Letzteiszeitliche Glazitektonik im Weisstannental (SG) : eismechanische klimatostratigraphische Implikation

Autor(en): **Müller, Benjamin U.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **89 (1996)**

Heft 3

PDF erstellt am: **07.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-167935

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv. 89/3: 1065–1075 (1996)

0012-9402/96/0301065-11 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Letzteiszeitliche Glazitektonik im Weisstannental (SG): Eismechanische und klimatostratigraphische Implikationen

BENJAMIN U. MÜLLER[1]

Key words: Quaternary, Alpine glaciations, glaciotectonics, palaeoclimatostratigraphy, Rhine Glacier, Last Glacial Maximum

ZUSAMMENFASSUNG

Sedimentologische und strukturgeologische Untersuchungen an der komplex deformierten Lockergesteinssequenz des Vorderen Schlössli ergeben neue Anhaltspunkte zum Eisaufbau und Eisabbau im Rheingletschersystem. Die Sedimentreihe und die glazitektonischen Deformationen darin zeigen, dass der Rheingletscher auf kleine Klimaschwankungen während des Eisaufbaus kaum mit einer Höhenänderung reagierte, während der viel kleinere Weisstannengletscher eine markante Längenänderung zeigte. Dies ermöglichte es dem abschmelzenden Rheingletscher im Spätglazial noch bis 6 km weit ins Weisstannental einzudringen (Oberholzer 1933).

ABSTRACT

Sedimentological and stuctural investigations on a complexly deformed Quaternary sequence in the region of Sargans (Eastern Switzerland) revealed new knowledge about the ice build-up and the ice retreat during the Last Glaciation of the Alps. The sediment sequence found, and the spectacular glaciotectonic deformations in this sequence show that the Rhine-Glacier did not strongly react to small climatic changes during the ice build-up phase. A much more direct response to climate can be observed when looking at the much smaller Weisstannen-Glacier. This difference in reaction time of these two glaciers also explains the phenomenon of the Rhine glacier intruding 6 km up the Weisstannen valley observed already by Oberholzer (1933).

Einleitung

Die Daten zum Eisrückzug des Rheingletschersystems vom letzten Vereisungsmaximum sind zahlreich, wenn auch oft widersprüchlich (Furrer 1987; Hantke 1970, 1978, 1987, 1992; Krayss 1985; Maisch 1982; Müller 1993; Schlüchter 1986). Vom Eisaufbau zum «Last Glacial Maximum» (LGM) dagegen wissen wir immer noch sehr wenig (Schlüchter 1991).

Detaillierte sedimentologische Studien an verschiedenen Lockergesteinsprofilen im Raum Walenseetal/Sargans (Müller 1993, 1995) erlaubten es, den Inhalt einiger Sedimenteinheiten, die früher morphologisch als Wallrelikte des sich zurückziehenden Rheingletschers angesprochen worden sind (Hantke 1970), als reine Ausschmelzprodukte eines sehr schnell abschmelzenden Rheingletschers zu identifizieren (Müller 1995). Es

