# Über eiszeitliche Ablagerungen im untern Simmental

Autor(en): **Genge, Erwin**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **12 (1955)**

PDF erstellt am: **26.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-319637

**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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

**http://www.e-periodica.ch**

ERWIN GENGE

# Über eiszeitliche Ablagerungen im untern Simmental

(mit einer Tafel)

## *1. Einleitung*

Vor rund 100 Jahren konnte C. BRUNNER-VON WATTENWYL (1857) in seiner «Geognostischen Beschreibung der Gebirgsmasse des Stockhorns» von den eiszeitlichen Bildungen dieser Gegend schreiben: «Im Innern unserer Gebirgsmasse finden sich weder Diluvialablagerungen noch erratische Blöcke.» Er gab damit die allgemeine Auffassung über den Stand der damaligen Forschung auf diesem Gebiete der Geologie wieder. Seither hat aber die Glazialgeologie einen ungeahnten Aufschwung genommen, und unser Urteil über die Diluvialablagerungen im Stockhornmassiv und allgemein im ganzen Alpengebiet hat sich grundlegend geändert. Es entstanden nach und nach Studien über die ehemalige Ausdehnung einzelner Alpengletscher, wie, um nur einige der nächstliegenden zu nennen, über den Kandergletscher (BACHMANN, 1870), den Aaregletscher (BALTZER, 1896) und den Saanegletscher (NUSSBAUM, 1906).

Über den eiszeitlichen Simmegletscher besteht noch keine zusammenfassende Darstellung. GILLIÉRON (1885) lieferte die ersten zusammenhängenden Beobachtungen von Grubenwald abwärts bis Wimmis, die noch heute Geltung haben. Man kann nur bedauern, daß er sie bloß in die Karte 1 : 100000 (1879) eingetragen hat und zudem mit einem Farbton, der sich vom Gelb des darunter liegenden Flysches kaum unterscheidet. Seither hat RABOWSKI (1912) die eiszeitlichen Ablagerungen hauptsächlich südlich der Simme und von St. Stephan abwärts auf seiner geologischen Karte eingetragen (1 : 50 000) und im Texte dazu (1920) wohl erwähnt, ohne sie jedoch zusammenfassend zu besprechen. Seine Karte bildet eine gute Grundlage zur Unterscheidung von Anstehendem und Schutt, wird aber nicht allen eiszeitlichen Vorkommen gerecht. In seiner geologischen Karte 1 : 25 000 gibt BECK (1925) im Gebiete nördlich der

Simme, von Weißenburg bis Wimmis, genauere eiszeitliche Ablagerungen an. Leider fehlt dazu ein Text.

Mit unserer Studie soll deshalb versucht werden, einen Gesamtüberblick — vorerst über die untere Hälfte — des Simmentales in Text und Kartenskizze zu geben, dem dann später als Ergänzung eine Besprechung der oberen Talhälfte folgen soll. Mit der schon erschienenen Arbeit über die Vergletscherung des Diemtigtales (GENGE, 1949) würde dann eine zusammenfassende Darstellung der diluvialen Verhältnisse des gesamten Einzugsgebietes der Simme bestehen.

Das eigentliche, rund 50 km lange Simmental erstreckt sich vom Wildstrubel südlich der Lenk bis zur sogenannten «Port», einer Felsenenge, gebildet von Simmenfluh und Burgfluh südwestlich Wimmis. Das obere Simmental ist ein Nord-Süd gerichtetes Quertal, welches sich nach 28 km bei Weißenbach nach NE umzubiegen beginnt. Das untere Simmental verläuft von Oberwil an bis in die Port als Längstal in Richtung West-Ost. Die Biegung teilt das ganze Tal naturgemäß in zwei Teile, die sich nicht nur geologisch als Quertal und Längstal, sondern auch klimatisch, in Besonnung, Windströmungen und Niederschlägen unterscheiden. Die Klimagrenze liegt ungefähr bei Garstatt (Obstbaumwuchs). Geschlossene Buchenwäldchen kommen nach WELTEN (1938) talaufwärts nur bis Garstatt vor. Dieser Klimaunterschied wird sich auch im diluvialen Zeitalter, beim Vorrücken und beim Abschmelzen der Gletscher bemerkbar gemacht haben. Die Grenzen unseres Untersuchungsgebietes verlaufen daher, die erwähnten Tatsachen berücksichtigend, zwischen der Talbiegung und der Port längs der nördlichen und südlichen Wasserscheide beiderseits der Simme. Von diesem Gebiet gehört der größte Teil politisch zum Niedersimmental, der oberste Teil dagegen zum Obersimmental.

## 2. *Geologischer Überblick*

Wir verzichten auf eine nähere, geologische Beschreibung unseres Gebietes und verweisen auf die ausführlichen Darstellungen von BECK und GERBER (1925), BIERI (1925), RABOWSKI (1920), RENZ (1935), TSCHACHTLI (1941), UMIKER (1952), WEGMÜLLER (1953) und WEISS (1949). Sie haben durch die großen künstlichen Aufschlüsse, verursacht durch den Kohlenbergbau während des Zweiten Weltkrieges, ihre Bestätigung gefunden (Büro für Bergbau 1940—1947, GENGE, 1953). Es soll deshalb nur ein Gesamtüberblick zum Verständnis der Herkunft des erratischen Mate-

rials im Simmental gegeben werden. Als Kartengrundlage dient dabei das Blatt Gantrisch, Nr. 253, der Landeskarte der Schweiz, 1 : 50 000.

Der Hauptteil des unteren Simmentales wird von der Klippendecke, den Préalpes médianes, gebildet, die sich beidseitig der Simme bis über die Wasserscheiden unseres Untersuchungsgebietes ausdehnt. Von Boltigen talabwärts bis zur Haltestelle Enge wird die Klippendecke von der Simmendecke überlagert, die sich auch rechts des Flusses, vom Regenmoos südlich Boltigen bis an den Roßberg und in schmalem Streifen südlich des Lampernhubels bis in die Gegend von Oey hinzieht. Von Oey an abwärts lagert die Klippendecke auf der rechten Seite der Simme der Niesendecke auf. Außerhalb des Untersuchungsgebietes, nahe der westlichen Abschnittsgrenze, breitet sich zu beiden Seiten des Tales die Brecciendecke aus. Sie liefert das wichtige und sehr verbreitete Leiterratikum der Hornfluhbreccie. Die Hochalpengipfel des Wildstrubelgebietes, die das Simmental gegen das Wallis abschließen, gehören den Helvetischen Decken an. Aus diesen Decken stammt das andere, typische Leitgestein des Simmegletschers, der Nummulitenkalk.

### *3. Das erratische Material*

Es setzt sich naturgemäß aus den angegebenen Gesteinsdecken des Untersuchungsgebietes zusammen, jedoch in recht unterschiedlichem Maße. Den größten Anteil liefert die Klippendecke: rote und grüne Obere Kreide, heller Malmkalk, dunkler Mytilusdogger, Liasbreccie, Rauhwacke, Kalke und Dolomite der Trias. Da sowohl der Talgletscher wie auch die Lokalgletscher meist mit diesem Schutt beladen waren, ist eine sichere Abgrenzung der Ablagerungen von Haupt- und Seitengletscher oft recht schwierig. Aus der Simmendecke stammen lokal die harten, roten und grünen Radiolarite und die grauen Aptychenkalke. Aus der Niesenzone, die das Obersimmental zwischen Lenk und St. Stephan überquert und im Niedersimmental von Oey an abwärts zum Teil die rechte Talseite bildet, kommen vorwiegend Breccien und Konglomerate. Das wichtigste und verbreitetste Leitgestein für den Talgletscher ist die Hornfluhbreccie, die als Untere Breccie der Brecciendecke angehört. Sie kommt anstehend am Spitzhorn (Horngugger), dem Buntschlergrat, dem Muntiggalm und dem Kummigalm im Obersimmental vor. Ihren Namen hat sie von der Hornfluh, NE Gstaad.

Das andere, für den Talgletscher charakteristische Gestein, der Nummulitenkalk, findet sich im Tertiär der Helvetischen Decken südlich der Lenk anstehend. Er hat bis in unser Untersuchungsgebiet einen viel längeren Eistransport hinter sich als alle anderen Erratika, was vielleicht sein bedeutend selteneres Vorkommen gegenüber demjenigen der Hornfluhbreccie erklärt.

Da sowohl die Hornfluhbreccie als auch der Nummulitenhalk verschiedentlich in der geologischen Literatur beschrieben sind (GILLIERON 1885, JACCARD 1904, LUGEON 1914—1918, NUSSBAUM 1906), soll auf eine neuerliche Beschreibung verzichtet werden. Es möge hier nur noch als Ergänzung angefügt sein, daß sich die erratischen Nummulitenblöcke oft durch ausgeprägte Hohlkehlen auszeichnen.

## 4. *Die Ablagerungen des diluvialen Simmegletschers*

### a) Die linke Talseite

An weiteren Unterlagen sind außer den schon erwähnten Publikationen noch verschiedene Angaben von P. BECK zu nennen, die sich verstreut in seinen Veröffentlichungen über eiszeitliche Verhältnisse vorfinden und jeweilen zitiert werden. P. BIERI hat eine geologische Karte links der Simme im Gebiet von Boltigen bis Weißenburg entworfen, die auch über die dortigen eiszeitlichen Ablagerungen Aufschluß gibt. Leider ist sie noch nicht im Druck erschienen. Ihr Verfasser hatte aber die Freundlichkeit, mir zu Vergleichszwecken Einsicht darin zu gewähren, wofür ich ihm auch an dieser Stelle bestens danke.

In den folgenden Ausführungen können nicht alle Ablagerungen des Talgletschers besprochen werden, es sei dafür auf die Tafel: Übersichtsskizze der glazialen Ablagerungen verwiesen. Es kann sich nur darum handeln, Vorkommen zu erwähnen, die auf eine Eisrandlage des Simmegletschers schließen lassen oder sonstwie eine Besonderheit aufweisen.

Kurz vor seinem Eintreten ins Untersuchungsgebiet besaß der Talgletscher beim Jaunpaß eine respektable Höhe während seiner größten Mächtigkeit. Schon GILLIERON (1885) hat dort (an der Winteregg) in 1520 m ü. M. erratische Hornfluhblöcke gefunden. Er schloß daraus, daß der Simmegletscher den Jaunpaß in westlicher Richtung überschritten habe. Dem gegenüber vertritt NUSSBAUM (1906) den gegenteiligen Standpunkt. Da es mir gelang, an der Winteregg in 1530 und 1560 m ü. M., also

20 und 50 m über der Paßhöhe die obersten Hornfluhgesteine zu finden (Fig. 1, Nr. 1 und 2), schließe ich mich der Meinung von GILLIERON an. (1952 sicherte ich mir zwei Handstücke von diesem höchsten Vorkommen. Seither aber ist es verschwunden. Der etwas kleine, 1 m³ haltende Block wurde zerschlagen und für eine in nächster Nähe befindliche Brunnenfassung verwendet. Auch die auf der Landeskarte vermerkte, in der Nähe befindliche Scheune ist verschwunden.)

Auf der nördlich der Winteregg sich hinziehenden Geländerippe Bäderegg, die bis Reidenbach hinunter reicht, liegt der höchste erratische Hornfluhblock auf 1360 m ü. M. (Fig. 1, Nr. 3). Weiter unten treten auf dieser Rippe von 1240 bis 1100 m ü. M. in weiter Streuung Nummulitenkalkblöcke auf, gemischt mit Hornfluhblöcken (Nr. 4 und 5). An der Südflanke der nächsten Rippe, die sich bis Schwarzenmatt hinunterzieht, trifft man die obersten Hornfluhblöcke erst auf 1250 m ü. M. an. Man kann sie bis auf 950 m hinunter verfolgen. Um Schwarzenmatt herum finden sich nur erratische Malmkalkblöcke. Am gegenüberliegenden Hang von Schwarzenmatt setzen die Hornfluhblöcke am Dorfrand in 970 m ü. M. wieder ein und steigen westlich Boltigen bis auf 1050 m hinauf (Nr. 6). Die erratischen Blöcke des Talgletschers fallen somit auf beiden Seiten des Nebentales gegen den Klusbach ab. Der Grund dafür ist wohl im Vordringen des Lokalgletschers von den Walopalpen her zu suchen, der den viel mächtigeren, aber auch bedeutend weniger steil vorbeifließenden Simmegletscher vom Eindringen ins Klustal abzuhalten vermochte.

