Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 26 (1923-1925)

Artikel: Morphologische Untersuchungen im Entlebuch
Autor: Steiner, Joseph
Kapitel: 3: Ergebnisse
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-322663

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

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

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

Download PDF: 13.07.2025

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

Dritter Teil

Ergebnisse

A. Der Formenschatz des Untersuchungsgebiets und seine Entstehung

Übersicht

Unser Gebiet, eine Mittelgebirgslandschaft, zeichnet sich durch ein starkes Relief, einen reichen Formenschatz aus.

Es ist dies vor allem auf die hohe Meereslage des Gesamtgebietes und auf die damit zusammenhängende kräftige Zerschneidung und Durchtalung durch das fliessende Wasser zurückzuführen.

Dabei machen sich, obwohl wir es ausschliesslich mit Gesteinen der Molasse zu tun haben, auch Unterschiede der Gesteinsschichten in den Geländeformen bemerkbar, indem häufig die mächtigen Nagelfluhbänke ausgesprochene Steilabstürze darstellen, während auf den weicheren Sandsteinen und Mergeln sanftere Böschungen auftreten.

Auch die Faltung, von der die Molasseschichten betroffen wurden, kommt unverkennbar in bestimmten Formen des Geländes zum Ausdruck, so insbesondere in der Richtung und Gestalt von Isoklinalkämmen, bzw. von anti- und isoklinalen Talfurchen. Zahlreich sind indes auch die Erhebungen und Täler, die unabhängig von Struktur und Gesteinsschichten verlaufen und die nach ihrer besonderen Gestaltung sehr mannigfaltig sind.

Ferner spielen die Ablagerungen der Diluvial- und Alluvialzeit eine bedeutende Rolle in den Geländeformen.

Die beiden Hauptgruppen der Landformen, Abtragungs- und Aufschüttungsformen, finden sich in unserem Gebiet in typischen Arten, und zwar herrschen die ersteren im grossen und ganzen vor und bestimmen den Charakter der gesamten Landschaft. Diese Formen treten uns entgegen in Erhebungen: Bergkämmen, Kuppen und Rundbuckeln, als Vertiefungen und Abflachungen, wie Täler und Terrassen.

Die Aufschüttungsformen verdanken ihre Entstehung hauptsächlich glazialen und fluviatilen Vorgängen; dementsprechend sind es bald Moränen und fluvioglaziale Schotter in Form von Terrassen, bald Talbodenschotter und Schuttkegel; dazu kommen noch Schlipfbildungen und Bergsturzhaufen.

I. Die Erhebungen

Unter den Erhebungen seien die *Isoklinalkämme* angeführt, deren Richtung durch den Verlauf der Falten bedingt ist; solche sind die Beichlen und der Farnerenbergzug einesteils, der Schüpferberg oder die Egg anderseits. Die erstgenannten Erhebungen erscheinen als Südschenkel einer breiten Antiklinale der gefalteten Molasse; die Egg würde dem Nordschenkel entsprechen. Indes sind die geologischen Verhältnisse nicht so einfach; dies geht aus den stratigraphischen Untersuchungen von R. Schider und H. Mollet (Lit. 17 und 19) hervor.

In beiden Isoklinalzügen spielen mächtige Nagelfluhbänke bei der Gestaltung im einzelnen eine wesentliche Rolle; auf sie sind namentlich da, wo die Schichten abbrechen, die Felsabstürze der Kammzonen zurückzuführen. (Über die spezielle Gestaltung jedes Bergzuges siehe die Einzelbeschreibung im II. Teil.)

II. Die Täler

Die Täler des Untersuchungsgebietes sind Erosionstäler; sie weisen nach Lage und Beschaffenheit grosse Mannigfaltigkeit auf.

Das *Haupttal* ist in seinem Verlauf auf bestimmten Strecken durch das Streichen der Gesteinsschichten, bzw. Faltenzüge bedingt (Tablabschnitt Schüpfheim-Entlebuch). Auf andern nimmt es den Charakter eines Quertals an (Abschnittt Entlebuch-Wolhusen und Wolhusen-Schachen). In diesen Strecken zeigt das tiefere Flusstal neben einer Gefällszunahme auffällige Verengungen, die gewöhnlich mit härteren Gesteinsbänken, besonders Nagelfluhschichten, zusammenfallen (S. 13 f.).

In der Gegend von Schüpfheim hat das Haupttal eine beträchtliche Ausschleifung durch den eiszeitlichen Waldemmegletscher erfahren; es erscheint dort mehr oder weniger als ein glazial ausgeweitetes Zungenbecken.

Eine bemerkenswerte Übereinstimmung der Talrichtung mit dem Streichen antiklinal gestellter Molasseschichten besteht beim

Längstalstück Escholzmatt-Schüpfheim, das ebenfalls deutlich die Erosionswirkung der Diluvialgletscher erkennen lässt.

Beinahe sämtliche in das Tal der Emme einmündenden *Seitentäler und Bachläufe* sind V-förmige Engtäler; unter ihnen haben einzig die grössten ein mehr oder weniger ausgeglichenes Gefälle, so die Fontannentäler. Dagegen zeigen die kleinern Bachtäler in der Regel im Unterlauf ein stärkeres als im Mittellauf; nicht selten äussert sich das grössere Gefälle in Wasserfällen, die in härteren Bänken liegen.

Gut ausgeprägt ist diese Erscheinung unter anderm im Talgebiet zwischen Entlebuch und Wolhusen, wo das Tal des Hauptflusses den Charakter eines von Felswänden begleiteten cañonartigen Taleinschnitts besitzt und die Emme noch heute in Tiefenerosion begriffen ist, oder ähnlich im vordern Entlengebiet. Es handelt sich dabei nicht bloss um eine gewöhnliche fluviatile Übertiefung der Haupttäler, vielmehr sind in diesen Gegenden die seitlichen Bachläufe auf Ablagerungen der letzten Eiszeit verlegt worden und schneiden jetzt in ihrem Unterlauf neue Rinnen in den anstehenden Fels ein, während die Hauptgewässer nach der jüngsten Vergletscherung nur ihre alten Talwege etwas weiter eintieften.

Wichtig für die Frage der Talbildung im Untersuchungsgebiet ist das Querprofil der Täler; denn meistens sind in den Hängen oder über der Talsohle Terrassen vorhanden, die, insofern es sich um Erosionsterrassen handelt, eine Periodizität der Talvertiefung anzeigen.

III. Die Terrassen.

Wir haben zu unterscheiden zwischen Denudations- und Erosionsterrassen; diesen fügen sich die Aufschüttungsterrassen an.