[1] Geologisches Institut der Universität Bern, Quartärgeologie, CH–3012 Bern

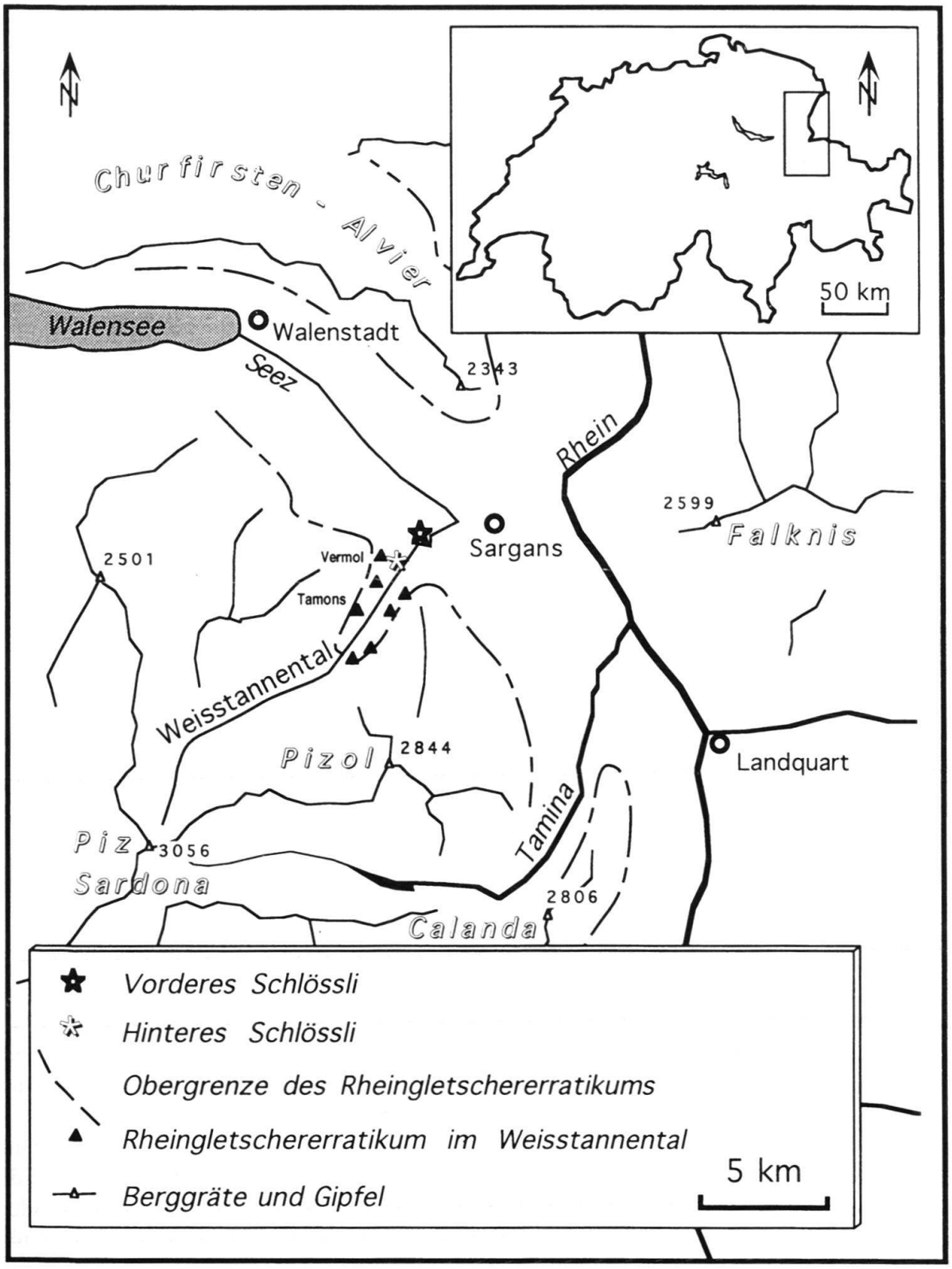


Fig. 1. Übersichtsskizze der Region Sargans

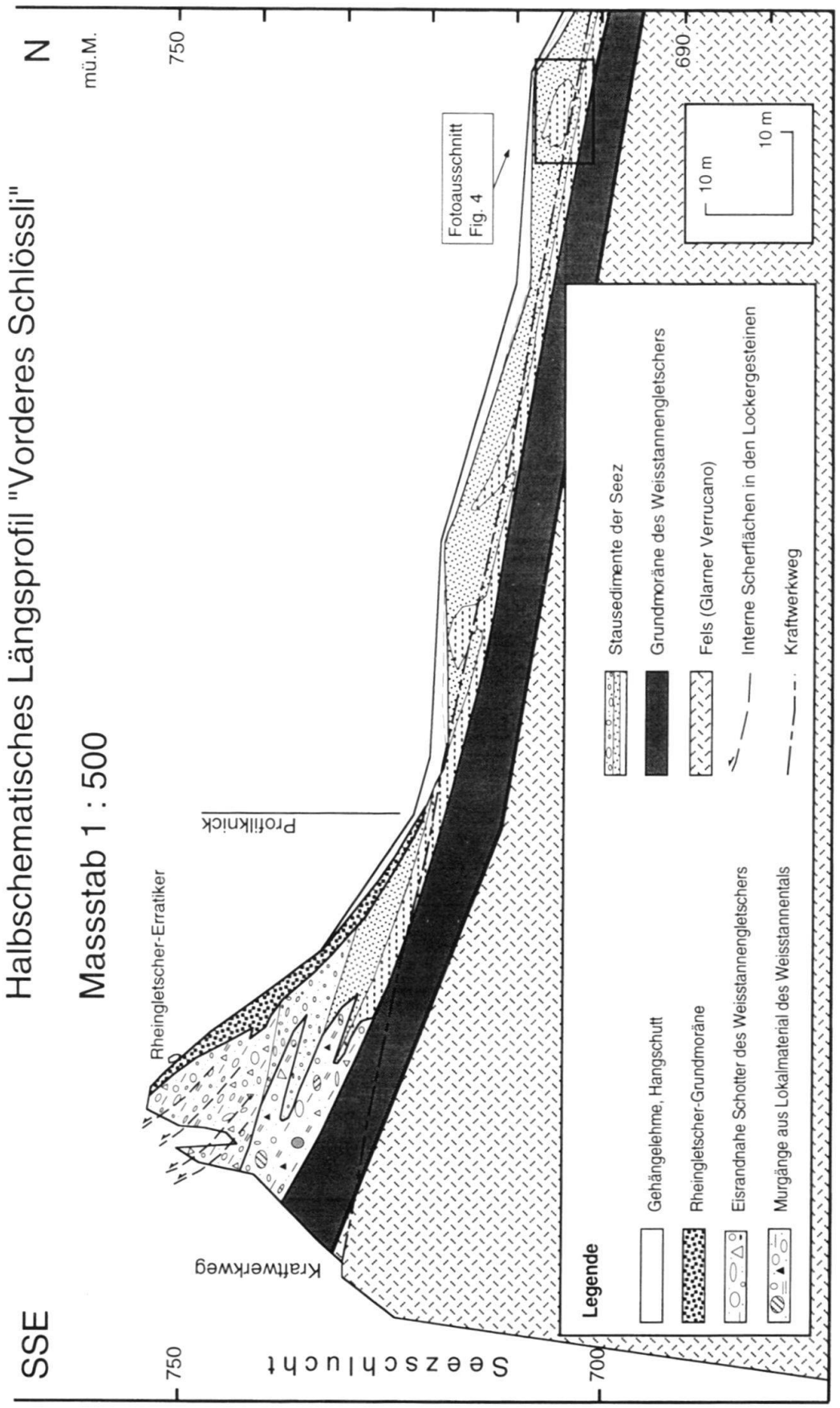


Fig. 2. Halbschematisches Übersichtsprofil Vorderes Schlössli. Fliessrichtung des Rheingletschers von Norden (rechts) her. Der Weisstannengletscher floss von links her Richtung Mels-Sargans. Die überkippte Falte in den Stausedimenten der Seez sowie die gestaffelten Aufschiebungen in den Murgangsedimenten, welche die Erdpyramiden aufbauen, weisen auf eine Schubrichtung von Norden her hin.

handelt sich dabei um die Lockergesteinssequenzen von Brüsis, Plons, Mels-Gabreiten und zwei Einheiten in der Seezschlucht. Mit diesem Artikel soll das spektakuläre und komplexe Quartärprofil des Vorderen Schlössli (LK: 749.125/211.750), ca. 1 km südlich Mels in der Seezschlucht, eingehend beschrieben werden (Fig. 1).

Es geht hier darum, die momentan praktisch vollständig aufgeschlossene Sedimentsequenz und die darin gefundenen Deformationen zu beschreiben und die eisdynamischen und paläoklimatischen Schlüsse daraus zu ziehen. Die sedimentologische Beweisführung zur Einstufung einzelner Sedimenttypen ist bewusst kurz gehalten. Die meisten dazugehörigen Rohdaten (Geröllanalysen, Schwermineralanalysen etc.) sind in Müller (1993) aufgeführt, nur die neueren Daten werden in