

EXKURSION C

**Von Bregenz über das Schwarzachtobel in den Bregenzerwald und über
Damüls - Faschina ins Großwalsertal nach Marul und Raggal
(Quartär, Molasse, Helvetikum, Nördliche und Südliche Flyschzone)**

Von Rudolf OBERHAUSER mit Beiträgen von Heiner BERTLE,
Leo W.S. de GRAAFF, Werner RESCH und Georg WYSSLING*)

**Über eine Exkursion vom Pfändersüdhang durch das Schwarzachtobel nach Egg
berichtet W. RESCH:**

Gebhardsberg bei Bregenz: Von der Auffahrt nach Fluh bald rechts abzweigend (Wegweiser!) erreichen wir den Parkplatz auf dem Gebhardsberg (590 m SH, 190 m über dem Bodensee; Überreste von Schloß Bregenz, erbaut im 11. Jh. von den Grafen von Bregenz und zerstört von den Schweden gegen Ende des Dreißigjährigen Krieges 1647).

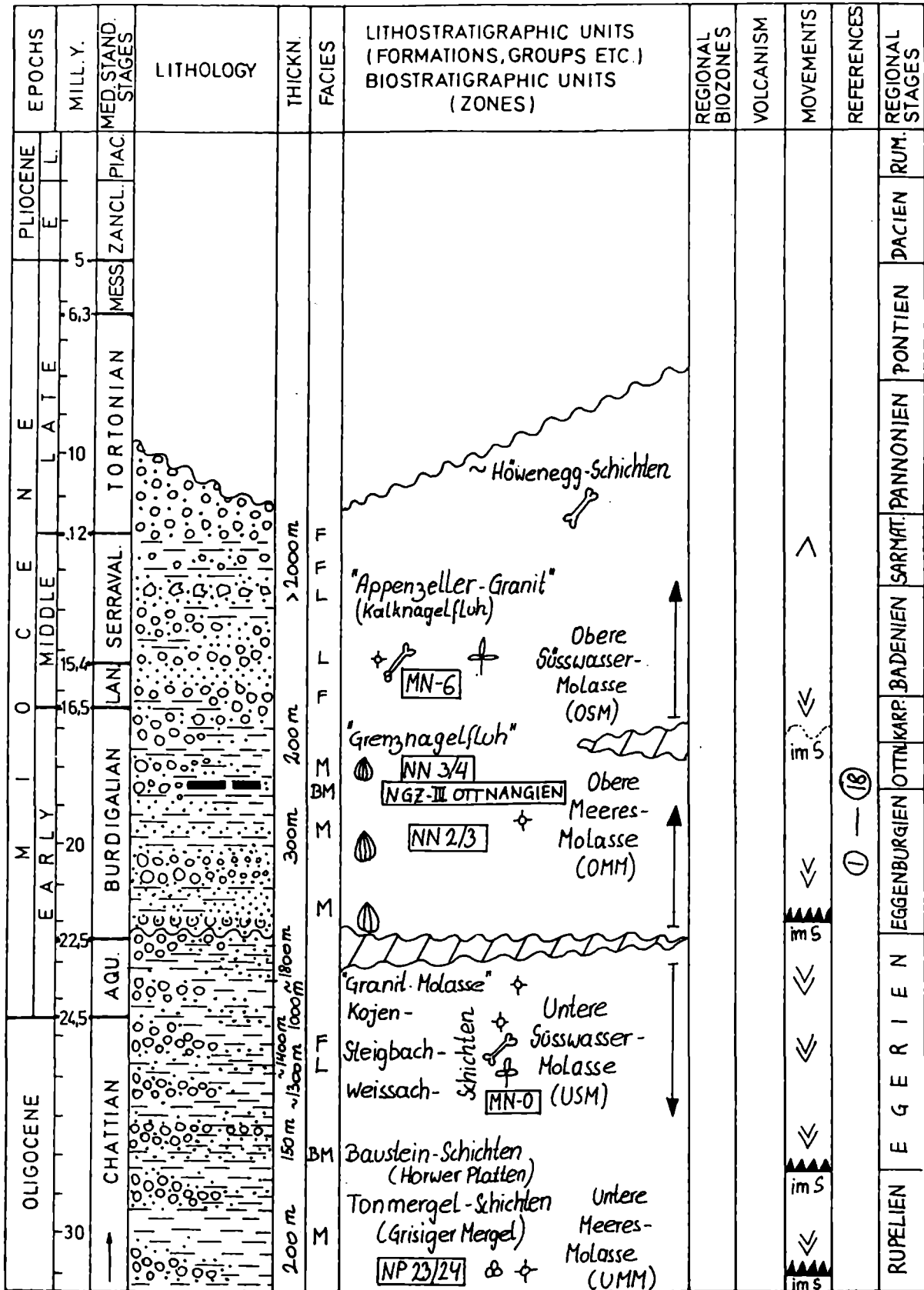
Von der Aussichtsplattform nordwestlich unter dem Restaurant schöner Blick auf den See (397 m SH; vom Rheingletscher glazial übertieft bis unter Seehöhe 0 m, heute maximal noch gut 250 m tief) mit Bregenzer Bucht und der Insel Lindau, und auf die glazial geprägte Hügellandschaft von Württemberg-Oberschwaben nördlich dahinter.

Auf der Westseite des Bodenseerheintales (der Bodensee reichte postglazial kurzfristig nach Süden bis mindestens Sargans) von N nach S alpeneinwärts die Schweizer Molasseberge, das Helvetikum mit Säntisgruppe - Wildhauser Mulde - Churfürsten bis zu den Bergen des nördlichen Graubünden; auf der Vorarlberger Seite der Rätikon (Nördliche Kalkalpen, Oberostalpin) mit den Drei Schwestern ob Feldkirch und davor die Ketten des rechtsrheinischen Helvetikums mit meist nordvergenten Falten und den uns zugekehrten Steilabbrüchen in den unterkretazischen Kalken der Urgonfazies; östlich ober Götzis (links vom Kummenberg) die Flyschklippe der Hohen Kugel; näher zu uns der Flysch des Hochälpele und die hier relativ schmale Subalpine Molasse bzw. ziemlich steil aufgerichtete südlichste Vorlandmolasse des nördlichen Bregenzerwaldes; westlich unter uns die sich in den See vorbauenden Deltas der Bregenzer Ach (Gebiet mit bedeutender Grundwasserreserve) und des Rheins in der Fußacher Bucht (Delta seit Begradigung des Rheins durch den Fußacher Durchstich 1900 ca. 2 km vorgebaut, wobei die Dämme laufend vorgezogen werden müssen).

Die Baulichkeiten des Gebhardsberges stehen auf der hangendsten Sandstein-Nagelfluhfolge ("Gebhardsberg-Nagelfluh") der "Luzerner Schichten" (sensu P. HERRMANN, 1983:4 - siehe auch Haltepunkt Wirtatobel!), also des unteren Abschnittes der Oberen Meeremolasse. Im talseitigen Felsabbruch und auch bei S-Ende des Parkplatzes sieht man die weitgespannte Schrägschichtung der zum Pfänder-Fächer gehörenden Sedimente. Die Nagelfluh führt stellenweise reichlichen Austern, z.B. W neben der Platzeinfahrt, am Weg vom Parkplatz hinauf zur Kapelle und in den verbauten Quadern des alten Gemäuers.

Anschriften der Verfasser: Dr.R.OBERHAUSER: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; DDr.H.BERTLE: Dorfstraße 34, A-6780 Schruns; Drs.L.W.S. de GRAAFF: Bodemkundig Laboratorium, Dapperstraat 115, NL-1093 BS Amsterdam; Priv.Doiz.Dr.W.RESCH: Institut für Geologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck; Dipl.Geol.Dr.G.WYSSLING: Schönenbergstraße 36, CH-8820 Wädenswil

Area No. 200 b ALLGÄUER MOLASSEZONE EINSCHLIESSLICH VORARLBERG, A



Author: F. F. STEININGER

Abb. C 1 aus F. STEININGER et al. 1985

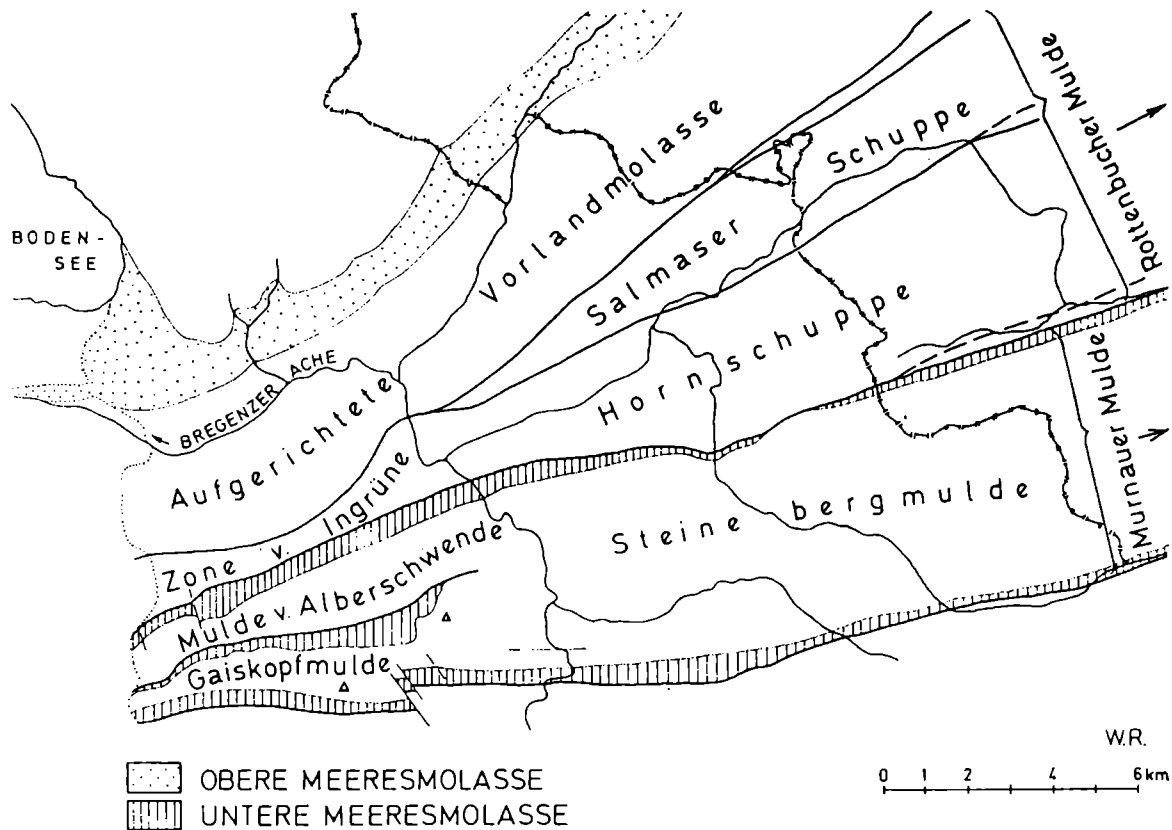


Abb. 3: Tektonische Übersichtsskizze der Vorarlberger Molasse (nach VOLLMAYR 1958 und ARN. HEIM et al. 1928, ergänzt nach eigenen Aufnahmen).

Abb. C 2: Aus W. RESCH et al. 1979, S. 22

Der Gebhardsberg-Pfänderstock wird vom 6,7 km langen Pfänder-Autobahntunnel (mit zwei Belüftungsschächten) in einem leicht nach Osten ausholenden Bogen durchörtert. Der Tunnel erschloß, auf weite Strecke fast senkrecht zum Streichen, ein Profil durch die Obere Meeresmolasse und Obere Süßwassermolasse, also Ablagerungen des Zeitabschnittes Eggenburgien - Badenien (nach der älteren regionalen Stratigraphie "Burdigal - Helvet - Torton"). Baugeologisch brachte der Tunnel außer Problemen mit quellenden Tonmergeln, besonders in der OSM, keine größeren Schwierigkeiten, nachdem vor dem Vollausbruch schon ein Richtstollen mechanisch gefräst worden war. Andererseits zeigen baugeologische Probleme der Hangtektonik und das Aufgabenfeld der Wildbachverbauung im Weichbild der Stadt und ihrer Umgebung, daß Bregenz noch durchaus am morphologischen Alpenrand liegt.

Im Wirtatobel, gut 3 km östlich von Bregenz, ist an der Straße nach Langen ein Profil durch den tieferen Teil der Oberen Meeresmolasse aufgeschlossen. Die höheren Abschnitte der OMM dagegen sind nur in den die Ostseite des Pfänders entwässernden, von Norden herabkommenden Gräben (Grasreute-Graben, nicht leicht begehbar; Rickenbach-Graben) gut aufgeschlossen.

Die alte Zweiteilung der OMM durch einen eingeschalteten Aussüßungshorizont mit Kohleflöz (zuletzt abgebaut 1946 - 1949; M. HEINRICH 1980) in "Burdigal" und "Helvet" wurde von P. HERRMANN (1983:4) unter Verwendung der Schichtnahmen "Luzerner Schichten" für den unteren Abschnitt und "St. Galler Schichten" für den oberen Abschnitt beibehalten. Wie die Darstellung von F. STEININGER (in STEININGER et al. 1985:345) zeigt, umfaßt die OMM biostratigraphisch ziemlich gut abgesichert den Zeitabschnitt Eggenburgien-Ottnangien. Die Transgression der OMM war eustatisch bedingt und schaffte in der Molassevertiefe nördlich der Alpen eine Meeresverbindung vom südlichsten Rohnetal bis in die Zentrale Paratethys (HOMEWOOD et al. 1982).

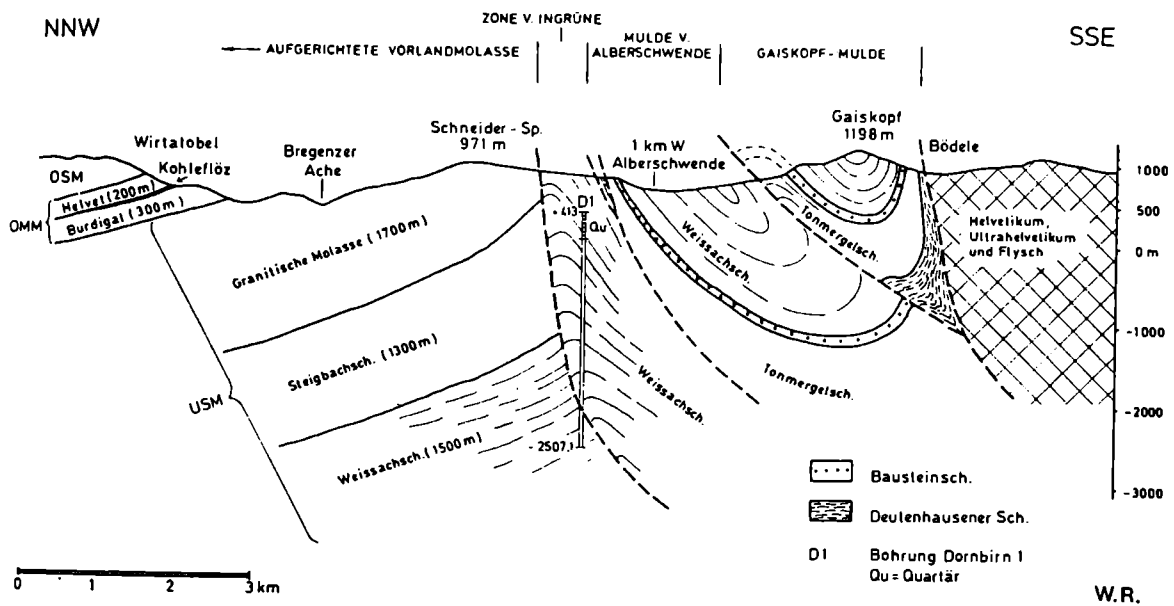


Abb. 4: Profil durch die westliche Vorarlberger Molasse. Die Bohrung Dornbirn 1 ist in die Profilebene hineinprojiziert; zum Alter der Schichten vgl. Abb. 2.

