

RENÉ HANTKE¹ UND GERHART WAGNER²

Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland

Zweiter Teil: Täler westlich der Kander

Mit einer Karte 1 : 100 000

Inhaltsübersicht

1. Einleitung.....	134
2. Engstligental	136
2.1 Stadium von Interlaken	136
2.1.1 Zungenende bei Frutigen	136
2.1.2 Die Doppelterrasse von Adelboden.....	138
2.2 Stadium von Meiringen.....	138
2.3 Stadien von Guttannen und Handegg.....	139
2.4 Weitere besondere Strukturen	142
3. Simmen- und Diemtigtal.....	142
3.1 Haupttal	144
3.2 Diemtigtal.....	145
3.3 Weitere rechtsseitige Täler	145
3.4 Linksseitige Täler.....	145
4. Saanetal.....	147
4.1 Tal von Gsteig.....	149
4.2 Lauenental.....	149
4.3 Die Moränenlandschaft von Gruben.....	150
4.4 Saanetal unterhalb von Saanen.....	150
5. Zusammenfassung	151
6. Literatur und geologische Karten.....	153

¹ René Hantke, Glärnischstrasse 3, CH-8712 Stäfa

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

1. Einleitung

Im letztjährigen Band der «Mitteilungen» publizierten wir den ersten Teil einer Übersicht «Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland». Er umfasste das östliche Oberland bis zur Kander unter Einschluss des Kandertals und seiner östlichen Zuflüsse. Im vorliegenden zweiten Teil wenden wir uns den Tälern westlich der Kander zu: dem Engstligental sowie den Talsystemen von Simme und Saane. Einzelne Teile des Gebiets wurden schon früher von verschiedenen Autoren (NUSSBAUM 1906, BECK 1921, GENGE 1948, 1949, 1955 u.a.) glazialgeologisch bearbeitet. Eine zusammenfassende Darstellung der spätwürzeitlichen Gletscherstände publizierte HANTKE 1972 und 1980. Seither sind für das Gebiet einige neue Blätter des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 erschienen (1265 Les Mosses 1974, 1247 Adelboden 1993, 1225 Gruyères 2004). Eine neue Übersicht über die jüngeren Gletscherstände erscheint daher gerechtfertigt, umso mehr, als in den früheren Arbeiten ein morphologisch überaus nützlich Kriterium, die Aktivität von Mittelmoränen als Schuttlieferanten, kaum beachtet wurde. Wiederum erwiesen sich, wie im östlichen Oberland, Mittelmoränen-Bildungen in doppelter Beziehung als aufschlussreich: Die Bildungen an den Ansätzen der Mittelmoränen (MMA-Strukturen) beim Zusammenfluss zweier Gletscher, wo sich die inneren Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne vereinigt haben, sind zuverlässige Indikatoren für die jeweilige Eishöhe im Einzugsgebiet. Die Bildungen an den Enden der Mittelmoränen (MME-Strukturen), wo diese Fließbänder den Eisrand erreicht und ihren Schutt abgesetzt haben, zeigen den jeweiligen Stand des Eisrandes in einem länger andauernden Stadium. Dabei sind zwei Typen zu unterscheiden: Wenn die Mittelmoräne das Zungenende nicht erreicht, sondern lateral ausufert, wird sie zu einer *sekundären Seitenmoräne*, welche sich über lange Strecken fortsetzen kann. Wenn sie das Zungenende erreicht, so bildet sie eine isolierte, ± zweiseitig-symmetrische Struktur, für die WAGNER (2003, S. 377) die Bezeichnung «Mittelquappe» vorgeschlagen hat. Beide Typen haben gemeinsam, dass sie, weil auf der Eisoberfläche herangeführt, nach rückwärts ins Leere streichen. «Mittelquappen» liegen naturgemäss im Gletscherbecken, sekundäre Seitenmoränen können in jeder vom Eis erreichten Höhe an den seitlichen Hängen oder auf Hochflächen liegen.

Bezüglich der Stadien-Bezeichnung versuchen wir, die Stände im westlichen Oberland mit denjenigen im Aare-System und damit im östlichen Oberland zu korrelieren. Die dort unterschiedenen Stadien wurden wie folgt mit den klassischen Stadien der Ostalpen und mit den Bezeichnungen von BURRI 1974 für das Wallis in Beziehung gebracht:

<i>Ostalpen (Inn-System)</i>	<i>Wallis</i>	<i>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 inkl. Boden
Egesen	«moraines intermédiaires»	Handegg
Kleine Eiszeit	«moraines élevées» (historiques)	Kleine Eiszeit

Zusätzlich zu HANTKE 1972 werden, wie schon bei HANTKE 1980, die Stadien von Guttannen und Handegg unterschieden, welche 1972 noch mit den holozänen Ständen zusammengefasst wurden. Dagegen wurde das 1972 zwischen Interlaken und Meiringen angenommene Aarboden-Stadium aufgegeben: Die Moränen von Brünigen, auf denen es basierte, erwiesen sich als ausufernde Mittelmoränen des Interlaken-Stadiums.

Auch der vorliegende zweite Teil unserer Moränenstudie ist vorwiegend morphologischer Natur. Er beruht auf langjährigen eigenen Beobachtungen und auf der Auswertung der bestehenden geologischen und topographischen Karten. Die Höhen- und Ortsnamenbezeichnungen basieren auf der Landeskarte (LK) 1 : 25 000. Da nicht in allen Fällen ihre neuesten Ausgaben zur Verfügung standen, können sich Differenzen zwischen diesen und unseren Orts- oder Punktangaben ergeben.

Die der Arbeit beigegebene Karte 1 : 100 000 versucht mit derselben Symbolik wie diejenige zum 1. Teil 2005, die dargestellten Moränen den mit α bis ϵ bezeichneten Stadien des Aare-Gletschers zuzuordnen. Diese Zuordnungen sind begrifflicherweise in vielen Fällen hypothetisch. Auffällig ist im Kartenareal die grosse Zahl von «Rundhöckern». Darunter werden nach SCHREINER 1992 (S. 18) im typischen Fall «stromlinienförmige Felshügel von 1 m bis einige 100 m Länge mit rundlich geschliffener Luvseite und steil abgebrochener Leeseite» verstanden. «Sie sind durch den strömenden Gletscher durch selektive Erosion gebildet worden.» Sie sind oft im Luv oder im Lee des Gletschers mit Moräne bedeckt. Anlage und Form sind meist tektonisch bedingt und stark durch die Lithologie beeinflusst. So bildeten sich z.B. die zahlreichen Rundhöcker im Gebiet Jaunpass–Hundsrügg–Sparenmoos zwischen 1800 und 1500 m in den schräggestellten, von Querstörungen durchscherten Gesteinsschichten von Flysch, Aptychenkalk und Klippenmalm. Simmeabwärts reichen Rundhöcker im Querschnitt von Oberwil bis 1400 m, bei Oey noch bis 1200 m hinauf. Weiter talabwärts treten solche in immer tieferen Lagen, zwischen Wimmis und Seftigen bis fast in die Talsohle auf.

2. Engstligental (LK 1227 Niesen, 1247 Adelboden, FURRER et al. 1993)

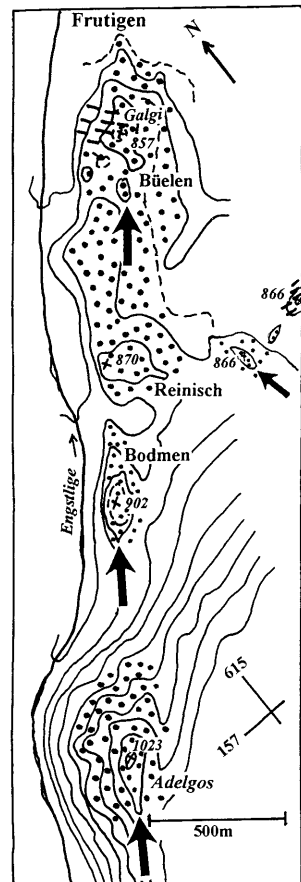
Das Einzugsgebiet des Engstlige-Gletschers hat an der Nordabdachung der Wildstrubelgruppe gegen die Engstligenalp nur einen relativ kleinen Anteil an der Hochgebirgs-Hauptkette. Linksseitige Zuschüsse kamen durch die Täler von Gils- und Bütschibach aus dem Fitzer-Rotstock-Gebiet und durch das Allebach-Tal von Albristhorn–Gsür. Rechtsseitig lieferte die Lohnergruppe einen Hauptzuschuss durch das Bunderle. Da alle diese Firngebiete von schroffen Felsgipfeln überragt wurden, erhielten sie viel Oberflächenschutt. Im weiteren Verlauf des Engstligentals stiessen von beiden Seiten Lokalgletscher hinzu. Der mächtigste linksseitige Zuschuss entstammte dem Tschentental an der Ostflanke des Gsür.

