

VICTORIA MATZKA¹ & MARKUS FIEBIG²

Gibt es Mittelmoränenablagerungen? – eine Literaturrecherche auf der Basis von Bildmaterial und eigenen Beobachtungen

Kurzfassung: Eine Mittelmoräne besteht aus Gesteinsschutt, der von einem Gletscher mitgeführt wird. Zumeist handelt es sich zuerst um Seitenmoränenmaterial, das beim Zusammenfluss zweier Gletscher in Mittelmoränenmaterial übergeht. Mittelmoränen sind normalerweise im Ablationsgebiet von Gletschern an der Eisoberfläche sichtbar. Um zu überprüfen, was aus Mittelmoränenmaterial im Bereich von Gletscherzungen wird, wurden Fotomaterial und historische Karten ausgewertet. Dabei wurde bestätigt, dass sich Mittelmoränen im Gletscherzungenbereich oft in Form von topographischen Rücken an der Gletscheroberfläche abzeichnen und dabei auch in ihrer Breite zunehmen. Das Mittelmoränenmaterial schützt unterlagerndes Eis vor Sonnenbestrahlung und verhindert dadurch das Abschmelzen. Es bilden sich Eiskerne in den Mittelmoränenrücken. Auf der Basis von Foto- und Literatúrauswertungen kann eine typische Mächtigkeit des Mittelmoränenmaterials von 10 bis 15 cm bestätigt werden. Ebenfalls als zutreffend erweist sich aufgrund des analysierten Fotomaterials, dass der Schutt nicht bis an die Gletscherbasis reicht. Am direkten Übergang von Gletscherzungen ins Gletschervorfeld sind End- bzw. Seitenmoränenablagerungen, Schmelzwassersysteme oder Stauseen sowie Toteislöcher zu beobachten. Direkt und eindeutig von Mittelmoränen abgeleitete Ablagerungen konnten ausserhalb der Gletscherzungen bei der Fotorecherche nicht festgestellt werden. Es scheint normalerweise keine unmittelbare Erhaltung von Mittelmoränenmaterial stattzufinden. Vielmehr findet entweder eine Inkorporation von Mittelmoränenmaterial im Endmoränenkörper statt, oder es entwickeln sich typische glazifluviale Umlagerungen. Für kalte Gletscher sind im Rahmen der vorliegenden Recherche weder Mittelmoränen noch deren Ablagerungen beobachtet worden. Gletscher in polaren Räumen, z.B. auf Spitzbergen, sind zumeist polythermal.

Abstract: A medial moraine consists of debris transported by a glacier. In the usual case, it forms where two glaciers merge and their lateral moraines develop into a medial moraine. Mostly medial moraines become visible on the ice surface in the ablation zone. In order to investigate their characteristics and further development and especially their behaviour at the glacier snout, photo material as well as histo-

¹ Dipl.-Ing. BSc MSc Victoria Matzka, Purkersdorf, A

² Prof. Dr. Markus Fiebig, Institut für Angewandte Geologie, Universität für Bodenkultur Wien, A

rical maps are analysed and interpreted. It was confirmed, that this specific type of moraine develops a ridge and widens significantly down-glacier. As the debris protects the ice against the progressive ablation process, medial moraines are likely to develop an ice core. Photos of the glacier snout show that the debris-layer does not reach the glacier bed, however, the layer seems to be only 10 to 15 cm thick. The glacier foreland shows meltwater systems, lateral moraines and terminal moraines as well as kettle holes. The investigation of current glacier foreland does not show any depositional forms of medial moraines. Instead the material of medial moraines seems to become incorporated in the end moraines, or glacial fluvial sedimentation develops. This study does not reveal any medial moraines or forms of deposition for cold glaciers. Polar glaciers are in most cases polythermal.

Einleitung

Mittelmoränen sind eine spezielle Form von Oberflächenmoränen, die meist gut auf Gletscheroberflächen sichtbar sind. Nicht jeder Gletscher weist diese Moränenform auf. Ihre Entstehung beruht nach AGASSIZ (1841) auf dem Zusammenfluss zweier Gletscherzungen. EYLES UND ROGERSON (1978) sowie BENN UND EVANS (2010) differenzieren Mittelmoränen in Bezug auf ihren Entstehungsort und ihre Schuttherkunft. Interessant ist die Fragestellung, wie sich Mittelmoränen an der Gletscherfront verhalten. Einige aktuelle Publikationen (WAGNER 1997, 2001, 2002, 2003, 2014) weisen darauf hin, dass aus Mittelmoränenmaterial direkt eigene geomorphologische Ablagerungsformen entstehen könnten. Basierend auf diesem Ansatz interpretierte WAGNER (2001) eiszeitliche Grundmoränenablagerungen, Drumlins sowie Ufermoränen in Mittelmoränenablagerungen um und postulierte, dass Mittelmoränenmaterial eine direkte, dominante, landschaftsbildende Bedeutung hat. Während den Eiszeiten würden die Mittelmoränen der Vorlandgletscherzungen als Transportbänder fungieren und wesentliche Schuttvolumina ins Gletschervorfeld liefern. Dort würden sie punktförmig oder linienförmig in Fliessrichtung, als mächtige Gletscherschuttakkumulationen abgelagert und somit zu wichtigen geomorphologischen Körpern führen.

Diese Ansätze wurden in der Fachwelt kritisch aufgenommen (GRAF ET AL. 2003). Die Ablehnung beruht u.a. darauf, dass in den genannten Publikationen von Wagner kein Hinweis auf rezent entstehende Mittelmoränenablagerungen zu finden ist (BURRI, 2014).

Um diese Fragen der Ablagerungen von Mittelmoränenmaterial zu untersuchen, wurden rezente Gletscher aus geographisch und klimatisch unterschiedlichen Gebieten anhand von Bild- und Kartenmaterial analysiert. Besonderes Augenmerk wurde auf den Verlauf und den Verbleib des Mittelmoränenmaterials gelegt.

