Glazial übertiefte Talabschnitte zwischen Solothurn und Aarburg

Autor(en): **Gnägi, Christian**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen / Naturforschende Gesellschaft des Kantons Solothurn**

Band (Jahr): **41 (2011)**

PDF erstellt am: **04.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-543335

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

Glazial übertiefte Talabschnitte zwischen Solothurn und Aarburg

Christian Gnägi

Adresse des Autors

Christian Gnägi
Länggasse 7
3360 Herzogenbuchsee
christian.gnaegi@weg-punkt.ch

Inhaltsverzeichnis

1. Im Glauben an den Felsuntergrund: Katastrophe im Lötschbergtunnel 91

2. Die Schweiz, ein Land von hohen Bergen und tiefen Seen 91

3. Mit Butter hobelt man nicht 92

4. Der Bart des Methusalem 93

5. Solothurn steht nicht nur auf festem Grund 94
   5.1 Oberes Önztal–Altachetal–St. Urban–Pfaffnerntal 94
   5.2 Limpachtal–Willadingen–Burgäschi-Becken–Bützberg–Langenthal-Becken 95
   5.3 Berken-Trog: Gerlafingen–Inkwil–Berken–Aarwangen–Aarburg 95
   5.4 Solothurn-Trog, Bipper Trog und Gäu-Rinne 96

6. Ausblick und Forschungsbedarf 97

7. Literatur 97

Glazial übertiefte Talabschnitte zwischen Solothurn und Aarburg

Christian Gnägi

Heute gehört es zum geologischen Grundwissen, dass unter den Schotterebenen und Seebecken am Alpenrand und im Mittelland tiefe Felstäler verborgen liegen (Wildi, 1984; Pugin, 1988; Graf, 2009; Preusser et al., 2010). Weniger bekannt ist, dass einige davon sogar bis unter den Meeresspiegel reichen. In diesem Artikel sollen die markantesten zwischen Jurasüdfuss und Molassehügelland, in etwa zwischen Solothurn und Olten, vorgestellt werden. Dafür wurden Tiefbohrungen und geoelektrische Untersuchungen für Kraftwerkprojekte sowie Kies- und Grundwasserprospektion ausgewertet (WEA 1981, 1984/97, 1989/91, 1991, AfU 2010, Jäckli AG 1965). Zum besseren Verständnis werden zuerst einige Grundlagen zur Talübertiefung, beschränkt auf die Vorkommen der Schweizer Alpennordseite, vorgestellt. Übertiefungen sind aber rund um die Alpen und in vielen glazial überprägten Landschaften der Welt verbreitet (Dürst et al., 2010).

1. Im Glauben an den Felsuntergrund: Katastrophe im Lötschbergtunnel

Ein Teil der tiefen Felstäler sind mit Sedimenten gefüllt und deshalb nicht mehr sichtbar. Dabei liegt nicht nur der Felsuntergrund wesentlich tiefer als die heutige Geländeoberfläche, sondern viele sind übertieft. Übertiefung bedeutet, dass die Felsbasis im betreffenden Abschnitt tiefer liegt als im folgenden oder eine Felsschwelle die beiden trennt. Übertiefte Täler können nicht rein fluvial entstanden sein, da Flüsse nicht aufwärts fliessen. Eine Alternative ist Glazialerosion.
Früher wurden glazigene Übertiefungen negiert, da davon ausgegangen wurde, dass das «weiche» Gletschereis den harten Fels nicht stark erodieren könne – ein folgenschwerer Irrtum. Deshalb wurde für die Linienführung des ersten Lötschbergtunnels bedenkenlos eine Unterquerung des Gasterntals im Abstand von nur 180 m von der Terrainoberfläche gewählt. Die Katastrophe liess nicht auf sich warten. Durch einen gigantischen Wasser- und Schlammeinbruch verloren im Jahr 1908 25 Arbeiter das Leben (Schweizerische Bauzeitung 52/5, 1908). Was war geschehen? Im Bereich des Gasternbodens hatte der Gletscher ein Becken mit einer Tiefe von > 250 m ausgeschürft, das mit Moräne, Grundwasser führenden Schottern und Seesedimenten aufgefüllt worden war (Kellerhals & Isler, 1998). Der Tunnel schnitt diesen Grundwasserspeicher an, worauf er sich mit vollem Druck zu entleeren begann, sodass bis an die Oberfläche in der Kander Wasserwirbel entstanden. Dass sich beim Bau des ersten Gotthardtunnels nicht bereits zuvor eine ähnliche Katastrophe ereignet hatte, war reiner Zufall. Auch bei Andermatt deckt die harmlose Schotterebene wie ein Teppich ein 270 m tiefes Becken zu. Unbeabsichtigt unterquerte der Tunnel den Beckenboden mit einem Abstand von nur 40 m.
Nicht nur im Tunnelbau oder bei andern Tiefbauten sind grosse Lockergesteinsmächtigkeiten relevant. Dort wo sie aus Schotter bestehen, liegen grosse Grundwasser- und Kiesvorkommen (in der Region Solothurn z. B. im Wasseramt, Bipperamt und Dünnern-Gäu). In den letzten Jahren beschäftigte sich zudem auch die NAGRA mit Entstehungsmechanismen und Ausmass von Übertiefungen. Endlager von radioaktiven Abfällen sollten eine Million Jahre lang unbehelligt bleiben. Sie dürfen nicht in einer Region gebaut werden, wo sie zerstört werden könnten, wenn bei einer zukünftigen Vergletscherung eine neue Übertiefung entsteht.

