Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	4 (1997), 1	S. 31 – 48	21 Abb., 41 Lit.

Glazialdynamik und Moränengenese – aktuogeologische Beobachtungen in Spitzbergen (Svalbard)

WERNER STACKEBRANDT, FRIEDHELM THIEDIG, HANS ULRICH THIEKE & NORBERT HERMSDORF

1. Vorbemerkungen

Im Rahmen einer vierwöchigen Studienreise im August 1996 nach Svalbard wurden aktuogeologische landschaftsgestaltende Prozesse im rezent vergletscherten Spitzbergen beobachtet, über die im Folgenden berichtet wird. Zielstellung der Studienreise war es, an Hand dieser Prozesse ein besseres Verständnis der Genese des kompliziert gebauten Quartärs in Brandenburg zu erreichen. Hierfür sollte auch der Vorteil genutzt werden, daß die glaziären und peeriglaziären landschaftsgenetischen Prozesse in Svalbard seit einigen Jahrzehnten Gegenstand internationaler Forschungsprojekte sind und von einigen Regionen modellartige Interpretationen vorliegen. Wegen der komplizierten Lagerungsverhältnisse pleistozäner Schichtenfolgen in Brandenburg spielten als aktuogeologische Vergleichsobjekte Beobachtungen zur Fließdynamik des Eises – speziell in den unteren Bereichen der Talgletscher – sowie der Moränengenese und des Stauchungsvorganges an der Stirn der Gletscher eine besondere Rolle. Weiterhin von Interesse waren die vielfältigen periglaziären Überprägungen der glazigenen und glazifluviatilen Sedimente. Während der Studienreise konnten u. a. auch Gletscher besucht werden, an denen GRIPP (1929) seine Beobachtungen zur Genese von Stauchmoränen ableitete. Aufgrund seines aussagekräftigen und reich bebilderten historischen Expeditionsberichtes ergeben sich aus dem Vergleich des damaligen und heutigen Zustandes interessante Aussagen zur Landschaftsentwicklung dieses Gebietes im Zeitraum der letzten rund 70 Jahre.

Ausgangspunkte für die Geländearbeiten bildeten die Orte Ny Ålesund im Kongsfjord [1)] und Longyearbyen im Isfjord. Camps wurden in der Engelskbukta (südlich von Ny Ålesund) und am Penckbreen an der Südflanke des Van-Keulenfjords eingerichtet. Abb. 1 zeigt auf einer schematisierten geologischen Karte die von uns besuchten Regionen. Hinweise zur geologischen Entwicklung der Region werden im folgenden Kapitel gegeben.

[1)] Für die Möglichkeit zur Durchführung der aktuogeologischen Untersuchungen danken wir allen Förderern und Unterstützern unseres Vorhabens; auch an dieser Stelle sei dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung für die freundliche Aufnahme in der Koldewey-Station herzlich gedankt.

Um den in Brandenburg tätigen Geologen Möglichkeiten der Nutzung der aktuogeologischen Beobachtungen zu erschließen, konzentrieren wir uns in diesem Beitrag auf eine illustrierte Darlegung der Befunde mit kurzgefaßter Erläuterung und auf vergleichende Hinweise auf brandenburgische Sachverhalte.

1.1. Erforschungsgeschichte Svalbards

Svalbard ist ein alter Wikingername für die Inselwelt der europäischen Arktis, der übersetzt „kalte Küste" bedeutet. Die größte dieser Inseln trägt heute den Namen „Spitsbergen", den der holländische Seefahrer WILLEM BARENTS 1596 diesem Archipel bei der Wiederentdeckung vor genau 400 Jahren gegeben hat. Mit einer Fläche von ca. 63 000 km^2 ist das Land etwa so groß wie die Bundesländer Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern zusammen. In den beiden Sommermonaten Juli und August werden unter der Sonne des fast 5 Monate andauernden Polartages etwa 40 % des Landes schnee- und eisfrei.

Seit der Unterzeichnung des Spitzbergenvertrages von 1920 steht Svalbard unter norwegischer Souveränität, erlaubt aber den Unterzeichnerstaaten freien Zugang. Waren es im 17. und 18. Jahrhundert vor allem Walfänger, die sich an diese „kalte Küste" wagten, darunter auch der Hamburger Schiffsbarbier F. MARTENS 1671, der einen sehr fesselnden Bericht über eine dieser Reisen abgegeben hat (MARTENS 1675), so folgten im 19. Jahrhundert Forscher, wie der Deutsche K. KOLDEWEY (1837–1908), der seine erste Nordpolar-Expedition 1868 durchführte und dabei auch Spitzbergen betrat (KOLDEWEY 1871). Die im Sommer 1910 mit einem kaiserlichen Schiff durchgeführte Studienreise der Deutschen Arktischen Zeppelin-Expedition, an der so bedeutende Forscher wie ERICH VON DRYGALSKI (1865–1949), H. HERGESELL (1859–1938) und A. MIETHE (1862–1927) teilnahmen (MIETHE & HERGESELL 1911), diente der wissenschaftlichen und technischen Vorbereitung von Entdeckungs- und Forschungsflügen von Zeppelin-Luftschiffen in das Nordpolargebiet. Ein Jahr später querten die Polarforscher W. FILCHNER (1877–1957) und H. SEELHEIM Spitzbergen.

Der Meteorologe H. Hergesell, der seit 1906 meteorologische Beobachtungen in Spitzbergen angestellt und 1910 die ersten aerologischen Aufstiege mittels Drachen und

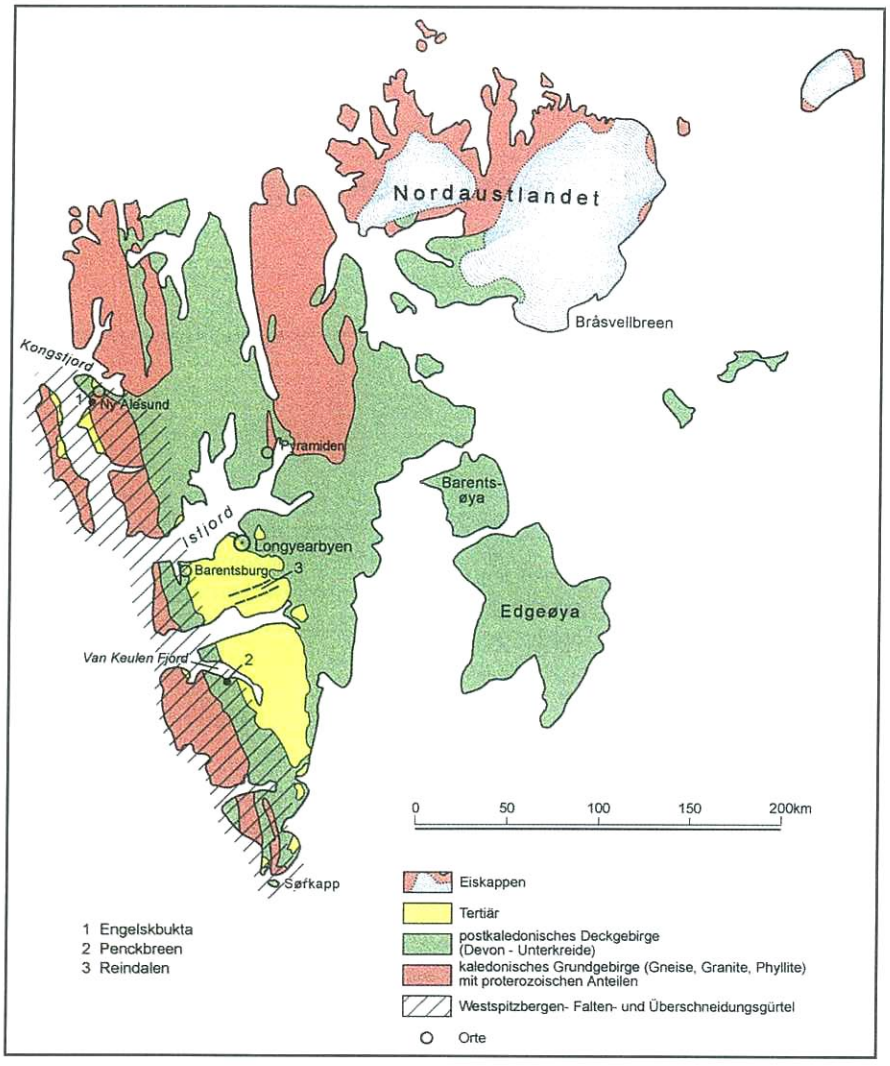


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte von Svalbard

Ballons ausgeführt hatte, gründete die „Deutsche Geophysikalische Station" im Adventsfjord, die 1911/12 mit der Überwinterung von G. REMPP und A. WAGNER ihre Tätigkeit aufnahm. Ein Jahr später wurde die Station zum Ebeltofthafen am Krossfjord verlegt (DEGE 1962). An dieser Station war 1912 auch KURT WEGENER (1878–1964) tätig. Von hervorragender Bedeutung waren dessen meteorologischen Messungen und Beobachtungen von Nordlichtern, die simultan mit gleichartigen Beobachtungen seines Brüders ALFRED WEGENER (1880–1930) an der Überwinterungsstation „Borg" in NE-Grönland ausgeführt wurden (K. WEGENER 1916; K. WEGENER & ROBITZSCH 1916 a, b, c,; KOCH & A. WEGENER 1929)[2]. Nach dem ersten Weltkrieg machte der Hamburger, später Kieler Professor der Geologie, K. GRIPP 1925 und 1927 auf zwei Expeditionen in Spitzbergen aktuogeologische Beobachtungen an Gletschern und ihren Sedimenten, um sie mit dem glazigenen Formenschatz in Norddeutschland zu vergleichen.

