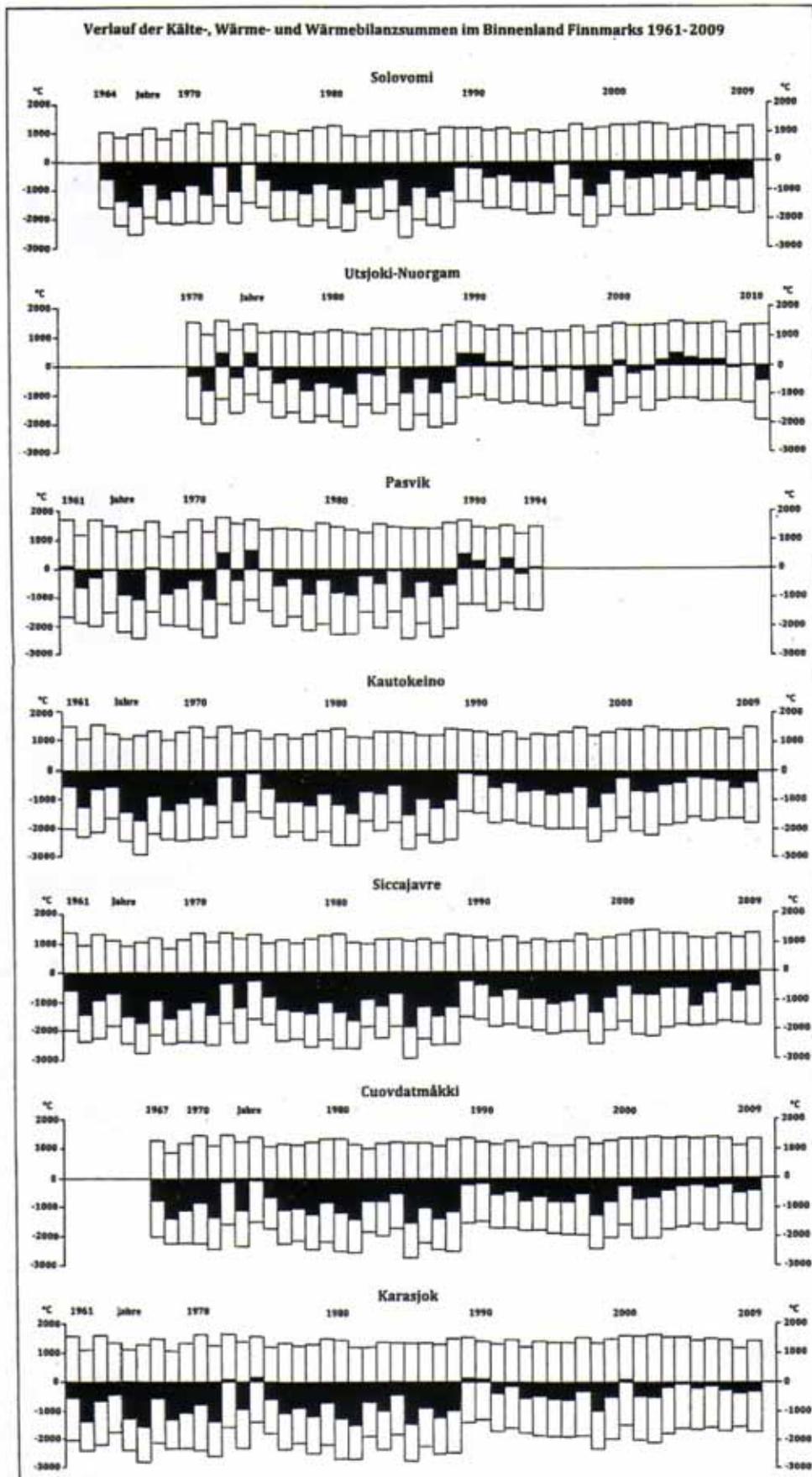


Abb. 6: Verlauf der Kälte-, Wärme- und Wärmebilanzsummen im Binnenland Finnmarks 1961-2009 (aus MEIER 2015)

Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge auf der Finnmarksvidda beträgt 350-450 mm, in höheren Lagen um 700 m ü. M. bis zu 500 mm. Während der Normalperiode 1961-1990 fielen im Nordteil der Vidda um 450 mm Niederschlag pro Jahr, im kontinentaleren Binnenland nahe der norwegisch-finnischen Staatsgrenze dagegen nur ca. 350 mm jährlich. Dieser leichte Feuchtegradient spiegelt sich auch in den Mittelwerten des Zeitraums 1991-2009 wider, die sich durch eine Zunahme der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen um rund 50 mm auszeichnen. Das Niederschlagsmaximum liegt bei allen Stationen im Sommer (Juni-September); im Raum Kautokeino-Siccejavri sind die sommerlichen Niederschläge sogar doppelt so hoch wie die winterlichen (vgl. MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003). Die Jahressummen der Schneetage sind dennoch höher als die der Regentage. Mit Ausnahme der Monate Juli und August kann es das ganze Jahr über zu Schneefällen kommen. Der Schnee bleibt ab Mitte Oktober liegen und bildet bis Ende Mai eine geschlossene Decke; die Jahressumme der Schneedeckentage beträgt 210-240. Die Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke wird u. a. durch den Wind und die Reliefverhältnisse modifiziert. Die Schneedeckenhöhe beträgt gegen Ende des Winters 50-100 cm.

In den Hochlagen der küstennahen Berge am Nordrand der Finnmarksvidda ist mit einer Verschärfung des Temperaturregimes und mit einer Zunahme der Niederschlagsmengen zu rechnen. Eine Extrapolation der Temperaturwerte (0,53 °C / 100 Höhenmeter) der Stationen Alta am Altafjord, Banak am Porsangerfjord sowie Levajok-Evjén (112 m ü. M., 1967-1979) im Tanatal liefert grobe Anhaltspunkte für die Temperaturverhältnisse in den nahe gelegenen, höher aufragenden Bergen. Unter Verwendung der Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 sind in Höhenlagen von 1000 m ü. M. in den Bergen bei Alta (z. B. Halde-Toppen), Lakselv (z. B. Cäkkarassa, Halkavarri) und Levajok (z. B. Rastigaissa) Jahresmitteltemperaturen um -4,0 °C, -4,7 °C und -6,2 °C (1991-2009: Alta: -3,0 °C, Lakselv: -3,9 °C) zu erwarten. Die kurze Meßreihe von Halde (893 m ü. M., 1913-1925) bestätigt mit einem Mittelwert von -3,0 °C die Vermutungen. Die niedrigen, negativen Jahresmitteltemperaturen lassen auf das Vorkommen von weit verbreitetem Permafrostboden in Höhenlagen um 1000 m ü. M. schließen. Zugleich ist mit erheblich größeren Niederschlagsmengen, insbesondere Schneemengen, als an den Wetterstationen in Meeresspiegelnähe (Alta, Banak) und im „Trockental“ des Tanaelv zu rechnen. Eine Berechnung der in den Höhenlagen fallenden Niederschlagsmengen anhand des Datenmaterials der Tiefland-Wetterstationen ist jedoch infolge der zahlreichen unbekanntenen, kleinräumig wirkenden Einflußgrößen kaum möglich.

Die Verbreitung von Permafrostboden (Dauerfrostboden) auf der Finnmarksvidda, hier definiert als 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 und in kontinuierlicher (geschlossener), diskontinuierlicher (lückenhafter) oder sporadischer (inselhafter) Verbreitung vorliegt (vgl. KING 1984), ist zwar seit rund hundert Jahren bekannt, doch herrschte bis Ende der 1970er Jahre die Auffassung, dass sich die Permafrostvorkommen auf Palsamoore beschränken, in denen die Permafrost-Aggradation und -Konservierung durch eine im Sommer thermisch isolierende Torfdecke begünstigt wird (vgl. Fotos 14 u. 15 u. a. Literaturübersichten in ÅHMAN (1977) und MEIER (1985)). Systematische langjährige Studien zur kaltklimatischen periglaziären Landschaftsformung seit 1981 lassen jedoch keine Zweifel, dass Permafrostboden in Finnmark und Nordtroms auch abseits der Palsamoore vorkommt, sowohl im küstennahen Tiefland (polarer Permafrost) als auch in den mittleren und höheren Lagen der Skanden (alpiner Permafrost). Bei Grabungsarbeiten in Finnmark wurden in den letzten 35 Jahren 54 Permafrostvorkommen in rein minerogenen Lockersedimenten abseits von Palsamooren entdeckt, sowohl in feinkörnigen Sedimenten als auch in grobblockigen Substraten, wobei sich die Höhenlage der Lokalitäten von 50 m ü. M. (gehobene Terrasse am Unterlauf des Kongsfjordelv an der Nordküste der Varanger-Halbinsel) bis ca. 925 m ü. M. (Blockfeld am Rastigaissa-Gipfel westlich des Tanatals) erstreckte. Ferner wurde das potenzielle Verbreitungsgebiet von Permafrostboden in Finnmark und Nordtroms nach den Methoden von HARRIS (1982) und KING (1984) berechnet. Einige der Ergebnisse wurden in MEIER (1987, 1991, 1996, 1997, 1999) publiziert. Die Verbreitung von Permafrostboden in minerogenen Sedimenten ohne Torfdecke konzentriert sich auf windexponierte, im Winter schneefreie oder -arme Plätze, wie glazifluviale Deltas, Fluß- und Meeresterrassen sowie Moränenwälle und -hügel (vgl. Fotos 16-19). Die Permafrostvorkommen im Tiefland sind eng an feinkörnige, ton- und schluffreiche Sedimente geknüpft. In höheren Lagen oberhalb der

Waldgrenze wurde Permafrostboden auch in grobblockigen Ablagerungen ohne Vegetationsbedeckung angetroffen, insbesondere in Blockfeldern, deren oberflächlicher Blockmantel von sandigem, steinhaltigem Detritus unterlagert ist. Lokal weist das Verwitterungsmaterial Beimengungen aus feinmaterialreichem moränischem Material auf. Darüber hinaus tritt Permafrostboden lokal in Sturzschutthalden und daraus hervorgegangenen blockgletscherähnlichen Schuttkörpern auf (vgl. Fotos 20-21). Die Permafrost-Aggradation und -Konservierung in den Sturzschutthalden, die in einzelnen Fällen sogar im Birkenwald in Waldgrenznähe gelegen sind, dürfte mit dem Eindringen des Schnees und der Winterkälte in die Hohlräume zwischen den Blöcken und der geringen sommerlichen Bewetterung im Zusammenhang stehen (vgl. MEIER 1991, 1996, 1997, 1999). Daß Permafrostboden auf der Finnmarksvidda und im küstennahen Bergland am Nordrand der flachwelligen Hochfläche vorkommt, insbesondere an schneearmen oder schneefrei geblasenen Plätzen, ist nach Ausweis des Auftretens morphologischer Permafrost-Indikatoren, wie z. B. Palsas, Blockgletschern und unterkühlten Sturzschutthalden, zahlreichen Permafrostfunden abseits der Indikatoren sowie der Auswertung der frostklimatischen Bedingungen im Gebiet nicht zu bestreiten. Unklar bleibt allerdings, in welchem Umfang und in welcher Mächtigkeit der Permafrostboden vorliegt.



Foto 14: 1,5-2,0 m hohe plateauförmige Torfpalsas in einem Palsamoor bei Suossjavri auf der zentralen Finnmarksvidda. Die ehemals geschlossene Vegetationsdecke auf den Hügeln ist durch Spaltenbildung in der Torfdecke beschädigt worden, so dass die windexponierten, nackten und trockenen Plasakronen der Deflation unterliegen. Die Torfauswehung hat eine Abflachung der Palsakuppen zur Folge. Die windgeschützten, feuchten Palsaränder sind mit Zwergbirke bestanden. 22.7.1986



Foto 15: 3-4 Jahre alter Palsa mit teilweise entfernter Auftauschicht in einem Palsamoor bei Aidejavri (380 m ü. M.) südlich von Kautokeino. Die 20-25 cm mächtige saisonale Auftauschicht bedeckt einen eisreichen Permafrostkern, der im Moor „schwimmt“ und keinen Kontakt zur minerogenen Moorunterlage hat. Durch die Heraushebung über den Moorwasserspiegel und die dort herrschenden xerophilen Verhältnisse ist die ursprüngliche hygrophile Seggenvegetation im Absterben begriffen und grau. 24.7.1986



Foto 16: Wo die Sommer hinreichend kühl sind, wie in den höheren Lagen oberhalb der Waldgrenze (oder in den Küstenlagen an der polaren Waldgrenze), ist auch Permafrostboden ohne eine thermisch isolierende Torfdecke in minerogenen Lockersedimenten anzutreffen, wie im oberen Corgosjokkatal (580 m ü. M.) westlich des Rastigaissa-Berges. Er tritt dort in moränischen und glazifluvialen Ablagerungen auf (Bildhintergrund), schmilzt in den feinkörnigen, feuchten Sedimenten des Beckenbodens (Bildmitte) aber aus. 14.8.1986



Foto 17: Blick über das beckenartig ausgebildete Corgosjokkatal auf blockfeldbedeckte, von Permafrost durchsetzte, 950-1000 m hoch aufragende Berge. Im Talgrund sind hinter dem Zelt beidseits des Bachlaufes mehrere Ringwallseen zu erkennen. Sie markieren die Lage ehemaliger minerogener Permafrosthügel (reine Mineralbodenpalsas = Lithalsas), und stellen weit fortgeschrittene Zerfallsstadien solcher Hügel dar. 14.8.1986



Foto 18: Lithalsa-Relikt am Rande des Corgosjokka-Beckens. Der abgeflachte, breite minerogene Wall erhebt sich 1,3 m über den Grundwasserspiegel des angrenzenden versumpften Bereiches. Der Ringwallsee hat sich im Zeitraum 1965-1986 aus einer flachen Vollform entwickelt. Der zentrale Teil der Vollform ist durch Bodeneisauflösung im Permafrostkern kollabiert. 14.8.1986



Foto 19: Nahaufnahme des kollabierenden nordwestlichen Ringwallabschnittes. Der flache Innenhang des in tonig-schluffigen Feinsedimenten angelegten Walles ist durch klaffende Spalten gegliedert. Die vegetationsbedeckten Plagen gleiten in den Wasserkörper und zerfallen dort. Im Westabschnitt des Walles hat sich eine wassergefüllte Thermokarstmulde gebildet. Im Laufe der letzten 30 Jahre hat sich die Wasserfläche auf Kosten des Ringwalles erheblich vergrößert. 14.8.1986



Foto 20: Blick auf den ostexponierten Steilabfall des Ruitucäkka (810 m) rund 20 km südlich von Lakselv. Die zergliederten Felswände werden von Sturzschutthalten und -kegeln gesäumt, stellenweise verknüpft mit Seitenmoränenwällen. Aus einigen Sturzschuttatlagerungen haben sich Hangfuß-Blockgletscher entwickelt, die herab bis in Höhenlagen um 430 m ü. M. Bodeneis enthalten (vgl. FARBROT, ISAKSEN & ETZELMÜLLER 2008). Im Bildvordergrund befindet sich ein extrazonales Strukturbodenfeld mit Feinerdeinseln. Die Strukturbodengeneese wurde hier durch das Fehlen einer Vegetationsdecke infolge saisonaler Wasserüberstauung ermöglicht. 29.7.2004



Foto 21: Steile, ca. 10 m hohe Front eines nach FARBROT, ISAKSEN & ETZELMÜLLER (2008) Bodeneis (Permafrost) enthaltenden Blockgletschers am Ruitucäkka-Berg. Der oberflächliche Grobmaterialmantel wird von einem Gemisch aus Fein- und Grobmaterial unterlagert. Die Blockgletscherstirn wirkt mit Ausnahme des abgebildeten steinschlägigen Abschnitts stabil. Die Grobkomponenten tragen dunkle Verwitterungsrinden und sind von Flechten überzogen, was gegen aktuelle Bewegungsvorgänge spricht (inaktiver Blockgletscher). 29.7.2004

FARBROT, ISAKSEN & ETZELMÜLLER (2008) haben die Verbreitung von alpinem Permafrostboden am Ruitucäkka (Ruitugaissa-Gebiet ca. 20 km südlich von Lakselv) mit Hilfe der BTS- (Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke) Methode, kontinuierlichen Messungen der Temperaturen an der Bodenoberfläche mit Miniatur-Temperatur-Dataloggern sowie der ERT- (Elektrische Widerstandstomographie) Methode genauer untersucht. Das Vorkommen von Permafrostboden in den Gaissa- und Rassa-Bergen bei Lakselv wurde bereits von MEIER (1987, 1991, 1996, 1997) anhand einer Analyse der klimatischen Verhältnisse im Gebiet (Extrapolation von Datenmaterial der Wetterstationen Banak / Brennelv / Lakselv) prognostiziert. Die Untergrenze der Höhenstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens ist nach dem Modell von KING (1984) in Höhenlagen um 400 m ü. M. zu erwarten (vgl. MEIER 1997), wobei die obere Teilstufe mit weit verbreitetem Permafrostboden in Höhenlagen ab 600-650 m ü. M. anzusetzen ist (vgl. MEIER 1991). Grabungen in fossilen Eiskeil- und Strukturbodenfeldern (1982) in der Tundrenstufe im östlichen flachwelligen Vorland (550-720 m ü. M.) des Ruitugaissa / Bieggavakkegaissa-Steilabfalles (1073 / 1118 m ü. M.) bestätigten das Auftreten von Permafrostboden mit sommerlichen Auftautiefen von 170-225 cm, wenn auch die Mächtigkeit und das Ausmaß der

Permafrostverbreitung in der Umgebung unklar blieben. Die voneinander unabhängigen, indirekten Prospektionsmethoden lassen nach FARBROT, ISAKSEN & ETZELMÜLLER (2008) darauf schließen, dass Permafrostboden in Höhenlagen über 350-450 m ü. M. häufig anzutreffen ist. Die norwegischen Autoren vermuten, dass Permafrostboden unterhalb der Waldgrenze infolge der mächtigeren, thermisch isolierenden Schneedecke fehlt. Dies gilt allerdings nur mit Einschränkungen, da Dauerfrostboden im Birkenwald in Palsamooren sogar nahe des Meeresspiegels auftritt, wie z. B. bei Brennelv (vgl. u. a. ÅHMAN 1977, MEIER 1987, 1991, 1996). Die untersten, Bodeneis enthaltenden Blockgletscher erstrecken sich mit ihren Fronten nach FARBROT, ISAKSEN & ETZELMÜLLER (2008) hinab bis in Höhenlagen um 430 m ü. M. Da keine Bewegungsmessungen vorliegen, bleibt unklar, ob es sich um aktive oder inaktive Formen nach der Klassifikation von BARSCH (1996) handelt. Die wenig steilen, stabil wirkenden Frontpartien und der dichte Flechtenbesatz der Grobkomponenten der Schuttkörper sprechen gegen aktuelle, hangabwärtige Bewegungsvorgänge, so dass die Formen höchstwahrscheinlich inaktive Blockgletscher darstellen. Die Existenz relikitärer (fossiler) morphologischer Permafrostindikatoren deutet auf ehemals kältere klimatische Verhältnisse als in der Gegenwart. Die bereits erwähnten Eiskeilnetze befinden sich in der Tundrenstufe. Ihre Spaltenzüge sind aber inzwischen eisfrei und enthalten stattdessen eine Füllung aus minerogenen Sedimenten (Eiskeilpseudomorphosen). Das Eiskeilnetz ist daher relik, selbst wenn in größerer Tiefe noch Permafrost vorhanden ist. FARBROT, ISAKSEN & ETZELMÜLLER (2008) erwähnen zudem einen fossilen eisfreien Blockgletscher, dessen Front in einer Höhenlage von 180 m ü. M. im Birkenwald endet, was auf eine ehemals mindestens 200 m tiefere Lage der Permafrostuntergrenze schließen läßt. Dies belegt klimatisch bedingte Schwankungen im Verlauf der Permafrostuntergrenze. In den Gipfelblockfeldern finden sich indessen keine erkennbaren Hinweise auf eine postglaziale Überprägung. Seitliche Abflußkanäle („lateral drainage channels“) in den Schuttkörpern und Endmoränenwälle auf dem Grob- und Feinschutt indizieren, dass die Blockfelder mindestens schon vor der letzten Vergletscherung des Gebietes existierten und unter „kaltem“, nicht erosivem Eis überdauert haben. Unter der Annahme einer 1,5-2,0 °C höheren Jahresmitteltemperatur während des postglazialen Temperaturmaximums im Vergleich zu den letzten 200 Jahren und einer etwa ähnlichen Relation zwischen Lufttemperatur und Bodentemperatur wie in der Gegenwart, folgern die norwegischen Autoren, dass die Gipfellagen um 1000 m ü. M. auch während des postglazialen Wärmemaximums negative Bodentemperaturen aufwiesen, und dass der Permafrostboden dort folglich ein erhebliches Alter aufweist und möglicherweise schon seit dem letzten Interglazial (Eem) existiert.

Auf der thermisch und hygrisch kontinentaleren Finnmarksvidda südöstlich des Glintrandes konzentriert sich die Verbreitung von Permafrostboden auf die zahlreichen Palsamoore (vgl. u. a. ÅHMAN 1977, MEIER 1987, 1991, 1996, 1997, 2015), in denen die Bildung und Erhaltung von Dauerfrostboden durch eine (im Sommer) thermisch isolierende Torfdecke begünstigt wird. Die flachwellige Vidda repräsentiert nicht nur das kälteste Gebiet Norwegens, reduziert man die Jahresmitteltemperaturen auf das Meeresspiegelniveau, sondern auch das größte (bekannte) zusammenhängende Permafrostareal innerhalb Norwegens. Die Palsamoore sind bis auf wenige Ausnahmen in der Birkenwaldstufe gelegen, stellen aber waldfreie Inseln innerhalb der Stufe dar, und sind daher schneearm, wind- und kälteexponiert. Unter einer Waldvegetation wird die Entwicklung von Permafrostboden behindert, da die dichte Vegetation die Bildung einer mächtigeren, thermisch isolierenden Schneedecke durch Reduzierung der Windgeschwindigkeiten und Schneerauswehung begünstigt. Waldfreie Flächen innerhalb der Birkenwaldstufe können jedoch von Permafrostboden unterlagert sein, wie z. B. wind- und kälteexponierte Terrassenränder, Moränenwälle und Osrücken. Auch anthropogen entstandene waldfreie Gebiete können, sofern sie besonders kälteexponiert sind, Permafrostboden aufweisen, wie einige Straßenabschnitte zwischen Kautokeino und Bidjovagge sowie zwischen Kautokeino und der norwegisch-finnischen Staatsgrenze, insbesondere wenn der Unterbau der Trasse einen hohen Anteil frostempfindlicher, tonig-schluffiger Feinsedimente enthält. Auch einige aufgelassene Wiesen- und Weideflächen zwischen Kautokeino und Siebe sind zumindest stellenweise von Permafrostboden unterlagert. Die weit gespannten, durch Zerstörung der schützenden Vegetationsdecke (Beweidung durch Rentiere, Befahrung mit Fourwheelern) wieder der Deflation ausgesetzten Flugsandareale entlang des Kautokeino-Flusses und im Umkreis der zahlreichen Seen scheinen jedoch permafrostfrei zu sein.

Oberhalb der Waldgrenze nimmt die Häufigkeit des Auftretens von Permafrostboden deutlich zu, wie die langjährigen Feldstudien westlich des Alta-Canyons (Beskades), auf den Grundmoränen-Plateaus westlich und östlich von Masi, im Raum Bidjovagge sowie im Umkreis der Gaissa-Berge westlich des Tanatals (Levajok) ausweisen. Außer in den weithin vorherrschenden schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Grundmoränen-Decken wurde Permafrostboden in Moränenwällen und -hügeln (z. B. Grönåsen bei Gargia, Stuoroaivi bei Masi, Albasoivi bei Bidjovagge, Corgosjokka-Becken), Osrücken (z. B. Stuorrajåkka westlich des Rastigaissa, Siebe / Aidejavri, südlich des Suossjavri) sowie verschiedenen Fluß- und Seeterrassen und glazifluvialen Deltas gefunden (vgl. u. a. MEIER 1991, 2015). Gemeinsames Merkmal der Permafrostvorkommen ist die enge Bindung an wind- und kälteexponierte, im Winter schneefreie oder -arme Standorte sowie Ablagerungen mit einem hohen Gehalt an frostempfindlichen Korngrößen, insbesondere Schluffen. Höher über die Vidda-Hochfläche aufragende, von einer feinmaterialreichen Grundmoränendecke überzogene Bergrücken und Einzelberge sind besonders wind- und kälteexponiert und sollten daher Gunststandorte für das Vorkommen von Permafrostboden darstellen, zumal die Temperatur im Normalfall mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel abnimmt. Dennoch wurde bei Testbohrungen bis in 7-10 m Tiefe (1984) oftmals kein Permafrostboden angetroffen. Eine mögliche Erklärung dafür könnte das Auftreten von winterlichen Inversionswetterlagen darstellen, zumindest im Falle von Bergzügen am Rande von Tälern und Seebecken. Solche Inversionslagen sind im Tanatal, Karasjokkatal sowie am Kautokeinoelv / Altaelv keine Seltenheit und treten im tief eingeschnittenen Talabschnitt des Altaelv bei der samischen Siedlung Masi in großer Regelmäßigkeit auf. Auch FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS (2013) betonen die Bedeutung derartiger Inversionslagen für die Temperatur- und Permafrostverhältnisse auf der Finnmarksvidda. Nach Ansicht der norwegischen Autoren werden die Jahresmitteltemperaturen auf der Vidda durch Temperaturinversionen so stark abgewandelt, dass die Temperaturen über der Waldgrenze nicht zwangsläufig viel niedriger als darunter sind. Dort wird die jährliche Amplitude in höheren Lagen durch niedrigere Sommertemperaturen und höhere Wintertemperaturen im Vergleich zur Jahresamplitude in tieferen Lagen verringert. Nach FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS (2013) findet sich Permafrostboden über der Waldgrenze vor allem als Folge der höheren Windgeschwindigkeiten, die den Schnee, anders als im Birkenwald, verblasen und kompaktieren. Diese Vorgänge scheinen jedoch eher von lokaler Bedeutung zu sein. Ob sie das Verbreitungsmuster des Permafrostbodens auf der Finnmarksvidda großräumig beeinflussen, erscheint fragwürdig.

Die Auswertung des klimatischen Datenmaterials der Wetterstationen läßt sowohl in den kontinentalen Teilen der binneländischen Finnmark als auch in den küstennahen Hochlagen am Nordrand der Finnmarksvidda größere Permafrost-Vorkommen erwarten. Das Klima der Berge am Glintrand und der vorgelagerten Restberge ist weniger kontinental als auf der südlichen Finnmarksvidda, doch ist die erhebliche Höhererstreckung der Berge bis über 1000 m ü. M. mit einer beträchtlichen altitudinalen Abnahme der Temperaturen verknüpft. Die flachkuppigen Gipfelbereiche der höchsten Berge sind weithin von feinmaterialreichen Blockfeldern bedeckt, die tiefere Grabungen sowie Bohrungen mit handgehaltenen Brennkraft-Geräten zwecks Permafrost-Nachweises verhindern (vgl. Abb. 7). Die in den höheren Lagen der Berge zahlreich anzutreffenden perennierenden Schneefelder lassen sich jedoch als Indiz für das Auftreten von Permafrostboden deuten.

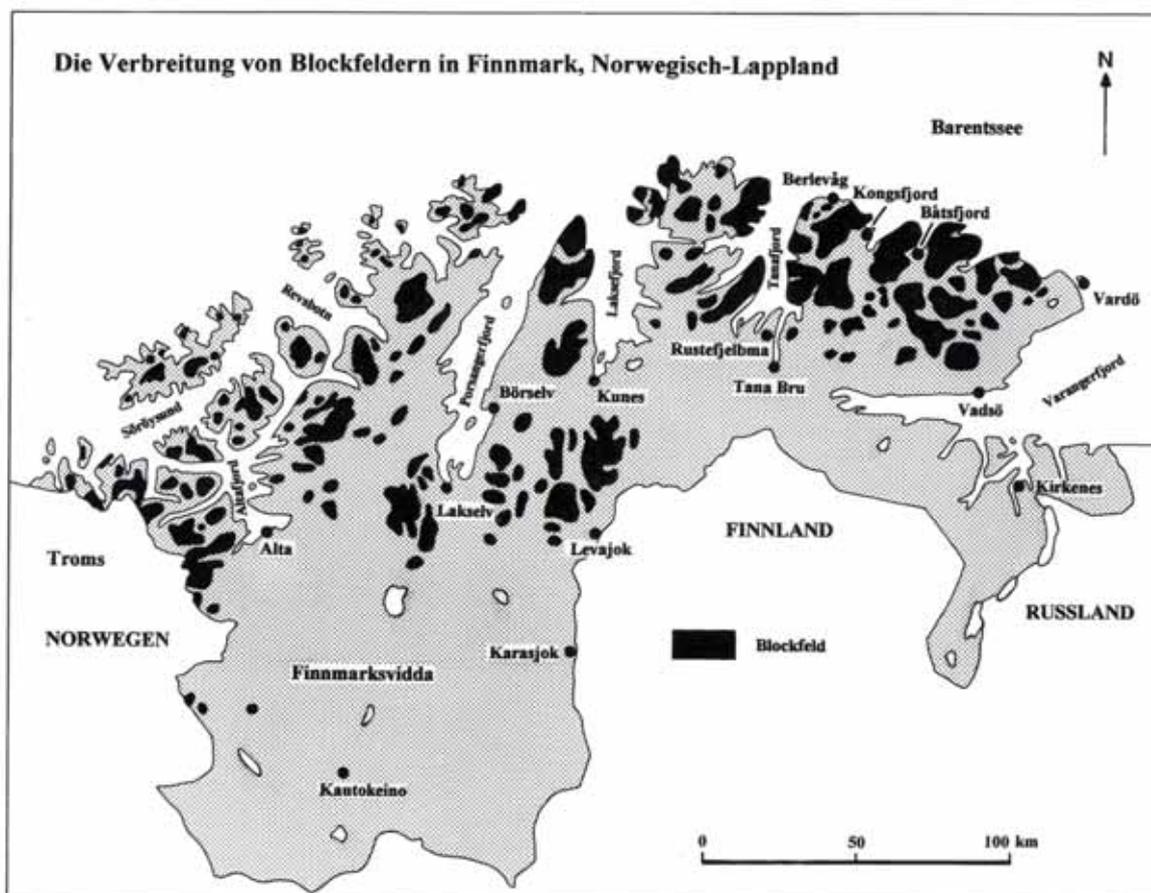


Abb. 7: Die Verbreitung von Blockfeldern in Finnmark, Norwegisch-Lappland (aus MEIER 2001)

Nach dem Modell von KING (1984) können die weit gespannten Hochflächen der Finnmarksvidda der unteren Teilstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens zugerechnet werden (vgl. MEIER 1991). Auf der südlichen Finnmarksvidda wird die obere Teilstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens vermutlich in 550-600 m Höhe ü. M. erreicht; bis zu dieser Höhe ragen allerdings nur wenige Berge auf, wie der Bastevarri (658 m) westlich von Kautokeino, der Lavvoaivi (640 m) nördlich von Siccajavri und der Iskuras (643 m) südlich von Karasjok. Am Nordrand der Finnmarksvidda ist die Untergrenze der oberen Teilstufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens aufgrund der geringeren Kontinentalität etwas höher anzusetzen, und zwar in den Cara-Bergen westlich von Solovomi in rund 650-700 m ü. M. und in den Rassa- und Gaissa-Bergen südlich des Porsanger- und des Laksefjordes in rund 600-650 m Höhe ü. M. Die Gipfellagen der über 1000 m ü. M. aufragenden Rassa- und Gaissa-Berge und des Halkavarri (1045 m) südwestlich und südöstlich von Lakselv befinden sich nach dem Modell von KING im oberen Bereich der Stufe des diskontinuierlichen Permafrostbodens, in der Dauerfrostboden bereits weit verbreitet ist. Die höchsten Bereiche der weiter östlich gelegenen Gaissa-Berge bei Levajok, insbesondere des 1067 m ü. M. aufragenden Rastigaissa, erstrecken sich möglicherweise bis in die Höhenstufe des kontinuierlichen alpinen Permafrostbodens. Bei der Anwendung des von KING entwickelten, auf Jahresmitteltemperaturen der Luft basierenden Modells ist jedoch zu beachten, dass die klimatischen Grenzwerte der ausgewiesenen Permafroststufen in Finnmark gemäß der unterschiedlichen Kontinentalität / Maritimität sicher gewisse Verschiebungen erfahren, und dass die Temperaturwerte in den Gipfellagen der Berge mangels Wetterstationen in den jeweiligen Höhenlagen aus dem Datenmaterial nahe gelegener Tiefland-Stationen extrapoliert worden sind (Temperaturabnahme: 0,53 °C / 100 Höhenmeter). Das Modell erlaubt jedoch eine erste größenordnungsmäßige Einschätzung der Permafrost-Verbreitung im Gebiet (vgl. MEIER 1991).

FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS (2013) haben versucht, die Permafrost-Verbreitung in Finnmark und Nordtroms mit Hilfe von amtlichen Klimadaten, eigenen Temperaturmessungen an der Bodenoberfläche und im Substrat sowie den Gradienten zwischen diesen Parametern ge-

nauer zu bestimmen. Auf der Finnmarksvidda-Hochfläche und im nördlich angrenzenden Bergland der Skanden wurden insgesamt 12 Meßstellen eingerichtet, ergänzt durch 2 tiefere Bohrungen auf dem Iskuras-Berggrücken südlich von Karasjok. Das Datenmaterial wurde in das CryoGRID 1.0-Modell zur Permafrost-Prospektion in 1 km² großen Gelände-Einheiten (vgl. GISNÅS, ETZELMÜLLER et al. 2013) eingespeist. CryoGRID 1.0 ist ein „equilibrium permafrost model“ auf der Grundlage der Temperaturverhältnisse an der Permafrostoberfläche. Es verbindet langfristige mittlere Lufttemperaturen, Temperaturen an der Bodenoberfläche und an der Permafrosttafel unter Berücksichtigung verschiedener Variablen, u. a. der lokalen Schneebedeckung, Vegetation und Substrateigenschaften, insbesondere der thermischen Leitfähigkeit der Lockersedimente. Die resultierenden, von FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS (2013) publizierten Übersichtskarten zu den modellierten Mitteltemperaturen an der Permafrosttafel während der Perioden 1961-1990 und 1981-2010 (vgl. Abb. 8) zeigen in Finnmark eine Konzentration der Permafrost-Vorkommen im Bereich der flachwelligen Finnmarksvidda (hauptsächlich Palsamoore) und der Rassa- und Gaissa-Berge zwischen Lakselv und Levajok (Hochgebirgspermafrost) – ein Verbreitungsmuster, das seit mehr als 20 Jahren bekannt ist (vgl. u. a. MEIER 1987, 1991, 1996, 1997). Inwiefern das modellierte Verbreitungsmuster im Detail realistisch ist, läßt sich kaum abschätzen. Auf der Finnmarksvidda erlaubt der kleine Maßstab der Darstellung keine exakte Überprüfung der Permafrost-Verbreitung. Offenbar wurden vornehmlich Palsamoore als Permafrostindikatoren verwendet, obwohl Permafrostboden auch abseits der Palsamoore in minerogenen Substraten vorkommt, insbesondere im südlichsten Teil der Vidda, wie z. B. in der Umgebung von Siccajavri. Die Verwendung von älteren, mit Hilfe von Luftbild-Auswertungen erstellter Palsa-Verbreitungskarten (vgl. u. a. SOLLID & SÖRBEL 1998) bei der Permafrost-Erfassung führt zu falschen Ergebnissen. Dies zeigt sich besonders deutlich am inneren Varangerfjord und im Pasviktal, wo zahlreiche Permafrost- (Palsa-) Vorkommen kartiert worden sind, die niemals existierten (Fehler bei Luftbild-Interpretation) oder bereits Anfang der 1980er Jahre degradiert waren, wie die langjährigen eigenen Feldstudien belegen (vgl. u. a. MEIER 2015). Wie zuverlässig die Kartierung in den Gebirgslagen am Nordrand der Finnmarksvidda ist, müssen zukünftige Feldstudien zeigen. Dort ist die Permafrost-Kartierung aufgrund der Substrateigenschaften (Blockfelder, Permafrost im Festgestein) und der militärischen Sperrgebiete (bei Lakselv) schwieriger als auf der recht leicht zugänglichen, weithin von Lockersedimenten, insbesondere Grundmoränen, überzogenen Vidda. Die Permafrost-Vorkommen in den küstennahen Tieflagen zeichnen sich durch schmelzpunktnahe Temperaturen aus und sind daher bei einer Erwärmung am stärksten von der Auflösung bedroht. Die Permafrostkörper am inneren Porsangerfjord und Varangerfjord (Palsas) unterlagen im Zeitraum 1991-2009 stark dem Zerfall (vgl. u. a. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015), was sich in den Karten von FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS (2013) nicht widerspiegelt. Dagegen dürften die Permafrost-Vorkommen am inneren Tanafjord (Stangenestind, Digermul-Halbinsel) und in den mittleren Lagen der Rassa- und Gaissa-Berge, die sich wahrscheinlich bis in das Festgestein erstrecken, nicht von der Degradation bedroht sein. Dort vermitteln die Übersichtskarten der norwegischen Autoren ein falsches Bild.

