

Zeitschrift: Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft
Band: 87 (1994)

Artikel: Zur Quartärgeschichte des Seeztales (Kt. St. Gallen)
Autor: Müller, Benjamin U.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-832699>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 17.04.2026

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

Zur Quartärgeschichte des Seeztales (Kt. St.Gallen)

Benjamin U. Müller

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	9
2. Lithostratigraphie der Talfüllung ...	10
3. Geochronologie der Locker- gesteinsfüllung der Seeztal-/Walenseerinne	12
4. Neotektonik und ihre Konsequen- zen für die Quartärstratigraphie im Raum Walenseetal-Linthebene ..	18
5. Neue Erkenntnisse zum Eisabbau im Spätwürm	19
Literaturverzeichnis	20

1. Einleitung

Im Schatten des grossartigen Gebirgszugs der Churfürsten-Alviergruppe hatten die quartären Sedimente des Seeztales bis in die ausgehenden siebziger Jahre dieses Jahrhunderts nur wenig Beachtung gefunden. Erst der Autobahnbau zu Ende dieses Jahrhunderts kratzte etwas an der Oberfläche der Talfüllung; wissenschaftlich wurden diese zahlreichen Daten aber kaum genutzt. Angesichts der Bedeutung des Seeztales für die Vergletscherungs- und Landschaftsgeschichte der gesamten Ostschweiz begann ich im Herbst 1989 parallel zu den Grundwasseruntersuchungen des Kt. St. Gallen mit der wissenschaftlichen Bearbeitung des Quartärs im Seeztal.

Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet ist durch die in den Jahren 1989–1991 durchgeführten Tiefbohrungen in der Talsohle des Seeztales zwischen Mels-Sargans und Walenstadt definiert (Abb. 1). Die Sedimente an den Talflanken und am Eingang zum Weiss-tannental sind ebenfalls in die Untersuchungen einbezogen worden. Dazu kamen Untersuchungen an den speziellen Höh-

lensedimenten des Ofenloches oberhalb Quinten.

Geologisch liegt die mit mächtigen quarzären Sedimenten verfüllte Seeztal-/Walenseerinne zwischen dem Trias-/Liasteil der Mürtschendecke im Süden und den darauf differentiell nach NE vorgeschobenen Teilen der Axen- und der Churfirsendecke aus Kreide-Elementen im Norden. Die aufgeschlossene Schichtreihe reicht im Untersuchungsgebiet vom Glarner Verrucano (Perm) bis zum oligozänen Flysch. Einen Überblick über den komplexen Deckenbau der Region liefern die Arbeiten von TRUEMPY (1947, 1969).

Durchgeführte Untersuchungen

Die aus rund 1100 m Kern entnommenen Proben wurden lithologisch und sedimentologisch analysiert: Korngrössenzusammensetzung, Atterbergversuche (Plastizität), Ödometerversuche, Karbonatgehalts-Bestimmungen, sowie Gehalt an organischem Kohlenstoff. Weiter wurden an ausgewählten Proben Geröllanalysen,

Schwermineralanalysen sowie Schlämungen auf Fossilien und pflanzliche Makroreste gemacht. Diese erwähnten Untersuchungen wurden auch an den Proben von Ablagerungen der Talflanken sowie der Höhlensedimente des Ofenlochs durchgeführt. Dort wurden auch drei Paläomagnetikprofile, ein Isotopenprofil und Pollenproben bearbeitet.

2 Lithostratigraphie der Talfüllung

Das Längsprofil Nr. 1 «Sargans – Walensee» (Abb. 3) sowie das Querprofil Nr. 4 «Müliriet-Oberplons» (Abb. 2) geben einen Überblick über das aufgestellte lithostratigraphische Modell. Die Spur von Profil 4 verläuft im seismischen Profil 8805 durch die Bohrung KB 2 «Müliriet» (LK:749°085/214°380). Sie ist wie die Profilspur Nr. 1 in Abb. 1 eingetragen. Das Längsprofil ist 11.5fach überhöht, die Lockergesteine in Profil 4 sind im Gegensatz zum natürlich dargestellten Felsuntergrund vierfach überhöht gezeichnet.

