

Zur Stellung der Zeller Schotter in der alpinen Eiszeiten-Chronologie und ihre stratigraphische Beziehung zu den Schieferkohlen von Gondiswil

Autor(en): **Müller, Benjamin U. / Schlüchter, Christian**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **90 (1997)**

Heft 2

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-168155>

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.

Zur Stellung der Zeller Schotter in der alpinen Eiszeiten-Chronologie und ihre stratigraphische Beziehung zu den Schieferkohlen von Gondiswil

BENJAMIN U. MÜLLER & CHRISTIAN SCHLÜCHTER¹

Key words: Quaternary, lignites, glacio-fluvial erosion, Swiss plateau, Molasse, Interglacial, peat

ABSTRACT

Results of recent investigations on the Quaternary "Zeller Schotter" in the northern Napf region of Central Switzerland are presented in this paper. The profiles described here are located in the Luthern valley and in the valley of the Kleine Emme near Luzern. As the hills of the northern Napf (Max. 1400 m asl.) were not covered with ice during the last four glacial cycles they are a very important archive of the Middle and Upper Pleistocene. The famous peat layers in the gravel accumulations and in their vicinity (Interglacial peats of Gondiswil/Zell) act as chronostratigraphical marker horizons (Wegmüller 1992, 1996).

By lithological, petrographical and sedimentological analyses it was possible to develop a lithostratigraphical model explaining the multiphase accumulation of the locally derived Zeller Schotter. With the help of detailed geological mapping three main erosional events can be traced out since the Most Extensive Glaciation (MEG) in this region. Analysing all the drillings made in this fluvially eroded channels during the last fifty years allowed the construction of a very accurate rockhead morphology map. Starting from this map showing the recent morphology it was possible to develop also a paleogeographic reconstruction of the rockhead morphology after the main erosional event in the region. The fluvial erosion events evidenced in this paper were interrupting the normally strong sediment accumulation in the Luthern valley during glaciation cycles. It can be shown, that fluvial valley erosion in this non-glaciated region is always triggered by glacial action in the neighbourhood. The first erosional phase took place during the retreat of the Rhone glacier from the MEG of the Alps. It has created a valley parallel to the ice-margin between Huttwil and Gettnau. The following erosional event was driven indirectly by glacial damming of the Kleine Emme river in the Wolhusen area. Immediately after this deepest phase of erosion the accumulation of the multiphase "Zeller Schotter" started. A stratigraphical connection between the accumulation of the Zeller Schotter and the build-up of the massive peat layers of Zell/Gondiswil can be made. The third erosional phase in the Luthern valley finally cuts the whole Zeller Schotter sequence and the Eemian peats of Zell/Gondiswil. It can be dated into the phase of maximum ice extent during the Last Glacial Maximum (LGM). As a final conclusion the results of these investigations support the chronostratigraphical system of the glaciations of the Swiss Alps published by Schlüchter & Müller-Dick (1995).

ZUSAMMENFASSUNG

In diesem Artikel werden die Resultate neuer Untersuchungen an den «Zeller Schottern» und weiteren quartären Ablagerungen aus dem nördlichen Napfgebiet präsentiert. Die beschriebenen Profile liegen im Tal der Luthern und der Kleinen Emme westlich Luzern. Da das zentrale Napfgebiet (Max. 1400 m ü. M.) während der letzten vier Vereisungszyklen nicht mit Eis bedeckt war, sind dort mächtige mittel- bis jungpleistozäne Serien und komplexe Reliefstrukturen erhalten geblieben. Die bekannten Schieferkohlenprofile von Zell/Gondiswil und die Lignitlagen in den Zeller Schottern bilden hervorragende Zeitmarken (Wegmüller 1992, 1996).

Mittels lithologischen, petrographischen und sedimentologischen Analysen konnte ein lithostratigraphisches Modell entwickelt werden, welches auf eine mehrphasige Bildung der untersuchten Lockergesteinskörper schliessen lässt. Aufgrund einer geologischen Detailkartierung und der Auswertung aller vorhandenen Bohrdaten war es möglich, drei Haupterosionsphasen im Gebiet des Luthern-/Wiggertales zu unterscheiden, die alle jünger als die grösste Vergletscherung der Schweiz (MEG) sein müssen. Zum besseren paläogeographischen Verständnis wurden zwei Felsisohypsenkarten entwickelt, die jeweils den Zustand unmittelbar nach den grossen Erosionsereignissen zeigen. Die erste erosive Phase, ausgelöst durch den abschmelzenden Rhonegletscher am Ende der grössten Vergletscherung, schuf eine eisrandparallele Abflussrinne zwischen Huttwil und Gettnau. Die folgenden zwei Erosionsereignisse im Luthernthal unterbrachen abrupt die normalerweise vorherrschende Akkumulation. Ausgelöst wurde diese rein fluviale Tiefenerosion durch glaziale Vorgänge in der Nachbarschaft. Dabei stauten von Osten und Nordosten her gegen Wolhusen vorrückende Gletscherzungen des Aare-/Reussgletschers die Kleine Emme auf und es bildete sich ein grösserer Stausee bei Wolhusen. Der Überlauf dieses Sees gelangte durchs Seewagtal ins Wiggersystem, wo durch diese plötzliche Vervielfachung des Abflusses eine erosive Phase initiiert wurde. Unmittelbar nach dieser maximalen Tiefenerosion begann die Ablagerung der polyzyklischen Zeller Schotter. Zwischen der Akkumulation dieser Schotter im Luthernthal und den Schieferkohlen von Zell/Gondiswil konnte eine enge stratigraphische Verbindung nachgewiesen werden. Die letzte der drei Erosionsphasen durchschneidet die Serie der Zeller Schotter sowie die Schieferkohlenprofile im Rottal, und verhalf der Luthern zu ihrem heutigen Verlauf über Hüswil. Diese Erosionsphase muss ins Maximum der letzten Vergletscherung (LGM) gestellt werden, als der Eisstau bei Wolhusen wieder funktionierte. Diese Untersuchungen zeigen, dass die hauptsächlich lithostratigraphischen Befunde aus dem Luthernthal wichtige Aussagen der neu entwickelten Eiszeiten-Chronologie der Schweiz (Schlüchter & Müller-Dick 1996) bestätigen.

¹ Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern

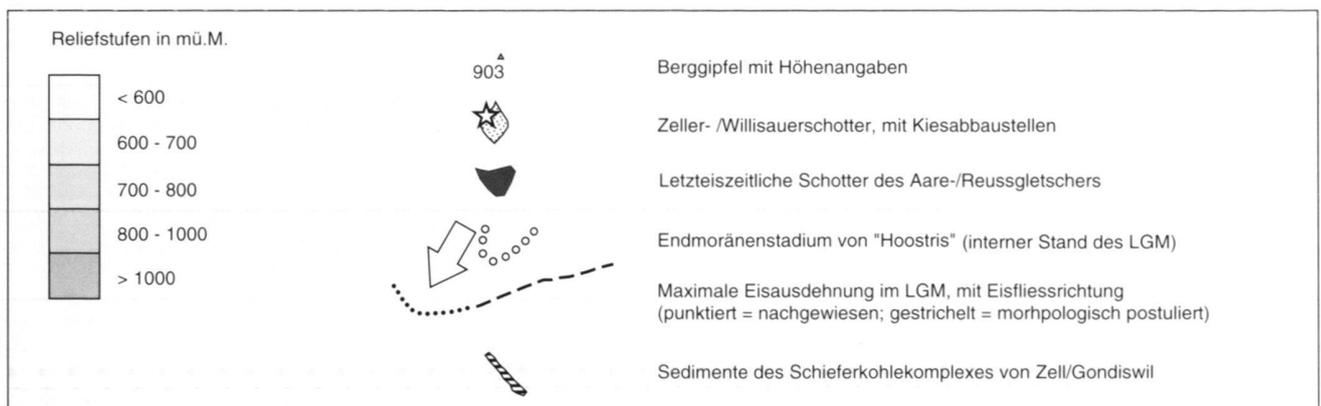
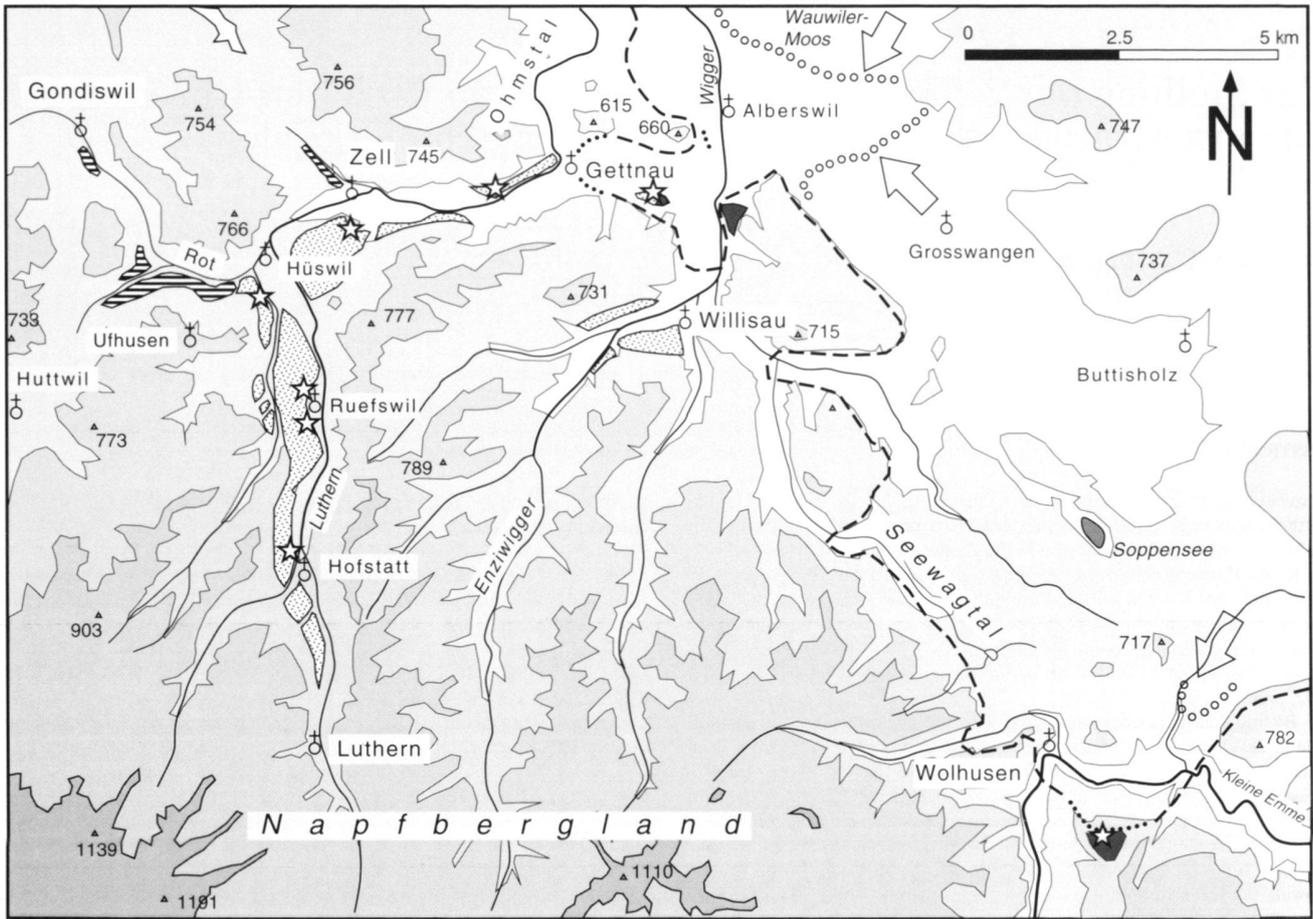


Fig. 1. Übersichtsskizze der Region Zell – Willisau. Die radiale Entwässerung des nördlichen Napfgebietes kontrastiert heute mit dem Lauf der Kleinen Emme, der unvermittelt nach Osten umbiegt. In Weiss sind die Becken des Wauwilermooses und das untere Wiggertal erkennbar, die unterhalb 600 m ü. M. liegen. Die Sterne in den Schottern des Lutherntales (Kiesabbaustellen) markieren gleichzeitig die Profilspur des Profilschnittes längs durch die Zeller Schotter (Fig. 9).

1. Einleitung

Die vorliegende Forschungsarbeit geht auf eine Diplomkartierung im Massstab 1 : 5000 der Zeller Schotter zwischen Ruefswil im Süden und Zell im Norden zurück (Müller 1988). Um-

fangreiche sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen an den quartären Schottern und zu Vergleichszwecken auch an der tertiären Unterlage ermöglichten eine neue lithologische Gliederung der mehrphasigen Auf-

schotterungen. Weitere Untersuchungen beschäftigen sich vor allem mit den genetischen Zusammenhängen zwischen Tektonik und Talbildung im Raum Zell (Müller 1995). Schliesslich wurden die stratigraphischen Beziehungen der Zeller Schotter zu den Schieferkohlen von Gondiswil/Zell untersucht. Dazu musste versucht werden, aus den überlieferten Sedimentsequenzen und Gletscherständen im Osten des engeren Untersuchungsgebiets Gründe für die bedeutenden Wechsel zwischen Erosion und Akkumulation zu finden. Das Ziel dieses Artikels ist es, die Resultate dieser umfassenden Untersuchungen zu dokumentieren und die lithostratigraphischen bzw. paläogeographischen Zusammenhänge zwischen den Zeller Schottern und den Schieferkohlen von Gondiswil/Zell in einem erweiterten, gletschergeschichtlichen Rahmen aufzuzeigen.

2. Geographischer und geologischer Überblick

Die Zeller Schotter liegen im Lutherntal im Luzerner Hinterland (Fig. 1). Die Luthern entspringt an der Nordflanke des Napfgipfels und entwässert den zentralen Teil des nördlichen Napfgebietes. Sie mündet bei Nebikon in die Wigger, welche dem Aare-/Rheinsystem tributär ist.

