

Die würmeiszeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (Kt. St. Gallen)

Von

RENÉ HANTKE

Problemstellung

Das obere Toggenburg war seit den ersten geologischen Aufzeichnungen ARN. ESCHERS (1848) wiederholt auch Gegenstand quartärgeologischer Untersuchungen. Es ist daher nicht verwunderlich, dass aus diesem Raum bereits eine Fülle von Beobachtungen vorliegt. Doch konnten sie bisher noch nicht zu einem widerspruchsfreien Gedankengebäude zusammengefügt werden, worauf neulich auch TH. KEMPF (1966: 20) hinwies.

Da schon über die Höhe der Eisstände von den einzelnen Autoren recht unterschiedliche Werte mitgeteilt worden sind, galt es zunächst zu überprüfen, ob diese allenfalls verschiedene Eisrandlagen bekunden, die möglicherweise gar mehreren Eiszeiten zuzuordnen wären, oder ob nur verschiedene, mehr oder weniger gut begründete Meinungen vorliegen.

Der ins Toggenburg eingedrungene Rheingletscher

In der Würm-Eiszeit sandte der Rheingletscher, der während des Maximalstandes die Bodenseesenke bis zur Donau-Wasserscheide erfüllte und rheinabwärts über Schaffhausen bis Rüdlingen reichte, auch einen Eisarm über den 1028 m hohen Sattel von Wildhaus ins obere Toggenburg. Doch schon A. GUTZWILLER (1873: 118/119) fand im Thurtal jenseits der Passhöhe von Wildhaus sozusagen kein Rhein-Erratikum mehr. Er schloss daraus, dass praktisch kein Rhein-Eis ins Toggenburg übergeflossen wäre, sondern offenbar der Rheingletscher den Thurgletscher am Abfließen gegen das St. Galler Rheintal und der Thurgletscher den Rheingletscher am Überfließen ins Toggenburg hinderte.

Auch ARN. HEIM (in ARN. HEIM und J. OBERHOLZER, 1907*) zeichnete die Grenze zwischen Rhein- und Thur-Erratiker nur wenig westlich der Passhöhe, etwa bei Lisighus. A. P. FREY (1916: 59) war aufgefallen, dass die kristallinen Komponenten in der Grundmoräne unmittelbar bei der Einmündung der Säntisthur ins Thurtal

stark zurücktreten. An dieser Stelle wurde der thurabwärts fließende Rheingletscher durch das von N vorstossende Säntis-Eis gestaut. Andererseits wurde das Rhein-Eis von den mächtigen, aus den Churfürsten-Karen abfließenden Firnmassen wieder mehr auf die nördliche Talseite gedrängt. ARN. HEIM (1917: 653) traf auf der Churfürsten-Seite die letzten Spuren von Rhein-Erratikern E von Hägis (SSW von Wildhaus) auf 1220 m. Durch den Zustrom aus dem Talkessel des Leistbaches wurde das Rhein-Eis praktisch vollends zurückgestaut und gegen das Chlustobel (N von Starckenbach) abgedrängt¹. Dass die Churfürsten-Nordabdachung während der Würm-Eiszeit stets bedeutende Firnmassen lieferte, bekunden die mächtigen Moränenwälle wenig über der Talsohle (cf. S. 227 und 228). Sie sind als Endmoränen eines jüngeren Vorstosses der Churfürstengletscher aufzufassen, was aus ihrem Erratiker-Inhalt hervorgeht.

Die letzten kristallinen Rheingeschiebe — Amphibolite, Quarzporphyre und Verrucano-Blöcke — konnte A. P. FREY (1916: 59) auf der Churfürsten-Seite am Abhang zwischen Früeweid und Chloostobel (S von Unterwasser) sowie bei Starckenbach feststellen. W. TAPPOLET (1922: 17) beobachtete solche ausser im Chlusbachtobel noch am Thur-Durchbruch von Starckenbach/Stein, und A. P. FREY (1916: 59) erwähnte noch einen faustgrossen Gneis oberhalb von Krummenau.

Die höchsten Ablagerungen des Rheingletschers im oberen Toggenburg

Über die Eishöhe im Transfluenzbereich von Wildhaus gibt bereits die randliche Schmelzwasserrinne Rossboden-Äpliloch, die am NE-Abhang des Gamserrugg in einer Höhe von 1465 m einsetzt, einen ersten Hinweis. Daneben vermitteln vor allem die höchsten Rhein-Erratiker ein einigermaßen verlässliches Bild über die Eishöhe. ARN. HEIM (in ARN. HEIM und J. OBERHOLZER, 1917*) fand etwas weiter SE, auf Alp Bützen am NE-Grat des Margelchopf, kristalline Rhein-Erratiker in 1450 m Höhe; eine Moränendecke gibt er dort bis 1470 m an.

N von Wildhaus entdeckte schon A. P. FREY (1916: 60) kristalline Rheingeschiebe bei den Haghütten auf 1340 m. W. TAPPOLET (1922: 51) konnte solche — neben einigen grösseren Erratikern — bis zur Alp Gamplüt feststellen. Diejenigen bei der Alpmauer am Laubbach auf 1260—1270 m bezeugen, dass Rhein-Eis sogar über den 1350 m hohen Sattel zwischen Wildhuser Schafberg und Stein ins Tal der Säntisthur vordrang, was auch durch die bis 3 m³ grossen Kristallin- und Nummulitenkalk-Erratiker dokumentiert wird, die W. TAPPOLET (1922: 53) in einem Moränenanriss am Alpweg Altstofel-Gitziberg-Trosen (2 km ENE des Gräppelensees) auf 1270 m beobachten konnte. Ferner liegen solche auf der Alp Oberlauri, bei den Türlißbodenhütten, gegen die Chrinn und S des Gräppelensees.

¹ Die schon von ARN. HEIM (1905: 512) auf Langenegg SW von Starckenbach festgestellten Kieselkalk-Erratiker wurden kaum vom Wildhuser Schafberg durch den Thurgletscher dorthin verfrachtet; sie sind entweder in der NE-Abdachung der Sichelchamm-Alviergruppe zu beheimaten, wobei sie — etwa aus dem Kessel der Voralp — durch den Rheingletscher dorthin transportiert worden wären, oder sie stammen — wie die Kristallinblöcke S von Stigenrain SW von Stein — aus dem «Wildflysch». Ihr Transport wäre dann durch den Leistgletscher erfolgt.

Die Eiszuflüsse aus dem Säntisgebirge

Durch das südlichste Synklinaltal des Säntisgebirges floss zwischen Gulmen-Gätterifirst und Wildhuser Schafberg-Altman-Chreialpfirst der Teselgletscher ab. Auf Alp Fros, N von Wildhaus, wurde er durch den ins Tal der Säntisthur einbrechenden Rheingletscherlappen gestaut. Der Teselgletscher konnte sich daher nur um das SW-Ende des Gulmen herum — analog der heutigen Entwässerung der Simmi — gegen das St. Galler Rheintal gewandt haben. W. TAPPOLET (1922: 18) dachte noch an einen Abfluss ins Toggenburg, was jedoch einer Kreuzung der Abflusswege gleichkäme. Ein Moränenwall SW der Alp Tesel bekundet N von Wildhaus eine Mindest-Eishöhe von 1450 m. Derjenige auf der Alp Fros, der gegen die Schafbergwand in einen steilen, noch aktiven Schuttkegel übergeht, dürfte als Mittelmoräne zwischen den beiden, durch wechselseitige Stauwirkung praktisch stationären Eisplatten — zwischen dem Teselgletscher und dem eingedrungenen Rheingletscherlappen — angelegt worden sein. Während des spätglazialen Vorstosses — der den Säntisthurgletscher nochmals bis in den Chüeboden N von Unterwasser vorrücken liess (S. 226) — wurde diese Moräne zum scharfen Wall geformt.