1. Denudationsterrassen.

Die Denudationsterrassen sehen wir in unserer Landschaft bezeichnenderweise in den Nagelfluhbezirken zahlreich und gut entwickelt, wo sie an die Mergel- und Sandsteinschichten zwischen den Nagelfluhbänken gebunden sind. So ist der nordwestliche Abfall des Nagelfluhrückens der Farneren südlich Schüpfheim durch eine grosse Zahl auffälliger Schichtterrassen und -vorsprünge gegliedert. Ebenso sind diese Terrassen im Nagelfluhgebiet nördlich Entlebuch allenthalben vorzüglich ausgebildet. Dort haben sie ent-

sprechend der Lage der Gesteinsbänke eine gegen N oder NW gerichtete Oberflächenneigung; eine Abwitterungsterrasse dieser Art ist beispielweise die Stöckern - Zeugschürli - Terrasse, die am Westabhang der Bramegg von 800 auf 900 m ansteigt.

Eine besondere Stellung nehmen jene an weiche Gesteinsschichten geknüpften Felsterrassen ein, die in einem alten Talniveau liegen, wie die in den Kanten mit Nagelfluh zusammenfallenden, hochgelegenen Terrassen der linken Talseite zwischen Schüpfheim und Hasle (S. 54) oder die in 700—760 m zwischen Werthenstein und Schachen auftretenden Terrassenflächen (S. 69). Diese kann man auch als Talbodenreste deuten.

2. *Erosionsterrassen*

Nach ihrer Höhenlage unterscheiden wir: „Hohe Terrassen", die 100—150 m über der Talsohle liegenden, höchsten beobachteten Abtragungsflächen von meist bedeutender Breitenentwicklung und „Tiefere Talterrassen", die in Höhen von 4 m bis im Maximum 60 m über dem Talboden auftreten.

a) Die „Hohen Terrassen". Diese lassen sich im Längstal des Untersuchungsgebietes in einen langsam talauswärts von zirka 1000 auf 720 m fallenden Terrassenhorizont einreihen. Aber auch im obern Talgebiet, im Tal der Waldemme, ist ein entsprechendes Terrassenniveau nachzuweisen. Die betreffenden Terrassen sind im Mariental: Jänzimatt (1380 — 1500 m), Steinetli - Witenlauenen (1380 m), Unter-Saffertberg (1230 m) im Südelbachgraben. Unterhalb Sörenberg folgen: Neuhüttli (1175 m), Junkholz (1140—1190 m), Felsterrasse Bleickenboden (1130—1140 m) am Ausgang des Rothbachtals, Mettlen (1031 m) und Unter-Spirberg (1032 m) bei Flühli, Glashütten-Zopfweidli (1030 m), Haselegg (1054 m), Eggen (890 m) und Egerten (880 m) am Talausgang.

Im *engern Untersuchungsgebiet* gehören dem hohen Talniveau an: Die Erosionsflächen von Hütten-Tellenbachschwendi vor der Beichlen, in zirka 1000—920 m (S. 30); die Haslehohwald-Terrasse (S. 28 f.), Gefälle von 950 m auf 850 m; die Terrassen von Unterberg-Willischwand-Bodnig an der linken Seite der Längstalfurche Escholzmatt-Entlebuch, Höhe 910—860 m (S. 54). Im Abschnitt Entlebuch-Wolhusen, die terrassenförmigen Böschungen und Felsflächen linksseitig über dem Flusstal in ca. 800—730 m (S. 56, 60); genau auf ihr Niveau führt auch eine bis zur Talmitte ge-

dachte Verlängerung der 3—6° gegen WNW—NW geneigten Felsoberfläche des breiten nördlichen Brameggrückens. Diesem Terrassenniveau sind schliesslich nach den Ausführungen im Vorhergehenden (S. 68) die flachen Molasserücken bzw. Talterrassen in 700—720 m Meereshöhe nördlich und östlich Wolhusen zuzurechnen.

Im Fontannengebiet ist unser Talhorizont über den engen, steilwandigen Taleinschnitten, wo sich in 100—150 m Höhe über den Flussläufen die sanfteren Böschungen der ausgeglicheneren Erosionslandschaft einstellen (S. 60), anzugeben.

Von wesentlicher Bedeutung ist, dass alle angeführten Terrassen leicht in ein talauswärts gerichtetes einheitliches Abdachungsniveau eingeordnet werden können: Sie erweisen sich als Talterrassen und sind wohl die Überreste des *präglazialen Talbodens* des Entlebuchs. Dafür sprechen folgende Gründe: Sie stellen die höchsten als Talterrassen erkennbaren Abtragungsflächen des Untersuchungsgebietes dar; sodann müssen sie älter sein, als die übrigen Erosionsterrassen, von denen die höheren dem früheren Eiszeitalter zuzuweisen sind.

b) Die „Tieferen Terrassen“. Im obern Talabschnitt des speziellen Untersuchungsgebietes, in dem diese niederen Terrassen am deutlichsten hervortreten, haben wir sie drei Talböden, in 30—50, 10—20 und 3—5 m Höhe über dem gegenwärtigen Emmelauf, zugewiesen (S. 18 ff.). Äquivalent sind im mittleren Abschnitt die 30—50 m aufragende Felsterrasse von Entlebuch-Ebnet-Obermoos (S. 38), die 15—20 m und die 5—10 m hohen Terrassen des Emmentals (S. 23 f.).

Die verschieden hohen Erosionsterrassen über den recenten Sohlen der Täler deuten darauf hin, dass die Talbildung im Entlebuch, wie in andern Landschaften der Schweiz, etappenmässig vor sich ging. Es frägt sich nun, ob auch zeitlich in der Entwicklung Übereinstimmung mit anderweitigen Flussgebieten herrscht. Nach den Ausführungen verschiedener Autoren erfolgte für einen grossen Teil des schweizerischen Mittellandes die Haupttalvertiefung in der Mindel-Riss-Interglazialzeit, da vielerorts Hochterrassenschotter sogar unter dem Niveau der alluvialen Talsohlen auftritt.

In dieser Hinsicht macht jedoch unser Gebiet eine Ausnahme. Zwar scheint der von Wolhusen nach N gehende ehemalige Talweg der Kleinen Emme bei dieser Ortschaft während des Eiszeitalters bis zur Tiefe des heutigen Emmetals in die Molasse einge-

schnitten gewesen zu sein, indem die alten fluvioglazialen Schotter der Terrassen von Blindei und Höchweid im Flusstalabschnitt Wolhusen-Schachen von einer durch den obigen Talzug abfliessenden Strömung hergeleitet worden sind, die mindestens eine Taltiefe von 560 m beim Wolhusener Flussknie verlangt; dies würde auch dem Vorkommen von Hochterrasse in der Talsohle des Wiggertals unterhalb Willisau (Lit. 10, S. 80) entsprechen. Anderseits schneidet nun aber die Emme auffallenderweise in ihrem Flusstal oberhalb Wolhusen bis hinauf ins Waldemmegebiet kein Diluvium an — nur grössere Findlinge finden sich gelegentlich im vielfach felsigen Flussbett — so dass hier nicht einmal ein vorwürmzeitliches Alter des *bestehenden Talbodens* angenommen werden kann; er ist postglazial entstanden. Es ist im ganzen auch kaum an eine epigenetische Talbildung der Postglazialzeit zu denken; ein wesentlich tieferer, älterer Tallauf neben dem vorliegenden liess sich nicht feststellen.