Grundlagen

Nach AGASSIZ (1841) entstehen sogenannte Mittelmoränen im Bereich des Zusammenflusses zweier Gletscherzungen. Dabei bildet sich aus zwei inneren Seitenmoränen in der Konfluenzzone eine gemeinsame Mittelmoräne. Diese Beobachtung wurde auch von KLEBELSBERG (1948) publiziert und eine Zunahme der Höhe von Mittelmoränenrücken gletscherabwärts konstatiert.

EYLES UND ROGERSON (1978) sowie BENN UND EVANS (2010) differenzieren Mittelmoränen aufgrund des Entstehungsortes relativ zur Schneegrenze sowie aufgrund der Schuttherkunft. Nach BENN UND EVANS (2010) können Mittelmoränen sowohl oberhalb als auch unterhalb von Firnlinien entstehen. Findet der Zusammenfluss von Gletscherzungen oberhalb der Firnlinie statt, ist die entsprechende Mittelmoräne aufgrund der Akkumulation von Niederschlag zunächst nicht an der Oberfläche sichtbar. Sie bildet sich erst unterhalb der Firnlinie durch die fortschreitende Ablation an der Gletscheroberfläche aus. Dies gilt auch für Material, das oberhalb der Firnlinie durch Steinschläge auf die Eisoberfläche gelangt (GOMEZ UND SMALL, 1985). Mittelmoränen können auch unterhalb von Firnlinien durch den Zusammenfluss von zwei Gletscherzungen entstehen und sind dann gleich an der Gletscheroberfläche erkennbar.

In der Literatur (Z.B. EYLES UND ROGERSON, 1978, GOMEZ UND SMALL, 1985) wird beschrieben, dass der Schutt der Mittelmoränen zwar im Gletschereis transportiert wird, jedoch nicht subglazialen Ursprungs ist. Grundmoränen können allerdings an Seitenmoränen angekleistert sein, stehen dann aber nicht mehr für den Transport in der Mittelmoräne zur Verfügung, da sie an der Seitenmoräne fixiert sind.

Viele Autoren (KLEBELSBERG, 1948; GUDMUNDSSON ET AL., 1997; BAUDER, 2001; MUSKETT ET AL., 2008; BENNETT UND GLASSER, 2009) haben festgestellt, dass Mittelmoränen Eiskerne aufweisen und somit nicht zur Gänze aus Schutt bestehen. Die Schuttschicht schützt darunter liegendes Eis vor dem Abschmelzen und fördert so die Entstehung von Schuttrücken an der Gletscheroberfläche.

U.a. ANDERSON (2000) fügte die Beobachtung hinzu, dass Mittelmoränen sich gletscherabwärts deutlich verbreitern. Durch das Abschmelzen des oberflächennahen Eises tritt eine Rückbildung ein, die zur seitlichen Verlagerung des Materials beiträgt.

Auch die Fließgeschwindigkeit des Gletschers beeinflusst das Aussehen von Mittelmoränen. Änderungen der Fließgeschwindigkeiten führen zu stark deformierten und gestörten Mittelmoränenformen. Z.B. weist der Malaspina Gletschers in Alaska (USA) stark gefaltete Mittelmoränen auf. Die Formen werden im Zusammenhang mit sogenannten Surges erklärt (POST, 1969; POST, 1972; MUSKETT ET AL., 2008).

Untersuchungsmethode

Die Untersuchungsmethode beinhaltet die Analyse und Interpretation von Bild- und Kartenmaterial rezenter Gletscher sowieso die vereinzelt Betrachtung historischen Materials. Die historischen Daten dienen dazu, rezente und vergangene Gletscherstände vergleichen zu können. Dabei war es möglich den Verlauf von Mittelmoränen über einen längeren Zeitraum zu verfolgen. Das Bild- und Kartenmaterial wurde nach den folgenden Kriterien untersucht, analysiert und interpretiert:

- Entstehungsort von Mittelmoränen
- Verlauf von Mittelmoränen
- Zusammenhang zwischen Mittelmoränen und Fließrichtung von Gletschern
- Störungen und Unregelmässigkeiten in Mittelmoränen
- Anzahl der Mittelmoränen pro Gletscher
- Gegebenenfalls Abstand zwischen den einzelnen Mittelmoränen
- Verbleib von Mittelmoränenmaterial an der Gletscherzunge
- Schuttbedeckung der Gletscherzunge im Bereich der Gletscherfront
- Mächtigkeit von Mittelmoränenmaterial im Bereich von Gletscherzungen
- Farbe von Mittelmoränenmaterial in Bezug zum Einzugsgebiet
- Charakterisierung der Ablagerungen im Gletschervorfeld.

Von diesen Untersuchungsparametern werden im folgenden Text nur die wichtigsten eingehend und anhand charakteristischer Beispiele diskutiert. Die vollständige Analyse findet sich in MATZKA (2014).

Lage der untersuchten Gletscher

Die untersuchten Gletscher befinden sich in den europäischen Ost- und Westalpen, dem U.S Bundesstaat Alaska, in Kanada und auf Spitzbergen. Bei der Auswahl wurden auch polare Gletscher einbezogen, die sich heute in klimatischen Regionen befinden, die eiszeitlichen Verhältnissen in Mitteleuropa entsprechen könnten.

Die untersuchten Gletscher in den heutigen europäischen Ost- und Westalpen sind temperierte Talgletscher. Ihre Akkumulationsgebiete befinden sich teilweise noch oberhalb von Tälern, aber die Ablationsgebiete sind als Gletscherzungen komplett innerhalb von Tälern ausgeprägt. Die untersuchten Gletscher in Alaska und Kanada entsprechen ebenfalls dem Talgletschertyp, dehnen sich allerdings aufgrund ihrer grösseren Eisfracht und Einzugsgebietsfläche am Austritt in die Gebirgsvorländer zu flächenhaften Vorlandvergletscherungen, sogenannten Piedmont-Gletschern, aus. Malaspina und Bering Gletscher sind Beispiele dafür. Zwei der untersuchten Gletscher, bei denen es sich um polythermale oder temperierte Gletscher handelt, befinden sich nördlich des Polarkreises auf der norwegischen Inselgruppe Spitzbergen.