Abb. C 3: Aus W. RESCH et al. 1979, S. 23

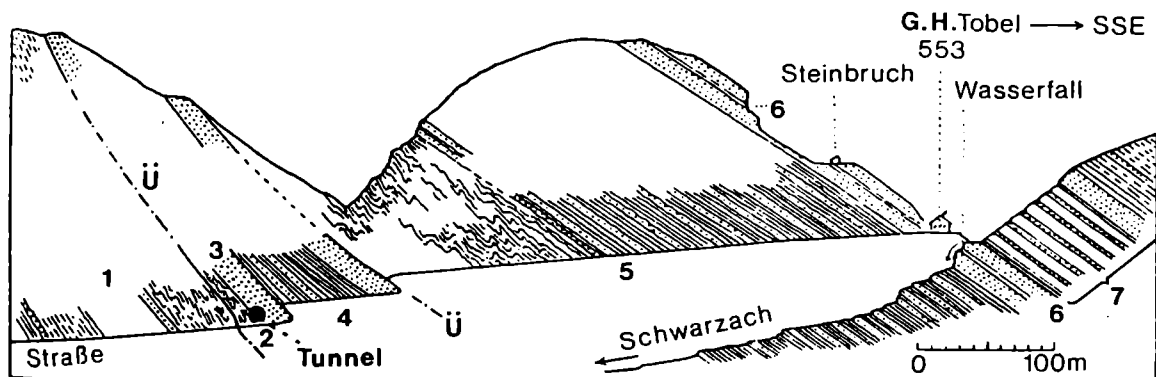


Abb. 4: Die Schichtfolge der Unteren Meeresmolasse im Schwarzachtobel (Nach ARN. HEIM et al. 1928, geändert)

1. Weißbachschichten der Zone von Ingrüne; 2. u. 5. Tonmergelschichten; 3. u. 6. Bausteinschichten; 4. u. 7. Weißbachschichten der Zone von Alberschwende; Ü = Überschiebung.

Abb. C 4: Aus R. OBERHAUSER et al. 1979, S. 17

Für die Anfahrt zum Aufschluß bei der Abzweigung der Straße nach Fluh soll nur hingewiesen werden auf den an der Langener Straße anstehenden, teilweise pralle Felswände bildenden, grünlichen Sandstein der "Luzerner Schichten" (bis auf eingeschaltete Mergellagen sehr fossilarm; aus Westen herantransportiertes Material mit viel Glaukonit und im Schwermineralspektrum dominierend Epidot - G. WOLETZ in PLÖCHINGER et al. 1958:319; neuere Angaben zur Schwermineralführung in HERRMANN 1985:7-8) sowie auf eine Austernbank im höheren Teil der Kanzelfels-Nagelfluh (gut sichtbar nach dem oberen Portal der Steinschlaggalerie im Felsabbruch unter der Straße; im gleichen Niveau wurde auch im Pfänder-Autobahntunnel eine Austernbank angefahren). Details zu diesem Streckenabschnitt sind nachzulesen bei RESCH in CZURDA et al. 1979:55-56 und bei M. RICHTER 1978.

Der eindrucksvolle Aufschluß an der Abzweigung der Straße nach Fluh liegt in den obersten "Luzerner Schichten", wenig unter dem Ausstrich (durch Schutt verhüllt) des Wirtatobel-Kohleflözes: Wir sehen hier, wohl nahe dem Schüttungszentrum des Pfänderfächers, Sedimente einer küstennahen, ziemlich proximalen "Fächerdelta"-Fazies (HOMEWOOD et al. 1982:13) mit konglomeratischen Rinnenfüllungen, eingetieft in sandige, etwas bunte Mergel (mit kleinwüchsigen Foraminiferen; Ostracoden, Echinodermenreste). Im Konglomerat finden sich Ostreiden und selten auf Geröllen aufgewachsene Balaniden. Die Sedimentation erfolgte also in marinem bis brackischem Milieu. Weitere mikropaläontologische Daten bei OBERHAUSER in PLÖCHINGER et al. 1958:316-317; RESCH 1977:A83; STEININGER et al. 1982; HOCHULI 1982.

An der Straße nach Fluh steht noch vor der Brücke im Verband grünen, mergeligen Sandsteins etwas Balaniden-Schill an, wie er besonders schön, in gleicher stratigraphischer Position, mit u.a. eingestreuten Cardien im Kesselbach, an der Staatsgrenze gegen Bayern eine ca. 2 m dicke Bank bildet.

Aufgelassener Steinbruch im Schwarzachtobel: Wir stehen hier in der oligozänen Unteren Meeresmolasse (tiefstes Egerien) des südfallenden (ca. 35° SSE) Nord-schenkel der muldenförmig gebauten Zone von Alberschwende (=nördl. Teilmulde der Steineberg-Großmulde). Das ganze Profil von den Tonmergelschichten über die Bausteinschichten bis in die tieferen Weißbachschichten (Untere Süßwassermolasse) ist hier, wo sich das Tobel bachaufwärts erstmals deutlich verengt, besonders im Bachbett gut zu überblicken, wobei die Bausteinschichten den Wasserfall bedingen.

Im Steinbruch (größere Abbaue etwas über Straßenniveau) wurden die Sandsteine vor allem zur Gewinnung von Steinplatten und zur Erzeugung von Pflastersteinen und Wetzsteinen abgebaut.

Die im Streichen langanhaltenden Sandsteinbänke der hier ca. 25 m mächtigen Bausteinschichten und die über viele Kilometer gleichbleibende Dominanz der Orientierung der Rippelmarken (WNW-ESE bis NNW-SSE nach Zurückklappen in die Horizontale) sowie andere Merkmale (Interngefüge, Lebensspuren, Fehlen von deutlichen Prielen) sprechen für eine Bildung dieser Sedimente auf einem weiten, seichten Sandschelf ohne deutlicheren Gezeiteneinfluß mit vorwiegend küstenparallelem Materialtransport (Sandbarren). Eine Deutung mancher etwas dünn gebankter Sandsteinkomplexe als Sturmflut-Sedimente (SCHWERD, 1978) paßt in dieses paläogeographische Bild.

Hier im nördlichsten, abschnittsweise tektonisch verdoppelten Zug der UMM führen die Bausteinschichten nur noch sehr wenig Feinkies, meist in Form von dünnen Geröllhorizonten und verhältnismäßig wenig Fossilien (z.B. *Cardium*) mit Ausnahme von Pflanzenresten (vgl. Museum in Dornbirn). Obwohl wir vom letzten Aufschluß in der OMM des Wirtatobels ein gutes Stück nach Süden gefahren sind, sind wir hier deutlich weiter von der Südküste des damaligen Molassemeeres der UMM entfernt.

Die Bausteinschichten sind hier, im nördlichsten Zug von UMM deutlich küstenferner abgelagert als die Eggschichten (z.B. auch von Kehlen bei Dornbirn und bei Haselstauden), die eine südlichere, küstennähere Sonderentwicklung der Bausteinschichten sind. Weiter im Osten, an der Bregenzer Ach, zeigen die Bausteinschichten auch dieses Zuges mit Annäherung an den mächtigen Hochgratfächer (besonders in der USM sehr aktiv) Anklänge an die Fazies der Eggschichten.

Die nach der Straßenbiegung wenig weiter talauf in der Straßenböschung aufgeschlossenen basalen Weißbachschichten enthalten schon Landschnecken. Deutliche Buntfärbung der Weißbachschichten tritt hier im Norden aber erst wenige Zehnermeter über die Obergrenze der Bausteinschichten auf.

Zur Deglaziationsgeschichte des Bregenzerwaldes, mit spezieller Berücksichtigung des Gebietes Andelsbuch-Egg berichtet L.W.S. de GRAAFF

Höchste Eisrandlagen: Es gibt im Bereich der Bregenzerache kaum Spuren von Ablagerungen, welche die höchsten Eisrandlagen der Würmvergletscherung markieren. Die bekannten zwei Moränenbögen von Bödele (I a) sind zu verbinden mit den Wällen, die im Rotachtal und im Allgäu oft mit "Innere Jugendmoräne" angedeutet sind. (R. SCHMID, 1955; L.W.S. de GRAAFF & J. RUPKE, 1979; O. KELLER & E. KRAYSS, 1980, M.G.G. DE JONG, 1983). Die Bödele Stadien (zwischen 1120 m und 1190 m) lassen sich nach Süden verfolgen in Moränenablagerungen hinter der Lustenauer Hütte (I b: 1220 bis 1260 m), am Klausberg (I c: 1260 bis 1280 m) und nördlich und südlich von Weißenfluhalp (I d: rund 1280 bis 1300 m Höhe).

Während des Maximalstandes der Würmvergletscherung reichten die lokalen Schneegrenzen entweder auf oder sogar unter das allgemeine Niveau der Gletscheroberflächen. Deswegen fand in diesem Raum kaum Ablation statt, und es wurden deshalb keine Eisrandablagerungen deponiert, welche die höchsten Eisstände hätten markieren können. Die damaligen glazialen Gleichgewichtslinien befanden sich weiter nordöstlich (vgl. H. DONSUS, 1980).

Der Würmhochstand dürfte fürs Bödele mindestens auf etwa 1400 m gelegen haben. Auch in der weiteren Umgebung war der maximale Würmeisstand vermutlich über 200 m höher, als wie auf Grund der randglazialen Ablagerungen festgestellt werden kann. Zum Beispiel, beim Pfänder reichte das Würmeis bis über das Niveau des Gipfels (1064 m, siehe R. SCHMID, 1955; O. KELLER & E. KRAYSS, 1982, 1983). Dieses wird bestätigt von lokalen Funden frischer (und überkompaktierter) Grundmoränen und von Einzelerratikern. Auch von P. MOHR (noch nicht veröffentlicht) wird bestätigt, daß sich ältere Ablagerungen nicht nachweisen lassen.

Das Abdrängen des Bregenzerwaldgletschers: Der Bregenzerwaldgletscher wurde im Hochglazial stark vom Rhein-(III)gletscher nach Nordosten abgebogen (L. KRASSER, 1936). Beide Gletscher vereinigten sich beim Hochstand ab der Nordflanke des Hochälpele, und nachdem erst ab Bödele, wobei die Haupteismasse des Bregenzerwaldgletschers sich bei Langenegg über den Finkerbühlrücken in und über den Rhein-IIIgletscher drängte. Erratiker des Bregenzerwaldes, inklusiv derer vom Bolgenach- und Subersachgletscher, findet man am Hang des Kojen und weiter östlich von Riefensberg im Weißachtal bis südöstlich von Oberstaufen. Bei Steibis hat eine Mischung mit III-Erratikern bis über 1000 m Höhe stattgefunden.

Beginnender Eisstromzerfall: Das geschlossene Eisstromnetz zerfiel zuerst im Bereich des Mittellaufes der Bolgenach und bald nachher auch im Subersachgebiet auf etwa 900 m Höhe (östlich und südöstlich vom Hittisau; siehe auch A.L. SIMONS, 1985). Die Deglaziation des unteren Bolgenachtals vollzog sich während der Gletscher nur noch bis Hittisau reichte. Im Bereich von Balderschwang hatte sich inzwischen ein Stausee entwickelt. Auch die Zunge des Subersachgletschers lag schon weit zurück, südlich von Sibratsgfäll, in welcher Gegend es (auf etwa derselben Höhe) ebenso zur Stauseebildung kam. In der Nähe von Hittisau war die Entwässerung beider Täler nach dem Westen für längere Zeit vom noch immer existierenden Bregenzerwald-Gletscher blockiert. Für die gesamte Entwässerung beider Täler, und zum Teil auch für das Schmelzwasser des Bregenzerwald-Gletschers diente damals das Bolgenachtal (und Weißachtal bis über Oberstaußen).

Der Bergsturz des Hoch Häderichs im Mündungsgebiet des Lecknertales fand statt, gerade nachdem der Leckner-Gletscher sich vom Bolgenach Gletscher getrennt hatte. Der letzte hatte noch einen Teil des Materials dieses Bergsturzes transportiert, und als Moränenwall hinterlassen (L.W.S. de GRAAFF & J. RUPKE, 1979). Deshalb ist dieser Bergsturz nicht die Ursache des Staus der Bolgenach, wie W. RESCH, R. HANTKE & H. LOACKER (1979) und R. HANTKE (1980) annehmen. Die Bergstürze weiter östlich im Balderschwanger Tal fanden erst noch später statt (Spätglazial oder anfangs des Holozän?) und wurden deshalb auch nicht zur Ursache der Stauseebildung (siehe dieselben Autoren): die Bändertone befinden sich an beiden Seiten des Bergsturzgebietes in derselben Höhenlage, und am Ost- rand hat der jüngste Teil dieses Bergsturzkomplexes die älteren Bändertone wellenartig hochgedrückt.

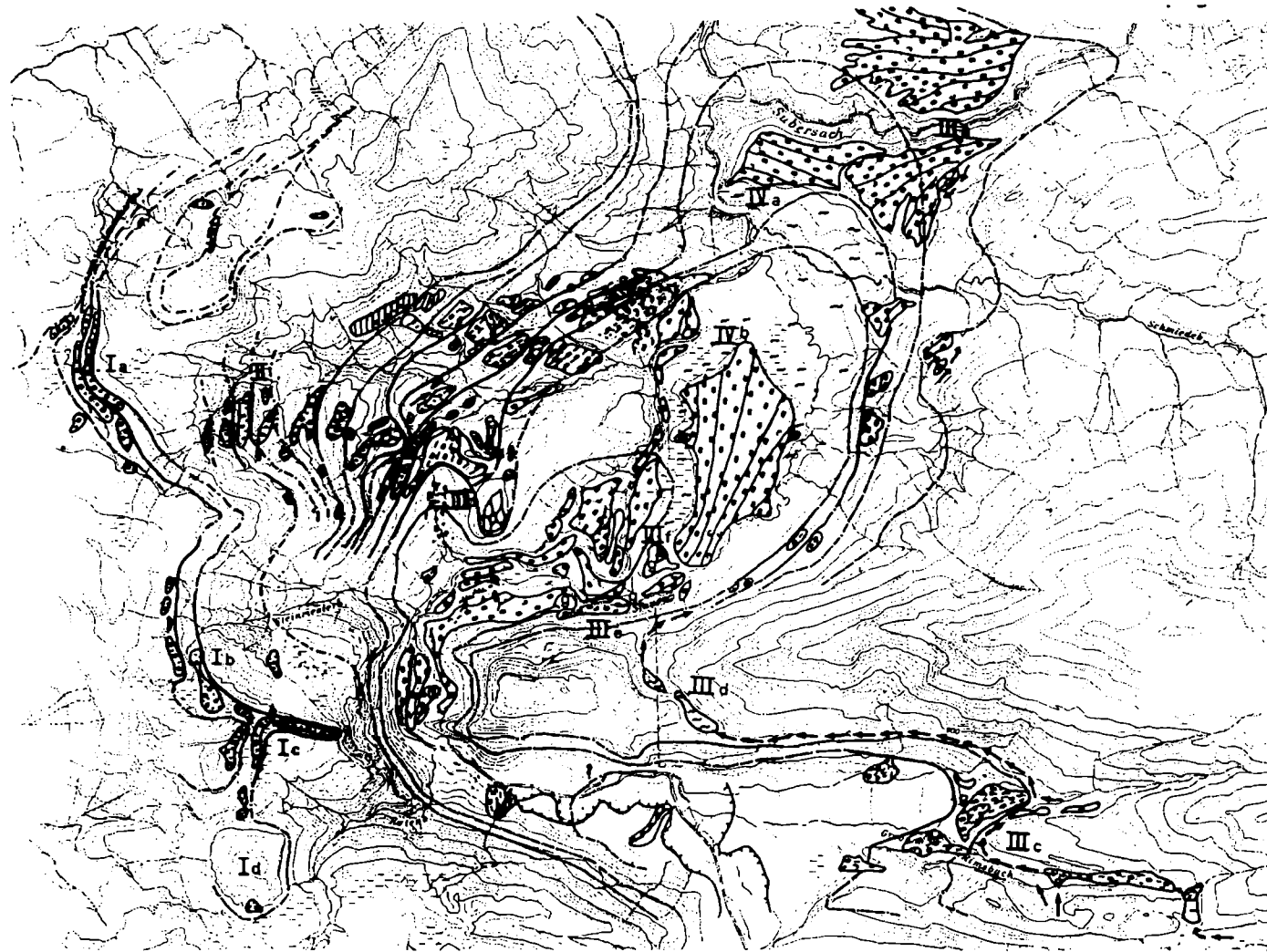
Über Schwarzenberg befindet sich eine Reihe von moränenartigen Eisrandmarkierungen (II), von welchen die jüngsten Phasen ungefähr gleichzeitig waren mit der obengenannten Entwicklung der Stauseen von Balderschwang und Sibratsgfäll.

