

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 16 (1920-1922)
Heft: 2

Artikel: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland
Autor: Beck, Paul
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-157919>

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: 17.04.2026

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

e = Eiserosion	abtragend — aufschüttend;
gl = Vergletscherung	eisfrei — vereist;
v = Verwitterung	gleichmässige Temperatur — starker Wechsel von Frost und Hitze; chem. — kolloide Abtragung — Schlipf und Bergsturz.

Diese 9 Haupteinflüsse, von denen jeder unendlich viele Änderungsmöglichkeiten besitzt, bedingen eine ebenfalls unendliche Zahl von Kombinationsmöglichkeiten. Herrschen ein oder auch mehrere Faktoren in einer heutigen Form vor, so ist man leicht geneigt, diese den erkennbaren Einflüssen ganz oder vorwiegend zuzuschreiben, vielleicht sehr zu Unrecht. Es kann daher nicht verwundern, wenn jeder, der sich besonders auf *einen* Einfluss einstellt, überall Beweise für die Richtigkeit seiner Auffassung sieht. Da aber nur die Summe aller Einflüsse eine Form erzeugt, so sollte man sie nach den verschiedenen Faktoren in Reihen einzuordnen versuchen und nicht einfach mit sog. »Typen« vergleichen, um ihr Werden zu erkennen.

Zunächst einige *Bemerkungen zu den talbildenden Faktoren*:

»*Altform*« ist ein relativer Begriff, der das Ergebnis morphologischer Wirkungen, die für die in Frage befindliche Form im einzelnen ausser Betracht fallen, bezeichnet. Für die nachfolgende Talgeschichte ist es z. B. die pliocäne Abtragungsfläche, für alluviale Bildungen die diluviale Ausgangsform. Sie ist praktisch von grösster Bedeutung.

Die »*Geologische Beschaffenheit*« umfasst allein schon unendlich viele Einflüsse die selber wieder stark ändern. Der kartierende Geologe beobachtet häufig, dass sich die Bodenformen nach kleinen geol. Zufälligkeiten richten. Um so schwieriger hält es, ihren Einfluss richtig einzuschätzen. Nach meinen Beobachtungen spielt die Durchlässigkeit für die Formentstehung auch in ehemals vergleschertem Gebiet eine grössere Rolle, als aus der Literatur ersichtlich ist. Harte, durchlässige Gesteine wie Kalke, Dolomite, auch Breccien und verfestigte Schotter bewahren alte Formen am besten (Stockhornkette), während sogar im harten kristallinen Gebiet die flächenhafte Abtragung die Erosionsformen stark verwischt. Auch die feste aber undurchlässige Nagelfluh lässt die alten Formen leicht »verwittern«.

Das »*Klima*« kann nur indirekt beurteilt werden und ist doch einer der allerwichtigsten Faktoren. Ferner fehlt

die Möglichkeit zu unterscheiden, wie weit Klimaänderungen primäre Ursachen der Verschiedenheiten in der Formbildung und wie weit die Klimaänderungen sekundäre Folgen anderer Einflüsse wie Dislokationen oder stärkerer Durchtalung mit veränderten Expositionsbedingungen waren. Letztere Kombination ist entschieden von grosser Bedeutung. Ich stellte im Ausdruck die Funktionen des Klimas und der Exposition als Summe dar, da sie parallel wirken.

Die »*Exposition*« kann die Wirkung eines Klimas fast in sein Gegenteil verwandeln. Wenn vor der Grosstalbildung die feuchten Nord-Westwinde über das Hügelland der Préalpes romandes und das Bergland der Wildhorngruppe hinstreiften und sich am höhern Mittelgebirge der Walliserhochalpen stauten, musste die Gegend des heutigen Rhonetales die stärksten Niederschläge besitzen. Infolge der Durchtalung aber ist es ein Trockengebiet geworden. Umgekehrt gestattet die tiefe Durchtalung der N-Seite der Berner-Alpen die Erzeugung viel intensiverer Niederschläge als zu Beginn der Durchtalung. Als weitere Wechselwirkungen kommen dazu die Schneeanhäufung und die frühzeitige Vergletscherung der schattigen Täler infolge geringerer Insolation und Windschattenwirkung.

Auch die »*Dislokationen*« posttertiären Alters lassen sich nicht direkt nachweisen, da ihre Spuren von tertiären nicht zu unterscheiden sind. Sie werden aber wahrscheinlich gemacht durch die unstäte aber im ganzen kräftige Talbildung, welche den ersten Teil der Quartärzeit kennzeichnet, sowie die nachfolgende Aufschüttungsperiode, die bis heute andauert. Ferner sprechen ausgedehnte Erosionsterrassenreste ohne Gefälle für ein Rücksinken der Alpen zu Beginn der Akkumulationszeit.

Die »*Wassererosion*« ist wohl der unbestrittenste und am besten bekannte Hauptfaktor der Talbildung. Hier möchte ich nur darauf hinweisen, dass auch reine Wassererosion imstande ist, grössere und kleinere Stufen an den Mündungen von Seitentälern zu erzeugen, wenn der Hauptfluss früher als die Zuflüsse von der Tiefenerosion zur Seitenerosion übergeht und die Mündungen der Seitentäler zurückverlegt werden. Je steiler der Nebenfluss rinnt, um so stärker wird bei gleicher Talverbreiterung die Mündungsstufe. Durch Wechsel beider Wassererosionsarten können derartige Phasenverschiebungen entstehen, dass die ursprünglich geringe Stufenanlage im Laufe geologischer Zeiten eine beträchtliche Höhe annehmen kann. Im zu be-

handelnden Untersuchungsgebiet summiert sich ihre Wirkung mit derjenigen der

»*Eiserosion*«. Beide erodierten in der oben genannten Durchtalungsperiode, beide akkumulierten in der folgenden Aufschüttungszeit. Es wird wohl nie möglich sein, ihre Anteile an der Talbildung genau auseinander zu halten und zu bestimmen. Trotz ausgedehnter geologischer Kartierungen im Berner Oberlande und vielen Beobachtungen in den übrigen Schweizeralpen begegneten mir nie überzeugende Beweise, dass die Eiserosion allein imstande ist, Grossformen zu schaffen. Andererseits muss betont werden, dass die Eiszeiten den seither nicht mehr von Wassererosion betroffenen Flächen ihr Gepräge gaben und dass sich die vereisten Gebirge in ihren Formen deutlich von den nie vereisten unterscheiden. Allerdings muss man sich hüten, solche Gebirge ohne weiteres mit einander zu vergleichen und ihre Unterschiede allein der Eiserosion auf das Konto zu setzen. Das könnte man einzig dann tun, wenn die übrigen 8 meist unbekanntem und sehr veränderlichen Faktoren im vergletscherten, wie im nicht vereisten Gebirge identisch wären.

Die »*Vergletscherung*« disponiert über die Verteilung von Wasser- und Eiserosion samt den weitem mit ihr verbundenen Einflüssen: der Verwitterung, Auslaugung und Aenderung der Exposition. Im Nährgebiet eines Gletschers arbeitet die abschleifende Kraft desselben ziemlich gleichmässig an der Abtragung der vorgefundenen Altformen. Diese werden dadurch relativ konserviert. Im Zehrgebiet fließen subglaciale Schmelzwasser, die zur flächenhaften Eisabtragung die linear einschneidende des Wassers gesellen. In einem engen Talgrund wirken die Schmelzwasser konzentriert, auf einem breiten Boden dagegen vorwiegend in mehreren Läufen. Die stärker schmelzenden Gletscherländer und die Seitenbäche liefern das Wasser; das Eis und die gestauchte Grundmoräne verhindern das Zusammenfließen. Da die wandernden Moränen und Eismassen überdies häufig subglaciale Flussverschiebungen erzeugen, werden breite Talböden, die von abschmelzenden Gletscherzungen bedeckt sind, in geschliffene Hügel und Rücken, in sog. Rundhöcker aufgelöst. Am Ende des Gletschers vereinigen sich meist die Schmelzwasser, um je nach den Gefällsverhältnissen sich eintiefend oder sich seitlich verbreiternd in den ältern Talboden einzuarbeiten. Im ersten Fall entstehen die engen Schluchten, die häufig zu den

dahinter liegenden Zungenbecken des Gletschers einen scharfen Gegensatz bilden. Besonders vielfältig werden die Wirkungen der Vergletscherungen im Gebiet, wo infolge der Gletscherschwankungen der Boden bald eisfrei und bald bedeckt ist, wo die freie Wassererosion mit der subglacialen und Eisabtragung wechselt, die Frostwirkungen durch den Wechsel der Eisbedeckung und die chemische Tätigkeit des Wassers durch die Rinnen und Löcher stark gefördert sind und die häufige Verlegung der Seitenflüsse durch den wandernden Gletscherrand eine äusserst wirkungsvolle Tätigkeit bedeutet. Hier formen sich am leichtesten Talbecken. Infolge der Vergletscherung entstehen also vier verschiedene Abtragungsformen: 1. die verhältnismässig konservierende Eisabtragung im Einzugsgebiet, 2. die Eisabtragung kombiniert mit subglacialer Wassererosion im Abschmelzgebiet, 3. die Verbindung dieser beiden mit freier Wasserabtragung und besonders Eisrandwirkungen im Gebiet des oscillierenden Gletscherendes und 4. die freie Wassererosion im dauernd eisfreien Tal. Da mehrere Vereisungen stattfanden, so wurden viele Talstücke von mehreren dieser Abtragungsarten betroffen. Besonders häufig ist der Fall erkennbar, wo die Gletscherzunge ein vorher eisfreies Talstück, in dem der Fluss eine V-Rinne in den vorhandenen Talboden geschnitten hatte, zudeckte. Moränen und Eis füllten dann die Rinnen und Schluchten der Nebenflüsse, die subglacial abgelenkt und damit gezwungen wurden, neue Runsen zu graben. Wenn derartige Flussverschiebungen mehrfach vorkamen, wie beim Urbachwasser und der Gadmenaar ob Nesselental und bei Innertkirchen, so leisteten die Flüsse die reinste Sisyphusarbeit. Der weniger leicht zu verdrängende subglaciale Hauptfluss arbeitete ruhig weiter und kam den Nebenbächen gegenüber in grossen Vorteil. Des wiederholten linearen Einschneidens wegen kamen letztere nie zum Verbreitern der Rinnen und zum Abtragen der Talstufen, so dass diese als Hängetäler bestehen blieben. Andere Kombinationen erzeugten aus den alten Talböden Riegel- und Inselberge, Becken und Talabschlüsse und den übrigen glacialen Formenschatz. Diese Ausführungen betreffen mehr die engern Gebirgstäler mit widerstandsfähigeren Gesteinen. In Gebieten leicht zerstörbarer Gesteine (Flyschzone des Nordersimmentales) und im Alpenvorland, wo sich die Gletscher ausbreiten konnten, treten vielmehr die Zeugen »peripherer Gletscherwirkung« (Eisrandwirkung) in den Vordergrund.

mit Flussablenkungen und Talbildungen ausserhalb der Eiszunge. Nur wenn ihre Gesamtheit erfasst wird, lassen sich z. B. die Probleme der Rückzugsstadien lösen. Wie das Studium des Schmelzvorganges der Schneedecke und der Eisdecke hochgelegener Alpenseen beweist, liefern nicht nur Luft und Sonne die Wärme dazu, sondern auch der Boden, indem er die Temperatur der tiefer gelegenen, aperen Gebirgsteile, die sich viel stärker erwärmen, als die schnee- und eisbedeckten, nach oben — wenigstens innerhalb gewisser Grenzen — weiter gibt und dadurch ein Schmelzen unter dem Schnee erzeugt. Auch ein Teil des subglacialen Schmelzwassers verdankt seine Entstehung der Bodenwärme. Letztere fördert also die Wassererosion unter dem Eis. Zur Zeit der grossen Diluvialgletscher reduzierte die gewaltige Inlandeisdecke, die nur wenige firnfreie Erhebungen freiließ und sich weit ins Flachland hinaus ausdehnte, den Einfluss der Insolation des firnfreien Bodens auf ein Minimum, so dass im Berner-Oberland während langer Zeiträume nur die relativ konservierende Eisabtragung stattfinden konnte.

Als weitem Einfluss der Vergletscherung möchte ich erwähnen, dass der vorstossende Gletscher mehr Niederschläge zurückbehält, als er durch Abschmelzen freigibt und daher die Wasserführung seines Abflusses vermindert. Damit verkleinert sich aber auch dessen Erosionskraft, und es kommt während des Vordringens der Gletscher eher zur Schotteranhäufung als zu normalen Zeiten. Umgekehrt gibt der zurückweichende Gletscher zum gewöhnlichen Niederschlag noch einen Zuschuss von Schmelzwasser, so dass sein Abfluss eher zur Erosion befähigt wird. Mehrere Aufschlüsse zwischen Spiez und Bern lassen zweifellose Vorstosschotter erkennen, während mir kein einziges Beispiel von sicheren Rückzugsschottern, die über den jüngsten Moränen liegen, bekannt ist — ausgenommen in den heutigen Talböden. Für die Talbildung im Grossen kann daher die Vorstossperiode einer Vergletscherung als eine Zeit der Akkumulation und Konservierung der ältern Formen, die Rückzugsperiode als eine Zeit der Zerstörung der konservierten Formen, eine Zeit der eigentlichen Talbildung betrachtet werden. Damit stimmt die an vielen Orten beobachtete Ineinanderschachtelung der Schotter verschiedenen Alters überein.