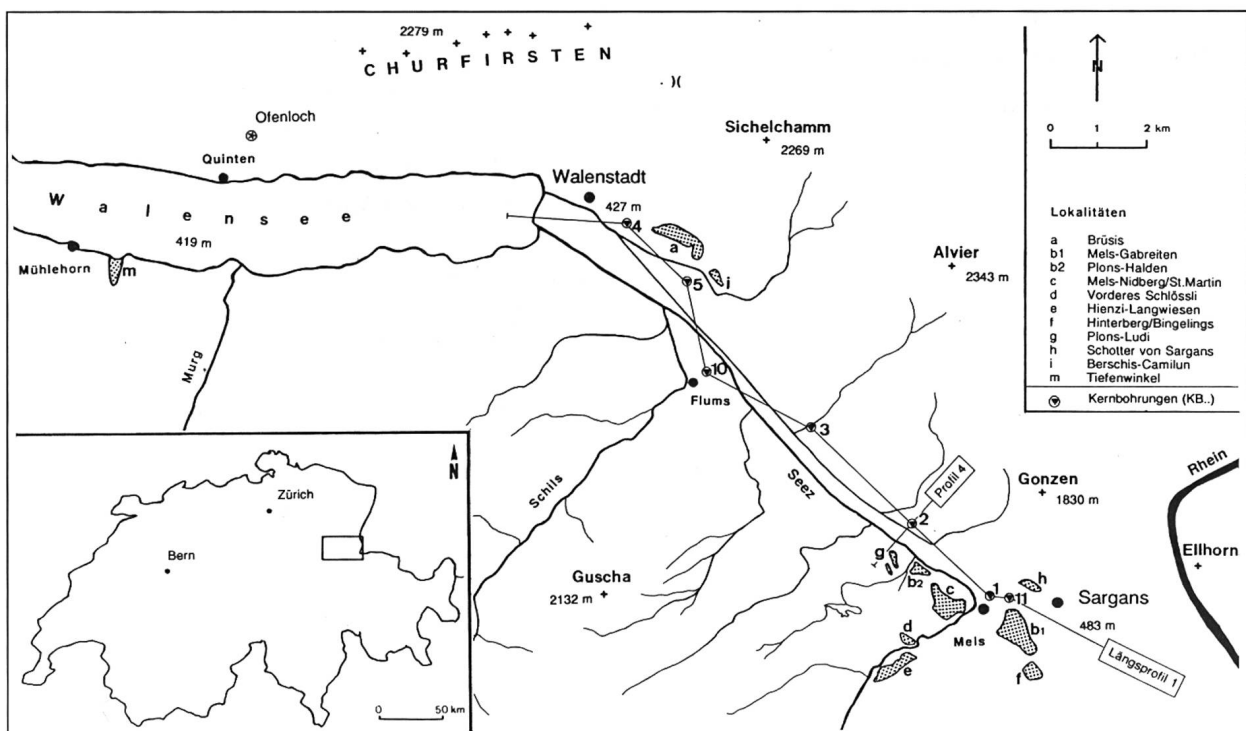


Abb. 1: Geographischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

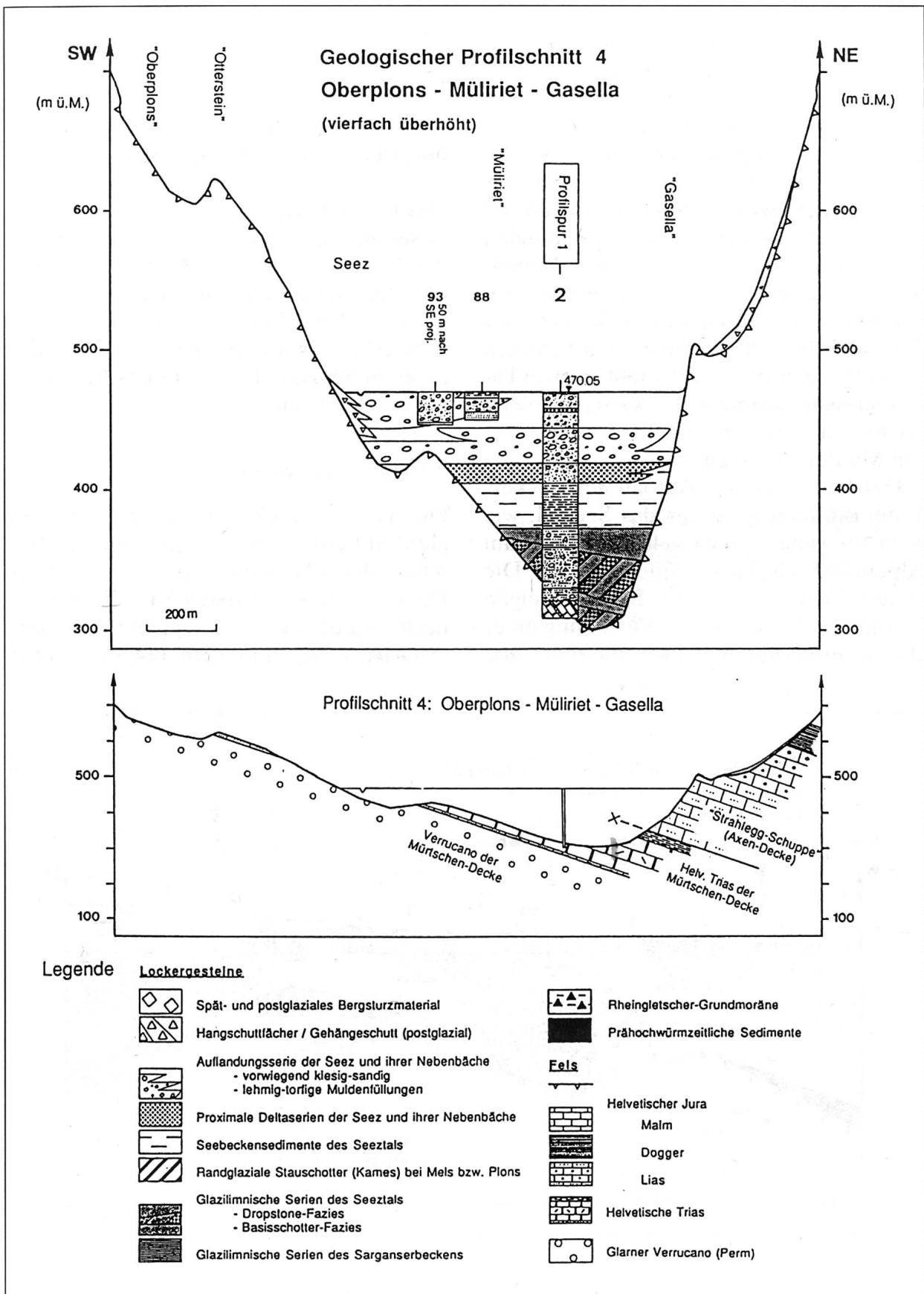


Abb. 2: Querprofil Nr. 4: «Müliriet-Oberplons» (Profilspur siehe Abb. 1)

(HANTKE, 1987), und den ältesten datierten Sedimenten im Seeztal aus dem Ofenloch ob Quinten liegen keine gesicherten geologischen Dokumente vor. Die Untersuchungen von GRAF (1993) in den Deckenschottern der zentralen Nordschweiz ergaben Indizien für die Existenz einer Seeztal-/Walenseerinne im Altquartär (Minimalalter: 1 Mio y BP). Dies deckt sich mit den Befunden, die an den Höhlensee-Sedimenten des Ofenlochs gemacht wurden.