Weitere Rückbildungen: Bald darauf erfolgte das Verschwinden des Bregenzerwaldgletschers westlich von Hittisau. Zwischen Hittisau und Lingenau entwickelte sich eine stufenartige Landschaft zwischen 830 und 700 m, wo die Stirn des Gletschers in nordöstlicher Richtung gegen das Molasserelief drückte. Diese Stufen wurden gebildet von stark deformierten Eisrand-Sedimenten, welche nicht nur glazialer, aber auch fluviatiler Herkunft waren, und von der Subersach nach Westen transportiert wurden. Das älteste Niveau von Hittisau wurde zur Toteislandschaft; ein Teil der Ablagerungen neben der Subersach ist seitdem mehr oder weniger verrutscht (vgl. P.F. MUHEIM, 1934; A.L. SIMONS, 1985).

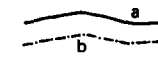
Vereinigte Wässer von Bolgenach und Subersach überspülten wie gesagt nach Norden noch das erste große Hittisau-Niveau in etwa 800 m Höhe, (A.L. SIMONS, 1985). Dabei war das Bolgenachtal nördlich von Hittisau noch teilweise gefüllt mit Grundmoränenablagerungen und Toteismassen, über denen das Flußbett der regenerierten Bolgenach sich entwickelte. Die Bolgenach stieß an der Talmündung (bei Krumbach) auf die immer noch aktiv vom Westen her einströmende Zunge des Rhein-IIIgletschers im Weißachtal und konnte nur randglazial ausweichen, und große Mengen von transportiertem Sand und Kies wurden unter Riefensberg abgelagert. In verschiedenen Aufschlüssen wurde schräge Deltaschichtung observiert; auch im Weißachtal hatte die Deglaziation jetzt zur Stauseebildung geführt.

Seit den Untersuchungen von L. KRASSER (1936) ist bekannt das der Rheintalgletscher durch zwei Täler in den Bregenzerwald hineindrängte. Die südliche Eiszunge floß vom Rheintal über Alberschwende nach dem Weißachtal, die nördliche Zunge über Langen das Rotachtal hinein in der Richtung von Weiler.

Die Terrassen und Eisrandlagen im Bereich
Andelsbuch - Egg.



Zeichenerklärung



Eisrandlage a. sicher
b. Verbindungen



Wallmoräne oder Moränenterrasse



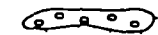
Verflächung glazialer Ursprung
mit Moränenstreuung



Schwemmfächer(terrasse)



Deltaterrasse



Jüngere Terrassen der Bregenzerache



Eiszeitliche Entwässerungen



Rutschgebiete auf Seetonablagerungen



Nische mit Rutschungen

G

Grube (Sand und Kies)

I - IV

Erklärung im Text

Die ganze Entwässerung des vorderen Bregenzerwaldes konnte sich nur subglazial und randglazial vollziehen. Viel Wasser floß um die beide Zungen des Rhein-III-gletschers (im Weißachtal und Rotachtal) herum um schließlich durch das Rotachtal über Weiler-Simmersberg-Röthenbach nach Nordwesten zu entweichen. Auch im Rotachtal entwickelte sich proglazial ein Stausee, erst auf etwa 710 m, bald darauf auf rund 680 m. Beweise dafür findet man in den Deltaterrassen von Hirschbergsau, gerade an der Grenze mit Deutschland. Die Erosionsbasis in der Nähe von Röthenbach hatte sich später noch bis auf 650 m vertieft. Diese Entwässerung wurde erst definitiv trockengelegt, als der Weg ins Rheintal wieder frei war (◀ 600 m).

Wegen der großen Ausmaße dieser Stauseebildung und der relativ kurzen Dauer der verschiedenen Rückgangsstadien der Gletscher, entwickelten die meisten Wasserläufe erosiv und akkumulativ sich nicht zu völlig geschlossenen Systemen. Z.B., das ältere und polygenetische Trockental (auf etwa 700 m) über der Bundesstraße westlich von Doren war am Ende der Würmeiszeit zwar kurze Zeit wasserführend, enthält aber kaum frisches Sediment. Dieses, weil der Weißbach-Stausee als ein Riesenfilter zugeführten Sand und Kies von Weißbach und Bolgenach aufnahm, und nie völlig aufgefüllt wurde.

Wie oben erwähnt wurde das Wasser der Subersach unter 800 m bald nach Westen (Richtung Egg) abgelenkt, entlang der Stirn des Bregenzerwald-Gletschers. Die Subersachsedimente lassen sich bis über Langenegg verfolgen, wo sich bei Gefäll durch den Finkenbühlrücken ein kleines Quertal entwickelt hat.

Rhein- und Bregenzerwaldgletscher trennen sich: Erst unter 700 m Höhe fand nördlich von Egg die Trennung statt zwischen den beiden Haupteismassen vom Rheintal und Bregenzerwald. Dann entstand ein intraglazialer Stausee an der Subersachmündung auf etwa 680 bis 660 m Höhe, welcher sich rasch mit Deltasedimenten der Subersach und anderer (kleinerer) Wasserläufe füllte (III a).

Die drei Terrassen von Schwarzenberg zwischen 760 und 700 m (III b) stimmen im Alter mit der Stauseebildung überein. Südlich von Egg fehlen ausgedehnte Delta-Ablagerungen auf 660 m: das Gebiet war noch nicht ganz eisfrei, obwohl der Bregenzerach-Gletscher sich in dieser Periode immer weiter verkleinerte. Die Schwarzenberg-Terrassen wurden hauptsächlich entwickelt aus der randglazialen Wasser- und Sedimentlieferung des Steinrieslerbaches. Dieses Seitental wurde während der vorgehenden Vergletscherungsphasen gleichsam plombiert von einer großen Masse von Lockersedimenten, welche allmählich wieder durch die erneute Erosion des Steinrieslerbaches mobilisiert wurden und werden.

Etwas jünger sind wahrscheinlich die Schwemmfächerterrassen des Grebentobel östlich von Bezau (III c). Die höchste Terrasse des Grebentobels haben wir mit dem Niveau der untersten Schwarzenberg-Terrasse verbunden. Erstere dehnten sich auch entlang der Mündung des kaum sedimentführenden Rimsbaches aus. Er ist an der Südflanke der helvetischen Synkline von Bezau entwickelt und im oberen Bereich verbunden mit dem polygenetisch entwickelten Trockental von Hilkat (Höhe 880 m). Letzteres wurde damals alimentiert vom gestauten Wasser des Bizauer Baches, aber ohne wichtige Sedimentlieferung wegen der Filterwirkung eines lokalen Stausees.

Die Schwemmfächerterrassen des Grebentobel entwickelten sich gegen und über einer fast stagnierenden Eiszunge des Bregenzerwaldgletschers, welche langsam weiter zum Abschmelzen kam. Die meist östlich liegenden Terrassen sind zum Teil zerstört, neu terrassiert und sind jetzt mit Häusern bebaut. Aber momentan noch bildet die am meisten südliche Terrasse im Schatten des lokalen Nordhanges noch fast das letzte und schönste Beispiel einer unbeschädigten Toteislandschaft in Vorarlberg, und sollte unbedingt gegen jeden Eingriff geschützt werden!

Das Wasser des Grebentobels und Rimsbaches konnte bis auf das Niveau der ältesten Terrasse des Grebentobels ausweichen und durch das alte Trockental nordwestlich von Bezau abfließen (III d). Dieses Tal steht jetzt nicht in direkter Verbindung mit Sedimentterrassen und war wahrscheinlich am Ende der Würmeiszeit kaum sedimentführend.

Der Stausee konnte inzwischen das 660 m Niveau während längerer Zeit beibehalten, weil die korrespondierende Entwässerung über das Rotachtal führte, wo die Erosionsbasis sich nicht sehr einfach durch weitere Einschneidung vertiefen konnte.

Kurz vor einem definitiven Absenken der Stauseen von Egg-Andelsbuch, Weißachtal und Rotachtal auf 600 m zog sich die Front der Bregenzerwaldgletschers so weit zurück, daß es auch in der Nähe von Andelsbuch auf rund 660 m Höhe zur rand- und proglazialen Ablagerung von Sedimenten kam. Die randglazialen Ablagerungen (III e) wurden stark deformiert, zeigen aber nur zum Teil ein Deltafazies. Die proglazialen Sedimente sind nur in der Form eines kleinen Resthügels (der Bühel, III f) bewahrt geblieben, werden aber jetzt abgegraben. In der Grube sind sehr schön die internen Delta-Strukturen zu beobachten.

Östlich von Alberschwende läßt sich gleichzeitig nachweisen, daß die lokale randglaziale Entwässerung der südlichen Rhein-III-Gletscherzunge noch zur (deltatischen) Sedimentation in dem 660 m Stausee geführt hat. Der Gletscher selber konnte den Stausee bald nicht mehr erreichen.

Der Bregenzerwaldstausee läuft aus: Das Absenken der Wasserspiegel der Stauseen von Andelsbuch und Egg auf 600 m wurde ziemlich abrupt verursacht, als die Höhelage des Rheingletschers im Rheintal im Bereich von Bregenz soweit abgenommen hatte, daß die Entwässerung des Bregenzerwaldes plötzlich wieder nach dem Westen durchbrach. Dieses geschah als die Stirn der nördlichsten Rheingletscherzunge noch bis Hochwacht reichte. Wie erwähnt wurde die Entwässerung via Rotachstausee nach dem Norden damit trockengelegt. Das Gebiet zwischen Kennelbach und Langen bringt uns weitere Zeugnisse für diese Geschichte.

Ein Problem war seit langem die Genese der lokal deformierten und stark verkitteten Schotterablagerungen gerade unter 670 m Höhe, südöstlich von Fluh. Dazu wurde die grundmoränenartige Bedeckung des am meisten westlichen Teils dieser Sedimente bis jetzt immer als Argument betrachtet für ein angenommenes prähochwürmes Alter dieser Ablagerungen. Von L. KRASSER (1936) wurden diese Sedimente mit der Rißeiszeit verbunden: W. RESCH, R. HANTKE und H. LOACKER (1979) gaben kein Alter, aber postulierten ein prähochwürmes Alter während der Exkursion der Oberrh. Geol. Verein in 1979.

Auf Grund der Resultate unserer letzten geomorphologischen Kartierungsarbeiten spricht gerade vieles dafür, diese Ablagerungen in der normalen Folge der letzten Deglaziation einzuordnen:

Das Terrassensystem läßt sich weiter östlich bis Langen immer besser verfolgen und allmählich nehmen Verkittungsgrad und Deformationsgrad in dieser Richtung ab.

Das Niveau dieser Terrassen korrespondiert unter Langen ziemlich genau mit dem Wasserspiegel des 660 m Stausees.

Die Terrassen sind randglazial angelegt, aber die Sedimente zeigen öfters eine rein deltatische Fazies. Transportrichtungen sind klar in östlicher Richtung festzustellen. Entlang des Talhanges sind die Schotterablagerungen lokal verbunden mit mächtigen und noch frisch unterliegenden Grundmoränen.

Der direkte Eisrandkontakt entlang der sehr aktiven Stirn dieser Eiszunge kann leicht als die Ursache betrachtet werden für die Entwicklung lokaler, grundmoränenartiger Einschlüsse und Überdeckungen der abgelagerten Schotter. Diese wurden nur an der Eisrandseite dieser Ablagerungen gefunden, und sie sind nicht so stark kompaktiert wie die unterliegenden Grundmoränen. Sie kennzeichnen vielleicht nicht mehr wie kleine, lokale Gletscherschwankungen, oder sie gehören sedimentologisch zum "ice-marginal debris flows" (murgangartige pro- und randglaziale Ablagerungen, welche vom Talhang oder von der Eisoberfläche des Gletschers stammen). Das Material wird in den Gletscher entlang Scherflächen eingebracht, und ist nach der Ablagerung fast der Grundmoräne ähnlich. Das ist im Allgäu beschrieben von M. RAPPOL (1982), M.G.G. DE JONG & M. RAPPOL (1983).

Der ganze Sedimentkomplex von Fluh bis Langen sieht morphologisch aus wie ein Übergang eines randglazialen Entwässerungssystems in einen proglazialen Schwemmfächer oder ein Delta. Das ganze System ist mehr oder wenig glazial beeinflusst und in niedrigen Lagen von Bändertonen überdeckt. Der tiefere Teil der talwärts exponierten Seite der Ablagerungen zeigt eine sehr komplizierte Mischung von stark deformierten und teilweise verkitteten Schottern und Sanden. Weiter gehören auch Bändertone und Grundmoränenablagerungen dazu. Diese Ablagerungen wurden sicher stark vom Seitendruck der Gletscherzunge belastet. Ähnliche Ablagerungen wurden damals vom Verfasser dieses Artikels in tieferen Teil der Ausgrabungen von Ellhofen angetroffen, nordöstlich im Rotachtal. Doch ist es in der Umgebung von Langen nicht völlig auszuschließen das Relikte von älteren Sedimenten in die Sedimentmasse inkorporiert sind! Mehr detaillierte sedimentologische Untersuchungen sind notwendig für weitere Aussagen.

Die mögliche Anwesenheit von einem älteren, aufgefüllten Lauf der Bregenzerache oder Rotach unter dem Komplex von Langen (siehe Fig. 5 in W. RESCH, R. HANTKE & H. LOACKER, 1979) konnte von uns (noch) nicht nachgewiesen werden.

Der Umschlag der Entwässerung des Bregenzerwaldes in der Richtung von Bregenz (auf 600 m) zeigt sich auf dieser Höhe südlich von Fluh. Hie und da spürt man die Entwicklung von heute trockenen Entwässerungsrinnen, welche die neue Drainage in westlicher Richtung bestätigen.

Jüngste Egg-Andelsbuch-Terrassen (IV a,b): Mit der Abnahme der Vergletscherung im Rheintal war auch das Gebiet um Andelsbuch inzwischen eisfrei. Der Stausee war am Ende der 660 m Phase nur noch wenig tief und weithin mit Bändertonen und Schottern aufgefüllt. Das Absenken des Wasserspiegels dieses Stausees auf etwa 600 m verursachte eine rasche Erosion und Ausbreitung der vorher abgelagerten Sedimente im Bereich von Andelsbuch und Egg. So wurden von dieser Absenkung Teile des tonreichen Seebodens südlich von Egg trockengelegt. Die additionelle Sedimentlieferung der Subersach und Bregenzerach bestrich jetzt das ganze Gebiet von Andelsbuch bis nördlich von der Felsrippe der Egger Kirche.

Ab dieser Zeit waren nur noch auf 600 m in den Unterläufen des Weißbach- und Rotachtales verbundene Stauseen vorhanden. Diese haben sich hauptsächlich noch mit sehr tonreichen Ablagerungen einigermaßen auffüllen können. Kleine lokale Deltabildungen auf rund 600 m beweisen deren Existenz und eine uniforme Stauhöhe. Der Rheingletscher reichte südöstlich von Bregenz in dieser Phase kaum bis Fluh.

Am Ende der 600 m Phase senkte sich der Wasserspiegel ziemlich rasch weiter ab. Die Bregenzerache hatte damit angefangen sich epigenetisch westlich der Kirche von Egg in der obenerwähnten Felsrippe tektonisch vertikal gestellter Molasse-Konglomerate einzuschneiden. Ein älterer Lauf der Bregenzerache befindet sich allerdings weiter östlich unter Egg, wo mächtige Seetonablagerungen anwesend sind.