Als **«Kalte Gletscher»** werden alle Gletscher mit Temperaturen an der Eisbasis kleiner 0°C definiert. Dieser kälteste Gletschertyp auf der Erde ist bisher vergleichsweise wenig untersucht und kommt zumeist als recht dünne Gletscherzungen im Transantarktischen Gebirge bei Jahresdurchschnittstemperaturen unter –20° C vor. Kalte Gletscher könnten aber beispielsweise auf dem Mars eine grössere Verbreitung und Bedeutung haben. Kalte Gletscherzungen zeigen oft eine sehr steile Stirn (wie eine Klippe), sind an der Basis «trocken» und tendieren dazu den Untergrund glaziotektonisch zu deformieren. Zurückgelassene subglaziale «Kaltgletscher»-Sedimente enthalten weder zugeschliffene Komponenten noch Gletscherschrammen und liegen typischerweise im Verbund mit überlagernden äolischen Sanden vor. In «Kaltgletscher»-Ablagerungen dominiert die Sandfraktion, während die für temperierte Gletscherzungen typische Feinfraktion weitgehend fehlt. Damit unterscheiden sich kalte Gletscherzungen und ihre Ablagerungen grundlegend von den entsprechenden Sedimenten temperierter Gletscherzungen.

«Polythermale Gletscher» sind Mischtypen mit temperierten und kalten Gletscherbereichen. Sie kommen sowohl in alpinen als auch in polaren Gebieten der Erde vor und zeigen Charakteristika sowohl der warmen, sprich temperierten, als auch der kalten Gletscher. Die grössten Vergletscherungen auf der Erde, das antarktische und grönländische Inlandeis, sind trotz des extrem kalten polaren Klimas aufgrund des geothermischen Wärmeflusses polythermale Vergletscherungen. Polythermale Gletscher transportieren oft an ihrer Basis grosse Mengen an Gletscherschutt und können ausgedehnte subglaziale Seen überdecken. Während polare polythermale Gletscher oft an ihren Rändern kalt sind und im Zentrum Schmelzwasser an der Basis führen, weisen alpine polythermale Gletscher temperierte Zungen auf, kommen aber aus kalten Einzugsgebieten.

«Temperierte Gletscher» zeigen Temperaturen an der Gletscherbasis, die um 0°C liegen und flüssiges Schmelzwasser erlauben. Dieser sehr häufige, vergleichsweise gut untersuchte und wärmste Gletschertyp auf der Erde produziert typische Grund- und Endmoränenlandschaften mit gekritzten Geschieben, Gletscherschliffen und Grundmoränensedimenten. Durch den sogenannten lodgement-Prozess (= Ausschmelzen Korn für Korn) entstehen die schlechtsortierten, hochverdichteten Grundmoränensedimente. An der sehr wechselhaften, oft topographisch unregelmässigen Gletscherstirn tritt Schmelzwasser sowohl supraglazial als auch subglazial aus und sortiert zunehmend das schlecht sortierte primäre Moränenmaterial. Fein zermahlene Gesteinsmehl in Schluffkorngrösse stammt weitgehend aus solchen temperierten Gletschern und findet sich auch in den äolischen Lössen und weltweit verblasenen Staubsedimenten der Erde.

HAMBREY & FITZSIMONS (2010): Development of sediment-landform associations at cold glacier margins, Dry Valleys, Antarctica. – *Sedimentology* 57: 857–882

HAMBREY, M. & GLASSER, N. (2012): Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. – *Sedimentary Geology* 251–252: 1–33

www.antarcticglaciers.org/modern-glaciers/glacial-processes

Die Entwicklung von Gletschern in den europäischen Ost- und Westalpen ist vergleichsweise besser dokumentiert. Am Grossen Vernagtferner in Österreich hat beispielsweise die Kommission für Erdmessung und Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften sehr umfangreiches Datenmaterial inklusive Massenbilanz und Flächenausdehnungen über lange Zeiträume gesammelt (www.glaziologie.de). Auch einige schweizerische Gletscher sind sehr gut erforscht.

Bei den untersuchten Gletschern in den europäischen Ost- und Westalpen handelt es sich um den Grossen Aletschgletscher, den Unteraargletscher, den Gornergletscher, den Morteratsch- und den Persgletscher sowie den Haut Glacier d'Arolla in der Schweiz, die Pasterze und den Grossen Vernagtferner in Österreich sowie um das Mer de Glace und einen kleineren Moränenkomplex in Val Thorens in Frankreich.

Bei den temperierten Gletschern, die sich im US Bundesstaat Alaska sowie im Yukon in Kanada befinden, handelt es sich um den Bering Gletscher, die Malaspina Vorlandvergletscherung, den Yanert Gletscher, Muldrow Gletscher, Black Rapids Gletscher, Walsh Gletscher, Susitna Gletscher, Yentna Gletscher, Speel Gletscher und den Kaskawulsh Gletscher. (E.G. CLARKE, 1991; TRUFFER ET AL., 1999).

Jene untersuchten Gletscher die sich auf Spitzbergen befinden sind der Kongsvegen und Kronebreen. Diese beiden Gletscher bilden eine gemeinsame kalbende Gletscherfront. Es handelt sich dabei um sogenannte polythermale Gletscher, die sowohl kalte als auch temperierte Eisabschnitte aufweisen (WOODWARD ET AL. 2002).

Untersuchung rezenter Mittelmoränen

Im Folgenden werden beispielhaft nur die Merkmale der Mittelmoränen des Grossen Aletschgletschers, der Pasterze und des Malaspina Gletschers beschrieben. Im Rahmen der Untersuchungen wurden aber alle zuvor aufgelisteten Gletscher genauer untersucht (MATZKA, 2014).

Grosser Aletschgletscher

Der Grosse Aletschgletscher befindet sich am Südhang des Jungfraumassivs in den Berner Alpen und ist der grösste und längste Gletscher in den europäischen Alpen (SCHWEIZERISCHES GLETSCHERMESSNETZ, 1973).

