

Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee

Autor(en): **Ludwig, A.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **24 (1931)**

Heft 1

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-159025>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee.

Von A. LUDWIG (St. Gallen)¹⁾.

Das PENCK-BRÜCKNER'sche Glazialsystem darf hier als allgemein bekannt vorausgesetzt werden. Für die Schweiz hat ALBERT HEIM verschiedene mit dem System zusammenhängende Fragen näher präzisiert, namentlich auch eine später noch zu erwähnende Unstimmigkeit (den Hochterrassenschotter betreffend) einlässlich erörtert und zusammen mit J. HUG für die Rückzugsphasen der Würmeiszeit zwischen Würm-Maximum und Bühlstadium den Bezeichnungen „Schlierenstadium“ und „Zürichstadium“ allgemeine Geltung verschafft, was die Verständigung sehr erleichtert. Denn Namen wie Bazenheiderstadium, Gmündertobelstadium usw. können wohl als Notbehelf dienen, geben jedoch keinen Aufschluss über das Alter der Wälle und ihre Stellung im System.

Die höchsten und äussersten erratischen Blöcke geben uns Aufschluss über den Maximalstand der Vereisung. Daneben gibt es Blöcke, die durch ihre Gesteinsart willkommene Orientierung bieten und über Transfluenz des Eises über wasserscheidende Kammlinien Auskunft geben (20, 509). Von ungleich grösserer Bedeutung für die Chronologie sind jedoch die Wallmoränen und Schotterfelder; sie erst ermöglichen die Einreihung in das Glazialsystem und vermitteln uns die Kenntnis über Eishöhe und Areal der Gletscher in den verschiedenen Eiszeiten und Stadien.

Für die Ökonomie des Gletschers ist die Höhenlage der Schneegrenze von ausschlaggebender Wichtigkeit. Die mittlere Höhe eines Gletschers fällt ziemlich genau mit der Schneegrenze oder Firnlinie zusammen; sie lässt sich für die heutigen Gletscher leicht bestimmen, wogegen sich die Berechnung für eiszeitliche Gletscher schwieriger, mühsamer und unsicherer gestaltet. Das von PENCK an einem Beispiel (5, 234) dargelegte Verfahren bei der Bestimmung der Schnee-

¹⁾ Veröffentlicht mit Erlaubnis der Geolog. Kommission der S. N. G.

NB. Die vorliegende Abhandlung deckt sich inhaltlich mit der unter gleichem Titel (und gleichfalls im Einverständnis mit der Geolog. Kommission) im Jahrbuch 1930 der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft publizierten Arbeit.

grenze reizt nicht gerade zur Vornahme zahlreicher derartig umständlicher Berechnungen. P. BECK suchte daher nach einer anderen Methode, die er in einer von der Universität Genf preisgekrönten Schrift erörtert und begründet hat (17, 14). Das für die diluviale Vereisung nur sehr unsicher zu bestimmende Gletscherareal ersetzt er durch das genau bestimmbare hydrographische Einzugsgebiet bis zum Zungenende. Die mittlere Höhe des hydrographischen Einzugsgebietes ergibt dann annähernd die Schneegrenze oder Firnlinie. Die Methode ist umkehrbar und erlaubt zu einer beliebigen (als Schneegrenze gedachten) mittleren Höhe das zugehörige Einzugsgebiet und damit auch die Lage des Gletscherendes zu bestimmen, da letzteres mit dem unteren Ende des hydrographischen Einzugsgebietes zusammenfällt. Der hohe Wert dieser Methode leuchtet sofort ein durch die gebotene Möglichkeit, für ein bestimmtes hydrographisches Einzugsgebiet z. B. die Lage des würmeiszeitlichen Gletscherendes zu berechnen. Leider versagt die von P. BECK gezeichnete lehrreiche „Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen“ gerade für unser ostschweizerisches Gebiet zwischen der oberen Thur und dem Rhein, da hier die unerlässlichen Angaben des Amtes für Wasserwirtschaft fehlten.

In meinem Kartierungsgebiet zwischen Toggenburg und Rheintal war es, von wenigen Ausnahmen abgesehen, sehr schwierig, die Moränenwälle mit wünschbarer Sicherheit in das Glazialsystem einzureihen. Immer mehr zeigte sich die Notwendigkeit einer rechnerischen Grundlage. Zunächst galt es, die BECK'sche Methode an einem bekannten und im Resultat leicht nachzuprüfenden Beispiel zu erproben, nämlich an dem durch den Moränenwall hinter dem Weissbad gekennzeichneten Bühlstadium des Säntisgletschers. Transfluenz vom Rheingletscher her konnte für dieses Stadium nicht mehr in Frage kommen. Die Schneegrenze des Bühlstadiums lag rund 300 m höher als die des Würm-Maximums, für welches die Depression der Schneegrenze unter die heutige allgemein zu 1200 m angegeben wird. Für das Säntisgebirge wird die heutige Schneegrenze von JEGERLEHNER in 2400 m, von andern Forschern noch etwas höher angenommen. Für das Bühlstadium ergab sich also eine Schneegrenze in $2400 - 1200 + 300 = 1500$ m Höhe. Wendet man das BECK'sche Verfahren an, so wird das wenig über 17 km^2 messende hydrographische Einzugsgebiet des Bühl-Säntisgletschers durch die Höhenkurve von 1500 m in zwei fast genau gleich grosse Areale geteilt; es stimmt also die mittlere Höhe mit der auf andere Weise errechneten Höhe der Schneegrenze gut überein. Der Versuch sprach entschieden für die Brauchbarkeit der BECK'schen Methode, die besonders für die Lagebestimmung würmeiszeitlicher Gletscherenden sehr willkommene Dienste leistet und mit grösserer Sicherheit die Trennung der risseiszeitlichen Ablagerungen von denen der Würmeiszeit ermöglicht.

Auch mit dieser Erleichterung geschieht nicht selten die Kartierung von Moränenwällen notgedrungen unter Zweifel und Vorbehalt. Rein morphologische Betrachtung führt oft irre. Nagelfluhrinnen und aufschlusslose Sandsteinbänke können Moränenwälle vortäuschen (20, 512); seltener ist der umgekehrte Fall. Moränenwälle mit Molassekern sind ziemlich häufig; man ist in solchen Fällen oft im Zweifel, ob die Eintragung als Wall berechtigt sei (20, 513). Aus grösseren Moränenmassen kann die Erosion Formen herausarbeiten, die primäre Wälle vortäuschen. Bei wirklichen Wällen kann von der Bergseite her Auffüllung oder Aufschüttung erfolgt sein, die die ursprüngliche Wallform verwischt hat (20, 514). Auf steilem Gelände abgelagerte Moränenwälle sind durch nacheiszeitliche Abtragung bis auf schwache Reste verschwunden; in günstigen Fällen bezeichnet ein an grossen erratischen Blöcken reicher Geländestreifen noch die einstige Höhenlage und Erstreckung des Walles. — Wohl-erhaltene Wälle sind auf der Bergseite von einer meist wenig tief eingeschnittenen Bachrinne begleitet; unter starkem Winkel angreifende Seitenbäche durchbrechen die Wälle und liefern oft treffliche Anschnitte. — Es kommt vor, dass Moränenwälle unvermittelt aufhören, ohne dass Erosionswirkung vorliegt; meist handelt es sich um die Scheitelregion des einspringenden Winkels zwischen zwei Gletscherlappen (20, 514).