Die weitere Entwicklung reagierte alsogleich auf das abrupte Abschmelzen des Rheingletschers. Die Bregenzer Ache begann mit vertikaler Erosion und schnitt noch eine Reihe von Terrassen in die älteren Sedimente. Einige dieser Formen wurden jedoch auch durch Abgleitung der Sedimentmassen verursacht (oder mit verursacht). Speziell die unterliegenden Bändertone führten zu umfangreichen Massenbewegungen, welches Phänomen nicht überall richtig erkannt wurde (für die Literaturanalyse siehe A.L. SIMONS, 1985).

Während der geomorphologischen Aufnahmen wurden viele Aufschlüsse im tieferen Bereich der Hauptflüsse studiert. Das Vorhandensein von älteren Sedimenten läßt sich in der Umgebung von Andelsbuch und Egg gerade nicht feststellen. Die Sedimentfolge war immer logisch: feste Grundmoräne auf anstehendem Gestein, überlagert von Bändertonen und schließlich von Deltaschottern oder Schwemmfächerablagerungen. Direkte glaziale Einflüsse (wie sie die randglazialen Sedimente zeigen) wurden ganz selten registriert. Die späteren Massenbewegungen jedoch führten zu vielen Zerstörungen.

Die Kontakt Molasse - Alpenkörper bei Egg und die nachfolgenden Jungschichtenzone bis zur Schwarzenberger Klus

Zum Profil durch die Untere Meeresmolasse berichtet W. RESCH: Südwestlich der Kirche von Egg, die bereits auf limnisch-fluviatilen Weißbachschichten steht, wandern wir anhang der Skizze von A. HEIM von Norden nach Süden, also vom Jüngeren ins Ältere. Dieses Profil im Südschenkel der Steinebergmulde wurde die letzten Jahre zweimal von W. RESCH (1979 in CZURDA et al., 1981 in BÜRGISSER et al.) beschrieben. Der Umschlag in die Untere Meeresmolasse erfolgt gut belegt in der Schichtfolge im Liegenden der Nagelfluhbänke: aus den bereits bunten Mergeln liegend der Nagelfluh stammen Funde von Characeen-Oogonien, Land- und Süßwasserschnecken und ein Zahn von *Bacithierium aff. curtum* FILHOL. Die unterlagernde, gut 5 m mächtige Sandsteinfolge führt eine Brackwasserfauna mit *Polymesoda convexa* (BRONGNIART), *Cardium* und schlecht erhaltene Cerithien.

Chronostratigraphisch legte man diesen Faziesumschwung hier früher generell an die Grenze Rupel-Chatt (HEIM 1928: 27; in Anlehnung an die Verhältnisse in der östlichen Schweiz). Die limnisch-terrestrische Gastropodenfauna (det. ZÖBELEIN) gehört ziemlich sicher ins Chatt. Wahrscheinlich liegt die Grenze Rupel-Chatt hier in Analogie zu den Verhältnissen im Allgäu (ZÖBELEIN 1957) etwas unterhalb der Faziesgrenze Weißbachschichten (hier die tiefste Foramtion der Unteren Süwasermolasse) - Untere Meeresmolasse, innerhalb der Bausteinschichten (oberste Formation der UMM). Die Bausteinschichten Vorarlbergs nannte HEIM (1928:24) im südlichen und mittleren Zug von UMM; Eggschichten.

Die besseren Aufschlüsse in den Eggschichten befinden sich am rechten Acherufer. Linksufrig folgen auf diese als Liegendes im erosionsbenagten Steilufer mächtige, steilstehende Tonmergelschichten in typischer Ausbildung (enge Wechsellagerung von Sandstein und Tonmergel; Rippelmarken Rutschfalten; Lebensspuren) nach Süden im Flachuferbereich unterlagert von Deutenhausener Schichten (Sandsteine mit Pflanzenresten; Sohlmarken und fallweise Gradierung geben den Schichten einen flyschoiden Aspekt). Weiter flußaufwärts ist in die Deutenhausener Schichten eine Nagelfluhbänk (Komponenten u.a. Oberostalpinen Mesozoikum, Alttertiär) eingeschaltet.

Probennahmen (durch R. OBERHAUSER) aus tonigen Mergeln des Liegendsten im Flußbett abwärts vom Wasserfall beim Einlauf, bevor das Überlaufwasser wieder zuströmt sowie unmittelbar oberhalb des oberen Endes des Einlaufbauwerkes ergaben nach H. STRADNER eine Nannoflora mit *Reticulofenestrata umbilicata* und *R. bisecta*, *Tribrachiastus orthostylus*, *Discoaster mirus*, *Calcidiscus hoerstgensis* etc. und gehören demnach noch ins Mittleres Oligozän. Mittels Ostracoden lassen sich auch die Tonmergelschichten ins Rupel einstufen (PLÖCHINGER et al. 1958:294).

Im Wald über den Mergelaufschlüssen beim Wassereinlauf sind in die Sandsteine der Deutenhausener Schichten auch schlecht entmischte bzw. schlecht klassierte Konglomeratlagen bis -bänke eingeschaltet, etwa 20° nordfallend, mit bis faustgroßen Geröllen; im Bindemittel fanden sich kleine *Discocyclinen* (OBERHAUSER), aus aufgearbeitetem Alttertiär stammend. Die Konglomerate hier zeigen klare Merkmale fluviatiler Sedimentation. Hinweise auf eine Verflachung und sogar Aussüßung in mittleren bis höheren Abschnitten (bezogen auf das ebenfalls ohne stratigraphische Untergrenze

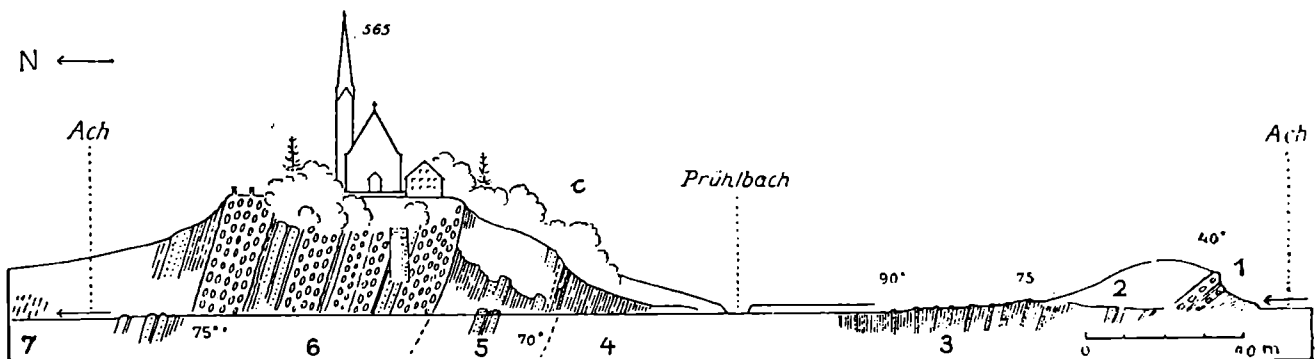


Abb. 2: Profil durch die südlichsten Molasseschichten an der Bregenzer Ache bei Egg (nach ARN. HEIM et al. 1928, 23; wenig verändert).

- | | | |
|--------|---|-------|
| 1 u. 2 | Deutenhausener Schichten | } UMM |
| 3 u. 4 | Tonmergelschichten | |
| 5 | Eggschichten | } USM |
| 6 u. 7 | Weißbachschichten | |
| c | Mergelbank mit <i>Polymesoda convexa</i> (BRONGNIART) | |

Abb. C 6 aus K. CZURDA et al. 1979, S. 101

aufgeschlossene Profil!) der Deutenhausener Schichten zeigen sich auch im ca. 2 km weiter östlich gelegenen Rainertobel (Schmiedebach) durch das Vorkommen von Characeenresten (W. FISCHER 1974:328), Kohleschmitzen und das Auftreten von *Planorbis* sp.

Weiters berichtet R. OBERHAUSER: Wir steigen über den Zugangsweg die steile Böschung hinauf und haben die Wahl entweder eine Trittspur im Bereich der Deutenhausener Konglomerate und darunter zu folgen, welche dann des weiteren abwärts in die Sperrzone eines Schießstandes führt (also für Exkursionen ohne Vorerkundung nicht zu empfehlen ist), oder weiter oben auf den Konglomeraten z.T. schon in Moräne den Pfarrerswaldweg zu wählen, der später in eine Wiesenzone auf Seetonen austritt, welche der Andelsbacher Terrasse auf der anderen Flußseite entsprechen könnten. Im Wald hier, orographisch links über der Ache läßt die subtile Untersuchung auch der kleinsten Mergelaufschlüsse die Grenze Molasse-Helvetikum auf wenige Meter lokalisieren (RESCH 1963, Diss. unpubl.).

Zum Schießstand hinunter und über eine Brücke auf die Ostseite des Flußes führt der Weg dann abwärts zum Sportplatz und aufwärts zu Tennisplätzen. Das steile

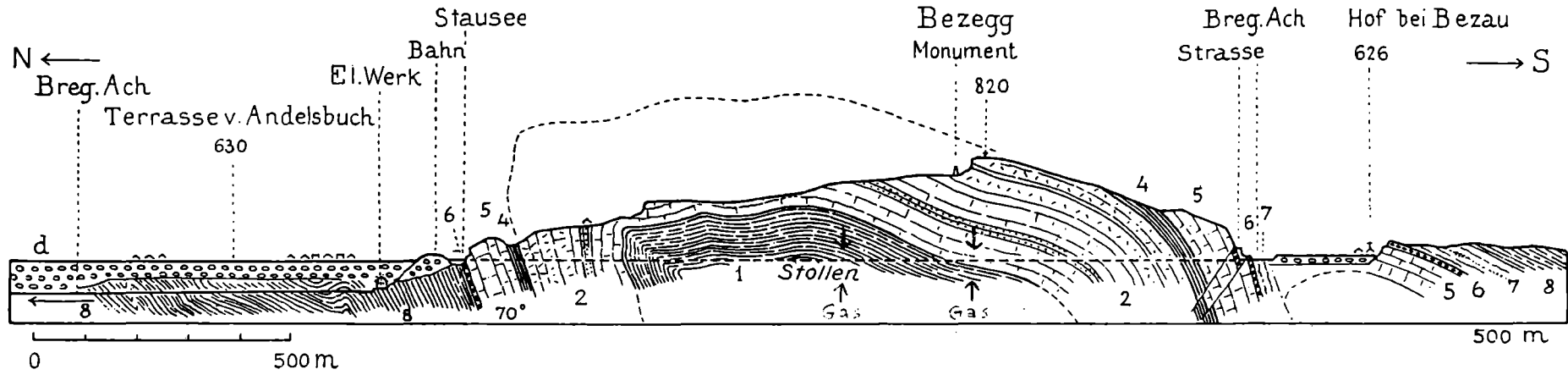


Fig. 18. Profil der Bezegg, zwischen Andelsbuch und Bezau

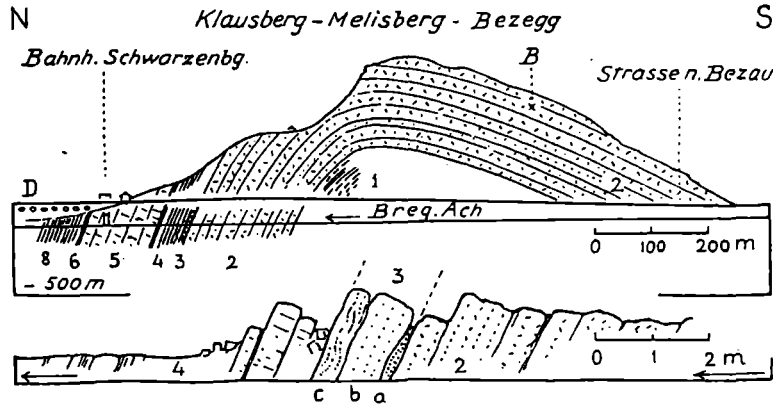
1 Mergelkern; 2 Oolithkalkgruppe mit grünsandiger Lage (punktiert); 4 Drusbergschichten; 5 Schrattekalk; 6 Gault (Albien); 7 Seewerkalk; 8 Leistmergel (Senon); d diluviale Schotter-Terrasse von Andelsbuch, mit Quellaustritten an der Unterlage.

Abb. C 7 aus A. HEIM et al. 1933, S. 180

Fig. 17. Profil der Kluse durch das nördlichste Gewölbe an der Bregenzer Ach (Klausberg)

- 1 Mergelkern;
- 2 Oolithkalkgruppe;
- 3 glauconitische Fossilagen;
- 4 Drusbergschichten;
- 5 Schrattekalk;
- 6 Gault (Albien);
- 8 Leistmergel (Senon).

B Situation der Bezegg.
Unten: Ausschnitt aus dem oberen Profil vom Ach-Ufer in 100facher Vergrößerung.
3a-c siehe Text.



3. 1,2 m Glauconitische fossilführende Bänke, 70° N fallend:

- a) 5-20 cm scharf begrenzte, knollige Kalkbank mit grünsandigen Nestern und phosphorischen Steinkernen
- b) 75 cm grauer, dichter bis feinspätiger Kalk, schwach grünsandig. Scharfe Grenze gegen
- c) 40 cm etwas flaserige Bank von blaugrauem hartem, dichtem Kalk, mit dunkeln Glauconitkörnchen und Grünsandschlieren sowie kleinen Phosphoritknöllchen mit Steinkernen.

Abb. C 8 aus A. HEIM et al. 1933, S. 179

Waldeck dazwischen zeigt bescheidene Aufschlüsse in Flysch des Campan-Maastricht, eine Klippe aus Rhenodanubischem Flysch. Von einem geschlossenen Vorkommen von Nördlicher Vorarlberger Flyschzone kann man hier an der Bregenzerach nicht sprechen, wiewohl ein solches sowohl nach Westen als auch nach Osten bald wieder einsetzt. Dieser Flysch steht, antiklinal, flachachsrig verfaltet, auch im Achbett beim orographisch rechten Brückenkopf ("Junkerau-Steg") an. Südlich des Flyschvorkommens konnte früher Ultrahelvetikum (Oberkreide) beprobt werden.

Flußaufwärts nach den Tennisplätzen dominieren Bregenzerachschichten, in den ersten Aufschlüssen 5- 15 cm dicke Mergelkalkbänke mit unregelmäßigen Anstoßflächen zu ebensodicken grauen, schwach sandigen Mergeln. Es handelt sich um eine Flachwasserausbildung der Oberkreide z.T. reich an Makrofossilien vor allem an Austern wie *Gryphaea vesicularis*. Klassische Fundpunkte nach E. WEPFER 1908 finden sich aber auch im untersten Mühlbach, in den die Wässer des Gebietes nördlich Schwarzenberg zusammenfließen, südlich seiner Mündung in die Ache. Immer wieder finden sich Amdener-artige Mergel eingeschaltet. Nur in diesem Bereich könnte mit G. WYSSLING 1984 mit küstennäheren Jungschichten einer tieferen helvetischen Decke (seiner Hohenemser Decke) gerechnet werden.

Weiter flußaufwärts finden sich in einer steilen Böschung unterhalb des Wieseneckes nordöstlich unterhalb der Parzelle Au (592 m) eine Klippe von Liebensteiner Decke mit Gault, Liebensteiner Kalk, Leimernmergeln und mitteleozänem Globinerinenflysch. Diese Klippe dürfte die innerorts in Schwarzenberg auffallenden Liebensteiner Kalk-Härtlinge, (z.B. an der unteren Bödelestraße oder der Fahnenbühl östlich vom Ortszentrum) hierher fortsetzen. Südöstlich des Ortszentrums von Schwarzenberg erkennen wir eine bewaldete Höhe, den Blaserwald, welcher aus Wangschichten aufgebaut ist, welche als Kern einer vorgelagerten Jungschichtensynklinale zum Klausberggewölbe in Bezug zu setzen sind. Amdener Schichten ohne Bregenzerachschichten-Anklänge sind bis zur saigeren Gault-Schrattenkalkstirn hin fast durchgehend aufgeschlossen. Auch nach Westen überlagern am Hochälpelehang ab 750 m Leimernmergel und Globigerinenflysch der Liebensteiner Decke und mit dem Anstieg zur Kapelle St. Ilga Reiselberger Sandstein.