2. Die Schweiz, ein Land von hohen Bergen und tiefen Seen

In der Schweiz entstanden tiefe Felstäler sowohl inneralpin als auch im Vorland. Einen aktuellen Überblick

geben Pugin (1988) für die Westschweiz und Jordan (2010) für die Zentral-, Nord- und Ostschweiz. Nahezu unter allen grossen Tälern liegen solche Strukturen, einige aber auch dazwischen, wo nichts darauf hindeutet. Ein grosser Teil der heutigen Alpenrandseen liegt in übertieften Becken. Dabei reichen einige der interneren Seen (Genfer, Brienzer, Vierwaldstätter und Walensee) unter den Meeresspiegel, während Thuner, Zuger, Zürich- und Bodensee gerade etwa bis auf 0 m ü.M. eingetieft wurden (Schlüchter, 1979: Fig. 1). Die nach dem Rückzug der Gletscher in den Becken zurück gebliebenen Toteismassen verhinderten eine schnelle Auffüllung durch postglaziale Sedimentumlagerungen. Oft liegt aber zwischen dem Felsbett und dem Seegrund trotzdem eine mächtige Schicht Lockergestein. Um 1970 fanden die ersten reflexionsseismischen Untersuchungen von Schweizer Seebecken statt. Im Thunersee liegen z. B. > 300 m Lockersedimente und im Brienzersee > 550 m (Sturm & Matter, 1972). Vorausgesetzt, die mächtigste Sedimentlage befindet sich dort, wo die grösste Wassertiefe ist (260 m), liegt der Fels somit an der tiefsten Stelle im Brienzersee > 810 m unter dem Seespiegel (–250 m u. M.). Damit werden die Berner Oberländer Berge noch etwas höher ...

3. Mit Butter hobelt man nicht

Dieser Ausspruch von Albert Heim, einem bekannten Schweizer Geologen Anfang des 20. Jahrhunderts, war die argumentative Kurzfassung gegen glaziale Tiefenerosion – bis zur Lötschbergkatastrophe. Dann kam das breite Umdenken. Für einmal wirkliche «Besserwisser» gab es aber schon vorher (Schweizerische Bauzeitung 52/5, 1908).

Da an der Oberfläche fliessendes Wasser tendenziell abwärts fliesst, kann es nur geringfügige Kolke schaffen, wie etwa unter Wasserfällen. Etwas ganz anderes, in der Schweiz aber nur in kleinem Massstab Vorhandenes, sind Lösungsformen in Karstlandschaften, wo durch Dolinen in Trockentälern nachträglich Übertiefungen entstehen können oder «unroofed caves» übertiefte Täler vortäuschen können (Gnägi, 2008). Von der Genese tiefer Felstäler her ist zwischen ertrunkenen Flusstälern ohne erosive Übertiefungen, wie sie auf der Alpensüdseite z.B. unter dem Lago Maggiore und dem Lago di Lugano ausgebildet sind (Felber & Bini, 1997), und glazialen Talübertiefungen zu unterscheiden. Glaziale Übertiefungen können in Form einer Schlucht, eines Trogs oder eines Beckens vorliegen. Eine Schlucht oder Rinne ist meist tiefer als breit und weist auf subglazial abfliessendes Wasser als erodierendes Medium hin (z.B. Aareschlucht durch den Kirchet zwischen Innertkirchen und Meiringen). Der Querschnitt kann V- oder kastenförmig sein. Breite Tröge mit oft steilen Wänden und einer flächeren Sohle sind charakteristisch für Gletschererosion (Abb. 1). Ein Becken kann isoliert auftreten oder als partielle Verbreiterung und Vertiefung eines Trogs. Manchmal entstanden lange Trog-Becken-Abfolgen. Eine der längsten der Schweiz (150 km) beginnt westlich von Yverdon mit dem Seeländer Trog und setzt sich über Lyss–Solothurn und den Bipper-Trog bis nach Härkingen fort (WEA, 1976; Pugin, 1988; Bitterli et al., im Druck).

Glaziale Übertiefungen wurden besonders im Zusammenhang mit folgenden Konstellationen beobachtet:

- nach Steilstufen
- an Konfluenzstellen von Teilgletschern und subglazialen Rinnen
- vor Diffluenzstellen
- in ehemaligen Zungenbecken
- entlang tektonischer Schwächezonen
- im Übergangsbereich von Lithologien mit unterschiedlicher Erosionsresistenz

Wo und in welcher Grössenordnung allenfalls Senkungsbewegungen die Übertiefungen beeinflusst haben, ist noch nicht geklärt (Preusser et al., 2010). Die grössten Übertiefungen werden heute als ehemalige Zungenbecken mit lang andauerndem Gleichgewichtszustand der Gletscherzungenposition interpretiert (Graf, 2009). An der Gletscherzunge entweicht das Schmelzwasser aus dem Gletschersystem. Es kann dank dem hydrostatischen Druck der im Eis vorhandenen Wassersäule sogar aufwärts fliessen und damit ausgeschürftes Material empor transportieren. Deshalb wird vermutet, dass die Tiefenerosion im Zungenbeckenbereich durch den Schmelzwasserfluss mitgesteuert wird.

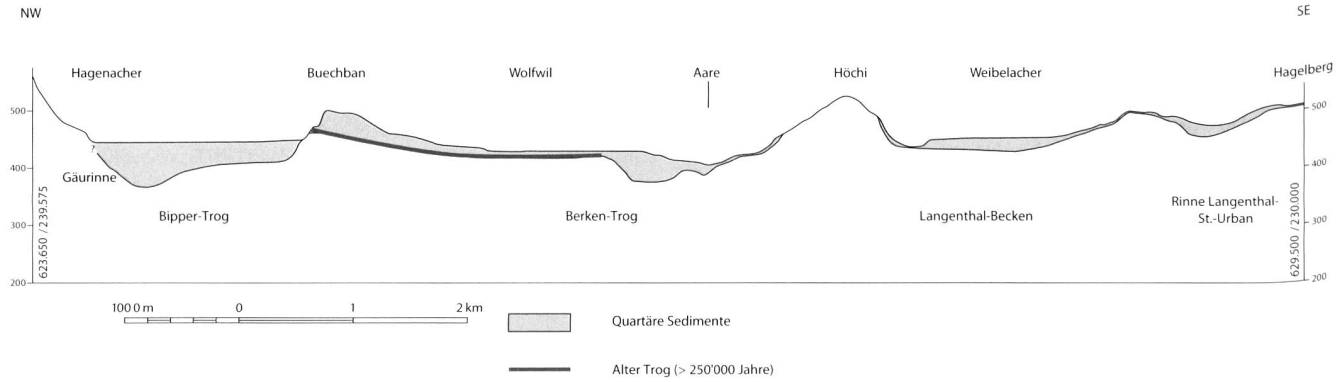

Abb. 1: Querschnitt durch das Trog-/Rinnensystem zwischen Jurasüdfuss und Molassehügelland. Profilspur siehe Abb. 2 (modif. nach Bitterli et al., im Druck)