Geologisch liegt das mittlere Lutherntal in der «flachliegenden, mittelländischen Molasse». Es befindet sich etwa 25 km nördlich der Hauptantiklinale der subalpinen Molasse, weitere 5–7 km südlich folgt die alpine Hauptüberschiebung des Helvetikums.

Die Schichtreihe der anstehenden Molasse umfasst den oberen Teil der OMM und einen kleinen Teil der untersten OSM. Es stehen vor allem Sandsteine und Konglomerate an, untergeordnet finden sich auch Siltsteine und Mergel (Lang 1991; Müller 1988). Hauptobjekt der vorliegenden Untersuchungen sind aber die mächtigen quartären Aufschotterungen im Lutherntal zwischen Luthern-Dorf und Alberswil und die vor allem während den beiden Weltkriegen abgebauten, wirtschaftlich bedeutsamen Schieferkohleserien zwischen Gondiswil und Zell.

Orts- und Flurnamen, welche nicht in Figur 1 vermerkt sind, wurden aus den Landeskarten der Schweiz 1 : 25 000 entnommen (Blätter 1128, 1129, 1148, 1149).

3. Historischer Rückblick

Der erste, der sich forschend mit der Geologie des Lutherntales auseinandergesetzt hat, war F.J. Kaufmann (1872), der Molassenagelfluh und quartäre Schotter allerdings noch nicht unterschied. O. Frey (1907) erkannte erstmals die Kiesmassen der «Zeller Schotter» als umgelagertes Napfmolasse-Material und zählte sie zur Hochterrasse im Sinne von Penck & Brückner (1909).

Zwischen 1918 und 1923 beschäftigte sich E. Gerber (1919, 1923) intensiv mit dem Quartär um Zell und Hüswil. Er begleitete den Abbau der Schieferkohlen in Gondiswil und Zell und zeichnete ebenfalls eine geologische Karte des Gebietes. Eine umfassende Zusammenstellung der Fossilfunde aus den

Schieferkohlen publizierten Gerber im Jahre 1923. Er postulierte aufgrund der gefundenen Grosssäugerfaunen für den unteren Teil des Kohlenkomplexes ein gemässigttes Klima, welches sich nach oben hin verschlechtert haben soll.

Erste pollenanalytische Untersuchungen stellte Lüdi (1953) an. Er datierte die Bildung der Schieferkohlen in die Interglaziale Riss I / Riss II bzw. Riss II / Würm. R. Hantke (1968) stufte wohl als erster die Schieferkohleflöze des Gebietes Ufhusen/Zell ins letzte Interglazial und ins Frühwürm ein.

Speziell mit den Schottern von Zell haben sich auch P. Beck (1926, 1933), sowie Erni, Forcart & Härrli (1943) beschäftigt. In der zweitgenannten Arbeit wurde erstmals eine umfangreiche Gastropodenfauna in feinkörnigen Einschaltungen in den Zeller Schottern beschrieben, sowie einige Pflanzenreste bestimmt. Zimmermann (1963) betrachtete die Talung Huttwil-Gettnau geomorphologisch und erkannte den engen genetischen Zusammenhang zwischen den Schieferkohlen von Zell/Gondiswil und den Zeller Schottern. Die neueste geologische Kartierung (1 : 25 000) des nördlichen Teils des Untersuchungsgebietes (Blatt 1128 Langenthal) stammt von Gerber et al. (1984). In jüngster Zeit wurde das Lutherntal im Rahmen zweier quartärgeologischer Diplomarbeiten im Detail neu kartiert und beschrieben (Müller 1988, Lang 1991).

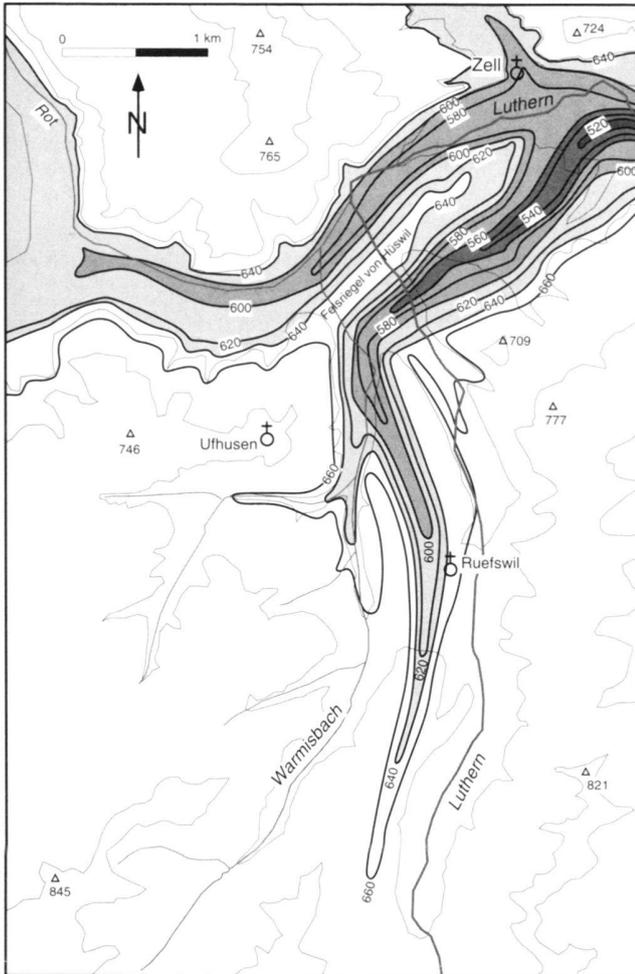
Neuere pollenanalytische Arbeiten, sowie einige U/Th-Datierungen stammen von Küttel (1984) und Wegmüller (1992, 1996). Die Bezeichnungen «Untere Zeller Schotter» und «Obere Zeller Schotter» (= UZS/OZS) wurden von Küttel (1984) eingeführt. Er definiert mit UZS die Schottersequenzen im Liegenden der Verlandungssedimente, welche er pollenanalytisch untersucht hat. Die Verlandungssedimente sowie der hangende Schotter werden als «Obere Zeller Schotter» bezeichnet. Küttel & Lotter publizierten 1987 einige U/Th-Datierungen aus dem Lignitkomplex von Zell. Wegmüller (1985, 1996) kommt zu einer Eem-zeitlichen Einstufung der älteren Teile der von ihm eingehend untersuchten Schieferkohle- und Lignitsequenzen.

Eine weitere Diplomarbeit beschäftigt sich zur Zeit mit der paläobotanischen und lithologischen Detailanalyse eines Profils aus dem Lignitkomplex in den Zeller Schottern bei Zell (Schott 1997).

4. Das Felsrelief

Die ältesten Reliefrelikte im nördlichen Napfgebiet sind in den Molasse-Hochflächen nördlich der Talung Huttwil-Gettnau (z. B. «Schönentüelweid» (LK: 634'950/221'300), «Bodenberg» (LK: 637'250/222'400) usw.) und wenigen erhalten gebliebenen Rundhöckern, wie dem «Salberig» (LK: 637'200/218'850) und dem «Widen» (LK: 634'100/218'600), zu suchen.

Die Längsachse dieser Rundhöcker verläuft in West-Ost-Richtung, was auf eine morphologische Formung durch den Rhonegletscher hindeutet. Er hat das Gebiet am nördlichen Napfabhang mindestens einmal überflossen, wie eine heute nur noch reliktsch erhaltene Findlingsstreu beweist.

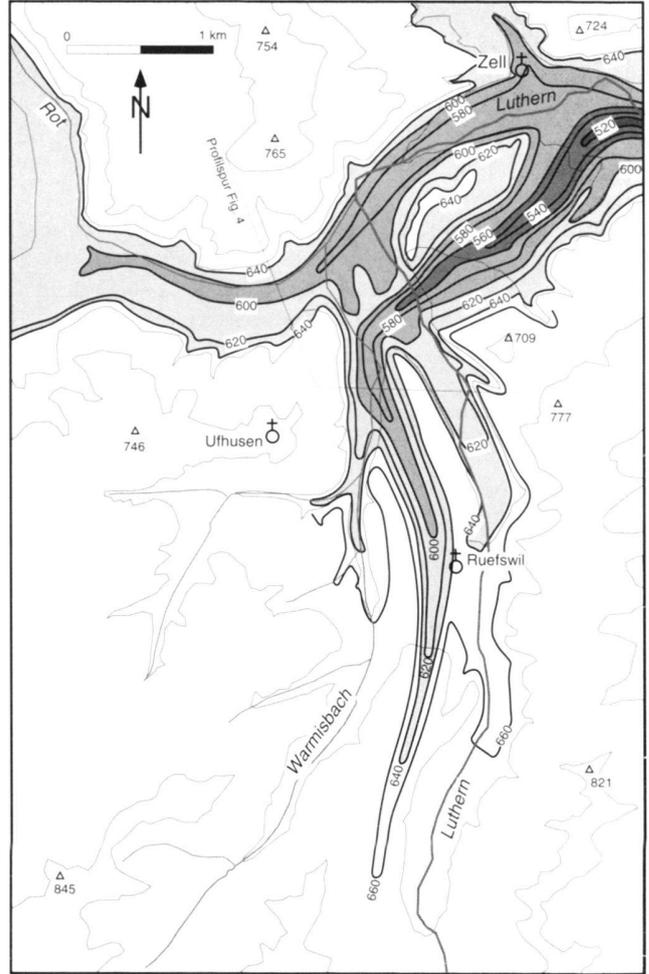


Relieffhöhenstufen des Felsreliefs (in mü.M.)



Fig. 2. Felsisohypsenkarte des mittleren Lutherntales vor Ablagerung der Zeller Schotter zum Zeitpunkt der tiefsten Ausräumung im Untersuchungsgebiet. Das Entwässerungsnetz ist in seinem rezenten Verlauf eingezeichnet, ebenso die Höhenlinien oberhalb 640 m ü. M. Deutlich erkennbar ist der damals noch existierende Felsriegel bei Hüswil, der von der heutigen Luthern rechtwinklig durchschnitten wird.

In diese ursprüngliche Hochflächenlandschaft haben sich in der Folge mindestens drei Rinnensysteme unterschiedlichen Alters eingeschnitten, in denen wiederum die Sedimentsequenzen der Zeller Schotter und der Schieferkohlen von Zell/



Relieffhöhenstufen des Felsreliefs (in mü.M.)

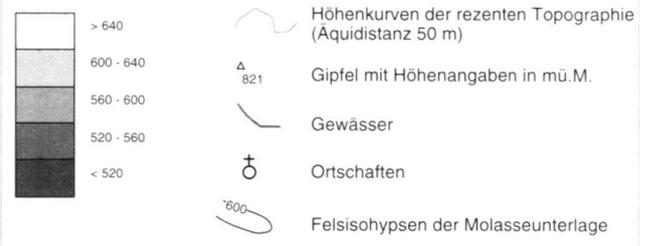


Fig. 3. Felsisohypsenkarte des mittleren Lutherntales im rezenten Zustand. Die Luthern hat in einer zweiten Erosionsphase den Felsriegel von Hüswil durchbrochen, und ihren heutigen Verlauf zwischen Rueswil und Zell deutlich nach Osten bzw. nach Norden ins Rottal verschoben. Sie verläuft damit fast überall im Molassefels. Auch der Warmisbach hat sein Bett im Fels weiter vertieft.

Gondiswil abgelagert worden sind. In der Folge sollen nun zuerst die Form und die Ausdehnung dieser Rinnensysteme aufgezeigt werden. Daraus können dann Schlüsse auf deren Entstehung gezogen werden.

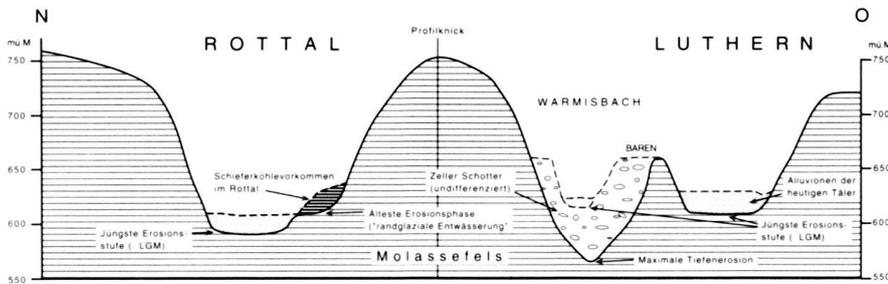


Fig. 4. Schematisches Profil der Rinnensysteme der Rot und der Luthern im Raum Hüswil. Das idealisierte Profil zeigt einen Vergleich der Tiefen der drei verschiedenen in diesem Artikel beschriebenen Erosionsphasen und der jeweiligen darauf folgenden Akkumulationen.

Form und Tiefe dieser V-förmigen Felsrinnen sind in den Figuren 2 und 3 dargestellt. Die Informationen zur Konstruktion der Felsisohypsenkarten wurden aus Sondierbohrungen, dem Kiesabbau und einer Detailkartierung des Rinnenverlaufs im Massstab 1 : 10 000 bezogen. Als Überblick über die verschiedenen Höhenlagen der drei Rinnensysteme dient ein Profilschnitt vom Rottal ins Luthertal (Fig. 4). Figur 2 zeigt den Zustand des Felsreliefs vor Ablagerung der Zeller Schotter, also unmittelbar nach der grössten Tiefenerosion im Untersuchungsgebiet. Eine mögliche chronologische Einordnung dieser Erosionsphase und deren Auslöser werden in Kapitel 7 diskutiert.