diesem Artikel erwähnt. Weiter kann mit diesen neuen, hier erstmals beschriebenen Feldbefunden auch die kontroverse, vieldiskutierte Frage (Blumer 1908; Oberholzer 1933; Saxer 1964) beantwortet werden, wie der Rheingletscher 6 km weit ins Weisstannental eindringen konnte. Für eine detaillierte Diskussion der Prozesse der Sedimentgenese wird auf Müller (1993) verwiesen.

Situation

Die neu untersuchten Aufschlüsse am Vorderen Schlössli (Fig. 1) sind schon Oberholzer (1933) aufgefallen, vor allem wegen der markanten Erdpyramiden, welche im obersten Teil der Lockergesteinssequenz herausgewittert sind.

Der Lockergesteinskörper des Vorderen Schlössli bildet einen ca. 80 m hohen Riegel (Fig. 2). Er liegt quer im unteren Teil der Seezschlucht und die Seez umfliesst ihn in einem Bogen (Fig. 1). Morphologisch vergleichbar ist ca. 850 m weiter seezaufwärts der kleinere Lockergesteinsriegel des Hinteren Schlössli (LK: 748.600/21.400). Er wird von der Seez ebenfalls epigenetisch umflossen.

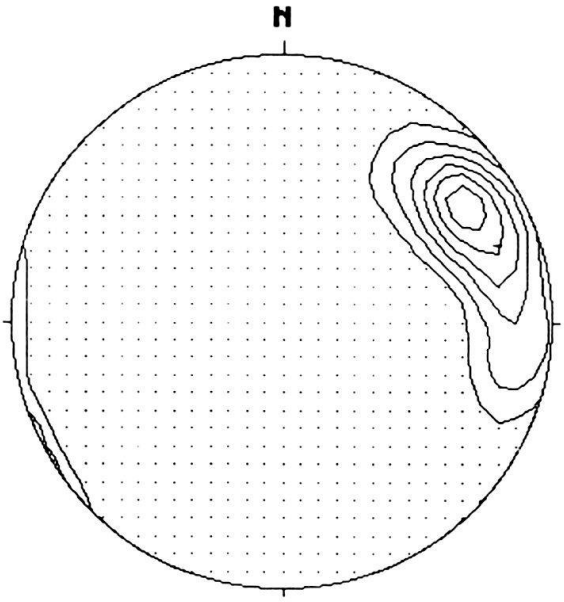
Schon im Jahre 1991 war, durch einen Erdrutsch ausgelöst, der mittlere Teil der Lockergesteine am Vorderen Schlössli aufgeschlossen. Anhand der damaligen Aufschlüsse wurde die Serie als glazial überfahrene Stausequenz gedeutet (Müller 1993), infolge der fehlenden tieferen Profilteile war aber eine zeitliche Einordnung der Serie nicht möglich.

