Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 113 (1932)

Artikel: Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie

Autor: Beck, Paul

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-90381

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: 14.07.2025

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

Eröffnungsrede des Jahrespräsidenten der S. N. G.

zur 113. Jahresversammlung in Thun und auf dem Jungfraujoch

Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie*

Von

Paul Beck

Hochverehrter Herr Bundesrat!
Hochansehnliche Versammlung!

Im Namen der Stadt Thun, des Berner Oberlandes und des Kantons Bern heisse ich die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft, ihre Ehrengäste und Freunde zur 113. Jahresversammlung herzlich willkommen. Zum ersten Mal vereinigt sie sich in den Mauern unserer alten Zähringer- und Kyburgerstadt zur wissenschaftlichen Arbeit. Wir Thuner und Berner wünschen ihr reichen Erfolg, hier, wie im strahlenden Hochgebirge des Jungfraujochs, wohin uns die Schlußsitzung führen wird.

Gestatten Sie mir, hochverehrte Versammlung, Ihnen zur Begrüssung einige Ergebnisse der geologischen Erforschung der Thuner Landschaft und des Aaregebietes bis Bern, speziell des eiszeitlichen Aaregletschers vorzulegen und sie mit den durch Penck und Brückner „klassisch" gewordenen ostalpinen Verhältnissen zu vergleichen. Dadurch hoffe ich, die Kenner unserer Landschaft an deren besondere Bedeutung zu erinnern, den andern Gästen aber die Betrachtung derselben, die uns der Gutwettergott in reichstem Masse bescheren möge, zu erleichtern und zu vertiefen.

1. Einleitung: Schwierigkeiten der Datierung quartärer Ablagerungen

Müsste ich ein Motto nennen, so könnte es leider nur lauten: Unser Wissen ist Stückwerk! trotzdem die Frage der Gletscherveränderungen eines der ersten Hauptprobleme der S. N. G. bildete

---

* Der vorliegende Vortrag ist als vorläufige Mitteilung einer eingehenderen und mit graphischen Darlegungen versehenen Darstellung aufzufassen.

und durch die Ausschreibung einer Preisarbeit schon 1817 in Angriff genommen wurde. Wenn wir, ungeachtet der vielen seither gewonnenen Kenntnisse, nur bescheiden von den gesicherten Resultaten sprechen dürfen, so liegt dies an der Eigenart der Quartärablagerungen. Andere geologische Formationen sind konstant und durch Leitfossilien bezüglich des relativen Alters bestimmbar. Im Quartär dagegen fehlen ausgedehnte, einheitliche Ablagerungen und sichere Leitfossilien, so dass nur ein kompliziertes, kaum datierbares Stückwerk den Forschungen zu Grunde liegt. Es können somit wohl die einzelnen Ablagerungen eingehend beschrieben und die Formen der quartären Talbildung charakterisiert werden; das Erfassen und Deuten grösserer Zusammenhänge und ihre chronologische Einordnung bleibt bei dem Mangel an eindeutigen Beweismitteln stets individuell. Zur Begründung chronologischer Reihen eignen sich nur die reichhaltigsten und klarsten Ablagerungsgebiete mit konsequenten Abflussverhältnissen und von so grossem Umfang, dass die hochalpinen Nährgebiete mit den ausseralpinen Abschmelzzonen eine Einheit bilden. Das umfangreiche Beobachtungsmaterial ist dann, ausgehend von der reichsten Gliederung, detailliert und konsequent zu deuten, so dass ein harmonisches und widerspruchsloses Gesamtbild aller bekannten Verhältnisse entsteht. Solche Grundlagen treten aber äusserst selten auf. In der Schweiz besitzt das Aaregebiet bis Bern die notwendigen Eigenschaften zur Gewinnung chronologischer Reihen in reichem Masse.

2. Der würmzeitliche Aaregletscher und seine Rückzugsstadien

a) Jungmoränen bei Bern

Studieren wir im folgenden die Grundzüge der Vereisung des Aaregebietes. Zuerst wollen wir aber dankbar der ersten Erforscher des Quartärs von Bern und seiner weitern Umgebung gedenken: Bernhard Studer, Isidor Bachmann und Armin Baltzer, welch letzterer seine Beobachtungen im grossen Werk: Der diluviale Aaregletscher [1] zusammenfasste. In der zugehörigen Kartenaufnahme 1 : 25,000 [2] unterstützten ihn die heute noch lebenden Fridolin Jenny in Basel und Ernst Kissling im Haag. Aus neuester Zeit bilden die geologische Exkursionskarte der Umgebungen von Bern, von Ed. Gerber [3] in Bern, und die Belpbergkarte, von R. Rutsch [4] in Basel, wertvolle Unterlagen. Mit den Problemen des Aaregebietes beschäftigt sich ferner der Sprechende seit 25

Jahren, wobei die verschiedenen sich folgenden Publikationen [17–27] die mühsame Herausarbeitung der grossen Linien erkennen lassen, die Ihnen heute vorgelegt werden.

