

EXKURSION A

**Von Dornbirn durch Rheintal und Walgau ins Montafon
(Quartär, Helvetikum, Nördliche und Südliche Flyschzone, Kalkalpen,
Silvrettakristallin)**

von Rudolf OBERHAUSER

mit Beiträgen von Heiner BERTLE, Geza CSASZAR, Karl FÖLLMI,
Gerhard FUCHS, Heinz FURRER, Leo W.S. de GRAAFF, Rene HANTKE,
Walter KRIEG, Hermann LOACKER und Georg WYSSLING*)

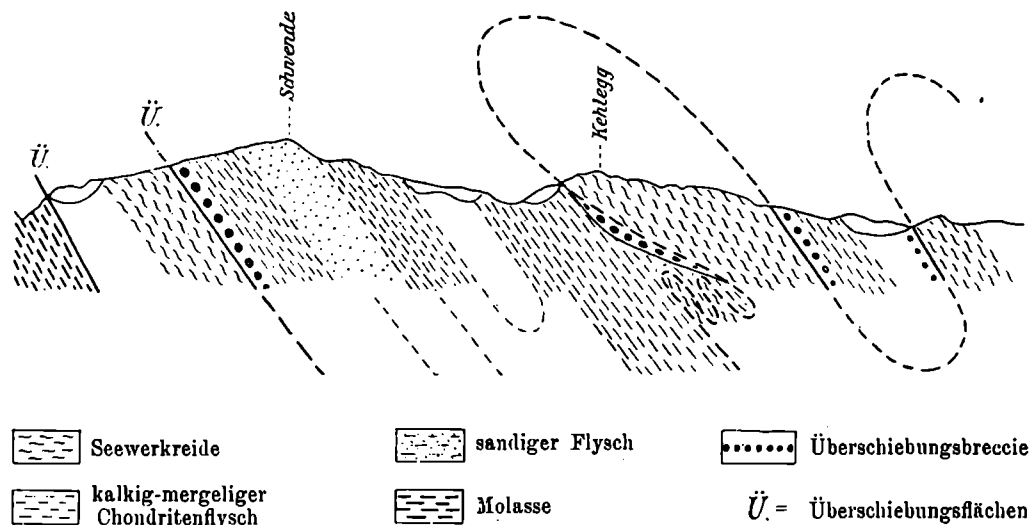
Im Ortsgebiet von Dornbirn wandern wir am Talrand von Kehlen bis Bad Haslach.

Der Dornbirner Ach Schuttfächer: Da diese Exkursion unmittelbar in Dornbirn beginnt, einiges zur Geologie des Rheintalbodensee-Verlandungskörpers, in dem sich der Schuttfächer der Dornbirner Ach und jene einiger kleinerer, vor allem nach Norden anschließender Flysch- und Molassebäche mit Flachmooren verfangern. Nicht nur letztere brachten wenig standfesten Schutt, auch die Dornbirner Ach selber kommt aus einem stark mergelbetonten Einzugsgebiet. Infolge eines ausgeprägten Achsenabstieges nach Nordosten wird nämlich die stark kalkige Unterkreide des helvetischen Faltengebäudes südlich Dornbirn von der Erosion der Ache nur wenig betroffen und noch weiter gegen den Hohen Freschen hin, sind nicht nur die Jungschichten aus Oberkreide und Eozän mergelig, sondern auch die Unterkreide mit den dort alles dominierenden Drusbergschichten. Daher der überraschend hohe Mergelanteil des Schuttfächers! So verwundert nicht, daß es Baugrundprobleme gibt!

Von Kehlen zur Dornbirner Ach beim Schwimmbad Enz: Am Talrand kommen in eher bescheidenen Aufschlüssen unter Moräne und paraglaziale Zanzenbergkonglomerat der geologisch komplizierte Untergrund der Nördlichen Vorarlberger Flyschzone zutage und bildet relativ rasch steile Hänge. Nördlich davon liegt Faltenmolasse, in der in Kehlen südlich Haselstauden eine auf Höhe des Talrandes sich vollziehende synklinale Umbiegung der Bausteinschichten der mitteloligozänen Unteren Meeresmolasse der Gaiskopfmulde auffällt. Daher stellt sich bei tektonischen Überlegungen sofort die Frage, was senkrecht darunter nach etwa 250 m Tonmergeln und etwa 50 m Deutenhausener Schichten (sowie etwas Fischeschiefern mit Lithothamnienkalken eines eher tiefsten Oligozäns) wohl in geringer Tiefe schon als Unterlagerung anstehen mag: von Norden hereingezogene nördlichere Synklinale oder Schuppen der Molasse, bzw. eozäner oder älterer Molasseuntergrund oder Helvetikum, bzw. alles zusammen?

*) **Anschriften der Verfasser:** Dr. R. OBERHAUSER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; DDr. H. BERTLE, Büro f. Angewandte Geologie, Dorfstraße 34, A-6780 Schruns; Dr. G. CSASZAR, Magyar Allami Földtani Intezet, Nepstadion ut 14, H-1442 Budapest; K. FÖLLMI, Paläontologisches Institut u. Museum, Univ. Zürich, Künstlergasse 16, CH-8006 Zürich; Doz. Dr. G. FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. H. FURRER, Paläontologisches Institut, Univ. Zürich, Künstlergasse 16, CH-8006 Zürich; Drs. L. W. S. de GRAAFF, Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium, Univ. van Amsterdam, Dapperstraat 115, NL-1093 BS Amsterdam; Prof. Dr. R. HANTKE, Geologisches Institut, ETH-Zentrum, Sonneggstraße 5, CH-8092 ZÜRICH; Dir. Prof. Dr. W. KRIEG, Vorarlberger Naturschau, Marktstraße 33, A-6850 Dornbirn; Dr. H. LOACKER, Vorarlberger Illwerke AG, Projektierung, A-6780 Schruns; Dipl. Geol. Dr. G. WYSSLING, Schönenbergstraße 36 CH-8820 Wädenswil.

Vom Talrand bis über die Straße zum Bödele hinter Watzenegg hinauf hat man den Eindruck einer später durch Faltung zwar steilgestellten bis überkippten, jedoch primär stratigraphischen Auflagerung der Molasse auf ein (vielfach stärker) knapp vorher tektonisiertes Schuppen- und Faltengebäude, dessen jüngste Sedimente Mergel des oberen Mitteleozäns sind.



Profil 2. Maßstab 1 : 37 500.

Abb. A 1: Aus E. WEPFER 1908, S. 49

Im Verband stehen Nummulitenschichten, dann folgt Flachwasser-Oberkreide von Campan-Alter (Bregenzerach Schichten), welche durch die Wangschichten des Rhomberg-Nackkopfzuges stratigraphisch überlagert werden. Darauf liegen tektonisch Leimernmergel des Maastricht einer Liebensteiner Decke und darauf im Bachaufschluß nördlich der Bödelestraße unterhalb Watzenegg Vorarlberger Flysch mit Zementmergelserie. Sie gehört zum Nordflügel einer Synklinale, deren Kern aus Mürbsandsteinen den Waldhang von Watzenegg zur Schwende hinauf aufbaut. Die tektonische Auflagerung des Flysches wurde hier folgend Ideen von A. TORNQUIST von E. WEPFER bereits 1908 erkannt und zwar als großregionales Phänomen (Abb. A 1)!

Diese Zementmergel (bzw. Hällritzer Serie) z.T. mit Untercampan-Globotruncanen-Faunen dominieren die stark gegliederte Landschaft vom Ansatz der Bödelestraße über den Steinebach zum Zanzenberg, weiter zum vorderen Teil des Fusseneggs und hinunter zur Enz im Achtal sowie den Nordhang des Bürgle. Ein leicht erreichbarer Aufschluß befindet sich bei der Talstation Karrenseilbahn. Um ihn zu sehen wandern wir über die Brücke über die Dornbirner Ache, wo vom Ufer zum Bachbett, überkippt steil südfallend, bis 0,8 m mächtige Sandkalkbänke von Campan-Alter anstehen. Die Zementmergel bekommen jedoch hier im Muldensüdflügel flußaufwärts Reiselberger Sandstein als Unterlagerung, der vom Fohramoos am Bödele über'n Schwefel und Kehlegg zum Fussenegg, und 200 m südlich dem Schwimmbad Enz über die Ach und dann übers Bürgle gegen Mühlebach zieht. Von dort kann er vermutlich direkt mit dem Flyschsandstein der Bohrung Hohenems-Landhaus verbunden werden, der in 592 m Tiefe unter Quartär bis in eine Endteufe von 750 m angetroffen wurde.

Längs der Ach zum Gütle: Weiter der Dornbirner Ach entlang in Richtung Gütle, ab 150 m aufwärts der zur Parzelle Boden führenden Brücke im südlichen Ufer und im Bachbett finden sich interessante Aufschlüsse. Zunächst eine orange-gelblich verwitternde, tonmergelbetone Flyschfolge, die von Westen nach Osten etwa 70 m breit das Flußbett quert und am Nordufer punktuell zur Zeit gut aufgeschlossen ist: unser Globigerinenflysch. Grobgeröllpackungen mit Kristallinkomponenten wechseln mit saiger stehenden, schichtigen Glimmersandsteinen und Mergeln des Mitteleozän (NP 15). Es ist nicht klar, wie dieses kleine Grobgeröllager zu jenem des nahe gelegenen, alten Saluieraufschlusses am Weg zum Salzmann mit den Riesenblöcken steht bzw. zum Feuerstätter Sandstein, wie er in den Serpentinien des weiterführenden Fahrweges von Salzmann zum Fussenegg vor der Höhe vorkommt. Letzterer führt kleine Nummuliten und Discocyclinen möglicherweise oberpaleozänen Alters!