Geochemische Diagenesereaktionen wie Dolomitisierung, Ausscheidung von Kieselsäurekrusten und die authigene Bildung

von Eisensulfiden konnten im Höhlensediment ebenfalls nachgewiesen werden und geben weitere Hinweise auf das hohe Alter dieser Ablagerungen.

Die mittel- und jungpleistozänen Eisvorstösse durch das Seeztal haben den das versiegelte Karstsystem umhüllenden Fels teilweise erodiert. Die Höhlensedimente wurden dadurch freigelegt und im heutigen Portalbereich der Höhle durch eindringendes Eis deformiert und kompaktiert.

Mit einem paläomagnetischen Minimalalter von 780 000 y BP (Brunhes-Matuyama-Grenze) für Teile der Sedimentfü-

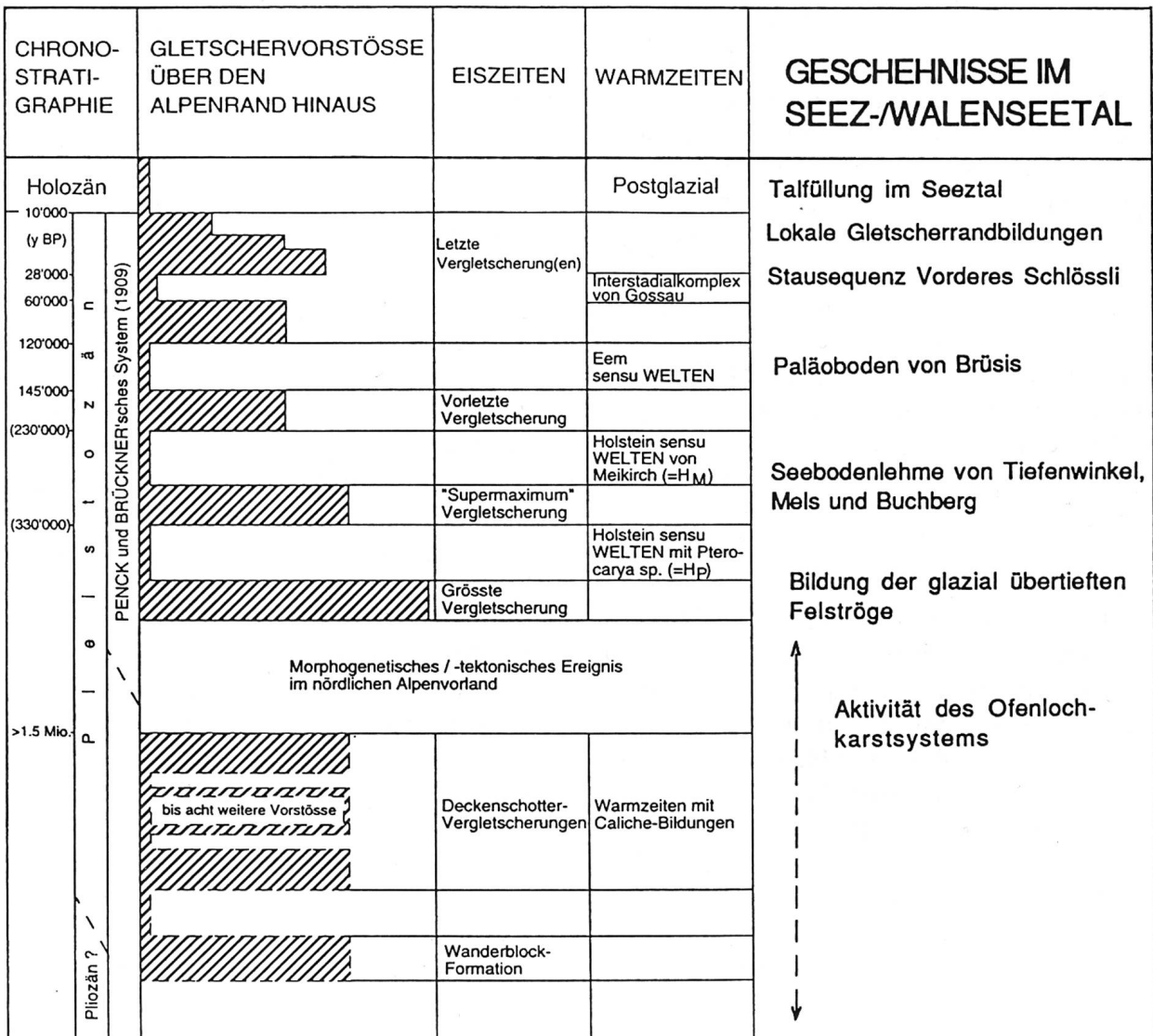


Abb. 4: Diagramm umgezeichnet nach SCHLÜCHTER 1993.

lung ergibt sich ein mindestens altquartäres Alter für die Bildung und Füllung dieses heute fossilen Karstsystems. Dies bedingt die gleichzeitige Existenz einer Vorflut auf derselben Höhe (650 m ü.M.) zur Entwässerung des Karstsystems.

3.2 Das Mittelpleistozän

In diese Zeit fällt nach heutigem Wissen die Haupttalbildung, die mit der sog. «Grossen Vereisung» in Verbindung gebracht wird (SCHLÜCHTER, 1987 [siehe auch Abb. 4], MÜLLER, 1988). Die darauf folgenden Vereisungen dürften das Felsrelief nicht mehr entscheidend verändert haben, waren sie doch beträchtlich kleiner als die vorangegangene Grosse Vereisung. Ihre Wirkung hat sich örtlich im wesentlichen auf die mehr oder weniger vollständige Ausräumung der Lockergesteinsfüllungen der vorgegebenen Felströge beschränkt.