Während der Maximalvereisung der letzten oder Würmeiszeit erfüllte der Aaregletscher die Täler seines gesamten alpinen Einzugsgebietes hoch hinauf mit Eis, sandte einen Gletscherarm über den Brünig ins Reussgebiet und verschmolz bei Bern mit dem Rhonegletscher, der ihn staute. Ein Kranz von Moränenzügen (Jungmoränen) bezeichnet auf den Molassehöhen beidseitig des Aaretales die Eisausdehnung. Die drei wichtigsten Moränenreihen sind noch im Kandertal über Reichenbach, [24] also im Alpeninnern, deutlich vorhanden. Sie entsprechen den Stellungen des Würmgletschers, die J. Hug im Limmattal als Killwangen-, Schlieren- und Zürichstadien bezeichnete. Der mittlere dieser Wälle steigt vom Gurten in die Ebene hinaus, umschliesst die Altstadt von Bern und lehnt sich dann an den Südwesthang des Ostermundigen-Dentenberges; die innerste Moräne umschliesst das Dorf Muri. Diese drei Jungmoränenzüge besitzen aber nicht die normalen Abstände voneinander, weil jedem von ihnen ein besonderes Regime zukommt. Der äusserste liegt, auf den Aaregletscher bezogen, viel zu hoch über dem mittleren, weil sich die gewaltige Stauung durch den Rhonegletscher und die dadurch bedingte Vergrösserung des Einzugsgebietes des Aaregletschers geltend machte. Die mittlere und die innere Moräne sind viel zu nahe beieinander, was sich daraus erklärt, dass sich im Bernerstadium das Aareeis auf Aare- und Gürbetal verteilte und überdies ein Teil über den Brünig ins Reussgebiet floss, während es im Muristadium weder den Hügelrücken Riedhubel-Belpberg, noch den Brünig überschreiten konnte und sich ganz auf das Aaretal konzentrierte. Müssen die obersten Wälle am Gurten als Normaltypen ganz wegfallen, so eignen sich dagegen die Berner- und die Murimoräne zur Gewinnung allgemein gültiger Resultate, die durch die nahe Lage noch an Klarheit gewinnen. Von Muri an alpenwärts lagert sich das Quartärmaterial reichlicher, differenzierter und lückenloser als in irgendeinem untersuchten Gletschergebiet, ohne Stauungen, ohne Bifurkationen, durch das Zusammenfliessen verschieden grosser Gletscher weitgehend kontrollierbar in einem Quertal, das von den Firnen der Hochalpen direkt der Kander und der Aare entlang ins Vorland hinabsteigt [23].

b) Spiezerschwankung und Muristadium

Die Moränendecke, in welche die Aareschlinge von Bern eingeschnitten ist und welche die erwähnten Moränenwälle unmittelbar trägt und keine Rhoneerratika enthält, somit als Hauptmoräne der Würmvereisung aufzufassen ist, dies im Gegensatz zu Ed. Gerbers Darstellung als Rissmoräne auf der Karte von Bern, setzt sich, wie die Aufschlüsse an den Aaresteilhängen beweisen, flussaufwärts bis gegen Münsingen hin fort. Sie trägt neben verschiedenen wenig bedeutenden Moränenwällen auch den Stirnwall von Muri, der auf dem linken Ufer bis gegen Belp hinstreicht. Das terrassenförmige Innere dieses Gürtels liegt eine Stufe tiefer als das allgemeine Plateau von Bern und setzt sich auch längs der Aare als mittlere Terrasse fort. Dass diese Eintiefung älter ist als die Murimoräne, beweisen die Moränenhügel, die sich bei Kleinwabern auf dieser Terrasse befinden. Der damit zwischen Berner- und Muristadium angedeutete Gletscherrückzug wird von Rubigen an durch junge Vorstoßschotter in zahlreichen, z. T. grossen Kiesgruben direkt nachgewiesen. Diese Schotter lagern zwischen Rubigen und Münsingen auf der Würmmoränendecke und tragen Grundmoräne, die durch Drumlinhügel gegliedert ist. Im Grabental östlich Münsingen ist die Ueberlagerung 1 km weit quer zum Aaretal aufgeschlossen. Bei Uttigen und im Glütschtal oberhalb Thun beweisen Gesamtprofile mit hangender und liegender Moräne die grosse horizontale Ausdehnung dieser Gletscherschwankung, die bis nach Spiez reicht und über 30 km misst. Wir wollen sie als Spiezerschwankung bezeichnen.[22] Von einer so ausgedehnten Schwankung sind noch weitere Spuren zu erwarten. Der Murivorstoss schloss bei Konolfingen den mittlern Kiesentalausgang ab und staute die Torfmöser von Ursellen-Stalden. Er versperrte aber auch die Oeffnung des untern Kiesentales zwischen Oppligenbergli und Hauben und verursachte so die Aufschüttung der Stauschotter von Helisbühl, Oberdiessbach und Freymettigen. Die Zulg bildete die Schotterböden des Emberges und der Weid. Der linksseitige Gletscherrand stiess mit dem Kandereislappen bis unterhalb Blumenstein vor, überschritt aber den Rücken Riedhubel - Seftigen - Mühledorf - Belpberg nicht, sondern ergoss nur seitliche Abflüsse ins Gürbetal. Diesem Umstand ist zum grossen Teil die morphologische Verschiedenheit des Aare- und des Gürbetals zuzuschreiben.

c) Wichtrach- und Thunstadien

Das Aaretal ist in den Murimoränenboden schroff eingetieft, was auf eine starke Gletscherschwankung hinweist (Gwattschwankung). Bei Jaberg senken sich Moränenwälle auf dem linken Ufer bis zur Aare. Zwischen Oppligen und Oberwichtrach deutet das „Tal" auf eine junge Ablenkung des Kiesenbaches durch einen längere Zeit stillstehenden Gletscherrand hin. Der Boden des abgelenkten Tales setzt sich von Wichtrach an auf der rechten Talseite als Terrasse bis über Münsingen hinaus fort. Er entspricht den untersten Terrassen der Aareserpentinen bei Bern. Nennen wir diesen Gletscherhalt Wichtrachstadium[19]. Die Strättligenmoräne, die vor der Kanderablenkung diesen Fluss vom Thunersee trennte, taucht am Giebel und Hubelhölzli im Becken von Thun unter den rezenten Kanderschuttkegel. Mehrere Flussablenkungen stehen mit dem Thunstadium[19] des Aaregletschers in engster Beziehung: so die Kander im heute verlassenen Glütschtal, die Bäche vom Grüsisberg und der Kohlernbach östlich des Thuner Schlossberges, die Zulg im Schnittweihertal und in der Dornhalden unterhalb Heimberg[23]. Die schon erwähnte Gwattschwankung, welche das Wichtrach-Thunstadium vom Muristadium trennt, erzeugte die tiefste nacheiszeitliche Erosion des Aaretales. Seitdem arbeiteten Kander und Zulg, Rothachen und Kiesen an der Aufschüttung. Mit dieser Gletscherschwankung muss auch das durch Seitenerosion in die lockern Schuttmassen eingeschnittene Becken von Belp, das nicht als Zungenbecken zu deuten ist, in direkte Beziehung gebracht werden. Versuchen wir die Depression der Schneegrenze für die Stadien von Wichtrach und Thun zu bestimmen, so kommen wir, gestützt auf die mittlere Höhenlinie des Einzugsgebietes, auf ca. 900 m, wobei für beide Stellungen kein wesentlicher Unterschied besteht. Beide bilden zusammen eine gut abgegrenzte einheitliche Gruppe. Der Kandergletscher erreichte während des Wichtrachstadiums mit einem linken Arm Oberstocken und Pohlern, mit dem rechten, der sich zwischen Pinsernwald und Aaregletscher durchzwängte, den Westrand des Plateaus von Amsoldingen. Im Thunstadium füllte das Kandereis noch das Becken von Wimmis-Reutigen, wobei die freiwerdende Kander durch den Aaregletscher, der an der Strättligmoräne lag, verhindert wurde, das Aaretal direkt zu erreichen. So schnitt die Kander das eisrandbedingte Glütschtal ein, das ursprünglich bis nach Uetendorf reichte.