Im letzten Weltkrieg hat die Deutsche Marine die Bergbausiedlungen, insbesondere die Hauptstadt Longyearbyen in Brand geschossen. Bis zum Sommer 1945 wurden dort militärisch ausgerichtete deutsche Wetterbeobachtungen durchgeführt.

Der Würzburger Geograph J. BÜDEL hat in den Jahren 1959 bis 1967 vermutlich als erster deutscher Wissenschaftler nach dem zweiten Weltkrieg die aktuogeologischen und geomorphologischen Forschungen auf den Inseln Edgeøya und Barentsøya erneut aufgenommen.

Das Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der DDR in Berlin hat 1962 die schon 1938 begonnenen geodätischen und geophysikalischen Untersuchungen unter der Leitung von W. PILLEWIZER fortgesetzt. Im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1964/1965 wurden diese Arbeiten mit einer größeren Forschergruppe der Akademie der Wissenschaften in Potsdam im Gebiet des Kongsfjords weitergeführt.

Von der Universität Hamburg hat U. LEHMANN von 1968 bis 1975 drei Expeditionen nach Spitzbergen unternommen, die das Ziel hatten, plattentektonische Auswirkungen

[2] Die Ausführungen zur frühen Forschungsgeschichte folgen freundlichen mündlichen Hinweisen von Dipl.-Geol. U. Wutzke, Berlin.

bei der Öffnung des Nordatlantiks in den Tertiärsedimenten paläontologisch zu belegen. In den Jahren 1983 bis 1996 wurden vor allem von den Universitäten Hamburg und später Münster zahlreiche geologische Expeditionen nach Westspitzbergen von F. THIEDIG durchgeführt.

Eine große geowissenschaftliche Expedition unter der Leitung des Stuttgarter Geographen W. BLÜMEL mit über 50 Wissenschaftlern fand in den Jahren 1990 bis 1992 statt (SPE 90). Von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover wurden 1992 und 1994 zwei große internationale geologische Expeditionen nach Westspitzbergen und Nordgrönland unter der Leitung von F. TESSENSOHN veranstaltet (CASE 1 + 2), um Fragen der Entstehung des alpidischen Faltengürtels an der Westküste Spitzbergens zu klären.

1.2. Einführung in die Erdgeschichte Svalbards

Erdgeschichtlich lag Svalbard bis zum Eozän vor etwa 50 Millionen Jahren nördlich von Grönland. Es ist erst danach in die heutige Position gelangt. Im Grundgebirge, das in der kaledonischen Tektogenese entstand, sind Anteile älterer proterozoischer Kerne nachgewiesen. Während die älteren Bestandteile überwiegend aus Gneisen, Glimmerschiefern und deformierten Graniten bestehen, haben teilweise jungproterozoische und altpaläozoische Sedimente geringere Deformationen und geringere Metamorphose-Umwandlungen erlitten. Teilweise liegen sie als Phyllite und schwach metamorphe Schiefer vor. Die kaledonische Tektogenese hat stellenweise hochmetamorphe Glaukophanschiefer und Eklogite erzeugt, die während des Silurs in einer Subduktionszone geprägt und durch Obduktionsvorgänge wieder an die Oberfläche gebracht wurden.

Postkaledonische, undeformierte Granite haben ein Obersilur-Alter. In dieser Zeit bildete sich aus dem kaledonischen Gebirge der Old-Red-Kontinent mit seinen vorwiegend roten klastischen Sedimenten. Große, teilweise synsedimentäre Grabensysteme des Devons nahmen den Schutt des aufsteigenden und gleichzeitig der Abtragung zum Opfer fallenden kaledonischen Gebirges auf. Die Mächtigkeiten dieser roten Klastite übersteigen 8 km. Marine Einschaltungen mit Brachiopoden und Panzerfischen zeigen die distale Lage am Nordrand des Old-Red-Kontinentes an. Svalbard mitsamt Grönland lagen damals noch in Äquatornähe.

Im kohleführenden Unter- bis Mittelkarbon setzte erneut eine marine Transgression ein, die mit kurzer Unterbrechung an der Oberperm-Untertrias-Grenze bis in die Unterkreide andauerte. Die variszische „Svalbard-Phase" erzeugte im Unterkarbon Schieferung und Faltung in den Devonschichten und vereinzelt Überschiebungen im kaledonischen Grundgebirge.

Die roten Klastite und silikatreichen Karbonate des Jungpaläozoikums mit Fusulinen und Conodonten, die von dunkelgrauen, tonreichen Sedimenten des Mesozoikums abgelöst werden, legen Zeugnis ab von der Nordbewegung der Grönland-Spitzbergen-Platte in ein gemäßigteres Klima.

An der Jura-Kreide-Grenze machte sich die langsam einsetzende Plattentektonik mit der Öffnung des Nordatlantiks durch basaltische Spaltenintrusionen bemerkbar. Die Oberkreide fehlt im Gegensatz zu Nordgrönland in Spitzbergen völlig, dieses könnte durch Plattenbewegungen (Hebungen) im Zusammenhang mit der Öffnung des Nordatlantiks erklärt wurden. Im Paläogen und möglicherweise bis ins Neogen hinein werden mehrere Kilometer mächtige klastische, kalkarme und teilweise marin beeinflußte Sedimente insbesondere in das Zentralbecken Spitzbergens geschüttet (vgl. Abb. 1).

Vermutlich im Eozän, vor der Abtrennung Svalbards von Nordgrönland, erlitt besonders der Westen Spitzbergens eine stärkere Einengung, die zu einem großangelegten Falten- und Überschiebungsbau führte. Diese Kompressionsphase könnte durch eine Rotation Grönlands entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn verursacht sein. Neben einer miozänen Ausbildung von Plateaubasalten in Nordwest-Spitzbergen traten im Quartär basische Vulkanite mit ungewöhnlich hohem Gehalt an ultrabasischen Mantelxenolithen auf.

Im Quartär war Svalbard mehrfach vereist. Heute weist nur noch die zweitgrößte Insel Nordaustlandet eine größere Inlandeiskappe auf. Postglazial hob sich Svalbard unterschiedlich. Jüngere Terrassen liegen bis zu 50 m über dem heutigen Meeresspiegel.

2. Gletscherdynamik und Stauchmoränengenese

2.1. Surgende Gletscher als Motor für die Stauchmoränengenese

Das Bewegungsverhalten der Gletscher weist starke Intensitätsunterschiede auf. Es wird nicht nur durch die Morphologie des Untergrundes (Gefälle und Rauhigkeit) und durch klimatische Einflüsse (Temperatur und Niederschläge) gesteuert, sondern folgt auch Einflüssen, die sich aus der Internstruktur des Gletschereises und aus seinen mechanischen Eigenschaften ableiten. Dominierendem Einfluß für die Landschaftsprägung im Vorfeld der Talgletscher kommt dem Surgen der Gletscher zu (engl. surge = Woge, Welle, Sturzsee; hier svw. Gletscherausbruch). Hierbei kann sich für einen Zeitraum von wenigen Jahren die Fließgeschwindigkeit des Eises auf max. einhundert Meter pro Tag erhöhen (vgl. Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen, Oslo 1993) und reduziert sich anschließend wieder auf wenige Meter je Jahr bzw. führt im unteren Bereich der (Tal-) Gletscher zu rückschreitenden Gletscherfronten. Während der kurzzeitigen Gletscherausbrüche wird nicht nur die Massenbilanz zwischen den tieferen und höheren Gletscherabschnitten wesentlich verändert, sondern auf diesen Zeitabschnitt konzentriert sich auch die glazitektonische Deformation der Gesteine bzw. Lockersedimente im Vorfeld der Gletscherstirn (vgl. CROOT 1988: die Anlage von Stauchmoränen und das „Surgen" der Gletscher Spitzbergens sind auf das engste miteinander verbunden). Solche hochaktiven Phasen eines Gletschers dauern in der Regel ein bis zwei, seltener drei bis zehn Jahre (DOWDESWELL et al. 1991). Während des anschließenden längeren Zeitabschnitts zwischen den

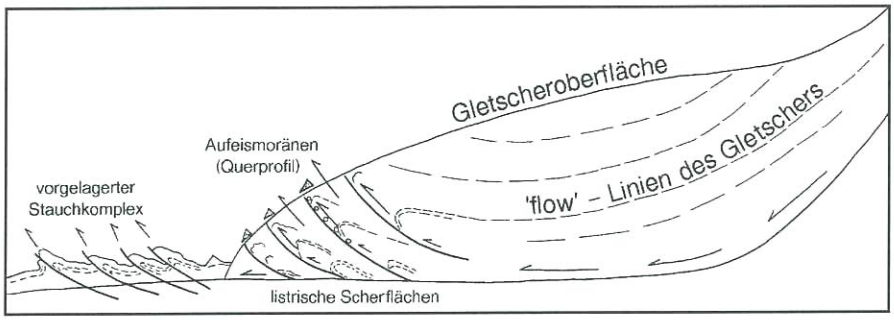


Abb. 2

Idealisierter Längsschnitt durch den unteren Teil eines Talgletschers; deutlich wird die räumliche und genetische Beziehung zwischen den gletscherinternen Bewegungsbahnen, den Aufeismoränen und dem der Gletscherzunge vorgelagerten Stauchkomplex.

