

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 65 (1972)
Heft: 2

Artikel: Spätwürmeiszeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz)
Autor: Hantke, René
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164092>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 14.03.2025

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

Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz)

VON RENÉ HANTKE

Geologisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule und der Universität Zürich

Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. MAX PFANNENSTIEL, Freiburg i. Br., zum 70. Geburtstag

ABSTRACT

Late Würmian glacier stages can be distinguished in every valley of the Prealps Romandes between the Rhone and Aar rivers. The surface of the Würmian Rhone glacier reached 1600 m above the transfluence area to the Sarine System and 1000 m in the confluence area where lateral moraines begin.

A correlation of the readvance stages is possible due to the low transfluence pass between the Sarine and Simme valleys.

Positions of terminal moraines and configurations of alimentation areas permit snowlines of corresponding stages to be determined. The climatic snowline of the same stage shows a similar increase in altitude from the northern Prealps Romandes to the High Calcareous Alps as today's snowline and timberline.

Pollen diagrams from the Berne area show two climatic ameliorations before Alleröd time, whereas only one can be distinguished in the higher parts of the Simme valley which cannot have become icefree before the Interlaken (Zweisimmen) stage. Hence the climatic amelioration (Bölling interstadial) is to be placed between this and the next younger, the Brienzwiler–Aarboden (St. Stephan) stage, that is Older Dryas time. Pollen diagrams from a cirque in the Niesen range begin with a *Pinus* phase (Preboreal time). Consequently the damming front moraine was deposited during the Younger Dryas time. According to the snowline, it is to be correlated with the Meiringen (Lenk) stage. Alluvial plains in the Prealpine valleys represent late Würmian fillings and sanders in front of readvanced glaciers.

Einleitung

Im Anschluss an Korrelationsversuche spätwürmzeitlicher Eisstände im Rheinsystem wurden analoge Versuche auf weitere Gebiete der Nordalpen (R. HANTKE 1970a), insbesondere auf die seit Jahren quartärgeologisch überarbeiteten Romanischen Voralpen, ausgedehnt (HANTKE 1970b).

Durch die Untersuchungen zahlreicher Forscher, in der Frühzeit durch E. FAVRE und H. SCHARDT (1887) und V. GILLIÉRON (1885), dann namentlich durch F. NUSSBAUM (1906), A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909), F. RABOWSKI (1912*)¹⁾, P. BECK

¹⁾* hinter der Jahreszahl bedeuten geologische Karten.

(1910*, 1922, 1925*, 1926, 1937, 1938, 1955) und E. GENGE (1948, 1949, 1955), sowie durch die Kartierungsaufnahmen zahlreicher Dissertanten, vor allem des Institut de Géologie de l'Université de Fribourg, war hiezu umfangreiches Tatsachenmaterial bekanntgeworden. Dieses galt es jedoch sorgfältig zu sichten, im Gelände zu überprüfen und zu ergänzen und mit aus andern Gebieten gewonnenen Erkenntnissen in Einklang zu bringen. Für die zeitliche Einstufung boten die pollenanalytischen Ergebnisse von M. WELTEN (1944, 1952) eine erste wertvolle Hilfe, obwohl sich diese auf ältere quartärgeologische Deutungen stützen.

Tektonisch-morphologischer Überblick

Die Romanischen Voralpen zwischen dem Schweizerischen Molassebecken im NNW und den Helvetischen Kalkalpen im SSE umfassen tektonisch die ultrahelvetischen äusseren und inneren Voralpen – les Préalpes externes et internes – und in der dazwischen gelegenen Mulde die mittleren Voralpen – les Préalpes médianes – mit Klippen-, Brekzien- und Simmendecke. Diese tektonischen Elemente waren durch die axiale Depressionszone im Helvetischen Deckengebäude zwischen Aarmassiv und Aiguilles-Rouges-Montblanc-Doppelmassiv vorgefahren. In der davor gelegenen Senke waren sie vor dem Abtrag geschützt und blieben weitgehend erhalten.

Höhenmässig reichen die Romanischen Voralpen von rund 1700 m im N, in der Berra-Pfyffe-Kette, bis über 2700 m im SE, in der südwestlichen Niesenkette. Im S werden sie von den westlichen Berner Alpen überragt, die in den Diablerets, im Wildhorn und im Wildstrubel auf über 3200 m ansteigen. Zwischen Rhone und Aare werden sie von den Zuflüssen Saane, Simme und Kander mit ihren Quelllästen entwässert.

In den pleistozänen Kaltzeiten waren all diese Talsysteme von einem zusammenhängenden Eisstromnetz erfüllt, das während der wärmzeitlichen Hochstände mit dem im Vorland sich vereinigenden Aare-Rhone-System in Verbindung stand. Über den Col des Mosses (1445 m) erhielt das westlichste, das Saanesystem, einen Zuschuss von transfluierendem Rhoneeis, was durch Erratiker belegt wird.

Aus allen Tälern brachten die Gletscher bis in die Nacheiszeit – je nach der tektonischen Beanspruchung und der Erosionsresistenz des Anstehenden – grössere oder kleinere Schuttmassen, die sie lokal zu markanten Moränenwällen aufstauten, während sie an steilen Flanken und an engen Taldurchbrüchen ausser Rundhöckern kaum Spuren hinterliessen. Durch Solifluktion wurden allfällige Moränenreste lokal wieder verwischt oder durch Bergstürze, Schutfächer und Talalluvionen weitgehend eingedeckt. Frontal wurden durch Schmelzwässer Sanderfluren und durch seitliche Zuflüsse bedeutende Stauschuttmassen abgelagert.