Die »*Verwitterung*« steht mit den übrigen Faktoren in innigster Verbindung. Sie beweist durch Bergstürze, Ge-

röllhalden und Erdschlipfe hinlänglich ihre Bedeutung für die Talbildung. Ich zähle ihr ferner die chemische Tätigkeit des Wassers zu, die im Kalkgebirge durch die Ermöglichung unterirdischer Entwässerung die flächenhafte Abtragung stark einschränkt und wesentlich zur Erhaltung alter Formen beiträgt.

Ich möchte durch diese Bemerkungen nur auf einzelne Momente hinweisen, die in der Literatur andern gegenüber vielleicht zu wenig berücksichtigt, die aber im gegebenen Falle von einiger talbildender Bedeutung sind.

Alle gemachten Ausführungen ergeben die Unmöglichkeit, die Tätigkeit und die Wirkung der einzelnen Faktoren sicher festzustellen. Die Morphologie muss sich daher bescheiden, sicher zu ergründen, welche Einflüsse heute noch sichtbare Spuren zurückgelassen haben. Auch dieses Ziel ist nur unter besonders günstigen Verhältnissen, wie sie etwa im vorliegenden Untersuchungsgebiet zufällig zusammentreffen, einigermaßen erreichbar. Das E-Ende der Stockhornkette besteht aus steil gestellten Gesteinsfalten von wechselnder Widerstandskraft. Die wesentlich am Aufbau beteiligten stark zerklüfteten Kalke sorgen für ausgiebige unterirdische Entwässerung und damit Verminderung der formenzerstörenden Denudation. Ausserdem überragen ihre Gipfel die höchste bekannte Talgletscheroberfläche um etwa 800 m, so dass die störende Eisabtragung für die höhern Gräte der Stockhornkette wegfällt. Wenn wir in diesem Terrain Flächen beobachten, die sich allen geologischen Bedingungen zum Trotz gleichmässig quer über weiche und harte, durchlässige und undurchlässige Schichten ausdehnen, so müssen das alte Erosions- und Denudationsformen sein. Verwechslungen mit Schichtterrassen sind absolut ausgeschlossen. Sie liefern aber auch Anhaltspunkte, um in den benachbarten, für solche Studien ungünstiger aufgebauten Gebirgen Erosions- und Schichtterrassen einigermaßen auseinander zu halten. Das hohe Alter und die Zuverlässigkeit vieler Formen im Stockhorngebirge wird am besten durch die »Kummbreccie«, 800 m E des Stockhornsignals in 1850 m Höhe, gekennzeichnet. Sie bildet das Käpplein eines vorspringenden nach N und E 500 m senkrecht abstürzenden Felsenerkers und besteht aus schwach verfestigtem Gehängeschutt. Dieser enthält aber nicht nur Abkömmlinge der heutigen Umgebung (Kreide und Malm), sondern auch Gesteine (Dogger und Lias), deren Anstehendes heute im erwähnten Abgrund

unter Bergschutt verborgen ist. Hält aber schlecht verkittetes Geröll solange an exponierter Stelle aus, warum nicht auch ein fester Felskopf oder eine scharf eingeschnittene Terrasse? Die Erkenntnis der Talgeschichte wird ferner durch die einfache konsequente oder subsequente Anlage der Urstromtäler auf der Nordabdachung des Aarmassivs, sowie durch die relativ geringe Talbreite, Schutt- und Seebedeckung am Alpenrand erleichtert.

II. Uebersicht über die Hauptabschnitte der Talbildung.

Eine vergleichende Untersuchung der Formenverhältnisse im Berner Oberland ergibt eine Gruppierung, die sich nicht ohne weiteres mit den mehr oder weniger bekannten ausseralpinen Vorkommnissen identifizieren lässt. Die Ausgangsformen: Mittelgebirge im E und Hügelland im W können als pliocän betrachtet werden, da sie einerseits den fertigen Aufbau der Alpen und die Abtragung der höhern Gebirgsteile voraussetzen, anderseits eine geringe Erosionstätigkeit erkennen lassen. Dem Sinne des Wortes Diluvium entsprechend kann die folgende Durchtalungsperiode ganz dieser Formation und damit dem Quartär zugerechnet werden. Diese lässt 3 Phasen der Vertiefung erkennen: eine älteste, welche bis auf 1500—1600 m Meereshöhe herab weite Hochflächen und mehr als die Hälfte des Talraumes schuf; eine mittlere, welche Terrassen bis auf ca. 1000 m herab und vom tiefen Hohlraum den stark überragenden Hauptteil erzeugte und endlich eine letzte, welche die Durchtalung der Seen und ihrer Umgebung beendigte und am wenigsten Material entfernte. In den höhern Tälern arbeitet die Austiefung bis heute, nur durch die Vergletscherungen verändert, fort. Nach Brückner wird heute allgemein nur die letzte Phase der eigentlichen Gletscherzeit zugeschrieben, die Formen der beiden ältern Phasen gelten als voreiszeitliche Ueberreste. Dieser Auffassung lässt sich entgegenhalten, dass die kräftige Eintiefung, wie sie durch die Bedingungen zu einer Vergletscherung dem alten Regime gegenüber gegeben war, schon mit der II. Phase einsetzte und dass demnach nur die Formen über 1500 m voreiszeitlich wären. Diese Ansicht wird gestützt durch eine konstruktive Ausdehnung der Flächen der ältern Deckenschotterreste, die in der Umgebung von Thun in ca. 1600 m Höhe zu suchen wären. Direkte Beweise fehlen zur Entscheidung dieser Frage. Die eben dargelegte Drei-

teilung der postpliocänen Durchtalungszeit und das Verhältnis der einzelnen Teile zu einander nach ihrer Grösse und damit auch einigermaßen nach ihrer Zeitdauer kommt am besten durch Kurven zum Ausdruck, zu deren Konstruktion die 300er-Stufen nach der Höhe und die entsprechenden Flächeninhalte nach der Länge aufgetragen werden: Der oberste Teil der Kurve, dem auch der grösste Volumanteil der Durchtalung entspricht, ist in allen untersuchten Normalfällen konkav; der mittlere Teil, dem der

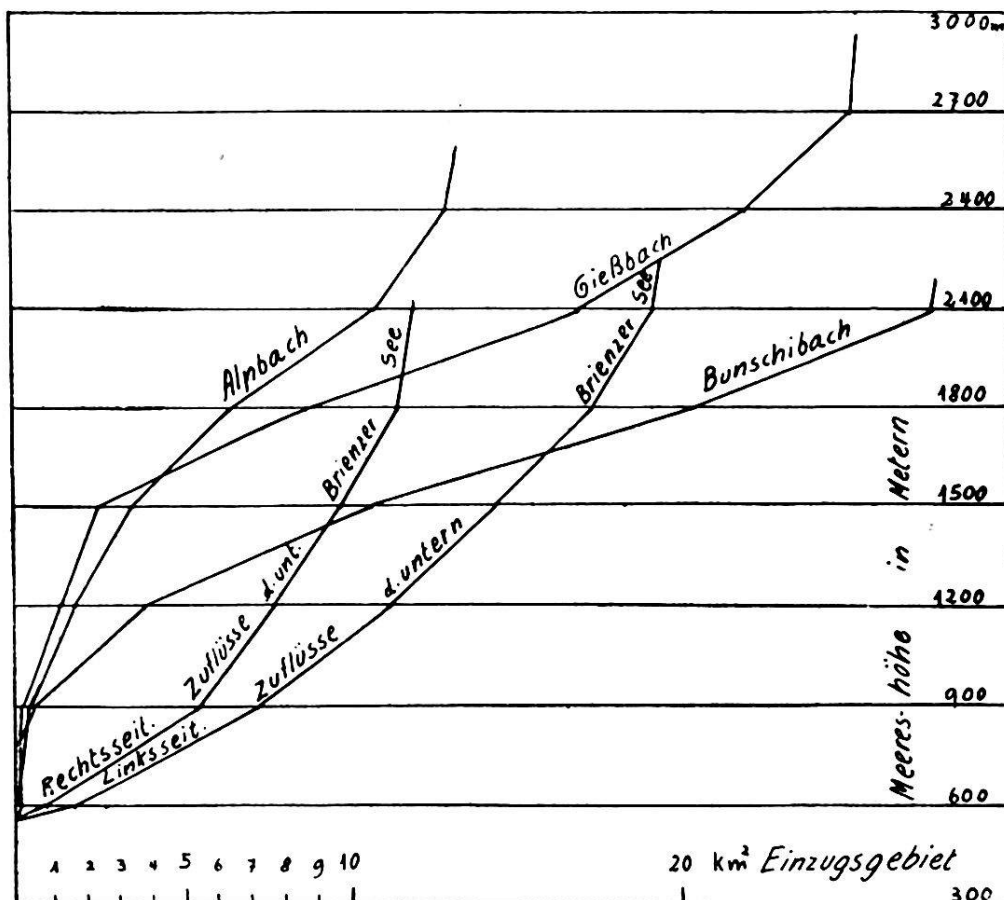


Fig. 1. Kurven zur Darstellung der Durchtalung.

zweitgrösste Anteil am Talraum zufällt, ist flach konvex und der unterste Teil, der im Verhältnis zum ganzen Hohlraum nur gering ist, zeigt eine stark konvexe Form. Die zur Verfügung stehenden und für diese Konstruktionen zu Grunde gelegten Flächenberechnungen des hydrometrischen Bureau verschieben leider durch ihren grossen Abstand (300 m Stufen!) die Knickungsstellen gegenüber den natürlichen Verhältnissen. Immerhin genügen sie zur groben Darstellung des Problems (Fig. 1).¹⁾

¹⁾ Herr Ing. Prof. Paul Gerber in Freiburg bearbeitet z. Z. die Beziehungen zwischen Talbildungskurven und Morphologie der Stockhornkette.

Etwas leichter, wenn auch keinesfalls sicher, können die Ablagerungen und Formen der folgenden allgemeinen Akkumulation, die in den tiefern Tälern einsetzte und bis heute andauert, mit den übrigen Schweizervorkommnissen verglichen werden. Sie umfassen verschiedenartige, oft verfestigte schiefe und wagrechte Schotter und allerlei Moränen und Esker und entstammen den Zeiträumen nach der Hochterrassenzeit.

III. Die pliocäne Abtragungsfläche.

1. *Zeugen* der alten Abtragungsfläche sind die sog. Gipfel-*flur* und die *Plateauxgipfel*. Vom Niesen aus bewundert der Naturfreund die Hochalpen des Aarmassivs, deren Gipfelhöhen sowohl im Gebiet der Sedimente als im Kristallinen grosse Gesetzmässigkeit und ausgeglichene Höhen erkennen lassen ohne Rücksicht auf die Gesteinsart oder die Anordnung der Kämme längs oder quer zum Alpenstreichen. Die Gipfel und Gräte scheinen aus rundlichen Mittelgebirgsformen herausgeschnitten zu sein. Nach W wechselt der Anblick: Das weite Gipfelmeer der Simme-Saanegruppe erweckt vielmehr den Eindruck, aus einem Hügelland heraus präpariert zu sein. Um eine bedeutende Stufe tiefer dehnen sich im N die Hochebenen des Mittellandes aus. Nur wenige unserer Bernergipfel zeugen noch durch Gipfel-ebenen von den alten Verhältnissen! Wir erwähnen besonders die Hochfläche zwischen Gross-, Klein- und Hinterfiescherhorn, sowie den Lasenberg, den Walalpgrat und die Bürglen in der Stockhornkette. Das Oberland ist zu dicht und zu tief durchtalt, um viele Altformen zu beherbergen. Ungleich häufiger treten sie in den Walliser-alpen, deren Altflächen denjenigen des östlichen Oberlandes entsprechen, und in den Bündnerbergen auf.

2. Untersuchen wir den damaligen *Erhaltungszustand der geologischen Gesteinsdecken* in unserm Gebiet, so zeigen sich gegenüber heute keine wesentlichen Unterschiede: Die kristallinen Gebiete vom Gasterntal bis an die Urnergrenze waren schon von den Deckenresten befreit, die nach S abfallenden Kalkwände Balmhorn-Blümlisalp-Gspaltenhorn und Engelhörner-Gadmerflühe-Titlis waren schon angedeutet, da die Kalkgebiete (infolge grösserer Durchlässigkeit und unterirdischer Entwässerung) der flächenhaften Abtragung weniger ausgesetzt waren als die

undurchlässigen kristallinen. Auch die grosse Umkehrung dieser Kalkmauer gegen N: Jungfrau-Eiger-Wetterhorn, wo infolge Verfaltung der genannten Gesteine eine deutliche oberflächliche Grenzzone fehlte und die Abtragung sich nordwärts der Kalkfelsen in das mächtige, weiche und undurchlässige Schiefergebiet der beiden Scheideggen ein-graben konnte, war begonnen. Die Wildhorndecke und ihre tiefen Genossinnen formten in schaligem Aufbau die westlichen Gipfel von den Diablerets bis zum Wildstrubel und bauten in komplizierten Falten und Schollen die Vorberge von der Engstligen bis ins Unterwaldnerland hin auf. Dort wo die Deckenlagerung ruhiger wurde, verursachte der Gesteinswechsel die Längstalungen der Valangien-Haute-rivienisoklinale Saxetental-Brünig und die Flyschmulde von Habkern. Wie heute grenzten die verkneteten, leicht abtragbaren Gesteine der Passzone die helvetischen Gebirge von dem festeren Niesenflysch ab. Die ineinander ge-lagerten Becken der medianen Präalpen, der Brecciendecke und der Simmendecke erzeugten eine lange Mulde, deren Ausgestaltung durch den verschiedenen Aufbau der Spiel-gertenteildecke einerseits und der Gastlosen-Stockhorn-teildecken andererseits noch verschärft wurde. Allerdings deckten die Klippendecken zu dieser Zeit noch den Thuner-see zu, indem sie sich auf den Nagelfluhklotz des Blumen und auf den Beatenberg hinaufschoben, und der Gurnigelflysch füllte einen guten Teil der heutigen Talung zwischen Gürbe und unterm Thunersee. Das Mittelland war noch bis über seine heutigen höchsten Bergrücken mit Molasse ausgefüllt. Für ihre Abflussverhältnisse stehen daher keine Anhaltspunkte zur Verfügung.