In die Spätphase dieses Zeitabschnittes kann die Bildung der basalen Serien (Murgangsedimente, Bergsturz) des Profils «Brüsis-Gurbsbach» eingestuft werden, während der darüber folgende Hangschutt zu Anfang des letzten Interglazials gebildet worden sein dürfte.

3.3 Das Jungpleistozän

Das letzte Interglazial (Eem)

Mit Beginn des Jungpleistozäns bessern sich die Überlieferungsverhältnisse, und verbundene Sedimentsequenzen sind stratigraphisch fassbar. Mit den Profilen Tiefenwinkel bei Murg (SCHINDLER et al., 1985) und «Brüsis-Gurbsbach» (LK: 744.3/220.1) liegen zwei Sedimentsequenzen aus dem Seeztal vor, die dem Eem zugeordnet werden könnten. Ein Vergleich der chronologischen Einstufung der beiden Profile führt aber zu interessanten Schwierigkeiten.

Früh-Eemzeitliche Seebeckenablagerungen bei Murg-Tiefenwinkel, abgelagert

in einem Seebecken mit Verbindung zu Linth und Seez und einer Seespiegellage von rund 500 m ü.M., stehen einer tiefgreifenden, subaerischen, interglazialen Bodenbildung auf Hangschutt auf einer Höhe von 447–490 m ü.M. bei Brüsis gegenüber. Da beide Profile morphologisch im engeren Walenseebecken liegen, müsste das Boden-Profil «Brüsis-Gurbsbach» folglich während des Eems unter dem Seespiegel des damaligen Walensees gelegen haben.

Folgender Lösungsansatz bietet sich an, um diesen Widerspruch zu überwinden:

- Die zeitliche Einstufung der im Profil Tiefenwinkel anstehenden Seeablagerungen muss neu überdacht werden. Die Einordnung der Seebodenlehme mittels Pollen ins beginnende Eem ist nicht zwingend. Der darin gefundene Höhlenbärenschädel kann auch aus dem vorhergehenden Interglazial stammen. Eine Einstufung der Seebodenlehme von Tiefenwinkel ins vorletzte, das klassische «Mindel-/Riss»-Interglazial, stünde dann auch in Übereinstimmung mit den Befunden von WELTEN (1982), welcher alle Schieferkohlevorkommen der Linthebene und damit auch die darunter liegenden Seebodenlehme in dieses Interglazial stellt. Diese Einstufung ist nur unter der Voraussetzung zulässig, dass alle diese über der heutigen Talsohle liegenden Seeablagerungen vom Walensee bis zum Obersee im gleichen See gebildet wurden.
- Sollte die bisherige chronologische Einstufung des Profils Tiefenwinkel korrekt sein, müssten die Bodenbildungen von «Brüsis-Gurbsbach» folglich ins nächstältere Interglazial zurückdatiert werden. Dabei bleiben aber die bekannten Differenzen zu den obenerwähnten Befunden von WELTEN (1982) bestehen. Zudem würde man dann im Profil Brüsis über dem Bodenhorizont zumindest Relikte der gleichen, weitverbreiteten Seeablagerungen erwarten, wie sie im Profil Tiefenwinkel anstehen. Solche konnten

aber trotz intensiver Suche nicht gefunden werden. Die überdies kräftige Bodenbildung mit einem karbonatfreien BT-Horizont von mindestens 0.7 m Mächtigkeit, entstanden auf einem 80–90%ig karbonatischen Substrat, macht auch eine Würm-interstadiale Bildung des Paläobodens von Brüsis unwahrscheinlich, da zur Bildung eines derartigen Bodens warmzeitliche Verhältnisse vorausgesetzt werden müssen. Eine allfällige Einstufung des Bodens ins Holozän kann infolge seiner Moränenbedeckung in Bohrung KB15 (Brüsis) ausgeschlossen werden.

Eine widerspruchsfreie Erklärung mit einer Rückstufung der hochliegenden Seebodenlehme von Tiefenwinkel ins Mittelpleistozän zwischen die sog. «SuperMax-Vereisung» und die «Vorletzte Vereisung» (nach SCHLÜCHTER, 1987) steht auch in bestmöglicher Übereinstimmung mit allfälligen jung- bis mittelpleistozänen Krustenhebungen im Walenseegebiet (siehe Kapitel 4).

Als ebenfalls früh-Eemzeitliche Bildungen dürften die Bachschuttsedimente in den Lockergesteinsprofilen von «Mels-Gabreiten» und «Plons-Halden» zu deuten sein. Wie aus dem Profil «Brüsis-Gurbsbach» ersichtlich ist, kann im Eem mit ähnlich hohen Schuttfächern gerechnet werden wie heute. Eine interstadiale Bildung dieser Serien kann aufgrund der beträchtlichen Verwitterungstiefen ebenfalls ausgeschlossen werden. Der talrandlichere Teil des Kerns der Lockergesteinsmasse von «Mels-Gabreiten» (LK: 750'75/212'00), feinkörnige, laminierte Seeablagerungen, könnte in Analogie zu den Seebodenlehmen von Tiefenwinkel ebenfalls noch ein Interglazial älter sein.

Das Frühwürm

Wie im Profil Tiefenwinkel ist auch im Profil «Brüsis-Gurbsbach» nicht klar, welche Auswirkungen der Frühwürm-Eisvorstoss durch das Seetal hatte. Dasselbe gilt für

die alten Bachschuttkegel von «Mels-Gabreiten» und «Plons-Halden», die vom schwächeren Frühwürmvorstoss nicht vollständig erodiert worden sind.