Durch ein Strassenbauprojekt in der Seezschlucht ist im Jahre 1995 auch die Basis dieser komplexen Quartärserie freigelegt worden. Figur 2 zeigt einen Schnitt durch die insgesamt aufgeschlossenen Serien. Einzig der an der Basis des Profils dargestellte Fels und Teile der hangenden Grundmoräne waren nie vollständig sichtbar.

Lithologie

Das im folgenden beschriebene Profil (Fig. 2) stellt eine lithostratigraphische Zusammenfassung der gesamten, zu verschiedenen Zeiten aufgeschlossenen Sedimentserien am Voderen Schlössli dar.

Die Basis der ganzen Serie bilden die mit 20–25° nach NE einfallenden Unteren Schönbühlschiefer des Glarner Verrucanos (Richter 1968). Diese erscheinen an einzelnen Stellen glazial überschliffen und poliert. Darauf liegt eine kompakte Grundmoräne von 5–8 m Mächtigkeit mit intensiv verrucanoroter Matrix. Geschiebemorphologie, Geschiebeeinregelung (Fig. 3) und Kornverteilung belegen diese lithogenetische Interpretation.



Contour plot. Sample VS-1,
N: 24, c: 2,4,6,8,10,12.

Fig. 3. Geschiebeorientierungen Weisstannengletscher-Grundmoräne Vorderes Schlössli. Konturierte Häufigkeitsverteilung der Geschiebelängsachsen-Orientierungen im Stereonetz. Die vorherrschende Richtung der Einregelung der länglichen Geschiebe ergibt eine Fliessrichtung des Weisstannen-Eises nach Nordosten.

Im Hangenden der Grundmoräne finden sich murgangartige Diamikte, d.h. schlecht sortierte, tonig-siltige Kiese mit grossen Blöcken, die wie die liegende Grundmoräne immer noch die typische verrucanorote Matrix aufweisen. Der mächtigste dieser debrisflows kann aufgrund der petrographischen Zusammensetzung (hoher Dolomit- und Verrucanogehalt) einem Seitental des Weisstannentals, dem Lutzbach-Graben zugeordnet werden. Diese Sedimente stehen nur im taleinwärtigen Teil des Vorderen Schlössli an, und bilden mit einer Mächtigkeit von 5–10 m die Basis der Erdpyramiden (Fig. 2). Talauswärts erfolgt ein Fazieswechsel, sodass diese gletschernahen Einheiten nur noch in geringer Mächtigkeit anstehen. Sie werden lateral abgelöst von einer Sequenz, die mit sehr feinkörnigen Silten und Sanden beginnt und ein charakteristisches coarsening-upwards bis zu gut sortierten, sauberen Kiesen zeigt. Sie wird als limnische Stausequenz der Seez gedeutet. Diese vor allem Material aus dem Einzugsgebeit der Seez (Müller 1993) führende Sequenz ist undeformiert bis 7 m mächtig.

Am talauswärtigen Fuss des Lockergesteinskörpers des Vorderen Schlössli sind die unteren, feinkörnigen Teile dieser limnischen Stauserie äusserst komplex deformiert (siehe Abschnitt Deformationen).

Die höheren Profilteile, welche schon Oberholzer (1933) beschrieben hat, bestehen aus schlecht sortiertem, tonig-siltigem Kies mit reichlich Sand von einer hellgrau-rosa Farbe. Geröllanalysen, sowie Schwermineralanalysen belegen eine dominant lokale Herkunft des Materials aus dem Weisstannental mit einer Beimischung von Rheingletschermaterial (Analysen siehe Müller 1993). Diese Lockergesteine zeigen teilweise ebenfalls die typische altrosafarbige (Verrucano-)Matrix, sind jedoch nicht dermassen kompakt gelagert und weisen nicht die glazialen Geschiebemorphologien auf, wie die basale

Fig. 4. Überkippte Falte aus sandigen und tonig-siltigen Seesedimenten. Blickrichtung West. Schubrichtung von rechts (NNE). Bildhöhe ca. 1.5 m. Der vorliegende Bildausschnitt ist in Fig. 2 dargestellt.

Grundmoräne. Es dürfte sich dabei also eher um eisrandnahe Schotter (meist debris-flows) handeln. Es finden sich in den Aufschlüssen der Erdpyramiden (Fig. 2) zahlreiche gestaffelte (Abstand 0.3–1.8 m), interne Scherflächen steiler Orientierung (Mittel: 340/50). Die durch die Überfahrung durch den Gletscher geschaffene Überkonsolidierung der Sedimente führte offenbar zu einer hohen Standfestigkeit, die sich in der Bildung der ca. 10–15 m hohen senkrechten Erdpyramiden manifestiert. Die internen Scherflächen hingegen bilden Schwächezonen, bzw. bevorzugte Bahnen, an denen offenbar die Verwitterung und damit die Erosion angreifen kann.