Selbst die *3—10 m hohen Terrassen,* die nirgends von Moräne überlagert sind, stellen die Reste eines offenbar erst nach der würm-eiszeitlichen Hauptvergletscherung entstandenen Talbodens dar.

Mit der bis zur Gegenwart andauernden Vertiefung der Täler des Untersuchungsgebietes steht neben den geologischen Verhältnissen zweifelsohne auch in erster Linie die jugendliche Form des Querschnitts langer Talstrecken (Flusstal Entlebuch-Wolhusen, Fontannentäler u. a. m.) in Zusammenhang; ferner sind hierfür die durch die Vergletscherungsverhältnisse bewirkte Aufstauung der Flussläufe und Auffüllung gewisser Talabschnitte durch mächtige Diluvialbildungen mitverantwortlich.

Im Gegensatz zu den niedrigsten sind die höherliegenden Terrassen von Diluvialablagerungen, von Moränenbildungen oder Schottern überdeckt, vorwiegend von solchen der Würmvergletscherung: Die *10—20 m-Terrassen* sind die Reste eines jedenfalls vor der letzten Eiszeit geschaffenen Talbodens. Nach dem Vorkommen der diluvialen Nagelfluh nördlich Wolhusen in zirka 15 m Höhe über dem Emmespiegel, die wir der Riss-Eiszeit zugeschrieben haben (S. 67), ist derselbe wahrscheinlich in der vorangegangenen Mindel-Riss-Interglazialzeit angelegt worden.

Somit müssten die *30—60 m hohen Terrassen* älter sein. Ein relativ hohes Alter dieser höhern Erosionsterrasse wird durch die ihr in der Umgegend von Obermoos südlich Wolhusen auflagernden

alten Flußschotter (S. 45) angedeutet. Die Ablagerung der Schotter geschah durch einen südnördlich strömenden Fluss, die damalige Kleine Emme. Angesichts der Nähe des Riss-Schotters nördlich Wolhusen und der Höhe des alten Talbodens südlich dieser Ortschaft ist die Annahme einer zeitlichen Übereinstimmung unwahrscheinlich; der in Rede stehende Talboden dürfte also bereits vor der Grossen Interglazialzeit bestanden haben; wir bezeichnen ihn als *Mindel-Talboden*. Damit ergibt sich eine gewisse Übereinstimmung mit den talbildenden Vorgängen in den benachbarten Tälern der Luthern und der Grossen Emme (Lit. 14, S. 16).

Im Waldemmetal könnten die folgenden 40—60 m hohen Talterrassen unserm Mindel-Talboden zugehören: Die Terrasse Klusstalden (820 m), ein Terrassenvorsprung in 900 m neben dem Ausgang des Hellschwandbachtobels und bei Glashüttenrain, das Plateau von Wald (940 m) bei Flühli, die Terrassenfläche der Hirsegg (1050—1090 m). Unter diesen Terrassen sind talaufwärts bis zur Hirsegg und dort im Liegenden der Moränenterrasse von Sörenbergli, rechtsseitig der Waldemme, noch zahlreiche nur 15—25 m über dem recenten Flussniveau befindliche kleinere Felsterrassen sichtbar, die Stücke einer dem 10—20 m-Talboden des Haupttals äquivalenten Talsohle sein werden.

Im Entlenquertal ist die in der Höhe der vor dem Talausgang gelegenen Erosionsfläche von Hasle auftretende Terrasse von Frauental, mit der talauf anschliessenden Felsterrasse unter den Moränen von Burg (S. 33), den 30—50 m-Terrassen des Haupttals gleichzustellen; vielleicht darf der betreffende Talboden auch über der 30 m tiefen Felsklamm bei Glashütten angenommen werden.

Die Fortsetzung des Mindel-Talbodens bei Wolhusen führt nach den Erörterungen S. 68 einerseits in dem Talzug des Bilbachs oder der Schwarzenbäche nach Norden, anderseits nach Osten, in der Richtung des jetzigen Emmetals, wo das gleiche Talniveau in den 50—60 m hohen Felsterrassen zwischen Werthenstein und Schachen (S. 24 ff.) erhalten ist. Anscheinend hat schon in der ältern Diluvialzeit eine Verlegung des ursprünglich nördlichen Emmelaufs nach O stattgefunden, aber durch welche Umstände diese Ablenkung verursacht wurde, lässt sich schwer sagen. Mutmasslich ist sie auf die Anzapfung durch einen subsequenten Nebenfluss der Reuss zurückzuführen.

Nach der Zahl der rekonstruierten Talbodensysteme sind für das Haupttal des Untersuchungsgebietes wenigstens fünf Phasen

der Taleintiefung zu unterscheiden. Von diesen entsprechen bei der durchgeführten Altersbestimmung der Talböden die drei ersten den im zentral- und ostschweizerischen Mittelland allgemein erkannten Erosionsphasen der tertiären und diluvialen Talbildung; die beiden verbleibenden aber sind eine lokale Erscheinung.

Die Talbildung bis zur jüngern Diluvialzeit wird in unserem Lande von mehreren Forschern übereinstimmend mit Hebungen bzw. Schiefstellungen der Alpen und des Molassegebietes in Zusammenhang gebracht[1]; für die Zeit des Diluviums ergibt sich diese Auffassung mit grösster Wahrscheinlichkeit nach den heutigen Gefällsverhältnissen der präglazialen Landoberfläche und der interglazialen Talwege. Auch die Neigunsgverhältnisse unserer Terrassensysteme des Haupttals oberhalb Wolhusen, über die die nachstehende Tabelle Aufschluss gibt, mögen für die genannte Ursache der interglazialen Taleintiefungen sprechen.

Talstrecke	Präglaziales Talniveau			Talniveau I. Interglazialzeit			Talniveau II. Interglazialzeit		
	Meereshöhen der Endpunkte der Talstrecken	Entfernung in km	Gefälle in ‰	Meereshöhen der Endpunkte der Talstrecken	Entfernung in km	Gefälle in ‰	Meereshöhen der Endpunkte der Talstrecken	Entfernung in km	Gefälle in ‰
	m			m			m		
Oberes Mariental bis Untere Hirsegg . .	1380-1170	5,9	35,5						
Untere Hirsegg bis Flühli .	1170-1030	4,3	32,5	1060-940	3,9	25	985-895	3,4	23
Flühli bis Klusstalden . .	1030-890	4,7	29,5	940-820	4,1	29	895-775	3,7	32,5
Gegend von Schüpfheim bis Gegend von Hasle-Entlebuch	860-820	5,5	7	750-720	4,2	7	735-685	6	9
Gegend von Hasle-Entlebuch bis Gegend von Wolhusen .	820-710	9,3	13	720-610	8,6	12,5	685-610	4,4	17

Für die obige Annahme können geltend gemacht werden: Erstens die auffallend hohen Gefällsbeträge der zwei ältesten, sehr breiten Talböden; zweitens die Tatsache, dass der präglaziale gleiche oder selbst steilere Neigung aufweist wie der Talboden der I. Interglazialzeit.