Gletscherausbrüchen wird durch Schmelzvorgänge und unzureichenden Eisnachschub die Gletscherstirn wieder zurückverlegt, während in den höheren Talabschnitten das Gletschervolumen wieder aufgefüllt wird. Die Intervalle zwischen den Gletscherausbrüchen schwanken auf Spitzbergen je nach Gletscher zwischen 30 und mehr als 100 Jahren (HAGEN et al. 1993). Die Stauchungen im Vorland der von uns besuchten Talgletscher Spitzbergens sind mit diesen kurzzeitigen und impulsartigen Gletscherausbrüchen verbunden.

Surgende Gletscher sind u. a. auch aus Kanada, Alaska, Grönland und den Anden beschrieben worden. Auf Svalbard, wo über 90 % aller Gletscher dem Surge-Typ angehören, sind allein in diesem Jahrhundert mindestens 79 Surge-Ereignisse registriert worden (HAGEN et al. 1993).

Über längere Zeiträume betrachtet, führt das Surgen zu einem Pulsieren des Gletscheraußenrandes, der durch kurzzeitige Ausbrüche und längerfristige Rückschmelzphasen charakterisiert wird. Ein derartiges intervallartiges An- und Abschwellen der Fließgeschwindigkeit des Eises läßt sich auch auf die Verhältnisse im Außenbereich von Inlandeiskappen übertragen, die sich im Pleistozän mehrfach auch auf norddeutsches Gebiet erstreckten. Als Vergleichsobjekte können hierfür auch die beobachteten Abflußwerte der rezenten Inlandeiskappen, wie die der Antarktis und der von Grönland, herangezogen werden. So treten im Außenbereich der antarktischen Eiskalotte Fließraten von wenigen Metern bis zu mehr als 1 000 m je Jahr (wie im Lambert-Rift, Ostantarktika und den Ausflußgletschern des Victorialandes) auf. Auch in Svalbard ist das Surge-Phänomen nicht auf Talgletscher beschränkt.

Abb. 3

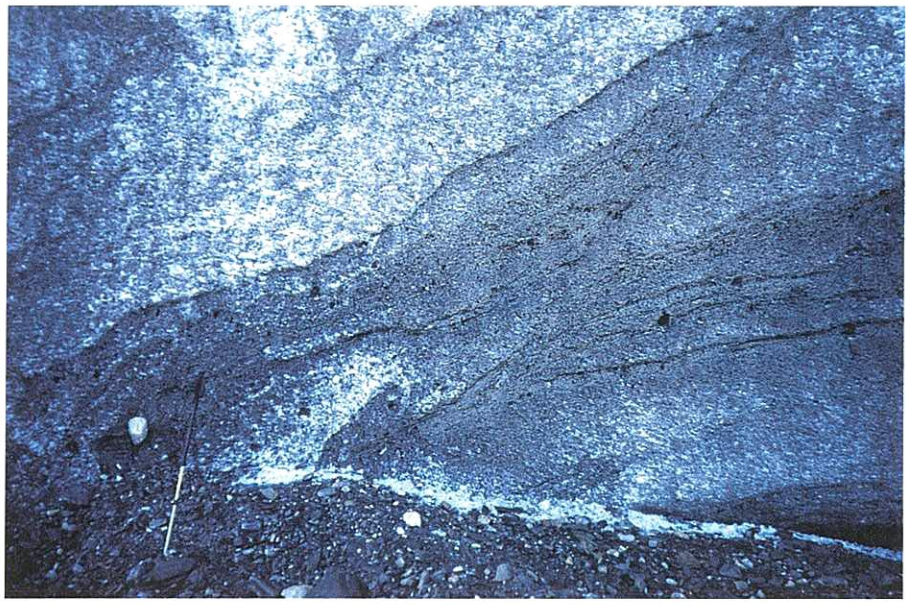
Die flach uhrglasförmig gewölbte Gletscherzunge des Mittleren Lovénbreens (Brögger-Halbinsel) ist typisch für einen Gletscher mit Rückschmelztendenz. Entlang der listrisch gebogenen Scherbahnen, die sich mit leichter Außenkrümmung quer zur Bewegungsrichtung des Gletschers anordnen wird das jeweils schneller fließende auf das vorgelagerte langsamer fließende Eis auf- bzw. überschoben.

Abb. 4
Die meist quer zur Hauptbewegungsrichtung des Eises angeordneten Aufeismoränen bilden sich dort, wo schneller fließendes Eis und dadurch bedingte höhere Ablation zum Austauen des aufgenommenen Materials führen

Beispielsweise stieß der Brasvellbreen, einer der Ausflußgletscher der ca. 8 105 km^2 großen Eiskappe des Austfonna im östlichen Svalbard, innerhalb von zwei Jahren mit einer 30 km breiten Front ca. 20 km vor (SCHYTT 1969).

Das Fließverhalten der Gletscher unterliegt nicht nur zeitlichen Schwankungen, sondern es ist auch innerhalb eines Gletschers inhomogen. Abb. 2 zeigt einen idealisierten Längsschnitt durch den unteren Bereich eines Talgletschers einschließlich der für das Überschieben des schneller fließenden oberen Teils des Gletschereises erforderlichen Scherhorizonte. Abb. 3 zeigt den Oberflächenausbiß dieser schaufelförmig (listrisch) gebogenen Scherbahnen am Lovénbreen, die in allen acht von uns beobachteten Gletschern sehr ähnlich ausgebildet waren. Dort, wo die Bewegungsunterschiede zwischen liegendem Eis und überschiebendem Eis sowie die mitgeführte Schuttfracht und der Betrag der Abschmelzung bzw. der Ablation groß genug sind, ist mit ihnen die Anlage von Aufeismoränen verbunden, die sich mit leichter Krümmung parallel zum Außenrand und quer zur Bewegungsrichtung des Gletschers anordnen und mit der Moränengenese die höhere

Abb. 5
Der Gletscher nimmt an seiner Basis Material auf, das bis zur Gletscheroberfläche „durchgereicht" und dort als Aufeismoräne angehäuft wird. Für den Tranport kommt den listrisch gebogenen Scherbahnen eine besondere Bedeutung zu.



Ablationsrate des „schnelleren" Eises belegen (vgl. hierzu Abb. 4). Gleichzeitig zeigt die Krümmung der Aufeismoränen auch die höhere Fließgeschwindigkeit des meist zentralen Gletscherteils im Querprofil. Nach dem vollständigen Rückschmelzen des Eises können diese Moränenwälle mit endmoränenartigen Bildungen verwechselt werden.

Das für die Bildung der Aufeismoränen erforderliche Sediment entstammt zumindest teilweise dem basalen Bereich des Gletschers (siehe hierzu Abb. 5), ist schlecht sortiert und kaum kantengerundet. In den Bereichen mit intensivem oberflächlichem Schmelzwasserabfluß traten umfangreiche Sedimentumlagerungen bzw. -sortierungen dieses Materials auf.

Ideale Einsichten in das Strukturinventar des Gletscherinneren gestatteten die mitunter mehrere km langen Resteisrippen, die durch Seiten- oder Mittelmoränenüberdekkung vor dem Rückschmelzen bewahrt blieben. In den beobachteten unteren Talabschnitten lag die Basis des Gletschers auf Sediment, das in den der Beobachtung zugänglichen Bereichen ungefroren war. Durch das basale Gleiten des Eises werden eine Vielzahl von ± parallel zur Basisfläche orientierten Scherflächen innerhalb des Eises angelegt, deren Häufigkeit zum Hangenden hin nach wenigen Metern allmählich abnimmt.

Neben diesen basalen Scherflächen ist für die Internstrukturierung des Gletschers im Längsprofil eine in Abständen von mehreren Dekametern, teilweise auch enger, sich wiederholende Ausbildung von listrischen Scherflächen typisch, deren flacher Teil immer talaufwärts gerichtet ist und deren Aufsteilung in Fließrichtung erfolgt. Mit dem Überfahren des jeweils liegenden Eissegments ist die Anlage dieser Scherhorizonte verbunden, die sich bis zur Gletscheroberfläche erstrecken. Abb. 6 zeigt die enge räumliche Anordnung derartiger Bewegungsbahnen.

An morphologisch prädestinierten Stellen nimmt der Gletscher Material vom überfahrenen Untergrund auf, das an den Scherflächen bis zur Gletscheroberfläche „durchgereicht" und dort aufgrund der Ablation als Aufeismoräne abgelagert wird (s.o.).

Während unseres kurzen Spitzbergen-Aufenthaltes konnten Seiten-, Mittel-, End- und Stauchmoränen besucht werden. Aufschlüsse in Grundmoränen waren dagegen rar. Für das Verständnis der Oberflächengeologie von Brandenburg ist die aktuelle Beobachtungsmöglichkeit sehr junger Stauchmoränen von besonderer Bedeutung. Die Entstehung der Stauchmoränen ist ursächlich mit dem Vorgang des oben beschriebenen Gletscherausbrechens, dem sogenannten Surgen verbunden. Der daraus resultierende gerichtete Druck wirkt sich auf das Vorland mit der Anlage von wulstartigen Stauchwällen aus, die sich parallel zum Außenrand der Gletscherzunge anordnen. Die Bildung der Randwülste schreitet dabei von der Gletscherstirn beginnend nach außen vor; sie erfolgt zwar im räumlichen und zeitlichen Nacheinander, jedoch gehört die Anlage eines Stauchkomplexes zu einem einaktigen Vorgang und ist nicht das Ergebnis des mehrfachen und kurzzeitigen Oszillierens der Gletscherstirn!