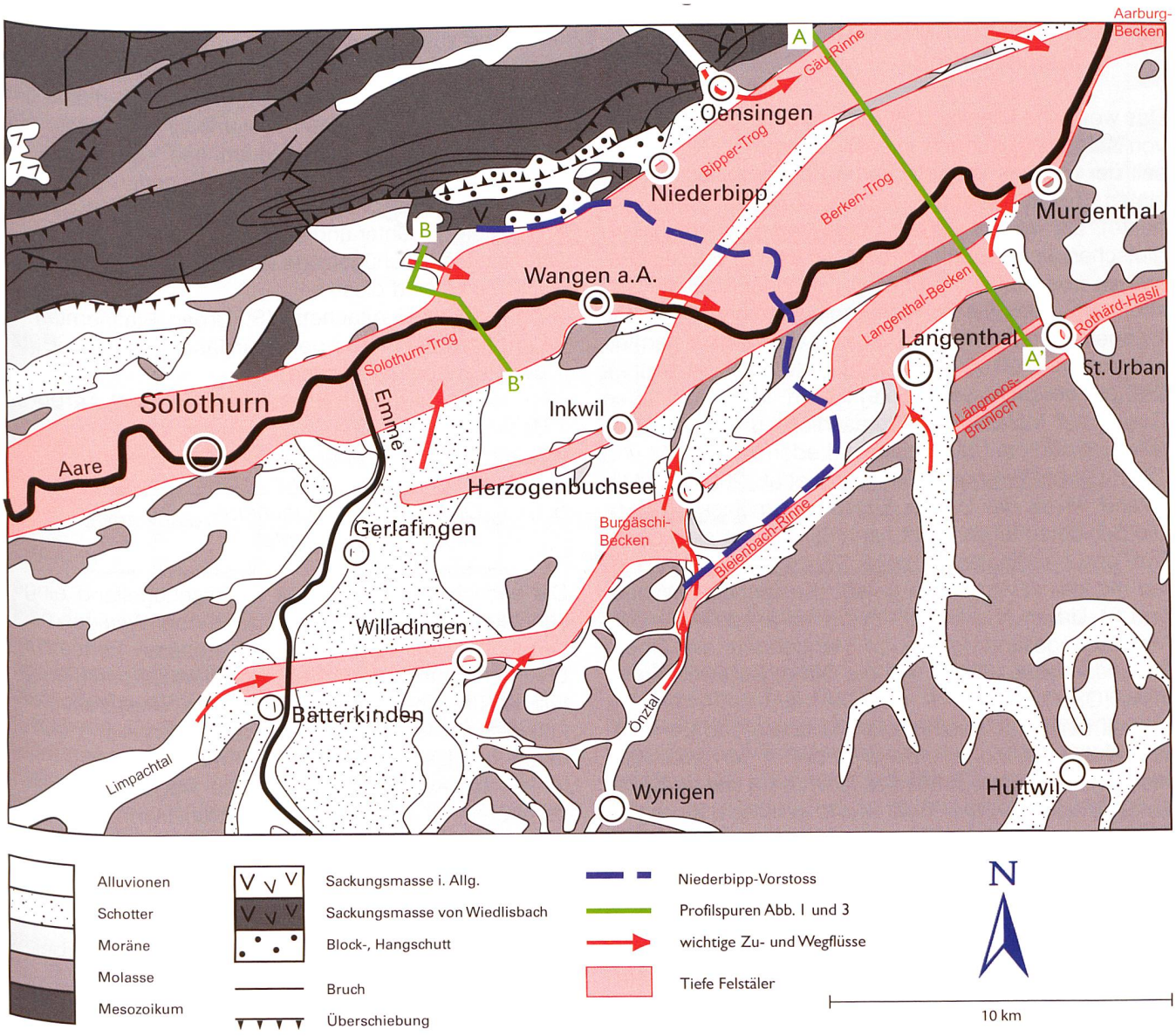

Abb. 2: Tiefe Rinnen im Felsrelief zwischen Jurasüdfuss und Molassehügelland (Grundkarte modif. nach Bitterli et al., im Druck)

4. Der Bart des Methusalem

Erklärungsansätze zum Alter von Übertiefungen reichten von tertiärer Talanlage, über eine ganz bestimmte tiefstschürfende Vergletscherung bis zur Ansicht, die Täler seien bis zu einer «mittelpleistozänen Wende» immer mehr vertieft worden und nachher im eigenen Schutt ertrunken (Schlüchter, 1987). Neuere Forschungsergebnisse deuten darauf hin, dass während vieler Vergletscherungen bis hin zur jüngsten vor 20 000 Jahren immer wieder an neuen Stellen Übertiefungen entstanden, aber auch alte vertieft wurden (Graf, 2009; Preusser et al., 2010). Oft wechselten sich erneute, partielle Erosion und Wiederauffüllung in einem mehrstufigen cut-and-fill-Prozess ab. Dies zeigt sich im Beckenquerschnitt in charakteristisch verschachtelten Rinnen und Sedimentsequenzen. Das Entstehungsalter der maximalen Tiefenerosion eines Abschnitts kann nur indirekt durch die Datierung der Sedimentfüllung bestimmt werden. Dies sind Minimalalter, denn der Erosionsprozess kann das Produkt mehrerer Eisvorstösse gewesen sein. Die Beckensedimente enthalten oft Lagen unterschiedlichen Alters, wurden also nicht überall während nur einer Vergletscherung abgelagert (z. B. Anselmetti et al., 2010).