---

[1] Vergl. Penck & Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 463 und 473. F. Nussbaum, Über die Fortschritte der morphologischen Erforschung der Schweiz in neuer Zeit (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1914), S. 15.

Die Erosionsbeträge der Durchtalung sind im Längstal des Untersuchungsgebiets entsprechend der Höhenlage der alten Talböden für die Tertiär- und Präglazialzeit 3—900 m (berechnet von den das Tal begleitenden höchsten Bergrücken an), für die I. Interglazialzeit ca. 100 m. In der Mindel-Riss-Interglazialzeit beträgt die Tieferlegung der Talsohle im Haupttal des Entlebuchs durchschnittlich nur ca. 20—25 m, während für dieselbe Zeit in den übrigen Flussgebieten des Mittellandes Beträge von 50—150 m ermittelt wurden (Lit. 20, S. 295). Möglicherweise ist der Grund hiefür in Ungleichheiten der Hebung, die Mittelland und Alpengebiet erfahren haben, zu suchen.

3. *Aufschüttungsterrassen*

Die Aufschüttungsterrassen des untersuchten Talgebiets sind Moränen- und Schotterterrassen.

Bei den *Moränenterrassen* stellen die einen reine Aufschüttungsformen dar. So werden diejenigen bei Rütmätteli, Schwandgaden und Raffholtern unterhalb des Eggkamms westlich Schüpfheim durch Einlagerung von Moräne in Bachtrichter gebildet. Ferner sind hier prächtige, in der Stromrichtung des ehemaligen Gletschers langsam sich senkende Ufermoränenterrassen der Diluviallandschaften von Schwendi-Haslehohwald und des vordern Entlengebiets zu nennen. Bezeichnend ist die leichte Einsenkung ihrer Oberfläche in den durch Schuttauffüllung der ursprünglichen Depression zwischen dem abgelagerten Wall und dem rückliegenden Hang gebildeten Terrassenteilen; diese sind meistens sumpfig und enthalten Moore und Torfboden, während der erhöhte, trockenere Terrassenrand und der Stufenabfall öfter Wald tragen.

Andere Moränenterrassen sind dagegen erst durch Zerschneidung angehäufter Moränenmassen entstanden, wie jene von Müllerenmoos, Schwendeli und Burg im Entlental.

Von den *Schotterterrassen* treten die meisten im Hangenden der das Tal begleitenden Felsterrassen auf und sind wohl zum grössten Teil diluvialen Alters. Vielfach sehen wir heute die ursprünglichen Schotterflächen dieser Terrassen durch aufgesetzte Bachschuttkegel mehr oder weniger verändert.

B. Eiszeitliche Bildungen und Vergletscherungsverhältnisse

Allgemeines

Im vorliegenden Gebiet des Entlebuchs sind aus verschiedenen Zeiten stammende und in verschiedenen Höhenlagen abgesetzte fluviatile, glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen verbreitet.

Mehrmals während des Eiszeitalters ist der Ausgang des Haupttals in der Gegend von Wolhusen durch die Eismassen grosser Gletscher aus den Zentralalpen verbaut worden, wodurch die Talflüsse und die Schmelzwasser der Voralpengletscher des Talgebiets aufgestaut wurden, so dass sie zeitweise kleinere Seen bildeten und zum Teil mächtige Schottermassen ablagerten.

I. Ältere Diluvialbildungen

Als älteste Ablagerungen der Quartärzeit betrachte ich die unter den Moränen von Obermoos (südlich Wolhusen) liegenden alten Emmeschotter; sie sind auf einem Talboden abgesetzt worden, der vor der Mindel-Riss-Interglazialzeit entstanden ist; nach Lage und Beschaffenheit mögen sie dem jüngeren Deckenschotter entsprechen.

Es wurde bereits bemerkt, dass vor der Mindelvergletscherung die Kleine Emme bei Wolhusen nach einem ursprünglichen Lauf gegen N infolge Anzapfung einen späteren gegen O eingeschlagen haben dürfte (S. 27). Offenbar ist nun beim Vorstossen des Reussgletschers der Mindel-Eiszeit, nachdem die Emme zunächst zur Ablagerung ihrer alten Schotter veranlasst worden war, eine neuerliche Verlegung des Talflusses nach N erfolgt, ohne dass derselbe damals erheblich eingetieft worden wäre. Zu einer Eintiefung kam es aber in der Richtung Wolhusen-Willisau in der Mindel-Riss-Interglazialzeit oder spätestens im Laufe der Riss-Eiszeit. Ob die Emme, wie man nach den Erosionsterrassen im Flusstal östlich Wolhusen (Höchweid-Dietenei) schliessen möchte, vor der Risszeit wieder gegen O strömte, ist deshalb etwas ungewiss, weil die den Terrassen aufliegenden fluvioglazialen Schotter des Reussgletschers eine ost-westliche Strömung anzeigen (S. 26).

In der Grossen Interglazialzeit muss sich die Emme zwischen Entlebuch und Wolhusen westlich vom früheren Talweg in die alten Schotter eingeschnitten haben, wodurch hier das heutige epigenetische Flusstal angelegt wurde (vergl. Fig. 4).

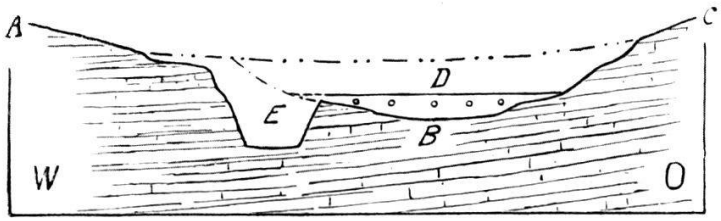

Fig. 4. Schematisches Profil des Klein-Emmetals.

AC: Präglaziale Landoberfläche. ABC: Tal vor Ablagerung des alten Emmeschotters. D: Alter Emmeschotter. ADC: Tal nach Ablagerung des alten Emmeschotters. E: Epigenetisch entstandenes Tal der Mindel-Riss-Interglazialzeit.

II. Die Riss-Eiszeit

In der Riss-Eiszeit bewegte sich von Malters her der *Reussgletscher* durch das Tal gegen Wolhusen; er bewirkte eine mächtige Stauung der Lokalflüsse, wie die vorwiegend aus Nagelfluhgeröllen zusammengesetzten Schotter in 680—720 m im Bereich der linken Seite des Emmetals nordwärts der Fontannenmündung (S. 61 ff.) deutlich zeigen. Reusseis drang sodann bei der maximalen Gletscherausdehnung ins Fischenbachtal ein, stieg dort an den Hängen einige hundert Meter empor, um schliesslich die Bramegg weithin zu überdecken (S. 48 ff.). Westlich der Emme setzte der Gletscher die Moränen des Weidrückens ab, die an mehreren Stellen ausgesprochenen Deltaschottern aufliegen; die letztern und verschiedene Bändertonvorkommnisse am Abfall des Rückens werden in Stautümpeln oder eigentlichen Stauseen zur Ablagerung gekommen sein.