Von Andelsbuch bis Au durch das Helvetikum des Bregenzerwaldes

Durch die Schwarzenberger Klus und das Synklinorium von Bezau-Bizau nach Mellau: Auf der Andelsbacher Talseite, wo die Bundesstraße verläuft, dominieren paraglaziale Terrassensysteme mit Kies und Seetonen. Auf diesen führt die Bundesstraße auf die Front der Unterkreidekernfalten zu, welche wir dann in der Klus eindrucksvoll durchqueren (vgl. Abb. C 7, 8 und Falttafel 1, Schnitt 3 nach G. WYSSLING). Beste Aufschlüsse in Amdener Mergeln, Gaultgrünsandsteinen und Schrattenkalk - Drusbergschichten Übergängen finden wir westlich der alten Straßenbrücke von Schwarzenberg nach Bersbuch. Unter den Drusbergschichten liegt dann nach etwa 1,2 m glaukonitisch-phosphoritische, fossilführende Bänke, die das Valang und Hauterive repräsentieren, die Örf-laformation des Berrias (vgl. G. WYSSLING, 1986). Weiter nach Süden mit der Talweitung von Bezau bis Bizau kommen wir in eine Synklinalzone, welche sich nach Westen, an aus der Klus und von Bezegg her fortsetzenden Brüchen, eher unvermittelt abgrenzt, jedoch von Osten her längs des Rimsbaches und des Grebenbaches vom Hinteregger herunter durch allmählich absteigende Faltenachsen sich harmonisch anschließt. Wir befinden uns also auch in einer achsialen Depressionszone!

Hier könnte sich eine Fahrt auf einer Nebenstraße von Reuthe über Bizau zur Schnepfegg und nach Schnepfau anschließen wie sie von mir beschrieben wurde (K. CZURDA et al. 1979, S. 104, 105), eine Fahrt in Richtung Schönenbach, wie nachfolgend erörtert, oder aber im Tal der Bregenzerach verbleibend, eine

Schnitte durch das Gebiet der Hangspitze westlich Mellau nach H.G.J. SAX 1925 mit kleinen Veränderungen

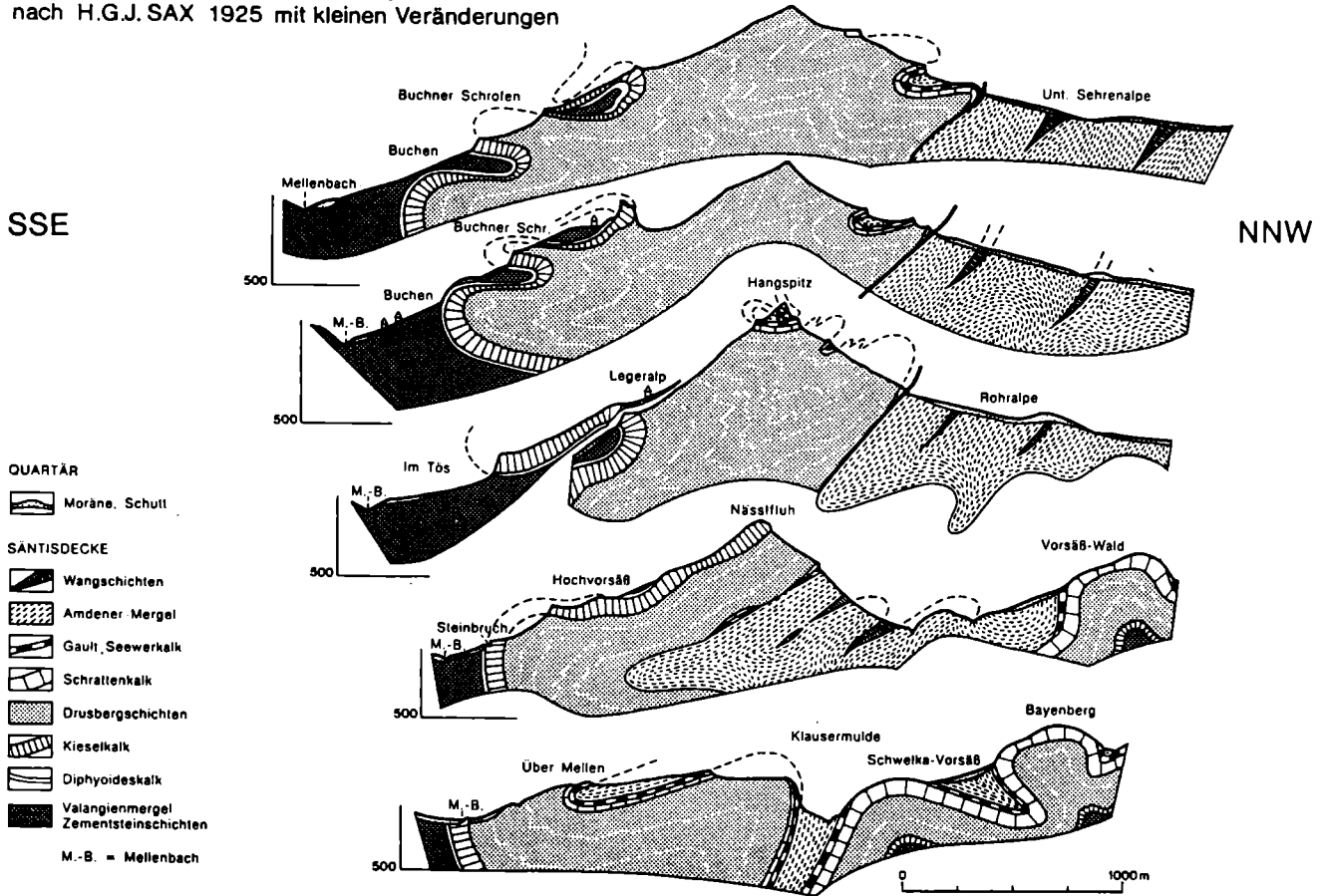


Abb. C 9

Weiterfahrt in Richtung Mellau, wobei sich vor allem im westlich anschließenden Gebirge vom Dürrenberg über Schwelka zur Hangspitze rasch der Schrattenkalk in die Mergelmassen der oberen Drusbergschichten des Südens hinein verliert. Anstelle der "Kieselkalkglätze" in der Schwarzenberger Klus stoßen nun mächtige Kieselkalke aus der Tiefe hervor und, vom Malm der Canisfluh-Fortsetzung herunter abgleitend, entwickelt sich nun der Faltenbau der Unterkreide zu massiven Überkipplungsstrukturen. Das können wir im Kieselkalksteinbruch in Mellau demonstrieren. Zur Theorie der Sedimentationsgeschichte des Kieselkalkes vgl. nachfolgende Skizze:

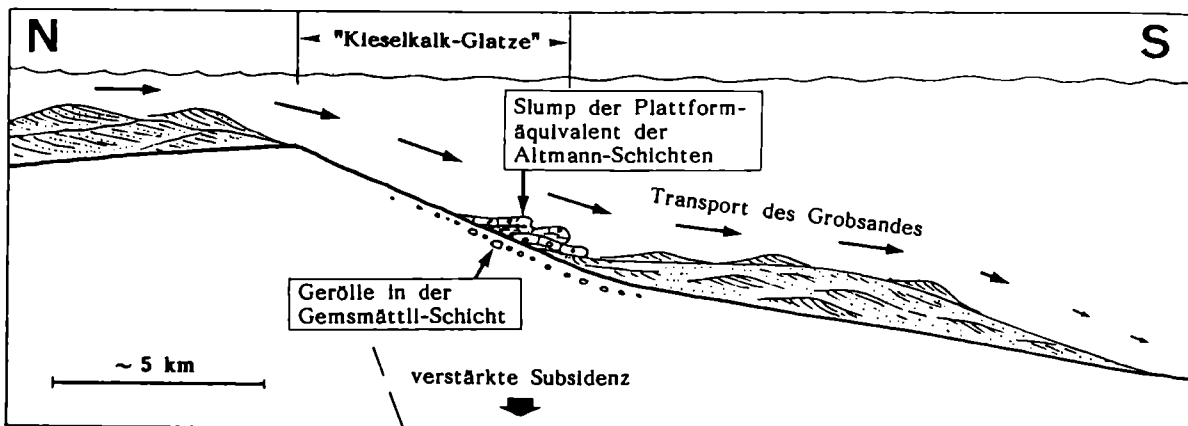


Abb. 40: Schematisches Profil durch die „Kieselkalk-Glatze“.

Abb. C 10 aus G. WYSSLING 1986, S. 230

Haltepunkt Kieselkalksteinbruch Mellau (vgl. Abb. C 9): Um den Kieselkalk in Mellau zu besuchen fahren wir innerorts zu Parkplätzen hinter dem Sportplatz an der Straße zum Schwimmbad. An letzterem vorbei wandernd, erkennen wir dann im unmittelbaren Waldanstieg, wo ein Weg mit Verbotstafel herunterkommt, in Drusbergschichten einige leicht überkippte Schrattenkalk-artige Bänke (E-W, 80° S), und vermuten im Wiesenhang taleinwärts eine reine Mergelausbildung der Drusbergschichten, welche bis knapp vor dem Waldanfang anhält. Dort steht dann saiger bis leicht überkippt der für den Faltenwurf kompetente Kieselkalk an, zunächst in einer helleren Ausbildung, wie sie in Altmansschichten vorkommt. Ebenso setzt Kieselkalk im Bach nordseitig vor dem Wasserfall ein und wird am Fußsteig im Wald durch einen Stollenbau geöffnet. Er ist hier massig und steht saiger bis leicht (mit 75-80°) überkippt. In den aktiven Steinbruch mit Vorsicht(!) eintretend, sehen wir, daß sich in seinem Westende oben eine Tendenz zu normaler (nordfallender) Lagerung einstellt, die jedoch durch ein "Hackenwerfen" verstärkt zu sein scheint. Die Talung des Mellenbaches wurde bis gegen den Malm der Canisfluhfortsetzung hin in vermutlich massiv angeschoppten Palfrisschiefern und Zementsteinschichten erodiert, der Wiesenhang nördlich hinter dem Kieselkalk verläuft in Drusbergschichten.

Die saigere Stellung des Kieselkalkes im Steinbruch läßt seine ebenflächige Schichtung und senkrecht dazu stehende Klüftung ganz besonders auffällig werden. Er wird zu Mauersteinen, Pflastersteinen und hochwertigen Splitten verarbeitet. Wir verlassen den Steinbruch über die Zufahrtsbrücke, wobei Busse entgegenfahren können. Trotz dieser Irregularität im kleinen, liegt hier im großen ein synklinaler Schluß einer nach Norden vorgetriebenen, liegenden Falte vor, die dann im Gebiet der Hangspitz eindrucksvoll mit Digitationen nach Norden stirnt. Zwischen Hochvorsäß und Nässfluh kann man daher weithin über invers liegenden Kieselkalk wandern! Er tritt südlich der Firstkette im Mellental landschaftlich auffällig hervor, bildet hier oft über 100 m hohe, hellbläulich bis gelblich und bräunlich verwitternde Felswände, welche zwischen dem welligen Gelände der Drusbergschichten und den Mergeln des Valang-Berrias hervortreten. Er zeigt durch das ganze Gebiet hindurch eine ziemlich gleichmäßige Beschaffenheit und ist nur sehr geringen Variationen in der Korngröße unterworfen. Es ist ein gut gebankter, kieselreicher, oft spätiger grauer Kalk, sowohl in den obersten als auch in den mittleren Partien kommen nicht selten reichlich glaukonitführende, sandige Bänke vor. Karbonatbestimmungen von Stücken vom Hochvorsäß ergaben nach H.G.J. SAX im Mittel 55 % Ca CO₃. Hie und da beobachtete er auch knollen-, linsen- und lagerförmige Silexausscheidungen, bis 3 cm dick, die nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden sind.

Fahrt von Reuthe über Bizau nach Schönenbach: Die breite Talung von Reuthe nach Bizau folgt einer Synklinalzone, welche von altersher als Fortsetzung der großen Synklinalzone von Amden/Wildhaus - Fraxern/Hohe Kugel betrachtet wurde, jedoch nur im großen so gesehen werden kann. Dies darum, weil der Faltenwurf sehr stark wechselt und dies ganz besonders in Zonen achsialer Depression, wo dann auch gleichzeitig mit der Faltung entstandene und diese querende Blattverschiebungen verstärkt zuscharen. So läßt eine solche Achsialdepression das von Westen kommende Schrattenkalk-Gewölbe des Stenwaldes südlich Bad Reuthe im oberen Feld zwischen Bizau und Schnepffegg achsial unter Alluvium untertauchen und dann etwas südversetzt das Hirschberggewölbe ebenso dort eindrucksvoll neu auftauchen und rasch nach Osten aufsteigen. Auf der Weiterfahrt in Richtung Schönenbach treten wir mit Wangschichten in die Jungschichten des Kernes der Bizauer Mulde ein und fahren später wieder in Amdener Schichten zurück, welche uns ja von Reuthe her nördlich der Straße begleitet hatten.

Schnitte West und Ost der Subersach bei Schönbach – Blick von Osten

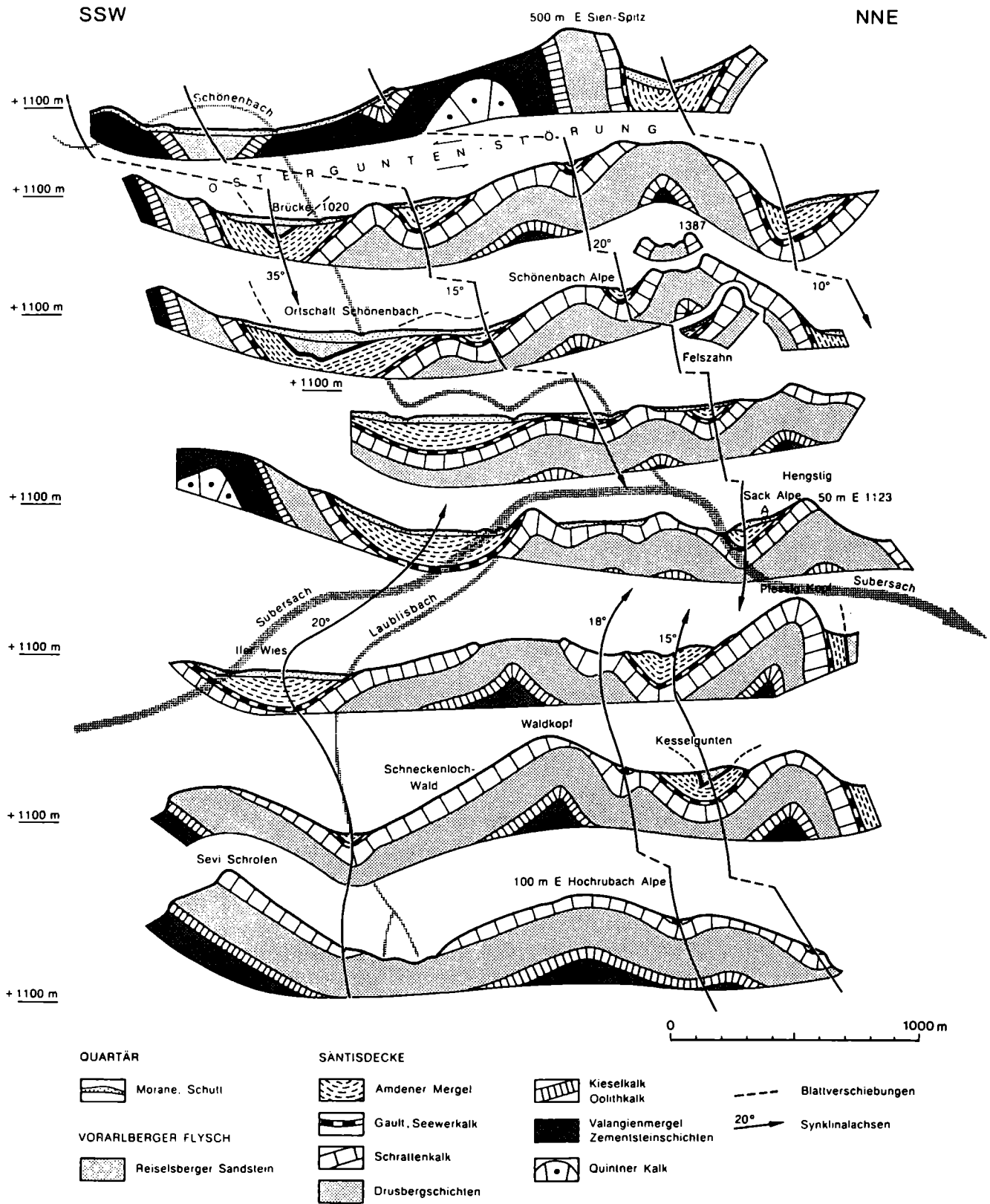


Abb. C 11

Die morphologisch suggerierte Vermutung, daß diese Talung nach Osten durchgehend ein echtes Synklinaltal sei, erweist sich im einzelnen als irrig, denn etwa auf der Höhe von Löffelau überschreitet der Schrattekalknordschenkel des Hirschberggewölbes unauffällig die Talung nach Norden wodurch das Synklinaltal zum Antiklinaltal wird, da unter der Moräne nachfolgend auch Drusbegschichten und Kieselkalk nach Norden wechseln. Dies wird vor allem bei der Betrachtung der Nordhänge des Hirschberges mit seinem typischen Zwiebel-schalen-Aufbau offenkundig! Doch die Antiklinalsituation hält nicht an. Nach