Für die Erforschung des Beckenaufbaus sind neben seismischen Methoden (de Franco et al., 2009) vor allem Tiefbohrungen wichtig. Sie ermöglichen neben Datierungen auch sedimentologische, lithologische, pollenanalytische und paläomagnetische Untersuchungen. Für die Bestimmung von Sedimentaltern wurden in den letzten Jahren vor allem mit Lumineszenzdatierungen gute Erfahrungen gemacht (Quaternary Science Journal 57/1–2: Recent progress in Quaternary dating methods).

5. Solothurn steht nicht nur auf festem Grund

Das westliche Mittelland wurde von einer ganzen Reihe von Vergletscherungen intensiv überprägt. Nur schon seit der grossen Vergletscherung des zweitletzten glazialen Zyklus («Riss», 186 000–127 000 Jahre vor heute), als weite Teile des Juras und Emmentals vergletschert waren, reichten mindestens drei Vergletscherungen über Solothurn hinaus: die Langenthal-Vergletscherung, die Niederbipp-Vergletscherung («Älteres Wangener Stadium», Abb. 2) und die jüngste Vergletscherung vor 20 000 Jahren (Bitterli et al., im Druck). Die eiszeitlichen Sedimente lagern im betrachteten Gebiet auf Molasse, am Jurasüdfuss und beim Born teilweise auch auf Mesozoikum (Ledermann, 1978 und 1991; Gerber&Wanner, 1984; Jordi et al., 2003). Im Mittelland ist es die Untere Süsswassermolasse (USM). Die Schichten fallen leicht nach SE ein und sind durch Syn- und Antiklinalen in breite, SW–NE streichende Falten mit kleiner Amplitude gelegt (Kestenholz-, Wynau- und St.-Urban-Antiklinale). Im östlich anschliessenden Molassehügelland folgen im Hangenden die Obere Meeresmolasse (OMM) und die Obere Süsswassermolasse (OSM).

Unweit der Stadt Solothurn, am Dittiberg und bei Feldbrunnen, steht Molassefels an. Aber in den zwei Kilometern dazwischen scheint es felsmässig fast bodenlos zu sein. Auch in 96 m Tiefe wurde in einer Bohrung an der westlichen Stadtgrenze der Fels nicht erreicht (Koord. 607 000 / 228 000; Bohraufnahme Wanner AG, 1993). Damit steht ein Teil der Stadt auf einem eiszeitlichen Trog, der sich östlich und westlich von Solothurn beckenartig weitet. Doch Solothurn ist kein Einzelfall.

Zwischen Solothurn und Aarburg prägen der Steilabfall des Jurasüdfusses und der anschliessende, sanft ansteigende Übergang zum Molassehügelland die Landschaft. Einzig nordöstlich Wangen a. A. fliesst die Aare in einem morphologisch markanteren, deutlich terrassierten Talabschnitt. Doch der Schein trügt. Könnte man elegant die Lockergesteinsbedeckung wegwischen, käme auf dem Felsuntergrund ein ganz anderes, erstaunliches Relief zum Vorschein. Eines, das nicht nur durch warmzeitliche Flüsse geschaffen wurde, sondern primär durch die quartären Gletschervorstösse und ihre Schmelzwässer. Diese Depressionen sind ganz oder teilweise mit Lockergesteinen verfüllt, enthalten aber manchmal auch heute noch die aktiven Entwässerungskanäle.

Es sind zwei sich überlagernde, unterschiedlich alte Trog-/Rinnensysteme erkennbar (Bitterli et al., im Druck). Das ältere, höher gelegene ist nur noch reliktisch erhalten, z. B. unter den Niederbuchsiten-Schottern im Molassekern des Hügelzugs von Kestenholz (Abb. 1). Eine OSL-Datierung (Optisch stimulierte Lumineszenz) ergab ein Mindestalter der Schotterablagerung von 250 000 Jahren (mdl. Mitt. Frank Preusser, Universität Bern). Weiter westlich könnte das isolierte Schottervorkommen von Lommiswil–Oberdorf auf 520–560 m ü.M. mit diesem alten Trog zusammenhängen (Ledermann, 1978, 1991). Die vorhandenen Daten reichen allerdings nicht aus, um die Verhältnisse zu rekonstruieren. Einige Elemente des jüngeren, tiefer gelegenen Systems sind ins ältere eingeschachtelt, andere aber auch neu entstanden. Es besteht aus vier parallelen SW–NE gerichteten Trog-/Rinnen-Becken-Abfolgen. Sie reichen von SE nach NW immer tiefer hinunter und sind in Längsrichtung je durch schmale Molassehügelzüge voneinander getrennt (Abb. 1 und 2). Es sind dies:

- Oberes Önztal–Altachetal–(St. Urban–Pfaffnerntal)
- Limpachtal–Willadingen–Burgäschi-Becken–Bützberg–Langenthal-Becken
- Gerlafingen–Inkwil–Berken–Aarwangen–Aarburg-Becken (Berken-Trog)
- Solothurn-Trog, Bipper-Trog und Gäu-Rinne