Auf der Nordseite des Napfs gelangte *Eis des Rhonegletschers* ins Flussgebiet der Kleinen Fontannen, zwischen Doppleschwand und Wolhusen unmittelbar bis an die Kleine Emme (S. 66 ff.); an seiner südlichen Flanke wurden jedenfalls auch Blöcke des Aaregletschers verfrachtet.

Zahlreiche Habkerngranite im südlichen Flussgebiet der Grossen Fontannen sind dagegen eher dem *Gletscher des Berner Emmentals* zuzuschreiben, der, durch das Aareeis abgedrängt, wohl den Weg über Marbach nach Escholzmatt genommen hat.

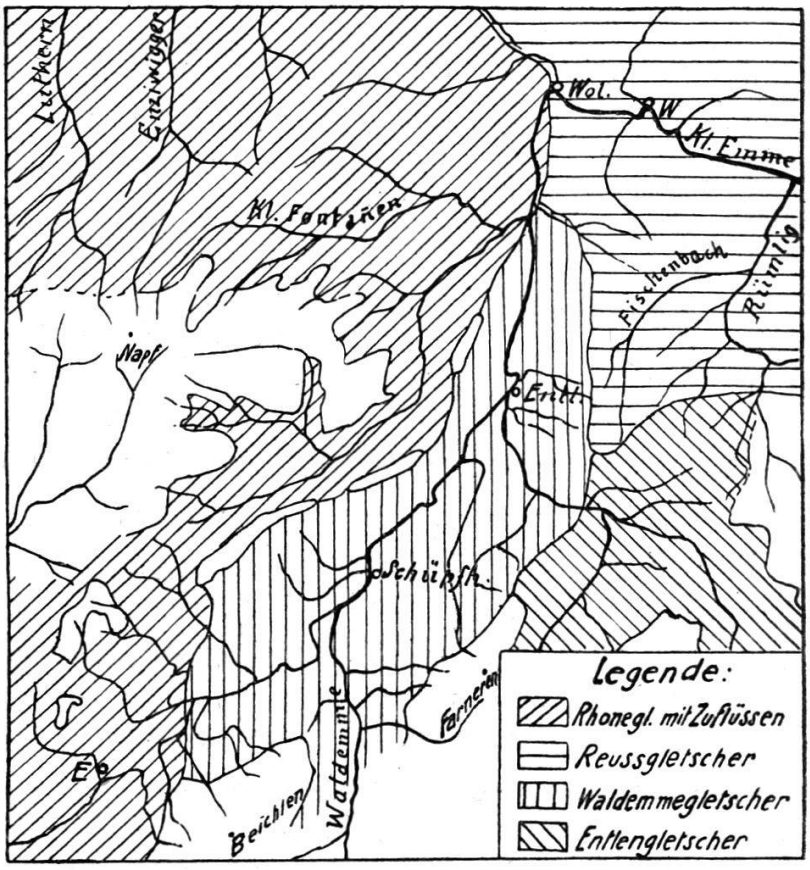

Fig. 5. Die Gletscherausdehnung zur Riss-Eiszeit.

Im grössern Teil der Längstalung des engern Untersuchungsgebiets war bezeichnenderweise überhaupt kein Erratikum von alpinen Hauptgletschern aufzufinden. Das Längstal von Escholzmatt bis Ebnet scheint auch in der Riss-Eiszeit hauptsächlich vom Eis der *Voralpengletscher,* speziell des Waldemmetals, erfüllt gewesen zu sein, das sich talab Entlebuch keilförmig zwischen die Eismassen des Fontannen- und Bramegg-Gebiets hineingedrängt haben mag; zu dieser Zeit stand der Grossentlengletscher im vordern Entlental, bei den hochgelegenen Moränen von Schafberg und Alpeliegg (S. 35), mindestens in 1200—1300 m Meereshöhe, in den tiefern Teilen zweifelsohne durch das Waldemme- und Reusseis stark zurückgestaut. Die Rissablagerungen des Waldemmegletschers finden sich neben solchen des Entlengletschers im Diluvium des Brameggrückens.

Die *Diluvialbildungen der Bramegg,* die als Moräne und deckenförmig ausgebreitete Schotter beschrieben wurden, sind die bedeutendsten Ablagerungen der Rissvergletscherung in unserm Gebiet, und diejenigen der höheren Rücken werden gemäss ihrer Zusammensetzung grösstenteils von den voralpinen Lokalgletschern

herzuleiten sein. Die im Liegenden bei Staldig in 880—940 m vorkommenden fluvioglazialen Schotter (S. 51) verraten Stauwirkung bei herannahendem Reussgletscher. Im südlichen Brameggbezirk sieht man stellenweise Wechsellagerung von Moräne mit Schottern: Bei Lobenalp fanden wir Grundmoräne nach oben übergehend in mächtigen Fluvioglazialschotter, über diesem, anscheinend schärfer getrennt, wiederum Moräne (S. 51). Diese Lagerungsverhältnisse zeigen Schwankungen in der Ausdehnung der betreffenden Gletscher an.

III. Die Würm-Eiszeit

Bei weitem stärker entwickelt und für die Oberflächengestaltung von grösserer Bedeutung als das riss-eiszeitliche ist in unserm Talgebiet das Diluvium der letzten Eiszeit. In gewissen Abschnitten treten uns gruppenweise angeordnete Jungmoränen als eigentliche Moränenlandschaften entgegen, so auf der Haslehohwald-Terrasse, bei Müllerenmoos und von Burg bis Lipperen im Entlental. An andern Orten dehnen sich flache Terrassenfelder als Teile von Schotterbildungen aus, namentlich im Haupttal. Dass es sich hierbei meist um fluvioglaziale Ablagerungen handelt, geht aus ihrem Inhalt an gekritzten Geschieben und ihrem Zusammenhang mit Moränen hervor. Daneben gibt es auch echte Fluss- und Bachschotter, die teils älter, teils jünger als die glacialen Ablagerungen sind.

Es können Bildungen der Vorstossperiode der Würmgletscher, solche des Maximalstands und Ablagerungen der Rückzugsphasen unterschieden werden.

1. Bildungen der Vorstossperiode

Diesen gehören nach der Ansicht des Verfassers zwischen Doppleschwand und Wolhusen im tiefern Tal beidseitig der Emme und über der Grossen Fontannen beobachtete frische Schotter- und Bänderlehmvorkommnisse an, über denen jüngere Würm-Moräne auftritt.