Eine auffällige Massierung von Hornfluhblöcken finden wir am Ost-Hang des Egghubels, westlich Boltigen bis Taubental, wo ein gewaltiger Hornfluhblock am Brücklein vor dem Weiler steht. Die Blockstreuung endet jenseits des Baches am Fuße steil aufragender Felsen der Simmendecke. Ob das vereinzelte Vorkommen eines etwa 20 m³ großen Hornfluhblockes nördlich des Dorfrandes von Adlemsried (Nr. 7) einer Eisrandlage (1080 m) entspricht, wagen wir nicht zu entscheiden. Dagegen bietet ein rund 300 m langer Wall in 1480—1460 m ü. M. (Nr. 8), welcher dem trennenden Grat zwischen Grunholz und «Seiten» westlich Waldried aufgesetzt ist, einen Anhaltspunkt für einen Eisstand. Eine nur kurze, parallel zum Tal verlaufende Wallmoräne in 1380 m Höhe sowie drei übereinander liegende, längere Moränenwälle in 1300, 1360 und 1400 m ü. M. (Niedermatti, Nr. 10, a—c) zeigen ebenfalls Gletscherstände NW Oberwil an. Nordöstlich dieser Ortschaft zieht ein Moränewall zuerst in 1245 m Höhe parallel zum Tal, um dann auf 1220 m scharf in die Fallinie

des Hanges umzubiegen und dort eine ausgesprochene Lage als Lokalmoräne einzunehmen (Nr. 11). Eine ähnliche Lage wie der Moränenwall ob Grunholz nimmt eine Moräne des Gsäß, nordöstlich Oberwil (1412,7) (Nr. 12) ein. Auf einer Krete gelegen, welche den Weißenbach- vom Morgetengletscher trennt, ist sie wohl lokal, erlaubt aber trotzdem in dieser Höhe den Eisstand des Simmegletschers zu bestimmen, wie schon GILLIERON (1885) erkannt hat.

Nehmen wir den Weg vom Weißenburgbad in nördlicher Richtung über die vordere Bunschibachbrücke nach Ried, treffen wir auf dem jenseitigen Ufer in den Alpweiden etwas von Gebüsch verdeckt, eine größere Blockgruppe von Nummulitenkalk in 950 m ü. M. (Pochtenweidli, Nr. 14). Sie scheint von einem Felssturz auf den Simmegletscher herzustammen. Verfolgen wir den Weg weiter gegen die Bunschibachschlucht zu, gelangen wir an eine weitere, jedoch kleinere Gruppe von Blöcken desselben Gesteins dort, wo der Weg scharf nach Westen zur Säge am Morgetenbach umbiegt. Hier kommt auch der alte Weg vom Weißenburgbad herauf. Die Steine liegen auf einer kleinen Verflachung im Walde, «auf der Leui», in 1015 m ü. M. (Nr. 13). Sie waren schon GILLIERON (1885) bekannt und bezeichnen eine Eisrandlage des Talgletschers. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß der Simmegletscher, im Gegensatz zu den Verhältnissen bei Schwarzenmatt, weit in die Bunschibachschlucht eindrang. Steigen wir nun auf dem alten Wege zum Weißenburgbad hinunter, so gelangen wir unten beim Bunschibach zu einem dritten Vorkommen von Nummulitenkalk, einem großen Block, der neben der Talstation der dortigen Seilbahn im Bachbett ruht. Er ist stark gerundet und muß, da er im postglazialen Teil der Schlucht liegt, von oben heruntergefallen sein. Höchst wahrscheinlich war sein ursprünglicher Standort bei der Gruppe der Leuisteine, von denen er der größte war. Alle diese drei Vorkommen von Nummulitenkalken sind unter Naturschutz gestellt.

Die weiter talabwärts folgenden Talhänge zeigen nirgends Spuren, die auf Eisrandlagen schließen ließen. Erst am oberen Rande der Alp Scheibe nördlich Ringoldingen zeigen zwei kurze Wallmoränen in 1100 m ü. M. einen Eisstand an (Nr. 16, a und b). Ebenso verhält es sich mit einem kurzen Wall, der 125 m tiefer und östlich Balzenberg liegt. Nördlich Moos ob Erlenbach lassen zwei längere, waagrechte Wälle auf 1000 und 985 m ü. M. (Nr. 20), zwischen denen Hornfluhblöcke liegen, Eisstandhöhen erkennen. Ihnen entspricht eine kleine, ausgeprägte Glazialterrasse in 1000 m Höhe N-W Tal, wie auch ein Wall N Tal in 1005 m

ü. M. (Nr. 25). Südlich Allmenden, auf der Kante der Terrasse, zieht sich eine längere Seitenmoräne in 850—840 m ü. M. hin (Nr. 26).

Über diesen erwähnten Vorkommen finden sich oben an den Talhängen Merkmale höherer Eisstände. Nordwestlich Erlenbach ziehen sich über und auf der Hausallmend drei Seitenmoränen des Simmegletschers hin. Die oberste, im Walde verborgen (Nr. 17), etwa 300 m lang, steigt leicht von 1640 auf 1650 m ü. M. an. Der nächst tiefere Wall (Nr. 18), am unteren Waldrand, von 130 m Länge, steigt ebenfalls, von 1560 auf 1575 m, während der tiefstgelegene (1495 m) 170 m lange Wall (Nr. 19) waagrecht verläuft. Auf Pfrundnacki, nördlich Tal, trifft man wieder in den für unsere Verhältnisse bedeutenden Meereshöhen von 1610 und 1585 m zwei übereinanderliegende, rund 80 m lange Moränenwälle an (Nr. 22 a und b), die gegen Osten in Terrassen in den Hang ausklingen. Nach 250 m erscheint in östlicher Richtung ein zerschnittener Wall in 1580 m ü. M. (Nr. 24). Nach weiteren 100 m in gleicher Richtung und oberhalb der Pfrundnackihütte steigt wieder ein Wall von 1590 auf 1605 m an (Nr. 25). Ein letztes Vorkommen in dieser Höhe findet sich westlich Matten, auf der Wasserscheide gegen Reutigen, in Form eines Walles, der als Mittelmoräne zwischen dem Steinig Nacki- und dem Simmegletscher gedeutet werden kann (Nr. 27). In dieser Höhe verhinderte der Simmegletscher das Abfließen des Eises aus dem Steinig Nacki direkt ins Simmental hinunter. Er drückte den Lokalgletscher ganz an den linksseitigen Talhang, so daß beide Gletscher über Matten gegen Längenberg in Richtung Reutigen abflossen. Die Meereshöhe des Walles sinkt von 1618 auf 1580 m ü. M.

Weiter unten am Talhang seien noch zwei räumlich sehr kleine Vorkommen erwähnt, die zur Bestimmung von Eisrandlagen herangezogen werden können. Das eine ist ein Bachschuttkegel, dessen Deltastruktur anläßlich des Wegebaues 1924 (Moos-Eschlen) in 920 m ü. M. aufgeschlossen wurde. Ein solches Delta konnte nur durch Abdämmung eines seitlichen Sees am Rande eines Gletschers entstehen. Leider wurde das ganze Delta seither, da es zahlreiche Wechsellagen von reinem Sand und Kies enthielt, vollständig ausgebeutet. Das andere Vorkommen liegt ebenfalls am Talhang, 840 m ü. M. Dort kam südöstlich Tal beim Straßenbau 1922 Torf mit unterlagernder Seekreide, die Schneckenschälchen von *Succinea oblonga* enthielt, zum Vorschein. Diese Bildungen dürften auch hier stehendes Wasser voraussetzen.

Weitere Spuren des Talgletschers finden wir nur noch im Talgrunde selbst. In Außerlatterbach liegen die Reste einer Endmoräne des Simme-

gletschers auf der untersten Simmeterrasse (Erlenbachterrasse, GENGE, 1944) auf 660 m ü. M., rund 15 m über dem Wasserstand der Simme (Fig. 3, S). Es ist dies die einzige Stelle, an welcher wir auf dieser Terrasse, die sich bis Boltigen hinauf verfolgen läßt, Moränenmaterial feststellen können. Sie trägt sonst nur verschwemmten Gletscherschutt. Wir haben es hier somit mit einem Rückzugsstadium des Simmegletschers zu tun.

Zwei andere Vorkommen lassen keine so bestimmten Schlüsse auf ihre Bedeutung zu. Das eine befindet sich westlich Waldried, nahe dem Dorfrand, in rund 1000 m Höhe und wurde von RABOWSKI (1912) im nördlichen Teil als Bergsturzmaterial, im südlichen als Gletschermaterial kartiert. Es besteht aber einheitlich aus groben Blöcken, die in mehreren Wällen hintereinander gestaffelt sind. BIERI (persönliche Mitteilung) betrachtet sie als Wallmoränen. Sie können aber auch den Eindruck erwecken, als ob eine größere, längliche Malmscholle durch parallele Spalten in einzelne Längsstreifen zerschnitten und später in ein Blockmeer zerfallen wäre. Ich lasse diese Frage offen, wie auch diejenige des andern Vorkommens. Dieses zieht sich nordwestlich Oberwil in rund 950 m ü. M. hin und stellt einen Wall mit groben Blöcken, auf eine Länge von etwa 600 m dar. Für beide Gebiete verwendete ich auf der Tafel einheitlich die Blockschuttsignatur.

### b) Die rechte Talseite

Sie beginnt für unser Untersuchungsgebiet mit dem Grat, der sich von der vorderen Niederhornalp über Regenmoos und Füreren gegenüber Reidenbach zur Simme hinab zieht. Der südlich davon liegende Lokalgletscher hatte sein Einzugsgebiet zum Teil in der Brecciendecke, doch ist der eben erwähnte Grat so hoch, daß ihn der Lokalgletscher, solange er selbständig war, nicht überschreiten konnte. So darf man denn die nördlich des Grates vorkommenden Hornfluhgesteine als vom Talgletscher stammend betrachten.

Zwischen den beiden Kuppen von Füreren und Kapf finden wir je einen kleinen Seitenwall (1270 und 1200 m ü. M. (Fig. 1, Nr. 29 und 30). Einen guten Begrenzungspunkt für den Eisstand haben wir auf der Alp Bohnenboden (Nr. 31), nördlich der vordern Niederhorn-Alp. Dort liegt eine Seitenmoräne mit Hornfluhblöcken auf 1490 m Höhe. Bis zur Hornegg oberhalb des Roßberges treffen wir auf keine Merkmale, die einen Eisstand vermuten ließen. Dort aber senkt sich eine Mittelmoräne zwi-

schen dem Simme- und dem Lokalgletscher aus dem Grubi von 1490 auf 1420 m ü. M. hinab. In deren Nähe, auf der «Höhe», treffen wir die ersten Nummulitenblöcke auf der rechten Talseite des Untersuchungsgebietes. Sie besitzen eine beachtliche Größe (etwa 50 m³) und liegen auf rund 1220 m ü. M. (N. 33). Im Verein mit einem mächtigen Hornfluhblock stehen sie ebenfalls unter Naturschutz. Es sind mir außerdem nur noch zwei kleinere Nummulitenkalkblöcke auf dieser Seite bekannt: der eine liegt am unteren Terrassenrand des zum größten Teil drainierten Roßberges (1942) in 1090 m Höhe, der andere auf Hintereggen in 905 m Höhe (Nr. 34). Der Nordhang von Hintereggen weist deutliche Terrassenränder in 980 und 960 m Höhe auf, zu deren Ausschleifung durch den Gletscher der Untergrund aus Flysch besonders geeignet war.

Auf der Alp Stützli, südöstlich des Lampernhubels fand sich in 1470 m ü. M. ein kleiner Hornfluhblock (Nr. 36) als Zeichen einer Eisrandlage des Simmegletschers. Auf der darunter liegenden, rund 200 m tieferen Alp Kinnried bezeichnen zwei Wälle in 1370 und 1360 m ü. M. nebst mehreren Hornfluhblöcken weitere Eisrandlagen (Nr. 35). Auf Ziegerstalden am Klosterbach treten kleinere Hornfluhblöcke oberhalb von gut entwickelten Lokalmoränen auf (1410 m ü. M., Nr. 37). Es scheint sich hier Gletscherschutt vom Lokalgletscher und Simmegletscher gemischt zu haben. Ein schwacher Moränenwall auf der Glazialterrasse von Eggen (Nr. 39) südlich Zwischenbächen liegt auf 1380 m ein ausgeprägter Wall auf der tiefer und nördöstlich gelegenen Pfrundweide (1075 m, Nr. 40), währenddem Hornfluhblöcke bis auf 1300 m ü. M. anzutreffen sind. Eine kurze Seitenmoräne zieht sich auf Gelbergalp südlich Ringoldingen in 1365 m (Nr. 42) hin und eine tiefere in 1270 m Höhe (Nr. 41). Das Ostende dieser Weide weist zwei Glazialterrassen (900 und 915 m) auf, die ebenfalls in Flysch eingeschnitten sind.

Die sich östlich anschließende Feldmöseralp bietet keine Anhaltspunkte für unsere Feststellungen, dagegen die große Alp Tschuggen mit ihren weitverstreuten Hornfluhblöcken. Der oberste Hornfluhbreccienblock liegt 1470 m ü. M. (Nr. 43). Die Endmoräne südlich Punkt 1407 in 1350 m Höhe (Nr. 44) scheint vom Simmegletscher bei seinem Absinken zurückgelassen worden zu sein. Auf der 300 m tiefer gelegenen Diemtigbergliallmend sind Hornfluhblöcke weit verstreut. Am Ostrande dieser Allmend hat der Simmegletscher in 980 m Höhe die Seitenmoränen des Diemtigtalgletschers nach Nordosten umgebogen.

Von hier an tritt der Diemtigtalgletscher, bestehend aus den vereinigten Kirel- und Filderichermen, ins eigentliche Simmental und bildet die

rechte Flanke des Simmegletschers. An der Niesenkette liegt ein Hornfluhblock in 1000 m ü. M., westlich der Lasweid, südöstlich Oey. Entgegen der Ansicht von BALTZER (1896), daß die Moräne in 1500 m ü. M. am Niesenweg über Bergli-Stalden beim Bachübergang einen Eisstand des Simmegletschers anzeige, fanden wir dort nur eine Endmoräne aus Breccienblöcken des Niesenflysches (Fig. 3, B 1/2), welche aus dem dahinterliegenden Talabschluß stammen. Ebenso wurden die schönen Endmoränen auf Alp Bruchgehren (1280 m) von Lokalgletschern abgelagert und nicht vom Simmegletscher, wie GILLIERON (1885) glaubte.