Figur 3 zeigt das heutige Felsrelief, das bei Hüswil eine rechtwinklige Durchschneidung der ursprünglichen Rinnensysteme aufzeigt. Der Vergleich der beiden Figuren zeigt die paläogeographische Entwicklung des Felsreliefs. Ein Angelpunkt der Reliefentwicklung liegt bei Hüswil, wo einst ein Felsriegel aus Molasse die Rottalrinne und die Luthernrinne voneinander getrennt hielt. Es wird offenkundig, dass im Einzugsgebiet der Luthern im jüngeren Quartär mindestens drei voneinander getrennte Erosionsphasen stattgefunden haben, die das Felsrelief jeweils kräftig umgestaltet haben. Die erste, ausgelöst durch die Schmelzwässer des abschmelzenden Rhonegletschers, schuf eine ENE/WSW verlaufende, eisrandparallele Entwässerungsrinne. Zimmermann (1963) ordnete die Entstehung der Talung Huttwil-Gettnau, die eisrandparallel von WSW nach ENE verläuft, dem «Riss/Wigger-Stadium» der paläogeographisch grössten Vergletscherung der Schweiz zu. Beweise für diese Einstufung fehlen aber weitgehend. Die Lage, die Form der Rinne und das heute in die Luft austretende obere Talende bei Huttwil lassen aber eine Anlage als randglaziale Entwässerungsstruktur zumindest naheliegender erscheinen. Die heute mindestens 40 m tiefere Luthern-Rinne (Rinne mind. auf Kote 545 m ü. M. S Zell), die unmittelbar östlich Zell, verdeckt unter den heutigen Alluvionen, in die ursprüngliche Rottalrinne mündete, kann nicht zeitgleich entstanden sein.

Als nächster Schritt erfolgte die Eintiefung der tiefsten Luthernrinne, in welche die Zeller Schotter zu liegen kamen. Die dritte Erosionsphase schliesslich fand wieder im Luthernsystem statt. Sie zerschneidet die Schotterflur der Zeller Schotter und schaffte die Rinnen, in denen die Luthern heute fliesst.

Bei der Anlage aller dieser Rinnen und vor allem der Bildung der grossen beckenartigen Zone im Bereich der Zeller

Allmend zwischen Hüswil und Zell hat eine in diesem Raum beobachtete spröde Zerbrechung der Molasseunterlage (Müller 1995) eine Rolle gespielt. Die wahrscheinlichste Erklärung für die von Müller (1995) beschriebene Zerrungstektonik in der Molasse bezieht sich auf eine Antiklinalstruktur im Bereich der Talung Huttwil-Gettnau. Möglicherweise wurde durch diese tektonisch angelegte Schwächezone in der Molasse auch der Verlauf des mittleren Luthertals oberhalb Hüswil tektonisch vorgezeichnet.

5. Lithostratigraphie der quartären Ablagerungen im Raum Zell

5.1 Relikte der grössten Vergletscherung

Bei Grabungen auf den alten glazial geformten Hochflächen nördlich der Talung Huttwil-Gettnau (z. B. Bodenberg LK: 637'250/222'400) finden sich mehrere Meter mächtige Bodenbildungen, die aus karbonatfreien tonigen Silten und Sanden von rostrot-beiger Farbe bestehen, in denen nur noch wenige, oftmals ebenfalls angewitterte Quarzitzerolle «schwimmen», die selten noch eine glaziale Überprägung erahnen lassen. Die Bewirtschafter dieser Hochflächen sprechen im Volksmund von 10–12 m mächtigen «Braunerde-Böden». Die mächtigen Verwitterungsdecken auf diesen glazial überprägten Hochflächen enthalten vermutlich die spärlichen Überreste der Grundmoränen der grössten Vergletscherung (most extensive glaciation = MEG) bzw. dem «klassischen Riss» im paläogeographischen Sinne. Gerber et al. (1984) erklären diese nur spärlichen Reste mit einer ursprünglich schon nur als «dünnen Schleier» abgelagerten Rissmoräne. Berücksichtigt man aber die möglicherweise veränderte zeitliche Stellung der MEG etwas jünger als die Brunhes/Matuyama-Grenze (Schlüchter 1989) und die Intensität der morphologischen und pedologischen Vorgänge in diesem Gebiet, erstaunt der Reliktcharakter dieser Bildungen nicht weiter. Typische «till-fabrics» oder Geschiebeorientierungen können aufgrund der intensiven Verwitterung keine mehr gemessen werden. Es fanden sich früher auf diesen alten Hochebenen auch einzelne Rhonegletschererratiker, welche heute infolge der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung alle verschwunden sind. Gerber E. (1923), Erni et al. (1943) und Rutsch (1967) beschreiben zahl-

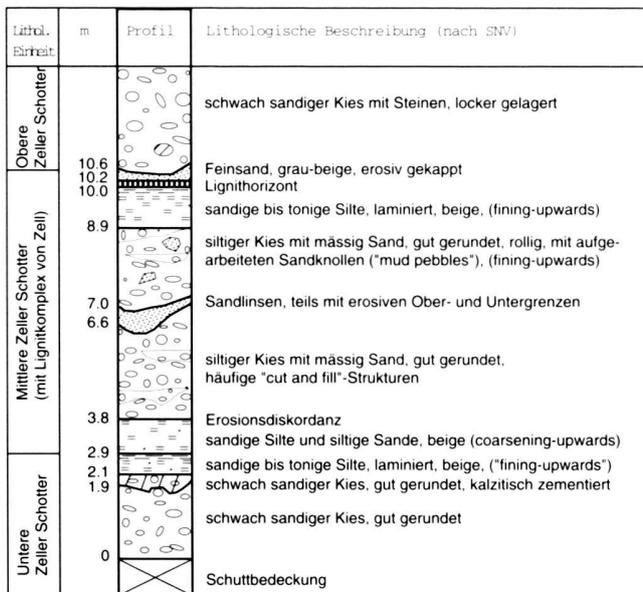


Fig. 5. Das Detailprofil DP-4, aufgenommen an der Westwand in der Grube Zell Ost (LK: 636'825/220'375) zeigt den Übergang aus den Unteren Zeller Schottern in die Mittleren Zeller Schotter und die Basis der Oberen Zeller Schotter. Das Profil entspricht in etwa der Situation auf Figur 6, allerdings zu einem späteren Abbaustand. Der eingezeichnete Profilmullpunkt an der Basis der damals aufgeschlossenen Abbauwand liegt auf 604.1 m ü. M. Signaturen und Beschreibungen nach Normen SNV (Schweiz. Normenvereinigung).

reiche dieser Zeugen einer einstigen Eisbedeckung des nördlichen Napfgebietes.

Der Grund, weshalb hier die grösste Vergletscherung nur als «das klassische Riss im paläogeographischen Sinne» und nicht mehr als vorletzte Vergletscherung im chronostratigraphischen Sinne gebraucht wird, wird in Kapitel 7 diskutiert.

5.2 Die Zeller Schotter

5.2.1 Lithologie und Sedimentologie

Mächtig aufgeschlossen sind die Zeller Schotter nur in den grossen Kiesgruben von Rueswil, Ufhusen, Zell und Gettnau (Fig. 5 und 9).

Aufgrund der aufgenommenen Kiesgruben-Profile konnten die Zeller Schotter lithologisch neu in drei Sedimenteinheiten unterteilt werden, die als drei getrennte Schüttungssequenzen aufgefasst werden können. Diese Kartierkonvention wurde in der Folge auch für die lithologische Beschreibung verwendet, zumal sich diese genetisch bedingte Dreiteilung im Laufe der weiteren Untersuchungen bestätigt hat. Stellvertretend sei hier das Profil DP04 gezeigt (Fig. 5), wo die Sequenzgrenzen klar definiert werden können.

Die Unteren Zeller Schotter (UZS)

Die Unteren Zeller Schotter sind sehr homogen ausgebildet. Die sandigen Kiese sind gut sortiert und zeigen ausser einigen sandigen Linsen kaum interpretierbare Sedimentationserscheinungen. Die Basis und die unter dem Grundwasserspiegel liegenden Teile der UZS sind kaum bekannt. Die wenigen tiefen Bohrungen zeigen aber ebenfalls ein sehr homogenes Bild der mehr als 55 m mächtigen kiesigen Rinnenablagerungen. Vereinzelt Imbrikationen von Geröllen und undeutliche «cut and fill» Strukturen belegen die fluviatile Genese der Rinnenfüllung. Gegen den Rand der Rinne hin kann eine Häufung von Knauern aus Molassesandstein festgestellt werden, was für einen kräftigen Eintrag von den Seiten in die Rinne spricht. Die UZS enden mit einer «fining-upwards sequence», die sich aus den typischen, homogenen sandigen Kiesen in einen beige, tonigen Silt entwickelt. Im Kiesgruben-Aufschluss fallen calcitische Verkittungen auf, die unmittelbar unterhalb der feinkörnigen Schicht im Dach der UZS auftreten. Sie werden wohl durch den Durchlässigkeitskontrast in der Schichtreihe hervorgerufen. Es konnten im Aufschluss keinerlei Anzeichen für eine Infiltration von Gletschermilch entdeckt werden, welche zur beobachteten Zementierung geführt hätte. Dieser verkittete Horizont kann also nicht als stratigraphischer Marker benutzt werden, wie Küttel (1984) dies versucht hat. Oberhalb dieser zementierten Schicht ist in einigen Aufschlüssen (Grube Zell) noch eine gelb-beige feinkörnige Lage zu finden die auffallend viele Gastropodenreste führt und in sich ein «fining-upwards» zeigt. Sie dürfte der «schneckenführenden Linse» entsprechen, die Erni et al. (1943) beschrieben haben (siehe Fig. 5).

Die calcitisch verkitteten Schotterpartien markieren oft den Kontakt der Unteren Zeller Schotter zu den Mittleren Zeller Schottern. Sie treten auch da auf, wo in den MZS ebenfalls sandige Kiese die Basis bilden. Sie zeugen also an gewissen Stellen von einem heute nicht mehr vorhandenen Durchlässigkeitsprung in der Schichtreihe. Da dieser aber wegen lateraler Fazieswechsel nicht immer an der gleichen Stelle im Profil liegen muss, kann er kaum als Leithorizont benutzt werden. Das Top der UZS liegt in der Grube Zell etwa auf 600–605 m ü. M. Bei Hüswil steigt diese Grenze auf rund 635 m ü. M., liegt aber damit noch deutlich tiefer als der Felsriegel von Hüswil, der bis auf etwa 645 m ü. M. gereicht hat (s. a. Kapitel 1; Fig. 2).

Die Mittleren Zeller Schotter (MZS)

Die MZS fallen in allen Aufschlüssen des Untersuchungsgebietes durch ihre Inhomogenität und ihren grossen Anteil an feinkörnigen Sedimenten mit ihren charakteristischen Lignit- und Torflagen auf.

Sie beginnen überall mit einer «coarsening-upwards sequence» (siltige Sande bis sandige Kiese), die aber vielfach gekappt ist und viele «cut and fill» Strukturen zeigt. Im oberen Teil der MZS stellt sich dann wieder eine Verringerung des Energieniveaus ein, was sich in einer «fining-upwards sequen-

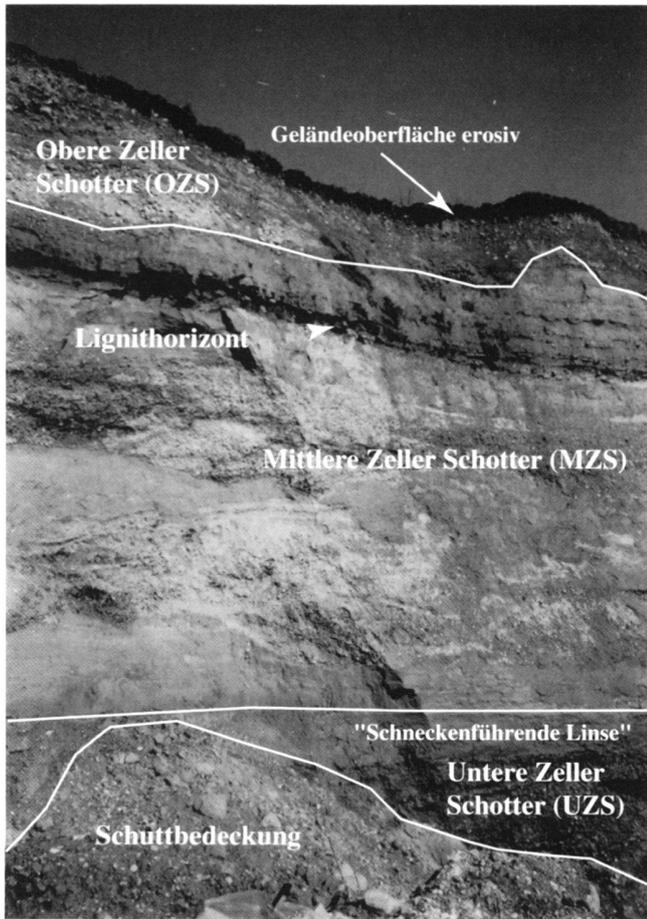


Fig. 6. Das Foto zeigt das Profil DP-4, welches in Figur 5 schematisiert dargestellt ist. Eingetragen sind die Schichtgrenzen und wichtige Horizonte. Die gesamte Bildhöhe beträgt etwa 14 m. Blickrichtung nach Westen.

ce» (von siltig-sandigen Kiesen bis zum tonig-siltigen Lignitkomplex) niederschlägt.

Insgesamt zeigen die MZS eine viel stärkere interne Material-Umlagerung als die UZS. Eine Aufarbeitung von feinkörnigem Sediment («mud pebbles») in darüberliegenden Schotterlagen kann nachgewiesen werden. Der recht hohe Anteil an feinkörnigen Verlandungs-Ablagerungen in der Schichtreihe belegen grosse Änderungen im Ablagerungsmilieu und somit auch im Einzugsgebiet. Weiter fallen auch kräftige laterale Fazieswechsel auf. Rinnenrandlich dominieren die feinkörnigen Ablagerungen mit viel organischem Material, während zur Rinnenmitte stärker kiesig-sandiges Material abgelagert wurde.