Für das Surgen der Gletscher dürfte neben den oben beschriebenen glazialdynamischen Gründen auch der Art der subglazialen Entwässerung der anfallenden Schmelzwässer eine wesentliche Bedeutung zukommen. Mit zunehmender Eismächtigkeit des Gletschers erhöht sich gleichzeitig die basale Scherspannung. Das gestiegene Druckpotential führt zum Schließen der inglazialen und subglazialen Schmelzwasserförderkanäle. Können die anfallenden Schmelzwässer nicht mehr über diese Tunnelsysteme abgeführt werden, weichen sie nach unten aus und bilden einen Wasserfilm an der Gletscherbasis oder werden in das darunterliegende Sediment gepresst. Wird der sich dadurch erhöhende Porenwasserdruck nicht abgebaut, was aufgrund ihrer geringen Permeabilität besonders bei feinkörnigen Sedimenten (Tone, Schluffe) der Fall ist, wird deren Scherfestigkeit herabgesetzt. Der Gletscher verliert damit seine „Bodenhaftung", der Reibungskontakt Eis/Untergrund wird aufgehoben und das Eis beginnt auf dem Wasserfilm oder dem durch Wasserübersättigung hochviskosen Sediment zu gleiten. Der aufgestaute Druck im Eis einerseits sowie die stark verringerte Reibung an der Gletscherbasis anderseits führen dabei zu einem, die normale Fließgeschwindigkeit überschreitenden, plötzlichen Ausbrechen des Eises.

Sehr anschaulich für das Verständnis der Genese solcher Stauchkomplexe sind die Modellierungen KÖSTERS (1958), der Stauchungen experimentell nachvollzog und sowohl die Phänomene vor als auch unter dem Eis beschrieb. Vor der Stirn des vorstoßenden Gletschermodells bildeten sich bei KÖSTER mehrere Schuppen, wobei die äußere die jeweils jüngere war. Der Aufbau einer Schuppe begann mit der Anlage einer Falte, die bei anhaltender Pressung über eine Faltenüberschiebung schließlich in eine Schuppe übergeht. Diese wird auf einer schaufelförmigen (listrischen) Überschiebungsfläche nach vorn und aufwärts geschoben. Danach erfolgt in gleicher Weise die Anlage der nächsten und folgenden Schuppen. Der Hauptanteil der Verschiebungen verlagert sich fortlaufend auf die jüngste Bewegungsbahn, wobei sich die älteren Schuppen als ein nahezu einheitlicher Komplex verhalten; insgesamt resultiert eine dachziegelartige Lagerung mit Dominanz von Schuppungsbau. Falten traten nur untergeordnet auf.

Bei der Modellierung der Stauchung unter Eislast entstanden anstelle der früher beobachteten Schuppen Falten. Der von oben wirkende Druck hinderte das Material in der zuerst angelegten Falte daran, in dem zur Schuppenbildung notwendigen Maße nach oben auszuweichen. Es kam zum Aufbau einer Faltenzone mit von innen nach außen abnehmender Amplitude, aber zunehmender Wellenlänge.

Während KÖSTER bei seinen Experimenten mit plastischen Modellsubstanzen arbeitete, also von ungefrorenen Untergrund- und Vorlandsedimenten ausgeht, weisen andere Autoren darauf hin, daß solche Stauchungsstrukturen sowohl im gefrorenen als auch im ungefrorenen Sediment entstehen (u. a. VAN DER WATEREN 1995).

Die von KÖSTER erzeugten Strukturen korrelieren sehr gut mit unseren Beobachtungen an der Front des Penckbreen.

Abb. 6
Das Überschieben des jeweils schnelleren hangenden Eises wird vorrangig durch listrische Scherflächen realisiert, die – wie im Beispiel des Penckbreen – in Dekameter-Abständen auftreten.

dehnung und der äußeren und inneren Strukturierung des Penckbreen-Stauchkomplexes. Auffällig ist der harmonische Aufbau des Ensembles mit ± ähnlichen Abständen der Stauchwülste untereinander und ansteigender Höhe der Stauchkämme in Gletscherrichtung, ähnlich, wie sie von KÖSTER im Experiment erzeugt wurden (siehe auch Abb. 8). Detailuntersuchungen entlang von Querprofilen durch glazitektonisch deformierte Bereiche haben das Nebeneinander von Faltungs-, Schuppungs-, Überschiebungstektonik nachgewiesen (u. a. GRIPP 1929, ETZELMÜLLER et al. 1996, VAN DER WATEREN 1995). Diese unterschiedlichen Deformationsbilder treten auch im Vorfeld des ca. 20 km langen Talgletschers des Penckbreen nebeneinander auf, ohne daß jedoch Gesetzmäßigkeiten ihrer jeweiligen Anordnung zueinander erkannt werden konnten. Prinzipiell dominiert eine nach außen gerichtete Vergenz der Einzelstrukturen, wohingegen die Hauptbewegungsbahnen zum Gletscher hin einfallen. Diese proximal-distal-Differenzierung tritt auch in den anderen Stauchmoränenkomplexen auf. Da jedoch i. w. proglaziale

Abb. 7
Blick auf den Stauchmoränenkomplex des Penckbreen. Deutlich zu erkennen ist der harmonische Aufbau des Ensembles von Stauchwällen.

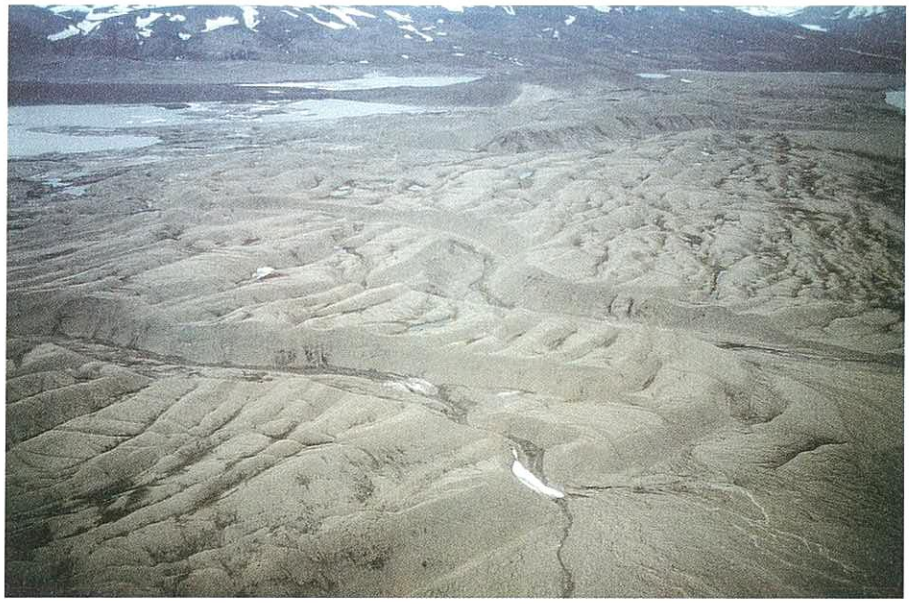


Abb. 8
Die morphologisch zunehmende Höhe der Stauchwülste von außen in Richtung Gletscher (hier der Penckbreen) charakterisiert auch die zum Vorland gerichtete abnehmende Deformationsintensität des stauchenden Gletschers

Sedimente in die Stauchung einbezogen werden, ist der Begriff Moräne im geologischen Sinne hier nicht korrekt.

Details der Internstruktur einzelner Stauchrippen sind nur an wenigen Schmelzwasserdurchbruchstälern zu erkennen. Einen Eindruck davon vermitteln die Abb. 9 und 10. Hierbei zeigt Abb. 9 den Typ der vorrangigen Faltung mit untergeordnetem Auftreten von Störungen und Scherflächen. Dagegen ist auf Abb. 10 die Dominanz von flach zum Eisrand hin einfallenden Schuppen zu erkennen. Die Gültigkeit der intensiven Regelung des Störungsinventars für den gesamten Stauchkomplex wird auch aus den norwegischen Luftbildern ersichtlich. Zusätzlich zeigen diese das Nebeneinander von gleichgerichteten Faltungs- und Schuppungsdeformationen in mindestens zwei Größenkategorien, die sich einerseits im Bereich von einigen Metern und andererseits in der Dekameter- bis Hektometerdimension bewegen.

Im Stirnbereich des Penckbreen überwiegen marine Sedimente mit z. T. geringmächtiger Bedeckung von glazifluviatilen Bildungen, die im ungefrorenen Zustand defor-

Abb. 9
Schmelzwasserabflußrinnen zeigen den Internbau der Stauchwülste; hier mit Vorherrschen von außenvergenten Falten in der Meter-Dimension.

Abb. 10
Zum Gletscher hin einfallende Schuppen aus deformierten Vorlandsedimenten zeigen den Stapelbau im östlichen Flankenbereich des Penckbreen.

miert wurden. Als Begründung für das Nichtgefrorensein geben ETZELMÜLLER et al. den Salzgehalt im Porenwasser der Sedimente an. Aus unserer Sicht wirkt sich auf die Mächtigkeit der Auftauzone und auf die Deformierbarkeit der Sedimente außerdem die Menge des abfließenden Schmelzwassers aus.

