Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 94 (2001)
Heft: 2

Artikel: Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz
Autor: Wagner, Gerhart
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-168891

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 19.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

0012-9402/01/020221-15 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel, 2001

Eclogae geol. Helv. 94 (2001) 221–235

Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz

GERHART WAGNER

Key words: Alpine glaciers, medial moraines, drumlins, Switzerland

ZUSAMMENFASSUNG

An Beispielen aus der Schweiz, Süddeutschland und Norditalien wird gezeigt, dass eiszeitliche Mittelmoränen bei der Morphogenese inner- und ausseralpiner Quartärlandschaften eine bedeutende Rolle gespielt haben. Die Ursachen der bisherigen Unterschätzung des Schutttransportes in Mittelmoränen werden diskutiert. Längswälle gegen das Gletscherzungenende, kurze Lateralwälle, vor allem aber zahlreiche bisher als Drumlins oder Drumlinlandschaften klassierte Bildungen werden auf Mittelmoränen zurückgeführt. Aufeinanderfolgende Gletscherstände geben sich durch lineare Serien von Mittelmoränen-Endaufschüttungen zu erkennen. Teilweise wurde das Mittelmoränen-Material durch Schmelzwässer in eisrandnahe Schotter umgelagert. Auch hochgelegene Schotter (Hochterrassen- und Deckenschotter) können Mittelmoränen zugeordnet werden, die auf hohem Grundrelief (z.B. Nunataks) ausmündeten und durch epiglaziäre Schmelzwässer teilweise oder ganz verschwemmt wurden.

ABSTRACT

Examples from Switzerland, southern Germany and northern Italy are used to illustrate that Pleistocene medial moraines played a major role in the morphogenesis of intra- and extraalpine Quarternary landscapes. Longitudinal walls at the end of glacier lobes, short lateral walls, and espacially numerous landforms hitherto classified as drumlins or drumlin landscapes are considered to be medial moraines. Successive stadials of a melting glacier can be discerned by linear series of medial moraine terminal accumulations. Gravels at or near the glacier margin were primarily formed by melt-water transported medial-moraine detritus. Even elevated occurences of gravels ('Hochterrassenschotter' and 'Deckenschotter' in Switzerland and Germany) may be attributed to partly or completely washed out medial moraines ending on high ground (e.g. nunataks)

1. Einleitung

1.1. Allgemeines über Mittelmoränen

Mittelmoränen gehören zum Charakterbild heutiger alpiner Gletscher (Fig. 1). Wenn zwei Talgletscher zusammenfliessen, entsteht aus dem lateralen Oberflächenschutt ihrer Innenseiten eine Mittelmoräne. Stösst ein dritter Gletscher dazu, so entsteht eine zweite Mittelmoräne. Ein aus n Teilgletschern bestehendes Eisstromsystem besitzt also n-1 Mittelmoränen. Jede erhält den Schutt von zwei ursprünglichen Seitenmoränen. Die n-1 Mittelmoränen führen somit den Schutt von 2(n-1) Seitenmoränen; das sind 2(n-1)/2n oder n-1/n des gesamten ursprünglichen Randschuttes, abzüglich des Anteils, der an der Vereinigungsstelle der beiden Gletscher liegen bleibt (vgl. Hantke 2001).

Mittelmoränen, deren Entstehungspunkt *unterhalb* der Gleichgewichtslinie der beteiligten Gletscher liegt, werden von Eyles & Rogerson (1978) als 'ice-stream interaction medial moraines' bezeichnet. Liegt der Zusammenfluss der beiden Gletscher *über* der Gleichgewichtslinie, so verschwindet das Moränenmaterial vorerst unter einer Firnschicht. Infolge der Oberflächenablation und der schon von Agassiz (1840:104) beschriebenen Erscheinung, dass ins Innere des Firns geratener Schutt durch einsickerndes und wieder gefrierendes Schmelzwasser an die Oberfläche zurückbefördert werden kann («Le glacier ne souffre aucun corps étranger dans son intérieur»), gelangt es aber im Zehrgebiet wieder an die Oberfläche und bildet im weiteren Verlauf ein ebenso charakteristisches oberflächliches Längsband wie bei den 'ice-stream interaction medial moraines'. Solche Mittelmoränen bezeichnen Eyles & Rogerson (1978) als 'ablation dominant medial moraines'.

Offen bleibt die Frage, ob auch bei 'unsern' Gletschern längs des Septums zwischen den zwei sich vereinigenden Parentalgletschern Grundmoränenmaterial infolge aufwärts gerichteter Eisflusslinien in die Mittelmoränen gelangen kann, wie es durch Eyles & Rogerson (1978) für norwegische und

[1] Im Baumgarten 10, CH-3066 Stettlen, Switzerland.

kanadische Gletscher beschrieben worden ist (vgl. Benn & Evans 1998:221ff.). Solche Zuschüsse würden die Effektivität der Schuttförderung in der Mittelmoräne und damit auch ihre Endaufschüttungen noch verstärken. Entsprechende Beobachtungen scheinen aber aus den Alpen nicht vorzuliegen, im Gegenteil: Wie schon Heim (1885:347) feststellte, ist die Schuttdecke auf dem Eis meist nur wenige dm, selten über 1m dick.

Mittelmoränen beider Typen behalten bei ungestörten Verhältnissen ihre Identität über beliebig lange Fliessstrecken bei. Sie markieren mit ihrem parallelen Verlauf jede Kurve des Eisstromes und überstehen oft auch spaltenreiche Strecken. Grössere Komplikationen können sich allenfalls bei starken Einengungen oder scharfen Umbiegungen des Eisstromes ergeben.

Wegen der Schattenwirkung des Schuttes ist die Oberflächenablation unter der Mittelmoräne reduziert. Das hat zur Folge, dass sich diese im Zehrgebiet allmählich über die Eisoberfläche erhebt. So kann unter der Mittelmoräne ein Eiskamm von 10-30 m Höhe entstehen. Gegen das Zungenende kommt es im Schutt zu einer Stauwirkung. Das seitliche Abrutschen vom immer höheren Eiskamm bewirkt eine Verbreiterung des Schuttstreifens und damit die charakteristische Keilform der Mittelmoränen vor ihrem Ende.

Zwei oder mehr benachbarte Mittelmoränen können sich irgendwo auf dem Eisstrom vereinigen und eine doppelte bis mehrfache Mittelmoräne bilden. So entstehen meist einige wenige Haupttstränge, oder die Mittelmoränen vereinigen sich mit den Seitenmoränen sogar bis zur vollständigen Schuttbedeckung der Gletscherzunge ('debris mantled ice', vgl. 2.4.). Dies ist heute in den Alpen z.B. der Fall bei Oberaletsch-, Fiescher- und Zmuttgletscher, Glacier de Zinal, Glacier de Tsijiore Nouve u.a. (Fig. 2).

Einfache und mehrfache Mittelmoränen erreichen den Eisrand entweder

- terminal: Die Mittelmoräne erreicht das Zungenende; oder
- lateral: Die Mittelmoräne ufert seitlich aus und kann sich über eine kürzere oder längere Strecke als sekundäre Seitenmoräne fortsetzen; oder
- auf einem Nunatak.

Bei ihrer Mündung, d.h. an der Stelle, wo die Mittelmoräne den Eisrand erreicht, wird ihr Schutt angehäuft. Dadurch entstehen bei längeren Stillstandslagen ('Stadien') sedimentologisch komplizierte, aber morphologisch charakteristische Akkumulationen (Fig. 3). Ein Teil des Moränenmaterials wird vom Schmelzwasser verschwemmt. Dadurch werden Mittelmoränen auch zu Hauptlieferanten für prae- und paraglaziale Schotterbildungen.

1.2. Mittelmoränen in der bisherigen Quartärliteratur

Eine anschauliche Beschreibung von Mittelmoränen findet sich schon bei Heim (1885: 345ff., z.T. zitiert bei Wagner 1997:95ff.). Erstaunlicherweise verfolgt aber Heim diese Förderbänder nicht bis an ihr Ende und sagt nichts darüber, was dort geschieht. Bezüglich des Oberflächentransportes durch alpine Gletscher schreibt er aber allgemein (S. 359): «Zugleich geht aus dem Moränenreichtum dieser Gletscher im Vergleich zur Moränenarmut des Binneneises hervor, dass im allgemeinen die Gletscher zum überwiegendsten Teil ihre Moränen nicht vom Untergrunde, sondern von den überragenden Gehängen beziehen.»

Diese Aussage von Heim wurde von Penck & Brückner (1909) irrtümlicherweise in ihr Gegenteil verkehrt (vgl. Zitat S. 223). Mittelmoränen als morphogenetische Faktoren wurden daher nach 1909 kaum mehr in Betracht gezogen. Die folgenschwere Fehldiagnose von Penck & Brückner hat ihre Ursache vermutlich darin, dass die beiden Autoren nicht zentral- und westalpine, sondern ostalpine Gletscher als Prototypen vor sich sahen. Bei diesen spielten Mittelmoränen so lange keine Rolle, als in ihrem Nährgebiet alle Gipfel eisbedeckt waren und somit keinen Oberflächenschutt liefern konnten. Bei den Gletschern aus den höchsten Bereichen der Alpen waren jedoch andere Voraussetzungen gegeben: Die Firnhöhe reichte im Würm-Maximum in den Zentralalpen bis 2700m, in den grössten Eiszeiten bis ca. 2800m hinauf (Penck & Brückner 1909:607, Hantke 1987). Die Hochalpenketten überragten also die Einzugsgebiete noch um mehr als 1000m und lieferten zu allen Zeiten reichlich Oberflächenschutt, am meisten naturgemäss in den Vorstoss- und Rückschmelzstadien.

Dass Penck & Brückner diesen Unterschied zwischen zentral- und ostalpinen Gletschern gesehen haben, geht aus mehreren Stellen ihres Werkes klar hervor (*Hervorhebungen in den Zitaten durch G.Wagner*):

S.578: «Charakteristisch ist für die Endmoränen der schweizerischen Gletscher im Gegensatz zu denen der Ostalpen die starke Beimengung von eckigem Obermoränenmaterial. Das gilt besonders von den jüngeren Moränen... Man kann sich des Eindrucks nicht erwehren, dass mit Abnahme des Grades der Vergletscherung das Obermoränenmaterial zunimmt. Das leuchtet auch ein: je tiefer die Gletscheroberfläche in den Thälern des Gebirges stand, umso eher konnten Schuttmassen auf die Gletscheroberfläche fallen, ohne der Untermoräne einverleibt zu werden. *Für die grössere Häufigkeit eckigen Materials auch in den äussersten Endmoränen im Vergleich zu den Ostalpen ist die grössere relative Höhe und vor allem die grössere Steilheit der Umrahmung der schweizerischen Alpenthäler verantwortlich zu machen.* Mit den gleichen Ursachen hängt die grosse Zahl von riesenhaften erratischen Blöcken zusammen, die in Erstaunen setzt, wenn man aus den Moränengebieten der Ostalpen kommt.»