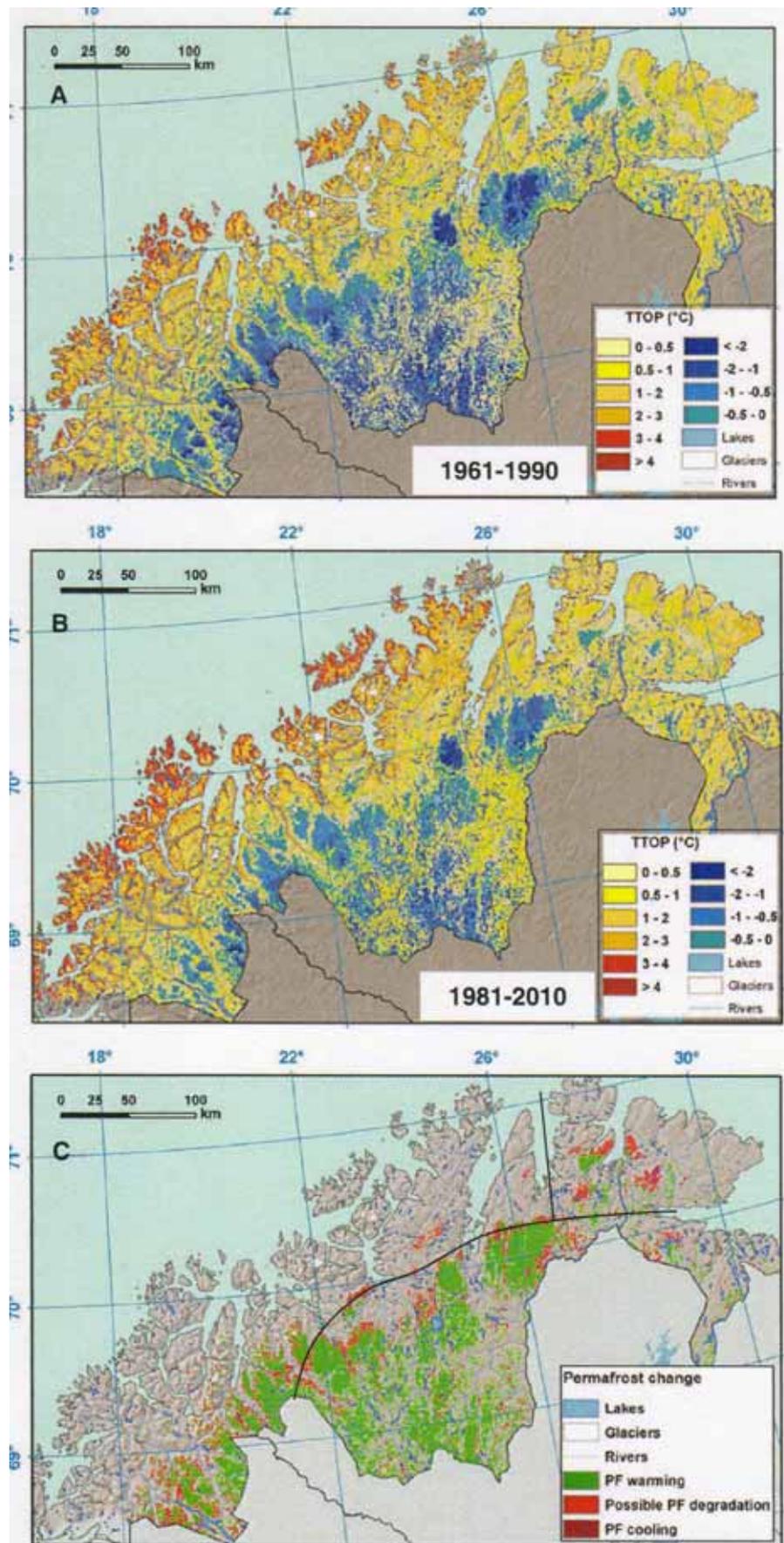


Abb. 8: Modellerte Mitteltemperaturen an der Permafrosttafel 1961-1990 und 1981-2010 mit potenziellen Veränderungen des Permafrostbodens (aus FARBROT, ISAKSEN, ETZELMÜLLER & GISNÅS 2013)

LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al. (2012) haben unter Berücksichtigung der bisher verfügbaren Befunde zur postglazialen Klimaentwicklung und der aktuellen Bodentemperaturdaten aus ca. 20 tieferen Bohrlöchern im Festgestein die zeitliche und räumliche Verbreitung von Permafrostboden in Süd- und Nordnorwegen während des Holozäns modelliert, wobei das frühholozäne Temperaturmaximum und die „Kleine Eiszeit“ die markantesten Zeitabschnitt darstellen. In Nordnorwegen standen u. a. Temperaturserien aus Bohrungen auf dem Iskuras-Bergrücken in Finnmark, vom Guolasjavri-Stausee-Becken in Kåfjord und Nordnesfjell am Lyngenfjord sowie aus dem Lavkavagge-Tal in Storfjord (Troms) zur Kalibrierung zur Verfügung. Den norwegischen Autoren zufolge war das Relief in Nordnorwegen weithin zu niedrig um ein Überdauern von Permafrostboden während des postglazialen Temperaturmaximums zu gestatten. Dies dürfte auch für die flachwellige, nur 300-500 ü. M. gelegene Finnmarksvidda-Hochfläche zutreffen. Nach den Vorstellungen von LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al (2012) konnte Permafrostboden nur in den östlichsten Gebieten von Troms nahe der Staatsgrenze zu Schweden in Höhenlagen über 1400 m ü. M. fortbestehen. Allerdings dürfte die in östlicher Richtung zunehmende thermische und hygri-sche Kontinentalität des Klimas und die damit verknüpfte Absenkung der Permafrost-Untergrenze schon damals bestanden haben, so dass auch weiter östlich gelegene, niedrigere Berggipfel Permafrost-Vorkommen beherbergt haben könnten. In diesem Zusammenhang sind vor allem die über 1000 m ü. M. aufragenden Rassa- und Gaissa-Berge am Nordrand der Finnmarksvidda zu nennen. Auf die Möglichkeit eines kontinuierlichen Fortbestandes von Permafrostboden seit der Deglaziation bis in die Gegenwart am Ruitucákka bei Lakselv weisen auch die Untersuchungen von FARBROT, ISAKSEN & ETZELMÜLLER (2008). Noch günstigere Bedingungen für ein Überdauern von Permafrostboden während des postglazialen Temperaturmaximums dürften in den von Blockfeldern bedeckten Gipfellagen des 1067 m ü. M. aufragenden Rastigaissa am Ostrand der Finnmarksvidda bestanden haben. Ein Blockfeldmantel über dem Festgestein hat eine Reduzierung der Bodentemperaturen zur Folge. Zugleich ist die Existenz eines mächtigen Blockmantels über dem Fels als Hinweis auf eine Bedeckung der Lokalität mit „kaltem“, nicht erosivem Eis aufzufassen, da die älteren Blockfelder die pleistozänen Vergletscherungen nur auf diese Weise nahezu unversehrt überdauert haben können (vgl. u. a. MEIER 2001). Eine gezielte Bohrung im Gipfelbereich des von den norwegischen Autoren nicht untersuchten Rastigaissa-Berges könnte wertvolle Hinweise auf die holozäne Permafrost-Entwicklung im Bereich der östlichen Finnmarksvidda liefern. Nach Ausweis des vorliegenden Klimadaten-Materials repräsentiert die „Kleine Eiszeit“ den kältesten Zeitabschnitt des Holozäns, was u. a. durch das Vorrücken der meisten Gletscher belegt ist. Nach LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al. (2012) war dies zugleich der Zeitabschnitt der größten postglazialen Permafrost-Ausdehnung und -Mächtigkeit. Ob die Finnmarksvidda während der „Kleinen Eiszeit“ tatsächlich so weiträumig von Permafrostboden unterlagert war, wie von den norwegischen Autoren modelliert und kartographisch dargestellt (vgl. Abb. 9), ist denkbar. Dagegen ist die zeitgleiche weite Verbreitung von Permafrostboden im stärker maritim beeinflussten Küstenraum Finnmarks fragwürdig, insbesondere in den Tieflagen in Fjordnähe. Das Ausmaß und Alter des alpinen Permafrostbodens in den Hochlagen am Nordrand der Finnmarksvidda läßt sich bisher kaum abschätzen. LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al. (2012) vermuten eine Permafrost-Existenz seit dem Atlantikum, doch ist an begünstigten Lokalitäten (z. B. hohe, blockfeldbedeckte Gipfellagen) auch ein höheres Alter denkbar, wobei Permafrostboden während des gesamten Holozäns bestanden haben könnte. Eine exakte Datierung des Permafrostbodens ist nur mittels Entnahme von Bodeneisproben möglich, was im zumeist abgelegenen, oft unzugänglichen Gelände äußerst aufwendig und daher kostenintensiv ist. Hier besteht zweifellos Forschungsbedarf.

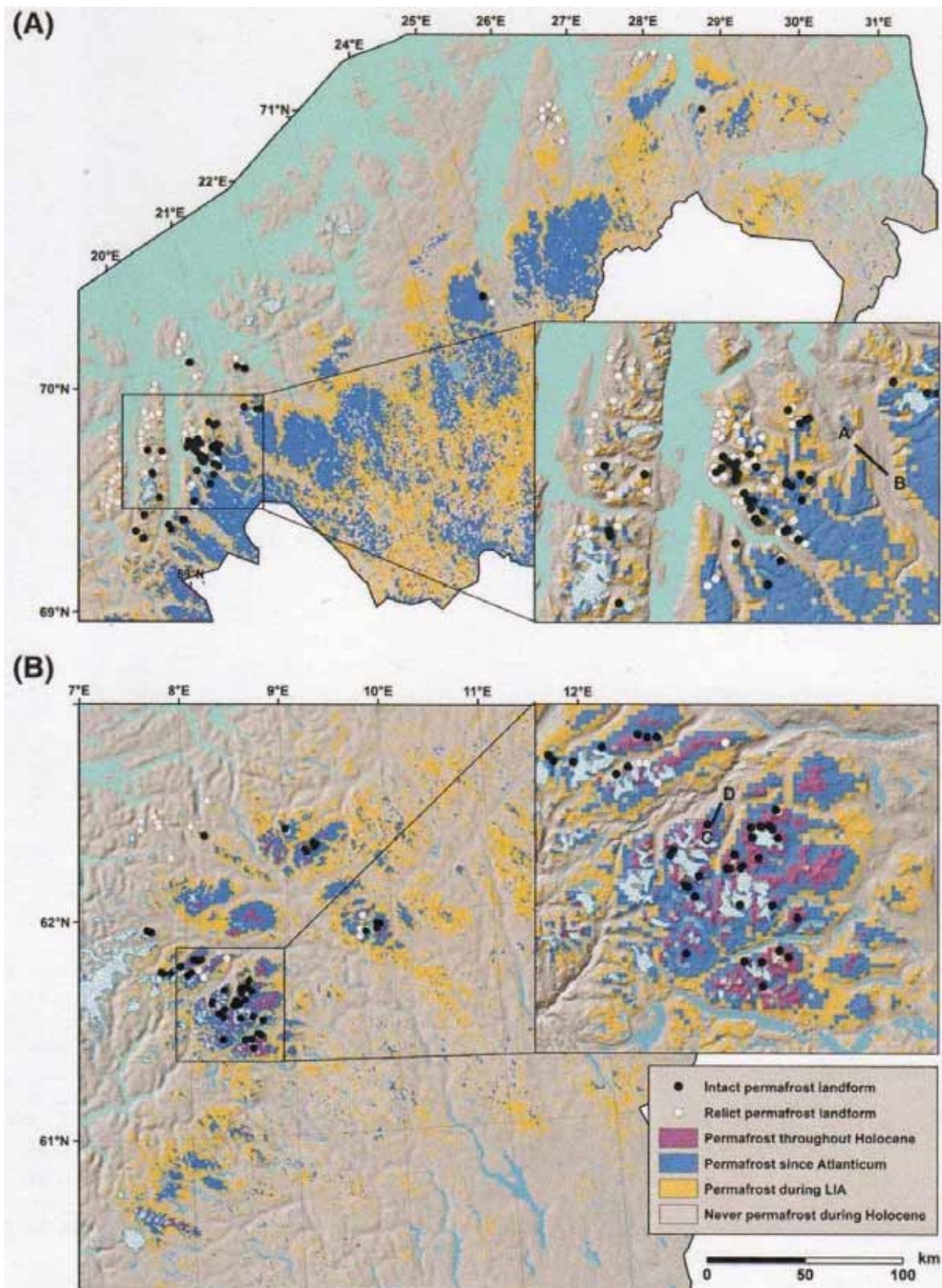


Abb. 9: Übersichtskarte zum relativen Permafrostalter in Nord- und Südnorwegen (aus LILLEÖREN, ETZELMÜLLER et al. 2012)

2.4. Vegetation und Böden

Die Vegetation Finnmarks wird geprägt durch die hohe Breitenlage sowie die orographischen und hypsometrischen Gegebenheiten. Die nordöstlichsten Küstenabschnitte Finnmarks liegen bereits jenseits der

polaren Waldgrenze, die nördlich des 70. Breitengrades einen weiten Bogen vom Mageröysund über die Nordkinn- und Varanger-Halbinsel nach Ekkeröy am Varangerfjord beschreibt. Sie trennt die subarktische Region von der arktischen Region im äußersten Nordosten. Die Waldgrenze besitzt in Finnmark eine Doppelnatur: Sie ist sowohl eine horizontale als auch eine vertikale Erscheinung, die den mit der geographischen Breite und der Höhe zunehmenden Wärmemangel widerspiegelt (vgl. HOLTMEIER 1974). Außer durch die klimatischen Bedingungen, insbesondere die Temperatur-, Niederschlags-, Wind- und Einstrahlungsverhältnisse, das Relief (Hangneigung, Exposition), wird das Vegetationsmuster u. a. durch die Eigenschaften der Festgesteine und Lockersedimente, den Feuchte- und Nährstoffgehalt des Bodens sowie anthropogene und zoogene Einflüsse bestimmt (vgl. MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2005). Nach DAHL, ELVEN, MOEN & SKOGEN (1986) und MOEN (1999) lassen sich in Finnmark südlich der polaren Waldgrenze bzw. südarktischen Vegetationszone in Abhängigkeit von der pol- und höhenwärts abnehmenden Sommertemperatur mehrere vegetationsgeographische Zonen bzw. Höhenstufen ausgliedern: Die mittel- und die nordboreale Zone sowie die unter-, mittel- und hochalpine Stufe (vgl. Abb. 10).

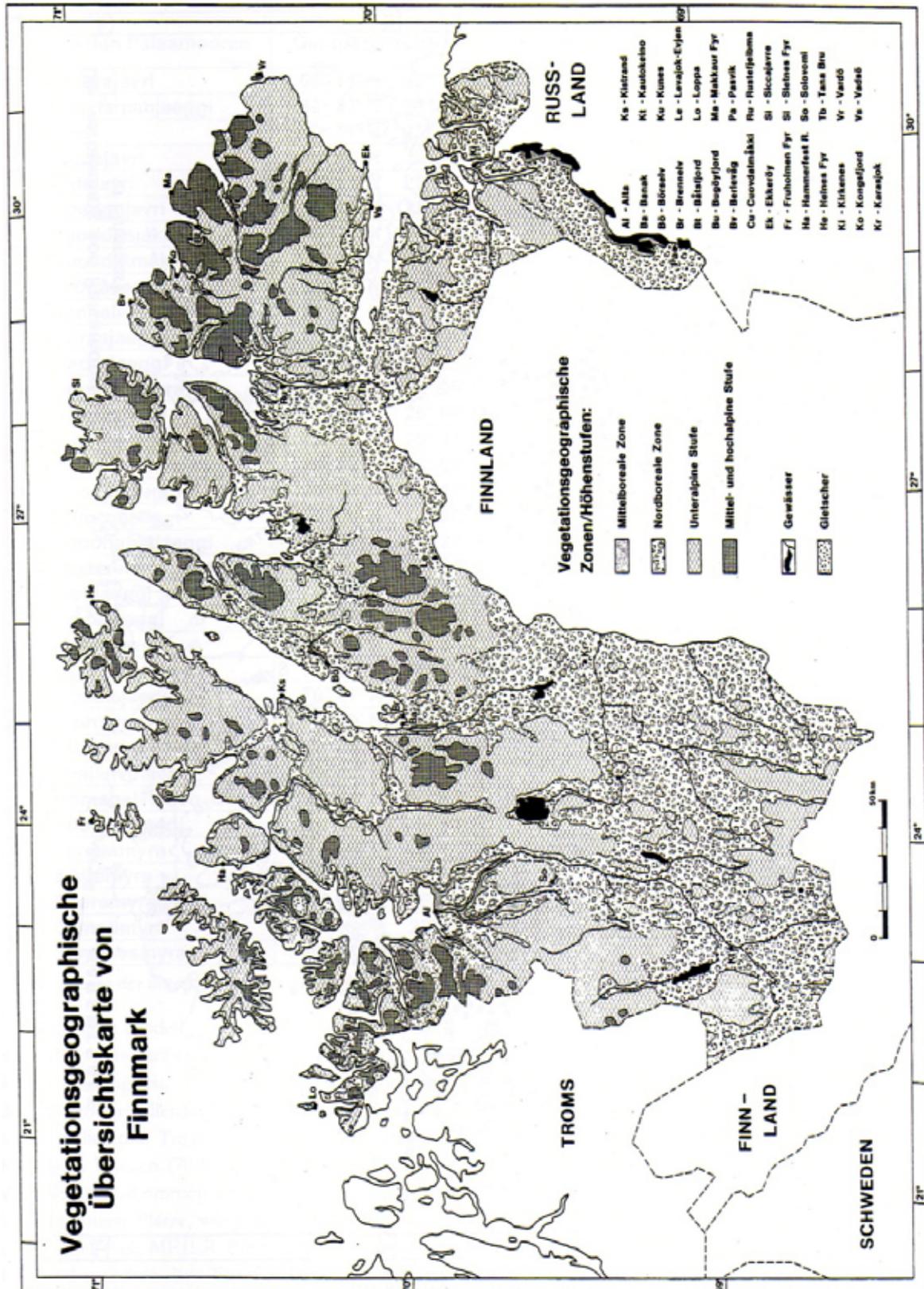


Abb. 10: Vegetationsgeographische Übersichtskarte von Finnmark (aus MEIER 1991)

Die flachwellige, weithin von einer Grundmoränendecke überzogene Hochfläche der Finnmarksvidda ist zu rund 50 % von lichten subarktischen Birkenwäldern aus *Betula pubescens* ssp. *czerepanovii* (Bergbirke) bestanden, die zur nordborealen Vegetationszone zählen. Sie werden mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel von Zwergstrauch-, Heide- und Wiesengesellschaften der unteralpinen Stufe abgelöst. Die

Waldgrenze steigt landeinwärts mit zunehmender thermischer und hygrischer Kontinentalität von fast 400 m bis auf knapp 500 m ü. M. an. Die höchsten, rund 650 m ü. M. aufragenden Kuppen und Gipfel liegen noch innerhalb der unteralpiner Vegetationsstufe, wie die relativ geschlossene Vegetationsdecke aus Zwergsträuern, Kräutern und Gräsern ausweist. Charakteristisch ist der Wechsel zwischen Kuppen und Schneetälchen-Gesellschaften. Weite Flächen werden von Moor- und Sumpfgebieten eingenommen, wobei vor allem die tiefgründigen, durch Torfmächtigkeiten von mehreren Metern gekennzeichneten Moore unterhalb der Waldgrenze rezente Permafrostböden in Gestalt von Palsas enthalten können. Die Pflanzengesellschaften der mittelborealen Zone bedecken in Finnmark nur relativ kleine Areale. Es handelt sich vor allem um Kiefernwälder aus *Pinus sylvestris* (Waldkiefer), in die Strang- und Hangmoore eingeschaltet sind. Größere Kiefernbestände finden sich in den Tälern von Karasjokka und Anarjokka. Sie stehen mit den weitflächigen Kiefernwäldern im Inaribecken in Verbindung. Neben diesen keilförmig nach Norden vordringenden Ausläufern des borealen Nadelwaldgürtels existieren vorgeschobene Kiefernwald-Enklaven in geschützten Lagen innerhalb der nordborealen Zone, wie an den Unterläufen von Stabburselv, Lakselv und Börselv (innerer Porsangerfjord) sowie in den unteren Talabschnitten von Mattiselv, Eibyelv, Altaelv und Tverrelv (innerer Altafjord). Sie stellen vermutlich Reste eines ehemals ausgedehnteren Kiefernwaldareals dar. Die höchsten Berge am Nordrand der Finnmarksvidda, wie das Halddetoppen-Gebiet bei Alta, die Rassa- und Gaissa-Berge bei Lakselv sowie die Gaissa-Berge bei Levajok erstrecken sich bis in die mittel- und hochalpine Vegetationsstufe. Die Vegetation der mittelalpiner Stufe besteht aus Grasheiden und Schneetälchen-Gesellschaften (vgl. Foto 22). Zwergsträucher wie *Vaccinium myrtillus* (Heidelbeere), *Vaccinium uliginosum* (Rauschbeere) und *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum* (Zwittrige Krähenbeere) finden sich nur noch sporadisch. Die zahlreichen Salix- (Weiden-) Arten haben hier ihre Höhengrenze mit Ausnahme von *Salix polaris* (Polarweide) und *Salix herbacea* (Krautweide). Dagegen bilden Flechten und Moose einen wichtigen Bestandteil der Vegetation. In der hochalpinen Stufe fehlt eine zusammenhängende Vegetationsdecke (vgl. Foto 23). Die Landoberfläche wird von feinmaterialarmen Blockfeldern und Felsflächen gebildet. Wo Vegetation vorhanden ist, handelt es sich um Schneetälchen-Gesellschaften. Die wenigen Gefäßpflanzen wachsen verstreut an feinmaterialreicheren, windgeschützten Plätzen. Die meisten von ihnen zählen zur Gattung *Saxifraga* (Steinbrech). Es dominieren Flechten, Moose und Algen. Unter den Moosen sind *Polytrichum*-, *Hylocomium*- und *Rhacomitrium*-Arten weit verbreitet, während unter den zahlreichen Flechten die Gattungen *Cetraria*, *Cladonia* und *Rhizocarpon* vorherrschen.



Foto 22: Glazifluviales Kastental des Bårgasjåkka-Baches aus der Deglaziationszeit der Laksefjordvidda (400 m ü. M.). Die Talsohle wird nur während der Schneeschmelze auf ganzer Breite überflutet. Die längerfristigen Schneeflecken im „Knick“ induzieren nivale Abtragungsvorgänge an den Hängen. Die höher gelegenen Hänge außerhalb des Tales zählen bereits zur mittelalpiner Vegetationsstufe, in der Grasheiden und Schneetälchen-Gesellschaften dominieren. 10.7.1985



Foto 23: Autochthones Blockfeld (Blockmeer) aus scharfkantigen Quarzitblöcken im Askasgaissa-Gebiet südlich des Laksefjordes (650 m ü. M.). Die Vegetation ist hochalpin und beschränkt sich auf wenige Plätze mit Schneetälchen-Gesellschaften. Die wenigen Gefäßpflanzen wachsen verstreut an feinmaterialreicheren, windgeschützten Lokalitäten. Es dominieren Flechten, Moose und Algen. 28.7.1992

In Abhängigkeit von der Art und Dichte der Vegetationsbedeckung der Standorte sowie zahlreichen weiteren lokalen, oft kleinräumig wechselnden Faktoren, wie z. B. den Böschungsverhältnissen und der Exposition, den Eigenschaften der Festgesteine oder Lockersedimente, deren Körnung und Nährstoffgehalt, den Feuchteverhältnissen sowie der zur Bodenbildung zur Verfügung stehenden Zeit, haben sich auf der Finnmarksvidda und im nördlich anschließenden, küstennahen Bergland eine Reihe sehr unterschiedlicher Bodentypen entwickelt, die in verschiedenen Subtypen und Varianten auftreten und bisweilen zu anderen Bodentypen überleiten (vgl. MEIER, THANNHEISER, WEHBERG & EISENMANN 2005). Unter Birkenwald dominieren Podsole als der zonale Bodentyp der nordborealen Vegetationsregion, wobei Eisenpodsole und Eisenhumuspodsole im Vergleich zu typischen Humuspodsohlen vorherrschen. Ein auffälliges Merkmal der Podsole (Ae- und Bs / Bsh / Bh-Horizonte zusammen >30 cm mächtig) ist eine relativ mächtige organische Auflage als Folge der langsamen Humifizierung und Mineralisierung der Pflanzenbestandteile, bedingt durch die strengen klimatischen Verhältnisse, insbesondere den langen, kalten Winter mit Temperaturen bis weit unter den Gefrierpunkt. Beträgt die Mächtigkeit der beiden Horizonte 15-30 cm, handelt es sich um Nanopodsole (Zwergpodsole), bis <15 cm Mächtigkeit um Podsol-Regosole. Außer Podsohlen und deren Subtypen finden sich auf der Finnmarksvidda Übergänge zu anderen Bodentypen, wie z. B. Gleyen. Entlang von Fluß- und Seeufern haben sich Gleye unter dem Einfluß des sich periodisch ändernden Grundwasserspiegels gebildet. Wo eine wasserstauende Schicht im Untergrund (z. B. dichter Fels, tonig-schluffige Grundmoräne) von wassergesättigtem Mineralboden überlagert wird, haben sich Pseudogley-Profile entwickelt. In den periodisch überschwemmten Talauen finden sich Rambla (Aue-Syrosem in Lockersedimenten), Paternia (Aue-Regosol) und Vega (Aue-Braunerde) als häufigste Bodentypen. An den Talhängen dominieren zwar Podsole, doch sind auch Kolluvisole und Ranker anzutreffen. Obwohl Permafrostboden auch in minerogenen Sedimenten außerhalb der Palsamoore inselhaft vorkommt, wurden keine an die Verbreitung von Dauerfrostboden geknüpften Bodentypen (Gelisole) abseits der Moore angetroffen – möglicherweise waren die stichpunktartigen Grabungen zu flachgründig. Allerdings zeigten nahezu alle diese Grabungsprofile frostdynamisch (kryoturbar) deformierte Substratlagen nahe der Bodenoberfläche, insbesondere in frostempfindlichen, feinkörnigen Lockersedimenten.

Die Bodenbildung auf der Finnmarksvidda und im nördlich angrenzenden küstennahen Bergland konnte erst einsetzen, nachdem sich auf den Substraten eine Vegetation angesiedelt hatte. Die Deglaziation erfolgte an den inneren Fjordbuchten nach der Jüngerer Dryaszeit (ca. 10 000 Jahre B.P.), nahe der norwegisch-finnischen Staatsgrenze rund 800 Jahre später (vgl. OLSEN, REITE, RIIDER & SÖRENSEN 1996). Nachdem das spätweichselzeitliche Eis abgeschmolzen war, wurde die Bodenentwicklung zunächst durch niedrige Temperaturen, frostdynamisch gesteuerte Substratumlagerungen und eine spärliche Vegetationsdecke behindert, doch standen danach bis zur Gegenwart mehr als 9 000 Jahre

für die Bodenentwicklung zur Verfügung. Infolge des stärker gekammerten Reliefs, der größeren Petrovarianz sowie der größeren Vielfalt an Pflanzengesellschaften haben sich im Bergland des Kaledonischen Deckenbaus mehr Bodentypen entwickeln können als auf der flachwelligen Viddafläche des Fenoskandischen Schildes. Die von sandiger Grundmoräne und lichten, flechtenreichen *Empetrum*-Birkenwäldern bedeckten Hochflächen sind durch Nanopodsole gekennzeichnet, deren Straten durch kryoturbate Vorgänge häufig stark deformiert sind, insbesondere nahe der Waldgrenze. Die Dominanz von Nanopodsohlen überrascht insofern, als vergleichbare Standorte in Küstennähe häufig Vollpodsole mit wesentlich mächtigeren Bodenprofilen aufweisen. Dort finden sich Nanopodsole hauptsächlich oberhalb der Waldgrenze. Auf den weit gespannten Grundmoränen-Plateaus der Finnmarksvidda bilden gut entwickelte Podsolböden offenbar die Ausnahme. Sie sind jedoch in den wasserdurchlässigen äolischen Sandablagerungen, die die vertikale Perkolation von Wasser und Kolloiden begünstigen, weit verbreitet. Die am besten entwickelten Eisenpodsole und Eisenhumuspodsole mit stark verhärteten Illuvialhorizonten (Ortstein) erreichen in den unmittelbar nach der Deglaziation gebildeten Flugsandablagerungen Profiltiefen von bis zu 1 m. Stärker wind- und kalteexponierte Plätze im Waldgrenzbereich und darüber sind durch Podsol-Regosole oder Syroseme im Lockermaterial gekennzeichnet. Die Ursachen für die intensivere Podsolierung in Küstennähe im Vergleich zur binnenländischen Vidda sind noch unklar. Möglicherweise spielen die größeren Niederschlagsmengen, die kürzere Bodenfrostperiode sowie die längere, seit der Deglaziation für die Bodenentwicklung zur Verfügung stehende Zeitspanne im Küstenraum in diesem Zusammenhang eine Rolle (vgl. MEIER, THANNHEISER, WEHBERG & EISENMANN 2005). Moorböden sind sowohl unterhalb als auch oberhalb der Waldgrenze anzutreffen. Die Moore haben ihren Verbreitungsschwerpunkt auf der flachwelligen Finnmarksvidda, insbesondere im südlichen, kontinentaleren Binnenland. Dort existiert eine Vielzahl flacher, abflussloser, von dichtem, wasserstauendem Fels unterlagerter Geländedepressionen. Die Torfbildung wird durch relativ warme Sommer mit einer hohen Biomasseproduktion sowie sehr strenge, lange Winter, die den Abbau des organischen Materials verzögern, begünstigt, so dass lokal Torfmächtigkeiten von bis zu 5 m erreicht werden. Überschreitet die Mächtigkeit der im Sommer thermisch isolierenden, porösen Torfdecke 70-80 cm (küstennahes Tiefland: 50-60 cm), kann Permafrostboden gebildet werden und längere Zeit überdauern. Die sommerliche Auftautiefe unterliegt räumlichen und zeitlichen Schwankungen (von Platz zu Platz und Jahr zu Jahr). Oftmals ist die minerogene Moorunterlage ebenfalls perennierend gefroren.

Die durch das Klima und die Vegetation gesteuerte vertikale Differenzierung der Böden ist im Bergland am Nordrand der Finnmarksvidda infolge der größeren Reliefenergie schärfer ausgeprägt. Die Unterläufe der Flüsse und Bäche haben sich am Glintrand und an der Küste aufgrund der größeren Wasserführung bei gleichzeitiger Landhebung stärker in den Untergrund eingeschnitten als im südlichen, weithin flach geböschten Binnenland. Die Waldgrenze ist daher im Vergleich zum Inland-Plateau häufig „scharf“ linienhaft ausgeprägt. Grabungsprofile in Grundmoränen und glazifluvialen Ablagerungen unterhalb und oberhalb der Waldgrenze zeigen indessen in den meisten Fällen nur einen graduellen Übergang zwischen den Bodentypen und -varianten. Auf relativ feuchten Hängen 100-150 m unterhalb der Waldgrenze wurden Podsole und Kolluvisole angetroffen, die von moosreichen *Myrtillus*-Birkenwäldern bestanden sind. 50-80 m hangaufwärts waren die Horizonte dünner, stellenweise kryoturbat „verwürgt“ und bildeten typische Nanopodsole. An der Waldgrenze und auf den oberen, mit Zwergsträuchern bedeckten Hangpartien dominieren Nanopodsole. In wind- und kalteexponierten Plateau- und Kuppenlagen mit spärlicher Vegetationsbedeckung sind vornehmlich Podsol-Regosole und Syroseme zu finden. Podsol-Regosole sind typisch für Standorte, an denen die Podsolierungsprozesse durch klimatische und / oder edaphische Ungunst verzögert ablaufen. Im geneigten Gelände kennzeichnen sie häufig Ablagerungen, die gelisolifluidalen oder ablualen Verlagerungen unterliegen. Auf den Plateaus und Terrassen behindern vor allem kryoturbate und deflatorische Vorgänge eine ungestörte Bodenbildung. Ferner wird die Humusbildung und Produktion aggressiver Säuren, die die Verlagerung von Eisen und Aluminium ermöglichen, an Plätzen mit offener Vegetation behindert. Hohe Windgeschwindigkeiten können die Evaporation verstärken und dadurch die vertikale Perkolation von Bodenwasser erschweren, wodurch die Podsolierungsrate verringert wird. Syroseme als Initialstadien der Bodenbildung sind im Locker- und Festgestein oberhalb der Waldgrenze anzutreffen. Innerhalb des Birkenwaldes sind sie selten. Festgesteinssyroseme sind u. a. an

verwitternden Felsflächen an Drumlins, Rundhöckern, Kluft- und Canyonwänden sowie größeren Felsblöcken und Erratika zu beobachten. Da der Verlauf der Waldgrenze in Abhängigkeit von den klimatischen Rahmenbedingungen nicht konstant ist, sondern in der Vergangenheit vermutlich oszilliert hat, können sich die Bodenprofile im heutigen Waldgrenzbereich unter anderen Bedingungen und unter einer anderen Vegetationsbedeckung entwickelt haben als die gegenwärtigen Verhältnisse vermuten lassen.

Das grobe, großräumig durch das Makroklima und die Vegetationsgürtel vorgegebene zonale und hypsometrische Verbreitungsmuster der Böden wird kleinräumig erheblich durch eine Vielzahl lokaler Varianzfaktoren (Standortfaktoren), wie z. B. Mesoklima, Vegetationsart und -dichte, Festgestein, pleistozäne und holozäne Lockersedimente, Hangneigung und Exposition sowie Feuchtigkeitsverhältnisse abgewandelt. Die Eigenschaften der Substrate resultieren aus den Merkmalen der Festgesteine (lithologische Bedingungen) und den Charakteristika der Lockersedimentdecke (edaphische Bedingungen). Die Frostverwitterung der auf der Vidda weithin vorherrschenden Gesteine Quarzit, Sandstein, Konglomerat, Granit und Gneis liefert hauptsächlich sandigen Detritus (pH 3-6), während die weniger resistenten Phyllite und Amphibolite plattige Verwitterungsprodukte bilden. Kalksteine, Dolomite, Marmor und (ultra-) basische Gesteine liefern zwar feinkörnige Verwitterungsprodukte, doch konzentriert sich ihre Verbreitung im wesentlichen auf das Bergland am Glintrand im Norden der Finnmarksvidda. Die Festgesteine beeinflussen die Bodenbildung außer durch ihre Körnigkeit vor allem durch ihre Azidität. Die Eigenschaften der glaziären Ablagerungen spiegeln vornehmlich die Merkmale der lokalen Festgesteine wider, da das Material zumeist nur über relativ kurze Distanzen (<10 km) verlagert worden ist. Außer den Verwitterungsprodukten der lokal anstehenden Festgesteine und Grundmoränen-Ablagerungen finden sich glazifluviale Sedimente in Gestalt von Osern, Kames, Deltas und Terrassen. Das Material umfasst hauptsächlich Sande und Kiese mit eingeschalteten Schluff- und Tonlinsen. Die Flüsse haben im Holozän fluviale Kies-, Sand- und Schluffablagerungen an ihren Unterläufen akkumuliert; die Flußauen werden während der Schneeschmelzperiode im Mai zumindest teilweise überflutet, wobei bis in die Gegenwart feinkörnige Sedimente abgelagert werden. Außer Syrosemien sind dort bei wechselnden Grundwasserständen Gley- und Vegaböden zu finden. Die Hangablagerungen enthalten häufig Material unterschiedlicher Genese, wie z. B. Verwitterungsprodukte der im Untergrund anstehenden Festgesteine, schluffig-sandige Grundmoränen sowie Flugsande, wobei häufig eine Vermischung infolge gelisolifluidaler Massenbewegungen stattgefunden hat. An Oswällen und auf höheren, älteren Flußterrassen sind oftmals Flugsanddecken und Dünen anzutreffen. In vielen Geländedepressionen und selbst in flachen Hangmulden tragen die minerogenen Sedimente eine organische Auflage, wodurch sich Moorböden entwickeln konnten. Als Feuchtböden sind abseits der Palsa- und Pounikkomoore Hanggley-Ranker und Hangmoore verbreitet. Die Hanggley-Ranker finden sich vorzugsweise entlang von Bachläufen und in Hangmulden unter Hochstauden-Birkenwald und Weidengebüsch. Der Hanggrundwasserspiegel liegt 20-40 cm unter Flur, in nassen Profilen an der Basis der maximal 20 cm mächtigen Humusdecke. Sie sind an den Unterhängen und Hangverflachungen mit gegenläufigem Gefälle vielfach mit Hangmooren vergesellschaftet, die ihren Nährstoffbedarf sowohl ombrogen (durch Niederschlag) als auch soligen (durch oberflächenbürtiges Hangzuschußwasser) decken. Der Faktor „Relief“ steuert die Bodenentwicklung auf verschiedene Weise – direkt und indirekt. Das Makrorelief beeinflusst das Klima, indem die Lufttemperatur im Normalfall höhenwärts abnimmt und die Niederschlagsmenge zugleich zunimmt. In manchen trogförmigen Becken und Tälern (z. B. Talabschnitte am Altaelv und Tanaelv) kommt es häufig zu Temperaturinversionen, insbesondere im Winter. Im Sommer und Herbst sind diese Talabschnitte oftmals durch Nebel und mehr Feuchtigkeit gekennzeichnet als die angrenzenden Hochflächen. Steile westexponierte Hänge erhalten mehr Niederschlag als ostexponierte Hänge. Dagegen begünstigen ostexponierte Hänge die Akkumulation größerer Schneemengen (Lee-Effekt). Mächtige Schneeanstimmungen können weit bis in den Sommer überdauern und ihre Umgebung mit Schmelzwasser versorgen, wodurch das Bodenfrostregime und das Pflanzenwachstum beeinflusst werden. Auf den sanft geböschten Plateaus und auf den nahezu ebenen Talböden und -terrassen, wo keine Massenverlagerungen stattfinden, können sich Bodenprofile ungestört entwickeln, sofern kryoturbate Prozesse, Deflation (Plateaus) und fluviale Sedimentation (Auenbereich) keine Rolle spielen. An den Hängen können gelisolifluidale und erosive Prozesse die Entwicklung von Bodenprofilen stören. Wenn das Substrat gegen Ende der Schneeschmelze wassergesättigt ist, kann ein Böschungswinkel

von 2-3 ausreichen um gelsolifluidale Massenbewegungen auszulösen. Ab Hangneigungen >30 dominieren Abspülungs- und Rutschungsvorgänge. Die Durchfeuchtung fördert nicht nur die Hangdynamik, sondern steuert auch das Pflanzenleben. Sowohl die Vegetationsdecke als auch die Feuchteverhältnisse werden stark von der Hangneigung und vom Relief kontrolliert. Die komplexen Beziehungen und Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen, das Verbreitungsmuster der Bodentypen bestimmenden Faktoren können am Beispiel eines hypsometrischen Querprofils durch das Tal des Kautokeino-Flusses bei der Samen-Siedlung Masi näher studiert werden (vgl. Exkursionsroute und Wanderung).

3. Exkursion über die Finnmarksvidda-Hochfläche

3.1. Wissenschaftlicher Hintergrund

Die Finnmarksvidda-Hochfläche in der binnenländischen Finnmark wird anhand eines Nord-Süd-Profils vorgestellt. Die Exkursion mit Ausgangspunkt Alta spannt einen Bogen von der Küstenregion am inneren Altafjord über den Glintrand im Norden der Vidda sowie die zentrale Hochfläche (Peneplain) zum Südrand der Finnmarksvidda zwischen Kautokeino und Hetta. Das Transekt verläuft in Gesteinen des Alta-Kvaenangen-Fensters innerhalb des Kaledonischen Deckenbaus, des Kalak-Decken-Komplexes des Kaledonischen Gebirges, quert den Glintrand, und setzt sich südlich davon in Gesteinen des Fennoskandischen Schildes fort. Die unterschiedlichen petrographischen Eigenschaften der Festgesteine (Petrovarianz) im Bereich der Kaledonischen Überschiebungsdecken und des Fennoskandischen Schildes spiegeln sich vor allem im Makrorelief wider. Die pleistozänen Gletscher haben den präexistenten Großformenschatz (Alt- bzw. Paläoformen) durch Erosions- und Akkumulationsvorgänge überprägt. Die resultierenden Formen und Ablagerungen kennzeichnen vor allem das Mesorelief. Die holozäne Morphodynamik hat das Relief seit der Deglaziation (Alta: ca. 10 000 Jahre B.P., norwegisch-finnische Grenze: ca. 9 200 Jahre B.P.) bisher nur geringfügig modifizieren können.