2.1 Stadium von Interlaken

2.1.1 Zungenende bei Frutigen

Im Interlaken-Stadium des Aare-Gletschers erreichte die Endzunge des Engstlige-Gletschers bei Frutigen noch gerade den Kander-Gletscher, dessen Stirn bei Kien-Reichenbach lag (HANTKE & WAGNER 2005). Auf dem Engstlige-Gletscher muss ein mächtiger Mittelmoränenstrang gelegen haben, der im Gebiet S von Frutigen auf den rechtsseitigen Felsgrund auflief und auf einer Strecke von 3 km seinen Schutt deponierte (Abb. 1). Bei verschiedenen Zungenendlagen innerhalb des Interlaken-Stadiums entstand eine eindruckliche Moränenlandschaft. Sie besteht aus drei Abschnitten, die durch markante, nicht erosionsbedingte Einschnitte voneinander getrennt sind. Der 1500 m lange nördliche Abschnitt ist eine eigentliche Buckelmoränenlandschaft («Hummocky Moraines») im Gebiet von

Abbildung 1: SW von Frutigen hinterliess die vom Lohner stammende Mittelmoräne des Engstlige-Gletschers in verschiedenen Stadien des Interlaken-Stadiums auf erhöhtem Felsgrund (anstehender Fels schraffiert) eine lineare Abfolge von Endaufschüttungen (punktiert). Die Hügel bei Bodmen (Abb. 2) und Adelgos (Abb. 3) sind markante Einzelstrukturen, während das Gebiet von Reinisch–Büelen eine Buckelmoränenlandschaft darstellt. Gegen Frutigen endet die Serie mit einem steilen Frontalabfall. SW des Felshügels mit P. 866 lieferte ein Seitenlappen des Kander-Gletschers die Moräne mit P. 866.



Reinisch–Büelen mit den Kulminationspunkten P. 870 und P. 857. Vom Galgi fällt sie gegen den Bahnhof Frutigen steil ab und zeigt die für terminale Mittelmoränen-Aufschüttungen typischen, kurz vorgestreckten «Finger». Nach SSW schliessen an diese charakteristisch kupierte Landschaft zwei imposante Einzelstrukturen an: der auf \pm flachem Grund aufgesetzte und daher \pm axialsymmetrische (in der Kartenskizze «kompassnadelförmige») Hügel von Bodmen mit P. 902 (Abb. 2) und 1000 m weiter talaufwärts die dem Hang aufgesetzte mächtige Moränenstruktur von Adelgos mit P. 1023 (Abb. 3). Mit ihrem in Fließrichtung ansteigenden Sporn und den vorgestreckten «Fingerstummeln» zeigt sie, wegen der Hanglage asymmetrisch, klassische Merkmale einer Mittelmoränen-Endaufschüttung.

Wie hoch das Grundrelief in diesen Strukturen steht, ist nicht näher bekannt. Nur im nördlichsten Teil bestimmt im Galgi der Felsuntergrund bis auf 850 m die heutige Landschaftsform. Weiter südlich scheint diese ganz durch die eiszeitlichen Ablagerungen gegeben zu sein.



Abbildung 2: Der Mittelmoränenhügel bei Bodmen von E (vgl. Abb. 1). Die Ähnlichkeit mit dem Hügel bei Adelgos (Abb. 3) ist unverkennbar. Der Pfeil zeigt die Auftreffrichtung der Mittelmoräne.



Abbildung 3: Der Moränenhügel von Adelgos 3 km SW von Frutigen ist zwischen altem Adelbodner Weg und Engstlige dem Talhang aufgesetzt. Sein in Fließrichtung ansteigender Sporn (Pfeil) streicht nach rückwärts ins Leere: Hier uferte die Mittelmoräne aus. (Vgl. Abb. 1.)

Isoliert von diesen durch den Engstlige-Gletscher gebildeten Moränen findet sich im Hügel mit P. 866 E von Reinisch eine Moräne mit Achsenrichtung SE–NW. Sie kann nicht dem Engstlige-, sondern muss dem Kander-Gletscher zugeordnet werden, der durch die Senke S des Felshügels P. 866 mit einem schuttbedeckten Seitenlappen gegen das unterste Engstligental vorstiess.

Im Engstligental muss in diesem Stadium von Adelboden bis Frutigen eine schmale, stark schuttbedeckte Gletscherzunge gelegen haben. Sie wurde nicht nur durch den Haupttal-Gletscher, sondern auch durch Eiszuschüsse von mehreren kleinen Seitengletschern genährt, welche den Talgletscher noch erreichten. Die markantesten Moränenstrukturen dieses mehrstufigen Stadiums finden sich nebst den genannten subterminalen Aufschüttungen S von Frutigen in der Terrasse von Adelboden.

2.1.2 Die Doppelterrasse von Adelboden (*Abb. 5*)

Adelboden liegt auf einer 3 km langen, gegen Ussere Schwand schwach abfallenden zweistufigen Moränenterrasse zwischen 1250 m und 1350 m. Es handelt sich um eine laterale Stauterrasse, deren Ränder nach dem Verschwinden des stützenden Eises wohl teilweise abgesackt sind. Am Ausgang des Tschententals geht die Terrasse in einen zwischen Tschenten- und Engstlige-Gletscher entstandenen Mittelmoränen-Ansatz (eine MMA-Struktur) über: die Holzachsegge. Nach rückwärts, SW von Adelboden, sind dem NE-Hang des Chuenisbärgli zwischen Uf der Fure und Eselmoos zwei etwa 500 m lange und distal 10 bis 15 m hohe Wälle mit einem Höhenunterschied von 50 m (der untere mit P. 1399) aufgesetzt. Sie sind vermutlich mit der Doppelterrasse von Adelboden, von dieser durch den Einschnitt des Allebach getrennt, zu korrelieren. Nach rückwärts streichen sie ins Leere und zeigen damit das typische Bild einer lateral ausufernden Mittelmoräne. Diese muss am Ostgrat des Fitzer zwischen Eis vom Wildstrubel und solchem vom Fitzer entstanden sein.

2.2 Stadium von Meiringen

Im Meiringen-Stadium des Aare-Gletschers war das Zungenende des Engstlige-Gletschers, von den Seitengletschern nicht mehr genährt, bis ins Gebiet von Adelboden zurückgeschmolzen (*Abb. 5*). Die linksseitige Mittelmoräne, welche die Terrasse von Adelboden gebildet hatte, setzte jetzt ihre Endaufschüttung S von Öy nahe dem Talgrund ab und bildete die Moräne in dem schmalen Spickel zwischen Engstlige und Allebach auf 1250 m bis 1300 m. Diesem Stadium entsprechen rechts der Engstlige die bei FURRER et al. (1993K) als «Moränenkuppen, Drumlins» kartierten, auffällig runden Moränenhügel bei P. 1277 sowie die vielen Moränenbuckel an den rechtsseitigen Hängen bis zum Eggetli.