Ein sehr spezielles Sediment stand zeitweise in der Grube Ruefswil Süd (636'025/217'725) am Top der MZS an: eine Linse eines blau-grauen, kompakten Diamikts. In einer siltig-tonigen Matrix schwimmen einzelne Gerölle, wenige davon sind gekritz. Es konnten darin auch eckige (!) Stücke von Mollassemergeln gefunden werden. Messungen der Geschiebeori-

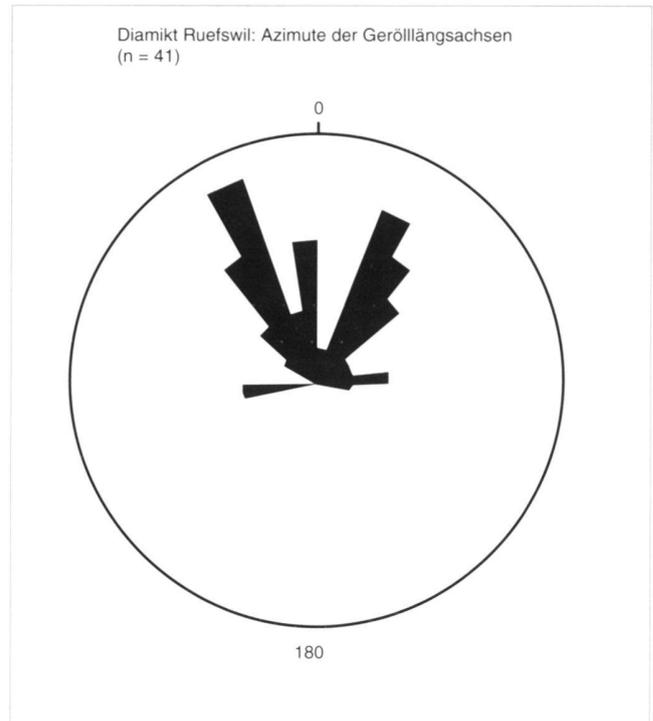


Fig. 7. Geröllorientierungen Diamikt Ruefswil. Der zweigeteilte Hauptmodus erlaubt trotz des rechtwinklig dazu liegenden kleinen Nebenmodus keine eindeutige Zuordnung des Ablagerungsmechanismus. Die eingemessene Population umfasst 41 Gerölle.

entierungen (s. Fig. 7) im Diamikt ergaben eine merkwürdige Verteilung mit einem geteilten Hauptmodus und einem kleinen Nebenmodus. Eine eindeutige Entlastungsklüftung (= «fissility») war nicht erkennbar. Die natürlichen Wassergehalte und Raumgewichte bewegten sich in einem Bereich, wo noch nicht von Überkonsolidation gesprochen werden kann. Eine glaziale Vorbelastung des Diamikts kann damit nicht nachgewiesen werden. Die ermittelten Plastizitäten (Atterberg-Versuche) lassen aber auf eine glaziale Herkunft des Diamikt-Materials schliessen, im Ip/WL-Diagramm liegen die Proben nahe der «till»-Linie. Im Dach des Diamikts konnten in der Grube Ruefswil Süd zwei Rhone-Erratiker von mehr als 50 cm Durchmesser gefunden werden. Während der weiteren Untersuchungen zeigte es sich, dass der Diamikt frontal mit seinen Nachbarsedimenten (dem gastropodenführenden Verlandungszyklus im Top der MZS) intensiv verfaltet ist.

Das Top der MZS reicht bei Hüs wil auf etwa 643–645 m ü. M., also in etwa auf die Höhe des damals dort noch vorhandenen Felsriegels von Hüs wil (s. a. Kap. 1).

Die feinkörnigen Ablagerungen in den MZS beinhalten die Hauptanteile der bekannten Lignite. Sie sind meistens auf linsenförmige Vorkommen am Rinnenrand beschränkt und bilden keine durchgehenden Horizonte (Flöze), wie dies etwa bei der Schieferkohle von Gondiswil/Zell der Fall ist. Man findet in diesen Holzlagen oft typisch im Fluss zugeformte «gerundete» Treibhölzer. Die gröberen Holzanteile und Baumstämme dürften also während grossen Niederschlagsereignissen fluvial über die Schwemmebene der damaligen Luthern transportiert worden sein. Dieser Vorgang ist im oberen Luthernlauf noch heute nach Starkniederschlägen zu beobachten. An Baumarten können in den Ligniten unterschieden werden: *Picea sp.*, *Abies sp.*, *Pinus sp.*, *Larix sp.*(?). Eine neue Untersuchung (Schott 1997) hat zum Ziel, die Makroreste, Früchte und Samen in den Ligniten von Zell detailliert zu dokumentieren.

Wo keine eigentlichen Lignite zur Ablagerung kamen, sind trotzdem eindeutige Verlandungserscheinungen zu beobachten. Es kommen auch normale Bruchwaldtorfe vor, die aber selten mächtiger als 30 cm werden und immer wieder von mineralischen Schichten überschüttet worden sind. Oft können «fining-upwards sequences» beobachtet werden. Zudem weisen einzelne Aufschlüsse im Top der MZS schwache Relikte von Bodenbildungen auf, oder mindestens noch deren Spuren, wie z. B. Wurzelkanäle.

Die Ablagerungen der MZS (inkl. des Diamikts von Ruefswil) werden, oft direkt über einem Lignithorizont, erosiv gekappt und von den grobkörnigen, in einem hochenergetischen Milieu geschütteten Oberen Zeller Schottern überlagert.

Die Oberen Zeller Schotter

Die Oberen Zeller Schotter (OZS) gleichen in ihrer Homogenität und Sortierung den UZS, nur sind die Korngrößen generell grösser. Das Maximalkorn erreicht im proximalen Bereich bei «Hofstatt» bis 40 cm. Die Kiese sind gut sortiert und weisen keinerlei Verkittungen auf. Der Sandanteil ist deutlich geringer als in den UZS und MZS. Die Basis der OZS ist überall diskordant erosiv. Das Fehlen von duktilen Deformationen in den feinkörnigen Sedimenten im Top der MZS lässt auf eine Konsolidationsphase verbunden mit einer Entwässerung zwischen der Ablagerung des Tops der MZS und der Schüttung der OZS schliessen. Möglicherweise sind aber einfach die obersten, nicht genügend konsolidierten Teile der MZS durch die Schüttung der OZS erodiert worden. Anzeichen von Permafrost und seinen Auswirkungen (Kryoturbationen) fehlen in den riesigen Aufschlüssen in den OZS (Fig. 9). Interessant ist auch der Fund von einzelnen Rhonegletscher-Leiterratikern (0.3 bis 1.0 m³) im Grenzbereich zwischen dem Diamikt von Ruefswil und den OZS in der Grube Ruefswil und in der Grube Hofstatt (Grenze MZS/OZS).

Die OZS enden abrupt mit siltig-feinsandigen Hochflutsedimenten («overbank-deposits»), die in einzelnen Mulden in grösserer Mächtigkeit (1–2 m) abgelagert wurden. Diese von früheren Bearbeitern (Frenzel, mündl. Mitt.) als Löss bezeich-

neten feinkörnigen Ablagerungen zeigen aber keine richtig lösstypischen Korngrößenverteilungen (3% Ton-, 59% Silt- und 33% Sandanteil) und es konnten zudem noch einige verwitterte Kieskomponenten und ein Fischwirbel darin gefunden werden. Der hohe Fein- und Mittelsandanteil ist durch das Einzugsgebiet in der dominant sandigen Napfmolasse erklärbar. Möglicherweise weisen die feinkörnigen Deckschichten auf den OZS einen gewissen Lössanteil auf, dieser wurde aber in jedem Fall fluvial umgelagert.

5.2.2 Sedimentpetrographie

Mit dem Ziel, die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten der Zeller Schotter eventuell auch petrographisch voneinander unterscheiden zu können, wurden Geröllzählungen durchgeführt. Zu Vergleichszwecken wurden auch Proben der tertiären Konglomerate der Molasse und der letzteiszeitlichen Reussgletscher-Schotter bei Gettnau (Üsser Stalden, LK: 641'800/220'900) ausgezählt.

Figur 8 zeigt eine Dreiecks-Darstellung der Geröllzählungen in den quartären Sedimenten. Das kleine Dreieck daneben zeigt einige vergleichende Zählungen aus den tertiären Konglomeraten.

Der Vergleich macht deutlich sichtbar, dass die Zeller Schotter ihr Liefergebiet ausschliesslich in den tertiären Nagelfluhen und ebenfalls daraus entstandenen älteren Lockergesteinen des oberen Lutherntales haben. Alle Einheiten der Zeller Schotter können als Restschotter bezeichnet werden. Die Klasse B (Quarzite, Gangquarze, Radiolarite und Hornsteine) ist sehr stark vertreten, was auf eine Reduktion der weniger transport- und verwitterungsresistenten Klassen A und C zurückzuführen ist. Diese negative Auslese durch Verwitterung/Transport zeigt aber bereits die tertiären Konglomerate des Napfs. Allenfalls der Kristallinanteil scheint, wohl durch Verwitterung, noch einmal reduziert worden zu sein. Dafür sind im Durchschnitt etwas mehr Gerölle der Klasse C vertreten, was als Zufuhr von lokal aufgearbeiteten Molassesandsteinen gedeutet werden kann. In der Tat weisen denn auch die Oberen Zeller Schotter und Probe G09 aus dem Rinnenrandbereich der UZS die höchsten C-Werte auf. Probe G13 mit einem erhöhten Kristallinanteil stammt aus dem Diamikt von Ruefswil. Das östlichste Vorkommen von Zeller Schottern in der Kiesgrube Üsser Stalden bei Gettnau wird durch die Probe G14 repräsentiert. Der im Hangenden des gleichen Aufschlusses anstehende Reussgletscherschotter (G15) der letzten Vereisung unterscheidet sich sehr stark von G14 und von allen anderen ausgezählten Proben. Er unterscheidet sich auch im Aufschluss deutlich durch einen sichtbar erhöhten Karbonatanteil, eine schlechtere Sortierung und einen farblich frischeren Aspekt im allgemeinen. Die Zeller Schotter und die obersten Schotter in der Grube Üsser Stalden bei Gettnau unterscheiden sich also in Bezug auf ihr Liefergebiet und wahrscheinlich in ihrem Alter (s. a. Erni et al. 1943). Ihre genetische und paläogeographische Beziehung und eine mögliche chronostratigraphische Zuordnung werden in Kapitel 3 bzw. 4 diskutiert.

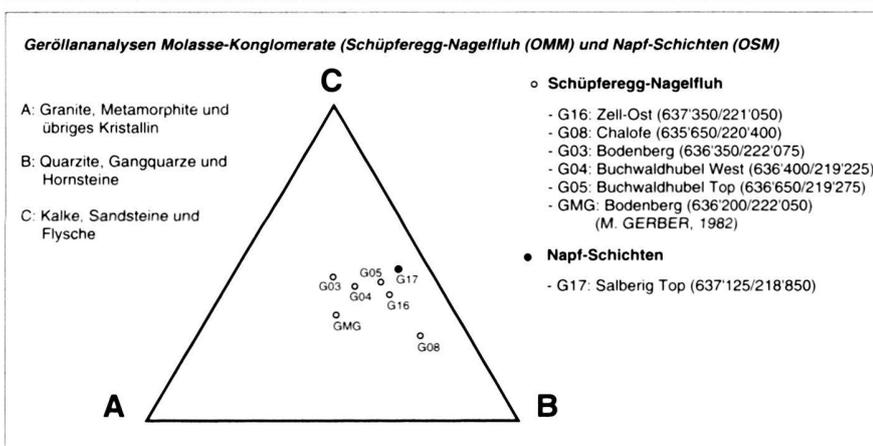
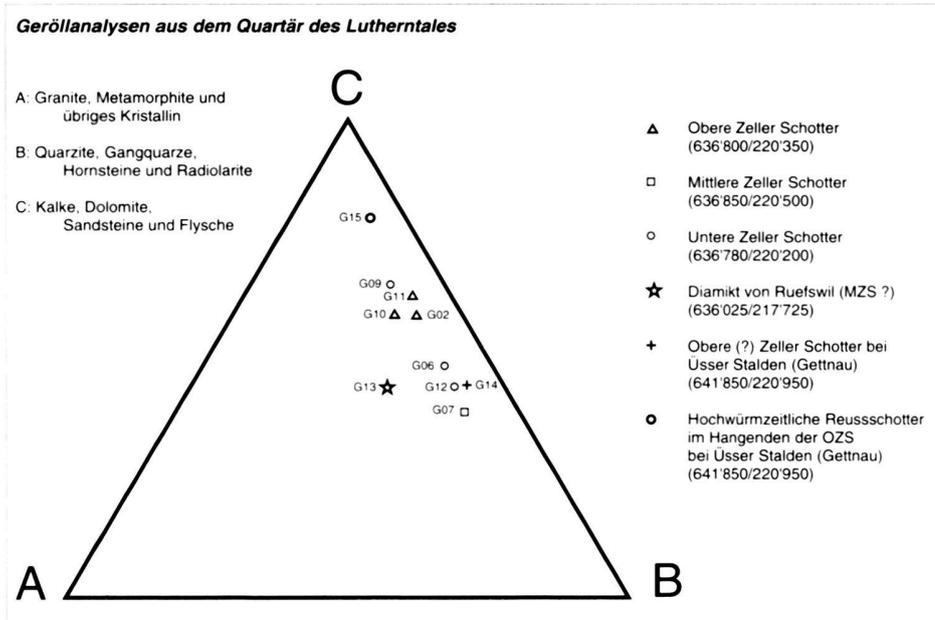


Fig. 8. Geröllanalysen in Dreiecks-Darstellung. Das grosse Diagramm zeigt die Geröllzusammensetzungen der verschiedenen quartären Schotter im Luthernsystem. Als Vergleich dazu sind im kleineren Dreieck die Geröllspektren der tertiären Molasseunterlage dargestellt. Es handelt sich dabei um verwandte Schotter-/Nagelfluhtypen, die beide einen ausgeprägten Restschottercharakter aufweisen.