Die wärmzeitliche Gletscheroberfläche

Aus der Lage eines in 1550 m gelegenen Rhone-Erratikers, eines Verrucano-Blocks, 4 km N des Col des Mosses, ergibt sich für das Passgebiet eine Eishöhe von rund 1600 m und damit eine 150 m mächtige Transfluenz. E. TWERENBOLD (1955, S. 100) betrachtete diesen Erratiker als risszeitlich. Da er jedoch weit oberhalb der wärmzeitlichen Schneegrenze liegt, wäre er durch wärmzeitliches Lokaleis und kaltzeitliche Solifluktion längst talwärts verfrachtet worden.

Am 1546 m hohen Col du Pillon standen die nach W zum Col des Mosses abfließenden Firnmassen in Verbindung mit dem gegen E, gegen Gsteig–Gstaad sich bewegenden Eis.

Höchste Rhone-Erratiker im untern Rhonetal oberhalb von Leysin in 1430 m, bei Les Agîtes in 1455 m und bei Veillard in 1425 m (A. JEANNET 1912*, 1918) bekunden – mit Moränenvorkommen am Westhang des Col de Jaman in 1460 m (F. NUSSBAUM 1906, S. 21) und Erratikern auf dem NE-Grat des Mont Corbetta (E von Châtel-St-Denis) in 1370 m (E. GAGNEBIN 1922*) – über dem obersten Genfersee eine würmzeitliche Eishöhe von gegen 1500 m. Bis zu den nach 42 km, NE von La Roche, in knapp 1000 m erstmals sich einstellenden Seitenmoränen ergibt sich ein Gefälle der Eisoberfläche von knapp 12⁰/₀₀. Dazwischen fehlen Seitenmoränenreste, da schon vom 1600 m hohen Cousimbert bedeutende Lokaleismassen abflossen, die das Rhoneeis von der äussersten Alpenkette wegdrängten.

Dass der ins Mittelland überfließende Rhonegletscher bei der Konfluenz mit dem Saanegletscher während der Eishochstände von Bulle mächtig gegen E vorstieß, wird durch Erratiker E von Greyerz, zwischen Dent-de-Broc und Dent-du-Chamois, bekundet. TH. VERPLOEGH CHASSÉ (1924) konnte in 1070 m Blöcke von Serpentin und M. CHATTON (1947, S. 107) eine Pèlerin-Brekzie sowie Granit-Erratiker feststellen. Diese Blöcke bekunden jedoch noch nicht die höchste würmzeitliche Randlage, da der Saanegletscher dort durch den Rhonegletscher gestaut wurde und randlich abfließen musste. Eine höchste Randlage lässt sich erst in den Seitenmoränen NE von La Roche angeben. Für den rund 40 km langen Gletscherweg vom Col des Mosses bis La Roche ergibt sich ein Gefälle von rund 14⁰/₀₀.

Die risszeitliche Eishöhe

Über dem würmzeitlichen Eisrand gelegene Blöcke fanden sich auf dem 1260 m hohen Sattel von Bodevine, zwischen den ultrahelvetischen Ketten des Montsalvan und der Berra. Mit den schon von V. GILLIÉRON (1885, S. 250, 432) am S-Hang der Pfyffe in 1340 m und am Gurnigel in 1320 m beobachteten Blöcken belegen sie über Bulle eine um rund 300 m höhere Eisrandlage. Ferner bekunden sie ein mächtiges Vordringen des Rhoneeises gegen E, was durch Rhone-Erratiker im viel weiter E gelegenen Napfgebiet bekräftigt wird (R.F. RUTSCH 1967). Dagegen sind die von P. BECK (in BECK und GERBER 1925*) auf der E-Seite der Stockhornkette als «Eisrandspuren der Risseiszeit» betrachteten Wälle in 1560 m als Sackungsgräthen, jene N von Oey als spätwürmzeitliche Seitenmoränen von Lokalglutschern zu deuten.

Die Eisrandlagen während des würmzeitlichen Bernstadiums

Nach den ersten würmzeitlichen Rückzugs-Eisständen erfolgte bereits vor dem Bernstadium eine erste Aufspaltung des Aare-Rhone-Gletschers in einen durch das schweizerische Mittelland abfließenden Rhonegletscher, einen selbständigen Aaregletscher und einen damit über dem Pass von Saanenmöser (1269 m) noch mit dem Saanegletscher zusammenhängenden Simmen-Kander-Gletscher (Fig. 1, Tafel I). Während der Saanegletscher zur Zeit der äussersten Staffeln des Bernstadiums W von Bulle noch mit dem Rhonegletscher zusammenhing und auch N des Greyerzsees erneut auf Rhoneeis stiess, wurde er mit den spätern Staffeln selbständig, was End-

moränengürtel belegen (F. NUSSBAUM 1906; L. MORNOD 1947, 1949*). Dagegen vermochten damals die von NE, aus der Valsainte, von S, aus der Vallée du Motélon, und von E, durch das Jauntal, vorgestossenen Eisströme den Saanegletscher nicht mehr zu erreichen, sondern stürzten kurz zuvor. Dies kommt besonders eindrücklich in den Schotterfluren um Charmey sowie in den Stirnmoränenstaffeln in einem Paralleltälchen SW des Dorfes zum Ausdruck (Tf. I).