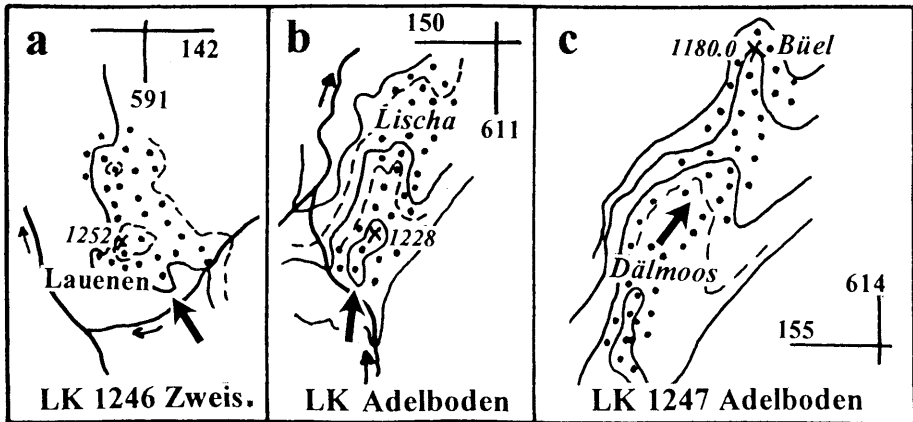


Abbildung 4: Beispiele von Mittelmoränen-Endaufschüttungen (MME-Strukturen): a und b an der Gletscherzunge terminal, c lateral endende Mittelmoräne.

Der Gletscher aus dem Bunderle-Tal erreichte noch gerade den Talausgang und schüttete mit seiner grossen Mittelmoräne die markanten Hügel bei Lischa, bei FURRER et al. (1993K) ebenfalls als «Moränenkuppen, Drumlins» kartiert (Abb. 4b, 6). Diese auffällige Landschaft zeigt zwei markante und mehrere kleinere, axial hintereinander liegende Kulminationspunkte, welche auf Oszillationen des Zungenendes schliessen lassen. Lage und Achsenrichtung zeigen klar, dass es sich um den Gletscher aus dem Bunderle handelt. Dieser führte eine starke Mittelmoräne, deren Ursprung an der Felsbastion des Nünihorn zu suchen ist. Es ist wahrscheinlich genau diese von der Lohnergruppe stammende schuttreiche Mittelmoräne, welche im Stadium von Interlaken bis ans Zungenende des Engstlige-Gletschers bei Frutigen reichte und die unter 2.1.1 beschriebenen grossen Aufschüttungen S von Frutigen gebildet hat. Eine Ähnlichkeit der Landschaft von Lischa mit derjenigen von Reinisch–Büelen S von Frutigen ist nicht zu verkennen.

2.3 Stadien von Guttannen (inkl. Boden) und Handegg

Im Stadium von Guttannen erreichte der Engstlige-Gletscher noch den Steilabfall der Engstligenfälle. Sein Eis stürzte dort ab und regenerierte sich unten wieder zu einem Gletscher, dessen Ende auf 1350 m bei Huserweid gelegen haben mag. Im Stadium von Handegg stürzte der Gletscher auf der Engstligenalp, stürzte aber wohl immer noch teilweise über die Engstligenfälle.

Der Gletscher vom Lohner endete im Stadium von Guttannen beim Martigrabe im Bunderle, im Stadium von Handegg am Holzberg im Talabschluss des Bunderle.

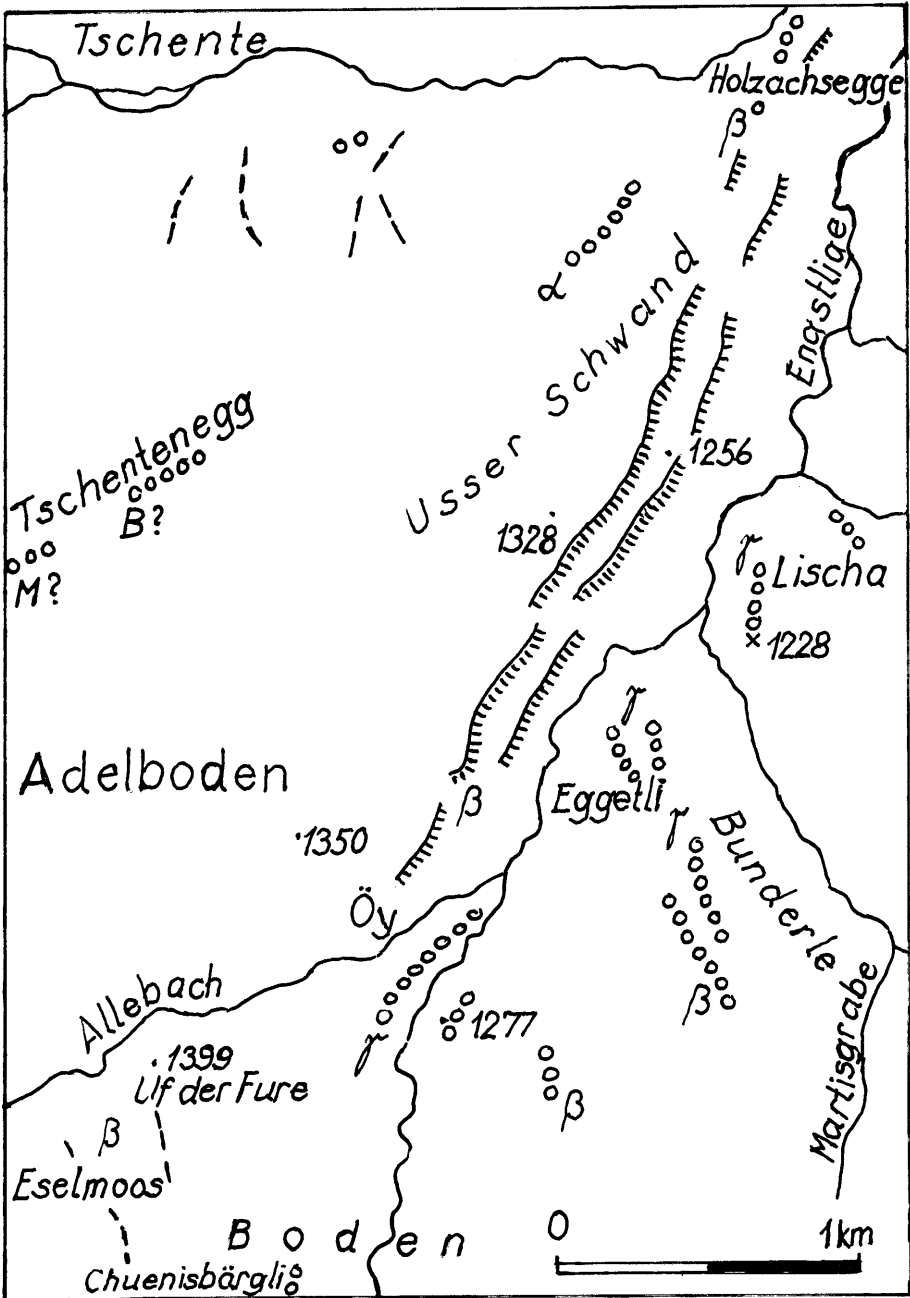


Abbildung 5: Kartenausschnitt Adelboden 1 : 25 000. Bezeichnungen wie auf der Karte 1 : 100 000.



Abbildung 6: Die Endaufschüttungen der Lohner-Mittelmoräne bei Lischia am Ausgang des Bunderletals (Pfeil).



Abbildung 7: Die Buckelmoränen-Landschaft («Hummocky Moraines») Untere Elsiqe. Der Gletscher stammte aus dem Glögglital im Hintergrund und wurde von den Felsen des Allmegrat mit viel Schutt bedeckt. Rechts im Hintergrund der Bunderspitz.



Abbildung 8: Rand der Buckelmoräne auf Obere Elsiqe. Hinten Glögglital mit Bunderspitz, rechts Metschhorn und Widerhubel, im Hintergrund halb verdeckt das Nünihorn.