Während die GRIPP-Expedition die Gletscherstirn des Penckbreen noch fast im Kontakt zum Innensaum der Stauchmoräne vorfand, erfolgte in den zwischenliegenden 70 Jahren eine Rückverlegung der Stirn um ca. 2 000 m, wobei sich diese negative Bilanz in der gegenwärtigen dynamischen Rückschmelzphase noch weiter verstärkt.

Abb. 11
Grund-, End- und Stauchmoränenlandschaft des Penckbreen. Durch Lithologie und Formungsmechanismus deutlich unterscheidbare End- und Grundmoräne mit Toteisflächen, Eisstausee und glazigenem Schutt (linke Bildhälfte) sowie Girlanden von Stauchmoränenwällen aus hauptsächlich marinen Sedimenten, die nicht vom Eis überfahren, sondern allein durch Kompression des surgenden Gletschers in beeindruckender Regelmäßigkeit deformiert wurden (rechte Bildhälfte). Schmelzwasserabflußrinnen zerschneiden radial das gefaltete bis geschuppte Gletschervorland.

Abb. 12
Scherdeformation im Grenzbereich zwischen Grundmoräne und überfahrenem Sediment im Stirnbereich des Penckbreen.

Der Innensaum des aus zahlreichen Einzelwällen bestehenden Stauchkomplexes vor dem Penckbreen wird von einer morphologisch deutlich ausgeprägten Endmoräne eingenommen (Abb. 11). Im basalen Bereich weist der zugehörige Geschiebemergel eine starke Strukturierung durch Basisflächen-parallele Scherflächen auf. Der hangende Bereich des überfahrenen Sediments ist ebenfalls deformiert (siehe Abb. 12). Zwischen der Endmoräne und dem zurückverlegten flachen Eisrand hat sich ein großer Schmelzwasserstausee gebildet. An den Rändern dieses Stausees kommt es zu umfangreichen Erosions- und Rutschungserscheinungen, so daß unter einer unterschiedlich mächtigen Sedimentauflage Toteis sichtbar wurde. Ein Schmelzwasserfluß schnitt sich ca. 10 m tief in dieses Toteis ein, ohne seine Basis zu erreichen. Die in Abb. 6 gezeigte enge Abfolge listrisch angeordneter Scherflächen, entlang derer das Eis auf- und überschoben wird, entstammte diesem Erosionsschnitt.

3. Periglaziäre Überprägungen

Infolge der auf Svalbard herrschenden klimatischen Bedingungen – die mittlere Jahreslufttemperatur für Longyearbyen beträgt –4,8 C – wird die periglaziäre Landschaftsgenese des gesamten Archipels vom kontinuierlichen Permafrost geprägt, der sich bis in Teufen zwischen 200 und 450 m erstreckt. Durch die jährlichen oberflächigen Auftauprozesse im Sommer bis zu einer Bodentiefe von 1,50 m bilden sich im Zusammenwirken mit weiteren Einflußgrößen die für diese Klimazone typischen periglaziären Erscheinungen wie Solifluktion, Frostmusterböden und Pingos aus, auf die im folgenden kurz eingegangen wird.

3.1. Solifluktion und die Anlage von Frostmusterböden

Die sich im Sommer (etwa Juni bis August) über der Permafrostzone bildende aktive Auftauschicht gibt bei Wassersättigung und Neigungswinkeln um 5° Anlaß zu mannigfaltigen Bodenfließ- und Rutschvorgängen. Die in Tiefenlagen entwickelte Tundrenvegetation z. B. mit Polarweide (*Salix polaris*), Polsternelke (*Silene acaulis*), Silberwurz (*Dryas octopetala*) und Polarmohn (*Papaver dahlianum*) hat keinen stabilisierenden Einfluß auf diese gravitativen Ausgleichsbewegungen. Bei starken Hangneigungen bilden sich Blockgletscher, Sturzschutthalden und Schuttströme, bzw. Muren (THIEDIG & LEHMANN 1973, MEIER 1991).

In der aktiven Schicht können je nach Geländeneigung sowie Wassergehalt und Beschaffenheit der Bodenmatrix netz-, ring- oder streifenförmige Korngrößenfraktionierungen auftreten, die durch den Frost-Tau-Wechsel hervorgerufen werden. Auf ebenen Flächen wurden häufig Ringstrukturen von ca. 0,5–1,5 m im Durchmesser angetroffen, bei denen ein ringförmiger Wall aus groben Komponenten einen zentralen Feinerde-Kern umgibt (Abb. 13a). Plattige Gesteinsbruchstücke können dabei, annähernd senkrecht gestellt, diesen Zentralteil einfassen. Dominiert Grobschluff in der Bodenmatrix, wie im Verbreitungsgebiet des permischen dolomitischen Sandsteins der Brögger-Halbinsel, tritt die seltenere Strukturumkehrung mit einer ringförmigen Wallstruktur aus Feinerde um einen grobstückigen Zentralteil auf (Abb. 13b). Für die Entwicklung der Frostmuster- oder Polygonböden werden langsame, konvektionsstromartige Bewegungen in der Auftauschicht angenommen.

Schon geringe Oberflächenneigungen und/oder verstärkte Wasserführung verzerren gravitativ die kreisförmigen Strukturen zu Ellipsen und schließlich zu Streifen. Auf Grund von Langzeitbeobachtungen sind unter den Bedingungen Spitzbergens nur ca. 200 Jahre für die Bildung vollständig ausgebildeter Frostmusterböden anzusetzen. Ihre Entstehung wird hauptsächlich durch die frostdynamische Mobilität der sandig-schluffigen Bodenmatrix gesteuert.

3.2. Pingos

Zu den eindrucksvollsten subpolaren Periglaziärbildungen Svalbards gehören die Pingos, deren stattlichster Vertreter von uns im mittleren Reindalen (Nordenskjöldland) besucht wurde. Es handelt sich um beulen- und kegelartige Aufwölbungen des Untergrundes durch Eisdiapire oder

Abb. 13 a

Frostmusterböden auf der Brögger-Halbinsel. Weitverbreitet sind Ringstrukturen mit Feinerdekern und einem umlagernden Wall aus gröberen Gesteinskomponenten (13 a), seltener ist die Umkehrung mit einem Feinerdering um einen grobstückigen Zentralteil (13 b).

-lakkolithen mit rundem bis elliptischem Grundriß, die Höhen bis 42 m und maximale Durchmesser bis 320 m erreichen. In ihrer Scheitelzone zeigen sie je nach Entwicklungsstadium das gesamte Inventar von rupturellem Dehnungsgefüge, z. T. mit krater- bis grabenartigen Dehnungsstrukturen als Thermokarsterscheinungen. Abb. 14 (a bis c) zeigen das mit der Beulung einhergehende Strukturinventar mit umlaufendem Streichen der „aufgeklappten" Tertiärsandsteine um die ovale Gesamtstruktur, wobei auch die höchsten Bereiche noch von fluviatilem Schottermaterial bestreut waren und damit die subrezente Hebung der Struktur aus dem Talbodenbereich belegen.

Die svalbardischen Pingos wurden zuerst von ORVIN (1944) umfassend beschrieben und zogen nachfolgend die Aufmerksamkeit zahlreicher Geographen und Geologen auf sich, die sie detailliert untersucht und systematisiert haben (u. a. AHMAN 1973, LIESTØL 1977, MEIER 1991). Die Beziehungen zwischen der Pingoentstehung und dem hydrologischen Regime bringt am deutlichsten die ursprüngliche norwegische Bezeichnung „Kildehaug" von

Abb. 13 b

Abb. 14 a

Pingos im Reindalen. Je nach Entwicklungsstadium treten sie als beulenartige Aufwölbung mit rupturellem Dehnungsgefüge in Erscheinung (14a). Wird infolge solifluidaler Prozesse die Sedimentbedeckung beseitigt und der Eiskern freigelegt, beginnt dieser zu tauen und es entwickelt sich eine wassergefüllte Gipfeldepression (14b). Nach oberflächigem Austauen des Eiskerns verbleibt eine wassergefüllte Hohlform mit einem Randwall (14c). Ein schematisiertes Genesemodell nach MEIER (1991) zeigt Abb. 14 d.

ORVIN zum Ausdruck, die er wählte, bevor sich der englische Begriff „Pingo" durchsetzte. Kildehaug heißt soviel wie Quellberg und weist auf den Zusammenhang zwischen häufig beobachtetem Quellaustritt und Pingo hin, ebenso wie der früher gebräuchliche Begriff „Hydrolakkolith".

Das Vorkommen von Pingos auf Spitzbergen ist meist an netzartig breit durchflossene Täler (braided river) mit vergletscherten Talflanken sowie an subpolare klimatische Verhältnisse geknüpft. Die subpolaren Temperaturen gestatten, daß sich unter dem Hanggletscher Schmelzwasser bilden kann, das unter der stauenden Permafrostschicht hangabwärts fließt (siehe Abb. 14 d). Breite Täler mit mächtigen glazifluviatilen Sedimentfüllungen und möglicherweise exarativ angelegten Rinnen und Schwächezonen in der Permafrostschicht ermöglichen den Aufstieg des gespannten Wassers in oberflächige Gesteinsschichten. In Abhängigkeit von dem sich dort einstellenden thermischen Regime können sich Eisbeulen bilden, die, genährt

Abb. 14 b

Abb. 14 c

durch das von unten zuströmende Wasser, diapir- oder lakkolithartig in die Höhe wachsen und dabei sogar Festgesteinspakete durch die Schmelzwasserschotter hindurchpressen. Pingos sind damit bemerkenswerte morphologische Zeugen von noch nicht in allen Einzelheiten geklärten Vorgängen im engen Grenzbereich zwischen Auftauen und Gefrieren, deren Ursprung von einigen Bearbeitern sogar in älteren Wärmephasen gesehen wird.