5.2.3 Ein Profil-Längsschnitt durch die Zeller Schotter

Als Zusammenfassung der entwickelten Lithostratigraphie wurde ein Längsprofil durch die Zeller Schotter konstruiert (Fig. 9). Es verläuft von Hofstatt bis östlich Zell in der Achse der Hauptrinne und zeigt die Kiesgrubenaufschlüsse im Zustand von 1988. Informationen aus späteren Kiesgrubenerweiterungen und Bohrungen sind mit in die Konstruktion eingeflossen. Eine 10-fache Überhöhung wurde gewählt, um die Schichtreihen lesbar darzustellen. Die geotechnischen Signaturen wurden nach SNV gezeichnet. Die Profilspur ist aus Figur 1 (entlang der mit Sternen gekennzeichneten Aufschlüsse) ersichtlich.

Grundwasserspiegel wurden keine eingezeichnet, da keine einheitliche Messreihe eines Datums vorliegt. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass die Sohlen der Kiesgrubenprofile gemäss Grundwasserschutzgesetzgebung in der Regel

etwa 3–5 m über dem höchsten Grundwasserspiegel liegen. Neuere Untersuchungen des Amtes für Umweltschutz des Kantons Luzern zu den Grundwasserverhältnissen im Lutherntal (Mengis & Lorenz AG 1996) scheinen aber die Hypothesen, die in dieser Arbeit in Bezug auf das Felsrelief aufgestellt werden, weitgehend zu bestätigen.

Das Längsprofil zeigt die Dreiteilung der Zeller Schotter. Das Schuttfächer-/Talweggefälle nimmt von oben nach unten kontinuierlich ab, wenn von der Oberfläche der OZS ausgegangen wird. Die Oberflächen der MZS und der UZS zeigen dieses Muster prinzipiell auch, nur liegen sie im Bereich Ufhusen/Hüswil etwas zu hoch. Dies könnte mit der rinnenrandlichen Lage der Grube Ufhusen zusammenhängen, da die Oberflächen von UZS und MZS erosiv bedingt sind. Erosionsdiskordanzen müssen nicht überall gleich tief reichen, was lateral zu Höhenunterschieden in der erosiv geformten Oberfläche der beiden Schotterkörper führen kann.

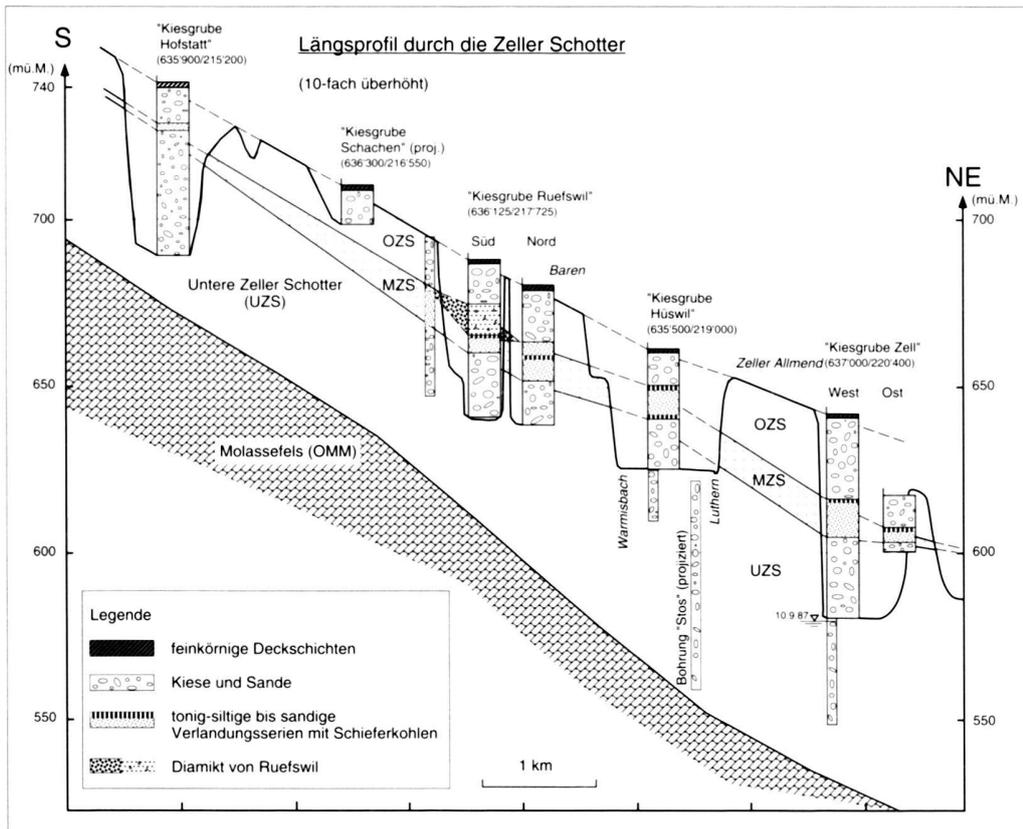


Fig. 9. Geologischer Profilschnitt durch die Zeller Schotter von Hofstatt bis Zell. Die Profilspur folgt im wesentlichen den wichtigsten Kiesgrubenaufschlüssen, welche in Fig. 1 mit Sternchen markiert sind. Die dicke ausgezogene Linie zeigt die heutige Geländeoberfläche, die strichlierte Linie die ehemalige Schotteroberfläche vor der zweiten Erosionsphase der Luther und vor der Anlage der zahlreichen Kiesabbaustellen. Die Lage der Felsoberfläche ist als Minimaltiefe in der Rinnenmitte anzunehmen.

5.3 Weitere lokale Schottervorkommen der Region

Das isolierte Schottervorkommen von «Üsser Stalden» bei Gettnau (LK: 641'800/220'990) aus Zeller Schottern wird von frischem, alpinem Material überlagert. Es ist die einzige Stelle im Gebiet, wo die Zeller Schotter direkt mit glazialen Aufschotterungen des Aare-/Reussgletschers in stratigraphischer Beziehung stehen.

In den Geröllanalysen (Fig. 8) werden die Unterschiede in der lithologischen Zusammensetzung zwischen den Zeller Schottern (aufgearbeitete Napfmolasse) und den Schottern des Aare-/Reussgletschers deutlich. Das Top der Zeller Schotter liegt im heutigen Aufschluss auf 543 m ü. M., also rund 15 m tiefer als es aufgrund einer Extrapolation des Schuttfächergefälles von 2‰ zwischen Hüswil und Zell zu erwarten wäre.

Frühere Autoren beschreiben über dem heute noch sichtbaren Schotteraufschluss typische Reussgletschermoränen (Frey 1907; Gerber et al. 1923 und Erni et al. 1943). Angesichts der nur geringmächtigen Bodenbildungen (0.3–0.8 m Verbraunung je nach Lithologie) auf den Reusschottern muss es sich dabei um einen Vorstoss-Schotter der letzten Vergletscherung (LGM) handeln. Zwischen den beiden Schotterkörpern können geringmächtige Seeablagerungen gefunden werden. Zimmermann (1963) ordnet sie einem kurzlebigen Eisstausee im Vorfeld des vorrückenden Reussgletschers zu, der aufgrund

von Warvenzählungen rund 35 Jahre existiert haben soll. Es ist allerdings fraglich, ob Laminationen in einem glazialen See als jahreszeitlich angenommen werden dürfen. Dabei kann es sich um eine reine Ereignisstratigraphie handeln (z. B. nachmittägliches Schmelzwassermaximum).

Schotterrelikte auf ähnlichem Niveau mit gleicher Zusammensetzung (Lang 1991) sind auch auf der anderen Talseite des Wiggertales bei «Widenmühle» (LK: 642'800/220'750) zu finden. Die südlich davon gelegenen Terrassensysteme rund um Willisau bestehen in ihren höheren Teilen ebenfalls aus Schottern. Es dürfte sich hier um eine parallele Lokalschüttung zu den Zeller Schottern handeln, die von der Wigger geschüttet worden sind. Fortan sollen diese Aufschotterungen als «Willisauer Schotter» bezeichnet werden. Im Unterschied zu den Zeller Schottern liegen die Schotter bei Willisau zumeist auf einem (in Bezug auf das heutige Talniveau) erhöhten Sockel aus Molassenagelfluh. Dieser kann, vermutlich bedingt durch eine erhöhte Erosionsresistenz der Nagelfluh, lokal als ein altes Talniveau interpretiert werden. Dies steht im Gegensatz zum Lutherental, wo dieses Nagelfluhband bereits einige Dekameter höher liegt und darum nicht mehr als Erosionsbasis wirkte.

Weitere paläogeographisch wichtige Vorkommen von glazialen Lockergesteinen liegen in der Talung von Gettnau. Der von Lang (1991) kartierte morphologische Eisrand und ein da-

zugehöriger Eisrandschuttkegel liegen direkt im Dorf Gettnau (LK: 640'750/221'200) und markieren einen Gletschervorstoss, der etwa bis zur Kirche Gettnau gereicht haben muss. Eine ähnliche Eisrandform konnte auch am südöstlichen Abhang des Hügels von Alberswil bei Chastelenhof (LK: 642'500/221'900) gefunden werden. Diese Wallform markiert eine etwa 2 km kürzere Eisausdehnung (s. a. Figuren 1 und 10). Sie wirkt morphologisch bedeutend frischer als diejenige von Gettnau und dürfte somit auch jünger sein. Dafür spricht auch die bezüglich des Eismaximums internere Position. Als letzter und damit internster Stand des LGM können die morphologisch am deutlichsten zu erkennenden Moränenwälle von Hoostris (LK: 641'200/223'500) kartiert werden, die aber nicht wie bisher angenommen, das Letzteiszeitliche Maximum markieren, sondern vermutlich ein Pendant zum Zürcher Stadium darstellen.

5.4 *Rezente Alluvionen*

Die heutigen Talläufe, die zwischen Hofstatt und Zell zumeist im Molassefels am Rande der ehemaligen mit Schotter erfüllten Luthernrinne verlaufen, erreichen zwischen 10 (bei Ruefwil) und 25 m Tiefgang (Zell). Sie sind mit meist siltig-sandigen Kiesen verfüllt, die einen mässigen Grundwasserdurchfluss erlauben. Das Material entspricht in der lithologischen Zusammensetzung den Zeller Schottern und kann ebenfalls als Aufarbeitungsprodukt der lokal anstehenden Molasse und der Zeller Schotter angesprochen werden. Zwischen Hüswil und Zell/Briseck können in den heutigen Alluvionen undeutliche Erosionsterrassen von ca. 1–2 m Höhe kartiert werden, die auf ein erosives Regime der Luthern in jüngerer Zeit schliessen lassen. Im heute flusslosen Talorso zwischen Gettnau und dem Wiggertal sind über einer Grundmoräne, die dem verwitterten (?) Molassefels aufliegt (Lang 1991), vor allem lehmige Ablagerungen zu finden, die von der Ziegelei Gettnau grossflächig abgebaut werden.

6. Interpretationen und paläogeographische Rekonstruktionen

6.1 *Die Erosion der Felsrinnen*

Die grössten Rätsel im Umfeld der Zeller Schotter betreffen die Erosionsphasen vor und nach der Schüttung des Schotterkörpers im Lutherntal. Das Felsrelief zum Zeitpunkt maximaler Ausräumung vor Ablagerung der Zeller Schotter ist in Figur 2 dargestellt. Es können grundsätzlich zwei Rinnentypen unterschieden werden: einerseits die parallel zum Alpenrand verlaufenden, sog. «randglazialen Entwässerungsrinnen des Rhonegletschers» (das Rottal von Huttwil bis Gettnau) und die radiale Entwässerung des Napfberglandes (Luthern, Wigger) andererseits. Es ist aus der Rinnenmorphologie ersichtlich, dass die tiefste Erosionsstufe des Luthernsystems die Rinne des Rottals abschneidet und damit jünger ist, als die auf einem höheren Niveau liegende Rottalrinne. Diese ist damit das älteste erkennbare Rinnenelement der Region.

Um die tieferen, rein fluviatilen Rinnen der Luthern zu schaffen, musste die lokale Vorflut im Wiggersystem um einige Dekameter tiefergelegt worden sein. Ältere Bearbeiter (Müller 1988) weisen diesbezüglich auf einen möglichen Zusammenhang zum glazialen Trog des Wauwilermooses hin. Da aber auch das Wauwilermoos an die Vorflut der Wigger und damit an die Aare gebunden ist, kann in diesem Trog zwar zeitweise ein See existiert haben, ein Funktionieren als eigenständige tiefere Vorflut ist damit ausgeschlossen.

Eine mögliche Erklärung für die ausserordentlich kräftige Erosionsphase im Lutherntal liefert eine Profilardarstellung sämtlicher wichtiger Täler des Wigger-/Luthernsystems (Fig. 10). Neuere Kartierungsarbeiten (Schott 1997) zeigen, dass bei einer Eisausdehnung, die etwa derjenigen des LGM entspricht, ein Lappen des Aare-/Reussgletschers durch das Bilbachtal von Ruswil her nach Süden vorsties und das Tal der Kleinen Emme unterhalb Wolhusen abdämmte. Die erreichte maximale Eishöhe von ca. 720 m ü. M. (markiert durch Wallmoränen-Ablagerungen) führte südlich Wolhusen zur Bildung eines Sees, der vom Schutt der Kleinen Emme verfüllt wurde. Mächtige Relikte der diesen See füllenden Aufschotterungen sind südlich Wolhusen z.B. an der Lokalität «Egghüsli» (LK: 648'900/211'100) aufgeschlossen. Während dieser Stausituation suchte sich das Wasser der Kleinen Emme (und ihres Gletschers) seinen Weg randglazial über das Seewagtal nach Willisau und floss so zusammen mit weiteren Zuflüssen von anderen kleinen Gletscherzungen (Ostergau, Menznaumoos) ins Wiggersystem. Die plötzliche Vervielfachung der anfallenden Wassermengen, sowie ihre relative Armut an Fracht (der See von Wolhusen wirkte anfänglich als Sedimentfalle) führte zu einer kräftigen Tiefenerosion im Wiggersystem. Vergleicht man in Figur 10 den Tiefgang der ältesten und tiefsten Luthernrinne mit dem Niveau des Seewagtales, wenn ca. 10–20 m Lockergesteinsfüllung entfernt werden, ergibt sich eine erstaunlich gute Übereinstimmung. Eine kräftige Tiefenerosion im Wiggersystem zog sofort auch im tributären Luthernsystem eine Erosionsphase nach sich. Exakt derselbe Mechanismus bewirkte auch die dritte Erosionsphase im Gebiet der Luthern, die zur Durchschneidung der Zeller Schotter und damit zur Anlage des heutigen Talverlaufs geführt hat.