3. In diese geologische Grosstruktur waren die *Urstrom-täler* eingegraben. Ihre Anordnung kann aus den heute noch bestehenden Wasserscheiden und aus den Oberflächen-formen der fröhdiluvialen Erosionsphase abgeleitet werden. Die *Uraare* entsprang wie heute den höchsten Teilen des Aarmassivs, erhielt möglicherweise noch einen Zufluss über die Grimsel aus dem obersten Rhonegebiet, folgte der steilsten Abdachung quer durch die geologischen Forma-tionen über den Brünig hinüber in die Habkern-Schlieren-mulde, durchbrach deren nördliche Umrandung und ver-liess vermutlich in der Gegend des Vierwaldstätterseekreuzes das Alpenland. Die *Urlütschine*, deren Quellen auch ins Kristalline reichen, querte, ebenfalls dem Abhang folgend, das Kalkgebirge bis in die Habkernmulde über dem heutigen

obern Thunersee. Die geringe Widerstandskraft der dortigen undurchlässigen Gesteine und das Südsinken der Niederhorndecke im Beatenberg und Sigriswilgrat liessen sie leicht das Gebiet des mittlern Thunersees erreichen, wo sie sich mit der *Urkander* vereinigte. Diese entströmte einem Flussgebiet, das sich aus den Quertälern des Suldbaches, der Kiene und der Kander (diese damals noch verstärkt durch den Abfluss des Lämmerngletschers) und dem Längstal der Engstligen, zwischen Wildhorndecke und Niesenflyschzone, in der Passzone zusammensetzte. Die heutige Gratlinie der Niesenkette, die sich erst am Staldensattel zu lockern beginnt und der junge N-E-hang des Niesens sprechen dafür, dass dieses Gebirge sich damals noch über Aeschi hinaus bis an die Stelle des heutigen Thunersees erstreckte. So leicht im Gebiete des pliocänen Mittelgebirges die Urstromverhältnisse zu erkennen sind, so schwierig gestaltet sich die Untersuchung im Hügelland, welches die Simme-Saanegruppe eindeckte. Viele Anhaltspunkte sind zwar vorhanden; da aber die Abdachungsverhältnisse durchaus unbestimmte waren, so müssen erst weitgehende Untersuchungen die Verwendbarkeit der Formen prüfen. Vorläufig weiss ich keine Momente, die wesentliche Flussverschiebungen wahrscheinlich machen würden. Urkirel und Ursimme verliessen vermutlich das Gebirge zwischen Niesen und Nüschleten und vereinigten sich dann mit der *Urkander* und der *Urlütschine*, um gemeinsam das damalige E-Ende der Stockhornkette abzutragen, sich in das E-Ende der Gurnigelflyschzone einzugraben und sich dann dem offenen Mittelland zuzuwenden. Dass diese grosse Arbeit gelungen ist und sogar zu einer sehr weiten Talung geführt hat, ist dem Umstande zuzuschreiben, dass die Stockhorn- und Gastlosenfallen hier an und auf den Nagelfluhklotz des Blumen gepresst waren. Die dadurch bedingten Querbrüche lockerten das Gefüge gehörig. Die widerstandsfähigsten Gesteine, die Malm- und Kreidekalke waren infolge ihrer gegenüber der heutigen Stockhornkette überhöhten Lage durch die pliocäne Abtragung entfernt worden. So konnten die sich hier vereinigenden Alpenströme leicht die verbleibenden undurchlässigeren und weicheren Dogger-, Lias- und Triasgesteine durchtalen, in die zwischen das Kalkgebirge und den Molasseklotz des Blumen eingekeilte subalpine Flyschzone eindringen und später (vielleicht über der Gegend von Forst) in nördlicher Richtung verlassen. Über die Kon-

figuration des damaligen Molasselandes können wir nichts wissen, da die höchsten heute erhaltenen Formen erst der II. Erosionsphase entstammen.

IV. Die altquartäre Erosionsperiode.

1. *Die fröhdiluvialen Formenreste.* Ein Vergleich sämtlicher in einer Berggruppe vorhandener Formenreste lässt die obengenannten drei verschiedenen Phasen der Durchtalung erkennen: Der ältesten gehören die weiten, wellig geformten Hochflächen von 1500 m aufwärts, überragt von steilabfallenden Gipfelstöcken, an, der zweiten die Terrassenreste, die sich am untern Thunersee auf ca. 1000 m senken und der jüngsten die tiefsten Talböden, die bis auf das Schweb unserer grossen Seen hinuntersteigen. Für die ältesten Formen bieten Stockhornkette und Spielgertengruppe dank der Verschiedenheit ihres geologischen Baues ein äusserst günstiges Vergleichsmaterial, das durch die helvetischen Kalkgebirge gut ergänzt wird. Das kristalline Hochgebirge mit seiner heutigen starken Durchtalung und anhaltenden Vergletscherung liefert dagegen nur fragwürdige Momente. In der Stockhornkette überragen die steil abbrechenden Felshäupter von ca. 21—2200 m Höhe die nächsten tiefern Grat- und Gipfelplateaux um ca. 200 m (Hohmaad, Walalpgrat, Strüssligrat, Lasenberg, Walpersbergli). Zahlreiche Reste, besonders auf den nach N vorspringenden Gräten, sprechen für einen zweiten 100 m tiefer entstandenen Boden in ca. 1800 m Höhe. In zwei kleinern Stufen erreichen die Hänge dann das weitausgedehnte untere Niveau der fröhdiluvialen Denudation, dem das seither zerlegte Tal der Stockenseen und die einen Kilometer messende Hochfläche des Heitiberges angehören. Die steil gestellten Falten der Stockhornkette wurden durch die erwähnten Flächen ohne Rücksicht auf die Gesteinsart quer geschnitten, so dass der Stufencharakter der ältesten Durchtalungen zweifellos erwiesen ist. Grösser im Ausmass, aber unscharf in der Unterscheidung der Einzelheiten liegen die Verhältnisse in der Spielgertengruppe, wo die Bildung weiter flacher Hochformen durch die wenig geneigte Schichtenlagerung stark gefördert wurde. Um so schöner erscheinen als Zeugenberge der pliocänen Altfläche und der stufenschaffenden Eintalung die Reste der abgetragenen Brecciendecke: das Grathörnli, Seefluh und Geissfluh. Elsighorn,

Standfluh, Beatenberg und Hohgant, die Schilthorn- und Faulhorngruppen tragen weite Flächen, die zu dieser Gruppe der Talformen gehören. Besonders möchte ich auf das untere Bergli am Sigriswilgrat hinweisen, das alle Merkmale eines alten Talbodens trägt, sogar eine Ebene mit einem Tümpel und heute als stolzer Berggipfel hoch über dem See tront, trotzdem seine Gesteinszusammensetzung ganz andere Gipfformen erzeugen müsste. Diese früh entstandenen Hochflächen zeichnen sich im Kalkgebirge durch starke Karrenbildung samt ihren Begleiterscheinungen aus.

Ob sich der im ganzen Gebiet wiederholende Stufencharakter dieser ältesten Formen durch einen Wechsel von Gebirgshebung und Ruhezustand oder Klimaänderungen erklären lässt oder ob schon zu dieser Zeit Vergletscherungen mitwirkten, muss vorläufig dahingestellt bleiben, ebenso ob die steilen Zeugenberge etwa Erzeugnisse der Windabtragung eines trockenen Klimas seien. Gewisse Felstürme der höchsten Gehänge, welche stark an die sog. Chiamins (Kamine) der Unterengadinerdolomiten erinnern, deuten möglicherweise auf ein trockenes Klima hin. Es sei nur noch erwähnt, dass die oben angeführte Kumlibreccie gegen das Ende dieser Periode entstanden sein muss. Die Vertiefung der Täler betrug ca. 500 m.

2. *Die Terrassen aus der ältern mitteldiluvialen Erosionszeit.* Nun kam ein lebhafteres Tempo in die Talbildung, allerdings auf Kosten der Talbreite. Die weite Hochfläche der Tschuggenalp über Diemtigen hat 1400 m Höhe; ihr entspricht das Trockental der Jaunpasshöhe, über welche sich damals der Jäunlibach statt der Saane der Simme zuwandte. Eine neue Eintalung um ca. 200 m liess im Simmental einen neuen Talboden entstehen, dem das Regenmoos ob Boltigen und der Lamperenhübel angehören. In dieser Zeit wurde der Jäunlibach quer durch die Gastlosen-kette nach Westen abgelenkt. Eine letzte Erosionsphase dieser Periode brachte das Niveau der Talböden in der Umgebung des Thunersees auf ca. 1000 m und darunter hinab. Hieher gehören im Simmental die Saanenmööser, der Rossberg hinter dem Lamperenhübel, das Diemtigbergli und der Rücken der Wimmiserburgfluh, an den rechten Seeufern die Höhen von Goldiwil-Haltenegg-Krinde, der Waldeggrücken am Beatenberg, die Höhe des Brünigpasses, die Terrasse des Hasliberges, auf der linken Seite

der Abendbergsattel und die Schweibenalp, ferner der untere Teil der Terrasse von Wengen.

Inzwischen hatten sich die Eintalungsverhältnisse gegenüber dem Urstromsystem derart verändert, dass mit der nächsten Eintiefungsphase die Aare nach Westen abgelenkt werden konnte. So spärlich die Spuren pliocäner Gipfelplateaux im obern Aargebiet sind, so zahlreich und weitverbreitet dehnen sich die fröhdiluvialen Flächen aus: auf beiden Seiten der Siedelhörner, auf dem Längisgrat, auf Oberaaralp, dem Nollen, auf Bächlisboden und Gelmeralp, auf der Steinalp am Sustenpass, auf Engstlenalp und am Melchsee auf Mägisalp und Balisalp, auf Feldmoosalp und Breitenfeld über dem Brünig, auf der Axalp und der obern Bättenalp am Giessbach. Nur zwischen Iseltwald und Bönigen fehlen auf beiden Brienerseeseiten Andeutungen solcher Terrassen. Hier war die alte Wasserscheide, vorwiegend aus weicher unterer Kreide gebildet und dadurch zur raschen Abtragung disponiert. Landschaft und Karte zeigen zur Genüge, die Existenz von älteren fröhdiluvialen Böden, die stets mit Steilstufen zum nächsten tiefern abbrechen. Die Zusammenfassung der genannten Reste und noch vieler anderer ergibt im Gesamtbild ohne weiteres, dass das Urstromgebiet der Aare sich nach dem Unterwaldnerland hin entwässerte. Die alten Talböden der Oltschialp, des Giessbaches und des noch nicht übertieften Sägistales sind nach dem Brünig orientiert. In diesen weiten Boden, dem am untern Thunersee das Heitbergplateau entspricht, senkte die ältere mitteldiluviale Erosionszeit mehrere Talwannen ein bis hinab auf das Brünigniveau. Dabei musste das Tal auf über 200 m tief in widerstandsfähige Malmkalke eingeschnitten werden. Die Ablenkung der Aare kommt im Unterschied der Talbildungskurven (Fig. 1) der nach dem Brünig orientierten Talsysteme und denen der Gehänge der Durchbruchstelle klar zum Ausdruck.

Aus dieser Zeit stammen die ersten Anhaltspunkte über die Abflussverhältnisse am Alpenrand. Die Steilwand Sollhorn-Nüschleten-Mattenstand setzt sich stratigraphisch und tektonisch aus den verschiedensten Komponenten zusammen: Sollhorngewölbe mit Doggerkern, Kummlimulde mit Kreidefüllung, Stockhornhauptfalte mit triasischen Gesteinen, Oberlindentalmulde mit viel oberer Kreide und Malmschenkel des Stockenfluhgewölbes. Dass diese steil gestellten und zusammengequetschten Elemente von einem einheitlichen Steilabsturz von 6—700 m Höhe schief geschnitten werden

konnten, kann wohl nur der Seitenerosion eines Flusses zugeschrieben werden. Diese Annahme wird dadurch verstärkt, dass der vorgelagerte Oberlindentalgrat oben einen bis 150 m breiten flachen Rücken besitzt, an der breitesten Stelle aus leicht abtragbarer oberer Kreide besteht und auf 1500 m Länge nur um 50 m in der Höhe differiert. Er erweckt im Gegensatz zur ganzen Umgebung durchaus den Eindruck aus einem alten Talboden herauspräpariert zu sein. Diese Umstände lassen darauf schliessen, dass die Alpenströme ihr Tal längs den Ueberschiebungszonen Stockhorndecke-Flysch und Flysch-Molasse eingruben und dann in der Richtung Stockental-Gürbetal nordwärts abflossen.

Einen zweiten Anhaltspunkt für die alpennahe Entwässerung geben uns die Verhältnisse im Zugl-Rotachengebiet. Dort setzt sich der Haupttalboden des Eriz unter den glacialen Schuttmassen von Schwarzenegg hindurch ins Rotachengebiet fort, an dessen Mündung er in ca. 800 m Höhe ins Aaretal abbricht. Im Zugl-Rotachenfluss haben wir vielleicht den Urstrom des heutigen Aaretals von Oppligen bis Rubigen vor uns.