Die vollständige glaziale Serie, Wall mit Übergangskegel zum Schotterfeld, ist in unserem Gebiet nicht häufig. In der Gegend von Flawil und Gossau-Breitfeld stossen Niederterrassenschotter und Moränenwall meist ohne eigentlichen Übergangskegel zusammen. Hier stammen eben die Schotter nur zum kleineren Teil aus den zugehörigen Moränenwällen; den grösseren Teil der Kiesmassen lieferten die aus schon eisfrei gewordenen Gebiete kommenden Seitengewässer. Die fluvioglazialen Schotterebenen werden vom Volke als „Felder“ bezeichnet und scharf von den „Auen“ (d. h. den jungen Talböden an mäandrierenden Flüssen) unterschieden. — Undeutlich geschichtete echte kiesige Moräne ist oft schwer von unregelmässig schief geschichteten Schottern zu unterscheiden. Je weiter man sich von den Alpen entfernt, desto stärker tritt der schotterartige Habitus in den Wallmoränen selbst hervor (20, 515); sehr unregelmässige, doch deutliche Schiefschichtung mit Wechsellagerung von Kies, Sand und Lehm, oft mit ausgezeichneter Keilschichtung trifft man in Kiesgruben, die direkt im Wall angelegt sind; doch verraten grössere eckige Blöcke mitten in den Kieslagen die unmittelbare Nähe des einstigen Gletschers und die Ablagerung an dem geringen Schwankungen unterworfenen Gletscherrand. Die Schrammen gehen schon nach sehr kurzem Wassertransport verloren. In den eigentlichen Schotterfeldern herrscht in den oberen Lagen durchaus horizontale Schichtung; in tiefreichenden Aufschlüssen kann an der Basis sich auch unregel-

mässige Schiefschichtung zeigen, hervorgebracht bei der Auffüllung der unebenen, einst von Wassertümpeln eingenommenen Unterlage.

Die Gebietsangabe „zwischen Säntis und Bodensee“ verspricht etwas zu viel. In der Hauptsache war Beschränkung geboten auf das vom Verfasser kartierte Teilgebiet zwischen Thur und Rhein (Siegfriedblätter 215, 217—225, 234—235, 238). Des Zusammenhanges wegen musste da und dort über das Kartierungsgebiet hinausgegriffen werden. Soweit Blatt IX in Betracht kommt, erfolgt die Veröffentlichung mit Erlaubnis der Schweizerischen Geologischen Kommission.

I. Letzte Eiszeit (Würm).

Das Würm-Maximum wurde für unser Gebiet bisher stets viel zu hoch gesucht. Mit Hilfe der BECK'schen Methode soll zunächst untersucht werden, wie weit sich überhaupt die würmeiszeitliche Vergletscherung in den verschiedenen Tälern erstrecken konnte.

Thurgletscher. Er eignet sich am besten für derartige Berechnungen, da er im Würm-Maximum von Nachbargletschern nur wenig beeinflusst war. Als untere Grenze des zu untersuchenden Talstückes wählt man eine Stelle, wo Moränenwälle konstatiert wurden. A. FREY verzeichnet solche nicht weit südlich von Wattwil (14, Karte). Die Horizontalkurve von 1200 m (würmeiszeitliche Schneegrenze) teilt das hydrographisch abgegrenzte Talstück in der Weise, dass 104,6 km² über 1200 m, 110,8 km² unter 1200 m liegen. Theoretisch müsste also das Thurgletscherende des Würm-Maximums noch etwas weiter südlich von Wattwil liegen. Dass der Gletscher tatsächlich etwas weiter vorzustossen vermochte, hat seinen natürlichen Grund in der vom Rheingletscher her stattgefundenen Transfluenz über Wildhaus bis Unterwasser.

Nacheiszeitliche Erosion hat im Toggenburg das Erratikum dermassen reduziert, dass es nicht mehr möglich ist, Würm-Maximum, Schlierenstadium und Zürichstadium auseinanderzuhalten; es sollen daher alle drei Phasen als Würm-Hocheiszeit zusammengefasst werden, im Gegensatz zu den Rückzugsstadien i. e. S. (Bühl, Gschnitz, Daun). In der Umgebung von Wattwil möchte man sich wohl noch mehr Beweise dafür wünschen, dass die Würmvereisung nur bis in diese Gegend reichte. Der deutlichste Wall zieht sich gegen das 740 m hoch gelegene Schulhaus Schönenberg hinauf (14, 82); einige andere Wälle und Wallreste sind wenig ausgeprägt (20, 519). Beweiskräftig sind wohl die beträchtlichen, an grossen Blöcken (vorwiegend Kalknagelfluh) reichen Moränenmassen westlich und südwestlich über Ebnat. Ihre Höhenlage zwischen 800 und 900 m lässt sich wohl mit einem Gletscherende bei Wattwil vereinigen. — Der Linth-Rheingletscher vermochte im Würm-Maximum ca. 2 km über den Ricken nach der Toggenburgerseite vorzustossen, was nur möglich war, wenn der

Thurgletscher schon sehr tief stand und in der Gegend von Wattwil endigte. Sernifit und Bündner Kristallin in den Moränen am oberen Rickenbach beweisen die Transfluenz (20, 519).

Urnäschgletscher. Bei dem sehr kleinen Einzugsgebiet konnte der würmeiszeitliche Urnäschgletscher höchstens bis in die Gegend südlich vom Dorfe Urnäsch gelangen. Grenzt man das im Girensitz kulminierende Urnäschgebiet bis zur Einmündung des Kronbaches hydrographisch ab, so misst das Teilgebiet über 1200 m nur 11,5 km², während 22,4 km² unter 1200 m zu liegen kommen (vgl. Skizze 20, 517); das Gletscherende des Würm-Maximums wäre also zwischen Dorf Urnäsch und Rossfall zu suchen. Doch sind hier Moränenreste überaus spärlich; hinter dem Rossfall werden sie etwas häufiger; doch treten typische Wälle erst hinter Steinfluh auf, im Gebiete des Tossbaches (Kleine Schwägalp). Hier wird die Trennung zwischen Zürichstadium und Bühlstadium möglich, was schon Tappolet durch eine interessante Bemerkung über das Alter der Wälle bei Klein- und Gross-Gerstenschwend andeutet (15, 27).