Die spätwürzeitlichen Eisrandlagen (vgl. Tabelle 1 und Tafel I)

Im Saanesystem wird die nächste deutliche Rückzugsphase, das Jabergstadium des Aaregletschers, bei Enney S von Greyerz durch Rundhöcker, tiefe Seitenmoränenreste sowie durch Eisrand-Stauschotter bekundet.

Eine weitere Auflösung in selbständige Gletscher vollzog sich in der folgenden Abschmelzperiode. Im Saanesystem riss die Verbindung mit seinen bedeutendsten distalen Zuflüssen, mit Hongrin-Torneressegletscher, ab, so dass diese sich auch beim Vorstoss des Saanegletschers bis Les Moulins unterhalb von Château-d'Œx nicht mehr mit ihm zu vereinigen vermochten. Aus dem gegen NE exponierten Einzugsgebiet und der Lage der zugehörigen Endmoränen eines Gletschers, der von den Monts-Chevreuils ebenfalls gegen Les Moulins abfloss, ergibt sich für dieses Stadium als lokale Schneegrenze knapp 1400 m, als klimatische gut 1500 m.

Auch der Simmen-Kander-Gletscher erfuhr in der vorgängigen Klimaschwankung – wie der Aaregletscher – einen bedeutenden Eisschwund. Im Jabergstadium, als die Zunge des Simmen-Kander-Gletschers noch über Blumenstein hinausreichte, hing dieser über der Drumlinlandschaft von Amsoldingen noch weitgehend mit dem Aaregletscher zusammen. Hernach wurde der Simmen-Kander-Gletscher ebenfalls selbständig. Als der Aaregletscher in der Kaltphase des Strättligen-Thun-Stadiums, das im Saanesystem dem Vorstoss bis Les Moulins entspricht, nochmals über Thun vorstieß, rückte der Kander-Gletscher über Wimmis und Reutigen bis Zwieselberg vor, wo er – wie bei Lattigen W von Spiez – auf den Aaregletscher traf. Von SW her nahm er bei Niederstocken noch zwei von der Stockhornkette abfliessende Hängegletscher auf, die zugleich Anhaltspunkte über die damalige klimatische Schneegrenze am Alpenrand liefern. Der Simmengletscher vermochte in dieser Kaltphase, trotz dem Zufluss des Diemtiggletschers, den Riegel der Burgflue am Ausgang des Simmentals nicht mehr zu überwinden.

In einer Nachphase reichte der Kander-Gletscher noch bis Wimmis, was durch eine tiefe Seitenmoräne SE des Dorfes belegt wird. Der Diemtiggletscher stürzte, wie Seitenmoränenreste und Kameschotter beweisen, bei Oey im vordersten Simmental. Da jedoch die übrigen Seitengletscher nicht mehr bis in den Grund des gefällsarmen Simmentals vorzustossen vermochten, blieb der Simmengletscher bereits wenig unterhalb von Boltigen zurück, um so mehr als auch die Transfluenz von Saaneeis über den Pass von Saanenmöser ausfiel. Der Saanegletscher war ebenfalls weiter zurückgeschmolzen; er endete einerseits bereits bei Château-d'Œx und andererseits – zusammen mit den früheren Zuschüssen von der Hundsrügg- und von der Hornfluekette – auf dem Saanenmöser. Wie aus den Firnfeldern und den Zungenenden der Lokalgletscher hervorgeht, lag damals die klimatische Schneegrenze im Gebiet des Saanenmöser bereits auf über 1550 m. Zugleich ergibt die Auswertung der oro-

Tabelle 3. Klimatische Schneegrenze in den westlichen Berner Alpen.

Quellgebiet der Saane:	
Les Diablerets–Oldenhorn (Glacier de Tsanfleuron)	2700–2750 m
Quellgebiet der Simme:	
Wildhorn (Glacier de la Plaine Morte)	2750 m
Quellgebiete von Simme und Kander:	
Wildstrubelgebiet	2750–2800 m
Quellgebiet der Kander:	
Altels–Balmhorn	2800–2850 m
Petersgrat–Blümlisalp	über 2850 m

graphischen Daten – Akkumulationsbecken und Gletscherzunge – solcher nach und nach selbständig gewordener Gletscher, dass auch in den Romanischen Voralpen die geologisch erfassbare klimatische Schneegrenze für gleiche Stadien, entsprechend der heutigen (Tab. 3) und konform der heutigen Waldgrenze (Tab. 2) vom Alpenrand gegen die Kalkalpen und gegen die zentralen Berner Alpen anstieg (J. JEGERLEHNER 1902; E. IMHOF 1900). Diese auf Einzugsgebiet und Endlage sich gründenden Bestimmungen weichen von den für Studien im Periglazialraum geeigneteren (H. ESCHER 1970) um bis zu 200 m ab.