Lithostratigraphisch zuoberst, bzw. frontal an den Riegel des Vorderen Schlössli «angeklebt», findet man eine dünne Lage von Grundmoräne in dunkelgrauer Farbe mit eindeutig dem Rheingletscher zuzuordnender Geröllpetrographie und Schwermineralführung. Darauf liegen einige Erratiker, so neben verschiedenen Gneissen ein Punteglias-Granit als Rheingletscher-Leitgestein.

Deformationen

An den feinkörnigen, limnischen Sedimenten am talauswärtigen Fuss des Vorderen Schlössli können mehrere Deformationsphasen unterschieden werden, die aufgrund ihrer Geometrie alle glazigenen Ursprungs sein müssen. Die Orientierung der grossen gestaffelten Scherflächensysteme, die in den oberen, grobkörnigeren Profilteilen gefunden

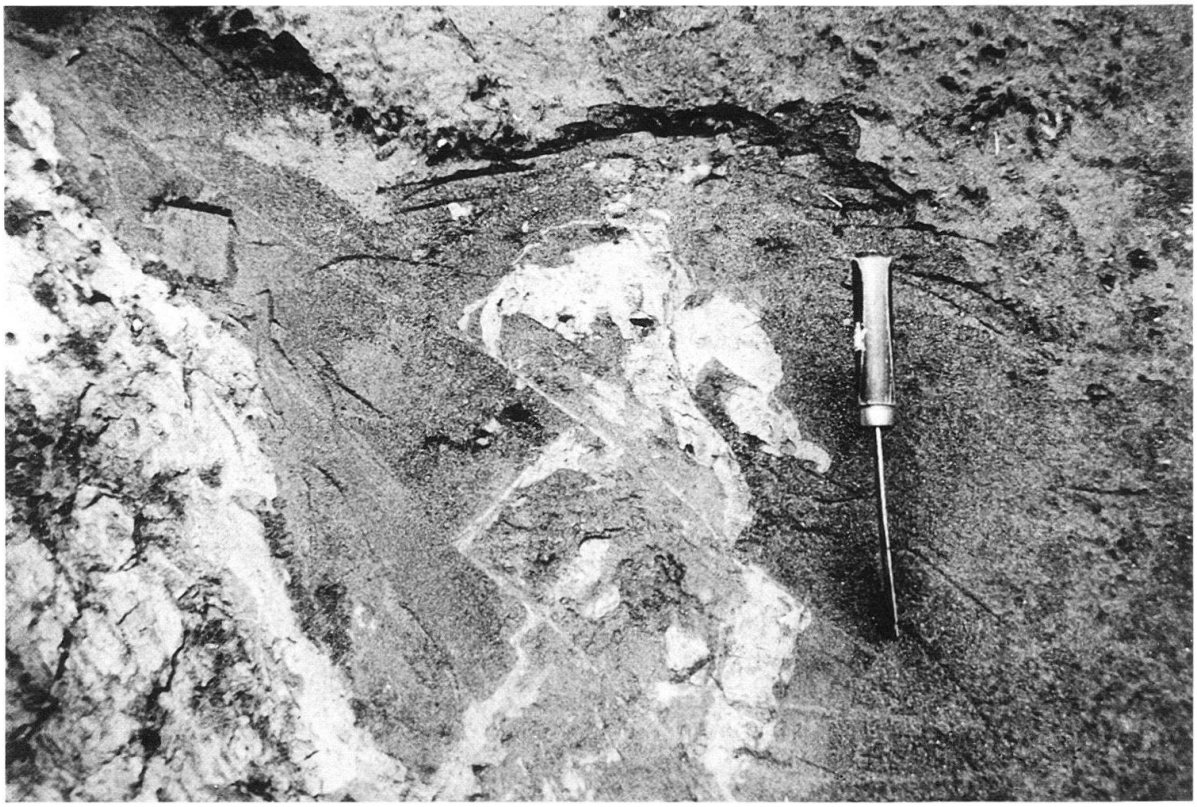


Fig. 5. Spröd zerscherte flame-structure aus den Stausedimenten der Seez (Fig. 2). Die Überschiebungsrichtung der zweiten Deformationsphase verläuft von rechts unten nach links oben (Schub von NNE). Vergrösserung aus dem Bildausschnitt von Fig. 4 unmittelbar rechts des Spachtels. Bildhöhe etwa 30 cm.

werden können (Fig. 2), lassen ebenfalls auf eine Schubrichtung aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung schliessen.

Die erste Deformationsphase muss die Sedimente im noch plastischen, also vermutlich noch wassergesättigten Zustand ($w > w_l$: = Wassergehalt oberhalb der Fliessgrenze) erfasst haben. Sie führte zu intensiver Deformation mit überkippten Falten und flame-structures. Der bergaufwärtige, taleinwärts gerichtete Deformationspfad der gefundenen Strukturen schliesst eine gravitative Bildung dieser plastischen Verformungen aus.

Die nächste Phase verscherte in der Folge die Strukturen der vorherigen Deformation spröde. Das Sediment muss also in der Zwischenzeit in einen gefrorenen oder aber genügend entwässerten Zustand ($w < w_p$: = Wassergehalt unterhalb der Ausrollgrenze) gebracht worden sein. Die Folgen dieses talaufwärts gerichteten Deformationsschubes zeigen sich sehr schön in Figur 5 an einer in der vorherigen Deformationsphase gebildeten flame-structure.