G.v.MERHART, der 1913/14 noch bessere Aufschlüsse vorfand, wegen des händischen Blockabbaus, vermeldet 1926, S. 25, daß Ach-abwärts am Südufer bei Boden den Seewermergeln(=Liebensteiner Decke) ca. 6 m Saluierkonglomerat nachfolgte und dann Quarzsandstein (=Quarzite der Rinderbachschichten bzw. Feuerstätter Sandstein) und Flysch, alles steil südfallend.

Aufwärts am Südufer folgen rasch Leimernmergel mit eingelagerten Liebensteiner Kalk Schollen sowie schwarzen Gaultschiefern im Waldhang südwestlich davon. Des weiteren in Richtung Gütle folgt ab der nächsten Brücke eine Aufschlußunterbrechung, wobei Blöcke von Nummulitenschichten ein höher am Hang unter Bedeckung durchstreichendes Eozän anzeigen, das dann ab der Brücke der Ebnitzer Straße, in gestörten Amdener Schichten vis a vis des Fabrikkomplexes mit Lese- stücken weiterhin auffällig bleibt: wohl die Fortsetzung der Zone von Bad Haslach - Emsrütli bis hierher anzeigend. Nachfolgend sind, nun stirnend, die Amdener Mergel ungestört und gehören normal stratigraphisch dem durch die Rappenlochschlucht imposant aufgeschlossenen nördlichsten Unterkreidegewölbe der Helvetischen Kernfalten an. Für das Studium der Aufschlußfolgen in den Touristenwegen durch die Schluchten längs des Flusses sowie längs der Ebnitzer Straße siehe M. RICHTER 1978 S. 67-70.

Von der Ach über Mühlebach nach Bad Haslach: Zum Rheintalrand zurückkehrend finden wir im unteren Mühlebach beim 1. Wasserfall der Wildbachverbauung einen Liebensteiner Kalk Härtling mit schönen Globotruncanenfaunen aber auch Kugelradiolarien, Cenoman und auch jüngere Anteile sind nachweisbar.

Weiter bachaufwärts zeigen sich bescheidene Leimernmergelaufschlüsse und damit bis etwa 520 m Liebensteiner Decke. Dann in Amdener Mergel eingeschaltet drei teilweise vererzte Nummulitenschichten-Züge, der oberste Zug auf 560 m mit *Assilina placenta* - aber auch Pectinidenschiefer-artige Verbände sind auffällig (nach R. TRÜMPY: mündliche Mitteilung). Auf etwa 700 m folgen, steil bergwärts fallend Berrias-Valang-Flachwasserkalke der Karrenfelswand. Der Mühlebach kann auch, nachfolgend einer Seilbahnbergfahrt auf den nach wenig Kieselkalk und Drusbergschichten auflagernden Schrattenkalkfelsen des Karren (930 m) im Abstieg in Richtung Bürgle vom am Kamm zutal führenden Gehweg her, auf 680 m von Norden her einsteigend, bequem erreicht werden.

Zurück ins Rheintal und längs des Talrandes weiter nach Süden, beginnend etwa mit dem südlichen Ende des Schuttkegels des Mühlebachs, finden wir im Waldhang, eingepackt in Amdener Mergel (ohne auffällige Globigerinenmergel-Begleitung) den Nummulitenschichten-Komplex von Bad Haslach. In ihm wurde, ab dem 16. Jh. überliefert, am Kopf des Rötelstein im Tagbau und in Stollenbauten armes, strengflüssiges Roteisenerz gefördert. Im 16. Jh. wurde es an der Dornbirner Ach verhüttet und später am Bodensee bei Lochau, wobei Bohnerz aus Baden (das damals österreichisch war) über den Bodensee zugeführt wurde. Im Jahre 1814 zur Zeit der bayrischen Herrschaft wurde der Bergbau eingestellt. Die Nummulitenschichten

von Bad Haslach setzen sich zweifelsfrei längs des Steckenweges, unter dem Breitenberg-Bergsturz durch, nach Emsrütli fort wo sie von Mittel- bis Obereozän-Mergeln begleitet werden (NP 15-16).

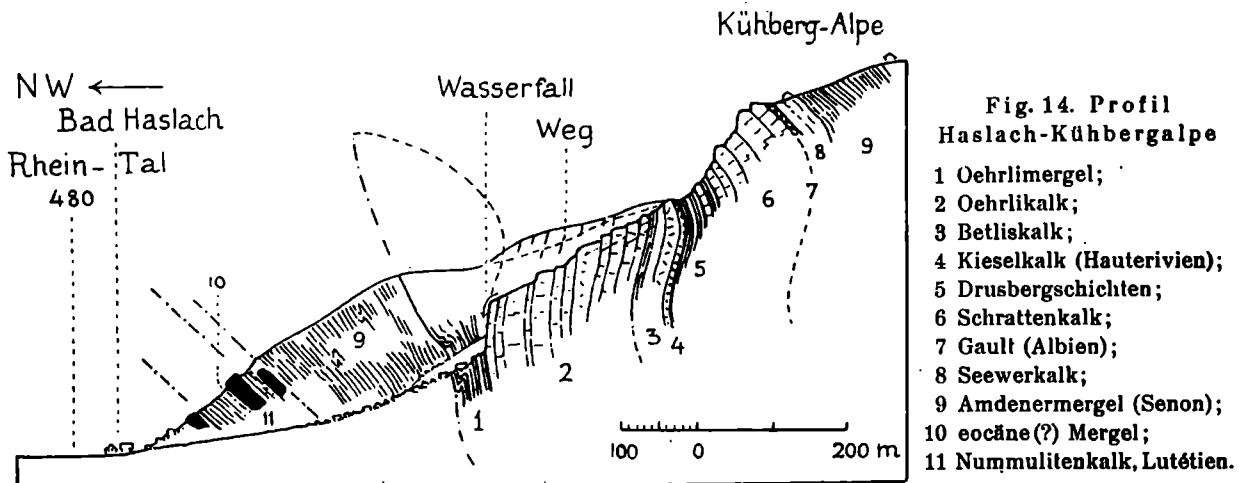


Abb. A 2: Aus A. HEIM et al. 1933, S. 177

An Kurzexkursionen verdienen in Dornbirn ein besonderes Interesse.

Begehungen im Gebiet Rhomberg-Watzenegg in der Nördlichen Flyschzone: Die Begehung führt von Kehlen/Dornbirn über die Fallenbergstraße zum Schmalenegg mit flyschoiden Deutenhausener Schichten des tieferen Rupel, dann über ein Rutschgelände nach Süden aufsteigend durch eine Trockentalerbe zum Rhomberg, wobei bei Eintritt in den Wald Amdenerschichten und später Wangschichten anzutreffen sind. Etwas abwärts vom Weg auf 500 m etwa 50 m vom Waldrand entfernt, Nummulitenkalklesestücke. Vom Rhomberg die Straße abwärts über versackte Wangschichten, queren wir auf etwa 520 m nach Süden in den Wald und treffen auf Amdener Schichten sowie auf 540 m querend, einen Schürfling mergeliger Mittelkreide, dem im Ost-West hinabrinneuden Bach Leimernmergel nachfolgen. Darüber mit schönem Überschiebungskontakt Zementmergel des Flysches des Nordflügels der Schwendesynklinale. Nach Osten aufwärts Aufschlüsse im Flysch bis zum großen, talparallelen Moränenwall von Watzenegg auf 645 m wohl dem Konstanzer-Stadium zugehörig.

Nachfolgend könnte man die Jungschichten dieser Synklinale, die Mürbsandsteine der Schwende besuchen, in Richtung Steinebach wieder durch Flysch absteigen und dann den Zanzenberg mit seinen paraglazialen Konglomeraten aufsuchen, oder aber längs der Bödelestraße gute Aufschlüsse von Deutenhausener Schichten, welche die bergseitige Böschung in der Kurve der Kehlenbachbrücke aufbauen: gradierte, grobkörnige Sandsteine mit Wülsten auf den Bankunterseiten, die eindeutig alpenwärts weisen.

Etwa 70 m davon nach Süden, auf etwa 760 m in den Wald hineinquerend, stoßen wir auf einen Grat, der aus mit Austern erfüllten, mergeligen Sandsteinbänken besteht, sie wechseln mit rostfleckigen, sandigen Tonmergeln. Stark Benthosbetonte Mikrofaunen (Nanno: Untercampan) erlauben eine Zuordnung zu den Bregenzerachschiechten. Diese dürften dem Horizont mit *Pycnodonta vesicularis*, der in gleicher Position in der Molasse-nahen Schuppenzone des schweizerischen Rheintalhanges vorkommt, entsprechen; eventuell liegt normalstratigraphischer Kontakt zu dem vom Rhomberg zum Nackkopf aufsteigenden Wangschichtenzug mit Maastrichtmikrofaunen vor, dem auch ein grünsandiges Paläozän zugehören dürfte. Weiter nach Süden im Wald verbleibend und langsam aufsteigend treffen wir, analog den Verhältnissen unter der Bödelestraße, ebenfalls Leimernmergel und dann darüber die Zementmergel des Flysches, an.

Älteres Alttertiär der Liebensteiner und Feuerstätter Decke im Gebiet Gütle-Salzman-Kehlegg: Von ganz besonderer Bedeutung ist das Hinterland von Dornbirn für die Paleozän-Eozänstratigraphie der Liebensteiner und der Feuerstätter Decke: So gelang es für die Liebensteiner Decke eine Dan-Paleozän-Untereozän Abfolge (NP 2-12) festzustellen, welche Leimernmergel des Campan-Maastricht überlagert und bisher weder Großforaminiferen, noch Grobklastika, noch überhaupt Flyschmerkmale erkennen läßt. Es handelt sich um zum Teil dickbankige, glaukonitische Kalksandsteine mit bräunlich-schwarzen Mergellagen, die voll sind von planktonbetonten Foraminiferenfaunen und Nannofloren des Dan, Paleozän und Untereozän mit einer Gesamtmächtigkeit von max. 30 - 40 m, auf helle und zuoberst auch dunklere Leimernmergel des Campan-Maasgricht folgend. Versuche, NP 1 und damit den unmittelbaren Kreide-Tertiärumbbruch hier zu fixieren, sind trotz Feldlaboraktivität von H. STRADNER in gemeinsamer Bemühung mit W. RESCH bisher noch nicht gelungen, vor allem wegen der extremen Tektonik. Eine **Einführung des Namens "Kehleggschichten"** für diese Abfolge der Liebensteiner Decke wird vorgeschlagen. Ein wesentlicher Aufschluß, der als die klassische Lokalität gelten sollte, befindet sich, in Leimernmergel eingepackt, oberhalb des Fahrweges der vom Sattel zwischen Salzmann und Eschenau, etwa auf 600 m nach Südosten verläuft, nach dem ersten Graben oberhalb einer buckligen Wiese im Wald auf etwa 680 m, ziemlich genau in der Falllinie nord-nordöstlich oberhalb des Kirchleins vom Gütle. In den Erläuterungen zu Blatt Dornbirn Nord soll eine erschöpfende Beschreibung der Kehleggschichten erfolgen.