d) Reichenbach- und Kanderstegstadium

Suchen wir in den Alpentälern nach weitern Rückzugsstellungen, so finden wir im Aaretal erst bei Interlaken diesbezügliche Andeutungen in den vielen kristallinen erratischen Blöcken an den Hängen über Ringgenberg und Niederried [18] und in der Wallmoräne von Gsteig [27]. Die zugehörige Stirnmoräne dürfte unter dem Schutt des Bödeli begraben sein. Eine entsprechende Stellung nahm der Kandergletscher im Becken von Mülenen-Reichenbach ein,[24] wo die Serpentinen der Talwege des Suldbaches und der Kiene einen Gletscherhalt andeuten. Die ausgedehnte Beckenform dieses Reichenbachstadiums weist auf eine vorherige Schwankung von unbestimmbarem Ausmass hin. Gute Moränenkränze fehlen hier wie in den meisten Alpentälern, da letztere zu eng und zu steil sind, um die Formen der Moränenwälle zu bewahren. Wo brauchbare Formen erhalten sind, sprechen sie für einen Gletscherstand mit 600 m Schneegrenzenerniedrigung gegenüber heute. In den Alpentälern ist es unmöglich, einzig auf die geringen Moränenreste abzustellen, wenn man das Gesamtbild rekonstruieren will. Die zahlreichen Lücken können aber leicht und ebensosicher durch den Vergleich der Mittellinien der Höhen der Einzugsgebiete ergänzt werden, wie die vorliegende Karte zeigt. (Siehe auch [23].) Die letzte Hauptstellung entspricht einer Schneegrenzendepression von 300 m. Aare- und Urbachgletscher erreichten noch den Kessel von Innertkirchen, der untere Grindelwaldgletscher den Grund (bei der Station), die weisse Lütschine Stechelberg, die Kander die Moränen von Bütschels bei Kandersteg (Kanderstegstadium).

Die drei Hauptrückzugstellungen lassen sich in vielen tiefer und flacher gelegenen Nebentälern für das ganze Oberland feststellen. Die heutigen Gletscher sind noch vielfach von den Wällen aus dem Jahre 1600 und den jüngern Kränzen von 1820 und 1850 umgürtet.

3. Die Penck-Brücknersche Quartärnomenklatur und ihre Abänderungen für die Würmrückzugsstadien

a) Die Penck-Brücknersche Quartärnomenklatur

Das grosse Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ [5] verlegt einen sehr grossen Teil der alpinen Talbildung in die Quartärzeit, wobei allerdings die Wirkung der Eiserosion in stark überschätzter Weise in den Vordergrund gestellt wurde, eine Frage, die hier nicht

erörtert werden soll. Nach den ältern und jüngern Deckenschottern, sowie den Alt- und Jungmoränenkränzen samt den zugehörigen Hoch- und Niederterrassen des Alpenvorlandes gliederten die beiden Forscher die Quartärzeit in die von Zwischeneiszeiten unterbrochenen grossen Vergletscherungen der Günz-, Mindel-, Riss- und Würmeiszeit. Letztere enstand durch eine Senkung der Schneegrenze gegenüber heute um 1200 m und wurde nach den Moränenwällen, die den Würmsee in Bayern abdämmen und vom Würmfluss durchschnitten sind, benannt. Auch dieser Gürtel ist dreifach wie bei Bern, Zürich, am Rhein usw. Der Spiezerschwankung entsprechend, fand Penck die Schotter der Laufenschwankung, benannt nach Laufen an der Salzach zwischen dem Alpenrand und Rosenheim, welche zeitlich zwischen die mittlere und die innere Jungmoräne gehören. Bei einer Schneegrenzendepression von 900 m stellten Penck und Brückner bei Weilheim an der Ammer und bei Kirchbichl im untern Teil des alpinen Inntales Moränenzüge fest und nannten sie Bühlstadium, was unsern Wichtrach-Thunstadien gleichkommt. Da diese Moränen teilweise auf Schottern liegen, wurde eine vorherige Gletscherschwankung, die Achenschwankung, nach dem Quertal des Achensees genannt, angenommen, was unserer Gwattschwankung entspricht. Endlich wurden zwischen Innsbruck und Brennerpass mit einer Schneegrenzendepression von 600 m das Gschnitzstadium nach der schönen Stirnmoräne von Trins im Gschnitztal und mit 300 m Depression das Daunstadium nach den geringen Moränenresten von Mutterberg und Langental am Daunkogel im Stubaital bezeichnet. Diese Namen wurden zum Teil mit Rücksicht auf die alphabetische Reihenfolge gewählt, ohne dass die namengebenden Lokalitäten irgendwelche konsequenten und glaziologischen Beziehungen zueinander aufgewiesen hätten. Dies rächte sich.

b) Die Abänderungen für die Würmrückzugstadien

Der interstadiale Charakter der Laufenschwankung konnte mangels beweisender Profile nicht aufrecht erhalten werden[6]; die Laufenschotter gelten heute als interglazial. O. Ampferer[7] wies nach, dass die Vorkommnisse von Kirchbichl nicht Wallmoränen, sondern Drumlins seien. Damit fielen das Bühlstadium und die Achenschwankung fort. An ihre Stelle führten K. Troll[8] für die Moränen von Weilheim und diejenigen von Stephanskirchen am