Die nächste Deformations-Phase muss ein compaction-faulting gewesen sein. Dabei wurden (evtl. gefrorene) Sedimente durch eine Überlast spröde zerbrochen.

Die sich, durch die Überlast des darüberliegenden Gletschers, öffnenden Klüfte wurden von oben kluftparallel mit zunehmender Öffnung fortwährend mit feingeschichtetem, verrucanorotem Ton gefüllt. Dieser Kluftton muss aus dem stark verrucanohaltigen Einzugsgebiet der Seez, und dort wahrscheinlich von der linken Talseite stammen. Es ist nun denkbar, dass der damalige Weisstannengletscher eine stark rötlich gefärbte Suspen-

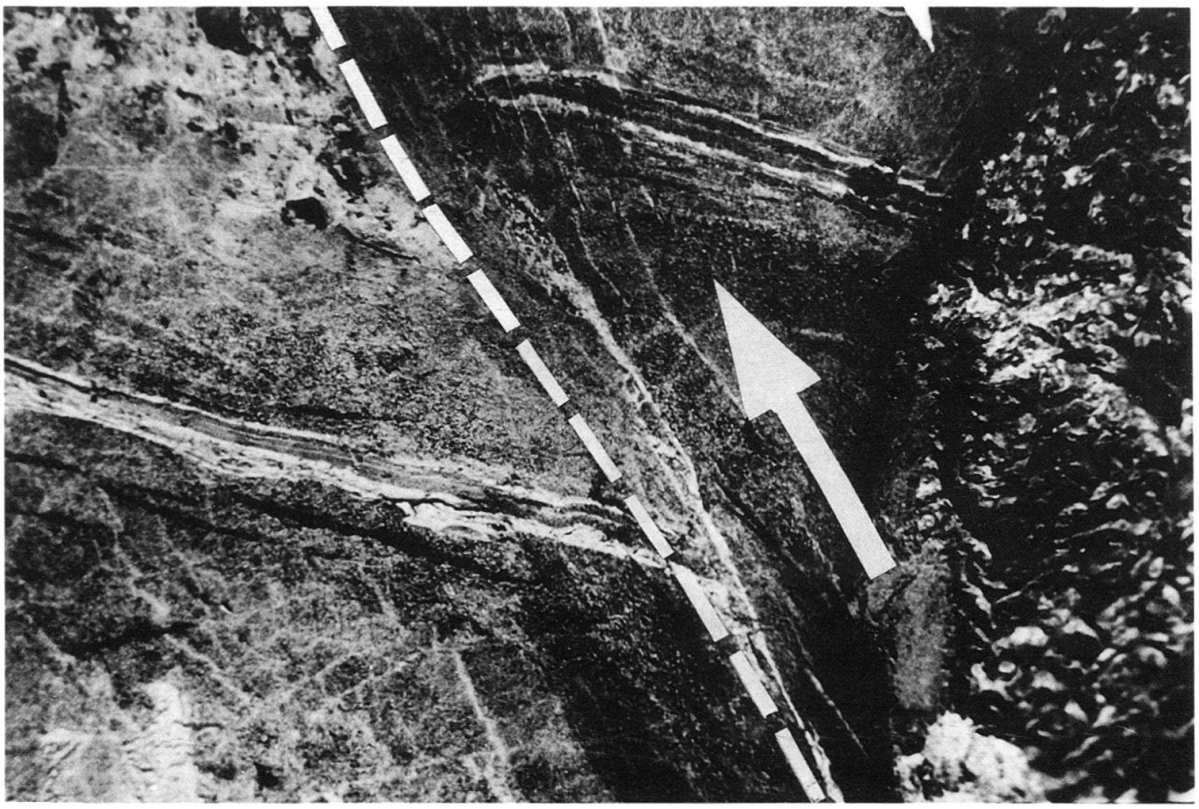


Fig. 6. Die zerscherte und dabei überschobene Kluft tritt als helles Band hervor. Die Überschiebungsrichtung der letzten Deformationsphase verläuft von rechts unten nach links oben (weisser Pfeil), der Schub erfolgte von NNE. Die gestrichelte, weisse Linie markiert in etwa die Überschiebungsfläche. Bildhöhe ca. 25 cm, Blickrichtung WNW.

sionsfracht aufwies, so dass die Kluftfüllungen mit Infiltration von Gletschermilch erklärt werden könnte. Es handelt sich dabei nicht um sedimentäre Gänge («sedimentary dykes»), wie sie beispielsweise von Wyssling (1994) in den Aathal-Schottern beschrieben werden, da direkt unterhalb der geklüfteten Sedimente keine verrucanoroten Einheiten anstehen, und die mit Ton gefüllten Klüfte im Weisstannental keinerlei druckbedingte Intrusionsstrukturen zeigen. Die aus diesen Hauptklüften abzweigenden, subhorizontalen Nebenklüfte hingegen sind meist sehr dünn (2–3 mm) und es fanden darin offenbar Bewegungen statt, die sich in Rutschharnischen manifestieren. Diese auffälligen, roten Klüfte, die alle vorher beschriebenen Deformationen durchschlagen, sind dann ihrerseits noch einmal zerschert worden (Fig. 6). Es finden sich spröde Aufschiebungen mit demselben Bewegungssinn wie während der ersten und zweiten Deformationsphase.