6.2 *Die Ablagerung der Zeller Schotter*

Aufgrund der so (mit dem zusätzlichen Emmewasser) geschaffenen, zu flachen Gefällsverhältnisse im Wiggersystem begannen die Luthern und die Wigger sofort wieder zu akkumulieren, sobald das zusätzliche Wasser der Kleinen Emme wegfiel, welches mit einsetzendem Gletscherrückzug wieder seinen normalen Weg nach Osten nehmen konnte. Unmittelbar darauf setzte die Sedimentation in der neu geschaffenen Felsrinne ein, weil das Verhältnis Geschiebe/Wasser zu diesem Zeitpunkt deutlich anstieg, verstärkt noch durch die Freisetzung von grossen Mengen auftauenden Lockermaterials im vegetationsfreien Napfgebiet.

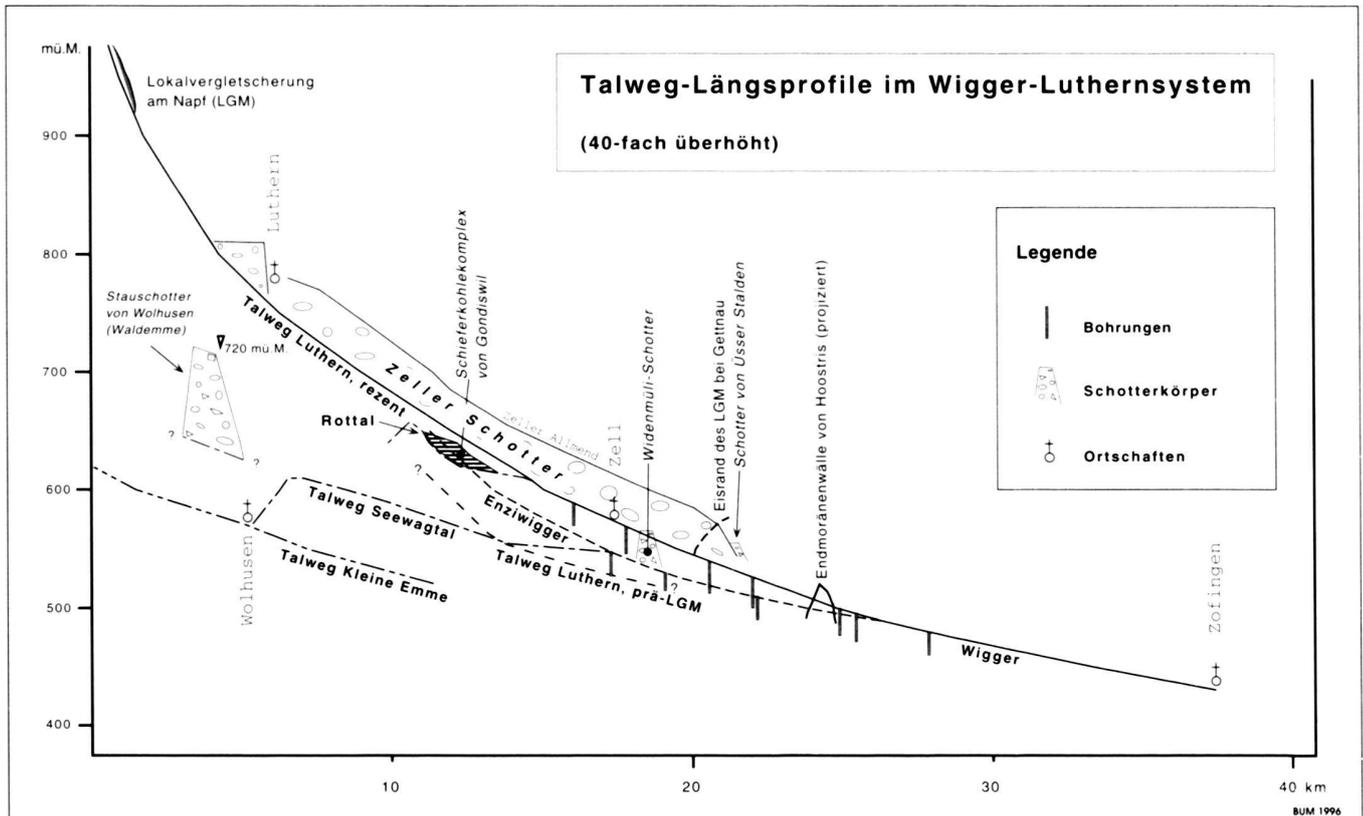


Fig. 10. Talwegprofile des Wigger-Luthernsystems und seine Verbindung durch Seewagtal zur Kleinen Emme. Dargestellt sind ausser für die «prä-LGM-Luthern» immer die aktuellen Flussprofile. Die eingetragenen Bohrungen geben eine Minimalinformation über die Mächtigkeit der jeweiligen Lockergesteinsfüllung. Das Talwegprofil der «prä-LGM Luthern» bezieht sich hingegen auf das Felsrelief zum Zeitpunkt der maximalen Ausräumung (s. a. Fig. 2). Weiter sind auch verschiedene Schotterkörper eingetragene, sowie die zwei wichtigsten Eisrandpositionen des Aare-Reussgletschers während der Letzten Vergletscherung (Gettnau, Hoostriis).

6.2.1 Die Unteren Zeller Schotter (UZS)

Das Sedimentationsmilieu änderte sich zur Zeit der Ablagerung der Unteren Zeller Schotter kaum, wie die Homogenität des Schotterkörpers vermuten lässt. Die Luthern war damals ein relativ schmales «single-channel braided-river system», welches seinen Schuttfächer in Richtung Wiggertal schüttete. Da es sich um ein fluviales System im periglazialen Bereich gehandelt hat, fehlen die Murganganteile in der Schichtreihe weitgehend. Eine allfällige Lokalvergletscherung des Napfs war wohl zu weit südlich und zu klein, um das Sedimentationsregime der damaligen Luthern entscheidend beeinflussen zu können. Die Homogenität der UZS rührt auch von der Schmalheit der Rinne her. Das Flusssystem füllte bei den häufigen Hochwasserereignissen die ganze Rinnenbreite aus. Nach den Faziesbegriffen von Miall (1981) handelt es sich bei der Luthern zu dieser Zeit um einen Fluss vom «Scott-type», also um einen verflochtenen Kiesfluss, der trotz relativ häufigen Hochwasserereignissen ein weitgehend homogenes Abflussregime gehabt hat.

Das Materialangebot war beträchtlich, wenn man sich die

ganze Nordabdachung des Napfs mit seinem kräftigen Relief in tief verwittertem Molassefels praktisch ohne Vegetation vorstellt. Dazu kam vermutlich noch aufgearbeitetes Material, das die Lokalvergletscherung des Napfberglandes in Form von instabilen Eisrandbildungen hinterlassen haben dürfte. Zu der Zeit, als sich das Akkumulationsniveau auf ca. 635 m ü. M. (Grube Ufhusen) befunden hat, muss die Sedimentzufuhr kleiner geworden sein, was mit der Wiederbewaldung zu Anfang des folgenden Interglazials erklärt werden kann. Die feinkörnigen Ablagerungen im Dach der UZS können deshalb und auch aufgrund der darin gefundenen Gastropodenfauna als Hochflutablagerungen interpretiert werden.

6.2.2 Die Mittleren Zeller Schotter (MZS)

Der vollendete Übergang zu warmzeitlichen Verhältnissen widerspiegelt sich in den folgenden Ablagerungen der MZS. Nach diesem Modell befindet sich an deren Basis nur ein unbedeutender oder gar kein Hiatus in der Schichtreihe. Ein erheblich geringeres Sedimentangebot im System führte zu

einer weitgehenden Verlandung der Nebenrinnen des «braided-river systems» der Luthern. Für eine vollständige Umstellung zu einem «meandering-stream» dürfte das Schutt-fächergefälle aber immer noch zu gross gewesen sein. Nur noch in schmalen Bereichen in der Hauptrinne wird vielfach umgelagerter Schotter abgelagert. In zeitweilig trockenfallenden Bereichen beginnt die Bodenbildung, spärlicher Bewuchs stellt sich ein. Aufgrund der typischen Treibholzform vieler Funde, handelt es sich nur selten um in situ abgelagerten Bruchwaldtorf, sondern um zusammengeschwemmte Treibholz-linsen. In situ konnten in den verlandenden Flussrinnen wohl nur Gytta-artige Sedimente und dünne Torflinsen gebildet werden. Für die Datierung und die Pollenanalyse an den Lignitserien ist es wichtig zu wissen, dass Korrelationen zwischen einzelnen Torflagen über das ganze Tal hinweg, oder gar in der Längsachse des Tales, infolge der lateralen Fazieswechsel nicht möglich sind. Es kann höchstens versucht werden, möglichst vollständige Serien zu finden, die keine internen Hiaten aufweisen, und die möglichst während der ganzen Zeit der Ablagerung der MZS dieselbe Stillwasser-Fazies aufgewiesen haben. Die Bildung der MZS dürfte also aufgrund der stark reduzierten Ablagerungsraten in ein Inter-glazial fallen. Eventuell erstreckte sich die Schüttung noch in den Anfang des folgenden Glazials.

Eine andere und wahrscheinlichere Interpretation beinhaltet mehr Zeit im Hiatus an der Basis der Mittleren Zeller Schotter, womit die Sequenz der MZS ans Ende eines Inter-glazials und in den Anfang des nächstfolgenden Glazials verschoben würde. Dies wäre von der paläogeographischen Situation her vernünftig, da vermutlich erst die Klimaverschlechterung zu Ende eines Inter-glazials mit den daraus folgenden Hanginstabilitäten genügend Sediment und Holz bereitstellen kann, um die Lignite in den Mittleren Zeller Schottern zu schütten. Ein interglaziales Abflussregime selber dürfte im dicht bewaldeten Einzugsgebiet mangels Sedimentfracht eher erosiv gewirkt haben.

Der Diamikt von Rufswil gibt auch weiterhin mehr Fragen auf als beantwortet werden können. Die mangelhafte Einregelung der Geschiebe und paläogeographische Überlegungen sprechen für einen Murgang aus gletschernah gebildetem Material. Ein direkter Gletschereinfluss ist nirgends im Profil belegt. Ein etwas erhöhter Kristallinanteil (siehe 5.2.2) und die im Umfeld gefundenen Rhone-Erratiker sprechen aber eher für die paketweise Aufarbeitung einer Rhonegletscher-Grundmoräne im Gebiet Warmisbach in einen Murgang, der dann in die Schwemmebene der Zeller Schotter niederging.

6.2.3 Die Oberen Zeller Schotter (OZS)

Die Oberen Zeller Schotter schliesslich müssen wieder dem weiteren klimatischen Umfeld eines Glazials zugerechnet werden. Die kräftige Schüttung, die wieder die ganze Talbreite erfasste, und die enormen Sedimentmengen aus dem rela-

tiv kleinen Einzugsgebiet sind nur im Zusammenhang mit der massiven Klimaverschlechterung während eines Glazials denkbar. Das «braided-river system», welches die OZS schüt-tete war bedeutend breiter als die früheren Flusssysteme und besass mehrere Hauptrinnen. Obere Zeller Schotter wurden weiter als bisher die UZS und die MZS nach Westen bis auf eine Verflachung in der Molasse geschüttet. Die westlich des Warmisbachtals gelegenen Schotterrelikte von «Älmatt» (LK: 634'800/217'900), «Mülimatt» (LK: 635'300/217'800) und «Steineren» (LK: 635'400/217'250) sind Zeugen davon. Das Flusssystem der OZS überfloss nun auch erstmals den Molasseriegel bei Hüswil und es bildete sich im Rottal bei Hüswil ein mächtiger Schutt-fächer, auf dessen einzigem Relikt heute der Hof «Bifig» (LK: 635'200/219'350) steht. Zu diesem Zeitpunkt wurde das erste Mal auch der untere Teil der damals schon existierenden Rottalrinne unterhalb Hüswil bis nach Zell mit Schottern zugeschüttet. Im Wiggersystem bauten sich als Folge eines ähnlichen Vorflut-Regimes die «Willisauer Schotter» auf, die ebenfalls über dem heutigen Talniveau liegen.

7. Vorschlag für eine Chronologie der Genese der Zeller Schotter und ihrer Auswirkungen auf die Bildung der Schieferkohlen von Gondiswil/Zell

Das Ziel dieses Kapitels ist es, die geologischen Ereignisse im Luthertal während des mittleren und jüngeren Quartärs mit fast durchwegs lithostratigraphischen Argumenten in einen chronologischen Zusammenhang zu stellen. Absolute Datierungen konnten für diese Arbeit keine gemacht werden, wo nötig, wird deshalb auf die Arbeiten von Küttel (1984, 1987) verwiesen, der eine Reihe U/Th-Datierungen in den Ligniten der Zeller Schotter publiziert hat. Als weiterer chronostrati-graphischer Rahmen dienen auch die Arbeiten von Wegmüller (1985, 1992 und 1996).