Auf dem Rückweg zum Sattel können nachfolgend Leimernmergeln am Wegrand beim Austritt aus dem Wald Globigerinenflysch des Mitteleozän in einem Kleinaufschluß beprobt werden. Vom Sattel im Weg zum Salzmann hinunter unterlagert dann im Waldstück typischer Feuerstätter Sandstein und beim Austritt aus dem Wald fand sich im Verband mit ihm, der erwähnte Fundpunkt mit Kleinnummuliten. Von der Straßenkehre dazwischen führt eine Trittspur in die Wiese hinaus abwärts, wobei man Liebensteiner Kalke und Leimernmergel antrifft: vor der Ebniterstraße in schlechten Aufschlüssen **Saluier** (=Bolgenkonglomerat?); der klassische Saluieraufschluß oberhalb des Fahrweges vom Salzmann abwärts nach Westen zur Straße hinunter, hinter einem Neubau auf etwa 540 m. Hier wurden noch in der Zwischenkriegszeit händisch Großblöcke aus ihrer "Rieselmatrix" heraus abgebaut (vgl. G.v. MERHART, 1926, S. 25).

Quarzitische mit Tonen und Tonmergeln wechselnde Abfolgen der Feuerstätter Decke ergaben sich ebenfalls innerorts in Dornbirn durch Nannobestimmungen als altersgleich mit den Kehleggschichten zu erkennen, so direkt am Anfang der Bödelestraße auf 500 m NN in einem Bauaufschluß schwarze Tonschiefer mit etwa 5 cm dicken, bräunlich verwitternden Ölquarzitbäncken als Dan-Mont (NP 2-4).

In den schon länger bekannten Wildflyschaufschlüssen auf der Kehlegger Viehweide ermutigen Aufschlüsse einer sehr kalkarmen, z.T. Ölquarzit-Bänke führenden, tonigen Abfolge mit Grobblocklagen im Hochälpele-Hohlweg auf etwa 920 m ebenfalls eine Paleozäneinstufung, wenn auch hier der Nannobeweis trotz intensiver Bemühungen noch aussteht. Ein weiterer indirekter Beweis ist die Überlagerung hier im unmittelbaren Verband durch Unter- und Mitteleozän Globigerinenflysch im anschließenden hangparalleler Beileitungsgraben. Auch diese Aufschlüsse sind mit dem Auto von Dornbirn aus über Kehlegg rasch erreichbar.

Nachfolgend zwei Panoramablicke aus der Rheinebene südwestlich und westlich von Dornbirn, zunächst P. MEESMANN:

Der Blick auf Götzis mit seinem Hinterland von Südwesten: Ein durchaus klassisches Panorama bietet sich dort etwa von der Autobahn von südlich Götzis in Richtung der ansteigenden Faltenachsen der **Hohenemser Falte** - oder Decke und in Richtung jener, relativ zu ihr an der Emsrüttelstörung abgesunkenen, anschließenden Schratenkalk-betonten **nördlichen Falten der Säntisdecke:** mit Breitenberg, Schwarzenberg,

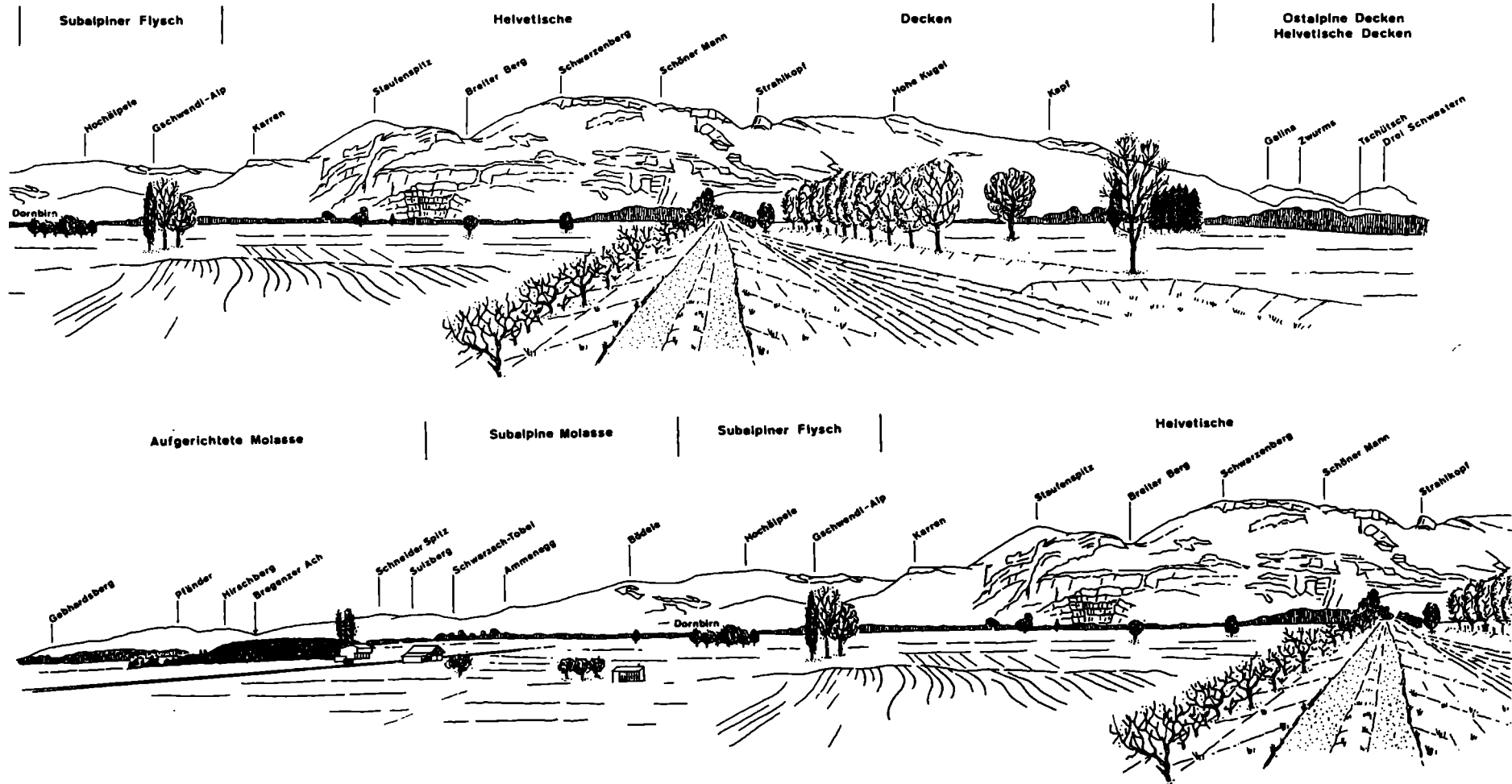


Abb. A 3: Panorama der Vorarlberger Berge vom Seelachendamm westlich Schweizerhaus aus; von R. HANTKE 1986

Schöner Mann und Zwurms-Therenberg. Dahinter die Synklinalzone der Hohen Kugel von Weiler-Klaus her aufsteigend mit Liebensteiner Decke und einer Gipfelkappe aus Flysch. In der Ebene bei Hohenems die Bohrung Hohenems-Landhaus, die belegt, daß der Talhang unter der Rheintalfüllung etwa mit der gleichen Böschung weiter abfällt.

Götzis steht inmitten des Gewölbeaufbruches des Götzer Gewölbes. Vom nördlichen Ortsende zum Schönen Mann sehen wir nordwestblickend die Felswände des Liegendschenkels, mit dem Fallenkobelweg von einem geologischen Naturlehrpfad gequert. Vom Schönen Mann über den Zwurms zum Therenberg ist der Normal-schenkel deutlich.

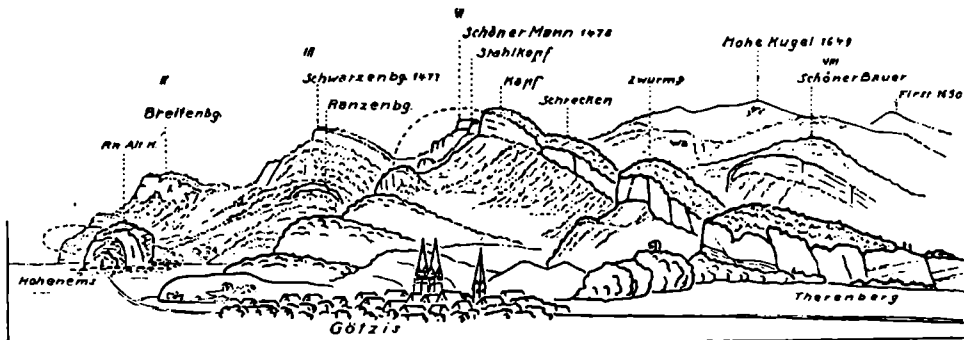


Fig. 4. Die Gewölbe der Staufenspitzengruppe und die Hohe Kugel vom Rheintal aus gesehen. („Stahlkopf“ = Strahlkopf.)