Wir können uns deshalb bei der Feststellung der Eisrandhöhen am Talausgang und damit am Ende des selbständigen Simmegletschers nur auf die Glazialablagerungen von der Tschuggenalp und auf diejenigen von der Gegenseite, von Pfrundnacki bis Matten stützen.

### 5. *Der Ausgang des Simmentales*

Der Abschluß des Simmentales wird links von der Simmenfluh (1441 m ü. M.), rechts durch den Niesen (2362,4) gebildet. In dieser Talenge steht der Riegelberg der Burgfluh (980), der damit zwei Talausgänge schafft. Der nördliche, durch den die Simme fließt, ist so eng, daß nur Platz für Straße, Fluß und Eisenbahn vorhanden ist. Die Meereshöhe des anstehenden Simmebettes (Mytilusdogger) direkt unterhalb der Wimmisbrücke beträgt rund 612 m. Der südliche Talausgang, die «Spissen», ist etwas breiter und 150 m höher. Er ist mit Schutt von der Niesenkette her aufgefüllt und stellt nach BECK (1926) den ursprünglichen Talweg dar.

BACHMANN (1870) hat «hinter der Burgfluh» einen Gasterngranitblock festgestellt. GILLIERON (1885) erwähnt ihn ebenfalls «au pied occidental de la Burgfluh» Beide schließen daraus mit Recht, daß der Kandergletscher, der quer zur Richtung des Simmentales vor der Port vorbeifloß, einen Seitenarm in dieses Tal gesandt habe. Das war nur möglich, wenn es zu dieser Zeit eisfrei war. BECK (1925) hat in seiner Karte in rund 840 m ü. M. am Südwest-Ende der Burgfluh (Fig. 1, Nr. 50) einen erratischen Gasterngranitblock eingezeichnet. Vielleicht handelt es sich bei allen diesen Angaben um verschiedene Blöcke. Es ist mir nicht gelungen, sie aufzufinden. Sehr wahrscheinlich sind sie dem großen Steinbruchbetrieb der elektrochemischen Werke Burgholz, der gerade an dieser Stelle betrieben wird, zum Opfer gefallen, wie auch die prächtigen, waagrechten Gletscherschliffe in rund 750 m Höhe.

Wie weit der Seitenarm des Kandergletschers ins Simmental eindrang, zeigt BECK (1926) in seiner Gletscherkarte. Er reicht dort bis Oey. Derselbe Autor (1921 b) erblickt den Grund der Gegensteigung der obersten Seitenmoränen darin, daß der ins Simmental eindringende Eisarm des Kandergletschers das eisfreie Becken von Oey mit seinem Eise ausfüllte, und der erst später anrückende Simmegletscher dort gestaut und in die Höhe gedrückt wurde, so daß sich sein Eis über dasjenige des Kandergletschers hinaufschob.

Im Jahre 1924 fand ich in einer Baugrube, auf 690 m ü. M. im Großdorf Erlenbach in einer Tiefe von 1,2 m einen Granitblock (Nr. 51) von rund $^1/_4$ m$^3$ Inhalt mit abgerundeten Kanten, und 1950 am gegenüber liegenden Simmeufer, ebenfalls in 690 m Höhe, einen faustgroßen Stein vom Aussehen eines Gasterngranites (Nr. 52). Beide Vorkommen liegen etwa 15 m über dem Simmestand. 1952 hatte ich Gelegenheit, im mineralogischen Institut der Universität Bern Handstücke von beiden Vorkommen makroskopisch mit den dort vorhandenen, typischen Gesteinsproben des Gasterngranites vergleichen zu können. Es stellte sich eine gute Übereinstimmung heraus. Somit glaube ich annehmen zu können, daß der Seitenarm des Kandergletschers sicher bis Erlenbach reichte und wegen der tiefen Lage der Findlinge in der dortigen Gegend endete.

Da ein Gletscher oft erst gegen sein Ende hin stark abfällt, läßt sich die Entstehung der mächtigen Schottermassen im unteren Teil des Diemtigtales, die bis auf 875 m ü. M. reichen, durch Stauung durch den Kandergletscherarm zwanglos erklären. Diese verfestigten Schotter längs der Kirel wurden schon eingehend beschrieben (GENGE, 1949) und deshalb sei nicht näher darauf eingetreten, sondern nur darauf hingewiesen, daß in ihrer oberen Partie noch Moräneneinlagerungen in zwei verschiedenen Horizonten auftreten, ihre Bildung somit auf die vorletzte Eiszeit hinweist.

### *6. Die diluvialen Simmeschotter und der verfestigte Gehängeschutt*

Bevor wir uns mit der Chronologie der Eishöhen und Gletscherrückzüge befassen, wollen wir noch auf die verfestigten Schotter längs der Simme, von Boltigen bis in die Port, eingehen. Sie erheben sich höchstens 10 m über den heutigen Wasserstand der Simme und kommen im oberen Teil des Untersuchungsgebietes gegenüber Lehn, nordöstlich Boltigen und bei der Einmündung des Ammerzengrabens nordöstlich Pfaffenried vor. Im

unteren Teil des Tales treten sie von Ringoldingen abwärts bis in die Port viel häufiger auf. Das Vorkommen in der Port wurde 1939 anläßlich einer Straßenverbreiterung weggesprengt (GENGE, 1948). Die verfestigten Schotter bilden den Steilrand der untersten, mit verschwemmtem Glazialschutt überdeckten Erlenbachterrasse. Einige Vorkommen zeigen in den tieferen Lagen Deltaschichtung, so daß ihre Bildung auf eine Stauung wohl durch den Kandergletscher vor der Port zurückgeführt werden kann. Es liegt also auch hier eine interglaziale Bildung vor, ähnlich der verfestigten Kirelschotter im Diemtigtal, doch muß sie etwas jünger sein als diese, infolge ihrer tiefen Lage und dem Vorkommen in der Port. Der Gesteinsverband, durch äußerst feste Verkittung in seiner ursprünglichen waagrechten oder schiefen Lage festgehalten, beweist, daß die Verfestigung der Schotter vor dem Eintritt der nachfolgenden Vergletscherung eingetreten sein mußte.

Nur ganz kurz sei noch auf die Vorkommen von ebenfalls sehr stark verfestigtem Gehängeschutt, meist in Form kleinerer oder größerer Trümmerpakete hingewiesen. Man findet sie an folgenden Stellen: Reichenbach/Därstetten in 850 m ü. M., unterhalb des «Fängli» nördlich Eschlen 1130 m und 1000 m, nordöstlich Allmenden 990—1015 m, Lüpersberg, Außerlatterbach 1145—1170 m. Die starke Verfestigung, welche den Gehängeschutt zu einem Gestein gepreßt hat, kann ebenfalls nicht postglazial entstanden sein, der Verband ist ebenfalls ungestört, d. h. hangabwärts gerichtet; so fasse ich auch diese Bildung als interglazial auf. Die verfestigten Gehängeschuttpartien und die diluvialen Simmeschotter lassen den Schluß zu, daß das Relief unserer Gegend vor der letzten Vergletscherung ungefähr dem heutigen entsprochen hat.

## 7. *Zur eiszeitlichen Chronologie des Simmegletschers*

Die Einteilung des Eiszeitalters in die Abschnitte: Günz, Mindel, Riß und Würm, wie sie PENCK und BRÜCKNER, die bekannten Eiszeitforscher, erstmals vorgenommen hatten, erfuhr im Verlaufe einiger Jahrzehnte durch fortschreitende Erforschungen verschiedentliche Änderungen. Das gilt besonders für die Ausdehnung und die Abgrenzung der Riß- und Würmepochen. Da die eiszeitlichen Untersuchungen im Simmental zur Lösung dieser Fragen wohl kaum Beiträge liefern können, wollen wir uns auf den Versuch beschränken, die Eisstände des Simmegletschers mit denen des Kander- und Aaregletschers, mit welchen Eisströmen er ja

außerhalb des Simmentales eng verbunden war, zu parallelisieren. Unter Rißeiszeit werden wir die vorletzte, größte Vergletscherung verstehen, unter Würmeiszeit die letzte Vergletscherung. Dazwischen liegt die letzte Interglazialzeit.

Es ist auch nicht überflüssig, die bis jetzt bekannten Eisstände des Aare- und Kandergletschers in der mutmaßlichen Zeitfolge von älter und jünger aufzuführen: 1. Seftigschwandstadien I und II (RUTSCH, 1947), 2. Gurtenstadium (Aegertenruine), 3. Gurtenstadium (Grünenboden), 4. Bernstadium, 5. Schoßhaldenstadium a und b, 6. Muristadium, 7. Märchligenstadium (Nr. 2—7 nach GERBER, 1926). Beim weiteren Rückzug erfolgte durch den Belpberg eine Trennung der vereinigten Eisströme. Der Kandergletscher zog sich durch das Gürbetal zurück: 8. Kirchenthurnenstadium (RUTSCH, 1947). Der Aaregletscher weist folgende weitere Rückzugsstadien auf: 9. Jaberg, 10. Thun, 11. Interlaken, dem Reichenbach des Kandergletschers entspricht, 12. Innertkirchen, dem das Kanderstegstadium gleichzusetzen ist (Nr. 9—12 BECK, 1938 a).

Diese Würmablagerungen wurden zwischen dem Gurtenstadium und dem Bernstadium während längerer Zeit unterbrochen. Die Gletscher zogen sich zurück, der Aaregletscher bis in die Gegend von Spiez (BECK, 1938 b).

Die damals gebildeten Schotterablagerungen gehören in die Spiezerschwankung.

Die Zugehörigkeit der verschiedenen eiszeitlichen Ablagerungen des Simmegletschers sollen in Figur 1 veranschaulicht werden. Zuerst trug ich sowohl das Profil des heutigen Simmebettes als auch das ideale Gefälle vom Fuße des Laubeggfalles (860 m ü. M.) bis zur Wimmisbrücke in der Port (612 m) ein. Dieses beträgt 10,1 ‰. Als Vergleichszahlen seien genannt: Gefälle der verfestigten Schotter von Lehn bis in die Port mit 9,9 ‰, dasjenige für die Erlenbachterrasse, auf welcher das Eis der Würmvergletscherung vorrückte, mit 9,5 ‰. Dann setzte ich die in Abschnitt 4 aufgezählten Ablagerungen für Eisstandhöhen ein. Aus praktischen Gründen drängte sich eine zehnfahe Überhöhung auf. Leider muß dabei der Nachteil in Kauf genommen werden, daß in Wirklichkeit geringe Höhenunterschiede in der Figur zu ausgeprägt erscheinen. Dies macht sich besonders auch bei gleichzeitigen Ablagerungen an den gegenüberliegenden Talhängen bemerkbar, die bekanntermaßen nicht genau gleich hoch sein müssen.

Die in Figur 1 eingetragenen Nummern betreffen folgende Örtlichkeiten mit Angabe der Meereshöhe in Metern:

Westen Linkes Ufer:

| | | |
|---|---|---|
| 1 | Jaunpaß, Winteregg | 1560 |
| 2 | Jaunpaß, Winteregg | 1530 |
| 3 | Stockiweiden | 1360 |
| 4 | Schletteri | 1250 |
| 5 | Trogseitengraben | 1260 |
| 6 | Egg/Boltigen | 1050 |
| 7 | Adlemsried | 1080 |
| 8 | Grunholz | 1465 |
| 9 | Waldriedweiden | 1380 |
| 10 | Niedermatti a | 1400 |
| | Niedermatti b | 1360 |
| | Niedermatti c | 1300 |
| 11 | Hohfluh | 1240 |
| 12 | Gsäß | 1410 |
| 12a | Schnurenloch | 1230 |
| 13 | Leuisteine | 1025 |
| 14 | Pochtenweidli | 950 |
| 15 | Dengelbach | 1100 |
| 16 | Scheibe a | 1100 |
| | Scheibe b | 1080 |
| 17 | Hausallmend | 1640—1650 |
| 18 | Hausallmend | 1560—1575 |
| 19 | Hausallmend | 1495 |
| 20 | Oberberg | 1000 |
| 21 | Tal/Bützi | 1005 |
| 22 | Pfrundnacki a W | 1610 |
| | Pfrundnacki b W | 1585 |
| | Pfrundnacki c W | 1490 |
| 23 | Warthausrain | 1370 |
| 24 | Pfrundnacki Mitte | 1575—1580 |
| 25 | Pfrundnacki E | 1590—1605 |
| 25a | Tal | 1010 |
| 26 | Allmenden S | 835 |
| 27 | Matten | 1560—1615 |
| 28 | Dickiboden a | 910 |
| | Dickiboden b | 920 |