Der Hochwürmvorstoss

Wie von SCHINDLER et al. (1985) auch am Profil Tiefenwinkel beschrieben, wurde die Eem- bis frühwürmzeitliche Sedimentfüllung des ganzen Seeztales während des letzten Eisvorstosses bis auf wenige Ausnahmen erodiert. Im zentralen Bereich des Seeztales reichte die Ausräumung nachgewiesenermassen bis auf den Fels (siehe Abb. 2, 3), im Flumserbecken und im Sarganserbecken sicher unter Kote 300 m ü. M., wie die zahlreichen, für diese Untersuchung ausgewerteten Bohrungen zeigen. Einzig in morphologisch geschützten Lagen wie am Talhang bei Mels, Plons und Berschis blieben einzelne ältere Lockergesteinskörper erhalten. Sie wurden dabei aber morphologisch überformt, kompaktiert und von Moräne überdeckt.

Während des Vorstosses des Rheingletschers durchs Seetal begann ein Seitenarm des Rheineises ins Weisstannental vorzustossen. Dabei wurde zuerst die Seez am Talausgang in Mels gestaut. Der weiter vorrückende Rheingletscher überfuhr in der Folge diese Stauschotter, wie eine geringmächtige Grundmoräne darüber belegt (Profil Nidberg LK.: 750'24/212'50). Dasselbe gilt für den Schotterhügel von St. Martin, der ebenfalls aus überfahrenen Seezschottern besteht, die von einer durch den Gletschervorstoss abgelenkten Seez geschüttet wurden. Die Seez dürfte also schon während des Eisvorstosses kurzfristig über St. Martin-Schlings-Plons abgeflossen sein. Beim weiteren Vordringen des Rheineises ins Weisstannental staute sich beim «Vorderen Schlössli» (LK: 749'2/211'7) zeitweilig ein See auf, der zuerst von der Seez, später zunehmend von gletschernahen Murgängen und mit Murgängen von den Seitenhängen verfüllt wurde. Der Weisstannengletscher muss zu

dieser Zeit ebenfalls schon bis in die Talsohle hinabgereicht haben und hat möglicherweise die wallförmige Lockergesteinsmasse des ‹Hinteren Schlössli› aufgebaut. Während des weiteren Vorrückens überfuhr der Rheingletscher nachweislich seine eigenen Stausedimente und drang, den Weisstannengletscher zurückdrängend, bis nach ‹Schwendi› vor, wo zahlreiche Rheineratiker diesen Vorstoss belegen.

Der Eisrückzug zu Ende des Hochwürms

Der sehr rasche Eiszerfall, der beim Rheingletscher im süddeutschen Raum nach GEYH M. A. und SCHREINER A. (1984) zwischen 15 000 und 14 500 stattfand, führte dazu, dass zum Beispiel das Hinterrheintal schon zur Zeit des Gschnitz-Standes bis nach Andeer hinauf eisfrei war (BURGA, 1981). Für das Zürichseebecken postuliert LISTER (1988), bereits um 14 500 y BP eine offene Wasserfläche. Während dieses enorm schnellen Kollabierens des Eisstromnetzes bildeten sich verschiedene gletscherrandliche Sedimentsequenzen, die von früheren Autoren (RICHTER, 1968; HANTKE, 1970) sowie mit gewissen Einschränkungen auch von JORDI (1986), in ein allgemeines System von Rückzugsstadien eingeordnet wurden.

Die höchstgelegene dieser Sequenzen, diejenige von ‹Langwiesen-Hienzi› (LK: 748'7/211'3), liegt am Ausgang des Weisstannentals auf rund 860 m ü.M. und markiert eine Eisrandlage des Rheingletschers. Der talauswärtige Teil dieses Kamesschotters wurde noch kurz überfahren, was durch eine Grundmoränendecke und Deformationen im Schotterkörper belegt wird. Nach JORDI (1986) müsste die Front des Rheingletschers zu dieser Zeit bei Feldkirch gelegen haben. Problematisch sind solche Korrelationen einzelner, miteinander nicht verbundener Sedimentsequenzen vor allem deshalb, weil dabei die Eigendynamik einzelner Gletscherzungen, in diesem Fall vor allem das Verhalten des

Weisstannengletschers, nicht wirklich abschätzbar ist.

Die nächsttieferen Eisrandsedimente von ‹Plons-Ludi› (LK: 748'7/213'4, in 600 m ü.M./550 m ü.M.) oberhalb Plons zeigen einen weiteren Aspekt der Problematik mit den bekannten Rückzugsstadien auf. Diese aufgrund der Eishöhen zwischen dem klassischen ‹Feldkircher› und dem ‹Sarganser-Stand› liegenden Eisrandsedimente markieren, wie vermutlich die meisten dieser randglazialen Stausequenzen, keine eigentlichen Eishalte oder gar Vorstossphasen, sondern sehr kurzfristige Schüttungsereignisse am Rand eines mehr oder weniger schnell abschmelzenden Eiskörpers. Im Falle der Schotter von ‹Plons-Ludi› genügen dazu einige murgangartige Ereignisse innert weniger Jahre, im Extremfall möglicherweise ein einziger Starkniederschlag.