Trotz dieser Erkenntnis halten Penck & Brückner daran fest, dass der Schutttransport auch bei den alpinen Gletschern hauptsächlich an ihrem Grunde geschieht. Das geht aus den folgenden Stellen der Einleitung hervor:

S.6: «Die Grate des Gebirges ragten aus der Vergletscherung hervor, und auf ihre Zerstörung kann der Glacialschutt ebenso zurückgeführt werden, wie auf die Abnutzung

Fig. 1. Yentna Glacier, Alaska Range (Denali) als Beispiel eines heutigen Gletschers vom alpinen Typ mit mehreren parallel laufenden und sich zum Teil vereinigenden oder ausufernden Mittelmoränen, die sich nach Mächtigkeit und Gesteinsmaterial unterscheiden. Foto Willi C+P Burkhardt, Buochs, 1983.

Fig. 2. Beispiel einer vollständig schuttbedeckten Gletscherzunge: Der Oberaletschgletscher beim Zusammenfluss mit dem Beichgletscher (links im Bild) vom Sparrhorn. Beide Gletscher führen schon vor dem Zusammenfluss Mittelmoränenkomplexe. LK 1269 Aletschgletscher, Koord.640/141. Photo G.Wagner 1998.

der Gletscherbetten. Deswegen wurde man hier nicht so sehr zur Annahme der Gletschererosion gedrängt. Als sich aber zeigte, dass jene Grate nur von sehr unbedeutender Ausdehnung gewesen sind, und *dass die Hauptmasse der Glacialformationen auch in den Alpen aus Untermoränenmaterial bestand*, dem im allgemeinen nur wenig, nur hie und da häufiger Obermoränentrümmer beigemengt sind, ward die Annahme erodierender Eiswirkungen auch hier unvermeidlich.»

S. 14: « Lediglich bei ganz kleinen Gletschern geschieht der Schutttransport vornehmlich auf dem Eise; *bei grösseren erfolgt er vor allem an der Sohle*, und ihre Glacialformationen bestehen deswegen grösstenteils aus dem Material der Untermoräne, das vom Eise in der charakteristischen, oft geschilderten Weise abgenutzt ist.»

Der Begriff 'Mittelmoräne' kommt bei Penck & Brückner äusserst selten und nur beiläufig vor. Das Phänomen an sich wie auch seine grosse Häufigkeit war den beiden Autoren durchaus bewusst, aber sie haben ihm nur eine geringe Bedeutung beigemessen, was aus der folgenden Stelle hervorgeht:

S. 259ff: «Ein Gletscher muss nicht immer seine Untermoräne auf eine ihm entgegenstehende Erhebung hinaufschleppen; geschieht dies nicht, so hängt das Auftreten von er-

ratischem Material auf dem Berge *(d.h. dem Nunatak)* lediglich von Zufälligkeiten ab, ob er in der Richtung einer *schuttführenden Gletschernaht* gelegen ist. *Solche Nähte sind zwar in der Vergletscherung mutmasslich sehr zahlreich gewesen, da diese aus zahlreichen einzelnen Zuflüssen entstand*; aber alle Innenmoränen des oberen Firngebietes wurden allmählich mit mächtigen Massen steinfreien Firnes zugedeckt und gerieten dadurch unter mächtiges reines Eis.»

'Schuttführende Gletschernaht' - das ist die Umschreibung von Penck & Brückner für Mittelmoränen. Dass sie dem Phänomen nur so geringe Bedeutung beigemessen haben, ist umso erstaunlicher, als sie auch im Zungenbereich ostalpiner Gletscher ganz offensichtlich Mittelmoränen gesehen, aber nicht als solche erkannt haben.

S. 216: «Die Anordnung der Moränen nördlich vom Irrsee zeigt uns, dass innerhalb des Gebirges *der eigentliche Stirnmoränenwall fehlen kann*, während die seitlichen Ufermoränen sehr deutlich entwickelt sind. ... Dieser Typus inneralpiner Moränenentwicklung wiederholt sich häufig namentlich bei den Endmoränen einzelner Rückzugsstadien der letzten grossen Vergletscherung im Gebirge; *bei ihnen hat der Umstand, dass an Stelle der erwarteten Querwälle Längswälle auftreten, bisher die Deutung erschwert.*»

Vor Penck & Brückner hatten einzelne Autoren eiszeitliche Mittelmoränenbildungen beschrieben, so Baltzer (1896) für den Aaregletscher bei Bern und bei Thun (vgl. dazu die Zitate bei Wagner 1997: 93) und Wilmer (1904) für den Addagletscher in Oberitalien.

Nach Penck & Brückner verschwindet der Begriff Mittelmoräne fast vollständig aus der alpinen Quartärliteratur. Auch die neueren deutsch- und englischsprachigen Lehrbücher der Glaziologie verwenden ihn nur marginal oder gar nicht (Zitate dazu bei Wagner 1997:95ff.).

In der ausseralpinen Literatur hat jedoch der Begriff 'Mittelmoräne' in jüngster Zeit deutlich an Bedeutung gewonnen. Aus Benn & Evans (1998) seien die folgenden Stellen zitiert:

p. 224: «*Medial moraines* are among the most striking features of valley glaciers, providing a graphic picture of the movement of both ice and debris.»

p. 228: «Uneven reworking and deposition of debris during glacier ablation is responsible *for highly distinctive landform assemblages underlain by complex sediment successions.*»

p. 481: «*Hummocky moraine*, kames and ice-walled lake plains are related features, which reflect deposition predominantly by mass movement, *glaciofluvial and glaciolacustrine processes* respectively. *In supraglacial environments, however, these processes commonly operate in close proximity*, and hybrid sediment-landform associations may frequently be observed.»

p. 481-483: «*Large medial moraines, referred to as interlobate moraines*, occur in the Canadian Shield and document the coalescense of the margins of different sectors of the former Laurentide ice sheet. The Harricana interlobate moraine, formerly separating the Hudson Bay and Labrador sectors of the receding ice sheet, streches for 1000km southwards from James Bay to Lake Simcoe, Ontario ... and comprises *a series of ridges* up to 10km wide und 100m high. ... The large quantities of sands and gravels comprising these moraines were deposited in proglacial lacustrine environments during the final stages of the Laurentide ice sheet, attesting to *the large-scale reworking of medial moraine debris* during glacier recession. In fact these features are regarded more as glaciofluvial than supraglacial in origin ... An example of *glaciofluvial reworking of a medial moraine* in Breidamerkurjökull, Iceland, is documented by Price (1969, 1973). A low-relief kame and kettle topography centred on the bottom of the Athabasca Valley near Jasper in Alberta, Canada, is interpreted as a former supraglacial medial moraine by Levson and Rutter 1989. This feature has also been locally *reworked by glacial meltwater and is closely associated with glaciofluvial landforms such as kame terraces.*»

p. 484: «*Hummocky moraine is the end product of topographic inversion cycles during the ablation of debris-mantled ice.* During ice ablation, debris is transferred away from topographic highs on the glacier surface by masse movements and meltwater, exposing ice cores to renewed melting and creating new depressions in former high points. Further debris reworking and topographic development is achieved by meltwater streams meandering between dirt cones, the collapse of englacial tunnels, and the enlargement of supraglacial lake basins.»

Unter 'dirt cones' werden Eiserhöhungen unter ablationsverhinderndem Schutt, also z.B. unter Mittelmoränen, verstanden. Durch Abrutschen und Abgeschwemmtwerden dieses Schuttes in die benachbarten Vertiefungen kann im Ablationsgebiet auf der Eisoberfläche eine mehrfache Reliefumkehr resultieren. Das Ergebnis ist eine unregelmässig-hügelige 'Hummocky'-Moränenlandschaft (vgl. Benn & Evans 1998, Fig. 6.37!).

p.610: «According to N.Eyles (1979, 1983), *the majority of the debris transported by valley glaciers is derived from mass wasting of valley walls*. However, in many low-relief glacial valleys, subglacial entrained debris may be of equal or greater importance.»

Wie im Folgenden zu zeigen sein wird, kommen alle in diesen Zitaten beschriebenen, auf Mittelmoränen zurückführbaren geomorphologischen und sedimentären Bildungen im schweizerischen Alpenvorland in grosser Zahl und in vielen Variationen vor. Sie wurden in den geologischen Atlasblättern der Schweiz bisher meist als Drumlins kartiert, seltener als kurze oder verzweigte Wälle, welche Stirn- oder Seitenmoränen zugeordnet werden, oft einfach als 'Moräne allgemein' ohne nähere Umschreibung. In den Erläuterungen zu den Atlasblättern finden sich aber oft Formulierungen, aus denen hervorgeht, dass sich die Bearbeiter mit der Interpretation schwer taten, sei es wegen der kaum verständlichen Morphologie oder wegen der verzwickten Stratigraphie. Beispiele werden bei der Beschreibung einzelner Strukturen aufgeführt.

2. Typische Form und Variabilität der Mittelmoränenbildungen

2.1. Grundgestalt (Fig. 3)

Das Ende einer einfachen Mittelmoräne auf ± ebenem Grund am Ende einer Gletscherzunge wurde von Klebelsberg 1948 wie folgt charakterisiert:

S.165: «Wo die Mittel- oder Zwischenmoräne in die Stirn- oder Endmoräne mündet, ist diese im Grundriss, häufig auch der Höhe nach, verstärkt, ihr Innenrand springt von beiden Seiten her spornförmig gletscheraufwärts vor, der Sporn leitet in den First der Mittelmoräne über.»

Der morphologische Grundtypus einer einfachen Mittelmoränen-Endaufschüttung wurde von Wagner (1997:101ff.) diskutiert und in seinen Hauptvariationen dargestellt. Die Hauptmerkmale seien hier wiedergegeben:

- Typische Mittelmoränen-Endaufschüttungen sind nicht lange Wälle, sondern ± bilateral-symmetrische, in sich geschlossene Hügel.
- Sie beginnen mit einem in der Fliessrichtung des Eises höher und breiter werdenden Sporn, der zu einem Kulminationspunkt ansteigt und frontal mit steiler Stirn abfällt. Der höchste Punkt liegt damit meist im Stirnteil. Sie zeigen also eine Tropfenform in der Fliessrichtung ('*mit* dem Eisfluss fallende Tropfen': grösste Höhe und Breite vorn).
- Oft weisen sie zwei oder mehr Kulminationspunkte auf, welche sich in längeren Wällen oder auch in nur kurzen, stummelartigen 'Fingern' fortsetzen können.
- Wenn keine solche Fortsetzung vorliegt, so ist doch oft die Stirnseite konkav.
- In günstigen Fällen lässt sich aus den Gesteinsspektren links und rechts von der Symmetrieebene die verschiedene Herkunft des Gesteinsmaterials petrographisch nachweisen (Wagner 1986: 82).
- Durch die besondere Entstehungsweise ergeben sich im Prinzip zwar gleichartige, aber meist kompliziertere Lagerungsverhältnisse als bei den Seitenmoränen. Obermoräne, Schotter und Grundmoräne sind am Aufbau mit wechselnden Anteilen beteiligt. Besonders häufig weisen die Strukturen sekundäre Deformationen ('glaziale Tektonik') auf: Der longitudinale Gletscherschub wirkt sich hier auf die schon vorhandenen Aufschüttungen in seiner maximalen Stärke aus.