5.1 Oberes Önztal–Altachetal–St. Urban–Pfaffnerntal

Die südlichste Rinne ist ins Molassehügelland eingeschnitten. Sie verläuft von Burgdorf über Wynigen nach Langenthal, mit einer allfälligen früheren Fortsetzung bis ins Pfaffnerntal. Obwohl sie teilweise sedimentgefüllt ist und morphologisch mehrere Wasserscheiden aufweist, ist sie auch im Oberflächenrelief deutlich erkennbar. Liegt sie doch bei Hermiswil rund 150 m tiefer als der westlich begrenzende Hügelzug Steinenberg–Steinhof. Im Abschnitt Burgdorf–Hermiswil wurde der Felsuntergrund bisher nicht untersucht. Der Teil Hermiswil–Langenthal (Bleienbach-Rinne) weist im tieferen Teil einen fluviatilen Querschnitt auf (WEA, 1989/91). Ältere Schotter auf 480–520 m ü.M. bei Herzogenbuchsee, Thörigen und Bleienbach (Gerber & Wanner, 1984) könnten aber darauf hindeuten, dass die Rinne bereits einen glazialen Vorläufer in einem höheren Niveau hatte. Der Fels liegt 25–35 m unter OKT, bei Hermiswil auf 460 m ü.M., bei Thörigen auf 450 m ü.M. und bei Langenthal auf 445 m ü.M. Die Rinne enthält keine Übertiefungen, aber verschiedene westgerichtete «Abzweigungen», ist also hydrographisch kein zusammenhängendes Tal, sondern eine Talfolge. So bog die Önz auch im Felsrelief bei Bollodingen gegen Norden ab, mündete aber ins Burgäschi-Becken. Die Rinne wird als randglazialer Entwässerungskanal interpretiert, der bei Burgdorf-Sommerhaus auch den Überlauf der Emme aufnahm, wenn ihr Abfluss durchs Untere Emmental vom Rhonegletscher abgeriegelt war (Gerber, 1950). Eventuelle Fortsetzungen führen nach St. Urban ins Rottal (über Längmoos-Brunloch bzw. Rankmatten–Moos) und von dort über Rothärd–Hasli ins Pfaffnerntal. Sie sind aber heute im Felsrelief von der Bleienbach-Rinne, die bei Langenthal nach N abbiegt, abgekoppelt. Sie liegen auch höher: bei Moos ist OK Molasse auf 460 m ü.M. und in der Verbindung Rothärd–Hasli auf 480 m ü.M. Möglicherweise waren die tieferen Teilrinnen in mehreren Vergletscherungen oder während des Gletscherrückzugs länger aktiv und wurden sukzessiv eingetieft. Die Verbindung Brunloch

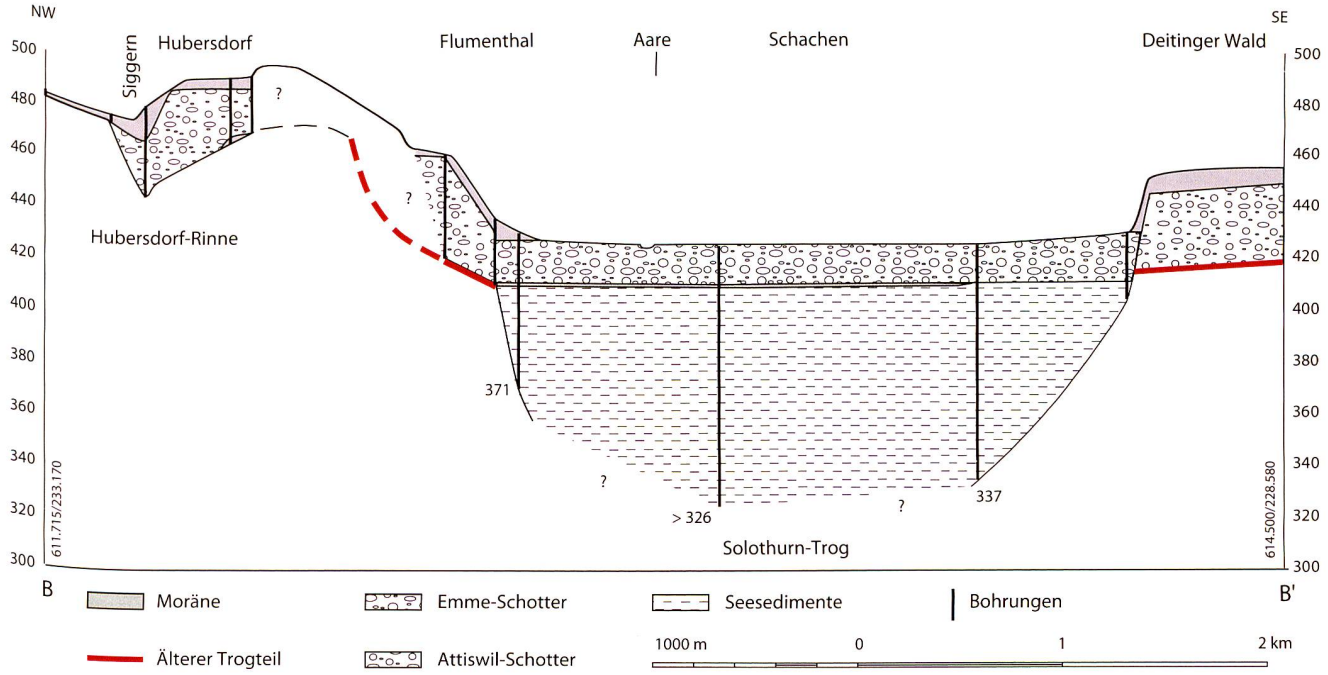

Abb. 3: Querprofil durch die Hubersdorf-Rinne und den Solothurn-Trog, Profilspur siehe Abb. 2

–St. Urban–Pfaffnerntal könnte auf den zweitletzten glazialen Zyklus zurückgehen, als dieses Gebiet das letzte Mal vom Gletscher bedeckt war (Gerber & Wanner, 1984). Da die Bleienbach-Rinne ins Langenthal-Becken mündet, erfuhr sie ihre letzte Eintiefung, als der Gletscher zwar den Abfluss durchs Untere Önztal blockierte, aber den durchs Untere Langetetal nicht. Am Westrand des Altachetals liegt Grundmoräne, die von ihrer Entkalkungstiefe her (2,3 m) der Niederbipp-Vergletscherung zugeordnet werden kann. Sie reichte nach heutigen Erkenntnissen bis Bützberg. Damit war die Bleienbach-Rinne während der jüngsten Vergletscherung (LGM, Last Glacial Maximum) nicht mehr als glaziale Entwässerungsrinne aktiv.