Auffällig ist das enge räumliche und zeitliche Nebeneinander verschiedener Entwicklungsstadien von Pingos, beginnend von juvenilen Formen (relativ flache Hügel ohne Gipfeldepression) bis hin zu bereits ausgeschmolzenen Formen (wassergefüllte Hohlformen mit Randwällen oder deren Resten).

3.3. Thermokarst

In den proximalen Bereichen von Sanderflächen wurden eindrucksvolle Thermokarsterscheinungen angetroffen (Abb. 15). Das Tauen von verschüttetem Boden- und Toteis verursacht bis zu mehrere Meter tiefe, trichterförmige Bildungen mit einem beispielhaften Inventar von Zerrklüften und Setzungsfugen in den überlagernden feinkörnigen Sedimenten. Dieser Vorgang ist besonders landschaftsprägend im distalen Zerfalls- und Toteisbereich des Gletschers mit glazilimnischer und glazifluviatiler Sedimentation und erzeugt eine unruhige Oberflächenmorphologie mit sich ständig verändernden Hohl- und Einbruchsformen. Sind größere Areale vom Niedertauen betroffen, so geraten lithofaziell und zeitlich gleiche Sedimente in

Abb. 14 d

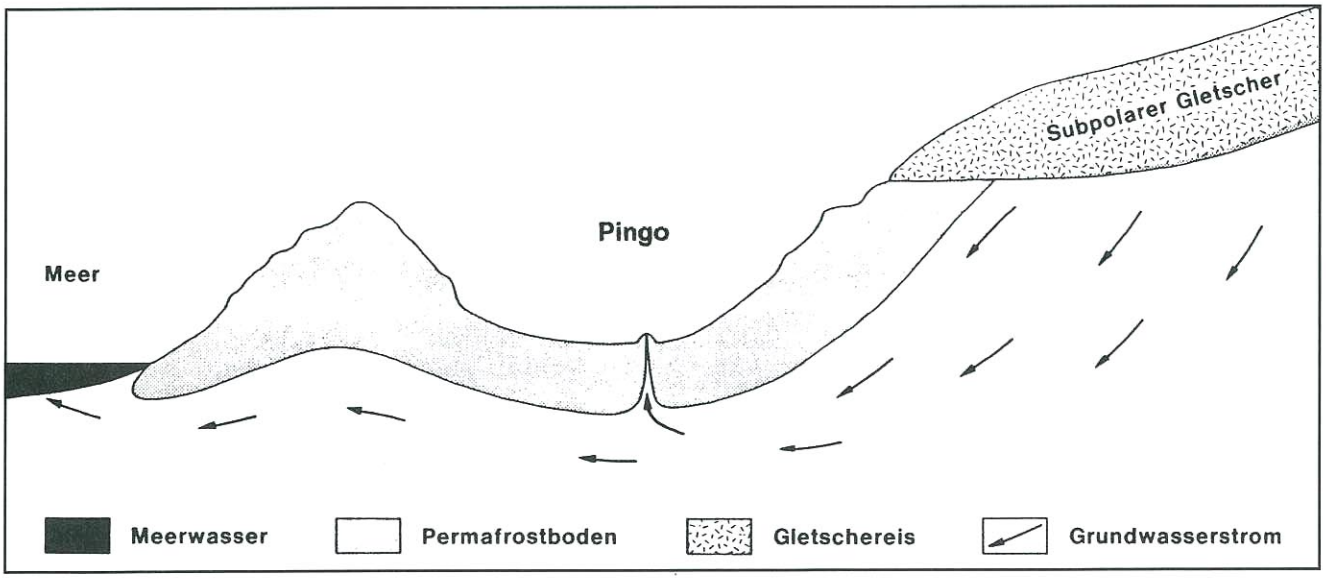


Abb. 15
Das Abschmelzen von verschütteten Eiskörpern (Toteis, Grundeis) führt zur Bildung mehrere Meter tiefer Hohl- und Einbruchsformen (Thermokarst) mit beispielhaftem Inventar von Zerrklüften und Setzungsfugen im überlagernden Sediment; hier eindrucksvoll im Vorland des Comfortlessbreen (Engelskbukta).

unterschiedliche Tiefenlage, ohne daß zusätzliche Deformationen stattfanden.

3.4. Sortierung des Moränenmaterials

Häufig und zum Teil kontrovers werden die glazialdynamischen Vorgänge, die die Durchmischung und die Verteilungsmuster von Gesteinsschutt/Geschieben im Gletscher bestimmen, diskutiert (CEPEK et al. 1975, EHLERS 1983, 1990, EISSMANN 1994, LIPPSTREU et al. 1994). Diese komplexen Vorgänge wirkten längst nicht so homogenisierend, wie es von einigen Anwendern der Geschiebe- und Kleingeschiebestatistik z. T. vorausgesetzt wird und wodurch deren Aussagekraft erheblich eingeschränkt wird.

An fast allen von uns besuchten Gletschern Svalbards konnte die oberflächige und inglaziale Sedimentverteilung

Abb. 16
Der Bröggerbreen südwestlich von Ny Ålesund transportiert unterschiedlichste Gesteinstypen vom Ursprungsgebiet bis in sein Vorland und lagert das Moränenmaterial in vollkommen unvermischtem Zustand ab. Die unterschiedliche Färbung der Gesteine macht das klar getrennte Nebeneinander der verschiedenen Gesteinstypen sichtbar.

Abb. 17
Die schräggeschichteten Schmelzwassersande und -kiese auf der Moräne des Lovénbreen wurden in einer Eisspalte sedimentiert. Solange der Frost den Detritus zusammenhält, bleibt ihr gangartiges Erscheinungsbild erhalten.

ihrem Ursprungsgebiet zugeordnet werden, das häufig nur wenige Kilometer entfernt war. Besonders deutlich war an Mittelmoränen das enge, jedoch über lange Distanzen zu verfolgende, klar getrennte Nebeneinander von unterschiedlichen Gesteinstypen festzustellen, die in diesem unvermischten Zustand Geschiebefracht des Gletschers wurden.

Ein gleichartiger Ausgangszustand kann sicherlich für alle skandinavischen Gebirgsgletscher angenommen werden, die Bestandteil der pleistozänen nordeuropäischen Eiskalotte wurden. Auf dem ca. 2 000 km langen Transportweg des Inlandeises bis in den Brandenburger Raum haben in seinem basalen Teil Sedimentation und Erosion ständig gleichzeitig stattgefunden. In Abhängigkeit von Temperatur, Druck, Reliefenergie und Gesteinsfestigkeit verursachten wechselnde Materialaufnahme und -abgabe Durchmischungs- und Verdünnungsprozesse des Geschiebeinhalts, wie wir ihn in seiner nur schwer entschlüsselbaren Verteilung in den Grund- und Endmoränen in Brandenburg vorfinden.

Andererseits wird der mit Lokalmaterial kaum verdünnte Geschiebebestand der roten Moränen baltischer Fazies Norddeutschlands als Beweis für relativ ungestörten, inglazialen Transport von Fernmaterial angesehen. Die Beobachtung von *undurchmischtem* Moränenmaterial am Lovén- und Bröggerbreen (siehe Abb. 16) vermittelt einen realistischen Eindruck von den zu erwartenden Geschiebeverteilungsmustern bei inglazialem Transport und ihrer problematischen Deutbarkeit.

Die aktuogeologischen Beobachtungen zur landschaftsgestaltenden Wirkung des Mediums *Inlandeis* verbessern unsere Möglichkeiten, seine vielfältigen sedimentären Hinterlassenschaften in Brandenburg eindeutiger als bisher in den glaziären Zyklus einzuordnen. Die von uns besuchten Talgletscher weisen kein detritusfreies, blaublattstrukturiertes Eis auf, wie die großen Gletscher in ihren moränenfreien Abschnitten, sondern bestehen größtenteils aus unterschiedlich stark geschiebeführendem Eis. Trotz oberflächiger Anreicherungseffekte gab die wechselnde Schuttbestreuung und Geschiebeführung an der Gletscheroberfläche indirekten Aufschluß über die inhomogene Sedimentverteilung tieferer Bereiche und ergänzte damit Beobachtungen aus den randlichen Profilanschnitten.

Kleine Aufeismoränen folgen konzentrischen Systemen parallel zum Gletscherzungenrand oder anderen, meist listrischen Scherflächen, auf denen sich durch die oben geschilderte differenzierte Eisdynamik ungleichkörnige Schuttfracht angereichert hat, die an der Gletscheroberfläche ausgetaut ist. Von Aufeismoränen deutlich unterscheidbar sind lineare, meist nur über kurze Strecken zu verfolgende Spaltenfüllungen, deren gangartiges Erscheinungsbild deutlich erhalten bleibt, solange der Frost den Detritus zusammenhält (Abb. 17). Der gegenüber dem Moränenmaterial auffällig gute Sortierungsgrad sowie Schrägschichtungsgefüge belegen fluviatilen Transport.