Spätestens zur Zeit der Bildung der Eisrandserien von ‹Plons-Ludi› dürfte auch im praktisch vollständig ausgeräumten Seezaltrog die Sedimentation wieder in Gang gekommen sein. Der möglicherweise mehr oder weniger an Ort und Stelle niederschmelzende Gletscher muss zu dieser Zeit, nach der Bildung einzelner fraglicher Grundmoränenareale am Talgrund (KB3, ‹Halbmil›), auf seinem eigenen Schmelzwasser aufgeschwommen sein. Dabei setzte er an seiner Basis mitgeschlepptes Sedimentmaterial frei, dessen erhöhter Kristallinanteil auf eine Herkunft vom Rhein-Gletscher hindeutet. Gleichzeitig setzte eine kräftige Sedimentzufuhr von den Seitenhängen her ein. Randglaziale Schotterterrassen rutschten ab. Murgänge von Lokalbächen und schliesslich die auch im Spätglazial kurzzeitig über St.Martin-Schlings-Plons abfliessende Seez schütteten ihre Sedimente an den Gletscherrand, von wo der kiesreiche Periglazialschutt in Rutschungen, Murgängen und subaquatischen ‹debris-flows› in die Sohle des Seeztales zwischen Plons und Flums verfrachtet wurde. Für diese inhomogene lithologische

Einheit wurde der Sammelbegriff ‹Gletscherseemoräne› geprägt. Sie enthält u. a. die sog. Basisschotter, die auch der glazilimnischen Serie des Seeztales zugeordnet werden. Ruhigere Zeitabschnitte in dieser Serie werden durch feinkörnige Beckensedimentation mit ‹dropstones› repräsentiert.

Während sich der Schilsschutfächer bereits im Aufbau befand, floss die Seez immer noch über St. Martin nach Plons, abgelenkt durch direkten Eisstau – oder wahrscheinlicher – durch eine Lockergesteinsfüllung in der Seezschlucht. Dies wird belegt durch die vom Rheingletscher stammende sandige Sedimentserie in KB11-Mels II (150.5–196.0 m u.T.). Die mässig gute Sortierung dieser Sedimente deutet auf ein subaquatisches Delta des Rheingletschers hin, welches innert kürzester Zeit den östlichsten Teil des Seezaltrogens am Übergang zum Sarganserbecken verfüllte.

Etwa zur gleichen Zeit stiess nach JORDI (1986) ein Arm des Pizolgletschers über die Wildseelücke nach ‹Mugg› und bis in den Bereich des Wangser Hinterbergs vor und schüttete nach meinen Untersuchungen in seinem Vorfeld die Kameschotter von ‹Bingelings› (LK: 750°9/211'2) an den Eisrand des Rheingletschers, der diese in der Folge noch etwas deformiert hat. Parallel dazu wird auch das tiefere Terrassenniveau von ‹Mels-Gabreiten› zwischen den Erosionsrand des oberen Terrassenniveaus und den Eisrand des Rheingletschers geschüttet. Geröllpetrographisch kommt dafür ebenfalls der Schmelzwasserbach des Pizolgletschers in Frage.

Vom Eisrückzug aus der Gegend von Sargans bis zum Ende des Spätglazials

Mit dem Wegschmelzen des Eises aus dem westlichen Sarganserbecken dürfte auch die Seez schnell ihren normalen Lauf wieder freigelegt haben. Nach der fast vollständigen Erosion der Lockergesteinsfüllung

in der Seezschlucht tiefte sie sich beim ‹Hinteren Schlössli› und ‹Vorderen Schlössli› epigenetisch in den Fels ein und legte dabei ihren Lauf rund 20 m tiefer als vor der Würmvereisung. Wie die heutige Prallhangmorphologie am Westabhang von ‹Mels-Gabreiten› vermuten lässt, muss im Lauf der Ausräumung der Seezschlucht auch dieser direkt vor dem Ausgang der Seezschlucht gelegene Lockergesteinskörper teilweise erodiert worden sein.

In KB11 (Mels II) dokumentiert sich das Freiwerden der Seezschlucht mit einem zunehmenden Anteil an Seezmaterial in den nach oben feinkörniger werdenden glazilimnischen Serien des Sarganserbeckens oberhalb 150.5 m u.T. Die letzten zur Hauptsache vom Alpenrhein(-Gletscher) stammenden Sedimente konnten in einer Tiefe von 111.9 m u.T. (Kote 378) beobachtet werden. Im zentralen Teil des Seeztales endet die glazilimnische Serie mit ‹dropstone›-Seebodenlehmen, deren Matrix noch klaren Alpenrhein-Einfluss (Schwerminerale) erkennen lässt. Mit dem schnellen Wachsen des Seezschutfächers, begleitet von zahlreichen Murgängen, progradieren die typischen Seezsande und Kiese nach allen Seiten über die feinkörnigen Seebeckensedimente des Seeztales. Ein weiteres Eindringen von grobkörnigem Alpenrheinmaterial ins Seeztal wird dadurch unterbunden.

Mit einem ^{14}C -Alter von 12 290 \pm 120 y BP (CP-111, ETH-Nr. 8589) aus der Bohrung KB11 im Zentrum des Seezschutfächers (38.5 m u.T.; Kote 451.8 m ü.M.) haben wir bei Mels eine Zeitmarke, die uns anzeigt, wie enorm schnell die seit dem Beginn des Rückschmelzens des Linth-Rheingletschers aus dem Zürich-Stadium um 14 600 y BP (LISTER, 1988) beobachteten Ereignisse abgelaufen sein müssen. Im Bereich um KB11 (Mels II) ergeben sich minimale Sedimentationsraten von rund 7–10 cm/Jahr, was einem Durchschnitt über alle vertretenen, dominant distalen Faziesbereiche entspricht. Für den Bereich

oberhalb der Probe CP-111 reduziert sich die durchschnittliche Sedimentationsrate auf 3–4 mm/Jahr. Die grobdetritische Sedimentzufuhr aus den Seitentälern bricht also (mit der beginnenden Wiederbewaldung) zu Ende des Spätglazials förmlich zusammen. Mittels der genannten Betrachtungen über die Sedimentationsraten gelang auch in den Alpen der Nachweis des von CHURCH & RYDER (1972) aufgestellten paraglazialen Sedimentationsmodells.