5.2 *Limpachtal–Willadingen–Burgäschi-Becken–Bützberg–Langenthal-Becken*

Schlüchter (1979) erwähnt in seiner Zusammenstellung der Übertiefungen im Aaresystem ein «Becken Unteres Emmental». Die Grundlage für diese Annahme war eine Bohrung zwischen Bätterkinden und Willadingen (Koord. 610 490 / 221 440), die auf –88 m den Fels nicht erreichte. Wie WEA (1981) nachwies, handelt es sich nicht um ein Becken, sondern um eine breite Rinne, die vom Limpachtal her kommend über Willadingen zum Burgäschi-Becken verläuft (WEA, 1989/91). Am Ausgang des Limpachtals wird die Rinnenbasis auf 400 m ü.M. angenommen, südlich Recherswil auf mind. 380 m ü.M. und bei Winistorf auf 365 m ü. M. (Erdsondenbohrung Koord. 616 025 / 222 950). Gegen das Burgäschi-Becken, das bis unters heutige Oberönz reicht, steigt sie wieder auf 390 m an. Unter dem Dorfzentrum von Herzogenbuchsee besteht eine Schwellensituation. Die Übergänge in den Berken-Trog und Richtung Bützberg liegen auf 450 m ü.M. Der tiefste Punkt der Rinne scheint in der Nähe von Winistorf zu liegen, mind. 106 m unter OKT. Die Struktur Limpachtal–Burgäschi-Becken weist somit eine Übertiefung auf, wie sie nur subglazial entstehen kann. Der glaziale Charakter wird auch durch die Rinnenfüllung bestätigt. Die Bohrungen erschlossen vorwiegend heterogene, feinkörnige Sedimente, erst in den obersten 15 m und nur im Bereich des Emmentals auch Schotter (zuerst Aarespektrum, dann Emmeschotter, siehe WEA 1981). Eine detaillierte lithologische und pollenanalytische Analyse einer 82 m tiefen Bohrung aus dem Burgäschi-Becken (Koord. 618 510 / 225 080) ergab mächtige Seesedimente, dreimal von einer Schicht Moräne unterbrochen, jedoch keine warmzeitlichen Pollen (Welten, 1982). Am nordöstlichen Dorfausgang von Herzogenbuchsee liegt die Basis der Rinnenfortsetzung Richtung Bützberg bereits wieder mehr als 40 m unter OKT und sinkt bis zur nächsten Übertiefung zwischen Bützberg und Thunstetten auf 420 m ü. M. ab. Darin liegen Seesedimente, Moräne und eindeckende Schotter der Niederbipp-Vergletscherung. Mit einem leichten Wiederanstieg mündet sie auf 440 m ü.M ins flache, untiefe Langenthal-Becken (Gerber & Wanner, 1984; WEA, 1991).

5.3 *Berken-Trog: Gerlafingen–Inkwil–Berken–Aarwangen–Aarburg*

Nördlich von Gerlafingen quert eine 60 m tiefe (390 m ü.M.), SW–NE verlaufende Rinne das Emmental (AfU, 2010: Beilage 5), die Richtung Inkwil weiterverläuft (Erdsondenbohrungen bei Koord. 614 800 / 226 700 auf 396 m ü.M. und 616 540 / 227 480 auf 418 m ü.M). Die Sedimentfüllung besteht aus einer basalen Moräne, Seesedimenten und eindeckenden Schottern. Nordöstlich von Inkwil weitet sie sich zum bis zu 4 km breiten Berken-Trog (Abb. 1). Dieser Trog hat eine komplexe, polyphase Entstehungsgeschichte. An der Basis

der beiden Hauptgenerationen sind subglaziale Rinnenstrukturen erkennbar. Bei Oberberken (385 m ü.M.), Wolfwil (371 m ü.M) und im Aarburg-Becken (328 m ü.M.) entstanden Übertiefungen (Bitterli et al., im Druck). Über einer basalen Moräne liegen sandig-siltige Seesedimente und Schottersequenzen, die bei Heimenhausen einen Paläoboden mit tiefen Verwitterungskeilen und an verschiedenen Stellen einen ausgeprägten Findlingshorizont enthalten (Gnägi, 2011).

5.4 *Solothurn-Trog, Bipper-Trog und Gäu-Rinne*

Der breite Solothurn-Trog ist die Fortsetzung des von Lyss–Grenchen her kommenden Seeland-Trogs (Pugin, 1988). Er erstreckt sich bis Wangen a. A., wo ihn eine Felsschwelle mit einer Verengung vom nordöstlich anschliessenden Bipper-Trog trennt (Abb. 2 und WEA, 1984/97). Von Oensingen an ist die aus der Klus von Balsthal einbiegende Gäu-Rinne in den Bipper-Trog eingetieft (Bitterli et al., im Druck).