Idealisiertes Profil längs der Synkinalachse 3 zur Erläuterung der achsialen Verfaltung am Beispiel der Hirschberg-Schönebachsynklinale

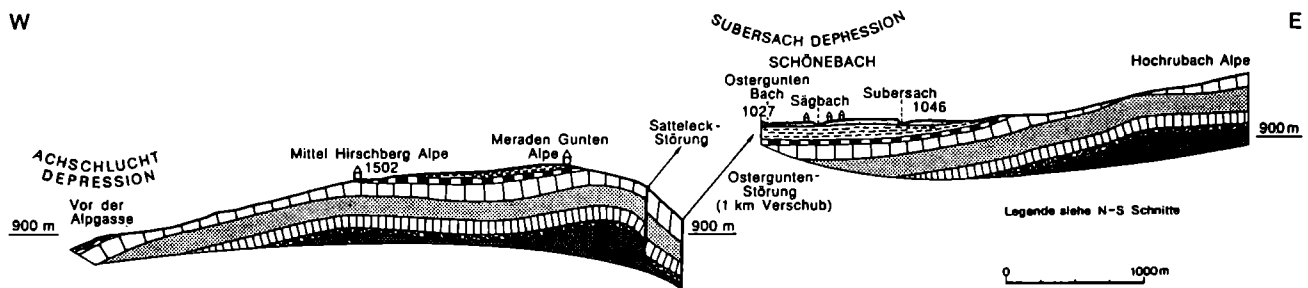


Abb. C 12

Sifratshütten, wo noch im Norden der Kieselkalk aufbricht, und nach Durchfahren eines Seitenmoränenwalles kommen wir sehr rasch in den Wirkungsbereich der Osterguntenstörungszone, in welcher Linkseitenbewegungen und damit verbundener rascher Achsenabstieg die Gipfelsynklinale des Hirschberges hierher zutal staffeln, wodurch das Antiklinaltal auf wenige Meter Distanz wieder zum Synklinaltal wird. In einem solchen liegt vor uns das Vorsäß Schönenbach und zugleich aber wieder, wie Bizau vorher, liegt es auch in einer Achsialdepressionszone.

Die Faltenachsen fallen sowohl von Osten als auch von Westen her mit ca. $15 - 20^\circ$ in Richtung Schönenbach ein. Damit verbunden ist eine intensive Blattverschiebungstektomatik, welche im Rahmen der erwähnten Osterunterstörungszone, welche vom Bregenzerachtal zwischen Au und Schoppenau sich hierher fortsetzt, SSW-NNE laufende Blätter zeigt, wobei in der Regel der östliche Gebirgstheil nach Norden und unten verschoben erscheint. Die Verschiebungsbeträge können dabei wenige Meter bis viele hundert Meter betragen (maximal bis 1 km!) Ich nannte 1951 die Gesamtstörungszone, in der diese Blätter liegen, welche von Au durch das Osterguntental nach Schönenbach und weiter nach Norden läuft, die Osterguntenstörungszone, die hier vorliegende Achsialdepression Subersachdepression (Abb. C 11, 12, 13).

Da man bei einen gedanklichen Rückversetzen längs der Blattverschiebungsfäche, die anstoßenden Falten nie genau zum Passen bringt, ist die Annahme erlaubt, daß Faltung und Blattverschiebungen in etwa zeitgleich und sich gegenseitig beeinflussend entstanden sind und zumindest beim Sax-Schwendibbruch in der Sämtisgruppe ist es so, daß dieser in eine Anstoßfläche zwischen Molassesynklinalen einschart. Im Kamm Hinteregger-Sienspitz gibt es auch nach Nordwesten verlaufende Blätter, an denen der Westteil von der Hinteregg-Alp in Richtung Schreiberer Sattel verschoben wurde. Das Vorsäß Schönenbach ist ein beliebter Ausgangspunkt für Touren auf den Hohen Ifen. Auch eine Wanderung Subersach-abwärts, vorbei an der Musterfalte des Plessigkopf, bis hinaus ins Gebiet von Sibratsgfäll zu den klassischen Lokalitäten der Feuerstätter Decke wäre zu empfehlen.

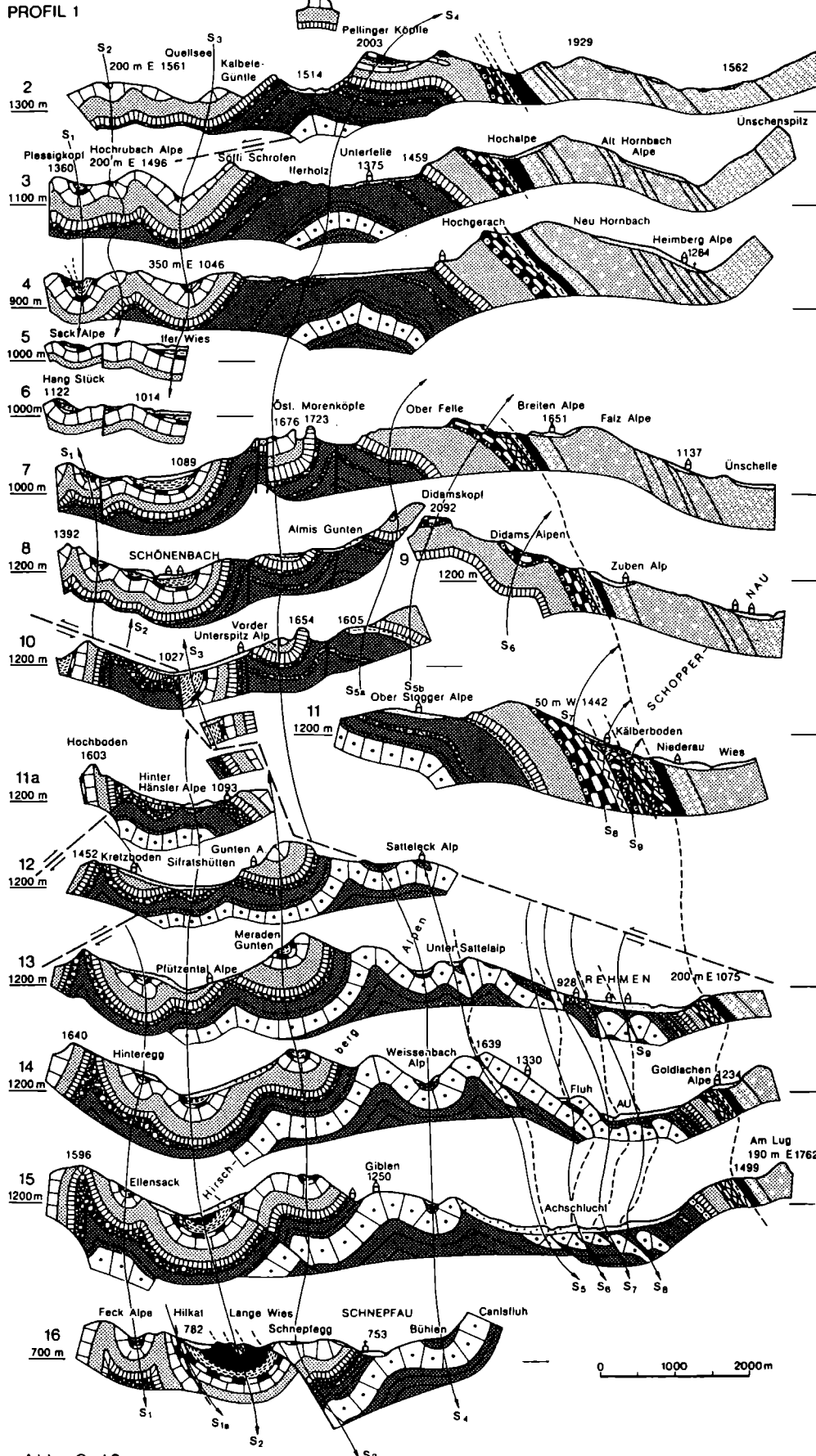
Schnitte durch das Gebiet zwischen Canisfluh und Hohem Ifen - Blick von Westen

N

S

R. Oberhauser 1951

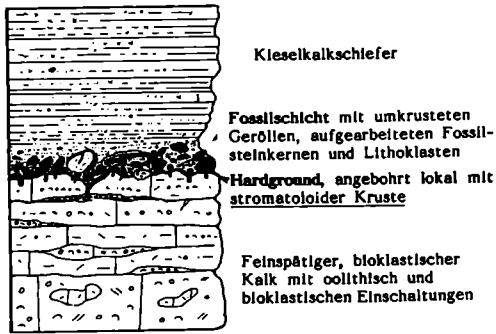
PROFIL 1



- QUARTÄR**
 - Bergsturz
 - Moräne, Schutt
- VORARLBERGER FLYSCH**
 - Planknerbrückenserie
 - Piesenkopfschichten
 - Reieisberger Sandstein
 - Basisserie
- WILDFLYSCHZONE (FEUERSTÄTTER DECKE)**
 - Wildflysch im allgemeinen
- SCHUPPENZONE**
 - Leimernmergel etc.
- SÄNTISDECKE**
 - Jungschichten (teilweise in Schuppenzonen tektonisch einbezogen)**
 - Wangschichten
 - Amdener Mergel
 - Altschichten (das Faltengerüst bildend)**
 - Seewerkalk Gaultgrünsandstein
 - Grüntenschichten
 - Schratenkalk
 - Drusbergsschichten
 - Kieselkalk
 - Diphyodeskalk
 - Oolithkalk
 - Valangienmergel
 - Oolithkalk
 - Valangienmergel Zementsteinschichten
 - Quintner Kalk
 - Mergelkern
- Überschiebung**
- Blattverschiebungen**
- S₁-S₉ Synklinatachsen**

Abb. C 13

Hirschau Ost (Profil 82)



50 cm
0 cm

Fig. 24: Detailprofile durch die Gemsmättli-Schicht.

Abb. C 14 aus
G. WYSSLING 1986, S. 201

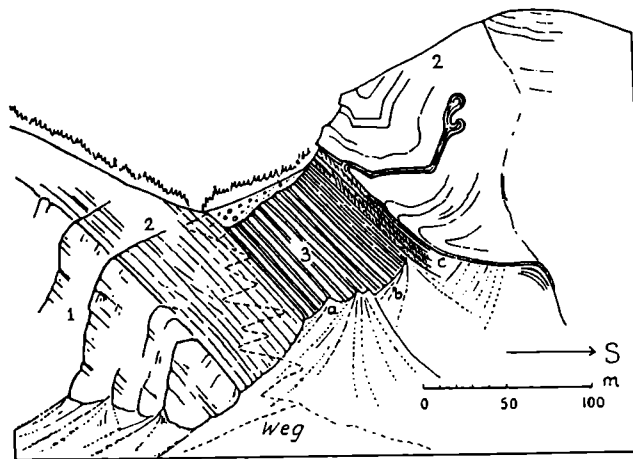


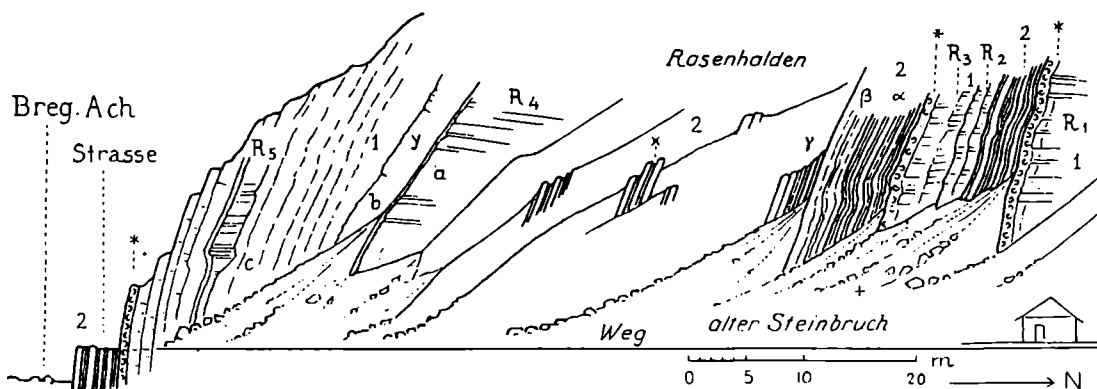
Fig. 4. Der Auerkopf in Profilansicht
1—2 Oberer Quintnerkalk, 3 Zementsteinschichten

Abb. C 15 aus A. HEIM et al. 1933, S.162

Die Weiterfahrt von Mellau nach Au: Die schotterverfüllte Talung von Mellau über Hirschau nach Schnepfau verläuft im Streichen vor der Malmhochfaltung der Kanisfluh und wurde in sicher hier intensiv angeschopten Mergelabfolgen der untersten Kreide ausgeräumt. Im stillgelegten Steinbruch Hirschau und im Anschluß ist steilstehend die Gemsmättlischicht (Abb. C 14) zwischen Örfelformation und Kieselkalkschiefern sowie nachfolgend Kieselkalk mit auffälligen Sedimentstrukturen aufgeschlossen; ebenso die Altmansschichten.