Abb. A 4: Aus P. MEESMANN 1926, S. 43

Wir fahren weiter über Hohenems oder Dornbirn/Hatlerdorf zum Gasthof Schweizerhaus im Ried bei der Kreuzung der Straße Lustenau - Hohenems mit Hatlerdorf - Diepoldsau wo R. HANTKE sein Panorama zeichnet:

R. HANTKE bietet hier einen Überblick über den geologischen Aufbau der beiden Rheintal-Flanken:

Im Norden erhebt sich über dem Ostufer des Bodensees das Molasse-Bergland des Pfänders (1064 m), dessen leicht aufgerichteten Nagelfuhbänke, mittelmiozäne Schüttungen einer Ur-Bregenzer Ach, schon wenig südlich des Pfänders-Gipfels von Oberer Meeresmolasse oder ihren fluvialen Äquivalenten unterlagert werden. Durch die wenig erosionsresistente oberste Untere Süßwassermolasse zwingt sich heute die Bregenzer Ach aus dem Bregenzerwald und strebt dem Bodensee zu. Bis zur aufgebrochenen Antiklinale von Bildstein schließen im Schwarzachtobel bis zu den Bausteinschichten mit Pflanzenresten subtropischer Arten immer steiler sich aufrichtende untermiozäne und oberoligozäne Molasseschichten an. Auf die südlich folgende, überkippte proximale Molasse-Schüttung des Fallenbach-Geißkopf-Fächers sind die helvetische Rhomberg-Nackkopfzone mit Wangschichten und Bregenzerach Schichten sowie diese Abfolgen überlagernde, subalpine Flyschschuppen aufgeschoben.

In verkehrter Lagerung steigt von Hohenems die intern an Blattverschiebungen verscherte helvetische Hohenemser Decke steil aus der Rheintal-Ebene empor. Hinter den weiter südlich aufsteigenden Kreide-Ketten, die durch die Flysch-Mulde von Fraxern gegliedert werden, liegen die Vorarlberger Flysch-Berge mit der Kette des Hochgerach nördlich und dem Frastanzer Sand südlich des III-Austritts. Auf dem Vorarlberger Flysch ruht über einem gequetschten oberpenninischen Schubspan die ostalpine Lechtal-Decke, die in Liechtenstein die Drei Schwestern aufbaut. Im westlichen Rätikon ragt unter der Schesaplana die Falknis-Kette als Teil der in Falten abtauchenden, mittelpenninischen Falknis-Decke empor.

Westlich des Rheins erkennen wir ganz im Süden im Pizol-Gebiet, den permischen Verrucano-Schild als basalstes Element der weiter gegen Norden abgefahrenen höheren Glieder der Helvetischen Decken. Nördlich der Talgabelung von Sargans mit der Seer-Walensee-Talung und dem Rheintal folgt im Gonzen das Jura-Stockwerk, dann, in der Alvier-Kette, das disharmonisch darüber bewegte Kreide-

Stockwerk, die Churfirsten-Alvier-Decke mit ihren gegen das Rheintal abfallenden und an Brüchen verstellten Faltenachsen. In der weit gegen Westen ausladenden Bucht des Rheintales mündet die Mulde von Amden-Wildhaus, die sich schräg über das Rheintal in jene von Fraxern fortsetzt. Nördlich von ihr schwingt sich die in sich verschuppte Säntis-Decke zu den Ketten des Alpsteins empor, in ihrer südlichsten mit Kamor (1751 m) und dahinter dem Hohen Kasten (1795 m).

Im proximalen Teil der frühmiozänen Molasse-Schüttung aus dem Ur-Prättigau, die nördlich des Säntis den Kronberg aufbaut, erhebt sich in der mittleren Alpstein-Kette der Altmann (2436 m) und in der nördlichen der Säntis (2502 m). Gegen das Rheintal fällt die südliche Kette treppenartig ab zu den Kreide-Bergen am West-Rand des Rheintales und zu dessen Inselbergen.

Vom Montlinger Berg ist das bedeutendste spätneolithisch bis hallstattzeitliche Zentrum des St. Galler Rheintales bekannt geworden. Östlich des Rheins erheben sich der Kummern (667 m), westlich davon hochgehobenen der Pocksberg, östlich durch eine N-S-verlaufende Störung getrennt, Udalberg, und vorgelagert, Sonderberg mit inverser Unterkreide-Front. Die sanfte linksrheinische Bergpyramide des Fänerenspitz (1506 m) mit einer Klippe von Vorarlberger Flysch ragte in der größten Eiszeit in diesem Alpen-Querschnitt, der Riß-Eiszeit, nur wenige Meter über die Oberfläche des Rhein-Gletschers empor. Weiter nördlich erheben sich, nach einigen kleineren, im Landschaftsbild kaum in Erscheinung tretenden Molasse-Schuppen, die nordostschweizer Molasse-Berge: der Hirschberg (1174 m) aus subalpiner Unterer Meeres- und Unterer Süßwassermolasse, dann der Sommersberg, eine leicht gegen Norden überkippte Mulde von meist grobgerölliger Sommersberg-Schüttung aus den Flysch-Gebieten des Großen Walsertales und des Frutzbaches.

Aufgrund jüngster Säugerfunde stellt sie ein fluviales Äquivalent der Oberen Meeresmolasse dar und reicht bis in die tiefere Obere Süßwassermolasse. Im Norden schließt mit dem Gäbris (1247 m) als höchstem Gipfel die aus untermiozänen Konglomeraten aufgebaute, isoklinal S-fallende Gäbris-Zone an; sie wurde aus dem Montafon geschüttet. Dann, in der aufgebrochenen Bernecker Antiklinale, die sich gegen Westen bis an den Zürcher Obersee verfolgen läßt und sich gegen Osten in die Bildstein-Antiklinale fortsetzt, zeichnet sich im Interferenz-Bereich mit den beckenaxialen Napf- und Hohronen-Schüttungen ein Schüttungsminimum ab, so daß die Antiklinale in diesem Bereich aufriß.

Weiter gegen Norden, in den Ketten der äußersten Nordost-Schweiz, fällt die distalere Gäbris-Schüttung immer flacher gegen NNW ein und geht gegen den Thurgau immer mehr in die flachliegenden mittelmiozänen Tannenbergs- und Hörnli-Schüttungen über.

In der Würm-Eiszeit stand das Eis am Fänerenspitz bis auf 1300 m. Von den Molasse-Bergen ragten nur wenige Gipfel über die Eisoberfläche empor. Die Vorstoß- und Abschmelzlagen des Konstanzer Stadiums zeichnen sich in reliktschen Verflachungen und Wallresten beidseits des Rheintales ab.

Zur Kenntnis der Bohrung Hohenems-Landhaus: Auf der Fahrt vom Schweizerhaus nach Hohenems beachten wir mit dem Eintritt in Blatt Dornbirn Süd 1:25.000 östlich der Straße den Bohrpunkt der 1980 abgeteufte Bohrung Hohenems-Landhaus. Die auf 410 m NN angesetzte Spülbohrung erbrachte bis 10 m Torf, dann 5,6 m Rheinschotter, 7,8 m Seetone, von 26-37,5 m abermals Rheinschotter und dann bis 584 m Tiefe, blau-graue Tone; von 161-167 m waren diese stark sandig, von 196-198 m ebenfalls und enthielten einen Holzrest; von 208-236 m waren sie erneut sandig und lieferten um 235 m einen weiteren Holzrest. Nach 584 m fanden sich bis 587 m Moränenspuren und dann noch 5 m Feinkies über auf 592 m beginnendem Flysch, der mikropaläontologisch sichergestellt als Reiselsberger Sandstein bis zur Endteufe in 750 m anhielt. Die Bohrung erbrachte keinen Wasserzufluß (vgl. Faltafel 2, 8). Wir fahren über Hohenems zurück nach Dornbirn Hatlerdorf und von dort nach Bad Haslach.