Auch die andern Seitengletscher des Engstligentals erreichten das Haupttal nicht mehr, hinterliessen aber in den höheren Lagen zahlreiche Moränen. Besonders reichhaltig sind die Moränenwälle des von First–Allmegrat durch das Glöggllital nach N abfliessenden Eises im Gebiet Elsigenalp (*Abb. 7, 8*). Ein Moränengebiet mit MMA- und MME-Strukturen hat sich auch auf der Alp Hinter Bunder an der NW-Flanke des Bunderspitz gebildet.

2.4 Weitere besondere Strukturen

Hubel: Der markante Wall von Hubel auf 1320–1370 m in Usser Achseten ist als Stirnmoräne des stark schuttbedeckten Lokalgletschers aus den Felskesseln am NW-Fuss des Elsighorns zu deuten, aufgrund der damaligen Gleichgewichtslage vermutlich im Stadium von Meiringen.

Dälmoos–Büel: Die 1000 m lange und bis 250 m breite, schwach hangeinwärts geneigte Terrasse von Dälmoos, welche distal in den Sporn von Büel mit P. 1180.0 ausläuft (*Abb. 4c*), ist wahrscheinlich der lateral ausufernden Lohner-Mittelmoräne im späten Thun-Stadium zuzuschreiben, d.h. etwa zur Zeit der Bildung der Strättlig-Moräne. Ganz allgemein ist die Tatsache, dass der rechte Hang des Engstligentals weit stärker durch Moränen verkleidet ist als der linke, vermutlich dieser potenten, in allen Stadien rechts ausufernden Mittelmoräne zuzuschreiben.

Mittelmoränen-Ansätze (MMA-Strukturen) zwischen Engstlige- und Kander-Gletscher sind in dem vom Elsighorn gegen Frutigen abfallenden Grat um 1400 bis 1300 m zu erkennen.

3. Simmen- und Diemtigtal (LK 1227 Niesen, 1226 Boltigen, 1246 Zweisimmen, 1247 Adelboden, 1266 Lenk, 1267 Gemmi, FURRER et al. 1956K, FURRER et al. 1993K, BADOUX et al. 1962K, RABOWSKI 1912K)

Im Vergleich mit den Gletschern von Aare, Lütschine und Kander im östlichen Oberland hat der Gletscher aus dem Simmental nur einen relativ schmalen Anteil an der Hochgebirgskette. Der 3000 m übersteigende Anteil seines Nährgebiets umfasst nur die NW-Abdachung des Wildstrubel mit dem Glacier de la Plaine Morte, der zudem teilweise ins Wallis abfloss. Die das Einzugsgebiet im SE und NW umgrenzenden Gebirge, die Niesen- und die Stockhornkette, sowie die Berge des Diemtigtals erreichen Höhen zwischen 2000 und 2700 m. Der Simme-Gletscher führte daher weniger Eis und wohl auch weniger Oberflächenschutt als die Gletscher im östlichen Oberland. Dem kleineren Einzugsgebiet steht eine bedeutend längere inneralpine Wegstrecke gegenüber. Dies hatte zur Folge, dass der Simme-Gletscher in den Stadien, als das Aare-Eis noch bei Thun stand und das Kander-Eis von Wimmis her ins unterste Simmental eindrang, den Ausgang

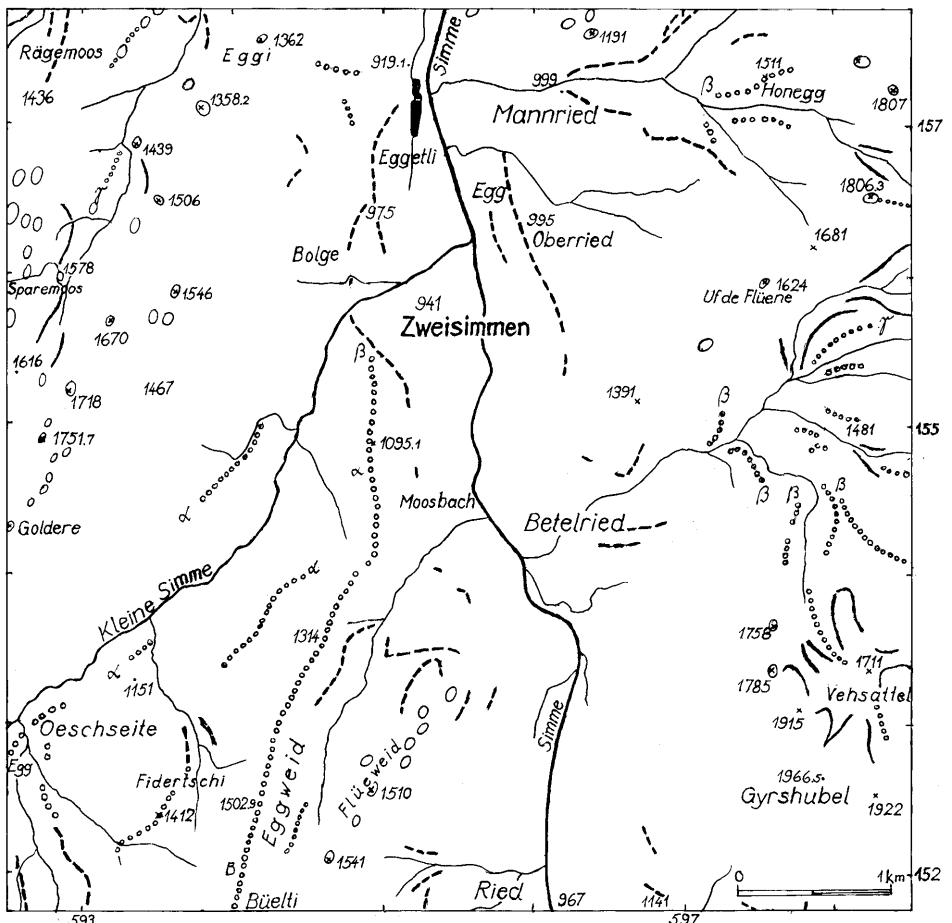


Abbildung 9: Kartenausschnitt Zweisimmen 1 : 50 000. Bezeichnungen wie auf der Karte 1 : 100 000.

des Simmentals nicht mehr erreichte. Die ausgedehnten Moränenstrukturen an den Hängen zwischen Oey und Windbüelen sind einer ausmündenden Mittelmoräne auf dem ins Simmental eindringenden Kander-Gletscher zuzuordnen. Sie sind vergleichbar mit den Strukturen des im Stadium von Interlaken ins Lüttschental eingedrungenen Aare-Gletschers bei Gsteigwiler (HANTKE & WAGNER 2005, S. 115f.). Die von GENGE (1955) als verschwemmte Moräne kartierten Terrassen von Wilerau und Feld beidseits der Chirelmündung sind wohl aus Moränengut von Kander- und Chirel-Gletscher entstanden. Wie GENGE (1955, S. 33) anhand von Gasterngranit-Erratikern nachweisen konnte, ist Kander-Eis bei einem noch höheren Eisstand sogar bis Erlenbach vorgedrungen.

Das Gletschergebiet des Simmen- und Diemtigtals ist aber, obgleich weniger mächtig als das der östlichen Oberland-Täler, durch zahlreiche Zuflüsse besonders reich gegliedert. Dies bewirkte eine Vielzahl von kleinen Moränenstrukturen, insbesondere von MMA zwischen kleinen und kleinsten Zuflüssen.

3.1 Haupttal

Wie bereits erwähnt, erreichte der Simme-Gletscher in den Stadien von Thun, als der Aare-Gletscher zwischen Wichtrach und Thun endete (vgl. HANTKE & WAGNER 2005, S. 116–119 und WAGNER 2002, S. 17ff.), den Ausgang des Simmentals nicht mehr. Auf der langen Talstrecke zwischen Oey und Zweisimmen sind in Talgrundnähe keine grossen, aber viele kleinere Moränenstrukturen zu erkennen. Dies lässt darauf schliessen, dass der Simme-Gletscher während der Stadien von Thun im unteren Simmental mit mehreren Zwischenhalten sukzessive zurückschmolz. Grosse Moränen nahe des Talgrundes, dem Aare-Stadium von Interlaken zuzuordnen, finden sich erst im Gebiet von Zweisimmen: bei Bolge–Eggetli auf der linken und Oberried–Egg auf der rechten Talseite (Abb. 9, 10). Diese beiden Strukturen erlauben den Schluss, dass der Simme-Gletscher zwei Mittelmoränen besessen hat, von denen eine nahe dem Zungenende rechts, die andere links am Zungenende rechts und ihren Schutt als je ca. 1 km lange sekundäre Seitenmoräne ablagerte.