Im Alpliboden erfuhr das dort früher angekommene Säntis-Eis vom eindringenden Rheingletscher einen kräftigen Rückstau; zugleich wurde — durch die Vereinigung der beiden Eisströme — die Erosionsleistung erhöht. Wahrscheinlich trennte damals der von Moräne überkleisterte Felsrücken des Burstels das Rhein-Eis vom Säntis-Eis.

Nach W. TAPPOLET (1922: 56) konnte die Ablagerung der Rhein-Erratiker im südlichen Säntisgebirge nur bei einem relativ hohen Stand des Rheingletschers und einem niedrigen Stand des Säntisgletschers, «Riss- evtl. noch Würm-Maximal-Eiszeit», erfolgt sein. Der über Gamplüt übergeflossene Rheingletscherlappen hätte sich über Alpliboden-Laui ungehindert ins Gräppelental ausgedehnt, während das vom Rotsteinpass und aus den westlichen Karen des Säntis stammende Eis auf der Höhe von Langenbüel-Flis gestaut worden wäre.

Auf der Neuenalp N von Starkenbach reichen die dort erstmals von W. RUTISHAUSER festgestellten Rhein-Erratiker bis Oberstofel. W. TAPPOLET (1922: 51) fand beim Rietegg auf 1410 m einen Nummulitenkalkblock, der aus der Gegend von Wildhaus stammen muss. Der prachtvoll ausgebildete Wall, der von P. 1418 quer über das Tal verläuft, stellt damit eine Endmoräne dar, die das 130 m tiefe Zungenbecken von Hinter-Gräppeln gegen W abschliesst. Der aus brekziösem Seewerkalk aufgebaute Gupf wurde dabei rundhöckerartig überschliffen. Der Kamm vom Fogboden N von Hinter-Gräppeln dürfte als Eisscheide zwischen dem ins Gräppelental eingedrungenen Thur/Rheingletscher und dem von Hinter-Winden und Hinterhorn abgeflossenen Kargletscher gewirkt haben. Die Schmelzwässer flossen von der Endmoräne des Rietegg durch das Chlusbachtal ab. Aus dem Kar Wanneli-Gmeinenwis-Neuenalpspitz stiess ein steiler Hänggletscher talwärts. Wenig oberhalb Neuenalp-Unterstofel zeichnet sich bereits wieder, durch Moränenreste und Erratiker dokumentiert, der vom Leistgletscher ins Chlusbachtal abgedrängte Thur/Rheingletscher ab.

Wie ARN. HEIM (1905: 516/17), so betrachtete auch W. TAPPOLET (1922: 13) den Moränenwall des Rietegg als Endmoräne eines Rotsteingletschers, der noch im

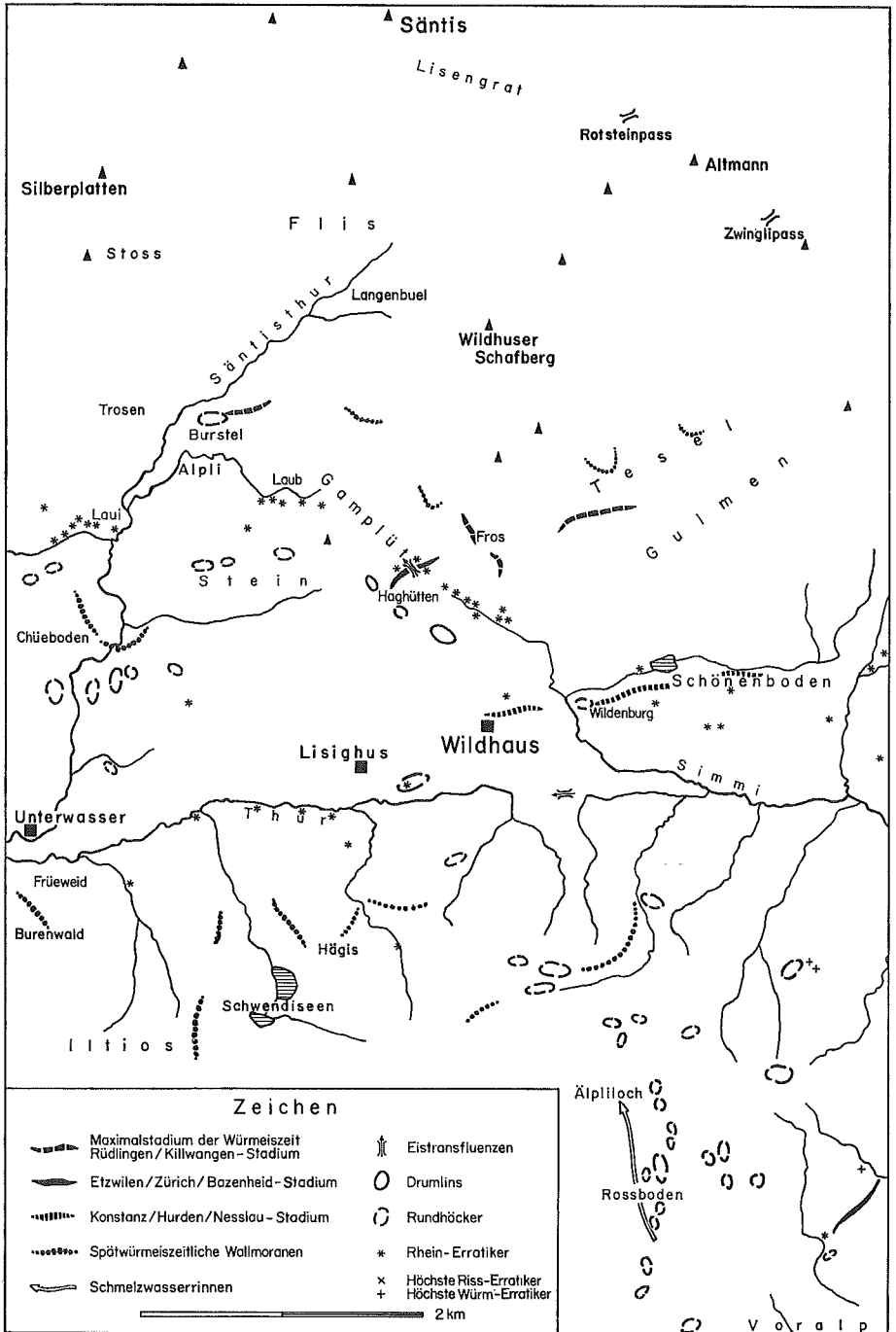


Abb. 1. Quartärgeologische Kartenskizze der Umgebung von Wildhaus, ca. 1 : 50000.