Seitenmoränen oder Ufermoränen sind demgegenüber Wälle mit einer in der Fliessrichtung ± gleichmässig fallenden Kammlinie, also in der Längsrichtung offene Formen, im Querschnitt meist asymmetrisch mit einer steileren Innen- und einer flacheren Aussenseite.

Drumlins charakterisieren sich sich im typischen Fall durch eine umgekehrte, d.h. *gegen* den Eisstrom gerichtete Tropfenform (grösste Breite und Höhe hinten). Sie haben sanftere Formen, nur *einen* Kulminationspunkt, keine nach vorn gerichteten 'Finger' oder 'Arme' (vgl. Abschnitt 2.5 sowie Benn & Evans 1998, Fig. 11.11) und niemals einen 'Sporn'.

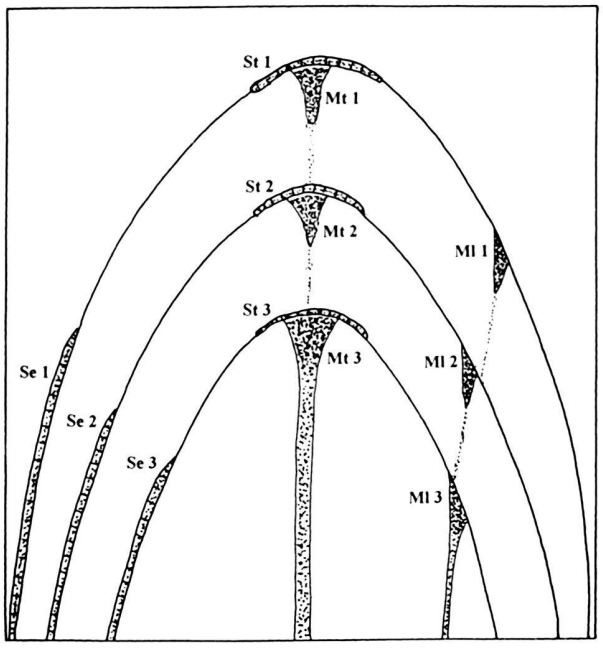

Fig. 3. Verschiedene Geometrien bei Serien von Stirn-, Mittel- und Seitenmoränen in drei Stadien. Se 1 - Se 3 = Seitenmoräne: ±parallele, konforme Wälle. St 1 - St 3 = Stirnmoräne: konforme Bogenwälle. Mt 1 - Mt 3 = terminal ausufernde Mittelmoräne: linear hintereinander liegende, ±keilförmige Längsstrukturen. Ml 1 - Ml 3 = lateral ausufernde Mittelmoräne: gestaffelt hintereinander liegende Schrägstrukturen.

2.2. Variabilität der Mittelmoränen-Endaufschüttungen

Je nach den lokalen Gegebenheiten können die Mittelmoränen-Endaufschüttungen sehr verschiedene Grösse und Gestalt annehmen. Was ihre Grösse anbetrifft, so kommen von kleinen und kleinsten, ± kaulquappenförmigen Strukturen bis zu ganzen Schwärmen oder grossflächigen Landschaften alle Übergänge vor. In der Variabilität der Formen lassen sich gewisse Gesetzmässigkeiten erkennen. Bei Wagner (1997:102ff.) wurde versucht, diese zu typisieren.

Eine besondere Situation ergibt sich bei Nunataks. Hier entstehen sekundäre Gletscherränder, die keinen Schutt zu führen brauchen, da der Nunatak zufällig irgendwo aus der Eisfläche auftaucht und von keinem primären Gletscherrand erreicht wird. Anhäufungen von Oberflächenschutt entstehen auf dem Nunatak aber da, wo er von einer Mittelmoräne getroffen wird. (Vergleiche dazu das Zitat aus Penck & Brückner S. 259 ff. auf S. 224 dieser Arbeit!) Die Mittelmoränen-Endaufschüttungen können auf dem Nunatak dieselben typischen Formen annehmen wie am primären Gletscherrand.

2.3. Serien von Mittelmoränen - Endaufschüttungen (Fig. 3)

Als eine Serie werden im Folgenden die in aufeinanderfolgenden Stadien von einer und derselben Moräne hinterlassenen Aufschüttungen bezeichnet. Bei Seitenmoränen führen

aufeinanderfolgende Gletscherrückzugsstadien zu ±parallel verlaufenden Wällen. Der einzelne Wall zeigt ein Gefälle in der Fliessrichtung, und der später entstandene Wall liegt tiefer als der frühere. Analog bilden Stirnmoränen aufeinander folgender Stadien ± parallel verlaufende Querwälle. Bei Mittelmoränen- Endaufschüttungen ergibt sich eine andere Geometrie:

Liegt die Gletscherzunge in einem Talboden und endigt die Mittelmoräne terminal, so kommen ihre Endaufschüttungen ± linear hintereinander zu liegen. Ihre Höhenlage (d.h. die Höhe des Grundes, auf den sie abgesetzt wurden) nimmt in der Reihenfolge ihrer Entstehung zu. Bei lateral auf ebenem Grund endigenden Mittelmoränen entsteht eine seitlich gestaffelte Serie.

Auf frontal ansteigendem Grund liegen die (verkürzten) Mittelmoränen-Endaufschüttungen linear hintereinander, ihre Höhenlage nimmt aber - entsprechend dem abfallenden Grund - in der Reihenfolge ihrer Entstehung ab. Dasselbe gilt bei Endaufschüttungen auf lateral ansteigendem Grund, aber hier liegen sie nicht linear hintereinander, sondern sind gegeneinander versetzt. Oft schliesst die Stirn einer Mittelmoränen-Endaufschüttung unmittelbar an den Sporn der früheren an, oder die Aufschüttungen sind sogar ineinander verschachtelt.

Weitere Differenzierungen, die auch die Entfernung der verschiedenen Stadien berücksichtigen, wurden von Wagner (1997:122) dargestellt. Für den Feldgeologen mag es von Interesse sein, dass sich aufeinanderfolgende Stadien oder Oszillationen eines Gletschers an den Mittelmoränenbildungen oft besser erkennen lassen als an den Seiten- oder Stirnmoränen.

2.4. Mittelmoränen-Landschaften

Die ganz grossen Obermoränensysteme, bei denen zahlreiche Mittelmoränen bis zur vollständigen Schuttbedeckung der Gletscherzunge zusammenfliessen ('debris mantled ice'), schütteten ganze Schwärme von Moränenhügeln auf. Bennett & Glasser (1996:234, Fig. 9.13) wie auch Benn & Evans (1998: 481ff.) bezeichnen solche Komplexe als 'Hummocky Moraine'. Sie verstehen darunter ein System von 'Ablation Moraines', also ein aus Oberflächen- und Innenschutt entstandenes Moränensystem im Gegensatz zu den aus Grundmoräne gebildeten Drumlinschwärmen. Charakteristisch für solche Landschaften sind viele unregelmässig verteilte Hügel, getrennt durch oft wasserführende Einsenkungen. Häufig treten die Fliessrichtung des Eises anzeigende Längsstrukturen und Serien von solchen auf, auch typische Einzelstrukturen mit den in 2.1. beschriebenen Formen. Wegen ihrer Ähnlichkeit mit Drumlinlandschaften wurden sie bisher meist als solche kartiert. Ein wechselnder Anteil des Moränenmaterials liegt in und zwischen den 'Hummocks' (mögliche deutsche Bezeichnung: 'Buckelmoränen') als fluvioglazialer Schotter, und im Vorfeld solcher Landschaften finden sich oft ausgedehnte Schotterfelder.

2.5. Zum Begriff 'Drumlin'

Welche Strukturen sind korrekterweise als Drumlins zu bezeichnen?

2.5.1. Anknüpfung bei Heim

Bei Heim (1919: 262) findet sich die folgende Definition und Differenzierung des Begriffs:

«Durch glaziale Akkumulation geformte Hügel: Drumlin

- Echte Drumlin, aus Grundmoräne gebildet.
  a) nur aus Grundmoräne,
  b) mit einem älteren festen Kern als Stützpunkt.
- Kiesdrumlin, Krypto-Asar, Kames, fluvioglazial unter dem Gletscher in Eishöhlengängen abgelagert.
- *Obermoränendrumlin, meistens deponierte lokale Anhäufungen von Mittelmoränen* (manchmal transportierte Bergstürze).»

Es entspricht also der Heim'schen Terminologie, wenn in den bisherigen geologischen Karten praktisch alle ± isolierten Hügel aus quartärem Material, die sich nicht in eine Seiten- oder Endmoränenlinie eingliedern lassen, als Drumlin kartiert wurden. Heims Unterscheidung zwischen «echten Drumlin» und - aus Mittelmoränen entstandenen! - «Obermoränendrumlin» blieb dabei unbeachtet.

2.5.2. Blick in die neuere Literatur

In neueren Lehrbüchern (Schreiner 1992, Ehlers 1994, Menzies 1996, Bennett & Glasser 1996, Benn & Evans 1998) findet sich die Heim'sche Unterteilung nicht, dafür aber der Hinweis auf die Komplexität des Begriffes Drumlin. Menzies 1996 (vol. 2, p. 75) schreibt von «...this most definitive of all 'glacial' questions..». Es werden ganze Gruppen von Theorien über ihre Entstehung aufgeführt, aber bei allen handelt es sich um *subglaziäre Bildungen*. Am Ende des Abschnittes über Drumlins schreibt Menzies (1996:77): «The likelihood or otherwise of subglacial conditions occurring in any or all of these hypotheses remains one of the fundamental research problems of glacial geo(morpho)logy.» Ähnlich drücken sich auch Benn & Evans (1998:431) aus: «Drumlins and mega-scale flutings are among the most enigmatic of glacial landforms, and over the past hundred years a very large body of literature and a great many theories of their formation have been published.»

2.5.3. Anwendung auf schweizerische Verhältnisse

Für die Interpretation der Moränen und Moränenlandschaften im schweizerischen Alpenvorland erweist es sich als nützlich, zusätzlich zum Begriff Drumlin die Bezeichnung 'Hummock' bzw. 'Hummocky moraine' in dem von Benn & Evans (1998:483) definierten Sinne zu verwenden, nämlich als «moraines deposited during the melt-out of debris-mantled glaciers.»Der Begriff kann zum Verständnis der im Folgenden zu beschreibenden Strukturen im Alpenvorland und vor allem

zur Abgrenzung der echten Drumlins von Mittelmoränenbildungen gute Dienste leisten. Es wären dann drei Grundtypen zu unterscheiden:

- Echte Drumlins: Hügel aus primär subglaziärem Material,
- 'Hummocks' ('Buckelmoränen'): Hügel aus Obermoränenmaterial,
- 'Pseudodrumlins': Hummocks, welche nachträglich vom Eis überfahren und ±umgeformt ('überprägt') wurden. Diese Überprägung sollte nicht als 'Drumlinisierung' bezeichnet werden, da die Hügelform vorgegeben war.