Inn, beide ausserhalb des Alpenrandes, die Bezeichnung Ammerseestadium und R. von KLEBELSBERG[9] für die inneralpinen Moränenreste mit 900 m Schneegrenzendepression den Namen Schlernstadium ein. Diese Namen sind aber kaum geeignet, das System zu festigen; denn der Ammersee liegt ausserhalb der Weilheimermoränen und der Schlern im Südtirol trug zusammen mit der Seiseralpe einen ausgedehnten Plateaugletscher, von dem einzelne Zungen steil herunterhingen. Diese Verhältnisse unterscheiden sich scharf von den üblichen Talgletschern. Überdies ist die Moränennatur der zum Ausgangspunkt genommenen Ablagerungen zwischen riesigen Schuttmänteln und zahlreichen Bergstürzen auch im Originalbericht fraglich. Noch sei auf den scheinbaren Widerspruch hingewiesen, dass sowohl dem ausseralpinen Ammerseestadium, wie auch dem inneralpinen Schlernstadium eine Schneegrenzendepression von zirka 900 m entspricht. Den als Quellgebiete der Gletscher wichtigen südlichen Nebentälern des Inntales gegenüber erhebt sich die im Karwendel in zirka 3000 m Höhe gipfelnde Nordkette der Tiroleralpen, die das Eis staute und ins Längstal des Inn ablenkte. Doch ermöglichen einzelne tiefe Einschnitte, wie Fernpass, Katzenloch- und Seefeldpass, sowie das schon erwähnte Achenseetal von einer gewissen Eishöhe an Abflüsse ins Vorland. So konnte ein geringer Vereisungsunterschied explosionsartig wirken und das Eis ins Alpenvorland hinaustreten lassen. Weisen wir noch darauf hin, dass WERNER HEISSEL[10] in Innsbruck neuestens für die klassische Gschnitzmoräne bei Trins im Gschnitztal eine Depression der Schneegrenze um 900 m statt der klassischen 600 m feststellte und dass auch die wenig gut erhaltenen Daunmoränen in der Nähe des Daunkogels einer stärkern Schneegrenzensenkung, nämlich 400—500 m, entsprechen, so bleibt von den einst klassischen Rückzugsstadien fast nichts mehr übrig. Neuestens machen O. AMPFERER und O. REITHOFER[11] darauf aufmerksam, dass die Gschnitzmoränen in der Umgebung des Arlbergpasses an mehreren Stellen Schotter überlagern, was die beiden Autoren zur Annahme einer stärkern Schwankung (Erwallschwankung) veranlasst. Sie benutzen diese, um die Gschnitz- und Daunstadien als selbständige Schlusseiszeit (AMPFERER) oder Schlussvereisung (REITHOFER) von der Würm-Bühlzeit abzutrennen.

c) Vergleich mit dem Aaregebiet

Vergleichen wir die Feststellungen in den Ostalpen mit dem Aaregebiet, so ergibt sich für die wichtigen Halte im Rückzug eine vollständige Übereinstimmung, indem das Ammerseestadium der Wichtrachstellung, das Schlernstadium den Thunermoränen, die 600 m-Moränen dem von Reichenbach und die 300 m-Wälle dem von Kandersteg entsprechen. Die Ferwallschwankung am Arlberg stellt sich neben die Beckenbildung von Reichenbach-Mülinen, was beweist, dass ihr Ausmass und daher auch ihre Bedeutung im Gesamtbild recht klein ist und dass sie nicht überschätzt werden darf. Zur Abtrennung einer besondern Schlussvereisung liegen bei uns keine Anhaltspunkte vor. Aber auch am Arlberg ist die Grösse der Oszillation im Verhältnis zur Gesamtrückzugsstrecke sehr unbedeutend.

4. Sind die Spiezer- und die Laufen-Achenschwankung interstadial oder interglazial?

a) Vergleich zwischen Spiezer- und Laufen-Achenschwankung

Besonderes Interesse verdient die Frage der Laufen- und Achenschwankungen. Fassen wir die heutigen Feststellungen über die fraglichen Schotter im Vorland und im Inntal zusammen, so ergibt sich, dass Schotter von jugendlichem Charakter, teils fluvioglazial, teils Flachseeablagerungen, teils Grundmoränen (letzteres vor den Mündungen der grossen Seitentäler, wie dem Silltal bei Innsbruck) vom innern Jungmoränenkranz (Moränen von Ölkofen = Muristadium) an bis hoch ins Inntal und seine Seitentäler hinauf (im Silltal bis 1400 m) von Drumlin und einer wechselnd mächtigen Grundmoränendecke überlagert werden. Genau dasselbe kommt im Aaretal in der Spiezerschwankung vor, wo die drumlinbesetzten Schotter bei Spiez oberhalb des Jungbühlgürtels bei Thun beginnen und beidseitig des Aaretals bis Rubigen ins Becken des Muristadiums reichen. Die Terrassen des Aaretals und die Inntalterrasse gleichen einander morphologisch und (sehr gut im frischen Charakter der gröbern Kiesablagerungen) stellenweise, wie z. B. oberhalb Hötting, sogar in überraschender Weise. Nach den Ergebnissen des Aaretales wären die beiden Penckschen Schwankungen von Laufen und vom Achensee zu einer einzigen Einheit zu vereinigen, und so bleibt zu untersuchen, welcher der beiden Auffassungen der Vorzug zu geben ist, der Zuteilung in die Hochvereisung des Würm-

gletschers wie im Aaretal oder in die Riss-Würmzwischeneiszeit wie im Inn-Salzachgebiet. Die diesbezüglichen Studien führen zur Untersuchung der vorwürmzeitlichen Ablagerungen. In den Ostalpen kennt man mangels tiefer Taleinschnitte im Alpenvorland und wegen der viel mächtigeren Ablagerungen keine ausgedehnten tiefern Schotter und ist daher gezwungen, die Laufenschotter und die Inntalterrassenschotter der letzten Interglazialzeit zuzuweisen. Im Aaretal fällt diese Notwendigkeit weg, weil von Bern bis über Spiez hinauf unter der liegenden Moräne der Spiezerschwankungsschotter noch ältere Schotter und Moränen erbohrt oder durch Flüsse und Bäche aufgeschlossen sind.