Nächste, wiederum durch tiefliegende stirnnahe Seitenmoränen und zugehörige Sanderfluren charakterisierte Eisrandlagen stellen sich im Saanesystem an der Kantongrenze, bei Le Vanel, ein. Damals reichte der Saanegletscher am Saanenmöser noch bis Schönried, wo sich ein vermoortes Zungenbecken abzeichnet. In einer Nachphase endete er mit mehreren Moränenstufen in Saanen; talaufwärts wurden mehrere Rundhöcker modelliert.

Im Simmental entsprechen den Eisrandlagen von Le Vanel und von Saanen jene von Grubenwald und N von Zweisimmen, die sich mit tiefen Seitenmoränen im Dorf, N davon sowie E der Simme, bei Oberried und bei Mannried, zu erkennen geben (Fig. 1).

Auch der Kandergletscher stiess damals erneut vor, zunächst – zusammen mit seinen bedeutendsten Zuflüssen, mit Engstligen- und Kiengletscher – bis Reichenbach, dann noch bis unterhalb Frutigen, wobei diese beiden nur noch bis an die Talausgänge vorrückten, den Kandergletscher jedoch nicht mehr erreichten, was in der Talgabelung S von Frutigen durch Moränenstufen, Erratiker, Rundhöcker und Stauterrassen zum Ausdruck kommt (Fig. 2).

Im Aaresystem sind die zwei Eisrandlagen den beiden tiefen Seitenmoränen- und Stauschuttfolgen gleichzusetzen, die sich sowohl oberhalb von Bönigen als auch oberhalb von Wilderswil zu erkennen geben. Während des höheren Eisstands reichte der Aaregletscher, der S von Interlaken noch den Lütchinengletscher von Grindelwald und von Lauterbrunnen aufnahm, über Unterseen bis ans E-Ende des Thunersees, während des tieferen Stands stirnte er bei Interlaken. Beide Endlagen sind heute vom jungen Schwemmfächer des Lombaches eingedeckt. Die internere wird aber noch am Kleinen Rugen durch Moränenwälle belegt.

Im Saanesystem zeichnet sich ein nächstes Stadium mit mehreren tiefen seitlichen Moränenstapeln, Stauterrassenresten und Schmelzwasserdurchbrüchen bei Gstaad ab. Auch der im vorangegangenen Interstadial selbständig gewordene Lauenarm reichte nochmals bis an den Talausgang bei Wispile SE von Gstaad. Dagegen vermochte der Eisstrom aus dem Turbachtal, da dessen Einzugsgebiet nicht bis in die Hochlagen der Kalkalpen hinaufreichte, sich schon im vorangegangenen Saanenstadium nicht mehr mit dem Hauptgletscher zu vereinigen. Dadurch wurde zwischen Turbach und der rechten Seitenmoräne des Lauenengletschers eine talauswärts fallende Schotterflur aufgestaut (Fig. 1).

Im Simmental finden sich entsprechende, durch tiefe Moränenwälle erkennbare Eisstände zwischen Zweisimmen und St. Stephan.

Altersgleiche Seitenmoränen, welche am Ausgang der Seitentäler Stauterrassen aufdämmten, hinterliess der Engstligengletscher bei Achseten, 5 km unterhalb von Adelboden.

Über den Vorstoss des Kandergletschers lassen sich keine Angaben gewinnen, da der Talboden von Kandergrund von jüngeren Bergsturzmassen überschüttet wurde. Nachdem der Aaregletscher im vorangegangenen Interstadial das Becken des Brienersees freigegeben und sich bis gegen Meiringen zurückgezogen hatte, stiess er in diesem Klimarückschlag nochmals bis Brünigen–Brienzwiler und bis in den Aarboden, E des Brienersees, vor. Eine letzte spätglaziale Kaltphase liess die Gletscher nochmals bis in den Talgrund der Haupttäler vorstossen. Dabei rückte der Saanegletscher bis über Gsteig hinaus vor und dämmte W des Dorfes das vom Col du Pillon einmündende Tal durch Seitenmoränenwälle ab.

Der Simmengletscher schob seine Zunge nochmals bis in den Talboden der Lenk vor und hinterliess tiefe Seitenmoränenreste, die gegen den Stirnbereich steil abfallen. Der Engstligengletscher lagerte bei Adelboden Endmoränen ab, während der Kandergletscher selbst nochmals über Kandersteg bis Mitholz vorstiess, wo Erratiker im Talgrund (J. KREBS 1925*) ein Gletscherende verraten. Im Kandertal sind die morphologischen Zeugen dieses Vorstosses durch die postglazialen Bergsturzmassen des Fisistocksturzes weitgehend eingedeckt worden.

Dagegen ist diese Klimaverschlechterung beim Aaregletscher ausgeprägt. An der Einmündung des bei Meiringen von SW einmündenden Rosenlaultals lassen sich markante, steil absteigende Seitenmoränen der beiden nochmals vereinigten Gletscher beobachten. Sie bekunden einen letzten spätwürmzeitlichen Vorstoss bis Meiringen, der sich auch weiter taleinwärts kundtut: im Bereich der Aareschlucht durch moränengefüllte Rinnen und Rundhöcker und um Innertkirchen überdies durch Wallmoränenreste eines von SW einmündenden Gauligletschers und eines von E kommenden Gadmer Gletschers.