Osten

Rechtes Ufer:

| | | |
|---|---|---|
| 29 | Füreren | 1270 |
| 30 | Kapf | 1200 |
| 31 | Bohnenboden | 1490 |
| 32 | Hornegg | 1410 |
| 33 | Höhe | 1220 |
| 34 | Hintereggen | 910 |
| 35 | Kinnried a | 1370 |
| | Kinnried b | 1360 |
| 36 | Stützli | 1470 |
| 37 | Ziegerstalden | 1420 |
| 38 | Stigi | 1130 |
| 39 | Eggen | 1380 |
| 40 | Pfrundweid | 1075 |
| 41 | Gelbergweiden a | 1270 |
| 42 | Gelbergweiden b | 1350 |
| 43 | Tschuggen/Hohfluh | 1470 |
| 44 | Tschuggen/N 1407 | 1350 |
| 50 | Gasterngranit, Burgfluh | 840 |
| 51 | Gasterngranit, Großdorf | 690 |
| 52 | Gasterngranit, Widi | 690 |

Ein näheres Eingehen auf die Figur zeigt nun im östlichen Teil und zuoberst eine Häufung von Ablagerungen, dem im westlichen Teil nur diejenigen an der Winteregg (1 und 2) entsprechen. Dann folgt nach unten eine Ausbreitung der Ablagerungen über das ganze Tal (Zone II)

von diluvialen Ablagerungen
zwischen Jaunpass und Burgfluh (Port) bei Wimmis

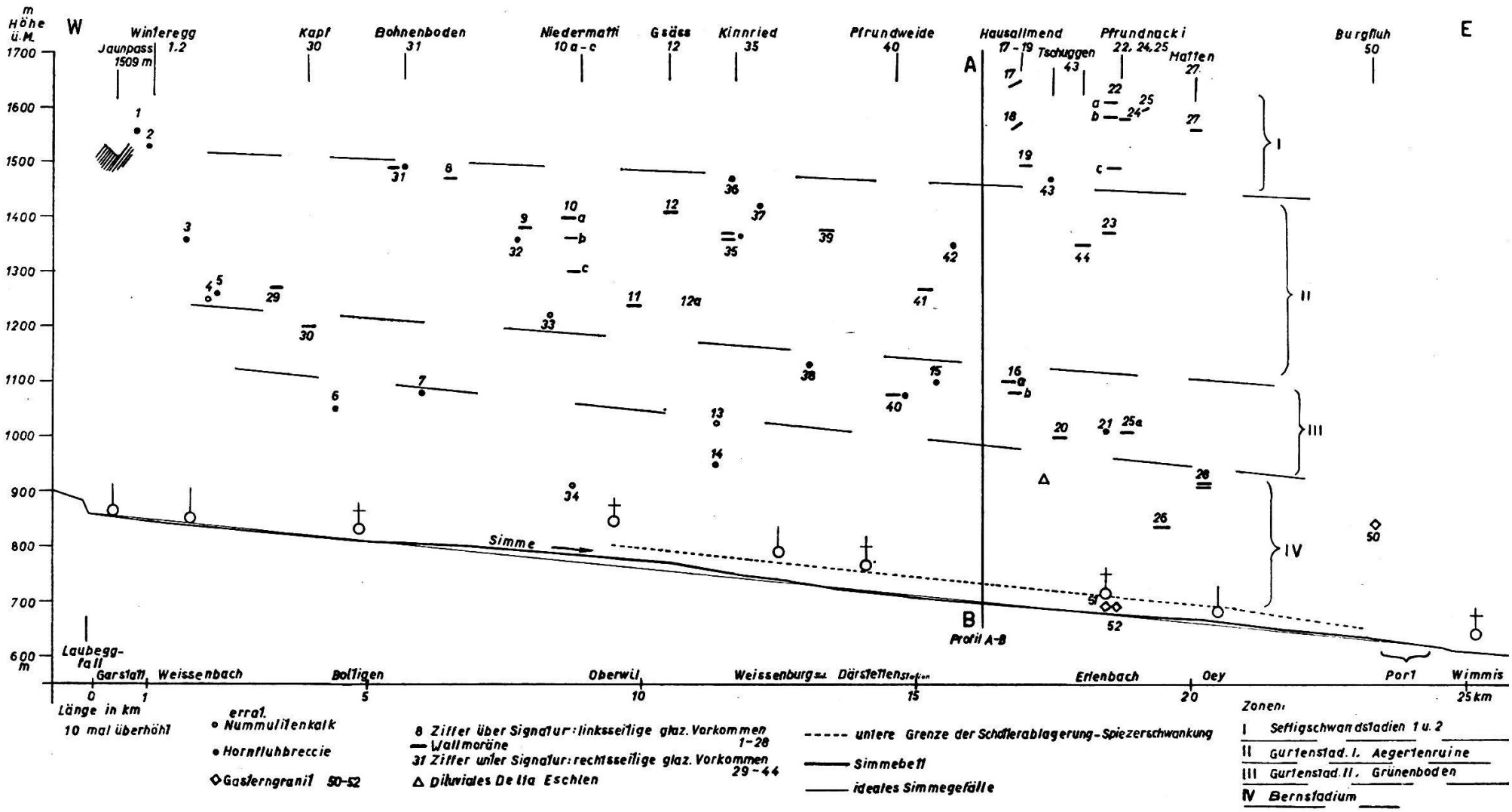


Fig. 1

und darunter wieder eine Häufung mehr gegen Osten (Zone III), um nach unten zu wieder an seitlicher Ausdehnung zu gewinnen (Zone IV). Die Verbindungslinien, unten dem Simmegefälle angepaßt, oben etwas flacher, stellen Idealgefälle dar, ohne ebene Strecken oder Gefällsstufen auf der Oberfläche des Gletschereises zu berücksichtigen.

Die oberste Ablagerung (Hausallmend, 17) erhebt sich 100 m über alle nächst tiefer gelegenen Moränen. Es gibt keine entsprechenden andern Ablagerungen in dieser Höhe. Sie kann nicht ohne Zwang in ein unteres Niveau gebracht werden und deshalb pflichte ich der Auffassung BECK (1925) bei, diese Moräne der Rißeiszeit zuzuweisen, um so mehr, als sie keinen frischen Eindruck erweckt.

Das nächst tiefere Niveau I von der Winteregg (1560 m ü. M.) Nr. 1, bis zur mittleren Hausallmendmoräne (Nr. 18) (1560 m) verläuft scheinbar eben. Doch wird es sich unterwegs wohl etwas gesenkt haben, aber die Gegensteigungen bei den Hausallmendmoränen, die bis zur Mattenmoräne anhalten, lassen auf ein vorangehendes Senken der Oberfläche schließen. Nach meinem Dafürhalten haben wir es bei der Zone I mit dem Höchststand der Würmvereisung zu tun, aber nicht mehr mit Rißmoränen (BECK, 1925). Dieser Zustand muß nicht lange gedauert haben, da diese Ablagerungen selten sind und zum Beispiel im Diemtigtal nur an einer einzigen Stelle (Schwarzenberg, 1560 m ü. M.) vorkommen (GENGE, 1949). Da im Aaretal das höchste Stadium mit Seftigschwandstadium (RUTSCH, 1947) bezeichnet wird, können wir Zone I diesem Stadium gleichsetzen.

Das nächst tiefere, Zone II, würde demgemäß dem Gurtenstadium (Aegertenruine) zuzuordnen sein und das folgende, Zone III, dem nächst tieferen Stadium am Gurten, dem Gurten-II- oder Grünenbodenstadium. Die Moränenablagerungen dieses Stadiums liegen im unteren Teil des Tales auf der Terrasse des Burgfluhniveaus (BECK, 1921). Häufig findet sich dort gewaschener Kies und reiner Sand vor, Bildungen, die unter dem Eise oder beim endgültigen Abschmelzen (Spiezer Schwankung) entstanden sein können. Verhältnismäßig frische Schotterablagerungen, von verwaschenen Moränen herrührend, finden wir auf dem Talboden unten auf der Erlenbachterrasse und etwas höher. Wir dürfen sie wohl der Spiezerschwankung zuweisen.

Um die tiefsten Ablagerungen (Zone IV) einigermaßen an richtiger Stelle einordnen zu können, wollen wir die für das Aaretal errechneten Durchschnittswerte für die eiszeitlichen Schneegrenzen (BECK, 1938 a) mit denen des Simmentales vergleichen. Dabei dürfen wir nicht aus den

Augen lassen, daß der kleinere Simmegletscher viel rascher auf Klimaänderungen reagierte, als der mächtigere Aaregletscher. Nehmen wir die heutige Schneegrenze für Bern mit 2550 m ü. M. an und die eiszeitliche Schneegrenzensenkung im Bernstadium gegenüber heute mit 1050 m, so ergibt sich eine damalige, durchschnittliche Schneegrenze von 1500 m ü. M. Für das Muristadium lauten die entsprechenden Zahlen: 1000 m Depression und 1550 m Schneegrenzenhöhe.

Zur Bestimmung der Schneegrenzenhöhe im Simmental bedienen wir uns der gleichen Methode, die Beck (1926) verwendet hat und wie wir sie auch beim Diemtigtalgletscher angewandt haben. Diese ergab folgende Schneegrenzenhöhen ü. M. bei einem jeweiligen Gletscherende bei: Latterbach (Kreuzgasse) 1558 m, bei Ringoldingen 1574 m, bei Weißenburg 1594 m, bei Wüstenbach 1611 m, bei Reidenbach 1645 m und bei Garstatt 1650 m. Diese Zahlen veranschaulichen das Zurückweichen des Gletscherendes bei ständigem Höhersteigen der Schneegrenze. Diese Werte sind für das Bernstadium im Simmental zu hoch, was bedeutet, daß wir im Talgrund keine Endmoränen für dieses Stadium antreffen. Am Talausgang nähern sie sich aber dem Muristadium, das wir vielleicht im Talboden unten nachweisen können. Somit müssen die untersten Seitenmoränen dem Bernstadium zugewiesen werden (Zone IV).

Überblicken wir noch einmal alle Ablagerungen, so müssen wir feststellen, daß wir in unserem Tale an den Hängen von den höchsten zu den tiefsten Ablagerungen besitzen, so daß wir den Schluß daraus ziehen können, daß die Klimaänderungen nicht plötzlich, sondern allmählich, in kleinen Stufen, vor sich gingen. Die Stadien zeichnen sich hier als Zonen ab, deren Abgrenzung bei dieser Anordnung nicht leicht ist. (Vergleiche auch Figur 2.)

In Berücksichtigung der Tatsache, daß die Schneegrenze gegen das Alpeninnere ansteigt, sollten wir das Gletscherende des Muristadiums in der weiteren Umgebung von Oey-Latterbach finden. Über Erlenbach treffen wir in 880—820 m ü. M. drei hintereinander liegende Querwälle an, in denen anläßlich eines Wegbaues 1922 Hornfluhblöcke und gekritzte Geschiebe zum Vorschein kamen (Fig. 3, M). Eine unvollständige Endmoräne (790—760 m ü. M.) am jenseitigen Hang, gegenüber dem Kleindorf von Erlenbach, mag von einem Eislappen des damaligen Stadiums herrühren.

Ein zusätzliches Rückzugsstadium lagerte seine Endmoränen in Außerlatterbach auf der untersten Simmeterrasse in 660 m ü. M. ab, und da es zwischen dem Bern- und dem Muristadium liegt, könnte es zeitlich dem

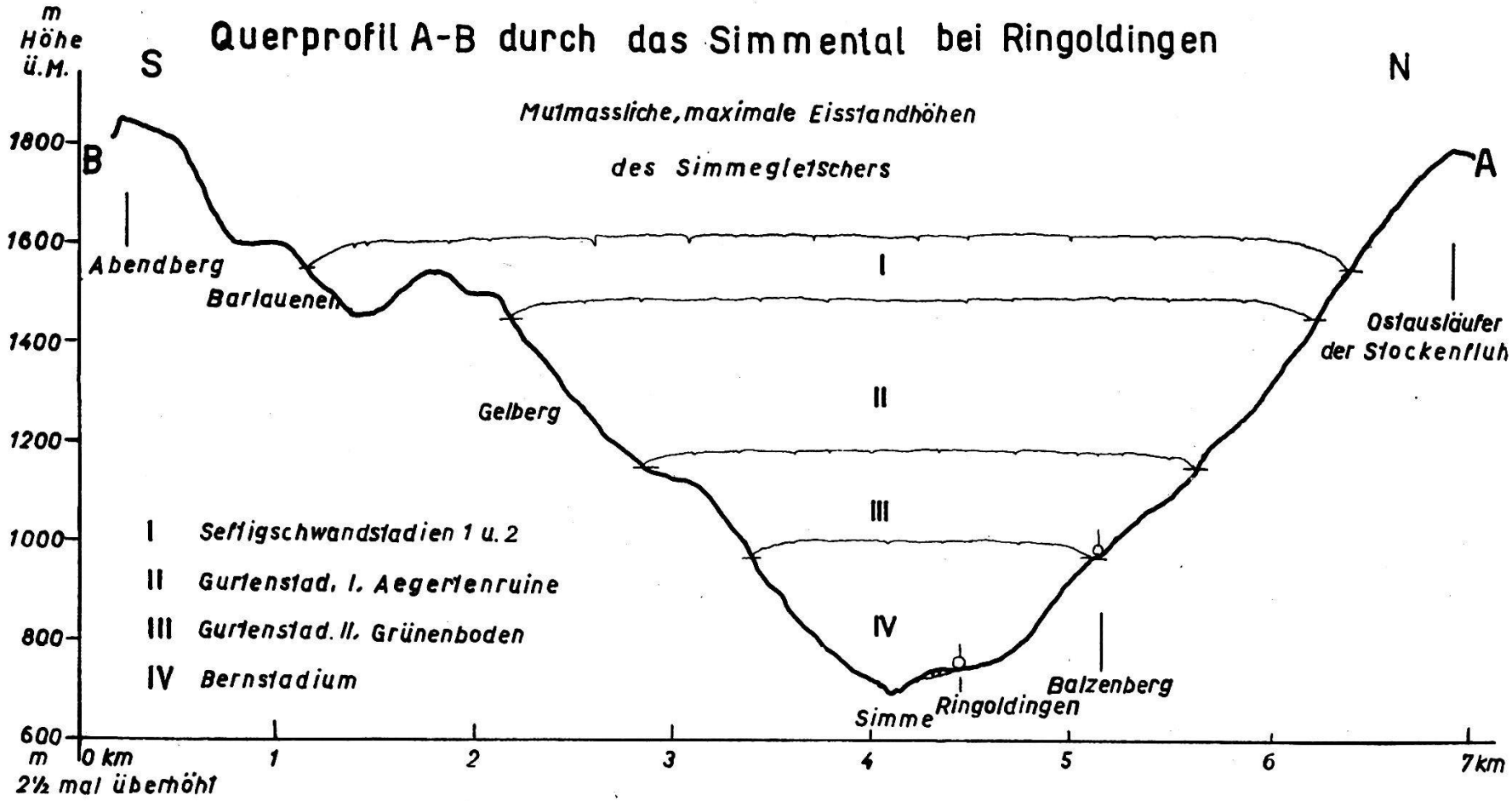
Querprofil A-B durch das Simmental bei Ringoldingen
m
Höhe
ü.M.
S
N
B
A
Mutmassliche, maximale Eisstandhöhen
des Simmegletschers
1800
1600
1400
1200
1000
800
600
m
Abendberg
Barlauenen
Gelberg
Ostausläufer
der Stockenfluh
Balzenberg
Simme
Ringoldingen
I
II
III
IV
I Seftigschwandstadien 1 u. 2
II Gurtenstad. I. Aegertenruine
III Gurtenstad. II. Grünenboden
IV Bernstadium
0 km
1
2
3
4
5
6
7 km
2½ mal überhöht