Sittergletscher. Hier werden die Berechnungen durch die vom Rheingletscher her stattgefundene Transfluenz erschwert und in der Sicherheit der Resultate beeinträchtigt. Zwar floss zur Würmeiszeit über Sammelplatz kein Eis mehr in das Sittertal hinüber, wohl aber über die tiefer eingeschnittene Lücke von Eggerstanden. Es ist unmöglich, über die Mächtigkeit des Transfluenzarmes sichere Angaben zu machen. In jedem Falle darf man das Gletscherende des Würm-Maximums im Sittergebiet nicht allzuweit talabwärts suchen. Bei Appenzell gibt es auf beiden Seiten am Berghang Wälle, die bestimmt der Würm-Hocheiszeit angehören. Wohl bergen manche einen Molassekern, aber die zwischen den Erratikum tragenden Rücken und der Bergseite eingeschnittenen Tälchen deuten auf den nahen Rand des Gletschers, dessen Schmelzwasser vereint mit den abgelenkten Seitenbächen diese Rinnen schuf. Unterhalb der Lank, nicht weit südlich von der Listbrücke, gibt es auf der rechten Talseite einen kleinen deutlichen Wall, der für das Gletscherende des Würm-Maximums noch in Frage kommen kann, aber nur unter der Annahme, dass die Transfluenz über Eggerstanden noch ansehnlich war. Grenzt man das Gebiet zwischen List und den Gipfelkämmen des Säntisgebirges hydrographisch ab, so liegen über der Höhenkurve von 1200 m (Schneegrenze) nur 46,7 km², während das Gebiet unter der 1200er-Kurve bis zum List 63,4 km² misst. Ohne merkliche Verstärkung durch Transfluenz hätte also der Gletscher schon zwischen Lank und dem Flecken Appenzell endigen müssen (20, 521).

Rheingletscher. Er erreichte in der Würmeiszeit bei weitem nicht mehr die risseiszeitliche Höhe. Südlich vom Stoss liegt bei Erlenschwend (925 m) ansehnliches Erratikum, vielleicht dem Würm-Maximum angehörend, das wohl noch ins Becken von Gais einzu-

dringen, aber nicht mehr den Sammelplatz (934 m) zu überschreiten vermochte. Darf man nach Spornen und kleinen Überflusssrinnen schliessen, so hätte der würmeiszeitliche Gletscher in der Gegend Rosenhaus-Loch-Giebel, NW und W über Altstätten noch in 850 bis 900 m Höhe gereicht. Darf man sich hier das Würm-Maximum schon so tiefgelegen denken? Allerdings hätte mitten über dem breiten Rheintal die Gletscheroberfläche selbst bei sehr mässiger Wölbung eine merklich grössere Höhe erreicht. Im ganzen Appenzeller Vorderland, im Gebiet des sogenannten Appenzellersporns, ist für die Würmvergletscherung noch eingehende Untersuchung erforderlich. — Erwähnt seien die beiden von J. M. SCHNEIDER entdeckten Wälle des Bühlstadiums bei Altstätten (20, 522). Gegen St. Gallen hin deuten abgeschnürte Rücken in 745 und 719 m Höhe möglicherweise auf die Lage des Würm-Maximums. Wohl 100 m höher reichte die Würmvereisung am nahen Tannenberg (über Abtwil und Engsburg); sie trat hier noch an den 830—860 m hoch gelegenen Deckenschotter von Burgstock und Grimm heran. Westlich von St. Gallen ist die obere Grenze der Würmvereisung schwierig festzustellen, denn die Wälle des Maximalstandes sind, wie auch anderwärts, weniger deutlich als die des Schlierenstadiums. Schon 1871 hat GUTZWILLER einen Teil der Wälle bei Gossau und Flawil kartiert. Die genauere Aufnahme erfolgte durch CH. FALKNER, der erstmals erkannte und betonte, dass es sich bei den Wällen von St. Gallen bis Wil und Aadorf nicht um einen einheitlichen Seitenmoränenwall des Rheingletschers handle, sondern um End- und Seitenmoränen von drei grossen Gletscherzungen, die, durch Tannenberg- und Nollenplateau getrennt, vom grossen Bodensee-Rheingletscher nach Süden und Südwesten abzweigten (9, 74). Diese Wälle wurden bisher als Zürichstadium betrachtet. Doch sprechen mehrere Gründe entschieden dafür, dass die Moränen Bild (bei Winkeln)-Gossau-Flawil-Wil-Aadorf-Andelfingen-Ossingen-Diessenhofen und die entsprechende Fortsetzung auf der schwäbisch-bayerischen Seite dem Schlierenstadium angehören. Das Zürichstadium ist näher dem Bodensee zu suchen (Häggenwil-Erlen-Altnau-Kreuzlingen-Konstanz). Das Konstanzerstadium des Bodensee-Rheingletschers ist zeitlich identisch mit dem Zürichstadium des Linthgletschers (20, 523—524).

Trotz dieser Feststellung war es bisher nicht möglich, das Würm-Maximum mit voller Sicherheit zu kartieren. Es bleibt ungewiss, ob der altbekannte deutliche Wall Rain-Hub das Maximum der letzten Eiszeit oder aber eine Rückzugsphase der vorletzten Eiszeit repräsentiert. Dieselbe Unsicherheit herrscht in der Gegend E von Mettendorf-Gossau (20, 525).

ALBERT HEIM und J. HUG erkannten im Limmattale zwischen Schlierenstadium und Zürichstadium die Zwischenstadien 3a, 3b, 3c (12, Karte 11a und Tabelle), die auch in unserer Gegend nicht

fehlen, aber nirgends in klarer vollständiger Reihe zu verfolgen sind (20, 525).

Würmeiszeitliche Schotter nehmen hauptsächlich als Ni₂ (Niederterrassenschotter des Schlierenstadiums) in der Gegend Winkeln-Gossau ein bedeutendes Areal ein; bezeichnend sind die Namen Breitfeld (Exerzierplatz), Niederdorferfeld, Burgauerfeld. Bei der Schotterbildung wirkten Seitengewässer wesentlich mit; daher beobachtet man in den grossen Kiesgruben (Bild, Espel, Oberglatt-Flawil) weniger Bündner Kristallin als in den zugehörigen Moränen (20, 526). Die Mächtigkeit der Schotter ist bedeutend und erreicht im Maximum gegen 30 m.