Solothurn-Trog

Die nördliche Trogwand reicht von ca. 500 m ü.M. bis auf < 325 m ü.M. und ist in zwei ineinander geschachtelte Teiltröge gegliedert, die auf unterschiedlichen Höhenniveaus liegen (Abb. 3). Nach einer Verengung im Bereich der Stadt Solothurn weitet sich der Solothurn-Trog wieder leicht und erreicht zwischen Deitingen und Attiswil, wo eine Rinne von Hubersdorf her einmündet, seine grösste Breite. Ob damit auch in der Tiefe eine beckenartige Struktur vorliegt oder nur eine Trogverbreiterung, kann beim heutigen Kenntnisstand nicht beurteilt werden.
Die Basis des höheren Teiltrogs liegt bei Solothurn auf 420 m ü.M. (Ledermann, 1978), bei Flumenthal auf 410 m ü.M. (Erdsondenbohrung Koord. 612 015 / 231 500) und bei Wangen a. A. auf 400 m ü.M. (WEA, 1984/97). Bei Wangen a. A. besteht eine Bifurkation. Es könnte sich deshalb bei der Felsschwelle um eine Diffluenzstufe handeln, die entsteht wenn sich ein Gletscher teilt, und sich damit die Erosionsleistung auf zwei Täler aufteilt. Der Abschnitt Wangen a. A.–Berken liegt aber nicht in Gletscherflussrichtung, sondern ist als schmale Rinne in einem 45°-Winkel dazu durch den Hügelzug Röthenbachplateau–Längwald eingeschnitten. Der nördliche Trograng verläuft in der Molasse des Jurasüdfusses. Der südliche Rand und der nördliche zwischen Solothurn und Riedholz wurden durch spätere Gletschervorstösse erodiert. Die Trogfüllung besteht aus einer ursprünglich mindestens 70 m mächtigen, durch eine ausgewaschene Moräne (Blockhorizont) gegliederten Schottersequenz (Kieswerk Vigier SA, Attiswil). Ledermann (1978) rechnet ebenfalls die Schotter des Deitinger Walds dazu, die aber auch jünger sein könnten. Sie wurden später mehrfach erosiv überprägt. In einer ersten Phase wurden sie breitflächig auf ca. 460 m erniedrigt. Die Attiswiler Terrasse von Attisholz bis Wiedlisbach, die in die Schotterfüllung des Bipper-Trogs übergeht, ist eine Restfläche dieser Phase. Der Schotterhügel des Hohbühls bei Attiswil (487 m ü.M.) blieb als Erosionsrelikt stehen. Eine erste OSL-Probe deutet darauf hin, dass diese Schotter während des zweitletzten glazialen Zyklus abgelagert wurden (mdl. Mitt. Frank Preusser, Universität Bern). Die jüngsten Vergletscherungen reliefierten die Schotter nochmals und lagerten mächtige Moränenschichten darauf ab.
Der tiefere Teiltrog liegt ganz unter OKT. Er wurde restlos aufgefüllt. Es gibt allerdings nur drei längere Bohrungen, die diese Füllung erschliessen. Sie erreichen maximal um die 100 m. Davon traf lediglich die beim Bahnhof Deitingen den Fels (Erdsondenbohrung, Koord. 613 350 / 230 180 auf 337 m) und diejenige bei Solothurn (Bohraufnahme Wanner AG, 1993, Koord. 607 000 / 228 000, > 332 m ü.M.) und bei Flumenthal (Grundwasseruntersuchung für das Kraftwerk Flumenthal, 1958, Koord. 613 135 / 231 035, > 326 m ü. M.) erreichten die Felsbasis nicht. Die Felssohle ist somit bezüglich der Felsschwelle bei Wangen a. d. A., wo sie auf 390–400 m ü.M. wieder in den oberen Teiltrog übergeht, um mindestens 70 m übertieft (WEA, 1984/97). Zum oberen Teil der Füllung liegen ausser von den oben erwähnten Bohrungen aus den Untersuchungen fürs Kraftwerk Flumenthal recht gute Kenntnisse vor (Jäckli AG, 1965). Unter den Alluvionen von Emme und Aare folgen mächtige, meist gut geschichtete, siltige und sandige Seesedimente mit eingestreutem Kies, die je von einer Moräne unter- und überlagert sind. Auf der Höhe von Solothurn liegen unter den Seesedimenten noch ältere Schotter. Wie es charakteristisch ist für Tröge, in die mehrere Flüsse münden, weisen die Lithologien wenig laterale und vertikale Konstanz auf (Preusser et al., 2010). Nur die Emme brachte Kies, während die Aare aufgrund der als Sedimentfallen wirkenden vorgeschalteten Seen in grosser Menge Sand anlieferte – wie auch heute. Der See muss zu Beginn einer Warmzeit oder während eines Interstadials verlandet sein, da die oberen Sandschichten Pollen einer kühlgemässigten Kiefer-Rottannen-Waldgesellschaft enthalten (Furrer, 1948). Damit ist die Anlage dieses Trogteils zwar sicher älter als das LGM, könnte aber gut während der Niederbipp- oder Langenthal-Vergletscherung entstanden sein. Denn in den frühen Interstadialen des letzten glazialen Zyklus («Würm») waren im Napfvorland verschiedentlich Pinus-Picea-Waldgesellschaften verbreitet (Wegmüller, 1992).

Bipper Trog und Gäu-Rinne

Zwischen Wangen a. d. A. und Härkingen liegt der Bipper-Trog, der eine breite, flache Sohle und steile Ränder aufweist (Bitterli et al., im Druck). Zwischen Niederbipp und Oensingen liegt die Felsbasis auf 385 m ü. M., 70 m unter OKT, zwischen Niederbuchsiten und Härkingen sinkt sie auf unter 370 m ü.M. Mit der Einmündung der Gäu-Rinne bei Oensingen weitet sich der Trog zu einem Becken, das bis Härkingen reicht. Von dort bis Olten reduziert sich der Trog im Querschnitt auf das

fluviale Profil der Gäu-Rinne. Die Hauptfüllung des Bipper-Trogs besteht aus Schottern, die durch mehrere Moränen gegliedert sind. Nordöstlich von Niederbipp sind teilweise mächtige Seeablagerungen vorhanden (WEA 1984/97).

6. Ausblick und Forschungsbedarf

Die Landschaft zwischen Solothurn und Olten wurde durch die Vergletscherungen im Mittel- und Spätpleistozän stark abgeschliffen, der Felsuntergrund reliefiert und teilweise mächtige Lockergesteinsserien abgelagert. Es überrascht, wie stark das flache Mittelland im Untergrund durchfurcht ist. Das Felsrelief der tiefen Täler ist ausser im Solothurn-Trog und im Becken zwischen Oensingen und Härkingen recht gut bekannt. Ebenso erstaunlich ist, wie die naturräumlichen Prozesse darauf hinwirken, Unebenheiten auszugleichen. Was den genauen Aufbau der Sedimentfüllungen betrifft, gibt es durch Tiefbohrungen, die allerdings Nadelstichen gleichen, wenigstens einige Anhaltspunkte. Für eine zeitliche Einordnung der Ablagerungen und der Entstehungsalter der tiefen Felstäler fehlen aber die Daten zum grössten Teil. Hierfür bräuchte es Bohrungen wie im Wehntal (Anselmetti et al., 2010), die zu Forschungszwecken abgeteuft werden oder zumindest durch Forschungsgruppen begleitet werden können.

