

Eiszeitliche Mittelmoränen im Aargau

Autor(en): **Wagner, Gerhart**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der aargauischen Naturforschenden Gesellschaft**

Band (Jahr): **36 (2005)**

PDF erstellt am: **14.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-173105>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

GERHART WAGNER

Eiszeitliche Mittelmoränen im Aargau

Pleistocene medial moraines in Argovia, Switzerland

During Pleistocene glaciations, most of the primary lateral moraines of the Alpine glaciers joined to form medial moraines. Those became the most important sources for Alpine rock debris and built up many prealpine Quaternary walls and hills. Gravel near the glacier margins was also formed from medial moraines at any locations covered by ice.

Since Aargau was reached by the glaciers of Linth/Rhine and Reuss from south-east and south as well as by the Rhone glacier from south-west, this region is especially rich in structures formed by the action of medial moraines; they stem not only from the Würm-, but also from different former glaciations.

The present paper deals with Würmian medial moraines of the Reuss glacier (Mellingen, Bremgarten), with 'Rissian' medial moraines of the Reuss- (Heitersberg) and the Rhone glacier (Oberaargau – Aarau). Finally, it examines the question of whether the 'Deckenschotter', conventionally considered as formations of the first Penckian glaciations Günz and Mindel, could also be attributed to medial moraines as feeder lines. Taking into account the surface morphology of the Deckenschotter, this hypothesis is probably correct. The essential theoretical consequences of the 'Medial-Moraine-Model' are discussed.

1. Einleitung

Mittelmoränen, diese typischen dunklen Längsbänder auf dem hellen Eis, gehören zum Charakterbild vieler heutigen Alpengletscher (Abb. 1 & 2). Eine Mittelmoräne entsteht beim Zusammenfluss von zwei Gletschern aus den beiden zusammenstossenden Seitenmoränen, d. h. aus dem randlichen Oberflächenschutt der beiden sich vereinigenden Gletscher. Dieser entstammt den das Eis überragenden Felspartien.

Mittelmoränen müssen auf den eiszeitlichen Gletschern in grosser Zahl existiert haben. Denn auch noch in den Maximalstadien der Vereisungen überragten die Hochalpenketten die Firngebiete um mehr als 1000 m und belieferten die Ränder der Firn- und Eisfelder reichlich mit Gesteinsschutt. Da sich damals die Gletscher aus allen Tälern eines Flussgebietes zu einem einzigen Eisstrom vereinigten, wurden praktisch alle ursprünglichen (,primären') Seitenmoränen zu Mittelmoränen und diese damit zum Hauptträgern des Transportes von Oberflächenschutt. Sie zeigen, wie an vielen heutigen Gletschern beobachtet werden kann, eine erstaunliche Persistenz über lange Strecken und bleiben auch über spaltenreiche Partien erhalten.

Zwei oder mehr Mittelmoränen können zusammenfliessen und einen doppelten oder mehrfach zusammengesetzten Schuttstrang bilden (Abb. 1). Durch die Vereinigung von Strängen kann es zur vollständigen Bedeckung der Gletscherzunge kommen ('debris-mantled glacier', BENN & EVANS 1998: 228). Dies ist heute in den Schweizer Alpen z. B. bei Oberaletsch-, Fiescher- und Zmuttgletscher der Fall.

Wo eine Mittelmoräne oder ein zusammengesetzter Strang den Eisrand erreicht, sei es am Ende oder seitlich an der Gletscherzunge, im Talgrund, auf einem randlichen



Abb. 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: C. WILLI & P. BURKHARDT, Buochs, 1983.

Hang oder auf einer Eisinsel (einem Nunatak), entstehen charakteristische Aufschüttungen, wenn die Eisrandlage über längere Zeit stationär bleibt. Sie markieren dann ein ‚Stadium‘. Stränge und schuttbedeckte Gletscherzungen hinterlassen in Stadien oder bei kleineren Schwankungen ausgedehnte ‚Buckelmoränen-Landschaften‘ (‘hummocky moraines‘, BENN & EVANS 1998: 481). Aus der ‚Kleinen Eiszeit‘¹⁾ sind solche Bildungen bei den heutigen Gletschern an vielen Orten erkennbar, z. B. im Vorfeld des Zmuttgletschers im Wallis oder des Tschingel- und Breithorngletschers im Berner Oberland.

Die landschaftsformende Wirkung der eiszeitlichen Mittelmoränen ist bisher zu wenig beachtet worden. Viele in der Literatur als Drumlins beschriebene Hügel und andere schwer zu verstehende Strukturen aus eiszeitlichem Lockermaterial erfahren eine plausible neue Deutung, wenn man auch die Mittelmoränen als ‚Akteure‘ in

¹⁾ So nennt man den historischen Gletscherhochstand von ca. 1600 – 1850, mit je einem Maximum im 17. und im 19. Jahrhundert. Das war ein typisches ‚Stadium‘ mit gewissen Schwankungen.



Abb. 2: Ausschnitt aus dem Komplex des Gornergletschers mit zahlreichen Mittelmoränen. Diejenige zwischen dem Unteren Theodul- (Th) und dem Triftji-Gletscher (Tr) sowie je eine Mittelmoräne auf diesen beiden Gletschern sind von ihrem Entstehungsort bis zu ihrer Endaufschüttung sichtbar. Die Mittelmoräne zwischen Breithorn- (Br) und Schwarzegletscher (Sch) wird talabwärts zu einer sekundären Seitenmoräne und kommt dabei von der rechten Flanke des Breithorn- an die linke Seite des Haupttalgletschers. Dieser besteht zur Hauptsache aus Zwillings- (Zw), Grenz- (Gr) und Gornergletscher (Go) und führt drei Mittelmoränen. Der Gornergletscher im engeren Sinne (im Gesamtkomplex der äußerste Teilgletscher rechts) endet im Bereich des Bildausschnittes, so dass die Mittelmoräne zwischen ihm und dem Grenzgletscher zur rechtsseitigen sekundären Seitenmoräne wird. Im oberen Bildteil sind zwei Y-förmige Mittelmoränen-Ansatzstellen (Y) aus der ‚Kleinen Eiszeit‘ zu erkennen. Mittelmoränen aus diesem Gebiet kamen in den grössten Eiszeiten bis in den Aargau. Foto: J. ALEAN, Eglisau, 1983.

Betracht zieht. Drumlins sind definitionsgemäss subglaziär also u n t e r dem Gletscher aus Grundmoräne entstandene Hügel. Bemerkenswert ist jedoch, dass HEIM (1919: 262) bei seiner Drumlin-Definition auch eine Variante 'Obermoränendrumlin' zulässt und wie folgt umschreibt: „... meistens deponierte lokale Anhäufungen von Mittelmoränen (manchmal transportierte Bergstürze)“. HEIM (l.c.: 264) bezieht dies – ganz im Sinne des Mittelmoränen-Modells – insbesondere auf die ‚Drumlins‘ am Südhang des Lindenberges im aargauisch-luzernischen Grenzgebiet. WAGNER (1997 u. a.) und HANTKE & WAGNER (2003) haben in den Kantonen Bern, Zürich und Thurgau gezeigt, dass die meisten bisher als Drumlins aufgefassten würmeiszeitlichen Strukturen als Bildungen von Mittelmoränen (als ‚Obermoränendrumlins‘ im Sinne von HEIM) zu deuten sind. Die Existenz echter Drumlins wird damit nicht ausgeschlossen. In der Schweiz ist der Aargau wohl das Gebiet mit dem reichhaltigsten Sortiment von eiszeitlichen Bildungen aller Art, aus allen grossen Eiszeiten und von allen nordalpinen Gletschern.

2. Würmeiszeitliche Mittelmoränen im Aargau

Der Rhone-/Aaregletscher reichte in der letzten Eiszeit (Würm) nicht bis in den Aargau. Der Reussgletscher erreichte im würmzeitlichen Maximalstadium das Gebiet nördlich von Mellingen. Ein erstes Abschmelzstadium gibt sich durch mächtige Moränen bei Stetten, ein zweites im Gebiet von Bremgarten zu erkennen. Der mit dem Walenseearm des Rheingletschers vereinigte Linthgletscher reichte im Höchststadium bis in die Gegend von Killwangen, in den beiden ersten Abschmelzstadien bis Schlieren bzw. Zürich. Sowohl der Reuss- als auch der Linth-/Rheingletscher müssen zahlreiche Mittelmoränen geführt haben, setzte sich doch jeder von ihnen aus vielen Teilgletschern des alpinen Einzugsgebietes zusammen (Abb. 3). Jede Mittelmoräne erreichte irgendwo den Eisrand, wo sie in den ‚Stadien‘ gleich einem Fließband ihren Schutt anhäufen konnte.

Ein gutes Stadium mag, wie die Kleine Eiszeit, wenigstens ein paar Jahrhunderte gedauert haben. Der Eisrand verharrte während eines Stadiums ungefähr im gleichen

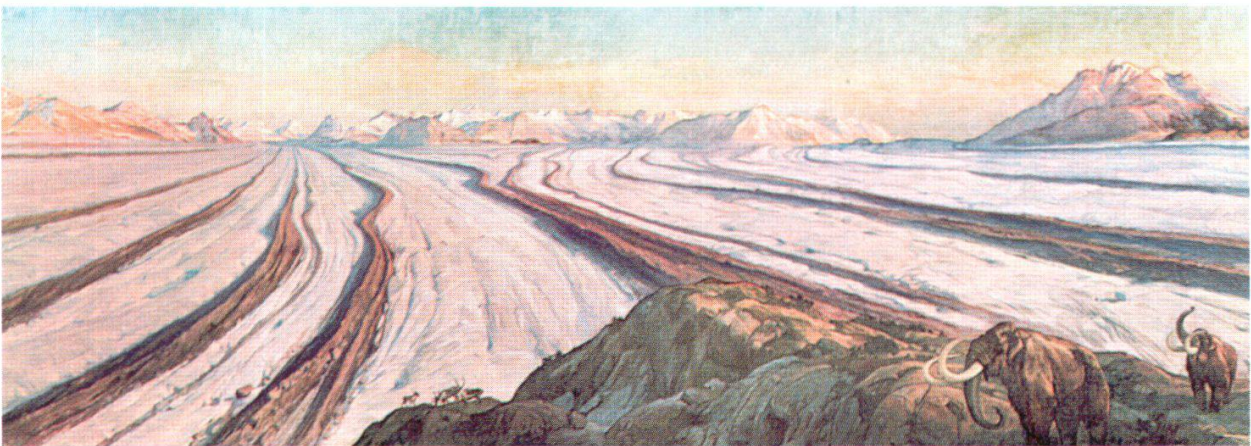


Abb. 3: Luzern zur Eiszeit. Gemälde von ERNST HODEL (1852-1902), nach Ideen von W. AMREIN und A. HEIM, im Museum des Gletschergartens Luzern. Der Eisstrom des Reussgletschers ist mit einer realistischen Anzahl von Mittelmoränen dargestellt.