7.1 Die Maximale Vergletscherung des Napfgebietes (MEG)

Nur auf den hochgelegenen, leicht nordfallenden Einebnungsflächen hoch über den heutigen Talsohlen wurden Relikte älterer Moränen gefunden, die mit einer einstigen Eisbedeckung des nördlichen Napfs in Verbindung gebracht werden können. Die Verteilung der wenigen erhalten gebliebenen Rhone-/Aareerratiker fast ausschliesslich auf diesen alten Reliefelementen, spricht für eine Ablagerung dieser direkten Gletschersedimente vor der Haupttalbildung im untersuchten Gebiet. Welcher der beiden Maximalvorstösse (Dick et al. 1996) der Schweizer Gletscher nun die direkt ans Abschmelzen des Eisstromnetzes gebundene Erosionsphase (Rottalrinne) ausgelöst hat, kann mit der heutigen Datenlage nicht entschieden werden. Die Anlage der seichteren Rottalrinne muss aber älter sein, als die bei Hüswil rund 40 m tiefere Luthernrinne.

7.2 Spuren von Vergletscherungen zwischen dem MEG und dem letzteiszeitlichen Maximum (LGM)

Der Auslöser für die zweite (und tiefste) Erosionsphase im Luthernsystem muss eine Vergletscherung mit mindestens gleicher, bzw. leicht grösserer Ausdehnung wie das LGM gewesen sein, die aber älter als die Zeller Schotter sein muss. Mit einem Eisstau der Kleinen Emme bei Wolhusen wurde das Seewagtal als randglaziale Entwässerungsrinne des Aare-/Reussgletschers und des Entlebuchgletschers angelegt. Die resultierende Tieferlegung des Wiggerlaufes führte ursächlich auch zur maximalen Tiefenerosion im Luthernsystem. Zu Ende dieses Glazials, mit dem Ende des Eisstaus bei Wolhusen, setzte die Sedimentation in der fluvial übertieften Luthernrinne ein. Da es nach Schlüchter & Müller-Dick (1996) möglicherweise mindestens zwei prä-eemische Vergletscherungen gab, die eine leicht grössere Ausdehnung hatten als das LGM, müssen diese Sedimente noch nicht die UZS gewesen sein. Denkbar ist, dass sich das ganze Erosionsszenario noch einmal wiederholt hat, und diese ältesten Rinnenschotter wieder erodiert worden sind. Spätestens zwei Vergletscherungszyklen vor dem Eem-Interglazial setzte dann aber die Sedimentation der UZS ein. Die von Erni et al. (1943) gefundene warmzeitliche Gastropodenfauna in den feinkörnigen Hochflutablagerungen im Top der UZS (siehe Detailprofil DP4, Fig. 5) zeigt bereits den Übergang ins folgende Interglazial an. Dieses dürfte folglich das Holstein von Meikirch (sensu Welten) oder aber bereits das Eem gewesen sein (Fig. 11).

Der folgende Interglazial-/Glazialzyklus, dessen Gletscher nicht bis ins Untersuchungsgebiet gereicht haben (der Rhonegletscher erreichte die Region Bern nicht (Welten 1982)), wird möglicherweise durch den Hiatus in den untersten Teilen der MZS repräsentiert, oder, bei genügendem Materialangebot der Luthern, durch die untersten Teile der Mittleren Zeller Schotter. Das offenbar fehlende Sedimentangebot während dieser Zeit, verglichen mit anderen Glazialzyklen, lässt auf eine nicht vollständige Entwaldung schliessen. Interglaziale Klima- und Vegetationsverhältnisse führen im Lutherntal, wie auch heute zu beobachten ist, zu leicht erosiven Verhältnissen.

Die mittleren und oberen Teile der MZS, die durch die Lignitlagen charakterisiert werden, zeigen dann den Übergang von eher warmzeitlichen Verhältnissen mit häufigen Umlagerungen zu einem kühleren Klima mit immer noch wenig Sedimentangebot an. Die Luthern vermochte nur einen schmalen rinnenartigen Bereich ihrer Schwemmebene mit kiesigen Sedimenten zu beschütten, lateral wechselt die Fazies deshalb zu feinkörnigen Stillwassersedimenten, in denen die besagten Lignite sowie Torflagen eingeschaltet sind. Pollenanalytische Untersuchungen von Küttel (1984) und Wegmüller (1996) lassen die Einstufung des Lignitkomplexes ins ausgehende Eem und ins Frühwürm zu. U/Th-Datierungen von Küttel & Lotter (1987) an Torfen aus dem Lignitkomplex lassen eine Einstufung ins Ende des Eem als wahrscheinlich erscheinen.

Zeitgleich wurde in der Rottalrinne infolge des kleinen und vollständig in sandigen Molassegesteinen liegenden Einzugs-

gebietes nur feinkörnige Sedimente und mächtige Torfe (Schieferkohlen von Gondiswil und Zell) abgelagert. Das dortige Ablagerungsmilieu wurde dabei weitgehend vom Geschehen in der ungleich aktiveren Luthernrinne gesteuert. Der Aufstau erfolgte zu dieser Zeit – mit dem noch intakten Felsriegel bei Hüswil (siehe Fig. 2) – erst bei Zell, wo sich die Rottal- und die Luthernrinne damals noch trafen. Im selben Mass, wie sich die MZS aufbauten, erfolgte in der Rottalrinne ein kontinuierlicher Aufstau der zur Bildung der torfreichen, feinkörnigen Stausequenzen führte.

7.3 Früh-/Mittelwürmzeitliche Flussaktivität im Luthernsystem

Mit erosivem Kontakt folgen über den MZS die OZS, die die langandauernde Klimaverschlechterung des Frühwürms dokumentieren. Eine wohl fast vollständige, klimabedingte Entwaldung des nördlichen Napfs und eine hohe westwindgesteuerte Niederschlagsintensität (belegt z.B. in den Vogesen durch Seret et al. 1990) führte zu einer massiven Erosion im Einzugsgebiet der Luthern und damit zu intensiver Schotter sedimentation im mittleren Lutherntal zwischen Hofstatt und Gettnau. Möglicherweise geht die von (Schlüchter 1987) beschriebene Lokalvergletscherung auf diese nicht allzu kalte, aber extrem niederschlagsreiche Periode zurück, wie dies für die ähnlich hohen Vogesen belegt ist (Seret et al. 1990).

Dabei wurde das erste Mal der Felsriegel von Hüswil von den Schottermassen überschüttet und es baute sich ein ca. 35 m hoher Schuttfächer ins Rottal hinaus. Dies führte zu einer plötzlichen Abdämmung der Rottalrinne bei Hüswil und zur Bildung eines 20–25 m tiefen Sees hinter diesem Delta, was die Torfbildung im Talgrund (Profil Beerenmösli, Wegmüller 1992) endgültig zum Erliegen brachte. Fortan kamen nur noch feinkörnige mineralische Sedimente als Aufarbeitungsprodukte von den Seitenhängen des Rottals zur Ablagerung. Mit dem Erreichen einer maximalen Seespiegelhöhe auf Kote 655 m ü. M. wurden auch die Torfmoore von Gondiswil-Seilern und Gondiswil-Mühle unter Wasser gesetzt und mineralische Schüttungen beenden dort ebenfalls die Torfbildung. In der Folge dürfte der Luthernschuttfächer im Rottal schnell in Richtung Zell progradiert sein, was eine Verfüllung des untersten Teils der Rottalrinne mit Oberen Zeller Schottern zur Folge hatte. Zu Ende der Schüttung der OZS bildete sich also eine riesige Schotterflur aus, welche die heutige Zeller Allmend und das gesamte Lutherntal bis mindestens nach Gettnau umfasste. Mit der Verfüllung der Rottalrinne wurde vermutlich auch die organische Sedimentation im Schieferkohlegebiet beim Schulhaus Zell gestoppt.

7.4 Die stratigraphische Position der hochwürmzeitlichen Reusschotter bei Üsser Stalden im Vergleich zu den Zeller Schottern

Wie weit nach Osten diese überaus kräftige Schüttung gereicht hat, kann mit den heutigen Daten nicht exakt belegt werden. Die Schottervorkommen bei Üsser Stalden belegen aber eine

minimale Ausdehnung der OZS bis fast zur Wigger hin. Bei Extrapolation des Gefälles der Schotteroberfläche müsste das Top der OZS bei Gettnau-Üsser Stalden auf rund 559 m ü. M. zu liegen kommen. Tatsächlich liegt das höchste noch erhaltene Vorkommen auf 543 m ü. M. also etwa 10 m tiefer als berechnet. Wird die grobkörnige Schüttung der Reussgletscher-Schotter in Betracht gezogen, ist eine basale Erosion während deren Schüttung anzunehmen. Die Lage dieses Vorstossschottern belegt also ein Ende der Schüttung aus dem Lutherntal vor dem maximalen Eisvorstoss des LGM. Das Erlahmen der Akkumulationen im Luthernsystem kann wieder durch eine deutliche Änderung in der Niederschlagsintensität erklärt werden, wie sie für die Vogesen dokumentiert ist. Zu Beginn der Isotopenstufe 2 setzt in den Profilen der Grande Pile eine extrem trockene Kaltphase ein (Seret et al. 1990), die möglicherweise auf das weitgehende Ausbleiben der Westwind-Niederschläge zurückgeführt werden kann. Da der Napf, wie die Vogesen, dominant Westwind-Niederschläge erhält, liegt dieser Analogieschluss nahe. Der Reussgletscher traf also bei seinem maximalen Vorstoss ins Wauwiler-Moos im Wiggertal zwischen Willisau und Alberswil eine durchgehende Schotterflur aus Napfmaterial auf Kote 585 m (Willisau) bzw. Kote 560 (Üsser Stalden/Widenmüli) an, die bereits mit einer feinkörnigen, vermutlich lösshaltigen Hochflutablagerung im Dach abgeschlossen ist. In ihrem frontalen Teil werden die Zeller-/Willisauer Schotter durch die Entwässerung des Gletschers erodiert, und später mit den besagten Vorstossschottern überschüttet. Diese Schüttung, die den Talausgang bei Üsser Stalden verbarrikadierte, dürfte bewirkt haben, dass die Luthern die Abkürzung durch die Ohmstalrinne benutzen musste.

7.5 Die letzteiszeitliche Erosionsphase im Luthernsystem

Wann fand nun diese kräftige Erosionsphase statt, die etwa 15–25 m tiefer gereicht hat als die heutigen Talböden und die der Luthernrinne einen völlig neuen Verlauf (Fig. 2 und 3) gegeben hat?

Die Beantwortung dieser Frage hängt wahrscheinlich zum Teil mit der erneuten Aktivierung der randglazialen Entwässerungsrinne des Seewagtales zusammen.

Beim frühen Maximalvorstoss zum Maximum des LGM (Äquivalent zu Killwangen im Rhein-/Linthsystem?) muss der Eisstausee bei Wolhusen wieder existiert haben. Der Abfluss dieses Sees mit einer Höhe von knapp 700 m ü. M. ging wieder über das Seewagtal zum Wiggersystem. Es entstand also eine analoge Situation wie zur Zeit der Bildung der älteren Rinnensysteme im Lutherntal. Da der Gletscherlappen vom Wauwilermoos her kommend das Wiggertal überquerte und nachweislich bis nach Gettnau vorstieß, wurde südlich dieses Eiskörpers ein weiterer Stau gebildet, in dem die Schotter bei Widenmüli abgelagert wurden. Während dieser Zeit benutzte die Luthern bereits wieder die Ohmstalrinne und vertiefte diese wohl noch etwas, da sie infolge des abgekürzten Talweges in ein erosives Regime übergang. Für die Luthern bedeutete die-

ser ca. 2.5 km kürzere Lauf eine Absenkung der Erosionsbasis um rund 25–30 m (bei ca. 10 Promille Gefälle). Sie konnte sich so tief in ihre eigenen Aufschotterungen einschneiden, und verlegte ihr Bett über weite Strecken (von Hofstatt bis Hüswil) an den ehemaligen Rinnenrand in die tief verwitterte, sandige Molasse, die bedeutend weniger erosionsresistent gewesen sein muss als die grobkörnigen Zeller Schotter. Dabei wurde vermutlich mit Hilfe des Warmisbaches auch der Felsriegel von Hüswil durchbrochen und die Luthern schuf sich ihr heutiges Bett. Diese Erosionsphase endete sobald die Luthern wieder ein regelmässiges Gefälle aufwies. Das folgende Zurückweichen des Eises um rund 1.5 km auf die Position des Eisrandes bei «Chastelenhof» wurde der Durchgang vom Seewagtal zur Luthernrinne frei und die gesamte randglaziale Entwässerung mit dem Wasser der immer noch gestauten Kleinen Emme floss durch das Ohmstal. So entstand erneut eine kräftige Tiefenerosion im Wiggersystem, welche in der Folge weit ins Luthernsystem zurückgriff. Dabei wurden die Zeller Schotter und auch die hangenden Reusschotter im Taltorso von Gettnau auf dieses Niveau hinunter erodiert (Fig. 10).

Beim weiteren Zurückschmelzen/Wiedervorstossen (evtl. analog zum Wiedervorstoss zum Zürich-Stadium, (Schlüchter 1995)) des Reussgletschers auf die Position des Endmoränenamphitheaters von «Hoostris» wurde der heutige Lauf der Wigger über Alberswil-Schötz wieder freigegeben und sie nahm den logischen, kürzeren Weg. Die Luthern blieb in der stark vertieften Ohmstalrinne. Im Laufe dieses Rückzugs muss sich auch der Eislappen bei Wolhusen auf die Nordseite des Tals zurückgezogen haben, so dass der normale Abfluss der Kleinen Emme wieder möglich wurde. Die plötzliche Reduktion der Wassermenge im Wiggersystem beendete die Tiefenerosion und führte zu einer Umstellung auf Akkumulation in den jetzt zu breiten Tälern mit zu flachen Talwegen. Die Alluvionen im Luthern-Wiggersystem kommen zur Ablagerung. Dabei half auch ein erhöhter Geschiebetrieb in der Luthern zu Ende des LGM, hervorgerufen durch die Aufarbeitung periglazialer Schuttmassen nach dem Auftauen des Permafrost im Einzugsgebiet der Luthern im höheren Napfgebiet. Dieser Schutt wurde im mittleren und unteren Teil des Lutherntals akkumuliert und bildet die heutigen Alluvionen in den Talböden mit einer Mächtigkeit von 10–25 m. Auf diese Weise stellte sich die Luthern auch auf das etwas erhöhte Vorflutniveau der Wigger ein, die durch die erhöhte Schutzzufuhr im Spätglazial ihr Bett ebenfalls um einige Meter aufgelandet haben muss.