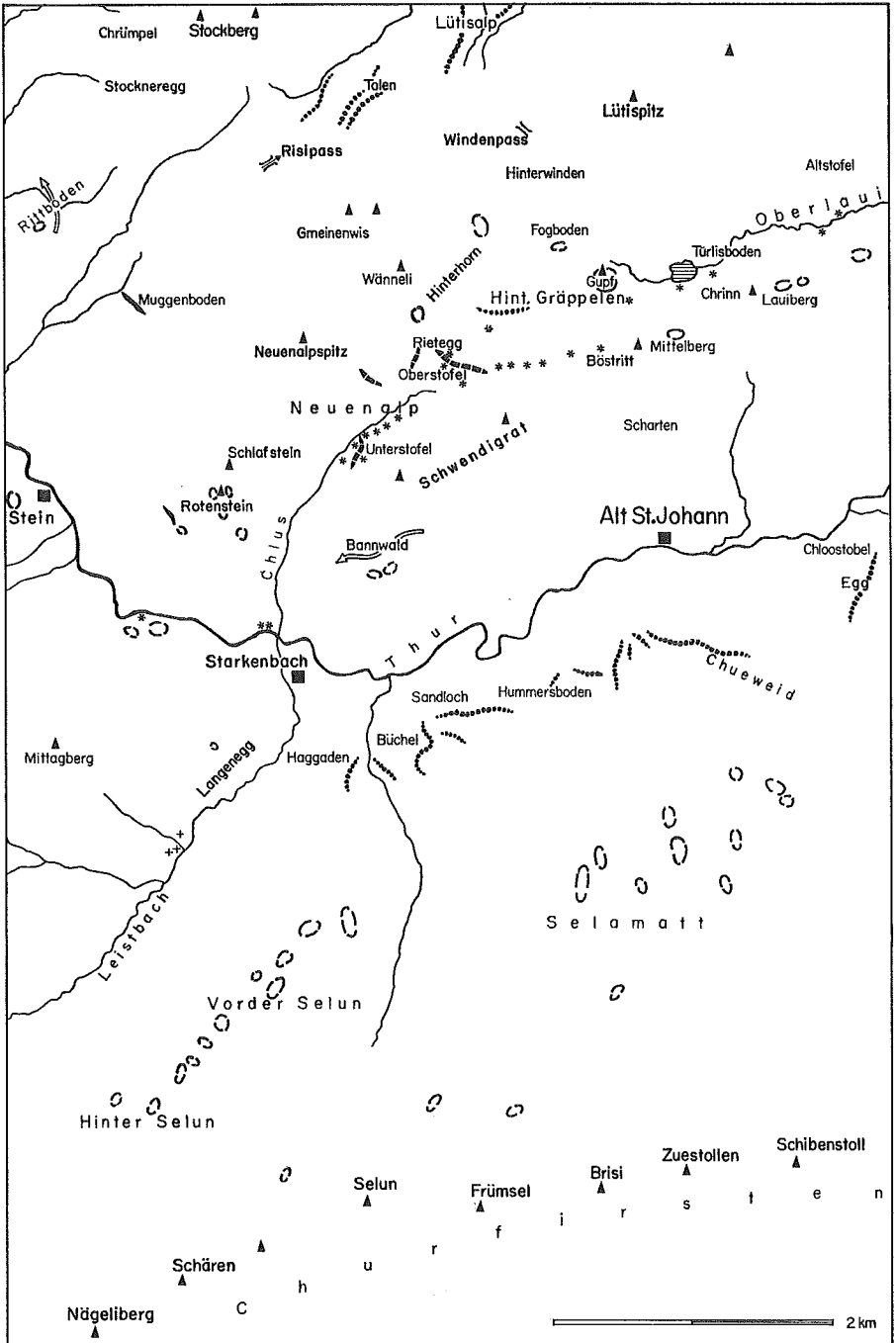


Abb. 2. Quartärgeologische Kartenskizze des oberen Toggenburg zwischen Stein und Unterwasser, ca. 1 : 50000. Legende siehe Abb. 1.

«Bühlstadium» durch das Gräppelental vorgestossen wäre. Die extreme Süd-Exposition des Kars von Gmeinenwis–Windenpass–Lütispitz–Wänneli mit einer mittleren Höhe der Umrandung von knapp 1750 m sowie die kräftige Gegensteigung für einen Arm des «Rotsteingletschers» — vom Lauiboden bis zu Rietegg gegen 350 m — sprechen für eine bedeutend grössere Vereisung und damit für ein höheres Alter der Endmoräne, was auch von H. LÜTHY (1938: 158) angenommen wurde und in den Solifluktionformen eine Bestätigung findet. Da die Moräne nicht im Talweg liegt und für den Kargletscher von Hinterhorn, der in einem späteren Rückzugsstadium durch den Böstritt nochmals bis Scharten vorsties (W. TAPPOLET, 1922: 13), vielmehr als Seitenmoräne zu deuten ist, dürfte sie am ehesten während des Maximalstandes der Würm-Eiszeit geschüttet worden sein.

Die würmeiszeitliche Eishöhe im oberen Toggenburg

Nach A. GUTZWILLER (1877: 111) wäre das Eis des Rheingletschers in einer Mächtigkeit von 300 m über den Sattel von Wildhaus ins Toggenburg übergeflossen. W. TAPPOLET (1922: 56) nahm eine Eishöhe von 1500–1600 m an. Aus H. JÄCKLIS (1963*) Isohypsen-Darstellung der Gletscheroberfläche zur Zeit des Würm-Maximums lässt sich im Bereich von Wildhaus gar eine solche von 1750 m herauslesen. Werden jedoch all die zum Teil längst bekannten Tatsachen mitberücksichtigt, so ergibt sich für den Sattel von Wildhaus im Würm-Maximum eine Höhe der Eisoberfläche von 1460–1480 m und damit eine Eismächtigkeit von 450 m. Dies stimmt recht gut mit der bereits von A. PENCK (1909: 427/28) mitgeteilten Beobachtung überein, wonach im Rheintal die höchsten Rhein-Erratiker am nördlichen Ausläufer der Dreischwestern auf 1500 m liegen.

Die höchsten Gletscherspuren am Stockberg und im Luterental

Thurabwärts zeichnet sich an der NW-Seite des Stockberges — durch Moränenreste, Erratiker und einen überschliffenen Molasserücken dokumentiert — auf Alp Friessen in 1260–1280 m das Zusammentreffen des Thur/Rheingletschers mit einem aus dem Luterental abfliessenden Eisstrom ab, während aus dem Kar in der N-Flanke des Stockberges noch ein lokaler Firnzuffluss mündete. Damit dürfte die Bemerkung A. GUTZWILLERS (1873: 146), wonach der «Thurgletscher bei Nesslau mindestens eine Höhe von 1300 m erreichte», für das Würm-Maximum durchaus zutreffen.

Die Verflachung auf Alp Stockberg (1522 m), die Schultern auf der Stockberg-W-Seite — das Stockneregg am SW-Grat (1480 m) und das gegen W vorspringende Egg des Chrümpel (P. 1467.2) — dürften allenfalls die Eishöhe zur Riss-Eiszeit bekunden. Dies würde bedeuten, dass der Grat von der Südabdachung des Stockberges über P. 1506.1 zum Risipass als Eisscheide zwischen dem Thur/Rheingletscher und dem Firnkessel von Tolen–Lütisalp zu interpretieren wäre — worauf die bereits von ARN. ESCHER (1878: 223) beobachteten Kalkblöcke hindeuten — und dass damals sogar etwas Eis aus dem Thurtal über den 1459 m hohen Risipass ins Einzugsgebiet des Luterengletschers übergeflossen wäre.