Die Mittelmoränen des Grossen Aletschgletschers sind auffällige schwarze Schuttbänder. Sie bilden sich am Konkordiaplatz durch den Zusammenfluss der einzelnen Firnfelder des Aletschgletschers aus deren Seitenmoränen (*Abb. 1*). Dabei entsteht am Fuss des Trugberges die sogenannte Trugbergmoräne und am Fuss des Kranzberges die Kranzbergmoräne. Wie *Abb. 1* zeigt, fliessen diese beiden Mittelmoränen in konstantem Abstand zueinander, der Fliessrichtung und Strömungsrichtung des Gletschers entsprechend talabwärts.



Abbildung 1: Zusammenfluss der Firnfelder des Grossen Aletschgletschers am Konkordiaplatz und die daraus resultierende Entstehung der beiden Mittelmoränen. Die Trugberg- und Kranzbergmoräne fließen als dunkle Schuttbänder, gut an der Eisoberfläche erkennbar, talabwärts. (Foto aus ALEAN, 2004; bearbeitet)

Die orographisch rechte Moräne, die Kranzbergmoräne, bleibt bis zur Gletscherfront erhalten. Im Gegensatz dazu vereinigt sich die Trugbergmoräne mit der Seitenmoräne (BACHMANN, 1978).

Die Kranzbergmoräne erreicht die Front und verbreitert sich deutlich gegen ihr Ende hin. Diese Eigenschaften entsprechen jenen bei KLEBELSBERG (1948) und ANDERSON (2000) beschriebenen Merkmalen von Mittelmoränen. Die Kranzbergmoräne verbreitert sich so sehr, dass ihr Schutt die Gletscherzunge an der Front nahezu komplett überdeckt.

Pasterze

Die Pasterze liegt am Fusse des Grossglockners in den Hohen Tauern in Österreich. Die Gletscherzunge der Pasterze befindet sich im Moment am Pasterzenboden und ist umgeben von sechs Einzugsgebieten, wobei vor allem das Teufelskampkees, das Glockenerkarkees, das Kellerbergkees und das Schwerteckkees zu nennen sind (BACHMANN, 1978).

Die Pasterze bricht über den sogenannten Hufeisenbruch hinunter auf den Pasterzenboden. Das Eis wird bei der Überwindung der Geländestufe stark zerrissen. Die Länge der Gletscherzungen beträgt ca. 4 km (KARL FRANZENS UNIVERSITÄT GRAZ – INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG, 2013A).

Die Gletscherzunge der Pasterze weist die Eigenart auf, dass sie aus einem schuttbedeckten und einem schutfreien Teil besteht (BACHMANN, 1978).

Nach KELLERER – PIRKLBAUER ET AL. (2008) beeinflusst die Schuttbedeckung die Ablation. Da sich die Albedo durch die Schuttbedeckung verändert, kann eine geringe Schuttschicht die Ablation und damit auch die Abschmelzrate erhöhen. Wenn die Schuttbedeckung von grösserer Mächtigkeit ist, wirkt sie als Schutz gegen die Sonneneinstrahlung und verringert die Ablation. Jener Teil der Gletscherzunge, der nicht von Schutt bedeckt ist, schmilzt seit den 1990er Jahren elfmal schneller ab als der schuttbedeckte Teil (KELLERER – PIRKLBAUER ET AL., 2008).

Die Mittelmoränen der Pasterze haben sich erst im Laufe der Jahre entwickelt. Dies ist einem Vergleich von Fotoaufnahmen aus unterschiedlichen Jahren zu entnehmen. Verglichen werden dabei Aufnahmen aus den Jahren 1971–2012



Abbildung 2: Die Pasterze im Jahr 1938 (oberes Bild) und 2003 (unteres Bild). Im Jahr 1938 ist die Fläche des schutfreien Eisteiles noch deutlich grösser als im Jahr 2003. Auch die Mittelmoräne ist im Jahr 1938 noch nicht zu erkennen und wird erst in den folgenden Jahren auf der Eisoberfläche sichtbar (ZÄNGL UND HAMBERGER, 2004).

(KARL-FRANZENS-UNIVERSITÄT GRAZ – INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG, 2013B), Aufnahmen vom 8. Juli 2013 (MATZKA, 2014), sowie Fotos von 1938 und 2003 (ZÄNGL UND HAMBERGER, 2004).

Abb. 2 zeigt, dass im Jahr 1938 die Pasterze noch mit dem Glocknerkees zusammen hängt und die Mittelmoräne am Fusse des Felsbuckels, der zwischen dem Glocknerkees und der Pasterze aus dem Eis ragt, entsteht (ZÄNGL UND HAMBERGER, 2004). Im Jahr 2003 ist zu erkennen, dass dieser Felsbuckel frei von Eis dasteht. Nach ZÄNGL UND HAMBERGER (2004) sind die Mittelmoränen im Jahr 2003 gut zu erkennen. Aufgrund des Gletscherrückganges besteht der Zusammenhang zwischen Glocknerkees und Pasterze im Jahr 2003 nicht mehr.

Fotos von ZÄNGL UND HAMBERGER (2004) zeigen, dass die orographisch rechte Mittelmoräne im Jahr 1938 schon vorhanden war. In den folgenden Jahren ver-



Abbildung 3: Die Pasterze weist im Sommer 2013 einen schuttbedeckten und schuttfreien Teil auf. Die Mittelmoräne zieht sich bis an die Gletscherstirn. Links im Bild die NE-Wand des Grossglockners (MATZKA, 2014)

einigt sie sich mit der Schuttbedeckung auf der orographisch rechten Gletscherseite. Die ca. 2000 m hohe Glockner Nordostwand liefert diese grossen Schutt mengen. Im Jahr 2003 ist diese Mittelmoräne nicht mehr von dem schuttbedeckten Gletscherteil zu unterscheiden.

Abb. 3 zeigt die Pasterze am Fusse des Grossglockners im Jahre 2013. Zu erkennen ist der orographisch rechte – schuttbedeckte Teil, die Mittelmoräne und der schuttfreie Eisteil.