Eine kritische Analyse der Verwendung des Drumlinbegriffs im bisher erschienenen 'Geologischen Atlas der Schweiz' findet sich bei Wagner (2001b).

2.6. Arbeitsmethode und Zielsetzung

Die Entdeckung mehrerer Stadien einer grossen eiszeitlichen Mittelmoränen-Aufschüttung zwischen Aare- und Rhonegletscher im Worblental NE von Bern (Wagner 1986) veranlasste den Verfasser zu weiteren Nachforschungen. Es war nicht anzunehmen, dass es sich hier um eine singuläre Erscheinung handelte. Bei der grossen Zahl von Teilgletschern, aus denen sich der eiszeitliche Rhone- und auch der Aaregletscher zusammensetzten, muss es viele Mittelmoränen gegeben haben: Jede bildete in jedem 'Stadium' an ihrem Ende (bei ihrer 'Mündung') eine ± markante Aufschüttung. Die Anzahl solcher Bildungen errechnet sich als Produkt aus Anzahl Mittelmoränen und Anzahl unterscheidbarer 'Stadien'. Das gibt allein für die Eiszeitlandschaft von Aare- und Rhonegletscher eine dreistellige Zahl. Sucht man systematisch nach solchen Strukturen, so findet man sie in den Quartärlandschaften des Alpenvorlandes und der Alpentäler mühelos. Für die vorliegende Studie wurde von Karten des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 ausgegangen sowie von geologischen Übersichts- und Spezialkarten. Diese wurden mit der Landeskarte (LK) 1 : 25 000 verglichen und mit dem Augenschein im Gelände. Dass es sich bei den zur Diskussion stehenden Strukturen um Quartärbildungen handelt, brauchte nicht bewiesen zu werden: Dies ging - neben der morphologischen Evidenz - aus den geologischen Karten hervor. Für manche der aufgeführten Strukturen liegen zudem sedimentologische Studien vor. Aktuelle Aufschlüsse waren zwar erwünscht, aber nicht notwendig: Das Hauptaugenmerk des Verfassers galt der Morphologie.

Da jede einzelne Mittelmoräne einen Individualcharakter besitzt, d.h. ihre Existenz zwei ganz bestimmten Teilgletschern, ihren 'Parentalgletschern', verdankt, müsste es möglich sein, sie über alle Stadien individuell zu verfolgen. Dies geschieht in der vorliegenden Studie nur ansatzweise beim Phänomen der Serienbildung (vgl. 2.3.). Die Frage, durch welche Parentalgletscher die zur Diskussion stehenden Mittelmoränen gebildet wurden, bleibt in den meisten Fällen offen.

Die Studie beschränkt sich zudem auf die Bildungen *am Ende* der Mittelmoränen, an ihren terminalen oder lateralen Mündungsstellen. [Die bisher auch kaum beachteten typischen Strukturen an den Ansatzstellen von Mittelmoränen bei der Konfluenz von je zwei Gletschern wurden in jüngster Zeit von Hantke (2001) intensiv studiert.] Es soll gezeigt werden, dass Mittelmoränen bei der Entstehung der heutigen quartären Landschaftsformen entgegen bisherigen Auffassungen eine wesentliche Rolle gespielt haben. Man muss von einer neuen Optik, von einem neuen 'Paradigma' ausgehen, das zu einer Revision der bisherigen Deutung mancher quartärer Strukturen, insbesondere der vermeintlichen Drumlinlandschaften, aber auch der Terrassen- und Deckenschotter führt. Die Studie bringt keine neuen Fakten, weder morphologischer noch sedimentärer oder chronologischer Art. Sie stellt nur neue Interpretationen zur Diskussion.

3. Beispiele von Mittelmoränenbildungen im Gebiet des Rhonegletschers

Die nachfolgenden Beispiele von eiszeitlichen und historischen Mittelmoränen beschränken sich auf das schweizerische Gebiet des Rhonegletschers. Sie stehen exemplarisch auch für die anderen Gletschersysteme und liefern nur einen bescheidenen Anfang zu einer umfassenden Bestandesaufnahme der quartären Mittelmoränenstrukturen.

3.1. 'Kleine Eiszeit'

Seitenmoränen der grossen historischen Gletschervorstösse vom 17. bis 19. Jh. ('Kleine Eiszeit') sind im Umfeld der heutigen Gletscher augenfällig. Bei einigen findet man aus dieser Zeit auch auffällige Mittelmoränen-Bildungen.

3.1.1. Grosser Aletschgletscher (LK 1269 Aletschgletscher) Fig. 4

Am Grossen Aletschgletscher findet sich aus der 'Kleinen Eiszeit' ein schönes Beispiel einer lateral ausufernden Mittelmoräne. Heute besitzt dieser grösste Alpengletscher zwei grosse und mehrere kleine Mittelmoränen. Die beiden grossen bilden sich hinter dem Konkordiaplatz aus den drei Firngebieten Ewigschneefeld, Jungfraufirn und Grosser Aletschfirn. Die grössere (nordwestliche) der beiden Hauptmittelmoränen endigt heute - und endigte wohl auch in der Kleinen Eiszeit - terminal in der Massaschlucht. Die südöstliche ufert unterhalb der Chatzulecher aus. Rekonstruiert man die Stelle, wo sie während der Kleinen Eiszeit ausgeufert haben muss, so kommt man auf das hügelige Gebiet mit P.2029 und P.2051 (auf älteren Karten 2023.4). Dort liegen in der heutigen Landschaft tatsächlich zwei schöne, in der Fliessrichtung etwas ansteigende kurze Wälle als sekundäre, nach rückwärts ins Leere streichende Seitenmoränen.

Fig. 4. Endaufschüttungen der südlichen Mittelmoräne des Grossen Aletschgletschers in der 'Kleinen Eiszeit' bei Punkt 2029 im nördlichen Aletschwald. Die Moränen streichen nach rückwärts (rechts im Bild) ins Leere. LK 1269 Aletschgletscher, Koord.646,3/138,9. Photo G.Wagner 1998.

3.1.2. Zmuttgletscher bei Zermatt (LK 1347 Matterhorn)

Ein Beispiel von terminal endigenden Mittelmoränen finden wir beim Zmuttgletscher. In seinem Zungenbecken der 'Kleinen Eiszeit' gibt es keine Querwälle, wohl aber bei P.2200 (Koord. 618,55/095,05) zwei ausgeprägte kurze Längswälle aus Obermoränenschutt. Der Zmuttgletscher wird von drei grossen Firngebieten genährt: Schönbiel-, Stockji- und Tiefmattengletscher. Im Zungengebiet bedecken heute die grossen, aus diesen Hauptströmen entstehenden Mittelmoränen zusammen mit einigen kleineren die ganze Gletscherbreite. Das heutige Vorfeld des Gletschers weist in den durch die Kraftwerkbauten nicht veränderten Teilen den Charakter einer 'Hummocky-Landschaft' auf. Seitenmoränen aus der Kleinen Eiszeit sind erkennbar, treten aber an Mächtigkeit hinter den Mittelmoränen zurück.

3.2. Spätglaziale Stadien im Alpeninnern

Die spätglazialen Stadien sind in den Schweizer Alpen für das Rhonegebiet am besten untersucht (Burri 1974, Winistorfer 1977, Aubert 1980). Burri unterscheidet im Wallis zwei Hauptstadien und verwendet für sie die Begriffe 'stades des moraines intermédiaires' und 'stades des moraines basses'. Er stellt sie nach oben den 'moraines historiques', nach unten den 'stades anciens ' gegenüber. Es ergeben sich nach Burri folgende Bezüge:

stades des moraines historiques - Kleine Eiszeit
stades des moraines intermédiaires - (Egesen-) Daun
stades des moraines basses - Dryas supérieure
stades anciens - Spätwürm.

Die von Burri (1974) eingeführten Bezeichnungen wurden von Winistorfer (1977) und Aubert (1980) übernommen. Aubert parallelisiert die 'moraines intermédiaires' mit 'Daun', die 'moraines basses' mit 'Gschnitz'.

3.2.1. Grosser Aletschgletscher (Burri et al. 1993, Atlasblatt 1289 Brig, LK 1269 Aletschgletscher) Fig. 5

Als Hauptbeispiel seien die Mittelmoränenbildungen des Grossen Aletschgletschers aus jenen Stadien aufgeführt.

(1) Moraines intermédiaires. Zwischen Naters und Bitsch ragt ein gewaltiger Moränenriegel, die Massegga, quer zum Haupttal bis zur Rhone hervor. In der imposanten Struktur ist nur zu unterst, bei den Kraftwerkbauten, gewachsener Fels sichtbar. Aubert (1980, Fig. 6) und Hantke (1980:479) erwähnen diese Struktur als rechte Seitenmoräne eines linken, durch die Massaschlucht abfliessenden Gletscherlappens. Nach unserer Diagnose handelt es sich um die nordwestliche Mittelmoräne des Grossen Aletschgletschers. Der über 1400 m hohe Felsgrat des Geimerhoru und das Blindbärgji haben in diesen Stadien aus dem Eisstrom herausgeragt, der den Tälern von Massa und Chelchbach folgte. Die Seitenmoränen dieses Stadiums - viel geringer als die Mittelmoräne - sind rechtsseitig an den Hängen westlich Naters unterhalb und oberhalb der Felsen aufzufinden, linksseitig in einem dem Felsen aufgesetzten, von Biel P. 763 nach Bitsch abfallenden und vom Bitschbach durchschnittenen Wall.

Die südöstliche Hauptmittelmoräne des Grossen Aletschgletschers uferte im gleichen Stadium schon auf 2200 m Höhe linksseitig aus und bildete als sekundäre Seitenmoräne den markanten, über 3km langen Wall im heutigen Aletschwald.

(2) Moraines basses. Am linken Talhang des Walliser Haupttals, an den von der neuen Simplonstrasse durchquerten Hängen oberhalb Ried, finden sich zwischen 1000 und 1200 m vier frontal aufgestossene Mittelmoränen des Aletschgletschers. In jenem Stadium muss dieser Eisstrom durch den Zufluss von Mittel- und Oberaletschgletscher zusätzlich zu den heutigen mindestens zwei weitere Mittelmoränen besessen haben. Dass es sich bei den genannten Bildungen nicht etwa um Moränen des Haupttalgletschers handelt, hat schon Aubert (1980: 132-133) festgestellt. Er nimmt jedoch an, dass es sich um Erosionsrelikte aus einer einst durchgehenden Moränenmasse handelt (p. 128).