Datierungsversuche

Eine einwandfrei gesicherte zeitliche Einstufung der spätglazialen Abschmelzphasen und Wiedervorstösse lässt sich noch nicht vornehmen. Aus den verschiedenen Pollenprofilen von M. WELTEN (1944, 1952) lassen sich jedoch vor der Erwärmung, die dieser dem Alleröd-Interstadial zuweist, noch weitere kurzfristige Klimabesserungen herauslesen. Im Profil Vielbringen aus dem Aaretal SE von Bern deuten eine erhöhte Pollenfrequenz und ein Anstieg der baumförmigen Birken schon im frühen Spätglazial



Fig. 1



Fig. 2

eine leichte Erwärmung an. Eine spätere Klimabesserung, die sich durch eine Verdoppelung der Baumpollenfrequenz, einen Rückgang der Cyperaceen und Gramineen und einen Anstieg der Compositen, von *Plantago* und von *Selaginella* abzeichnet, bekundet eine kräuterreiche Parktundra.

In den Profilen um Boltigen im Simmental (Chutti 930 m, Chrome 990 m und Regenmoos 1260 m), die frühestens nach dem Strättligen-Thun- (Burgflue-)Stadium, wahrscheinlich jedoch erst nach dem Interlaken-(Zweisimmen-)Stadium, eisfrei wurden, lässt sich noch wenigstens ein milderer Klimaabschnitt vor dem Alleröd erkennen.

Die höher gelegenen Profilstellen auf dem Jaunpass (Bruchpass) in 1500 m und von der Vorderen Bultschnere (Untere Bunschlere der LK) in 1670 m, SW bzw. SE von Boltigen, wurden frühestens nach dem Interlaken-(Zweisimmen-)Stadium, diejenige von Bultschnere im St. Stephan-(Gstaad-)Stadium eisfrei. Beide Profile lässt WELTEN mit dem Alleröd beginnen. Während sich dasjenige vom Jaunpass an der Basis durch eine typische Pioniervegetation auszeichnet, waren im Bultschnereprofil zuunterst bei reichlich Nichtbaumpollen besonders Weiden gut vertreten. Damit dürfte die vorangegangene Kaltphase, die Ältere Dryaszeit, dem Brienzwiler-Aarboden-(St. Stephan-)Stadium gleichzusetzen sein, was sich mit den Befunden in den Profilen um Boltigen deckt.

Fig. 1. Das obere Saanental bei Gstaad gegen NE. Im Bild links unten: das Zungenbecken von Saanen mit den ins Tal absteigenden Moränen des Saanenstadiums am linken Bildrand; etwas unterhalb der Bildmitte, im Mündungsbereich des Lauenen- (rechte Bildecke) und des Turbachtals, Gstaad. Im Gstaadstadium stiessen die Gletscher aus dem Saanen- (vom unteren Bildrand) und aus dem Lauenental nochmals bis Gstaad vor, was sich in Zungenbecken und in mehreren Moränenstufen äussert, die durch die Mahd verdeutlicht werden, während der Gletscher aus dem Turbachtal schon im vorangegangenen Saanenstadium zurückgeschmolzen war und selbständig blieb. Besonders die linksseitige Stirnmoräne tritt zwischen Gstaad und rechtem Bildrand hervor. Rechts im Hintergrund: das am oberen Bildrand knieartig umbiegende Simmental mit dem von absteigenden Moränen – feinste Waldstreifen – begleiteten Zungenbecken von Zweisimmen; zwischen diesem und dem Saanental der Sattel von Saanenmöser, über den bei den höheren Eisständen Eis ins Simmental übergeflossen ist. Im Stadium von Les Moulins–Château-d'Œx reichte das Eis noch bis auf die Passhöhe, was sich in den Ständen von Saanenmöser – zwischen Gstaad und dem oberen Bildrand – und von Schönried – 1 km SW – durch Wallreste und Zungenbecken zu erkennen gibt. Die von den Flyschhöhen des Hundsrück – gegen den linken Bildrand – stiessen ebenfalls nochmals bis Schönried und Saanenmöser vor.

Photo: Militärflugdienst Dübendorf.

Fig. 2. Die Mündung des Engstligentales (unterer Bildrand) in das von rechts ins Bild tretende Kanderdental mit Blick gegen NE, links die Niesenkette, etwas unter der Bildmitte Frutigen, dahinter die Mündung des Kientals. Vor dem Thunersee: der von Moränenwällen des Strättligen-Thun-Stadiums gekrönte Rücken von Äschi, davor das vom Kander- und Gletscher ausgekolkte Zungenbecken, im Hintergrund – zwischen Thuner- und Brienzsee – Interlaken auf den flachen Schuttfächern des Lom-bachs (oberer Bildrand) und der Lutschine (rechts), welche die Endmoränen des Interlakenstadiums überschüttet und die beiden Seen getrennt hat. In diesem Stadium stiessen Engstligen- und Kander- gletscher bei Frutigen nochmals zusammen. Die Moränen des Kander- gletschers werden S von Fruti- gen durch einen schmalen, senkrecht gegen den noch nicht verbauten Engstligenbach verlaufenden Waldstreifen verdeutlicht. In den Rückzugsstufen – beidseits des unverbauten Engstligenbaches – begannen die beiden Gletscher selbständig zu werden.