Die Mittelmoräne der rezenten Gletscherzunge bleibt bis zur Gletscherfront erhalten und verbreitert sich gletscherabwärts (Abb. 3).

Abb. 4 zeigt die Gletscherfront und bietet, da die Mittelmoräne im Schnitt dargestellt ist, einen guten Einblick in das Eisinnere. Die vergrösserte Aufnahme der Gletscherfront zeigt das Eisinnere sowie die Mittelmoräne im Schnitt. Das Material liegt der Eisoberfläche auf.



Abbildung 4: Das Foto zeigt die Gletscherfront im Sommer 2013. Gut erkennbar ist, dass der Schutt der Mittelmoräne auf der Eisoberfläche aufliegt (siehe Kreis) und sich im Eisinneren nicht Richtung Gletscherbasis fortsetzt. Die Mächtigkeit des Schuttes ist vergleichsweise gering und ermöglicht kein grosses Transportvolumen durch die Mittelmoräne. Gut erkennbar ist auch die deutlich höhere Eismächtigkeit im schuttbedeckten Teil des Gletschers. (MATZKA, 2014)

Diese Mittelmoräne ist also keine bis an die Eisbasis reichende Schuttakkumulation, sondern entspricht auch dem in der Literatur beschriebenen Eistrücken mit Schuttüberzug (GUDMUNDSSON ET AL., 1997; BAUDER, 2001; BENNETT UND GLASSER, 2009).

Die orographisch rechte Mittelmoräne bleibt nicht bis zur Gletscherfront erhalten. Stattdessen endet sie im schuttbedeckten Gletscherteil. Sie ist deshalb nicht mehr als eigenständige Mittelmoräne zu erkennen. Der Vergleich von Fotomaterial aus dem Jahr 2003 mit 2013 zeigt, dass die orographisch rechte Mittelmoräne im Jahr 2003 noch deutlich länger als Mittelmoräne auf der Gletscherzunge erhalten gewesen ist. Das kann darauf zurückgeführt werden, dass die Fläche des schuttbedeckten Gletscherteiles in den letzten Jahren zugenommen hat.

Das Gletschervorfeld der Pasterze ist gekennzeichnet durch Schmelzwasserkanäle und fluvial umgelagertem «ausgewaschenen» Moränenmaterial sowie Seesedimenten (KRAINER UND POSCHER, 1992). Für Gletschervorfelder charakteristische Ablagerungen von Endmoränen finden im Moment im Gletschervorfeld der Pasterze nicht statt. Durch den fortschreitenden Eistrückgang in den letzten Jahrzehnten hat sich im Gletschervorfeld ein kleiner Sandersee gebildet. Als Folge ist auch

eine periglaziale Sanderfläche entstanden, die als Talsander bezeichnet wird (KRAINER UND POSCHER, 1992).

Ein weiteres Charakteristikum für Gletschervorfelder ist das Auftreten von Toteislöchern. *Abb. 5* zeigt ein solches Toteisloch im Vorfeld der Pasterze.



Abbildung 5: Toteisloch im Gletschervorfeld der Pasterze im Juli 2013. (MATZKA, 2014)

Malaspina Gletscher

Das Gletschersystem des Malaspina Gletschers befindet sich im U.S. Bundesstaat Alaska sowie in Yukon in Kanada (MUSKETT ET AL., 2008). Der Malaspina Gletscher bildet eine grosse Vorlandvergletscherung (Piedmont-Gletscher), deren Breite bis zu 65 km beträgt (ALEAN UND HAMBREY, 2013). Dem Gletschersystem sind unter anderem auch der Marvin, Agassiz, Hitchcock und Lucia Gletscher zuzuordnen.

Abb. 6 zeigt schematische Darstellungen des Moränensystems der Vorlandvergletscherung. Links im Bild (*Abb. 6 Skizze a*) ist die Gletscherzunge des Agassiz Gletschers zu erkennen, während rechts in der Abbildung jene des Marvine Gletschers zu sehen ist.

Die Mittelmoränen zwischen den Gletscherzungen des Marvine und Malaspina Gletschers bilden sich durch den Zusammenfluss der Eisströme am Fusse der Samovar Hills. Diese Konfluenzzone ist auch durch eine flächenhafte Schuttbedeckung gekennzeichnet.

Gut erkennbar in *Abb. 6* sind die auffälligen Falten der Mittelmoränen. Nach MUSKETT ET AL. (2008) weisen auch diese Mittelmoränen Eiskerne auf. Das beobachtete schon RUSSELL (1893), der nur eine Schuttschicht von wenigen Zentimetern beschreibt.

Auffällige Faltungen von Mittelmoränen zeigen auch nach COPLAND ET AL. (2003), dass es sich um einen Surge Gletscher handelt. Beim Malaspina Gletscher wurde ein grosser Surge in den Jahren 1999–2002 beobachtet (MUSKETT ET AL., 2008).

Um eine bessere Vorstellung von den einzelnen Mittelmoränenverläufen zu erhalten, wurden in *Abb. 6* einzelne Verläufe farblich hervorgehoben. In *Abb. 6* Skizze d. werden alle drei Verläufe (schwarz, rot, blau) dargestellt. Erkennbar ist