II. Vorletzte oder grosse Eiszeit (Riss).

Der Kürze wegen wird hier die Bezeichnung „Risseiszeit“ gebraucht, allerdings mit dem Vorbehalt, der durch die Erörterungen von ALBERT HEIM geboten ist (12, 272—276, 291—299). Bekanntlich bestehen für Risseiszeit und Hochwasserschotter zwischen den im bayerischen und den im schweizerischen Alpenvorland gewonnenen Resultaten tiefgreifende und schwerwiegende Unstimmigkeiten, die noch nicht erklärt sind, obwohl die klimatischen Verhältnisse in Bayern und in der Schweiz unmöglich so verschieden sein konnten, dass ein Nichtzusammenfallen der PENCK'schen Risseiszeit mit unserer vorletzten oder grossen Eiszeit glaublich wäre.

Die risseiszeitliche Schneegrenze darf für unser Gebiet auf höchstens 1100 m angesetzt werden. Aber sie eignet sich nicht als Ausgangszahl für Berechnungen nach der BECK'schen Methode, denn die nach Areal, Höhe und Eismächtigkeit gewaltige, die würmeiszeitlichen Verhältnisse weit übertreffende Ausdehnung der risseiszeitlichen Vergletscherung beruht nicht allein auf der um mindestens 100 m tieferen Lage der Schneegrenze, sondern zum guten Teil auf Stau durch Gletscherkonfluenz, wie auch durch hochstehende Nachbargletscher (oft mit Transfluenz), oder durch hohe Lage der einzig möglichen Abflusslücken, d. h. auf einer Höherstauung, durch welche solche Teile der Gletscheroberfläche, die sonst schon ins Abschmelzgebiet gefallen wären, in die Firnregion oder das Nährgebiet emporgehoben wurden. Wie sehr die risseiszeitliche Vergletscherung die würmeiszeitliche übertraf, geht aus der Lage der höchsten und äussersten erraticen Blöcke hervor (20, 528—529, 531, 534, 536—539). Man hat die gewiss richtige Bemerkung, dass der risseiszeitliche maximale Gletscherstand, der die höchstgelegenen Blöcke brachte, nur kurze Zeit gedauert habe, allzusehr auf die ganze vorletzte Eiszeit übertragen. Es zeigt sich vielmehr, dass die risseiszeitlichen Ablagerungen viel zahlreicher und mächtiger sind, als man bisher annahm, und dass auch für die Risseiszeit mehrere langandauernde Stillstandsphasen zu unterscheiden sind.

Thurgletscher. Alles, was im Toggenburg nördlich von Wattwil bis nach Bazenheid hinab liegt, rührt von der vorletzten oder grossen Eiszeit her, die bei Bütschwil, Grämigen, Lütisburg, Müselbach, Ober- und Unter-Bazenheid eine ganze Reihe von Wällen hinterlassen hat. Einen Thurgletscher anzunehmen, der sogar nach dem Würm-Maximum noch bis Bazenheid hinabreichte (14, Profiltafel; 16, Kartenskizze), heisst ungefähr dem Berninagebirge zumuten, bei dem heutigen Klima einen bis nach Zernez hinabreichenden Gletscher zu entsenden. Die erstaunliche Erstreckung des Thurgletschers bis Bazenheid war nur möglich bei tiefer Schneegrenze und sehr hohem Gletscherstande (mit Transfluenz nach dem Neckergebiet), und der hohe Stand des Eises war mitbedingt durch den stauenden Widerstand des hochstehenden Rheingletschers und die erschwerte Abflussmöglichkeit nach Westen. Dies alles trifft nur für die Risseiszeit zu, denn das Würm-Maximum des Rheingletschers lag bedeutend tiefer.

In eine etwas spätere risseiszeitliche Phase fällt die Ablagerung der Wälle bei Ober-Bazenheid und Müselbach; Stauung durch den Rheingletscher fand jetzt nicht mehr statt; der Thurgletscher war in diesem Teilstück völlig selbständig geworden. Noch etwas jünger sind die Wälle zwischen Lütisburg und Grämigen, und wieder einer späteren Phase gehören die schwachen und undeutlichen Wälle bei Bütschwil-Dietfurt an. Dass der Thurgletscher, auf sich selbst angewiesen, auch bei der tiefen Schneegrenze von 1100 m noch bis Bütschwil und Bazenheid hätte vordringen können, erscheint ausgeschlossen; es muss noch eine andere Ursache die mächtige Längserstreckung begünstigt haben. Die Lösung ist am Ricken zu suchen. Die Ausstülpung des Linth-Rheingletschers nach der Toggenburgerseite vermochte beim Anwachsen der Rissvereisung den Thurgletscher zu stauen und dessen Oberfläche in die Höhenlage über der Schneegrenze (1100 m) und damit in das Nährgebiet zu bringen, das somit das ganze südlich von Wattwil liegende Toggenburgergebiet umfasste. Dann wird auch die auffällige Länge des Abschmelzgebietes oder der Gletscherzunge erklärlich (20, 530).

Die grösseren und kleineren Schotterfelder der Rissvergletscherung sind durch spätere Erosion vielfach wieder zerschnitten worden. Im Neckergebiet fällt besonders das über 1 km lange und maximal 500 m breite Nassenfeld auf; ihm entspricht auf der anderen Talseite die kleine Terrasse von Bleiken (20, 531).

Urnäschgletscher. Im Riss-Maximum stand der Urnäschgletscher so hoch, dass das Eis über die 1178 m hohe Lücke N unter der Hochalp noch in das Gebiet des Rötelbaches einzudringen vermochte. Die höchstgelegenen risseiszeitlichen Moränenwälle trifft man südwestlich und südöstlich ziemlich hoch über Dorf Urnäsch, auf der linken Talseite bei Egg (1042, 1038 m, undeutlich bis P. 1078 m),

auf der rechten bei Stillert (1021, 1013 m). Weiter talauswärts finden sich undeutliche Wälle und Wallreste in der Gegend von Steblen (20, 532). Über Gonten fand Transfluenz vom Sittergletscher her statt, ebenso über Sondertal und Stein. Im Riss-Maximum wurde der Urnäschgletscher durch die eingedrungenen Transfluenzarme nach Westen abgedrängt, und es gab da ein Gebiet schwankender Grenzen. Trotz des sehr hohen Gletscherstandes (nachgewiesen durch das überraschende Vorkommen von Schrattenkalk und Kieselkalkblöcken und etwas Moräne am Strässchen von dem 923 m hoch gelegenen Rötschwil nach Dietenberg) darf man sich die Rissvereisung auch im Maximum nicht uferlos vorstellen, da dem Eisgeflecht zwischen den Haupttälern manche Nunataker entragten. — Was an Moränen und Schottern auf den Terrassen beidseitig der Urnäsch bis nach Sturzeneeg hinaus liegt, gehört einer risseiszeitlichen Rückzugsphase an. Das risseiszeitliche Schotterfeld zwischen Dorf Urnäsch und Zürchersmühle ist durch das Einschneiden der Urnäsch und des Kronbaches zerstückelt worden. Auf stark verfestigte Schotter stösst man zwischen Steblen und Burg (20, 533).