Das Klima weist in nordsüdlicher Richtung von der Fjordküste zur norwegisch-finnischen Grenze einen markanten Gradienten auf, der durch eine Zunahme der thermischen und hygrischen Kontinentalität gekennzeichnet ist und sich in der Vegetation entlang der Exkursionsroute deutlich manifestiert. Die Jahresmitteltemperatur am Altafjord ist positiv (1961-1990: 1,3 °C, 1991-2009: 2,3 °C), in Siccajavri nahe der norwegisch-finnischen Grenze dagegen deutlich negativ (-3,1 °C / -2,2 °C). Trotz einer lichten Birkenwald-Vegetation repräsentiert die binnenländische Finnmarksvidda das kälteste Gebiet Norwegens abseits der höchsten Gebirgsgipfel. Dennoch findet sich Permafrostboden auf der flachwelligen Vidda-Hochfläche nur in diskontinuierlicher Verbreitung, bedingt durch die relativ warmen Sommer, die die tiefen Temperaturen (bis -50 °C) der langen und schneearmen Winter weithin kompensieren. Wo eine im Sommer thermisch isolierende Torfdecke existiert, die den Frostboden vor dem Auftauen schützt, wie in den zahlreichen vermoorten Geländedepressionen im Südtail der Finnmarksvidda, ist Permafrostboden jedoch weit verbreitet und tritt in Gestalt von Palsa-Hügeln als zuverlässigen morphologischen Indikatoren rezenten Permafrostbodens deutlich sichtbar in Erscheinung. Die Verbreitung von Permafrostboden abseits der vornehmlich in der Birkenwaldstufe anzutreffenden Palsamoore ist bisher kaum bekannt. Infolge der höhenwärts im allgemeinen abnehmenden Sommertemperaturen und den daraus resultierenden günstigeren Bedingungen für die Bildung und den Erhalt von Permafrostboden ist mit einer Zunahme der Permafrost-Wahrscheinlichkeit zu rechnen, insbesondere oberhalb der Waldgrenze. Allerdings fehlen typische Permafrostindikatoren in diesen Höhenlagen entlang der Exkursionsroute (abgesehen von einigen kleinen Mooren mit einzelnen Palsas), so dass die aktuelle Verbreitung von Permafrost im Untergrund ohne Grabungsbefunde unklar bleibt. Fossile Eiskeilnetze an wind- und kälteexponierten Lokalitäten (Moränenwälle und -hügel, Osrücken, Terrassenränder etc.) kennzeichnen Plätze, an denen die Voraussetzungen für die Existenz eines kontinuierlichen Permafrostbodens ehemals erfüllt waren, insbesondere während der Jüngerer Dryaszeit. Im Kaledonischen Gebirge am Nordrand der Finnmarksvidda konzentriert sich die Verbreitung von Permafrostboden vermutlich auf einzelne isolierte Palsamoore an lokalklimatisch und edaphisch-hydrologisch begünstigten Standorten sowie schneearme, wind- und kälteexponierte Plätze oberhalb der Waldgrenze in Höhenlagen von 500-1000 m ü. M. In den küstennahen Hochlagen behindern die großen winterlichen Schneemächtigkeiten das Eindringen der Kältewellen in den Untergrund und somit die Aggradation von Permafrostboden. Die weite Verbreitung von perennierenden Schneefeldern in den höchsten Plateau- und Gipfellagen (z. B. Sukkertoppen, 900 m ü. M., Kåfjord westlich von Alta) sowie Grabungsbefunde belegen indessen, dass Permafrostboden dort vorkommt, möglicherweise an einigen Plätzen seit sehr langer Zeit, inaktiv und mit den gegenwärtigen Klimaverhältnissen nicht im Gleichgewicht stehend, wie die erheblichen Auftautiefen vermuten lassen.

Die großräumige Gliederung der Vegetation spiegelt im großen und ganzen die gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse wider. Klimaschwankungen im Verlauf des Postglazials und in der jüngeren Vergangenheit (seit Ende der „Kleinen Eiszeit“) haben jedoch regional und lokal zu Verschiebungen der Grenzsaume zwischen den Vegetationszonen und -stufen geführt, was sich u. a. aus der Verbreitung und dem Entwicklungsstand der verschiedenen Bodentypen ablesen läßt. Die Vegetation in den geschützten Tälern um Alta besteht in den Tieflagen aus mittelborealen Kiefernwäldern, an die sich höhenwärts subalpine Birkenwälder anschließen. Diese der nordborealen Vegetationszone zugehörigen Birkenwälder bedecken den größten Teil der Finnmarksvidda entlang der Exkursionsroute. Sie sind zumeist licht und enthalten zahlreiche Moore. Die am höchsten gelegenen Abschnitte des Transekts befinden sich bereits oberhalb der Waldgrenze und zählen zur unteralpinen Vegetationsstufe, deren Vegetation durch Zwergsträucher, Kräuter und Gräser geprägt ist. Die Gipfel der höchsten Berge am Nord- und Westrand der Finnmarksvidda erstrecken sich bis in die mittel- / hochalpine Vegetationsstufe. Sie sind weithin von Blockfeldern bedeckt, liegen abseits der Exkursionsroute und lassen sich daher nicht studieren. In den Kiefernwäldern der küstennahen Tieflagen um Alta sowie unter Birkenwald dominieren Podsole als der zonale Bodentyp der mittel- / nordborealen Vegetationsregion, wobei Eisenpodsole und Eisenhumuspodsole vorherrschen. Oberhalb der Waldgrenze schließen sich Nanopodsole an. Darüber hinaus finden sich auf der Finnmarksvidda Übergänge zu anderen Bodentypen, wie z. B. Gleyen und Rankern.

3.2. Streckenverlauf und Logistik

Fahrstrecke: ca. 220 km, Wanderstrecke: ca. 50 km, 2 Übernachtungen auf Campingplatz (Masi)

Alta-Bossekop, Abzweigung R 93 Richtung Kautokeino von E 6 – R 93 bis Skillemo (Brücke über den Eibyelv, Abzweigung Richtung Gargia) – Kommunalstraße nach Gargia – ab Wende- und Parkplatz alte Schotterstraße nach Solovomi – nach ca. 4 km Anstieg kleiner Parkplatz auf Felsfläche oberhalb der Waldgrenze mit Hinweisschild auf Wanderweg zum Altaelv-Canyon – Wanderung zum Aussichtspunkt am Canyon-Rand (Hin- und Rückweg zusammen ca. 10 km) – Weiterfahrt nach Solovomi, wo die alte Schotterstraße die R 93 kreuzt (alternativ: Streckenabschnitt Skillemo-Solovomi auf der R 93 durch die Täler von Eibyelv und Trangdalselv, falls die alte Schotterstraße in schlechtem Zustand ist – Wanderung vom Parkplatz in Gargia bis zum Altaelv-Canyon und zurück ca. 18 km) – Weiterfahrt auf der R 93 nach Masi (Campingplatz), da alte Schotterstraße zwischen Solovomi und Kautokeino nicht mehr befahrbar und gesperrt ist – Fahrt vom Campingplatz über die Dorfstraße zur Altaelv / Kautokeinoelv-Brücke mit Besuch der waldbestandenen Taluae (Naturreservat südlich des Ortszentrums) mit Bodentypen in unterschiedlichsten Entwicklungsstadien – Wanderung von der Brücke entlang des östlichen Flussufers nach Süden zum Girkucäkka-Berggipfel mit Blick auf die Taluae sowie zur Habatbakti-Steilwand mit Aussicht auf das Masi-Tal, die Mündung des Masielv in den Alta- / Kautokeinoelv (Delta) sowie komplexe Oslandschaft im Flusstal südlich des Deltas (Hin- und Rückweg zusammen ca. 10 km, Bach-Querung in Wasserfallnähe) – Wanderung vom Campingplatz über die ehemalige Ortsanbindung von Masi an die alte Schotterstraße (Alta - Gargia - Solovomi - Kautokeino) zum Stuoroaivi-Plateau oberhalb der Waldgrenze (Palsamoor, glaziäre und periglaziäre Formen und Ablagerungen, Rentierkral; Hin- und Rückweg zusammen ca. 20 km) – Fahrt von Masi auf der R 93 Richtung Kautokeino (vorbei an Abzweigung nach Karasjok) zur Kautokeinoelv-Brücke bei Heammonjavri – Wanderung über Brücke und Privatstraße zu den Masi-Quarzit-Steinbrüchen am Gaskabeivarri-Berg sowie zur Mündung des Vuolgamasjäkka-Baches in den Kautokeinoelv (50 m hoher Bachanschnitt durch spätpleistozäne Sedimentabfolgen aus Glaziations- und Deglaziationsphasen; Hin- und Rückweg zusammen ca. 12 km) – Weiterfahrt nach Kautokeino – Abzweigung auf Kommunalstraße nach Avzi – Besuch des Palsamoores am Njukcjavri (nördlich der Straße) und des drainierten, als Mähwiese genutzten, aber noch von Permafrostboden unterlagerten Moorabschnitts südlich der Straße – Ablationsmoränen und glazifluviale Ablagerungen im Avzejäkka-Tal – Fahrt auf R 93 Richtung norwegisch-finnische Grenze – Besuch der hohen Kuppelpalsas bei Aidejavri am östlichen Straßenrand, rund 10 km vor dem Grenzübergang (vgl. Abb. 11).

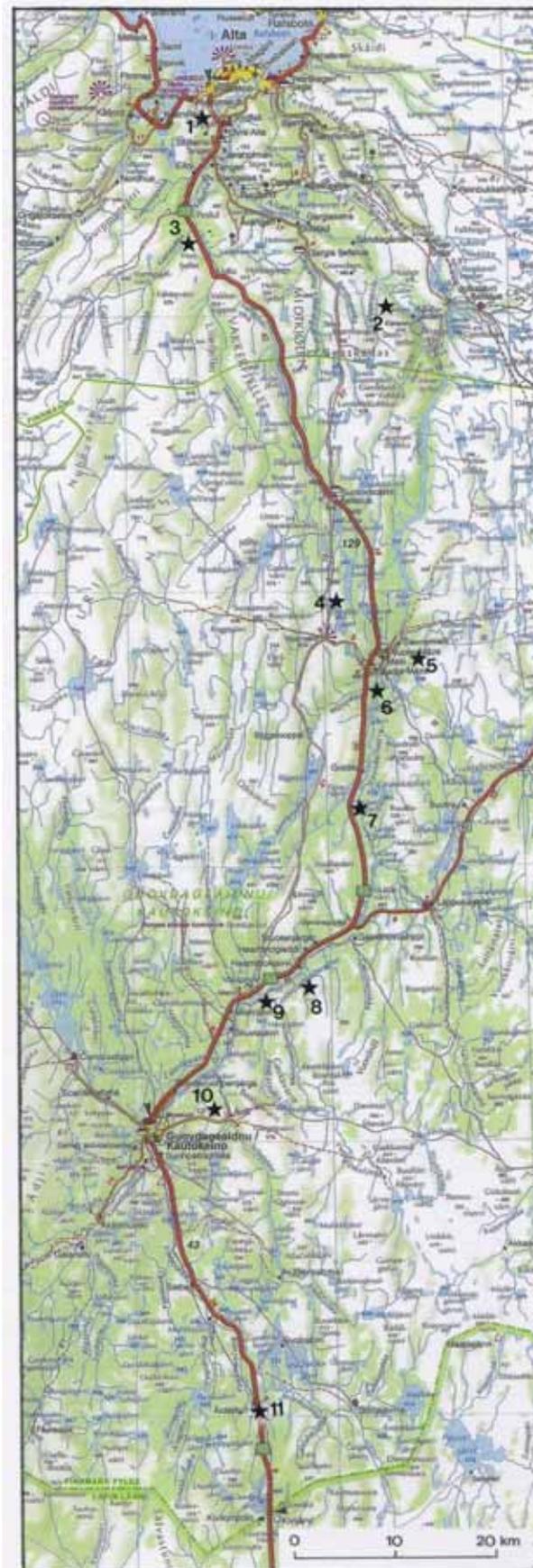


Abb. 11: Fahrtroute Alta-Kivijärvi mit Haltepunkten und Wanderexkursionszielen. 1. Leirbakken 2. Altaelv-Canyon 3. Nassaodden 4. Stuoroaivi 5. Girkucákka 6. Habatbakti 7. Pikefossen 8. Gaskabeaivarri 9. Vuolgamasjávka 10. Avze 11. Aidejavri

Die Exkursion läßt sich am besten im Zeitraum Juli-September durchführen, wenn die Schneeschmelze abgeschlossen ist und noch keine neue Schneedecke liegt. Die vorgeschlagenen Wandertouren sind maximal 20 km lang und folgen mit wenigen Ausnahmen markierten Wanderwegen (z. B. Tour zum Altaelv-Canyon), Traktorwegen (z. B. Tour zum Girkucåkka / Habatbakti), alten Schotterstraßen (z. B. Tour zum Stuoroaivi) und privaten Schotterpisten (z. B. Tour zum Masi-Quarzit-Steinbruch). Sie erfordern normale körperliche Fitness und gelegentlich etwas Mut (Durchwaten eines Bachlaufes oberhalb eines Wasserfalles auf dem Weg zum Habatbakti). Zur Ausrüstung gehört festes Schuhwerk (eingelaufene Bergschuhe, Wander-Gummistiefel zur Begehung der Palsamoore), warme, wind- und wasserdichte Kleidung (insbesondere bei Wanderungen oberhalb der Waldgrenze), Handy und GPS (bei Nebel). Zum Studium von Bodenprofilen, Sedimentlagen und sommerlichen Auftautiefen (in Palsamooren) empfiehlt sich die Mitnahme eines Klappspatens.

3.3. Streckenbeschreibung

3.3.1. Alta – Skillemo

Die Exkursion beginnt im Stadtteil Bossekop von Alta (internationaler Flughafen, Busterminal, Hurtigrouten-Anschluß über Hammerfest oder Öksfjord) an der Straßenabzweigung der R 93 Richtung Kautokeino von der E 6 (Narvik – Lakselv) und endet an der Grenzstation Kivijärvi rund 43 km südlich von Kautokeino. Der Startpunkt befindet sich rund 2 km nordöstlich der Hjemmaelvt-Bucht, die durch ihre steinzeitlichen Ritzungen und Zeichnungen auf strandnahen, eisüberschliffenen, isostatisch gehobenen Felsflächen weltweit bekannt geworden ist.

Auf den ersten 3 km der Exkursion wird ein flachwelliges Terrain durchfahren, das unterhalb der marinen Grenze (ca. 70 m ü. M.) liegt. Das Substrat besteht aus gehobenen, feinkörnigen, marinen Sedimenten, die lokal von eisüberschliffenen Felspartien überragt werden. In Mulden haben sich Moore mit Torfmächtigkeiten von bis zu 1,5 m entwickelt. Bei Leirbakken verläuft die Straße dicht am Ufer des Altaelv-Flusses. Vom Rand des Steilhanges hat man nach Nordosten eine gute Übersicht über den Flußunterlauf und die Terrassenabfolge am gegenüber liegenden Ufer (vgl. Foto 24). Im breiten Flusslauf finden sich zahlreiche, in ständiger Verlagerung begriffene Sand- und Kiesbänke. Die höheren Flußterrassen abseits der aktiven Talsohle sind stellenweise besiedelt und werden landwirtschaftlich genutzt. Die breite, mit Weidengebüsch und Birkenwald bestandene Talauwe wird von einigen schmalen, vornehmlich während der fröhsommerlichen Schneeschmelze aktiven Gerinnen durchflossen. Ferner finden sich mehrere, vom aktuellen Altaelv-Flußlauf abgeschnürte Mäanderbögen. Die Verbreitung der gehobenen Meeressedimente wird im Süden durch den Distalhang eines mächtigen Eiskontaktdeltas des Main Substage aus der Jünger Dryaszeit begrenzt (vgl. FOLLESTAD 1976). Die hohe, wallförmige, glazifluviale Ablagerung erstreckt sich vom Skoddefjell in östlicher Richtung bis zum Flusslauf. Der sedimentologische Aufbau des Deltas kann in einer straßennahen, aufgelassenen Kiesgrube an einer 35-40 m hohen ehemaligen Abbauwand studiert werden (vgl. Fotos 25-26). Auf der östlichen Flußseite setzen sich die glazifluvialen Ablagerungen am Fuße der Raipas-Berge fort. Vom Top des Deltas hat man nach Nordosten eine exzellente Aussicht auf den Altaelv sowie die fluviale Terrassenabfolge zu beiden Seiten des Flußlaufes. In südöstlicher Richtung überblickt man den Ortsteil Övre Alta mit mehreren Campingplätzen im Vordergrund sowie das Storelvtal und die Raippis-Berge im Hintergrund. Nach dem Passieren des Eiskontaktdeltas folgt die Exkursionsroute noch rund 4 km der R 93, deren Trasse relativ geradlinig auf einem Terrassenkörper aus fluvialen Sanden, Kiesen und Schottern verläuft.



Foto 24: Blick von Leirbakken südlich von Bossekop auf den breiten Unterlauf des Altaelv. Die Sand- und Kiesbänke im Flußbett werden während der fröhsommerlichen Schneeschmelze überflutet und bisweilen etwas verlagert. Sie sind daher im Unterschied zu den höheren fluvialen Terrassenniveaus nahezu vegetationsfrei. Letztere tragen eine dichte Vegetation aus Birken- und Weidengebüsch, während die höher gelegenen, trockeneren glazifluvialen Terrassen mit Kiefernwald bestanden sind. 1.8.1983



Foto 25: 35-40 m hoher Aufschluß in einer aufgelassenen Kiesgrube nahe der Straßenbrücke über den Altaelv. Die hohe, wallförmige, glazifluviale Ablagerung repräsentiert ein Eiskontaktdelta des Main Substage (Jüngere Dryaszeit). Der Nordhang (Distalhang) ist dicht mit Kiefernwald bestanden, der einen Blick auf die vorgelagerten isostatisch gehobenen marinen Ablagerungen verhindert. Das Delta erstreckt sich vom Skoddefjell bis zum Flußbett des Altaelv.



Foto 26: Der Topbereich der westlichen Aufschlusswand ist nur wenig verstrützt und gestattet einen Blick in das Gefüge der Sand- und Kieslagen, die eine typische Deltaschichtung zeigen mit einem deutlichen Einfallen der Lagen in N- bis NO-Richtung. Bis in 90-110 cm Tiefe unter Flur sind die sandigen Straten stellenweise kryoturbar verwürgt – ein Indiz für die strengen frostklimatischen Verhältnisse während der Jüngeren Dryaszeit. In den wasserdurchlässigen Sedimenten unter dem hochstämmigen Kiefernwald haben sich als zonaler Bodentyp tiefgründige Eisenpodsole entwickelt. 16.8.2016

3.3.2. Skillemo – Gargia – Beskades – Solovomi

Kurz hinter Skillemo, an der Einmündung des Eibyelv in den Altaelv, quert man die Brücke über den Eiby-Fluß und fährt auf einer asphaltierten Kommunalstraße rund 17 km weit bis zur Gargia-Fjellstue. Die Straße verläuft bis zu den Schiefer-Steinbrüchen an der Ostflanke des Peskafjells auf fluvialen Terrassen in unterschiedlichen Höhenniveaus, die mit Kiefern- oder Birkenwald bestanden sind. Zwischen Sokkelma und Åvangen erstreckt sich eine glazifluviale Terrasse vom Peskafjell weit ins Tal. Sie grenzt mit einem ca. 45 m hohen Steilhang unmittelbar an den rezenten Flusslauf und markiert die marine Grenze (80 m ü. M.). In den Terrassenkörper sind zahlreiche, teils wassergefüllte Sölle eingelassen. An der Einmündung des Gargiaelv verlässt die Straße das Altaelvtal und folgt dem Gargia-Bachlauf bis zur Fjellstue. Rund 1 km südlich davon endet die Asphaltstraße an einem breiten Park- und Wendepplatz (ca. 120 m ü. M.).

Die folgende, 27 km lange Fahrstrecke bis Solovomi – ein Teilstück der alten Straßenverbindung Alta - Kautokeino aus dem 2. WK – ist nicht asphaltiert, aber im Normalfall mit dem Pkw befahrbar. Während der Schneeschmelze kann der recht steile Anstieg auf rund 400 m ü. M. aufgrund von Querrillenbildung auf der Fahrbahn allerdings etwas problematisch sein. In diesem Falle empfiehlt sich eine Tageswanderung vom Parkplatz nahe der Gargia-Fjellstue zum Rand des Altaelv-Canyons (Hin- und Rückweg zusammen ca. 18 km) und eine Fortsetzung der Autofahrt auf der R 93 von Skillemo nach Solovomi. Bei der 4 km langen Auffahrt durch das Gargiatal lassen sich glazifluviale und moränische Ablagerungen an Straßenanschnitten studieren. Die mittelborealen Kiefernwälder aus *Pinus sylvestris* (Waldkiefer) werden mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel von subalpinen Birkenwäldern aus *Betula pubescens* ssp. *czerepanovii* (Bergbirke) abgelöst. An diese schließt sich oberhalb der am Grönåsen-Höhenzug in ca. 400 m ü. M. verlaufenden Waldgrenze die unteralpine Vegetationsstufe an. Schon kurz nach dem Verlassen des im Waldgrenzökoton aufgelockerten Birkenwaldes markiert ein Hinweisschild den Ausgangspunkt des ca. 5 km langen Wanderweges zum Rand des Altaelv-Canyons. Fahrzeuge können in Schildnähe geparkt werden. Der Verlauf des Wanderweges auf der baumlosen, flachwelligen Hochfläche ist durch rote Markierungen auf Felsblöcken gekennzeichnet. Feuchte Passagen können auf einem Bohlenweg überwunden werden. Am ungesicherten Aussichtspunkt am Rande des rund 300 m tiefen Canyons ist wegen Absturzgefahr Vorsicht geboten.

Im flachwelligen Terrain nördlich des Wanderweges ist ein reichhaltiges Inventar an periglaziären und glaziären Formen und Ablagerungen entwickelt. In den vermoorten Senken zwischen den vornehmlich N-S verlaufenden flachen, von blockreicher, sandig-schluffiger Grundmoräne bedeckten Bergrücken sind Kleinhügelbildungen vom Pounu- und Thufatyp weit verbreitet. In der Umgebung der zahlreichen Seen

und Teiche existieren weit gespannte Pounufelder (Pounikkos), während die trockeneren Standorte bei hinreichend feinkörnigen, frostempfindlichen Substraten mit dichtstündigen Thufur besetzt sind. An den Rändern der Mulden vollzieht sich oft ein Übergang von Torfbülten (Pounus) über Bülden mit Torfhülle und Mineralbodenkern zu reinen Erdbülten (Thufur). Am Ende besonders kühler Sommer enthalten die höchsten Torfbülten gelegentlich noch Frostbodenkerne (zuletzt 2010 beobachtet). Die Thufur sind zu meist engständig angeordnet, haben einen runden Grundriß und erreichen Höhen von bis zu 1 m. Im geböschten Gelände sind auch lang gestreckte Formvarianten mit Höhen von 70-80 cm anzutreffen, die in Gefällsrichtung angeordnet sind und durch flache Mulden oder Rinnen voneinander getrennt sind. Die Bodenaufwölbung der Thufur ist das Ergebnis frostdynamischer Vorgänge. Aus der Lageveränderung deformierter Lockersedimentlagen in den Hügeln gegenüber ihrer ursprünglichen, nahezu horizontalen Position im ungestörten Substrat läßt sich entnehmen, dass die Bodenaufwölbung der Thufur vornehmlich aus einer subkutanen Feinmaterialzufuhr aus den Bereichen zwischen den Erdbülten resultiert. Diese vollzieht sich offenbar an der Untergrenze der vorrückenden winterlichen Frostfront im Zuge einer Bodenwasserbewegung, wobei auch lateraler kryostatischer Druck infolge des unterschiedlich tiefen Eindringens der Frostfront eine Rolle spielen kann (vgl. u. a. MEIER 1987, 1991, 1996). Die Genese der Pounus ist trotz ihres häufigen Auftretens erst in groben Zügen bekannt. Wahrscheinlich wird die Pounuentwicklung in erster Linie durch biologische Vorgänge ausgelöst. Grundlage der Pounubildung ist ein differenziertes Torfwachstum, das ein differenziertes Gefrieren der Torflagen zur Folge hat. Infolge einer verstärkten Torfbildung, insbesondere durch verschiedene *Sphagnum*- (Torfmoos-) Arten, entstehen an verschiedenen Stellen im Moor zunächst flache Torfhügel, die dem Wind stärker ausgesetzt sind, im Herbst länger schneefrei bleiben und sich dadurch durch ein schnelleres und tieferes Eindringen des Bodenfrostes auszeichnen als die Torflagen der Hügelumgebung. Dadurch wird die weitere Pounuentwicklung offenbar beschleunigt. Auf welche Weise dies geschieht und welche frostdynamischen Vorgänge dem Pounuwachstum zugrunde liegen, ist bisher ungeklärt. Mit zunehmender Höhe über dem Moorwasserspiegel wird die ursprüngliche, hygrophile Vegetation auf der Torfbülte durch eine xerophile Vegetation aus Zwergsträuchern und / oder Gräsern ersetzt. Die größere Torfmächtigkeit im Bereich der Bülden schützt aufgrund ihrer thermisch isolierenden Wirkung den Frostboden im Sommer vor dem raschen Auftauen. In den größten Bülden kann die Torfmächtigkeit schließlich ausreichen, um kleinere Frostbodenlinsen ganz vor dem Auftauen im Sommer und Frühherbst zu schützen. Der so gebildete Permafrostkern hat im Unterschied zum Dauerfrostkern der Palsas nur über wenige Jahre Bestand und taut im Laufe warmer und feuchter Sommer rasch wieder ab. Die Gestalt der Torfbülten bleibt auch nach dem Austauen des saisonalen oder mehrjährigen Frostbodens erhalten (vgl. MEIER 1996).

In den kühlen 1980 er Jahren waren in den lang gestreckten Mulden unweit des Wanderweges noch zahlreiche Kuppel- und Plateaupalsas anzutreffen, die infolge der relativ geringen Torfmächtigkeiten und der vorherrschenden grobkörnigen, wenig frostempfindlichen Substrate der minerogenen Moorunterlage kaum Höhen von mehr als 120 cm erreichten (vgl. Foto 27). Außer reinen Torfpalsas existierten auch einige Palsas mit einem Kern aus feinkörnigen, pelitischen Sedimenten. Die Frostbodentafel befand sich in Tiefen von 60-75 cm noch innerhalb der Torfhülle. In den warmen 1990 er Jahren kollabierten zuerst die relativ kleinen Kuppelpalsas, in den warmen Sommern 2003 und 2004 auch die Mehrzahl der flachen Plateaupalsas. 2010 wurden nur noch permafrostfreie Palsaruinien angetroffen. Bei Grabungen in den von fossilen Eiskeilnetzen und inaktiven Strukturböden (Steinpolygone, Feinerdeinseln) überzogenen, grundmoränenbedeckten Wällen am Rande der vermoorten Senken wurde in den 1980 er Jahren verschiedentlich Permafrostboden beobachtet. Die oberflächlichen Spaltenmuster der fossilen Eiskeilpolygone waren von Eiskeilpseudomorphosen unterlagert, die sich mitunter bis unter die in 1,7-2,2 m Tiefe entwickelte Permafrosttafel erstreckten (vgl. MEIER 1991). Die Mächtigkeit der Permafrostkörper konnte aufgrund des grobkörnigen, stein- und blockreichen Moränenmaterials und des in geringer Tiefe anstehenden Festgesteins weder durch Grabungen noch durch Bohrungen ermittelt werden. Permafrostboden scheint auf dem Grönäsen-Höhenzug an wind- und kälteexponierten, im Winter schneearmen Plätzen oberhalb der Waldgrenze in Höhenlagen über 450 m ü. M. auch abseits der Palsamoore zu existieren, und zwar in wesentlich größerem Umfang als bisher vermutet. Darauf deuten u. a. weitere Permafrostfunde in Moränenhügeln und -wällen sowie verschiedenen glazifluvialen Ablagerungen südlich des Wanderweges.

Beim Bau des Altaelv-Staudammes und -Kraftwerkes wurde Permafrost sogar im Festgestein in Höhenlagen um 300 m ü. M. angetroffen. Bei allen diesen Funden dürfte es sich jedoch um relikitären Permafrostboden handeln, der mit den gegenwärtigen Klimaverhältnissen nicht im Gleichgewicht steht. So befindet sich die Permafrostoberfläche an den Fundstellen im Grönäsen-Gebiet in fast allen Fällen in einer Tiefe, die die durchschnittliche Tiefenerstreckung des winterlichen Frostbodens deutlich überschreitet.



Foto 27: Kollabierte Palsas (Bildvordergrund), Polygone ohne Detritussortierung (Mitte) sowie Spalten eines fossilen Eiskeilnetzwerkes (Hintergrund) auf dem Grönäsen-Höhenzug (450 m ü. M.) bei Gargia. Die Spaltenzüge der „nonsorted polygons“ und der fossilen Eiskeilpolygone treten aufgrund ihrer dichten Zwergbirken-Vegetation infolge der windgeschützteren Lage im Vergleich zu den Polygonfeldern deutlich in Erscheinung. Die Spalten des fossilen Eiskeilnetzes sind von Eiskeilpseudomorphosen – minerogenen Lockersedimentfüllungen der ehemals von den Eiskeilen ausgefüllten Hohlräume – unterlagert. 31.7.1985

Vom Aussichtspunkt, der etwas versteckt im Birkenwald südlich des Vähänivanrouka-Kerbtals liegt, hat man nach Südosten Einblick in den eindrucksvollen Altaelv-Canyon (Savcu, vgl. Foto 28)). Der 110 m hohe Staudamm des Altaelv-Kraftwerkes befindet sich ca. 8 km flussaufwärts und ist von hier aus nicht sichtbar. Der tiefe Canyon wirkt wie ein Fremdkörper in der ansonsten flachwelligen Landschaft. Sein geologisch-tektonischer Bauplan liefert jedoch Hinweise auf die Morphogenese. Die Felswände zu beiden Seiten des Canyons werden von spätpräkambrischen, morphologisch harten, metamorphen Gesteinen der Gargia-Decke des Kalak-Deckenkomplexes gebildet, insbesondere arkosischen Metasandsteinen mit Quarzit-, Amphibolit- und Konglomeratbänken. Darunter befinden sich morphologisch weichere Gesteine der Dividal-Gruppe, vornehmlich Tonschiefer, Siltsteine, Sandsteine und Konglomerate, die bei der Verlagerung des Deckenkomplexes in südöstlicher Richtung als „Schmiermittel“ fungierten. Diese kambrosilurischen Sedimentgesteine werden von präkambrischen resistenten Kristallingesteinen des Fennoskandischen Schildes, hauptsächlich Graniten, Gneisen, Amphiboliten und Quarziten unterlagert. Letztere treten im Canyon nicht in Erscheinung. Sie werden von Frost- und Sturzschutt der hangenden, weniger widerstandsfähigen Gesteine in Gestalt mächtiger, wenig gegliederter Sturzschutthalden verhüllt (vgl. MEIER 1987). Das Tal des Alta-Kautokeino-Flusses folgt einer alten geologisch-tektonischen Schwäche-
linie, was sich vor allem nördlich von Masi deutlich im Relief widerspiegelt. Der Fluß hat sich tief in die Gesteine des Fennoskandischen Schildes und des Kaledonischen Deckenbaus eingeschnitten. Die Talflanken werden weithin von Steilhängen und -wänden gebildet – sowohl im Bereich der flachwelligen Vidda vor dem Glintrand (z. B. Latnetjavri, Virdnejavri) als auch im Bereich der Überschiebungsdecken des Kaledonischen Gebirges (z. B. Altaelv-Canyon). Höchstwahrscheinlich wurde das Altaelv-Kautokeinoelv-Entwässerungssystem schon vor der Landhebung im Tertiär angelegt. Im Zuge letzterer, die in der Küstenregion am stärksten war, schnitten sich die Flüsse tief in die subkambrische Peneplain und den Kaledonischen Deckenbau an ihrem Nordrand ein, wobei auch die tiefe Schlucht des Altaelv sowie der nördlich anschließende canyonförmige Talabschnitt entstanden. Das Tal diente den pleistozänen Gletschern beim Vorstoß nach Norden anschließend als Leitlinie. Die Gletscher konnten die präexistente Talform unterschiedlich stark umgestalten. Im Bereich des Latnetjavri und Virdnejavri sowie an der Küste worden trogförmige Becken ausgeschürft, während zwischen Virdnejavri und Altaelv-Canyon eine tiefe

Schlucht entstand. Sie beherbergt an ihrer schmalsten Stelle den Staudamm des Altaelv-Kraftwerkes. Die Schlucht ist dort 200 bis 300 m breit und 140-170 m tief. Nördlich der Einmündung des Joatkaelv-Baches verbreitert sich die Schlucht und bildet den 350 m tiefen Altaelv-Canyon. In den Interglazialen und Interstadialen waren vor allem Verwitterungsprozesse, Massenbewegungen und Massentransporte durch fließendes Wasser von Bedeutung, Vorgänge, die auch gegenwärtig im Altaelv-Canyon stattfinden, das Meso- und Makrorelief aber kaum umgestalten können. Nach dem Abschmelzen der weichseleiszeitlichen Gletscher wurden die am tiefsten gelegenen Talabschnitte vom Meer überflutet, und es entstand der Altafjord. Während der Jüngerer Dryaszeit kam der Rand des zurückschmelzenden Inlandeises kurzfristig an der Talmündung am Komagfjell zum Stillstand, als dessen Folge die Eiskontaktdeltas bei Bossekop, Bukta und Elvebakken akkumuliert wurden. Taleinwärts erstreckte sich die marine Überflutung bis zur Deltaterrasse bei Sokkelma, die das am höchsten über dem heutigen Meeresspiegel gelegene Delta im Altaelvtal repräsentiert. Im Verlauf der postglazialen Landhebung wurde das Flußdelta nach und nach immer weiter talabwärts bis zum heutigen Flugplatz in Alta-Elvebakken verlagert. Die älteren, inaktiven Deltas blieben an den Talrändern stellenweise als mächtige Sand- und Kiesterrassen erhalten.



Foto 28: Blick vom Aussichtspunkt am Ende des Wanderweges nach Südosten in den hier ca. 300 m tiefen Altaelv-Canyon (Savcu). Die Felswände werden von morphologisch harten, metamorphen Gesteinen der Gargia-Decke gebildet. Darunter befinden sich weniger resistente Gesteine der Dividal-Gruppe, die bei der Verlagerung des Deckenkomplexes als „Schmiermittel“ fungierten. Sie werden ebenso wie die harten kristallinen Gesteine des Fennoskandischen Schildes im Untergrund von mächtigen Sturzschutthalde n verhüllt. Infolge der Landhebung im Tertiär schnitt sich der Altaelv entlang einer alten geologisch-tektonischen Schwächelinie tief in den Kaledonischen Deckenbau bis in das darunter befindliche kristalline Basement ein, woraus der mächtige Altaelv-Canyon resultierte. 5.9.2005

Auf der Exkursion werden bis zum Nordufer des Aksujavri Gesteine des Kaledonischen Deckenbaus durchfahren (vgl. Abb. 12). Südlich des Glintrandes bei Baeskades wird das Relief flachwelliger. Die im Untergrund anstehenden Gesteine des Fennoskandischen Schildes sind zumeist von Lockersedimenten bedeckt und treten nur entlang des Altaelv-Kautokeinoelv-Flußlaufes sowie als inselhaft die Peneplain überragende Restberge aus morphologisch harten Gesteinen auffälliger in Erscheinung (vgl. Abb. 13). Die Schotterstraße verläuft bis auf die letzten ca. 2 km vor der Suolovuobmi-Fjellstue in Höhenlagen von 450-550 m ü. M. oberhalb der Waldgrenze (vgl. Abb. 14). Aufgrund des niedrigen Pflanzenwuchses in der unteralpinen Vegetationsstufe sind die periglaziären und glaziären Formen und Ablagerungen im Landschaftsbild deutlich zu erkennen. Die Mulden in der flachwelligen Viddalandschaft werden häufig von Seen oder Mooren eingenommen. Abseits dieser Gebiete ist das Terrain weithin von einer zumeist sandig-schluffigen, stein- und blockreichen Grundmoräne überzogen, deren Mächtigkeit zwischen wenigen Metern und ein paar Zehnermetern (in Geländedepressionen) variieren kann. Auf den bis zu 650 m ü. M. aufragenden Bergrücken und Kuppen nimmt die Sedimentmächtigkeit im allgemeinen ab, und die Moränendecke wird lückenhaft; der Blockgehalt der sandigen Moränen nimmt hingegen häufig zu. In Mulden, die während der Deglaziation des Gebietes als Schutzlagen fungierten, finden sich stellenweise hügelig-kuppige, blockreiche Ablationsmoränen. Als richtungsweisende Formelemente der Grundmoräne sind vereinzelt Drumlins entwickelt, deren Hauptverbreitungsgebiet allerdings östlich des Altaelvtales liegt.

Sie treten in Mulden und flachen Tälchen sowohl in Luv- (Stoß-) als auch in Leepositionen auf (vgl. MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003). Höher aufragende wind- und kälteexponierte Moränenwälle und -hügel sowie Reste glazifluvialer Osrücken, Terrassen und Deltas sind oftmals nahezu vegetationsfrei und von Deflations- und Auffriersteinpanzern überzogen, deren Grobkomponenten stellenweise Anzeichen von Windschliff zeigen (insbesondere Quarzite).