Im Luterental zeichnet sich der würmeiszeitliche Höchststand auch in den bereits von A. GUTZWILLER (1873: 111) auf Alp Hinterfallen und Alp Horn beobachteten Kieselkalk-Erratikern ab. Die Blöcke auf der Seite gegen das Neckertal bekunden sogar, dass Eis über diese Passlücken geflossen sein muss.

Die würmeiszeitliche Eisoberfläche zwischen Nesslau und Wattwil

Zwischen Nesslau und Ebnat-Kappel zeichneten schon A. GUTZWILLER (1873*) und A. P. FREY (1916*) auf beiden Talseiten Kalk-Erratiker bis auf 1150 m hinauf. Durch kleine Firnzuschüsse konnten diese im Würm-Maximum — die klimatische Schneegrenze dürfte damals im Toggenburg etwa in 1150 m gelegen haben² — nur an wenigen Stellen, etwa an Gräten, an den Gletscherrand gelangen. Sie dokumentieren daher schon ohne jedes nachträgliche Talwärtsgleiten meist einen etwas tieferen Eisstand.

Dagegen vermögen besonders die höchsten Wallreste und sumpfigen Verflachungen, die durch solifluidal hinterfüllte Seitenmoränen oder durch Eisstau entstanden, verlässliche Anhaltspunkte für die Eisrandlage im Würm-Maximum zu liefern. Solche stellen sich SSW von Krummenau bis auf 1170 m hinauf ein. Auf der NNE-Seite des Regelsteins finden sich die höchsten würmeiszeitlichen Zeugen auf Hüttenbüel zwischen 1125 m und 1100 m. Dagegen bekunden die bereits von ARN. ESCHER (1867: 1245) als Erratiker erkannten Schrattekalk-Blöcke auf dem Regelstein in 1285 m Höhe einen risseiszeitlichen Gletscherstand.

Der gegenseitige Eisstau auf dem Rickenpass

Wie schon aus den Darlegungen A. GUTZWILLERS (1873: 123) hervorgeht, stand am Ricken zwischen Passhöhe und Hummelwald der Thur/Rheingletscher gegen einen Lappen des Linth/Rheingletschers. Da die beiden Systeme durch die Diffluenz von Sargans miteinander zusammenhingen, ist es verständlich, dass sich auf dem Ricken Spiegelgleichheit einstellen musste, um so mehr, als die Distanzen Sargans-Walensee-Ricken (49 km) und Sargans-Buchs-Wildhaus-Ricken (51 km) praktisch gleich sind. Auch A. FREY (1916: 68) konnte das Auftreten von Verrucano-Blöcken, den Leitgesteinen des Linth/Rheingletschers, N des Ricken nur bis zur Wasserscheide zwischen Laadbach und Hagtobelbach, 2 km NE der Passhöhe, feststellen. SE des Tweralpispitz reichen sie — wie schon A. GUTZWILLER (1873: 146) festhielt — bis auf 1100 m hinauf. H. BOESCH (in H. ANDRESEN, 1964: 44, Fussnote) soll noch im östlichen Hörnli-Bergland Sernifit-Erratiker gesehen haben; H. ANDRESEN konnte jedoch diese Beobachtung nicht bestätigen. Dagegen erwähnt er einen Spilit aus dem Schlyffitobel E von Fischingen; doch könnte dieser auch aus dem St. Galler Oberland stammen und über Wildhaus oder gar durchs Rheintal und über St. Gallen dorthin verfrachtet worden sein. Ebenso könnten die beiden, von H. ANDRESEN (1964: 43/44) als Linth-Leitgesteine betrachtete Erratiker — ein Amphi-

² E. BLUMER in ALB. HEIM (1905: 618) schätzte die Schneegrenze im Würm-Maximum auf etwa 1000 m, was eindeutig etwas zu tief ist. A. LUDWIG (1930: 515/517) errechnete für das Einzugsgebiet des Thurgletschers bis Bazenheid 104,6 km² über 1200 m und 110,8 km² unter 1200 m.

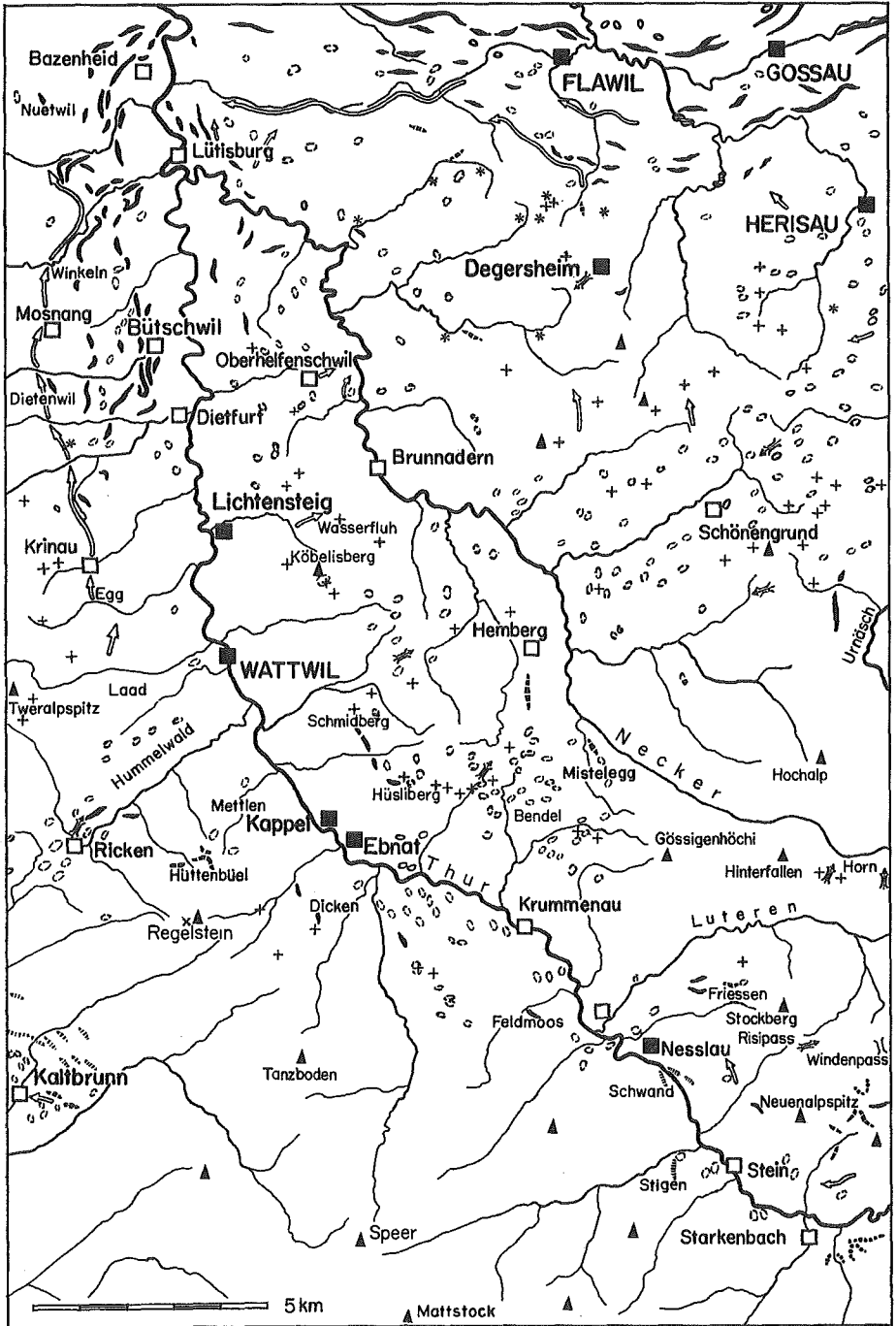


Abb. 3. Quartärgeologische Kartenskizze des Toggenburg zwischen Bazenhaid und Starckenbach, ca. 1 : 150000. Legende siehe Abb. 1. Kleinere Moränenwälle W Flawil-S Gossau: Schlieren-Stadium.