Von Zweisimmen talaufwärts liegen deutliche Moränenbildungen noch bei Gruebi SE Lenk und im hintersten Talgrund links der Simme bei Zälg. Die Moränen von Lenk-Gruebi sind dem Stadium von Meiringen zuzuordnen, diejenigen von Zälg dem Guttannen-Stadium. Im Handegg-Stadium erreichte der vom Ammertengletscher getrennte Simme-(Rezli-)Gletscher den Talgrund nicht mehr. Seine Stirn lag auf dem Rezliberg auf gut 1400 m.

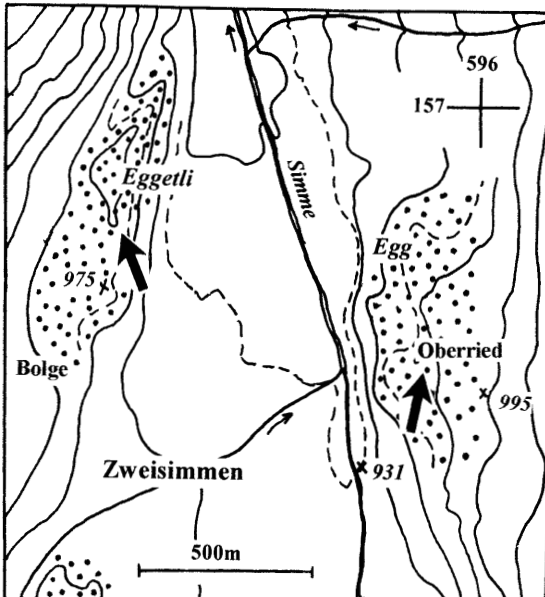


Abbildung 10: Die Strukturen von Egg und Eggetli bei Zweisimmen (vgl. Abb. 9) wurden durch je eine rechts und links ausufernde Mittelmoräne des Simme-Gletschers gebildet.

3.2 Diemtigtal

Im Stadium von Thun erreichte der Gletscher aus dem Diemtigtal wohl noch den Talausgang bei Oey, wo er auf den ins untere Simmental eingedrungenen Kander-Gletscher stiess.

Dem Interlaken-Stadium sind die Moränen von Hormatti-Horboden beim Zusammenfluss von Chirel und Filderich zuzuordnen. Über die Senke von Entschwil (LK Niesen, 608/163) trat in diesem Stadium Eis aus dem Tal des Filderich mit dem aus dem Chireltal schon vor dem Zusammenfluss der beiden Täler auf 1100 m in Kontakt (*Abb. 11e*). Die von Grossmattli P. 1108 zuerst nach NW fallende Mittelmoräne zeigt mit ihrer Achsenrichtung, dass der Chirel-Gletscher stärker war und wohl teilweise zum Filderich-Gletscher transfluerte.

Im Meiringen-Stadium ist zwischen den Gletschern aus dem Tal des Filderich und vom Meniggrund am Talausgang des Narenbach (LK Niesen, 605/161) eine MMA-Struktur entstanden (*Abb. 11c*). Im Raume Grimmelalp–Egg (LK Adalboden, 603/157) bildete der Filderich-Gletscher eine ausgedehnte MMA-Struktur mit dem starken linksseitigen Zufluss von den Spillgerten aus dem Senggibachtal (*Abb. 11b*).

Das Guttannen-Stadium ist im hintersten Filderichtal in den Moränen von Steibode 1558 m zu erkennen, im Senggibachtal in der Würzi 2 km SW von Grimmelalp. Die blockreiche Moräne auf Tschuggen (LK Niesen, 608/165) mit einem gegen P. 1381 vorragenden Sporn ist wohl auch ins Guttannen-Stadium zu stellen (*Abb. 11d*).

3.3 Weitere rechtsseitige Täler

Zwischen dem Simme-Eis und dem Zufluss aus dem Eigraben hat sich in dem von der Horenegg P. 1310 zum Rossberg P. 1133 abfallenden Grat (LK Boltigen, 600/165) eine mächtige MMA-Struktur entwickelt (*Abb. 11a*). Eine analoge Bildung zwischen dem Simme-Gletscher und dem Zufluss von der Westflanke des Niederhorns durch das Goldbachtal liegt am Nordhang des Hornguger im Grat von Länggrünen zwischen 1600 und 1400 m (597/161). Eine MMA-Struktur zwischen Simmen- und Färmel-Sitebach-Eis findet sich auf dem das Sitebachtobel vom Haupttal trennenden Grat N von Gibel P. 1561 (LK Zweisimmen, 600/149). Die Buckelmoränenflur von Dachbode P. 1648 rechts über dem Ausgang des Färmeltals am Fusse der Mieschflue (599/151) ist als lokale MMA-Struktur über Niesenflysch zu verstehen.

3.4 Linksseitige Täler

Am linken Hang des Simmentals finden sich zahlreiche Ufermoränenstrukturen. Bei ihnen handelt es sich teils um die linksseitig ausufernde Mittelmoräne des