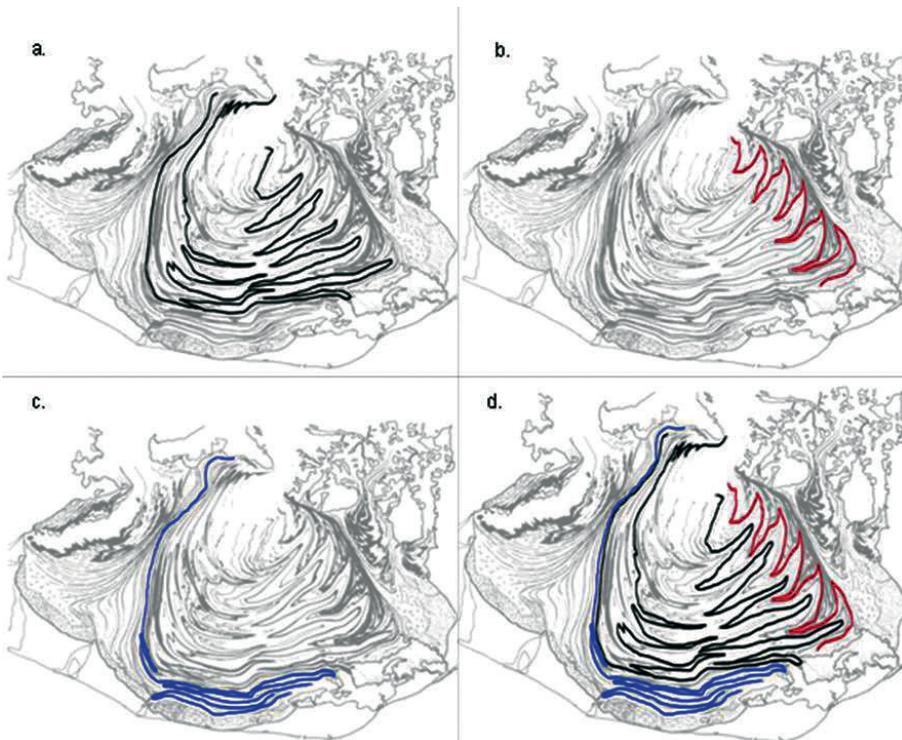


Abbildung 6: Farbliche Unterscheidung einzelner Mittelmoränen des Malaspina Gletschers. Es wurden drei Moränenverläufe in schwarz (a.), rot (b.) und blau (c.) hervorgehoben. Die vierte Darstellung fasst alle drei Mittelmoränenverläufe zusammen, um die Verläufe direkt vergleichen zu können. (verändert nach LACHAPPELLE und POST, 1971)

ein Unterschied zwischen den Mittelmoränen an der orographisch rechten und linken Gletscherseite. Jene am linken Rand weisen von Beginn an Falten auf. Die Mittelmoränen auf der rechten Seite fliessen im Gegensatz dazu länger gerade, bevor sie im späteren Verlauf deutliche Falten ausbilden.

Auffällig ist, dass die Verläufe der Mittelmoränen auf der linken Seite (rot, schwarz) nahezu parallel verschoben sind. Die innere Mittelmoräne (schwarz) umrandet die Gletscherstirn und schliesst sich mit der Moräne der linken Gletscherseite zusammen. Im Gegensatz dazu endet die äussere Mittelmoräne (rot) am linken Gletscherrand an der Gletscherstirn.

Diskussion

Die Analyse und Untersuchung der beschriebenen Gletscher zeigt zwar einige Unterschiede im Verlauf von Mittelmoränen aufgrund von verschiedenen Fließeigenschaften, aber Mittelmoränenablagerungen an der Gletscherfront und im unmittelbaren Gletschervorfeld konnten nicht identifiziert werden.

Die Auswertung des Bildmaterials bestätigte, dass sich Mittelmoränen gletscherabwärts verbreitern können, zumeist einen Eiskern ausbilden und in rezenten Gletschervorfeldern in Schmelzwassersysteme und Sanderflächen übergehen. Die kalbende Gletscherfront der beiden Gletschern Kronebreen und Kongsvegen, sowie die Gletscherstirn der Pasterze bieten einen Einblick in das Eisinnere und zeigen, dass dort Mittelmoränenmaterial auf der Eisoberfläche aufliegt und nicht bis an die Gletscherbasis reicht.

Auch konnte beobachtet werden, dass Mittelmoränen nicht immer bis zur Gletscherfront erhalten bleiben. Die orographisch linke Mittelmoräne des Grossen Aletschgletschers, die Trugbergmoräne, vereinigt sich mit der Seitenmoräne. Dies kann auch beim Mer de Glace, dem Haut Glacier d'Arolla, dem Gornergletscher, dem Morteratschgletscher und dem Unteraargletscher beobachtet werden. Diese Mittelmoränen enden in Seitenmoränen. WAGNER (2001) bezeichnet deshalb Wallmoränen am Eisrand unterhalb solcher Übergänge als sekundäre Mittelmoränen (was als Seitenmoränenbenennung nur zur Verwirrung führen kann).

Auch die Beobachtungen, dass Mittelmoränen in ihrem Inneren volumenmässig mehr Eis- als Schuttform sind, weisen darauf hin, dass das transportierte Gesteinsvolumen von Mittelmoränen als gering einzustufen ist. Dies steht scheinbar im Widerspruch zum optischen Eindruck an der Gletscheroberfläche, wo Mittelmoränenschuttrücken als grosse Schuttakkumulationen erscheinen.

Die Gletschervorfelder werden dominiert von Seitenmoränen- und Endmoränenwällen, Schmelzwasserkanälen und -flüssen sowie Toteislöchern. Offensichtliche Mittelmoränenablagerungen konnten bisher in rezenten Gletschervorfeldern nicht festgestellt werden. Erreicht Mittelmoränenmaterial die Gletscherstirn, kommt es zum Abschmelzen der Eiskerne. In Folge breitet sich das Mittelmoränenmaterial flächenhaft und nicht punktförmig, wie bei WAGNER (2002) beschrie-



Abbildung 7: Schmelzwasser und flächenhaft verbreitetes Material im Gletschervorfeld der Pasterze im Juli 2013 (MATZKA, 2014).

ben, auf dem Untergrund aus und wird im unverdichteten Zustand leicht von Schmelzwässern abtransportiert.

WAGNER (2001) postuliert, dass Oberflächentransport von Mittelmoränenmaterial eine bedeutende Rolle für glaziale Schuttablagerungen insgesamt gespielt hat. Entscheidend für die Schuttbereitstellung sind nach WAGNER (2001) die Gipfel der Berge, die in der Eiszeit aus dem alpinen Eisstromnetz hinausragten und die wesentliche Gesteinszufuhr gewährleistet haben sollen. Dazu ist zu bedenken, dass die Bereitstellung von Schutt aus dem Gletscher-Untergrund in der Eiszeit eine Volumen-mäßig dominante Rolle gespielt haben sollte, da viele alpine Täler ja glazial übertieft sind und damit dort ein viel grösseres Gesteinsvolumen erodiert worden sein muss, als im Bereich der Nunatakker, also der stehengebliebenen Berge neben und im Eis.