bolit von P. 779 W des Lindenbodens (W von Dietfurt) und ein Taveyannaz-Sandstein im Dietfurtal unterhalb Neugaden — aus dem Einzugsgebiet des Rheingletschers stammen und über Wildhaus an ihren Standort gelangt sein.

Die Eistransfluenzen ins Neckertal

Eine spezielle Studie würde der Transfluenzbereich vom Thuratal ins Neckertal verdienen: die Rundhöckerlandschaft zwischen Gössigenhöchi und Köbelisberg mit ihren von Hochmooren erfüllten Grundmoränensenken, sowie die eisüberschliffenen Sättel der Wasserfluh (843 m) und von Oberhelfenschwil (798 m). Über all diese Transfluenzen — A. LUDWIG (1930*, 1930: 528) stellte sie noch in die Riss-Eiszeit — floss noch im Würm-Maximum Eis ins Neckertal. Die höchsten Erratiker liegen am Bendel in über 1100 m, auf der S-Seite des Köbelisberg in 1040 m, oberhalb Altschwil W von Wattwil in 1050 m und am Chapf W von Krinau in 1035 m. Noch über der Einmündung des Neckers in die Thur muss die Eisoberfläche im Würm-Maximum bis auf mindestens 900 m gereicht haben. Hier, im Konfluenzbereich mit dem über St. Gallen gegen Wil vorgestossenen Bodensee-Rheingletschers, stellte sich wiederum Spiegelgleichheit ein. Einen sicheren Anhaltspunkt über die Eishöhe des Thur/Rheingletschers in diesem Raum bietet die Endmoräne von Chalcharen SW von Gähwil, deren Scheitel in 878 m liegt. Während A. LUDWIG (1930: 529) diesen Eisstand ebenfalls noch der Riss-Eiszeit zuwies, wurde er von H. ANDRESEN (1964: 61/62) als würmeiszeitlich erkannt.

Für den würmeiszeitlichen Thur/Rheingletscher errechnet sich für die 40 km von Wildhaus bis zur Konfluenz im Raum von Lütisburg ein mittleres Gefälle von 14 bis 15 ‰, für den Rheingletscher von Gams bis Lütisburg (rund 70 km) ergibt sich ein solches von 8—9 ‰.

Über die Sättel von Alp Horn und Hinterfallen floss Eis des Luterengletschers ins obere Neckertal. Auf der NE-Abdachung zwischen Pfingstboden und Gössigenhöchi kam es zur Bildung mehrerer Kargletscher. Durch einen auf breiter Front über den Bendel ins Neckertal eindringenden Lappen des Thurgletschers wurden diese Eismassen im oberen Neckertal aufgestaut, wie dies schon A. GUTZWILLER (1873*) dargestellt hat. Weiter talauswärts drangen auch von E her Eiszungen aus dem Einzugsgebiet der Urnäsch über flache Transfluenzsättel ins Neckertal ein. Nur die steilen SW-Hänge der Hochalpi blieben eisfrei.

Zeugen von Eisständen des Bazenheider (= Zürich-) Stadiums

Anhaltspunkte für tiefere Eisstände finden sich im obersten Toggenburg ausser in Blockschwärmen von Rhein-Erratikern in den Moränenresten N von Wildhaus, zwischen Haghütten und Alp Gamplüt. Diese sind wahrscheinlich als Mittelmoräne zwischen dem ins Toggenburg eingedrungenen Rheingletscher einerseits und dem vom Wildhuser Schafberg und vom Alpli gegen Gamplüt vorgestossenen Säntis-Eis andererseits zu deuten. Weiter thurabwärts stellt sich auf der S-Seite des Schwendigrates in knapp 1300 m eine randlich-subglaziale Schmelzwasserrinne mit einigen

Dolinen ein, die bereits H. LÜTHY (1938: 148) aufgefallen ist. Sie dürfte noch während des Bazenheider (= Zürich-) Stadium funktioniert haben. Eine entsprechende Eisrandlage gibt sich am Grat, der vom Neuenalpispitz zum Thur-Durchbruch von Starkenbach/Stein abfällt, zu erkennen, wo SW vom Rotenstein, bei P. 1284, ein kleiner gegen NW verfolgbarer, von Kieselkalk-Blöcken übersäter Wall einsetzt. Dagegen erfolgte die rundhöckerartige Überprägung auf dem 1418 m hohen Rotenstein bereits im Würm-Maximum. Die am Schlafstein bis 1550 m hinaufreichende schwache Eisüberprägung dürfte zur Riss-Eiszeit entstanden sein.

An der S-Seite des Stockberges findet sich auf dem Muggenboden ein wallartiger Moränenrest in 1180 m Höhe. Dem gleichen Stadium dürfte der Rundhöcker und die kleine Schmelzwasserrinne von Rittboden (NE von P. 1147.1) zuzuweisen sein.

Deutliche Wallmoränen des Thur/Rheingletschers mit Kieselkalk-, Schrattenkalk- und Discocyclinensandkalk-Erratikern wurden auf der W-Seite des Stockberges bei Husegg in etwa 1000 m Höhe abgelagert. Auf gleicher Höhe stellt sich dort auch eine seitliche Wallmoräne des Luterengletschers ein. Wo die beiden Ufermoränen sich treffen sollten, wurde zunächst durch randliche Schmelzwässer ein Eisrandsee aufgestaut, der schliesslich durchbrach und auslief, was zu bedeutenden Rutschungen führte.

Auf der linken Talseite zeichnen sich Wallmoränenreste bei Dicken (2 km S von Kappel) in 900 m und bei Mettlen (2 km W von Kappel) in 860 m ab. Sie dürften interneren Eisständen des Bazenheider (= Zürich-) Stadiums angehören. Auf der rechten Talseite stellen sich Wallreste des Bazenheider Stadiums N von Ebnat-Kappel zwischen Hüsliberg — P. 972 — und Schmidberg — ca. 920 m — ein.

NE der Ricken-Passhöhe kam es zur Ausbildung einer Stauterrasse, die später von den Schmelzwässern des Linth/Rheingletscherlappens durchschnitten wurde, so dass diese während den Abschmelzphasen subglazial durch das Thurtal abfliessen konnten.