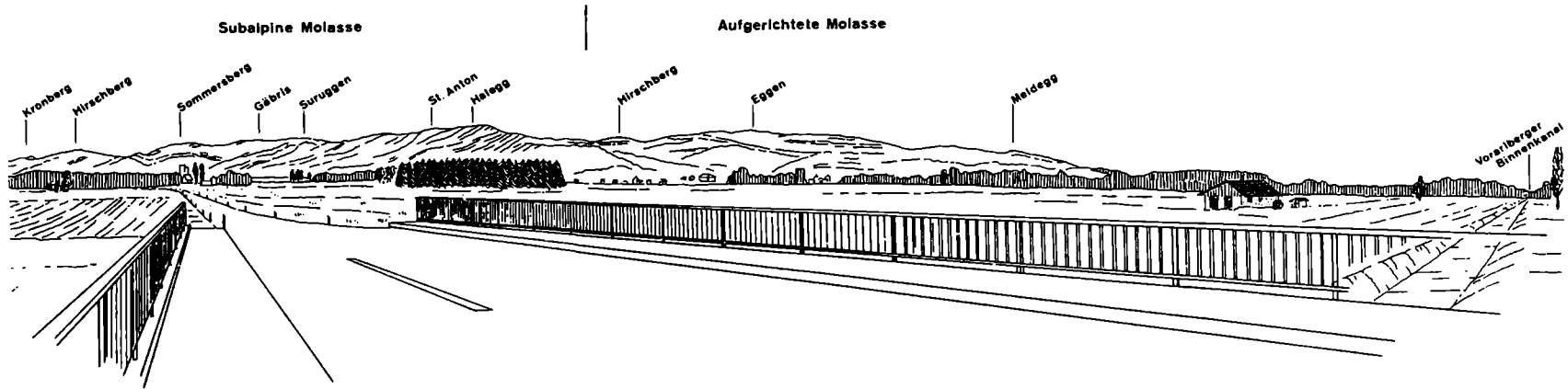
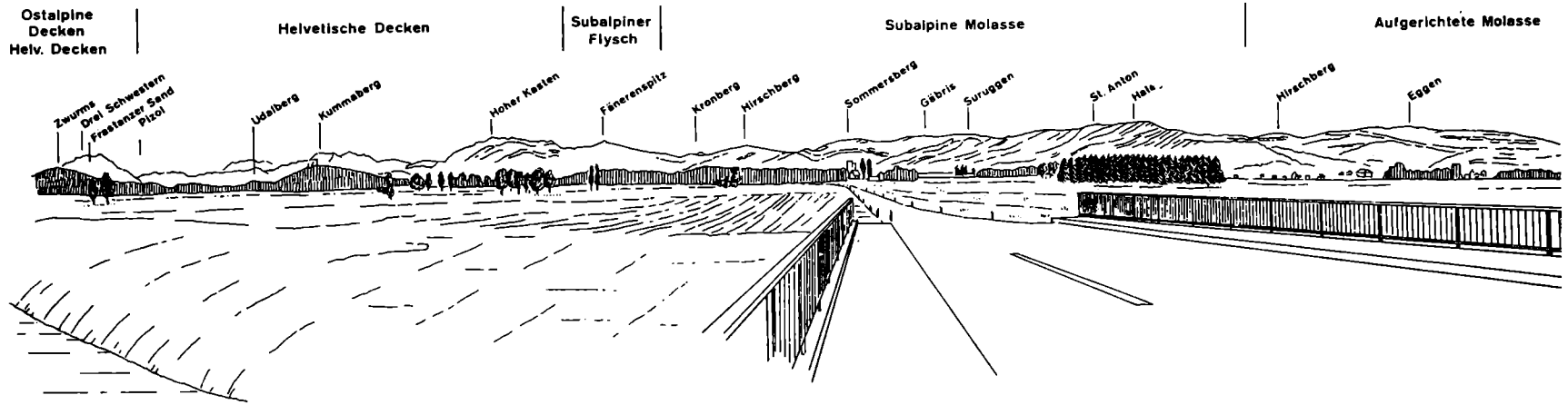


Abb. A 5: Panorama der Schweizer Berge von der Brücke über den Koblacher Kanal östlich Schweizerhaus aus, von R. HANTKE 1986

Südlich Bad Haslach überqueren wir den Fallenbach und erreichen den Sturzraum des Breitenberg-Bergsturzes: es besteht ein Bauverbot und daher können wir für etwa 500 m einen naturbelassenen Talrand antreffen.

Im Sturzraum des Breiter Berg Bergsturzes berichtet H. BERTLE: Östlich der großen Rheintal-Steinbrüche fällt in der Nordwand des Breitenberges östlich eines vorspringenden gelben Felspfeilers in der oberen Wandhälfte eine helle, ca. 120 m hohe Felsnische auf. Diese wird gegen unten durch einen ca. 40° talwärts geneigten Absatz, den "Satz" begrenzt, der sich beidseits in der Wand in einer bewaldeten Leiste fortsetzt. Unterhalb dieses Absatzes bricht die Wand ca. 200 m tief zu den bewaldeten Hangschutt- und Felssturzhalde ab, die wiederum ca. 300 m tiefer in die Talebene auslaufen. Im Fußbereich der Wand entspringt in mehreren Quellen der Satzbach.

In der Talebene unterhalb des Breitenberges fallen eine von Felsblöcken durchsetzte Waldinsel inmitten der Wiesen sowie die ausgeprägt unruhige wellenförmige - leider zunehmend eingeebnete - Geländeformung der Wiesen zwischen dem Hangfuß und der Bundesstraße östlich der Siedlung Bremenmäh auf. Diese Formen sind Zeugen historischer Großfelsstürze, die sich in den Jahren 1654 und 1760 ereignet haben und in einem Schweizer Kalender aus dem Jahre 1760 festgehalten wurden. Unter dem Jahre 1654 heißt es dort, daß in diesem Jahre "ein großer Felsen vom Breitenberg ober dem Satz herabfiel, der in die Ebene ein großes Loch schlug und sich in die Erde versenkte. Aus diesem floß allsbald eine Menge kristallhelles Wasser hervor, daß dann einen tiefen und bald fischreichen Weiher bildete. 1760, den 16.2., abends 8.00 Uhr, stürzte beim Sturm und Regen ein noch größerer Felsen herunter, der etliche tausend Tannbäume samt Wurzeln und Erde mitbrachte und wieder in den genannten Weiher fiel. Beim Auffallen auf den Satz zerfiel derselbe in kleine Stücke, was ein entsetzliches Krachen, Getöse und dicke Staubwolken verursachte. Im Rheintal meinte man, es donnere. Am anderen Morgen sah man keine Spur mehr von allem. Alles versenkte sich, jedoch nach und nach füllte sich ein kleiner Hügel an, welcher sich aber alle Tage einige Fuß senkte bis der frühere Weiher wieder da war. Auch dieser senkte sich noch 12 Fuß. Man denke sich diesen schrecklichen Abgrund, der so große Massen verschluckte. Weit herum sind Wiesen und Felder verschüttet worden sowie Steine bis zur Landstraße geflogen. In der Nacht vom 15.-16. März desselben Jahres ist nochmals ein großes Stück Stein gefallen, welches denselben teilweise auffüllte und auf der Wiese, Feldern und Wäldern ebenfalls großen Schaden machte". Spuren vom besagtem Weiher sind jetzt noch auf Grundparzelle 4934 zu sehen. Menschenleben waren keine zu beklagen.

Diese Feldstürze betrafen eine Masse von insgesamt 1,000.000 m³, die über eine mittlere Sturzhöhe von 500 m zur Talebene abstürzten. Dort reicht der Streubereich, wie im Kalender beschrieben, ca. 300 - 350 m vom Hangfuß. Der Starkerschütterungsbereich, also der Bereich, in dem durch den Aufschlag der Felssturzmassen ein Grundbruch im torfig-schluffig-tonigen Boden der Talsohle ausgelöst wurde, reicht halbkreisförmig bis 600 m vom Hangfuß in die Talebene (siehe Abb.).

Die Felsstürze sind durch das Gefüge des Breitenberges bedingt: Die Wandflucht wird durch den Hangendschenkel und die Stirnumbiegung eines Gewölbes gebildet, während der reduzierte Liegendschenkel und die unterliegende Jungschichtenmulde (überwiegend Amdener Schichten) weitgehend von Felssturzblockwerk und Hangschutt überdeckt werden. Dem Faltenbau entsprechend biegen die Schichtflächen von + söhlig (Gipfel des Breitenberges) über flaches Talwärtsfallen und ca. 40°-Talfällen im "Satz" zu saigerer Schichtlagerung in der unteren Wandstufe am Satzbach und überkippter Lagerung am Hangfuß um. Dabei wird der kalkig-kieselige Schichtstapel durch die mergelig-tonigen Drusbergschichten im Bereich des "Satzes" zweigeteilt. Die talwärts geschichteten Drusbergschichten über der

Felssturz Breitenberg

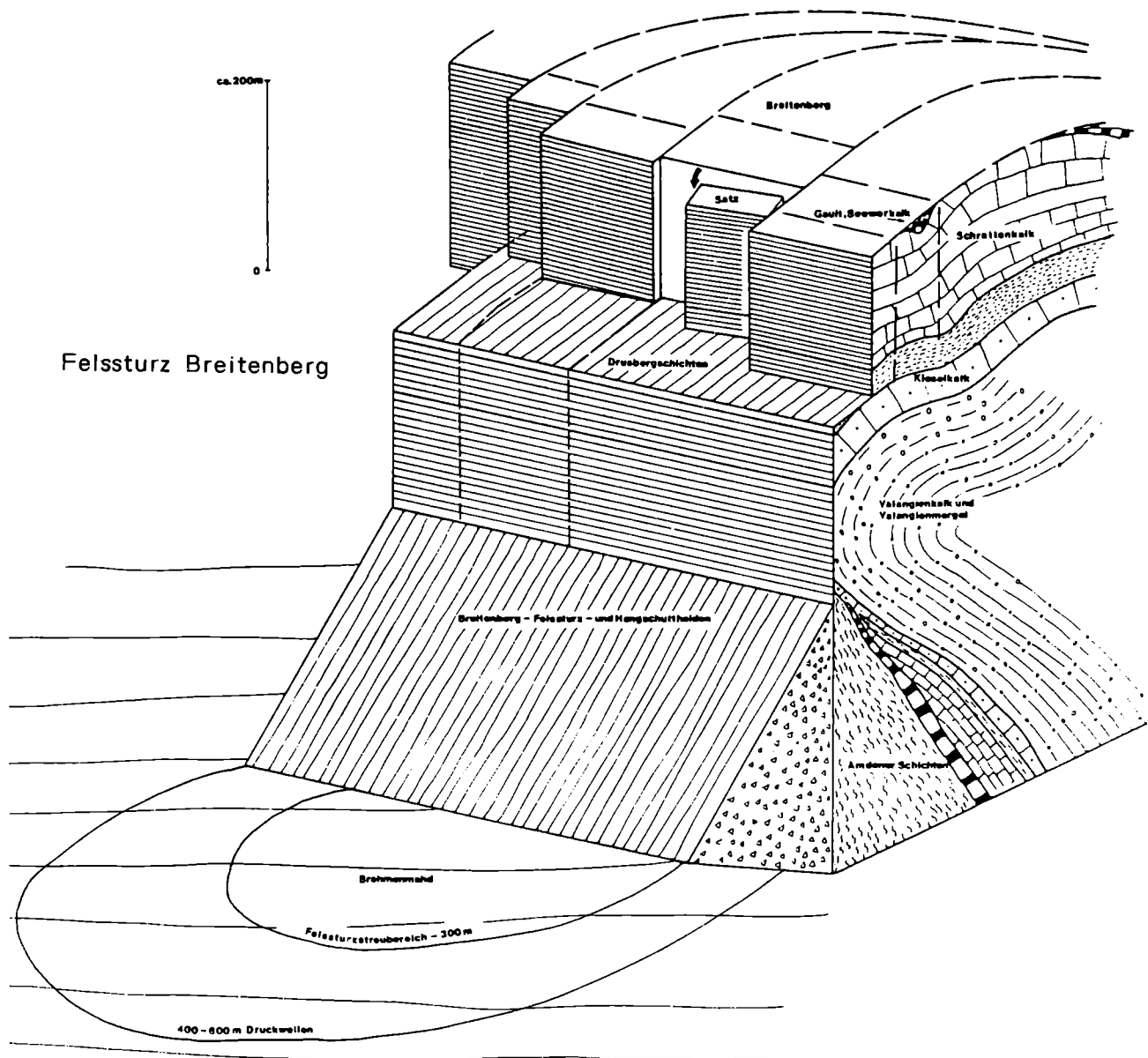


Abb. A 6: Von H. BERTLE, 1986

unteren Kieselkalk-Valangienkalk-Wandstufe bilden ideale Gleitlager für die überliegenden Schrattenkalkwände. Diese werden, wie das gesamte Gebirge, von talparallelen bzw. achsparallelen und dem Faltenbau zugeordneten ac-Klüften und -Störungen durchsetzt. Nach diesen verbreitet klaffenden Spalten lösen sich die Kalke blockartig vom Gebirge und gleiten auf den basalen Gleitlagen ab.