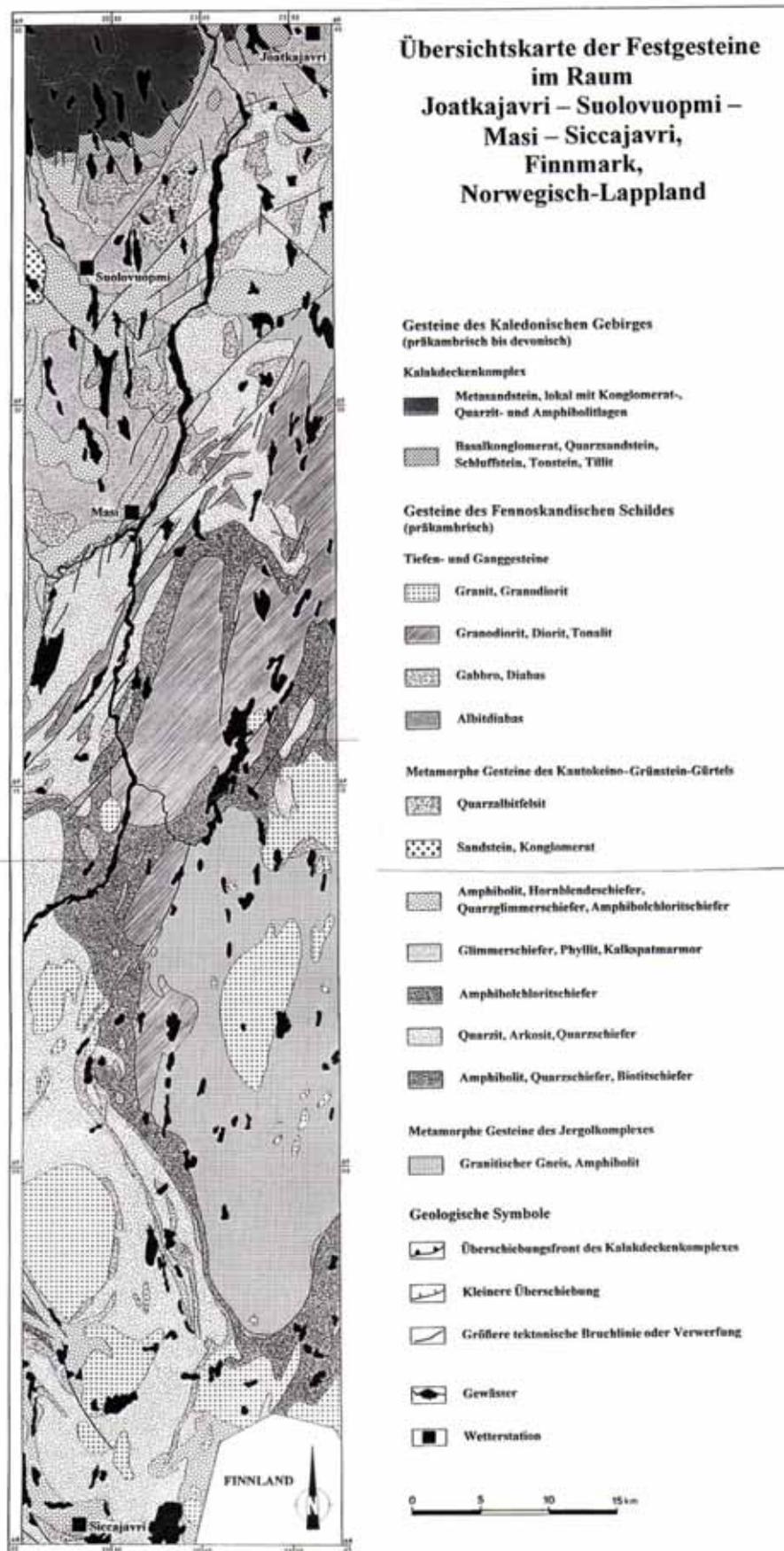


Abb. 12: Übersichtskarte der Festgesteine im Raum Joatkajavri-Suolovuopmi-Masi-Siccajavri, Finnmark, Norwegisch-Lappland (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)

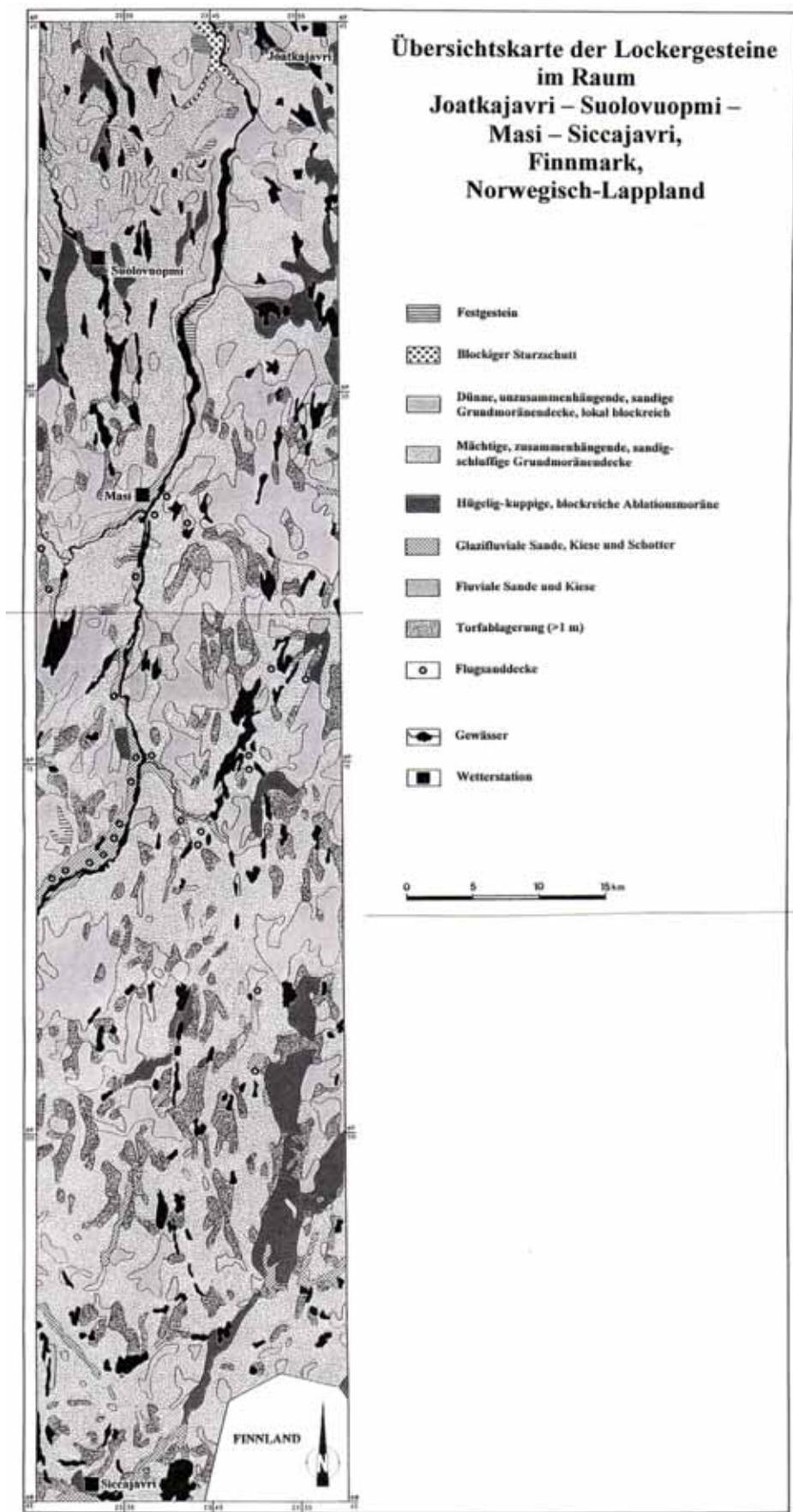


Abb. 13: Übersichtskarte der Lockergesteine im Raum Joatkajavri-Suolovuopmi-Masi-Siccejavri, Finnmark, Norwegisch-Lapland (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)

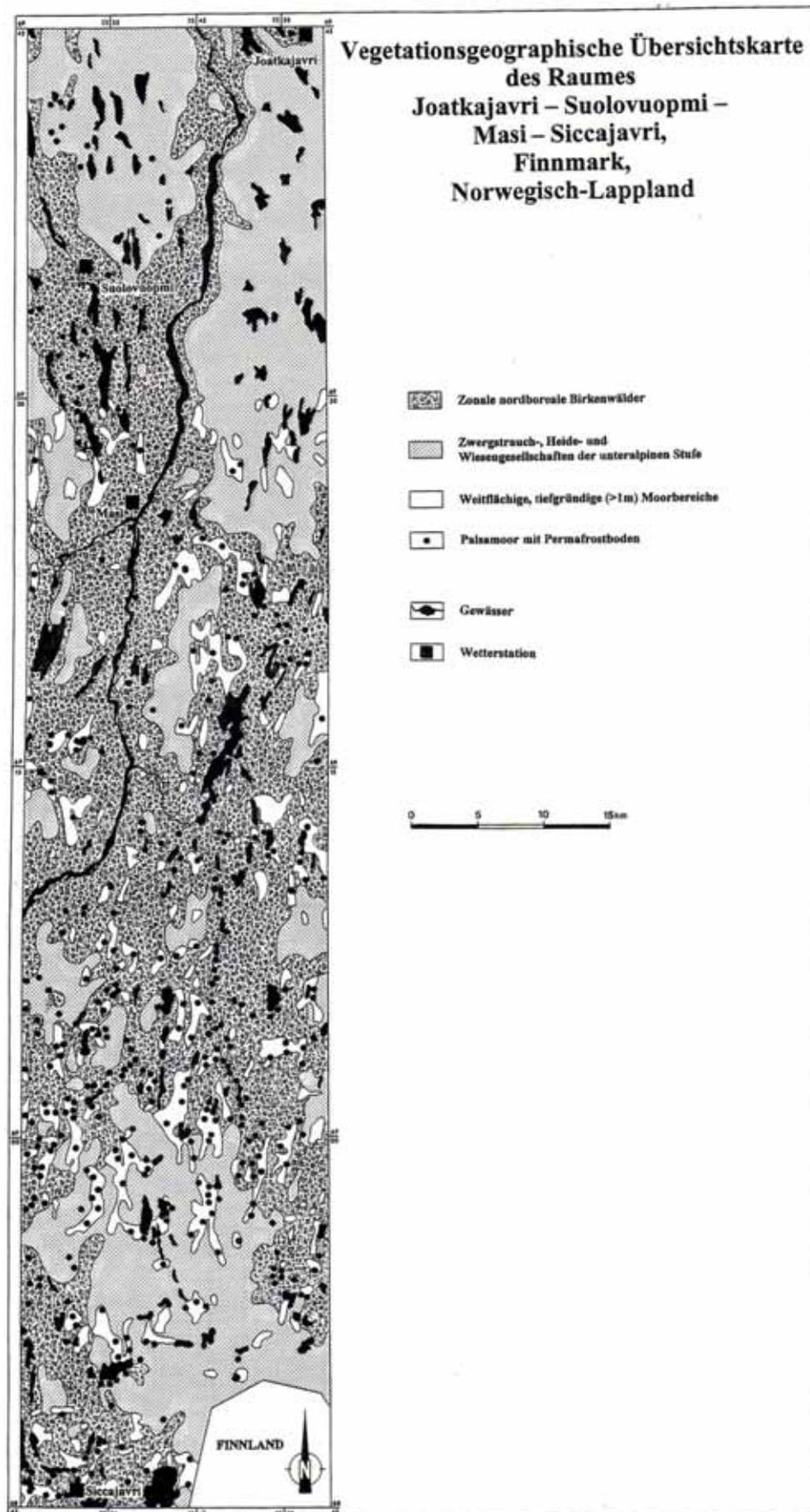


Abb. 14: Vegetationsgeographische Übersichtskarte des Raumes Joatkajavri-Suolovuopmi-Masi-Siccajavri, Finnmark, Norwegisch-Lappland (aus MEIER, THANNHEISER & WEHBERG 2003)

Als Indikatoren rezenten Permafrostbodens sind in einigen vermoorten Senken Palsas anzutreffen, u. a. am Gielasjavri, Salleläeksi-Bach sowie an den Seen Räggejavri und Aksujavri in unmittelbarer Straßennähe. Die vornehmlich kuppel- und wallförmigen Palsas sind mit Pounus vergesellschaftet und erreichen infolge der geringen Torfmächtigkeiten und pelitarmen Sedimente der minerogenen Moorunterlage nur Höhen von bis zu 1,2 m. Weitere kleine Palsamoore sind zwischen dem Vuonjalcäkkat-Bergrücken und dem Virdnejavri zu finden. Die Palsas zeigten schon 2002-2004 deutliche Degradationserscheinungen und sind inzwischen möglicherweise kollabiert. Auf einigen kälteexponierten Bergrücken sind in Höhenlagen über 500 m ü. M. fossile Eiskeilnetze als zuverlässige Indikatoren für das ehemalige Vorkommen von Permafrostboden entwickelt, u. a. am Cappelvarri, Gierdoidcäkka und Biilacärot. Die unregelmäßig gestalteten, aber scharf ausgeprägten Spaltenzüge sind von Eiskeilpseudomorphosen unterlagert. Grabungen Mitte August 2003 und 2004 stießen in 125-150 cm Tiefe auf Frostboden, dessen Mächtigkeit sich nicht feststellen ließ. Es bleibt daher ungeklärt, ob es sich um Reste der winterlichen Bodengefrorenis oder um Permafrostboden handelt. Die Sommer 2003 und 2004 waren ungewöhnlich warm, so dass der saisonale Frostboden zu diesem Zeitpunkt bereits aufgetaut sein sollte. Es ist somit nicht ganz auszuschließen, dass die Funde Permafrostboden-Vorkommen repräsentieren. Die Funde befinden sich ebenso wie jene am Grönäsen-Höhenzug südlich der jungdryaszeitlichen Main Substage-Eisrandlage. Dies überrascht insofern, als die klimatischen Voraussetzungen der Eiskeilentwicklung in Finnmark nach der Jüngeren Dryaszeit nicht mehr gegeben waren. Offenbar wurden die höheren Lagen über 500 m ü. M. zwischen Gargia und Solovomi vom weichselzeitlichen Inlandeis früher freigegeben als die westlich und östlich daran angrenzenden, tiefer gelegenen Täler und Mulden. Das bereits eisfreie, noch vegetationslose, von Grundmoränenmaterial bedeckte Terrain war damit dem Kaltklima der Jüngeren Dryaszeit ausgesetzt, so dass sich Permafrostboden als Voraussetzung der Eiskeilentwicklung bilden konnte. Die umgebenden, tieferen Lagen wurden erst eisfrei als die klimatischen Voraussetzungen der Eiskeilbildung nicht mehr erfüllt waren. Die Entwicklung von Eiskeilpolygonen und das Vorkommen aktiver Formen sind an die Existenz von geschlossenem (kontinuierlichem) Permafrostboden geknüpft. Rasche und intensive Temperaturdepressionen bis weit unter den Gefrierpunkt bewirken im Permafrostboden oberhalb des Niveaus der thermischen Nullamplitude Kontraktionen im Substrat, wodurch Risse und Spalten entstehen, in denen sich Bodeneis anreichert. Die vielfache Wiederholung von Spaltenbildung und Eisanreicherung führt zur Entwicklung keilförmiger Bodeneiskörper, die sich in der Horizontalen zu polygonalen Netzwerken zusammenschließen. Nach dem Ausschmelzen des Bodeneises werden die Spalten mit randlichen und / oder hangenden Sedimenten verfüllt („Fossilisierung“, vgl. u. a. MEIER 1996). Die so gebildeten Eiskeilpseudomorphosen („fossilen Eiskeile“) sind zuverlässige Indikatoren für die ehemalige Existenz eines kontinuierlichen Permafrostbodens. Im Unterschied zu den Eiskeilnetzen ist die Entwicklung der oberhalb der Waldgrenze häufig zu beobachtenden, durch eine frostdynamische Materialsortierung gebildeten Steinpolygon-Netzwerke nicht zwingend an die Existenz von Permafrostboden gebunden. Steinpolygone und Steinstreifen (im stärker geböschten Terrain) treten entlang der Fahrstrecke in unterschiedlichsten Aktivitätsstadien auf. Die Mehrzahl der Formen ist inzwischen inaktiv, wie die dicht von Flechten überzogenen Steine und Blöcke der Grobmaterialzüge sowie die mit Gräsern und Zwergsträuchern bewachsenen Feinmaterialpartien ausweisen. Gelegentlich zeugen Risse im Feinmaterialkern mit frisch aufgedrunenem, schluffig-sandigem Sediment von einer begrenzten Aktivität dieser Strukturboden-Formvariante. Das dichte Pflanzenkleid in der unteralpinen Vegetationsstufe verhindert jedoch eine aktuelle Strukturbodenbildung, selbst wenn die frostklimatischen und sedimentologischen Voraussetzungen weithin erfüllt sind. Das Vorkommen aktiver Strukturböden konzentriert sich daher auf besonders begünstigte Standorte, an denen eine hemmende Vegetationsdecke fehlt und unsortierte, feinmaterialreiche, frostempfindliche Substrate (z. B. schluffreiche, sandige, stein- und blockreiche Grundmoräne) sowie hinreichend Feuchtigkeit vorhanden sind. Solche Bedingungen sind vor allem in abflusslosen Mulden und an Seeufern gegeben, wo eine periodische Wasserüberstauung die Entwicklung einer Vegetationsdecke verhindert. Die dortigen Strukturböden repräsentieren im Unterschied zu den in der mittel- / hochalpinen Vegetationsstufe („Frostschuttstufe“) gelegenen Formen „extrazonale Strukturböden“.

3.3.3. Skillemo – Trangdalen – Avzejavri – Solovomi (Alternativstrecke)

Die Alternativstrecke Skillemo - Solovomi auf der R 93 (falls die alte Schotterstraße Gargia - Solovomi nicht befahrbar ist) folgt den Tälern von Eibyelv und Trangdalselv und verläuft weiter südlich am Ostufer der lang gestreckten Seen Avzejavri und Silisjavri. Das Tal des Eibyelv fungierte ebenso wie das Altaelvtal beim Rückschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises als Abflußbahn der Schmelzwässer Richtung Altafjord / Eismeer. Davon zeugen glazifluviale Terrassenreste an den Talrändern. In die spätglazialen glazifluvialen Ablagerungen hat sich der Flusslauf später eingeschnitten und fluviale Sedimente akkumuliert, die im Postglazial im Zuge der glazialisostatischen Landhebung teilweise wieder ausgeräumt wurden, woraus eine Sequenz unterschiedlich hoch gelegener Terrassenniveaus resultierte. Die am höchsten gelegenen Terrassen sind am ältesten; die rezente Talau (während der frührsommerlichen Schneeschmelze überschwemmter Bereich) repräsentiert das jüngste Höhenniveau. In die glazifluvialen Terrassenkörper sind stellenweise Sölle eingelassen – Hohlformen, die durch Ausschmelzen von Gletschereisresten im Sediment entstanden sind. Sie fehlen den fluvialen Terrassen und bilden dadurch ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal. Die glazifluvialen Ablagerungen sind zudem höher gelegen und infolge der größeren Transportkraft der spätglazialen Gletscherbäche zumeist grobkörniger. Die Straßentrasse der R 93 verläuft seit dem Eiskontaktdelta bei Leirbakken (und nach dem Passieren der Straßenabzweigung nach Gargia) auf fluvialen Terrassenniveaus in mittlerer Höhenlage, südlich des Ortes Eiby nahezu schnurgerade und leicht ansteigend, begleitet von mittelborealen Kiefernwäldern, die die Sicht auf den nahe gelegenen Eibyelv-Flußlauf versperrern. Bei Nassaodden, ca. 1 km südlich der Einmündung des Gavrajäkka-Baches in den Eibyelv, erreicht die Straße eine größere glazifluviale Terrasse, deren Kies- und Schotterkörper in einer Kiesgrube am westlichen Straßenrand abgebaut wird und dort aufgeschlossen ist. An den Abbauwänden lassen sich die Lagerungsverhältnisse (z. B. Kreuz- und Deltaschichtung) und Korngrößensammensetzung der Sedimentlagen (Schotter, Kiese, Sande etc.) des Terrassenkörpers näher studieren. Ein Rastplatz auf der gegenüber liegenden Straßenseite bietet Parkmöglichkeiten. Er grenzt unmittelbar an die mit Weidengebüsch und Birkenwald bestandene Talau und den in einem breiten Schotterbett fließenden Eibyelv-Flußlauf. Der Rastplatz befindet sich auf einem höheren Terrassenniveau. Die dort herrschenden trockenen Standortbedingungen spiegeln sich u. a. in der Kiefernwald-Vegetation wider.

Vom Rastplatz am Kies- und Asphaltwerk führt die Fahrtstrecke durch das Eibyital in südöstlicher Richtung, über mehrere mit mittelborealem Kiefernwald bestandene Terrassenflächen sanft ansteigend, an den Rand eines hügeligen Berglandes. Es wird von Gesteinen des Kalak-Deckenkomplexes (Nalganas-Decke, Gargia-Decke) des Kaledonischen Gebirges gebildet. Die Festgesteine, vornehmlich (Granat-) Glimmerschiefer, Meta-Arkosen und Gneise, treten weithin in Gestalt ausgedehnter, eisüberschliffener Felsflächen zutage, die stellenweise eine Streu aus kantengerundeten Steinen und Blöcken tragen. Zahlreiche, sich kreuzende Verwerfungslinien im Gestein haben am Nordrand des Hellefjells / Vakkerfjells die Entwicklung einer typischen Klufttallandschaft begünstigt. Grundmoränenreste sind vorzugsweise in Schutzlagen in Mulden erhalten. Die zahlreichen abflusslosen Becken enthalten kleine Seen und Moore. Die von *Betula pubescens* ssp. *czerepanovii* (Bergbirke) gebildete Waldgrenze befindet sich in Höhenlagen zwischen 450 und 500 m ü. M. Sie hat eines „stark aufgelösten Verlauf“, indem zahlreiche Baumgruppen in höherer, vorgeschobener Lage überdauern. Das Terrain ist arm an Lockersedimenten und erfüllt daher nur inselhaft die Voraussetzungen für die Entwicklung einer geschlossenen Vegetationsdecke. Das Feinmaterial wurde von den Schmelzwässern des zurück weichenden Inlandeises weitgehend abgespült. Auf den glatt geschliffenen Felsflächen haben sich seit der Deglaziation nur Moose und Flechten ansiedeln können. Die Landschaft wirkt daher im Vergleich zum nördlich und südlich angrenzenden, von einer geschlossenen Grundmoränendecke überzogenen, durch eine Zwergstrauch- oder Waldvegetation gekennzeichneten Bergland, äußerst steril.

Die Fahrtroute verläuft bis zum Zusammenfluß von Trangdalselv und Vesterelv, die sich am Fuße von Nassa fjell, Vakkerfjell und Hellefjell zum Eibyelv vereinigen, in Flußnähe auf einer fluvialen Terrasse (ca. 110 m ü. M.). Sie folgt danach dem Lauf des Trangdalselv, der den lang gestreckten Avzejavri-See (292 m ü. M.) in nordwestlicher Richtung entwässert. Der Bach fließt in seinem unteren Abschnitt in einem 100-150 m tiefen Klufttal („Klößtan“), das sich bachaufwärts weitet und in ein Trogtal mit U-förmigem Quer-

schnitt übergeht. Die Straße bewältigt den knapp 200 m hohen Anstieg zum See über eine Distanz von rund 6 km. Aufgrund des schmalen Talbodens grenzt die Trasse am Fuße des Hellefjells unmittelbar an den Bachlauf, durch Betonpalisaden von letzterem getrennt und weitgehend gesichert. Dagegen bergen die Felswände und Steilhänge des Hellefjells auf der gegenüber liegenden, nordöstlichen Straßenseite nach wie vor ein gewisses Gefahrenpotenzial für den Straßenverkehr. Die durch den rasch talabwärts strömenden, dabei mehrere Felsschwellen und Blockansammlungen überwindenden Trangdalselv erzeugte Luftfeuchtigkeit im Talgrund begünstigt die frostdynamische Gesteinsverwitterung (Frostsprengung) an den straßennahen Felswänden und -hängen, so dass nach dem Abschmelzen des während der winterlichen Gefrierperiode in den Gesteinsfugen und Klüften gebildeten Eises immer wieder Felsbrocken und Steine auf die Fahrbahn stürzen und den Verkehr gefährden können. Die am meisten gefährdeten Straßenabschnitte sind zwar durch Drahtnetze, maschendrahtumgebene Steinwälle und -bänke sowie Betonverbauungen halbwegs gesichert, doch werden vor allem die Drahtnetzwerke fast jedes Frühjahr von herab fallenden Steinen und Blöcken beschädigt und müssen in der Folge erneuert werden. Dies gilt in besonderem Maße für jene Straßenabschnitte, in denen Felspartien weggesprengt worden sind und anthropogen Steilhänge geschaffen wurden. Doch auch die seit langer Zeit strengen klimatischen Verhältnissen ausgesetzten Felswände und -hänge (im Extremfall knapp 10 000 Jahre seit der Deglaziation) unterliegen noch aktuell der Verwitterung und Abtragung, wie „frische“ Schuttpartikel mit flechtenfreien Bruchflächen an den Oberflächen verschiedener Sturzschuttakkumulationen im Gebiet belegen. Bei den im Bachbett des Trangdalselv in großer Zahl anzutreffenden Steinen und Blöcken handelt es sich teils um Sturzschutt aus den angrenzenden Felswänden, teils um (glazi-) fluvial verlagertes Material. Einige größere kantengerundete Gneis-, Granit- und Quarzitblöcke sind als Erratika zu deuten, die vom Inlandeis dorthin transportiert worden sind.

Zwischen den N-S streichenden Bergzügen Vuolusvarri (635 m) und Guovdesgielas (558 m) befindet sich der über eine teils lockermaterialbedeckte Felsschwelle entwässernde Avzejavri-See. Er füllt eine durch die pleistozänen Gletscher trogförmig ausgeschürfte, fluvial angelegte Talform mit ehemals V-förmigem Querschnitt. Die Fahrtroute verläuft dicht am östlichen Seeufer entlang und gestattet an zahlreichen Straßenanschnitten Einblicke in das Gefüge und die Körnungsverhältnisse der Lockersedimente auf den von Birkenwald bestandenen Unterhängen. Die Waldgrenze ist am steilen Osthang des Vuolusvarri in einer Höhenlage von rund 400 m ü. M. recht „scharf“ und geradlinig ausgeprägt, während sie an den W-exponierten Hängen des Guovdesgielas in Abhängigkeit vom Mesorelief und den edaphisch-hydrologischen Gegebenheiten, stellenweise in größere Baumgruppen zergliedert, in Höhenlagen zwischen 400 und 450 m ü. M. anzutreffen ist. Die zur Nalganas-Decke zählenden Festgesteine sind an den straßennahen Hängen weithin von 1-2 m mächtigen, stein- und blockreichen, sandig-schluffigen Grundmoränen-Ablagerungen bedeckt. An den Mittel- und Oberhängen tritt das Festgestein stellenweise in Gestalt von Fels- und Schichtköpfen zutage. In Mulden und tiefer eingeschnittenen Hangtälichen werden gelegentlich Lockersedimentmächtigkeiten von mehr als 5 m erreicht. Der Übergang vom Festgestein zum Lockersediment vollzieht sich nach Ausweis von Straßenanschnitten und Grabungsprofilen mitunter scharf, indem die Grundmoräne dem eisüberschliffenen Fels im Untergrund unmittelbar aufliegt. Häufiger ist jedoch eine Übergangszone aus stark verwittertem Festgestein entwickelt, die zu den hangenden moränischen Ablagerungen überleitet. Die Mächtigkeit dieser Übergangszone kann mehrere Meter betragen, wie straßennahe Aufschlüsse vermuten lassen. Oftmals bilden aus der Gesteinsverwitterung resultierender, scharfkantiger, steinreicher Detritus und Grundmoräne ein kompaktes, verfestigtes Gemisch, das sich mit Spaten und Hacke nur schwer aufbrechen und abtragen läßt, wie bei systematischen Bodenuntersuchungen (2001-2003) festzustellen war. Unter Birkenwald fanden sich vor allem Eisen- und Eisenhumuspodsole, vereinzelt mit kryoturbar deformierten Horizonten. An stärker geböschten Plätzen unterhalb langfristig Schmelzwasser liefernder Schneeflecken unterliegen die feinmaterialreichen Lockersedimente stellenweise gelisolifluidalen Massenbewegungen, die sich morphologisch vor allem in Gestalt von Schuttloben und -zungen manifestieren. Ferner finden sich an den Hängen, auch unter Birkenwald, Einzellerscheinungen wie Wander- und Bremsblöcke. An stärker geneigten Hangabschnitten wurden außerdem kleinere Erdrutsche und -schlipfe beobachtet, vorzugsweise in tonig-schluffigen Sedimenten. Außer als Grundmoränendecke an den Hängen tritt Moränenmaterial gelegentlich formbildend in Gestalt

von Hügeln und Wällen in Erscheinung. Die Formen in den tieferen Lagen zeichnen sich durch eine oberflächliche Stein- und Blockanreicherung aus. Das oberflächennahe Feinmaterial ist offenbar durch die Schmelzwässer des zurück weichenden spätweichselzeitlichen Inlandeises ausgewaschen worden. An einigen Plätzen sind größere glazifluviale Ablagerungen aus der Deglaziationsphase zu finden, deren Sedimente sortiert und geschichtet sind. Die Grobkomponenten sind stärker zugerundet, was auf einen längeren Transportweg durch die Gletscherbäche schließen läßt. Es dürfte sich vornehmlich um Delta-, Kame- und Osablagerungen handeln. Einige Terrassenkörper sind am östlichen Straßenrand angeschnitten; mehrere Wälle und Terrassenreste erstrecken sich spornartig bis in den Avzejavri. Der See wird vornehmlich durch den Abfluß des 3 km weiter südlich gelegenen, ca. 4 km langen Silisjavri-Sees (334 m) gespeist. Letzterer drainiert ein weit gespanntes, flachwelliges, seenreiches Moor- und Sumpfgebiet südwestlich von Solovomi, das im Westen an den über die Waldgrenze aufragenden, flachkuppigen Vuovdasvarri-Höhenzug (519 m) grenzt. Das Terrain ist abseits der Feuchtgebiete mit Birkenwald bestanden, in trockenen Kuppenlagen mit *Empetrum nigrum*- (Krähenbeer-), an den feuchteren Hängen mit *Vaccinium myrtillus*- (Heidelbeer-) Unterwuchs, während an den sich dendritisch verzweigenden Bachläufen oftmals Hochstauden-Birkenwald dominiert. Die Torfmächtigkeit in den Mooren variiert zwischen 0,5 und 2,0 m, wobei einige Moore Permafrostboden in Gestalt von Palsa-Hügeln enthalten, wie z. B. im Palsamoor Mielgirbuolza am Oberlauf des Salganjåkka-Baches. Die minerogene Moorunterlage besteht weithin aus Grundmoräne oder glazifluvialen Sedimenten. Sowohl am Ostufer des Silisjavri als auch am straßennahen Suolujåkka-Bach sind glazifluviale Os- und Terrassenreste erhalten. Auf den höheren straßennahen Moränen- und Terrassenresten am Ostufer des Avzejavri und Silisjavri sind während der letzten zwei Jahrzehnte zahlreiche Ferienhütten entstanden, die im Sommer als Ausgangspunkte für Wander- und Angeltouren, im Frühjahr für Ski- und Schneemobiltouren sowie zum Eisfischen im nahe gelegenen See genutzt werden. Das Gebiet dient vor allem den Einwohnern von Alta als leicht und schnell (innerhalb einer Stunde) erreichbares Naherholungsziel. Außer den privaten Ferienhütten fungiert die Suoluvuobme-Fjellstue am Schnittpunkt der R 93 mit der alten Schotterstraße Alta - Kautokeino als Basis für Outdoor-Aktivitäten im Sommer und Frühjahr. Auf der im Sommer zum Zelten genutzten Grasfläche nahe der Fjellstue sind im April, wenn die Polarnacht beendet ist, die Sonne bereits hoch über dem Horizont steht und dadurch Licht und Wärme spendet, bis zu 50 geparkte Wohnmobile und Caravans anzutreffen, wobei das Einzugsgebiet nach Ausweis der Fahrzeug-Kennzeichen mit Nordtroms und Westfinnmark weit über den Umkreis von Alta hinaus reicht.

3.3.4. Solovomi – Masi

Südlich von Solovomi und des Kaledonischen Deckenbaus nimmt die Reliefenergie ab und die Landschaft wird flachwelliger. Nur wenige Bergkuppen erstrecken sich über die Waldgrenze. Auf dem Streckenabschnitt Solovomi - Masi verläuft die Exkursionsroute in Höhenlagen von 350-450 m ü. M. Das Makrorelief ist durch N-S orientierte, 50-100 m hohe, zugerundete, von einer dünnen Grundmoränendecke überzogene Felsrücken geprägt, die durch mehrere Kilometer lange Seebecken getrennt sind. In den Geländedepressionen findet sich eine Vielzahl von kleinen Seen und Mooren. Die bewaldeten Bergrücken versperren die Sicht auf das nur 3-5 km weiter östlich, parallel zur Straße verlaufende Tal des Altaelv. Der Fluß ist hier durch den Staudamm des Altaelv-Kraftwerkes zu zwei Seen (Virdnejavri und Latnetjavri) aufgestaut worden, die durch den Engpass von Virdneguoika miteinander in Verbindung stehen. Der Stand des Wasserspiegels schwankt zwischen 200 und 265 m ü. M. Die bewaldeten, vornehmlich in Schiefergesteinen, Meta-Arkosen und Quarziten angelegten, stellenweise von Diabasgängen durchsetzten Steilhänge und Wände der Schlucht überragen den Wasserspiegel um 100-150 m. Rund 3 km vor der nördlichen Abfahrt zur kleinen samischen Siedlung Masi (Maze) passiert die Exkursionsstrecke, von der Straße aufgrund der vorherrschenden niedrigen (Zwerg-) Strauchvegetation gut sichtbar, ein kleines Palsamoor (Ellenbalsat). Es enthält hauptsächlich Plateaupalsas, die sich 1-2 m hoch über die Moorumgebung erheben. Um das straßennahe Moor zu erreichen, muß der schmale Roavvejåkka-Bachlauf überquert werden, was nach der Schneeschmelze unproblematisch ist. Südlich des Palsamoores befinden sich nahe der nördlichen Abfahrt in das Masi-Tal mehrere durch Drainage, Entfernung der natürlichen Birkenwald-Vegetation und Einebnung des Terrains aufbereitete größere Flächen, die unter Verwendung erheblicher

Mengen an Kunstdünger als Mähwiesen zur Produktion von Gras und Heu für Rinder und Rentiere genutzt werden. Nach dem Passieren der Abfahrt hat man vom Parkplatz auf der Bojaroavvi-Anhöhe (ca. 360 m ü. M.) Richtung Süden eine hervorragende Aussicht auf das tief in die flachwellige Finnmarksvidda-Hochfläche eingeschnittene, breite, relativ dicht besiedelte Masi-Tal im Vordergrund sowie den weiteren Talverlauf im Hintergrund (vgl. Foto 29). Der Fluß, der südlich der durch den Damm des Alta-Kraftwerkes aufgestauten Seen Virdnejavri und Latnetjavri Kautokeinoelv (Eatnu) heißt, wird an seinem Westufer von einem dichten, naturgeschützten Auwald gesäumt. Die oberhalb des in einem breiten Schotterbett fließenden Flusslaufes und der periodisch überschwemmten Aue gelegenen Terrassen werden landwirtschaftlich als Mähwiesen und Viehweiden genutzt. Gut 1 km weiter südlich, noch vor der südlichen Abfahrt von Masi, befindet sich ein Campingplatz, der als Ausgangspunkt für zwei längere Wanderungen dienen kann, die einen Überblick über den periglaziären und glaziären Formenschatz im Umkreis von Masi vermitteln. Darüberhinaus lohnt sich ein kurzer Abstecher zu einer Kiesgrube am Westrand der Straße (gegenüber der Abfahrt, noch vor der Mazejåkka-Brücke), deren Abbauwände Informationen zum Aufbau einer lokalen Deltaterrasse nahe der Einmündung des Mazejåkka-Flusses in den Kautokeinoelv liefern. Dort ist allerdings Vorsicht geboten, da der aufgelassene Teil der Kiesgrube gelegentlich für Schießübungen zur Elchjagd genutzt wird (rote Flagge). Die beiden längeren Wanderungen bilden zusammen ein ca. 7,5 km umfassendes NW-SO verlaufendes Landschaftstransect zwischen der Storoaivi-Bergkuppe und dem Girkucákka-Gipfel (448 m), das Hinweise auf die aktuelle und frühere Morphodynamik gibt, aber auch Kenntnisse zu den Vegetations- und Bodentypen im Gebiet vermittelt (vgl. komprimierte und verkürzte Darstellung in MEIER, THANNHEISER, WEHBERG & EISENMANN 2005 sowie Abb. 15).



Foto 29: Blick vom Parkplatz Bojaroavvi (ca. 360 m ü. M.) nach Süden in das tief in die flachwellige Finnmarksvidda-Hochfläche eingelassene, breite, relativ dicht besiedelte Masi-Tal. Der Kautokeinoelv wird an seinem Westufer von einem dichten, naturgeschützten Auwald gesäumt. Die oberhalb der periodisch überschwemmten Aue gelegenen Terrassen werden als Mähwiesen und Viehweiden genutzt. Die Häuser der überwiegend samischen Bevölkerung sind entlang der Dorfstraße auf einem höheren Terrassenniveau angelegt. 19.6.2001

Um zum Girkucákka-Berg und zum Aussichtspunkt an der Habatbakti-Steilwand zu gelangen, fährt man über die südliche Abfahrt und die Dorfstraße von Masi zur Brücke über den Kautokeinoelv und parkt das Fahrzeug in Brückennähe. Die Abfahrt überquert im ersten Abschnitt glazifluviale Lockersedimente. Ein Teich im kuppigen Terrain zwischen Campingplatz und Straße läßt sich als wassergefülltes Söll interpretieren. An der Straßengabelung im südlichen Ortsteil folgt man der Dorfstraße in nördlicher Richtung. Die Trasse verläuft zunächst zwischen Mähwiesen und einzelnen Häusern und Gehöften auf einer fluvialen Terrasse wenige Meter oberhalb des während der Schneeschmelze überfluteten Bereiches und steigt nach dem Überqueren des Varitjåkka-Baches leicht an. Die Terrasse grenzt hier mit einem bis zu 10 m hohen Steilhang an die waldbestandene, vom Bach durchflossene, bis in die 1960er Jahre als Viehweide (Kühe, Schafe, Ziegen) genutzte Talau. Die Vegetation besteht auf den etwas höher gelegenen, trockeneren Standorten in Straßennähe aus Birkenwald mit bis zu 150 Jahre alten Bäumen, in Flußnähe vor allem aus Weidengebüsch. Infolge der periodischen saisonalen Überflutung und der damit verbundenen Instabi-

lität der Substrate (Akkumulation und Erosion insbesondere von Feinsedimenten durch die fluviale Dynamik) ist eine ungestörte, kontinuierliche Bodenentwicklung in der Aue kaum möglich. In Abhängigkeit vom Grundwasserspiegel, der Substratdurchfeuchtung, dem Nährstoffgehalt der Sedimente sowie der für die bodenbildenden Prozesse zur Verfügung stehenden Zeit sind in diesem jahreszeitlich überschwemmten Bereich verschiedene Bodentypen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien zu finden, wie z. B. Syrosemi (Rambla), Regosole (Paternia), Braunerden (Vega) sowie Moor- und feuchte Gleyböden (vgl. Abb. 15). Ein kurzer Besuch der Flußaue ist zu empfehlen; Bodenprofile dürfen dort allerdings nicht mehr gegraben werden, da der Auwald aufgrund seiner Ursprünglichkeit in Finnmark eine Besonderheit darstellt und seit 2007 als Naturreservat ausgewiesen ist. Die weitere Fahrt zur Brücke erfolgt auf einer steil an den Flusslauf grenzenden fluvialen Terrasse, die auch den Ortskern von Nord-Masi mit wichtigen Funktionen trägt (z. B. Laden, Tankstelle, Cafe, Anleger für Flußboote, Helikopter-Landeplatz, Kirche, Friedhof; Schule auf höherer Terrasse). Nach dem Passieren des Ladens setzt man die Fahrt auf der Dorfstraße in nördlicher Richtung flußparallel fort und biegt nach dem Überqueren des Roavvejåkka-Baches nach Osten zur Brücke ab. Von der Brücke hat man eine hervorragende Aussicht auf den Kautokeinoelv, insbesondere flussabwärts. Das westliche, steile, an einigen Stellen fluvial unterschrittene und in Rückverlegung begriffene, vegetationsfreie Flussufer gewährt Einblicke in den sedimentologischen Bau und die Lagerungsverhältnisse des vornehmlich aus sandigen Ablagerungen bestehenden Terrassenkörpers.