Die von E. KESSELI (16, 66) geäußerte Idee, dass der von der Petersalp herabkommende Weissbach ursprünglich über Gonten der Sitter tributär war, mag einen wahren Kern bergen, nur muss die Ablenkung in eine viel frühere Zeit verlegt werden (20, 533).

Sittergletscher. Der Sittergletscher stand, gestaut und abgedrängt durch den eingedrungenen Rheingletscher, im Riss-Maximum ausserordentlich hoch (Kreideblöcke noch bei Klepfenhütten in 1170 bis 1180 m Höhe). Der höchstgelegene Moränenwall verläuft in westlicher Richtung, südlich über dem Gontenbad, über Schörpfen (1096 m); es ist der höchste Wall, den man bei einer Schneegrenze von 1100 m überhaupt erwarten kann. Bündner Kristallin ist erstaunlich hoch und weit gegen den Kronberg hin verfrachtet worden (20, 534). Der über Gonten nach dem Urnäschgebiet vordringende Transfluenzarm stand auch auf der rechten Talseite entsprechend hoch (Erratikum auf dem Himmelberg 1121 m). Im Riss-Maximum stauten sich der Rheingletscher und der von ihm durch Transfluenz genährte Sitter-Rheingletscher in der Gegend Haggen-Kubel; spätere Flusserosion hat die Wälle grösstenteils entfernt. Beim Rückzug hat der risseiszeitliche Sittergletscher mehrere längere Halte gemacht, die namentlich in der Umgebung des Dorfes Stein durch Wälle bezeugt sind (20, 535). — Risseiszeitlich sind auch die mit 962, 961 und 955 kulminierenden Wälle von Mendle beim Sammelplatz. Man mag nun, gegen Appenzell absteigend, den Wall bei Bühl (900 m) mit seinem vertorften Nordrand als ältesten würmeiszeitlichen Wall betrachten oder die Grenze zwischen riss- und würmeiszeitlichen Ablagerungen noch tiefer suchen (etwa bei Lauften), sicher ist, dass wir für die Risseiszeit, vom äussersten, vielleicht kurzen Vorstoss

abgesehen, mindestens drei durch ansehnliche Wälle belegte Rückzugsphasen anzunehmen haben, ein Resultat, das sich auch beim Thur- und Rheingletscher zwingend aufdrängt und selbst bei den weniger übersichtlichen Vorkommnissen im Urnäschtale nicht zu verkennen ist.

Bündner Kristallin ist in den Moränen des Sittergletschers nicht selten, weshalb die Bezeichnung Sitter-Rheingletscher eine gewisse Berechtigung hat. Der Name Säntisgletscher ist zu unbestimmt, da er oft auch für den Urnäschgletscher und sogar für den Thurgletscher gebraucht wird.

Rheingletscher. Am Gäbris hat der Rheingletscher an mehreren Stellen 1170 m hoch gelegenes Bündner Kristallin hinterlassen; das Eis mag während des höchsten Standes wohl auf 1200 m gereicht haben. Die beiden Transfluenzarme über Stoss und Eggerstanden (vgl. Skizze in **20**, 537) liessen selbst im Riss-Maximum nur einen bescheidenen Bruchteil von der Eismasse des Hauptgletschers nach dem Appenzellerlande abfliessen; beim Rückzug änderte sich das Verhältnis in für die Transfluenzarme ungünstigem Sinne. Auch zwischen Sommersberg und Schwäbrig fand über die Lücke 1082 m während kurzer Zeit schwache Transfluenz statt; etwas länger mochte sie über den Ruppen (1010 m) nach dem Goldachgebiet andauern; aus jener Zeit stammt die nicht unbeträchtliche Moränenmasse im Bruggtobelwald. Fast das ganze Appenzeller Mittel- und Vorderland lag im Riss-Maximum unter Eisbedeckung, aber auffällig spärlich sind hier die anderweitig so ansehnlichen Moränen aus den risseiszeitlichen Rückzugsphasen. In der Gegend südlich von St. Gallen reichte der Rheingletscher im Riss-Maximum bis auf 920 m und selbst am Nordhang des Stäggelenberges (unweit Herisau-Schachen) trifft man noch bündnerische Amphibolite in mindestens 900 m Höhe. Wie hoch der Rheingletscher auch weiter westlich noch stand, zeigt sein Eindringen ins Aachbach- und Neckergebiet, das damals gleichsam ein Puffergebiet für die benachbarten hochstehenden Gletscher bildete. Die Transfluenz des Rheingletschers erfolgte über die Lücken bei Degersheim (802 m), Baldenwil (843 m), Magdenau-Klosterweid (790 m). In den Tälchen des Aachbaches und Jamerbaches findet man in den Moränen und Schottern, sowie im Bachgeröll, noch hier und da erratisches Bündner Kristallin, ebenso im Necker von der Aachsäge bis Lütisburg und in der Thur von Lütisburg an abwärts (**20**, 530). — Mehr oder weniger gut erhaltene Moränenwälle liegen bei Egg (zwischen Degersheim und Gossau-Flawil), bei Alterswil, Loh-Bühl und südlich über Bichwil. Weiter westlich trifft man zwei kleine, deutliche risseiszeitliche Wälle bei Hori in 700 m Höhe, SW über Oberuzwil. — W von Kirchberg wurde zu jener Zeit, als Rheingletscher und Thurgletscher sich stauten, Bündner Kristallin bis in 745 m Höhe emporgetragen; Kalkblöcke des Rheingletschers gehen

bis auf 765 m (20, 540). Im Gegensatz zu A. FREY (14, Karte) werden hier die Wälle Unter-Bazenheid-Wolfikon dem risseiszeitlichen Rheingletscher zugeschrieben.