Wie bereits im Jahre 1760 festgehalten, hat sich neben labilen Überhängen und Wandteilen im gesamten Nordhang des Breitenberges im Bereich der Ausbruchsnische ein weiterer Gebirgsblock akut vom Gebirge in einer Drehgleitung gelöst. Dieser Felspfeiler von ca. 10.000 - 15.000 m³ Masse steht auf den steil talfallenden Drusbergmergeln des "Satzes" und wird nur durch die seitliche Reibung gegen den westlich vorspringenden Felspfeiler abgestützt. Wegen der erkannten Labilität dieses Felspfeilers wurden in den Abrißspalten Meßmarken zur Bewegungskontrolle versetzt und in der Talebene eine engere Bauverbotszone (Streubereich) und eine weitere Gefährdungzone (Druckzone; Bauauflagen) ausgewiesen und seither eingehalten. Wesentliche Bewegungen sind in den vergangenen 30 Jahren nicht festgestellt worden.

Vom Breiten Berg zum Klienfelsen und bis Unterklien:

Der den Bergsturz liefernde Breite Berg (früher Kienberg genannt) ist ein stirnwärtiges Element der Säntis-Decke. Er scheint die strenge Falten-Ordnung der südlicheren Gebiete nicht mehr mitzumachen und macht sich tektonisch selbständig, was durch das gewaltige Anschwellen der Berrias-Valang-Kalke bei einer reduzierten Ausbildung des Kieselkalkes und der Drusberg Schichten begünstigt worden sein mag. Letztere verursachten mit dem Kieselkalk zusammen eine Stufung in der Wand: den sogenannten "Satz". Späte Flexuren um eine NNE-Achse, wie sie 1-2 km westlich bei der Unter- und Oberklien auch auffallen, vermindern in der westschauenden südlichen Wand des Breiten Berges die Transparenz der Tektonik. Das in diesem Wandteil etwa auf halber Höhe durchlaufende Waldband, welches sich in die Gipfelmulde fortsetzt, markiert eine Synklinale mit Gault und Amdener-Schichten. Noch schwer zu deuten ist, was die saigere Schichtlagerung der untersten Wandteile im Fallbach bedeutet und in diesem Zusammenhang, ob und in welcher Form Relikte eines Liegend-Schenkels vorhanden sind. H. BERTLE, nur teilweise folgend A. HEIM (Abb. A 2, A 7), hat vermutlich soeben den richtigen Weg gewiesen!

Der Breite Berg setzt die Felswände des Karren von Nordosten her fort, hat jedoch keine klaren Fortsetzungen nach Süden, wenn man vom nach 300 m anschließenden, sehr bescheidenen und stark gestörten Haldenköpfe absieht.

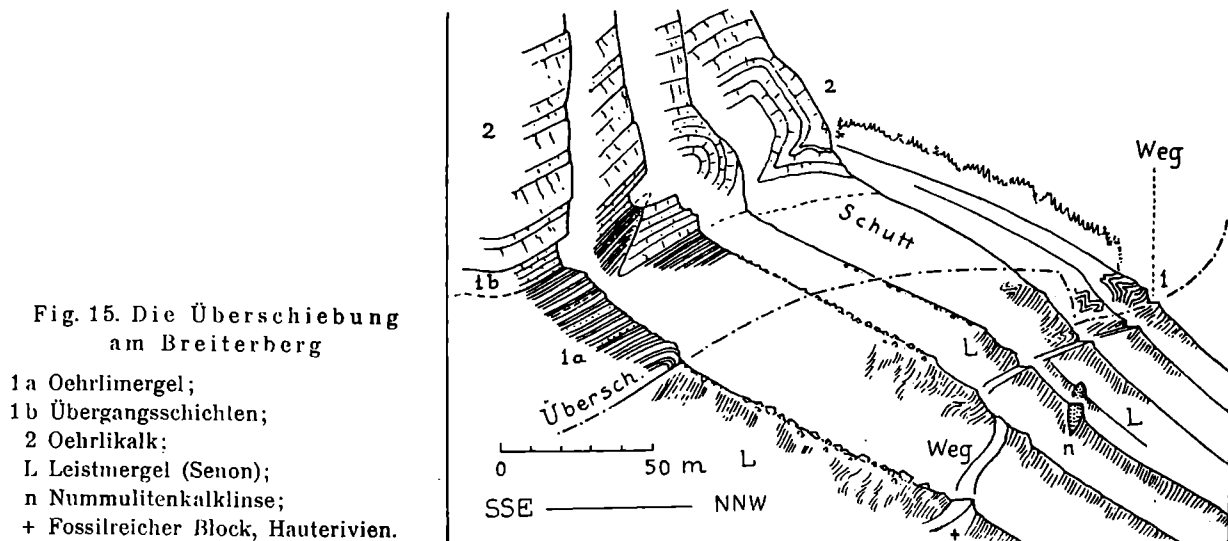


Abb. A 7: Aus A. HEIM et al. 1986, S. 177: Die Nummulitenschichten befinden sich nach R. OBERHAUSER 1983 teilweise in Mergeln des Eozän.

Gleich nach dem Satzbach stoßen wir auf das Nordende der tektonisch invers gestellten Klienfelsen, welche im Rahmen von Steinbruchaktivitäten durch Erschließungswege- und Stollenbauten sowie durch Hangschuttabbau hier nun besser zugänglich wurden. So konnte oben im Bereich der Steckenweg-Quelle jene Nordost-Südwest laufende Störung genauer erkundet werden, die das Gebirge gegenüber der Falte von Hohenems um etwa 500 m absetzt und damit verursacht, daß die Erosion diese Falte hier bis auf ihren Liegend-Schenkel abtrug. Das neben dem Valangien hier anstehende Nummuliten-Eozän konnte bis auf 480 m Seehöhe hinab bis an den Satzbach heran verfolgt werden. Diese Nordost streichende Störung und die Ostnordost streichende Talrand-Felswand laufen am unteren Aufschlußende spitz aufeinander zu, was durch Nordnordost laufende und nach Osten abstaffelnde Blätter noch unterstützt wird. Letztere am neuen Steinbruch-Erschließungsweg einmeßbaren Störungen (N 20 E, 65°E, N 30 E, 80°E) bringen den Kieselkalk und das Valangien rasch zutal und bewirken, daß diese Gesteine hier an Seewerkalk und Gault abstoßen (vgl. Abb.). So kann nicht wundernehmen, daß sich diese Felswand nach Nordosten ins Nichts verliert.

Nord-Süd-Kulissenschnitte durch das Nordende der Klienfelsen (Inversscherkel der Hohenemser Falte) im aufgelassenen Steinbruch Gstöhl; in einem früheren Abbaustand im Jahre 1971/72.

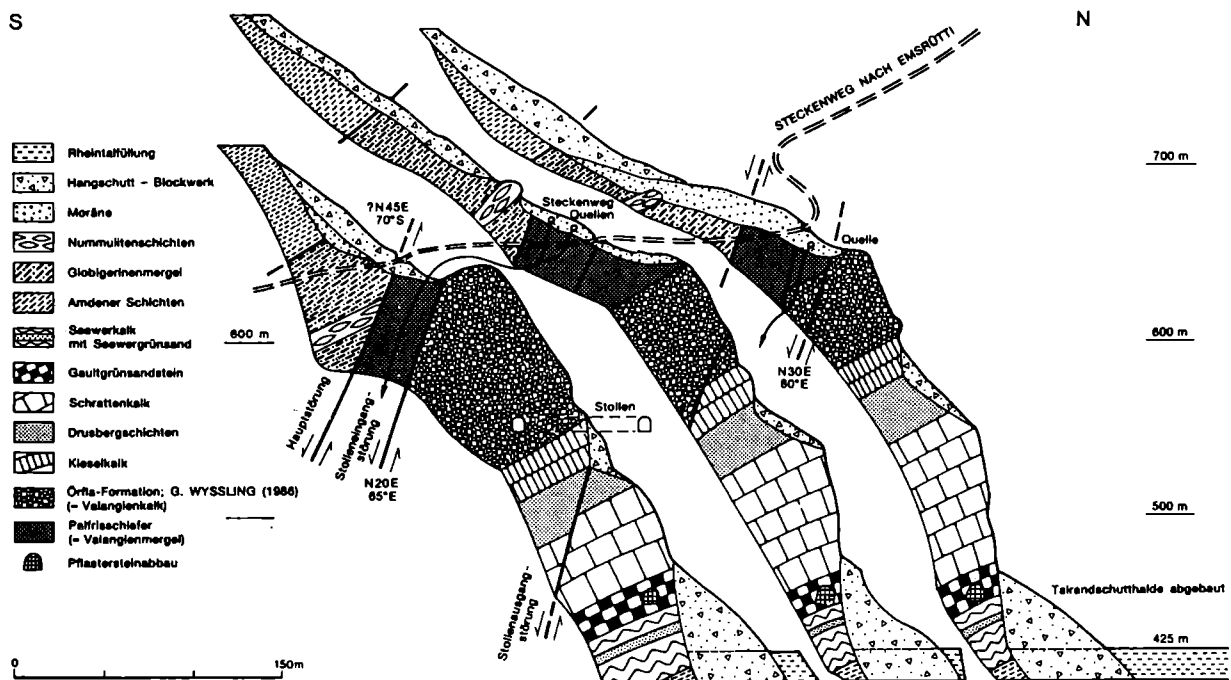


Abb. A 8

Im hier exponierten nördlichen Faziesbereich des Vorarlberger Helvetikums dominiert die Kalkentwicklung gegenüber der Mergelentwicklung, daher ist das dunkle Mergelband der Drusbergschichten nur noch wenig mächtig. Im Gaultgrünsandstein wurde früher Material zur Herstellung von Pflastersteinen und von Wetzsteinen in Steinbruchhöhlen abgebaut, von welchen hier noch Relikte zu sehen sind.