An der Brücke verläßt man die Straße und wandert dicht am östlichen Flussufer in südlicher Richtung. Der breite, gut zu begehende Weg verläuft überwiegend im Birkenwald; in feuchten Geländedepressionen wird stellenweise Weidengebüsch durchquert. Das Substrat besteht vornehmlich aus blockreicher, sandig-schluffiger Grundmoräne sowie fluvialen und glazifluvialen, sandig-kiesigen Terrassensedimenten. Kürzere Wegabschnitte sind vermoort, versumpft oder neigen nach heftigen Regenfällen zur Bildung von vernäbten Bereichen, insbesondere wenn sich ein Wasserstauer im Untergrund befindet, wie eine tonig-schluffige Sedimentlage oder wasserundurchlässiger Fels. Es empfiehlt sich daher die Verwendung oder Mitnahme von Wander-Gummistiefeln oder hohen Bergschuhen. Der südliche Teil des Pfades diente früher als Traktorweg; heute wird der Weg auf seiner gesamten Länge für Fahrten mit Fourwheelern zum Jaggen, Fischen und Brennholz-Transport genutzt, so dass zerfahrene und verschlammte Passagen mit tiefen, wassergefüllten Spurrillen gelegentlich vorkommen können. Nach rund 1,5 km erreicht die Exkursionsroute den alten Friedhof von Masi; danach wird eine alte, zerfallene Lappenkota mit kleiner Mähwiese passiert. Nach rund einem weiteren Kilometer kreuzt der Weg den nordwestlichen Abfluß des Njukajavri-Sees (341 m). Hier muß der Pfad in östlicher Richtung verlassen werden. Der Aufstieg zum Girkucåkka-Gipfel (448 m) umfasst ca. 150 Höhenmeter und ist leicht zu bewerkstelligen. Dabei werden moosreicher *Myrtillus*-Birkenwald und flechtenreicher *Empetrum*-Birkenwald sowie einige versumpfte Bereiche durchwandert. Der wind- und kalteexponierte Berggipfel ragt über die Waldgrenze hinaus und weist nur eine niedrige Vegetation aus Zwergsträuchern und einzelnen verkrüppelten Birken auf. In Abhängigkeit von der Vegetationsbedeckung, den Substrateigenschaften sowie den Nährstoff- und Feuchteverhältnissen sind entlang der Route unterschiedliche Bodentypen entwickelt, die sich anhand kleiner Profilgrabungen mit einem Klappspaten leicht studieren lassen. Unter Birkenwald dominieren Eisen- und Eisenhumuspodsole, in feuchten Hangmulden Gleye und Moorböden, an einigen Plätzen Colluvisole. Felsflächen am Berggipfel deuten an, dass das im Untergrund anstehende Festgestein bis dicht an die Erdoberfläche reicht. Daher sind nur dünne Nanopodsole und Podsol-Regosole entwickelt, ferner Syrosemi im Locker- und Festgestein (vgl. MEIER, THANNHEISER, WEHBERG & EISENMANN 2005 sowie Abb. 15). Vom Berggipfel hat man nach Westen Aussicht auf das südliche Masi-Tal im Vordergrund, das bewaldete Varitjåkka-Tal jenseits des tief eingeschnittenen Flusstales sowie die waldfreie, zur unteralpinen Vegetationsstufe zählende flache Stuoroaivi-Bergkuppe im Hintergrund. Die Rückkehr zum Wanderweg erfolgt auf derselben Route wie der Aufstieg zum Gipfel, um schwierige Bach- und Moorquerungen zu vermeiden.

Nach dem Passieren des nordwestlichen Njukajavri-Abflusses steigt der Wanderweg bis in eine Höhe von ca. 335 m ü. M. an, ehe der Hauptabfluß des Sees überquert werden muß. Dies geschieht auf einer wasserüberspülten, morphologisch harten Gesteinsbank, über die der Bach an einem eindrucksvollen Wasserfall in eine tiefe Schlucht stürzt. Die Bachquerung ist bei normalen Abflußverhältnissen mit hohen

Gummistiefeln trockenen Fußes möglich. Bei stärkerem Abfluß müssen Schuhe und Strümpfe ausgezogen werden, so dass die Mitnahme eines Handtuches zu empfehlen ist. Der ca. 20 m breite, rasch fließende Bachlauf ist mit Hilfe eines Stockes am leichtesten zu bewältigen, um einen Sturz in das kalte Wasser zu vermeiden. Die Felsoberflächen sind stellenweise mit Algen und Moosen überzogen und daher glatt. Die Bachquerung ist dennoch ungefährlich. Sie wurde mit zahlreichen Studentengruppen als besonderes Spektakel erfolgreich durchgeführt. Der Wasserfall läßt sich vom südlichen Bachufer aus von einem Felsvorsprung rund 20 m unterhalb der Watstelle am besten einsehen und fotografieren (vgl. Foto 30). Nach der Bachquerung steigt der Wanderweg im Birkenwald bis zu einer Weggabelung kurz vor dem Erreichen des Duolbasaiva-Sees (362 m) an. An die Stelle des relativ dichten, flechtenreichen *Myrtillus*-Birkenwaldes tritt mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel stellenweise ein lichter, flechtenreicher *Empetrum*-Birkenwald, insbesondere auf nährstoffarmen, trockenen Substraten, wie z. B. Flugsanden. Die Mächtigkeit der Podsolböden verringert sich ebenfalls; außer Voll-Podsolen finden Nanopodsolen größere Verbreitung. Um zum Aussichtspunkt an der Habatbakti-Steilwand zu gelangen, muß der Wanderweg an der Weggabelung erneut verlassen werden (die westliche Wegvariante führt hinab zum Kautokeinoelv, die östliche zum Binnejavri-See). Dies geschieht in südwestlicher Richtung. Nach einer rund 2 km langen Wanderung westlich des Duolbasaiva über die Anhöhe 387 m erreicht man den hinter Birkengebüsch versteckten Aussichtspunkt am Rande der Steilwand. Zwischen der Weggabelung und dem Aussichtspunkt wird überwiegend moosreicher *Myrtillus*- und *Empetrum*-Birkenwald durchwandert. Die Bergbirke (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*) tritt vornehmlich in monokormer (einstämmiger) Gestalt in Erscheinung. Die Bäume erreichen Höhen von 5-6 m. In der Strauchschicht finden sich außer *Juniperus* verschiedene *Salix*-Arten. In ostexponierter Lage im Lee der einige Meter über das Hinterland aufragenden Steilwand sind auffällig viele alte Bäume anzutreffen, deren dicke Stämme bereits Anzeichen von Kernfäule zeigen. Am Boden liegen zudem zahlreiche, in Zersetzung begriffene und mit Moosen und Pilzen bedeckte Baumstämme, die weit fortgeschrittene Zerfallsstadien repräsentieren. Die Lokalität zeichnet sich im Winter durch eine große Schneemächtigkeit aus, was sich u. a. auch in der großen Anzahl der durch die Schneelast beschädigten Bäume (Schneebruch) widerspiegelt. Im Sommer fördert die durch das Schneeschmelzwasser und den dichten, undurchlässigen Fels im Untergrund verursachte hohe Durchfeuchtung der Lockersedimentdecke die Zersetzung der Biomasse. Als Bodentypen sind an vergleichsweise trockenen Standorten Eisenhumuspodsolen und Humuspodsolen entwickelt, während an Plätzen mit hohem Grundwasserstand und Staunässe Gleyböden vorherrschen. An den feuchtesten Standorten in Ufernähe des Duolbasaiva-Sees und südlich der Anhöhe 387 m dominieren echte Moorböden.

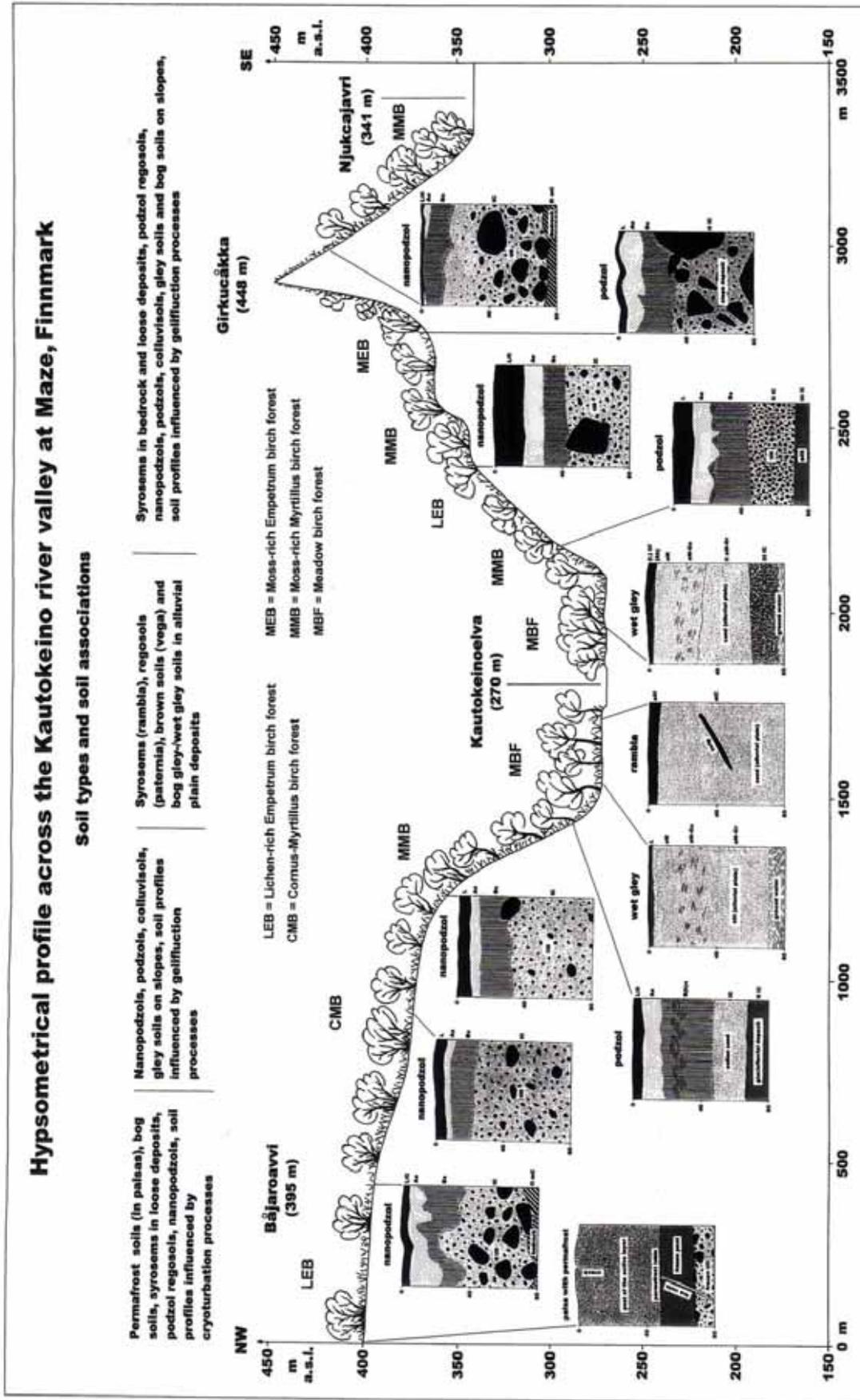


Abb. 15: Vegetations- und bodengeographisches Querprofil durch das Tal des Kautokeinoelv bei Máze, Norwegisch-Lappland (ergänzt nach MEIER, THANNHEISER et al. 2005)



Foto 30: Der Njukcåjåkkå-Bach überwindet zwischen dem Njukcåjavri-See (341 m) und dem Kautokeinoelv auf rund 1 km Länge einen Höhenunterschied von rund 70 m. Er hat sich durch rückschreitende Erosion tief in den Felsuntergrund eingeschnitten und bildet mehrere Wasserfälle. Der Bach kann an einer Furt über eine wasserüber-spülte, morphologisch harte Gesteinsbank überquert werden. Im Bildhintergrund ist der Girkucåkkå-Berggipfel (448 m) zu erkennen. 30.8.2004

Der Steilabfall zum Flussbett des Kautokeinoelv (Hababakti) mit dem Aussichtspunkt an seinem oberen Rande ist in morphologisch harten quarzitischen Gesteinen („Masi-Quarzit“) mit zwischengeschalteten kalkigen Lagen angelegt (vgl. Abb. 16 u. 17). Der Quarzit hat eine weiße, grauweiße oder rosa Farbe und ist gewöhnlich als Folge eines unterschiedlichen Feldspat- oder Schwermineralgehaltes fein laminiert (vgl. SOLLI 1983). Der größte Teil des Masi-Quarzites läßt sich als feldspatführender Quarzit klassifizieren. Die Gesamtmächtigkeit des Quarzites beträgt 500-1000 m. An der Basis des Masi-Quarzites befindet sich ein Konglomerat mit Gneis- und Quarzgeröllen in einer kalkig-arkosischen Matrix. Lokal ist der Quarzit von chromhaltigem Glimmer-Fuchsit durchsetzt, der dem Gestein insgesamt oder stellenweise als Bänderung eine grüne Farbe verleiht (vgl. SOLLI 1983). Im letzten Falle wird der Quarzit aufgrund seiner attraktiven Erscheinung als Zierstein abgebaut, z. B. als Verblendung für Gebäudefassaden oder als Grabmonument (vgl. Masi-Quarzit-Steinbrüche nahe der Vuolgamåsjåkkå-Lokalität). Das Gestein ist am Steilabfall stark verwittert. Die Felswand ist infolge der kaltklimatischen Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge in zahlreiche Rinnen und Felsköpfe zergliedert. Am Wandfuß finden sich grobkörnige Sturzschtuttablagerungen sowie feinkörnigeres Material, das durch Abspülung und Lawinentätigkeit abwärts verlagert worden ist. Vom Aussichtspunkt hat man nach Norden eine exzellente Sicht auf das breite Masi-Tal und das Delta des Mazejåkkå an der Einmündung in den Kautokeinoelv. Dessen Bett enthält flussaufwärts vom Delta zahlreiche vegetationsfreie, während der Schneeschmelze überflutete Sandbänke. Im Nordwesten ist der waldlose Ceavresnjunnas-Berggrücken mit dem Stuoroaivi als höchstem Punkt zu erkennen. Rund 80 m unterhalb des Aussichtspunktes befindet sich der Wasserspiegel des Kautokeinoelv (272 m ü. M.), dessen Bett durch zahlreiche, überwiegend in Fließrichtung verlaufende Lockersedimentwälle gegliedert ist. Das Tal des Kautokeinoelv wurde bereits vor dem Pleistozän entlang einer geologisch-tektonischen Störungszone an einer Schar von Verwerfungen angelegt. Diese präglaziale, tertiäre oder ältere Tal-Vorform mit vermutlich V-förmigem Querschnitt wurde von den pleistozänen Gletschern ausgeschürft und vertieft. Während der Deglaziation fungierte das Tal als eine der Hauptabflußbahnen der Schmelzwässer Richtung Norden, zuletzt im Weichsel-Spätglazial. Die stellenweise bis zu 30 m hohen und mehr als 1 km langen, mit Birkenwald bestandenen, den Flusslauf zerteilenden und mehrere wassergefüllte Becken ausgliedernden Wälle repräsentieren Osrücken, deren Sedimente in Tunneln unter dem nach Süden zurückschmelzenden Inlandeis akkumuliert worden sind (vgl. Foto 31). Die Oswälle bilden den nördlichsten Ausläufer einer lang gestreckten Oslandschaft entlang des Kautokeinoelv. Die glazifluvialen Sedimente südlich des Mazejåkkå-Deltas sind sortiert, geschichtet und bestehen vornehmlich aus Sanden und Kiesen mit kleineren Linsen aus tonig-schluffigem Feinmaterial. Die Lockersedimente wurden vom

rezenten Flusslauf an mehreren Stellen unterschritten, wodurch die Hänge der Oswälle steil gehalten werden. An solchen natürlichen Aufschlüssen läßt sich der innere Aufbau der Wälle mitunter gut studieren. Am östlichen Rand des Talbodens sind die glazifluvialen Ablagerungen stellenweise von Sturzschutt überlagert, der aus der Habatbakti-Steilwand stammt, wobei die größten Partikel aufgrund der größeren beim Absturz entwickelten Bewegungsenergie am weitesten gerollt sind. Ein Abstieg vom Aussichtspunkt an den Fußbereich des Steilabfalles ist gefährlich und ohne Seilsicherung nicht zu empfehlen. Der Rückweg zur Brücke über den Fluß und zum Campingplatz im südlichen Ortsteil von Masi erfolgt auf der derselben Route wie der Hinweg.

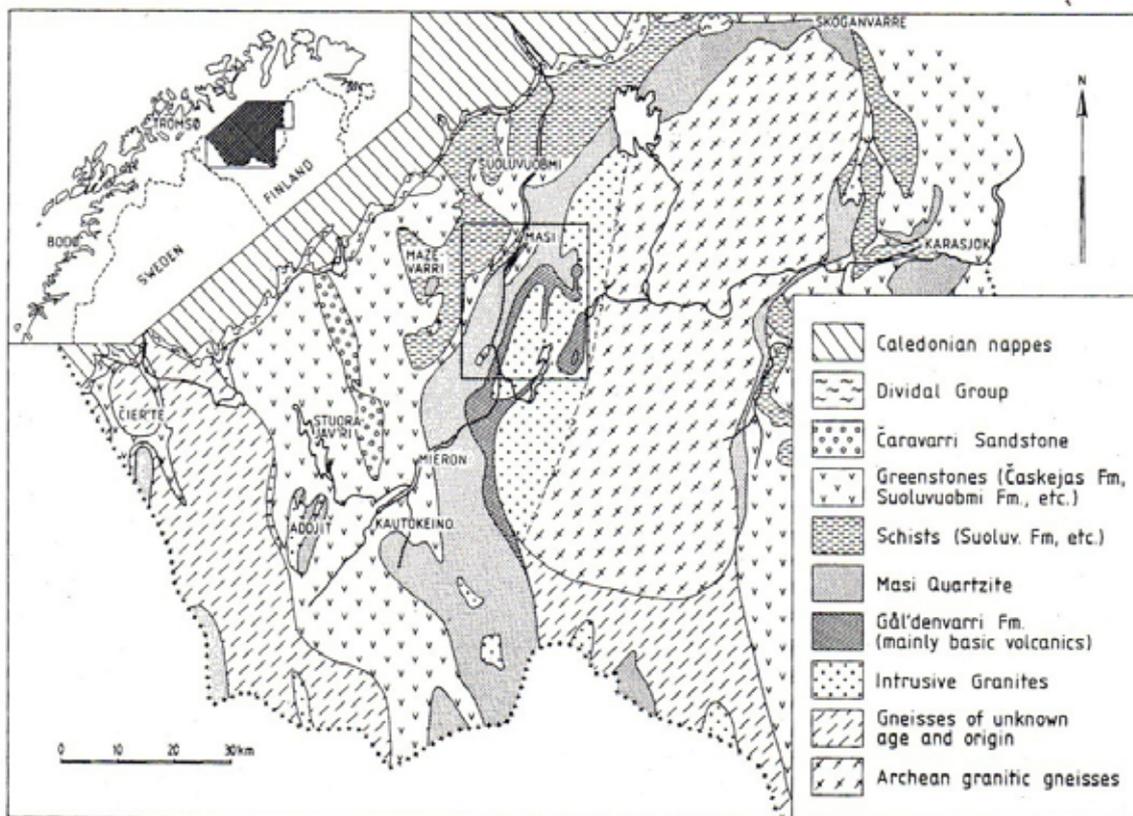


Abb. 16: Geologische Übersichtskarte der südlichen Finnmarksvidda (aus SOLLI 1983)

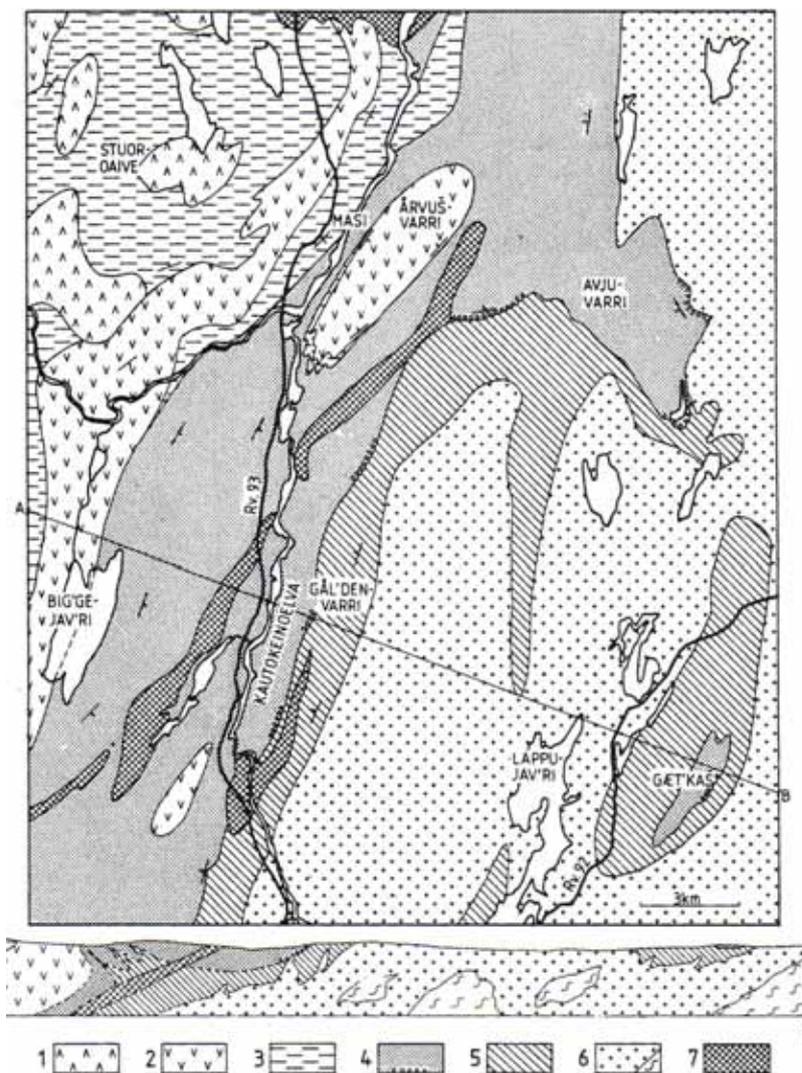


Abb. 17: Vereinfachte geologische Karte des Masi-Gebietes. 1. Metagabbro, 2. Metabasalt, 3. Glimmerschiefer, 4. Masi-Quarzit, 5. Metabasalt, 6. Granit, Gneis, 7. Albit-Diabas; 1-3 Suoluvuobmi-Formation, 5 Gäldenvarri-Formation (aus SOLLI 1983)



Foto 31: Blick vom Aussichtspunkt an der Habatbakti-Steilwand Richtung Süden in das Tal des Kautokeinoelv. Das Flussbett ist durch zahlreiche, vorwiegend in Fließrichtung verlaufende Oswälle gegliedert. Während der Deglaziation am Ende der Weichsel-Eiszeit diente das Tal als eine der Hauptabflussbahnen der Schmelzwässer vom Eisrand Richtung Norden. Die aus Sanden und Kiesen bestehenden, bis zu 30 m hohen Wälle wurden in Tunneln unter dem nach Süden zurückschmelzenden Inlandeis akkumuliert. 22.8.2001

Die Wanderexkursion zur Stuoroaivi-Bergkuppe beginnt an der R 93, wo ein Eisentor im Rentierzaun am westlichen Straßenrand Zugang zur Abfahrt der alten Schotterstraße Alta - Kautokeino nach Masi bietet. Die Schottertrasse der Zufahrt steigt auf den ersten 0,5 km um ca. 50 m an und wird dort vom abfließenden Schneeschmelzwasser immer wieder durch Materialabspülung und Rillenbildung beschädigt, aber nicht mehr repariert, so dass eine Befahrung der Strecke mit dem Pkw kaum möglich ist. Die Route verläuft im ersten Abschnitt parallel zum Varitjokka-Bachlauf, der dem Varitjavri-See (446 m) Richtung Kautokeinoelv entwässert. In den Birkenwald sind zahlreiche Moore eingestreut. Außer moosreichem *Myrtillus*- und *Empetrum*-Birkenwald findet sich *Cornus-Myrtillus*-Birkenwald sowie Hochstauden-Birkenwald entlang des Bachlaufes. Der Anteil von *Cornus suecica* (Schwedischer Hartriegel) im Wald hat infolge der größeren Niederschlagsmengen im Laufe der letzten fünf Jahrzehnte deutlich zugenommen. In Waldgrenznähe, in Höhenlagen von 450-480 m ü. M., dominieren lichte, flechtenreiche *Empetrum*-Birkenwälder aus polykormen (vielstämmigen) Bergbirken. Die im Untergrund anstehenden Festgesteine, in Straßennähe vornehmlich Quarzite und Glimmerschiefer, werden weithin von einer sandigen, stein- und blockreichen Grundmoränendecke überlagert, die in Mulden mehrere Meter Mächtigkeit erreicht, und die nur inselhaft von kleineren Felsköpfen durchragt wird. Unter Birkenwald bilden Eisen- und Eisenhumuspodsolen mit 5-10 cm mächtigen Humushorizonten den vorherrschenden Bodentyp. Entlang des Bachlaufes sowie in feuchten, versumpften oder vermoorten Geländedepressionen sind Gleye und Moorböden entwickelt. In den vorwiegend flachgründigen Mooren sind kleinere Pounufelder aus bis zu 0,5 m hohen Torfbülten anzutreffen, die nach Ausweis zahlreicher Grabungen keine Permafrostkerne enthalten. An Plätzen mit langfristiger, periodischer Wasserüberstauung und dadurch bedingter Vegetationsfreiheit sind gelegentlich Steinnetzwerke zu beobachten, deren Aktivitätsgrad sich nur schwer feststellen läßt. Risse in den Feinmaterialkernen und frisch aufgedrungenes schluffig-sandiges Material zeugen von einer gewissen frostdynamischen Aktivität der Muster. In höheren Lagen, im Waldgrenz-Ökoton und darüber, ist die Lockermaterialbedeckung des Festgesteins (Glimmerschiefer, Basalt; am Storoaivi-Top vornehmlich Metagabbro) geringmächtiger. Unter Zwergstrauch-Vegetation bilden Nanopodsolen den vorherrschenden Bodentyp. Solche Zwergpodsolen sind auch im Birkenwald in größerer Verbreitung anzutreffen, insbesondere in Höhenlagen ab 350 m ü. M., was möglicherweise als Indiz für eine ehemals tiefere Lage der Waldgrenze zu deuten ist. Sie treten dort unter allen vier ausgewiesenen Birkenwaldtypen auf, allerdings vorzugsweise unter lichtem, flechtenreichem *Empetrum*-Birkenwald, dessen relativ spärliche Strauch- und Krautschicht vergleichsweise wenig Biomasse für die Zersetzung und Bodenbildung bereitstellt und dadurch die Entwicklung mächtiger Bodenprofile vom Voll-Podsol-Typ behindert, selbst wenn die klimatischen Rahmenbedingungen im Birkenwald günstiger sind als oberhalb der Waldgrenze.

Auf der Duottarvaritvarri-Stuoroaivi-Bergkuppe (507 / 545 m) ist die Grundmoränendecke geringmächtiger, was u. a. zahlreiche Felsköpfe, -rippen und -schichten entlang der Wanderroute andeuten. Dennoch finden sich stellenweise kleinere, 5-10 m hohe Moränenhügel im flachwelligen Terrain, die offenbar Lockermaterialakkumulationen in gletschermühlenähnlichen Hohlformen im weichselzeitlichen Inlandeis repräsentieren, die bis in die Gegenwart überdauert haben. Die niedrige Zwergstrauch-Vegetation in der unteralpinen Stufe erleichtert die Sicht auf den geomorphologischen Großformenschatz sowie die glaziären und periglaziären Meso- und Kleinformen im Gebiet. An der Straßengabelung nahe des Stuoroaivi-Gipfels folgt die Exkursionsroute der alten Schotterstraße in nördlicher Richtung (nach Solovomi), wo unweit eines Rentierkral's ein reichhaltiges periglaziäres Formeninventar entwickelt ist. Nach ca. 200 m passiert die Straße einen kleinen Lockermaterialhügel, dessen sedimentologischer Bauplan in einer alten Kiesgrube aufgeschlossen ist. Unter der oberflächlichen stein- und blockreichen Moränendecke befindet sich ein Kern aus geschichteten kiesigen, sandigen und tonig-schluffigen Sedimenten. Die Morphogenese der Hügelform ist unklar; es könnte sich um die Füllung einer Hohlform im pleistozänen Inlandeis oder um einen Lockermaterial-Drumlin handeln. Allerdings zeigt die Hügelform keine Orientierung gemäß der Fließrichtung des Inlandeises mit flachem Proximal- und steilem Distalhang, was gegen eine Deutung als drumlinähnliche Ablagerung spricht. Einige hundert Meter weiter erreicht die Exkursionsroute mehrere runde, zusammenhängende, grün angestrichene Holzverschläge, die der Rentierscheidung dienen. Im Herbst werden die von den saftigen, kühlen, windigen, mückenarmen Weidegründen an der Finnmarksküste kommenden Rentiere dort zusammengetrieben, um die im Früh-

sommer geborenen Jungtiere durch die samischen Besitzer zu markieren und ältere Tiere zu schlachten. Letzteres erfolgt in jüngerer Zeit nur noch zur Deckung des Eigenbedarfs an Fleisch durch die Besitzer vor Ort; die überwiegende Mehrzahl der zur Schlachtung vorgesehenen Rentiere wird inzwischen am Rentierkral verladen und per Lkw zu den Schlachthöfen (z. B. in Kautokeino) transportiert. In früherer Zeit wurden alle Rentiere bei kaltem Herbstwetter von den Besitzern selbst geschlachtet. Davon zeugen mehrere Metallgestelle in der Nähe, an denen die Körper der getöteten Tiere zum Ausbluten aufgehängt wurden. Der Boden der Verschläge ist infolge der Düngung durch den Kot der eingeschlossenen Rentiere nährstoffreicher als in der Umgebung und weist daher ein dichtes grünes Pflanzenkleid auf. Schräg gegenüber des Rentierkral befindet sich zwischen der Schotterstraße und dem Vaksacorr-Bergrücken (471 m) eine N-S streichende Geländedepression, die mehrere kleine Seen und Palsamoore (ca. 455 m ü. M.) beherbergt. Diese werden durch einen Bachlauf nach Norden zum Duolbajavri-See entwässert. Die Palsahügel enthalten Permafrostboden und sind von der Straße aus leicht zugänglich. Um die trockenen Hügelkronen zu erreichen, müssen feuchte Moorabschnitte durchquert werden. Die Mitnahme von höheren Gummistiefeln ist daher zu empfehlen. Die offenen Wasserflächen am Rande der Palsahügel können mehrere Meter tief sein und sind nicht ungefährlich.

Bei den Palsahügeln in der lang gestreckten vermoorten und versumpften Senke handelt es sich vornehmlich um kleinere Kuppel- und Plateaupalsas (vgl. Foto 32). Die Kuppelpalsas erreichen Höhen von bis zu 1,5 m und Durchmesser von 15-20 m. Die flachwelligen Plateaupalsas sind bei Radien von bis zu 35 m 1,0-1,2 m hoch. Einige der Palsas stehen miteinander in Verbindung. Die Plateaupalsas sind weithin von einer dichten Zwergstrauch-Vegetation aus *Empetrum nigrum* ssp. *hermaphroditum* bedeckt. Dagegen tritt auf den Kronen der Kuppelpalsas großflächig der nackte Torf zutage. An den Palsaflanken wächst außer der Zwittrigen Krähenbeere (höhere, trockenere Standorte) auch *Betula nana* (windgeschützte Plätze) und Weidengebüsch (feuchte Hangfußbereiche). Die Oberflächen der meisten Palsas sind von einem Spaltennetz überzogen. Die Spalten sind auf den Kuppelpalsas zumeist breit und offen, auf den Plateaupalsas überwiegend schmal, wobei auch vegetationsbedeckte Flächen von ihnen zerschnitten werden. Die Genese der Spalten ist etwas unklar: Es kann sich sowohl um Dehnungs- als auch um Kontraktionsspalten handeln. Bei den Kuppelpalsas kommt es bei der Aufwölbung der Substratlagen über die Mooroberfläche zu Dehnungsvorgängen, infolge derer Risse und Spalten nahe der Oberfläche aufreißen können. An den Oberflächen der ebenen bis flachwelligen Plateaupalsas sind die Dehnungsvorgänge begrenzt; dort dürften die Spalten vornehmlich aus einer Kontraktion der Substrate als Folge einer tiefen Abkühlung bis weit unter den Gefrierpunkt resultieren (Frostspaltenbildung wie bei der Entwicklung von Eiskeilen). Eine derartige frostbedingte Spaltenbildung scheint bei allen morphologischen Palsatypen stattzufinden, wie langjährige Studien in Norwegisch und Schwedisch Lappland vermuten lassen (vgl. u. a. MEIER 1985, 1996, 2015). Die Spalten dienen als Leitlinien der Erosion und leiten oftmals den Palsazerfall ein. Sie zergliedern die Torflagen an der Palsaoberfläche in größere Blöcke, die auf dem gewölbten, gefrorenen Palsakern abwärts zum Palsarand gleiten und dort im Zuge der Permafrostauflösung in ihrem Inneren zerfallen, ein Prozeßgefüge, das vor allem an hoch aufgewölbten Kuppelpalsas auffällig in Erscheinung tritt. Am Rande vieler älterer Palsas befindet sich eine tiefe Wasseransammlung (Palsalagg), dessen relativ warmes Wasser den Auftauvorgang beschleunigt. Außer durch diese Blockerosion zerfallen die Palsas u. a. durch Absenkung der Permafrosttafel infolge Torfabtrag von Palsakronen durch deflatorische und abluale Prozesse nach einer Zerstörung der schützenden Vegetationsdecke, wobei letzteres hauptsächlich durch Viehtritt (Rentiere) initiiert wird. Ist die Vegetationsdecke erst einmal beschädigt, vergrößern sich diese Plätze rasch bis schließlich große Flächen von nacktem Torf eingenommen werden. Grabungen in einem Kuppelpalsa in der Nähe des Rentierkral (2001-2006) zeigten maximale sommerliche Auftautiefen von 70 bis 90 cm (vgl. Fotos 33-34). Die Spalten waren unterhalb der Permafrosttafel mit Eis gefüllt. Die Mehrzahl der Palsas wies deutliche Erosionsspuren auf und befand sich offenbar in einem fortgeschrittenen Zerfallsstadium. Es wurden nur ältere, „reifere“ Entwicklungsstadien beobachtet. Embryonale oder junge, wenige Jahre alte Palsas wurden an der Lokalität nicht angetroffen. Infolge des zyklischen Palsa-Entwicklungsganges (Entwicklungskreislaufes) sind in demselben Palsamoor häufig Aggradationsstadien (z. B. embryonale Palsas) und Degradationsstadien (z. B. Palsaruin in einem Thermokarstsee) vorhanden, nicht selten eng miteinander vergesellschaftet (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1988/89, 1991, 1996).

Das Fehlen jüngerer Aggradationsformen läßt vermuten, dass die fortgeschrittene Degradation der Palsas im Moor eine Folge der Klimaerwärmung seit Beginn der 1990 er Jahre ist (vgl. MEIER 2015), indem der Palsazerfall im Rahmen des natürlichen zyklischen Entwicklungsverlaufes beschleunigt worden ist.