Zu den *Schottern,* die sich in ihrer Oberfläche in ein talauswärts fallendes Aufschüttungsniveau einordnen lassen, rechne ich typische Emmenschotter an der Mündung des Weghausgräbleins (Doppleschwand) um 635 m, die Flußschotter des Aufschlusses bei Zeugweid südlich des Schintbühlgrabens in 630 m (S. 43), die Schotterbank des Profils unterhalb Kellen um 625—30 m (S. 58),

den Schotterkomplex in 605—625 m am Ausgang des Sagelibachtobels (S. 44), eine Schotterlage in ungefähr 610 m bei der Vereinigungsstelle der beiden Hauptgräben des Schwanderholzwaldes und im Widenweidligräblein östlich Wolhusen nächst dessen Ausmündung in 580—595 m eingelagerte Schottermassen.

Die zum Teil direkt über den Schottern anstehenden *Bänderlehmvorkommnisse* — gut aufgeschlossen bei Zeugweid und Kellen, zwischen 640 und 650 m, in einem früher erwähnten Aufschluss bei Fuhren am Hang des Grossen Fontannentals (S. 57), um 655 m, im nördlichen Schwanderholztobel, in ca. 615—650 m, sowie in 660 m bei Unter Thurm — stellen Niederschläge feinen Gletscherschlamms in stehendem Wasser dar: Infolge der Absperrung des Emmentals durch den bis Wolhusen vordringenden Reussgletscher entstand wahrscheinlich im Talabschnitt Entlebuch-Wolhusen ein grösserer Stausee, der sich bei einer Spiegelhöhe von wenigstens 660 m auch beträchtlich in die Fontannentäler hineinzog; nach den Deltaschottern unter der Moräne von Doppleschwand (S. 58) ist hier das Seeniveau während der Hochstandsphase der Würmvergletscherung noch höher angestiegen, bis in rund 730 m, so dass sich der damalige Stausee unter Umständen bis in die Gegend von Ennetegg und Menzberg erstreckte.

2. *Die Gletscherausdehnung in der Hochstandphase*

a) Als äusserste Jugendmoränen des *Reussgletschers* im Untersuchungsgebiet, die wegen starker Schmelzwasserentwicklung vorzüglich aus Schottermaterial aufgebaut sind, haben wir Wallzüge im Terrassengebiet von Obermoos verzeichnet (S. 39 f.). Es wurde darauf hingewiesen, dass dieselben nach O mit Reussgletschermoränen der Gegend von Schwarzenberg, oberhalb Malters, in Verbindung gebracht werden können: Zur Zeit, als der Gletscher die drei Wälle bei Obermoos anhäufte, setzte er bei Schwarzenberg den Moränenwall von Schluchtkapelle (815 m) und die Moränen beim Dörfchen (842 m) ab, die bis an den Rümlig reichen.[1] (Gesamtgefälle des Gletschers am Eisrand auf Strecke Schwarzenberg-Obermoos — ca. 10 ‰.) Anderseits führt eine nördliche Verlängerung der Obermoos-Moräne über die Moränenanhäufungen am Gummihubel (713 m) westlich Wolhusen nach dem wallförmigen

[1] Vgl. Geologische Karte in 1 : 100 000, Bl. VIII, 1913, Topographischer Atlas, Bl. 204.

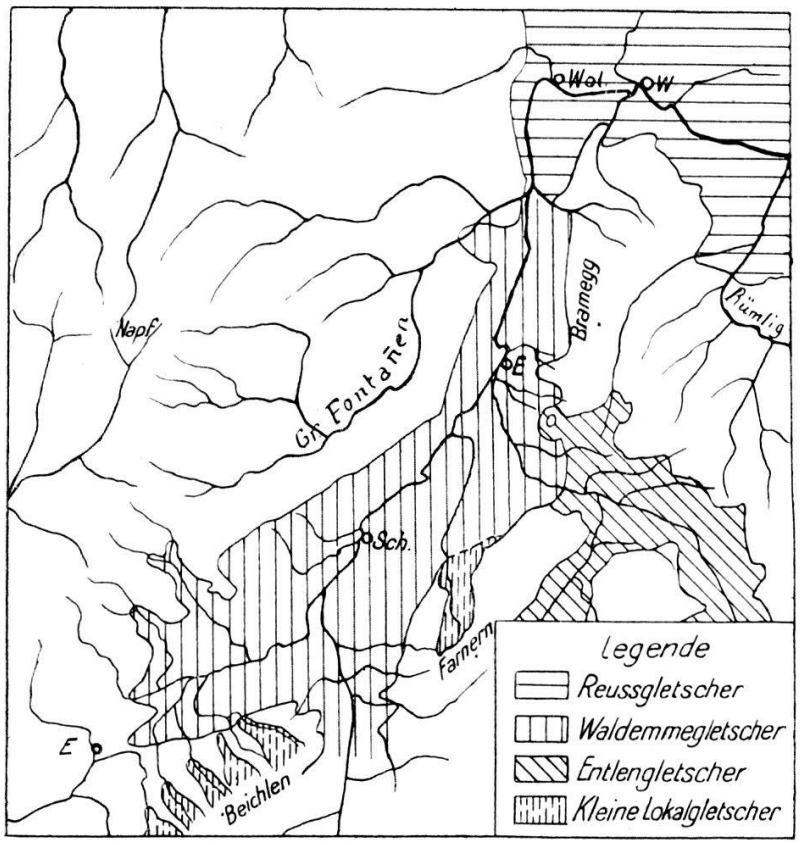

Fig. 6. Die Gletscherausdehnung zur Würm-Eiszeit.

Moränenrücken von Krämiswald (675 m) bei Menznau, der einem der vier Wallbogen eines äussersten Stirnmoränenkranzes des Reussgletschers in der Talung von Ruswil-Grosswangen entspricht.[1] Nun gehen aber in der dortigen Diluviallandschaft die würm-eiszeitlichen Moränenablagerungen bedeutend über den genannten Wallgürtel hinaus. Es ist deshalb anzunehmen, dass auch in unserm Gebiet der Reussgletscher für kurze Zeit südwärts über die Wallzone von Ernihof-Obermoos bis gegen den Sagelibach, an dem letztes Reusserratikum liegt (S. 46 f.), vorstiess.

Die Schmelzwasser des Entlebuchs fanden in der in Rede stehenden Vergletscherungsphase den Abfluss durch das Tal der Seewag, das sogenannte Trockental Wolhusen-Willisau.

b) Im Maximum der Würm-Eiszeit füllte der *Waldemmegletscher* das Entlebucher Längstal bis zu 1100 m mit seinen um 400 m mächtigen Eismassen an, wobei er einen kleineren Lappen talaufwärts bis in die Nähe von Escholzmatt sandte, während die

[1] Vgl. Geologische Karte in 1 : 100 000, Bl. VIII.