III. Lokalgletscher des Molassegebietes.

Die Wälle einiger ganz dem subalpinen Molassegebiete angehörenden Lokalgletscher führen nur Nagelfluh und harten kalkreichen Molassesandstein. Auf der Nordseite der Hochalp liegt unter der karähnlichen Nische ein deutlicher Wall mit grossen Blöcken und gekritzten Geschieben; er kann nur entweder dem Zürichstadium oder dem Schlierenstadium angehören (20, 540). Einen deutlichen Wall hinterliess auch der zwischen Petersalp und Spitzli herabkommende Wall; auch hier dürfte es sich um Zürichstadium oder Schlierenstadium handeln. — Noch etwas tiefer reichte ein würmeiszeitlicher Lokalgletscher, der im Weissbachgebiet zwischen Kronberg und Petersalp über Kleinpalme herabkam. Selbst für die Gegend von Kaubad (südlich über Gontenbad) kommt trotz der geringen Kammhöhe (1340 m) ein kleiner Lokalgletscher in Frage, für den man allerdings risseiszeitliches Alter annehmen müsste.

IV. Der Deckenschotter auf dem Tannenberg.

Die Zusammensetzung der altdiluvialen, prärisseiszeitlichen Schotter und Moränen auf dem Tannenberg ist derart eigentümlich, dass das Gesteinsmaterial bei der heutigen Talbildung und nochmaliger Vereisung unmöglich auf den Tannenberg gelangen könnte, ja schon in der Risseiszeit nicht mehr dahin gelangen konnte (4, 371; 5, 407; 7, 135; 12, 290; 20, 541). Glimmersandsteine von der Fährneren, Molassesandsteine und tertiäre Kalknagelfluh bilden zusammen mit Kreidekalken aus dem Säntis die Hauptmasse der Ablagerung in „Blockfazies“ auf Etschberg; Einzelgerölle aus der bunten Nagelfluh sind hier nicht so häufig wie in den Schottern beim Burgstock. Bündner Kristallin ist ausserordentlich selten und nur im Tannerwald unter P. 904 etwas häufiger, obschon auch hier noch spärlich genug. — Das Vorkommen von Deckenschotter¹⁾ als Geschiebe in der Blockmoräne auf Etschberg nötigte zur Annahme von zwei verschiedenen Eiszeiten für die altglazialen Ablagerungen auf dem Tannenberg

¹⁾ Die Fussnote zur „Schlussbemerkung“ (20, 549) enthält einen bedauerlichen Irrtum. Nachträglich fand ich auf Etschberg doch noch verschleppten Deckenschotter, und zwar in allen drei Gruben. Die Blöcke sind ziemlich selten und von geringen Dimensionen; dagegen sind kleine Deckenschotter-Bruchstücke mit anhaftendem Kitt häufig. Wer mit BAYER (21, 411–413, 417) die beiden ersten Eiszeiten (Günz und Mindel) in eine einzige Eiszeit zusammenziehen will, muss für das Vorkommen des verschleppten Deckenschotters eine befriedigende Erklärung beibringen.

(4, 371—375; 7, 135—144). GUTZWILLER wies das hochgelegene Erratikum mit den Deckenschotter-Einschlüssen auf Etschberg der vorletzten oder grossen Eiszeit zu (Riss); zu jener Zeit unterschied er allerdings noch nicht älteren und jüngeren Deckenschotter. Aber die Zuweisung zur vorletzten Eiszeit geht überhaupt nicht an; denn die Rissvereisung musste ein ganz anderes, an Bündner Kristallin viel reicheres Erratikum nach dem Tannenbergr bringen. Die Gesteine der Fähneren wurden zur Risseiszeit durch die Transfluenz über Eggerstanden ganz nach dem Sittergebiet, zur Zeit des höchsten Eisstandes sogar in das Tal von Gonten abgedrängt und konnten unmöglich nach Etschberg gelangen. — Die vor 30 Jahren gemeinsam mit CH. FALKNER aufgenommene Karte der Umgebung von St. Gallen bezeichnet die Blockfazies auf Etschberg als Ablagerung aus einer mittleren Eiszeit (7, Karte, und Text 135—144), um beiden Möglichkeiten (Mindel oder Riss?) gerecht zu werden. Die Risseiszeit fand ein Talsystem vor, das sich dem heutigen schon sehr stark näherte; die alten Moränen und Schotter des Tannenberges verlangen ein höheres Talniveau und einen wesentlich verschiedenen Verlauf der Wasserscheiden. In Würdigung dieser Argumente muss Etschberg der Mindeleiszeit zugewiesen werden, Burgstock und Grimm der Günzeiszeit; Tannerwald bleibt fraglich. Der Tannenbergr wird in der Frage der Interglazialzeiten vielleicht noch eine wichtige Rolle spielen.

Schon zur Deckenschotterzeit muss ein vom Rheingletscher getrennter und doch mit ihm durch schwache Transfluenzarme verbundener Sittergletscher existiert haben (20, 542). Der Schotter über dem Tannerwald kann nur vom Südrand des hier ungefähr 900 m hoch stehenden Rheingletschers stammen. Reichte aber ein bis in die Bodenseeegend vorgedrungener Rheingletscher nur bis in diese Höhe, so musste er schon damals in einer recht tiefen und weiten Talung liegen (20, 543). Es drängt sich geradezu die Frage auf, ob die alten Schotter des Tannenberges nicht irgendwie in Beziehung stehen mit dem schweizerischen Rinnen- und Hochterrassenschotter, der nicht dem risseiszeitlichen PENCK'schen Hochterrassenschotter gleichzustellen ist.

In neuester Zeit ist von H. WEGELIN und E. GUBLER auf der Heid zwischen Braunau und Wuppenau in 745—775 m Höhe Deckenschotter gefunden worden, dessen Geröllbestand ebenfalls für Herkunft vom Südrand des Rheingletschers spricht (18, 109). Verglichen mit dem Tannenbergr, sind die Höhenverhältnisse derart, dass man sich die seenbildende Rücksenkung entweder als überhaupt nur schwach oder aber als schon abgeschlossen denken müsste; in letzterem Falle wäre die Rücksenkung älter, als die Deckenschotterbildung. Durch die Entdeckung der Heidschotter wird nun auch das Alter des Schotters von Hohlenstein bei Bischofszell wieder fraglich.

Je mehr man sich mit dem Tannenberg, Bischofsberg und Hohlenstein beschäftigt, desto unklarer wird das gegenseitige Verhältnis (20, 544). — Die Behauptung, dass Sitter- und Thurgletscher, die in der Risseiszeit bei Haggen-Kubel und bei Bazenheid am Rheingletscher sich stauten, in der Deckenschotterzeit weiter nördlich vordrangen, mit Stauung am Rheingletscher beim Tannenberg und bei Nollen-Heid, bedarf selbstverständlich der Nachprüfung (20, 544).