Foto 32: Ca. 1,5 m hoher kuppelförmiger Palsa in einer vermoorten Senke auf dem Sturoaivi-Plateau an der alten Schotterstraße Solovomi-Kautokeino (ca. 470 m ü. M.). Die Oberfläche des Palsas ist durch Spaltenbildung in Torfböcke gegliedert, die an der geneigten Oberfläche des gefrorenen Palsakerns zum Palsarand rutschen und dort in den „Palsalagg“, eine tiefe Wasserrinne, gleiten und sich dort auflösen. Die Zwergstrauch-Vegetation weist auf der Palsakrone Lücken auf, die einen Torfabtrag durch Auswehung (Deflation) und Abspülung (Abluation) begünstigen. 30.8.2003



Foto 33: Grabung am Rande eines Kuppelpalsas auf dem Sturoaivi-Plateau, saisonale Auftauschicht (ca. 60 cm) entfernt. Die gewölbte Oberfläche des gefrorenen Palsakerns taucht steil und tief in das Grundwasser im Niveau des Palsalagg-Wasserspiegels ein – ein Beleg, dass die Verbreitung von Permafrost auf die torfbedeckten Palsahügel beschränkt bleibt und sich nicht bis in die minerogenen Lockersedimente der Hügelumgebung erstreckt. 2.9.2001



Foto 34: Nahaufnahme der freigelegten Permafrostoberfläche am Rande eines torfbedeckten Palsas auf dem Stuoroaivi-Plateau. Die klaffenden Spalten im saisonal aufgetauten Torfmantel haben häufig ihren Ursprung im Permafrostkern der Palsas. Sie können sowohl durch Dehnungsvorgänge beim Wachstum und bei der Aufwölbung der Hügel als auch bei Kontraktionsvorgängen im Substrat bei einer plötzlichen Abkühlung bis weit unter den Gefrierpunkt aufreißen. Die Eisfüllung der Spalten resultiert entweder aus dem Gefrieren von Schmelzwasser in den Spalten oder aus der Kondensation feuchter Luft, wobei die Eisbildung an den Spaltenwänden einsetzt und zur Spaltenmitte vordringt, wobei ein schmaler Spalt eisfrei bleiben kann. 2.9.2001

1-2 km nördlich und nordwestlich des Stuoroaivi-Gipfels sind in der unteralpinen Vegetationsstufe knapp oberhalb der im flachwelligen Terrain in zahlreiche verstreut anzutreffende Baumgruppen aufgelösten Waldgrenze verschiedene periglaziäre Formen entwickelt, teilweise in „lehrbuchhafter, idealtypischer“ Ausprägung. Außer kleineren Palsamooren mit Kuppel-, Strang- und Wallpalsas finden sich Pounus und Thufur. Die in Pounikkos vergesellschafteten Pounus (Torfbülten) treten vorzugsweise in den flachgründigen Randbereichen der Palsamoore auf, während die Palsas die tiefgründigeren zentralen Abschnitte besetzen. Ferner sind Pounus in versumpften und vermoorten Geländedepressionen abseits der Palsamoore zu beobachten. Die im ebenen Gelände kuppelförmigen, im 5-10° geböschten Gelände zumeist lang gestreckten Hügel sind 60-70 cm, gelegentlich bis zu 1 m hoch und dicht mit Zwergsträuchern und / oder Gräsern bewachsen. In den feuchteren Mulden und Rinnen zwischen den Hügeln wachsen zusätzlich verschiedene *Salix*-Arten. Die im Winter schneearmen, wind- und kälteexponierten Topbereiche der Hügel sind an einigen Plätzen abgeflacht und von Flechten bedeckt. Grabungen zufolge bestehen die Hügel ausschließlich aus Torf, wobei die Straten der minerogenen Moorunterlage unter den Hügeln nicht selten etwas aufgewölbt sind. Einzelne Hügel weisen Risse und schmale Spalten auf, die durch thermische Kontraktion oder Austrocknung des Torfes entstanden sein können. Die Hügel sind im „Normalfall“ im Sommer frostfrei. In kalten Jahren, wie z. B. 1981 und 1987, kann der winterliche Frostboden jedoch in den Hügelkernen den Sommer überdauern und stellt dann definitionsgemäß Permafrostboden dar, selbst wenn der Frostbodenkern schon im Laufe der darauf folgenden Sommer auftaut. Die leichte Aufwölbung der minerogenen Substratlagen an der Basis der Torflagen läßt vermuten, dass Übergangsformen zwischen Torfbülten (Pounus) und Erdbülten (Thufur) existieren. Solche Übergangsformen sind in verschiedenen Feuchtgebieten westlich der alten Schotterstraße in größerer Zahl anzutreffen. Frostdynamisch entstandene Erdbülten vom Thufatyp treten im Umkreis des Stuoroaivi vor allem in Mulden mit frostempfindlicher Feinsedimentfüllung und hohem Grundwasserstand auf, insbesondere über schluffig-sandigen Beckensedimenten. Die Erdbülten sind dicht- oder weitständig und erreichen Höhen von 70-80 cm. Die Formtypen sind jenen der Pounus vergleichbar. Die Vegetation besteht zumeist aus Gräsern. In Schutzlagen wächst gelegentlich *Betula nana*. Die wasserüberstauten Bereiche zwischen den Hügeln sind stellenweise mit niedrigen, 15-30 cm hohen Weiden bewachsen. Querschnitte durch die Hügel zeigen in geschichteten Substraten aufgebogene Sedimentlagen, wobei die Straten an einigen Plätzen durch seitlichen Druck „verwürgt“ erscheinen. Die kryoturpat deformierten Lagen sind verbogen, im Extremfall gefaltet oder sogar zerrissen. In den feuchtesten Muldenbereichen wird der minerogene Sedimentkern von einer Torflage ummantelt, deren Vegetationsbedeckung jener der Pounus ähnelt. Es ist offensichtlich, dass die Torflage

zusammen mit den darunter befindlichen minerogenen Sedimenten frostdynamisch über den Wasserspiegel des Sumpfes gehoben worden ist. Ein Vergleich der stratigraphischen Verhältnisse und der sedimentologischen Zusammensetzung des Mineralbodens in und zwischen den Bülden läßt vermuten, dass eine Verlagerung von Feinsedimenten, insbesondere von Schluffen, aus den Bereichen zwischen den Hügeln in die Thufur stattgefunden hat, was die Bildung der Hügelformen erklärt. Dagegen bleibt unklar, ob die Hügelentwicklung durch ein punktuell, durch Unterschiede in der Vegetationsbedeckung des Feuchtgebietes gesteuertes Eindringen der winterlichen Kältewellen kontrolliert wird. Bei den Übergangsformen zwischen Thufur und Pounus dürfte die frostdynamische Anhebung der minerogenen Substratlagen den entscheidenden Vorgang der Hügelbildung darstellen, sofern es sich um eine dünne Torflage handelt. Besteht der Hügel dagegen vornehmlich aus Torf und ist der Mineralbodenkern klein, könnten – wie im Falle der typischen Pounus (ohne Torfkern) – auch biologische Prozesse bei der Hügelentwicklung eine entscheidende Rolle spielen.

Außer Palsas und Kleinhügelbildungen sind südlich des Stuoroaivi-Gipfels auch Strukturböden anzutreffen, die durch eine frostdynamische Materialsortierung in Grob- und Feinmaterial gebildet worden sind. Die stein- und blockreiche, schluffig-sandige Grundmoräne scheint die Entwicklung derartiger Bodenmusterungen zu begünstigen. Es dominieren weitmaschige Steinpolygone sowie Feinerdeinseln in größerem Detritus. Im geböschten Gelände wurden auch hangabwärts verlaufende Steinstreifen beobachtet, die durch Streifen aus feinerem Material getrennt sind. Die Muster treten sowohl in Kuppen- als auch in Muldenlagen auf. Die Strukturböden auf trockenen Kuppen und Verebnungen sind inaktiv, wie das dichte Vegetationskleid der Feinmaterialbereiche (Zwergsträucher, Gräser) und die Flechtenbedeckung der Rahmensteine und -blöcke belegen. An stärker vernäbten Standorten zeigen die Feinmaterialbereiche häufig Anzeichen frostdynamischer Einwirkungen, wie z. B. Rißbildungen und jüngst aufgedrungenes Feinmaterial, wobei die Vegetationsdecke fehlt oder nur an wenigen Stellen erhalten ist. Auf den Kahlflächen einiger Steinpolygone ist eine Sekundärmusterung aus Rissen oder aus Polygonen aus kleineren Steinchen entwickelt. Die Rahmensteine und -blöcke sind jedoch in den meisten Fällen dicht mit Flechten bewachsen, was gegen Bewegungsvorgänge in jüngster Zeit spricht. Bei diesen Strukturböden scheint sich die Aktivität auf die Feinmaterialbereiche zu beschränken. Die Strukturböden in den periodisch während der Schneeschmelze wasserüberstauten Mulden und Bachuferlagen sind weitgehend vegetations- und flechtenfrei und stellen damit vermutlich die aktivsten Formen dar. Auf mehreren flachen, im Winter schneefreien, wind- und kälteexponierten Kuppen und Wällen sind muldenförmige, 30-40 cm breite, 5-10 cm tiefe, mit *Betula nana* ausgekleidete Spalten entwickelt, die von schmalen, maximal 1 m tiefen Eiskeilpseudomorphosen unterlagert sind, und daher die ehemalige Existenz eines kontinuierlichen Permafrostbodens bezeugen, obwohl sie an der Bodenoberfläche keine typischen „fossilen“ Eiskeilnetze bilden. Die lokalklimatischen und edaphisch-hydrologischen Bedingungen für die Eiskeilentwicklung waren offenbar nur in räumlich sehr begrenzten Geländepartien erfüllt, vermutlich unmittelbar nach der Deglaziation des Gebietes am Ende des Weichsel-Glazials. Der Rückweg von Stuoroaivi-Berg zur R 93 erfolgt auf derselben Route wie der Hinweg.

3.3.5. Masi – Gievdneguoika

Nach rund 1 km Fahrt Richtung Kautokeino überquert die Straße den Unterlauf des Mazejåkka. Von der Brücke aus hat man nach Osten einen hervorragenden Ausblick auf das Mündungsdelta in den Kautokeinoelv (Parkplatz am nördlichen Flussufer über die südliche Abfahrt nach Masi). Das breite Schotterbett des Mazejåkka wird nur während der Schneeschmelze weitflächig überflutet; gegen Ende des Sommers ist der Flusslauf in Brückennähe nur wenige Zehnermeter breit. Die Deltaoberfläche ist vornehmlich in Schottern angelegt. Der Hauptabfluß konzentriert sich auf wenige, bis zu 0,5 m tiefe Rinnen. Der Fluß entwässert den rund 10 km südwestlich von Masi gelegenen Biggejavri-See (381 m) sowie ein östlich des Carajavri gelegenes flachwelliges, weiträumiges Bergland, in dem während der Deglaziation große Mengen an glazifluvialen Sedimenten abgelagert worden sind. Nördlich der Einmündung des Mazejåkka weist das Flussbett des Kautokeinoelv zahlreiche Sandbänke auf, die die aus der Vereinigung der beiden Flüsse resultierende starke Sedimentbelastung des Flusslaufes widerspiegeln. Die Mehrzahl der Lockersedimentinseln ist entsprechend der ufernahen Talau durch eine dichte Vegetationsdecke „festge-

legt“ und vor erosiven Prozessen geschützt, doch existieren auch niedrige feinmaterialreiche Ablagerungen ohne Vegetationsdecke im Flussbett, die während der Schneeschmelze überspült und umgelagert werden. Während der Deglaziation konnten die Gletscherschmelzwässer erhebliche Sedimentmengen vom Rand des Inlandeises Richtung Eismeer transportieren. Nach Abschmelzen des Eises reichte die Wasserführung der Flüsse offenbar nicht mehr aus, um die in den Tälern akkumulierten Sedimente bis zur Küste weiter zu transportieren. Flüsse mit einem feinsedimentreichen Einzugsgebiet wie der Kautokeinoelv und der Mazejåkka (mit Zuflüssen) konnten die Sedimentlast nicht mehr bewältigen, insbesondere wenn das Gefälle gering war, so dass ein großer Teil der Fracht bereits unterwegs abgelagert wurde. Das Gefälle des Kautokeinoelv-Altalv-Flußsystems wurde mit Fertigstellung des Altalv-Staudammes Anfang der 1980er Jahre noch weiter verringert und die fluviale Dynamik verändert. Der größte Teil der vom Fluß transportierten Sedimente dürfte allerdings in den Seebecken von Latnetjavri und Virdnejavri abgesetzt werden.

Nach dem Passieren der Halbinsel Mazenjarga verläuft die Straße dicht am Ufer des Kautokeinoelv und eröffnet nach Osten den Blick auf mehrere hohe, mit Birkenwald bestandene und stellenweise vom Flusslauf angeschnittene Oswälle im seeartig verbreiterten Flussbett. Am gegenüber liegenden Flussufer ist die Habatbakti-Steilwand zu erkennen. Nach einem weiteren Kilometer Fahrt und einem Anstieg auf knapp 300 m ü. M. erreicht die Exkursionsroute einen kleinen Parkplatz am östlichen Straßenrand, von dem aus eine kleine aufgelassene Sandgrube zugänglich ist. In dieser wurden früher Flugsande auf einer glazifluvialen Terrasse abgebaut. Die Abbauwände sind heute verfallen und mit Weiden- und Birkengebüsch bewachsen. Am Nordostrand des Abbaugebietes befindet sich unweit des Kautokeinoelv-Steilufers ein ungestörtes, mit lichtem, flechtenreichem *Empetrum*-Birkenwald bewachsenes Dünenareal. Grabungen in diesem ca. 100 m vom Parkplatz entfernten Gebiet stießen auf gut entwickelte Eisenpodsol-Böden mit Profiltiefen von bis zu 1 m (vgl. Foto 35). Das Wurzelwerk der 5-7 m hohen polykormen Bergbirken ist weit verzweigt, erstreckt sich aber nur bis in 30-35 cm Tiefe, wie ein 7 m breites Grabungsprofil zeigte. Die organische Auflage über den Dünenansanden ist 3-7 cm mächtig, der Ah-Horizont wenige Zentimeter dick, wobei die geringsten Werte unter der flechtenreichen Zwergstrauch-Vegetation zwischen den weitständigen Birken gemessen wurden. Der Eluvial- und der Illuvialhorizont sind in den permeablen, wasser-durchlässigen Dünenansanden, die die Auswaschung und tiefenwärtige Stoffverlagerung, insbesondere von gelöstem Eisen, begünstigen, erwartungsgemäß gut entwickelt, selbst wenn die Substratdurchfeuchtung infolge der geringen Niederschläge im kontinentalen Klima (jährliche Niederschlagsmenge ca. 400-500 mm, davon die Hälfte in der frostfreien Periode) im Vergleich zur Küstenregion vergleichsweise gering ist. Ein Teil des während der Schneeschmelze bereitgestellten Wassers wird in den organischen Lagen gespeichert, die somit ein wichtiges Feuchtereservoir für die trockenen Monate des Jahres repräsentieren (vgl. MEIER, THANNHEISER, WEHBERG & EISENMANN 2005). Die Mitnahme eines Spatens beim Besuch der Lokalität und eine kleine Grabung nahe des inzwischen vermutlich verfallenen 7 m-Profiles sind zu empfehlen. Die Podsol-Böden sind „lehrbuchhaft“ ausgeprägt, und die wenig verfestigten äolischen Sande sind leicht und rasch zu durchdringen.



Foto 35: Bodenprofil-Grabung in einer Flugsand-Ablagerung unter lichtem, flechtenreichem *Empetrum*-Birkenwald. Das Wurzelwerk der 5-7 m hohen polykormen Bergbirken (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*) erstreckt sich im 7m breiten Profil weit verzweigt bis in 30-35 cm Tiefe. Eluvial- und Illuvialhorizont des Eisenpodsol-Bodens sind in den wasserdurchlässigen Dünenansanden, die die vertikale Verlagerung von gelöstem Eisen begünstigen, gut entwickelt. Die organische Auflage ist 3-7 cm mächtig, der Ah-Horizont wenige cm, wobei die geringsten Werte zwischen den weitständigen Birken erreicht werden. 8.9.2002

Die weitere Fahrt nach Kautokeino verläuft mehr oder weniger flußparallel im Birkenwald in Höhenlagen von 300-350 m ü. M., wobei sich an verschiedenen Stellen nach Osten interessante Ausblicke auf den Flusslauf und das gegenüber liegende Ufer ergeben. Fragmente von Oswällen im Flussbett sowie ein hoher, viele Zehnerkilometer langer Oswall am Ostufer belegen, dass das Tal des Kautokeinoelv bei der Deglaziation der westlichen Finnmarksvidda als wichtige subglaziäre Entwässerungsbahn fungierte. Die Oswälle haben eine Serie von Seen und Teichen vom Flusslauf abgeschnürt. Die Flussufer werden weithin von glazifluvialen und fluvialen Lockersedimenten gebildet. Das im Untergrund anstehende Festgestein tritt nur an sehr wenigen Plätzen an die Oberfläche. Die Straßentrasse verläuft in tieferen Lagen auf glazifluvialen Ablagerungen, in höheren Lagen auf moränenüberdecktem Festgestein. Die Berghänge westlich der Straße sind überwiegend von einer sandigen, stein- und blockreichen Grundmoränendecke überzogen, in der Fels nur inselhaft zutage tritt. Entlang der auf den Kautokeinoelv als Vorfluter eingestellten Bachläufe haben sich stellenweise Pounikko-Moore entwickelt, deren Pounus permafrostfrei sind. Unter Birkenwald-Vegetation sind Nano- und Voll-Podsole entwickelt. Nanopodsole wurden vornehmlich unter lichtem, flechtenreichem *Empetrum*-Birkenwald beobachtet, der vor allem auf übersandeten, windexponierten Terrassen und Bergkuppen zu finden ist. In den moosreichen *Empetrum*- und *Myrtillus*-Birkenwäldern dominieren Voll-Podsole, die als Eisen-, Eisenhumus- und Humuspodsole entwickelt sind. Letztere sind relativ selten; sie wurden nur in moosreichen *Myrtillus*-Birkenwäldern angetroffen, vorzugsweise in Wäldern mit hochstämmigen, monokormen, alten Bäumen. Solche Wälder kennzeichnen vor allem die windgeschützten, im Winter schneereichen Hänge der lockersedimentbedeckten, N-S streichenden drumlinähnlichen Bergrücken westlich der Straße.

11,5 km nach dem letzten Haltepunkt, etwa auf halber Strecke zwischen Masi und der Straßenabzweigung nach Karasjok bei Gievdneuoika, erreicht die Straße einen Rastplatz, von dem aus man freie Sicht auf den Wasserfall Pikefossen hat (vgl. Foto 36). Er bildet eine der wenigen Gefällsstufen im Längsprofil des Kautokeinoelv. Grundlage ist eine morphologisch harte Diabasbank an der Schichtgrenze Albit-Diabas / Metabasalt und Masi-Quarzit (vgl. SOLLI 1983; Abb.16), an der das Wasser des Kautokeinoelv aus einer Höhe von 295 m ü. M. 22 m in die Tiefe stürzt. Der Fluß ist an der Engstelle nur ca. 100 m breit. Der Wasserfall wurde vermutlich schon während der Deglaziation der binnenländischen Finnmark durch Schmelzwässer des nach Süden zurückweichenden weichselzeitlichen Inlandeises angelegt. In diese Richtung weisen die erheblichen Abmessungen des Wasserfalles, die sich durch rückschreitende Erosion im Postglazial nicht erklären lassen, legt man die gegenwärtigen Abflußverhältnisse zugrunde. Das Flussbett ist unmittelbar unterhalb des Wasserfalles tief ausgekolkt. Der Rastplatz befindet sich etwa 150 m flussabwärts des Wasserfalles am flachen Gleithang am Westufer des Flusses. Dort fällt das Schotterbett

gegen Ende des Sommers stellenweise trocken und erlaubt eine vorsichtige Annäherung an den Wasserfall.



Foto 36: Blick auf den Wasserfall Pikefossen zwischen Masi und Gievdneuoika. Er bildet eine der wenigen Gefällstufen im Längsprofil des Kautokeinoelv, verursacht durch eine morphologisch harte Diabasbank an der Schichtgrenze Albit-Diabas / Metabasalt und Masi-Quarzit (vgl. SOLLI 1983). Das Wasser fällt an der ca. 100 m breiten Engstelle 22 m in die Tiefe. Der Wasserfall wurde vermutlich schon im Zuge der Deglaziation des Gebietes von den nach Norden abfließenden Schmelzwässern des spätweichselzeitlichen Inlandeises angelegt. 18.6.2001

Nach dem Passieren einer großen aufgelassenen, flußnahen Kiesgrube in einem fluvialen Terrassenkörper verläuft die Exkursionsstrecke bis zur Straßenabzweigung nach Karasjok in einer stärker reliefierten Oslandschaft. Zwischen den lang gestreckten, von Birkenwald bestandenen Oswällen, von denen sich mehrere in nordsüdlicher Richtung bis weit in den Flusslauf erstrecken, finden sich zahlreiche Mulden, die Seen oder in Verlandung begriffene Teiche enthalten. Einige der bis zu 30 m hohen und bis zu 2 km langen Oswälle werden von der Straße durchschnitten. Die erosionsgefährdeten Lockersedimente sind jedoch in Straßennähe abgeschrägt und durch eine Grasvegetation festgelegt worden, so dass nur wenige instruktive Aufschlüsse zum Studium der sedimentologischen Verhältnisse in den Wällen zur Verfügung stehen. Wo Material für den Straßenbau entnommen worden ist, existieren jedoch kleine Aufschlüsse, in denen die Lagerungsverhältnisse und die Körnung der Sedimente studiert werden können. Demzufolge ist das Material in den Wällen sortiert und geschichtet. Außer Kiesen und Sanden finden sich auch dünnere tonig-schluffige und schluffig-sandige Ablagerungen, was die Befunde aus fluvialen Anschnitten bestätigt. In windgeschützten Leelagen sind die glazifluvialen Sedimente stellenweise von Flugsanden überdeckt. Die Vegetation besteht aus *Empetrum*- und *Myrtillus*-Birkenwäldern, unter denen Eisen- und Eisenhumuspodsole entwickelt sind. An der Straßenabzweigung nach Karasjok lohnt sich ein kurzer Abstecher zur Straßenbrücke über den Kautokeinoelv, die sich an einer Engstelle des Flusses befindet. Dazu biegt man auf die R 92 Richtung Karasjok ab und parkt das Fahrzeug nach ca. 200 m auf einem Parkplatz an der Straße am Südhang eines Oswalles. Von der Brücke hat man nach Norden freie Sicht auf das seartig verbreiterte Flussbett des Kautokeinoelv und die angrenzenden, von glazifluvialen und fluvialen Sedimenten gebildeten Uferabschnitte. Südlich der Brücke verengt sich das in Schottern angelegte Flussbett auf eine Breite von rund 100 m (vgl. Foto 37). Ein Teil davon fällt nach der Schneeschmelze trocken. Der Abfluß konzentriert sich auf mehrere Rinnen. In diesen Abflußbahnen fließt das Wasser in Form mehrerer flacher Stromschnellen flussabwärts, wobei auf einem ca. 1,5 km langen Streckenabschnitt ein Höhenunterschied von 5 m überwunden wird.



Foto 37: Blick von der Brücke bei Gievdneguoika nach Süden auf den noch weithin eis- und schneebedeckten Flusslauf des Kautokeinoelv. Die Uferbereiche weisen noch eine 80-100 cm mächtige zusammenhängende Eisdecke auf, während das Eis in der Flussmitte bereits aufgebrochen ist („Break-up“) und größere Eisschollen auf Fels- und Schotterflächen gestrandet sind. Zum (späteren) Höhepunkt der Schneeschmelze hin steigt der Wasserspiegel um ca. 1 m an und befördert die verbliebenen Eisschollen flussabwärts. 15.4.2002

3.3.6. Gievdneguoika – Kautokeino

Der Kautokeinoelv fließt südlich von Gievdneguoika in einem 1-3 km breiten, muldenförmigen Tal. Der Talboden wird von mächtigen glazifluvialen, glazilakustrinen und fluvialen Ablagerungen gebildet. Die glazifluvialen Sedimente treten morphologisch als Terrassen, Deltas und Oswälle in Erscheinung. Sie erstrecken sich von den Talflanken oftmals spornartig oder bogenförmig zur Talmitte und erzeugen dadurch ein gekammertes Relief, das vom Flusslauf in Gestalt zahlreicher seeartiger Verbreiterungen und schmaler Engpässe durchflossen wird. Die glazifluvialen Ablagerungen sind zumeist terrassiert; die Terrassenhänge grenzen oft steil an das Flussbett und werden während der frühlommerlichen Abflußspitze während der Schneeschmelze vom Fluß unterschritten und erodiert. In die Terrassenkörper sind an vielen Stellen Sölle eingelassen. An den seeartig verbreiterten Flußabschnitten Vuolgamasjavri, Skuvlajavri, Stalujavri, Njallajavri, Govdajavri und Märtenjavri sind Eiskontakthänge aus der Deglaziationsphase erhalten (vgl. HAMBORG & KLAKEGG 1992). An den Einmündungen von Seitentälern in das Haupttal haben die wasser- und sedimentreicheren Bachläufe (Luostajäkka, Vuolgamasjäkka, Cabardasjäkka, Mierojäkka) Schwemmkegel aus fluvialen Sanden und Kiesen akkumuliert. Die höchsten Terrassen und Topbereiche der Oswälle sind häufig mit Flugsanden überweht, die in Gestalt von Flugsanddecken und Dünen in Erscheinung treten. Die Sande stammen aus den nahe gelegenen, zeitweise trocken gefallen, vegetationsfreien Betten der Gletscherbäche am Rande des zurückschmelzenden weichselzeitlichen Inlandeises. Die Flugsandablagerungen sind gegenwärtig weithin inaktiv. Infolge Zerstörung der schützenden Vegetationsdecke durch anthropogene und zoogene Einflüsse (Straßen- und Wegebau, Cross Country-Fahrten mit Fourwheelern und Schneemobilen, Trampling, Rentier- und Schafweide) kommt es jedoch stellenweise durch Sandauswehung zur Bildung von nischen- und wannenförmigen Hohlformen, die sich rasch vergrößern.

Von Gievdneguoika führt die Exkursionsroute über die R 93 Richtung Kautokeino zu den rund 7 km entfernten Masi-Quarzit-Steinbrüchen im Gaskabeivarri-Naranas-Gebiet. Nach einem kurzen Anstieg nahe der Straßengabelung bei Gievdneguoika verläuft die Fahrt auf den ersten zwei Kilometern durch ein flachwelliges Terrain aus Kuppen und Mulden, das mit offenem, flechtenreichem *Empetrum*-Birkenwald bestanden ist. Nach Ausweis von Straßenanschnitten und Aufschlüssen in mehreren Sandgruben, in denen die Vegetationsdecke zerstört worden ist, handelt es sich um ein Flugsandgebiet mit zahlreichen, inzwischen durch eine Pflanzendecke festgelegten Dünen. Ab Stuoranjarga hat man freien Blick auf den Kautokeinoelv und die Oslandschaft am gegenüber liegenden Flussufer. Am Nordwestufer des breiten Flußabschnittes Heammojavri befinden sich einige Höfe und Häusergruppen. Dort werden die relativ ebenen glazifluvialen Terrassen unter Zugabe erheblicher Mengen an Kunstdünger landwirtschaftlich als

Mähwiesen genutzt. Das Gras wird teils unmittelbar an Milchkühe verfüttert, teils als Heu für den Winter in großen, von einer Plastikhülle umgebenen Ballen (zum Schutz gegen Feuchtigkeit) als Futter für Rinder und Rentiere aufbewahrt. Wie im Masi-Tal ist südlich von Gievdneuoika und im Umkreis von Kautokeino aufgrund des Vorkommens ebener Terrassen in geschützten Tallagen Landwirtschaft möglich, wenn auch in eingeschränkter Form infolge der strengen klimatischen Verhältnisse und der nährstoffarmen Böden.

Die Wanderung zu den Masi-Quarzit-Steinbrüchen und zum quartärgeologisch interessanten Aufschluß an der Mündung des Vuolgamasjåkka-Baches beginnt an der neuen Brücke über den Kautokeinoelv (Fertigstellung 2008). Sie befindet sich bei Heammonjavri an der Engstelle des Kautokeinoelvs zwischen den verbreiterten Flußabschnitten Heammojavri und Vuolgamasjavri an der Zufahrt zu einem flußnahen Gehöft. Die Brücke wurde eigens für den Abtransport des Masi-Quarzits aus den Steinbrüchen im Gaskabeivarri-Naranas-Gebiet gebaut. Die Zufahrt zu den in Waldgrenznähe gelegenen Steinbrüchen über die Brücke und die anschließende Schotterpiste ist für die Öffentlichkeit durch eine Schranke und ein Verbotsschild vor der Brücke gesperrt, so dass das Fahrzeug dort geparkt und die Exkursion zu Fuß fortgesetzt werden muß. Der Brückenbau war aus ökonomischen und ökologischen Gründen erforderlich, verzögerte sich aber aus Geldmangel viele Jahre lang. Vor der Fertigstellung der Flußbrücke wurde der Masi-Quarzit in Form einzelner, großer, quaderförmiger, aus dem Fels heraus gefräster Blöcke auf riesigen, geländegängigen Kipp-Minenfahrzeugen über eine Distanz von ca. 10 km cross country zu einem Sammel- und Lagerplatz an der R 92 wenige hundert Meter östlich der Flußbrücke bei Gievdneuoika gebracht. Dort wurden die Blöcke auf „normalen“ Auflieger-Lkw weiter transportiert, z. B. über die R 93 zur Verschiffung im Hafen von Alta. Der Transport vom Steinbruch zum Lagerplatz mittels schwerer Minenfahrzeuge war zeitraubend und umweltschädlich. Die Route querte mehrere Bachläufe und Mooregebiete, einige mit Permafrostboden (Plateaupalsas am Stakkajavri). Die Landschaftsschäden in diesen Feuchtgebieten waren besonders auffällig (z. B. metertiefe Fahrspuren an der Soerradasjåkka-Bachquerung) und kaum reparabel (vgl. THANNHEISER & MEIER 2005). Mit der Fertigstellung der Brücke und dem damit verbundenen Ende der Schwertransporte konnte eine weitere Schädigung der empfindlichen Naturlandschaft vermieden werden.

Nach dem Überqueren der Brücke folgt man dem mit Masi-Quarzit-Grus bedecktem Fahrweg bergaufwärts bis zum ca. 2,5 km entfernten, oberhalb der Waldgrenze am Gaskabeivarri-Berg (488 m) gelegenen Hauptabbaugebiet (vgl. Foto 38). Die Strecke verläuft zunächst am Ostufer des Gardejåkka-Baches im Birkenwald, der höhenwärts lichter wird, ehe die Waldgrenze, je nach Exposition, in Höhenlagen zwischen 380 m und 430 m ü. M. erreicht wird. In den Wald sind einzelne kleine, lokal mit Pounus (ohne Permafrostboden) besetzte Moore eingestreut. In Flußnähe durchquert die Straße glazifluviale Lockerseimente, deren Körnung kleinräumig stark wechselt. In höheren Lagen sind die Hänge von einer stein- und blockreichen, sandigen Grundmoränendecke überzogen, die mehrere Meter Mächtigkeit erreichen kann, wie Straßenanschnitte ausweisen. Nach ca. 2 km gabelt sich der Fahrweg; auf zwei großen Quarzitblöcken sind Hinweise zu den beiden Abbaugebieten mit roter Farbe aufgemalt. Dort setzt man die Wanderung in Richtung auf das Hauptabbaugebiet des Masi-Quarzits fort, das in Gipfelnähe des Gaskabeivarri-Berges bereits deutlich zu erkennen ist.



Foto 38: Die Hauptabbaustelle des Masi-Quarzits befindet sich am Gaskabeivarri-Berg (488 m) östlich des Kautokeinoelv und ist über eine ca. 2 km lange private Schotterstraße zu erreichen. Das Gestein wird an mehreren hohen Abbauwänden aus dem Fels herausgefräst und in Gestalt mächtiger Quader per LKW über die neue Flussbrücke bei Heammojavvi abtransportiert. 15.8.2016

Nach Rücksprache und Genehmigung durch das Minenpersonal kann das im Laufe der letzten 15 Jahre stark vergrößerte Abbaugelände besichtigt werden. Anfang der 2000er Jahre arbeiteten in den Steinbrüchen weniger als 10 Personen des in Masi ansässigen Unternehmens. Es existierten mehrere kleinere Abbaustellen, an denen vornehmlich der attraktive, durch Fuchsit-Bänder gemusterte Masi-Quarzit abgebaut wurde (vgl. Foto 39). Seitdem hat sich die räumliche Lage der Abbauschwerpunkte mit fortgeschrittener Technik und in Abhängigkeit von der Nachfrage auf dem (Welt-) Markt mehrmals verschoben. Die bessere Anbindung an das Straßenverkehrsnetz durch die neue Zufahrt und Brücke machte den Betrieb der ehemals abgelegenen Mine deutlich rentabler. Zugleich konnten durch den Einsatz des Internets neue Absatzmärkte erschlossen werden. Wurde der Masi-Quarzit bis in die 1990er Jahre nur in Nordnorwegen vermarktet, so wird er inzwischen bis ins ferne Ausland exportiert. 2016 konzentrierte sich der Abbau auf zwei größere Steinbrüche. Außer der Hauptmine am Gaskabeivarri-Berg existiert eine ca. 1,5 km südwestlich davon gelegene Abbaustelle, an der hauptsächlich Fuchsit abgebaut wird.



Foto 39: Der Quarzit am Gaskabeivarri-Berg hat eine weiße, grauweiße oder rosa Farbe und ist infolge eines unterschiedlichen Feldspat- oder Schwermineralgehaltes fein laminiert. Lokal ist er von chromhaltigem Glimmer-Fuchsit durchsetzt, der dem Gestein als Bänderung eine grüne Farbe verleiht. Dieser wird wegen seiner attraktiven Erscheinung vorzugsweise abgebaut und als Zierstein (Gebäudefassaden, Grabmonumente) verwendet. 3.7.2001

Um zur quartärgeologisch interessanten Lokalität an der Vuolgamasjåkka-Mündung zu gelangen, folgt man an der Weggabelung der mit dem Hinweis „Fuchsit“ gekennzeichneten Zufahrt zum zweiten Abbaugebiet. Nach 1 km langer Wanderung, auf der ein Kral zur Rentierscheidung passiert wird, verlässt man die ebenfalls mit Masi-Quarzit-Grus bedeckte Piste in südwestlicher Richtung. Der ca. 2 km lange Streckenabschnitt bis zum Naranas-Gipfel (476 m) verläuft in flchwelligem, weglosem Terrain an oder oberhalb der Waldgrenze, so dass die Orientierung bei gutem Wetter kein Problem ist. Es werden mehrere N-S-streichende flache Bergrücken überquert, auf denen das im Untergrund anstehende Festgestein in Gestalt von Felsköpfen, die die Lockersedimentdecke durchragen, an die Oberfläche tritt. Die Vegetation besteht weithin aus Zwergstrauchheiden; in windgeschützten Lagen werden kleinere Birkenwäldchen oder Baumgruppen durchwandert. Vermoorte Geländedepressionen sind leicht zu umgehen. Dies gilt auch für das ca. 200 m breite Naranajeaggi-Moor, das größte zusammenhängende Moorareal im Gebiet. Es empfiehlt sich, das Moor nördlich zu umwandern. Dadurch vermeidet man sowohl eine Querung des feuchten Moores als auch einen Steilanstieg zum Naranas-Gipfel. Der Naranas-Berg stellt eine auffällige Härtingsform mit steilem Süd- und flacherem Nordhang in der ansonsten flchwelligen Landschaft dar. Im mehrere Zehnermeter über die Waldgrenze aufragenden Gipfelbereich tritt der vom pleistozänen Inlandeis überschiffene, morphologisch harte quarzitisches Fels an mehreren Stellen zutage. Vom Gipfel hat man eine exzellente Aussicht in alle Richtungen, auch auf das östlich an den Berg angrenzende Naranasjeaggi-Moor. Die von HAMBORG & KLAKEGG (1992) 1981-1982 kartierten Palsas waren bei der Feldbegehung 2016 nicht mehr auffindbar. Sie waren in der Zwischenzeit offensichtlich durch Ausschmelzen des Bodeneises kollabiert. Nach Norden hat man Aussicht auf den seartig verbreiterten Kautokeinoelv (Vuolgamasjavri) sowie die glazifluvialen und fluvialen Ablagerungen an der Mündung des Luossajåkka-Baches am gegenüber gelegenen Ufer. Die glazifluvialen Sedimente treten als Terrassen und Oswälle in Erscheinung; die fluvialen Ablagerungen bilden ein Delta im Vuolgamasjavri. Rund 3 km weiter südwestlich wiederholt sich diese Abfolge an der Mündung des Roavvejåkka-Baches in etwas größeren Abmessungen. Die Sicht auf die Eiskontakt-Ablagerungen mit Söllen an der Terrassenoberfläche sowie auf die fluvialen Deltaablagerungen an der Mündung des Vuolgamasjåkka-Baches am Südostufer des Vuolgamasjavri wird durch den Birkenwald am Nordwesthang des Naranas teilweise versperrt. Aufgrund des dichten Birkenwaldes ist auch der westliche, steile, in Lockersedimenten angelegte Talhang des Vuolgamasjåkka mit der quartärgeologisch interessanten Aufschlußwand vom Gipfel aus nur eingeschränkt einsehbar (vgl. Foto 40).



Foto 40: Blick vom Naranas-Berg (476 m) auf den 225 m langen und ca. 50 m hohen Lockersediment-Aufschluß am Westufer des Vuolgamasjåkka-Baches nahe der Einmündung in den Kautokeinoelv. Das Profil enthält alle bisher bekannten stratigraphischen und sedimentären Einheiten des Finnmarksvidda-Spätpleistozäns (vgl. LYSÅ & CORNER 1994; OLSEN, MEJDAHL & SELVIK 1996). 15.8.2016

Der Abstieg vom Naranas-Gipfel zur quartärgeologischen Lokalität am Vuolgamasjåkka-Bach erfolgt in nordwestlicher Richtung. Dabei ist über eine Distanz von ca. 1,2 km ein Höhenunterschied von rund 150 m zu überwinden. Dies ist aufgrund des stellenweise steilen Geländes sowie des unterwuchsreichen Birkenwaldes am Oberhang und des dichten Weidengebüsches am Unterhang und in Bachnähe etwas strapaziös. Ferner ist Vorsicht geboten, da der östliche Talhang im Unterschied zum Westhang im Festgestein angelegt ist und stellenweise steil zum Bachlauf hin abfällt (vgl. Foto 41). An den mehrere Zehnermeter hohen Felswänden besteht Absturzgefahr, da Boden und Vegetation durch Spritzwasser stark durchfeuchtet werden (Schattlage) und dadurch rutschig sind. Der Bachlauf ist im unteren, breiteren Abschnitt des Bachbettes leicht zu überqueren. Der Blick auf den stratigraphisch interessanten Westhang des Vuolgamasjåkka-Tales wird durch eine mit Birkenwald bestandene Insel im Bachbett etwas behindert. Der Steilhang selbst ist stellenweise durch Rutschungserscheinungen überprägt. An einigen Plätzen sind größere, vegetationsbedeckte Sedimentpakete bis an den Rand des Bachlaufes gerutscht.



Foto 41: Die am Vuolgamasjåkka-Bachlauf aufgeschlossenen Sedimente repräsentieren 4 glaziäre und 2 deglaziäre Ereignisse, die sich dem Saale-Glazial, dem Eem-Interglazial und dem Weichsel-Glazial zuordnen lassen. Sie ruhen auf Graniten und Gneisen des Fennoskandischen Schildes, in die sich der Bach talaufwärts des Profils mehrere Zehnermeter tief eingeschnitten hat. (Blick talabwärts Richtung Lockersediment-Aufschluß). 15.8.2016

Der rund 225 m lange und ca. 50 m hohe Lockersediment-Aufschluß über dem stellenweise zutage tretenden Fels am Westufer des Vuolgamasjåkka-Baches (vgl. Abb. 18-19) enthält alle bisher bekannten, wichtigen, stratigraphischen, sedimentären Einheiten des Finnmarksvidda-Spätpleistozäns (vgl. OLSEN & HAMBORG 1983, OLSEN 1988, LYSÅ & CORNER 1994, OLSEN, MEJDAHL & SELVIK 1996). OLSEN, MEJDAHL & SELVIK (1996) untergliedern die Sequenz in 3 Grundmoränendecken, die durch zwischengeschaltete glazifluviale Sedimente getrennt werden. Die 4. und unterste Grundmoräne hat nach Ansicht der Autoren ein spätsaalezeitliches Alter. OLSEN (1988) hat die stratigraphischen Einheiten nach Typ-Lokalitäten auf der Finnmarksvidda vorläufig, informativ wie folgt bezeichnet (von oben nach unten): Kautokeino Till, Sargejåkka (Interstadial) Sand, Vuoddasjavri Till, Eiravarri (Interstadial) Sand, Gardejåkka Till, Vuolgamasjåkka (Interglazial) Sand und Mieron Till. Bei den glazifluvialen Sedimenten handelt es sich vornehmlich um Ausspülmateriale (Outwash- / Sander-Material), das am zurück schmelzenden Eisrand freigesetzt worden ist und somit die Initialphase eisfreier Perioden repräsentiert. Die sedimentologischen Verhältnisse in den 2 mächtigsten Sedimentabfolgen im Nordabschnitt des Aufschlusses sind von LYSÅ & CORNER (1994) detailliert beschrieben worden (vgl. Abb. 20 u. 21). Sie stellen zudem ein umfangreiches Datenmaterial über glazitektonische Strukturen bereit, das belegt, dass der Vuolgamasjåkka Sand zumindest in Teilen frostfrei war, und dass der Eiravarri Sand während der Ablagerung der darüber befindlichen Grundmoräne weithin gefroren war. Auf der Grundlage lokaler TL-Daten sowie regionaler lithostratigraphischer und Till-Gefüge-Korrelationen dürften der Mieron Till und der Vuolgamasjåkka Sand ein prä-Eem- (Saale-) bzw. ein Eem-zeitliches Alter aufweisen, während der darüber befindliche Gardejåkka Till und der Eiravarri Sand wahrscheinlich frühweichselzeitlich sind (vgl. OLSEN 1988). Der Sargejåkka Sand aus dem Sargejåkka Interstadial trennt die beiden obersten Grundmoränen, den Vuoddasjavri Till und den Kautokeino Till, und könnte aus der mittleren Weichsel-Eiszeit stammen.