Weitere Anhaltspunkte über die Eisrandlagen während des Abschmelzens bieten die randglazialen Talrinnen auf der W-Seite des Thurtales. Auf ihre Bedeutung haben bereits A. P. FREY (1916) und H. ANDRESEN (1964) hingewiesen. Die Sammelrinne beginnt an der Egg S von Krinau in 866 m und lässt sich über Krinau-Chrinäuli – Diezenberg – Lindenboden – Dietenwil – Aufeld – Mosnang – Winkeln – Bäbikon – Müselbach – Nuetenwil bis unterhalb Unter-Bazenheid verfolgen. Dabei drangen Lappen des Thurgletschers jeweils durch Seitentäler — Krinauer Tal, Dietfurter Tal, Taabachtal, Dottinger Tal, Bitzital, Gonzenbachtal und Hörachtal — ins randglaziale Entwässerungssystem ein und lieferten zusätzliche Schmelzwässer. Bei dem ins Gonzenbachtal eingedrungenen Lappen erfolgte der Abfluss schon von Anfang an subglazial. Hier floss der randglaziale Schmelzwasserstrom unter das Eis ab, was stark zur schluchtartigen Eintiefung beigetragen hat. Bei den anderen Gletscherlappen vollzog sich der subglaziale Abfluss erst während des Rückzuges.

Das mittlere Gletschergefälle für die 33 km lange Strecke vom Thur-Durchbruch von Starkenbach/Stein — Bannwald und SW vom Rotenstein — bis zu den Endmoränen von Bazenheid betrug rund 20⁰/₀₀.

Gegen den Stirnbereich beginnt das Bazenheider Stadium sich in mehrere Moränenstaffeln aufzuspalten, die namentlich auf der linken Talseite als markante Wall-

stücke in Erscheinung treten. Dies weist, wie beim Rheingletscher um Etwilen–Stein am Rhein und beim Linth/Rheingletscher um Zürich, auf einen etappenweisen Rückzug des Thurgletschers hin.

Die tiefsten Moränen des ins Toggenburg eingedrungenen Rheingletschers

Als tiefste Moränenwälle, die das Eindringen des Rheingletschers ins obere Toggenburg bekunden, sind diejenigen anzusprechen, die sich beim Schönenboden und bei den Kirchen von Wildhaus auf 1100 m einstellen. Diese Wälle, die im Simmi-Durchbruch zwischen der Ruine Wildenburg und den Kirchen unterbrochen sind — offenbar wurde dort noch immer der Teselgletscher aufgenommen —, dürften mit dem Konstanzer Stadium des Rheingletschers zu verbinden sein. Da dieser damals nur noch mit einer Mächtigkeit von 80 m ins Toggenburg eindrang, vermochte der Thur/Rheingletscher nicht ganz bis Nesslau vorzustossen. Sein Ende ist in den Moränen von Schwand, 1,5 km SE von Nesslau, zu suchen. Für die 12 km lange Strecke von Wildhaus bis gegen Nesslau ergibt sich ein mittleres Gefälle von $25^0/00$.³ Damit dürften die zwischen Nesslau und Ebnat-Kappel auftretenden Molasse-Rundhöcker dem Abschnitt zwischen Zürich- (= Stein am Rhein-) und Hurden- (= Konstanzer) Stadium entsprechen, wo auch in anderen Gletschersystemen Drumlins und Rundhöcker auftreten. Wohl am deutlichsten zeichnet sich diese Eisrandlage bei Stigen W von Stein ab. Hier konnte schon ARN. HEIM (in ALB. HEIM, 1905: 512) Kieselkalk- und Schrattekalk-Blöcke mit Grundmoräne feststellen.

Der spätglaziale Gletschervorstoss

Im Spätglazial erfolgte im oberen Toggenburg nochmals ein kurzer, aber deutlicher Klimarückschlag, der die Lokalgletscher kräftig vorstossen liess. Der Säntisgletscher drang bis in den Chüeboden N von Unterwasser vor, wo eine gut entwickelte Endmoräne ein kleines, von Erratikern erfülltes Zungenbecken umschliesst; diejenigen aus den weiter westlich gelegenen Karen stiessen nochmals bis ins Längstal von Gräppelen vor, was besonders in der Wanne von Hinter-Gräppelen durch einen deutlichen Endmoränenwall bekundet wird. Dagegen reichten die Gletscher aus den Churfürsten-Karen fast bis in die Sohle des Thurtales. Im Burenwald und auf der Egg (S von Unterwasser), auf der Chueweid und bei P. 1064 (S von Alt St. Johann), sowie bei Hummersboden–Sandloch, Büchel und Haggaden (S der Strasse Alt St. Johann–Starkenbach) stellen sich mächtige Moränenwälle ein, die kleine Zungenbecken umschliessen. Der Rheingletscher stiess damals nochmals bis nach Feldkirch vor. Ebenso rückte der Illgletscher aus dem Montafon bis Feldkirch vor, während der Walenseearm des Rheingletschers im Westende des Walensees stirnte (ARN. HEIM, 1917: 654).

Die noch höheren Moränenstadien sind bereits dem Holozän zuzuweisen. Sie

³ H. ANDRESEN (1964: 78) möchte bereits die Moränenreste von Lütisburg-Loh und von Bütschwil mit dem Konstanzer Stand parallelisieren. Dies käme jedoch nur einem Abschmelzen vom Bazenheider Stadium um 50–100 m gleich, während sich beim Rheingletscher immerhin ein solches von über 200 m vollzog.

sind zum Teil schon von ARN. HEIM (1917), W. TAPPOLET (1922), E. MAURER (1952) und TH. KEMPF (1966) beschrieben worden. Pollenanalytische Untersuchungen und C_{14} -Datierungen aus den ältesten Alluvionen in den dahinter gelegenen Zungenbecken könnten, wie in denjenigen hinter den spätglazialen Endmoränen, die morphologischen Befunde auch im oberen Toggenburg noch weiter festigen.

Zusammenfassung

Im oberen Toggenburg können mehrere würmeiszeitliche Gletscherstände unterschieden werden. Der höchste Eisstand, bei dem die Oberfläche des über den Sattel von Wildhaus ins Thurtal eingedrungenen Rheingletschers in 1460—1480 m lag, wird bekundet durch eine seitliche Schmelzwasserrinne, durch Rheinerratiker, einen Endmoränenwall im Paralleltal des Gräppelensees sowie durch rundhöckerartige Eisüberprägungen an der abtauchenden nördlichen Säntiskette E von Stein. Auf Grund ganz sporadisch auftretender, noch höher gelegener Erratiker und Eisschliffe sowie talauswärts sich einstellender Relikte von sicher würmeiszeitlichen Seitenmoränen, ist dieser dem Würm-Maximum zuzuordnen. Nachdem der Thur/Rheingletscher aus dem Luterental bei Nesslau noch einen kräftigen Eiszuschuss erhielt, floss er unterhalb Krummenau zwischen Gössigenhöchi und Köbelisberg über die Sättel der Wasserfluh und von Oberhelfenschwil ins Neckertal über.