Photo: Militärflugdienst Dübendorf.

In der in 2000 m Höhe gelegenen Karwanne des Mechlistallseelis an der SW-Seite der Niesenkette konnte WELTEN drei Profile bis auf den Schuttgrund abteufen. Konfiguration und Exposition der Wanne setzen eine lokale Schneegrenze von gut 2100 m und eine klimatische von über 2200 m voraus. Das vorderste Profil beginnt bei hohen *Pinus*-werten mit einem Rückgang der Pollenfrequenz. Bei demjenigen aus der Beckenmitte setzt die pollenführende Abfolge etwas später ein und bei demjenigen aus dem hintersten, noch heute bis in den Hochsommer von Lawinenschnee erfüllten Bereich fehlt der erste Abschnitt, den WELTEN (1952, S. 53 ff.) der Jüngerer Dryaszeit zugeordnet hat. Das Diagramm beginnt bei hohen Pollenfrequenzen mit einer reinen *Pinus*phase, die er ins Präboreal stellt. Mit dem Abschmelzen des Eises von der abdämmenden Stirnmoräne, die aufgrund der klimatischen Schneegrenze dem Meiringen-(Lenk-)Stadium entspricht, war das Pleistozän definitionsgemäss vor 10000 Jahren zu Ende: das Holozän begann.

Zur Genese der jungen Talalluvionen

Während bisher die nur schwach abfallenden Talfüllungen unterhalb Meiringen – im Saanetal jene unterhalb Gsteig, im Simmental jene unterhalb Lenk und im Kandertal jene unterhalb Mitholz – als holozäne Talalluvionen gedeutet wurden, scheinen diese in ihrer Anlage Sanderfluren des Jüngerer-Dryas-Vorstosses darzustellen, welche allerödzeitliche Beckenfüllungen überschütteten. Analog wären dann die gefällsarmen Talalluvionen unterhalb von Gstaad, unterhalb von St. Stephan und von Kandergrund als böllingzeitliche Beckenfüllungen überschüttende Sander des Vorstosses der Älteren Dryaszeit zu deuten. Die weiter talauswärts gelegenen Talfüllungen wären noch älteren spätwürmeiszeitlichen Zungenbecken und Vorstössen zuzuordnen. Ins Holozän wären nur die höchsten, gefällsausgleichenden Ablagerungen zu stellen, was mit gezielten Untersuchungen noch zu überprüfen ist.

Im Feld und bei der Auswertung konnte ich stets auf die Mithilfe meines Assistenten, Herrn O. Wüest, zählen. Bei der Reinzeichnung halfen die Herren R. Britschgi und W. Finger tatkräftig mit. Für die instruktiven Luftaufnahmen sei auch dem Militärflugdienst Dübendorf bestens gedankt. Der Druck der Karte wurde ermöglicht dank eines Beitrages des Zentenarfonds der ETH.

LITERATURVERZEICHNIS

- BECK, P. (1922): *Nachweis, dass der diluviale Simmengletscher auf den Kander-Aare-Gletscher hinauffloss*. Mitt. naturf. Ges. Bern (1921).
- (1926): *Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen*. Mitt. naturw. Ges. Thun 1.
 - (1937, 1938): *Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen*. Eclogae geol. Helv. 30/2, 31/1.
 - (1955): *Regionale Grundlagen für die Gliederung des alpinen Quartärs*. Eclogae geol. Helv. 47/2 (1954).
- CHATTON, M. (1947): *Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey (Région de la Dent-de-Broc)*. Mém. Soc. frib. sci. natur. 13.
- ESCHER, H. (1970): *Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze in den Schweizer Alpen*. Geogr. Helv. 25/1.
- FAYRE, E., und SCHARDT, H. (1887): *Description géologique des Alpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents-du-Midi, formant la partie ouest de la feuille XVIII*. Mat. Carte géol. Suisse 22.

- GENGE, E. (1948): *Zur Geomorphologie des Simmentals*. Geogr. Helv. 3/2.
- (1949): *Eiszeitliche Ablagerungen im Diemtigtal*. Mitt. naturf. Ges. Bern, N.F., 6.
 - (1955): *Über eiszeitliche Ablagerungen im unteren Simmental*. Mitt. naturf. Ges. Bern [N.F.] 12.
- GILLIÉRON, V. (1885): *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne, compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen*. Mat. Carte géol. Suisse.
- HANTKE, R. (1970a): *Die spätwürmzeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite*. Eiszeitalter u. Gegenwart 21. Résumé: *Les stades tardiwürmiens sur le versant nord des Alpes suisses*. Revue Géogr. Alpine 58/3.
- (1970b): *Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (W-Schweiz)*. Eiszeitalter u. Gegenwart 21 (Vortragszusammenfassung).
- IMHOF, ED. (1900): *Die Waldgrenze in der Schweiz*. Gerlands Beitr. Geophys. 4/3.
- JEANNET, A. (1918): *Monographie géologique des Tours-d' Aï et des Régions avoisinantes (Préalpes vaudoises)* 2. Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] 34/2.
- JEGERLEHNER, J. (1902): *Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz*. Gerlands Beitr. Geophys. 5/3.
- MORNOD, L. (1947): *Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse-Gruyère*. Eclogae geol. Helv. 40/1.
- (1949): *Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin*. Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] 104.
- NUSSBAUM, F. (1906): *Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes*. Jber. geogr. Ges. Bern 20.
- PENCK, A., und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.
- RUTSCH, R. F. (1967): *Leitgesteine des risseiszeitlichen Rhonegletschers im Oberemmental und Napfgebiet (Kanton Bern und Luzern)*. Mitt. naturf. Ges. Bern [N.F.] 24.
- TWERENBOLD, E. (1955): *Les Préalpes entre la Sarine et les Tours-d' Aï, région des Monts-Chevreuils*. Bull. Soc. frib. sci. natur. 44 (1954).
- VERPLOEGH CHASSÉ, TH. (1924): *Beitrag zur Geologie der Dent-de-Broc und ihrer Umgebung*. Diss. Univ. Zürich.
- WELTEN, M. (1944): *Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez*. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 21.
- (1952): *Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals*. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 26.