Fig. 2

Schoßhaldenstadium entsprechen, das ebenfalls eine Verdoppelung, in Außerlatterbach, aber 500 m taleinwärts besitzt (Fig. 3, S). Diese beiden Endmoränen sind, ähnlich wie in Bern, schwächer als das Stadium in Erlenbach entwickelt.

In der Port, etwa 1 km südwestlich der Wimmisbrücke, legte ein Steinbruchbetrieb 1942 feine Seeletten bloß (Tafel I, L), die bis 4 m hoch an die Malmfelsen der Simmenfluh hinauf reichten und von einer 2 m mächtigen Kies- und Schotterschicht bedeckt waren (GENGE, 1944). Da die Seeletten rund 20 m tiefer liegen als die Endmoräne in Außerlatterbach, betrachte ich sie als Abschwemmprodukte aus diesem Stadium, die sich in einem kleinen, vom Kandergletscher verursachten Stausee niederschlugen. Leider wurde die gesamte Ablagerung, weil dem Steinbruchbetrieb hinderlich, 1949 abgetragen.

Am jenseitigen Simmeufer liegen ungefähr der Endmoräne gegenüber, aber in 750 m ü. M. Bruchstücke von Seitenmoränen, die dem Kirelgletscher aus der Zeit des Muristadiums angehören (GENGE, 1949). Diese, sowie die Endmoränen zeigen, daß beim endgültigen Gletscherrückzug der Simmegletscher den Weg durch die Port wieder zurückerobert hatte, welchen er zur Zeit des Vorstoßes (Seftigschwand- und Gurten-I-Stadium) an den Kandergletscher verloren hatte.

Spätere Rückzugsstadien als Muri lassen sich im Untersuchungsgebiet nicht nachweisen, was sich mit den Werten der Schneegrenzenhöhen deckt. Das Jabergstadium verlangt eine Schneegrenzensenkung von rund 900 m gegenüber heute, was für den Simmegletscher einem erst in der Gegend von Gartsatt gelegenen Gletscherende entspricht.

Der Talgletscher hat sich also von Erlenbach durch das ganze untere Simmental bis Garstatt ziemlich gleichmäßig zurückgezogen.

## *8. Die Lokalgletscher*

### a) Allgemeines

Da es Seitentälchen gibt, in denen sich keine Wallmoränen befinden, führen wir im folgenden nur diejenigen Seitengletscher an, die Moränen hinterlassen haben. Einige von ihnen lagerten ihre Endmoränen bis rund 100 m über der Talsohle ab. Sie wurden dabei offensichtlich nicht vom Hauptgletscher gestört. Somit muß der Simmegletscher zur Zeit des endgültigen Rückzuges nur mehr schmal und niedrig gewesen sein. Vorher

waren die Lokalgletscher an den Seiten im Talgletscher aufgegangen und ihr Eis wurde an die Talseite gepreßt. Beinahe alle Gletscherenden ließen bei ihren jeweiligen Halten mehr als nur eine Endmoräne zurück, ihre Zungenenden oszillieren. Meistens wurde bei der Bestimmung der Schneegrenzenhöhen als Mittel zur Festlegung des Zeitabschnittes, in welcher die Bildung der Endmoräne erfolgte, die unterste, also die älteste Moräne in Betracht gezogen. Von Glazialschutt freie Strecken zwischen zwei Halten deuten auf ein gleichmäßiges Abschmelzen des Eises in diesem Abschnitt.

Die heutige Schneegrenze für das Simmental ist in Übereinstimmung mit BECK (1926) zu 2650 m ü. M. angenommen. Im übrigen geschah die Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze gleich, wie ich sie bei den diluvialen Lokalgletschern des Diemtigtales (GENGE, 1949) angewandt habe.

Die Schneegrenzenlinie ist eine theoretische Linie. Richtiger sollte man von einer Zone sprechen, da es praktisch immer Abweichungen nach oben und unten gibt. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß für die Bestimmung dieser Linie eine ganze Anzahl von Methoden existieren. Um die Zuverlässigkeit meiner angewandten Methode zu prüfen, verglich ich die im Diemtigtal gefundenen Resultate mit denjenigen von HOFMANN und BRÜCKNER (1904) mit um so größerem Interesse, als letzterer der Mitverfasser des grundlegenden Werkes: Die Alpen im Eiszeitalter (1901—1909) ist. Eine Gegenüberstellung zeigt:

| HOFMANN und BRÜCKNER, 1904, S. 136-143: Kaiseregg und Breccaschlund | GENGE, 1949, S. 138 und 144: Diemtigtal |
|---|---|
| Schneegrenzenmittel aus | |
| 10 Gletschern zwischen 1660—1780 m: 1714 m ü. M. oder etwa 1700 m | 10 Gletschern zwischen 1700—1890 m: 1784 m oder etwa 1735 m (50 m Zugabe für alpeninnere Lage) |
| die dazu gehörende mittlere Schneegrenzensenkung | |
| 886 m oder rund 900 m (Bühlstadium) | 908 m oder rund 900 m (Bühlstadium) |

Eine weitere Vergleichsmöglichkeit fand sich bei der Altersbestimmung der Mächlistallmoräne (2009 m) an der Niesenkette im Diemtigtal. Meine Datierung (S. 144) wurde durch pollenanalytische Untersuchungen von WELTEN (1952, S. 56) bestätigt. Auch fand sich eine Vergleichsmöglichkeit bei NUSSBAUM (1906). Er ordnet seine Schneegrenzen logischerweise Zonen zu, in welche meine Bestimmungen von Figur 3 gut hineinpassen.

Die Rückzugsstadien von Muri, Jaberg und Thun entsprechen in ihrer Gesamtheit dem Bühlstadium. Diese Zeitphase soll auch hier aus praktischen Gründen in drei Abschnitte geteilt und mit Bühl 1 bis 3 bezeichnet werden, was aber nicht heißen will, daß sie genau den oben erwähnten drei Aaretalphasen gleichgesetzt werden können.

## b) Die lokalen Gletscher links der Simme

### Der Kaiseregg-Gletscher

Er floß in seiner größten Ausdehnung aus dem großen Kar der Walopalpen über eine rund 500 m hohe Felsschwelle in die Klus hinunter nach Schwarzenmatt und Reidenbach, wo er seine Moränen abgelagert hat. Der Simmegletscher hatte sich damals schon bis südlich Weißenbach zurückgezogen, so daß das Haupttal vor der Gletscherstirn des Kaiseregggletschers eisfrei war. Auf seinem Rückzug machte er einen ersten Halt in Schwarzenmatt, wo auf der dortigen Endmoräne, die ein Zungenbecken einschließt, das Dorfwirtshaus steht. Eine weitere Endmoräne befindet sich zuoberst auf der 500 m hohen Felsschwelle der Egg (Bühl 3). Die obersten Moränen, die noch einem geschloßenen Gletscher angehören, sind diejenigen Wälle, die sich zwischen dem Vorder- und Hinterwalopseelein auf der niedrigen Wasserscheide befinden und das Tal queren. Sie wurden am Ende des Bühl-3-Stadiums abgelagert. Von hier an löste sich der Gletscher in verschiedene Arme und Lappen auf. Das Gschnitzstadium ist noch an zwei Vorkommen nachzuweisen: an der gutausgebildeten Endmoränenlandschaft eines Eislappens von Teuschlismaad und einem kleineren Seiten- und Endmoränenwall von Eis, das aus der Richtung von Punkt 2102.6 des Kaiseregg-Grates herunter floß.

### Der Wüstenbach-Gletscher

Seine jüngsten Ablagerungen liegen auf der Aebialp, im Talgrund, zuhinterst im Tal von Bunfalallmend, in Form von mehreren, hintereinander liegenden, Sumpfgebiet und Seelein einschließenden Endmoränen. Nussbaum (1906) hat diese in solche, die vom Langel herstammen und solche, die von der Holzerhornseite herkommen, getrennt. Unsere Bestimmung ergab, daß die ersteren aus der Bühl-2-Phase, die letzteren aber aus Bühl 1 datieren, entsprechend dem kleineren und niedrigeren Einzugsgebiet vom Holzerhorn her. Die vielen, hintereinander liegenden,

großen und einseitigen Endmoränen in der Mitte der Bunfalallmend stammen ebenfalls aus Bühl 1, während die große Endmoräne zwischen dem Richisalpbach und Waldried im jüngern Bühl 2 abgelagert wurde. Es machte sich an dieser Stelle der große Eiszufluß von der Richisalp herunter bemerkbar. Eine Eigentümlichkeit dieses hochgelegenen Einzugsgebietes zwischen Schafarnisch, Mähre und Scheibe ist das völlige Fehlen von Wallmoränen. Der nächst größere Halt mit Endmoränen erfolgte 500 m westlich Waldried in rund 1040 m ü. M., der auch den Eisarm von Alpligen herunter umschloß. Hier haben wir noch Bühl 1, während wir das Halbrund von Endmoränen auf dem Terrassenrand von Alpligen in 1680 m ü. M. dem Bühl 3 zuteilen müssen. Im Talgrund unten, wo der Wüstenbach in die Simme fließt, finden wir keine eiszeitlichen Ablagerungen. Die Feststellung der Schneegrenze (1610 m) ergab, daß sich in dieser Gegend die Gletscherzungen beider Vergletscherungsgebiete in Bühl 1 sehr nahe kamen.

## Der Neuenberg-Gletscher

Er besaß zwei Arme. Der SW-Arm floß über den Terrassenrand von Punkt 1631, dann über Sulzi in den Lauigraben. Die schwach angedeuteten Endmoränen in 1700 m ü. M. datieren, gleich wie diejenigen von Alpligen, aus Bühl 3. Der NE-Arm nahm seinen Weg über Domern, den Hüpbach hinunter nach Oberwil. Seine Endmoränen in 980 m ü. M. stammen aus dem Beginn von Bühl 1. Die kräftig entwickelten Endmoränen südöstlich der Alp Domern, aus Bühl 2 und die verschiedenen Endmoränenstufen im Tälchen gegen Punkt 1851 (Lohegg) aus Bühl 3. Dieses Tälchen möge als Beispiel dienen, daß jedes Bühlstadium, auf Grund von Endmoränen, wieder in weitere Phasen unterteilt werden könnte. Auch bei diesem Gletscher war wohl, in seiner größten, selbständigen Ausbildung, die Eiszunge im Talgrund nicht weit von derjenigen des Simmegletschers entfernt.

## Der Wankli-Gletscher

Die große, steile und kahle Flanke der Wanklialp, südwestlich der Wanklifluh, bot ein ideales Gelände, um mächtige Schneemassen in einem großen Kessel weiter unten zu sammeln, die dann zwischen Hohfluh und Ried, nordöstlich Oberwil, als Eis ins Haupttal flossen. Unvollständige Endmoränen in 1140 m ü. M. deuten an, daß während des Bern-

stadiums die Eiszunge des Wankligletschers sehr nahe an den im rechten Winkel talauswärts fließenden Simmegletscher heranreichte.