Interpretation

Was bedeutet nun diese hochkomplex deformierte Sedimentsequenz am Eingang zum Weisstannental in einem grösseren, klimatischen Rahmen?

Die basale Grundmoräne belegt einen Vorstoss des Weisstannengletschers bis fast nach Mels während des Eisaufbaus zum letzten Glazialzyklus. Im letzten Glazialzyklus

deshalb, weil die ganze beschriebene Lockergesteinsserie trotz der zwei an ihrer Bildung beteiligten Gletscher und der beschriebenen Fazieswechsel zeitlich eine genetische Einheit bildet. Diese hätte in der vorliegenden Exposition ein volles Glazial kaum in dieser Form mit steilen Böschungswinkeln und der vorliegenden Erratikerbedeckung «überlebt». Es finden sich keine Spuren von Paläoböden oder andere Indikatoren für grössere zeitliche Hiaten innerhalb der Serie.

Hiermit kann nun erstmals mit Feldbefunden nachgewiesen werden, dass der Weisstannengletscher schneller auf die Klimaverschlechterung zu Beginn des LGM reagiert hat als der grössere und trägere Rheingletscher. Die rezente Beobachtung, dass kleinere Gletscher schneller auf Klimaschwankungen reagieren als Grössere (Zumbühl & Holzhauser 1988) lässt sich also auch auf den Eisaufbau des LGM übertagen. Es blieb dem Weisstannengletscher genügend Zeit, um eine mächtige Grundmoräne abzulagern. Mit dem Vorrücken des Rheingletschers in die Gegend von Mels muss der Weisstannengletscher dann aber in seiner Fliessdynamik behindert worden sein. Er wurde wohl am Talausgang an den linken Talrand gedrängt, ganz verdrängt werden konnte er aber nicht, da kein anderer Drainageweg für das Weisstanneneis bestand. Die Geschiebeeinregelungen zeigen zudem, dass die Grundmoräne am Vorderen Schlössli aus einer frühen Phase des Glazials stammen muss, als der Rheingletscher den Fluss des Weisstannengletschers noch nicht behinderte – also der Aufbauphase.

Wann und wie hat sich nun der in den Sedimenten dokumentierte See zwischen den beiden Eiskörpern gebildet?

Dafür ist eine kurze Klimaschwankung während des Eisaufbaus zum Glazial verantwortlich, auf die der weniger träge Weisstannengletscher mit einem kurzen Rückzug reagiert hat. Der im Eisaufbau befindliche Rheingletscher wirkte mit einer Eishöhe von bereits etwa 700 m als Stauer am Ausgang der Seezschlucht. Zwischen den beiden Eiszungen konnten sich nun die vorgängig beschriebenen Seesedimente über der Weisstannengletscher-Grundmoräne bilden. Ihre laterale Verzahnung mit eisrandnahen Schottern und Murgängen zeigt aber, dass der Weisstannengletscher nicht sehr weit entfernt gewesen sein kann. Der trotz der leichten Klimaverbesserung weiter vorrückende Rheingletscher überfuhr in der Folge seine eigenen Stausedimente. Dass diese am Anfang noch in plastischem Zustand vorlagen, kann ebenfalls durch eine leichte Klimaverbesserung erklärt werden. Es kann also kaum Permafrost geherrscht haben, oder dieser taute zeitweilig mindestens 4–8 m tief auf.

Beim weiteren Eisaufbau zum Vereisungsmaximum < 28'100 y BP (Schlüchter & Röthlisberger 1995) wurde der ebenfalls wieder vorrückende Weisstannengletscher vom Rheingletscher abgedrängt und floss über Vermol und später vermutlich sogar nördlich Tamons (Fig. 1) zum Walenseearm des Rheingletschers. Die Last des überlagernden Eises im Weisstannental (ca. 1 km Mächtigkeit) führte in der Folge zu einer Kompaktion der Sedimente, was eine Entwässerung und die spröde Deformation (compaction-faulting) in den bereits vorher plastisch deformierten Sedimenten ermöglichte.