Dieser Auffassung entspricht auch die Kartierung auf dem Atlasblatt 1289 Brig (Burri et al. 1993). Gegen diese Deutung spricht jedoch die Tatsache, dass die vier genannten Strukturen durchaus intakte Formen ('Vollformen') zeigen. Es sind weder alte noch junge Anrisse zu erkennen, und die Bachgräben haben deutlich Abstand. Überaus wertvoll ist aber Auberts sedimentologische Analyse des Strassenaufschlusses am Burgspitz, wo er einen äusserst komplizierten Aufbau feststellt: «trois dépôts d'aspect totalement différent»(p.129).

3.2.2. Weitere Beispiele von Mittelmoränen aus spätglazialen Stadien im Wallis

- Crête de Saleina Koord. 575/092: Mittelmoräne zwischen Glacier de Saleina und Glacier d'Orny (Burri et al. 1993, Atlasblatt 1345 Orsières).

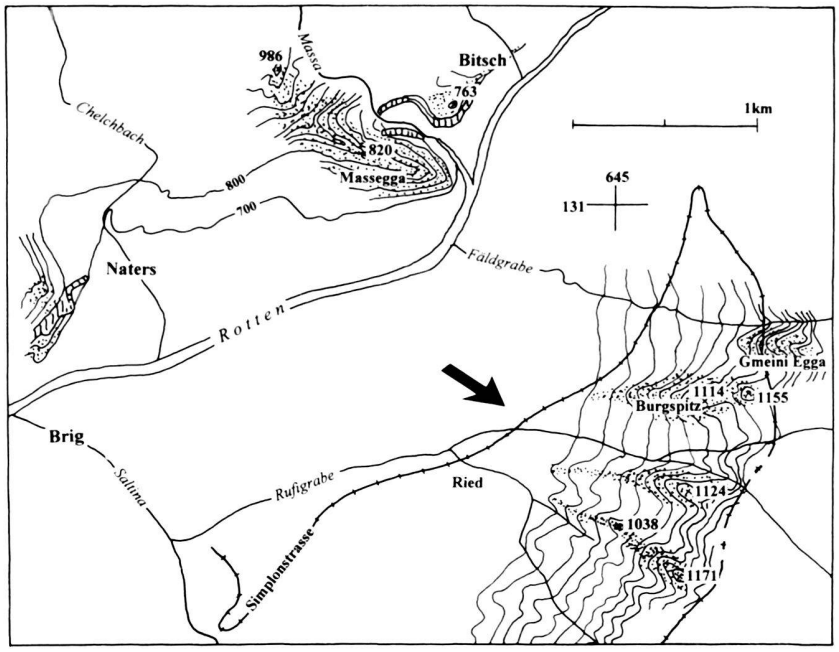

Fig. 5. Spätglaziale Mittelmoränen des Aletschgletschers (punktiert) in der Gegend von Brig: Die Massegga zwischen Naters und Bitsch und vier frontal dem Gegenhang aufgesetzte Bildungen an der Simplonstrasse. Seitenmoränen (punktiert) bei Naters und Bitsch. Der schwarze Pfeil zeigt (wie bei allen andern Figuren) die Fliessrichtung des Eises. Atlasblatt 1289 Brig, (Burri et al. 1993). Aequidistanz der Höhenkurven 20m. Weitere Erklärungen im Text.

- Mittelmoräne des Fieschergletschers N von Fiesch gegen Bödma Koord. 655/142 und bei Grengiols Koord. 650,5/136 (LK 1269 Aletschgletscher).
- Mittelmoräne des Langgletschers bei Gletscherstafel/ Fafleralp Koord. 632,8/142,7 (Hügi et al. 1985, Atlasblatt 1268 Lötschental).
- Mittelmoräne des Glacier de Zinal bei Vissoie im Val d'Anniviers Koord. 611/118 (LK 1307 Vissoie).
- Mittelmoräne des Zmuttgletschers hinter Zermatt bei Zum See Koord. 622,5/095,0 (Bearth 1953, Atlasblatt 1348 Zermatt).
- Mittelmoräne des Rossbodegletschers N Simplon Dorf Koord. 647/116 (Bearth 1972, Atlasblatt 1309 Simplon).

Diese Strukturen werden bei Wagner (2001a) näher beschrieben.

3.3. Würm-Stadien des Rhonegletschers im Mittelland und am Jurahang

In dem vom würmeiszeitlichen Rhonegletscher bedeckten Teil des schweizerischen Mittellandes liegen Mittelmoränenstrukturen in grosser Zahl. Sie zeigen in der Ebene, wo die Mittelmoränen ± terminal endigten, den Charakter von breiten Strängen oder von in Fliessrichtung linear angeordneten, schmalen Aufschüttungen, bei den lateral ausufernden Mittelmoränen am Jurahang die Form von kurzen, nach rückwärts ins Leere streichenden Wällen. Daraus lässt sich schliessen, dass die Mittelmoränen auch am Ausgang des Walliser Rhonetals, wo der Eisstrom eine rechtwinklige Biegung erfuhr und zudem stark eingeengt wurde, ihre Individualität weitgehend beibehielten. Dafür spricht auch die Tatsache, dass die einzelnen Leitgesteine im Bereich des Rhonegletschers keineswegs regellos verteilt sind, sondern sich «gesetzmässig in verschiedene Zonen einreihen lassen», was schon Guyot 1846 (zitiert nach Bärtschi 1913: 177) nachgewiesen hat. So kommt der aus dem Saastal stammende Smaragdit-Gabbro erratisch fast ausschliesslich in der alpenseitigen Hälfte des Mittellandes vor, was auch aus den Findlingsinventaren der Kantone Bern (Itten 1970) und Freiburg hervorgeht. Dies lässt sich nur verstehen, wenn man annimmt, dass «die savoyischen Gletscher im Verein mit dem Jura den Rhonegletscher dermassen gestaut hätten, dass er zeitweise fast ganz nach NE abfliessen musste»(Bärtschi 1913:177).

3.3.1. Maximalstadium (Fig. 6 und 7)

Im Zungenendgebiet des Rhonegletschers findet sich aus der Zeit des Würm-Maximums rechts und links der heutigen Aare je ein breites Band von Moränenlandschaften ('Hummocky-Moraines'). Sie können zwei Mittelmoränenkomplexen des Rhonegletschers zugeschrieben werden. Dazu kommen mehrere kleinere, lateral ausufernde Mittelmoränen am Jurahang bzw. an den Molassehügeln des Unteremmentals.

(1) Der nördliche Hauptstrang bildet das Waldgebiet W von Bannwil (LK 1108 Murgenthal) bis in den Längwald N von Walliswil b. N. (LK 1107 Balsthal).

(2) Der südliche Hauptstrang bildet das Gebiet zwischen Bützberg und Herzogenbuchsee (Gerber & Wanner 1984, Atlasblatt 1128 Langenthal) und W von Herzogenbuchsee im Gebiet von Aeschi bis Halten (Ledermann 1977, Atlasblatt 1127 Solothurn).

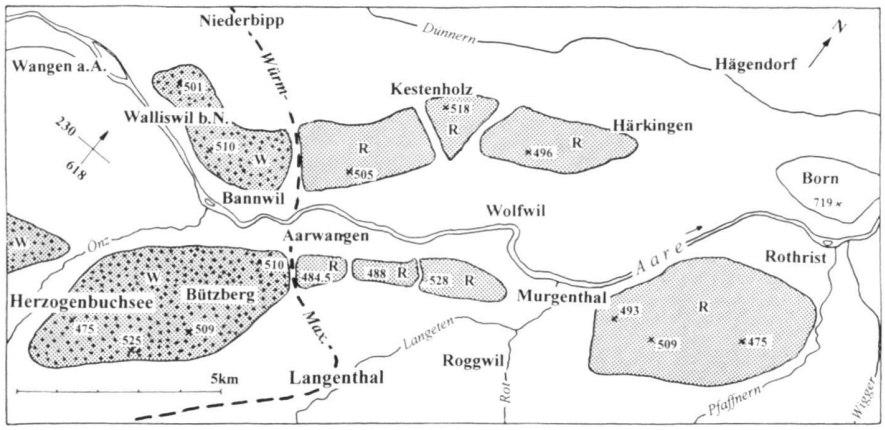

Fig. 6. Die beiden Mittelmoränen-Hauptstränge des Rhonegletschers im Oberaargau. Die Riss-Moränen (R) setzen jenseits des Würm-Maximums nahtlos an die Würm-Mittelmoränen (W) an.

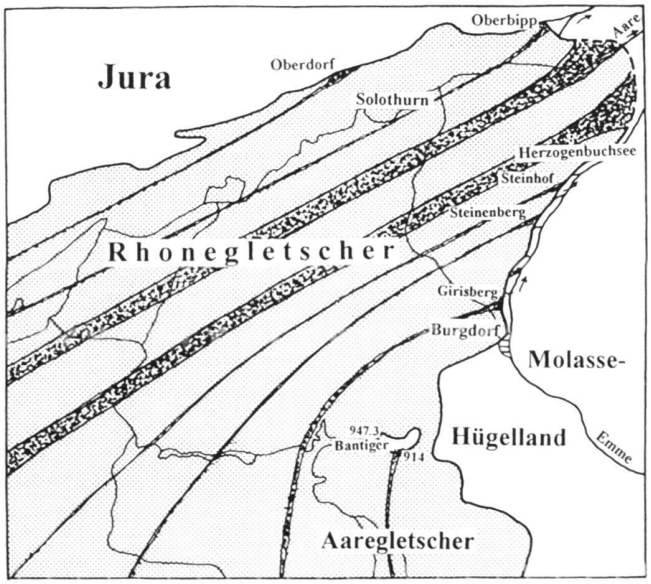

Fig. 7. Zunge des Rhonegletschers zur Zeit des Würm-Maximums mit vermuteten Mittelmoränen, darunter das heutige Flussnetz. Aus dem vereinten Eiskomplex von Rhone- und Aaregletscher ragt nur der Bantiger als Nunatak heraus. Die Emme bildet bei Burgdorf einen Eisrandsee und fliesst zusammen mit Aare- und Rhone-Schmelzwasser durch das heutige Tal der Önz. Seitliche Schmelzwässer des Rhonegletschers graben zwischen Burgdorf und Herzogenbuchsee - teilweise subglazial - mehrere Transfluenztäler in den Molasse-Untergrund.

(3) Am linken Eisrand endigten Mittelmoränen bei Oberbipp und bei Oberdorf (LK 1107 Balsthal).

(4) Am rechten Eisrand endigten Mittelmoränen auf den Molassehügeln W des Önztals zwischen Burgdorf und Herzogenbuchsee: Steinhof, Steinenberg und Girisberg (Atlasblatt 1127 Solothurn, Ledermann 1977).