## Der Morgeten-Gletscher

Bei Weißenburg mündet der Bunschibach, der sich nach 2 km aufwärts bei der Leiterweid in die beiden Arme des Morgeten- und des Bunschibaches teilt. Beide Bäche besitzen ein sehr großes Einzugsgebiet. Der Morgetenbach zeigt seine ersten Endmoränen auf dem linken Ufer bei der Säge in 980 m ü. M. Sie weisen auf das 1. Bühlstadium hin. Nach 1 km erscheinen bachaufwärts bei Schönenboden wieder große Wallmoränen, von welchen diejenige von 1200 m ü. M. schon Bühl 2 anzeigt. Über die rund 200 m hohe Felsschwelle, den sogenannten «Katzensprung» gelangen wir auf den Talboden von Morgeten und treffen, in östlicher Richtung weiter ansteigend, bei der Hütte Sonnig-Riprechten, welche über einer starken Quelle errichtet ist, Endmoränen, die sich gegen den Bach hinunter ziehen und an den Beginn der 3. Bühlphase zu setzen sind. Steigen wir in gleicher Richtung weiter hinauf, so erreichen wir auf 1760 m ü. M. das kleine Riprechtenseelein mit seinen zahlreichen Endmoränen in nächster Umgebung. Sie sind die letzten Bühlmoränen, die hier abgelagert wurden. Direkt unterhalb des Ochsengipfels liegt in südöstlicher Richtung auf 1820 m ü. M. in einem Kar eine unvollständige Endmoräne die bereits dem in dieser Gegend seltenen Gschnitzstadium angehört. Das ganze übrige Gebiet liefert keine Gletscherablagerungen mehr, die sich für eine Datierung eignen würden.

## Der Bunschenbach-Gletscher

1,5 km oberhalb der Vereinigung mit dem Morgetenbach treffen wir auf die untersten Endmoränen dieses Gletschers, auf ungefähr 1020 m ü. M. Nach etwas mehr als 1 km teilt sich der Bunschibach am Fuße der Züggegg, einem anstehenden Felskopf, von neuem. Der westliche Zufluß kommt vom Talberg herunter, der östliche von der Walalp. Hinter dem Gipfel der Züggegg zieht sich eine große Moräne von 1360 m bis 1460 m ü. M. den Berghang hinauf. Es ist eine Mittelmoräne, gebildet vom Morgeten- und vom Walalpgletscher zu einer Zeit, da der Simmegletscher diese beiden Nebengletscher staute, was im Gurten-I-Stadium der Fall sein konnte.

## Der Talberg-Gletscher

Die ersten, selbständigen Ablagerungen sind Endmoränen am Westhang der Zügegg. Sie weisen ins Bühl-1-Stadium. Weiter oben im Rüdli treffen wir wieder mehrere, hintereinander liegende Endmoränen von ziemlich großer Ausdehnung. Wir teilen sie dem mittleren Bühl 2 zu, während die tiefer liegenden Moränen am jenseitigen Hang Bühl 1 angehören, was sich daraus erklären läßt, daß ihr Einzugsgebiet kleiner und niedriger ist, als dasjenige im Rüdli. Mittelberg (1543 m) bedeutete ebenfalls einen längeren Halt, den wir mitten in Bühl 3 setzen, während es schon gegen das Ende von diesem Stadium ging, als der Eisarm aus dem Kessel auf Schitterwang (1728 m) seine Endmoränen deponierte.

## Der Walalp-Gletscher

Kehren wir zur Zügegg zurück. Schon unten an der Bachgabelung stoßen wir auf die einseitigen Endmoränen des Walalpgletschers. Sie steigen von 1120 m bis 1200 m hinauf. Am Nordosthang der Zügegg finden wir nicht nur eine, sondern fünf hintereinander liegende Endmoränenwälle. Nehmen wir für die Datierung den untersten (1260 m ü. M.), so erhalten wir für diese Ablagerung ebenfalls, wie auf der Westseite, Bühl 1, obwohl für die beiden Seiten eine Differenz von 30 m in der Schneegrenzensenkung besteht. Dies rührt wahrscheinlich daher, daß wir über den Zufluß von Eis aus dem Stockenseegebiet über die Schwelle des Wandels keine Anhaltspunkte besitzen. Die Endmoräne 500 m östlich Unterwalalp lagerte sich in Bühl 2 und diejenige auf Oberwalalp in Bühl 3 ab. Die oberste Seitenmoräne und die große Blockstreuung zuoberst und zuhinterst im Tälchen in 1800—1860 m ü. M. lassen sich als Schneehaldenmoränen und Bergsturztrümmer von der Stockhornseite her erklären, indem die Eismassen die Tälchensohle ausfüllten. Die Alp Kuhlauenen (1688 m) mit ihren vielfachen Endmoränen, mit grobblockigem Trümmerschutt dazwischen, befand sich damals in Bühl 3.

## Der Oberstocken- und Hinterstocken-Gletscher

Bis zum Talausgang haben wir es nicht mehr mit größeren Eisströmen zu tun, sondern nur noch mit kleineren Eisarmen.

Das Sammelgebiet der beiden Stockensee-Gletscher sind die Mulden, in deren tiefsten Stellen die Seelein liegen. Am Nordende des Hinterstockensees ist durch einen Wegeinschnitt auf längerer Strecke Moränenschutt

bloßgelegt worden. Am Südufer zeigte sich 1942 anläßlich von Vorarbeiten für die Elektrizitätsversorgung ein Aufschluß, der unter 50 cm Gehängeschutt 30 cm sandig-lehmigen Gletscherschutt aufwies. Ein anderer künstlicher Aufschluß am Oberstockensee, einige Meter über dem Wasserstand, brachte nach 20 cm Humus und 1,2 m braunem Verwitterungslehm von den weiter oben anstehenden Couches-rouges-Schichten heruntergeschwemmt, 1,5 m mächtige sandig-kiesige Glazialablagerungen zum Vorschein. Diese drei Vorkommen machen einen verhältnismäßig frischen Eindruck, werden also aus der Zeit der letzten Vergletscherung stammen. Eine genauere Datierung ist nicht möglich. Die Vorkommen beweisen, daß in diesen Mulden, unter Gehängeschutt verborgen, wohl noch mehr Gletscherschutt anzutreffen wäre.

Auf der Schwelle zwischen beiden Stockenseen (1745 m ü. M.) kommt auf eine Länge von etwa 400 m in einer schmalen Zone Flyschschutt vor, der mit Nagelfluhgesteinen und Urgestein (dem Grimselgranit ähnlich) vermischt ist. Der letztere ist so außerordentlich stark zermürbt, daß es mir nicht möglich war, ein Handstück zu gewinnen. Die Flyschstücke besaßen eine sehr mächtige Verwitterungsrinde, die im Innern meistens keinen gesunden Stein mehr zeigte. Ich stehe deshalb nicht an, dieses Vorkommen als Rest einer Lokalmoräne aus der Rißeiszeit zu betrachten. Es ist das einzige Vorkommen dieser Art, das ich in meinem Untersuchungsgebiet gefunden habe.

Der Abfluß des Eises aus dem Becken von Oberstocken geschah nach zwei Seiten hin: im Norden über den Wandels, dessen Felsschwelle eine glaziale Rundhöckerlandschaft darstellt, gegen den Walalpgletscher hinunter und im Süden über Vorderstocken. Deshalb ist die Altersbestimmung mit Vorbehalt aufzunehmen. Sie beträgt für die Endmoräne südöstlich Vorderstocken Bühl 2. Das gleiche gilt für die Angaben beim Hinterstockengletscher. Sein Ausfluß im Süden über das «Chrindi» zwischen Mieschfluh und Walpersbergfluh, wo er prächtige Gletscherschliffe hinterlassen hat, bildete Endmoränen südlich der Hütten von Oberklusi bis unterhalb derjenigen von Unterklusi in mehreren Wällen. Der unterste Wall ergab Bühl 1.

## Der Steinig Nacki-Gletscher

Das letzte dieser kleinen Gletscherchen floß, wie schon erwähnt, während des höchsten Standes der Würmvergletscherung nach Osten über Matten aus dem Simmental. Als das Eis des Talgletschers fiel, folgte der Lokal-

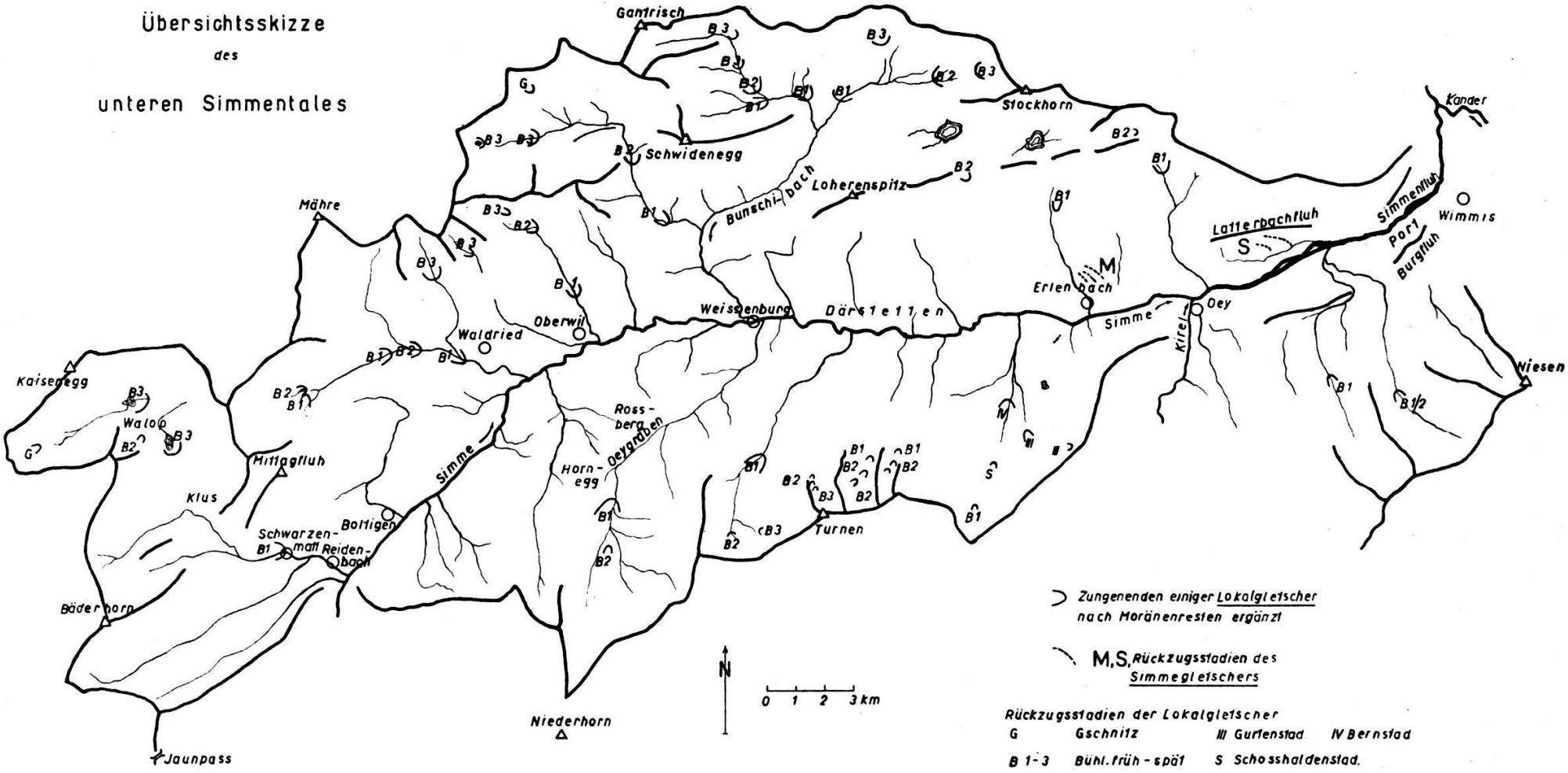
Übersichtsskizze
des
unteren Simmentales
Gantrisch
Stockhorn
Kander
Schwidenegg
Loherenspitz
Bunschi-bach
Mähre
Latterbachfluh
Simmenfluh
Port
Burgfluh
Wimmis
Erlenbach
Oey
Simme
Kirel
Weissenburg
Därstetten
Oberwil
Waldried
Kaisenegg
Walop
Mittagfluh
Klus
Simme
Ross-berg
Oeygraben
Horn-egg
Boltigen
Schwarzen-matt
Reiden-bach
Turnen
Wiesen
Bäderhorn
Niederhorn
Jaunpass
N
0 1 2 3 km
Zungenenden einiger Lokalgletscher nach Moränenresten ergänzt
M,S, Rückzugsstadien des Simmegletschers
Rückzugsstadien der Lokalgletscher
G Gschnitz
III Gurtenstad
IV Bernstad
B 1-3 Bühl. früh-spät
S Schosshaldenstad.

Fig. 3

gletscher wieder dem natürlichen Gefälle ins Simmental hinunter. Unterhalb dem Spitel Nacki ziehen sich von verschiedenen Seiten Wallmoränen in einen Kessel (In den Bächen, 1080 ü. M.) hinunter, ebenso wie im benachbarten, westlichen Kessel (Volle) untenher Müllersboden. Sie weisen auf das Bernstadium hin.