Die grossen Alluvialfächer von Seez, Linth, Jll usw. müssen demzufolge schon früh über den Seespiegel des im Spätglazial zusammenhängenden «Rheintal-Walen-Zürichsees» herausgeragt haben, wodurch die ursprünglich riesige Wasserfläche in einzelne Becken unterteilt wurde, welche schon zu Ende des Spätglazials annähernd ihre heutigen, unterschiedlichen Spiegelhöhen erreicht hatten.

3.4 Das Holozän

Während die Alluvialfächer vor den Mündungen der Seitentäler zu Beginn des Holozäns schon annähernd ihre heutige Gestalt erreicht hatten, blieben dazwischen grosse und tiefe Beckenbereiche als Seen erhalten, die bis in die jüngste Vergangenheit als Sümpfe weiterbestanden haben. Für das östliche Walenseebecken belegen vier Datierungen Wassertiefen von ca. 70 m bei Berschis (KB5) um 9000 y BP bzw. 35 m südlich Tscherlach (KB4) um 8500 y BP. Die Sedimentationsraten im Grenzbereich zwischen Beckensedimentation und Alluvialfächer betragen somit für das Holozän 5–10 mm/Jahr, sind also zu dieser Zeit zwei- bis dreimal höher als in den zentralen Schuttfächern. Dieser Umstand dürfte durch die (vegetationsgesteuerte?) Umstellung von dominant murgangartiger Sedimentation in den proximalen Schuttfächern, auf «suspension-load»-Sedimentation bedingt sein, die ihre Sedimentfracht vor allem in den Beckenbereichen absetzt.

4. Neotektonik und ihre Konsequenzen für die Quartärstratigraphie im Raum Walenseetal–Linthebene

Wie die langjährigen Messungen des Landesnivellements gezeigt haben, treten im Seez-/Walenseetal und im Churer Rheintal rezente Krustenbewegungen auf.

Laut GUBLER (1976) beträgt die heutige Krustenhebung in Walenstadt heute rund 0.8 mm/Jahr (Fehlergrenze 0.35 mm/Jahr), was bei einer linearen Extrapolation für den Zeitraum von 130 000 y Jahren (Eem – heute) eine Krustenhebung zwischen 50 und 100 m ergibt. Die Sedimente des von SCHINDLER et al. (1985) nachgewiesenen (vor-)Eemzeitlichen «Walensees» könnten demnach bei einem ähnlichen Seespiegel gebildet worden sein wie der rezente Walenseespiegel, wenn wir von einer konstanten Krustenhebung ausgehen. Der differentielle Charakter dieser Hebungen (Walenstadt: 0.8 mm/y; Weesen: 0.5 mm/y, Schübelbach: 0.4 mm/y) macht es auch möglich, die Unterschiede in den Höhenlagen der verschiedenen präletzzeitlichen Seeablagerungen in der Linthebene zu erklären, sofern man annimmt, sie dokumentierten denselben «fossilen» See. Liegt die Obergrenze dieser Sedimente am Walenberg noch auf ca. 480 m ü. M., sinkt sie in der Linthebene bis auf 440 m ü. M. am westlichen Buchberg (KLÄY, 1969) ab. Möglicherweise wurden auch die im Kern des glazial überfahrenen Lockergesteinskörpers von Mels-Gabreiten gefundenen laminierten Feinsedimente in diesem grossen frühwarmzeitlichen See abgelagert. Ihre heutige Höhenlage von ca. 510 m ü. M. würde sich mit den gegenüber dem Walenseebecken nochmals erhöhten Hebungsraten bei Sargans (1 mm/Jahr) erklären lassen.

Sollten die präletzzeitlichen Seesediment-Vorkommen zwischen Mels und dem Buchberg also tatsächlich durch jungpleistozäne Krustenhebungen in ihre heutige morphologische Position gehoben worden

sein, erübrigt sich auch die Frage nach dem stauenden Riegel im Vorland, der so hohe Seespiegel bedingt haben könnte. Diese hochliegenden Seesedimente könnten also alle einst in ein und demselben zusammenhängenden See gebildet worden sein, wie JEANNET (1923) dies bereits vermutet hat. Ein ähnlicher See, wie er nach heutigem Wissen zu Ende des letzten Glazials im Rheintal-Linthgebiet bestanden hat.

Die Gründe für die heute messbaren Krustenhebungen können einerseits rein tektonisch sein; sie könnten aber auch eine glazial-isostatische Komponente enthalten. Die Diskussion hierüber kann in diesem Rahmen nur verkürzt geführt werden. In der Walenseerinne wird mit dem Vorrücken des Gletschers die rund 200 m–400 m mächtige Talfüllung mit einer durchschnittlichen Dichte von 2.2 t/m^3 erodiert und durch eine Eisfüllung ($D = 0.9 \text{ t/m}^3$) von 1300 m Mächtigkeit ersetzt. Die Belastung steigt also während rund 8000 Jahren um rund das dreifache an. Nach dem Eiszerfall und der schnellen Wiederauffüllung des Talquerschnittes mit Sedimenten sinkt die Belastung wieder auf den alten Wert vor der Vereisung. Die aus der Elastizität der Kruste herrührende Verzögerung der Ausgleichsbewegungen kann nur schlecht abgeschätzt werden, sie sollten nach rund 15 000 Jahren eigentlich abgeklungen sein, da die erhöhte Auflast nur streifenförmig in den Tälern und nur während rund 8000 Jahren wirksam war.