Der Gault und Seewerkalk mit inliegendem Seewergrünsand wurden hier zuletzt von K.B. FÖLLMI, (1981, 1986) untersucht und letzterer vom Cenoman mit Schichtlücken bis ins Coniac und ins tiefe Santon aufsteigend eingestuft (vgl. Abb. A 11).

Längs der Felskulisse weiter nach Südwesten kommen wir in den heute noch aktiven Steinbruchbereich, für den G. CSASZAR einen Beitrag zur Verfügung stellen konnte; zunächst die Situation, wie sie A. HEIM 1933 vorfand:

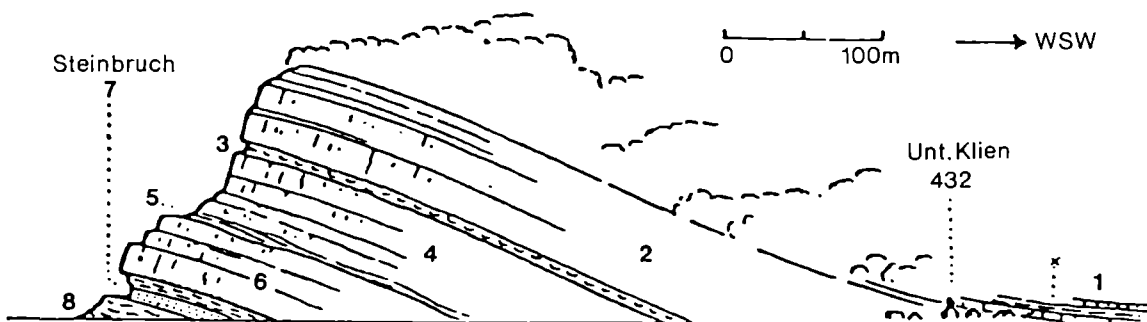
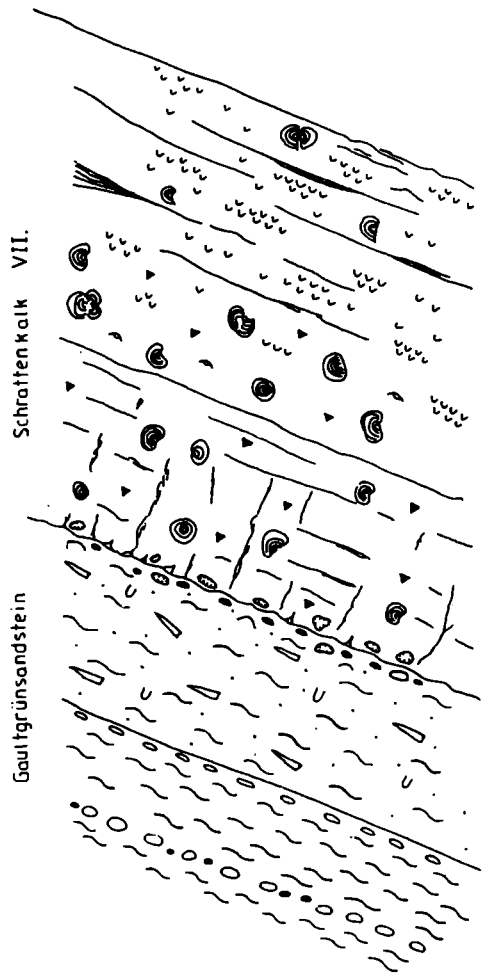


Abb. 3: Die verkehrte Schichtfolge von Unter-Klien, Falte von Hohenems (Aus A. HEIM et al. 1933, Seite 175, mit Veränderungen der stratigraphischen Deutung).

Längsprofil-Ansicht

1. Braungraue Mergel der Drusbergschichten, mit Kalkbänken, darin Echiniden, 2. ca. 50 m Unterer Schrattekalk: oolithischer bis dichter Kalk;
3. 7 m *Alectryonia*-Bank, fossilreich; braun angewitterter rauher Kalk;
4. Mittlerer Schrattekalk ca. 40 m Oolith und Echinodermenkalk; 5. Mergeliges Band, zerdrückt, 6. 40–50 m Oberer Schrattekalk; 7. ca. 20 m Gault, Albien, übergehend in 8. Seewerkalk mit inliegendem Seewergrünsandstein.

Abb. A 9: Aus R. OBERHAUSER et al. 1979, S. 15; heute durch Steinbruchtätigkeit stark verändert, bezüglich Mächtigkeit vgl. G. CSASZAR



0 1 2 km

- Aleurolit Mergel
- Spärliche Kalkmergelschotter
- Glaukonitischer Sandstein und Mergel
- Tonige Schichtenfugen
- Biodetritische Linsen
- Rudistein
- Andere Muscheln
- Brachiopoden
- Algenkolonien
- Bloturbation
- Phosphoritknollen
- Pyritknollen
- Belemniten

Abb. A 10: Von G. CSASZAR: Verbindung zwischen Schratzenkalk und Gault der Klienfalte am südwestlichen Ende des Rhomberg Steinbruchs in Unterklien (invers gestellt)

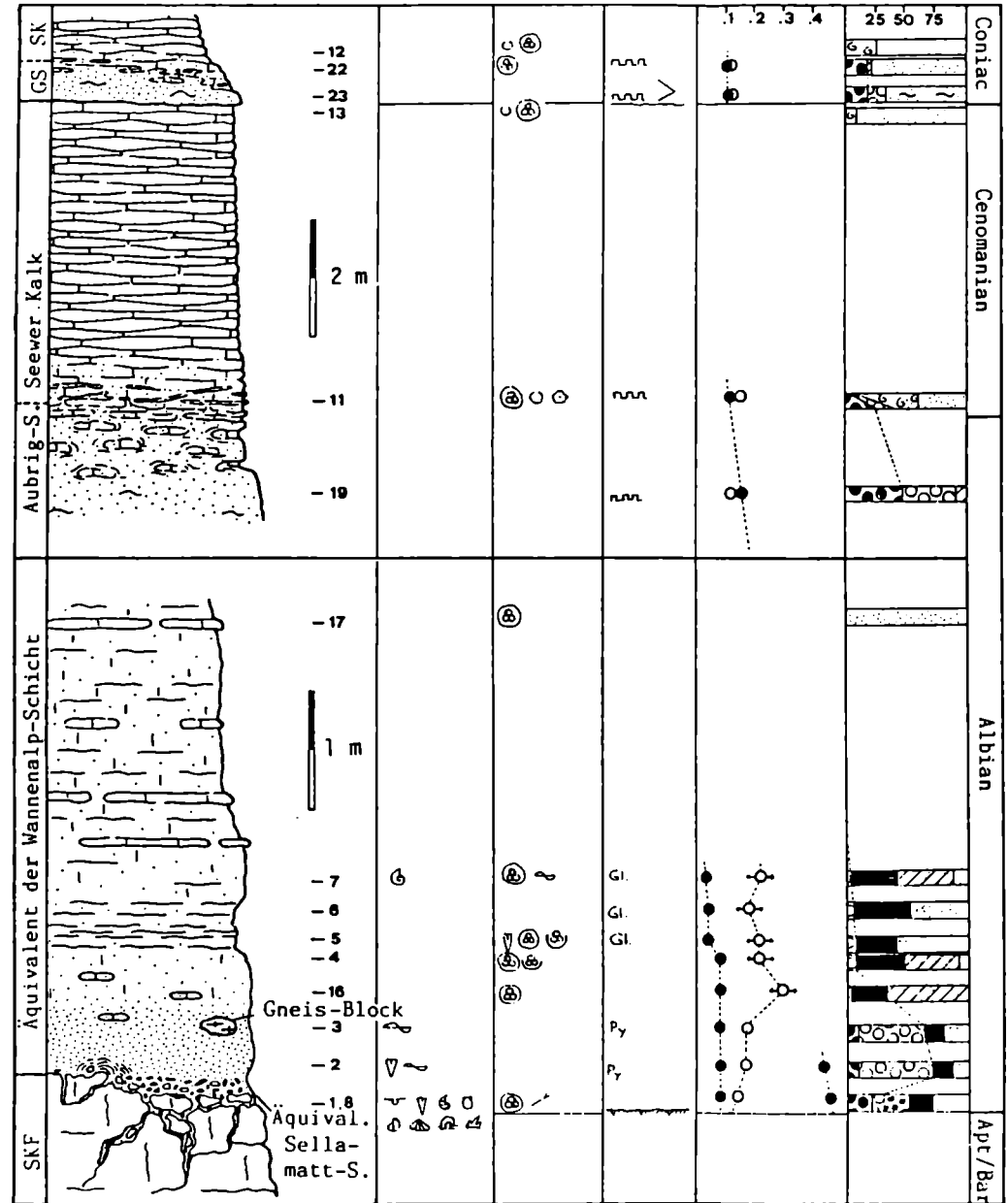


Abb. A 11: Von K. FÖLLMI 1986: SK=Seewerkalk, GS=Grünsand, SKF=Schrattenkalk

G. CSASZAR berichtet folgendes über den Schrattenkalk: Im Steinbruch Rhomberg in Unterklien, im zwischen Hohenems - Dornbirn das Rheintal rahmenden Bergzug ist in der steilen Felswand, in umgekippter Lage eine durch die ganze Kreide reichende Schichtfolge bekannt. Bei Unterklien wird der jüngere Teil der Schichtfolge, d.h. der Schrattenkalk, der Gault und der Seewerkalk durch den Steinbruch Rhomberg mit hoher Produktionskapazität aufgeschlossen (Abb. A 9, A 12).