Der erste, gut ausgebildete Endmoränenkranz findet sich auf der Terrasse des Spitel Nacki (Beginn Bühl 2) und weitere Endmoränen auf dem Wege von dort zum Steinig Nacki. Die Alphütte des Steinig Nacki steht auf der obersten Endmoräne (1610 m), die heutzutage ein Sumpfgebiet abschließt. Sie muß zu Beginn von Bühl 3 abgesetzt worden sein, was etwa dem Jaberg- oder Thunstadium entsprechen könnte.

### c) Die lokalen Gletscher rechts der Simme

Die ersten Bachsysteme, welche im Westen des Untersuchungsgebietes Eisarme ins Tal sandten, haben keine Glazialablagerungen hinterlassen. Es sind diejenigen von Lehn, Glausern und die beiden Bäche südlich Pfaffenried. Das gleiche gilt auch vom bedeutend längeren Ammerzengraben, an dessen Mündung in die Simme nach GILLIERON (1885) ein mächtiger Hornfluhblock lagerte. Er ist verschwunden, dafür bauen sich einige kleine Abwehrwälle gegen das seitliche Ausbrechen des Baches an jener Stelle aus diesem Gestein auf.

#### Der Grubi-Gletscher

Der längste rechtsseitige Graben ist der Oeygraben, welcher gegenüber Weißenburg fast ebensohlig in die Simme mündet. In seiner oberen Hälfte weist er auf Grubialp eine Reihe von Endmoränen auf. Die unterste in 1540 m ü. M. datiert vom späten Bühl 1, die oberste vom Ende dieses Stadiums, während diejenigen bei Schwendli unten den selbständigen Nebengletscher in der Mitte von Bühl 1 abschlossen.

#### Der Klosterbach-Gletscher

Östlich des Oeygrabens fließt der Klosterbach vom Schwarzmoos (Hintertärfeten) nach Norden, an der Kirche von Därstetten vorbei in die Simme. Ein letzter Eislappen hatte im Bühl 3 noch das Schwarzmoos besetzt, während zu Beginn von Bühl 1 im Ziegerstalden ein ausgedehnter Halt mit Oszillationen erfolgt war (unterste Wälle 1180 m ü. M.). Auf

der dortigen Terrasse (1421.8) finden sich zerstreut auch Hornfluhbreccien, die der Eisrandlage des Simmegletschers im untern Gurtenstadium entsprechen könnten.

## Die Eislappen der drei Körbe

Südlich der Simme, zwischen Weißenburg und Erlenbach, erhebt sich das breite Massiv des Turnen-Pfaffen. Dieses weist eine Eigentümlichkeit auf: die drei «Körbe». Es sind dies karartige, tiefe Ausschnitte auf der Nordseite des Massivs, die nach Süden bis an die Wasserscheide hinauf reichen. Direkt nördlich des Turnengipfels (2079, 2 m) liegt das kleinste, das Därstettner Körbli mit der Sohlenhöhe von rund 1720 m ü. M. und einer Breite von 250 m. Östlich von ihm und nördlich Punkt 2028 breitet sich der Große Korb aus. Sein Boden ist 150 m tiefer, seine Breite etwa 500 m. Weiter östlich schließt sich mit wieder etwas höherer Sohle der 350 m breite Kleine Korb an. Diese drei Körbe sind, entgegen der Kartierung von Rabowski (1912), nicht mit Bergsturz- und Gehängeschutt angefüllt, sondern weisen alle eine größere Anzahl von Endmoränen (bis zu 6) und Rundbuckel auf. Eine Zeitbestimmung war hier nicht leicht, jedoch gehen wir nicht fehl, wenn wir die vordersten Wälle des Großen und Kleinen Korbes dem Ende von Bühl 1, die mittleren und die vordersten Wälle des Därstettner Körblis dem Bühl 2 und die hintersten dem Bühl 3 zuweisen. Unterhalb des Großen Korbes, auf rund 1300 m. ü. M., lagern inmitten ausgedehnter Bergsturztrümmer längere Wälle im Walde, die ebenfalls aus großen Blocktrümmern bestehen. Ihre genaue Deutung ist schwierig. Am einleuchtendsten scheint mir die Annahme zu sein, daß wir es hier mit den Seiten- und eventuell den Endmoränen aus den Körben zu tun haben, auf welchen auf der linken Seite mehrere Male Bergstürze niedergegangen sind. Die Wälle der Bergsturztrümmer stammen aus der Mitte von Bühl 1. Gerade außerhalb dieser Endmoräne liegen auf 1290 m ü. M. einige Hornfluhblöcke.

## Der Feldmöser-Gletscher

Seine Endmoräne, die bis etwas oberhalb der Zwischenhaghütte (956 m) auf 1000 m ü. M. hinabreicht, dürfen wir ins späte Bern- oder ins Schoßhaldenstadium setzen, die Bildung der typischen Endmoränelandschaft auf Feldmöser an den Beginn von Bühl 1 und an das Ende dieses Stadiums die Endwälle von Barlauenen.

## Der Tschuggen-Gletscher

Das ausgedehnte Plateau von Tschuggen, übersät von Simme- und Lokalgletscherschutt, weist den höchsten Stand eines erratischen Simmegletscherblockes des untern Simmentales auf. Diese Hornfluhbreccie, etwa 1470 m ü. M., liegt 500 m westsüdwestlich Punkt 1398 (nicht mehr existierende Hütte).

Zur Zeit des Seftigschwand- und wahrscheinlich noch während des Gurten-I-Stadiums flossen sowohl der Simme- wie auch der Diemtigtalgletscher gemeinsam über dieses Niveau. Die Trennungslinie bildete die heutige Wasserscheide dieser Alp. Das Gurten-II-Stadium müssen wir wohl in den kleinen Wällen (1370 m ü. M.) 300 m nordöstlich Punkt 1398 erblicken, die Seitenmoränen des gesunkenen Diemtigtalgletschers bedeuten. Auf der Simmentalerseite entspricht der große Endmoränenwall (1360 m ü. M.), 120 m südlich Punkt 1407.0 dem gleichen Alter des Simmegletschers. Diese beiden Vorkommen sind wohl die letzten Ablagerungen der beiden großen Talgletscher auf dieser Höhe. Die weiter unten anzutreffenden Wälle wurden vom selbständigen Tschuggengletscher zurückgelassen. Wir treffen sie in verschiedenen tieferen Teilen des Plateaus, wo sie als längere Seitenmoränen über das Plateau hinaus in die Tiefe (Tschuggenloch) hinabsteigen. Am Ende des Tschuggenloches (1190 m ü. M.) zeigt das Moränenmaterial hangabwärts verlaufende Streifung. Es ist also hier verschwemmt. Dies könnte im Bernstadium geschehen sein.

## Lokalgletscher an der Niesenkette

Als rechtsseitige Begrenzung des vereinigten Simme-Diemtigtalgletschers kommt die Niesenkette vom Drunengalm bis zum Niesengipfel in Betracht. An diesen Hängen können wir noch zwei Lokalgletscher nachweisen: denjenigen der äußeren Bruchgehrenallmend und denjenigen aus der Staldenalp.

Der Bruchgehren-Gletscher hatte sein Einzugsgebiet zwischen Drunengalm und Fromberghorn im Kar von Gehri. Die noch sichtbaren Gletscherablagerungen liegen nicht etwa im tiefsten Teil des Grabens, sondern auf dessen rechter Seite. Erst auf der äußern Bruchgehrenallmend, in 1280 m ü. M., zieht sich eine schön ausgebildete Endmoräne quer über den Bach. Sie stammt aus dem Beginn von Bühl 1.

Der Staldengletscher, der aus dem Kar am Fuße der Bettfluh, nördlich des Fromberghornes herkam, und den Weg durch den heutigen Alpbachgraben nahm, ließ seine einzige, sichtbare Endmoräne südlich des Bergli (1278 m) auf einer Terrasse in 1360 m ü. M. zurück, zur Zeit des Überganges von Bühl 1 zu Bühl 2.

Der letzte noch in Betracht fallende Graben, der Gattafelgraben, der vom Niesen in Richtung gegen die Burgfluh verläuft, liefert keine glazialen Ablagerungen. Der Graben ist wohl zu steil, als daß sich dieser Schutt darin halten konnte.

Alle diese Beziehungen sind in Figur 3 dargestellt.

Außenher dieses Grabens floß im Osten der Kandergletscher am Nordhang des Niesens vorbei. Dadurch fand der selbständige Simmegletscher sein Ende.

## *9. Folgerungen aus den Ablagerungen des Simmegletschers und seiner Lokalgletscher*

Das Einzugsgebiet des diluvialen Simmegletschers war nicht nur bedeutend kleiner, sondern auch niedriger und reichte nicht soweit ins Alpengebiet hinein, wie das des Aaregletschers, was sich in der Eismenge und dem Eisnachschub auswirkte. Deshalb besaß der Simmegletscher eine größere Empfindlichkeit gegenüber den Klimaschwankungen, was zur Folge hatte, daß sich viele Stadien bei einem Gletscherrückzug bildeten, während zu gleicher Zeit der Aaregletscher meistens nur eine Rückzugsmoräne ablagerte. Damit löst sich die Querlinie dieses Rückzugsstadiums des Aaregletschers im Simmental in eine Zone von mehreren, verschieden hoch gelagerten Seitenmoränen für den Talgletscher auf, während bei den Lokalgletschern eine längere Strecke, die mit Endmoränen versehen ist, in eine einzige Phase zusammengefaßt werden kann.

Diese Feststellungen gelten beim Simmegletscher von Zone I (Seftigschwandstadium) bis Zone IV (Bernstadium).

Trotzdem das Klima sich allmählich und nicht sprunghaft änderte, wie die ununterbrochenen Glazialablagerungen zeigen, ist es nicht paradox, daß sich der Aaregletscher ruckhaft zurückzog. Wir beobachten auch heutzutage, wie fester Altschnee, trotz wärmerer Witterung, einige Zeit am gleichen Platze liegen bleibt, um dann auf einmal eine größere Fläche frei zu geben.

*Zusammenstellung der auf der Sonnseite ermittelten Schneegrenzenhöhen (SGH)*

| SGH | Senkung | Anzahl | Alter | SGH | Senkung | Anzahl | Alter |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2000 m | 650 m | 1 | Gschnitz | 1800 m | 850 m | 2 | Bühl 2 |
| 1960 m | 690 m | 1 | » | 1790 m | 860 m | 1 | » |
| 1900 m | 750 m | 1 | Bühl 3 | 1760 m | 890 m | 4 | » |
| 1880 m | 770 m | 1 | » | 1740 m | 910 m | 1 | » |
| 1860 m | 790 m | 1 | » | 1720 m | 930 m | 1 | » |
| 1850 m | 800 m | 1 | » | 1710 m | 940 m | — | Bühl 1 |
| 1840 m | 810 m | 4 | » | 1705 m | 945 m | 1 | » |
| 1830 m | 820 m | 1 | » | 1700 m | 950 m | 2 | » |
| 1825 m | 825 m | 1 | » | 1690 m | 960 m | 2 | » |
| 1820 m | 830 m | 1 | » | 1660 m | 990 m | 2 | » |
| 1810 m | 840 m | — | » | 1610 m | 1040 m | 1 | » |
| | | | | 1600 m | 1050 m | 2 | » |
| | | | | 1580 m | 1070 m | 1 | » |

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich deutlich, daß die Schneegrenze nur allmählich hinaufgerückt ist, daß wir also Rückzugsphasen haben, die ineinander übergehen. Um die Parallelisationen in der Vielfalt der Erscheinungen zu erleichtern, teilte ich das Bühlstadium in die drei Phasen 1 (früh), 2 (mittel) und 3 (spät). Jeder Abschnitt weist ein Maximum innerhalb seiner Zeitspanne auf, beruht also nicht ganz auf Willkür. In Bühl 1 liegt es bei 950—960 m Schneegrenzensenkung, in Bühl 2 um 890 m und in Bühl 3 bei 810 m. Es ist wohl nicht Zufall, daß die allgemein anerkannte Senkung der Schneegrenze von 900 m für Bühl ungefähr in die Mitte der Zusammenstellung fällt, also diese Angabe als Durchschnittswert bestätigt. Diese Einteilung erlaubte mit ihrer Datierung der untersten Vorkommen auch eine Kontrolle der Höhenausdehnung von Zone IV.

Man darf nicht vergessen, daß jede Einteilung und jedes Schema, das wir uns von Naturvorgängen machen, etwas Unnatürliches und Starres an sich hat. Anderseits erleichtert uns ein solches Vorgehen die Übersicht und kann weitere Zusammenhänge aufdecken.

Eine absolut genaue Einteilung wird es auch wegen der großen, örtlichen Verschiedenheiten und Einflüsse kaum geben. Alle diese Umstände erlangen einen um so größeren — positiven oder negativen — Einfluß, je höher die Eiszunge liegt und je kleiner das Einzugsgebiet ist. Umgekehrt können größere Verhältnisse diese Einflüsse stark vermindern oder sogar ganz aufheben. Es wird wohl nie möglich sein, eine Bestimmungsmethode für die Zeiteinteilung zu finden, welche alle diese Umstände richtig berücksichtigen kann. Die Glazialgeologie sieht sich

der großen Schwierigkeit gegenüber, die vorhandenen Ablagerungen in eine relative Altersklassierung zu stellen, ohne sich auf Versteinerungen stützen zu können, wie dies in der Geologie üblich ist. Verschiedenaltrige diluviale Ablagerungen können äußerlich ein gleiches Aussehen haben. Eine sichere Altersdeutung kann wahrscheinlich nur von Seite der Pollenanalyse kommen, die auch eingeschlossene organische Reste, die Pollenkörner, zur Bestimmung heranzieht.