Ein nächst tieferer, jüngerer Eisstand, um Wildhaus durch Anhäufung von Erratikern und undeutliche Mittelmoränenreste in 1350 m gekennzeichnet, tritt unterhalb

Legende zu nebenstehender Abbildung 4

Das Thurtal (rechts) an der Einmündung des Luterentales (links). Im Vordergrund: Neu St. Johann und — jenseits der Luterer — Nesslau mit Blick gegen E ins Moränengebiet von Lutewil mit den Wällen des Luterer- und Thurgletschers, sowie dem im Zwischenbereich aufgestauten und dann ausgeflossenen Gletscherstausee (rechts über dem höchsten Wald des Luterentobels). Darüber am Stockberg: die Felsschulter von Alp Friessen, die Eisscheide zwischen Thur- und Luterengletscher im Würm-Maximum; dahinter der Stockberg mit den risseiszeitlichen Schultern des Chrümpel am Grat gegen Neu St. Johann und des Stockneregg am SW-Grat. Im Hintergrund des Luterentales (links vom Stockberg) das Säntisgebirge mit der persistierenden Mittelmoräne der Chammalde. Rechts, hinter dem Stockberg, der Risipass, eine risseiszeitliche Transfluenz ins Luterensystem; dahinter die nördlichste Säntiskette mit Gmeinenwis und — am rechten Bildrand — dem Neuenalpispitz. Flugaufnahme der Swissair-Photo AG, Zürich.

Legende zu umstehender Abbildung 5

Der Sattel von Wildhaus gegen N, mit Säntis (höchster Gipfel), Wildhuser Schafberg (wenig rechts) und Altmann (rechter Bildrand), davor der Einschnitt der Simmi, links Alp Tros, rechts, hinter dem waldbestockten Felsrücken des Gulmen, das Teseltal mit seinen Karen, links der bewaldete Grat des Steins. Zwischen Stein und Wildhuser Schafberg der Sattel von Alp Gamplüt, der ins Tal der Säntisthur hinüberführt. Auf dem Sattel vom SE-Fuss des Steins gegen Alp Tros der flache Wall des Bazenheider (Zürich)-Stadiums. Vor dem Schönenboden-Seeli zu den Kirchen von Wildhaus verläuft die jüngste Rheinmoräne, die eine Transfluenz aus dem St. Galler Rheintal (rechts) ins Thurtal (links) bekundet.

Flugaufnahme der Swissair-Photo AG, Zürich.

Chamm-
halden-
moräne
15 mm

Moränen
von
Lutenwil
80 mm



Sattel
von
Gamplüt
94 mm

Wilden-
stein
155 mm





Clapp-
lenseil
214 mm
➤

Riegg-
moräne
166 mm
➤



→
Chue-
boden
140 mm

→
Rieteg-
moräne
61 mm

Legende zu vorstehender Abbildung 6

Das obere Toggenburg gegen W, mit Unterwasser (rechte untere Bildecke), Alt St. Johann, Starkenbach (beim ersten Talknick und der Einmündung des Leistbaches) und Nesslau-Neu St. Johann (hinter dem Neuenalpispitz). Links: die Churfürsten (im Vordergrund der Chäserrugg) und der Leistchamm (vor dem Ausgang des Linthtales) mit ihren Karen, dem eisüberschiffenen Alpgelände von Iltios (im Vordergrund), Selamatt und Selun und den gegen das Thurtal abfallenden, von Moränenwällen umgürteten Zungenbecken. Rechts des Thurtales die in einzelne Wannen gegliederte Paralleltalung von Gräppeln mit dem Seeli (am rechten Bildrand) und der Stirnmoräne des Rietegg (auf der Verbindungslinie Unterwasser-Neuenalpispitz).

Im Hintergrund: der obere Zürichsee und rechts davon der flache Sattel des Rickenpasses, im Thurtal mit Ebnat-Kappel und Wattwil (am oberen rechten Bildrand).

Flugaufnahme der Swissair-Photo AG, Zürich.

Legende zu nebenstehender Abbildung 7

Das obere Toggenburg gegen NW, mit Wildhaus-Lisighus (rechter unterer Bildrand), Unterwasser (links der Bildmitte), Alt St. Johann und Starkenbach (linker Bildrand). Im Vordergrund: das Zungenbecken der Schwendiseen, links Alp Iltios, noch weiter links Alp Selamatt mit den gegen Unterwasser und gegen Alt St. Johann abfallenden Zungenbecken der Churfürsten-Kar-gletscher. Hinter Wildhaus der bewaldete Felsrücken des Steins, am rechten Bildrand der Sattel von Gamplüt, über den Eis des Rheingletschers ins Tal der Säntisthur (hinter dem Stein) eindrang, das Säntiseis gegen N abdrängte und durch die Paralleltalung von Gräppeln bis zum Rietegg vorstieß. Die Endmoräne, die das Becken von Hinter-Gräppeln von dem bei Starkenbach mündenden Chlusbachtal abtrennt, ist über Alt St. Johann zu erkennen. Dahinter das Kar von Gmeinen-wis, der Sattel des Risipasses mit dem Stockberg, rechts davon, hinter der westlichen Säntiskette, das Luterental mit den Transfluenzen gegen das Neckertal: Hinterfallen und Alp Horn; hinter der Silberplatte (rechter Bildrand) das obere Urnäschtal. N der Gössigenhöchi (über der Wolke im unteren Luterental) die breite Eistransfluenz ins Neckertal. Links im Hintergrund der Rickenpass und dahinter das Hörnli-Bergland.

Flugaufnahme der Swissair-Photo AG, Zürich.

des Thur-Durchbruches von Starkenbach/Stein durch randliche Schmelzwasserrinnen und seitliche Wallmoränenstücke immer klarer in Erscheinung. Er entspricht dem Bazenheider (= Zürich-) Stadium, das sich im Toggenburg S von Wil durch mehrere, stellenweise prachtvoll ausgebildete Staffeln auszeichnet.

Als der Thurgletscher ein letztesmal vom überfließenden Rheingletscher unterstützt wurde, was sich in den tiefen Moränenwällen von Schönenboden-Wildhaus zu erkennen gibt, reichte das Eis thurabwärts noch bis wenig oberhalb Nesslau. Diese Randlange ist auf Grund des Eisschwundes mit dem Konstanzer (= Hurden-) Stadium des Rheingletschers zu verbinden.

Aus den quartärgeologischen Untersuchungen geht ferner hervor, dass die heutige Durchtalung in der Ostschweiz weitgehend auf das Einspielen von Gleichgewichtslagen in den Gletschersystemen zurückzuführen ist. Nach dem Konstanzer Stadium war die Talbildung im wesentlichen abgeschlossen und es wurden nur noch Kleinformen modelliert.

Im Spätglazial stiessen die verschiedenen Churfürstengletscher nochmals bis nahezu in die Talsohle vor, während der Säntisthurgletscher oberhalb der Thurschlucht mit einer deutlichen Stirnmoräne endete. Andererseits führten die damals noch kaum bewaldeten Talflanken zu einer raschen Aufschüttung der grossen, von

flachgründigen Seen erfüllten Sohlen, etwa im Thurtal und im St. Galler Rheintal, so dass dort die Gletscher-Endlagen von jüngeren Alluvionen nahezu vollständig eingedeckt wurden und sich nur an ganz bestimmten, vor Einschotterung geschützten seitlichen Bereichen noch zu erkennen geben.