Die Formen des Simmenfluhniveau finden sich wie in allen Haupt- und Nebentälern auch im Lauterbrunnental wieder. Hinterm Horn, Wasenegg, Schiltgrat, Allmendhubel und Dorrenhubel auf der Westseite und Steinegg, Gürmschhubel und Grindegg gegenüber entsprechen wohl diesem Stadium. Die folgenden Stufen sind gut markiert z. B. auf Biglenalp, auf Mettlenalp und der oberen Lische und durch die Terrassen von Gümmlen, Mürren und Gimmelwald. Der untere Teil von Wengen und Isenfluh entspricht dem Sattel am Abendberg und dem Wimmisburgfluh Rücken.

3. *Die jüngere mitteldiluviale Erosionszeit.* Nun setzte die allerkräftigste Erosion ein, die gleich eine Stufe von 2 bis 300 m Tiefe grub. In dieser Zeit geschah der Durchbruch der Wasserscheide gegen die Aare. Die Lütchine hatte mit dem Niederlegen der Morgenberghorn-Harderfalte viel leichtere Arbeit als die Aare im mehrfach übereinander gelagerten Malm des Brünigs, weil der widerstandsfähige Schrattenkalk der Harderfalte relativ wenig mächtig und ausserdem von Klüften und Spalten stark durchsetzt war. Die Vereinigung der Aare mit der Lütchine schuf eine neue Kräfteverteilung und die vereinigten Wasser der Finsteraarhorngruppe gewannen die Oberhand gegenüber

den gleichbleibenden der Kander und der Simme. Sie übernahmen die Führung in der Eintiefung des Tales. Die Furche Thunersee–Aaretal wurde zur Hauptrinne, die weichen oder doch zertrümmerten Gesteine dieser tektonisch bedeutsamen Zone wurden weggeschafft, die südfallende Niederhorndecke und die subalpine Nagelfluh abgspült und seitlich angefressen und das Aare–Lütschinental gegenüber der Kander- und Simmetalung übertieft. Durch das Tieferlegen ihrer Erosionbasis an der Seitenerosion gehindert, schnitten sich die Gewässer des westlichen Oberlandes aufs neue ein und liessen die halbeingeebene Talung Aeschi–Spiez–Zwieselberg–Riedholz im Stich. Daher zeichnet sich dieser Talzug vor allen andern durch den Reichtum an Zeugenbergen, Inselbergen und Rundhöckern aus. Zum Spiel der freien Wasserkräfte gesellte sich der Einfluss der sich immer erneuernden Vergletscherungen, deren subglaciale und randliche Flussverschiebungen im eben genannten Talzug ein äusserst günstiges Gelände fanden. Es sei hier noch bemerkt, dass ich unter Talboden nicht nur ebene Böden verstehe, sondern auch unfertige hügelige oder gegen die Seiten ansteigende, deren Weiterbearbeitung durch eine neu einsetzende stärkere Erosion verunmöglicht wurde.

Eine deutliche Aenderung der Erosion, gekennzeichnet durch Talverbreiterung, kam erst in ca. 700 m Höhe zu Stande. Diesem Stadium gehören am rechten Ufer talaufwärts folgende Formen an: Die Terrassen von Grossmatt bei Häutligen und im Hubenwald, die beidseitigen Mündungsterrassen des Diessbaches und der Zulg, Brändlisberg, Wartboden und Riedboden bei Thun, Aeschlen, Sigriswil, der Dählboden an der Waldegg, die Hügel von Goldswil, der Ballenberg, das Plateau von Brienzwiler, Terrassen unterhalb Brünigen, der Kirchet, das Hängetal des Gadmenwassers und der Boden unterhalb Guttannen. Auf der linken Talseite: Rustwald, Spiezberg, Spiezerburgfluh, Lattigwald, Bintel, Lochmatte, Rübelboden, Plateau von Allmenden (letztere vier längs der Simme), Terrasse von Krattigen, Bühlihubel, Kleiner Rugen, Senggfluh, Giessbachtterrasse, Geissholz–Kirchet und der hängende Talboden am Ausgang des Urbachtales. Diese Orte scheinen einem einheitlichen Stadium der Talbildung anzugehören und einen jetzt unterbrochenen Talboden zu bilden, dem aber das normale Gefälle von Wichtrach bis hinauf zum Kirchet, also auf 60 km Distanz, fehlt. Erst hier steigt er regelrecht in die drei

Quelltäler hinauf. Dieser Talboden zeigt grosse Uebereinstimmung mit dem Gomserboden, der im Oberwallis ungestört erhalten ist, in den sich dann Rhone, Fiescherbach und Binna einschneiden, dem der Brigerberg und der alte Talboden von Stalden, die hängenden Talböden am Turtmannbach, an der Navigenze und der Borgne, sowie Tourbillon und Valère, das Plateau von Grimisuat-Savièse, der Mt. d'Orge und der Riegel von St. Maurice angehören.

Was den Aaretalboden vor den andern oberländischen auszeichnet, ist der Riegelberg des Kirchet, des schönsten mir bekannten derartigen Vorkommnisses. Mehrere trockene Schluchten, »Lamm« genannt, beweisen die wiederholt stattgefundene Verlegung der auf dem alten Talboden fließenden Gewässer. Die Tiefe ihrer Durchtalung kennen wir nicht. Die Flussrinnen des Gadmenwassers über Innertkirchen, die Talungen am Ausgang des Urbachtales sprechen dafür, dass sich zeitweilig dort drei Gletscherenden befanden und mit ihren Schwankungen die Beckenbildung ausserordentlich begünstigen mussten. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in den Anfangsstadien auch Eiserosion kolkend wirkte. Als neues Moment kommt noch der Umstand dazu, dass die drei sich hier vereinigenden Flüsse an dieser Stelle den undurchlässigen Gneisgrund verlassen und in das klüftige, auslaugbare und durchlässige Kalkgebirge übertreten. Der schwach nach NNW fallende Gneisgrund unterteuft als Wasserhorizont den Kalk der Schwelle. Unterhalb des Riegels deutet der breite Alluvialboden die scharfe Eintiefung an, welche die Folge der grossen Aareableitung war. Es waren also durch die Eintiefung in den Hasliboden alle Umstände günstig, um den Fluss zu veranlassen, statt den Riegel zu durchsägen und abzutragen, auf dem kürzesten Wege unterirdisch durchzubrechen und so das tiefe Tal zu erreichen (ähnlich dem Beatenbach am Thunersee) und am Eintritt in das Kalkgebiet einen Trichter zu schaffen, der nach Form und Lage an die Auslaugungstrichter in den Kalkgebirgen, die reihenweise an den Kontakt von durchlässigem mit undurchlässigem Material gebunden sind, erinnert. Spätere Gletschervorstösse schütteten die unterirdischen Ausgänge mit Moräne zu und zwangen den Fluss einen neuen Weg einzuschneiden. Dank der tiefen Erosionsbasis gelang ihm dies rasch in der engen, vielbewunderten Aareschlucht. Dieses vielumstrittene Beispiel zeigt deutlich, dass man in der alpinen Formenkunde nur Faktoren der Entstehung

erkennen und auf diese gestützt nur Möglichkeiten nachweisen kann. Wenn nicht zufällig Sondierungen für technische Zwecke vorgenommen werden müssen, bleibt die Wahrheit unermittelt. Die erwähnten technischen Massnahmen gaben bis jetzt sozusagen in allen ähnlichen Fällen denen recht, die sich für eine frühere Entwässerung des Beckens durch tiefe heute verschüttete Rinnsale ausgesprochen hatten. Aehnliche, nur grössere Verhältnisse weist der Riegel von St. Maurice auf, der wohl auch aus analogen Ursachen stehen geblieben ist, wie der Kirchet.

Terrassenreste im Rotachengebiet in ca. 750 m Höhe und im untern Zulgtal bei 700—720 m sprechen dafür, dass die Ablenkung des alten Zulg-Rotachenlaufes gegen Steffisburg zwischen der Entstehung dieser beiden Formen stattfand. Die heutige Rotachen entstand erst während der letzten Vereisungen, deren Schotter die Talwasserscheide bei Unterlangenegg hoch auffüllten. Der vorstossende Zulg-gletscher drängte mehr durch sein Eis als seine schwache Moräne die nördlichen Zuflüsse der Zulg wieder in das alte Trockental, wo sie sich dank der seither stark vertieften Erosionsbasis eine enge, wilde Schlucht in die Nagelfluh eingruben.

Eine zweite Stufe befindet sich ca. 100 m tiefer, Sie lässt sich schon unten im Aaretal erkennen. Zu ihr gehören: Die Terrassen von Lerchenberg—Rüti bei Oberwichtlach, die Wolfenburg und das Oppligenbergli bei Herbligen, der Bünberg bei Tungschnett, der Thunerschlossberg, der Chartreusehügel, der Eichbühl, das Ebnit, die Nase am Beatenberg, das Plateau des Faulenseelis und mehrere Formen bei Iseltwald. Dann verschwindet sie. Auch sie zeichnet sich durch gleichmässige Höhen aus auf einer Strecke von 40 km. Eine Stufe in ca. 400 m Meereshöhe hebt sich im Kurvenbild des Brienersees ab. Die letzte Eintiefungsetappe wird durch die flachen Böden des Thuner- und Brienersees bezeichnet und in 308 und 343 m Höhe erreicht. Es ist nicht ausgeschlossen, dass der Höhenunterschied der beiden z. T. der stärkern Sedimentation des untern Sees zuzuschreiben ist. Während der Brienersee nur von oben und unten gleichmässig auf 13 km Distanz aufgefüllt wird, zeigt die Kurvenkarte des Thunersees oben den deutlichen Einfluss des Lombaches, der eine sublakustre Terrasse weit in den See vorgeschoben hat und noch vielmehr die alten und neuen Wirkungen von Kander und Simme, die sich auf der linken Seite von

Faulensee an bis nach Thun zum Teil als Eisrandwirkungen bemerkbar machen.

Die starke Eintiefung des untern Haslitaales lenkt die Aufmerksamkeit noch auf weitere Folgen der durch die Aareverlegung neu entstandenen Erosionskräfte. Das rasche Einschneiden im Thunerseegebiet zwang auch die Lüttschine zu linearer Tätigkeit. Erst auf dem Niveau des Kirchetbodens kam sie dazu ihr »Cannion« zu verbreitern, sodass der Boden von Lauterbrunnen-Stecheberg entstand, überragt von himmelhohen senkrechten Wänden, eine Erscheinung, die im heutigen Schwarzwasser-Cannion eine kleine Parallele besitzt. Vermutlich wurde der Boden von Lauterbrunnen durch einen Gletscher vor der Zerstörung bewahrt, während das freie Wasser nur bei Zweilütschinen und am Ausgang des Saxetentales geringe Reste des untern Teiles verschonte.

Während der II. Erosionsphase floss wenigstens ein Teil der Alpenwasser, mindestens die Simme in der Richtung Stocken-Forst. Es ist nicht ausgeschlossen, dass auch die Kander, die damals noch mit der Abtragung des NE-Endes der Niesenkette beschäftigt war — der steile NE-Abhang des Niesens zeigt keine einzige Erosionsterrasse bis auf den heutigen Talboden herab — und die Lüttschine, welche der aufsteigenden Niederhorndecke und der Nagelfluh folgte, sich dorthin wandten. Wahrscheinlich herrschten in der durch das Zusammentreffen von Trias-, Flysch- und Aquitanmergelzonen zur Beckenbildung prädestinierten Gegend Steffisburg-Wattenwil-Reutigen unklare Abflussverhältnisse, die mehr zu breiter Talbildung als zur Entstehung klarer Hauptrinnen drängten. Vermutlich entschied auch in diesem Fall das Eingreifen der Aare den Kampf der Gewässer. Es machte den östlichen Teil der mehr als 8 km breiten, wahrscheinlich wenig eingeebneten Talung zum eigentlichen Talweg und leitete Kander und Simme definitiv nach N ab. Die Weiterbildung des Gürbetales muss den Einflüssen der Vergletscherung zugeschrieben werden.

Am besten zu erkennen sind die Spuren der Zerstörung der Böden in ca. 700 und 600 m Meereshöhe. Sie deuten auf einen Eingriff der Vergletscherung hin, die den Raum Thun - Uttigen - Gurzelen - Längenbühl - Amsoldingen in ein Zungenbecken umformte, einen Eisarm durchs Stockental bis gegen Pohlern vorschob und einen ganzen Kranz von Felshügeln stehen liess: Burgbühl bei Pohlern, Riedhubel, Widerhub-Frohnholz und Thungschneithubel. Die Aus-

flussrinnen des Stockentales, von Dittligen, Gurzelen und Seftigen verstärkten die Gürbe offenbar ganz gehörig, denn einer jeden von ihnen entspricht eine Verbreiterung des Talbodens. Die breite Talung der Aare zwischen Stoffelsrütli und Thungschneit, sowie die kleinere der Dornhalden entstanden vermutlich relativ spät, sonst hätte die Hauptentwässerung hier stattgefunden und das Gürbetal wäre nicht so gewaltig ausgeweitet worden. Nachdem aber die hindernde Schwelle niedergelegt war, stiess die Gletscherzunge nordwärts vor und erzeugte von Seftigen bis zum Belpberg ähnliche Verhältnisse: einen äussern Felsenrand gegen das Gürbetal, eine Talung gegen die Aare hin. Die in diesem Abschnitt ebenfalls vorhandenen Querrinnen sprechen mit ihren geringen Ausmassen für eine verhältnismässig kurze Zeit dieses Gletscherstandes. Die letzte Erosionszeit schnitt endlich das Aaretal bis an die Linie Glütschbach-Limpach-Gerzensee und bis auf die Sohle des Thunersees ein.