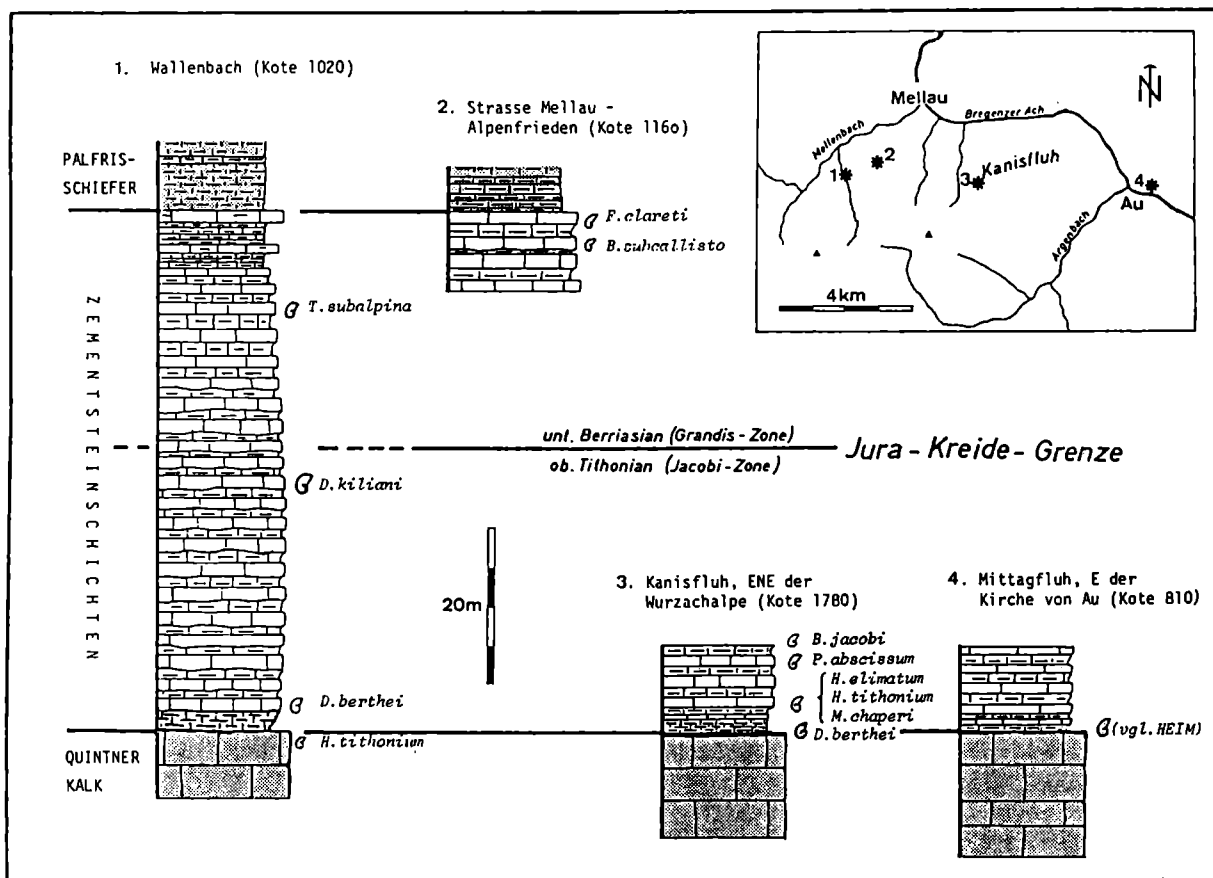
Wir fahren weiter nach Schnepfau, wo die vorher erwähnte Exkursionsroute über die Schnepfegg sich wieder einfügt, und queren dann den von der Mittagfluh her bergsturzverschütteten Jurakern des Canisfluhaufbruchs, wo zur Zeit, im April 1986 die Bohrung VAU 1 der ÖMV den Tiefenbau erkundet. Ein rascher Durchblick nach Osten zeigt einen modellhaften Synklinalschluß des Quintnerkalkes im Weissenbachtal, welches das Giblengewölbe vom Mittagsfluhgewölbe trennt, auf das, in der Gipfelmulde ausstreichend, eine Quintnerkalkschuppe aufreitet, auf die analog talwärts nach Süden die Jaghausenschuppe folgt. So kommt es schon in den Tagesaufschlüssen zu einer Verdreifachung des Quintner Kalkes! Prachtvoll von weitem sichtbar ist die Zementsteinschichten-Unterlagerung des Quintnerkalkes der Jaghausenschuppe am Auerkopf (Abb. C 15), welche nach Süden die anschließend zu besuchenden, klassischen Ammonitenbank-Aufschlüsse trägt.

Haltepunkt beim klassischen Ammonitenfundpunkt im Felsabhang nördlich der neuen Volks- und Hauptschule in Au-Schrecken: Wir prüfen hier von A. HEIM (1933, S. 162) im einzelnen beschriebene Aufschlüsse des obersten Malmes, deren klassische Faunen schon von K.A. v. ZITTEL 1868 bearbeitet wurden. Durch die Ostergunten-Störungszone einleitende Blätter, welche den Malm der Mittagfluh ca. 1 km links-seitenverschiebend nach Osten abschneidet, wird hier die Ammonitenbank dreimal repetiert. Die reichen Ammonitenfunde sind in der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn deponiert (vgl. Abb. C 16). Er sammelte hier mit großen Leitern. Auf dem steil südfallenden, bankigen obersten Quintner-Kalk liegt, etwa 1 m mächtig, eine knollig wellige Bank, erfüllt von meist schlecht erhaltenen, oft rot bis orange gefärbten Ammonitensteinkernen. Vereinzelt finden sich auch noch Ammoniten in den ebenfalls noch dem Malm zugehörenden, anschließenden Zementsteinschichten. Nach P. FELBER und G. WYSSLING 1979, die weiter im Westen an der Kanisfluh neue Faunen bergen konnten, wird die Einstufung in den Bereich oberstes Ober-Tithon - unterstes Unter-Berrias bestätigt (Abb. C 17).



- | | |
|---|---|
| <i>Belemnites</i> cf. <i>semicanaliculatus</i> Münt. | <i>Spiticeras</i> <i>celsum</i> Opp. sp. |
| <i>Phylloceras</i> <i>Calypto</i> d'Orb. sp. | ? <i>Oppelia</i> <i>zonaria</i> Opp. sp. |
| ? " <i>semisulcatum</i> d'Orb. sp. | <i>Aptychus</i> ind. |
| ? <i>Lytoceras</i> <i>quadrisulcatum</i> d'Orb. sp. | <i>Pygope</i> <i>janitor</i> Pict. sp. |
| <i>Hoplites</i> (<i>Neocomites</i>) <i>occitanicus</i> Pict. | <i>Waldheimia</i> <i>pinguicula</i> Zitt. |
| " (<i>Berriasella</i>) <i>Delphinus</i> Kil. | <i>Terebratula</i> <i>Biskidensis</i> Zeuschn. |
| " " <i>Privasensis</i> Pict. sp., mehrere Ex. | " <i>Bilimeki</i> Suess |
| " " <i>Calisto</i> d'Orb | " cf. <i>bisuffarcinata</i> v. Schloth. |
| " " cf. <i>Calisto</i> | <i>Rhynchonella</i> <i>Hoheneggeri</i> Suess, häufig |
| " " <i>Kaffae</i> Rouss. | " <i>spoliata</i> Suess |
| <i>Hoplites</i> (<i>Acanthodiscus</i>) <i>incompositus</i> Retowski | <i>Collyrites</i> (<i>Tithonia</i>) <i>convexa</i> Catullo (<i>Nucleolites</i>) |
| <i>Perisphictes</i> cf. <i>transitorius</i> Opp. sp. | |
| " <i>Cortazari</i> Kil. | |
| " cf. <i>colubrinus</i> Rein. sp. | |
| ? " <i>eudichotomus</i> Opp. | |

Abb. C 16 aus A. HEIM et al. 1933, S. 162, mit Fossilliste von S. 161, 162



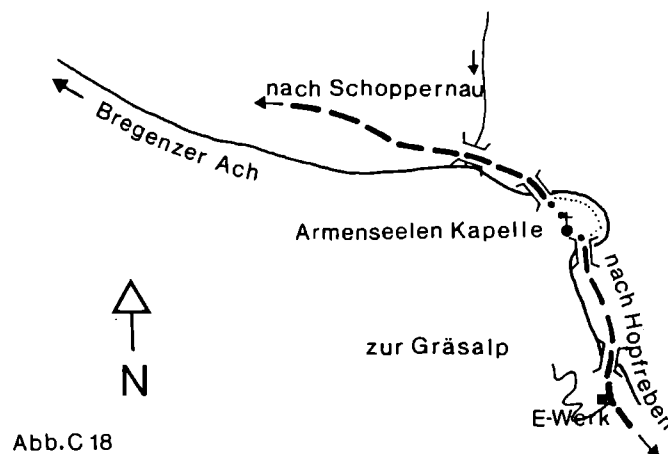
Die Jura/Kreide-Grenze in der Säntis-Decke Vorarlbergs.

Abb. C 17 aus P. FELBER und G. WYSSLING 1979, S. 679, bezüglich 4. (Mittagfluh, E der Kirche von Au, Kote 810) siehe Abb. C 16

Haltepunkt südöstliches Ortsende von Au: Hier treten vom Diedamskopf nach Süden abfallend, bei Lugen oberste Drusbergschichten des Schrattenkalk-freien südlichen Helvetikums, schieferiger südlicher Gault, und Seewerkalk an die Straße. Es lohnt sich den teilweise rötlichen Seewerkalk anzuschlagen, mit dem die Aufschlußfolge endet. Er unterscheidet sich, wie üblich, ohne Probleme von allen sonstigen Kalktypen des Helvetikums abgesehen von einer deutlichen Ähnlichkeit mit dem Diphyoides-Kalk des Obervalangien-Hauterive, wie wir ihn nachfolgend an der Straße nach Damüls gleich im ersten Aufschluß antreffen werden, und einer ebensolchen Ähnlichkeit mit ostalpinen Aptychenschichten. Problemlos wird jedoch die Identifizierung von Seewerkalk sofort, wenn man mit der Lupe die alterweisenden Globotruncanen erkennt, was auch hier keine Probleme macht. Es ist ein schalig-scherbig brechender, dichter, grauer Kalk, oft von Tonhäuten durchzogen, und dem Hammer nur wenig Widerstand leistend. Rötliche Lagen sind nicht horizontbeständig.

Von Helvetikum zum Flysch von Au-Schopperrau durch das Damülser Tal und das große Walsertal in den Walgau

Haltepunkt flußaufwärts vom Straßentunnel unter der Arme Seelen Kapelle südöstlich Schopperrau mit Piesenkopfschichten und basaler Plankner-Brücken-Serie: Wir parken entweder südöstlich des südlichen Tunnelendes gleich östlich über der Ache oder halten westlich der bald talaufwärts folgenden, nächsten Brücke beim kleinen E-Werk, wo der Sennauer Bach einmündet (bei der nachfolgenden 3. Brücke größerer Parkplatz).



Wir treffen bachabwärts vom E-Werk ost-südostfallend, dickbankige, massige Sandkalke mit dünnen Mergelschiefern wechselnd und dann im Osten über der Ach, längs der Straße abwärts, dünnbankige Piesenkopfschichten-artige Partien wechselnd mit dickerbankigen Zementmergel-artigen Folgen: alles zusammen basale Planknerbrückenserie: Steilachsige Verfaltungen mit Radien von 3-5 m fallen auf (die Achsen 30-50° nach NNE fallend)!

Die durch den Tunnel stillgelegte alte Straße bietet fast auf die ganze Länge gute Aufschlüsse in Piesenkopfschichten. Bei dieser, dem Reiselberger Sandstein nachfolgenden, sehr Klastika-armen Abfolge handelt es sich um eine maximal etwa 500 m mächtige, oft intensiv knittergefaltete, dünnbankige Wechsellagerungs-

folge von Tonmergeln, Mergelkalken und Kalken. Unverfaltet feinplattig und mit glatten Schichtflächen liegen den 5 - 15 cm dicken, feinkieseligen Kalkbänken auffällig dunkle Tonhäute an. Die einzelnen Bänke sind oft von einem polygonalen Netz von Harnischverfüllungen durchzogen. Sehr vereinzelt kommen auch hier an der Straße dickere Bänke (bis 50 cm) vor. Der Gehalt an Kalk, Mergel und Spongit schwankt. Die Schlämmpfropfen zeigen, daß unter den Foraminiferen Sandschalen vorherrschen, vereinzelt Globotruncanen belegen ein Coniac-Santon-Untercampan-Alter. Die Piesenkopfschichten sind demnach die altersmäßigen Vertreter der Amdener Mergel. In einem etwa 100 m vor dem Straßenende sperrenden Versturz finden sich häufiger die für Flysch typischen Wühl- und Weidespuren (Fukoiden und Helminthoideen).

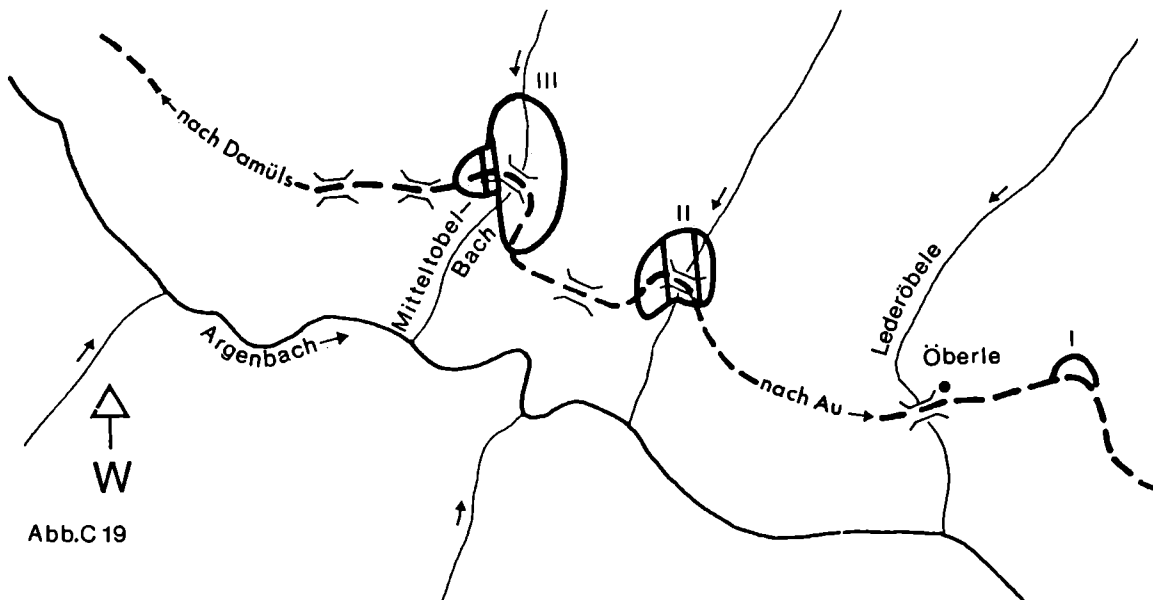


Abb.C 19

Der Helvetikum-Flysch Grenzbereich an der Straße Au-Damüls: Über das Rutschgelände mit Palfrisschiefern ansteigend erreichen wir auf 1030 m, knapp vorher wo der Wald vom Argenbach herauf an die Straße herantritt, bergseitig Aufschlüsse von grauen, dichten Diphyoideskalken, in denen nicht selten Aptychen und auch Ammoniten gefunden werden. Er verwittert mehlig und zeigt im Dünn- schiff häufiger Radiolarien. G. WYSSLING 1986 präzisiert sein Alter auf jüngeres Oberalpeng bis Jüngeres Unterhauertal: er vertritt also die Gamsmättlibank der nördlichen Fazies und kann bis 90 m mächtig werden (vgl. Abb. C 19, I).

Weiter straßenaufwärts die Postautohaltestelle Öberle, dann weiter infolge Bedeckung durch Rutschungen und Moräne kaum Aufschlüsse in Kieselkalk und Drusbergschichten, jedoch lohnt gleich nach dem Ledertöbele ein Austritt auf das Wieseneck mit der Heuhütte unter der Straße, von wo aus man einen guten Blick auf Drusbergschichten und Gault der anderen Talseite hat.

Beim Eck mit dem Stall unter der Straße ein Parkplatz, von dem aus man nach der Mauer im folgenden Tobel nach flaserigen Gamser Schichten (des Oberapt) der westlichen Bachseite etwa 40 m düstergraue Freschenschiefer des Alb antreffen kann: sandige, feinglimmerige, tintenschwarzblaue Schiefermergel. Teilweise deutliche Bankungstendenzen vor allem im mittleren Partien. Nach P. FELBER und G. WYSSLING 1979, S. 698 und S. 700 sind hier Übergänge in untypische dunkle Seewerkalke des Cenoman mit Rotaliporen (ca. 15 m); vor der Mauer noch etwas Leimernmergel. Persönlich halte ich einen stratigraphischen Kontakt zwischen dem "Gault" und den seewerartigen Kalken für nicht zweifelsfrei, sodaß ersterem durchaus schon unmittelbar Schuppen der Liebensteiner Decke nachfolgen könnten (vgl. Abb C 19, II).

Nach bescheidenen Aufschlüssen von Leimernmergeln bei der Hangbrücke, ab dem Eck zum Mitteltobelbach gute Aufschlüsse in Leimernmergeln, welche mit der Lupe mit nur wenig Mühe doppelkielige Globotruncanen zeigen! Wir folgen in ihnen der alten Straßentrasse zum Bach und überqueren diesen auf der alten Brücke. Auf der Grabensüdseite zunächst noch weiter knittergefaltete Leimernmergel dann stellt sich nun allmählich eine weniger gestörte, mehr ebenflächige Wangschichten-artige Oberkreide ein: Globotruncanen und Nannobefunde belegen weiterhin Campan-Maastricht.