b) Die vorwürmzeitlichen Ablagerungen im Aaretal

Diese, der Risseiszeit einzuordnenden ältern Schotter, unterscheiden sich hauptsächlich durch ihre Deltastruktur und die schlammsandige Zusammensetzung der tiefen Schichten von den horizontal gelagerten jüngern Schottern der Würmzeit. Sie sind im Marzili in Bern bis 76 m erbohrt worden ohne den Felsgrund zu erreichen. Zahlreiche Bohrungen zur Ermittlung der Grundwasserverhältnisse im Aaretal beweisen das Vorhandensein von Seeablagerungen mit wechselnder Oberflächenform bis nach Thun und auf der ganzen Breite des Aaretals. Oberhalb der Ackerfluh bei Uttigen lieferte der Aaregrund kreidige Tone mit Muschelresten. Doch beteiligen sich diese alten Schotter auch sichtbar am Aufbau der linksseitigen Aaretalterrasse von Kirchdorf bis ins Kandertal. Am ersten Ort erscheinen sie in Sandgruben und in Brunnenstollen. Längs der Aare bis Uttigen[19, 22], längs des alten Kanderlaufes im heutigen Glütschtal, an der Kander und der Simme sind sie durch allerlei Anrisse als verkittete Nagelfluh aufgeschlossen. An der Ackerfluh bei Uttigen und im Glütschtal sind: 1. Die hängende Murimoräne, 2. Schotter der Spiezerschwankung und 3. die liegende Bernermoräne direkt über 4. den Deltaschottern sichtbar. Im untern Teil des Glütschtales wechselt die alte Ablagerung ihren Charakter, indem sie sich aus grossen bis riesigen eckigen Blöcken, die zwingend auf einen Zusammenhang mit einem Gletschervorstoss hinweisen, aufbaut. Beim Hahni, oberhalb des Glütschtales, durchschneidet die vor 220 Jahren abgeleitete Kander die jungen und alten Ablagerungen bis auf eine Felsenschwelle und entblösst zwischen den alten Deltaschottern und dem Fels-

grund eine starke Grundmoräne. Weit oben bei Hondrich bespült die Kander die letzten von Moränen eingeschlossenen Deltaschotter. Talaufwärts erscheinen an der Kander und an der Simme über den Deltaschottern mächtig interglaziale Horizontalschotter. Diese reichen tief in den Suldgraben, bis gegen Kien und ins Kireltal hinauf[24].

c) Ihre Deutung als Rissablagerungen

Versuchen wir diese Ablagerungen zu deuten, so ist das erste Problem die Erklärung der Ursache des hohen Aareseestandes zur Zeit dieser alten Ablagerungen[19, 23]; denn die Schotter liegen auf weite Strecken 40 m höher als der heutige Thunersee, der seinerseits durch Kander und Zulg seit dem Thunstadium mindestens um weitere 30 m aufgestaut wurde. Im Glütschtal und bei Hondrich sind sogar Andeutungen einer Überhöhung des alten Seespiegels um 60 bis 70 m vorhanden, so dass eine Gesamtstauung von 90 bis 100 m in Frage kommt. Eine Eisbarriere des Rhonegletschers fällt ausser Betracht, da sich dieses Phänomen in der letzten Eiszeit hätte wiederholen müssen, was nicht der Fall ist. Eine hypothetische, seither abgetragene Felsschwelle im breiten offenen Tal von Bern ist undenkbar. Von allen Erklärungen ist diejenige einer Stauung durch die in der Mittel- und Nordschweiz weit verbreiteten Hochterrassenschotter, welche unter den heutigen Talböden auch als Rinnenschotter bezeichnet werden, die einzig passende. Nach F. Mühlberg hängt dieser mit einer Vereisung, die älter ist als die grösste Vergletscherung, zusammen. Wir gelangen für unsere Ablagerungen zu folgender Erklärung: Nach dem tiefsten Einschneiden der Felstäler lagerte ein Gletschervorstoss (Kandervorstoss[19]) die Grundmoräne im Hahni an der Kander ab, drang etwas über Bern hinaus vor, deponierte die tiefste Grundmoräne der Aareschlingen unterhalb Bern, blieb dort lange stationär und lagerte den nach der grossen Interglazialzeit besonders reichlichen Alpenschutt als gewaltige, bis an den Jura und ins Rheintal hinausreichende Barriere ab. Der grosse morphologische Umschwung von der frühern vorwiegenden Talbildung zur spätern Aufschüttung ist zweifellos tektonisch bedingt, indem die Alpen gegenüber dem Mittelland etwas einsanken oder das Vorland gehoben wurde, schätzungsweise 150—200 m. Durch das rasche Schwinden des Gletschers (Simmeschwankung[19]) entstand der erste Alpenrandsee im Aaretal, von dem der heutige Thunersee nur ein geringer Überrest ist. Einzelne

Seeteile erhielten durch die Aaregletscherzunge selbst Schutz gegen die folgende Zuschotterung durch Kander, Simme und die Mittellandflüsschen. Als die Verlandung bis ins untere Glütschtal vorgedrungen war, setzte die Vereisung ein, die durch die Deltamoräne im Glütschtal dokumentiert wird (Glütschvorstoss)[19]. Nach erneutem Rückzug des Eises setzten sich die Auffüllung des Sees (interglaziale Deltaschotter) und seine langsame Absenkung fort. Die Riss-Würm-Interglazialzeit durchtalte dann diese Ablagerungen mehr in die Breite als in die Tiefe. Parallelisieren wir diese Verhältnisee mit PENCK und BRÜCKNER, so fällt die älteste Vereisung, die offenbar der MÜHLBERG'schen Hochterrasseneiszeit entspricht, aus dem üblichen Rahmen heraus und muss als Altriss bezeichnet werden, da sie der grossen Interglazialzeit mit der tiefsten Felstalbildung nachfolgt. Die ältern Deltaschotter gehören dann in die Mittelrisszeit und die Deltamoräne im untern Glütschtal ins Jungriss oder die grösste Vereisung. Die folgenden Deltaschotter und mit ihnen der Hauptteil der alten Ablagerungen im Aaretal leiten von der Nachrisszeit in die letzte Interglazialzeit über. Aus dieser stammen die erwähnten Suld- und Kireltalschotter und die Erosion der Hochterrassenbarriere, deren Reste teils als Rinnenschotter (Karlsruhe unterhalb Bern), teils als Plateauschotter (Forst und Frienisberg) bezeichnet werden. Das Aaretal besitzt so viele Schotter und Moränen, dass es nicht angängig erscheint, schon den obersten Schotter ins Interglazial und die zweite Moräne in die Risseiszeit zu stellen, wie dies heute im Inngebiet geschieht.