Die Beträge der drei beschriebenen Erosionsphasen und die Mächtigkeiten der darauf folgenden Akkumulationen im Luthernsystem sind in Figur 4 idealisiert, aber massstäblich dargestellt.

Im Postglazial, mit einer durch die Wiederbewaldung stark reduzierten Geschiebeführung, nahm die Luthern wieder ein schwach erosives Regime an, was durch die nur undeutlich ausgeprägten Erosionsterrassen bei Zell angedeutet wird.

Dieses Wechselspiel von Akkumulation und Erosion führte zu den in Figur 10 dargestellten speziellen Abfluss- und Gefällsverhältnissen im Wigger-/Luthernsystem.

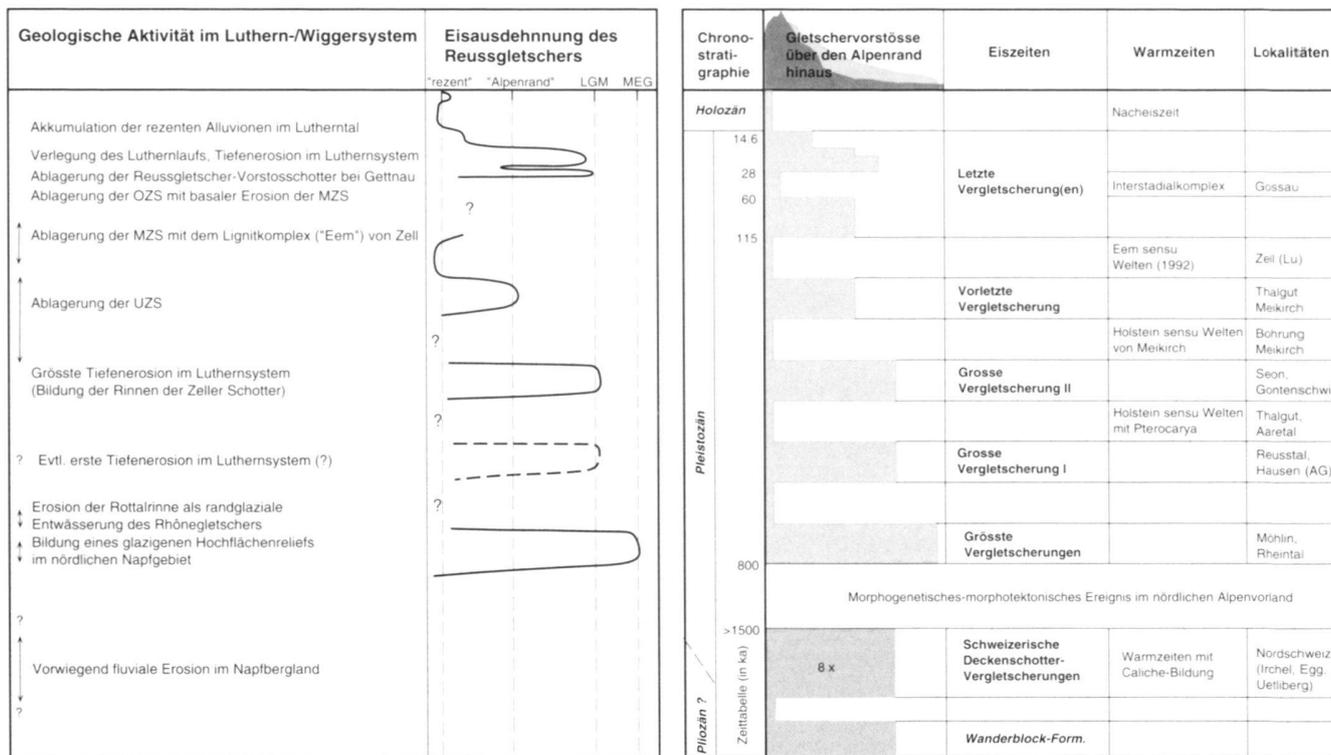


Fig. 11. Die geologische Aktivität im nördlichen Napfgebiet im Vergleich zum aktuellen Diagramm der Eiszeiten-Chronologie der Schweizer Alpen (verändert, nach Schlüchter & Müller-Dick, 1996).

8. Schlussfolgerungen

Neue Detailkartierungen, die sedimentologische und sedimentpetrographische Bearbeitung von vielen neuen Aufschlüssen und Bohrungen im Raum Luthertal und Wolhusen, sowie die Konstruktion einer Felsisohypsenkarte des zentralen Luthertals erlauben eine Neuinterpretation der geologischen Geschehnisse im nördlichen Napfgebiet während des mittleren und späten Pleistozäns. So kann nachgewiesen werden, dass seit der grössten Vergletscherung, als das nördliche Napfgebiet zum letzten Mal vom Eis überflossen worden ist, mindestens drei grosse Erosionsphasen zur heute zu beobachtenden komplexen Rinnenmorphologie geführt haben. Zwei dieser erosiven Episoden konnten nur während Gletscherausdehnungen stattfinden, die in etwa dem letzteiszeitlichen Maximum entsprechen. Nur bei einer solchen Eisausdehnung wurde das Tal der Kleinen Emme bei Wolhusen abgeriegelt und das Seewagtal konnte als randglaziale Abflussrinne funktionieren. Dieser erhebliche Wasserzuschuss aus dem Emmesystem führte im Wigger-/Luthernsystem ursächlich zu kräftiger fluvialer Tiefenerosion.

Aus diesen Befunden lässt sich weiter ableiten, dass zwischen der grössten Gletscherausdehnung im Gebiet («Riss» im klassischen Sinne) und der Ablagerung der späteemzeitlichen Lignite in den Mittleren Zeller Schottern mindestens zwei wei-

tere Gletschervorstösse stattgefunden haben müssen. Der Erste schuf die tiefste Luthernrinne, während dem Zweiten wurden die Unteren Zeller Schotter und evtl. die untersten Teile der Mittleren Zeller Schotter geschüttet. Das paläogeographisch definierte «Riss» kann also nicht die vorletzte Vereisung unmittelbar vor dem Eem gewesen sein.

Weiter konnte in dieser Arbeit nachgewiesen werden, dass die Ablagerung der Schieferkohlen von Gondiswil/Zell direkt durch die Aktivitäten im benachbarten Luthertal gesteuert worden ist. Die Schüttung der Oberen Zeller Schotter, welche wohl die Schieferkohlebildung beendete, kann aus klimatischen Gründen neu ins Mittelwurm gestellt werden, was ihre Lage *unter* den letzteiszeitlichen Vorstössschottern des Reussgletschers bei Gettnau erklärt. Die letzte Erosionsphase zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximalstandes (wiederum ausgelöst durch den glazialen Aufstau der Kleinen Emme bei Wolhusen) schuf das heutige Luthertal.

Zum besseren Verständnis sollen die wichtigsten Ereignisse in Tabellenform (Fig. 11) zusammengefasst werden. Als Vergleich ist die Tabelle der Chronologie der Eiszeiten der Schweiz von Schlüchter & Müller-Dick (1996) angefügt worden. Es zeigt sich dabei, dass die hauptsächlich lithostratigraphischen Befunde aus dem Luthertal wichtige Aussagen dieser neu entwickelten Chronologie bestätigen.

Verdankungen

Die Autoren möchten es an dieser Stelle nicht unterlassen, allen, die in irgendeiner Weise zum Gelingen dieses Artikels beigetragen haben, für ihre Hilfe zu danken. Speziell zu erwähnen sind hier K. Marti, Zell und Mitarbeiter, die uns während den Feldarbeiten immer grosszügig unterstützten. Weiter danken wir den Herren T. Bolliger und D. Kälin für ihre Hilfe bei der Suche und Bestimmung von Fossilien. Herrn S. Wegmüller sei ganz herzlich für die Durchsicht des Manuskripts gedankt. Prof. W. Wildi und Herrn PD O. Keller möchte ich für ihre konstruktiven Änderungsvorschläge danken.

LITERATURVERZEICHNIS

- BECK, P. 1926: Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitt. Natw. Ges. Thun 1, 1–53.
- 1933: Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. Verhandl. der schweiz. natf. Ges. Thun: 1932. Wepf, Basel.
- DICK, K.A., GRAF, H.R., MÜLLER, B.U., HARTMANN, P. & SCHLÜCHTER, C. 1996: Das nordalpine Wasserschloss und seine eiszeitgeologische Umgebung. *Eclogae geol. Helv.* 89, 635–645.
- ERNI, A., FORCART, L. & HARRI, H. 1943: Fundstellen pleistozäner Fossilien in der Hochterrasse von Zell (Kt. Luzern) und in der Moräne von Ausbach bei Rohrbach (Kt. Bern). *Eclogae geol. Helv.* 36, 85–124.
- FREY, O. 1907: Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. *Denkschrift Schweiz. naturf. Ges.* 41/2.
- GERBER, E. 1919: Über die diluvialen Torflager (Schieferkohle) von Gondiswil-Zell. Mitt. Natf. Ges. Bern 1918, 96–107.
- 1923: Die diluvialen Schieferkohlen (Torflager) von Gondiswil-Zell. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. (Hrsg. BAUMBERGER, E., GERBER, E., JEANNET, A. & WEBER, J.) Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie 8, 3–66.
- GERBER, M.E. & WANNER, J. 1984: Erläuterungen zum Blatt 1128 Langenthal. Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25 000.
- HANTKE, R. 1968: Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland. In: *Ur- und frühgeschichtliche Archäologie der Schweiz*, Band I: die ältere und mittlere Steinzeit. Schweiz. Ges. Ur- und Frühgeschichte, Basel, 7–26.
- KAUFMANN, F.J. 1872: Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beitr. Geol. Karte Schweiz 11.
- KÜTTEL, M. 1984: Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. Bot. Inst. Universität Hohenheim.
- KÜTTEL, M. & LOTTER, A. 1987: Jungpleistozän-Stratigraphie der Zentralschweiz. In: *Quaternary Type sections: Imagination or Reality?* (Ed. by ROSE, J. & SCHLÜCHTER, C.) Rotterdam, 179–191.
- LÜDI, W. 1953: Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen: Veröffentl. Geobot. Institut Rübel in Zürich, 27, Huber, Bern.
- LANG, R. 1991: Die Geologie zwischen Briseck und Ettiswil (LU). Diplomarbeit. ETH Zürich.
- MIALL, A.D. 1977: A review of the Braided-River Depositional Environment: *Earth-Science Rev.* 13.
- 1981: Analysis of Fluvial Depositional Systems; Amer. Assoc. Petroleum Geol., education course note series 20.
- MÜLLER, B. U. 1988: Zur Geologie des unteren Lutherntals (LU). Diplomarbeit, Universität Zürich.
- 1995: Zerrungstektonik in der flachliegenden Molasse des nördlichen Napfgebietes und ihre Auswirkungen auf die Talgeschichte. Mitt. der Natf. Ges. Luzern 34, 159–170.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig (Tauchnitz).
- RUTSCH, R.F. 1967: Leitgesteine des risszeitlichen Rhonegletschers im Oberemmental und Napfgebiet (BE und LU); Mitt. Naturf. Ges. Bern 24.
- SCHLÜCHTER, C. 1987: Lokale Vergletscherungsspuren im westlichen Ausläufer des Napfberglandes (Schweiz). *Eiszeitalter und Gegenwart* 37, 41–45.
- 1987: Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung: *Geographica Helvetica* 1987/2: 109–115.
- 1989: Thalgut: Ein umfassendes eiszeitstratigraphisches Referenzprofil im nördlichen Alpenvorland. *Eclogae geol. Helv.* 82, 277–284.
- SCHLÜCHTER, C. & RÖTHLISBERGER, C. 1995: 100 000 Jahre Gletschergeschichte. Publ. Schweiz. Akad. Natw.
- SCHLÜCHTER, C. & MÜLLER-DICK, K. A. 1996: Das Eiszeitalter in der Schweiz. Publ. IGCP-378, Geol. Inst. Univ. Bern.
- SCHOTT, S. 1997: Sedimentologische und paläobotanische Untersuchungen der Mittleren Zeller Schotter mit einer Kartierung im Raume von Wolhusen/LU. Unpubl. Diplomarbeit Universität Bern. 1997.
- SERET, G., DRICOT, E. & WANSART, G. 1990: Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature* 346/6283, 453–456.
- WEGMÜLLER, S. 1985: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen um Schieferkohlegebiet von Gondiswil/Ufhusen. *Jahrbuch des Oberaargaus*. Merkur AG, Langenthal, 13–30.
- 1992: Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. *Denkschr. Schweiz. Akad. Natw.* 102, Birkhäuser, Basel.
- 1996: Palynostratigraphische Untersuchungen an Ligniten der im nördlichen Napfvorland gelegenen Zeller Schotter (Schweizerisches Mittelland). *Eclogae geol. Helv.* 89, 789–810.
- WELTEN, M. 1982: Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand (Überblick, Methodisches, Probleme). *Geographica Helvetica* 2, 75–83.
- ZIMMERMANN, H.W. 1963: Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz). Mitt. Natf. Ges. Solothurn 21.

Unveröffentlichte technische Berichte

MENGIS & LORENZ AG (Luzern): Revision Grundwasserschutzareal Hüswil – Hydrogeologischer Bericht vom 7. Mai 1996, mit Beilagen.

Manuskript eingegangen 9. Februar 1997

Revidierte Fassung angenommen 13. Mai 1997