GEOLOGISCHE DETAILKARTEN UND ERLÄUTERUNGEN

- ADRIAN, H. (1915): *Geologische Karte der Umgebung des Kandertals zwischen Frutigen und Kandersteg, 1:50000*. In: *Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kanderstals im Berner Oberland*. Eclogae geol. Helv. 13/3, Tf. 9
- ANDRAU, E. W. K. (1929): *Carte géologique du Pic Chaussy et ses abords, 1:25000*. In: *La Géologie du Pic Chaussy et ses abords (Alpes vaudoises)*. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 44.
- BADOUX, H., GAGNEBIN, E., LOMBARD, A., MC CONNELL, R. B., DE RAAF, M., SCHAUB, H. P., und VISCHER, A. (1962): *Feuille 1266: Lenk*. Atlas géol. Suisse 1:25000, avec notice explicative. Comm. géol. Suisse.
- BECK, P. (1910): *Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken, 1:50000*. Spez.-Karte 56a. Schweiz. geol. Komm.
- BECK, P., und GERBER, E. (1925): *Geologische Karte Thun-Stockhorn, 1:25000*. Spez.-Karte 56. Schweiz. geol. Komm.
- BÜCHI, O. (1923): *Geologische Karte der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle, 1:25000*. In: *Geologische Untersuchungen im Gebiete der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle*. Diss. Univ. Zürich.
- CAMPANA, B. (1943): *Carte géologique des Préalpes au Nord-Est de Château-d'Æx, 1:25000*. In: *Géologie des nappes préalpines au Nord-Est de Château-d'Æx*. Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] 82, pl. 2.
- CHATTON, M. (1947): *Carte géologique des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey, 1:25000*. Mém. Soc. frib. sci. natur. 13, pl. 1.
- DORTHE, J.-P. (1962): *Carte géologique de la région au SW de Fribourg, 1:25000*. In: *Géologie de la région au Sud-Ouest de Fribourg*. Eclogae geol. Helv. 55/2, pl. 1.