Ein Beispiel zu diesen Fragen liefert das Vorkommen von erratischem Material in den drei prähistorischen Höhlen: Ranggiloch (1845 m ü. M.), nordwestlich der Klus von Boltigen, Kilchlihöhle (1810 m), westlich Oberstockensee und Schurenloch (1230 m), nordöstlich Oberwil (Fig. 1, Nr. 12 a). Sicher reichte die Würmvereisung des Simmegletschers nicht bis zu den beiden ersten Höhlen, wahrscheinlich aber das Eis der Rißeiszeit. Das Schnurenloch weist zuunterst undeutlich gebänderten gelben Lehm auf, über welchem sich eine Fundschicht aus der Altsteinzeit befindet. Diese wird von einer Bändertonschicht überlagert, die zahlreiche Trockenrisse aufweist. Da diese feinen Letten, im stillen Wasser abgesetzt, ein Abdämmen eines Tümpels voraussetzen, kommt dafür wohl nur das Eis des vorbeifließenden Gletschers in Betracht. Den damaligen Eisstand des Simmegletschers auf dieser Höhe setze ich ans Ende des Gurten-I-Stadiums. Über die Bildung der Bändertone herrschen verschiedene Ansichten.

Abschließend können wir zusammenfassen:

a) Die diluvialen Ablagerungen im untern Simmental lassen sich zum überwiegenden Teil in solche aus der letzten Vergletscherung (Würm), die durch die Spiezerschwankung unterbrochen wurde, teilen und in einige wenige aus der vorletzten Vergletscherung (Riß).

b) Da der Aaregletscher mächtiger und länger war als der Simmegletscher, machten sich die Klimaänderungen im Simmental stärker bemerkbar.

c) Man erkennt dies daran, daß den einzelnen Stillständen beim Aaregletscher eine Mehrzahl von Halten im Simmental gegenüber stehen.

d) Bilden die Eisstände in der Umgebung von Bern bestimmte Linien, so lösen sich diese im Simmental in vertikale Zonen auf. Dies gilt sowohl für die Eisstände des Talgletschers (Zonen I—IV), als auch für die Rückzugsstadien der Lokalgletscher (Bühl und Gschnitz).

e) Die Ablagerungen im untern Simmental folgen sich ziemlich eng aufgeschlossen. Somit mußte die Schneegrenze auch nur langsam und nicht sprunghaft hinaufgehen. Das Klima hat sich ebenfalls stetig und nicht ruckartig verändert.

f) Es liegt deshalb klimatisch keine absolute Notwendigkeit vor, die Rückzugsstadien in Bühl und Gschnitz zu unterteilen.

g) Durch die vielen verschiedenen Gletscherstände, hauptsächlich im Bühlstadium, ist es aber aus praktischen Gründen und zur Erleichterung der Parallelisation empfehlenswert, die bisherige Einteilung beizubehalten, ja sogar das Bühlstadium für Lokaluntersuchungen noch zu unterteilen in die drei Bühlphasen: 1 (früh), 2 (mittel) und 3 (spät).

h) Die im untern Simmental gefundenen Resultate bilden eine Bestätigung der im Diemtigtal gewonnenen Erkenntnisse (GENGE, 1949).

## *10. Morphologie*

Die Glazialgeologie ist eng mit der Morphologie verknüpft. Deshalb ist ein kurzer Hinweis darüber angebracht.

Die in Karen und Stufen ausgeprägte, linksseitige Landschaft wurde ausführlich von NUSSBAUM (1906) beschrieben. Die rechtsseitigen Gebiete weisen bedeutend weniger Karbildungen auf. Wir finden solche zuhinterst auf der Alp Unter-Bunfal und nördlich Würgen im Niederhorngebiet und im Dürrenwald südlich Ziegerstalden. Die Kare der drei Körbe wurden bereits erwähnt, und wir können zum Abschluß noch dasjenige von Feldmöser-Barlauenen anfügen. Über die Kare der Niesenkette orientiert die Glazialstudie über das Diemtigtal (GENGE, 1949).

Für das untere Simmental sind vier Terrassensysteme typisch, die in der Landschaft verschieden stark hervortreten. Es sind dies von oben nach unten: Das Simmenfluhniveau (1500 m), das Burgfluhniveau (900 m) und das Kirchetniveau (700 m), über deren Ausbreitung BECK (1921 a) genaue Angaben geliefert hat, sowie die Erlenbachterrassen (660 m), die sich ins Dorf Wimmis und in Steilrändern gegen Reutigen fortsetzen. Die eingeklammerten Höhenangaben beziehen sich auf die Vorkommen am Ende des Simmentales.

Ausgesprochene Talstufen fehlen innerhalb des Untersuchungsgebietes. Außerhalb desselben befindet sich eine größere Felsschwelle

im Laubeggfall südöstlich Garstatt und eine weitere, aber künstliche am Talausgang bei der Wimmisbrücke am Ende der Port. Im Jahre 1908 wurde dort für Elektrizitätszwecke ein Simmewehr gebaut. Dieses hielt die durch den Kanderdurchstich im Jahre 1713 künstlich erzeugte rückwärtsschreitende Erosion der Simme auf. Ein alter Bericht meldet, daß man vor der Ableitung der Kander in den Thunersee beim Brodhüsi am Ufer sitzend, mit dem Hute Wasser aus der Simme schöpfen konnte. Seither hat die Strömung das Simmebett an dieser Stelle bis auf den Felsgrund (Mytilusdogger), 17 m unter der dortigen Uferkante von seinem Schutt ausgeräumt.

Geringfügige Steigungen finden sich im Simmebett bei der Simmebrücke Oey-Latterbach und rund 1 km westlich Weißenburg. Das anstehende Simmebett ist nirgends aufgeschlossen. Die Simme fließt auf der ganzen Strecke auf ihrem eigenen Schutt.

Größere Talweitungen treffen wir zwei an, die eine ist die Alluvialebene von Boltigen, die andere diejenige von Oey-Latterbach. Beide sind rund 3 km lang und nur einen halben Kilometer breit und liefern Grundwasser zu Trinkzwecken.

Außer der schluchtartigen Talenge der Port weist das untere Simmental keine weiteren mehr auf. Die Haltestelle Enge zwischen Oberwil und Boltigen hat ihren Namen von einem näheren Zusammenrücken der beidseitigen Terrassen, so daß die Brückenköpfe der Pfaffenriedbrücke, die auf anstehenden Felsen der Simmendecke (Aptychenkalk) aufruhen, nur 5 m auseinander liegen.

Wie andernorts treffen wir auf Beispiele von Ablenkungen der Seitenbäche durch den Simmegletscher. Der Ammerzengraben weist zwei Knickungen auf, die erste «im Gschwend», die der Höhe nach schon aus dem Gurten-I-Stadium, die zweite, die nach Norden zeigt, aus dem Bernstadium stammen könnten. Das trifft wohl auch für den gegenüberliegenden Wüstenbach untenher Wöschbrunnen zu.

Die beiden Zuflüsse der Simme, die beidseitig Weißenburg einmünden, der Bunschibach links und der Oeygrabenbach rechts, fallen durch ihr geringes Gefälle auf. Sie münden beinahe ebensohlig. Es setzt dies eine längere Erosionszeit voraus, als bei den übrigen Seitenbächen. Da beide Zuflüsse in etwa 1100 m ü. M. talauswärts gerichtete Ablenkungen ihres Laufes zeigen, darf man die Ursache in einer bachableitenden Gletscherzunge suchen. Die Erosionstiefe läßt vermuten, daß dies schon vor der Spiezer Schwankung geschah, daß die Ablenkung also schon vor den letzten Rückzugsstadien eingesetzt hatte. Beim endgültigen Rück-

zug des Simmegletschers verweilte das Gletscherende nicht bei Weißenburg, wohl aber erodierten die beiden Seitenzuflüsse weiter bis auf die Talsohle hinab. In dieser postglazialen Zeit ist die unterste, tiefe und enge Bunschibachschlucht entstanden.

Der Klosterbach, der zuerst der natürlichen Abdachung folgt, wurde im untersten Teil, von Punkt 885 an durch den Gletscher nach Osten abgedrängt, wogegen der Steinibach südwestlich Erlenbach unbeeinflußt vom Gletscher ins Tal floß, wie auch der gegenüberliegende Wildenbach, der seinen Lauf abwechselnd gegen das Groß- und das Kleindorf von Erlenbach nahm, wie ein Wegebau 1922 gezeigt hat. Das heute trockene Tälchen, welches vom Rübelboden südöstlich Erlenbach auf dem rechten Simmeufer in nordöstlicher Richtung hinunter zieht, und das Muldentälchen auf der Gegenseite südlich Allmenden rühren von Schmelzwasserabflüssen längs des Eisrandes her, die im Bernstadium bestanden, während die Ablenkung des Latterbaches in seinem untersten Drittel wohl früher geschah.

Die von den Seitenbächen gebildeten zahlreichen Schuttkegel, auf welchen die meisten größeren Siedlungen liegen, sitzen alle der Erlenbachterrasse auf. Sie sind zum Teil recht groß, größer als es die heutige Wasserführung rechtfertigen würde. Sie vergrößern sich nicht mehr, sie sind abgestorben. Rezente Schuttkegel finden sich nur wenige und sehr kleine, meistens am Fuße der Erlenbachterrasse, auf den Alluvionen der Simme.

## Literaturverzeichnis

BACHMANN, I. (1870): Die Kander im Berner Oberland, Bern

BALTZER, A. (1896): Der diluviale Aaregletscher. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, 30. Lfg.

BECK, P. (1921 a): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Eclog. geol. Helv. XVI, 2, S. 139—176

— (1921 b): Nachweis, daß der diluviale Simmegletscher auf den Kander-Aaregletscher hinaufloß. Mitt. Naturf. Ges. Bern

— (1926): Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen. 1. Mitt. Naturw. Ges. Thun

— (1938 a): Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. Eclog. geol. Helv. 31, 1, S. 137—172

— (1938 b): Bericht über die außerordentliche Frühjahrsversammlung d. Schweiz. Geol. Ges. in Thun 1938. Eclog. geol. Helv. 31, 1, S. 173—198

— (1939): Zur Geologie und Klimatologie des schweiz. Altpalaeolithikums. Mitt. Naturw. Ges. Thun, 4. Heft, S. 57—97

BIERI, P. (1925): Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental. Jb. phil. Fak. Univ. Bern, Bd. V, S. 89—109

GENGE, E. (1944): Vom Boden und von der Besiedelung im Niedersimmental. Festschrift 50jähr. Jub. Sek.-Schule Erlenbach i. S., Wimmis

— (1948): Zur Geomorphologie des Niedersimmentales. Geographica Helv. III, 2, S. 133—142

— (1949): Eiszeitliche Ablagerungen im Diemtigtal. Mitt. Naturf. Ges. Bern, N. F. 6. Bd., S. 127—159

— (1953): Ergebnisse aus dem Kohlenbergbau des Simmentales 1940—1948. Mitt. Naturf. Ges. Bern, N. F. 10. Bd., S. 69—78

GILLIÉRON, V. (1885): Description géol. des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. Mat. carte géol. Suisse, 18e livr.

HOFMANN, W. und BRÜCKNER, Ed. (1904): Beobachtungen über Moränen im Bereich der Kaiseregg und des Brecca-Schlundes in den Freiburger Alpen. Mitt. Naturf. Ges. Bern, S. 136—143

JACCARD, F. (1904): La région de la Brèche de la Hornfluh. Bull. Lab. géol. Lausanne, no 5

LUGEON, M. (1914—1918): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Mat. carte géol. Suisse, XXX livr.

NUSSBAUM, F. (1906): Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Diss. Bern

RABOWSKI, F. (1920): Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Mat. carte géol. Suisse. N. S. 65e livr.

RENZ, H. H. (1935): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilusschichten i. östl. Teil der Préalpes romandes. Eclog. geol. Helv. 28, 1, S. 141—248

RUTSCH, R. (1947): Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg (Kt. Bern). Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 87. Liefg.

TSCHACHTLI, B. (1941): Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östl. Préalpes romandes (Simmental-Saanen). Diss. Bern

UMIKER, R. (1952): Geologie der westl. Stockhornkette. Diss. Bern

WEGMÜLLER, W. (1953): Geologie des Niederhorn-Kummigalm-Gebietes. Diss. Bern

WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalms. Diss. Zürich

WELTEN, M. (1938): Die Pflanzenwelt, in: Simmentaler Heimatbuch, Bern, S. 63—87

— (1952): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals. Veröffentl. Geobot. Institut Rübel, Zürich, 26. Heft

## *Geologische Karten*

BECK, P. und GERBER, Ed. (1925): Geolog. Karte Thun-Stockhorn, 1:25 000, Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Nr. 96

GERBER, Ed. (1926): Geol. Karte v. Bern und Umgebung, 1:25 000, Kümmerly & Frey, Bern

GILLIÉRON, V., JACCARD, A. und BACHMANN, I, (1879): Geol. Karte d. Schweiz, 1:100 000, Blatt XII, Freiburg-Bern

RABOWSKI, F. (1912): Carte géol. Simmenthal et Diemtigthal, 1:50 000, Mat. carte géol. Suisse, N. S. 35e livr.