Nach LYSÄ & CORNER (1994) repräsentieren die 4 mächtigen Till-Einheiten (3-15 m) und die 2 mächtigen glazifluvialen / glazilakustrinen Einheiten (13-16 m) 4 glaziäre und 2 deglaziäre Ereignisse vor der finalen Deglaziation am Ende der Weichsel-Eiszeit. Es lassen sich 4 kinetostratigraphische Einheiten ausgliedern, die sich aus größeren Eisbewegungsphasen und den damit verknüpften Deglaziationsphasen zusammensetzen. Die Gletscher, die die 4 Grundmoränendecken akkumulierten, stießen vornehmlich nach N und NO vor, die korrelierten, während der Deglaziationsphasen abgelagerten glazifluvialen Sedimente zeigen eine ähnliche Ausrichtung, allerdings mit einer auffälligeren nordöstlichen Komponente (vgl. LYSÄ & CORNER 1994).

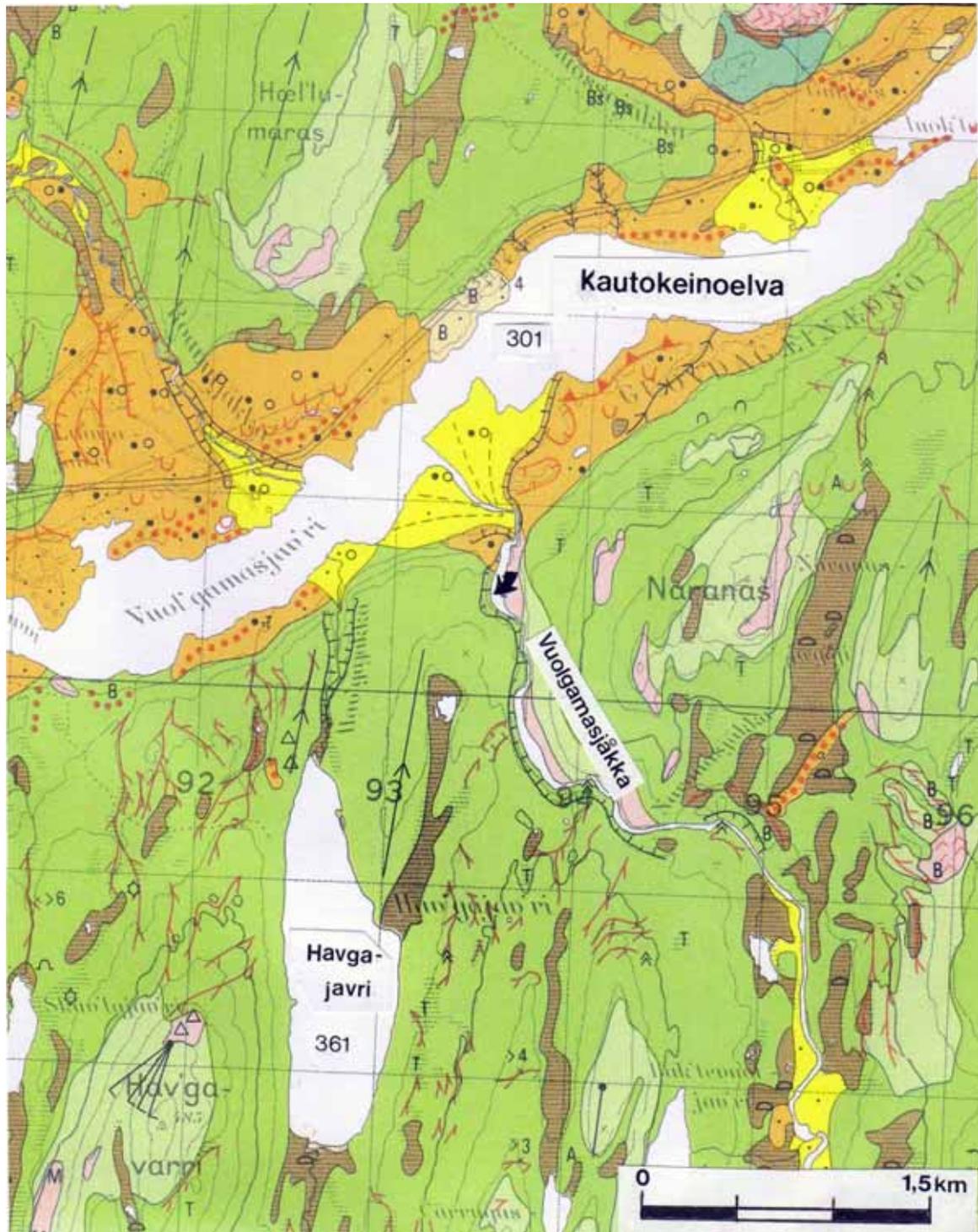


Abb. 18: Quartärgeologische Übersichtskarte des Vuolgamasjäkka-Tales und seiner Umgebung nahe der Mündung in das Kautokeinoelv-Tal mit Lage der Profil-Lokalität (nach HAMBORG & KLAKEGG 1992)

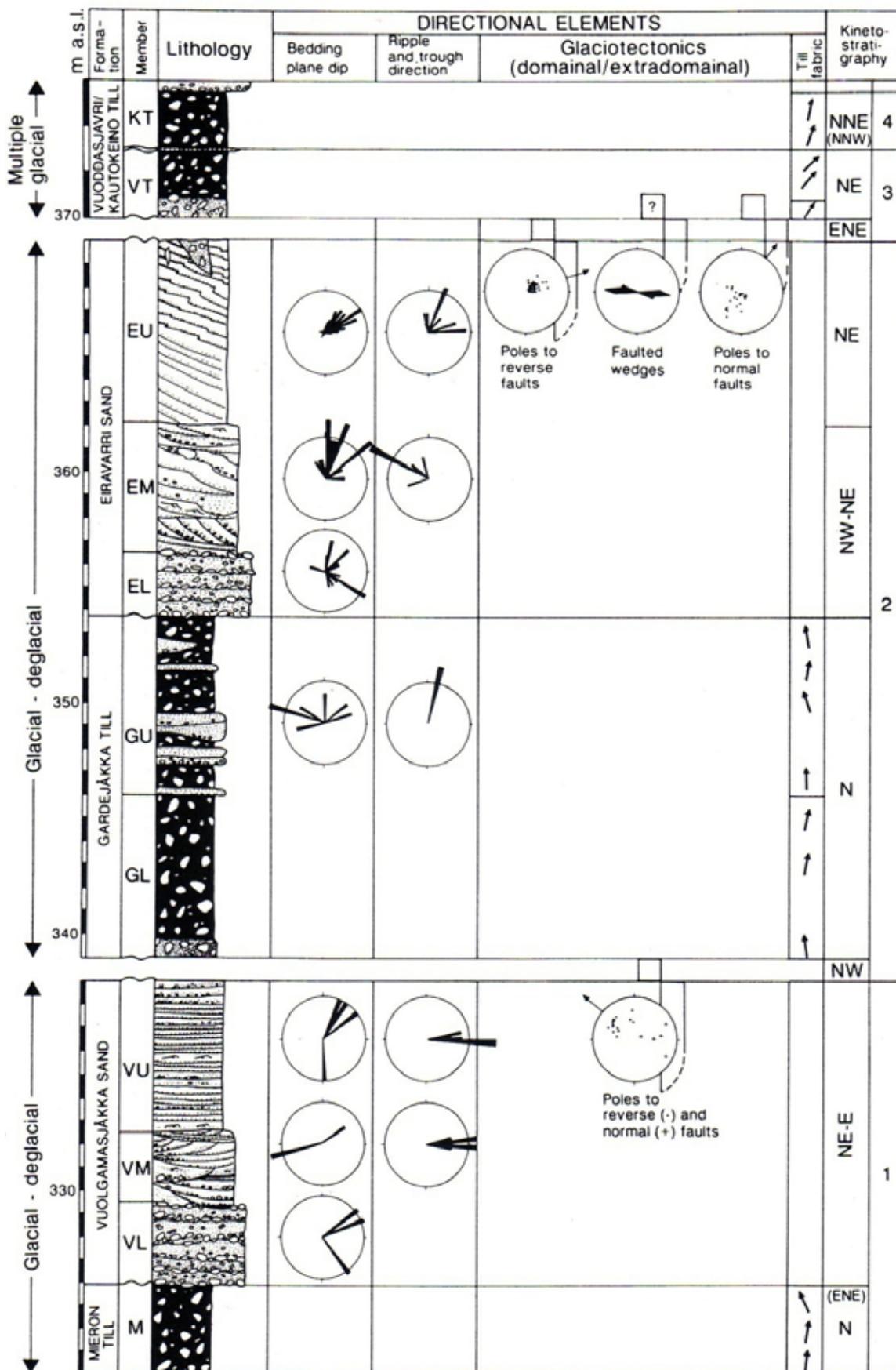


Abb. 20: Kombinierte litho- und kinostratigraphische Verhältnisse am Vuolgamasjokka-Aufschluß (aus LYSÄ & CORNER 1994)

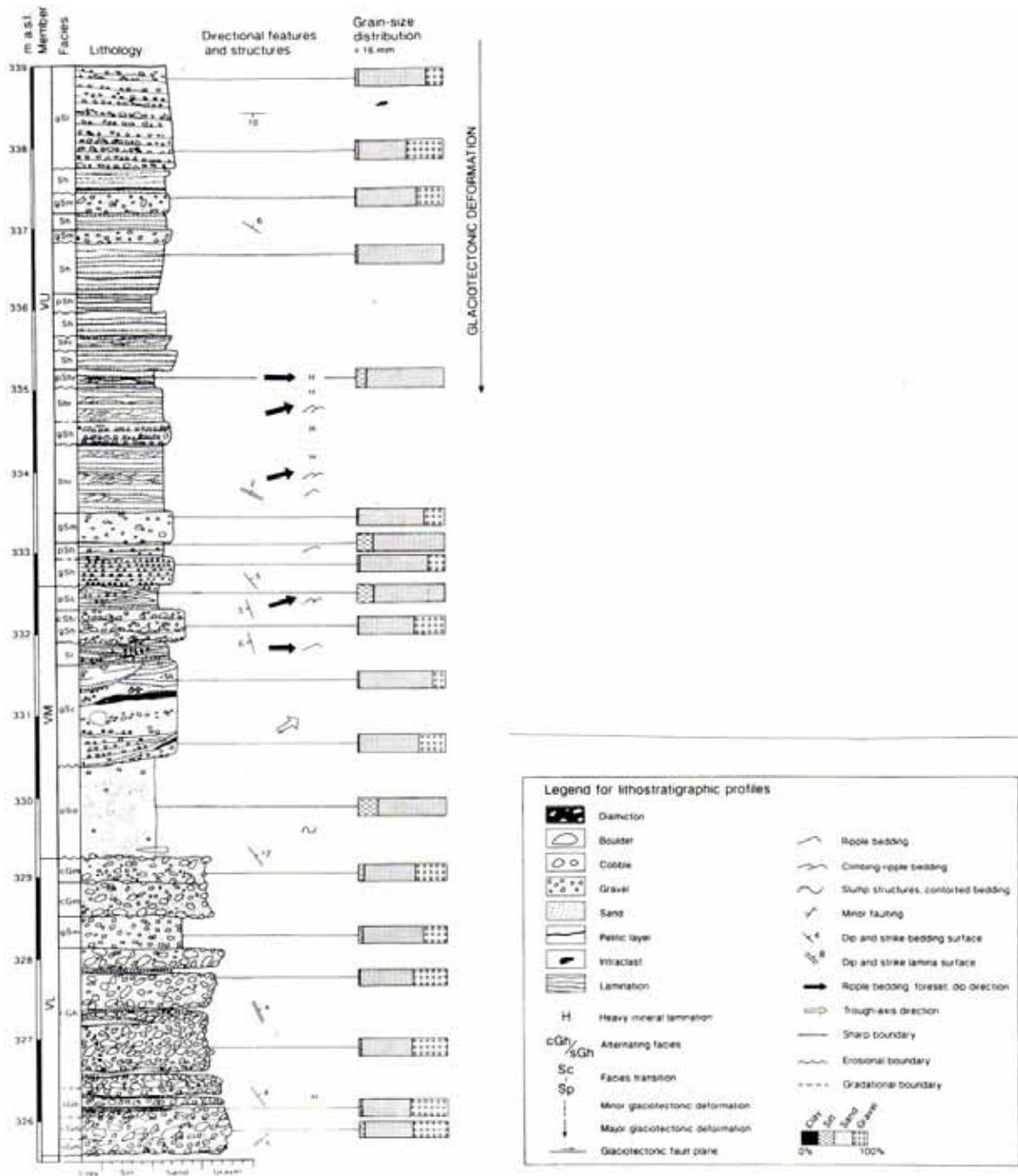


Abb. 21: Lithostratigraphische Säule der Vuolgamassjokka-Lockersedimente (aus LYSÅ & CORNER 1994)

Mittels Grundmoränen-Stratigraphie und der Datierung glazifluvialer Sedimente und fossiler Böden lassen sich nach OLSEN, MEJDAHL & SELVIK (1996) anhand der Befunde aus dem Vuolgamassjokka-Tal und dem Datenmaterial zahlreicher weiterer Aufschlüsse für den Gesamttraum der Finnmarksvidda 3 Glazialzyklen und mindestens 7 Vergletscherungen nachweisen, bei denen das gesamte Gebiet einschließlich des Kautokeinoelv-Altaelv-Talsystems vom Inlandeis überfahren worden ist. Die ersten 4 Vereisungen fanden den Autoren zufolge wahrscheinlich während des Saale-Glazials statt, während die 3 letzten ein weichselzeitliches Alter aufweisen. Die Eiszentren lagen dabei entweder im Südwesten im norwegisch-schwedischen Hochgebirge (skandinavischer Typ der Eisschild-Konfiguration) oder im Südosten im finnischen Enontekiö (fennoskandischer Typ) wie im Falle der letzten, spätweichselzeitlichen Vergletscherung. Die initiale Vorstoßrichtung des weichselzeitlichen Inlandeises über die Finnmarksvidda ist bisher unklar, aber nördlich von Kautokeino rückte das Eis offenbar in NW-N-Richtung vor. Zu Beginn der 2 folgenden Stadiale war die Eisflußrichtung NO-ONO bzw. NNW (vgl. Abb. 22; OLSEN, HAMBORG;

BARGEL & ALSTADSAETER 1987). Die Rückwanderungsrouten zur Brücke und zum Fahrzeug ist mit dem Hinweg identisch.

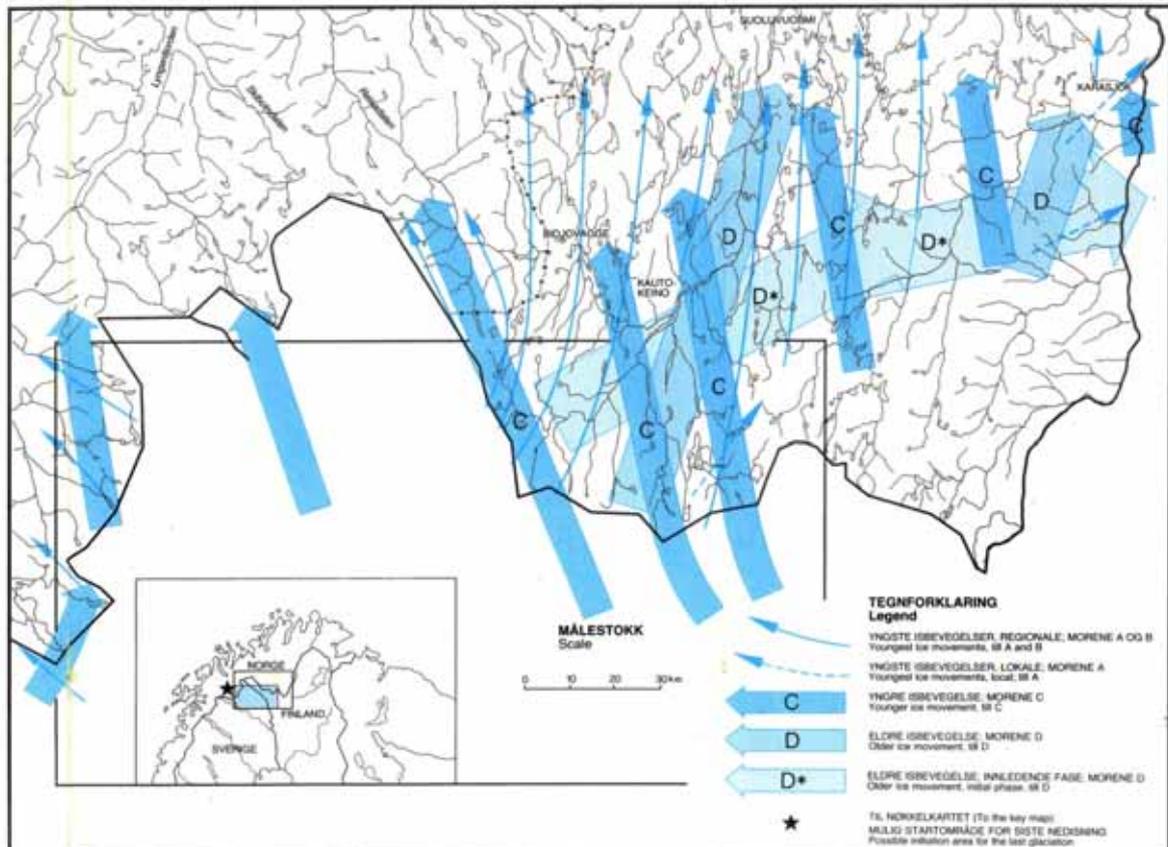


Abb. 22: Regionale Vorstoßrichtungen des Inlandeises während des mittleren / späten Weichsel-Glazials (aus OLSEN, HAMBORG, BARGEL & ALSTADSAETER 1987)

Auf der Weiterfahrt auf der R 93 Richtung Kautokeino erreicht die Exkursion nach dem Passieren der glazifluvialen Terrassen und des glazifluvialen Deltas bei Mierojavri – der namensgebenden Lokalität für den Mieron Till, eines bis zu 4 m mächtigen Lodgement Tills über dem Festgestein (vgl. Vuolgamasjåkka-Aufschluß) – ein quartärgeologisch äußerst interessantes Gebiet, das sich von den seartig verbreiterten Flußabschnitten Skuvlajavri und Stalujavri des Kautokeinoelv im Osten bis zur Straßentrasse erstreckt (vgl. HAMBORG & KLAKEGG 1992). Das Terrain besteht nördlich des am Damme eines kleinen Kraftwerkes zur Energie-Versorgung von Kautokeino ca. 25 m hoch aufgestauten Cabardasjåkka-Baches aus glazifluvialen Ablagerungen, die im Landschaftsbild vornehmlich als Terrassen und komplex zusammengesetzte Oswälle in Erscheinung treten. In die Terrassen sind zahlreiche wassergefüllte Sölle eingelassen, von denen die Seen 315 m und 308 m ü. M. die größten repräsentieren. Nordöstlich des zuletzt genannten Sees grenzt die Terrasse mit einem Eiskontaktthang an den Kautokeinoelv. Ferner finden sich im Gebiet glazilakustrine Sedimente, die in einem Eisstausee zwischen der zurück schmelzenden weichseleiszeitlichen Gletscherzunge im Tal des heutigen Kautokeino-Flusses und den westlich angrenzenden Berghängen abgelagert worden sind. Die glazifluvialen und glazilakustrinen Terrassen sind stellenweise von Torfablagerungen überdeckt, in denen sich kleinere, gegenwärtig im Zerfall begriffene Palsas und Pounus entwickeln konnten. Einige Terrassenabschnitte sind von Flugsanden überdeckt. Östlich der Straßenbrücke am Kraftwerk hat sich der Cabardasjåkka-Bach tief in die glazifluvialen und glazilakustrinen Terrassen eingeschnitten und die mitgeführten fluvialen Sedimente in Gestalt eines Deltas im Njallajavri abgelagert. Unmittelbar südlich der Brücke verläuft die Straße ca. 1,5 km lang dicht am Unterlauf des Baches. Von dort aus hat man nach Westen freie Sicht auf das hohe, in glazifluvialen Sedimenten angelegte Bachufer sowie einige kleinere Dünen auf den Terrassenflächen. Auf der flachen Landzunge Riggeskaidi zwischen dem Cabardasjåkka-Bach und dem Kautokeinoelv überquert die Straße ausgedehnte, waldbestandene

Grundmoränenflächen, kleinere Eisstausee-Ablagerungen sowie mit Flugsanden überwehte Osreste. Am Ufer des Njallajavri sind glazilakustrine Ablagerungen erhalten, in die ein großes wassergefülltes Söll (See 302 m) eingesenkt ist. Weiter südlich wird das Flussufer von glazifluvialen Terrassen und Oswällen mit aufgesetzten kleineren Dünen gebildet. Das gegenüber liegende Ufer besteht ebenfalls aus glazifluvialen Ablagerungen; diese sind weithin mit Flugsanden bedeckt. Die Landzunge zwischen den seeartig verbreiterten Flußabschnitten Guosmmarjavri und Guovdejavri wird von Eiskontakthängen begrenzt. Die Unterhänge des östlich angrenzenden Njukcaskaidi-Bergzuges sind von mächtigen Ablationsmoränen bedeckt.

3.3.7. Kautokeino – Avze – Kivijärvi

Der Ort Kautokeino ist auf mehreren Terrassenniveaus am Kautokeinoelv angelegt. Die oberen, an den Talflanken übersandeten Terrassen repräsentieren glazifluviale Ablagerungen aus der Deglaziationsphase, in die sich der Flusslauf im Postglazial eingeschnitten hat (vgl. Foto 42). Sie enthalten zahlreiche, in mehreren Fällen wassergefüllte Sölle als Resultat ausgeschmolzener Gletschereiskörper sowie lokal Reste von Ablationsmoränen (vgl. HAMBORG & KLAKEGG 1992). Die unteren, am Flussufer südlich der Straßenbrücke gelegenen Terrassen sind jüngere Gebilde. Ihre fluvialen Sedimente sind feinkörniger als die glazifluvialen Terrassenkörper. Letztere enthalten vornehmlich Kiese und Schotter, wie ein Aufschluß ca. 1 km südlich der Straßenabzweigung nach Avze ausweist.



Foto 42: Blick vom hohen Westufer zum Ostufer des Kautokeinoelv bei Kautokeino. Die glazifluvialen Ablagerungen aus der Deglaziationsphase sind mit Flugsanden überweht, die aus dem trockengefallenen vegetationsfreien Flußbett vor dem zurückschmelzenden Eisrand ausgeweht worden sind. Die bereits durch eine Vegetationsdecke festgelegten äolischen Sande unterliegen infolge anthropogener und zoogener Zerstörung der schützenden Pflanzendecke erneut der Deflation. Der Teich in der Nähe der Kirche repräsentiert ein in die glazifluvialen Ablagerungen eingelassenes, wassergefülltes Söll, das durch das Ausschmelzen eines Gletscheisrestes im Sediment gegen Ende der Weichsel-Eiszeit entstanden ist. 24.7.1985

Ein Abstecher auf der ca. 10 km langen, asphaltierten Kommunalstraße im Avzetal ist empfehlenswert. Die Straßentrasse durchquert mehrere Palsamoore und muß aufgrund von Frostschäden und stellenweise im Untergrund auftauendem, eisreichem Permafrostboden und den resultierenden Thermokarsterscheinungen alle paar Jahre erneuert werden. Nach rund 6 km Fahrt lohnt sich, unmittelbar vor der Überquerung des Njukcajåkka-Baches, ein Stopp am Palsamoor Mahtejeaggi (vgl. Abb. 23). Rund 50 m nördlich der Straße existieren, gut zugänglich, mehrere kuppelförmige Palsas, die als Besonderheit im Kronenbereich mit mehrere Meter hohen, polykormen Bergbirken (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*) bewachsen sind. Obwohl sich diese Species durch ein flaches Wurzelwerk auszeichnet, das selten tiefer als 50 cm in das Substrat eindringt, fehlt sie in Finnmark, im Unterschied zur Zwergbirke (*Betula nana*), gewöhnlich auf den Palsas, vermutlich aus edaphisch-hydrologischen und mikroklimatischen Gründen, wobei die Nährstoffarmut der Palsatorfe und die Exposition gegenüber Wind und Kälte eine wichtige Rolle spielen dürften. Die maximale saisonale Auftautiefe auf dem höchsten Palsa beträgt 55-70 cm (1985-2012). Nördlich dieser „bewaldeten“ Kuppelpalsas sind am Westufer des Njukcajavri-Sees (350 m ü. M.) weit gespannte,

flachwellige Plateaupalsas entwickelt. Sie erreichen Höhen von 1,5-2,0 m über der umgenden Mooroberfläche und wirken relativ intakt und stabil. In die Palsaoberflächen sind einzelne flache Thermokarstsenken eingelassen, die möglicherweise anthropogen induziert worden sind (Torfgewinnung in Ortsnähe). Blockerosion findet sich hauptsächlich an den Plateaurändern. Einige zeugenbergartig vorgelagerte Plateaureste deuten auf eine Rückverlegung der Plateauränder durch rückschreitende Blockerosion im Laufe der letzten drei Jahrzehnte. Grabungen und Bohrungen auf den Plateaus (1985, 1986) stießen in 50-60 cm Tiefe auf Permafrostboden. Die Permafrosttafel befindet sich im unteren Bereich der 80-100 cm mächtigen Torfdecke, die von schluffig-sandigen, gefrorenen Sedimenten großer Mächtigkeit (>7 m) unterlagert wird. Offenbar besitzen alle Plateaupalsas im Gebiet einen minerogenen Kern. Das südlich der Straße gelegene Palsamoor Oddaniittojeaggi wurde in den 1980 er Jahren in Straßennähe drainiert. Das Substrat, ein Torf-Sand-Gemisch, ist seitdem in Oberflächennähe frostfrei. Ob die minerogenen Sedimente in größerer Tiefe permafrostfrei sind, darf angezweifelt werden. Das Land wird mittlerweile unter Zugabe großer Mengen an Kunstdünger als Mähwiesen zur Erzeugung von Heu für Rinder und Rentiere genutzt.

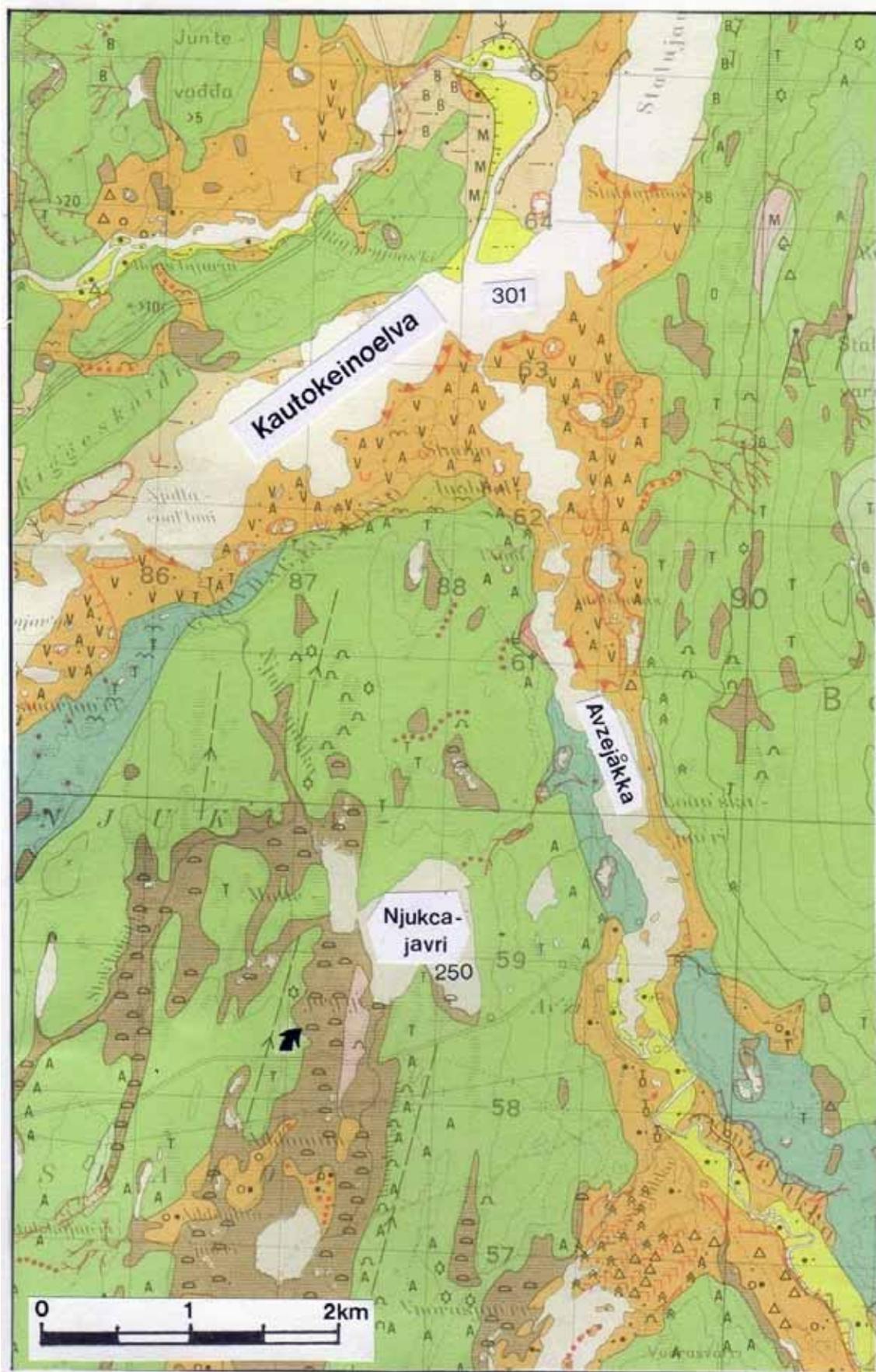


Abb. 23: Quartärgeologische Übersichtskarte des Avzejäkka-Tales und seiner Umgebung nahe der Mündung in das Kautokeinoelva-Tal mit Lage des Palsamoores Mahtejeaggi (nach HAMBORG & KLAKEGG 1992)

Das Avzetal selbst verfügt über einen interessanten glaziären Formenschatz. Der untere Abschnitt des Avzejäkka-Tales war wie das Kautokeinoelv-Tal nahe des Zusammenflusses beim Rückschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises von inaktivem, stagnierendem Gletschereis erfüllt. Der Eisabbau vollzog sich in Form eines Niedertauens, wobei Eisreste an den östlichen Talflanken von Moränenmaterial begraben wurden. Bei ihrem späteren Abschmelzen entstand ein Relief aus Hügeln, Wällen und abflusslosen Hohlformen als markantes Kennzeichen dieser ehemaligen Toteislandschaft (vgl. Foto 43). Auf dem Talboden wurden durch die Gletscherbäche glazifluviale Sedimente abgelagert, die als mächtige Kies- und Schotterkörper erhalten sind. Stellenweise finden sich Osreste, wie im nördlichen Abschnitt des Vuorasjavri-Sees und im Oddaniitto-Palsamoor. Die geschichteten Sande und Kiese wurden subglaziär in Tunneln unter dem Eis abgelagert, vornehmlich in nordöstlicher Richtung. Ferner sind Reste von Kame-Terrassen und Kame-Hügeln erhalten. Die Hänge der glazifluvialen Terrassen standen streckenweise mit den Inlandeisresten unmittelbar in Kontakt. Der heutige Avzejäkka-Bachlauf mäandriert südlich seiner Mündung in den Loavskajavri-See in postglazialen feinkörnigen Sedimenten. Der Loavskajavri wird durch relativ grobkörnige glazifluviale Ablagerungen aufgestaut, die der aus dem Avzetal kommende Gletscherbach an seiner Mündung in das damals noch weithin mit Gletschereis erfüllte Kautokeinoelv-Tal akkumuliert hat, wie die Eiskontakthänge am Ostufer des Njallajavri-Sees ausweisen.



Foto 43: Blick auf ehemalige Toteislandschaft im Avzejäkka-Tal östlich von Kautokeino. Das Tal war beim Rückschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises von inaktivem, stagnierendem Gletschereis erfüllt. Der Eisabbau vollzog sich in Form eines Niedertauens, wobei Eisreste von Moränenmaterial begraben wurden. Bei ihrem späteren Abschmelzen entstand ein Relief aus Hügeln, Wällen und abflusslosen Hohlformen. 9.9.2003

Zwischen Kautokeino und Kivilompolo (norwegisch-finnische Grenzstation) wird das Kerngebiet der Palsaverbreitung im klimatisch kontinentalsten Teil von Finnmark durchfahren (vgl. Abb. 24; u. a. ÅHMAN 1977, MEIER 1987, 1991, 1996, 2015, SOLLID & SÖRBEL 1998). Das Relief besteht aus einer flachwelligen, mit lichtem Birkenwald bestanden Hochfläche in einer Höhenlage von 300-400 m ü. M., die von einzelnen, Höhen von bis zu 550 m ü. M. erreichenden Bergkuppen (Waldgrenze in rund 500 m ü. M.) überragt wird. Die überwiegend mit einer sandigen, stein- und blockreichen Grundmoräne überzogenen Bergrücken sowie die größeren Seebecken sind entsprechend der Vorstoßrichtung des Inlandeises während der ältesten Glaziale / Stadiale NW-N orientiert, ebenso die Flüsse und größeren Bachläufe. Die zahllosen kleineren Mulden sind vermoort oder werden von Teichen eingenommen. Die Moore und deren Abflüsse sind häufig tiefgründig, insbesondere im Falle der Permafrostboden mit ausschmelzendem Bodeneis enthaltenden Palsamoore, was diese Feuchtgebiete oftmals schwer zugänglich macht. Die Thermokarstteiche und Abflussrinnen sind vielfach mehrere Meter tief und daher nicht ungefährlich. Die Straßentrasse verläuft zunächst am Ostufer des Kautokeinoelv und setzt sich nach wenigen Kilometern am Ufer des Suoppatjäkka-Baches fort, der den lang gestreckten Suoppatjavri-See entwässert und in den Kautokeinoelv mündet. Danach folgt die Strecke in weniger als 1 km Entfernung den Bachläufen Siebejäkka, Åskaljäkka und Bievjavoejjäkka, die über den See Suddlumariluobbal in den Suoppatjavri entwässern. Westlich dieser Gewässer finden sich weit gespannte Palsamoore, die wissenschaftlich aufgrund

ihrer Morphodynamik höchst interessant sind, aber nur mit einem Boot zur Querung der Bachläufe zu erreichen sind. Auf der Exkursion werden daher die leicht zugänglichen, am östlichen Straßenrand gelegenen Palsamoore bei Siebe und Aidejavri vorgestellt.

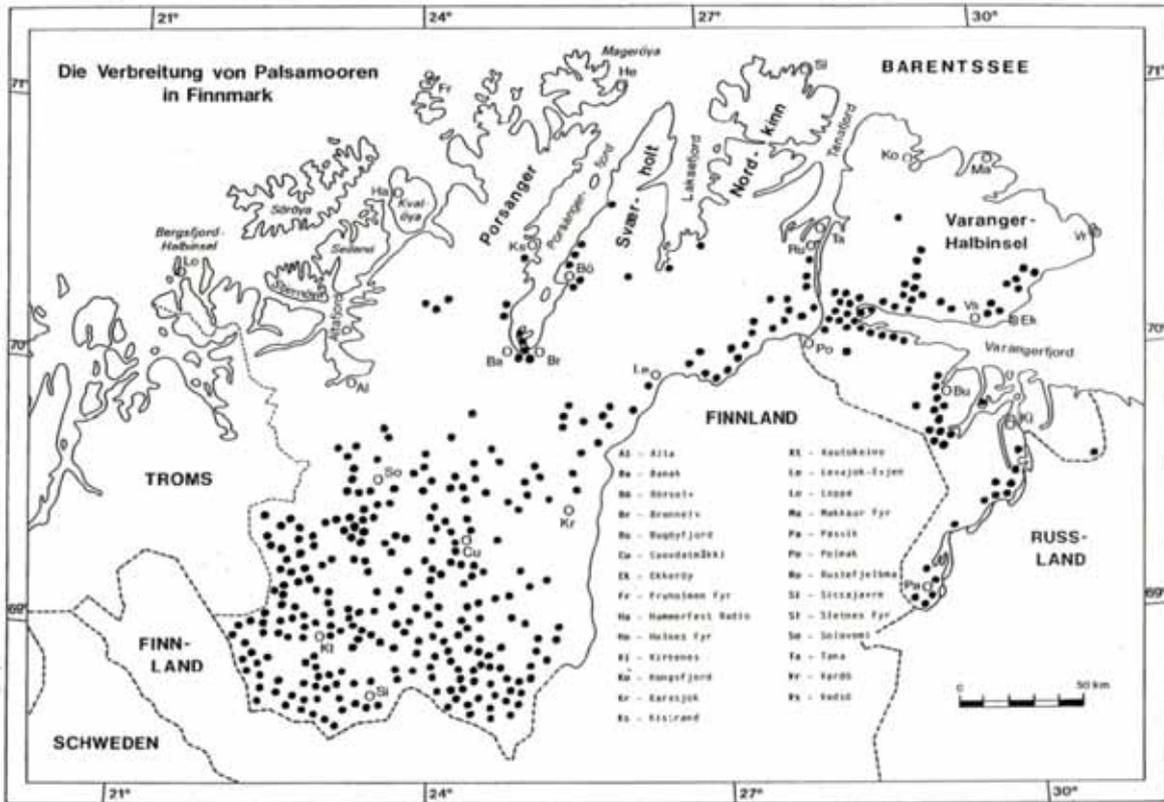


Abb. 24: Die Verbreitung von Palsamooren in Finnmark Mitte der 1980er Jahre (aus MEIER 1987). Die Palsas auf dem Sennaland, der Svaerholt- und Varanger-Halbinsel sowie im Pasviktal sind inzwischen infolge des Klimawandels seit Beginn der 1990er Jahre (höhere Temperaturen und Niederschlagsmengen) bis auf wenige verstreute, isolierte Vorkommen, wie z. B. im Komagelvtal in Nordvaranger, kollabiert.