- DUBEY, R., LONFAT, F., und DOUSSE, B. (1965): *Carte géologique des Rochers de Château-d'Œx*, 1:25000. Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] 119, 120, 121.
- EMMENEGGER, CH. (1962): *Carte géologique de la région Sud de Fribourg*. In: *Géologie de la région Sud de Fribourg*. Bull. Soc. frib. sci. natur. 51, pl. 1.
- FAVRE, G. (1952): *Carte géologique des Préalpes médianes entre l'Hongrin inférieur et la Sarine*, 1:25000. In: *Les Préalpes médianes entre l'Hongrin inférieur et la Sarine*. Bull. Soc. frib. sci. natur. 41 (1951), pl. 2.
- FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K., und VON TAVEL, R. (1962): *Blatt Gemmi. Geol. Atlas Schweiz*, 1:25000, mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm.
- GAGNEBIN, E. (1922): *Carte géologique des Préalpes externes entre Montreux et le Moléson et du Mont-Pèlerin*, 1:25000. Carte spéc. 99. Comm. géol. Suisse.
- GENGE, E. (1949): *Übersichtsskizze der glazialen Ablagerungen im Diemtigtal*, 1:50000. Mitt. naturf. Ges. Bern [N.F.] 6, Tf. 1.
- (1955): *Übersichtsskizze der glazialen Ablagerungen im Simmental*, 1:50000. Mitt. naturf. Ges. Bern [N.F.] 12, Tf. 1.
- GISIGER, M. (1967): *Carte géologique de la région Lac Noir–Kaiseregg–Schafberg, Préalpes médianes*, 1:25000. In: *Géologie de la région Lac Noir–Kaiseregg–Schafberg (Préalpes médianes plastiques fribourgeoises et bernoises)*. Eclogae geol. Helv. 60/1, pl. 2.
- GUILLAUME, H. (1957): *Carte géologique du Montsalvens*, 1:12500. In: *Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises)*. Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] 104, pl. 1.
- JACCARD, F. (1904): *Carte géologique de la région de la Brèche de la Hornfluh*, 1:50000. In: *La Région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises, Suisse)*. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 5, pl. 5.
- JEANNET, A. (1912): *Carte géologique des Tours-d'Âi et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises)*, 1:25000. Carte spéc. 68. Comm. géol. Suisse.
- KLAUS, J. (1953): *Carte géologique de la région au SE des Gastlosen*, 1:25000. In: *Les Couches Rouges et le Flysch au Sud-Est des Gastlosen*. Bull. Soc. frib. sci. natur. 42, pl. 3.
- KREBS, J., et al. (1925): *Geologische Karte der Blümlisalpgruppe*, 1:25000. Spez.-Karte 98. Schweiz. geol. Komm.
- MARTI, J. (1960): *Kartenskizze des unteren Diemtigtals*, 1:25000. In: *Geologie des unteren Diemtigtals (Berne Oberland)*. Diss. Univ. Bern.
- MAUVE, C.C. (1921): *Geologische Karte des Molésongebietes*, 1:25000. In: *Geologische Untersuchungen im Molésongebiet*. Eclogae geol. Helv. 16/4, Tf. 6.
- MORNOD, L. (1949): *Carte géologique de la région de Bulle (Gruyère)*, 1:25000. Mat. Carte géol. Suisse [n.s.] 91, pl. 2.
- NUSSBAUM, F. (1906): *Karte der quartären Ablagerungen des Saanegebietes*. Jber. geogr. Ges. Bern 20.
- PAGE, CL. (1969): *Carte géologique des Préalpes au NW des Gastlosen orientales*, 1:25000. In: *Observations géologiques sur les Préalpes au NW des Gastlosen orientales*. Bull. Soc. frib. sci. natur. 58/2 (1968/69), 1.
- PUGIN, L. (1952): *Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises)*, 1:25000. Eclogae geol. Helv. 44/2 (1951), pl. 8.
- RABOWSKI, F. (1912): *Simmenthal et Diemtigthal, Carte géologique et coupes en series*, 1:50000. Carte spéc. 69. Comm. géol. Suisse.
- REVERTERA, C.G. (1926): *Geologische Kartenskizze der Kette des Mont-Cray (Préalpes Médianes)*. In: *Auszug aus der geologischen Monographie der Kette des Mont-Cray (SW-Abschnitt der Vanil-Noir-Kette, préalpes médianes)*. Diss. Univ. Freiburg.
- SALATHÉ, R.H. (1961): *Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung*. Verh. naturf. Ges. Basel 72/1.
- SCHMID, G. (1970): *Geologische Karte der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse*, 1:25000. In: *Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 139.
- SCHUMACHER, J.-P. (1926): *Carte géologique de la région de Rossinière*. In: *Description géologique des Environs de Rossinière (Pays d'Enhaut vaudois)*. Thèse Univ. Lausanne.
- SCHWARTZ CHENEVART, CH. (1945): *Carte géologique des Préalpes dans la région de la Hochmatt*, 1:30000. In: *Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises)*. Mém. Soc. frib. sci. natur. 12, pl. 1.

- SPICHER, J.-P. (1965): *Carte géologique des Préalpes médianes dans le massif des Bruns, partie occidentale, 1:25000*. In: *Eclogae geol. Helv.* 58/2, pl. 2.
- SPOORENBERG, J. (1952): *Carte géologique des Préalpes médianes au Nord-Ouest de Château-d'Œx, 1:25000*. In: *Les Préalpes Médiannes au NW de Château-d'Œx*. Thèse Univ. Fribourg.
- TERCIER, J., und BIERI, P. (1961): *Feuille 348–351: Gurnigel*. Atlas géol. Suisse 1:25000. Comm. géol. Suisse.
- TWERENBOLD, E. (1954): *Carte géologique des Préalpes entre la Sarine et les Tours-d'Aï, 1:25000*. In: *Les Préalpes entre la Sarine et les Tours-d'Aï, région des Monts-Chevreuils*. Bull. Soc. frib. sci. nat. 44 (1954).
- À WENGEN, W. (1924): *Geologische Karte des Vanil-Noir und seiner Umgebung (Préalpes fribourgeoises), 1:25000*. In: *Geologische Untersuchungen im Gebiete des Vanil-Noir (Gruyère)*. Diss. ETH, Zürich.

TOPOGRAPHISCHE KARTEN

LK 1:25000:

1205: Rossens, 1206: Guggisberg, 1207: Thun, 1208: Beatenberg, 1224: Moudon, 1225: Gruyères, 1226: Boltigen, 1227: Niesen, 1244: Châtel-St-Denis, 1245: Château-d'Œx, 1246: Zweisimmen, 1247: Adelboden, 1265: Les Mosses, 1266: Lenk, 1267: Gemmi.

LK 1:50000:

252: Bulle, 253: Gantrisch, 254: Interlaken, 262: Rochers-de-Naye, 263: Wildstrubel.

Die Romanischen Voralpen in der ausgehenden Würm-Eiszeit

- | | |
|--------------------------------------|-----------------------|
| Wangener Städen (Maximalstäden) | Riss-Erratiker |
| Rossens/Vaudens - Bern Muri-St. | Erreiker des Würmmax. |
| Enney - Blumenstein - Jekung-St. | Eisströmlinien |
| Les Moulins - Strättigen-Thun-St. | Schmelzwasserinnen |
| Saanen - Zweisimmen - Interlaken-St. | Drumlin |
| Gstaad - St. Stephan - Aarboden-St. | Rundhöcker |
| Gösgg - Leuk - Mairingen-Stadum | Polsterprofile |
| Hölsäse Städen | Rezepte Moränenwälle |