3.3.2. Erste Rückzugsstadien im zentralen Mittelland

Nach Staub (1948), Hantke (1980), Krayss (1989) und anderen Autoren lassen sich im zentralen und westlichen Mittelland folgende Rückzugsstadien des würmzeitlichen Rhonegletschers unterscheiden: 1. Grauholz - Solothurn, 2. Büren a.A. (nach Krayss 1989 = Berner Stadium des Aaregletschers), 3. Neuenburg, 4. Moudon - Yverdon (-Genf). In diesen Stadien haben die Mittelmoränen immer mehr Schutt herbeigeführt, die entsprechenden Strukturen wurden immer mächtiger und zahlreicher. In der folgenden Darstellung werden wichtige Beispiele aufgeführt. Auf den Versuch, diese im Einzelnen den oben genannten Stadien zuzuordnen, wird jedoch verzichtet. Grundsätzlich lassen sich aber terminal endigende Hauptstränge und lateral ausufernde Mittelmoränen unterscheiden.

(1) Der *nördliche* der beiden oben genannten Hauptstränge gibt sich in den Abschmelzstadien zunächst in den hochgelegenen, aus einer früheren Eiszeit stammenden Schottern zu erkennen, die der Molasse des Büttenbergs Koord. 591/223 aufgesetzt sind (Plateauschotter nach Beck 1957 und älteren Autoren, LK 1126 Büren a.A.), weiter nach SW in den grossen, ebenfalls der Molasse aufgesetzten Würm-Moränenhügeln im Längholz und Bärletwald Koord. 587/220 N von Brügg bei Biel, später im Plateau von Wavre - Epagnier Koord. 568/208 am Nordende des Neuenburgersees (Schär et al. 1971, Atlasblatt 1145 Bieler See). Im Neuenburg-Stadium zeigt sich dieser mächtige Strang vermutlich, jetzt linksseitig ausufernd, im Gebiet der Areusemündung zwischen Colombier und Bevaix (Frei et al. 1974, Atlasblatt 1164 Neuchâtel): Das dort dem Jura vorgelagerte ausgedehnte Quartärplateau von Cortaillod auf 480-500 m Höhe, das sich jenseits der Areuse in der Planeyse fortsetzt, zeigt den Charakter eines grossen ausufernden Mittelmoränenkomplexes. Er setzt bei der Pointe du Grain an, streicht rückwärts in die Luft und endigt frontal bei Colombier. Würmmoränen und -schotter sind älteren Schottern aufgesetzt: Dieselbe Mittelmoräne hat schon in früheren Eiszeiten hier ausgeufert.

(2) Der *südliche* Mittelmoränen-Hauptstrang des Maximalstadiums ist im Rückzugsstadium von Grauholz/Solothurn vermutlich in den ausgedehnten, dem Molassegrund aufgesetzten Moränenlandschaften des Bucheggberges zwischen Lyss und Solothurn zu erkennen (Atlasblatt 1127 Solothurn, Ledermann

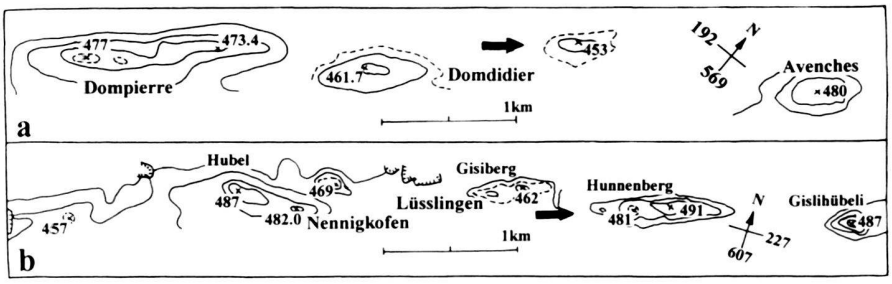

Fig. 8. Zwei Serien einer schmalen Rhonegletscher Mittelmoräne im westlichen Mittelland: a. Dompierre - Avenches . LK 1184 Payerne, b. Nennigkofen - Gisihübeli S von Solothurn. Atlasblatt 1127 Solothurn, (Ledermann 1977). Aequidistanz der Höhenkurven 10m.

1977 und LK 1126 Büren a.A.). Die höheren Teile des Bucheggbergplateaus (Würm-Moränenkuppen bis auf 660 m!) bildeten in diesem Stadium einen Nunatak oder eine Halbinsel, wo der grosse Mittelmoränenkomplex schon in der Vorstossphase und erneut beim Rückzug auflief und seinen Schutt deponierte, sei es als Moräne oder als hochgelegene Schotter. Im Gebiet Leuzigenwald - Rütiwald S von Leuzigen wurden dabei die schon vorhandenen älteren Schotter (Hochterrasse nach Zimmermann 1961) eingedeckt. Im Gebiet des Berner Seelandes ist die Mittelmoränen-Landschaft des südlichen Hauptstranges wohl schon spätglazial durch die Abflüsse des Rhonegletschers stark abgetragen worden. Bedeutende Reste sind jedoch erhalten in der bei Wagner (1997: 132) beschriebenen, 13km langen Serie Bühl-Walperswil-Siselen-Treiten-Ins (LK 1145 Bieler See) und in der parallel dazu verlaufenden Serie zwischen Bargen (LK 1146 Lyss) und Kerzers/Wileroltigen (LK 1165 Murten).

(3) Links ausufernde Seitenmoränen finden sich in schöner Ausführung im Raume Lengnau - Grenchen und besonders am Jurahang über Bettlach - Selzach (LK 1126 Büren a.A.).

(4) Die erwähnten rechtsseitig ausufernden Mittelmoränen finden sich im Stadium Grauholz/ Solothurn wieder in den bei Wagner (1997: 116) beschriebenen Strukturen am Nordhang des Grauholzberges im Raume Bäriswil (LK 1147 Burgdorf).

(5) Parallel zu den Hauptsträngen verlaufen an verschiedenen Orten Serien von schmalen, linear angeordneten Aufschüttungen. Zwei davon sind in Fig. 8 dargestellt. Weitere Serien von Aufschüttungen durch Mittelmoränen des Rhonegletschers sowie zwischen Aare- und Rhonegletscher im Berner Mittelland sind bei Wagner (1986, 1997) beschrieben.

3.3.3. Südwestliches Mittelland

In den Stadien des südwestlichen Mittellandes hat mit abnehmender Firnhöhe die Schuttführung der Mittelmoränen dauernd zugenommen: Die sich vereinigenden Mittelmoränenbänder bedeckten einen immer grösseren Teil der Zungenbreite. Die Atlasblätter 1204 Romont (Weidmann et al. 1995), 1222 Cossonay (Custer & Aubert 1935), 1223 Echallens (Bersier 1952) und 1224 Moudon (Gabus et al. 1999) zeigen fast auf ihren ganzen Flächen, soweit sie nicht durch Molasseerhebungen dominiert sind, den Charakter von Moränen-Landschaften mit sehr vielen gerichteten, meist nur kurzen Längsstrukturen. Die ursprüngliche Interpretation aller dieser Hügel als Drumlins (Biéler 1901) wurde von Bersier (1942) vollständig abgelehnt. Er führte sie restlos auf die vorgegebenen Strukturen im Molasserelief zurück. Der Gedanke an ein System von Mittelmoränen, die sich zu einem ± durchgehenden, aber immer noch längs strukturierten Schuttförderband vereinigt haben, taucht auch bei Bersier nicht auf. Genau darauf lassen sich aber alle diese Strukturen zwanglos zurückführen, seien sie mit oder ohne Molassekern. Die Unsicherheit der Interpretation geht aus mancherlei Umschreibungen in den bisherigen Atlasblättern und den zugehörigen Erläuterungen hervor. Es ist symptomatisch, dass auf dem von Custer & Aubert (1935) publizierten Atlasblatt 1222 Cossonay noch Dutzende von Drumlins kartiert sind, Bersier (1952) auf dem angrenzenden Blatt 1223 Echallens von 'buttes orientées de nature inconnue (Drumlin?)' spricht, während das Blatt 1224 Moudon von Gabus et al. (1999), das analoge Strukturen wie die Blätter Cossonay und Echallens in grosser Zahl aufweist, auf den Drumlinbegriff ganz verzichtet, aber sehr viele Wallachsen kartiert.

Eine besondere Frage ist das Verhalten des Rhonegletschers zur Zeit des Versiegens seiner nach Norden überfliessenden Mittellandzunge. Richtungsänderungen im Eisfluss dürften sich am ehesten an den zahlreichen Mittelmoränenaufschüttungen in der Einsenkung zwischen Jorat und Jurahang bemerkbar machen.

Am Jurahang ist das Gebiet Montricher - Bière (Atlasblatt 1222 Cossonay (Custer & Aubert 1935) und 1241 Marchairuz, (Falconnier 1950) besonders aufschlussreich. Nahe der Eisscheide, an der sich der nach NE von dem nach SW fliessenden Eisstrom getrennt hat, müssen Mittelmoränen ± frontal auf den Jurahang aufgelaufen sein. Tatsächlich finden sich bei Montricher (Fig. 9) und in dem mächtigen Geländesporn von Chante-Merle W von Bière senkrecht zum Jurahang verlaufende Moränenwälle aus alpinem Material. Auch wenn sie teilweise eine Bedeckung durch Lokalmoräne aufweisen (Aubert 1986), ist doch ihre Anlage durch den Alpengletscher bestimmt.

3.3.4. Mittelmoränen-Landschaften im Gebiet von Genf
Atlasblätter 1300 Chancy (Paréjas 1938), 1301 Genève, (Lombard + Paréjas 1965), 1281 Coppet (Jayet 1964)

War der Rhonegletscher schon in den unter 3.3.1. behandelten Stadien weitgehend von Schutt bedeckt, so ist er erst recht

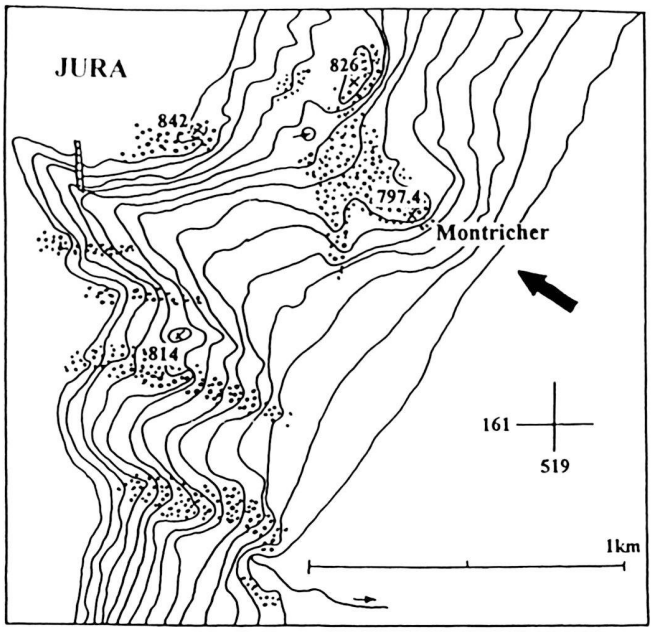

Fig. 9. Mittelmoränenkomplex bei Montricher. An der Eisscheide zwischen lemanischem und mittelländischem Arm des Rhonegletschers stiess eine Mittelmoräne frontal an den Jura: Die Moränenkämme (punktiert) verlaufen in der Falllinie des Jurahanges. Atlasblatt 1222 Cossonay (Custer & Aubert 1935), Aequidistanz der Höhenkurven 10m.