Gebiet, Nachfliessen und Abschmelzen hielten sich die Waage. Eine solche Gleichgewichtslage ist die Bedingung dafür, dass Mittelmoränen dort, wo sie den Eisrand erreichen, grössere Mengen von Oberflächenschutt anhäufen und dabei markante Moränenstrukturen formen können. Im Folgenden greifen wir einige würmzeitliche Mittelmoränenstrukturen des Reussgletschers heraus.

2.1 Höchststadium Würm im Gebiet von Mellingen

Die Moränenhügel und -wälle zu beiden Seiten der Reuss im Gebiet von Mellingen (Abb. 4) wurden bisher allgemein als Erosionsreste eines einst durchgehenden Walles betrachtet, wie z. B. auch die Moränenhügel in den Stadtgebieten von Zürich und Bern. Das ‚Mittelmoränen-Modell‘ modifiziert dieses Bild: Es handelt sich um selbständige, von Anfang an getrennte Endaufschüttungen von mehreren Mittelmoränen. Wohl spielt im Bereich von kleineren und grösseren Fliessgewässern nach-

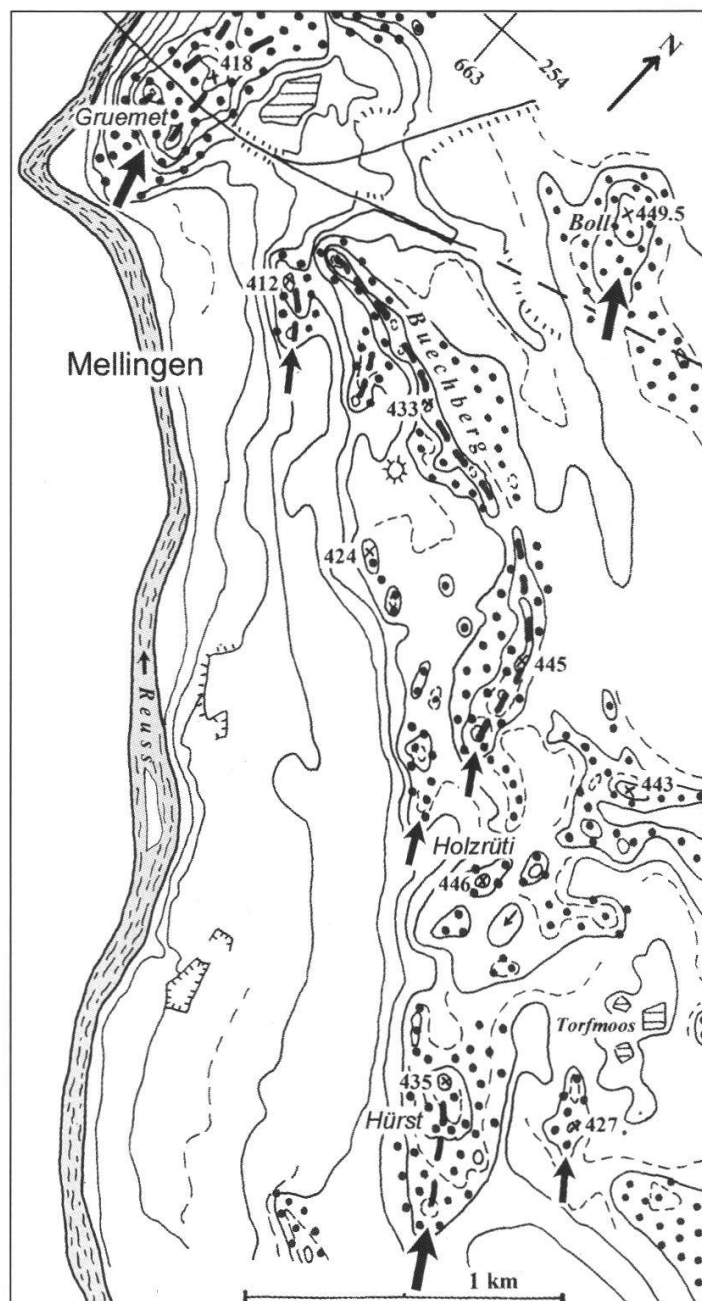


Abb. 4: In dem würmzeitlichen Moränengebiet im Reusstal bei Mellingen findet sich mehrfach das typische Merkmal von Mittelmoränen-Endaufschüttungen: nach rückwärts ins Leere streichende Wall-Ansätze (Pfeile), am ausgeprägtesten beim Gruemet und beim Hürst. Das Gebiet von Holzrüti ist eine ‚Buckelmoränen-Landschaft‘.

eiszeitliche Erosion eine grosse Rolle. Wo aber ein regelmässig erodierendes Agens fehlt, sind die ursprünglichen Formen oft noch deutlich erhalten. In der Regel ist klar zu sehen, wo Erosion am Werke war – und noch ist.

In dem genannten Kranz von Mellingen ist der mehrgipflige Hügel Gruemet besonders bemerkenswert. Obschon von der Reuss angenagt, bildet er in dem Kranz eine markant nach innen vorspringende Nase, die nach Süden keine Fortsetzung hat. Nach aussen endet er mit einer abfallenden Stirn gegen die heutigen Tanklager. Es handelt sich um die Endaufschüttung einer starken Mittelmoräne. Auch der Moränenkomplex in dem ausgedehnten Waldgebiet vom Buechberg bis zum Hürst gibt sich anhand verschiedener Merkmale als rechtsseitig ausufernder Mittelmoränenstrang zu erkennen. Er setzt am SE-Rücken des Hürstwaldes an und führt nach NW in ein ausgeprägtes ‚Buckelmoränen‘-Gebiet, wie es für die Ablagerung breiter Mittelmoränenstränge in einem oszillierendem Stadium typisch ist. Nach einem Unterbruch auf der Höhe von Holzrüti setzen zwei parallele Wälle ein, die sich über gut 1'500 m bis in den Buechberg bzw. zu Punkt 412 fortsetzen und dort mit einer steilen Stirn enden. Die Merkmale, nach rückwärts ins Leere streichende Sporne, steil abfallende, oft konkave Stirn, mehrere in Fliessrichtung hintereinander

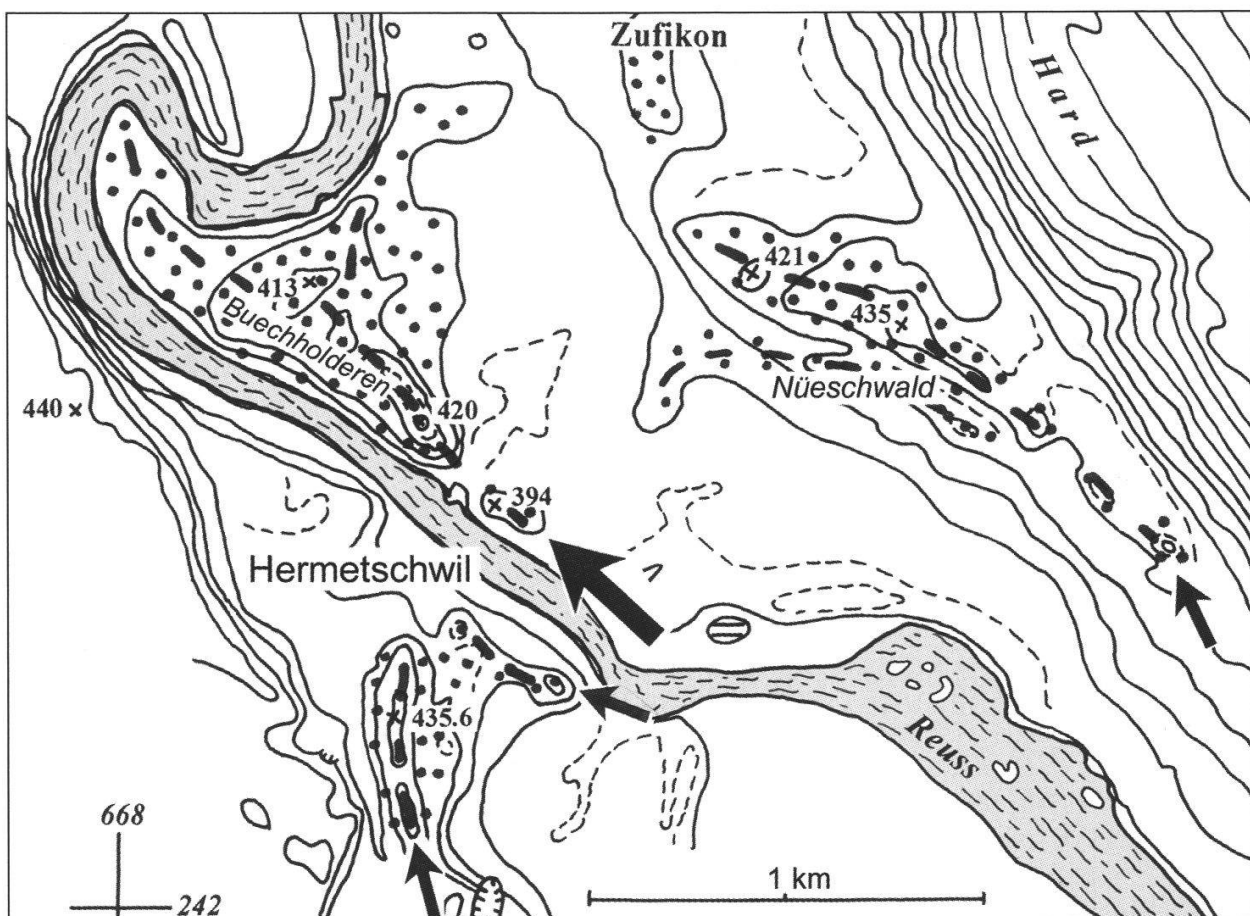


Abb. 5: Das Höhenkurvenbild der Buechholderen südlich von Bremgarten zeigt die typische Form einer terminalen zweiarmigen ‚Mittelquappe‘ (Mittelmoränen-Endaufschüttung), deren Westseite und Stirn von der Reuss nachgezeichnet wird. Die seitlichen Wälle südlich von Hermetschwil und im Nüeschwald sind als ausufernde Mittelmoränen zu verstehen, die zu sekundären Seitenmoränen wurden (Pfeile).