WAGNER (2002) fügt hinzu, dass während eines längeren Stadiums des Gletschergleichgewichts kontinuierlicher Mittelmoränentransport zu grossen Schuttakkumulationen an der Gletscherstirn geführt haben soll. Da diese Stadien über Jahrhunderte andauert hätten, ist es nach WAGNER (2002) plausibel, dass sich bedeutende Mittelmoränenablagerung hätten bilden können. Diese sollen genau

dort entstanden sein, wo die Mittelmoräne den Gletscherrand erreichte. Da die Gletscher sich heute massiv im Rückzug befinden, wären solche Ablagerungen eben heute nicht mehr beobachtbar. Im Bereich der eiszeitlichen Endmoränenwälle sind allerdings auch keine solchen isolierten Aufragungen von ehemaligen Mittelmoränenablagerungen zu beobachten.

Mittelmoränen von Surge Gletscher weisen besondere Störungen und Faltungen auf. Eine konzentrische Anordnung in Vorlandgletscherzungen Nordamerikas erinnert an Endmoränenkränze des eiszeitlichen europäischen Alpenvorlands. Allerdings sind nach unserer Kenntnis auch in den verfalteten Mittelmoränenkränzen Nordamerikas keine nennenswerten Gesteinsvolumina enthalten. Wenn man von einem katastrophalen Eiszusammenbruch der Vorlandvergletscherungen am Ende der letzten Eiszeit (VAN HUSEN, 2000) ausgeht, dann dürften die Landschaftsmuster, die früher als Rückzugsstadien interpretiert wurden, weder etwas mit Rückzugsstadien noch mit Mittelmoränenakkumulationen zu tun haben.

Wagner beschreibt schließlich in sämtlichen Publikationen seine Theorie vorwiegend an kalten Gletschern. Solche kalten Gletscher spielen allerdings auch in heutigen Polarregionen nur eine sehr untergeordnete Rolle, da flächenhaft polythermale Gletscher dominant zu sein scheinen. Es liegt kein plausibler Grund vor, warum nicht auch in der Eiszeit eher polythermale Vorlandgletscher dominiert haben und kalte Gletscher nur punktuell existierten. Aufgrund der extrem kalten Temperaturen könnte ev. auf dem Mars eine andere Situation vorherrschen und vielleicht dort kalte Gletscher eine wirklich wichtige Rolle spielen. Auf der Erde ist das für das quartäre Eiszeitalter recht unwahrscheinlich.

Zuletzt führt WAGNER (2002) aus, dass Mittelmoränenschutt von Schmelzwässern weitertransportiert wurde. Deshalb bezeichnet er Schmelzwasserschotter als Mittelmoränenablagerungen. Das ist nomenklatorisch völlig abzulehnen, da der Begriff Moränenmaterial, bzw. Till, nur für kaum oder nicht durch Schmelzwasser sortiertes Material verwendet wird. (GLETSCHERKOMMISSION D. SANW, 1993).

Um die Frage nach dem Mittelmoränenmaterial noch einmal genauer «auf den Grund» zu gehen, könnten geophysikalische Untersuchungen, wie zum Beispiel Radaruntersuchungen, von Vorteil sein. Dabei könnte das Eisinnere erforscht werden und explizit im Feld untersucht werden, ob manche Mittelmoränen wirklich bis an die Eisbasis reichen oder ob es sich auch in Felduntersuchungen immer um rein auf der Oberfläche existierende Moränenakkumulationen handelt. Diese verbesserte Kenntnis über das Innere der Gletscher bleibt aber zukünftigen Projekten vorbehalten. Genauso ist das ausgedehnte Studium eventueller kalter Gletscher auf dem Mars, wenn überhaupt, künftigen Generationen vorbehalten.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Untersuchung konnten keine geomorphologisch relevanten Mittelmoränenablagerungen identifiziert werden. Mittelmoränen scheinen lediglich als Oberflächenmoränen auf aktiven Gletschern existent zu sein. Da die Schuttschicht der Mittelmoränen zumeist nur eine sehr geringe Mächtigkeit aufweist, ist auch auf längere Zeit nur ein begrenzter Volumentransport anzunehmen. Eventuelle besondere Anhäufungen von Mittelmoränenmaterial dürften an der Gletscherstirn in den meisten Fällen umgehend durch Schmelzwässer weitertransportiert worden sein und konnten damit nicht zu landschaftsbildenden geomorphologischen Formen akkumulieren. Wenn überhaupt, dann sind Mittelmoränenablagerungen vermutlich als ungewöhnliche Spezial- und Einzelfälle einzustufen und haben damit wohl kaum landschaftsbildende Relevanz.