V. Die jungquartäre Akkumulationszeit.

1. *Ursachen.* Mit der Ausarbeitung unserer Alpentäler bis auf die Seeböden — natürlich mit Abfluss nach dem Mittelland — kam die unstete Erosion zum Stillstand. Von jetzt an dominiert im Alpenvorland und weit in die Gebirgstäler hinein die Aufschüttung über das Eintiefen, wenn sich auch häufig Erosionszeiten einschalteten. Die Ursache dieser tiefgreifenden Veränderung der talbildenden Verhältnisse muss entweder auf klimatische Einflüsse oder auf Dislokationen zurückgeführt werden. Erstere können unmöglich die Urheber sein, da vor wie nach der grossen Aenderung Gletscherzeiten ihre Eismassen weit ins Mittelland hinausfluten liessen. Wie eingangs erwähnt wurde, betrifft der Wechsel von der Erosion zur Akkumulation für die Hauptteile der Täler auch die Eiserosion und die Gletscherwirkung, indem die grosse und die letzte Würm-Eiszeit nicht einmal imstande waren, die interglacialen Schotter auszuräumen, geschweige denn an diesen Orten noch den Felsgrund anzugreifen. Sie lagerten ihre Moränen auf mächtigen, ältern Schottern ab. Die Dislokation kann nur durch ein vielleicht relatives¹⁾ Rücksinken des Gebirges

¹⁾ Dass eine tektonische Verstellung des Mittellandes bis zum Jura nicht ausser jedem Zweifel ist, beweisen die Juragerölle in den Hochterrassenschottern der Umgebung von Huttwil.

und seiner Nachbargebiete eine derartige Stauung der abzutransportierenden Geschiebe erzeugen. Ein solches Ereignis muss vermutlich im Verlauf der Erosionsterrassen oder der Talbodenreste zu erkennen sein. Im letzten Abschnitt wurde dargelegt, dass im Haupttal zwei Talbodensysteme von 100 m Niveauunterschied auf 60 und 40 km Länge keine Gefälle aufweisen, während beispielsweise die Simme auf 45 km etwa 500 m und die Kander auf 20 km 240 m niedersteigen. Diese Tatsache beweist, dass das Haupttal um den Betrag des Normalgefälles gegen das Alpeninnere gesenkt wurde. Dabei muss allerdings in Betracht gezogen werden, dass die Talrichtung 40 km quer zum Alpenstreichen und 40 km längs desselben verläuft und das Gefälle daher im streichenden Mittelstück ansteigen sollte. Da dies nicht der Fall ist, so muss das Rücksinken nicht nur alpeneinwärts, sondern auch in der Streichrichtung gegen NE stattgefunden haben. Ein Vergleich der Vierwaldstätterseegegend mit der Randzone westlich des Aaretales zeigt, dass die Täler der erstern geradezu in Schutt und Wasser ertrunken sind, was auf besonders starkes Rücksinken hindeutet. Die Alpen wären demnach nicht gleichmässig zurückgesunken, sondern örtlich verschieden, wodurch sich auch die Mannigfaltigkeit der Alpenrandtäler zum Teil erklärt.

Auf jeden Fall genügt das fehlende Gefälle zur Erklärung der Höhenlage unserer Seeböden, besonders wenn man in Betracht zieht, dass die Randseen zum Teil auch durch Schotter gestaut sind.

2. *Die Hochterrassenzeit — Kandereiszeit.* Die Kander und der Ueberlauf des Glütschbaches haben beim Kanderdurchstich beim sog. Hahni und weiter unten bei der Guntelsei zwei Profile aufgeschlossen, welche in selten schöner Weise einen Einblick in die Folge der eiszeitlichen Ablagerungen von der tiefsten Talbildung an bis zu den jüngsten Rückzugswällen der Gletscher und den recenten Schwemmböden gewähren. Sie und zahlreiche andere Vorkommnisse ermöglichen es, sich ein rohes Gesamtbild der damaligen Vorgänge zu machen.

Es ist möglich, ja vielleicht wahrscheinlich, dass die Bildung der in den letzten Abschnitten erwähnten Erosionsböden, resp. Terrassen jeweilen durch einen Gletschervorstoss wesentlich gefördert wurde, indem die verminderten Abflüsse unterhalb des jeweiligen Gletscherrandes durch Seitenerosion flache Talböden ausarbeiteten und Schutt aufhäuften, während der nachstossende Gletscher die über-

flutete Form, wenn auch nicht absolut, so doch relativ vor Abtragung schützte. Beim Rückzug wurde jeweilen durch die aus der Eisreserve verstärkte Wassermasse mit ihrer bedeutend gewachsenen Erosionskraft der alte Talboden zerschnitten und zerstört bis ein Wechsel im Gletscherregime wieder Seitenerosion und Schuttanhäufung erzeugte. Diese Folge von Zyklen (siehe Tabelle!) scheint nun durch die Bodenbewegungen, resp. das Rücksinken des alpinen Gebietes während einer Vergletscherung unterbrochen worden zu sein. Durch die stauende Wirkung der Dislokation wurden die Schmelzwasser der vorgestossenen Gletscher ihrer Erosionskraft beraubt; sie verbreiteten ihre Schotter, statt einzuschneiden, und als der Rückzug der Gletscher begann, waren selbst die verstärkten Wassermassen nicht imstande in die Tiefe einzuschneiden. So häuften sich vor der Stirn der Gletscher gewaltige Schottermassen an, während der Boden unter dem Gletscher langsam sich senkte und das nachrückende Eis die immer grösser werdende Depression erst ausfüllte, bevor es Schmelzwasser abgeben konnte. Es ist heute noch nicht festgestellt, wo sich dieser Vorgang abspielte.¹⁾ Dagegen erkennen wir seine Wirkungen: Bei einem raschen Rückzug des Gletschers, vielleicht durch die Dislokation selber verursacht, entstand hinter der Schotterbarrière ein See, dessen Spiegel mehr als 60 m über dem heutigen Thunerseespiegel war. Wie die Talung eisfrei wurde, so lagerten erst die Seitenflüsse und dann auch der Hauptfluss ihre Delta in diesem Stausee ab. Einer der schönsten Aufschlüsse ist der Anschnitt dieser hohen, schiefen Schotter durch die abgeleitete Kander. Er zeigt auch die Auflagerung dieser Bildung auf Grundmoräne (Hahnimoräne), die ihrerseits dem Felsgrund aufliegt. Sie kann daher unmöglich der grossen Eiszeit, welche über die Hochterrassen-schotter wegging, noch den Deckenschottervergletscherungen, die vor der tiefsten Talbildung stattfanden und deren Ablagerungen einige hundert Meter höher gelegen sein müssten, angehören. Ich schlage deshalb vor, die Eiszeit, während

¹⁾ An der Jahresversammlung der schw. geol. Ges. in Neuenburg sprach Fritz Nussbaum (Hofwil-Bern) über »Deckenschotter« im bernischen Mittelland, der möglicherweise Reste dieser Hochterrassenbarrière darstellt. (Siehe d. Bericht i. d. Eclogæ.) Dies und die von Baltzer und Gerber beobachteten alten schiefen Schotter bei Bern deuten darauf hin, dass die Barrière sich um die Gegend von Bern herum lagerte.

welcher der Übergang von der altquartären Erosionsperiode zur jungquartären Akkumulationsperiode stattfand nach dem Fluss, der ihre Grundmoräne entblösst *Kandereiszeit* zu nennen. Sie beansprucht einen Teil der sog. grossen Interglacialzeit¹⁾. Wenn obige Ausführungen über die Entstehung der Talböden während der mitteldiluvialen Erosionsperiode richtig sind, würde die ganze, »grosse Interglacialzeit« durch Vergletscherungen und Interglacialzeiten ausgefüllt, die man vorläufig *Aareiszeit* und *Kieseneiszeit* nennen könnte, weil ihre Spuren längs der Aare und an der Kiesen am besten erhalten sind. Es ist selbstverständlich, dass wir diese fraglichen Vereisungen heute nicht mehr direkt durch Moränen nachweisen können, da diese den folgenden Erosionszeiten zum Opfer fallen mussten. Es ist aber möglich, dass ihnen hochgelegene alte Schotter im bernischen Mittelland (und vielleicht auch im Lorzeltobel), die Aehnlichkeit mit dem jüngern Deckenschotter besitzen, entsprechen.

Die schiefen Schotter treten von Hondrich und Wimmis an bis ins untere Glütschtal mit ziemlich gleichförmigem Charakter auf. Dort aber verändern sie sich sehr stark durch die Einlagerung von Riesenblöcken aus dem Simmental, einem wilden, eckigen und lehmigen Material, dessen direkte Beziehungen zu einem nahen Gletscher unverkennbar sind. Die Erscheinung kann nur durch einen neuen Gletschervorstoss, der den allgemeinen Rückzug zeitweilig unterbrach, gedeutet werden. Aus den obigen Angaben über die Schottervorkommnisse geht hervor, dass diese Gletscherschwankung — vielleicht als *Simmenschwankung* zu bezeichnen — ein ziemlich bedeutendes Ausmass besass. Der Vorstoss wird am besten *Glütschvorstoss* genannt, da der heutige Glütschbach seine Spuren bspühlt.

Talabwärts folgen die dem Glütschrückzug entsprechenden, meist sandigen Schotter von Uttigen bis Kiesen und Kirchdorf links der Aare, bei der Murachern zwischen Kiesen und Wichtrach rechts derselben. Für viele ähnliche Schotter im Stockental und bei Amsoldingen fehlen die Anhalts-

¹⁾ Nach mündlicher Mitteilung von Hrn. Dr. A. Jeannet in Neuenburg, der die Schieferkohlen von Utznach und Umgebung untersuchte und die Ergebnisse demnächst veröffentlichen wird, bestehen dort ähnliche Verhältnisse, indem auch da Deltaschotter in einen See abgelagert wurden, der *vor* der grossen Eiszeit bestand und daher zeitlich mit obigen Verhältnissen zusammenfällt und für den keine genügend hohe Barrière bekannt ist.

punkte zu ihrer Einordnung. Immerhin erklären sie, warum das Gürbetal vor der Zuschüttung mit alten Schottern bewahrt blieb. Der grosse mitteldiluviale Stausee reichte vermutlich ursprünglich durchs Gürbetal bis gegen Pohlern hinauf. Dieser oberste, schmale Arm wurde dann aber von den Wildbächen der nahen Stockhornkette so kräftig zugeschüttet, dass sich ihre Schwemmkegel über die Talung hinüber vorbauten und das Abfließen der Bäche gegen Uebeschi-Längenbühl ins Aaregebiet hinüber ermöglichten. U. a. zeugen dafür der verfestigte, moränenbedeckte Fallbachschotter im Oberbühl W Pohlern, der in 750 m Höhe noch heute nach der Ausräumung durch die spätern Vergletscherungen und ihre Begleiterscheinungen die benachbarte Wasserscheide bis auf wenige Punkte stark überragt, und die aus Stockhornmaterial bestehenden Sand- und Schotter zwischen Uebeschi und Wahlen. Für den Flussgebietwechsel der Gürbe fehlen z. Z. gute Anhaltspunkte; die Talung des Dittlingensees spricht dafür. Da die Schuttfuhr des Gürbetales durch die Ablenkung der Quellbäche gegen NE auf ein Minimum herunterging, bei Verlegung der Gürbe sogar auf Null herabsank, musste die weite Talung offen bleiben. Als ihm die Quellbäche wieder tributär wurden, konnte der Vorsprung des Aaretales mit mit seinen schotterreichen Zuflüssen Kander, Zug, Rotachen und Kiesen in bezug auf Verschotterung nicht mehr eingeholt werden; es behielt den Charakter eines reinen Erosionstales und blieb vom folgenden Spiel der Schotter und Terrassen während der letzten Vereisungen verschont. Unsicher ist ebenfalls, ob die im Kanderdurchstich den schiefen auflagernden Horizontalschotter als Vorstosschotter der Grossen Eiszeit zuzuzählen sind.