liegende Kulminationspunkte, sind typisch für longitudinale Aufschüttungen von Mittelmoränen während einer langen Zeit mit nur wenig wechselnden Eisständen. Im Gelände ist auch klar erkennbar, wie der auslaufende kleinere, rechtsseitige Teilgletscher im Gebiet des heutigen Torfmooses W von Vogelrüti ein Zungenendbecken bildete. Die rechtsseitigen Ufermoränen dieses Teilgletschers liegen, in die Stirn- und Seitenmoränen umbiegend, am Hang S Niederrohrdorf. Nach den Erläuterungen zu der Karte von ISLER et al. (1984) hat das würmzeitliche Höchststadium von Mellingen-Birrhard mit seinen Oszillationen – beginnend vor 25'000 Jahren – etwa 5'000 Jahre gedauert. Auch wenn der Mittelmoränenbelag auf dem Eis nur eine geringe Mächtigkeit aufwies (sie beträgt bei heutigen Gletschern oft nur wenige Zentimeter, höchstens Dezimeter), werden mit dem ständig fliessenden Eis im Laufe von Jahrhunderten beträchtliche Schuttmengen herangeführt. Bei der realistischen Annahme einer mittleren Mächtigkeit von nur 10 cm und einer Nachschubgeschwindigkeit von 50 m pro Jahr kommt im Endbereich der Mittelmoräne schon in 500 Jahren eine Aufschüttung von 50 m Höhe und 50 m Länge mit der Fließbreite der Mittelmoräne zustande.

2.2 Rückzugsstadium von Bremgarten

Nach dem Höchststadium von Mellingen stellte sich beim Reussgletscher eine erste länger andauernde Gleichgewichtslage (ein ‚Stadium‘) im Gebiet von Stetten/Künten, eine zweite bei Bremgarten ein. Wir greifen den markanten Fall von Bremgarten – Hermetschwil heraus (Abb. 5). Analog zum Gruemet bei Mellingen bezeugt hier der Hügel von Buechholderen die Endaufschüttung einer grossen, bis zum Zungenende reichenden Mittelmoräne. Eine rechtsseitig ausufernde Mittelmoräne schütete die Hügel im Nüeschwald auf, eine linksseitig ausufernde diejenigen südlich von Hermetschwil. Es ist anzunehmen, dass es sich in den Stadien von Mellingen und von Bremgarten um dieselben Mittelmoränen handelt, also in der Buechholderen um dieselbe wie beim Gruemet .²⁾

3. Risseiszeitliche Mittelmoränen im Aargau

Die wissenschaftliche Gliederung des Eiszeitalters ist in den letzten Jahrzehnten sehr in Bewegung geraten. Anstelle des klassischen, auf PENCK & BRÜCKNER zurückgehenden Systems von vier Eiszeiten (Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit, wobei die Riss als die grösste galt), glaubt man heute mehr als ein Dutzend Eisvorstösse zu erkennen, die über den Alpenrand hinaus führten. Einige haben auch den Aargau erreicht. Das Problem der Unterscheidung verschiedener Eisvorstösse

²⁾ Mittelmoränen haben gewissermassen den Charakter von Individuen: Jede stammt von zwei bestimmten Gletschern, ihren ‚Parentalgletschern‘, und führt Gesteinsschutt von beiden. Biologisch könnte man sagen: Mittelmoränen sind ‚diploid‘, d. h. mit Erbgut von zwei Eltern ausgestattet. Aus ihrem Gesteinsgut kann in günstigen Fällen – wenn sich die Einzugsgebiete der beiden Parentalgletscher geologisch klar unterscheiden – der Ursprungsort einer Mittelmoräne ermittelt werden. Eine bestimmte Mittelmoräne erhält sich über alle Vorstoss- und Abschmelzstadien, und in einer neuen Eiszeit entstehen wieder dieselben Mittelmoränen.

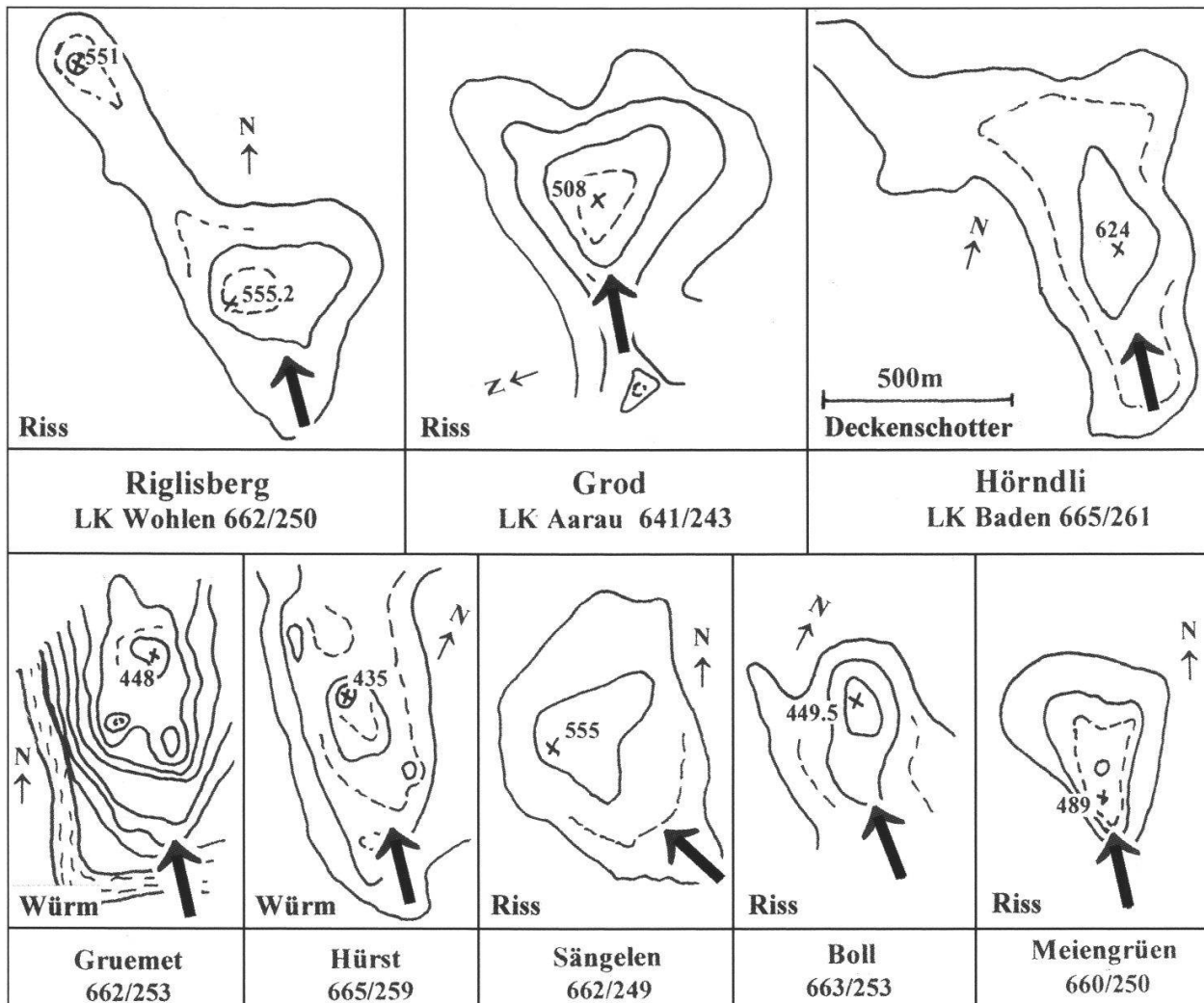


Abb. 6: Variationen charakteristischer kleiner Einzelstrukturen von Mittelmoränen-Endaufschüttungen („Mittelquappen“) aus Würm-, „Riss“- und Deckenschotter-Eiszeiten: nach rückwärts ins Leere streichender Sporn, nach vorn breiter werdend, oft vorgestreckte „Finger“ oder konkave Stirn. Die Pfeile zeigen die Auffahrrichtungen der Mittelmoränen. Untere Reihe: alle LK Wohlen.

und ihrer zeitlichen Einordnung ist indessen für die hier behandelte Thematik von untergeordnetem Interesse, da es sich in unserer Studie nicht um eine neue Chronologie, sondern um eine neue morphologische Deutung von Strukturen handelt, die für alle Kaltzeiten in gleicher Weise gültig ist. Wir verwenden daher für unsere Gliederung noch die in der Literatur geläufigen Bezeichnungen „Riss“ und „Deckenschotter“, wobei die Deckenschotter den beiden ersten PENCKschen Eiszeiten Günz und Mindel zugeschrieben wurden.

In den Maximalstadien der grössten Eiszeit (bisher teilweise als Riss II bezeichnet) stiessen im nördlichen Aargau die Eismassen des Rhone-, Reuss-, Linth- und des Walenseearms des Rheingletschers aufeinander. Dadurch müssen auch bezüglich der Mittelmoränen kaum entwirrbare Verhältnisse entstanden sein. Auf dem Bruggerberg liegen nach HEIM (1919: 229) Linth-, Reuss- und Rhone-Erratiker durcheinander. Klarere Verhältnisse ergeben sich für Stadien, in denen sich die Gletscherenden im Aargau nicht mehr berührten, aber doch noch über den Maximalstand der späteren

Würm-Eiszeit hinausragten, so dass ihre Ablagerungen nicht mit Würm-Moränen überdeckt werden konnten. Auch in diesen ‚Riss‘-Gebieten lassen sich Mittelmoränenstrukturen, wie sie für die Würm-Eiszeit beschrieben wurden, in grosser Zahl auffinden. In Abb. 6 sind einige kleinere Einzelstrukturen exemplarisch herausgegriffen. Im Folgenden werden zwei besonders markante Fälle näher beschrieben.