d) Vergleich der Inntalterrasse und der Höttingerbreccie mit den Aaretalablagerungen

Im Nordtirol treten unter der zweiten Moräne ebenfalls Ablagerungen auf, nämlich die durch ihre warme Flora berühmte Höttingerbreccie[12] (A. PENCK), die ihrerseits selber einer dritten Grundmoräne auflagert. Eine Bohrung bei Rum zwischen Innsbruck und Hall i. T. erreichte bei 199 m Tiefe den Felsboden noch nicht, was für diesen Alpenteil eine bedeutende Senkung beweist. Auch hier wurden lakustre Ablagerungen durchfahren. Damit entspricht das Längstal des Inn demjenigen des Thuner- und Brienzersees, nur dass letzteres durch den weit vorprallenden Aaregletscher gegen die Zuschüttung durch Seitenflüsse geschützt wurde. O. AMPFERER[13]

glaubt, gestützt auf die Bohrungen im untern Inntal bei Kufstein, welche den Fels in 98 und 92 m Tiefe antrafen, eine lokale Verbiegung des Inntales in der Längsrichtung um zirka 150 m und eine serienweise Aufschüttung, der wiederholten relativ ruckweisen Senkung entsprechend, annehmen zu müssen. Er fasst die Rinnenschotter und die Inntalterrasse als eine Einheit von über 450 m Mächtigkeit, die der letzten Interglazialzeit angehöre, auf. Demgegenüber darf darauf hingewiesen werden, dass sich die lokale Verbiegung des Inntales auch im Verlauf der alten Felsterrassen widerspiegeln müsste, was nicht der Fall ist. Die Senkung darf wohl mit der allgemeinen Senkung der Alpen, die zur Hochterrassenverschotterung und der grossen Randseebildung führte, parallelisiert werden. Im Aaretal gehören die grossen Schotterterrassen in ihren jüngern Teilen der Mittelwürmschwankung von Spiez an und sind durch Moränen einwandfrei von den tiefer gelegenen Seeablagerungen der Risseiszeit getrennt. Bei der komplizierten Natur der Inntalterrasse ist es nicht ausgeschlossen, dass sich auch dort trennende Moränen vorfinden. Wie im Aaregebiet die sehr groben Suldtalschotter, die groben Deltaschichten und die Schlammsande unter dem Talboden eine Einheit bilden, so gehören möglicherweise die sogenannten alten Innkonglomerate von Nassereith, Pendling, Durchholzen, Angath und Brannenburg, teils als grobe Schichtköpfe, zu den erbohrten lakustren Ablagerungen. Dass sie hinter und damit wohl auch unter der Inntalterrasse liegen können, wurde in einem Stollen bei Schwaz nachgewiesen, eine Situation, die mit unserem Glütschtal übereinstimmt. Damit soll angedeutet sein, dass zwischen beiden Gebieten keine unüberbrückbaren Differenzen bekannt sind und dass eine den schweizerischen Verhältnissen entsprechende Erklärung nicht ausgeschlossen ist. Sie lautet:

I. Inntal bei Innsbruck 1932	II. Nach Penck und Brückner 1909	III. Aaretal
7. Moränendecke mit Drumlins = Würm	Jungwürm Bühl	Muri- und Wichtrachmoränen
6. Jüngere Inntalschotter = Riss-Würminterglazial	Laufenschwankung	Schotter der Spiezerschwankung
5. Mittlere oder Sockelmoräne = Riss	Aussen- u. Mittelwürmmoränenkränze	Gurten- und Bernermoräne
4. Höttingerbreccie = Mindel-Rissinterglazial	Würm-Rissinterglazial	Zuschüttung des Aaresees durch interglaziale Deltaschotter und Erosion

I. Inntal bei Innsbruck 1932	II. Nach Penck und Brückner 1909	III. Aaretal
3. Liegende Moräne z. B. im Lepsiusstollen = Mindel	Jungriss	Deltamoräne des Glütsch-vorstosses
2. Ältere Innkonglomerate und erbohrte Rinnen-schotter = Günz-Mindel-Interglazial oder voreis-zeitliches Pliocaen	Mittelriss	Deltaschotter der Simme-schwankung
1. Unbekannt	(Altriss)	Hahnimoräne des Kander-vorstosses

e) Deckenschotter und alpine Felsterrassen als Äquivalente der Mindel- und Günzeiszeiten im Aaregebiet

Diese Parallelisierung zeigt, dass die Chronologie des Aaretals mit der alten Penck- und Brückner'schen in volle Übereinstimmung gebracht werden kann, dass sie aber der heute in den Ostalpen vorherrschenden Auffassung schroff gegenübersteht. Wenn die unterste bekannte Inntalmoräne der 2. Vereisung und die alten Innkonglomerate der 1. Interglazialzeit oder gar dem Präglazial zugeschrieben werden, wie dies Hans Wehrli[14] tut, dann verlegt man die ganze oder doch den weit überwiegenden Anteil der Felstalbildung ins Pliocaen und teilt dem Quartär nur eine Rolle der vorwiegenden Aufschüttung zu. Solche hochbedeutende Vorgänge könnten sich aber nicht auf das Inntal beschränken, sondern dürften das ganze Alpengebiet beherrschen. So führt uns die Diskussion, ob die Laufen-Inntalterrassenschotter einem Würmstadium oder der letzten Interglazialzeit angehören, zur Aufrollung der ganzen alpinen Quartärchronologie, d. h. zur Nachforschung nach den alpinen Äquivalenten der ersten Eiszeiten und den Talbildungsfragen.