nach dem endgültigen Abschmelzen des nach Norden überfliessenden Arms des Rhonegletschers weitgehend als 'debris-mantled ice' (vgl. 2.4.) zu betrachten. Die zahlreichen, durch die Konfluenz der vielen Walliser Teilgletscher entstandenen Mittelmoränen dürften sich auf der schmal gewordenen Eiszunge im Genferseebecken zu wenigen Strängen oder zu einem einzigen Förderband mit gewaltiger Schuttführung vereinigt haben. Der Oberflächenschutt wurde in den Stadien, in denen der Rhonegletscher im Gebiet des 'petit lac' endigte, auf einer Länge von 25-30 km abgelagert und teilweise verschwemmt. Ein grosser Teil davon liegt wohl auf dem Seegrund. Erkennbar sind heute zwei Hauptstränge, welche beidseits des 'petit lac' (zwischen Nyon und Genf im Westen, zwischen Yvoire und Genf im Osten) ausgeufert und ihr Material lateral und frontal in Form der vielen relativ flachen Hügel abgesetzt haben. Die bisher sehr unsichere Interpretation dieser Eiszeitlandschaften (Paréjas 1938, Jayet 1964, Lombard 1965) erscheint durch den Einbezug des Paradigmas Mittelmoränen in einem neuen Licht.

3.4. Ältere Eiszeiten

In den älteren Eiszeiten nahmen die grossen Mittelmoränen des Rhonegletschers vermutlich im wesentlichen denselben Verlauf wie in der Würm-Eiszeit, war dieser doch durch dasselbe Grundrelief bestimmt. Unabhängig voneinander sind aber die Stadien. Die risszeitlichen Mittelmoränen und ihre Schotter wurden im Bereich der würmzeitlichen Eisbedeckung vielfach mit neuem Mittelmoränenschutt eingedeckt, so am Bucheggberg. Gut erkennbar geblieben sind grössteiszeitliche Mittelmoränen mit ihren Schottern nur ausserhalb des Würm-Maximums. Solche Strukturen wurden als Riss-Moräne, als Hochterrassenschotter oder als Deckenschotter kartiert. In manchen Fällen lassen sich auch an Ablagerungen älterer Eiszeiten typische Formen von Mittelmoränen-Schüttungen erkennen, wenngleich sie naturgemäss stärker durch Erosion verändert sind als die entsprechenden würmzeitlichen Bildungen.

Im Raume Langenthal - Rothrist (LK1108 Murgenthal, Fig. 6) lassen sich die beiden unter 3.3.1. beschriebenen Mittelmoränen-Hauptstränge des Würm-Maximums in ihrer Achsenrichtung so gut wie nahtlos weiterverfolgen:

(1) Die würmzeitlichen Ablagerungen des nördlichen Stranges links der Aare setzen sich direkt fort in dem als Rissmoräne und Hochterrassenschotter kartierten, ca. 9 km langen und 1,5 km breiten Komplex, der sich mit Kuppenhöhen von 470 – 510 m bis in die Gegend von Härkingen erstreckt. Seine Ränder sind durch Erosion angenagt; seine Oberflächenformen zeigen jedoch die recht intakte Struktur einer 'Hummocky-Moraines'-Landschaft. Der Komplex ist durch zwei Einschnitte S von Kestenholz dreigeteilt. Es ist nicht ersichtlich, dass die Einschnitte durch Abtragung entstanden sein könnten, sie scheinen vielmehr ursprünglichen Charakter zu haben und müssen wohl auf Oszillationen im risszeitlichen Wigger-Stadium zurückgeführt werden.

(2) Der südliche Strang rechts der Aare setzt sich in dem Höhenzug S von Aarwangen mit P.484.5, im Muniberg P. 488 und in der Höchi P. 528 als ebenfalls dreiteilige Serie von Riss-Moränen und -Schottern fort. Jenseits des Murg-Einschnittes lässt sich das breite Ende dieses südlichen Mittelmoränenstranges in dem ausgedehnten Waldgebiet SE der Linie Murgenthal - Rothrist mit Kuppenhöhen zwischen 460 und 510 m erkennen. Die ebenfalls unter 3.3.1. genannten, W des Önztals lateral ausufernden Mittelmoränen des Würm-Maximums lassen sich für das Riss-Wigger-Stadium auch auffinden. Morphologisch am klarsten ist der zweiarmige Hügel von Obersteckholz mit P. 571.6, 3 km SE von Langenthal.

Im Raume Olten - Aarau - Brugg (LK 1089 Aarau, 1070 Baden, 1069 Frick) lassen sich die beiden Hauptstränge wahrscheinlich noch weiter verfolgen. Die Verhältnisse werden aber durch Molasseerhebungen und durch Juraausläufer, im Raume Brugg auch durch den Zufluss von Reuss- und Rheingletscher komplizierter.

4. Beispiele von Mittelmoränenbildungen ausserhalb der Schweiz

4.1. Süddeutschland

Im benachbarten süddeutschen Raum sollten die folgenden Eiszeitlandschaften auf ihre Entstehung aus Mittelmoränen überprüft werden:

4.1.1. Raum Büsingen (LK 1032 Diessenhofen): Die Hügel Schaffhauser Wald - Hippbühl - Michaelskirche und weiter nördlich von Holdern - Altigel sind vermutlich Serien von Endaufschüttungen einer Mittelmoräne.

4.1.2. Drumlinlandschaften nördlich des Bodensees (LK 1033 Steckborn, 1034 Kreuzlingen, 1035 Friedrichshafen, 1056 Lindau, Erb et al. 1967, Herrmann & Schwerd 1982): Die ausgedehnten, bisher als Drumlinlandschaften aufgefassten Moränengebiete des Bodanrückens, von Immenstaad - Meersburg, von Friedrichshafen - Oberteuringen sowie von Lindau - Tettnang - Wangen im Allgäu einschliesslich der Insel von Lindau lassen sich vermutlich auf im Mündungsgebiet stark verbreiterte Mittelmoränenstränge des Rheingletschers zurückführen.

4.1.3. Die Insel Reichenau im Untersee (LK 1033 Steckborn, Erb et al. 1967) zeigt typische Merkmale einer Mittelmoränen-Endaufschüttung. Sie findet ihre Verlängerung in der Landzunge von Mettnau - Radolfzell.

4.2. Fürstentum Liechtenstein

An der Südabdachung des mesozoischen Eschner Berges findet sich eine Serie halbfrontal aufgelaufener Mittelmoränen des Rheingletschers. Die zwei grössten bilden die SW-NE-streichenden Hügel Judenbüchel und Bettlerbüchel. Sie sind auf dem Atlasblatt 1115 Säntis (Eugster et al. 1982) als Rundhöcker, bei Allemann (1985) als Drumlins kartiert.

4.3. Oberitalien (Carta geologica d'Italia 1 : 100 000, Zienert 1973)

Im Tal der Dora Baltea, wo sich die mächtigsten Moränen der Alpen befinden, sind auch die grössten Mittelmoränen zu erwarten. Der gewaltige Moränenzirkus von Ivrea zeigt in der Tat mehrere nach innen gerichtete, und rückwärts ins Leere streichende Mittelmoränensporne. Eine analoge Situation liegt bei den andern Eisrandgebieten am Alpensüdfuss vor, am klarsten am Südufer des Gardasees

4.4. Mittelmoränen skandinavischer Gletscher in Dänemark?

In den späten Abschmelzstadien der Würm- und auch früherer Eiszeiten, als die Gebirge Jotunheimens als Nunatakker aus dem Eis auftauchten und Oberflächenschutt lieferten, könnten Mittelmoränen aus Norwegen mit einem mittleren Gefälle von ca. 3 Promille bis in den dänischen Raum gelangt sein. Die Insel Langeland zeigt mit ihrer Lage und Gestalt sowie mit den zahlreichen Nord-Süd-orientierten, bis über 40m hohen Hügeln aus quartären Ablagerungen den Charakter einer Mittelmoränenlandschaft. Die markanten Erhebungen wurden von den dänischen Geologen als 'hatformede bakker' (hutförmige Hügel) bezeichnet. Sie wurden als eisrandnahe Ablagerungen erkannt, ihre Entstehungsweise ist aber nicht geklärt. Die nördliche Verlängerung der Insel zeigt genau auf den 24m hohen Inselhügel Sprogö im Grossen Belt und weiter auf das Kattegat und den Oslofjord. Es könnte sich um eine Mittelmoräne des Gletschers aus dem Oslofjord handeln. In analoger Weise besteht bei der Insel Aerö mit bis 68m hohen Moränenhügeln der Verdacht einer Mittelmoräne auf dem Gletscherarm aus dem Kleinen Belt.

5. Landschaftsmorphologische Konsequenzen : Zusammenfassende Übersicht

Die aufgeführten Beispiele sollten zeigen, dass Mittelmoränen bei der Entstehung der Quartärlandschaften im Alpenvorland und in den Alpentälern eine weit grössere Rolle spielten, als bisher angenommen wurde. Zieht man den Schutttransport durch Mittelmoränen ernsthaft in Betracht, so ergeben sich für die Quartärmorphologie, von kleinsten Bildungen bis zu ausgedehnten Landschaften, wie auch für die Sedimentdiagnose neue Interpretationen.

1. Bisher schwer verständliche Längswälle am Zungenende eiszeitlicher Gletscher erhalten eine plausible Interpretation als Mittelmoränen-Endaufschüttungen.
2. Kurze Lateralwälle werden als ausufernde Mittelmoränen verständlich.
3. Längere Lateralwälle, die an einem bestimmten Punkt ansetzen und dort nach rückwärts ins Leere streichen, erweisen sich als sekundäre, aus ausufernden Mittelmoränen entstandene Seitenmoränen. Ihr Ansatzpunkt ist die laterale Mündungsstelle der Mittelmoräne.
4. Die zahlreichen in der Schweiz bisher als Drumlins kartierten Moränenhügel können in Anlehnung an die angelsächsische Nomenklatur in drei Kategorien unterteilt werden:

   - Echte Drumlins: Hügel aus primär subglaziärem Material,
   - 'Hummocks' (deutsch: 'Buckelmoränen'): Hügel aus Obermoränenmaterial,
   - 'Pseudodrumlins': Hummocks, welche nachträglich vom Eis überfahren und ±umgeformt ('überprägt') wurden.