4. Ausblick

Aktuogeologische Beobachtungen in vergletscherten Arealen Spitzbergens sind auch für die Quartärgeologie Brandenburgs von wesentlicher Bedeutung. Als Flächenstaat im norddeutschen Vereisungsgebiet ist die vielgestaltige Landschaftsformung Brandenburgs ein Ergebnis der mehrfachen pleistozänen nordeuropäischen Vereisungen und nachfolgender Rücktauprozesse; das vorstoßende Eis, die mit jeder Glaziation verbundenen umfangreichen Schmelzwässer und periglaziäre Überformungen sind die hauptsächlich an der Landschaftsgenese beteiligten Fak-

toren. Überlagert werden diese landschaftsgestaltenden Vorgänge durch die nach NW verlaufende generelle Entwässerung des unvergletscherten Teils von Mitteleuropa, die das brandenburgische Territorium als Durchfrachtungsraum nutzten und dabei zusätzlich südliche Sedimentkomponenten zum Absatz brachten, wodurch die Vielgestaltigkeit der abgelagerten Sedimente weiter erhöht wurde. Die komplexen glazitektonischen Formen sind u. a. im Beitrag zur Glazialdeformation im Gebiet von Rüdersdorf (siehe Beitrag JUBITZ, dieses Heft) ersichtlich.

Wegen der Mehrphasigkeit der Vergletscherung und den damit verbundenen umfangreichen Sedimentaufarbeitungen, glazigenen Deformationen des Untergrundes, Umlagerungs- und Überprägungsprozessen liegen die quartären Bildungen in sehr komplizierter Lagerung vor. Ihrer Erkennbarkeit sind damit Grenzen gesetzt. Die trotz einer über 100jährigen Quartärforschung im norddeutschen Flachland bestehenden konträren Auffassungen und Unklarheiten zur Genese und zum Aufbau des quartären Lockergebirges liegen zum Teil auch darin begründet, daß der zum Verständnis glazialgeologischer Prozesse notwendige *aktuogeologische Vergleich* nicht im notwendigen Maß gezogen werden konnte. Die Einblicke in die aktuogeologischen Prozesse Spitzbergens helfen daher, die komplizierten landschaftsformenden Vorgänge des Pleistozäns besser verstehen zu können. Ohne das Prinzip des Aktualismus überbewerten zu wollen, glauben wir davon ausgehen zu können, daß den Prozessen der Eisdynamik sowie der Sedimentakkumulation und -erosion zu allen Zeiten die gleichen Gesetzmäßigkeiten zugrunde liegen, so daß ähnliche Bedingungen auch zu vergleichbaren faziellen Bildungen führen. Der Kenntnisstand über das norddeutsche Quartär ist nicht unerheblich den Arbeiten von Wissenschaftlern zu verdanken, welche selbst Untersuchungen in rezent vergletscherten Gebieten durchführten und ihre Schlußfolgerungen auf das Gebiet Norddeutschlands übertrugen. Stellvertretend hierfür seien solch bekannte Namen wie KONRAD KEILHACK, ALBRECHT PENCK und KARL GRIPP genannt.

Im Folgenden fassen wir einige Erfahrungen und Anregungen zusammen:

- Die Genese der aus zahlreichen Einzelstrukturen bestehenden Stauchmoräne des Penckbreen verlief *einaktig*; die Einzelstrukturen sind nicht das Ergebnis von Oszillationen der Gletscherstirn.
- Die Stauchmoräne des Penckbreen ist das Ergebnis von glazitektonischen Deformationen *proglazialer* feinkörniger mariner Sedimente. Auch die Versuche KÖSTERS sowie die in der Literatur beschriebenen Stauchmoränen belegen, daß morphologisch deutlich in Erscheinung tretende Stauchmoränen immer das Ergebnis einer glazitektonischen Umlagerung der dem jeweiligen Gletscher vorgelagerten und auch unterlagernden Sedimente darstellen. Werden glazigene Sedimente in die Deformation einbezogen, dann dürften sie überwiegend einem vorhergehenden Zyklus zuzuordnen sein.
- Der innere Aufbau einer Stauchmoräne ist nicht durch chaotische Lagerungsverhältnisse gekennzeichnet, sondern weist einen *hohen Regelungsgrad* auf. Die einzelnen Schuppen und Falten fallen stets zum Eis hin ein und streichen parallel zum Eisrand. Ein entsprechend dichtes Untersuchungsnetz vorausgesetzt, sind somit auch in Bereichen pleistozäner Stauchmoränen die Lagerungsverhältnisse prinzipiell rekonstruierbar. Die *harmonische* Ausbildung und Anordnung der Einzelstrukturen sowie ihre Größenordnung wird durch eine Vielzahl von Merkmalen beeinflußt (u. a. die Fließdynamik des Eises, dessen innere und äußere Strukturierung, Mächtigkeitsverhältnisse des Eises und der deformierfähigen Sedimente, die Surge-Intensität, die Wassersättigung usw.)
- Stauchmoränen sind auch im nordmitteleuropäischen Vereisungsgebiet nachgewiesen; das wohl imposanteste Beispiel dafür ist der Muskauer Faltenbogen (siehe KUPETZ 1996). Daraus folgt, daß auch das skandinavische Inlandeis zumindest teilweise in Form von kurzzeitigen und intervallartigen Surge-Ereignissen vorstieß. Dies kommt auch in einer ganzen Reihe von Arbeiten zum Ausdruck, die sich mit Glaziationsmodellen für die pleistozänen Vereisungen der Nordhalbkugel auseinandersetzen (u. a. CLAYTON & MORAN 1974, MICHELSON et al., 1983, CLAYTON et al. 1985, DROZDOWSKI 1987, LAGERLUND 1987 und HOUMARK & NIELSEN 1988; PIOTROWSKI 1996).
- Vom periglaziären Formenschatz lieferten besonders die Frostmusterböden, Pingos und Thermokarsterscheinungen eindrucksvolle Bilder. Überraschend für uns war die Schnelligkeit der Ausprägung von Steinringböden, für die in Spitzbergen Zeiträume von ca. 200 Jahren ermittelt wurden.
- Das über Kilometer zu verfolgende scharf begrenzte Nebeneinander von Gletscherschutt unterschiedlicher petrographischer Zusammensetzung liefert neue Argumente für einen sehr sorgfältigen Gebrauch der Geschiebestatistik im norddeutschen Vereisungsgebiet für stratigraphische Aussagen.
- Paläoklimatische Folgerungen ergeben sich aus der neueren Kenntnis über gehäufte Surge-Ereignisse, die z. B. massenhaft Eisberge in den Nordatlantik freisetzten (Heinrich-event) und dadurch nachweislich die Klimaentwicklung in Mitteleuropa beeinflußt haben (FRENZEL et al., 1996).
- Die bisherige einseitige Korrelation der Bildung von Stauch- bzw. Endmoränen mit klimatisch gesteuerten Inlandeistransgressionen wird durch die *Eigendynamik* der Gletscherausbrüche modifiziert. Die beobachteten Auswirkungen surgender Gletscherfronten regen an zum Überdenken der für das nordeuropäische Pleistozän bisher vorwiegend klimatisch begründeten Vorstellungen von mehrfachen Gletschervorstößen und -rückzügen.
- Kreisrunde bis ovale wassergefüllte Hohlformen werden im norddeutschen Flachland stets in Verbindung mit Toteis gebracht, obwohl a priori nicht ausgeschlossen werden kann, daß sich darunter auch ehemalige Pingos

verbergen können. Es wäre zu prüfen, ob trotz spätglazialer bis holozäner Überprägung die Möglichkeit besteht, ehemalige Pingos als solche zu identifizieren (WIEGAND 1965). Dies hätte z. T. erhebliche Konsequenzen für die Rekonstruktion des weichselzeitlichen Vereisungsgeschehens, da Toteis das Vorhandensein eines Gletschers erfordert, Pingos dagegen Anzeiger für Permafrost im eisfreien Gebiet sind.

Epilog

Unter dem Eindruck der Spitzbergenschen Stauchmoränen kam GRIPP bereits 1929 zu folgender Aussage: „Die norddeutschen Endmoränen selber dürften ... zu über 90 % durch die stauchende Wirkung vorrückenden Eises aufgehäuft sein. Somit kommen Vorstoßphasen, keine Stillstandslagen, für die Endmoränenbildung in Betracht. Stillstandslagen des Eisrandes dürfte es nur für kurze Zeit gegeben haben. Sie sind in geologischer Hinsicht ohne Bedeutung." Und weiter: „Ich bin heute keineswegs mehr überzeugt, daß alle Teile eines größeren Endmoränenzuges dem gleichen Schwankungszyklus angehören. Die äußerste Grenze einer Reihe benachbarter, nacheinander zu verschiedenen Zeiten erfolgter Vorstöße ergibt auch eine Linie, die den norddeutschen Endmoränenzügen entsprechen würde."

Zusammenfassung

Das Prinzip des Aktualismus hat für Geländegeologen als vergleichende Methode noch immer große Bedeutung. Die aktuogeologischen Beobachtungen auf Spitzbergen liefern gute Voraussetzungen zum Verständnis der komplizierten strukturellen Verhältnisse im Pleistozän Brandenburgs. Hierzu rechnet insbesondere das Surgen der Gletscher als einer der wesentlichen Prozesse, die zur Anlage von Stauchkomplexen führen können. Die Beobachtungen zur Genese der Stauchmoränen sowie zur äußeren und inneren Struktur dieser glazialdeformierten Schichtenfolge sind vom Prinzip her auch auf die Verhältnisse im nördlichen Mitteleuropa während des Vorrückens der pleistozänen skandinavischen Inlandeismassen übertragbar. Komplizierungen ergeben sich allerdings durch den mit den Mehrfachvereisungen einhergehenden hohen Anteil an Sedimentaufarbeitungen und durch die Mehrdeutigkeit der Genese von Überfahrungsstrukturen.