Zu den ostalpinen Ansichten bilden die Ergebnisse aller mit dieser Frage beschäftigten schweizerischen Geologen einen schroffen Gegensatz, indem sie feststellten, dass die Aufschotterung der Talrinnen erst nach der grossen Interglazialzeit mit der Hochterrasse begann, wozu die Ablagerungen bei Thun mit der Hahnimoräne und den hochliegenden Seeschottern eine gute Veranschaulichung bieten. Um Günz- oder Mindelschutt kann es sich in der Schweiz nicht handeln, weil diesen beiden Eiszeiten die viel höher gelegenen ältern und jüngern Deckenschotter samt den zugehörigen Moränen entsprechen. Der jüngere Deckenschotter ist im Aaregebiet nicht einwandfrei nachgewiesen, weil er sich mit den Resten der

Hochterrasse kreuzt und vom Rhonegletscher quer zur allgemeinen Abdachung überflutet wurde. Doch dürfen wir die quellenreichen, moränenbedeckten Schotter der Frienisbergkuppe ihm ziemlich sicher zurechnen (F. Nussbaum). Den alpennächsten älteren Deckenschotter entblösst sehr wahrscheinlich eine Kiesgrube über Oberhünigen in 900 m Meereshöhe. Setzen wir die Gefälle der Deckenschotter der Mittelschweiz alpenwärts fort, so treffen wir auf entsprechende Systeme von Felsterrassen[19, 23]. Mit dem jüngern Deckenschotter korrespondiert im Aaregebiet in zirka 700 m das Kirchetniveau und mit dem ältern Deckenschotter das Burgfluhniveau in zirka 1000 m Höhe. Führen wir noch das Simmenfluhniveau in zirka 1500 m Höhe an, so sind alle drei grossen Felsterrassensysteme in die Diskussion eingeführt. Höher können wohl noch mehrere ins Pliocaen zurückreichende Terrassen nachgewiesen werden. Doch bilden sie, wie auch die Gipfel- und Gratflur der Schweizeralpen, keine grössern zeitlichen Einheiten.

f) Zur Datierung der alpinen Felsterrassensysteme

Interessanterweise setzen sich diese Felsterrassen nicht nur ins Wallis hinüber, wie F. Machatschek und W. Staub[15] zeigten, sondern durch die Bündneralpen ins Nord- und Südtirol und in die Ostalpen überhaupt fort. Dort wurden sie durch R. von Klebelsberg[16] beschrieben und datiert, gestützt auf A. Winkler und E. Brückner. Unsere Gipfelflur, sein Hochgebirge, bezeichnet er als „alttertiär", unser Simmenfluhniveau, seine „Zone oberster Verflachungen", als altmiocaenes, unser Burgfluhniveau als altpliocaenes, und das Kirchetniveau, sein Innsbrucker Mittelgebirge, als jungpliocaenes bis präglaziales Oberflächensystem. Da diese Bodenformen — sie sind in den Ostalpen schöner und ausgedehnter entwickelt als in der Schweiz — durchaus einheitlichen Charakter besitzen, so scheint nur eine von beiden Deutungen möglich zu sein. Gegen die Übertragung der ostalpinen Auffassung auf die Schweizeralpen sprechen ausser den Deckenschottern noch weitere geologische Verhältnisse. Hier sei nur auf folgende Punkte hingewiesen: Sowohl auf dem untern Bergli am Sigriswilergrat über dem Thunersee[18], wie auch am Monte Baldo zwischen dem Gardasee und der Etsch beteiligen sich marine, oligocaene Schichten an der Zusammensetzung des Simmenfluhniveaus und der Gipfelflur. Der mit dem Monte Baldo konkordant eingefaltete Monte Brione am obern

Ende des Gardasees baut sich aus untermiocaener Molasse auf. Gebirgsbildung und Abtragung zur Gipfelflur, sowie die Entstehung der Zone oberster Verflachungen müssen demnach bedeutend jünger sein als altmiocaen. Somit fallen in der Umgebung des Gardasees die Altersbestimmungen für die beiden obersten Formengruppen dahin. Aber auch in der Schweiz beweist der Umstand, dass die pontische Molasse des Napfs keine oder sehr seltene, sicher aus dem Aarmassiv oder den helvetischen Decken stammende, sondern fast ausschliesslich unterostalpine und penninische Gerölle enthält, dass das Aarmassiv samt seiner heutigen Gipfelflur noch im Obermiocaen unter dicken Schichten molassischer, penninischer und unterostalpiner Gesteine lag und erst in der Pliocaenzeit entstanden sein kann. Dieser Beweis bleibt auch dann bestehen, wenn eine Umlagerung der oligocaenen Nagelfluh in die miocaene stattfand. Im gleichen Sinne zeugen auch die Ergebnisse der allgemeinen Alpentektonik, welche mit Emile Argand die letzte grosse orogenetische Bewegung als insubrische Phase der Alpenbildung ins Pliocaen setzt.

Im Lauterbrunnental und in der Umgebung von Fiesch im Wallis treten im Simmenfluhniveau Talformen auf, welche nur durch Gletscherwirkungen zu erklären und zwischen Simmenfluh- und Burgfluhniveau zu datieren sind. Ferner spricht die Anlage der von der alpinen Norm stark abweichenden Täler der Rabiusa (westlich) und der Rabiosa (östlich) beiderseits des untern Hinterrheins ebenfalls für Flussablenkungen durch einen Gletscher im Simmenfluhniveau.

Im Gegensatz zur schweizerischen geht die ostalpine Datierung der Gipfelflur und der nächsttiefern Formen von den ältesten Anhaltspunkten aus, dem Alttertiär in der Steiermark. Da es sich dabei um Feststellungen am Alpenrand handelt, so ist es wohl denkbar, dass ihre Übertragung auf das Alpeninnere und die westlich gelegenen Alpenteile nicht statthaft ist, indem die ältesten Flächen gegen Westen in zunehmendem Masse von jüngern Denudationsvorgängen überarbeitet wurden. Damit kann der Gegensatz der beiden Datierungen überbrückt und in Übereinstimmung gebracht werden, besonders da diese Gräte und Flächen hüben und drüben ins Tertiär gestellt werden.