Literaturverzeichnis

- AGASSIZ, L. 1841. Untersuchungen über die Gletscher. nebst einem Atlas von 32 Steindrucktafeln. Solothurn: In Kommission bei Jent & Gassmann.
- ALEAN, J. 2004. Grosser Aletschgletscher Konkordiaplatz. http://swisseduc.ch/glaciers/alps/grosser_aletschgletscher/aletsch_flugbilder-de.html?id=2 (Zugriff am 11 November 2013).
- ALEAN, J., und M. HAMBREY. 2013. Gletscher der Welt. Bern: Haupt Verlag.
- ANDERSON, R. S. 2000. A model of ablation-dominated medial moraines and the generation of debris-mantled glacier snouts. *Journal of Glaciology*, 46(154), 459–469.
- BACHMANN, R. C. 1978. Gletscher der Alpen. Stuttgart: Hallwag Verlag Bern-Stuttgart.
- BAUDER, A. C. 2001. Bestimmung der Massenbilanz von Gletschern mit Fernerkundungsmethoden und Fließmodellierungen. Eine Sensitivitätsstudie auf dem Unteraargletscher. Dissertation. ETH Zürich.
- BENN, D. I., und D. J. A. EVANS. 2010. *Glaciers & Glaciation*. 2. Hrsg. London: Hodder Education.
- BENNETT, M. R., und N. F. GLASSER. 2009. *Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms*. 2. Hrsg. Chichester: Wiley-Blackwell.
- BURRI, T. 2014. Mittelmoränen – Rezension zum neuen Buch von Gerhart Wagner. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern*, Neue Folge, 71, 175–186.
- CLARKE, T. S. 1991. Glacier dynamics in the Susitna River basin, Alaska, USA. *Journal of Glaciology*, 37(125), 97–106.
- COPLAND, L., M. J. SHARP, und J. A. DOWDESWELL. 2003. The distribution and flow characteristic of surge-type glaciers in the Canadian High Arctic. *Annals of Glaciology*, 36(1), 73–81.
- EYLES, N., und R. J. ROGERSON. 1978. A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbreen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology*, 20(82), 99–113.
- GLETSCHERKOMMISSION D. SANW. 1993. *DAS LEXIKON ZUR GLAZIOLOGIE, Schnee- und Lawinenforschung in der Schweiz*. Redaktion Schweizer Lexikon und der Gletscherkommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften Hrsg. Luzern: Verlag Schweizer Lexikon Mengis+Ziehr.
- GOMEZ, B., und J. SMALL. 1985. Medial moraines of the Haut Glacier d' Arolla, Valais, Switzerland: Debris supply and implications for moraine formation. *Journal of Glaciology*, 31(109), pp. 303–307.
- GRAF, H. R., R. BURKHALTER, T. GUBLER, O. KELLER, M. MAISCH, C. SCHINDLER, C. SCHLÜCHTER, und G. WYSSLING. 2003. Das «Mittelmoränen-Modell» – aus wissenschaftlicher Sicht. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 148(3), 79–87.

- GUDMUNDSSON, G. H., A. IKEN, und M. FUNK. 1997. Measurements of ice deformation at the confluence area of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 43(145), 548–556.
- KARL FRANZENS UNIVERSITÄT GRAZ – INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG, 2013a. Die Pasterze. <http://geographie.uni-graz.at/de/pasterze/uebersicht/> (Zugriff am 3 Oktober 2013).
- KARL FRANZENS UNIVERSITÄT GRAZ – INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE UND RAUMFORSCHUNG, 2013b. Pasterze-Fotos 1971–2012. <http://geographie.uni-graz.at/de/pasterze/fotos/> (Zugriff am 11 November 2013).
- KELLERER-PIRKLBAUER, A., G. K. LIEB, M. AVIAN, und J. GSPURNING. 2008. The response of partially debris-covered valley glaciers to climate change: The example of the Pasterze Glacier (Austria) in the period 1964 to 2006. *Geografiska Annaler*, 90(4), 269–285.
- KLEBELSBERG, R. v. 1948. *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien: Springer-Verlag.
- KRAINER, K., und G. POSCHER. 1992. Sedimentologische Beobachtungen im Gletschervorfeld der Pasterze (Glocknergruppe, Hohe Tauern). *Carinthia II*, 182(102), 317–343.
- LACHAPPELLE, R., und A. POST. 1971. *Glacier Ice*. Seattle&London: University of Washington Press.
- MATZKA, V. 2014. Die räumliche Verteilung von Moränenschutt anhand ausgewählter Beispiele. Masterarbeit. Universität für Bodenkultur.
- MUSKETT, R. R., C. S. LINGLE, J. M. SAUBER, A. S. POST, W. V. WENDELL, und B. T. RABUS. 2008. Surging, accelerating surface lowering and volume reduction of the Malaspina Glacier system, Alaska, USA, and Yukon, Canada, from 1972 to 2006. *Journal of Glaciology*, 54(188), 788–800.
- POST, A. 1969. Distribution of surging glaciers in western north America. *Journal of Glaciology*, 8(53), 229–240.
- POST, A. 1972. Periodic surge origin of folded medial moraines on Bering Piedmont Glacier, Alaska. *Journal of Glaciology*, 11(62), 219–226.
- RUSSELL, I. C. 1893. Malaspina Glacier. *The Journal of Geology*, 1(3), 219–245.
- SCHWEIZERISCHES GLETSCHERMESSTZ. 1973. GROSSER ALETSCHGLETSCHER, Naters/ Ried-Mörel (VS). <http://glaciology.ethz.ch/messnetz/glaciers/aletsch.html> (Zugriff am 3 Oktober 2013).
- TRUFFER, M, R.J. MOTYKA, W. D. HARRISON, K. A. ECHELMAYER, B. FISK, und S. TULACZYK. 1999. Suglacial drilling at Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A: drilling method and sample description. *Journal of Glaciology*, 45(151), 495–505.
- VAN HUSEN, D. 2000. Geological Processes during the Quaternary. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92(1999), 135–156.
- WAGNER, G. 1997. Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland – Mit einer Karte 1:25.000. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern. Neue Folge*, 54, 91–138.
- WAGNER, G. 2001. Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. Eine morphologische Studie. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 94, 221–235.
- WAGNER, G. 2002. Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich. 1. Teil: Gebiet des Linthgletschers in der Zürichsee-Talung und im Knonauer Amt. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft*, 147(4), 151–163.
- WAGNER, G. 2003. Eiszeitliche Mittelmoränen. Ein vergessenes Paradigma der alpinen Quartärmorphologie. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 47(3), 373–392.
- WAGNER, G. 2014. Mittelmoränen: Heute und in der Eiszeit. Bern. Hauptverlag.
- WOODWARD, J., T. MURRAY, und A. McCAIG. 2002. Formation and reorientation of structure in the surge type glacier Kongsvegen, Svalbard. *Journal of Quaternary Science*, 17(3), 201–209.
- ZÄNGL, W., und S. HAMBERGER. 2004. *Gletscher im Treibhaus. Eine fotografische Zeitreise in die alpine Eiswelt*. Steinfurt: Tecklenborg.