Auf die Vorgänge während der folgenden *Interglacialzeit* werfen zwei Gruppen von Vorkommnissen einiges Licht: die Suldtalschotter und die sublakustren Terrassen im Thunersee. Die erstern dehnen sich von der Kander (Reichenbach, Mülinen) unterhalb Hondrich bis an den S-Hang des Hondrichhügels und bis in den Ausgang des Suldtales aus mit einer Oberfläche, die von 800 m Meereshöhe bis ca. 1000 m ansteigt und mit gewöhnlichen Grund- und Wallmoränen bedeckt ist. Von der Kander bei Mülinen bis 4 km E-wärts ragt einzig in der W-Hälfte das Anstehende in Form von eingedeckten Flysch- und Rauhwaacke-Inselbergen hervor. In der Mitte, N Ebnet-Engelburg, bestehen sie ganz aus horizontalen Flusschottern von 100 m

Mächtigkeit; im W-Teil befinden sich unten grobe Schotter, oben mehr Sande und Tone, welche auf eine nahe Verknüpfung mit Moränen hindeuten; im E-Abschnitt endlich ist der Uebergang der anfänglich im groben Geröll nur untergeordnet auftretenden Sand- und Schlammsschichten in Grundmoränen von grosser Ausdehnung direkt sichtbar. Wir stehen somit vor der Tatsache einer ungeheuren fluvio-glacialen Aufschüttung in ganz ungewöhnlicher Höhenlage. Die Anordnung der Schotter deutet im übrigen auf Ablagerungsbedingungen hin, wie sie in breiten Alpentälern die Norm sind. Als stauende Ursachen können in dieser Höhe in Betracht fallen: 1. Der *Aaregletscher*, der sich mit seinem linken Rand in ca. 800 m Höhe an den Niesen lehnen müsste; dann wäre aber ein Stausee entstanden, in dem sich Deltaschotter und nicht horizontale Geschiebelagen gebildet hätten. Uebrigens sprechen auch die Grössenverhältnisse von Kander- und Aaregletscher dagegen. 2. Eine *Aufschüttung zwischen Kander und Aaregletscher* und vor dem Suldgletscher mit freiem Ausgang nach N. Die Ausdehnung bis sozusagen an den Fuss des Niesens verneint ein derartiges Verhalten des Kandergletschers, der damals weiter zurück war, sodass Fall 1 eintreten müsste. 3. Eine später abgetragene *Felsschwelle* in der nötigen Höhe vom Niesen zum Hondrichhügel. Die Schottervorkommnisse der Kander entlang, besonders dasjenige W Hondrich, wo horizontale Schotter dem südlichsten Aufschluss der Deltaschottergruppe auflagern, widerlegen auch diese Möglichkeit. Somit bleibt z. Z. als einzige Erklärung übrig eine normale, langandauernde Verschotterung, die sich noch weit aareabwärts ausdehnte und durch spätere Erosion des Wassers und des Eises in dem grossen Talzug wieder ausgeräumt wurde. Ein Gefäll von 5 ‰, wie es heute Simme und Kander aufweisen, genügt, um den Höhenunterschied zwischen dem aufgefüllten Aarestausee bei Bern (ca. 600 m) und den Schottern vom Hondrichhügel und Mülinen (ca. 800 m) bei einer Entfernung von ca. 40 km zu erklären. Damit taucht dann sofort die Frage auf, ob etwa ein Teil der Zulgtalschotter, die Relikte in den Moränen von Sigriswil und gewisse Bildungen im Gürbetal auch dahin gehören. Ausser der sehr gut entsprechenden Höhenlage kenne ich keine Gründe für diese Auffassung, die somit dahingestellt bleiben muss. Dass der Thunersee frei blieb, ist wohl einzig dem dort endigenden Aaregletscher zu verdanken. Diese Stellung entspricht recht gut denjenigen der Kander- und

Suldgletscherzungen, für deren Lage oben Anhaltspunkte gegeben sind. Wahrscheinlich sind einige Erosionsrinnen in den Suldtalschottern durch spätere Ablagerungen aufgefüllt.

Sprechen diese Tatsachen für lang andauernde Akkumulationsbedingungen, so geben die Terrassenreste im Thunersee Anhaltspunkte über das Niveau, bis zu welchem die folgende, fast ebenso starke Erosion tätig war. Zwischen Därligen und Neuhaus dehnt sich ein ca. 2 km² grosser Boden in 480—510 m Höhe aus. Auf ihm ist der heutige Schwemmkegel des Lombaches aufgebaut. Diese Därligerterrasse kann nicht wohl anders gedeutet werden, wie ein versunkenes grösseres Delta mit Steilabfall gegen das Schweb des Sees und einem aufgesetzten flachen Schwemmkegel gegen das Lombachtal. Aus der folgenden Talgeschichte wird sich die Unmöglichkeit ergeben, ein Niveau des Thunersees, das einen solchen Deltaaufbau ermöglicht, in die letzte Interglacialzeit oder die Alluvialzeit einzufügen. Voraus sei diesbezüglich einzig erwähnt, dass die Schotter und die meisten Moränen der grossen und der letzten Eiszeit im Glütsch- und Aaretal viel höher übereinander liegen und gemeinsam in die Deltaschotter eingeschachtelt sind. Dagegen bleibt die Verbindung dieser 480er Terrasse mit der grossen Erosion der nachkandereiszeitlichen Schotter vorläufig ohne innere Widersprüche. Die Stufe 480—510 ist übrigens auch im untern Thunersee am alten Kanderdelta, das ähnlich auf einem ältern aufgesetzt erscheint, vorhanden. Die folgende mehrfache Ueberarbeitung durch Gletschervorstösse und periphere Bildungen, sowie die relativ grössere Ausdehnung der alten Kanderschwemmebene verwischen sie aber teilweise.

Sowohl die Riesenakkumulation wie auch die Riesenerosion und die tiefe Lage der 480er Terrasse lassen sich wohl kaum einzig aus klimatischen Verhältnissen mit gleichbleibenden orographischen Abflussbedingungen erklären. Vielmehr deuten sie darauf hin, dass die Senkung des Thunerseegebietes, die den Uebergang von der altquartären Erosionsperiode zur jungquartären Akkumulationsperiode bildete, noch während der Suldtalschotterbildung anhielt, dann aber durch eine Hebung, welche die Erosion bis auf die Därligerterrasse hinab ermöglichte, abgelöst wurde und sich zuletzt anlässlich der Versenkung der heute sublakustren Terrasse wieder erneuerte. Geophysikalisch ist ein solches Verhalten während einer Dislokationsperiode durch viele andere Beispiele nachgewiesen.

3. *Die Grosse Eiszeit* lagerte ihre Vorstosschotter und Moränen in die gewaltigen Talrinnen der eben nachgewiesenen Durchtalung ab. Im mittlern Teile des Glütschtales befindet sich links eine Tropfsteinhöhle, »Rindfleischloch« geheissen, in einer 30 m hohen Wand aus Deltamoräne des Glütschvorstosses, rechts stehen Vorstosschotter der Grossen Eiszeit und ca. 8 m über dem heutigen Talboden auch Moräne an. Bei Uttigen treten links der Aare die jüngern Deltaschotter in langen Wänden zu Tage, rechts dagegen, am Fuss des grossen Anrisses mit P. 603 ebenfalls Vorstosschotter der Grossen Vereisung und — zwischen Seetone eingelagert — auch Moräne. In beiden Fällen ist die Einschachtelung klar. Im übrigen sind die Spuren der Grossen Gletscherzeit recht spärlich, wahrscheinlich gerade deswegen, weil sie, unter den Würmablagerungen liegend, die tiefen, kaum aufgeschlossenen ältern Rinnen füllen. An einigen Orten des Aaretals ist es wahrscheinlich, dass Vorstosschotter dieser Vereisung direkt von den Vorstosschottern der Würmvergletscherung ohne Zwischenmoräne überlagert werden. Solche Vorkommnisse (Vögeligrube bei Niederwichtlach) werden durch eine stärkere Verwitterung der liegenden Schotter, die mit ihren gelblichen Farben von den bläulichen hangenden abstechen, angedeutet. Einwandfrei sind diese Verhältnisse im sog. Schieferkohlenprofil südlich der Guntelsei an der eben erwähnten Stelle klargelegt. Die Vorstosschottergerölle der grossen Vereisung besitzen in den obern Lagen ausserordentlich dicke Verwitterungsrinden. Das ganze Material ist stark rostig. Die auflagernde Moräne ist ebenso stark oder noch mehr «verfault», so dass fast nur die grössern kristallinen, eckigen Blöcke aus dem Aaregebiet die Moräne charakterisieren. Eine lange Verwitterungsperiode muss diese mehr als einen Meter tief greifende Erscheinung ermöglicht haben.

Vom höchsten Gletscherstand der grossen Vereisung zeugen die Gletscherschliffkehlen an der Simmenfluh, sowie vereinzelte erratische Blöcke über den Würmmoränen.

Solange man nicht weiss, ob die Kandereiszeit oder die Grosse Eiszeit der ostalpinen Rissvereisung entspricht, muss der Name Riss für unsere Gegend vermieden werden.

4. *Der Würmeiszeit* gehören die meisten Vorstosschotter an, welche im Aaretal bis über Bern hinaus von Moränen überlagert werden. Sie zeichnen sich in den guten, neuen Aufschlüssen (zahlreiche Kiesgruben!) durch ihr frisches Aussehen und die vorwiegend bläulichen Töne aus. Ihr sehr

wechselnder Verfestigungsgrad ist nicht massgebend. Im Guntelseiprofil folgen über der rostigen Moräne der grossen Eiszeit 50 cm blaue Letten mit Schieferkohlenlagen, 30 cm gelbe Letten und ca. 12 m horizontale, wenig verfestigte Schotter mit relativ kleinen Geröllen. Man kann sich diese Folge erklären durch die wechselnden Wirkungen des zur Würmeiszeit vorstossenden Aaregletschers: Erst staute und verlegte seine Zunge den Abfluss von Kander und Simme vom Haupttal weg in den Raum zwischen dem Hochterrassenschotterbord (links) und den Seitenmoränen (rechts), so dass Abdämmungsseelein entstanden, in denen sich Tone und angeschwemmte Pflanzenreste ablagern konnten, dann überführten die genannten Flüsse diese Ablagerungen mit horizontalen Schottern und endlich rückte der Gletscher selbst vor und deponierte die Moränendecke, die er im Gürbe- und Aaretal über viel ältere Schotter ausbreitete. Bei Thungschneit überlagern 2¹/₂ m Tone mit Muschel-schalenresten die Blockmoräne der Grossen Eiszeit. Darüber folgen fast 40 m bläuliche Schotter, die in sandigen und tonigen Linsen Schneckenschalen beherbergen und von einer ungleich mächtigen (0 bis mehrere Meter) Grundmoränendecke verschleiert werden. Mehrere Aufschlüsse beweisen aber, dass der Würmgletscher an vielen Orten keine Moräne ablagerte, dass dort die Vorstossschotter heute nur von verschwindend geringem Humus bedeckt sind und dass somit das Fehlen einer hangenden Moräne durchaus kein Beweis gegen das höhere Alter der Schotter sein kann. Wenn die erwähnten Stellen (z. B. nördlich Kirchdorf) von neuem mit Vorstosschottern überführt würden, deren Gewässer den geringen Humus vorher wegspühlten, müssten jegliche direkte Beweise fehlen, um die Schotter verschiedenen Eiszeiten zuzurechnen. Wieder wäre man einzig auf den Verwitterungszustand angewiesen, der allerdings nur ein vieldeutiger Zeuge ist.

Die Randmoränen des grössten Standes der Würmvereisung im Aare-Kandergebiet sprechen für 6 Rückzugstellungen, die an den Hängen des Gürbetales oder in den Seitentälern der rechten Aareseite meist gut erhalten sind.

Die Ablagerungen der letzten Vereisung in der Umgebung des Thunersees und des Aaretals deuten auf eine *Mehrteilung der Würmeiszeit* für dieses Gebiet hin. Folgendes sind einige diesbezügliche Anhaltspunkte:

a. Im Kanderdurchbruch treten über den fraglichen Horizontalschottern drei Moränen auf: unter 10 m hell-

gelbliche, mergelige Moräne, die nach oben durch horizontale Sandschmitzen abgegrenzt ist und mit der der Grossen Eiszeit zugeschriebenen untersten Moräne im nahen Guntelseiprofil nicht die geringste Aehnlichkeit hat, in der Mitte 20 m bläulichgraue Grundmoräne, die in die Würmoräne des Guntelseiprofils übergeht; oben 5—7 m rötlichgelbliche Jungmoräne, die den Strättligrum trägt und als beste Wallmoräne der ganzen Gegend bei Allmendingen (b. Th.) unter den Schwemmkegel der Kander taucht. Im Durchbruch bilden alle 3 Moränen zusammen scheinbar eine wallförmige Mittelmoräne, während sie in Wirklichkeit durch eine Prallstelle der alten Kander aus einer grossen Moränendecke, welche sich an ältere Schotter anlehnt und diese auch überdeckt, herausgeschnitten sind. Bei der Wasserfluh im untern Glütschtal rechts treten zwischen den beiden untern Moränen sogar interglaciale Sande und Tone mit Schieferkohlen und Schnecken schalen auf.

b. Im Glütschtal, am Limpach, längs der beiden Aaretalränder, im Tal (Oppligen-Oberwichtrach), also im Haupttal und in randlichen Rinnen steigen bleiche Grundmoränendecken über die in die Vorwürmschotter eingeschnittenen Talränder bis in die Sohlen der Rinnen. Lokale Ver rutschung allein kann lange nicht überall in Frage kommen. Desgleichen könnte glaciale Auskolkung der Schotter wohl viele Stellen deuten, für andere Vorkommnisse ist sie aber ganz ausgeschlossen. Da nun die genannten Schotter an mehreren Orten nach oben in Moräne übergehen und damit für eine unmittelbar darauf folgende Vereisung sprechen, anderseits Grundmoränendecken vom Thunersee bis nach Münsingen hinab Erosionsrinnen derselben Schotter verkleiden, muss zwischen hinein eine durch starke Erosion gekennzeichnete Gletscherschwankung stattgefunden haben. Alle Anzeichen deuten auf ein bedeutendes Mass derselben hin.

c. Während im Becken von Thun die einzelnen Erosionsformen durch Moränenverkleidung und spätere Ueberarbeitung zur Unkenntlichkeit verwischt sind, prägen sie sich von Uttigen an aareabwärts immer deutlicher als 3 Terrassen aus, die bei Bern längst als solche beschrieben sind, ohne dass jedoch ihre Fortsetzung talaufwärts oder ihre Entstehungsgeschichte erkannt worden wäre. Vorläufig zähle ich folgende Flächen, z. T. noch mit Moränen überlagert, den verschiedenen Terrassen zu: I. Gegend von Spiez - Amsoldingen - Uetendorfberg, Thungschneit - Noflen,