Nach dem Ansatz der neuen Brücke zunehmende Tektonisierung und dann tektonisch aufliegend, stark zerrüttete schwarze bis graue Schiefer mit Kristallin-geröllten und grünlichen "ölig" glänzenden Ölquarzitlinsen: das Matrixgestein der Feuerstätter Decke, sogenannter Wildflysch (vgl. Abb. C 19, III). Danach folgen aufgeschoben jedoch intern nur wenig tektonisiert die Basisserie des Vorarlberger Flysches (Oferschwanger Schichten) in einer ausgeprägt tonmergeligen Ausbildung mit vielen Fukoiden und in den selteneren klastischen Anteilen mit deutlicher Gradierung, wobei in der entsprechenden Korngröße Globotruncanen des Cenoman-Turon nachgewiesen werden konnten.

Ein geeigneter Austobushalteplatz befindet sich etwa 150 Straßenaufwärts, bis dorthin wird der Untergrund der Böschung noch von Basiserie aufgebaut, dann folgt bis zum Krumbach vor dem Kirchdorf von Damüls Reiselsberger Sandstein.

Haltepunkt Laubenbachtobel: Wir fahren 1,5 km weiter zur Postautobushaltestelle Argenwald unterhalb der Straßenbrücke (oberhalb von ihr das erste Haus der Streusiedlung Damüls). Gegenüber im Bach von diesem schräg zum Streichen geöffnet, treffen wir auf ca. 40 m Erstreckung bis 3,5 m mächtige Hellglimmer-reiche Bänke von Reiselsberger Sandstein des Turon mit dunkeln, sandigmergeligen und auch tonmergeligen Zwischenlagen. Schleifspuren an den Bankunterseiten weisen auf Trog-parallelen Materialtransport (vermutlich aus dem Osten) hin. Leider ist der Zugang zum Großaufschluß über die alte Straße infolge bacherosionsbedingter Abrutschungen schon zu einer bescheidenen Trittspur reduziert, sodaß größeren Exkursionen der nachfolgend erwähnte Aufschluß im Krumbach eher empfohlen werden kann. Es sind jedoch auch am Hang neben der Postautohaltestelle einige Sandsteinbänke aufgeschlossen bzw. auch nach Moräne ca. 150 m Straßenabwärts im überbrückten Graben wieder Sandstein, auffälliger aber "typische" Piesenkopfschichten-artige Einschaltungen von etwa 15 m Mächtigkeit.

Haltepunkt Talstation der Doppelsesselbahn Uga, Krumbach-aufwärts von der Zufahrtsbrücke zum Faschinatunnel und von der Brücke nach Kirchdorf Damüls: Hier befinden sich zwischen den verschiedenen Brückenbauten und bachaufwärts von ihnen gute Aufschlüsse im oberen Reiselsberger Sandstein und bachabwärts in seinem Übergangsbereich zu den Piesenkopfschichten. Vom großen Parkplatz bei der Talstation aus treffen wir bei der kleinen Brücke des Mühlbachwaldweges über den Krumbach und oberhalb von ihr im Bachbett auf massigen oberen Reiselsberger Sandstein, stark glimmerig und z.T. feinkristallin, der auch bachabwärts bis zur Straßenbrücke nach Damüls-Kirchdorf vorbei an der Ruine der alten Sägemühle, anhält. Bachabwärts von dieser Straßenbrücke finden wir zunehmend, unvermittelte Einschaltungen (zunächst 5-10 m mächtig) von Piesenkopfschichten, die dann weiter bachabwärts rasch dominieren, wobei 1-3 m mächtig, Glimmersandsteine sich noch wiederholt einschalten. Teilweise sind sie als Rinnenfüllungen zu erkennen. Durch Bacherosion bedingt sind Sedimentstrukturen wie Unterseitenwülste nur schlecht zu sehen. Abwärts von der nachfolgenden Brücke eines alten Fahrweges, welche man vom Ostende der Faschinatunnelbrücke diese unterquerend erreicht, findet man nur noch Piesenkopfschichten und so auch unter letzterer Großbrücke selber.

Haltepunkt Faschinajoch und Weiterfahrt zur Brücke Marul-Raggal: Vom Tunnelausgang Faschina auf dem Tunnel oben etwa 150 in Richtung Damüls gehend, finden wir um ENE-WSW bis E-W Achsen mit engen Radien (5-15 m) verfaltete kalkige Flysche und dies trotz z.T. Bankmächtigkeiten von bis 1 m. Sie dürften dem Übergangsbereich Piesenkopfschichten-Planknerbrückenserie zugehören und sind teilweise reich an Fukoiden. Eine z.T. mächtige Moränenüberlagerung mit z.T. kalkalpinen Geröllen, läßt eine Gletschertransfluenz noch zur Hochwürmeiszeit hier vermuten.

Bei der Fahrt von Faschina nach Fontanella wiederholt Kleinaufschlüsse in Flyschen des Campan-Maastricht. Oberhalb der Brücke über den Faschinabach zweigt ein Fahrweg über Garlitt in Richtung Seewaldsee ab, der nach H. BERTLE 1984, S. 229 Gesteine der Planknerbrückenserie aufschließt, wobei die hier von D. RICHTER 1956 festgestellte Oberstorfer Decke, aufgrund paläontologischer Befunde, die seinen Reiselberger Sandstein ausschließen, zu streichen ist. Beim Seewaldsee finden sich die zerrütteten Schiefergesteine der Arosazone u.a. mit spilitischen Einschaltungen. Darüber aufgefahren die Kalkalpen mit der Zitterklapfenschuppe, welche hier an der Blasenka von gewaltigen Massenbewegungen betroffen ist, welche die Straße Sonntag - Buchboden immer wieder auch durch Steinschlag bedrohen.

Wir fahren auf der Hauptstraße mit einem prachtvollen Ausblick nach Südosten auf das Lechquellengebirge (Partnomflyschhalbfenster über Sonntag-Stein, Kamm Guggernüllli - Glattnar, links dahinter nördlich der Roten Wand das Klesenzahfenster mit Arosazone).

Weiter ohne Aufenthalt über Fontanella nach Sonntag und dann über die Abzweigung bei Garsella und die brettebene Quartärform von Plazera zur neuen Brücke Marul-Raggal.

Hier berichtet H. BERTLE über die Sackung Marul: Vom Haltepunkt auf den Verbauungsschotterterrassen des eiszeitlichen Marulbaches ist gegen Südosten das Dorf Marul (Kirche) gut sichtbar. Dieses steht zur Gänze auf einer ca. 4 km² großen, noch nicht stabilisierten Hangbewegungsmasse von 200,000.000 m³ Inhalt. Diese Hangbewegung ist an die mit dem Hang einfallende Überschiebungsbahn des Kalkalpins (überwiegend Hauptdolomit-Plattenkalk sowie Kössenerschichten und Jura sowie Kreideschiefer) mit Randcenoman und Arosazone über den Vorarlberger Flysch gebunden. Die Bewegung hat sowohl das Kalkalpin-Randcenoman-Arosazone als auch den ebenfalls überwiegend talfallend geschichteten Flysch erfaßt. Die Bewegungsmasse ist, in zahlreiche selbständige Teilschollen aufgelöst, vom Grat Guggernüllli-Kellerspitz ca. 500 m ins Tal vorgeglitten und wird dort vom Marulbach unterschritten. Diese Bewegungsmasse sperrt als vorgewölbte, durch Nackentälchen und Setzungsstufen gegliederter Rücken die ausgeprägte Trogform des hinteren Marultales vom Talausgang ab. Die Bewegung hat sich, wie schöne Aufschlüsse im Bereich Hof-Säge zeigen, im Präbölling-Interstadial vor etwa 12.500 Jahren in Bewegung gesetzt und ist bis heute nicht zur Ruhe gekommen. Die Bewegungen sind nicht kontinuierlich, sondern in Teilschollen ruckartig erfolgt. Seit 1948 wurde die Kirche von Marul 80 cm hangabwärts verschoben, dabei allein im Jahre 1983/84 6 cm. Praktisch aller Häuser zeigen starke Bewegungsspuren, insbesondere klaffende Risse in den gemauerten Kellersockeln. Die Bewegungsbereitschaft wurde sicher durch die weitflächige Rodung und Kultivierung des Hanges durch die Walser seit dem 14. Jahrhundert sowie durch den Wege- und Schipisten- und Liftbau in unserer Zeit verstärkt.

Sackung Marul

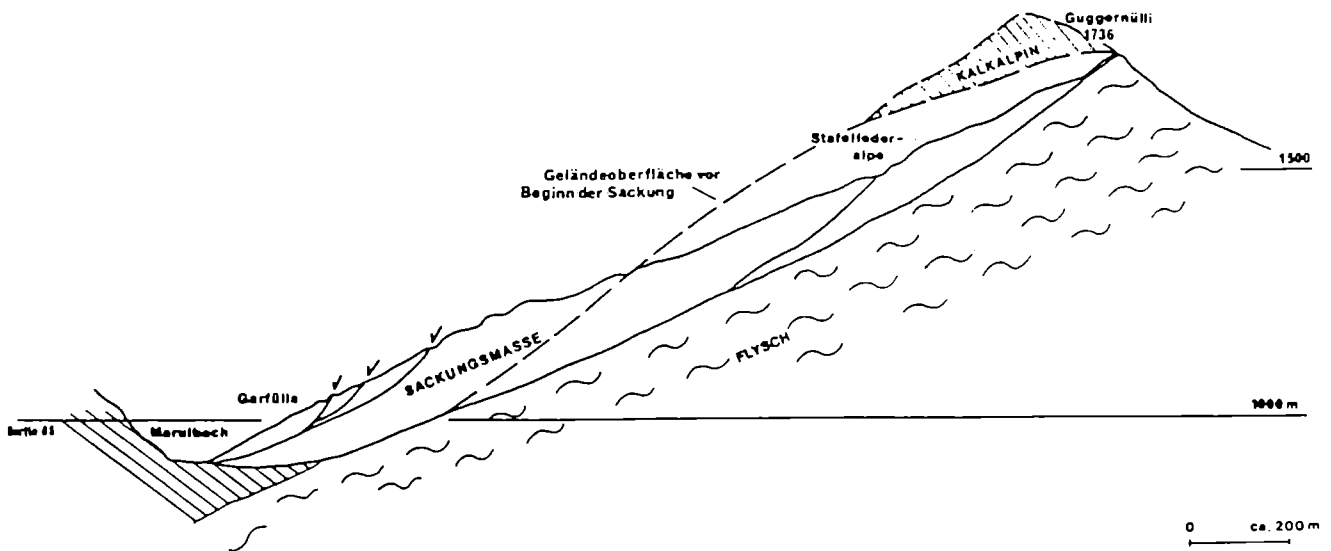
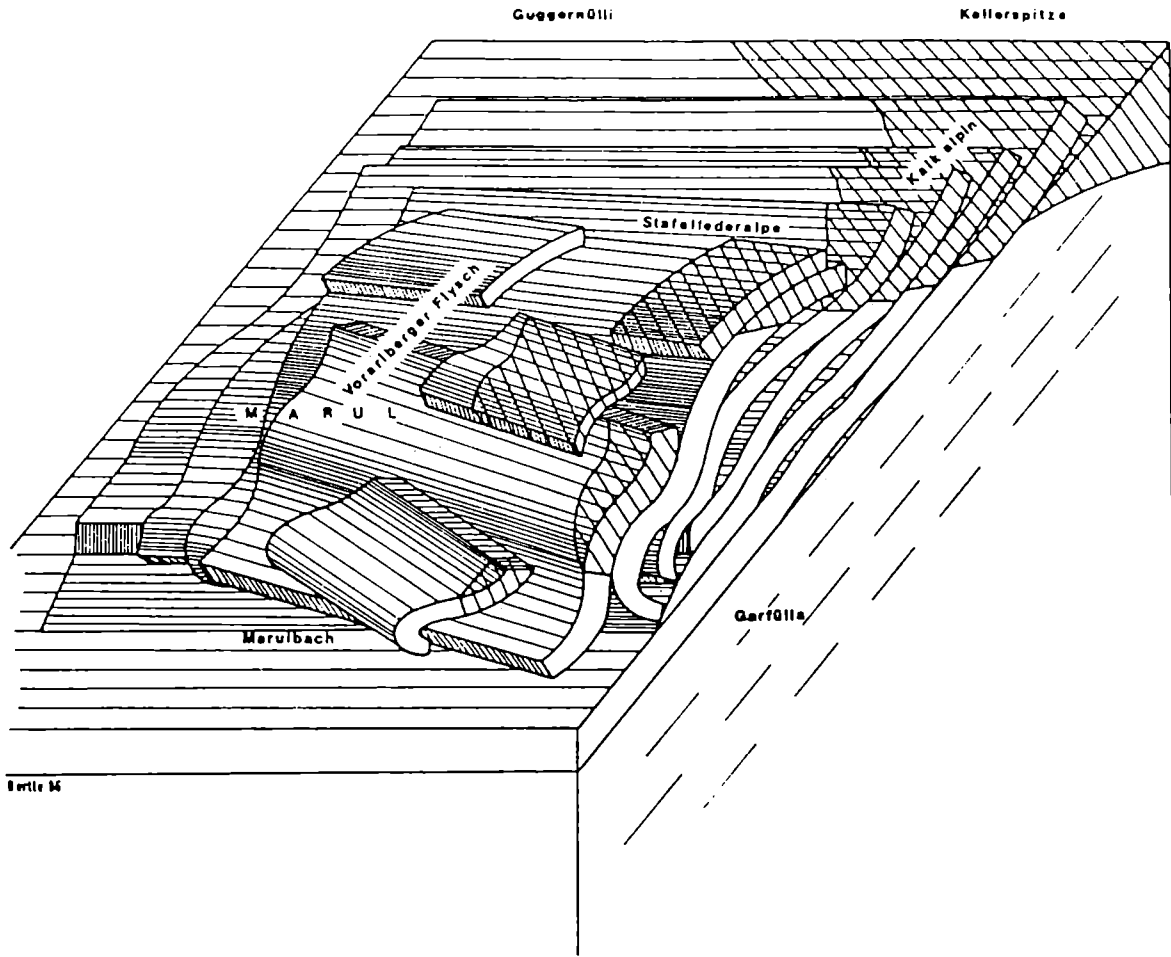


Abb. C 20 von H. BERTLE

Am 8.1.1982 wurde im Gefolge eines Bebens mit Epizentrum in 6 km Tiefe unter Marul (Intensität 4° nach Mercalli-Sieberg) aus der Stirn der Bewegungsmasse eine Gleitung von ca. 650.000 m³ Masse ausgelöst. Diese hat den Marulbach aufgestaut, die Straße unterbrochen und einige Objekte stark beschädigt. Eine Überprüfung zeigte, daß vor diesem Ereignis in der Bewegungsstirn ein Güterweg eingeschnitten und Dränagewässer eingeleitet wurden. Eine Stabilisierung der Gesamtbewegungsmasse und damit eine dauerhafte Sicherung des Siedlungsraumes ist in Hinblick auf die betroffene Fläche und Masse kaum möglich. Durch diese Großbewegung wurde der Bach in den raggalseitigen, felsigen Steilhang gedrückt, wodurch auch dieser tiefgreifend mobilisiert wurde. Daher konnte die Hochbrücke Marul nur äußerst aufwendig in verankerten Tiefgründungen fundiert werden.

Im Talhintergrund des Walsertales fällt als fast isolierter Eckpfeiler des Kalkalpins über dem Flysch die Blasenka (2.010 m) auf, die ebenfalls unter Bildung großer Hangschutthalde versackt und Siedlungsbereiche gefährdet. Am Raggal gegenüberliegenden sonnseitigen Hang des Walsertales oberhalb von St. Gerold - Blons - Sonntag - Fontanella belegen eindrucksvoll die weitflächigen Aufforstungen und Sicherungsmaßnahmen (Schneebrücken, Druckgräben und -hügel), die Tätigkeit der Wildbach- und Lawinenverbauung im Gefolge der Lawinenkatastrophe vom Jänner 1954, bei der 75 Menschen ums Leben kamen.