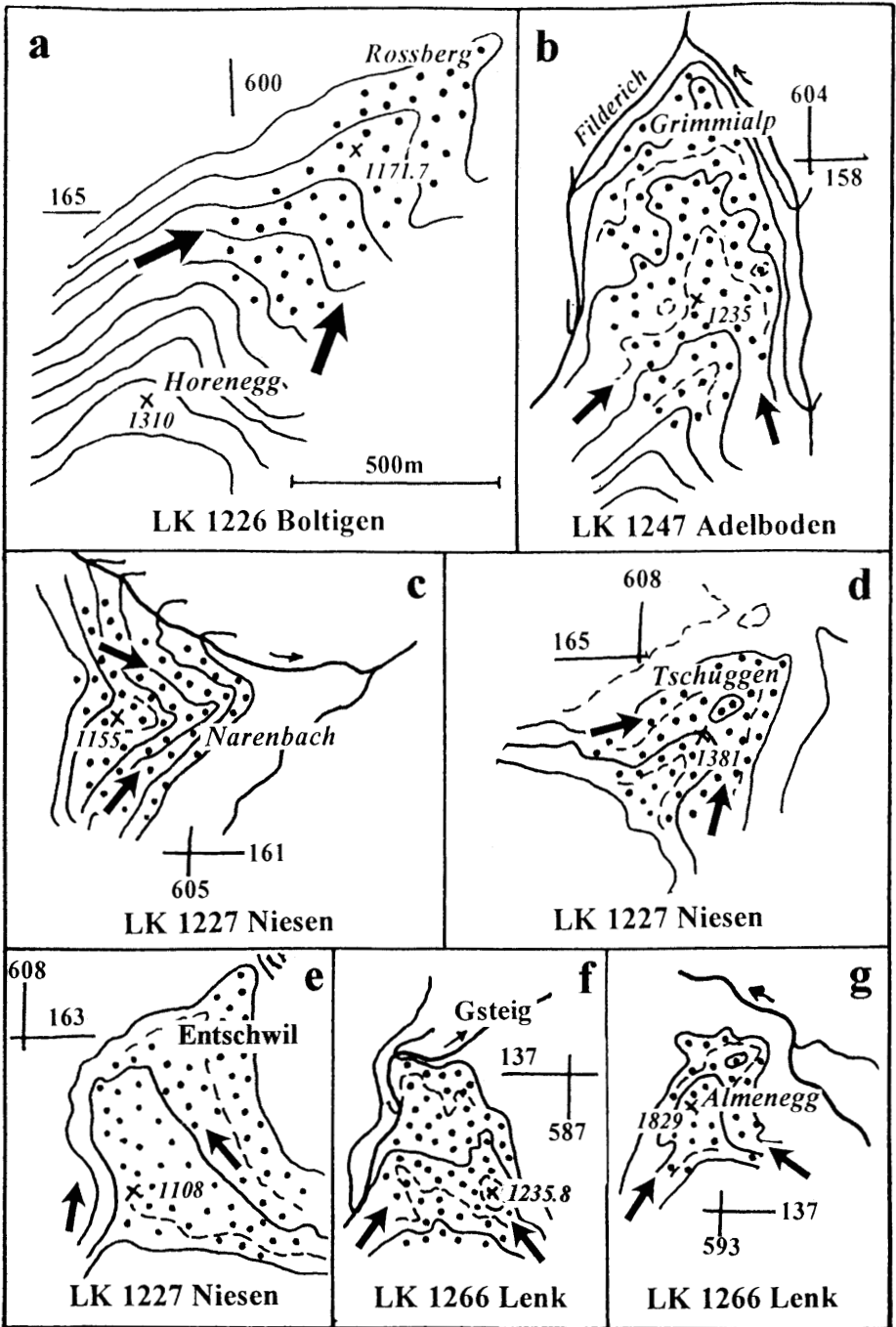


Abbildung 11: Beispiele von Mittelmoränen-Ansatzstellen (MMA-Strukturen). Erklärungen im Text.

Haupttalgletschers (so die markante Struktur von Eschi N von Weissenbach), teils um Mittelmoränen zwischen diesem und einem seitlichen Zufluss oder gar um solche auf einem Seitengletscher. In dem mächtigen Wall von Egg mit P. 1091, der N von Schwarzenmatt-Reidenbach dem Flysch aufgesetzt ist, dürfte eine Mittelmoräne auf dem mehrteiligen und sicher schuttreichen Zufluss aus den Tälern S des Kaiseregg-Gebiets vorliegen. Die lokalen Lockermaterial-Aufschüttungen an den Hängen über Oberwil–Buusche zwischen 900 und 1000 m sind eher der ausufernden Mittelmoräne des Hauptgletschers zuzuordnen: Uf Egg, Sali, Ried, Mieschere mit P. 1012. Dasselbe gilt für die Moränen an den Hängen über Erlenbach von Balzenberg P. 978 über Tal P. 874 bis Allmenden oberhalb Latterbach.

Einen linksseitigen Zufluss erhielt der Simme-Gletscher noch in den frühen Spätwürm-Ständen durch Eis aus dem Tal der Kleinen Simme. Die Mittelmoräne zwischen den zwei Simme-Gletschern hat in allen Stadien auf dem vom Rinderberg gegen Zweisimmen abfallenden Grat vom Büelti auf 1700 m über Eggweid bis unter 1000 m unmittelbar S von Zweisimmen klare MMA-Strukturen hinterlassen.

4. Saanetal (LK 1246 Zweisimmen, 1266 Lenk, 1245 Château-d'Oex, 1265 Les Mosses, BADOUX et al. 1962K)

Der Saane-Gletscher hatte ein umfangreicheres Einzugsgebiet als der Simme-Gletscher. Von der Wildstrubelkette her wurden die beiden Hauptstämme aus dem Gsteig- und dem Lauenental genährt. Von rechts her gesellten sich Zuflüsse aus dem Turbach- und Grischbachtal sowie aus den Tälern von Ciernes Picat und La Manche, von links nebst mehreren kleineren Zuflüssen im bernischen Gebiet vor allem die beiden Seitengletscher aus den Tälern der Torneresse und des Hongrin. Über den Col des Mosses (1445 m) erhielten diese in den Höchststadien Transfluenz-Zuschüsse von Diablerets-Eis aus dem Ormont-Tal, das durch den Rhone-Gletscher zurückgestaut wurde. Über den Sattel der Saanenmöser schickte der Saane-Gletscher im Würm-Maximum und in den frühen Spätwürm-Ständen einen Zuschuss zum Simme-Gletscher. Im Übrigen beteiligte sich der Saane-Gletscher nicht am System des Aare-Gletschers, sondern besass einen eigenen Abfluss zum Alpenrand, wo er sich im Würm-Maximum mit dem Rhone-Gletscher vereinigte. Im Bern-Stadium des Aare-Gletschers reichte er mit seinen Zuschüssen bis Bulle: Seine terminal ausufernden Mittelmoränen schütteten die grossen Moränenhügel N und SW von Bulle.

Im Gebiet von Gstaad vereinigten sich die beiden Hochgebirgsgletscher aus dem Saanen- und dem Lauenental, zu denen sich als vergleichsweise schwacher Zufluss der Gletscher aus dem Turbachtal gesellte. Diese Eisströme setzten sich ihrerseits aus Teilgletschern zusammen und führten schon Mittelmoränen. MMA- und MME-Strukturen sind daher auch in diesem Gebiet reichlich anzutreffen.

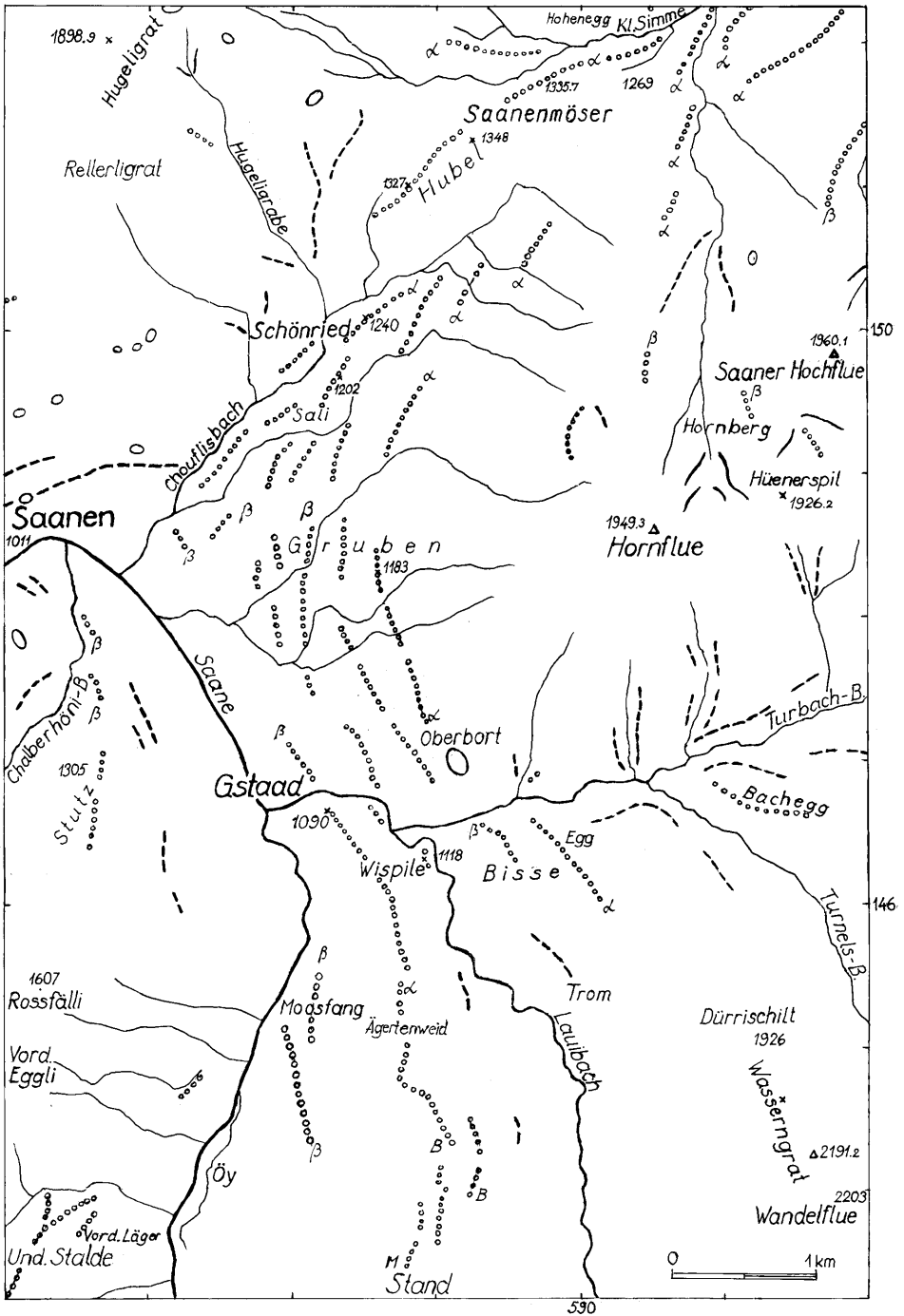


Abbildung 12: Kartenausschnitt Saanen-Gstaad 1:50 000. Bezeichnungen wie auf der Karte 1:100 000.