3.1 Gebiet des Reussgletschers: Der Heitersberg

Eine der eindrücklichsten Mittelmoränen-Strukturen nicht nur des Aargaus, sondern der ganzen Schweiz ist der Heitersberg zwischen Limmat- und Reusstal (Abb. 7 & 8). Er hat eine Kulminationshöhe von 787 m und besteht nach JÄCKLI (1966) vollständig aus alteiszeitlichen Moränen und Schottern. Die höchsten Würm-Moränen steigen im benachbarten Limmat- und Reppischtal nicht über 500 m. In einem lange dauernden Stadium einer frühen Eiszeit (‚Riss I oder II‘ – oder noch früher) muss dort eine mächtige Mittelmoräne des Reussgletschers, der nach dem erratischen Material mit dem Linthgletscher in Berührung stand, auf das Molaserelief aufgefahren sein. Im Jahre 2000 war 300 m N von Waldhof auf 740 m Höhe, also nur 40 m unter dem höchsten Punkt, Molasse aufgeschlossen. Diese Tatsache sowie der steil ansteigende Sporn N von Hasenberg lassen vermuten, dass der Molassegrund unter der Moräne in ihrem südlichen Teil höher steht als im nördlichen. Der mächtige Sporn beginnt nördlich von Rudolfstetten ‚aus dem Nichts‘ und steigt über Hasenberg steil nordwärts zum P. 782, um dann nur noch wenig zum höchsten P. 787 anzusteigen. Von dort an bildet er, gleichmässig nach N fallend, eine allmählich breiter und konkav werdende Stirn, die sich mit einem linken Arm gegen P. 669, einem rechten gegen P. 708 fortsetzt. Die Westseite des langgestreckten Hügels ist von Erosion kaum angegriffen. Dagegen ist die Ostseite in einer Länge von gut 2 km durch gewaltige Sackungen zerschnitten. Diese zerstören die ursprünglich wohl annähernd axialsymmetrische Form, ermöglichen aber in seltener Weise den Einblick ins Innere der eindrücklichen Struktur. Über den Seematten ist eine Moränenmächtigkeit von 90 - 100 m zu erkennen. Teilweise ist neben Moräne auch Schotter vorhanden. JÄCKLI (1966) kartiert unter dem auslaufenden westlichen Arm wie auch im östlichen Arm einen Streifen Älterer (Höherer) Deckenschotter. Er sagt von den kartierten Riss-Moränen ganz allgemein, es sei „nicht bewiesen, ob darin untergeordnet nicht auch noch ältere Moränenrelikte (Günz oder Mindel) einbezogen werden“ (l.c.: 11). Auch BUGMANN (1958: 21) betont die Schwierigkeit der Abgrenzung der liegenden Schotter von den sie bedeckenden Moränen, da nirgends ein interglaziales Verwitterungsprofil oder ein deutlicher Hiatus zwischen ihnen festgestellt werden könne. Es ist also eine offene Frage, ob die ‚Deckenschotter‘ und die ‚Riss‘-Moränen des Heitersbergs in zwei verschiedenen oder in einer einzigen Kaltzeit abgelagert wurden. Aus der Sicht des Mittelmoränen-Modells ist das Übereinanderliegen von Mittelmoränenmaterial verschiedener Eiszeiten durchaus plausibel: Da sich im Grundrelief der Verlauf der Talungen und damit das Fliesen der Gletscherzungen von Eiszeit zu Eiszeit nicht wesentlich änderte, muss sich in jeder Kaltzeit auch ungefähr dasselbe Mittelmoränen-Muster eingestellt haben. Diese Erscheinung wurde als ‚Re-Iteration‘ der Mittelmoränen bezeichnet (WAGNER 2003b: 73).

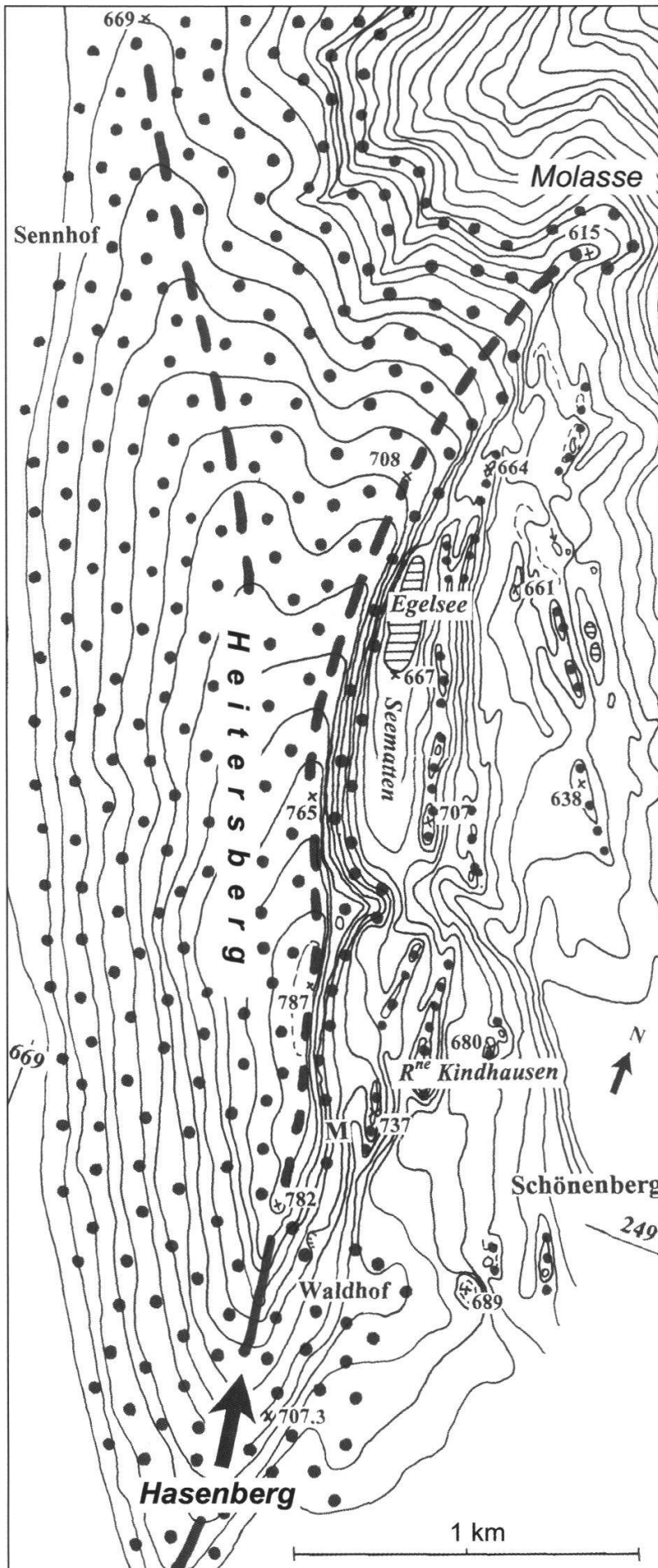


Abb. 7: Der Heitersberg mit Schottermächtigkeiten bis 100 m ist eine riesige Mittelmoränen-Struktur des Reussgletschers aus einer älteren Eiszeit („Riss“?). Seine rechte Flanke ist durch zahlreiche Sackungen in Längsrichtung zerrissen: Die steilen Wälle östlich der Seematten sind Sackungsprodukte. Dagegen zeigen der vom Hasenberg ansteigende Sporn, die Westabdachung und die in Fließrichtung vorgestreckten „Finger“ eine noch intakte Form. Die Molasse steht im Nordteil auf 580 m, im Südteil (bei M, nördlich von P. 782) auf 740 m an; vgl. Abb. 8. Weitere Erklärungen im Text.



Abb. 8: Der Heitersberg (im Hintergrund) von Westen. Rechts der von Mutschellen ansteigende Sporn, links der auslaufende ‚Nordfinger‘; vgl. Abb. 7. Foto: H. FRUTIG, Waltenschwil.

3.2 Gebiet des Rhonegletschers

Auf dem würmzeitlichen Schweizerarm des Rhonegletschers hat WAGNER 2001 (Fig. 6 und 7) zwei mächtige Mittelmoränenstränge identifiziert, die sich vom bernischen Seeland bis zum würmzeitlichen Maximalstand im Oberaargau verfolgen lassen. Dort folgen fast nahtlos, nur durch eine Quereinsenkung bei Aarwangen abgetrennt, mächtige risszeitliche Moränen- und Schotterkomplexe (Abb. 9). Es ist wahrscheinlich, dass die ausgedehnten Riss-Moränengebiete im Westzipfel des Aargaus einerseits, diejenigen an den Jurahängen N von Aarau andererseits auf dieselben zwei Mittelmoränenstränge zurückgeführt werden können, die in der Würmeiszeit die genannten Längsstrukturen im Oberaargau und im bernischen Seeland gebildet haben.

Der südliche Strang erreichte den Aargau bei Murgenthal und bildete den Untergrund des ausgedehnten Waldgebietes rechts der Aare. Die Höhenkurvenbilder der Hügelrücken dieses Gebiets, so im Langholz und bei Tannacher (Abb. 10), zeigen deutlich die abgeflachte Struktur von Mittelmoränen-Aufschüttungen mit in Flussrichtung ansteigendem, nach rückwärts ins Leere streichendem Sporn, einer konkav abfallenden Stirn und kurzen vorgestreckten ‚Fingern‘. Der durch Pfaffnern und Wigger durchschnittene Strang lässt sich weiter verfolgen in den Riss-Moränen der Waldgebiete SW von Aarau bis zum Gönert.

Mit dem nördlichen Strang, der vom Oberaargau durch das solothurnische Gebiet links der Aare verläuft, sind vermutlich die mächtigen Moränen am Jurahang zwischen Olten und Aarau zu korrelieren. Derart ausgedehnte Rissmoränen und -schotter sind am Jurahang weder weiter westlich noch weiter östlich zu finden. Ein Komplex liegt im Waldgebiet zwischen Küttigen und Erlinsbach (Abb. 11), ein anderer im solothurnischen Gebiet zwischen Erlinsbach, Niedergösgen und Lostorf, teils auf Malmkalk, teils auf Molasse aufgesetzt. Aus der Sicht des ‚Mittelmoränen-Modells‘ sind ihre weitgehend ursprünglichen, durch Erosion nicht grundlegend veränderten Oberflächenformen von Interesse: Es treten, wenn auch abgeflacht, die typischen, in

Fließrichtung ansteigenden Sporne und die in der Front z. T. konkaven, vorgestreckten ‚Finger‘ auf. Diese Oberflächenmorphologie ist auch bestimmend für die west-östliche Fließrichtung der beiden zwischen Buechwald und Hungerberg abfließenden Bäche, die sich zwischen den ‚Fingern‘ in die Molasse eingegraben haben. Der Mittelmoränenstrang ist in diesem Gebiet, zur sekundären Seitenmoräne werdend, auf den Jura hang aufgefahren und hat dort mächtige, nach rückwärts ins Leere streichenden Wälle aufgeschüttet. Kleinere, typisch geformte Bildungen von seitlich ausufernden Mittelmoränen finden sich auch im Staatswald W von Auenstein, am solothurnischen Jura hang zwischen Lostorf und Stüsslingen, zwischen Olten und Wangen u. a.