Die Deckenschotter sind ehrwürdige Zeugen einer fernen Vergangenheit. Aber ob sie, wie man nach PENCK annehmen müsste, die ganze Tal- und Seebildung überdauern konnten? Die Bildung des ganzen Bodenseebeckens sollte jünger sein, als die Ablagerung des Deckenschotters? Auch andere Fragen harren noch der Lösung. Welcher Phase der Talbildung gehört überhaupt das ganze mächtige Tannenbergplateau an, das heute nur zum kleineren Teil von Ablagerungen der 1. und 2. Eiszeit bedeckt ist? Man kann wohl an den präglazialen Talboden denken, bleibt aber im Ungewissen, ob der grössere Teil, der heute von Andwiler- und Niederwilermoos mit ihrer vorwiegend wärmeiszeitlichen Unterlage und Umrandung eingenommen wird, einst von der älteren Deckenschotterplatte überlagert war.

V. Flussverlegungen durch Vergletscherung.

Die Gletscher zwangen durch Abdämmung erodierende fliessende Gewässer an Orte und in Höhenlagen, die ohne Vergletscherung undenkbar wären und bewirkten vorübergehende oder bleibende Ablenkung der Bäche und Flüsse. Das Zersägen von seitlichen Bergspornen mit Isolierung von auffälligen Felsköpfen oder auch mit Herausmodellierung langgestreckter Rücken war die Folgewirkung und mancher „Bühl“ oder „Büchel“ wird dadurch verständlich, so der markige Spitzbühl bei Zürchersmühle. In manchen Fällen kehrte der Bach nach dem Schwinden des Gletschers in die alte Richtung zurück; der Kronbach (Weissbach der Karte) behielt jedoch die neue Richtung bei und fliesst heute in sonderbar gerichteter Schlucht nach der Urnäsch. Derartige Beispiele lassen sich überall da finden, wo aus eisfreiem Seitentälchen ein Bach auf den noch im Haupttale liegenden Gletscher stiess (20, 545). Von etwas grösserem Ausmass waren die Wirkungen ähnlicher Vorgänge bei Sitter, Urnäsch, Glatt und Weissenbach; die Ähnlichkeit der beiden Flusspaare Sitter-Urnäsch und Glatt-Weissenbach tritt schon auf der topographischen Karte hervor. Die toten Tälchen in der Gegend von Flawil wurden durch Gewässer geschaffen, die teils von den Schmelzwassern des Rheingletschers, teils von den Bächen des eisfrei gewordenen Berganges genährt wurden.

Wo frühere Flussrinnen durch Moränen oder Schotter eingedeckt wurden, fand der Fluss nach dem Gletscherrückzug nicht immer sein

altes Bett. Epigenetische Talstücke mit isolierten Felspartien sind nicht selten, doch handelt es sich meist um kleinere Beispiele in Gebieten, die von der Würmvereisung nicht mehr erreicht wurden. Von ansehnlichen Dimensionen ist das epigenetische Talstück des Rotbaches zwischen Haltestelle Rose und Rotbrücke unweit Teufen (20, 547). Die epigenetische Strecke durchschneidet gerade die grosse nördliche Lagerungsstörung der Molasse und es tritt hier der seltene Fall ein, dass man von bequemem breitem Wege aus gute Entblössungen im Kern der 1. Antiklinale beobachten kann.

Schlussbemerkung.

Die Zuweisung so vieler bisher für würmeiszeitlich gehaltener Ablagerungen zur Risseiszeit wird auf starken Widerspruch stossen. In der Tat lassen sich gegen die hier vertretene Auffassung schwere Bedenken auführen. Wohl ist der Erhaltungszustand der Moränen und Schotter an sehr vielen Stellen derart, dass die Annahme eines etwas höheren Alters (Riss) gerechtfertigt erscheint. Aber es gibt eine nicht geringe Zahl von Aufschlüssen, bei welchen man von tiefreichender Verwitterung nicht reden kann (20, 548). Allerdings sind Verwitterungsgrad und mehr oder weniger ausgeprägte Form nicht in allen Fällen wegleitend für das Alter. Dennoch bleibt das geäusserte Bedenken bestehen.

Ein weiterer Einwand betrifft die Schneegrenze. Wäre die von PENCK (5, 427) und BLUMER (8, 617) behauptete würmeiszeitliche Schneegrenze von 1000 m massgebend, so wäre weitere Diskussion überflüssig. Aber es gibt im Appenzellerlande 1100 m hoch gelegene hocheiszeitliche Moränenwälle, die eine Schneegrenze von 1000 m von vornherein ausschliessen und es handelt sich nur noch um die Frage, ob für die Umgebung des Säntisgebirges die würmeiszeitliche Depression der Schneegrenze allgemein auf 1200 m veranschlagt werden darf. War die Depression merklich grösser, so müssten viele der hier als risseiszeitlich betrachteten Ablagerungen doch wieder der Würmvereisung zugewiesen werden.

Endlich kann man sich fragen, ob die BECK'sche Methode auch für Täler mit sehr geringem Gefälle (z. B. das Toggenburg) angewendet werden darf. Es ist für das Verhältnis zwischen Nährgebiet und Abschmelzgebiet nicht gleichgültig, ob das Gletscherende relativ hoch liegt (z. B. beim Unteraargletscher) oder ob der Gletscher sehr tief hinabreicht (Grindelwaldgletscher). Das ist im Grunde die Frage nach der Einbeziehung der dritten Dimension bei Berechnungen der mittleren Höhe (Schneegrenze). P. BECK kommt in seiner Arbeit (17, 20/21) selbst auf den Einfluss des schwächeren Gefälles zu sprechen und führt verschiedene Gründe dafür an, dass die Natur selbst hier kompensierend eingreife.

Geteilt sind die Meinungen über die Beweise für eine Interglazialzeit Riss-Würm, wie auch über die Zahl der Eiszeiten und Interglazialzeiten überhaupt. E. BÄCHLER hat in seiner inhaltreichen Übersicht der Eiszeitprobleme diese Fragen eingehend erörtert und dem von J. BAYER aufgestellten System besondere Aufmerksamkeit geschenkt (21, 409—430). BAYER zieht die beiden ersten Eiszeiten von PENCK (Günz und Mindel) in eine einzige Alteiszeit zusammen; Riss und Würm vereinigt er zu einer einzigen Jungeiszeit, der die einzige grosse Zwischeneiszeit vorausgegangen ist. Das erscheint sehr einfach und ist bestechend, begegnet aber noch verschiedenen Einwänden und Bedenken.

Der verschleppten Deckenschotterblöcke auf dem Tannenberg wurde schon gedacht. Die Blockfazies auf Etschberg ist jünger als die übrigen Aufschlüsse (Burgstock, Grimm, Tannerwald) und müsste der Mindelzeit zugeschrieben werden. Behilft man sich damit, die Zwischeneiszeit Günz-Mindel nur als Interstadialzeit zu betrachten, so muss man bezweifeln, dass die Günzschotter in so kurzem Zeitraum zur Transportfähigkeit verfestigt werden konnten. Vorläufig muss man die altdiluvialen Ablagerungen auf dem Tannenberg zwei selbständigen Eiszeiten zuweisen, im Gegensatz zu einer früheren, durch einen Irrtum bedingten Äusserung (20, 549).