Hauptgletscherzunge bis in die Gegend von Doppleschwand und Ebnet reichte. Der westliche Lappen lagerte damals den Wall von Ober Rütiboden (1094 m) und die Moränen von Strickegg (987 m) am Nordabhang der Beichlen (S. 31) ab, ferner die Moränenmassen linksseitig des Tals zwischen 900 und 970 m im Blapbach-, Bockeren- und Schwandgraben (S. 55). Die rechte Flanke des Hauptarms wird bestimmt durch die höchsten Moränen des Haslehohwaldgebiets (Kohlgraben, 1100 m, nördlich Küenismatt, 1030 m, Grubenhag, um 1000 m, Nachzel 975 m), bei Ober Burg (882 m), Lugisland (869 m) oberhalb Entlebuch (S. 48), durch Moränenablagerungen bei Bergli nordwärts dieser Ortschaft, in 750 m, und am mittleren Sagelibach (S. 42). Auf der linken Seite finden sich die Moränenbildungen im Bachtalengraben, 970 m, von Obstalden, 960 m, Kriesbaumen-Oberhüseren, 870 m, Im Graben, 830 m, die grosse Doppleschwand-Moräne, 760 – 730 m (S. 57 ff.). Das Ende der Hauptzunge des Waldemmegletschers war also am Sagelibachgraben. Als der Gletscher die Moräne von Grund östlich Doppleschwand absetzte, lag sein Zungenende bei Ebnet.

Das Gesamtgefälle der Oberfläche des westlichen Gletschers betrug vom Waldemmetalausgang bis Strickegg 32,5 ‰, des Hauptarms Waldemmetal-Ebnet 33 ‰. Die Schneegrenze hatte sich, nach dem Waldemmegletscher berechnet, im Maximum der Würm-Eiszeit im Entlebuch bis auf 1400 oder 1450 m gesenkt.

Ein kürzerer Vorstoss, der etwas über die oben angegebenen Grenzen hinausging, wird durch hochgelegenes Erratikum der Tal-

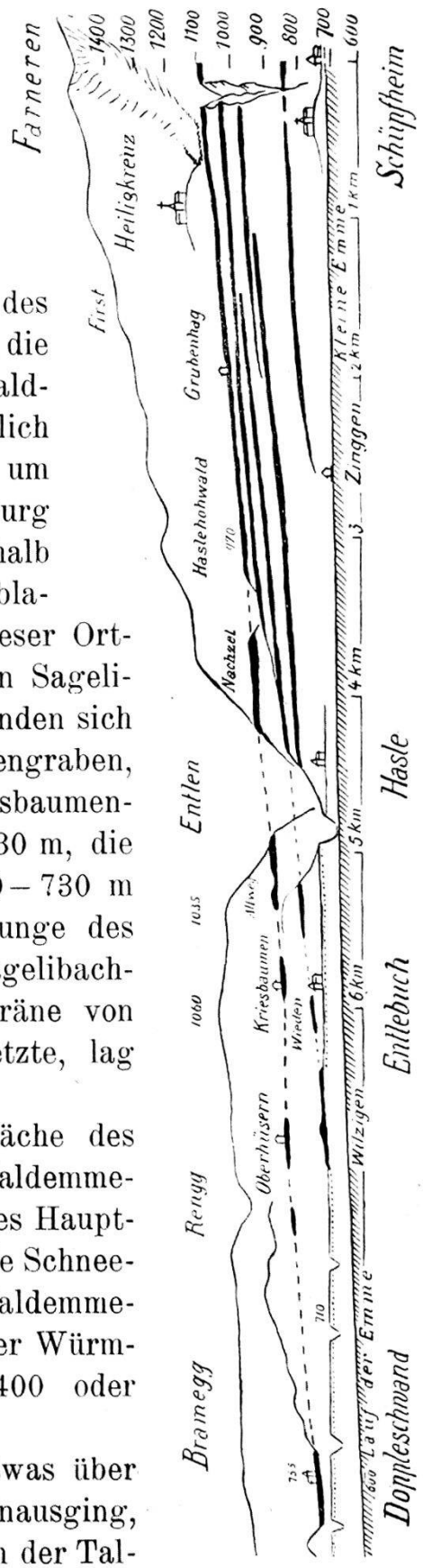

Fig. 7. Die Jungmoränen des Waldemmegletschers.

gletscher bei Küenismatt in 1060 m, am oberen Bockerenbach und durch die Grundmoränenbildungen bei Doppleschwand direkt über der Grossen Fontannen angedeutet.

Durch den Waldemmegletscher am Talausgang gestaut, strömte in der Maximalphase der Würm-Eiszeit der *Grossentlengletscher*, verstärkt durch das Eis des Kleinentlentals, bis an die Wasserscheide bei Mettelimoos, wo wir seine Endmoränen bei Mettelimoos-Mooshalden in 1010—1040 m vermerkt haben (S. 34). Orographisch sind die Ufermoränen von Paradiesli in 930—970 m augenfälliger entwickelt.

Die kleinen *Lokalgletscher der Beichlen und der Farneren* stossen am weitesten vor, bis an die obersten Ufermoränenzüge des Hauptgletschers.

3. Die Gletscher- und Diluvialbildungen der Rückzugsphasen

Die verbleibenden Würm-Moränen des Untersuchungsgebietes sind den Gletschern der Rückzugsperiode zuzuschreiben.

a) Im *Reussgletschergebiet* der Gegend von Wolhusen haben die Moränenzüge von Grossteinsiten-Schwanden und Leimen-Höchweid als erste Rückzugsmoränen zu gelten.

Die Moränen bei Höchweid und Leimen sind jedenfalls synchron den südlichsten Moränenwällen im Bilbachtal (vgl. Karte), die sich mit dem Stirnmoränengürtel der ersten Rückzugsphase des Reussgletschers im Tal von Ruswil-Grosswangen in Beziehung bringen lassen; diesen Moränengürtel ordnet, beiläufig bemerkt, Alb. Heim in dem Werk „Geologie der Schweiz“ seinem „Schlierenstadium“ der Würmvergletscherung zu. Das im Maximum der Vergletscherung die ganze Gegend von Wolhusen überdeckende Reusseis hatte sich in einen mit dem Gletscher von Ruswil-Grosswangen zusammenhängenden Lappen im Tal des Bilbachs, dessen westlicher Rand über den Schübelberg gegen Buchholz verlief, und einen gegen Schachen zurückweichenden Eisstrom geteilt.