7. Literatur

Anselmetti Flavio S., Drescher-Schneider Ruth, Furrer Heinz, Graf Hans R., Lowick Sally E., Preusser Frank & Riedi Marc A., 2010: A ~180 000 years sedimentation history of a perialpine overdeepened glacial trough (Wehntal, N-Switzerland). Swiss Journal of Geoscience 103/3:345–361.

Bitterli Thomas, Jordi Hans A., Gerber Martin E., Gnägi Christian & Graf Hans R. (im Druck): Blatt 1108 Murgenthal. – Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25000, Erläuterungen 113.

de Franco R., Biella G., Caielli G., Berra F., Guglielmin M., Lozej A., Piccin A. & Sciunnach D., 2009: Overview of high resolution seismic prospecting in pre-Alpine and Alpine basins. Quaternary International 204:65–75.

Dürst Stucki Mirjam, Reber Regina & Schlunegger Fritz, 2010: Subglacial tunnel valleys in the Alpine foreland: an example from Bern, Switzerland. Swiss Journal of Geoscience 103/3: 363–374.

Felber Markus & Bini Alfredo, 1997: Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a Late-Tertiary fluvial origin. Geologia Insubrica, 2, 47–67.

Furrer Heinrich, 1948: Das Quartär zwischen Solothurn und Wangen a. A. Ecl. geol. Helv. 48/2.

Gerber Martin E. & Wanner Jürg, 1984: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000 Blatt 1128 Langenthal mit Erläuterungen. Hrsg.: Schweizerische Geologische Kommission.

Gerber Eduard, 1950: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000 Bl. 22 Fraubrunnen, Wynigen, Hindelbank, Burgdorf – mit Erläuterungen. Schweizerische Geologische Kommission (Hrsg.).

Gnägi Christian, 2008: Hochgelegene Lockergesteine am bernischen Alpenrand. Diss. Uni Bern.

Gnägi Christian, 2011 (eingereicht): Langenthaler Schwankung und Findlingshorizont – eine aktuelle Neuinterpretation. Jahrbuch des Oberaargaus.

Graf Hans R.,2009: Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Lieferung 168 [N.F.]. Landesgeologie, Swisstopo.

Jäckli AG, 1965: Projektiertes Kraftwerk Flumenthal – Die Grundwasserverhältnisse vor Baubeginn und ihre Beeinflussung durch das projektierte Kraftwerk Flumenthal.

Jordan Peter, 2010: Analysis of overdeepened valleys using the digital elevation model of the bedrock surface of Northern Switzerland. Swiss Journal of Geoscience 103/3:375_384.

Jordi Hans. A., Bitterli Thomas & Gerber Martin E., 2003: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000 Blatt 1108 Murgenthal (ohne Erläuterungen). Hrsg.: Bundesamt für Wasser und Geologie.

Kellerhals Peter & Isler Alfred, 1998: Lötschberg-Basistunnel: Geologische Voruntersuchungen und Prognose. Landeshydrologie und -geologie (Hrsg.), Geologische Berichte 22. Bern.

Ledermann Hugo, 1977/78: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt 1127 Solothurn mit Erläuterungen. Hrsg.: Schweizerische Geologische Kommission.

Ledermann Hugo, 1991: Teilkartierung zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 Blatt Balsthal im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme, unpubl.

Matter Albert, Süsstrunk August E., Hinz Karl & Sturm Michael, 1971: Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen im Thunersee. Ecl. geol. Helv. 64/3:505–520. Basel.

Mollet Hans, 1945: Über die Moränenlandschaft bei Koppigen. Ecl. geol. Helv. 38/2:389–394.

Preusser Frank, Reitner Jürgen M. & Schlüchter Christian, 2010: Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. Swiss Journal of Geoscience 103/3:407–426.

Pugin André, 1988: Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. Landeshydrologie und -geologie (Hrsg.), Geologische Berichte 3. Bern.

Schlüchter Christian, 1979: Übertiefte Talabschnitte im Berner Mittelland zwischen Alpen und Jura. Eiszeitalter und Gegenwart 29:101–113. Hannover.

Schlüchter Christian,1987: Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. Geographica Helvetica 2:109–115. Bern.

Sturm Michael & MATTER Albert, 1972: Geologisch-sedimentologische Untersuchungen im Thuner- und Brienzersee. – Jahrbuch vom Thuner- u. Brienzersee, 1972: 3–23; Interlaken.

WEA (Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Hrsg.), 1976: Hydrogeologie Seeland – Grundlagen für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kantons Bern.

WEA (Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Hrsg.), 1981: Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung des Grundwassers des Kantons Bern: Hydrogeologie Emmental Teil III Unteres Emmental.

WEA (Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Hrsg.), 1984/97: Werner + Partner, Kellerhals + Häfeli: Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung des Grundwassers des Kantons Bern: Hydrogeologie Bipperamt.

WEA (Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Hrsg.), 1989/91: Kellerhals & Häfeli: Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung des Grundwassers des Kantons Bern: Hydrogeologie Önztal.

WEA (Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Hrsg.), 1991: Ingenieur- und Studienbüro Werner AG: Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung des Grundwassers des Kantons Bern: Hydrogeologie Mittleres und Unteres Langetetal.

Wegmüller Samuel, 1992: Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. Denkschriften der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften 102. Basel.

Welten Max, 1982: Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz N.F. 156. Bern.

Wildi Walter, 1984: Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. Ecl. geol. Helv. 77:541–551.