Sollte ein Teil der heutigen Krustenhebung in den Alpen tatsächlich glazial-isostatischen Charakter haben, dürfte dies seine Gründe eher in einer allgemeinen Entlastung des Alpenkörpers haben, der vom beträchtlichen Abtransport von Material aus den Alpen ins Vorland herrührt, ausgelöst durch die kräftige Erosion während der Vereisung. Sind die gemessenen rezenten Krustenhebungen jedoch dominant tektonischer Natur, so ergeben sich für höhenmässige Einstufungen und Korrelationen wie Erratiker- und Schliftgren-

zen sowie Übertiefungsbeträge und Terrassenhöhen interessante Probleme, vor allem, wenn von mittel- bis altpleistozänen Profilen ausgegangen wird.

5. Neue Erkenntnisse zum Eisabbau im Spätwürm

Dank vielen früheren und den erwähnten neuen Tiefenbohrungen ist die Talfüllung bei Mels-Sargans heute bekannt. Im Bereich des <Sarganserstands des Rheingletscher s.l.> nach JORDI (1986), konnten keinerlei Moränenablagerungen unterhalb der Talsohle gefunden werden. In der Geothermie-Bohrung <GT> westlich Mels liegt Seeszotter direkt auf Fels. Weder KB1 (126 m) noch KB11 (196 m) förderten Moräne oder andere glazial vorbelastete Sedimente zutage.

Die direkte Verbindung der seltenen, morphologisch auskartierbaren Moränenterrassen und Eisrandlagen an den Talflanken mit den dazugehörigen Stirnwällen in der Talsohle ist, zumindest im randalpinen Bereich des Seeztales mit seinen über-tiefen Rinnen, nicht möglich.

Die in verschiedenen Höhenlagen an der südlichen Talflanke gefundenen spät-glazialen Stauschotter-Profile wie <Hienzi-Langwiesen> (860 m ü.M.), <St.Martin> (?) (600 m ü.M.), <Plons-Ludi> (560 m ü.M.) sowie <Hinterberg> (560/600 m ü.M.) und <Mels-Gabreiten> (515 m ü.M.) dokumentieren zwar verschiedene Eishöhen während des Rückschmelzens des Rheingletschers, ob diese aber definierten Gleichgewichtslagen des Gletschers entsprechen, ist sehr fraglich. Vom sedimentologischen Gesichtspunkt aus können alle obenerwähnten Lockergesteinsprofile in-ner kürzester Zeit (ein bis einige Jahre) entstanden sein. Die teilweise darin beobachtete Glazialtektonik kann von normalen, jahreszeitlichen (?) Schwankungen in der Eisdynamik induziert worden sein, ohne dass dazu ein Wiedervorstoss des

ohne Zweifel tragen Rheingletschers vonnöten gewesen wäre. Die Definition von neuen, oberflächlich nicht klar sichtbaren Gletscherständen in übertieften Talabschnitten am Alpenrand (Schänis, Weesen, Ragnatsch, Sargans) aus Gründen der besseren Korrelation mit anderen Gletschersystemen ist deshalb aus unserer Sicht wenig sinnvoll und ergibt wahrscheinlich ein falsches Bild der ausserordentlich dynamischen Verhältnisse während des ausgehenden Spätglazials.

Literaturverzeichnis

- BURGA, C.A. (1981): Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrheintal und am Bernhardinpass. – Vjschr. d. Natf. Ges. Zürich, 126/4: 237–367.
- CHURCH, M. und RYDER, J.M., (1972): Paraglacial Sedimentation: A consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. – Geological Society of America Bulletin 83.
- GEYH, M. A. und SCHREINER, A. (1984): ¹⁴C-Datierungen an Knochen- und Stosszahnfragmenten aus würmzeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – In: Eiszeitalter und Gegenwart 34: 155–161.
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich Nr.
- GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivelements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthardregion. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 56: 675–678, Zürich.
- HANTKE, R.,(1970): Zur Diffluenz des würmzeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walenseetalung und im Rheintal. – Vierteljahresschrift der natf. Ges. Zürich, 115. Jhg.
- (1987): Zur Tal- und Reliefgeschichte des Churfürsten-Alviergebietes (SG). – Geographica Helvetica. 87/2: 159 - 168.
- (1992): Die Talgabelung von Sargans. – Geographica Helvetica, 47/2.
- JEANNET, A. (1923): Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Walenstadt. – In: BAUMBERGER et al.: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie 8: 106–448.
- JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. – Geographica Bernensia, G 27.
- LISTER, G.S. (1988): A 15 000-year Isotopic Record from Lake Zürich of Deglaciation and Climatic Change in Switzerland. – Quaternary Research 29: 129–141.
- MUELLER, B. U. (1988): Zur Geologie des unteren Lutherntales (LU). – Unveröff. Diplomarbeit Universität Zürich.
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 28.
- SCHINDLER et al.,(1985): Vorbelastete Seeablagerungen und Schieferkohlen südlich des Walensees – Untersuchungen während des Baus der Nationalstrasse N3. – Eclogae geol. Helv. 78/1: 67–196.
- SCHLÜCHTER, Ch. (1987): Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. – Geographica Helvetica. 87/2.
- (1993): – In: SPM I, Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum frühen Mittelalter. In: SPM I, – Verlag Schweiz. Ges. für Ur- und Frühgeschichte, Basel.
- TRUEMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – Denkschr. der Schw. natf. Ges., Band 79, Abh. 1.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Rekonstruktion und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. helv., 62/1: 105–142.
- WEBER, E. et al. (1978): Der Grundwasserstrom des Alpenrheins. – Wasser, Energie, Luft., 70/5.
- WELTEN, M. (1982): Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich. – Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz. Geogr. Inst. Univ. Zürich (Hrsg.)
- (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. (Mittel- und Jungpleistozän). – Beitr. geol. Karte der Schweiz, Bern.
- WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. – Eclogae geol. helv. 77/3: 541–551.