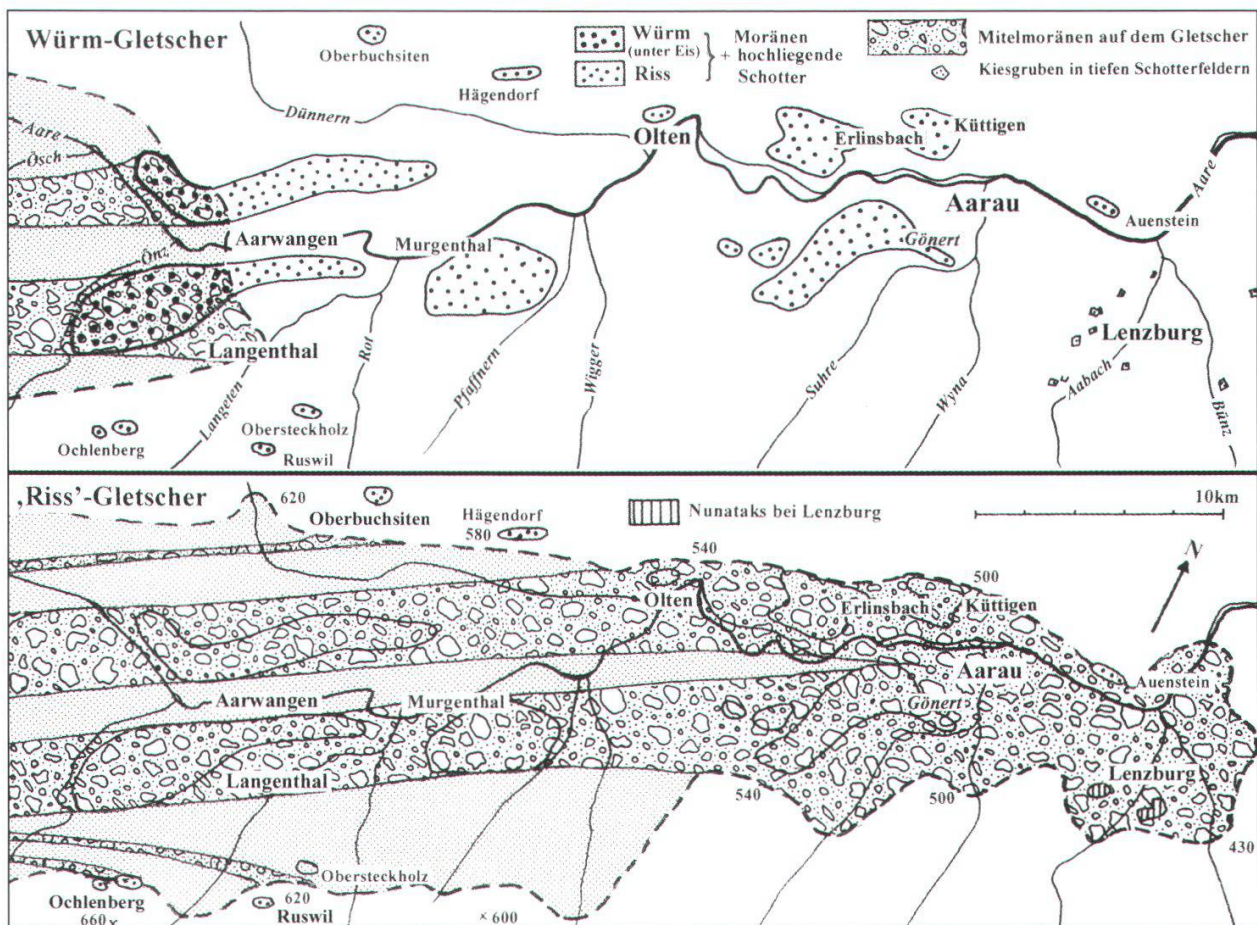


Abb. 9 oben: Im Maximalstand der Würmeiszeit endigte die Zunge des Rhonegletschers bei Aarwangen – Langenthal. Zwei breite Mittelmoränenstränge führten das Material für die dortigen Moränen- und Schotterkomplexe heran. Ausserhalb des Würm-Maximums liegen in einer nördlichen und einer südlichen Reihe weitere solche Komplexe (punktiert), in denen man dieselben Mittelmoränen-Stränge aus einer früheren Eiszeit vermuten kann (‚Riss-Wigger-Stadium‘ nach ZIMMERMANN 1963). Im Zungenendbecken von Lenzburg wurde das Mittelmoränen-Material grossenteils zu Schottern verschwemmt (zahlreiche Kiesgruben).

unten: Versuch einer Rekonstruktion der Rhonegletscher-Endzunge mit ihren Mittelmoränen im ‚Riss‘-Stadium von Aarau – Lenzburg (Gefälle der Eisoberfläche mit 0,4% angenommen). Ausser den beiden Hauptsträngen lassen sich kleinere, seitlich ausufernde Mittelmoränen vermuten, welche an ihrem Ende die ‚Riss‘-Moränen von Ochlenberg und Ruswil auf der rechten und von Oberbuchsitzen auf der linken Flanke aufschütteten. Der Reussgletscher hatte sich in diesem Stadium vermutlich schon aus dem Gebiet zurückgezogen.

Diese beiden mächtigen Aufschüttungsstränge, die sich mit Unterbrüchen vom Oberaargau bis in das Gebiet von Aarau ziehen, müssen auf ein lange dauerndes ‚Grossstadium‘ zwischen Riss- und Würm-Maximum zurückgeführt werden. Es ist vermutlich mit dem von ZIMMERMANN 1963 beschriebenen Riss-Wigger-Stadium zu korrelieren.

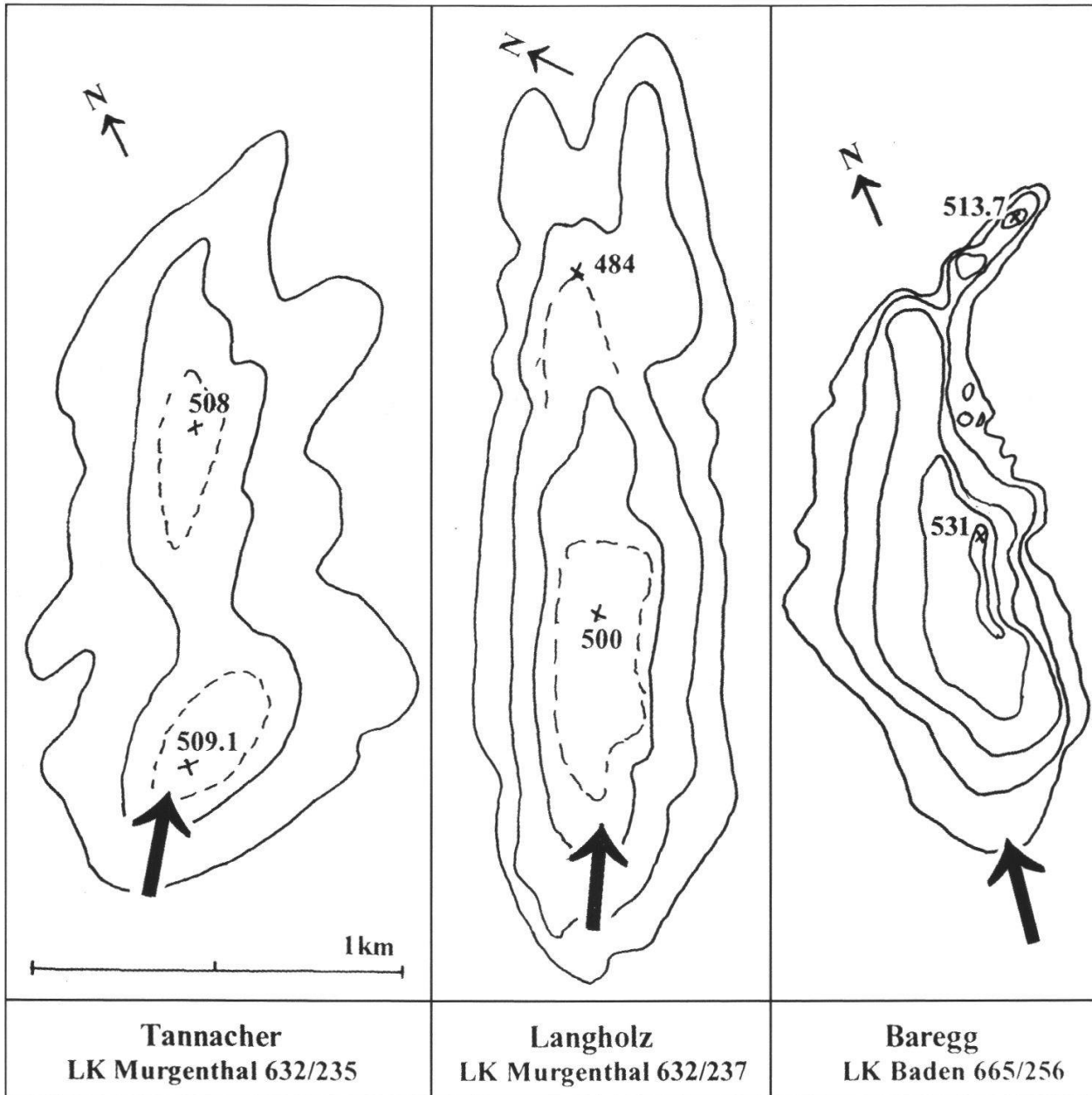


Abb. 10: Drei Grossformen von Mittelmoränen-Endaufschüttungen aus der ‚Riss‘-Eiszeit (Baregg möglicherweise Deckenschotter). Bei der Baregg ist die ursprünglich wohl auch axial-symmetrische Form auf der rechten Seite durch Sackungen zerrissen; vgl. Heitersberg, Abb. 7.

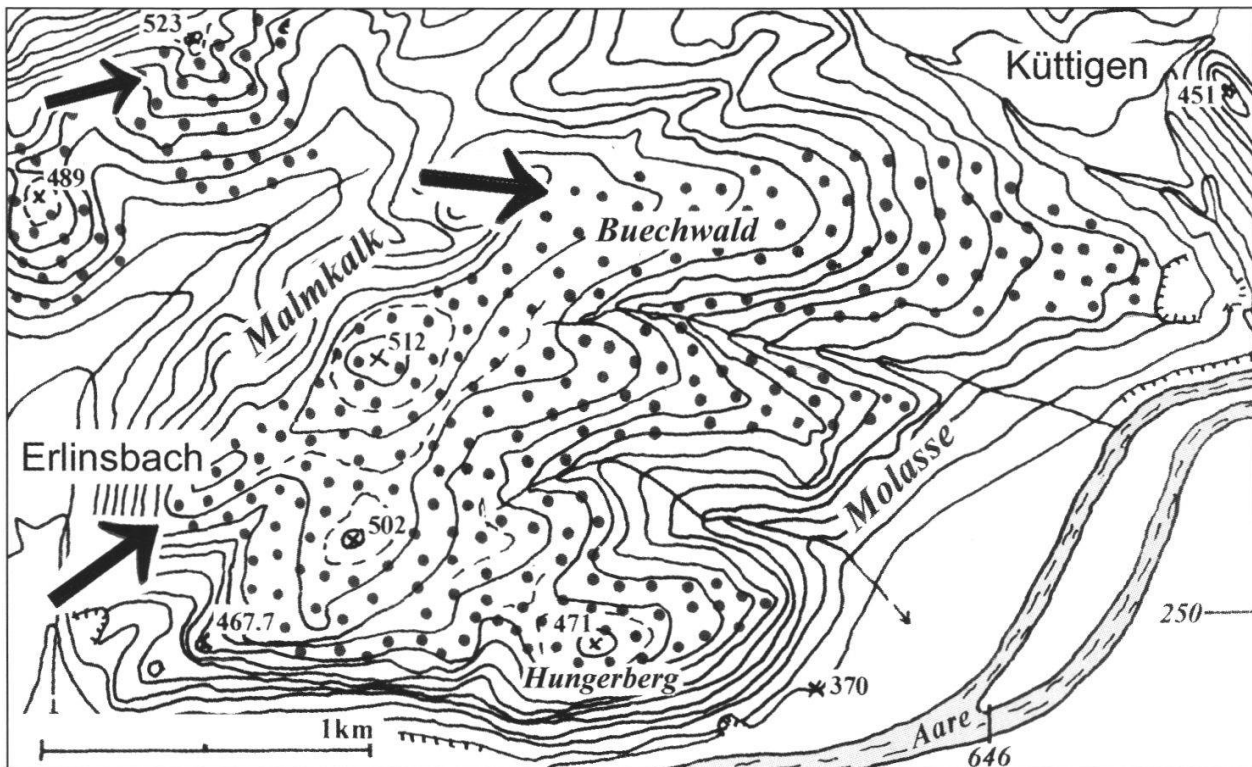


Abb. 11: Der mächtige Riss-Moränenkomplex nördlich der Aare im Raume Erlinsbach - Küttigen kann als Endaufschüttung des am Jurahang ausufernden nördlichen Mittelmoränenstrangs auf dem Rhonegletscher gedeutet werden. Die Pfeile zeigen die Auftreffrichtung der Mittelmoräne; vgl. Abb. 9. Weitere Erklärungen im Text.

4. Die nordschweizerischen ‚Deckenschotter‘ als Bildungen von Mittelmoränen

4.1 Begriff der Deckenschotter

4.1.1 Bisheriges Konzept

Als Deckenschotter werden seit PENCK (1882) die auf Hochflächen oder auf hohen ‚Terrassen‘ gelegenen, meist stark verkitteten alteiszeitlichen Schotter bezeichnet. Da PENCK der Auffassung war, dass der Schutttransport durch die Gletscher hauptsächlich an ihrem Grund erfolgte, hielt er diese Hochflächen und Terrassen für Reste von einst durchgehenden ‚Einebnungsflächen‘ oder von breiten Talungen, auf denen die Gletscher der ersten Eiszeiten gelegen und ihre Sedimente deponiert hätten, dass also die heutigen Deckenschotter nur spärliche Reste einer einst das ganze Alpenvorland bedeckenden Schotterdecke darstellten. Im Laufe der Interglazialzeiten wären durch flächenhafte Erosion sukzessive tiefere Einebnungsflächen (‚Denudationsflächen‘) entstanden. PENCK glaubte im bayrischen Alpenvorland vier solche zu erkennen und schloss daraus auf die vier nach Flüssen des schwäbisch-bayrischen Alpenvorlandes benannten, später klassisch gewordenen Kaltzeiten Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit. In der Folge wurden auch die hochgelegenen nord- und ostschweizerischen Schotter in zahlreichen Studien auf ihre Zugehörigkeit zu den PENCKschen Einebnungsflächen untersucht (u. a. FREI 1912a & b, SCHLÜCHTER 1988,

GRAF 1993, 2003). In Anlehnung an die süddeutschen Verhältnisse wurden auch für die Schweiz im wesentlichen fünf Schotterniveaus unterschieden: Höhere und Tiefer Deckenschotter (Günz- bzw. Mindel-Eiszeit), Hoch- und Mittelterrasse (Riss-Eiszeit), Niederterrasse (Würm-Eiszeit). GRAF (1993) unterscheidet mit anderen Autoren zwischen Höherem und Tieferem noch einen Mittleren Deckenschotter.

4.1.2 Zweifel am bisherigen Konzept

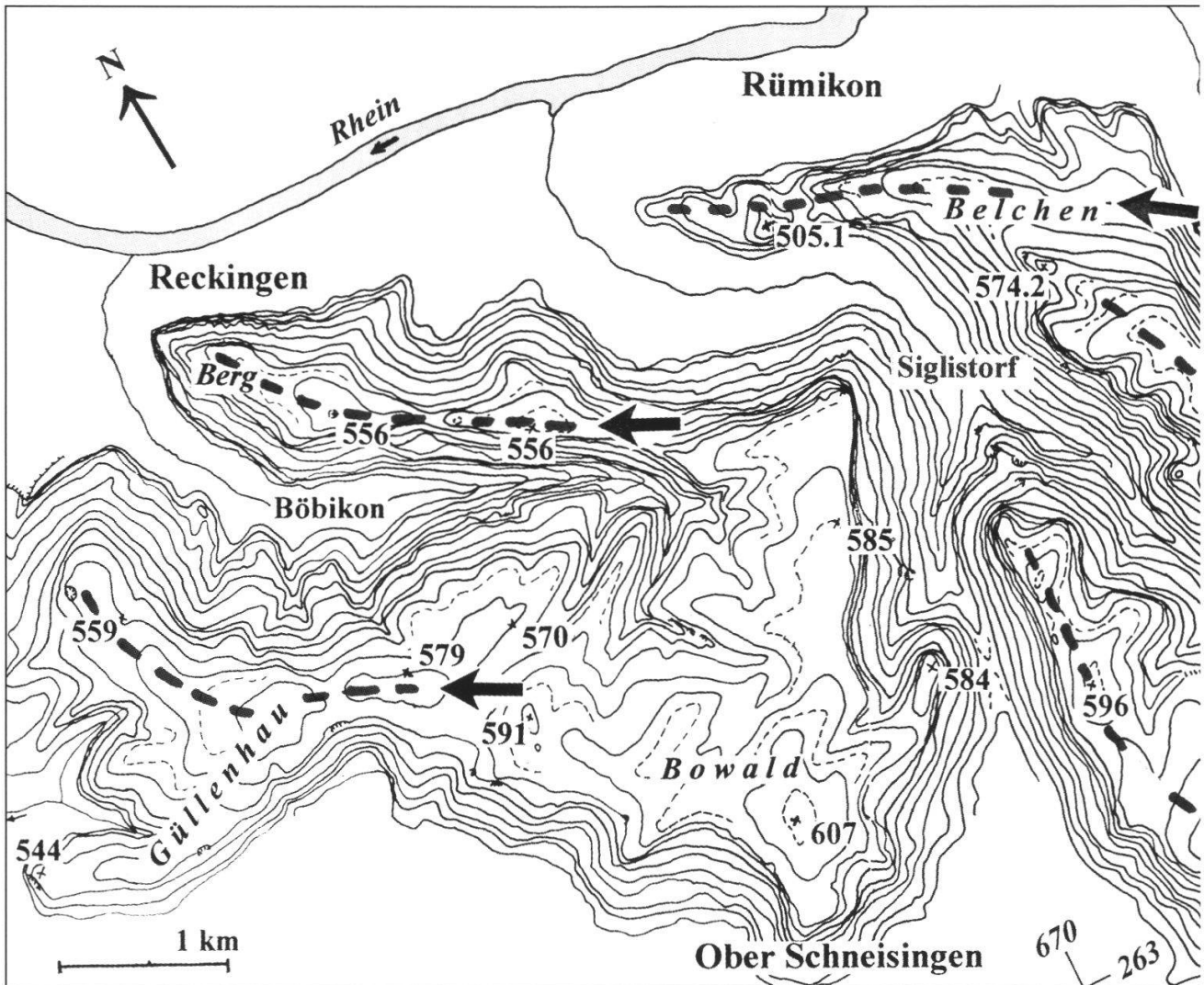
Es gab schon immer triftige Gründe, an der herkömmlichen Interpretation der Deckenschotter zu zweifeln. Sie seien hier aufgelistet:

- Das Vorkommen in allen Höhenlagen von ca. 440 bis 690 m ohne klare Unterscheidungsmöglichkeit zwischen Höheren und Tieferen Deckenschottern, eine Feststellung, die schon PENCK & BRÜCKNER (1909: 404 f.) verunsicherte.
- Isoliert an Hängen auftretende Komplexe.
- Das oft ausgeprägte Relief der Auflagerungsflächen.
- Ein Oberflächenrelief, welches oft Achsenrichtungen erkennen lässt.
- Die von den Bearbeitern immer wieder betonte Eisrandnähe.
- Das oft chaotische Auftreten von geschichtetem und ungeschichtetem Material jeder Korngrösse mit eingelagerten Blöcken.
- Die stark wechselnde Einregelung der Gerölle innerhalb eines Komplexes.
- Eine Mächtigkeit, welche nach GRAF (1993) bis 70 m erreichen kann.
- Das Fehlen von Deckenschottern auf Erhebungen, wo sie bei weitflächiger Schüttung zu erwarten wären.

Radikal in Frage gestellt wurde die Vorstellung der aufeinanderfolgenden Einebnungsflächen schon von dem Schinznacher Bezirkslehrer und ETH-Dozenten EDUARD GERBER (1959). Auch HANTKE (1991: 208) sah in den Deckenschottern nicht Reste einer altpleistozänen Landoberfläche, sondern „in eisfrei gebliebene Gebiete geschüttete ... Eisrandschotter.“ Gegenüber unserer heutigen Auffassung fehlte bei HANTKE nur die explizite Nennung von Mittelmoränen als Schuttlieferanten. Für die Mittelterrassenschotter hat HANTKE schon 1959 gezeigt, dass ihre Ausdehnung als randglaziäre Schotter bedeutend geringer war, als die Lehrmeinung fordert. Eine konsequente Anwendung des ‚Mittelmoränen-Modells‘ auf frühere Eiszeiten führt zwangsläufig zum Schluss, dass als wichtigste Schuttlieferanten für die Deckenschotter wie auch für die analogen ‚Höhenschotter‘ des bernischen Mittellandes Mittelmoränen angenommen werden müssen, die auf damals schon erhöhten Molassegrund auffuhren. Die für die Würm- und Riss-Eiszeit eruierten Mittelmoränenstränge sind auch schon in den früheren Kaltzeiten die Zubringer von Oberflächenschutt gewesen, aus dem in jeder von Eis erreichten Höhe Moränen und Schotter entstehen konnten (vgl. HANTKE & WAGNER 2003: Abb.2 & 9, HANTKE & WAGNER 2004).

4.2 Beispiele von Mittelmoränen-Strukturen bei Deckenschottern

Die Oberflächenstrukturen der Deckenschottergebiete sind im allgemeinen wenig markant und wegen der meist grossflächigen Bewaldung im Gelände kaum erkennbar. Eine Analyse des Reliefs mittels der Höhenkurvenbilder nach der Landeskarte (LK) 1 : 25'000 führt aber in vielen Fällen zu überraschenden Erkenntnissen. Aus dem von GRAF (1993) bearbeiteten Gebiet der nordschweizerischen Deckenschotter



greifen wir den in Abb. 12 dargestellten, je etwa zur Hälfte in den Kantonen Aargau und Zürich liegenden Komplex heraus. Als Grundcharakteristikum des ganzen Gebietes springt der Gegensatz zwischen sanft strukturierten Oberflächen und steilen Rändern in die Augen. Deckenschotter bilden durchgehend die Hochflächen, sind aber meist nur an den Rändern aufgeschlossen. Sie werden von GRAF (1993) teils als Höhere, teils als Mittlere, teils als Tiefere Deckenschotter angesprochen. In der bisherigen Sicht wären die Höheren Deckenschotter Reste einer einst auf diesem Niveau entstandenen, über das ganze Mittelland reichenden Schotterdecke auf einer Entwässerungsfläche dieses Niveaus. Sie würden also die Basis des damaligen Gletschers anzeigen. Nach der Mittelmoränen-Hypothese wurde das Schuttgut von Mittelmoränen auf damals schon bestehende Plateauberge herangeführt. Von Schmelz- und Meteorwässern wurde es teilweise zu Schottern verschwemmt. Diese zeigen somit nicht die Gletscherbasis, sondern die jeweilige Eishöhe an. Der Gletscherkörper lag zwischen den Tafelbergen und erodierte ihre Ränder.

Für diese Auffassung sprechen folgende Tatsachen: Die Oberfläche des Komplexes weist nirgends den Charakter einer einstigen weiten Talebene auf. Sie zeigt vielmehr ein charakteristisches Relief. Typisch sind Einzelstrukturen, bei denen sich eine klare Achsenlinie erkennen lässt, wie z. B. die Erhebungen um P. 670 (Schöfflisdorfer Plat-

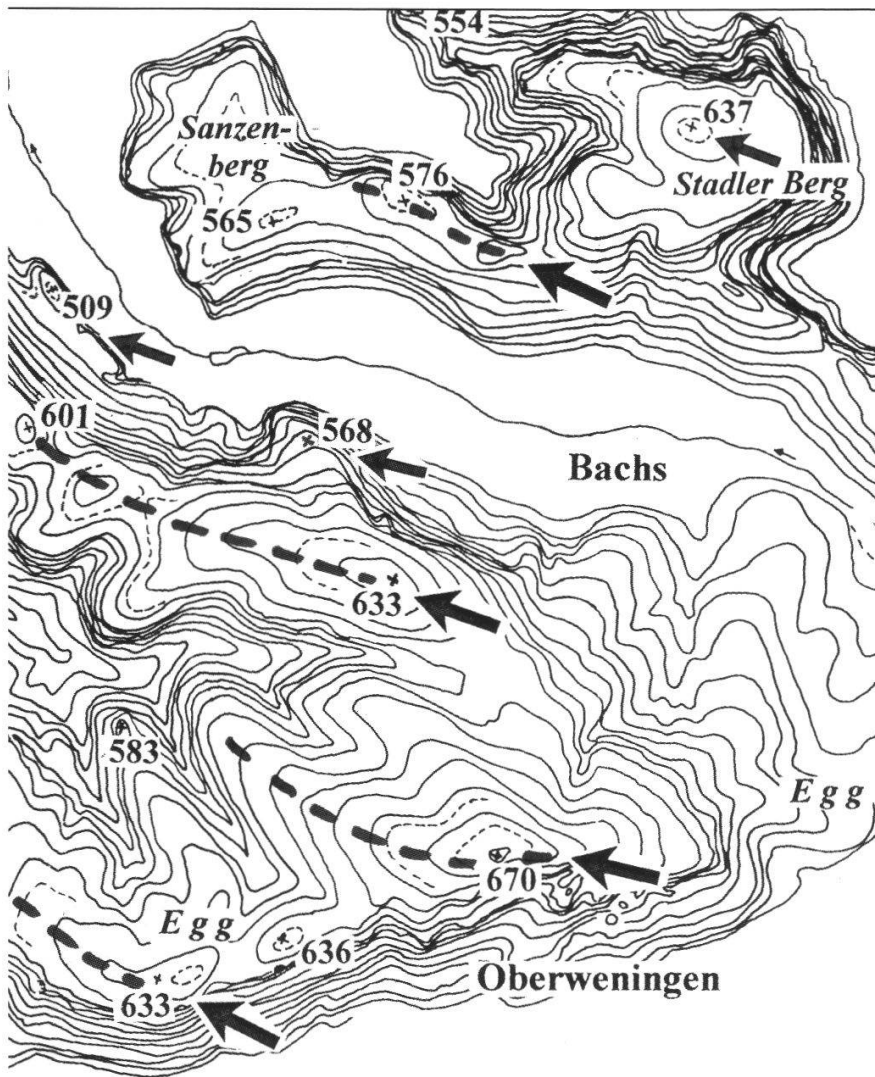


Abb. 12: Die Hochflächen dieser Moränenlandschaft bestehen nach GRAF (1993) durchwegs aus Deckenschottern. Sie zeigen in ihren intakten, d. h. von Erosion nicht wesentlich angenagten Oberflächenformen mancherorts Merkmale von Mittelmoränen-Aufschüttungen. Die Pfeile zeigen an, wo Mittelmoränen auf den Molasse-Tafelberg aufgefahren sind. Erosionsprodukte sind die sehr steilen Ränder, wo die Schotter in Molasse übergehen. Die von GRAF (1993) als Mittlere und Tiefere Deckenschotter eingestuft Strukturen bei den Punkten 554, 509 und 568 sowie der Belchen sind als Bildungen lateral ausufernder Mittelmoränen bei tieferen Eisständen zu verstehen. Weitere Erklärungen im Text.

ten), P. 633 (Horain), sowie die Serie P. 556 - P. 556. Weitere solche Achsen, die alle mit der anzunehmenden Fliessrichtung des Linth-/Rhein-Gletscher übereinstimmen, setzen bei den in Abb. 12 eingetragenen Pfeilen an. Mehrere dieser Achsen zeigen die für Mittelmoränenstränge typischen Quereinschnitte, besonders deutlich der bei P. 633 einsetzende Strang, der sich mit drei Einschnitten über 3 km bis zu P. 574.2 verfolgen lässt und der zudem S von P. 574.2 den für Mittelmoränenstränge typischen konkaven Frontalabfall zeigt.

Das höchste Vorkommen wurde nahe bei P. 670 durch eine 43,8 m tiefe Kernbohrung erschlossen (GRAF 1993). Die Bohrung durchfuhr über den eigentlichen Deckenschottern zwei mächtige Grundmoränenschichten. „Das bedeutet, dass das Gebiet ... seit der Ablagerung der Deckenschotter (im engeren Sinn) mindestens zwei Mal von Gletschern überfahren wurde, wobei die beiden Vorstösse durch eine Zeit intensiver Verwitterung getrennt sind. Wahrscheinlich liegt mindestens eine Warmzeit dazwischen.“ (GRAF l.c.: 56f.). Die Sedimentbeschreibung, insbesondere die Diagnose ‚Grundmoräne‘, schliesst die Mittelmoränen-Hypothese nicht aus. Alles Material, das sich als ‚Grundmoräne‘ vorfindet, kann ursprüngliches Oberflächengut sein, das abgesetzt und bei späteren Eisvorstössen zu ‚Grundmoräne‘ gepresst (‚vorbelastet‘) und teilweise ‚aufgearbeitet‘ wurde. Dass sich in verschiedenen Kaltzeiten ungefähr

dieselben Mittelmoränen-Muster wieder aufbauen („Re-Iteration“ der Mittelmoränen), wurde schon mehrfach festgestellt.

Auch bei den von GRAF (1993) als Mittlere und Tiefere Deckenschotter eingestuft Strukturen bei den Punkten 554, 509 und 568 wie auch beim Belchen handelt es sich in der Sicht des Mittelmoränen-Modells nicht um Zeugen einer einstigen Gletscherbasis, sondern um Bildungen lateral ausufernder Mittelmoränen, die eine Eishöhe bei tieferen Gletscherständen anzeigen.

4.3 Schlussfolgerungen

Überblicken wir die Oberflächenformen der Deckenschotter, so finden wir bei den aufgeführten Beispielen, aber auch in vielen weiteren, hier nicht behandelten Fällen, die Mittelmoränen-Hypothese mit grosser Wahrscheinlichkeit bestätigt. Bei den grösseren Deckenschotter-Vorkommen lässt sich klar eine noch heute mehr oder weniger intakte Oberfläche von einem deutlich erosionsbedingten, steil abfallenden Rand oder von scharf eingeschnittenen Tobeln unterscheiden. Die seitlichen Steilhänge dürften hauptsächlich auf glaziale Lateralerosion zurückzuführen sein. Die Aufschlüsse, die sich grösstenteils in den Randbereichen finden, sind in der bisherigen Literatur aufs genaueste beschrieben worden, während die Oberflächenformen mit ihrem mancherorts ausgeprägten Relief nur wenig Beachtung fanden. Diesen gilt nun aber unser besonderes Interesse. Es zeigt sich, dass dieselben morphologischen Grundstrukturen vorkommen, wie wir sie für würm- und risszeitliche Mittelmoränen beschrieben haben. Diese Gesetzmässigkeiten können nicht auf Erosion zurückgeführt werden. Es müssen lineare Schuttströme als Zubringer angenommen werden, welche imstande waren, Moränenmaterial in verschwemmter oder unverschwemmter Form lokal zu akkumulieren. Den Charakter von Überbleibseln einer ausgedehnten Ebene oder einer breiten Talung, den sie nach der bisherigen Auffassung überall aufweisen müssten, zeigen die Deckenschotter nur an wenigen Orten. Der bei GRAF (1993) sehr häufige Hinweis auf Hochflutsedimente passt vortrefflich in das Bild: Wo Mittelmoränen auf Hochflächen endeten, gab es kein Gletschertor und keinen vereinten Schmelzwasserfluss, wohl aber bei Unwettern grosse Mengen von Meteorwasser, welche das unverfestigte Schuttgut verschwemmten. Auch die Tatsache, dass „Deckenschotter“ praktisch auf jeder Höhe und nicht nur auf bestimmten Niveaus vorkommen, wird plausibel: Die Deckenschotter zeigen eben nicht die Basis, sondern die jeweilige Eishöhe des Gletschers an. Damit entfällt die Möglichkeit, aus der Höhenlage von Schottern auf ihr Alter zu schliessen. Die von GRAF (2003) beschriebenen verschiedenen Schüttungslinien, die er einstigen Talungen auf dem entsprechenden Niveau zuordnet, können ebenso gut auf Mittelmoränen-Stränge als Zubringer zurückgeführt werden. Das ursprüngliche Gesamtvolumen der Deckenschotter wird mit dem Mittelmoränen-Modell gegenüber der bisherigen Annahme, wonach die Deckenschotter einst das ganze Mittelland bedeckten, um ein Vielfaches kleiner. Die Einführung eines tektonischen Ereignisses („mittelpleistozäne Wende“ SCHLÜCHTER 1981, 1987) zur Erklärung des angenommenen Übergangs von glazialer Erosion zu Akkumulation erübrigt sich.

Das „Mittelmoränen-Modell“ scheint sich also für alle bekannten alpinen Eiszeiten zu bewähren. Die weitreichenden Konsequenzen, die sich daraus für die theore-

tische Quartärmorphologie ergeben, sollen abschliessend dem zur Zeit gültigen, von GRAF et al. (2003) verteidigten ‚Standard Modell‘ gegenübergestellt werden.

5. Übersicht über die nach dem ‚Mittelmoränen-Modell‘ zu revidierenden Punkte der Glazialmorphologie

Thesen des ‚Standard-Modells‘

(PENCK & BRÜCKNER 1909, mit Modifikationen)

1. Die eiszeitlichen Alpengletscher transportierten Schutt zur Hauptsache an ihrem Grund (Grundmoräne, basale Innenmoräne).
2. Die Deckenschotter liegen auf dem Niveau einstiger Gletscherbetten. Sie sind Reste weiträumiger Schotterfluren auf hohen Denudationsflächen.
3. Von Eiszeit zu Eiszeit (in den Interglazialzeiten) wurde die allgemeine Landoberfläche sukzessive tiefer gelegt (Abfolge von Denudationsflächen, Terrassen).
4. Die tiefen und teilweise rückläufigen Alpen- und Alpenrandtäler entstanden in den frühen Eiszeiten durch Gletschererosion (‚glaziale Übertiefung‘).
5. Irgendwo im frühen oder mittleren Pleistozän trat eine Wende von glazialer Erosion zu glazialer Talfüllung ein (‚mittelpleistozäne Wende‘); Grund: ein tektonisches Ereignis unbekannter Art.
6. Die Drumlins sind Hügel, die aus Grundmoräne oder aus vorhandenem älterem Lockermaterial subglaziär herausmodelliert wurden.

Thesen des ‚Mittelmoränen-Modells‘

(z. T. HEIM 1919, HANTKE & WAGNER 2003)

1. Die alpinen Gletscher transportierten Schutt hauptsächlich auf ihrer Oberfläche. Da die meisten ursprünglichen (primären) Seitenmoränen zu Mittelmoränen wurden, spielten diese dabei die Hauptrolle.
2. Die Deckenschotter liegen auf dem Niveau einstiger Gletscheroberflächen. Ihr Ausgangsmaterial wurde von ausufernden Mittelmoränen auf damaligen Plateaubergen (Nunataks, Riedel) abgesetzt. Sie sind Reste gletschernaher Alluvionen auf Hochflächen.
3. Während des Pleistozän erfolgte keine allgemeine Tieferlegung der Landoberfläche, es gibt keine Folge von Denudationsflächen abnehmender Höhe.
4. Die Gletscher flossen schon in den frühesten Kaltzeiten in den seit dem Spättertiär vorgebildeten Haupttälern. Diese waren nach HANTKE (1991) schon seit der Platznahme der Helvetischen Decken samt ihren Übertiefungen tektonisch angelegt. Sie wurden durch die Gletscher verbreitert, aber kaum vertieft.
5. Es gab keinen generellen Wechsel von glazialer Erosion zu Akkumulation: Die Gletscher haben in allen Eiszeiten Füllmaterial in die Täler gebracht. Die Annahme besonderer tektonischer Ereignisse entfällt.
6. Die meisten ‚Drumlins‘ sind primäre Hügel aus Obermoränenmaterial, die zum Teil durch nachträgliche Eisüberprägung abgeflacht und mit ‚Grundmoräne‘ überzogen worden sind: ‚Obermoränendrumlins‘ im Sinne von HEIM (1919: 262).

Dank

Ich danke Herrn Prof. Dr. RENÉ HANTKE für sein stetes zustimmendes Interesse, für mancherlei Hinweise und Anregungen aus seinem umfassenden Wissen, für die kritische Durchsicht des Manuskriptes sowie für zahlreiche Begleitungen im Gelände.

Literatur und Karten (K)

- BENN, D. I. & EVANS D. J. A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. – Arnold, London, New York, Sydney, Auckland.
- BUGMANN, E. (1958): Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. – *Mitt. Aarg. Naturf. Ges.*, 25: 4-91.
- FREI, R. (1912a): Monographie des schweizerischen Deckenschotter. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 37.
- FREI, R. (1912b): Zur Kenntnis des ostschweizerischen Deckenschotter. – *Eclogae geol. Helv.*, 11 (6): 814-825.
- GERBER, ED. SCHINZNACH (1959): Zur Rekonstruktion alter Talböden. – *Eclogae geol. Helv.*, 52 (2): 511-518.
- GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. Diss. ETH Nr. 10205.
- GRAF, H. R. (2003): Geschichte des unteren Thurtales. – *Mitt. thurg. naturf. Ges.*, 59: 7-29.
- GRAF, H. R., BURKHALTER, R., GUBLER, TH., KELLER, O., MAISCH, M., SCHINDLER, C., SCHLÜCHTER, CH. & WYSSLING, G. (2003): Das 'Mittelmoränen-Modell' - aus wissenschaftlicher Sicht. – *Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 148 (3): 79-87.
- HANTKE, R. (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. – *Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 104: 1-47.
- HANTKE, R. (1967K): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. – *Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 112 (2): 91-122.
- HANTKE, R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau. – *Mitt. thurg. naturf. Ges.*, 59: 53-84.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2004): Ältere Berner Schotter und eiszeitliche Mittelmoränen. – *Mitt. Naturf. Ges. Bern*, 61: 101-125.
- HEIM, A. (1919): *Geologie der Schweiz, Bd.1*. – Tauchnitz, Leipzig.
- ISLER, A., PASQUIER, F. & HUBER, M. (Bearb) (1984): *Geol. Karte der Zentralen Nordschweiz 1 : 100'000*. – Herausgegeben gemeinsam mit der Nationalen Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (Nagra). – Erläuterungen von W. H. MÜLLER, M. HUBER, A. sowie ISLER, A. & KLEBOTH, P. – Schweiz. Geol. Komm.
- JÄCKLI, H. (1966K): Wohlen (LK 1090). – *Geol. Atlas Schweiz 1 : 25'000, Blatt 50*, mit Erläuterungen; Schweiz. Geol. Komm.
- PENCK, A. (1882): *Die Vergletscherung der deutschen Alpen*. – Tauchnitz, Leipzig.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – Tauchnitz, Leipzig.
- SCHLÜCHTER, CH. (1981): Remarks on the Pleistocene morphogenetic evolution of the Swiss Plain. – *Z. Geomorph., N. F., Suppl.* 40: 61- 66.
- SCHLÜCHTER, CH. (1987): Talgenese im Quartär - eine Standortbestimmung. – *Geogr. Helv.*, 1987 (2): 109-115.
- SCHLÜCHTER, CH. (1988): Ein eiszeitgeologischer Überblick von Luzern zum Rhein - unter besonderer Berücksichtigung der Deckenschotter (Exkursion vom 11.Oktober 1987 SNG Luzern). – *Eclogae geol. Helv.*, 81(1): 249-258.

- WAGNER, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – Mitt. Naturf. Ges. Bern, 54: 91-137.
- WAGNER, G. (2001): Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. – Eclogae geol. Helv., 94 (2): 221-235.
- WAGNER, G. (2002): Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich, 1. Teil: Gebiet des Linthgletschers in der Zürichsee-Talung und im Knonauer-Amt. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 147 (4): 21-33.
- WAGNER, G. (2003a): Eiszeitliche Mittelmoränen. Ein vergessenes Paradigma der alpinen Quartärmorphologie. – Z. Geomorph., N. F., 47: 373-392.
- WAGNER, G. (2003b): Eiszeitliche Mittelmoränen im Kanton Zürich, 2. Teil: Linth-/Rhein-Gletscher im Glatttal, Gletschergebiete von Thur/Rhein. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 148 (3): 67-77.
- WAGNER, G. (2004): „Das Mittelmoränen-Modell – aus wissenschaftlicher Sicht“, Duplik von WAGNER auf die Replik von GRAF et al. in der ‚Vierteljahresschrift‘ 148 (3). – Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 149 (2-3): 83-86.
- ZIMMERMANN, H. W. (1963): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland. – Mitt. Natf. Ges. Solothurn, 21: 3-143 (Dissertation Zürich 1961).

Adresse des Verfassers:

Dr. Dr. h. c. GERHART WAGNER
Im Baumgarten 10
CH-3066 Stettlen