   'Hummocks' und 'Pseudodrumlins' sind in unseren Glaziallandschaften vermutlich viel häufiger als echte Drumlins.
5. In Fliessrichtung ± linear hintereinander liegende Reihen von Moränenhügeln werden als Serien, d.h. als Aufschüttungen einer und derselben Mittelmoräne in aufeinanderfolgenden Stadien verständlich.
6. Viele ausgedehnte Moränengebiete, die bisher als Drumlinlandschaften aufgefasst wurden, sind neu als Aufschüttungen durch ± vollständig schuttbedeckte Gletscherzungen zu interpretieren. Dabei können alle unter 4. aufgeführten Geländetypen auftreten.
7. Schotter beliebiger Eiszeiten, mit oder ohne Moränenbedeckung, sind vorwiegend im Mündungsbereich von Mittelmoränen entstanden: Diese waren die Fliessbänder, welche das Material für die fluvioglaziale Schotterbildung her-

anführten. Auch Hochterrassen- und Deckenschotter werden plausibel als Bildungen von Mittelmoränen, die auf Nunataks oder auf ansteigendem Gelände mündeten und deren Schutt durch epiglaziäre Schmelzwässer verschwemmt wurde. Aus ihrer Höhenlage kann nicht auf ihr Alter, nur auf die Höhe des jeweiligen Eisrandes geschlossen werden. Die Annahme einer allgemeinen Eintiefung der Landoberfläche von Eiszeit zu Eiszeit wird überflüssig.

8. Manche bisher schwer verständliche komplexe Sedimentationsverhältnisse und tektonische Verformungen in eiszeitlichen Aufschlüssen erhalten durch die Berücksichtigung der besonderen Sedimentations- und Druckbedingungen im Mündungsbereich von Mittelmoränen einen weiteren Interpretationsspielraum.
9. Mittelmoränen könnten auch eine florengeschichtliche Rolle gespielt haben, indem sie eine passive Abwanderung alpiner Pflanzen ins Tiefland ermöglichten.

Dank

Der Verfasser dankt Herrn Dr. Werner Flück von der 'Landeshydrologie und -geologie' für die stets zuvorkommende Beratung und Hilfe bei der Suche nach den passenden geologischen Karten, Herrn Prof. René Hantke für zahlreiche Ratschläge und Begleitungen im Feld sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes, und Herrn Prof. Christian Schlüchter für die freundliche Einführung in die Vereinigung Deutscher Quartärgeologen (DEUQUA).

LITERATUR und KARTEN

AGASSIZ, L. 1840: Etudes sur les glaciers.Neuchâtel. Reprinted for Dawsons of Pall Mall 1966.

ALLEMANN, F. 1985: Geol.Karte des Fürstentums Liechtenstein 1 : 25 000. Regierung des Fürstentums Liechtenstein.

AUBERT, D. 1980: Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. Bull. Murithienne 97, 101–169.

– 1986: La récurrence des glaciers jurassiens entre la Venoge et l'Aubonne. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 78/1, 21–46.

BALTZER, A. 1896: Der diluviale Aargletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz 30. 169 S.

BÄRTSCHI, E. 1913: Das westschweizerische Mittelland. Versuch einer morphologischen Darstellung. Neue Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 47, 150–309.

BEARTH, P. 1953: Zermatt (LK 1348). Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 29. Mit Erläuterungen. Schweiz. Geol. Komm.

– 1972: Simplon (LK 1309). Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 61. Mit Erläuterungen. Schweiz. Geol. Komm.

BECK, H. 1957: Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn. Mitt. Naturf. Ges. Solothurn 18, 6–77.

BENN, D.I & EVANS D.J.A. 1998: Glaciers and Glaciation. 734 p. Arnold London, New York, Sydney, Auckland.

BENNETT, M.R. & GLASSER, N.F. 1996: Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms. Wiley & Sons, New York.

BERSIER, A. 1942: L'origine structurale des collines et allignements morphologiques orientés du Plateau vaudois. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 62/258, 135–158.

– 1952: Jorat (Echallens - Sottens - Cheseaux - Corcelles-le-Jorat, AS 304–307). Atlas géol. Suisse 1 : 25000, Feuille 27, avec Notice explicative. Comm. Géol. Suisse.

BIELER, TH. 1901. Etude préliminaire sur le modèle glaciaire et le paysage drumlinique dans la plaine vaudoise. Bull. soc. vaud. sc. nat. 37, 1901.

BURRI, M. 1974: Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). Eclogae geol. Helv. 67,1, 135–153.

– FRICKER, P., GRASMÜCK, K., MARRO, C. & OULIANOFF, N. 1993: Orsières (CN 1345). Atlas géol. Suisse 1 : 25000, Feuille 91. Notice explicative par BURRI, M. & MARRO, C, avec la contribution de BUSSY, F. Comm. Géol. Suisse.

– FRANK, E., JEANBOURQUIN, P., LABHART, T., LISZKAY, M. & STRECKEISEN, A. 1993: Brig (LK 1289). Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 93. Erläuterungen von BURRI, M., JEMELIN, L. & JEANBOURQUIN, P. 1994. Schweiz. Geol. Komm.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1 : 100 000, Foglio 42 Ivrea (ristampa 1959), 43 Biella (II edizione 1966), 56 Torino (II edizione 1969), 57 Vercelli (II edizione 1969).

CUSTER, W. & AUBERT, D. 1935: Mont-la-Ville - La Sarraz - Montricher - Cossonay (AS 300-303). Atlas géol. Suisse 1:25 000, Feuille 5, avec Notice explicative revisée par D. AUBERT. Comm. Géol. Suisse.

EHLERS, J. 1994: Allgemeine und historische Quartärgeologie. Enke, Stuttgart.358 S.

ERB, L. et al. 1967: Geol. Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50 000. Mit Erläuterungen von A. SCHREINER 1970. Geol. Landesamt Baden-Württemberg.

EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, T., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K. 1982: Säntis (LK 1115). Blatt 78 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Erläuterungen von FUNK, H.-P., HABICHT, K., HANTKE, R. & PFEIFFNER, O.A., m. Beitr. von KOBEL, M. 2000. Schweiz. Geol. Komm.

EYLES, N. & ROGERSON, R.J. (1978): A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbreen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada. J. Glaciol. 20, 99–113.

FALCONNIER, A. 1950: Les Plats - Marchairuz - La Cure - Gimel (AS 430-433). Feuille 25 Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative. Comm. Géol. Suisse.

FREI, E., MEIA, J., BECKER, F., BÜCHI, O., BUXTORF, R., RYNIKER, K. & SUTER, H. 1974: Neuchâtel (CN 1164). Feuille 67 Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative par MEIA, J. & BECKER, F. 1976. Comm. Géol. Suisse.

GABUS, J.H. Boegli, J.C., Mornod, L. & Parriaux, A. 1999: Moudon (CN 1224). Feuille 103 Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative par GABUS, J.H. Comm. Géol. Suisse.

GERBER, M.E. & WANNER, J. 1984: Langenthal (LK 1128). Blatt 79 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen. Schweiz. Geol. Komm.

HANTKE, R. 1978, 1980, 1983: Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Bd.1, 2, 3. Ott, Thun.

– 1987: Die Alpen im Eiszeitalter. Mitt. natfr. Ges. Luzern 29, 77–98.

– 2001: Mittelmoränen in der östlichen Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen. Eiszeit und Gegenwart. Im Druck.

HEIM, A. 1885: Handbuch der Gletscherkunde. Engelhorn, Stuttgart.

– 1919: Geologie der Schweiz, Bd.1. Leipzig.

HERRMANN, P. & SCHWERD, P. 1982: Bregenz. Blatt 82 der Geol. Karte der Republik Österreich 1 : 25000. Mit Erläuterungen 1983.

HÜGI, TH., LEDERMANN, H., SCHLÄPPI, E., COLLET, L.W., FREY, M. & PARÉJAS, E. 1985: Lötschental (LK 1268). Blatt 82 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen von HÜGI, TH., LEDERMANN, L. & SCHLÄPPI, E. Schweiz. Geol. Komm.

ITTEN, H. 1970: Naturdenkmäler im Kanton Bern. Paul Haupt, Bern. 167 S.

JAYET, A. 1964: Coppet (CN 1281). Feuille 46 Atlas géol. Suisse 1 : 25 000, avec Notice explicative. Comm. Géol. Suisse.

KLEBELSBERG, R.v. 1948: Handbuch der Gletscherkunde und Glaziologie. Wien.

KRAYSS, E. 1989: Modelle zu hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhone-/Aaregletschers. Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 46, 109–118.

LEDERMANN, H. 1977: Solothurn (LK 1127). Blatt 72 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen 1978. Schweiz. Geol. Komm.

LOMBARD, A. & PAREJAS, E. 1965: Genève (CN 1301). Feuille 48 Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative. Comm. Géol. Suisse.

MENZIES, J. 1996: Glacial Environments. Vol.2: Past Glacial Environments. Sediments, forms and techniques. Butterworth & Heinemann

PAREJAS, E. 1938: Chancy (AS 449, 449bis, 450, 450bis), feuille 12 Atlas géol. Suisse 1 : 25000, avec Notice explicative. Comm. Géol. Suisse.

PENCK, A., & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig.

SCHÄR, U., RYNIKER, K., SCHMID, K., HÄFELI, CH. & RUTSCH, R.F. 1971: Bieler See (LK 1145), Blatt 60 Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000. Mit Erläuterungen von SCHÄR, U. Schweiz. Geol. Komm.

SCHREINER, A. 1992: Einführung in die Quartärgeologie. Schweizerbart, Stuttgart. 257S.

STAUB, W. 1948: Rückzugsstadien des würmeiszeitlichen Rhonegletschers im Gebiet zwischen Neuenburgersee und Genfersee. Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 5, 1–5.

STECK., A. & ZBINDEN P. 1983 : Geol. Karte der Aletschregion 1 : 50 000. Bull. Murithienne 101.

WAGNER, G. 1986: Die eiszeitlichen Moränen von Aare- und Rhonegletscher im Gebiet des Worblentals bei Bern. Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 43, 63–110.

– 1997: Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 54, 91–137.

– 2001a: Mittelmoränen historischer und prähistorischer Gletscher im Wallis. Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 58.

– 2001b: Drumlins im Berner Mittelland ? Eine begriffliche und morphologische Studie. Mitt. natf. Ges. Bern N.F. 58.

WEIDMANN, M., BRIEL, A. & INGLIN, H. 1995: Romont (CN 1204). Feuille 99 Atlas géol. Suisse 1 : 25 000. Avec Notice explicative par WEIDMANN, M. 1996. Comm. Géol. Suisse.

WILMER, F. 1904: Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Addagletschers. Mitt. natf. Ges. Bern.

WINISTORFER, J. 1977: Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. Bull. Murithienne 94, 3–65.

ZIENERT, A. 1973: Das Moränen-Amphitheater von Ivrea (Dora Baltea). Heidelberger geogr. Arb. 38.

ZIMMERMANN, H.W. 1961: Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland. Mitt. natf. Ges. Solothurn 21, 1–146.

Manuskript eingegangen 5. Juni 2000
Revidierte Fassung angenommen 6. Juni 2001