Ein ähnliches Problem ist die Frage nach der Interglazialzeit Riss-Würm. Die Schieferkohlen von Mörschwil sind umstritten (21, 423). Doch gibt es an der Sitter eine Stelle, die sehr für eine wirkliche Zwischeneiszeit mit erneuter Talvertiefung spricht. Es handelt sich um die merkwürdig tiefgreifenden, in zwei Kiesgruben aufgeschlossenen Schotter von Au und Blindenau beim List unweit Haslen. Zwei in den letzten Jahren hier gefundene Oberschenkelknochen von *Elephas primigenius* (Mammut) bezeugen das würmeiszeitliche Alter. Die Schotter entstammen dem Würm-Maximum des Sittergletschers, der nicht weit hinter dem List einen in Abschnitt I schon erwähnten kleinen deutlichen Wall (bei Hüslers) hinterlassen hat. Der riss-eiszeitliche Talboden¹⁾ lag in dieser Gegend in ca. 725 m Höhe; die Schotter aber reichen bis auf 705—710 m hinab. Es muss also eine Vertiefung um ca. 20 m erfolgt sein. Bei dem sehr mässigen Gefälle der Sitter zwischen Appenzell und Bruggen muss dieser Betrag als ansehnlich bezeichnet werden; er scheint für eine wirkliche Interglazialzeit Riss-Würm zu sprechen. Die Stelle Au-Blindenau beim List sei der Aufmerksamkeit der Diluvialforscher empfohlen (20, 521 und 535).

¹⁾ Sitter, Urnäsch, Necker und Thur werden beidseitig von Terrassen begleitet, die je nach dem Flussgebiet und der Flussstrecke wenige Meter bis 100 m über dem heutigen Flussbett liegen und mit grosser Wahrscheinlichkeit als Reste des riss-eiszeitlichen Talbodens betrachtet werden können.

Da es sich zum Teil um Probleme handelt, so mögen hier an Stelle einer Zusammenfassung folgende Fragen der Diskussion unterbreitet werden:

1. Darf für die vom Säntis ausgehenden Gletscher die Depression der würmeiszeitlichen Schneegrenze zu 1200 m angenommen werden?
2. Darf die BECK'sche Schneegrenzen-Methode auch auf Täler mit sehr geringem Gefälle angewendet werden?
3. Wenn beide Fragen zu bejahen sind, so konnte der würmeiszeitliche Thurgletscher nicht über Wattwil, der Urnäschgletscher nicht über Urnäsch und der Sittergletscher nicht über List (zwischen Appenzell und Haslen) vorstossen.
4. Die Moränenwälle Bild (Winkeln)-Gossau-Flawil-Wil usw. sind Schlierenstadium, nicht Zürichstadium.
5. Ist es denkbar, dass auf der Strecke St. Gallen-Wil der Unterschied zwischen Schlierenstadium und Würm-Maximum nach Höhe und Breite nur gering ist?
6. Sind auch anderwärts über oder ausser dem Würm-Maximum mehrere Rückzugsphasen der Rissvergletscherung erkennbar?
7. Lässt sich die Annahme rechtfertigen, dass der Rheingletscher nördlich vom Tannenbergr zur Zeit der Deckenschotterbildung schon in einer tiefen Talung lag?
8. Ist eine genetische Beziehung zwischen dem schweizerischen Rinnen- und Hochterrassenschotter und dem Deckenschotter denkbar?

Literatur.

1. GUTZWILLER, A.: Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit. Bericht der St. Gall. Naturw. Ges. 1871/72. Mit Karte 1:100,000.
2. GUTZWILLER, A.: 14. u. 19. Lieferung der Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Molasse und jüngere Ablagerungen. 1877 u. 1883. Hiezu Bl. IX u. IV, 1:100,000 des eidgen. Atlas.
3. FRÜH, J.: Die Drumlins-Landschaft mit spezieller Berücksichtigung des alpinen Vorlandes. Ber. der St. Gall. Naturw. Ges. 1894/95.
4. GUTZWILLER, A.: Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und Bischofszell. Eclogae VI, Nr. 4, 1900.
5. PENCK, A. u. BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 1901—1909.
6. REHSTEINER, C.: Unsere erratischen Blöcke. Ber. d. St. Gall. Naturw. Ges. 1900/1901.
7. FALKNER, CH. u. LUDWIG, A.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von St. Gallen. Mit Karte 1:25,000. Jahrbuch der St. Gall. Naturw. Ges. 1902 u. 1903.
8. HEIM, ALB. u. Mitarbeiter: Das Säntisgebirge. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 46. Lieferung, 1905.
9. FALKNER, CH.: Die südlichen Rheingletscherzungen bis Aadorf. Mit Karte 1:100,000. Jahrbuch der St. Gall. Naturw. Ges. 1910.
10. FREY, R.: Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 71. Lief., 1912 u. 1913.

11. SCHMIDLE, W.: Die diluviale Geologie der Bodenseegegend. Braunschweig, Westermann 1914.
12. HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz, Bd. I, 1916.
13. HUG, J.: Die letzte Eiszeit der Umgebung von Zürich. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich, 62. Jahrgang, 1917.
14. FREY, A. P.: Die Vergletscherung des obern Thurgebietes. Jahrbuch der St. Gall. Naturw. Ges. 1917. Mit Karte 1:100,000.
15. TAPPOLET, W.: Beiträge zur Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. Jahrbuch der St. Gall. Naturw. Ges. 1922.
16. KESSELI, E.: Die Jungmoränenstadien in den Quertälern der st. gallisch-appenzellischen Molasse. Jahrbuch der St. Gall. Naturw. Ges. 1926, 62. Bd.
17. BECK, P.: Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitteilungen der Naturw. Ges. Thun, 1926.
18. WEGELIN, H. u. GUBLER, E.: Deckenschotter auf der Heid. Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft, Frauenfeld 1928.
19. WEBER, A.: Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. Winterthur 1930.
20. LUDWIG, A.: Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee. Jahrbuch 1930 der St. Gall. Naturw. Gesellsch. St. Gallen 1930.
21. BÄCHLER, E.: Die Eiszeit in den Alpen in ihren Beziehungen zur Urgeschichte des Menschen. Jahrbuch 1930 der St. Gall. Naturw. Ges. St. Gallen 1930.

Manuskript eingegangen am 15. Dezember 1930.