4.1 Tal von Gsteig

Unmittelbar SW von Gsteig liegt in den Geländespornen von Heiti-Hügel P. 1235.8 eine MMA-Struktur zwischen Saane- und Rüschi-Gletscher (Abb. 11f). Sie entspricht dem Meiringen-Stadium des Aare-Gletschers. Im Guttannen-Stadium lag das Ende der Gletscherzunge vermutlich im Tobel der Saane zwischen 1300 und 1600 m, im Handegg-Stadium zwischen Gaagge 1700 m und Stierenberg 1800 m.

MMA-Bildungen aller Stadien zwischen Saane- und Laubach-Gletscher lassen sich von den höchsten Teilen der Höhi Wispile auf 1900 m über Stand und den ganzen Grat bis zu P. 1090 bei Wispile verfolgen. Eine MMA-Struktur zwischen Saane- und Tschärzis-Gletscher liegt in der Terrasse von Wintersmatte P. 1255 SW von Feutersoey (LK Lenk, 586/140), eine solche zwischen Saane und Meielsgrund in den Hängen von Vorder Lager am Undere Stalde (586/143, Abb. 12).

4.2 Lauenental

Der Gletscher aus dem Lauenental führte eine starke Mittelmoräne, die sich am Nordfuss von Hahnschritthorn/Follhorn zwischen Gelten- und Tungal-Gletscher bildete.

Eine MMA-Struktur zwischen den beiden ist in der Almenegg P. 1829 (593/137) prächtig ausgebildet (Abb. 11g und 15). Die Mittelmoräne lässt sich längs des Lauenen-Saane-Tals über mehrere Stadien verfolgen. Im Meiringen-Stadium schüttete sie den Hügel mit P. 1252, auf dem die Kirche von Lauenen steht (Abb. 4a), und am Ausgang des Lauenentals, am rechten Talhang ausufernd, die Moränenstrukturen zwischen Trom und Bissen (Abb. 12). Im Guttannen-Stadium ist die Zunge des Gletschers nach einem Zurückschmelzen wieder ins Gebiet des Lauenensees (1400 m) vorgestossen, im Handegg-Stadium liegt sie auf dem Undere Feisseberg (1600 m).

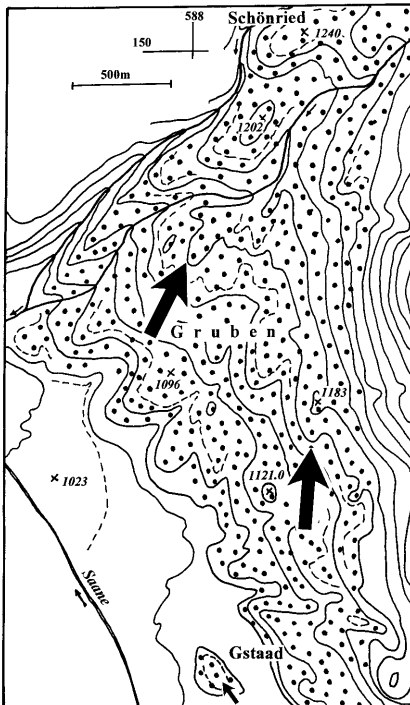


Abbildung 13: Die grossräumige Buckelmoränen-Landschaft von Gruben (punktiert) wurde durch einen mächtigen, auf Grund gelaufenen Mittelmoränenstrang des Saane-Gletschers geschützt in einem Stadium, als dieser die Saanenmöser nicht mehr erreichte (vgl. Abb. 14).

4.3 Die Moränenlandschaft von Gruben

Im Interlaken-Stadium des Aare-Gletschers fuhr unterhalb der Einmündung des Turbachtals ein Mittelmoränenstrang aus dem Lauenental (vgl. 4.2) an den rechtsseitigen Hängen zwischen Gstaad und Schönried auf Grund und schüttete die weiträumige Moränenlandschaft von Gruben auf 1050 bis 1200 m Höhe (Abb. 12–14). Sie ist gekennzeichnet durch sanfte Hügel, in ihrem Charakter ähnlich der in analoger Weise entstandenen «Drumlinlandschaft» von Amsoldingen. Manche dieser Hügel haben einen nach rückwärts ins Leere streichenden, spornartigen Ansatz, der die Auftreffrichtung des Eises von SSW anzeigt.

Die Moränen an den Hängen N und NW von Saanen zwischen 1000 und 1050 m über Büel P. 1041.5 und Hübeli sind durch denselben ausufernden Mittelmoränen-Strang gebildet worden zu einer Zeit, als die Oberfläche des Gletschers schon so tief abgesunken war, dass er gegen Schönried keine grosse Ausbuchtung mehr aufwies.

Eine besondere Stellung nimmt der überbaute Moränenhügel unmittelbar SW der Bahnstation Gstaad ein. Es handelt sich offensichtlich um eine Mittelmoränen-Endaufschüttung. Der Hügel ist von der Buckelmoränenlandschaft Gruben deutlich abgesetzt und streicht nach rückwärts gegen die ebenfalls aus Moräne bestehende Höhe S des Lauibachs mit P. 1090 und dem Park-Hotel. Damit scheint er eher von einer Mittelmoräne aus dem Tal der Saane gebildet worden zu sein. Als Urheber denkbar ist aber auch eine Mittelmoräne aus dem Turbachtal bei einem späten Vorstoss des Turbach-Gletschers zu einer Zeit, als der Saane-Gletscher schon aus dem Gebiet verschwunden war.

Im jüngsten Thun-Stadium erreichte das Saane-Eis noch die Höhe der Saanenmöser: Eine schmale Eiszunge lag auf der dortigen Hochfläche. Sie setzte ihren Oberflächenschutt den linksseitigen Hängen auf. Dort erstreckt sich heute zwischen 1300 und 1360 m der Höhenzug des Hubel, eine 2 km lange Moränenstruktur parallel zu Bahn und Strasse. Vom Punkt 1327 (600 m NNE der Station Schönried) fällt ihr rückwärtiger, nach SW ins Leere streichender Sporn zu einem Bächlein ab, das diesen umfließt. Die Punkte 1348 und 1335.7 markieren den weiteren Achsenverlauf dieser Struktur. Vom P. 1335.7 fällt sie mit einer steilen, zweistufigen Front gegen die Station Saanenmöser ab. Eine Fortsetzung findet sich noch in der Morärenterrasse Hohenegg N des Simnegrabe.

4.4 Saanetal unterhalb von Saanen

Tiefere Endlagen einer ausufernden Mittelmoräne auf dem Saane-Gletscher finden sich im Raume Les Moulins (ausserhalb der Übersichtskarte 1 : 100 000) auf der linken Talseite von 900 bis 1000 m. Gegenüber auf der rechten Talseite liegt im Raume von Château-d'Oex eine Moränenstruktur von einem Kilometer Länge mit P. 892.5. Aufgrund ihrer Achsenrichtung ist sie als Mittelmoräne zwischen dem Haupttalgletscher und dem von der Vanil-Noir-Kette zugeflossenen schuttreichen Eis zu deuten.