Abstract

Several stages of Wurm moraines can be distinguished in the upper part of the Toggenburg region (Canton St. Gallen). The uppermost glacial stage, characterized by lateral meltwater channels, erratic boulders transported by the Rhine glacier and a terminal moraine in a valley parallel to that of the Thur, reached altitudes from 1460 m to 1480 m. This level is the maximum Wurm stage.

Downstream from the confluence with the Luterer glacier, a tributary from the western Saentis range, thin ice tongues of the Thur/Rhine glacier overflowed into the neighbouring Necker valley.

The next younger glacial stage in the uppermost part of the Thur valley is marked by accumulations of erratic blocks and by relics of lateral moraines, and in the middle part by well pronounced meltwater channels. At that stage the Thur/Rhine glacier branch had not yet joined the main Rhine glacier. Its end is marked by a succession of end moraines south of the town of Wil.

In late Wurm time, the Thur glacier re-advanced almost to Nesslau, due to a last transfluence of the Rhine glacier. This Thur stage correlates with the Konstanz stage of the Rhine glacier because both ice masses retreated as one mass only.

The investigations have shown that the development of the valleys forms in north-eastern Switzerland conforms with the dynamic equilibrium of the ice flows.

In late glacial time, the glaciers from the north side of the Churfirsten mountains nearly reached the bottom of the Thur valley, whereas the glaciers from the south side of the western Saentis range ended at higher levels, the Saentisthur glacier above the Thur gorge with a well pronounced end moraine. In the main valleys, that of the Thur and Rhine, debris eroded rapidly from the still scarcely wooded slopes, filled-in the shallow lakes dammed by end moraines of this late stage and, in the Rhine valley, even buried the moraines themselves.

Literaturverzeichnis

- ANDRESEN, H. (1961): Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnliberglandes. *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 78 (1961—1964): 3—113.
- BLUMER, E. (1905): Östlicher Teil des Säntisgebirges. In: HEIM, ALB. (1905): *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 16: 518—636.
- ESCHER, ARN. (1848, 1867): *Tagebücher IIIb und XI*. Dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
- (1878): Die Sentis-Gruppe. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 13.
- FREY, A. P. (1916): Die Vergletscherung des obern Thurgebietes. *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 54 (1914—1916): 35—131.
- GUTZWILLER, A. (1873): Das Verbreitungsgebiet des Sentisgletschers zur Eiszeit. *Ber. Tätigk. naturw. Ges. St. Gallen*, 1871/72: 80—155.
- (1877): Molasse und jüngere Bildungen, enthalten auf Blatt IX. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 14/1.

- HANTKE, R. (1961): Die Nordostschweiz zur Würm-Eiszeit. *Eclogae geol. Helv.*, 54/1: 123—132.
- HANTKE, R. et al. (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. *Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 112/2.
- HEIM, ARN. (1905): Westlicher Teil des Säntisgebirges. In: HEIM, ALB. (1905), *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 16: 313—515.
- (1917): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, Tektonik und Oberflächengestaltung. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.*, 20/4.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae geol. Helv.*, 55/2: 285—294.
- KEMPF, TH. (1966): Geologie des westlichen Säntisgebirges. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.*, 128.
- LUDWIG, A. (1930): Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee. *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 65 (1929 u. 1930): 509—552.
- (1931): Die chronologische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen zwischen Säntis und Bodensee. *Eclogae geol. Helv.*, 24/1, 35—51.
- LÜTHY, H. (1938): Geomorphologische Untersuchungen im Säntisgebirge. *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 69 (1937 u. 1938): 129—190.
- MAURER, E. (1952): Zum Problem der Talgeschichte des obersten Toggenburgs während der späteren Eiszeit. *Dipl. Arb. phil. Fak. II, Univ. Zürich*.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig (Tauchnitz).
- RUTISHAUSER, W. F. (1920): Beiträge zur Geologie des Säntisgebirges im Gebiete vom Gräppelental zum Rotsteinpass. *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 56/2: 1—31.
- TAPPOLET, W. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 58/2: 1—66.

Geologische Karten

- ANDRESEN, H. (1964*): Morphogenetische Karte des östlichen Hörnliberglandes, 1: 100000. In: *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 78 (1961—1964).
- ESCHER, A. (1878*): Geologische Karte des Sentis, 1: 25000. *Geol. Spez.-Karte*, 5. Schweiz. geol. Komm.
- ESCHER, A., GUTZWILLER, A., MOESCH, C. und KAUFMANN, F. J. (1875*): Geologische Karte der Schweiz, 1: 100000, Blatt IX. *Ibid.*
- FAVRE, A. (1884*): Carte des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses, 4 feuilles au 1: 250000. *Ibid.*
- FREY, A. P. (1916*): Karte der quartären Gebilde im obern Thurgau, 1: 100000. In: *Jb. st. gall. naturw. Ges.*, 54 (1914—1916).
- GUTZWILLER, A. (1873*): Karte des Verbreitungsgebietes des Sentisgletschers zur Eiszeit, 1: 100000. In: *Ber. Tätigk. naturw. Ges. St. Gallen*, 1871/72.
- HABICHT, K. (1945*): Tektonisch-geologische Karte der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse, 1: 50000. In: *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.*, 83, Taf. 2.
- HEIM, ALB. (1905*): Säntisgebiet, 1: 25000. *Geol. Spez.-Karte*, 38. Schweiz. geol. Komm.
- HEIM, ARN. (1905*): Westende der Säntisgruppe, 1: 25000. *Geol. Spez.-Karte*, 37. *Ibid.*
- HEIM, ARN. und OBERHOLZER, J. (1907*): Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1: 25000. *Geol. Spez.-Karte*, 44. *Ibid.*
- (1917): Geologische Karte der Alvier-Gruppe, 1: 25000. *Geol. Spez.-Karte*, 80. *Ibid.*
- JÄCKLI, H. (1963*): Karte der letzten Vergletscherung (Würmeiszeit) der Schweiz, 1: 1000000. In: DE QUERVAIN, F., et al.: *Geotechn. Karte Schweiz*, 1: 200000, Bl. 2, 2. Aufl. u. *Eclogae geol. Helv.*, 55/2: Taf. 1 (1962).
- LUDWIG, A. (1930*): Bl. 218—221: Flawil—Herisau—Brunnaden—Schwellbrunn. *Geol. Atlas Schweiz*, 1: 25000. Schweiz. geol. Komm.
- MAURER, E. (1952*): Verbreitung der diluvialen Ablagerungen auf den Siegfried-Blättern 237: Stockberg, 240: Säntis, 251: Alt St. Johann, 254: Wildhaus. Die Ausbreitung der diluvialen Gletscher während Würm- und Schlusseiszeit. *Dipl.-Arb. phil. Fak. II Univ. Zürich*, Beilagen, Taf. 3 und 4.

TAPPOLET, W. (1922*): Karte der Lokalgletscher des Säntisgebirges, 1:50000. In: Jb. st. gall. naturw. Ges., 58/2.

Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz 1:25000: Bl. 1093: Hörnli, 1094: Degersheim, 1113: Ricken, 1114: Nesslau, 1115: Säntis, 1134: Walensee, 1135: Buchs.

Landeskarte der Schweiz 1:100000: Bl. 33: Toggenburg.

Für die Reinzeichnung der Kartenskizzen bin ich Herrn FRANK DIEGEL, cand. phil. II, zu Dank verpflichtet.