Der Stillstand des letztern bei Leimen ist im Diluvialgebiet von Schwarzenberg durch die Ufermoräne von Schlatt in 750 bis 780 m markiert (Gesamtgefälle der Gletscheroberfläche am Eisrand Schlatt-Leimen = zirka 13 ‰). In Rückzugsphasen, die im Schwarzenberggebiet tiefere Wälle bei Mühlebach-Kantern in 650 bis 700 m und bei Liebetsegg in 680—710 m anzeigen, muss sich derselbe schon bis unterhalb Werthenstein zurückgezogen haben;

dieser Phase entsprechen offenbar die Moränenmassen auf der Terrasse von Deutschenberg und von Bühlenhalden an der Rümligmündung (S. 26).

b) Im *Gebiet des Waldemmegletschers* bildet die Stirnmoräne von Wilzigen (S. 41) eine gut ausgeprägte Rückzugsmoräne. An diese schliesst sich die auffällige Reihe von Schotterfeldern an, die sich, überlagert von Bachschuttkegeln, in fast horizontaler Ausdehnung bis Ebnet ausbreiten. Es handelt sich in erster Linie um Schottermoräne, bezw. um Stauschotter, die in der Zeit entstanden, als sich der Waldemmegletscher gegen Wilzigen zurückzog. Zufolge der Verbauung des Tals durch die Reussgletschermoränen und seine eigenen Ablagerungen stauten sich die Schmelzwasser des zurückweichenden Gletschers; dabei kamen auch Bändertone (Bänderlehm im Hangenden der Grundmoräne des Sagelibachs und Schintbühlgrabens) und mächtige Schotter zwischen den Endmoränen zur Ablagerung; sie dehnen sich nordwärts bis an den Schwanderholzwald aus. Die allmähliche Auffüllung im intramorä-

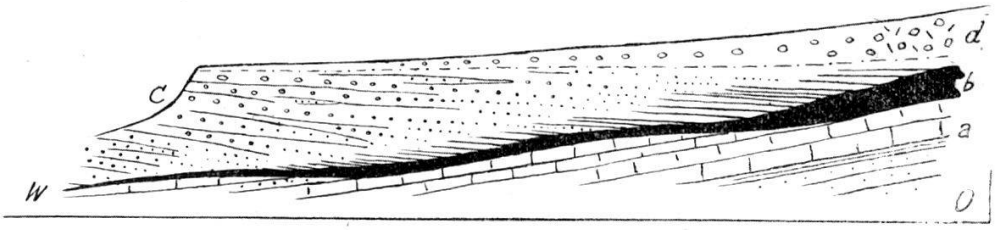

Fig. 8. Schematisches Profil längs des mittleren Sagelibaches.

a Molasse; *b* Grundmoräne übergehend in Bändertone; *c* Moränenschotter; *d* von Moräne ausgehender Bachschuttkegel.

nischen Staugebiet von Ebnet-Wilzigen durch diese Bildungen können wir an den Aufschlüssen des mittleren Sagelibachgrabens vorzüglich studieren (Fig. 8). — Als dem Wilzigen-Wall entsprechende Ufermoränen dürfen die links bei Ober-Wieden und rechts von Lochgut bis östlich des Schlichbachs verfolgten Moränenzüge (S. 41, 32) angesehen werden.

Eine spätere, durch die Moränen von Eggenburg-Biberg bezeichnete Rückzugsphase ist ebenfalls durch anschliessendes Fluvioglazial, die Schotter von Bodnig-Zwischen Wassern, charakterisiert (S. 28, 20). Dieselben weisen in ihrer Oberfläche allerdings ein merkliches Gefälle in der Flussrichtung auf. Da sie keine Stauwirkung zeigen, müssen die Würmablagerungen unterhalb Entlebuch

bei ihrer Aufschüttung bereits bis auf das betreffende Niveau hinab wiederum aus dem Flusstal ausgeräumt gewesen sein.

Verschiedene andere Rückzugsstadien erkennen wir wohl an Wällen auf der Schwendi-Haslehohwald-Terrasse (vgl. Karte); sie treten jedoch im Talgrund nicht als deutliche Moränen hervor.

Jüngere Stillstandslagen wären im obern Waldemmegebiet zwischen Flühli (894 m) und Sörenberg (1166 m) anzugeben. Über die Vergletscherungsverhältnisse im Talgebiet der Waldemme hat indes F. Antenen in einer eben bei Abschluss meiner Arbeit erschienenen Abhandlung eingehend berichtet.[1]

Rückzugsmoränen des Entlengletschers sind die angeführten Wallzüge zwischen Kirchenwald und Entlenmatt im vordern Entlental, die den Moränen zwischen Balmmoos und Krien in der Moränenlandschaft des Waldemmegletschers bei Haslehohwald äquivalent sein mögen.

4. Morphologische Folgeerscheinungen

Durch die Ablagerung der eiszeitlichen Moränen und Schotter waren vielfach weitgehende morphologische Veränderungen in der Landschaft eingetreten. Folgeerscheinungen sind Verlegungen und Neuanlage von Fluss- und Bachläufen, bezw. von Teilstrecken solcher.

Während im Talabschnitt Entlebuch-Wolhusen der Emmelauf vermutlich vor der letzten Eiszeit von Entlebuch noch in gerader Richtung nach N ging (S. 43 f.), kam nach derselben infolge einer Ablenkung der Gewässer durch die Wilzigen-Moräne der heutige schlingenförmige Talweg unterhalb der genannten Ortschaft zustande. Im Moränengebiet des Entlengletschers ergibt sich eine Verschiebung des Flusslaufes der Grossentlen auf den Würmgletscherablagerungen bei Glashütten, die dort die Ausbildung eines epigenetischen Talstückes zur Folge hatte (S. 36); ebenso ist allem Anschein nach die Kleine Entlen am Ausgang ihres Seitentales auf den bei Müllerenmoos gegen W sich senkenden Moränen von der Mitte an die westliche Seite der Talmulde, wo sie jetzt ein junges, schluchtförmiges Tobel eingräbt, verlegt worden.

Häufig scheinen die Bachläufe in der ganzen Anlage oder doch die Richtung längerer Laufstrecken durch die jungglazialen

[1] F. Antenen: Über das Quartär in den Tälern der Waldemme und der Entlen. Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, S. 432 ff. Basel 1924.

Aufschüttungsformen bedingt, wie dies bei der Biberen und beim Gretenbach in der Moränenlandschaft von Haslehohwald der Fall ist (S. 29); ähnlich nehmen im Endmoränengebiet des Entlentals mehrere rechtsseitige Zuflüsse der Grossentlen auf grössere Strecke ihren Lauf zwischen Moränenwällen, der Lipperen-, Gräbenwald- und Burgbach; dasselbe gilt vom Krachenbach bei Obermoos. Der eigentümliche Weg des Bilbachs nordöstlich Wolhusen, der dagegen die starken Jungmoränenbogen in seinem Tal quer durchschneidet, ist wahrscheinlich von einem Schmelzwasserbach des nordwärts zurückgehenden Reussgletscherlappens, von dem die Wälle aufgeschüttet wurden, angelegt worden.

IV. Alluviale Bildungen

Diese treten uns entgegen als *Flußschotter* in den rezenten Talsohlen und auf den niedrigen Terrassen, als *Schuttkegel* der zahlreichen Seitenbäche in den Talsohlen und auf den Terrassen, als *Gehängeschutt* und endlich als *Moorbildungen*. Sie sind im einzelnen auf den Seiten 16, 17, 18, 19, 24, 40 und 42 beschrieben und teilweise in den Profilen Fig. 2 und Fig. 8 dargestellt.

Über die Verbreitung der postglazial-alluvialen Ablagerungen gibt die Karte nähere Auskunft.