Diese Eisdynamik blieb so lange bestehen, bis sich der Weisstannengletscher zu Ende des Vereisungsmaximums zurückzuziehen begann und allmählich den Vorderen Teil des Weisstannentals bis Schwendi freigab. Der freiwerdende Raum wurde dabei sofort vom bei Mels noch etwa auf 1100 m ü.M. liegenden Rheingletschereis eingenommen. Diese Eishöhe ermöglichte das Vorrücken des Eises bis nach Schwendi, wo es die schon von Oberholzer (1933) kartierten und beschriebenen Erratiker hinterliess. Der Rheinglet-

scher, der bei dieser Eishöhe noch etwa bis Hurden gereicht haben soll, dürfte auf den Pässen (Lenzerheide, Wolfgang) teilweise schon durchgeschmolzen gewesen sein (Müller 1993). Es handelte sich dabei also eher um eine Toteismasse als um einen aktiven Gletscher, die aber infolge der noch grossen Mächtigkeit in den freigewordenen Raum im Weisstannental hineinfliessen konnte. Dabei wurde auch der Lockergesteinsriegel des Hinteren Schlössli überfahren, der eine ähnlich geartete Genese aufweisen könnte wie das Vordere Schlössli. Das Fehlen von Aufschlüssen verhinderte dort bis jetzt aber eine ähnlich detaillierte Untersuchung.

Während des spätglazialen Eiskollapses, vom Zürich-Stadium bis weit in die Alpen hinein, zerfiel der Weisstannengletscher um einiges schneller als der Rheingletscher und stiess in der Folge nicht mehr vor. Im Weisstannental konnte sich also während der späteren, fraglichen Rückzugsstadien (= Klimarückschläge?) des Rheingletschers von Hurden, Schänis, Weesen, Sargans und Chur kein Talgletscher mehr ausbilden. Deshalb blieb das zahlreiche, oberflächlich liegengebliebene Rheingletschererratikum im Weisstannental vor der Aufräumung verschont.

Dies erstaunt, da einzelne Schneegrenzberechnungen in der Literatur (Jordi 1986) erwarten lassen, dass der Weisstannengletscher sogar während des sogenannten Feldkircher Standes s.l. (Jordi 1986) wieder etwa bis zum Hinteren Schlössli hätte vorstossen sollen.

Darum muss geschlossen werden, dass Schneegrenzberechnungen am rapide zerfallenden Rheingletscher, bezogen auf morphologisch und sedimentologisch schlecht definierte Rückzugsstadien, überprüft werden müssen und sich nicht ohne weiteres auf kleinere Gletscher der Region übertragen lassen.

LITERATUR

BLUMER, E. 1908: Einige Notizen zum geologischen Dufourblatt IX in der Gegend des Weisstannentales (SG). Eclogae geol. Helv. 10, 201–213.

FURRER, G., BURGA, C. & HOLZHAUSER, H. 1987: Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. Geographica helv. 2, 61–91.

HANTKE, R. 1970: Zur Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walenseetalung und im Rheintal. Vjschr. natf. Ges. Zürich 115/1.

– 1978: Eiszeitalter. Ott, Thun.

– 1987: Zur Tal- und Reliefgeschichte des Churfirsten-Alvier-Gebietes (Kt. St. Gallen). Geographica helv. 4, 159–168.

– 1992: Die Talgabelung von Sargans. Geographica helv. 47/2, 51–56.

JORDI, U. 1986: Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. Geographica Bernensia, G 27.

KRAYSS, E. 1985: Zur Gliederung des Eisaufbaus der hochwürmzeitlichen Bodensee-Vorlandvergletscherung. Physische Geogr. 16, 23–30.

MAISCH, M. 1982: Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. Geographica helv. 2, 93–104.

MÜLLER, B. U. 1993: Zur Quartärgeschichte des Seeztals (Kt. St. Gallen, Schweiz). Dissertation Nr. 10184 ETH Zürich.

– 1995: Das Walensee-/Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese. Vom Entstehen und Vergehen des grossen Rheintal-/Zürichsees. Eigenverlag, Bern.

OBERHOLZER, J. 1933: Geologie der Glarneralpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 28.

RICHTER, J. 1968: Die Geologie der Guschagruppe im St. Galler Oberland. Dissertation ETH Zürich.

SAXER, F. 1964: Die Diffluenz des Rheingletschers bei Sargans. Eclogae geol. Helv. 57, 604–607.

SCHLÜCHTER, C. 1986: The Quaternary glaciations of Switzerland, with special reference to the northern alpine foreland. Quaternary Science Reviews (Final report of the IGCP-project 24, "Quaternary glaciations in the Northern hemisphere") 5, 413–419. Pergamon, Oxford.

– 1991: Fazies und Chronologie des letzteiszeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz. In: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre. (Ed. by FRENZEL, B.) Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 401–408.

SCHLÜCHTER, C. & RÖTHLISBERGER, C. 1995: 100 000 Jahre Gletschergeschichte. Publ. der Schweiz. Akad. Natw.

WYSSLING, L. 1994: Geologische Besonderheiten im Aathalschotter bei Uster/ZH. Eiszeitlich «intrudierte», hydraulisch wirksame Lehm-Dykes und eine Interpretation des Phänomens «blasender Bohrlöcher». Erläut. Hydrogeol. Karte 1 : 100 000, Blatt 5, Toggenburg. Schweiz. Geotechn. Komm., 1994.

ZUMBÜHL, H. J. & HOLZHAUSER, H. 1988: Alpengletscher in der kleinen Eiszeit. Die Alpen (SAC), Nr. 88/3.

Manuskript eingegangen 15. Dezember 1995
Revidierte Fassung angenommen 1. Juni 1996