Oppligenbergli-Stöckliwald, Wolfenburg-Kirchdorf, Lerchenberg-Gerzensee, Zihli, Bächlen, Beitenwil, Gümligen-Wabern, Ostermündingen-Bümpliz, Zollikofen etc. II. Schürmattweid-Uttighubel-Uttigwald, Deienberg-Jaberg, S Kirchdorf, S Oberwichtlach, Uttenloh, Schwand, Rubigen, Oberseelhofen, Engfeld, N Reichenbachwald, Stuckishaus etc. III. Walpenacker bei Brenzikofen, Tal bei Oberwichtlach, Neuhaus, Hunziken-Fahrhubel, Gürbezelg, Seelhofen, Eiholz, Sandrain, Wilerholz, Bühlikofenmatte-Bremgarten etc. Sie liegen je ca. 20 m über dem Aarelauf und über einander. Ob die Terrassen am linken Thunerseeufer (z. B. SW Strättlihügel I, Strättliggut II, Einigen-Ghei III), die sich ebenfalls aus Moränen und Schottern zusammensetzen, genetisch mit dem Aarethal-Niederterrassen in Zusammenhang stehen, muss z. Z. unbeantwortet bleiben. — Besonders kompliziert sind die Entstehungsverhältnisse der obersten Terrasse, indem der vorstossende Gletscher der letzten Vereisung ein vorgefundenes, im einzelnen unausgeglichenes allgemeines Bodenniveau mit seinen Vorstosschottern und Moränen einebnete und schliesslich noch durch seine Eismasse »glättete«. In der Umgebung Berns wurde die so entstandene ausgeglichene Fläche durch die verschiedenen Stellungen der Gletscherstirn, durch deren Moränen und Abflüsse so wirkungsvoll überarbeitet, dass diese Verhältnisse der Landschaft den geologischen Stempel aufdrücken und bis jetzt als einzige Ursache der »Felderbildung« betrachtet wurden, während sie doch nur die letzte, örtliche Ausgestaltung eines Bodenniveau bedeuten, das sich vom Thunersee bis weit über Bern hinaus verfolgen lässt. — In der Gegend Wichtrach-Thungschneit fällt Terrasse I mit dem 600 m-Felsboden aus der jüngern mitteldiluvialen Erosionszeit zusammen, wodurch letztere vermutlich noch ausgedehnt wurde.

d. Die Moränenzüge Egghölzli-Hünli-Wieslen, Märchligen-Allmendingen (b. B.)-W Beitenwil-Grundmatt und Jaberg-Murachern-Tal SE Oberwichtlach umschliessen mehr oder weniger ausgebildete Zungenbecken, deren Böden den Terrassen II und III angehören. Das Uebergreifen der Egghölzlimoräne auf Terrasse II W der Aare, die Ueberlagerung der Terrasse III bei Jaberg und im Tal durch den südlichsten genannten Moränenzug, sowie das Auftreten von Terrassenresten bis zum Engpass Uttigen-Thungschneit legen es nahe, für diese Bildungen drei Vorstösse (Muri, Allmendingen b. B. und Oberwichtlach) und drei Rückzüge bis ins Becken von Thun anzunehmen.

An einigen Orten wird das bleiche Moränenmaterial (?) durch das Fehlen von Geröllen lössartig.

e. Den weitem Rückzug aus dem Becken von Thun kennzeichnen die Moränen vom Uttiggut, von Uetendorf, auf dem Strättlihügel und am Seeufer. Interessante und klare Verhältnisse legen die Moränenzüge von Spiez dar, wo unter wechselnden Bedingungen eine Entwässerung ins damals eisfreie Kandertal stattfand.

f. Ausser den Verhältnissen längs des Haupttales muss noch auf die sich mehrmals im Vorstoss wie im Rückzug wiederholenden Vorgänge an den beiden Flanken hingewiesen werden. Rechts staute der Aaregletscher Zug, Rotachen, Kiesen und leitete sie gegen Konolfingen ab. Links legten sich seine Moränen SE am Gerzensee vorbei über Kirchdorf, Seftigen, Gurzelen, Forst und Pohlern bis an die Stockhornkette, wohin Kander- und Simmegletscher vorgedrungen waren, so dass der oberländische Gletscher Front nach W machte. Beim Rückzug ging die Verbindung dieser Gletscher auf der Linie Forst-Höfen auseinander. Der Kander-Simmegletscher wurde wieder selbständig. Die peripheren Flussverlegungen setzten sich fort. Beim weitem Rückzug in die Gegend des Thunersees wurde das Zungenbecken von Reutigen eisfrei und wieder zum See, bis die Kander den Ausgang aus dem Glütschtal wieder hergestellt hatte. Eskerbildung von Amsoldingen und im Aaretal, ebenso ein grosser Teil der randlichen Gletscherwirkungen von der Dornhalden und Ackerfluh bis hinauf nach Hilterfingen und Oberhofen (Talungen bei Steffisburg, Thunerschlossberg, alte Tälchen des Hünibaches, Zerlegung der 600er Terrasse in Einzelhügel wie Eichbühl etc.) folgten.

Während sich die Aaregletscherstirn im Becken von Thun befand, gingen der Kander- und Kirelgletscher bis nach Mülinen und die Simme- und Kirelgletscher bis oberhalb Oey zurück. Von letzterem Ort an aufwärts wird das Niedersimmental ausser durch viele Terrassen noch durch serienweise aufeinanderfolgende Formengruppen, die Gletscherständen entsprechen, gekennzeichnet. Vermutlich gehören sie verschiedenen Eiszeiten an. Bei Reutigen bildete sich jeweilen ein Stausee, bis die Kander sich genügend eingetieft hatte. Im Glütschtal sind mehrere zugeschüttete Talrinnen zu erkennen.

Eine vorläufige Einordnung aller dieser Vorgänge gibt die Tabelle der Quartärgliederung; ihre Nachprüfung behalte ich mir ausdrücklich vor.

Diese Ausführungen zeigen, dass eine Parallelisierung mit dem ostalpinen Bühlstadium noch verfrüht wäre.

Unterseeische Terrassen im Thunersee deuten darauf hin, dass der See an diesen Stellen beim letzten Rückzug der Gletscher schon bis zu 480—520 m Meereshöhe aufgefüllt war und dass die nacheiszeitliche Auffüllung viel kleiner ist, als man bis jetzt annahm. Damit stimmt das Ergebnis der Revision des Zuwachses des heutigen neuen Kanderdeltas überein (s. u.).

5. *Alluvialzeit.* Nach dem definitiven Rückgang der Gletscher schnitten sich unsere Flüsse wieder in alle die verschiedenen diluvialen Schotter ein (Suldbach, Kirel) oder überführten sie nachher mit jungen Alluvionen (Kander, Simme). Sie arbeiteten auch kräftig an der Zuschüttung unserer Seen, indem sie auf den alten Ablagerungen (Därligen- und Einigenterrasse, Kandergrien-Uttigen) neuen Schutt anhäuften und diese flachen Partien ganz zuschütteten. Am untern Thunersee hatten Kander und Zulg solchen Erfolg, dass ihre Schuttkegel die Aare zurückstauten. Infolgedessen stieg der See neuerdings um ca. 3 m und überflutete einen 2—300 m breiten Landstreifen vom Gwatt bis zur Chartreuse, der sich in der Landschaft deutlich als ertrunkenes Terrain darstellt.

Historische Zeit. Römerfunde (in Allmendingen $\frac{1}{2}$ m tief und in Thun ca. 2 m im Boden) sprechen dafür, dass die seitherige Kanderaufschüttung auf dieser Fläche verhältnismässig gering war. In historischer Zeit, wenn auch noch unter sagenhaften Umständen, sollen die Frauen des Klosters Interlaken die vordem mitten im Bödéli, »in der Lachen«, mündende Lütschine gegen Bönigen abgeleitet haben. Vor etwa 200 Jahren durchbrach die Berner Regierung den Strättlithubel und lenkte die Kander wieder direkt in den Thunersee. Die Folge dieser grossen Flussverschiebung war eine kleine in Thun: um den vermehrten Wassermassen Abfluss zu verschaffen, leitete man einen Teil in den westlichen Stadtgraben, der sich bald als »äussere Aare« gehörig vertiefte. Die in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts durchgeführte Kanalisation der Aare von Thun bis Uttigen kräftigte die rückwärts greifende Erosion derart, dass der Eingriff in das Thuner Stadtbild künstlich verhindert werden musste durch starke Verbauungen, die die sog. Aarefälle verursachen und Gelegenheit geben, eine Stufe von 5—6 m durch Kraftwerke auszunutzen.

Wenn wir vom *heutigen Kanderdelta* auch keine modernen Wachstumsmessungen besitzen, so geben die zeitweiligen Plan- und Kartenaufnahmen doch Grundlagen zu Berechnungen, die einen interessanten Einblick in die Schutführung eines alpinen Flusses gewähren. Ich bestimmte den Inhalt des Schuttkegels pro 1909 nach drei verschiedenen Methoden auf 24—27,000,000 m³. Die Details des Zuwachses sind aus Fig. 2 zu ersehen. Der Zuwachs, der anfänglich jährlich 1,000,000 m³ betrug, erreichte in den 80 Jahren von 1777—1857 nur noch 15,000 m³ pro Jahr. Dann

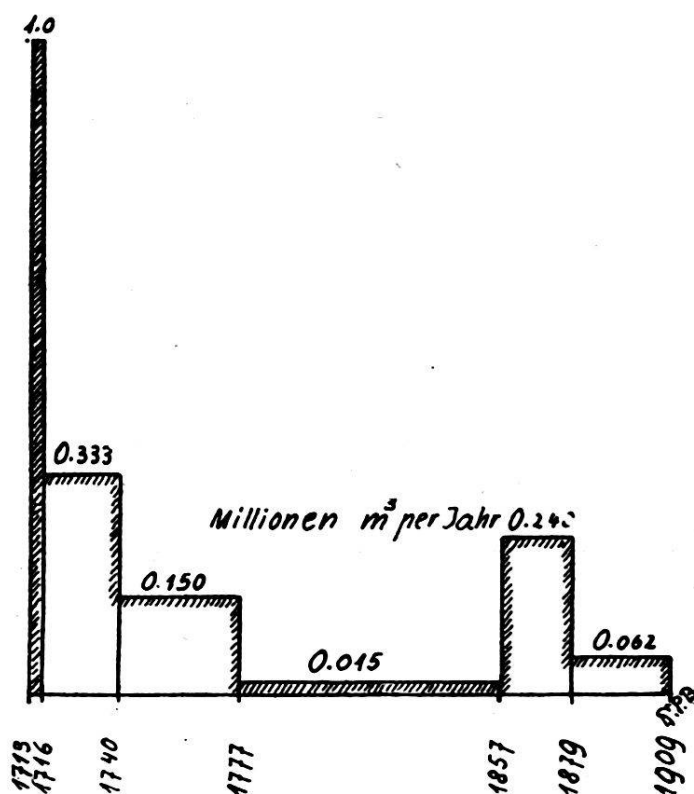


Fig. 2. Jährlicher Zuwachs des Kanderdelta von 1713—1909.

schnellte es für die folgenden 20 Jahre auf ein Mittel von 240,000 m³ und für die letzte Periode sank er wieder auf 62,000 m³ herab. Leider sind die Niederschlags- und Abflussmengenbeobachtungen so jungen Datums, dass wir diesen aussergewöhnlichen Verlauf der Schutführung nicht zu kontrollieren vermögen. Es liegt aber nahe, das Anschwellen des Geschiebetransportes mit dem gleichzeitig einsetzenden Rückzug der Gletscher in Verbindung zu bringen. Der um das Schmelzwasser vermehrte Abfluss traf offenbar auf viel Vorstosschotter, der sich nur im labilen Gleichgewicht befand. Diese Tatsache unterstützt die oben aus

andern Gründen vorgebrachte Auffassung über den Einfluss der Vergletscherung auf die Schotterführung wesentlich und bezeugt sozusagen direkt, dass während des Gletschervorstosses der Schutt liegen bleibt und während des Rückzuges ein starker Abtransport stattfindet.

Für die Zeit von 1740—1909, welche als normal betrachtet werden darf, ergibt sich eine *mittlere jährliche Geschiefbeführung von 82,000 m³*. Die ca. 30 km² grosse Alluvialebene Gwatt-Thun-Uttigen besitzt nach den obigen Darlegungen über die unterseeischen Seeterrassen in 480 bis 510 m Höhe eine Auffüllung von ca. 40 m Mächtigkeit über dem letzten eiszeitlichen Boden. Bei Zugrundelegung der eben erwähnten Verhältnisse errechnet man einen Zeitraum von ca. 15,000 Jahren, der seit dem Rückzug der Gletscher aus dem Becken von Thun verflossen ist.

Heute leben wir im Zeitalter der künstlichen Staubecken, der Flussverschiebungen zur Kraftgewinnung, der Schiffbarmachung unserer Flussläufe, der Verbauungen, Entwässerungen und der Wasserversorgungen, alles Massnahmen, die die natürliche Entwicklung unserer Landschaft stören.

Aber eben die Vorbereitung und Durchführung dieser Werke der Technik stellen an den Geologen immer und immer wieder die Frage nach der Genese der Täler und der heutigen Zustände, so dass er trotz der mangelhaften Grundlagen und der fehlenden strikten Beweise die ganze Unsumme von Beobachtungen deuten muss. Der vorliegende Versuch, die Talbildung des Berner Oberlandes von den Berggipfeln bis hinunter auf die Seeböden, von den ältesten Ablagerungen bis zu den heutigen Veränderungen als Ganzes darzulegen, zeitigte für die Beurteilung der einzelnen Fragen und die Erkenntnis der ausschlaggebenden Momente viel mehr Anhaltspunkte als alle früher von mir versuchten Teillösungen zusammen. Die Beweisführung ist demnach ebenfalls als Ganzes aufzufassen. Die mehr oder weniger bestimmte Ausdrucksweise der obigen Zeilen darf nicht absolut genommen werden; sie soll den Grad der Zuverlässigkeit innerhalb des ganzen Aufbaues zum Ausdruck bringen. Sämtliche neun eingangs erwähnten talbildenden Faktoren wurden für jeden Fall in Berücksichtigung gezogen. Die Vorgänge der Talbildung zeigen sich dabei voll individuellen Lebens. Mit dem Sprengen des Schemas wächst die innere Wahrheit, da nicht mehr wesensfremde Vorkommnisse ihm zulieb zusammengekoppelt werden

müssen. Leider verunmöglicht der ungeheure Stoff knappe graphische Darstellungen, da letztere, schematisiert, die Einordnung ins Ganze verletzen würden. Dafür soll die in Arbeit befindliche Publikation über die Geologie des Gebietes Thun-Stockhorn wenigstens für diese Gegend die Verhältnisse genügend veranschaulichen. Zahllose Momente wie Bergstürze, Murgänge, Schuttkegel und eventuell auch örtliche Dislokationen mussten vorläufig unberücksichtigt bleiben. Trotzdem hoffe ich, dieser Versuch gebe einige Anregungen, welche die Erforschung der Talbildung im allgemeinen und diejenige des Berner Oberlandes im besondern fördern.