Diese Ausführungen mögen genügen, um zu zeigen, dass die Datierung der ostalpinen Felsterrassen durch R. von Klebelsberg

nicht stichhaltig und somit ungeeignet ist, zu beweisen, dass die tiefste Talbildung der Alpen schon vor der Eiszeit oder in der ersten Interglazialzeit abgeschlossen war. Setzt man aber mit Penck und Brückner, deren umfassende Kenntnis des Alpenglazials sich immer wieder Geltung verschafft, und den Schweizer Geologen, die in kleinern und zusammenhängenderen Gletschergebieten sicherer schliessen können, den Beginn der Talaufschüttung, speziell die lakustren Rinnenschotter auch für das Inntal ans Ende der Mindel-Rissinterglazialzeit, so sind genügend Moränen und Schotter vorhanden, um die jüngern Teile der Inntalterrasse einer Schwankung, die Höttingerbreccie der letzten Interglazialzeit und die alten Innkonglomerate, sowie die Rinnenschotter der Risszeit zuzuteilen. Dann fällt der vermeintliche chronologische Gegensatz zwischen Ost- und Westalpen, der morphologisch weder für die Schuttböden, noch für die Felsterrassen besteht, dahin und ein einheitliches Gesetz, dasjenige diskontinuierlicher Hebungen und Senkungen mit mehrfachem Wechsel von Vereisung, Erosion und Aufschotterung beherrscht die Alpen vom Léman bis zum Benaco (Gardasee).

Wir aber dürfen wohl der Freude Ausdruck geben, dass unser Aaregebiet, dessen landschaftliche Schönheit weltberühmt ist, dem Naturforscher hervorragendes Arbeitsmaterial zur Verfügung stellt, indem es auf engstem Raum eine reiche Menge geologischer Dokumente vereinigt, die anderswo auf Riesendistanzen verknüpft werden müssen.

Noch bleibt mir die angenehme Pflicht, den Herren P.-D. Dr. Hellmuth Gams, Dr. Werner Heissel und Dr. Tschermak, alle in Innsbruck, die mich in liebenswürdigster Weise in die ostalpinen Quartärprobleme einführten, herzlich zu danken.

Hochgeehrte Damen und Herren! Dass nicht nur unser Wissen, sondern auch die Grundlagen, auf die es aufbaut, Stückwerk sind, dürften Ihnen die gemachten Ausführungen in reichem Masse bewiesen haben. Sie bilden nur eine kleine Annäherung an die wissenschaftliche Wahrheit. Aber im Streben nach dem Fernen, dem Unerreichbaren liegt der geheime, unwiderstehliche Reiz, der den Forscher zwingt, seine Kraft, seinen Geist, seine Zeit dem Suchen neuer Erkenntnisse zu widmen. Erreicht er auch nur bedingte

Wahrheiten, so nähert er sich doch Schritt für Schritt dem fernen Ziel.

Uns alle führt der wissenschaftliche Forschungstrieb heute hier in Thun zusammen. Zum 113. Mal versammelt er die schweizerischen Naturforscher zum Gedankenaustausch. Möge ein guter Geist über der Tagung walten, dass sie die an sie geknüpften Erwartungen in reichstem Masse erfüllt und wertvolle wissenschaftliche Fortschritte zeitigt.

In diesem Sinne erkläre ich die 113. Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft als eröffnet.

Literatur

[1] A. Baltzer: Der diluviale Aaregletscher. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 30. Liefg. 1896.

[2] Fr. Jenny, A. Baltzer und E. Kissling: Geologische Exkursionskarte der Umgebungen von Bern. 1891.

[3] Ed. Gerber: Geologische Karte von Bern und Umgebung. Kümmerly & Frey, Bern. 1926.

[4] R. Rutsch: Geologische Karte des Belpberges. 1 : 25,000. Kümmerly & Frey. Bern. 1926.

[5] A. Penck und Ed. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig. 1902 bis 1909.

[6] A. Penck: Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitz.-Berichte Preuss. Akademie d. Wiss., math.-physik. Kl. XX. 1921.

[7] O. Ampferer: Glazialgeologische Beobachtung im untern Inntal. Zeitschr. f. Gletscherkunde. II. 1907.

[8] K. Troll: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. Mitt. geogr. Ges., München. XVIII. Bd. 1./2. H. 1925.

[9] R. von Klebelsberg: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. I. Teil. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 79. Bd. 1927.

[10] W. Heissel: Mündliche Mitteilung.

[11] O. Reithofer: Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlussvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt, 81. Bd. 1931. Heft 1 und 2. Wien.

[12] A. Penck: Die Höttingerbreccie und die Inntalterrasse nördlich von Innsbruck. Abh. d. preuss. Ak. d. Wiss., math.-physik. Kl., 1920.

[13] O. Ampferer: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. Jahrb. geol. Staatsanstalt, Wien. 1921.

[14] H. Wehrli: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jahrbuch d. geol. Bundesanstalt, 78. Bd. 1928, H. 3 und 4. Wien.

[15] F. Machatscheck und W. Staub: Morphologische Untersuchungen im Wallis. Eclogae geol. Helvetiae, Vol. XX. 1927.

[16] R. von Klebelsberg: Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. geol. Bundesanstalt, Nr. 2/3, Wien. 1922.
[17] P. Beck: Der diluviale Bergsturz von St. Beatenberg. Mitt. Nat. Ges. Bern. 1907.
[18] Derselbe: Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 59. Liefg. 1911.
[19] Derselbe: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Eclogae geologicae Helvetiae. Vol. XVI. 1921.
[20] Derselbe: Nachweis, dass der diluviale Simmegletscher auf den Kander-Aaregletscher hinauffloss. Mitt. Nat. Ges. Bern. 1921.
[21] Derselbe: Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. Eclogae geol. Helv. Vol. XVII. 1922.
[22] P. Beck und Ed. Gerber: Geologische Karte Thun-Stockhorn. Spez.-Karte 96 d. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. 1925.
[23] P. Beck: Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. 1. Mitt. d. Naturw. Ges. Thun. 1926.
[24] Derselbe: Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien. Ecl. geol. Helv. Vol. 21. 1928.
[25] Derselbe: Vorläufige Mitteilung über die Bergstürze und den Murgang im Kandertal (Berner Oberland). Ecl. geol. Helv. Vol. 22. 1929.
[26] Derselbe: Geologisches Panorama von Thun. Spez.-Karte Nr. 82 d. geol. K. d. Schweiz. 1932.
[27] H. Günzler-Seiffert, P. Beck und Mitarbeiter: Blatt 395. Lauterbrunnen. Geol. Atlas d. Schweiz 1 : 25,000. 1932.