Summary

The principle of actualism as a comparative method has still a great importance for the field geologists. The actuogeological observations in Svalbard are good requirements for the understanding of the structural complicated relations in the Pleistocene series of Brandenburg. To the most impressive actuogeological evidences belongs in particular the impact of surge events of glaciers as one of the essential processes causing pushed complexes. The genetic suggestions about push moraines are basically transferable to the conditions during the advance of Pleistocene Scandinavian ice sheet in the Northern Middle Europe as well as the observations of outer and inner structures of glacially deformed sediment series. Complications however can arise from the highly reworked and deformed sediments by the multiple glaciations and the genetical ambiguity of overridden structures.

Literatur

ÅHMAN, R. (1973): Studier av pingos i Adventdalen och Reindalen på Spitsbergen. - Lund Universitets, Naturgeografiska Institution, Rapporter och Notiser **15**

CEPEK, A.G. et al. (1975): Zum Stand der Gliederung des Saale-Komplexes im mittleren Teil der DDR. - Z. geol. Wiss. **3**, S. 1049–1075, Berlin

CLAYTON, L. & S. R. MORAN (1974): A glacial process-form model. - In: COATES, D. R. (ed): Glacial Geomorphology, SUNY-Binghampton Publications in Geomorphology, New York, S. 89–119

CLAYTON, L., TELLER, J. T. & J. W. ATTIG (1985): Surging of the Southwestern part of the Laurentide Ice Sheet. - Boreas **14**, S. 235–241

CROOT, D. G. (1988): Glaciotectonics and surging glaciers: A correlation based on Vestspitsbergen, Svalbard, Norway. - In: CROOT (ed) Glaciotectonics: Forms and Processes, S. 49–61, Rotterdam

DEGE, W. (1962): Deutsches Obvervatorium Ebeltofthafen – Spitzbergen. Zur 50. Wiederkehr der 1. Überwinterung 1912/13. - Polarforschung, Bd. V **32**, 1/2, S. 136–140, Holzminden

DOWDESWELL, J. A., HAMILTON, G. S. & J. O. HAGEN (1991): The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. - Journal of Glaciology **37**, 127, S. 388–400

DROZDOWSKI, E. (1987): Surge moraines in Gardiner. - International Geomorphology, Wiley and Sons, Chichester and New York, S. 675–692

EHLERS, J. (1983): Different till types in North Germany and their origin. - In: EVENSON, E. B. et al.: Tills and related deposits, S. 61–80, Balkema, Rotterdam

– (1990): Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. - Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung **19**, Univ. Bremen, 166 S.

EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). - In: EISSMANN, L. & T. LITT: Das Quartär Mitteldeutschlands, Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen **7**, S. 55–144

ETZELMÜLLER, B., HAGEN, J. O., VATNE, G., ØDEGARD, R. S. & J. L. SOLLID (1996): Glacier debris accumulation and sediment deformation influenced by permafrost: examples from Svalbard. - Annals of Glaciology **22**, S. 53–62

FRENZEL, B. (1997): Stand der Klimaforschung. Ein Statusbericht des Wissenschaftlichen Klimabeirates der Bundesrepublik. - 91 S., München

GRIPP, K. (1929): Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. - Abh. Naturw. Verein, Hamburg **22**, S. 147–247

HAGEN, J. O. (1987): Glacier surge at Usherbreen, Svalbard. - Polar Research **5**, n. s., S. 239–252

HAGEN, J. O., LIESTØL, O., ROLAND, E. & JØRGENSEN (1993):

Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen. - Meddelelser **129**, 141 S., Oslo

HOUMARK-NIELSEN, M. (1988): Glaciotectonic unconformities in Pleistocene stratigraphy as evidence for the behaviour of former Scandinavian ice sheets. - In: CROOT (ed.): Glaciotectonics; Forms and Processes, S. 91–98, Rotterdam

JUBITZ, K.-B. (1997): Glazidynamik im Umfeld einer weichselkaltzeitlichen Stauchendmoräne am Südrand der Salinarstruktur Rüdersdorf bei Berlin (Temporäraufschluß östlicher Berliner Autobahnring A10). - Brandenburgische Geowiss. Beitr. **4**, 1, S. 75–89, Kleinmachnow

KALIN, M. (1971): The activ push moraine of the Thompson Glacier. - Axel Heiberg Island Research Reports Glaciology **4**, 68 S.

KOCH, J. P. & A. WEGENER (1930): Wissenschaftliche Ergebnisse der Dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912–13. - Medd. om Grønland **75**, 1, S. 1–676, København

KÖSTER, R. (1958): Experimenteller Beitrag zur Mechanik von Stauchungszonen. - Meyniana **6**, S. 60–84, Kiel

KOLDEWEY, K. (1871): Die erste deutsche Nordpolar-Expedition 1868 mit einem Vorwort von A. Petermann. - Petermanns Mitt., Erg.-H. **28**, 56 S., Gotha

KUPETZ, M. (1996): Der Muskauer Faltenbogen - ein Geotop von europäischer Bedeutung. - Brandenburgische Geowiss. Beitr., **3**, 1, S. 125–136, Kleinmachnow

LAGERLUND, E. (1987): An alternativ Weichselian glaciation model. - Boreas, **16**, S. 433–459

LIESTØL, O. (1977): Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. - Norsk Polarinstitutt, Årbok 1975, S. 7–29

LIPPSTREU, L. et al. (1994): Die quartäre Schichtenfolge im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde (LAUBAG) und in seinem Umfeld (Exk. A1). - In: EISSMANN, L. & T. LITT: Das Quartär Mitteldeutschlands, 151-188, Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen **7**, 458 S.

MARTENS, F. (1675): Spitzbergische oder Groenlandische Reisebeschreibung gethan im Jahre 1671. - 132 S., Hamburg (Auff Gottfried Schultzens Kosten gedruckt)

MEIER, M. F. & A. S. POST (1969): What are glacier surges?. - Can. J. Earth Sci. **6**, S. 807–817

MEIER, K.-D. (1991): Beiträge zur kaltklimatischen periglaziären Landschaftsformung in der norwegischen Arktis und Subarktis. - Courier Forschungsinstitut Senckenberg, CFS **143**, 173 S., Frankfurt a. M.

MICHELSON, D. M., CLAYTON, L., FULLERTON, D. S. & H. W. BORNS (1983): The late Wisconsinian glacial record of the Laurentide ice sheet in the United States. - In: WRITH, H. E. & S. C. PORTER (ed.): Late Quaternary environments of the United States. Vol. 1, The Late Pleistocene, S. 3–37, Univ. Minnesota Press

MIETHE, A. & H. HERGESELL (1911): Mit Zeppelin nach Spitzbergen. - Berlin (Bong)

ORVIN, A. K. (1944): Litt om Kilder på Svalbard. - Norsk Geografisk Tidsskrift, X, (1)

PIOTROWSKI, J. A. (1996): Dynamik und subglaziale Paläohydrogeologie der weichselzeitlichen Eiskappe in Zentral-Schleswig-Holstein. - Berichte u. Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel **79**, 188 S., Kiel

SCHYTT, V. (1969): Glacier surge in eastern Svalbard. - Canadian Journal of Earth Science **6**, 4, S. 867–873

THIEDIG, F. & U. LEHMANN 1973): Die Entstehung von Muren als säkulares Ereignis auf Spitzbergen (Svalbard) und ihre Bedeutung für die Denudation in der Frostschuttzone. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg **42**, S. 71–80, Hamburg

VAN DER WATEREN, F. M. (1995): Structural Geology and Sedimentology of Push Moraines. - Mededelingen Rijks Geologische Dienst **54**, S. 1–168, Haarlem

Wegener, K. (1916): Die Technik der Drachen- und Ballonaufstiege im Winterquartier 1912/13 zu Ebeltofthafen (Spitzbergen). - Veröffentl. Dt. Obs. Ebeltofthafen-Spitzbergen **2**, S. 3–9, Braunschweig

Wegener, K. & M. Robitzsch (1916 a): Ergebnisse der Pilotballon-Visierungen während der Überwinterung 1912/13. - Veröffentl. Dt. Obs. Ebeltofthafen-Spitzbergen **3**, S. 1–18, Braunschweig

Wegener, K. & M. Robitzsch (1916 b): Ergebnisse der Fesselaufstiege während der Überwinterung 1912/13. - Veröffentl. Dt. Obs. Ebeltofthafen-Spitzbergen, **4**, S. 1–20, Braunschweig

Wegener, K. & M. Robitzsch (1916 c): Klimatologische Terminbeobachtungen während der Überwinterung 1912/13. - Veröffentl. Dt. Obs. Ebeltofthafen-Spitzbergen **5**, S. 1–44, Braunschweig

WIEGAND, G. (1965): Fossile Pingos in Mitteleuropa. - Würzburger Geograph. Arbeiten **16**, 152 S., Würzburg

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No.101

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Friedhelm Thiedig
Steinkamp 5
22844 Norderstedt

Dr. Werner Stackebrandt, Dr. Hans Ulrich Thieke,
Dipl.-Geol. Norbert Hermsdorf
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow