

Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland : Erster Teil, östliches Oberland bis zur Kander

Autor(en): **Hantke, René / Wagner, Gerhart**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **62 (2005)**

PDF erstellt am: **14.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-323881>

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.

RENÉ HANTKE¹ und GERHART WAGNER²

Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland

Erster Teil: Östliches Oberland bis zur Kander

Mit einer Karte 1:100 000

Inhaltsübersicht

| | |
|--|-----|
| 1. Einleitung..... | 108 |
| 2. Aare-Gletscher im Haupttal: Oberhasli, Briener und Thuner See | 111 |
| 2.1 Grimsel–Finsteraarhorngebiet | 111 |
| 2.2 Oberhasli–Briener See–Thuner See..... | 113 |
| 2.2.1 Oberhasli..... | 113 |
| 2.2.2 Der Querriegel des Chirchen..... | 113 |
| 2.2.3 Geissholz–Willigen | 115 |
| 2.2.4 Wilderswil–Gsteigwiler | 115 |
| 2.2.5 Spiez–Strättligen–Amsoldingen–Gurzelen..... | 116 |
| Stand 1: Münsingen | 117 |
| Stand 2: Jaberg-Wichtrach | 118 |
| Stand 3: Thun..... | 118 |
| 2.3 Rechtsseitige Zuflüsse | 120 |
| 2.3.1 Gadmer-, Gen- und Trifttal | 120 |
| 2.3.2 Hasliberg | 120 |
| 2.3.3 Die Transfluenz über den Brünig | 120 |
| 2.3.4 Brienergrat und Habkernthal..... | 121 |
| 2.4 Linksseitige Zuflüsse..... | 121 |
| 2.4.1 Gauligebiet–Urbachtal | 121 |
| 2.4.2 Rosenloui–Oltscheren–Giessbachtal..... | 121 |
| 3. Lüttschinentäler | 122 |
| 3.1 Mittelmoräne Schwarze/Weisse Lüttschine | 122 |
| 3.2 Tal der Schwarzen Lüttschine..... | 122 |
| 3.3 Tal der Weissen Lüttschine..... | 126 |
| 4. Kandertal und östliche Seitentäler | 126 |
| 4.1 Mittelmoräne Aare/Kander..... | 126 |
| 4.2 Kandertal..... | 129 |
| 4.3 Kiental | 130 |
| 5. Zusammenfassung | 130 |
| 6. Literatur und geologische Karten | 133 |

¹ René Hantke, Glärnischstrasse 3, CH-8712 Stäfa

² Gerhart Wagner, Im Baumgarten 10, CH-3066 Stettlen

1. Einleitung

In den letzten Stadien der ausgehenden Würm-Eiszeit, im «Spätglazial», war das Schweizer Mittelland zwischen Alpenrand und Jura eisfrei, doch die Gletscher lagen noch in den Alpentälern. Die klassische Quartärliteratur unterscheidet mit Stadienbezeichnungen aus den Ostalpen die Eisstände von Stephanskirchen–Bühl–Steinach–Gschnitz–Daun–Egesen. Im Bühl-Stadium reichten die grossen Gletscher noch an den Alpenrand; die Endlagen von Steinach, Gschnitz, Daun und Egesen liegen der Reihe nach weiter im Alpeninnern.

Für das Wallis haben BURRI 1974, WINISTORFER 1977 und AUBERT 1980 diese Stadien anhand der inneralpiner Moränen und Schotter untersucht. Da eine Homologisierung mit den Ostalpen-Stadien ungewiss ist, spricht BURRI vorsichtig von «stades des moraines anciennes, basses, intermédiaires» und «élevées». Die Moränen im Berner Oberland sind in zahlreichen lokalen Spezialarbeiten beschrieben worden: ARBENZ 1911, ADRIAN 1915, NUSSBAUM 1921, BECK 1922, 1928, BECK & GERBER 1925K, GÜNZLER-SEIFFERT 1933K, 1938K, GENGE 1955, 1956 u. a. Eine Übersicht über die Moränen des westlichen Oberlandes bis zum Kandertal findet sich in HANTKE 1972, eine solche für das ganze Oberland in HANTKE 1980.

Anhand der Moränen im Haupttal der Aare können die folgenden Gletscherstände (Zungenendstände) unterschieden werden: Thun (im weitesten Sinne), Interlaken, Meiringen, Guttannen, Handegg. Die Stände dürften sich wie folgt entsprechen:

| <i>in den Ostalpen (Inn-System)</i> | <i>im Wallis</i> | <i>im Berner Oberland</i> |
|---|-------------------------------------|--|
| Stephanskirchen, Bühl | «moraines anciennes» | Thun im weitesten Sinne (Münsingen)–Jaberg–Thun |
| Steinach | «moraines anciennes» | Interlaken |
| Gschnitz | «moraines basses» | Meiringen |
| Daun | «moraines intermédiaires» | Guttannen |
| Egesen | «moraines intermédiaires» | Handegg |
| Kleine Eiszeit | «moraines élevées» (historiques) | Kleine Eiszeit |

Zwischen den letzten spätglazialen Ständen (Egesen, ca. 10 000 Jahre vor heute) und der Kleinen Eiszeit (1600–1850 n. Chr.) finden sich noch Spuren von holozänen Vorstössen, die lokal etwas über den Stand der Kleinen Eiszeit hinausgereicht haben. Sie bleiben in der weiteren Betrachtung unberücksichtigt.

Die aufschlussreichsten Strukturen für die Ermittlung der jeweiligen Eisstände sind die Bildungen von Mittelmoränen. Diese hinterliessen sowohl an ihren Entstehungsorten (ihren Ansatzstellen) als auch an ihren Enden charakteristische

Strukturen. Mittelmoränen sind aber seit PENCK & BRÜCKNER 1901–1909, welche dem Schutttransport auf der Gletscheroberfläche gegenüber demjenigen am Grund nur eine geringe Bedeutung beigemessen haben, kaum mehr als solche wahrgenommen worden. *Endaufschüttungen* von Mittelmoränen hat WAGNER (1997, 2001, 2002 u.a.) mehrfach beschrieben. Einige Fälle von typischen Geländeformen an den *Ansatzstellen* von Mittelmoränen bei der Konfluenz zweier Gletscher hat HANTKE schon 1980 (S. 86, 243) beschrieben und später (2003 a, b, 2004) bei Aufnahmen für geologische Atlasblätter der Zentral- und Ostschweiz in grosser Zahl gefunden und systematisch kartiert.

Mittelmoränen sind also für das Auffinden von Gletscherständen in doppelter Hinsicht von Interesse: Ihre Ansatzstellen (MMA-Strukturen) zeigen jeweilige Höchststände der Eisoberfläche in den Firngebieten an, ihre Endaufschüttungen (MME-Strukturen) die Lage des Eisrandes in den Tälern, sei es am Ende (terminal) oder am Rande (lateral) der Gletscherzunge. Bei kleinen Gletschern kann die MMA- direkt in die MME-Struktur übergehen.

Da sich der Eisstrom aus dem Berner Oberland aus vielen Teilgletschern zusammensetzte, ist mit einer grossen Zahl von Mittelmoränen zu rechnen. Ein aus n Teilgletschern entstandener Eisstrom besitzt $n-1$ Mittelmoränen. Allein die grösseren Täler des Oberlandes (Hasli-, Urbach-, Gadmer-, Trift- und Gental, Rosenlauri, Giessbachtal, Lüttschinentäler, Habkerntal, Kien-, Kander-, Engstligen-, Diemtig- und Simmental) lieferten ein gutes Dutzend Gletscher. Die meisten von ihnen setzten sich aus kleineren Teilgletschern zusammen und besaßen ihrerseits schon Mittelmoränen.

Selbst in den Höchstständen der Eiszeit wurden die alpinen Firnfelder, im Gegensatz zu den arktischen und antarktischen Inlandvereisungsgebieten, vom Gebirge noch weit überragt. So war die Voraussetzung für das Anfallen von Randschutt und damit für die Entstehung von Mittelmoränen zu allen Zeiten erfüllt. Die höchsten Schriffe des eiszeitlichen Aare-Gletschers liegen im Grimselgebiet um 2600 m, teilweise sogar auf über 3000 m; die höchsten Gipfel und Kämme reichen aber bis über 4000 m (Finsteraarhorn 4274 m, Schreckhorn 4078 m).

Da sich zwei oder mehr Mittelmoränen im Verlaufe des Eisflusses vereinigen und grössere Stränge bilden können, sind MMA- weit zahlreicher als MME-Bildungen. MMA-Strukturen zeigen nach rückwärts oft Spuren der beiden primären Seitenmoränen, aus denen sie entstanden sind. Andererseits können Mittelmoränen, die seitlich ausufernd, zu sekundären Seitenmoränen werden, die sich über längere Strecken als solche fortsetzen. Mittelmoränenbildungen sind im Allgemeinen mächtiger als Seitenmoränen, führen sie doch das Schuttgut von je zwei ursprünglichen Seitenmoränen. Vereinigen sich gar mehrere Mittelmoränen zu einem Strang, so führen sie das Material von vier oder noch mehr primären Seitenmoränen.

Die MME-Strukturen der älteren würmzeitlichen Stadien liegen weit ausserhalb der Alpen und sind nicht Gegenstand der vorliegenden Studie. Dagegen liegen die MMA-Strukturen aller Stadien, auch diejenigen der eiszeitlichen Maximal-



Abbildung 1: Der Unterengadiner-Gletscher entsteht aus Finsteraar- und Lauteraar-Gletscher (Finsteraarhorn links, Lauteraarhorn rechts oben). Die beim Abschwung unter Bildung einer Y-förmigen MMA-Struktur entstehende Mittelmoräne wird gletscherabwärts zur linksseitigen sekundären Seitenmoräne. Der Lauteraargletscher erreicht das Zungenende nicht: Seine rechte Seitenmoräne wechselt auf die äußerste linke Seite des Unterengadiner-Gletschers. Der Finsteraar-Gletscher führt auf seiner rechten Seite schon vor dem Abschwung einen aus mehreren Mittelmoränen hervorgegangenen sekundären Seitenmoränenstrang. Zwischen der vollständig schuttbedeckten Gletscherstirn und dem Grimselsee hat sich eine «Buckelmoränen-Landschaft» gebildet. Foto © Schweizer Luftwaffe 9.8.1971.

stände, naturgemäss im Alpeninnern. Gerade das Würm-Maximum und frühere, noch höhere Eisstände können sich durch MMA zu erkennen geben (HANTKE 2004).

Die vorliegende Studie basiert auf jahrzehntelangen Beobachtungen und Beggehungen beider Autoren, im Hasligerbiet oft begleitet und geführt von Jakob Saurer in Innertkirchen, sowie auf der Auswertung von Literatur und geologischen Karten. Geologische Atlasblätter 1:25 000 existieren im bearbeiteten Gebiet bisher nur für die Landeskarten Lauterbrunnen, Grindelwald, Gemmi und Adelboden. Auf der beigefügten Übersichtskarte 1:100 000 sind die MMA- und MME-Bildungen sowie die grösseren Seiten- und Endmoränen dargestellt. Weder Text noch Karten erheben Anspruch auf Vollständigkeit. Nicht alles Wünschbare konnte ausgeführt, nicht alle Strukturen konnten begangen werden; Fehlinterpretationen lassen sich daher bei dem weiträumigen Unternehmen nicht ausschliessen. Weitere Untersuchungen, insbesondere über den genauen Geröllinhalt der MME-Strukturen, sind unerlässlich. Zu sedimentologischen und chronologischen Problemen bringt die vorwiegend morphologische Arbeit keine neuen Erkenntnisse.

2. Aare-Gletscher im Haupttal: Oberhasli, Briener und Thuner See

2.1 Grimsel–Finsteraarhorngebiet (LK 1230 Guttannen, 1250 Ulrichen)

Eine der markantesten aktuellen Mittelmoränen des Berner Oberlandes, schon um 1840 durch Agassiz' «Hôtel des Neuchâtelois» berühmt geworden, ist diejenige auf dem Unteraar-Gletscher (*Abb. 1*). An ihr lassen sich einige Gesetzmässigkeiten der Mittelmoränen-Dynamik trefflich studieren. Die Mittelmoräne entsteht dort, wo sich Lauteraar- und Finsteraar-Gletscher beim Abschwung zum Unteraar-Gletscher vereinigen. Sie verläuft von dort vier Kilometer weit als breiter Schuttstrang auf dem Eis, nähert sich mehr und mehr dem linken Zungenrand und wird, da der schwächere Lauteraar-Gletscher das Zungenende des Unteraar-Gletschers nicht erreicht, zur sekundären linken Seitenmoräne. Dadurch gelangt der rechtsseitige Schutt des Lauteraar- auf die linke Seite des Unteraar-Gletschers. Solche «Seitenwechsel» ereignen sich überall dort, wo ein schwächerer mit einem stärkeren Gletscher eine Mittelmoräne bildet: Die rechte Seitenmoräne des schwächeren Gletschers wechselt auf die linke Seite des vereinten Eisstromes, ein Vorgang, der als Translateration bezeichnet werden kann.¹

¹ Dieser Vorgang spielte eine entscheidende Rolle beim eiszeitlichen Rhone-Gletscher: Da die rechtsseitigen Zuflüsse und selbst der namengebende Gletscher aus dem Goms viel schwächer waren als diejenigen aus den südlichen Tälern, wurden sie von diesen zur Seite gedrängt und endeten wohl schon im Wallis. Die Mittelmoränen der südlichen Gletscher kamen dadurch auf die rechte Seite des Eisstromes zu liegen und flossen ins schweizerische Mittelland. Dadurch erklärt sich, dass das Rhone-Erratum im ganzen Mittelland aus den südlichen Walliser Tälern stammt.

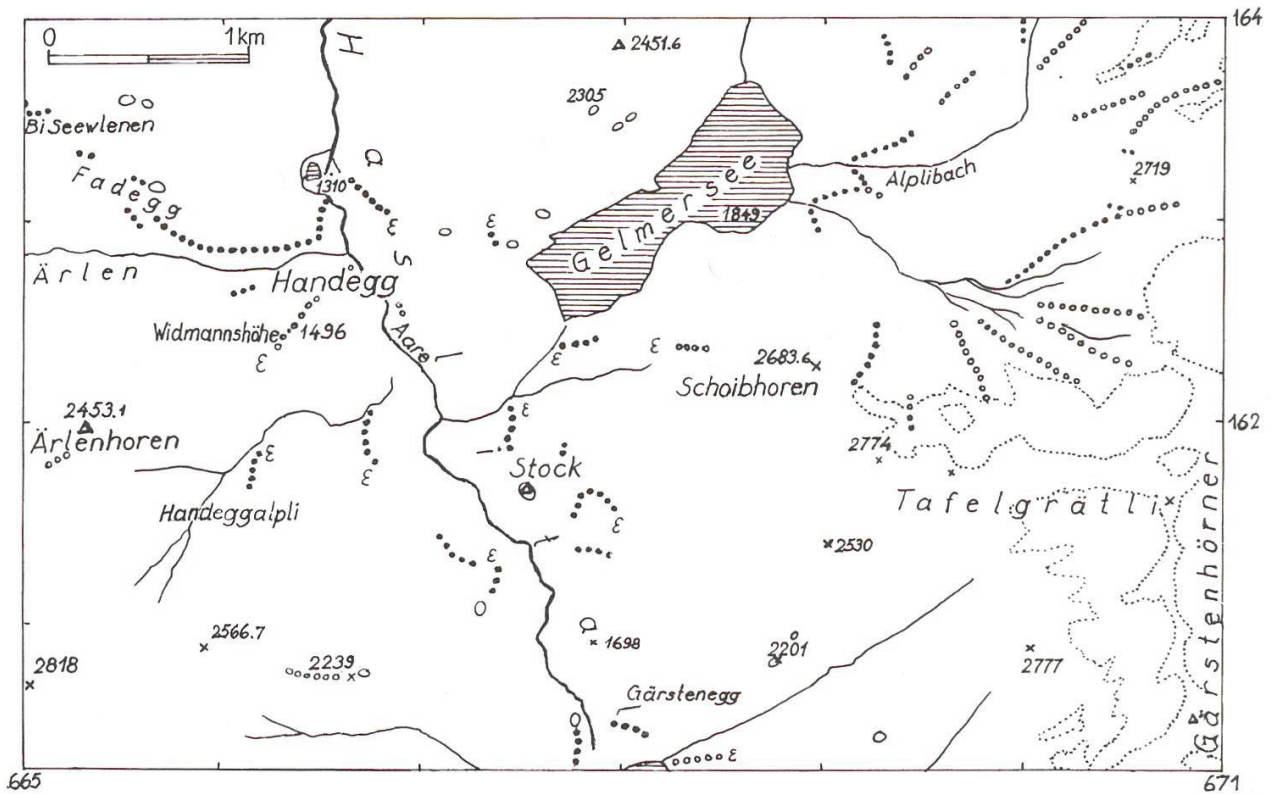


Abbildung 2: Späteiszeitliche und historische Moränen im Gebiet Handegg–Gelmersee. Seitenmoränen punktiert, Mittelmoränen «geringelt». ε = Handegg-Stadium. Holozäne Moränen und solche der Kleinen Eiszeit ohne Bezeichnung. LK 1230 Guttannen.

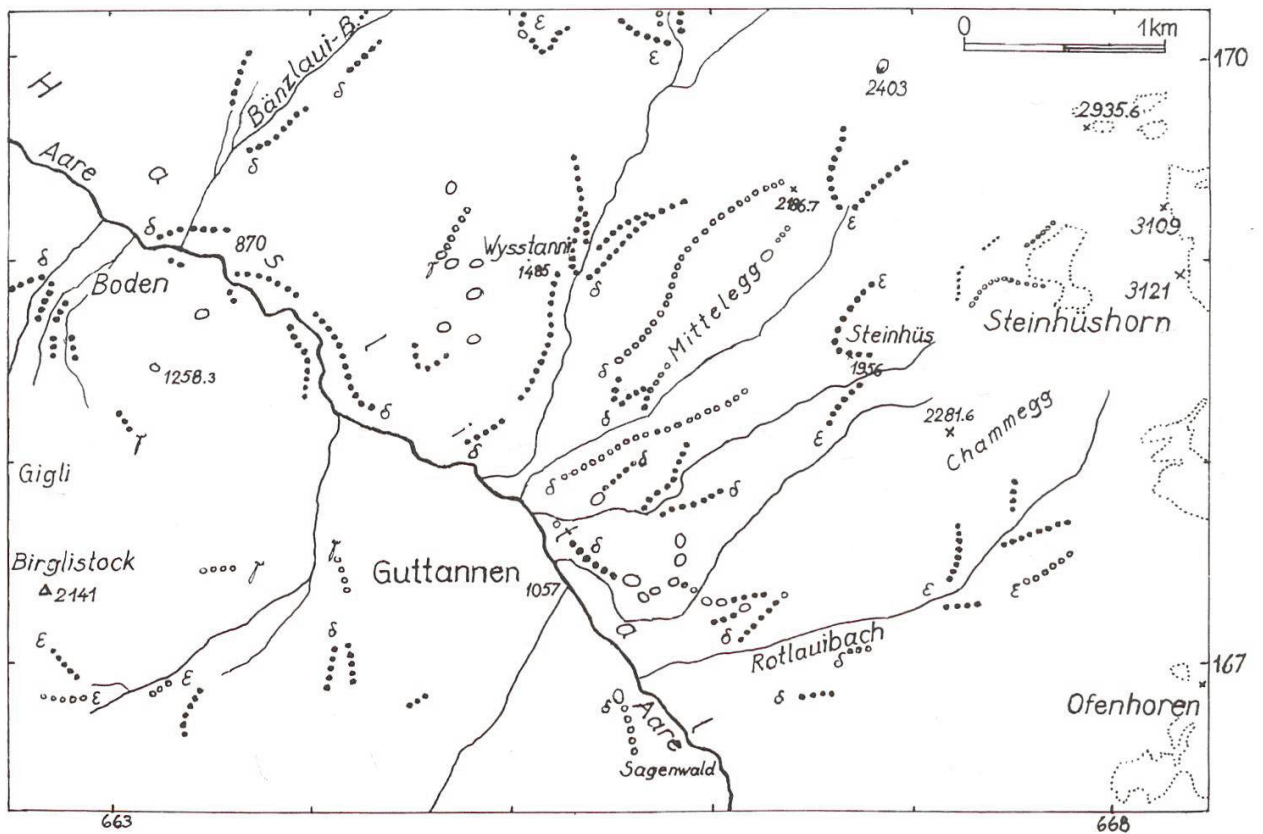


Abbildung 3: Späteiszeitliche und historische Moränen im Gebiet Guttannen. Seitenmoränen punktiert, Mittelmoränen «geringelt». δ = Guttannen-Stadium, ε = Handegg-Stadium. LK 1230 Guttannen.

In der «Kleinen Eiszeit» endete der Unteraar-Gletscher auf dem heute vom Grimsensee überfluteten Aarboden und schüttete dort mit seiner Mittelmoräne grössere Hügel (FREY 1921, S. 105). Damals hatte sich auf Zinggenwang noch eine Mittelmoräne zwischen Unteraar- und Oberaar-Gletscher gebildet.

Auf dem Nägelisgrätli belegen Moränen zwischen P. 2539 und dem Grätlisee P. 2661 eine Mittelmoräne zwischen Aare-Eis vom Gästengrat und Rhone-Eis. Solches transfluerte noch bis zum Guttannen-Stadium über die Grimsel zum Aare-Gletscher.

2.2 Oberhasli–Brienzer See–Thuner See

2.2.1 Oberhasli (Abb. 2 und 3, LK 1230 Guttannen)

Die Zungenendstände von Handegg und Guttannen sind beim Elektrizitätswerk Handegg und an den Hängen von Guttannen gegen Boden je beidseits der Aare durch stirnnahe Seitenmoränen dokumentiert. Eine Mittelmoräne, die sich zwischen dem Aare-Gletscher und dem Zufluss aus dem Wachtlammgraben gebildet hat, liegt im Sagenwald 1 km SE von Guttannen.

Höchste MMA westlich der Aare liegen bei P. 2239 am Alplistock-Ostgrat, östlich der Aare am W-Grat des Schoibhoren auf 2200–2260 m. Weitere hoch gelegene Moränen, teils als MMA, teils als MME von ausufernden Mittelmoränen zu deuten, finden sich am rechten Talhang bei Wysstanni P. 1485, Steinhüs P. 1956 und an der Felsbastion P. 2186.7, am linken Talhang W von Boden bei Furggisegg P. 1278.8.

2.2.2 Der Querriegel des Chirchen (Abb. 4, LK 1210 Innertkirchen, MÜLLER 1938)

Zwischen Innertkirchen und Meiringen stellte sich mit dem Felsriegel des Chirchen dem Eisfluss ein gewaltiges Hindernis entgegen. Dieses ist in doppelter Hinsicht von theoretischem Interesse, widerspricht es doch zwei umstrittenen Doktrinen: der Vorstellung der «glazialen Übertiefung»² und derjenigen des Schutttransportes am Gletschergrund. Wäre das Haslital durch den Gletscher eingetieft («ausgeräumt») worden, so hätte kein solcher Riegel Bestand haben können; und hätte der Gletscher Gesteinsmaterial hauptsächlich am Grunde transportiert, so müsste sich die Grundmoräne am Chirchen gestaut und eine «Rampe» gebildet haben. Aber nichts dergleichen lässt sich finden. Der Chirchen wurde vom Eis, sobald es mächtig genug war, überflossen, Mittelmoränen und weiteres Obermoränenmaterial lagen *auf* dem Eis und konnten im Meiringen-Stadium *auf* dem Chirchen und weiter nordwestlich abgesetzt werden. In den Warmzeiten hat die

² Bei Bohrungen im Becken von Innertkirchen mit Tiefen bis 52 m wurde der Felsgrund nicht erreicht. Im Thuner See vor Spiez liegt der Felsgrund 400 m unter dem Seespiegel, im Marzili bei Bern (nur dort wurde der Fels erbohrt) noch 266 m unter dem heutigen Talboden (KELLERHALS & ISLER 1983).

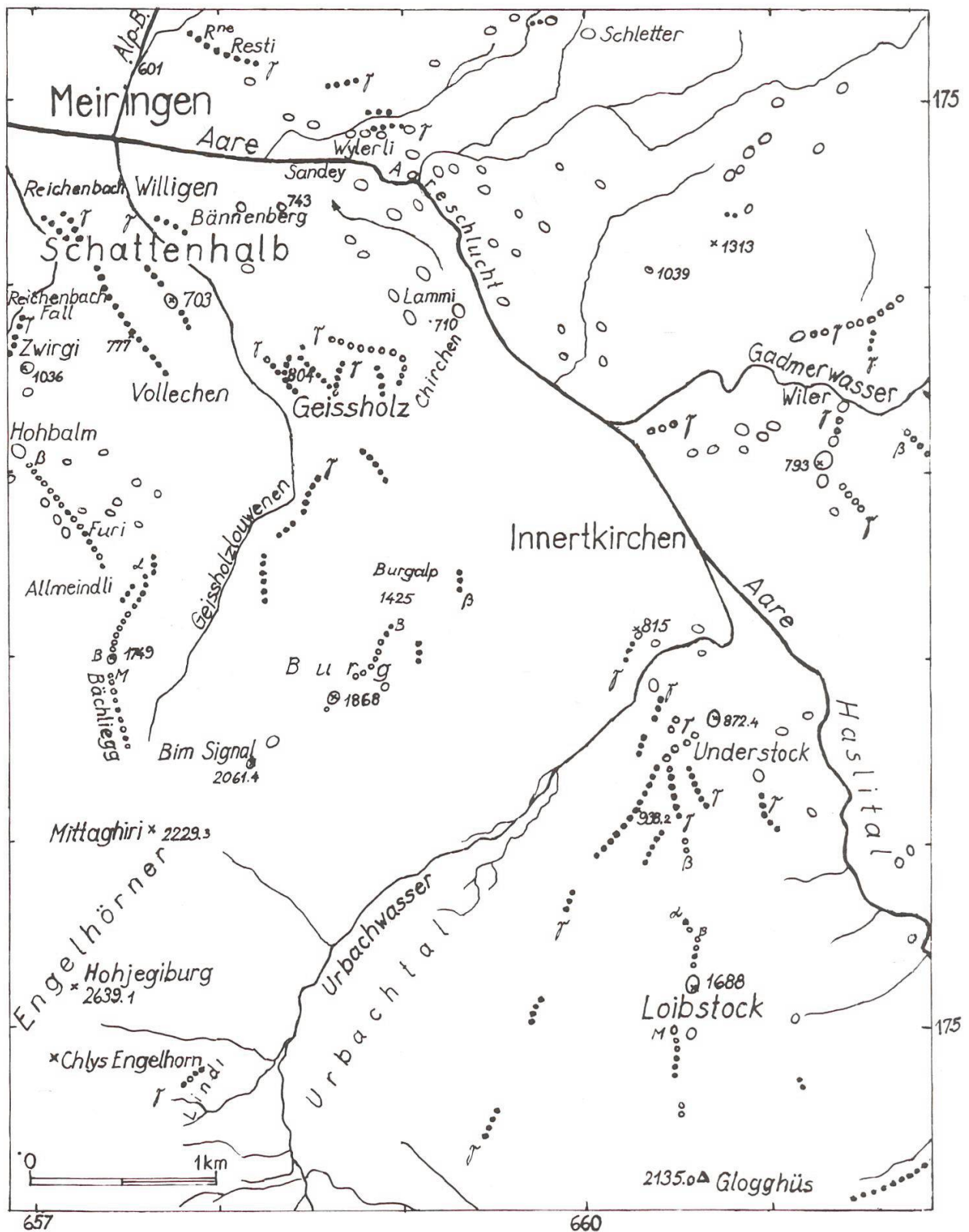


Abbildung 4: Späteiszeitliche und historische Moränen im Gebiet Meiringen–Innertkirchen. Seitenmoränen punktiert, Mittelmoränen «geringelt». Übrige Bezeichnungen wie in Karte 1:100 000. LK 1210 Innertkirchen.

Aare den Kirchen mehrfach schluchtartig durchschnitten. In den anschliessenden Eiszeiten wurden die Einschnitte durch Oberflächenschutt eingeschottert (HANTKE 1980, S. 385, HANTKE & SCHEIDEGGER 1993).

Die Unhaltbarkeit der Lehrmeinung, in den frühesten Eiszeiten wären durch «glaziale Übertiefung» die Alpentäler «ausgeräumt» und in den späteren Eiszeiten (nach einer «mittelpleistozänen Wende») durch dieselben Gletscher mit Grundmoränenschutt weitgehend aufgeschottert worden, wird hier besonders deutlich. Die existierende Übertiefung der Alpentäler muss auf tektonische und isostatische Vorgänge der spättertiären Gebirgsbildung zurückgeführt werden.

2.2.3 Geissholz–Willigen (Abb. 4, LK 1210 Innertkirchen, MÜLLER 1938)

Ein ausgedehntes System von Endaufschüttungen eines linksseitig ausufernden bzw. frontal auf Grund fahrenden Mittelmoränenstranges liegt im Gebiet Geissholz–Willigen. Es belegt das *Meiringen-Stadium*, welches nach der Mächtigkeit der Aufschüttungen von relativ langer Dauer gewesen sein muss. Vielleicht ruht es lokal sogar auf Moränen eines Vorstoss-Stadiums. Ein fast 1000 m langer Wall setzt bei Vollechen auf 800 m an und fällt über P. 777 zum Ausgang der Reichenbachschlucht. Parallel dazu verläuft ein kleinerer Wall von P. 703 gegen Willigen. Zwischen Geissholz und Lammi fuhr der Mittelmoränenstrang frontal auf den Querriegel des Kirchen und schüttete mehrere Wälle, deren Achsen in der Richtung des Haupttals verlaufen. Einige kurze Wälle mit Fliessrichtung S–N sind wohl auf den Eiszuschuss aus dem Tal der Geissholzlouwenen zurückzuführen. Rechts der Aareschlucht finden sich kleinere Moränenstrukturen bei Wylerli und gegen die Ruine Resti.

2.2.4 Wilderswil–Gsteigwiler (LK 1228 Lauterbrunnen, GÜNZLER-SEIFFERT 1933)

Ein grösserer Halt des zurückschmelzenden Haupttalgletschers ist auch im Gebiet von Interlaken–Wilderswil zu erkennen. Am Hang von Gsteig setzt eine Moränenstruktur ein, die sich gegen Gsteigwiler zu einem mächtigen, vom Talhang sich absetzenden Wall entfaltet (Abb. 5c). Sein Kamm liegt auf 670 m, rund 70 m über dem Talboden. Es handelt sich um eine starke, linksseitig ausufernde Mittelmoräne des Aare-Gletschers, der mit einer Seitenzunge ins unterste Lüttschental eingedrungen ist. Das Dorf Gsteigwiler nutzt die günstige Sonnenlage in der Mulde zwischen dem Talhang und der nach Süden gerichteten Front dieser ausgedehnten Moränenstruktur. Eine rückwärtige Fortsetzung der Gsteigwiler-Moräne ist in der schon von SEEBER 1911 erwähnten Moränenterrasse des Bömberg S von Bönigen zu erkennen.

Ein weiterer, von einer frontal auslaufenden Mittelmoräne des Aare-Gletschers gebildeter Wall befindet sich am Nordhang des Chlyne Ruuge. Er setzt, nach rückwärts ins Leere streichend, beim Kasthofer-Block in der Nähe des Wasserreservoirs ein und verläuft von dort 200 m gegen W. Seine rechte Flanke bildet den gegen Interlaken abfallenden Hang.

Der Lütshinen-Gletscher ist in diesem Stadium vom Aare-Gletscher auf die linke Talseite abgedrängt worden. Seine End- und ausufernden Mittelmoränen liegen im Büel W von Wilderswil und am Westhang des Chlyne Ruuge.

2.2.5 Spiez–Strättligen–Amsoldingen–Gurzelen (Abb. 6, LK 1227 Niesen, 1207 Thun, BECK & GERBER 1925)

Westlich des unteren Thuner Sees beginnt bei Faulensee eine weiträumige Moränenlandschaft, die sich über Spiez–Strättligen ins Gebiet von Amsoldingen–Wahlen–Gurzelen und das etwas höher gelegene von Höfen–Längenbühl fortsetzt. SCHLÜCHTER (1982, S. 3) zählt sie «zu den interessantesten Gebieten schweizerischer Eiszeitforschung». NUSSBAUM 1921 (S. 79) beschreibt diesen ganzen, gut 15 km langen Komplex unter dem Titel «das Mittelmoränengebiet», in welches er auch noch die Moränen um Kirchdorf und auf dem Belpberg einbezieht: «Dem tafelförmigen Belpberg ist eine überaus mächtige Mittelmoräne aufgesetzt,

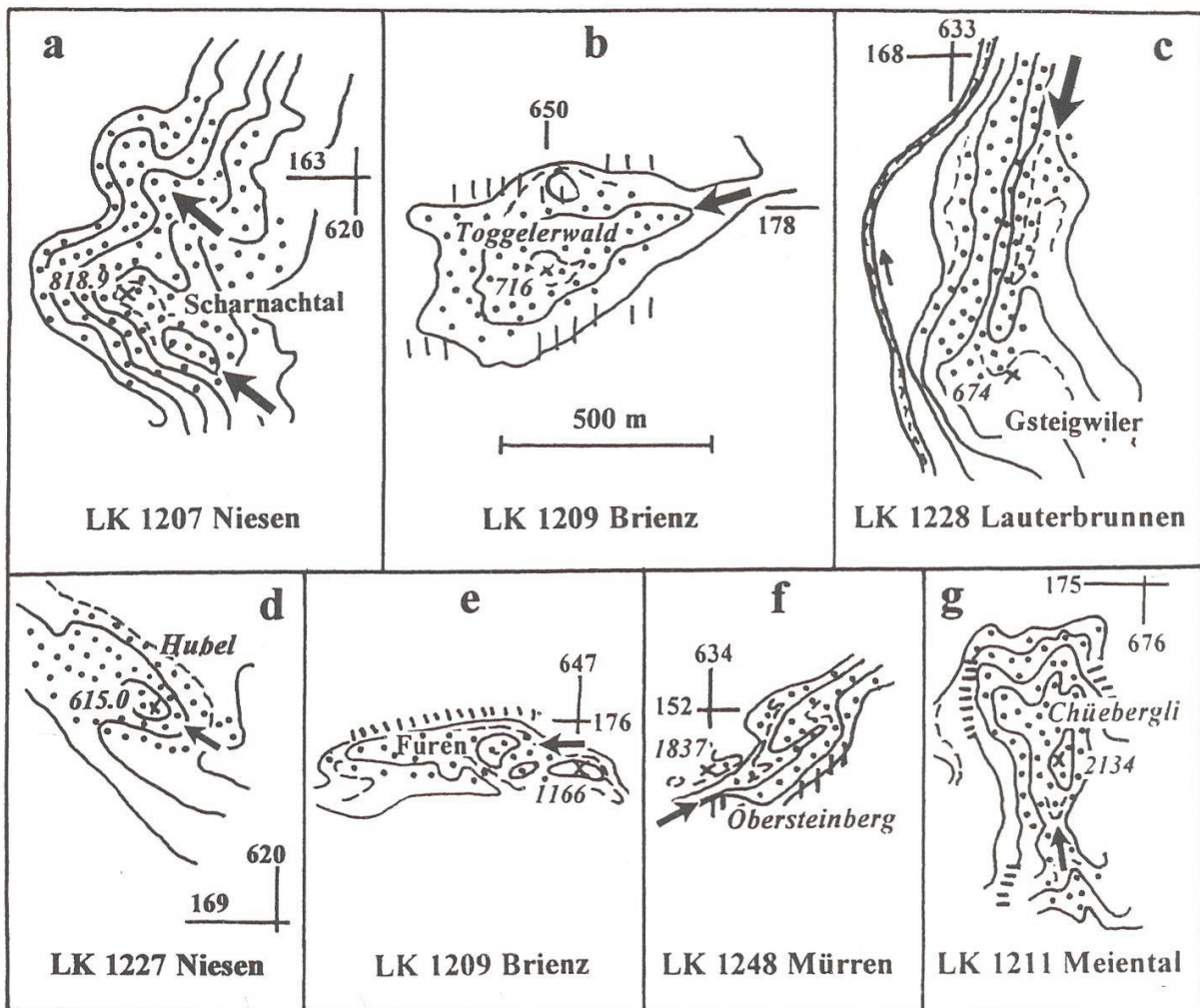


Abbildung 5: Beispiele von Mittelmoränen-Endaufschüttungen (MME-Strukturen): a terminal auf abfallendem Grund, b terminal auf horizontalem Grund, c–f lateral ausufernd, g MME unmittelbar an MMA anschliessend.

die in nahezu süd-nördlicher Richtung verläuft.» NUSSBAUM ordnet dem ganzen Gebiet sechs Würm-«Rückzugsphasen» zu (8. bis 13. Phase). Wir können diese Eisstände für unser Gebiet gesamthaft als das Alpenrand-Stadium bezeichnen. Es entspricht insgesamt dem PENCK'schen Bühl- und dem Stephanskirchen-Stadium, dem wohl bedeutendsten spätglazialen Gross-Stadium.³

Die von NUSSBAUM nicht näher bezeichnete «überaus mächtige Mittelmoräne» ist es, die uns im Zusammenhang mit diesem Gebiet beschäftigen muss. Aus den morphologischen Beziehungen ergibt sich, dass es sich in der Tat um Aufschüttungen eines einzigen mächtigen Mittelmoränenstranges handeln muss. Aus seinem Verlauf – Einsetzen bei Faulensee – lässt sich schliessen, dass es nicht die Aare/Kander-Mittelmoräne sein kann, wie BALTZER (1896) offenbar angenommen hat (vgl. Zitat S. 118), sondern eine Mittelmoräne aus den Lütschinentälern, sei es diejenige zwischen den beiden Lütschinen-Gletschern oder die zwischen Aare und Lütschine, oder ein Strang aus der Vereinigung von beiden. Sie setzte sich, nachdem sie bei Faulensee den Eisrand erreicht hatte, als mächtige linksseitige Ufermoräne fort, genau so, wie die heutige Mittelmoräne zwischen Finsteraar- und Lauteraar-Gletscher (*Abb. 1*) stromabwärts zur sekundären linken Ufermoräne wird und sich als solche noch kilometerweit fortsetzt.

In dem von NUSSBAUM 1921 sechs «Rückzugsphasen» zugeordneten linksseitigen «Ufermoränenkomplex» (SCHLÜCHTER 1980a) sind morphologisch wenigstens drei «Unterstadien» («Stadiale», «Stände») klar zu unterscheiden. Wir bezeichnen sie nach der mutmasslichen Lage des Zungenendes, das heute nur durch stirnnahe Seitenmoränen zu erschliessen ist, als Stände von Münsingen, Jaberg-Wichtrach und Thun (Stand 1, 2, 3 in *Abb. 6*).

Die Frage nach der zeitlichen Reihenfolge der drei Stände bleibt offen. Es ist aber wahrscheinlich, dass die Moränen des höheren Teilgebiets von Höfen–Längenbühl, die wir einem Münsingen-Stand zuordnen, analog den Münsingen-Schottern (BECK 1922) schon in einer früheren Würm-Phase oder sogar in einer früheren Kaltzeit entstanden sind.

Die drei Stände können kurz wie folgt charakterisiert werden (vgl. auch WAGNER 2002):

Stand 1: Im *Stand Münsingen* entstand auf relativ hohem Felsgrund eine markante Buckelmoränenlandschaft. Sie setzt an den präalpinen Felshängen des Zwieselbergs P. 833 an und erstreckt sich über Höfen–Längenbühl bis an den

³ SCHLÜCHTER (1976, S. 98ff.) spricht von «äusserst komplizierten Verhältnissen zwischen dem heutigen Zusammenfluss von Kander und Simme und der Talenge von Hani» und ordnet die dort aufgeschlossenen Sedimente zwei «Grossvereisungszyklen» zu: zwei Phasen der letzten Eiszeit (Würm I und Würm II, dazwischen die «Spiezer Schwankung» von BECK 1933) und zwei Phasen der vorletzten Eiszeit (Riss I und Riss II). Unser Stand 1 ist in dieser Einteilung vermutlich dem Würm I, Stand 2 und 3 sind Würm II zuzuordnen (Würm I endete nach SCHLÜCHTER etwa 48 000, Würm II etwa 13 000 Jahre vor heute). Die Riss-Stadien sind in der heutigen Oberflächenmorphologie nicht erkennbar.

Molassehügel Riedhubel P. 753 nördlich von Forst. Die bisher meist als Drumlins aufgefassten Kuppen erreichen Höhen von 660 bis 760 m.

Dass im Gebiet unter den würmzeitlichen Moränen und Schottern ältere eiszeitliche Sedimente liegen, ist beim Kanderdurchstich zweifelsfrei zu erkennen (BECK 1922, 1928, HANTKE 1959, SCHLÜCHTER 1976). Dies erklärt sich zwangslos dadurch, dass der Zubringer des Gesteinsmaterials, der Mittelmoränenstrang, bei allen Eisvorstössen einen ähnlichen Verlauf genommen hat («Re-Iteration» der Mittelmoränen).

Stand 2: Im Stand *Jaberg-Wichtrach* entstand als imposanteste Einzelstruktur der Wall von Strättligen, welcher der Kander den Abfluss in den Thuner See vor dem Kanderdurchstich (1714) versperrte. Er wurde schon von BALTZER 1896 (S. 73) als Mittelmoräne erkannt: «*Eine prachtvolle Mittelmoräne... ist die, welche von Allmendingen am Thunersee gegen den Kandereinschnitt, Einigenwald und Aeschi zu verläuft. Sie trägt den Strättligthurm und ist weithin vom See sichtbar.*» Nach rückwärts lässt sich der Wall von Strättligen vom Kanderdurchstich über die Wälle im Einigenwald mindestens bis zu dem Quereinschnitt südlich von Riederer verfolgen. Jenseits dieses Einschnitts führen die Buckelmoränen im Rustwald und die Moränenhügel bei Chorenweidli und Leimeren W von Spiez zu den Wällen des Standes von Thun. Nach vorwärts, westlich des Durchstichs, entsteht in der Fliessrichtung eine 10 km lange, sich allmählich verbreiternde eigentliche Mittelmoränen-Landschaft mit Kuppenhöhen von 600 bis 670 m. Sie wurde von der Kander im heutigen Glütschbachtal schief durchschnitten und teilweise abgetragen. Rechts vom Glütschbach blieb in der Verlängerung des Walls von Strättligen nur das heute von der Autobahn durchquerte Moränengebiet im Burgerwald bis zum Haslimoos erhalten, und als isoliertes Relikt ist bei Thierachern der Räbberg mit P. 603 stehen geblieben. Links vom Glütschbach bilden Mittelmoränen-Aufschüttungen die Moränenlandschaft zwischen Amsoldingen und Gurzelen bis zum Quereinschnitt von Seftigen.

Der Geländecharakter des tieferen Niveaus von Stand 2 ist deutlich verschieden von dem des höheren von Stand 1 Höfen–Längenbühl: Während auf dem tieferen Niveau Amsoldingen–Gurzelen langgestreckte Hügel dominieren, welche die Fliessrichtung des Eises anzeigen, finden sich auf dem höheren Niveau mehr runde Hügel und solche mit quer verlaufender Achse. Dies kann durch den dort höheren subalpinen Molassegrund bedingt sein, dessen quer zur Fliessrichtung verlaufende Schichtkämme sich «durchpausen». Falls es sich dort, wie wir annehmen, um ältere eiszeitliche Sedimente aus Würm I handelt (siehe oben), sind diese Hügel zudem in Würm II nochmals vom Gletscher überfahren und gerundet worden. Ihre Bezeichnung als «Drumlins» kann stehen bleiben, wenn unter diesem Begriff auch eine Kategorie «Obermoränendrumlins» einbezogen wird, wie es HEIM 1919 (S. 262) vorgeschlagen hat.

Stand 3: Im *Stand Thun* uferte der Mittelmoränenstrang schon an den Hängen von Spiez und Faulensee aus, staute sich an den Felsriegeln Bürg P. 696 und Spiezberg P. 687 und schüttete die Moränen südlich und westlich von Spiez.

Am Kirchhügel von Faulensee und am Hubel P. 615.0 W von Faulensee (Abb. 5d und 7) ist besonders deutlich, wie die Wall-Achsen nach rückwärts (gegen den See) ins Leere streichen.

Neben diesem bedeutenden linksseitig ausufernden Mittelmoränenstrang muss der Gletscher in der Thuner See-Talung noch zwei weitere mächtige Mittelmoränen besessen haben, welche erst im Aaretal endeten. Sie lieferten in mehreren Kaltzeiten das Material für die Schottermassen im Raume Thungschneit–Oberwichtrach–Münsingen auf der rechten, von Uttigen–Jaberg–Thalgut auf der linken Seite des Aaretals (WAGNER 2002). Am rechtsseitigen Hang des Thuner Sees finden sich aus den Alpenrandstadien nur unbedeutende Moränenbildungen. Als Aufschüttung einer kleinen ausufernden Mittelmoräne, vielleicht zwischen Aare- und Lombach- oder zwischen Lombach- und Justis-Gletscher, ist der Schneckenbühl bei Oberhofen zu verstehen.

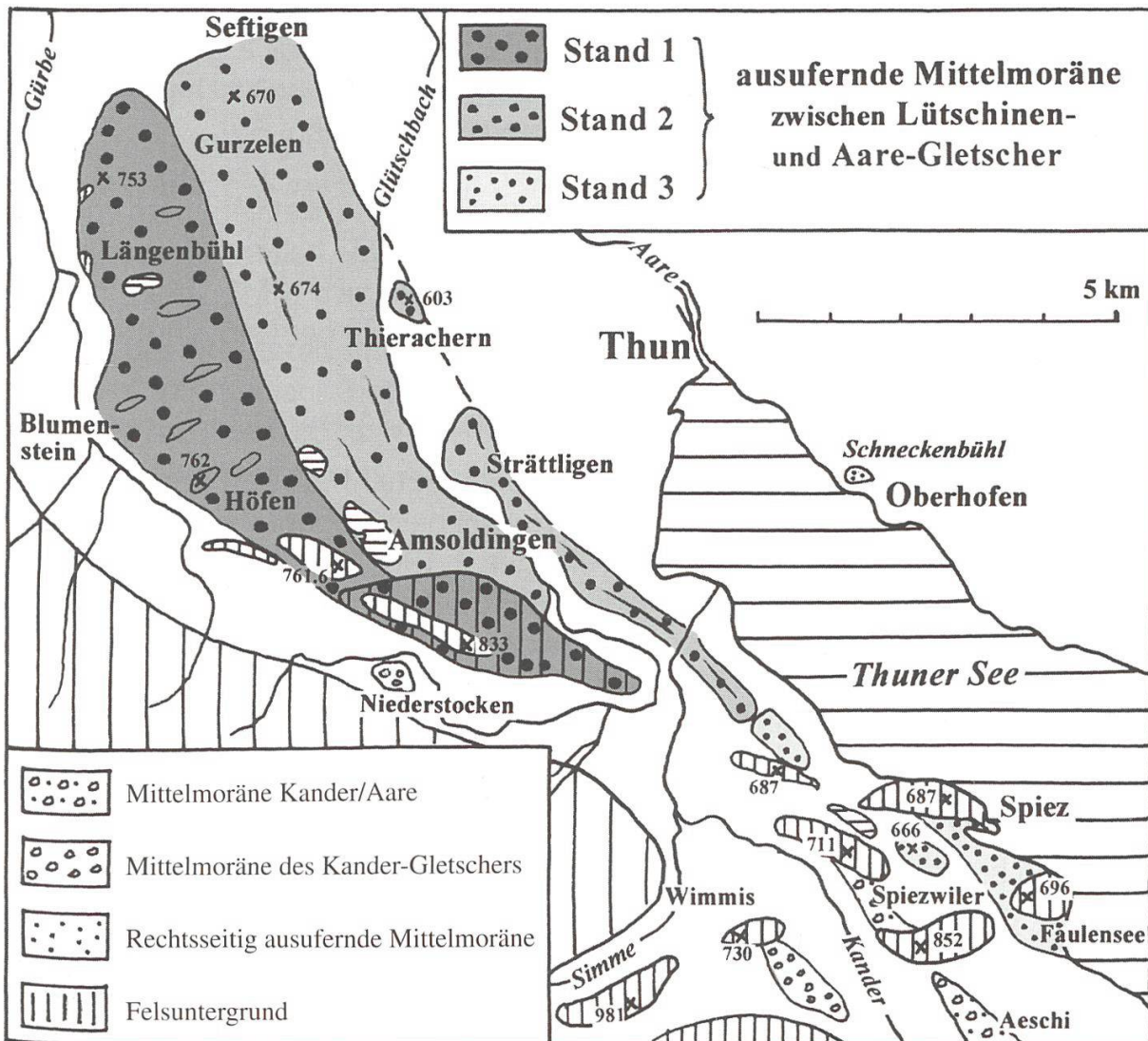


Abbildung 6: Die Mittelmoränen-Landschaft im Gebiet Spiez–Seftigen. Vgl. Text S. 10ff. (vgl. auch WAGNER 2002, Abb. 4, 5, 9).

2.3 Rechtsseitige Zuflüsse

2.3.1 Gadmer-, Gen- und Trifttal (LK 1210 Innertkirchen, 1211 Meiental, ARBENZ 1911)

Zwischen Gadmer- und Aare-Gletscher liegen höchste MMA-Andeutungen auf dem NW-Grat des Bänzlauistock bei 2000 m, markantere E von P. 1849.3 Pfaffenchof auf 1830 m. Zwischen Gadmer- und Trift-Gletscher zeigen sich die höchsten MMA am Sunnighorn auf 1950 m. Deutlicher sind solche auf 1720 m und bei P. 1501.8, endlich vor allem diejenigen, die im Schaftellauwald auf 1450 m einsetzen.

An dem vom Tällistock abfallenden, Gadmer- und Gental trennenden Grat liegen die höchsten MMA am Achtelsassgrätli auf gut 2000 m, tiefere zwischen 2000 m und 1900 m, um 1800 m sowie bei P. 1622 oberhalb der Ortflue. Noch im Ortswald ist bei der abgebrochenen Hütte Ort P. 1121.4 ein schöner, blockreicher MMA-Sporn zu finden (*Abb. 13f*). Zwischen Wenden- und Steingletscher reichen MMA am Grätli und bei Gschletteregg bis über 2100 m hinauf. Am Nordfuss des Bockberg hat sich in der «Kleinen Eiszeit» auf dem Chüebergli P. 2134 eine markante Mittelmoräne zwischen den beiden Zungen des Steingletschers gebildet. MMA und MME liegen hier unmittelbar hintereinander (*Abb. 5g*).

Im Gebiet Engstlenalp (*Abb. 8*) verlaufen bei Hiri, Arvenegg–Renen und P. 1887 markante MME-Strukturen von Mittelmoränen zwischen Lokalgletschern von den Wendenstöcken im S, Graustock und Schafberg im N. Sie halten teilweise bis ins hintere Gental durch. Weiter unten im Gental finden sich MME-Strukturen bei Under Graben–Schwarzental sowie ober- und unterhalb der Gentalhütten.

2.3.2 Hasliberg (LK 1209 Brienz, 1210 Innertkirchen, ARBENZ 1911)

Über dem Hasliberg finden sich zahlreiche ausgeprägte MMA-Strukturen, die sich zwischen den Lokalgletschern aus dem Einzugsgebiet Glogghüs–Planplatten gebildet haben, so bei Seemad P. 1863, Hääggen P. 1961 und an den Hängen von Hübschenboden auf der Mägisalp, bei Hinder der Egg P. 1765 und Vorder Stafel P. 1675 auf der Balisalp. Der schon von ARBENZ 1911 als Moräne kartierte Wall auf der Alp Gummen zwischen 1730 m und 1600 m ist als Mittelmoräne zwischen Lokaleis und dem Haupttalgletscher zu deuten.

2.3.3 Die Transfluenz über den Brünig (LK 1209 Brienz)

Über den breiten, nur 1000 m hohen Einschnitt des Brünig transfluerte noch im Stadium von Interlaken ein Teil des Aare-Eises in die Obwaldner Talung bis Giswil. Im Würm-Maximum floss Aare-Eis an der Seite der Gletscher aus der Zentralschweiz bis in den Nordteil des Kantons Luzern (HEIM 1919, Tafel X). Die Mittelmoränen zwischen den Gletschern aus Gen-, Gadmer- und Trifttal lagen wohl auf dem Brünigarm. Als das Aare-Eis die Brünighöhe nicht mehr erreichte, ufernten sie am rechtsseitigen Haupttalhang aus. Aufschüttungen von ausufernden Mittelmorä-

nen, wohl zwischen Trift- und Aare-Gletscher, finden sich bei Brünigen zwischen 820 m und 900 m und im Toggelerwald auf dem Kalkrücken des Ballenberg⁴ W von Brienzwiler auf 700 m (*Abb. 5b*).

2.3.4 Brienergrat und Habkerntal (LK 1209 Brienz, MICHEL 1922)

Vom Brienergrat und aus dem Habkerntal erhielt der Aare-Gletscher Zuschüsse, zwischen denen mancherorts steil abfallende MMA-Strukturen entstanden sind, so bei Müliberg S des Tannhorns auf 1300 m. Den bedeutendsten Zuschuss vom Brienergrat lieferte der Kessel der Planalp am Briener Rothorn. Eine höchste MMA zwischen ihm und dem Haupttalgletscher ist am Westgrat des Dirrengrind um 1750 m zu erkennen. Tiefere MMA liegen in den Wällen bei Egg und Flue SE von Husstatt um 1330 m.

2.4 Linksseitige Zuflüsse

2.4.1 Gauligebiet–Urbachtal (*Abb. 4*, LK 1210 Innertkirchen, 1230 Guttannen)

Die Mittelmoräne zwischen den Gletschern aus dem Urbach- und dem Haslital hinterliess höchste Ansätze (MMA) in der Ritzlihorn-Kette N des Glogghüs um 1950 m, tiefere auf 1760 m und am Nordgrat des Loibstocks (P. 1688). Im spätglazialen Stadium von Meiringen entstanden typische MMA-Strukturen am Ausgang des Urbachtals S von Understock von 1000 m bis unter 900 m. Auf der W-Seite des Urbachtals finden sich höchste Ansätze der Mittelmoräne zwischen Urbach- und Rosenloui-Gletscher in Rundhöckern mit Moränengut unterhalb Bim Signal (P. 2061) auf 2000 m. Tiefere MMA folgen um 1900 m auf der Burg und oberhalb des Rundhöckers P. 1868. Von 1770 m an abwärts liegt auf dem Grat ein fast kontinuierlicher MMA-Wall bis gegen Burgalp P. 1425. Im heute noch vergletscherten Gebiet des hinteren Urbachtals finden sich zahlreiche prächtige Mittelmoränen zwischen den einzelnen Teilgletschern aus der Kleinen Eiszeit.

2.4.2 Rosenloui–Oltscheren–Giessbachtal (*Abb. 4 und 9*, LK 1209 Brienz, 1210 Innertkirchen, MÜLLER 1938)

Zwei markante MMA-Strukturen finden sich zwischen der Burg am Nordende der Engelhorn-Kette und dem Ausgang des Reichenbachtals. Die höhere setzt auf der Bächliegg bei 1900 m ein und lässt sich im Wald N von P. 1749 bis auf 1600 m verfolgen. Die tiefere beginnt im Allmeindli-Wald auf 1470 m und zieht sich über Furi–Hohbalm (*Abb. 13c*) zwischen Rundhöckern bis unter 1350 m. Während die S–N-verlaufende Bächliegg als Mittelmoräne zwischen dem Rosenloui- und dem

⁴ Die 3 km lange, in ihrer E-Hälfte moränenbedeckte Malmkette des Ballenberg zwischen Balm und Brienzwiler ist eine bei der Platznahme der Wildhorn-Decke ausgescherte Felspartie. Die Abbruchzone zeichnet sich in den Felsen S und E der Riseten ab.

Lokalgletscher im Tobel der Geissholzlouwenen zu deuten ist – beide führten von den Felsen der Engelhörner viel Randschutt – ist die tiefere, SE–NW-orientierte Struktur von Hohbalm als MMA zwischen Rosenloui- und Aare-Gletscher zu erklären.

Am Brienerberg (*Abb. 9*) hinterliess eine ausufernde Mittelmoräne des Aare-Gletschers an zwei Stellen markante Strukturen: in dem bei P. 1247 ansetzenden Wall von Schwendi und in dem weit grösseren Wall von Furen P. 1166 N der Senke Teiffental (*Abb. 5e und 10*). Die Achsen beider Strukturen streichen nach rückwärts gegen die Riseten-Ausscherung ins Leere. In der axialen Verlängerung des Walls von Furen finden sich der rechtwinklig an die Giessbachschlucht stossende Wall zwischen Bramisegg und Spiss und westlich der Schlucht das Moränengebiet auf Schweibenalp. Dabei handelt es sich wohl immer um dieselbe ausufernde Mittelmoräne, die bei einem noch tieferen Eisstand auf die Felsterrasse bei Isch–Schwendi SE von Iseltwald auflied.

In den Einzugsgebieten von Reichenbach, Wandel-, Oltschi- und Giessbach finden sich zahlreiche MMA-Strukturen zwischen sich vereinigenden Lokalgletschern sowie zwischen diesen und dem Haupttalgletscher, so in dem auf 1370 m einsetzenden Wall am Wandelbach W von Iseltwald, auf der Bäregg N des Wandelhorns, auf dem Nordgrat des Axalphorns und in der Windegg (*Abb. 13d*) am NW-Grat des Tschingel.

3. Lüttschinentäler

3.1 Mittelmoräne Schwarze/Weisse Lüttschine (*Abb. 11, LK 1228 Lauterbrunnen, GÜNZLER-SEIFFERT 1933*)

Die Mittelmoräne zwischen den Gletschern der Schwarzen und der Weissen Lüttschine hat unmittelbar SE von Zweilüttschinen markante Strukturen hinterlassen (*Abb. 12 und 13a*). Höhere MMA-Bildungen dieser Mittelmoräne liegen an den nach SE aufsteigenden Waldhängen auf 1000–1100 m bei Usserschneit und auf 1500–1560 m. Eine MME-Struktur ist der markante Wall zwischen der Lüttschine und Rüti S von Gsteigwiler, den GÜNZLER-SEIFFERT 1933 als Bergsturz aufgefasst hat. Die MME-Bildungen im Büel W von Wilderswil und am Westhang des Chlyne Ruuge wurden bereits unter 2.2.3 erwähnt.

3.2 Tal der Schwarzen Lüttschine (*LK 1229 Grindelwald, GÜNZLER-SEIFFERT 1938*)

Am Hang unmittelbar N der Bahnstation Grindelwald-Grund liegt eine MME-Struktur zwischen Oberem und Unterem Grindelwald-Gletscher. Entsprechende MMA-Strukturen sind von Uf der Halten auf 1000 m bis auf die Pfingstegg-Terrasse P. 1391.5 als schwacher, ununterbrochener Geländevorsprung zu erkennen. Markanter ist die Mittelmoräne am Gegenhang zwischen den Lokalgletschern aus den Mulden von Bachsee (Faulhorn) und Grindel (Schwarzhorn):



Abbildung 7: Hubel zwischen Faulensee und Spiez als Beispiel einer lateral ausufernden Mittelmoräne (Abb. 5d). Die Pfeile zeigen die Auftreffstellen der Mittelmoräne.

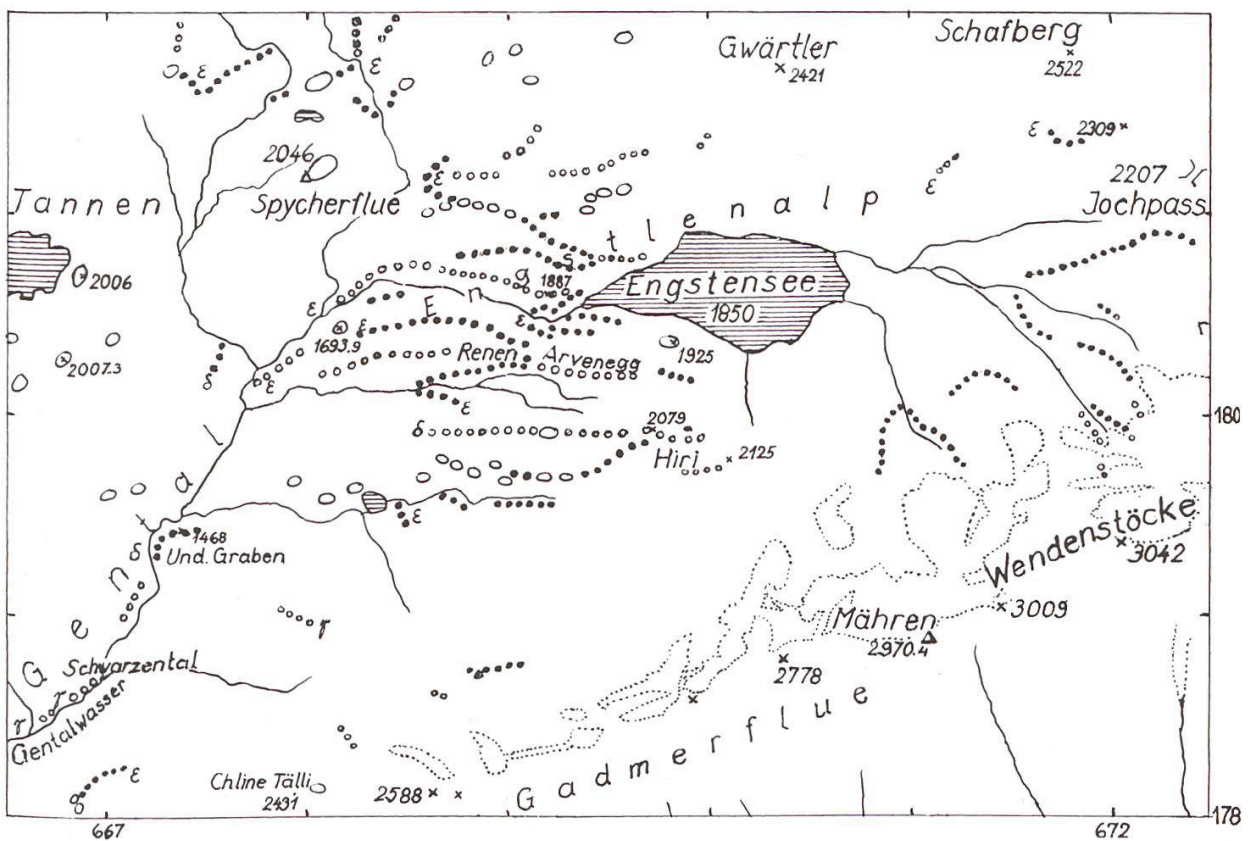


Abbildung 8: Späteiszeitliche und historische Moränen im Gebiet Engstlenalp. Seitenmoränen punktiert, Mittelmoränen «geringelt». Übrige Bezeichnungen wie in Karte 1:100 000. LK 1210 Innertkirchen.

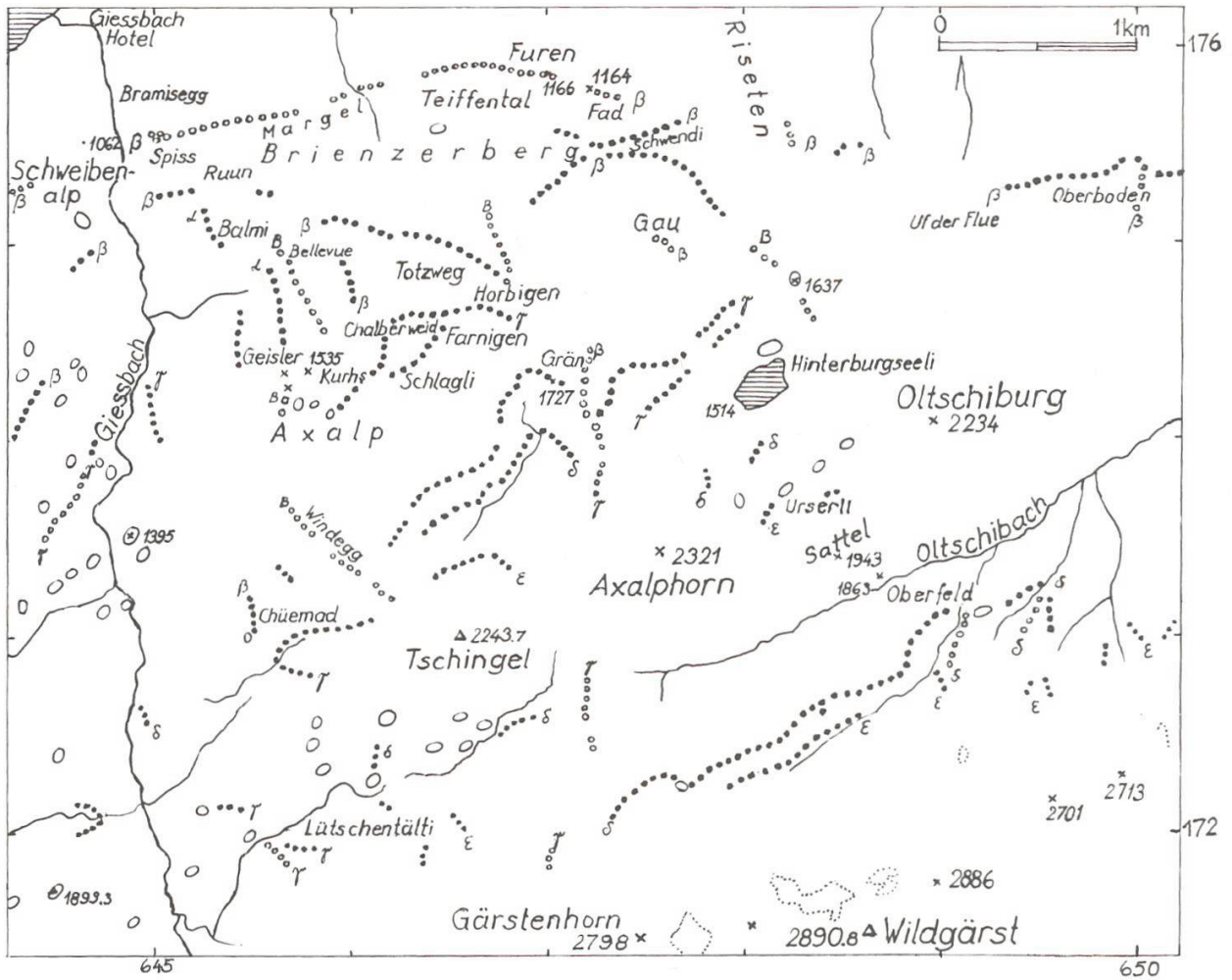


Abbildung 9: Späteiszeitliche und historische Moränen im Gebiet Brienzerberg–Axalp. Seitenmoränen punktiert, Mittelmoränen «geringelt». Übrige Bezeichnungen wie in Karte 1:100 000. LK 1209 Brienz.



Abbildung 10: Furen-Tiefental (Axalp) als Beispiel einer lateral ausufernden Mittelmoräne, die zur sekundären Seitenmoräne wird (Abb. 5e). Der Pfeil zeigt die Auftreffstelle der Mittelmoräne. Die Struktur streicht dort nach rückwärts ins Leere. Im Hintergrund links das Wilerhorn.

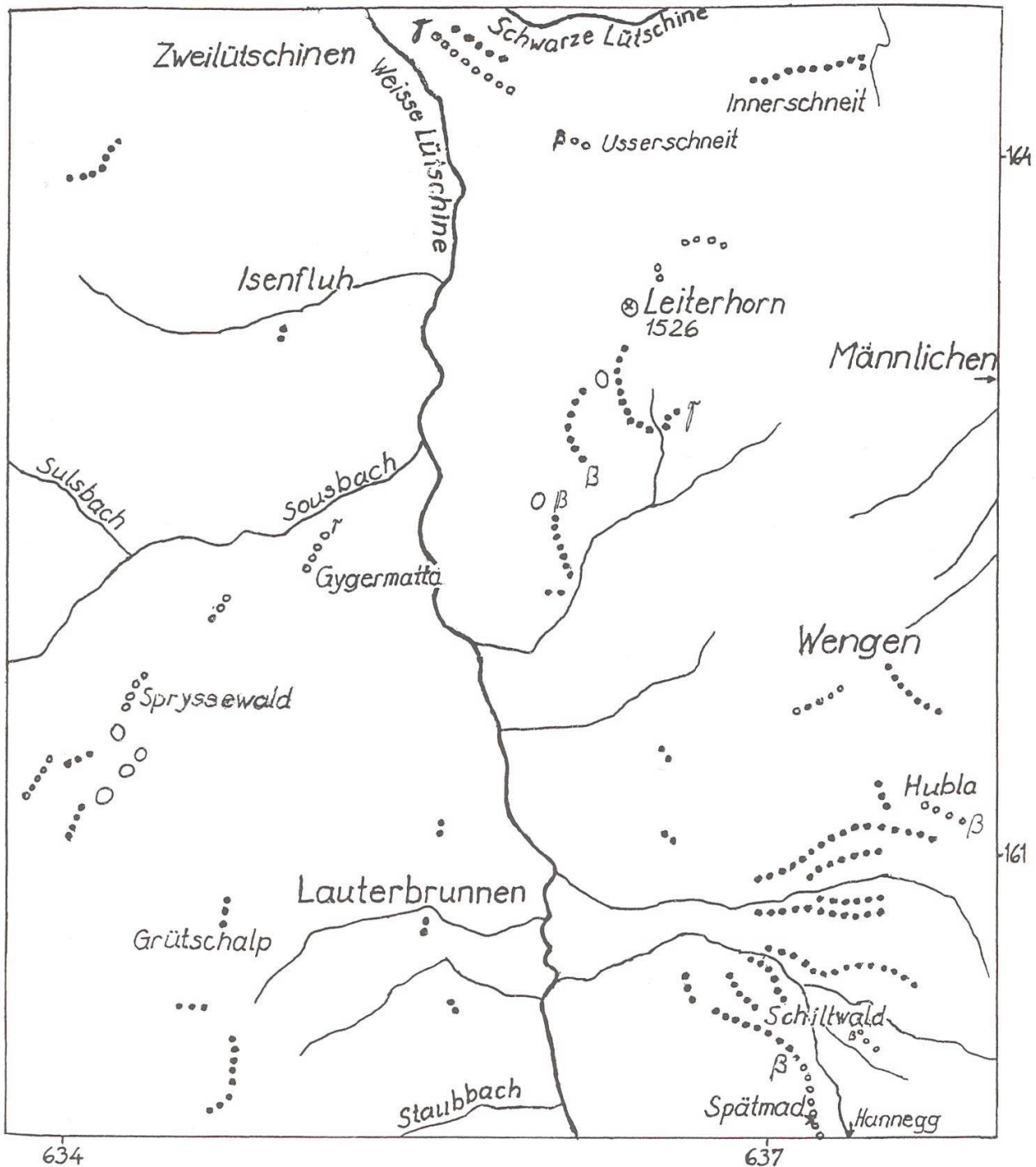


Abbildung 11: Späteiszeitliche und historische Moränen im vorderen Lauterbrunnental. Seitenmoränen punktiert, Mittelmoränen «geringelt». Übrige Bezeichnungen wie in Karte 1:100 000. LK 1228 Lauterbrunnen.

Sie zieht sich von 1600 m über Bort längs des Milibach über die Chrisegg bis auf 1300 m hinunter. Zahlreich sind MME-Strukturen sowie End- und Seitenmoränen von prähistorischen und historischen Stadien in den Waldgebieten vor dem Oberen und dem Unteren Grindelwald-Gletscher sowie zwischen den Lokalgletschern aus dem Einzugsgebiet der Kleinen Scheidegg an der Salzegg und zwischen solchen aus dem Gebiet Schynige Platte–Faulhorn: Sengg, Inner Blatti, Chüenbächli. Nacheiszeitliches Sturzgut verhindert an manchen Orten ihr Erkennen.

3.3 Tal der Weissen Lütschine (Abb. 14, LK 1228 Lauterbrunnen, 1248 Mürren, 1249 Finsteraarhorn, COLLET & PARÉJAS 1928, GÜNZLER-SEIFFERT 1933)

Das Einzugsgebiet der Weissen Lütschine reicht vom Eiger-Gletscher im Osten bis zum Tschingel-Gletscher im Südwesten und umfasst heute insgesamt zwölf Gletscher. Die Zahl der von ihnen in prähistorischen und historischen Stadien hinterlassenen Moränen aller Art ist enorm. Wir beschränken uns auf die Beschreibung einiger markanter Mittelmoränen.

Auf der linken Talseite liegt eine MMA-Struktur zwischen Sous- und Lütschine-Gletscher im Spryssewald zwischen 1600 und 1700 m. Zwischen Sefinen- und Tschingel-Gletscher bildete sich eine mächtige Mittelmoräne auf dem vom Spitzhorn über P. 1794 nach NNE abfallenden Grat bei Busenbrand (Abb. 13e). Ein tieferes Stadium dieser Mittelmoräne gibt sich bei Schwendi S von Stechelberg zu erkennen.

Auf der rechten Talseite liegt eine MMA zwischen Eiger- und Guggi-Gletscher bei Biglen P. 1734. Eine Mittelmoräne aus dem Jungfraugebiet ist auch der mächtige Wall von Hannegg–Spätmad zwischen 1500 m und 1400 m südlich von Wengen. Zwischen dem vereinten Eisstrom vom Jungfrau-Massiv und dem Haupttalgletscher sind nur bescheidene MMA-Ansätze an dem steilen Waldhang S der Trümmelbachschlucht zwischen 1350 m und 1070 m zu erkennen.

Im Talabschluss des Lauterbrunnentals sei die mächtige Oberhornmoräne hervorgehoben sowie die Moräne von Obersteinberg (Abb. 5f) als Beispiel einer seitlich ausufernden Mittelmoräne.

4. Kandertal und östliche Seitentäler

Der Eisstrom aus dem Kandertal umfasste die Teilgletscher aus dem Gastern-, Schwarzbach/Gemmi-, Üschene-, Öschinen-, Engstligen-, Kien- und Suldtal. Diese Zuflüsse setzten sich ihrerseits noch aus Teilgletschern zusammen und besaßen daher selbst schon Mittelmoränen.

4.1 Mittelmoräne Aare/Kander (Abb. 6, LK 1207 Thun, 1227 Niesen, 1228 Lauterbrunnen, ADRIAN 1915, BECK & GERBER 1925, GÜNZLER-SEIFFERT 1933)

An dem das Kandertal von der Thuner See-Talung trennenden Rücken von Aeschi kam der Kander- mit dem Aare-Gletscher in Berührung. Vom höchsten Kontakt auf Aeschialmi 1260 m lassen sich über Aeschiried–Aeschi–Hondrich bis in den Waldhügel mit P. 686 W von Spiezwiler mehrere Stadien dieser Mittelmoränen-Folge auffinden. BECK (1928, S. 313) vermeidet den damals nicht erlaubten Begriff «Mittelmoräne», räumt aber ein, dass der Höhenzug Aeschiried–Hondrich «*seine Entstehung und seine Erhaltung zweifellos dem Gegendruck des Aare-Gletschers (zum Kander-Gletscher) verdankt*». Dem würmzeitlichen Höchststadium entspricht

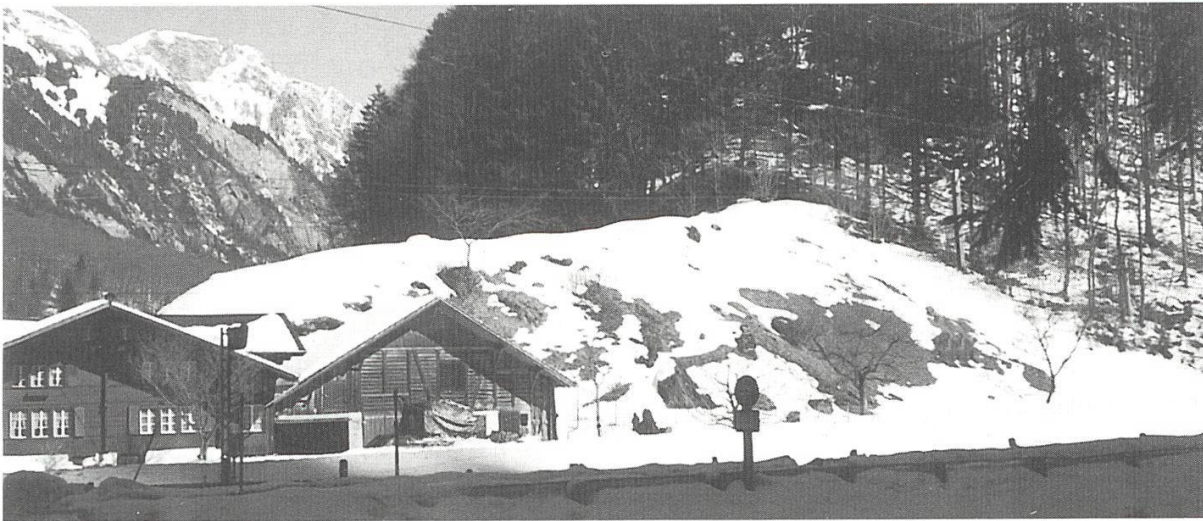


Abbildung 12: MMA-Struktur zwischen den Gletschern der Weissen und Schwarzen Lütschine bei Zweilütschinen. Links das Tal der Schwarzen Lütschine.

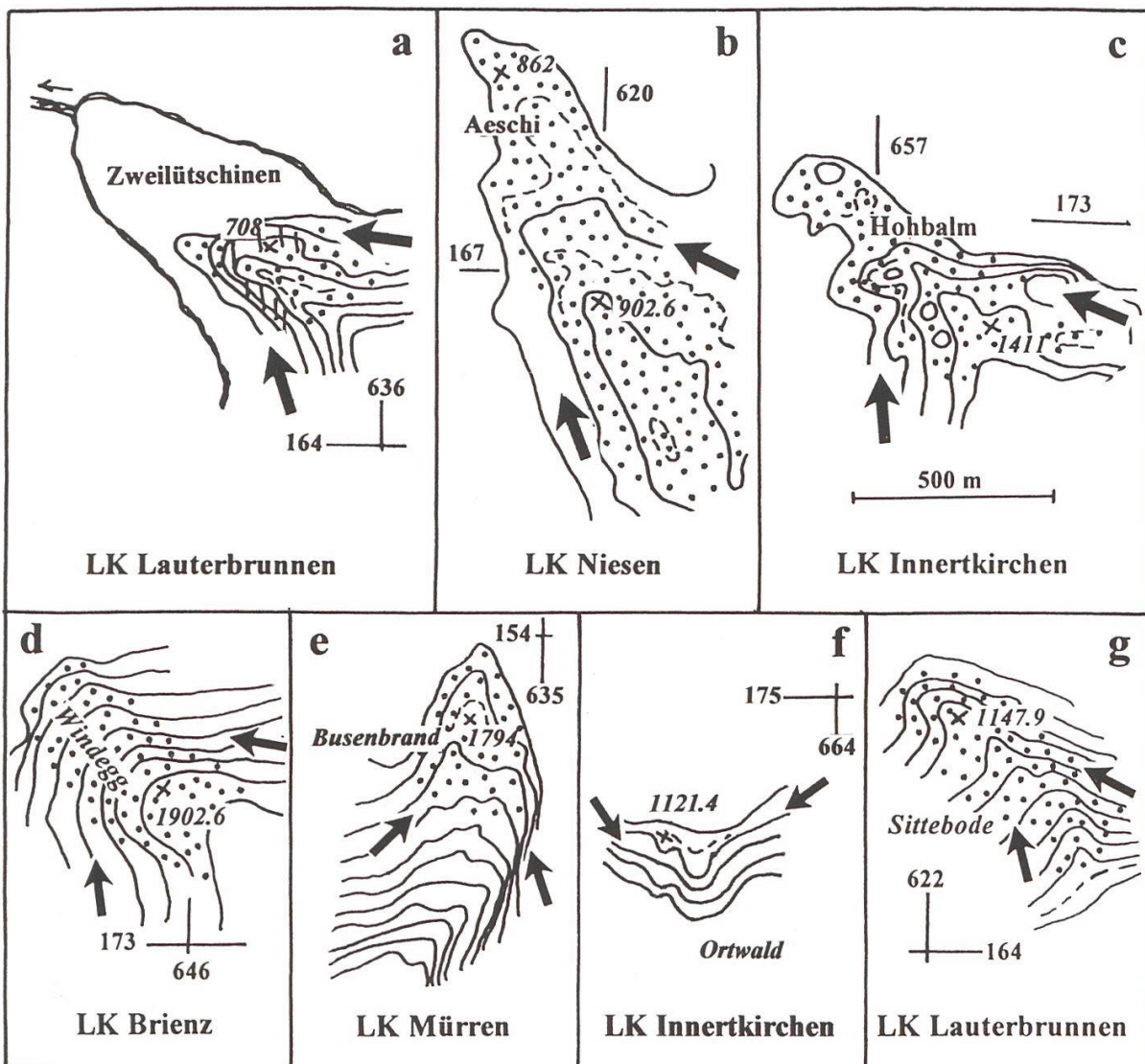


Abbildung 13: Beispiele von Mittelmoränen-Ansatzstellen (MMA-Strukturen). Erklärungen im Text.

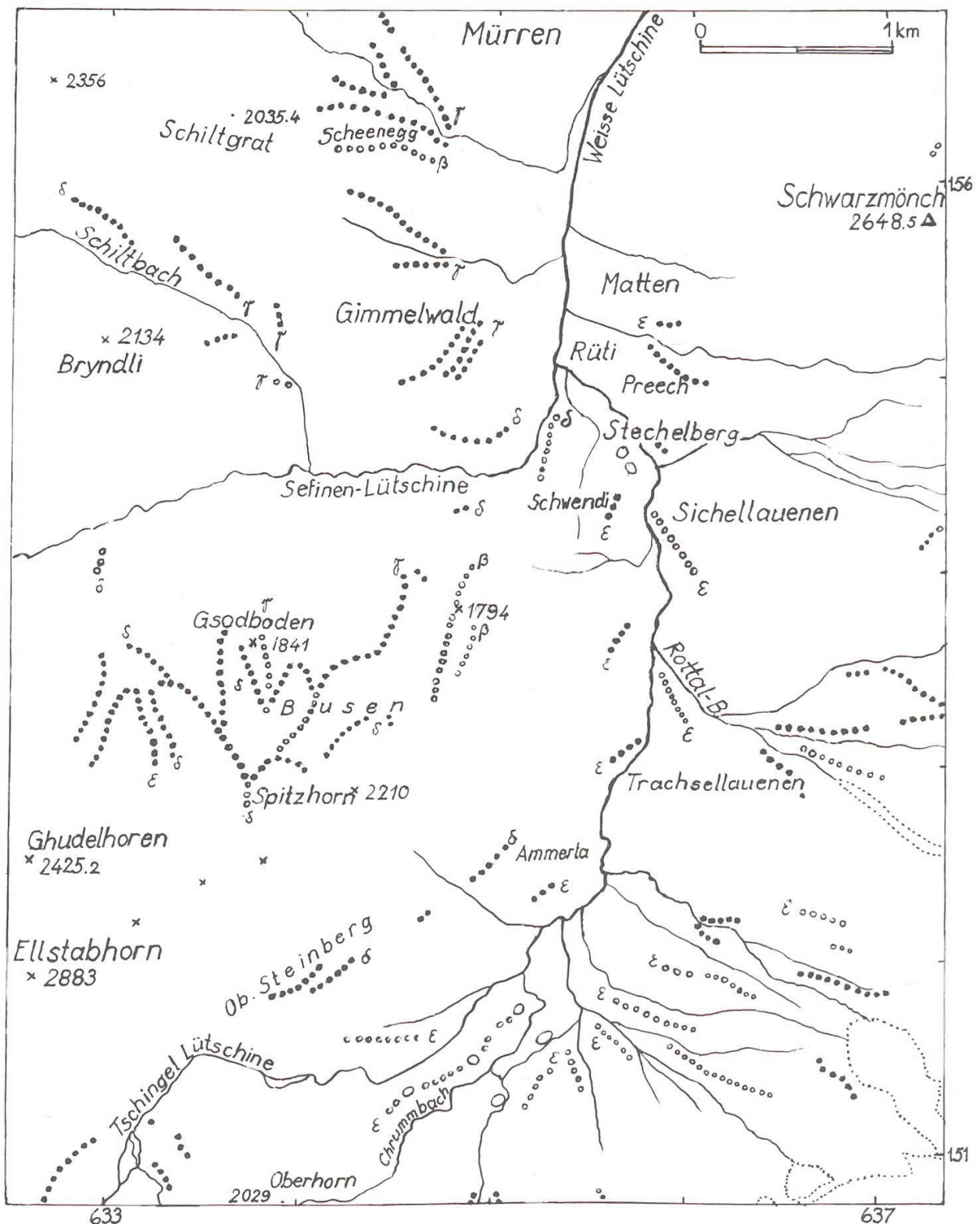


Abbildung 14: Späteiszeitliche und historische Moränen im hinteren Lauterbrunnental. Seitenmoränen punktiert, Mittelmoränen «geringelt». Übrige Bezeichnungen wie in Karte 1:100 000. LK 1248 Müren.

der von P. 1260 zu P. 1125 abfallende Grat der Aeschiallmi. Ein tieferer, wohl dem Bern-Stadium zuzuordnender Stand zeigt sich in den Wällen von Stoubacher, Wachthubel P. 941 und Sandgruebe unterhalb von 940 m. Der Sandgruebe-Wall lässt sich durch das Dorf Aeschi bis in die Umgebung von Hondrich auf 760 m verfolgen (*Abb. 13b*). Die tiefsten Aare/Kander-Berührungsstände sind in drei Moränenstufen zwischen den Felserhebungen des Hondrich- und des Spiezwilerwaldes (P. 851.8 bzw. 711) W von Spiezwiler zu sehen (vgl. *Abb. 9* und *11* in WAGNER 2002). SCHLÜCHTER (1980, S. 208) erwähnt «überdurchschnittlich hart gelagerte Grundmoräne» mit Mächtigkeiten bis über 20 m, die bei Spiezwiler erbohrt worden seien. Er weist aber (S. 204) auf die Unschärfe des Begriffs Grundmoräne hin. Es ist einleuchtend, dass dort schon in früheren Eiszeiten Mittelmoränengut liegen blieb, das durch spätere Eisvorstösse «vorbelastet» und zu «Grundmoräne» gepresst wurde.

4.2 Kandertal (*Abb. 6, LK 1227 Niesen, ADRIAN 1915, FURRER et al. 1993*)

Am Ausgang des Kandertals liegt ein Moränenkomplex am Nordfuss des Niesen SE von Wimmis im Gebiet Hasli–Rain–Mösli. Er muss einer Mittelmoräne aus dem Kandertal zugeordnet werden, die dort auf Grund gelaufen ist. Diese setzt bei Spicherweid ein, bildet ein in NW-Richtung verlaufendes, 2 km langes und 500 m breites Moränenhügelgebiet und stösst frontal an den Felshügel des Pintel bei Wimmis. Da sich neben Kalkgeschieben im rechtsseitigen Hang auch einzelne Kristallingerölle finden, muss der Gletscher aus dem Gasterntal an der Schuttlieferung beteiligt sein. Weiter talaufwärts finden sich im Talgrund keine grösseren Moränen. Aufschüttungen von lateral ausufernden Mittelmoränen liegen am Hang des Niesen im Bereich der Niesenbahn auf 820 m und auf 1180 m. Vor dem Mittelmoränen-Endfächer des Chiene-Gletschers (*Abb. 15*) liegt ein bei Kien einsetzender, 300 m langer stirnnahe Ufermoränenwall des Kander-Gletschers. Diesem Eisstand entspricht wohl auf der gegenüberliegenden linken Talseite die Terrasse von Rüdlen. MMA-Ansätze zwischen Kander- und Chiene-Gletscher finden sich an dem vom Gehrihorn gegen Kien abfallenden Grat in den Verflachungen um P. 1451.1, bei Hubelweidli–Brand P. 1246 und um 800 m N von Aris. Eine kräftige MMA-Struktur zwischen Suld- und Chiene-Gletscher liegt über dem Sittebode (*Abb. 13g*).

Im Kandertal oberhalb von Frutigen gibt sich ein Eisstand am rechten Talhang mit Seitenmoränen bei Usser- und Innerrüteni auf 900 m bis 970 m zu erkennen. Derselbe Stand zeichnet sich auf der linken Talseite in der Moräne bei Gile südlich Reinisch auf 900 m zwischen Kander- und Engstligental südlich Frutigen ab.

Ein jüngerer, dem Meiringen-Stadium entsprechender Eisstand, der im Talgrund zwischen Kandergrund und Mitholz geendet haben dürfte, ist wohl durch den postglazialen Bergsturz von Kandersteg verschüttet worden (TURNAU 1906). Dessen gewaltige, von TURNAU auf 900 Millionen m³, von HEIM 1921 (S. 435) auf 650 Mil-

lionen m³ geschätzte Schuttmassen bedecken den Talboden zwischen Kandersteg und Kandergrund vollständig. Ausbrechend aus der am Äusseren Fisistock gut erkennbaren Felsnische, ist er vielleicht noch auf Eis gestürzt und dank diesem Gleitmittel mit seinen äussersten Vorposten bis Achere nördlich Kandergrund gefahren.

Eine hohe MMA zwischen Engstligen- und Kander-Gletscher liegt am Nordhang des Elsighorns bei P. 1425.

4.3 Kiental (LK 1227 Niesen, 1228 Lauterbrunnen, 1248 Mürren, ADRIAN 1915, KREBS et al. 1925)

Der Gletscher aus dem Kiental, der heutige Gamchi-Gletscher, bekam über Hohdürli und Gamchilücke Zuschüsse vom Blümlisalp-Gletscher bzw. von Kander- und Tschingel-Firn. Dank seinem wesentlich kürzeren Weg und steileren Gefälle war er beim Zusammenfluss mit dem Kander-Gletscher vermutlich mächtiger als dieser. Seine Mittelmoränen schütteten am Talausgang, wohl in mehreren Kaltzeiten, die markanten, zwischen Scharnachtal und Kien als mächtige Pranken gegen das Kandertal vorstossenden Wälle (Abb. 5a und 15). Einen Zuschuss bekam der Chiene-Gletscher aus dem Spiggengrund. Zwischen Chiene- und Spiggen-Gletscher ist eine tiefe MMA-Struktur auf 1100 m im Wald am Ausgang des Spiggengrund zu erkennen. Im Kiental selbst sind drei Eisstände durch stirnnahe Seitenmoränen zu beobachten: S des Dorfes Kiental auf der linken Talseite bei der Ausmündung des Bachligrabe auf 950 m, beidseits der Griesschlucht und bei Griesalp auf 1400 m sowie bei Bürgli auf 1600 m.

5. Zusammenfassung

Die vorliegende Studie versucht, im östlichen Berner Oberland die Eisstände in den Abschmelzstadien der ausgehenden Würm-Eiszeit zu ergründen. Dies gelingt bezüglich der jeweiligen Zungenendstände in den Tälern am besten mittels der



Abbildung 15: Ausgang des Kientals mit zwei breiten, frontal abfallenden Mittelmoränen des Chiene-Gletschers. Im Hintergrund links Scharnachtal, rechts die Blümlisalp.

| Gletscher Stadium | Aare | Trift-, Gadmer-, Gental | Weisse und Schwarze Lütschine | Kander, Chiene |
|--|---|--|--|--|
| Handegg (Egesen) ε | EW Handegg | Trift: Lischboden Gadmertal: Schwand Gental: Engstlenalp, Möser | Schwarze Lütschine: Grund, Gummenbach Weisse Lütschine: Stechelberg | Kiental: Bürgli, Bundstäg Kandertal: (Chluse, in Schlucht) |
| Guttannen (Daun) δ | Guttannen, Boden | Trift: Nessental Gadmertal: Underi Furen Gental: Under Graben | Schwarze Lütschine: Burglauenen Weisse Lütschine: Lauterbrunnen | Kiental: Griesschlucht, Steineberg Kandertal: (Kandersteg, unter Bergsturz) |
| Meiringen (Gschnitz) γ | Geissholz, Willigen, Wylerli, Resti | Trift: Stalden, Wiler Gadmertal: mündet in Trift Gental: Gentalhütten, Militalwald | Rüti S Gsteigwiler | Kiental: Dorf Kandertal: (Mitholz, unter Bergsturz) |
| Interlaken (Steinach) β | Gsteigwiler, Chline Ruuge Nord | Mündet in Haupt- talgletscher | Büel bei Wilderswil, Chline Ruuge Süd | Kiental: Mündung Kandertal: Kien |
| Thun im weiten Sinn (Bühl, Stephans- kirchen) α | Zungenende: 1. Münsingen 2. Jaberg- Oberwichtrach 3. Thun linksseitig: 1. Höfen, Längenbühl 2. Strättligwall, Amsoldingen, Gurzelen 3. Faulensee, Spiez | | Mündet in Haupttal- gletscher | Wimmis–Nieder- stocken (Kontakt mit Aare- Gletscher von Spiezwiler bis Hani) |
| Bern (Ölkofen) B | Bern | | Mündet in Haupttal- gletscher | |
| Würm- Maximum (Kirchseeon) M | Um Burgdorf (an der Seite des Rhône-Gletschers) | | | |

Tabelle 1: Zungenendstände anhand von Mittelmoränen-Endaufschüttungen (MME-Strukturen) und endnahen Seitenmoränen.

Endaufschüttungen von terminal oder lateral ausmündenden Mittelmoränen (MME-Strukturen), für die jeweiligen Firnoberflächen im Einzugsgebiet mittels der Ablagerungen, die an den Ansatzstellen von Mittelmoränen beim Zusammenfluss von Teilgletschern liegen blieben (MMA-Strukturen). Da sich in den Kaltzeiten alle Zuflüsse aus den Seitentälern untereinander oder mit dem Haupttalgletscher vereinigten, wurden sämtliche ursprünglichen (primären) Seitenmoränen zu Mittelmoränen. MMA-Strukturen gehören daher im Alpeninnern zu den häufigsten quartären Geländeformen. *Tabelle 1* gibt eine Übersicht der wichtigsten aufgefundenen MME-Strukturen, *Tabelle 2* eine Auswahl von MMA-Strukturen für die verschiedenen Täler und Gletscherstände.

| Gletscher Stadium | Aare | Trift-, Gadmer-, Gental | Weisse und Schwarze Lütschine | Kander, Chiene |
|--|--|---|---|---|
| Handegg ε (Egesen) | | | Biglen P. 1734 LK 1249: 639,6/157,4 Guggi/Eiger | |
| Guttannen δ (Daun) | Undri Stampf P. 1581 LK 1230: 665,8/164,6 Wyssenbach/Aare | | Schwandwald 1300 m LK 1248: 636,7/157,3 Weisse Lütschine / Trümmelbach | P. 1442 W Chluse LK 1247: 617,2/146,7 Üschene/Schwarzbach |
| Meiringen γ (Gschnitz) | Schwarz Dossen 2000 m LK 1230: 657,2/166,6 Dossen/Ränfen Bäregg 1780 m LK 1209: 651,4/174,1 Oltscheren/Wandel Blatti 1530–1400 m LK 1209: 651,3/174,6 Oltscheren/Wandel Understock 980 m LK 1210: 660,5/171,1 Urbach/Aare | Grätli P. 2065.7 LK 1211: 673,5/177,5 Stein/Wenden Schaftellauwald 1450–1420 m LK 1210: 668,1/174,5 Trift-/Gadmertal Ortwald 1120–980 m LK 1210: 663,6/174,5 Gadmer-/Gental | Busenbrand P. 1794 LK 1248: 634,8/153,8 Sefinen-Lütschine / Weisse Lütschine Bort-Chrisegg 1600–1500 m LK 1229: 647,1/166,5 Grindel/Bachsee Zweilütschinen 740 m LK 1228: 635,8/164,3 Weisse Lütschine / Schwarze Lütschine | Dürrenschwand 1540–1580 m LK 1247: 618,6/148,5 Kander/Öschibach Nasse Bode 1620 m LK 1247: 616,8/146,3 Üschene/Schwarzbach |
| Interlaken β (Steinach) | Schlafbielen 1940 m LK 1209: 647,3/173,8 Axalp/Oltscheren- Urserli Windegg P. 1902.6 LK 1209: 646,1/173,3 Giessbach/Axalp Hohbalm 1460–1360 m LK 1210: 657,0/173,0 Rosenloui/Aare | Schaftellauwald 1500 m LK 1210: 668,2/174,3 Trift-/Gadmertal | Usserschneit 1150 m LK 1228: 636,3/163,9 Weisse Lütschine / Schwarze Lütschine | Kien 730–800 m LK 1227: 619,1/162,4 Kander/Chiene |
| Thun α (Bühl, Stephanskirchen) Mehrere Stände mit Zungenende zwischen Münsingen und Thun | Wachthubel P. 941 LK 1228: 620,8/166,6 Suld/Aare Aeschi P. 862 LK 1227: 619,7/167,5 Kander-Suld/Aare | Horiwang 1720 m LK 1210: 668,6/174,3 Trift-/Gadmertal Ufem Grat P. 1622 LK 1210: 664,7/175,5 Gadmer-/Gental | Leiterhorn 1550 m LK 1228: 636,7/163,5 Weisse Lütschine / Schwarze Lütschine | Aris 800–1000 m LK 1227: 619,2/161,9 Kander/Chiene Elsighorn N P. 1425 LK 1247: 615,5/156,5 Engstligen/Kander Sittebode P. 1147.9 LK 1228: 622,0/164,6 Chiene/Suld |
| Bern B (Innere Jung- endmoränen) | Gummen P. 1691 LK 1210: 660,8/176,2 Aare/Gummen Loibstock P. 1688 LK 1210: 660,6/170,2 Urbach/Aare Schönegg 1500 m LK 1228: 634,6/167,5 Lütschine/Aare Aeschialmi P. 1260 LK 1228: 623,0/165,6 Kander+Suld/Aare | Sunnighorn W 1950 m LK 1210: 668,8/174,1 Trift-/Gadmertal Ufem Grat 1800 m LK 1210: 665,3/175,9 Gadmer-/Gental | Grindegg 1800–1760 m LK 1228: 637,1/163,2 Weisse Lütschine / Schwarze Lütschine | Brand 1250–1450 m LK 1227: 619,5/160,8 Kander/Chiene |
| Würm-/ Präwürm- Maximum M (Äusserste Endmoränen) | Schoibhoren 2260 m LK 1230: 668,3/162,4 Aare/Gelmer Glogghüs 1950 m LK 1230: 660,5/169,5 Urbach/Aare Bächlisegg 1900 m LK 1210: 657,5/171,5 Rosenloui/Geissholz- louwenen Pfaffenhopf 1830 m LK 1210: 662,5/172,3 Aare/Trift | Achtelsassgrätli 2040 m LK 1210: 666,4/176,6 Gadmer-/Gental | Grindegg 1870 m LK 1228: 637,4/163,3 Weisse Lütschine / Schwarze Lütschine | Furghi – Ober Geerene 1600–1770 m LK 1227: 619/159 Kander/Chiene |

Tabelle 2: Eishöchststände anhand von Mittelmoränen-Ansatzstellen (MMA-Strukturen) .

6. Literatur und geologische Karten

- ADRIAN, H. (1915): Geologische Karte der Umgebung des Kandertals, 1:50 000. In: Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. *Eclogae geol. Helv.* 13/3, Tf. 9.
- ARBENZ, P. (1911K): Geologische Karte des Gebiets zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50 000. *Geol. Spezialkarte* 55. Schweiz. Geol. Komm.
- AUBERT, D. (1980): Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. *Bull. Murithienne* 97, 101–169.
- BALTZER, A. (1896): Der diluviale Aargletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 30, 169 S.
- BECK, P. (1922): Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. *Eclogae geol. Helv.* 17, 323–326.
- BECK, P. (1928): Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien. *Eclogae geol. Helv.* 21, 295–315.
- BECK, P. (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. *Eclogae geol. Helv.* 26/2.
- BECK, P. & GERBER, E. (1925K): Geologische Karte Thun–Stockhorn 1:25 000. *Geol. Spezialkarte* 96. Schweiz. Geol. Komm.
- BURRI, M. (1974): Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 67/1, 135–153.
- COLLET, L. W. & PARÉJAS, E. (1928): Carte géologique de la chaîne de la Jungfrau 1:25 000. *Carte géol. spéc.* 113. *Comm. géol. suisse*.
- FREY, ED. (1921): Die Vegetationsverhältnisse der Grimselgegend im Gebiet der zukünftigen Stauseen. *Mitt. Naturf. Ges. Bern* 1921, 85–279.
- FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K. & V. TAVEL, H. (1956): Gemmi, *Geol. Atlas Schweiz* 1 : 25 000, Blatt 32. Schweiz. Geol. Komm.
- FURRER, H., HUBER, K., ADRIAN, H., BAUD, A., FLÜCK, W., PREISWERK, C., SCHULER, P. & ZWAHLEN, P. (1993K): LK 1247 Adelboden. *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, 87. *Landeshydrol. u. -geol.*, Bern.
- GENGE, E. (1955): Über eiszeitliche Ablagerungen im unteren Simmental. *Mitt. Naturf. Ges. Bern*, N. F. 12, 23–58.
- GENGE, E. (1956): Die erratischen Blöcke in der Umgebung von Spiez und Wimmis. *Naturschutzkomm. Berner Oberland*, 8 S.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1933K): Lauterbrunnen, mit Erläuterungen. *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Blatt 6. Schweiz. Geol. Komm.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1938K): Grindelwald, mit Erläuterungen. *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Blatt 13. Schweiz. Geol. Komm.
- HANTKE, R. (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. *Vjschr. naturf. Ges. Zürich* 104/1, 1–47.
- HANTKE, R. (1972): Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz). *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 279–291.
- HANTKE, R. (1978, 1980, 1983): Eiszeitalter Bde. 1–3. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Ott, Thun, 468, 703, 730 S.
- HANTKE, R. (2003a): Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz. *Eiszeit und Gegenwart* 52, 13–24.
- HANTKE, R. (2003b): Mittelmoränen in der Zentralschweiz und den westlichen Glarner Alpen. *Ber. naturf. Ges. Schwyz* 14, 99–105.
- HANTKE, R. (2004): Mittelmoränen des Reuss-Gletschers zwischen Urseren und Urner See. *Jahrestagung SGMG 2003 in Erstfeld. Mitt. VAW Zürich*, 73–86.
- HANTKE, R. & SCHEIDEGGER, A. E. (1993): Zur Genese der Aareschlucht. *Geogr. Helv.* 48/3, 120–124.
- HEIM, A. (1919, 1921): *Geologie der Schweiz* Bd. 1, 2/1. Tauchnitz, Leipzig, 704, 476 S.
- KREBS, J., ADRIAN, H., ALTHAUS, H., BUXTORF, A., STAUFFER, H. (1925): *Geol. Karte der Blümlisalppgruppe* 1:25 000. *Geol. Spez. Karte* 98, Schweiz. Geol. Komm.

- KELLERHALS, P. & ISLER, A. (1983): Profilsérie durch die Quartärfüllung des Aare- und des Gürbetroges zwischen Thunersee und Bern. *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 417–430.
- MICHEL, F. L. (1922): Geologische Karte und Profile des Brienergrates, 1:50 000. Geol. Spezialkarte 95. Schweiz. Geol. Komm.
- MÜLLER, F., mit Beiträgen von P. ARBENZ (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F.* 74.
- NUSSBAUM, F. (1921): Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern. *Mitt. Naturf. Ges. Bern* 1921, 42–81.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter 1–3. Tauchnitz, Leipzig.
- SCHLÜCHTER, C. (1976): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.* 148, 117 S.
- SCHLÜCHTER, C. (1980a): Die fazielle Gliederung der Sedimente eines Ufermoränenkomplexes. Form und Inhalt. *Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N. F.* 23, 101–117.
- SCHLÜCHTER, C. (1980b): Bemerkungen zu einigen Grundmoränen-Vorkommen in den Schweizer Alpen. *Z. für Gletscherkunde u. Glaziologie* 16/2, 203–212.
- SCHLÜCHTER, C. (1982): Eiszeitgeologie gestern – heute – morgen in der weiteren Umgebung von Thun. Exkursion E im Rahmen der Festsitzung zum Jubiläum der Schweiz. *Geol. Ges. ETH Höngerberg*, 24 S.
- SCHLÜCHTER, C. & KELLY, M. (2000): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. *Geol. Inst. Univ. Bern, Stiftung Landschaft und Kies*, 4 S.
- SEEBER, H. (1911): Beiträge zur Geologie der Faulhorngruppe und der Männlichengruppe. *Diss. Univ. Bern. Lanz, Bern*, 143 S.
- TURNAU, V. (1906): Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. *Mitt. Naturf. Ges. Bern* 1906, 1–35.
- WAGNER, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. *Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F.* 54, 91–137.
- WAGNER, G. (2001): Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. *Eclogae geol. Helv.* 94, 221–235.
- WAGNER, G. (2002): Die Eiszeitlandschaft im Gebiet Oberes Aaretal–Thunersee. *Jb. Thuner- u. Brienersee* 2002, 11–41.
- WINISTORFER, J. (1977): Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. *Bull. Murithienne* 94, 3–65.

Mittleres und östliches Berner Oberland im Spätglazial

Beilage zu René Hantske und Gerhart Wagner, Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland. 1. Teil: Ostliches Oberland bis zur Kamde. Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern, Band 62, 2005.