Am südlichen Ortsrand von Kautokeino hat man nach Westen freie Sicht auf den Kautokeinoelv und dessen ostexponiertes Ufer. Der Flusslauf hat sich 15-25 m tief in die von den spätweichseiszeitlichen Gletschern während der Deglaziation abgelagerten glazifluvialen Sedimente eingeschnitten. Die Talfüllung besteht auch nach dem Abbiegen des Flusslaufes in südwestlicher Richtung aus mächtigen glazifluvialen Ablagerungen, die als Terrassen, Hügel und Reste von Oswällen in Erscheinung treten. Nördlich von Galaniitto ist ein Eiskontaktthang erhalten, an der Einmündung des Räggejåkka-Baches finden sich größere zusammenhängende Oswälle. Die Fahrtroute verläuft nach dem Verlassen des Kautokeinoelvtals zunächst am Ostufer des Suoppatjåkka-Baches, anschließend entlang des Suoppatjavri-Sees, wobei sich interessante Ausblicke auf die Steilhänge der glazifluvialen Terrassenkörper sowie eine Schar N-S orientierter Oswälle an beiden Seeufern ergeben. Südlich dieser durch mächtige Sand- und Kiesablagerungen geprägten Landschaft verflacht das Terrain zunehmend. Mulden wurden beim Zurückschmelzen des Inlandeises mit Moränenmaterial und glazifluvialen Sedimenten aufgefüllt, wobei größere Reliefunterschiede minimiert oder ausgeglichen wurden. Festgesteinrücken wurden vom Eis abradert und weithin mit Lockersedimenten verhüllt, so dass Felspartien in der Landschaft kaum in Erscheinung treten. Die vom pleistozänen Inlandeise und seinen Gletscherzungen akkumulierten Sedimente wurden im Postglazial aufgrund des vorherrschenden Flachreliefs nur wenig verlagert. Die Sedimentfracht der kleinen Bäche wird in den zahlreichen Seebecken abgelagert, die von den Bächen durchlaufen werden. Gelisolifluidale und abluale Materialverlagerungen sind bei geeigneten Böschungs- und Feuchteverhältnissen wirksam; sie haben das Landschaftsbild aber kaum verändert. Auffällig sind die zahlreichen Palsamoore, die sich in abflusslosen Hohlformen entlang der Fahrstrecke entwickelt haben, begünstigt durch den wenig permeablen Untergrund und das winterkalte, die Zersetzung des organischen Materials hemmende Klima in diesem kältesten Be-

reich der Finnmarksvidda. Kurz vor dem Erreichen der Häuser von Siebe befindet sich östlich der Straße ein ca. 150 x 200 m großes Palsamoor, in dem Kuppel-, Wall- und Komplexpalsas mit Höhen von 2-3 m entwickelt sind. Die vorherrschenden Komplexpalsas sind 25-75 m lang und 10-25 m breit. Ihre Oberflächen sind plateauförmig abgeflacht. Auf einigen Palsas tritt der nackte Torf großflächig zutage. Andere Palsas sind von einer dichten Zwergstrauch-Vegetation bedeckt und zeigen keinerlei Anzeichen eines deflatorischen Torfabtrags. Die Palsaflanken sind relativ steil und durch Blockerosion geprägt. Breite Laggzonen als Indikatoren eines fortgeschrittenen Palsazerfalls (vgl. u. a. MEIER 1985, 1987, 1991, 1996, 2015) fehlen allerdings. Bei Grabungen und Bohrungen (August 1984, 1985, 1986) wurde die Permafrosttafel in 90-100 cm Tiefe angetroffen. Die Palsas stellen offenbar reine Torfpalsas dar. Bei Bohrungen auf verschiedenen Palsas bis in 5 m Tiefe wurde weder die minerogene Moorunterlage noch die Permafrostbasis erreicht. Sondierungen in der Umgebung der Palsas ergaben Torfmächtigkeiten von mindestens 5,5 m. Dies bestätigt die Beobachtungen von ÅHMAN (1977) aus dem Jahr 1967, nach denen es sich im Moor ausschließlich um Torfpalsas handelt, die sich in einem besonders tiefgründigen Moorabschnitt entwickelt haben. Erstaunlicherweise haben viele der von ÅHMAN beschriebenen Palsas bis in die Gegenwart überdauert.

Nach gut 10 km Fahrt durch hügeliges, mit Birkenwald bestandenes Terrain mit kleineren Seen und inselhaft eingestreuten Mooren mit flachwelliger Oberfläche, bei denen nicht immer klar ist, ob sie Permafrostboden in Gestalt von niedrigen Plateaupalsas enthalten, erreicht die Exkursionsroute ein rund 25 km² großes zusammenhängendes Mooregebiet, das sich von der Abzweigung der Stichstraße zur Wetterstation Siccajavri vom Suolujavri-See bis zu den Häusern von Aidejavri erstreckt. Der Zugang zu den westlichsten und östlichsten Abschnitten dieses weitflächigen Moorareales wird durch breite und tiefe Abflüsse von Seen versperrt, doch ist ein kleines Palsamoor am östlichen Straßenrand gegenüber den Häusern von Aidejavri, die wie jene von Siebe auf trockenen glazifluvialen Terrassenflächen erbaut worden sind, von der Straße aus gut erreichbar (Parkplatz an der Brücke über den Bach unmittelbar südlich der Häusergruppe). Das Moor befindet sich zwischen der Straßentrasse und dem östlich gelegenen Luovusluobbal-See (369 m ü. M.). Es umfasst eine Reihe hoher, am Westufer des Sees aufgereihter kuppelförmiger, bis zu 5 m hoher Hügel, die aufgrund ihrer Höhe in der ansonsten flachen Landschaft auffallen. Die Hügel sind dicht mit Zwergsträuchern bewachsen und wirken relativ intakt. Im Kronenbereich finden sich mehrere polykorme Bergbirken (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*). Erosionserscheinungen sind auf die ostexponierten, steil zum Abfluß des Luovusluobbal-Sees abfallenden Hügelflanken beschränkt. Die maximale saisonale Auftautiefe auf den Hügelkronen schwankt zwischen 68 cm und 95 cm (1985-2012, vgl. Foto 44). Im Unterschied zu den Palsas bei Siebe enthalten die Hügel einen mächtigen, eisreichen Mineralbodenkern. Seine granulometrische Zusammensetzung und sein Eisgehalt variieren sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Bei Bohrungen bis in 7 m Tiefe (1985) wurden unter der 85-130 cm mächtigen Torfdecke außer tonig-schluffigen, frostempfindlichen Sedimenten auch sandig-kiesige Ablagerungen mit eingeschalteten Blankeisschichten durchteuft. Die Permafrostbasis wurde an keiner Stelle erreicht, was auf eine erhebliche Permafrostmächtigkeit schließen läßt. Im Moorabschnitt zwischen den Palsas sind vor einigen Jahren Thermistoren installiert worden, um die Bodentemperaturen im Moor zu erfassen (vermutlich von der Universität Tromsø). Östlich und nordöstlich des Luovusluobbal-Sees befindet sich ein weit gespannter Moorkomplex, der vom Kronenbereich der höchsten Palsas gut zu überschauen ist. Er beherbergt alle bekannten Palsaformvarianten in unterschiedlichsten Entwicklungsstadien. Embryonale Stadien und wenige Jahre alte Aggradationsstadien scheinen allerdings nicht zu existieren oder wurden zumindest nicht im Gelände aufgefunden. Der Moorkomplex ist vom kleinen Parkplatz am Bachlauf südlich der Straßenbrücke zugänglich, wobei jedoch mehrere kleine Bachläufe überquert werden müssen.



Foto 44: Grabung im Kronenbereich eines 5 m hohen Kuppelpals am Luovusluobbal-See bei Aidejavri südlich von Kautokeino. Die saisonale Auftautiefe des Torfes beträgt unter der dichten Zwergstrauchvegetation 60-70 cm. Die relativ große sommerliche Auftautiefe ermöglicht das Wachstum von polykormen Bergbirken auf den Palsahügeln, die inselhaft Permafrost-Vorkommen im Moor repräsentieren und sich von ihrer Umgebung durch ihre xerophile Vegetation unterscheiden. 9.9.2010

Südlich von Aidejavri folgt die Fahrstrecke dem Ostufer eines lang gestreckten namenlosen Sees (366 m) und überquert danach ein hügeliges, mit Birkenwald beständenes Bergland. Die in NW-SO -Richtung streichenden, von Grundmoränendecken überzogenen Bergrücken erstrecken sich mit Höhen von 490-520 m ü. M. mit ihren flachkuppigen Gipfeln bis knapp über die Waldgrenze und versperren die Sicht auf die nahezu straßenparallel orientierten Bachtäler. Die Talböden sind weitflächig vermoort und enthalten zahlreiche Palsamoore mit Palsas in unterschiedlichen Entwicklungsstadien. Charakteristisch für die Moore hier und im Umkreis von Aidejavri sind unzählige kleine Teiche als Endstadium des Palsazerfalls im Rahmen des zyklischen Palsaentwicklungsganges (Entwicklungskreislaufes). Inwiefern die Klimaerwärmung seit Beginn der 1990 er Jahre die Palsa-Degradation und die Bildung von Kryokarsterscheinungen beschleunigt hat, ist noch unklar. Den Feldbefunden zufolge vollzieht sich der Palsazerfall hier weniger rasch als in den küstennahen Mooren, was sich u. a. mit der größeren Mächtigkeit der im Sommer thermisch isolierenden Torfdecke und den tieferen Jahresmitteltemperaturen sowie den deutlich negativen Wärmebilanzsummen erklären läßt. Auf den letzten 4 km vor der Grenzstation verläuft die Exkursionsroute am Ostufer des Goedjevavri-Sees (387 m), an dessen Westufer sich mehrere Palsamoore befinden, die auf einem ufernahen Pfad von Kivilompolo aus besucht werden können.

An der norwegisch-finnischen Grenzstation Kivilompolo endet die Exkursion. Eine Rückfahrt / Weiterfahrt kann über die R 93 nach Alta, die R 93 und R 92 (ab Giedneguoika) nach Karasjok mit Anschluß nach Tana Bru (E 6) oder Inari / Ivalo (E 75) oder weiter über die R 93 nach Enontekiö (Hetta) / Muonio und danach über die E 8 nach Tornio im Süden oder Trömsö im Norden mit Weiterfahrt über die E 6 nach Narvik erfolgen.

4. Schlussfolgerungen

Die Finnmarksvidda repräsentiert nach Ausweis der Jahresmitteltemperaturen und der jährlichen Wärmebilanzsummen das kälteste Gebiet des norwegischen Festlandes abseits der höchsten Gipfellagen des skandinavischen Hochgebirges. Dennoch sind die flachwelligen Hochflächen weithin von lichtem Birkenwald bestanden und nicht vergletschert, bedingt durch die relativ hohen sommerlichen Wärmesummen und die geringen winterlichen Niederschläge im thermisch und hygrisch kontinentalen Binnenland. Permafrostboden tritt morphologisch vornehmlich in Gestalt von Palsa-Hügeln in Erscheinung, deren Entwicklung durch die weite Verbreitung mächtiger Torfablagerungen ermöglicht wird, die infolge ihrer thermisch isolierenden Wirkung den Frostboden im Sommer vor dem Auftauen schützen. Die zahlreichen abflusslosen Hohlformen, der weithin wasserundurchlässige felsige Untergrund sowie die durch große Kältesummen gekennzeichneten langen und strengen Winter, die die Zersetzung der Biomasse hemmen, begünstigen die Moor- und Torfbildung. Die überwiegende Mehrzahl der Palsamoore ist im Birkenwald gelegen; die Untergrenze ihrer Verbreitung erreicht am sommerkühleren Nordostrand der Finnmarksvidda das Meeresspiegelniveau (Porsanger-, Tana- und Varangerfjord). Außer in Palsamooren findet sich Permafrostboden auch an wind- und kälteexponierten Plätzen unterhalb und oberhalb der Waldgrenze, vorzugsweise in ton- und schluffreichen Moränen und Terrassensedimenten. Der Permafrostboden der Palsamoore liegt in diskontinuierlicher Verbreitung vor und ist als polarer Permafrostboden zu klassifizieren. Dagegen handelt es sich bei den Permafrostvorkommen in den hoch aufragenden Bergen am Glintrand, etwa den über 1000 m ü. M. aufragenden Gaissa- und Rassa-Bergen bei Lakselv und Levajok, um Hochgebirgspermafrostboden (alpinen Permafrostboden). Seine exakte Verbreitung und seine Mächtigkeit sind bisher kaum bekannt. Die flachkuppigen Gipfellagen sind von mächtigen Blockfeldern bedeckt, die unter „kaltem“, wenig erosivem Eis die pleistozänen Vergletscherungen überdauert haben und möglicherweise ein hohes, z. B. tertiärzeitliches Alter aufweisen. Die wenigen, bisher vorliegenden Befunde deuten auf Auftautiefen von stellenweise bis zu 10 m, die vermuten lassen, dass der Permafrostboden mit den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen nicht im Gleichgewicht steht. Die tiefst gelegenen Permafrostvorkommen sind in Grobschuttablagerungen, wie z. B. Sturzschutthalde, Bergsturz-Akkumulationen, Blockgletschern und grobblockigen Moränenhügeln und -wällen anzutreffen. In den Gipfellagen der höchsten Berge ist wahrscheinlich auch das Festgestein vom Permafrost durchsetzt. Diese Bereiche erstrecken sich möglicherweise bis in die Höhenstufe des kontinuierlichen alpinen Permafrostbodens (z. B. Rastigaissa bei Levajok).

Das präexistente Relief der Finnmarksvidda wurde im Pleistozän im Zuge mehrerer Vergletscherungen überprägt. Mittels Grundmoränenstratigraphie und der Datierung glazifluvialer Sedimente und fossiler Böden lassen sich bisher 3 Glazialzyklen und mindestens 7 Vergletscherungen nachweisen, bei denen die Vidda in ihrer Gesamtheit vom Inlandeis überfahren worden ist. Das Inlandeis stieß dabei entweder aus südwestlicher Richtung aus dem norwegisch-schwedischen Hochgebirge (Kebnekaise-Gebiet; skandinavischer Typ der Eisschild-Konfiguration) oder aus südöstlicher Richtung aus dem finnischen Enontekiö (fennoskandischer Typ der Eisschild-Konfiguration), wie im Falle der letzten, spätweichseiszeitlichen Vergletscherung, Richtung Eismeerküste vor. Die Deglaziation der Finnmarksvidda am Ende des Pleistozäns vollzog sich, begünstigt durch das weithin vorherrschende flachwellige Relief, recht rasch im Laufe von nur 800 Jahren und war nach OLSEN, MEJDAHL & SELVIK (1996) vor 9 200 Jahren B. P. (norwegisch-finnische Grenze; Alta: 10 000 Jahre B. P.) abgeschlossen.

Die pleistozänen Gletscher modifizierten das präexistente Relief räumlich unterschiedlich stark. Die glaziäre Morphodynamik war im Bereich des Kaledonischen Deckenbaus am Nordrand der Finnmarksvidda infolge der größeren Reliefenergie und Petrovarianz der Festgesteine sowie des stärker gekammerten Reliefs effektiver als im Bereich des Fennoskandischen Schildes, wo die wenig gegliederte, von resistenten Festgesteinen gebildete subkambrische Peneplain nur wenige Angriffspunkte für die Glaziärerrosion bot. Nördlich des Glintrandes wurden fluviale V-Täler zu Trogtälern mit U-förmigem Querschnitt ausgeschürft, Mulden zu Becken und Trögen übertieft und Hangmulden zu Karen umgewandelt. Ferner schuf die Glaziärerrosion Rundhöcker und Festgesteins-Drumlins. In den tieferen und middle-

ren Lagen ist der Fels weithin vom Inlandeis glattgeschliffen worden. Schliffmarken (Striae) indizieren stellenweise die Vorstoßrichtung des Eises. Oftmals ist eine Blockstreu aus kantengerundeten Erratika entwickelt. In den höchsten Gipfellagen (um 1000 m ü. M. und darüber) fehlen derartige Erosionsspuren oftmals, da das Eis dort nicht temperiert („warm-based“) und erosiv, sondern unter Permafrostbedingungen kalt („cold-based“) und nicht erosiv war. Es hatte vielmehr eine protektive Wirkung, die die Unterlage vor der Abtragung schützte, wodurch die „alten“ präexistente Gipfelblockfelder die pleistozänen Vereisungen nahezu unbeschadet überdauern konnten. Als glaziäre Akkumulationsformen finden sich zwischen Glintrand und Eismeerküste Reste von End- und Seitenmoränen sowie, in Schutzlagen, Ablationsmoränen. Die Hänge sind weithin von einer schluffig-sandigen, stein- und blockreichen Grundmoräne bedeckt. In den größeren Tälern sind vor allem glazifluviale Ablagerungen in Gestalt von Terrassen, Deltas, Kames und Osern aus der Zeit der finalen Deglaziation des Gebietes erhalten.

Im Bereich des Fennoskandischen Schildes, charakterisiert durch das Flachrelief der subkambrischen Peneplain, war die Glaziärerrosion weniger wirkungsvoll als im Kaledonischen Deckenbau. Zwar wurden vom Inlandeis Täler und Becken weiter ausgeschürft (z. B. Tal des Alta-Kautokeinoelv), Bergzüge und Einzelberge abgerundet und Festgesteinsdrumlins herauspräpariert (z. B. Drumlinfelder am Iiesjavri-See), doch dominierte weithin die glaziäre Akkumulation. Folglich tritt der anstehende Fels nur an wenigen Plätzen großflächig zutage (z. B. Talflanken des Altaelv zwischen Masi und Solovomi). Der größte Teil der binnenländischen Finnmark (Finnmarksvidda i. e. S.) trägt eine schluffig-sandige, stein- und blockreiche Grundmoränendecke, die in muldenförmigen Vertiefungen eine Mächtigkeit von mehreren Zehnermetern erreichen kann. Auf den zahlreichen Bergrücken und Kuppen nimmt die Mächtigkeit im Allgemeinen ab, größere Lücken treten auf, und der Blockgehalt nimmt zu. Als richtungsweisende Formelemente sind Lockermaterial-Drumlins entwickelt, die in Mulden und flachen Tälchen sowohl in Luv- (Stoß-) als auch in Leepositionen zu finden sind. Im Unterschied zu Moränendecken sind Moränen als Formelemente auf der binnenländischen Finnmarksvidda äußerst selten, was insbesondere für Endmoränen gilt, die die Lage von Eisrandlagen markieren könnten. Offenbar schmolz das Inlandeis am Ende des Weichsel-Glazials zügig und ohne längere Stopps oder Vorstöße nach Süden zurück. Dieser Vorgang vollzog sich häufig in Form eines Niedertauens, wie die hügelig-kuppigen, blockreichen Ablationsmoränen in Schutzlagen ausweisen. Die größeren Täler, wie das Tal des Kautokeinoelv, fungierten während der Deglaziation als wichtige subglaziale Entwässerungsbahnen. Davon zeugen mächtige, von Sanden und Kiesen gebildete Oswälle, die Längen von mehreren Zehnerkilometern erreichen und zumeist NW bis NO orientiert sind. Die Topbereiche der Oswälle sind häufig von Flugsanden überweht, die aus den nahe gelegenen, zeitweise trocken gefallen vegetationsfreien Betten der Gletscherbäche am Rande des zurückschmelzenden Inlandeises stammen.

Die postglazialen Verwitterungs- und Abtragungsprozesse haben das Landschaftsbild nach dem Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises bisher kaum verändert. Durch Massentransporte und -verlagerungen sind zwar neue Formen und Ablagerungen entstanden, doch handelt es sich dabei vornehmlich um Klein- und Mesoformen, während der präexistente Großformenschatz nahezu unverändert erhalten blieb. Die vom Inlandeis und seinen Gletscherbächen akkumulierten Sedimente wurden im Postglazial aufgrund des weithin vorherrschenden Flachreliefs und der bindenden Vegetationsdecke nur wenig verlagert. In den größeren Flusstälern existieren jedoch Sand- und Kiesbänke, die vor allem während der frühlommerlichen Schneeschmelzhochwässer auch gegenwärtig noch verlagert werden. Gelisolifluidale und abluale Materialverlagerungen sind bei geeigneten Böschungs- und Feuchteverhältnissen vor allem oberhalb der Waldgrenze wirksam. Der resultierende Formenschatz hat die Hänge bisher aber nicht entscheidend umgestalten können. Die entlang der Flusstäler und am Rande der zahlreichen Seebecken weit verbreiteten Flugsanddecken und Dünen sind zumeist vegetationsbedeckt und inaktiv. An manchen Stellen ist die schützende Vegetationsdecke allerdings durch Viehtritt (Rentiere, Schafe) oder anthropogene Einwirkungen (Straßenbau, Fourwheelerfahrten) zerstört worden, so dass eine Aktivierung in Form einer zunehmenden Sandauswehung zu verzeichnen ist. Die resultierenden wannenförmigen, häufig von kanten- oder stufenförmigen Rändern umgebenen Kahlflächen treten vor allem im Umkreis von Siedlungen deutlich in Erscheinung. Die mächtigen Sturzschutthalde am Fuße der Steilwände des Altaelv-Canyons, die erst nach der finalen Deglaziation des Tales gebildet worden sein können, lassen vermuten, dass die

Rate der postglazialen Gesteinsverwitterung und Abtragung erheblich ist. Diese Vermutung steht jedoch im Widerspruch zu Befunden von anderen Lokalitäten in Finnmark und Nordskandinavien (z. B. Varanger-Halbinsel, Abisko-Berge), die auf eher geringe Beträge schließen lassen. Im Altaelv-Canyon dürfte die Sturzschuttbildung durch die Schichtung, Klüftung und Eigenschaften der Gesteine sowie die mikroklimatischen Verhältnisse im feuchten Canyon begünstigt worden sein. Die in der Vergangenheit lange Zeit als postglaziale, durch frostdynamische Verwitterungsprozesse entstandene Gebilde angesehenen Blockfelder in den Gipfellagen der hohen Berge am Nordrand der Finnmarksvidda weisen ebenso wie die Blockfelder auf den Plateaus der großen Halbinseln und Inseln der Küstenregion ein wesentlich höheres Alter auf (vgl. MEIER 2001). Rund 10 000 Jahre dürften kaum ausreichen, um Festgestein in stellenweise bis zu 10 m mächtige Blockdecken zu verwandeln. Die Blockfelder wurden schon wesentlich früher angelegt und im Postglazial durch Verwitterungs- und Verlagerungsprozesse nur relativ geringfügig überprägt.

Nach dem Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises und der Entwicklung einer Vegetationsdecke begann in den Substraten die Bodenbildung. In Abhängigkeit von den klimatischen Rahmenbedingungen, der Art und Dichte der Vegetation sowie zahlreichen weiteren lokalen Faktoren, wie z. B. den Böschungsverhältnissen und der Exposition, den Eigenschaften der Festgesteine und Lockersedimente, deren Körnung und Nährstoffgehalt, den Feuchteverhältnissen sowie der zur Verfügung stehenden Zeit, haben sich auf der Finnmarksvidda und im nördlich anschließenden Bergland eine Reihe von Bodentypen entwickelt, die in verschiedenen Subtypen und Varianten auftreten und bisweilen zu anderen Bodentypen überleiten. Unter Birkenwald dominieren Podsole, wobei Eisenpodsole und Eisenhumuspodsole gegenüber Humuspodsohlen vorherrschen. Typisch ist eine relativ mächtige organische Auflage als Folge der langsamen Humifizierung und Mineralisierung der Pflanzenbestandteile infolge der langen, kalten Winter. Im Baumgrenzökoton nehmen die Horizontmächtigkeiten der verschiedenen Podsolvarianten im Allgemeinen ab. An die Stelle der Vollpodsole treten Nanopodsole mit Profiltiefen von 15-30 cm. Oberhalb der Waldgrenze werden die Podsolierungsvorgänge hauptsächlich durch die Abnahme der Humus- und Säureproduktion sowie die längerfristige saisonale Bodengefrorenis gehemmt. Außer Podsohlen in unterschiedlichen Entwicklungsstadien finden sich Übergänge zu anderen Bodentypen, wie z. B. Gleyen. Entlang von Fluß- und Seeufern haben sich Gleye unter dem Einfluß des sich periodisch ändernden Grundwasserspiegels gebildet. Wo eine wasserstauende Schicht von wassergesättigtem Mineralboden überlagert wird, haben sich Pseudogley-Profile entwickelt. In den periodisch überschwemmten Talauen finden sich Rambla, Paternia und Vega als häufigste Bodentypen. An den Talhängen dominieren Podsole, doch sind auch Colluvisole und Ranker anzutreffen. Als Feuchtböden sind abseits der Palsa- und Pounikkomoore Hanggley-Ranker und Hangmoore verbreitet. Die Hanggley-Ranker sind an den Unterhängen und auf Hangverflachungen vielfach mit Hangmooren vergesellschaftet, die ihren Nährstoffbedarf sowohl ombrogen als auch soligen decken.

In feuchten Tal- und Muldenlagen werden stellenweise Torfmächtigkeiten von mehreren Metern erreicht. Dort ist die thermisch isolierende Torfdecke so mächtig, dass die winterliche Bodengefrorenis den Sommer überdauert und Permafrostboden in Gestalt von Palsa-Hügeln existiert. Die bis zu 12 m hohen Palsas repräsentieren die zuverlässigsten morphologischen Indikatoren rezenter Permafrostbodens in Finnmark und lassen sich mit Vorsicht (wegen des zyklischen, intern gesteuerten Entwicklungsganges) als Anzeiger für klimatische Veränderungen verwenden. So haben die Erhöhung der Jahresmitteltemperatur um rund 1 °C und die Zunahme der jährlichen Niederschlagsmenge um ca. 10 % im Zeitraum 1991-2009 gegenüber der Normalperiode 1961-1990 in der Küstenregion Finnmarks zu einer beschleunigten Palsa-Degradation (im Rahmen des natürlichen Entwicklungskreislaufes!) geführt, während die Palsas auf der binnenländischen Finnmarksvidda bei weiterhin deutlich negativen Jahresmitteltemperaturen und jährlichen Wärmebilanzsummen relativ stabil und intakt blieben (vgl. MEIER & THANNHEISER 2011, MEIER 2015). Bei einer Zunahme der Jahresmitteltemperatur um weitere 1,5-2,0 °C wären auch die Palsas in den weitflächigen Mooren der binnenländischen Finnmarksvidda vom Zerfall bedroht. Damit verschwände ein Moortyp aus der subarktischen Vidda-Landschaft, der sich durch ein einzigartiges Zusammenspiel von Vegetation, Substrat (Torf) und Bodeneis auszeichnet.

5. Literatur

- ÅHMAN, R. (1977): Palsar i Nordnorge. En studie av palsars morfologi, utbredning och klimatiska förutsättningar i Finnmark och Troms fylke. – Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avhandl. 78, 165 S., Lund
- BARSCHE, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. – 331 S. Berlin, Heidelberg, New York
- DAHL, E., ELVEN, R., MOEN, A. & SKOGEN, A. (1986): Vegetasjonsregionkart over Norge 1: 1 500 000. – Nasjonalatlas for Norge, Hønefoss
- DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT (Hrsg.) (2010): Temperatur- und Niederschlagsdaten der Jahre 1865-2009 von Finnmark, Oslo
- FARBROT, H., ISAKSEN, K. & ETZELMÜLLER, B. (2008): Present and Past Distribution of Mountain Permafrost in the Gaissane Mountains, Northern Norway. – Proc. Ninth Intern. Conf. Permafrost, 29. June – 3. July 2008, Univ. Fairbanks, Alaska, 1, S. 427-432, Fairbanks
- FARBROT, H., ISAKSEN, K., ETZELMÜLLER, B. & GISNÅS, K. (2013): Ground Thermal Regime and Permafrost Distribution under a Changing Climate in Northern Norway. – Permafrost Perigl. Proc. 24 (1), S. 20-38, Chichester
- GISNÅS, K., ETZELMÜLLER, B., FARBROT, H., SCHULER, T. V. & WESTERMANN, S. (2013): CryoGRID 1.0: Permafrost Distribution in Norway estimated by a Spatial Numerical Model. – Permafrost Perigl. Proc. 24 (1), S. 2-19, Chichester
- GJAEREVOLL, O. (1978): Finnmarksvidda: Naturen. In: Finnmarksvidda – natur – kultur. – Norges offentlige utredninger (NOU), 18 A, S. 7-113, Oslo, Bergen, Tromsø
- HARRIS, S. A. (1982): Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indices. – Biul. Perygl. 29, S.163-182, Lodz
- HOLST, B. (2000): Digital geologi Kautokeino. – Notat 1005, Finnmarksforskning, Alta
- HOLTMEIER, F.-K. (1974): Geoökologische Beobachtungen und Studien an der subarktischen und alpinen Waldgrenze in vergleichender Sicht (nördliches Fennoskandien / Zentralalpen). – Erdwiss. Forsch. 8, 130 S., Wiesbaden
- ISAKSEN, K., FARBROT, H., BLIKRA, L. H., JOHANSEN, B., SOLLID, J. L. & EIKEN, T. (2008): Five-Year Ground Surface Temperature Measurements in Finnmark, Northern Norway. – Proc. Ninth Intern. Conf. Permafrost, 29. June – 3. July 2008, Univ. Fairbanks, Alaska, 1, S. 789-794, Fairbanks
- JOHANSEN, I. R., LEBESBYE, E. T. & PETURSSON, H. (1984): Geologiske undersøkelser i området Savco-Virdnejavri, Altavassdraget. – Rapp. Tromsø Museum, Univ. Tromsø, 76 S., Tromsø
- KING, L. (1984): Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre / Rondane. – Heidelberger Geogr. Arb., 76, 174 S., Heidelberg
- KLEMSDAL, T. (1984): Landformer. – In: Norge 1, S. 128-177, Oslo
- LILLEÖREN, K. S., ETZELMÜLLER, B., SCHULER, T. V., GISNÅS, K. & HUMLUM, O. (2012): The relative age of mountain permafrost – estimation of Holocene permafrost limits in Norway. – Global Planetary Change 92-93, S. 209-223
- LYSÅ, A. & CORNER, G. D. (1994): Late Pleistocene glacial-deglacial facies successions and geologic history at Vuolgamasjåkka, Finnmarksvidda, Norway. – Norsk Geol. Tidsskr. 74, S. 9-23, Oslo
- MARTHINUSSEN, M. (1974): Contributions to the Quaternary Geology of North-Easternmost Norway and the Closely Adjoining Foreign Territories. – Norges Geol. Unders., Bull. 315, 157 S. Oslo
- MEIER, K.-D. (1985): Studien zur Verbreitung, Morphologie, Morphodynamik und Ökologie von Palsas auf der Varanger-Halbinsel, Nord-Norwegen. – Essener Geogr. Arb. 10, S.113-243, Paderborn

- MEIER, K.-D. (1987): Studien zur periglaziären Landschaftsformung in Finnmark (Nordnorwegen): Jb. Geogr. Ges. Hannover 1987, Sonderheft 13, 298 S., Hannover
- MEIER, K.-D. (1988 / 89): Permafrosthügel in Lappland und Spitzbergen – ein Forschungsbericht I u. II. – Natur und Museum 118 (9), S. 257-261, 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. (1996): Studien zur Periglaziärmorphologie der Varanger-Halbinsel, Nordnorwegen (mit einem Vergleich Finnmark – Nordenskiöldland, Zentrales Westspitzbergen). – Norden 11, 405 S., Bremen
- MEIER, K.-D. (1997): Bemerkungen zur Verbreitung von Permafrostboden in Norwegisch Lappland (Finnmark-Troms) anhand geomorphologischer und klimatischer Indikatoren. – Norden 12, S. 239-282, Bremen
- MEIER, K.-D. (1999): Gletscher und Permafrost am Lyngenfjord, Troms, Nordnorwegen, als potentielle Klimaindikatoren. – Norden 13, S.197-241, Bremen
- MEIER, K.-D. (2001): Vergleichende geomorphologisch-quartärgeologische Studien im küstennahen Plateau- und Alpinrelief von Finnmark (Kongsfjord, Båtsfjord) und Troms (Storfjord, Lyngen), Norwegisch-Lappland, unter besonderer Berücksichtigung der Blockfeld-Entwicklung. – Norden 14, S.159-191, Bremen
- MEIER, K.-D. (2015): Permafrosthügel in Norwegisch und Schwedisch Lappland im Klimawandel. – Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsökologie 22, 254 S. u. Daten CD, Hamburg
- MEIER, K.-D. & THANNHEISER, D. (2011): Permafrosthügel in Lappland (schwedisches Hochgebirge, norwegische Eismeerküste) und Spitzbergen (Nordenskiöldland) im Klimawandel (1960-2010). – Norden 20, S.119-154, Bremen
- MEIER, K.-D., THANNHEISER, D. & WEHBERG, J. (2003): Der nordnorwegische Fjellbirkenwald im Raum Masi-Kautokeino. Physiogeographische Voraussetzungen und dendrochronologische Merkmale. – Norden 18, S. 179-204, Bremen
- MEIER, K.-D., THANNHEISER, D., WEHBERG, J. & EISENMANN, V. (2005): Soils and Nutrients in Northern Mountain Birch Forests: A Case Study from Finnmarksvidda, Northern Norway. – Ecological Studies 180, S. 19-33 (zzgl. 8 S. Karten u. Tab.), Berlin, Heidelberg
- MOEN, A. (1999): Nasjonalatlas for Norge – Vegetasjon. – Statens Kartverk, 199 S., Hønefoss
- MOSIMANN, T. (1981): Bodentypen und ihre Verbreitung im Bereich der Waldgrenze am NW-Rand der Finnmarksvidda, Norwegen. – Norsk Geogr. Tidsskr. 35, S. 209-226, Oslo
- NORDLI, P.Ö. (1990): Inversion characteristics in a valley. Data from Maze (Masi) on Finnmarksvidda, Northern Norway. – Geogr. Ann. 72A (2), S. 157-166, Stockholm
- OLSEN, L. (1987): Alta – Lakselv. – NORDQUA 1987-Ekskursjonsguide, S. 13-21, Trondheim
- OLSEN, L. (1988): Stadials and interstadials during the Weichsel Glaciation on Finnmarksvidda, northern Norway. – Boreas 17, S. 517-539, Oslo
- OLSEN, L. & HAMBORG, M. (1983): Morenestratigrafi og isbevegelser fra Weichsel, sørvestre Finnmarksvidda, Nord-Norge. – Norges Geol. Unders., Bull. 378, S. 93-113, Trondheim
- OLSEN, L., MEJDAHL, V. & SELVIK, S. (1996): Middle and Late Pleistocene stratigraphy, chronology and glacial history in Finnmark, North Norway. – Norges Geol. Unders., Bull. 429, 111 S. Trondheim
- SOLLI, A. (1983): Precambrian Stratigraphy in the Masi Area, Southwestern Finnmark, Norway. – Norges Geol. Unders., Bull. 380, S. 97-105, Trondheim
- SOLLID, J.L., ANDERSEN, S. et al. (1973): Deglaciation of Finnmark, North Norway. – Norsk Geogr. Tidsskr. 27 (4), S. 233-325, Oslo

- SOLLID, J.L. & SÖRBEL, L. (1998): Palsa Bogs as a Climate Indicator – Examples from Dovrefjell, Southern Norway. – *Ambio* 27 (4), S. 287-291
- STÜTZER, A. (1995): Ein Vergleich von Art und Ausmaß der Stoffverlagerungen in Podsolen der Waldgrenzökotone Kanadas und Skandinaviens. – *Norden* 10, S. 73-84, Bremen
- THANNHEISER, D. (1975): Vegetationsgeographische Untersuchungen auf der Finnmarksvidda im Gebiet von Masi / Norwegen. - *Westfälische Geogr. Studien* 31, 178 S.. Münster
- THANNHEISER, D. & MEIER, K.-D. (2005): Inventory of Vegetation Damages along the Truck Track Gievdneuoika-Gaskabeivarri (Masi Quartzite Quarry). - Tromsø, 28 S.
- TOLGENSBAKK, J. & SOLLID, J.L. (1987): Lakselv – Neiden. – *NORDQUA 1987-Ekskursjonsguide*, S. 22-41, Trondheim
- VENZKE, J.-F. (1990): Beiträge zur Geoökologie der borealen Landschaftszone. Geländeklimatologische und pedologische Studien in Nordschweden. – *Essener Geogr. Arb.* 21, 254 S., Paderborn
- WEHBERG, J. (2007): Der Fjellbirkenwald in Lappland. Eine vegetationsökologische Studie. – *Mitteil. Geogr. Ges. Hamburg* 99, 215 S., Hamburg
- WEHBERG, J., THANNHEISER, D. & MEIER, K.-D. (2005): Vegetation of the Mountain Birch Forest in Northern Fennoscandia. – *Ecological Studies* 180, S. 35-52 (zzgl. 4 S. Tab.), Berlin, Heidelberg

6. Geologische und geomorphologische Karten

- BERGSTRÖM, B. (1977): 1733 II Cierte, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- FOLLESTAD, B.A. (1976): 1834 I Alta, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- FOLLESTAD, B.A. (1977): 2035 III Lakselv, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- FOLLESTAD, B.A. (1979): 2035 I Børselv, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- HAMBORG, M. & KLAKEGG, O. (1992): 1833 II Kautokeino, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- KLAKEGG, O. & HAMBORG, M. (1984): 1833 I Carajavri, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- KRISTIANSEN, K.J. & SOLLID, J.L. (1986): Børselvfjellet – Lille Porsangen, Nord-Norge, kvartaergeologisk og geomorfologisk kart 1:75 000. – Geogr. Inst. Univ. Oslo, Oslo
- LEBESBYE, E.H.T. (1985): 2135 IV Vieksa, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- OLSEN, L. (1989): 2033 III Baeivasgieddi, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- OLSEN, L., HAMBORG, M., BARGEL, T.H. & ALSTADSAETER, I. (1987): Enontekiö, kvartaergeologisk kart M 1:250 000, flyfototolket, med beskrivelse. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- OLSEN, L., REITE, A., RIIBER, K. & SÖRENSEN, E. (1996): Finnmark Fylke, løsmassegeologisk kart i M 1:500 000 med beskrivelse. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- SIEDLECKA, A. & ROBERTS, D. (1996): Finnmark Fylke, berggrunnsgeologisk kart i M 1:500 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- SIGMOND, E.M.O., GUSTAVSON, M. & ROBERTS, D. (1984): Berggrunnskart over Norge 1:1 000 000. – Norges Geol. Unders., Trondheim
- TOLGENSBAKK, J. & SOLLID, J.L. (1983a): 1833 III Raisjavri, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Geogr. Inst. Univ. Oslo, Oslo / Norges Geol. Unders., Trondheim
- TOLGENSBAKK, J. & SOLLID, J.L. (1983b): 1833 IV Mällejus, kvartaergeologisk kart 1:50 000. – Geogr. Inst. Univ. Oslo, Oslo / Norges Geol. Unders., Trondheim

7. Topographische Karten

STATENS KARTVERK (1979-2010): Norge 1:50 000 (Serie M 711), Finnmarksvidda flächendeckend, Hönefoss