Abbildung 14: Virtuelles Luftbild der Buckelmoränen-Landschaft Gruben von W im Morgenlicht. Der Pfeil zeigt die Auftrefferichtung des Mittelmoränen-Stranges. Im Hintergrund die Hornflue. Bildkonstruktion Heinz Frutig mittels des Programms «Scenery Switzerland Professional» von Endoxon AG, Luzern.



Abbildung 15: Die Almenegg bei der Alp Chüetungel (LK Lenk, 593/137), der Mittelmoränen-Ansatz (MMA-Struktur) zwischen Gelten- und Tungalgletscher.

Anmerkung: Ausserhalb des in dieser Studie besprochenen Gebietes, aber noch auf der beigefügten Übersichtskarte 1 : 100 000 liegt eine besonders markante MMA-Struktur am Nordhang der Kaiseregg (LK Boltigen, 590/167). Über alle Eiszeiten hat sich dort bei entsprechenden Gletscherständen zwischen den Firnfeldern von Riggisalp und Geissalp ein 500 m langer und 60 m hoher, nach NNE umbiegender Wall gebildet. Eine zweite solche Struktur findet sich 2 km weiter östlich in der Ziebegg am Nordfuss des Stierengrat.

5. Zusammenfassung

Die vorliegende Studie über die Eisstände in den Abschmelzstadien der ausgehenden Würm-Eiszeit im westlichen Berner Oberland ergänzt und beschliesst die 2005 erschienene Arbeit über das östliche Oberland. Sie behandelt die Talgebiete der Engstlige, der Simme und der Saane mit ihren Nebentälern. Wiederum dienen Mittelmoränen mit ihren terminalen und lateralen Endaufschüttungen als wesentlichste Indikatoren für die verschiedenen Eisstände. Diese werden im Text und mit den Abbildungen mit ihren markantesten Bildungen beschrieben. Die der Arbeit beigegebene Karte 1 : 100 000 bringt zahlreiche weitere Moränenstrukturen zur Darstellung, deren Stadien-Zuordnung allerdings in vielen Fällen hypothetisch bleibt. Die nachstehende Tabelle zeigt eine Übersicht über die vermuteten Hauptstadien in den drei Talgebieten nebst der zugehörigen Höhe der Firnlinie und dem approximativen Alter nach heutigem Wissensstand.

Stadium Alter (vor heute) Höhe der Firnlinie ³	Gletscher	Saane	Simme	Engstlige
Handegg (Egesen) 10 500 J. 2500–2600 m	ε	Saanelal: Gaagge 1700 m Stiereberg 1800 m Lauenental: Undere Feisseberg 1600 m	Iffigental: Iffigenalp 1600 m Simmental: Rezilberg 1450 m	Engstlige: Engstligenalp 2000 m Bunderle: Holzberg 1500 m
Guttannen inkl. Boden (Daun inkl. Clavadel) 14 000 J. 2200–2300 m	δ	Saanelal: Sanetschfall 1500 m Lauenental: Lauenensee 1400 m	Iffigental: Langersite 1300 m Simmental: Grossi Zälg 1100 m	Engstlige: Huserweid 1350 m Bunderle: Martigrabe 1350 m
Meiringen (Gschnitz) 16 000 J. 2000 m	γ	Saanelal: Gsteig 1200 m Lauenental: Lauenen 1250 m	Lenk: Gruebi 1120 m	Engstlige: Öy-Eggetli 1250–1300 m Bunderle: Lischca 1200 m
Interlaken (Steinach) 17 000 J. 1800 m	β	Saanelal: Chäle 1040 m Gruben 1100 m	Zweisimmen: l: Eggetli, Bolge 980 m r: Egg, Oberried 980 m	Zungenende: S Frutigen: Büelen 850 m Bodmen 900 m Adelgos 1000 m Stauterrasse links: Adelboden
Thun i. w. S. (Bühl, Stephanskirchen) 18 000 J. 1350, 1500–1600 m	α	Les Moulins 950 m Château-d'Oex 990 m Saanelal-Arm: Hubel-Hohenegg 1300–1350 m	Rückschmelzstände zwischen Erlenbach und Zweisimmen: Därstetten, Weissenburg, Eschli u.a.	vereinigt sich mit Kander- Gletscher Stauterrasse rechts: Dälmoos-Büel 1200 m
Bern (Ölkofen) 20 000 J. 1200 m	B	Bulle Saanelal-Arm: vereinigt sich mit Simme- Gletscher	vereinigt sich mit Kander/Aare-Gletscher	vereinigt sich mit Kander- Gletscher

Tabelle 1: Gletscherstände anhand von terminalen und lateralen Mittelmoränen-Endaufschüttungen.

³ Die Firnlinie (Gleichgewichtslage zwischen Zuwachs und Abschmelzen) steigt vom Alpenrand bis zum Alpenkamm um rund 250 m an. Zudem liegt sie in NE-Exposition bis 250 m tiefer, in SW-Exposition bis 250 m höher. Angegeben sind Mittelwerte.

6. Literatur und geologische Karten (K)

- BADOUX, H., GAGNEBIN, E., LOMBARD, A., MCCONNELL, R. B., DE RAAF, M., SCHAUB, H. P. & VISCHER, A. (1962K): LK 1266 Lenk (LK 1 : 50 000 vergrössert). Atlas géol. Suisse 1 : 25 000, 41. Comm. Géol. Suisse. Notice explicative par H. BADOUX & A. LOMBARD, 1962.
- BECK, P. (1921): Nachweis, dass der diluviale Simmegletscher auf den Kandergletscher hinauffloss. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1921, V–VII.
- BURRI, M. (1974): Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 67/1, 135–153.
- FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K. & v. TAVEL, H. (1956K): Gemmi. Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000, Blatt 32. Schweiz. geol. Komm. Erläuterungen von H. FURRER, 1962.
- 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, Blatt 87. Landeshydrolog. u. -geol., Bern.
- GENGE, E. (1948): Zur Geomorphologie des Niedersimmentales. *Geogr. Helv.* 1, 133–142.
- GENGE, E. (1949): Eiszeitliche Ablagerungen im Diemtigtal. *Mitt. Naturf. Ges. Bern*, N. F. 6, 127–159.
- GENGE, E. (1955): Über eiszeitliche Ablagerungen im unteren Simmental. *Mitt. Naturf. Ges. Bern*, N. F. 12, 23–58.
- HANTKE, R. (1972): Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz). *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 279–291.
- HANTKE, R. (1978, 1980, 1983): Eiszeitalter 1–3. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Ott, Thun, 468, 703, 730 S.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2005): Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland, Erster Teil: Östliches Oberland bis zur Kander. *Mitt. Naturf. Ges. Bern* 62, 107–134.
- LOMBARD, A., AEPPLI, A., ANDRAU, E. W. K., BAUD, A., BOTERON, G., CARON, C., DOUSSE, B., DUBEY, R., FAVRE, G., FLÜCK, W., JEANNET, A., LAZREG, H., LONFAT, F., MCCONNELL, R. B., PLANCHEREL, R., WEIDMANN, M. & WIDMER, A. (1974K): LK 1265 Les Mosses, Atlas géol. Suisse 1 : 25 000, feuille 64. Comm. géol. suisse. Notice explicative par A. LOMBARD et al., 1975.
- MORNOD, L. (1947): Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse-Gruyères. *Eclogae geol. Helv.* 40/1.
- NUSSBAUM, F. (1906): Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. *Jber. geogr. Ges. Bern* 20.
- PASQUIER, J. B. (2004K): CN 1225 Gruyères, Atlas géol. Suisse 1 : 25 000, feuille 115, Office fédéral eaux et géol.
- RABOWSKI, F. (1912K): Simmental et Diemtigtal, Carte géologique spéciale 69 1 : 50 000.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. Schweizerbart, Stuttgart. 257 pp.
- WAGNER, G. (2002): Die Eiszeitlandschaft im Gebiet Oberes Aaretal – Thunersee. *Jb. Thuner- u. Brienzensee* 2002, 11–41.
- WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen. Ein vergessenes Paradigma der alpinen Quartärgeomorphologie. *Z. Geomorph.* 47/3, 373–392.