Nachschrift. Nach Abschluss der obenstehenden Arbeit ausgeführte Ergänzungen der geologischen Karte Thun-Stockhorn stellten an folgenden bedeutsamen Orten das Vorhandensein von Gasterngraniten fest: 1. nahe unterhalb der Strassenbrücke bei Wimmis am Simmenufer, 2. S Reutigen (720 m ü. M.), 3. an der Dünnsbergegg SW Reutigen in 1000 bis 1090 m Höhe und 4. an der Solegg ca. 10 Blöcke in der obersten Würmmoräne (1080 m). S des Plachtigrabens, über der Günzenenhütte und an der obern Solegg fehlen Talgletschermoränen. Dagegen weist der Simmenfluhgrat Schriffkehlen bis zu 1400 m Höhe auf. Die Ablagerung unzweifelhaften Kandererraticums in einer Bucht unterhalb des Simmentalausganges beweist den Abschluss des letztern durch den Kander-Aaregletscher bis zum höchsten Niveau der letzten Vergletscherung. Bis zu 1000 m Höhe ist die Erscheinung aussergewöhnlich, weil durch den Burgfluhriegelberg mit-erzeugt. Die obersten 200 m jedoch bilden einen Normalfall. Das Fehlen von Moränen auf der Günzenenalp, die Schliffe an der Simmenfluh und die höchsten Talmoränen des Kander-Aaregletschers legen das Durchflussprofil des Simmegletschers zwischen Niesen und Simmenfluh fest, das bei Annahme ähnlicher Niederschlagsverhältnisse wie heute mit einer täglichen Geschwindigkeit von 3,48 m (bei Einbezug des Saanezuflusses 4,86 m) durchflossen wurde. Der riesige Eisbruch floss auf den Kander-Aaregletscher hinaus, der mit einer mittlern Geschwindigkeit von 1,36 m dahinströmte. Dass der rasch strömende Simmegletscher den dreimal eisreicheren, aber viel langsamer fliessenden Kander-Aaregletscher trotz senkrechter Angriffsrichtung um gar nichts vom linken Ufer abzudrängen vermochte, spricht für eigenartige Plastizitätsverhältnisse der grossen Talgletscher.

Versuch einer Gliederung des Quartärs der Umgebung des Thunersees

von Dr. PAUL BECK, Thun

Juli 1920

Pliocän	Pliocäne Abtragszeit	Gipfflur, Plateaugipfel, z. T. Gratflur	Anlage der Urstromtäler	Bestimmender Einfluss des damals aufgeschlossenen Deckenbaues u. d. Gehänge		
Altquartäre Erosionszeit Andauernde, unsteile (z. T. relative?) Hebung	Frühdiluviale Erosionsperiode	Verschiedene Stufen und Terrassen	Unstete Abtragung	Hochgelegene, wenig geneigte Flächen mit Karrenfeldern, Weiden, Firn Präglaciale Oberfläche		
	Ältere mitteldiluviale Erosionsperiode	Simmenfluhniveau, heute in 15–1600 m Höhe Tschuggenniveau ca. 1400 m	Vereisung? *) Rückzug und Tiefenerosion Seitenerosion und Akkumulation	Oft in mehrere Stufen zerlegt. Gletscherschwankungen?	Ablenkung der Aare nach W	
	Jüngere mitteldiluviale Erosionsperiode	Burgfluhniveau 900–1000 m	Vereisung? Rückzug und Tiefenerosion Seitenerosion und Akkumulation	Viele Terrassenreste	Haslital-Wichtrach	Ablenkung der Zug nach W
		Kirchetniveau 700 m	Vereisung? Rückzug und Tiefenerosion Seitenerosion und Akkumulation	Im Brienzensee eine weitere Terrasse in ca. 400 m Höhe	Brienzersee bis Wichtrach	Bildung des Felsbeckens Amsoldingen-Gerzensee-Thun
Jungquartäre Akkumulationszeit	Hochterrassenzeit u. Kanderzeit	Hilterfingenniveau 600 m	Vereisung? Rückzug und Tiefenerosion Seitenerosion und Akkumulation	Hanimoräne an der Kander	Bildung der Hochterrassenschotterbarriere vor der Gletscherstirn Aaregletscher bis Thunersee, Kanderogl. bei Hondrich, Simmeogl. hinter Wimmis	
		Niveau der Randsecböden ca. 300 m	Vereisung	Deltaschotter an der Kander und Simme	Kander und Simmeogl. bis wenigstens unt. Gütschtal, Gürbetal u. Seebecken bleiben schotterfrei	
	Grosse Eiszeit	Letzte Eiszeit	Rückzug und Akkumulation im Stausee	Vorstoss Rückzug u. Fortsetzung der Akkumulation im Stausee Tiefenerosion u. Lateralerosion	Deltamoräne im untern Glütschtal Deltaschotter an der Aare Sandfluh v. Kirchdorf u. Murachern Durchtalung der Deltaschotter Därlierterrasse	
			Akkumulation	Vereisung Rückzug und Tiefenerosion Seitenerosion und Akkumulation	Untere Guntelseischotter und gelbliche Schotter im Aaretal Unterste Guntelseimoräne und unt. Thungschneitmoräne Starke Verwitterung der untern Guntelseimoräne	
	Vereisung	Rückzug und Erosion	Vorstossbildung der Letten und Kohlen der Guntelsei u. d. Tone mit Muscheln v. Thungschneit Obere Guntelseischotter und bläuliche Schotter im Aaretal Unterste Strätligmoräne. Die grosse „bleiche“ Moränendecke z. T. Bildung der Jungmoränenzüge in 1200–880 m Höhe. Aaregl. über Bern hinaus u. mit dem Rhonegletscher verschmolzen. Später grosse Berner Moräne.	Ablenkung der Rotachen(?)		
	Vereisung	Vereisung	Talbildung, spez. Glütschtal, Limpachtal und das Tal bei Oberwichtlach.	Interglacial d. Wässerfluh Moränen: Egghölzli – Hähneli – Wiesen. Terrasse II.	Aaregl. bis Thunersee. Becken von Reutigen zeitweilig ein Stausee	
	Rückzug	Rückzug	Moränen Pohlern – Höfen – Übeschi – Jaberg – Kiesen	Moränen Oey – Emdtal – Amsoldingen – Ütendorf – Thun. Stausee bei Reutigen, später durch das Glütschtal entleert (Kanderlauf)	Diese Vorstoss- und Rückzugsphasen wiederholen sich mehrmals. Esker (?) bildung aus Stirn-, Seiten- und Grundmoränen, Schotter und Fels	
Vorstoss	Rückzug	Moränen: Allmendingen b. B. – W Beitenwil-Grundmatt Becken von Thun Terrasse III.	Moränen: Blumenstein – Wichtrach Talbildung Oberste, wallförmige Strätligmoräne			
Rückzug u. Erosion. Seitenerosion	Halt oder kl. Vorstoss.	Bildung der Schwemmkegel unterhalb des Thunersees Moränen beim Bödéli	Rückzugsmoränen in den Alpentälern	Kanderableitung in d. Thunersec. Kanalisationen, Stauanlagen, Entschumpfungen etc.		
Vorstoss	Halt oder kl. Vorstoss.	Neues Kanderdelta seit dem 12. XI. 1713.				
Rückzug	Zeitweilig kurz unterbrochener Rückzug bis zum heutigen Stand					
Halt oder kl. Vorstoss.	Erosion und Akkumulation vielfach künstlich verändert					
Alluvium						

*) Diese Vereisungen beziehen sich nur auf die Umgebung des Thunersees, wobei ihre Einordnung ins Schema Penk-Brückner, ihre Unterscheidung in Hauptvereisungen und Schwankungen, sowie ihre ausseralpine Ausdehnung ganz dahingestellt bleiben müssen.

Die Uebereinanderschichtung so mächtiger Gletscher lässt auch die Abgrenzung der Gletscherareale nach ihren Leitgesteinen in allen ähnlichen Fällen zweifelhaft erscheinen, erklärt dagegen einwandfrei das Vorherrschen des Simmeraticums in der Deltamoräne des untern Glütschtales (s. S. 162), sowie die sehr zahlreichen Findlinge aus dem Kander-Aargebiet am linksseitigen Gürbetalhang.

Die Stauung des Simmegletschers beeinflusste ferner den Verlauf der Schneegrenze und damit der talbildenden Faktoren. Das ganze Simmengebiet lag noch über ihr, als sie aus dem Thunerseegebiet schon bis Interlaken und Frutigen zurückgegangen war.

Erwähnenswert ist im weitern die Abänderung der Verlaufes der höchsten Gletscherspuren der letzten und der grössten Vergletscherungen. Erstere befinden sich am Gurnigel (Bellevue) in 1112 m und bei Heiligenschwendi in 1130 m Höhe. An der Günzenen, vermutlich unter dem Einfluss des noch nicht vollständig ausgeglichenen Kander-gletscherzuflusses, steigen sie auf 1180 m an, um dann an der Simmenfluh auf 1400 m hinaufzuschleunigen und am Ausgang des Bunschitales 1450 m zu erreichen. Eine untere Zone von Randwirkungen der grossen Eiszeit liegt am Gurnigel in 1300 m Höhe und steigt im Gürbetrichter auf 1330 und im Simmental auf 1500 m an.

Die alleroberste Gletschergrenze steigt vom Gurnigel ebenfalls ins Gürbegebiet hinein (1406 bis 1454 m), um dann am Brunnhubel am Nordhang der Stockhornkette wieder auf 1428 m zu sinken und im Simmental 1590 (Pfrundnaki) und 1620 m (obere Hausallmend) zu erreichen. Der Unterschied der höchsten Gletscherstände der letzten Vereisungen betrug demnach in der Gegend von Thun 300 m und im Simmental ca. 150 m. Die Differenz ist auf die relativ geringere Stauung des Simmengletschers während der Grossen Eiszeit zurückzuführen, da er sich auf breiter Front über den Heitiberg und die Simmenfluh weg mit dem Hauptgletscher vereinigen konnte.

Endlich bedingte der Simmentalabschluss bis auf 1180 m Höhe bis zu diesem Niveau das Fehlen von Eiserosion. Der grosse Gegensatz zwischen dem einfachen Taltrog des Obersimmentales und anderer Alpentäler und dem ausnahmsweise reich terrassierten Niedersimmental, dem dagegen ein wohlausgebreiteter Talweg fehlt, sowie die breite, durch Böden ausgezeichnete Mündung der Bunschi-Morgetentäler in 1450—1260 m Höhe sind wohl darauf zurückzu-

führen. Die Stauung, je nach dem Stande des Kander-Aaregletschers in der Höhe wechselnd, hat augenscheinlich terrassen- und stufenfördernd gewirkt, da die Erosionstätigkeit des Eises und des Gletschers überhaupt sich auf bestimmte Höhenlagen konzentrierte. Die Tatsache, dass ein (ev. relativer) Hauptgletscher selbst einen mächtigen Nebengletscher zurückstauen kann, ergibt auch die Möglichkeit, dass durch starke Eiserosion das Haupttal bis zur Entstehung einer Mündungsstufe übertieft werden könnte. Wäre diese Uebertiefung des (ev. relativen) Haupttales gegenüber dem Nebental durch Eiserosion tatsächlich allgemein vorhanden, so müssten erstere stufen- und riegellos und ihre Längsterrassen stets in Verbindung mit abgedrängten Nebengletschern sein, letzteres wie im Mittelwallis. Nun treten aber im ganzen Alpengebiet auch in den Haupttälern zahlreiche Reste von alten Talböden auf, die mit den eben dargelegten Erosionsverhältnissen im Widerspruch stehen und ihre allgemeine Gültigkeit verneinen. Stufenmündungen, Riegelberge, Terrassenreste entstanden somit nicht durch glaciale Stauungserscheinungen, sondern wurden durch diese — unter Umständen wohl ganz bedeutend — erhalten, geschützt und erweitert.

Eingegangen am 18. August 1920 (Nachschrift am 31. Dezember 1920)

Bemerkungen über die Kohlenbohrung in Buix.

Von L. VAN WERVEKE (Gengenbach in Baden).

No. 1244 der Neuen Züricher Zeitung vom 27. Juli 1920 brachte im Handelsteil einen Bericht über die Bohrung in Buix (südlich von Delle), aus welchem die Temperaturen zu ersehen sind, welche im Bohrloch bis zur Tiefe von 900 m festgestellt worden sind. Ich wiederhole sie hier:

Tiefe.	469 m	602 m	888 m
Temperatur.	33°	42°	47°
Geothermische Stufe .	19,5 m	18,2 m	23,4 m.

Da die aus einer grösseren Reihe anderwärts gemachter Beobachtungen gefundene mittlere geothermische Tiefenstufe