Im höchsten Horizont des Steinbruchs ist mit 8 m als ältestes Gestein mit **Schichten Nr. 67 - 65** ein dunkelgrauer, flaseriger, bioturbierter Kalkstein der **Drusberg-Formation** mit 8 m aufgeschlossen. Er zeigt einen höheren Kalkgehalt als gewöhnlich, tonige Schichtenfugen und -linsen und führt linsenförmige, kleine Brachiopoden.

Der sich aus den Drusbergschichten mit stufenweisem Übergang mit Aufhören des flaserigen Gefüges sich entwickelnde etwa 120 m mächtige **Schrattenkalk** kann - auf Grund der lithologischen Merkmale und der makroskopisch erkennbaren, wechselreichen Fossilführung - im Gegenteil zur 5-gliedrigen Aufteilung von A. HEIM (Abb. A 9) in sieben Einheiten aufgeteilt werden. Die Mächtigkeit der einzelnen Einheiten ist, infolge der bedeutenden Faziesänderung, auch innerhalb des Steinbruchs, in hohem Maße veränderlich.

Die älteste, 15 m mächtige **Einheit I (Schichten 64-59)** ist von mittelgrauer und dunkelgrauer Farbe und besteht aus einem gegen die älteren Schichten etwas toniger werdenden, bioturbierten, überwiegend gut sortierten, feinkörnigen Kalkstein, mit einem einzigen Ostreen-Horizont (Schicht 61). Die Einheit kann entlang der Steinbruchstraße untersucht werden. Das in Dünnschliffen beobachtbare Gefüge ist von biopelmikrospätiger ("packstone") Struktur. Die Hauptmasse des bioklastischen Materials ist von echinodermatischer Herkunft, mit welchem sich in den jüngeren Schichten eine artenreiche, kalkig agglutinierende, benthonische Foraminiferengemeinschaft assoziiert.

Die invers unterlagernde **Einheit II (Schichten 58 - 52)** ist ein 14 m mächtiger, hellgrauer, dickbankiger, oder massiger, stylolithischer, fein- oder grobkörniger, bioklastischer, schwach ooidischer Kalkstein. In seinem Gefüge vom "grainstone"-Typ wechseln sich biointrapätige und biopelspätige Gefüge sowie Übergänge zwischen beiden. Als dominantes Element der Bioklasten gilt auch hier das Echinodermaten-Bruchmaterial; es sind aber sowohl die benthonischen, kalkigen (hauptsächlich Miliolidae), als auch die agglutinierten Foraminiferen gewöhnlich. Zum ersten Mal mit Schicht Nr. 56, und auf diese begrenzt, wird hier *Orbitolina* häufig, mit begleitendem Schwamm-Bruchmaterial aus der Gruppe der *Inozoa*. Es können noch das Muschel-schalen-Bruchmaterial und fallweise auch Bryozoenkolonien erwähnt werden. Die Algen sind außerordentlich selten: *Salpingoporella* cf. *annulata* und *Etelia alba* (Bestimmungen von J. BODROGI).

Als dritte, charakteristische und hervorhebenswerte **Einheit III (Schichten 51-44)** gelten die 9 m mächtigen *Loph-*, oder, unter dem alten Namen *Electryonia*-Schichten, die in der Wand deutlich zu erkennen sind. Das vorherrschend dunkelgraue, manchmal fast schwarze, in hohem Maße tonige Kalkstein-, oder Kalkmergelgestein enthält in einer gesteinsbildender Menge Schalen von *L. rectangularis*, außerdem einige Brachiopoden- und Ostracodenschalen und, hauptsächlich in den älteren Schichten, sind auch Algen- und Schwammkolonien mit einer Größe von einigen cm häufig. Manche der obigen Faunenelemente bringen, kleinere oder größere Linsen bildend, auffälligere Gesteinstypen zustande. Im mittleren Abschnitt des Profils lagert mit Schicht Nr. 46 ein grobbioklastischer, verhältnismäßig makrofossilienarmer Kalkstein, der nach oben und nach unten einen gleichen, stufigen Übergang aufweist. Als ein eigenartiges Element dieser Einheit gelten die eingeglittenen Gesteinsblöcke verschieden von Lithologie und Abmessungen von 20 x 30 cm über 7,0 x 1,6 m bis 10 x 2,2 m.

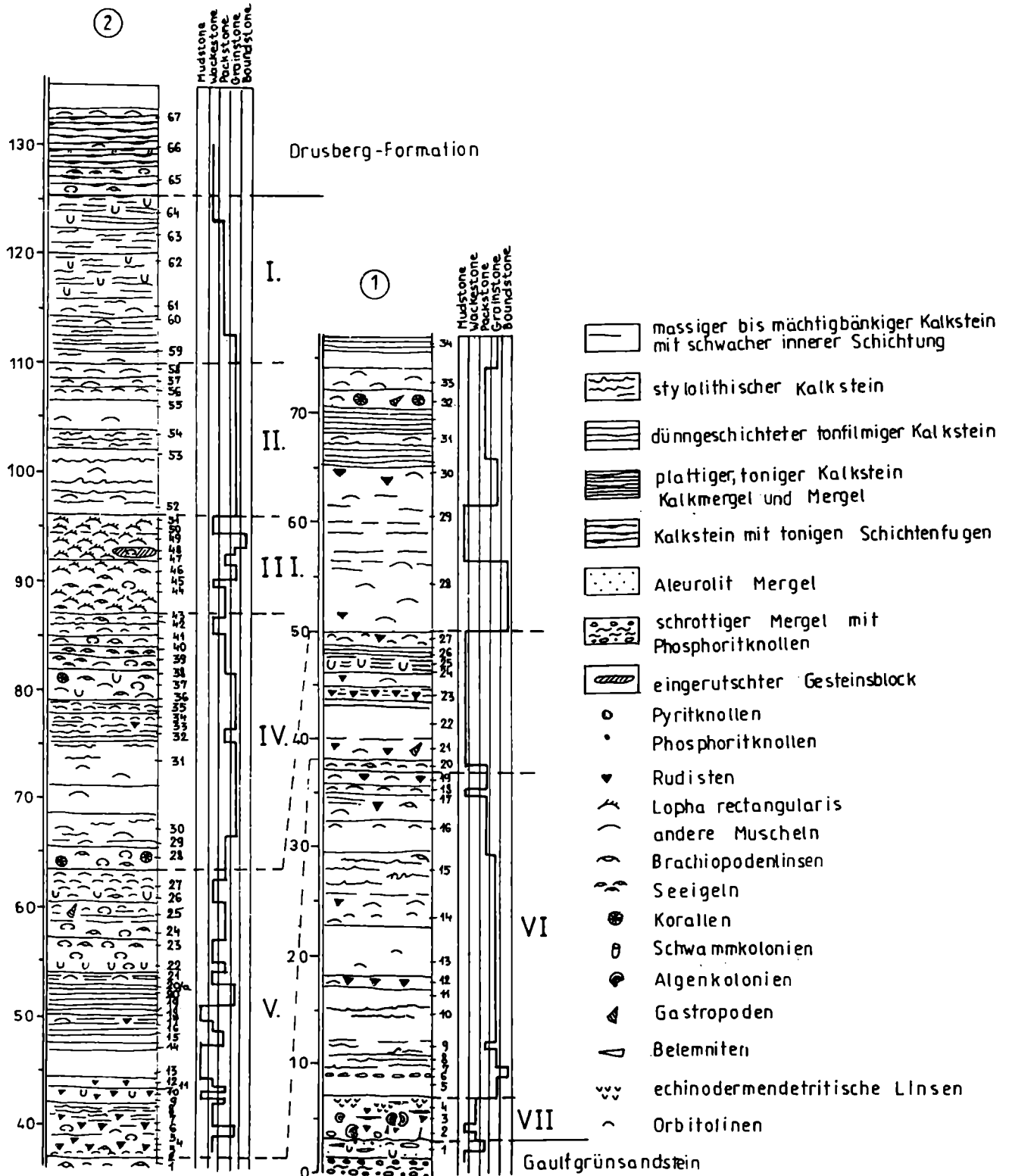


Abb. A 12: Von G. CSASZAR: Schichtsäule und Dünnschliffbild des Schratenkalkes neben dem Rhomberg Steinbruch (1) bei Unterklien und im Steinbruch selbst (2)

Einer ist eine aus kleinen Molluskenschalen bestehende Lumachelle, ein anderer ein mittel- und grobbioklastischer Ooidkalkstein (Schicht Nr. 48) mit einigen Brachiopoden, Muschelschalen-Bruchstücken, Bryozoen und Algenkolonien. Hinsichtlich des Mechanismus der Entstehung liefert der im gleichen Horizont befindliche weitere Gesteinskörper wichtige Hinweise, indem er außer der Tatsache, daß er sich ebenso wie die vorigen, vom Speichergestein mit einer scharfen Kontur trennt auch andere Eigenarten zeigt. Im Gegensatz zur allgemeinen Neigung von $140/8^\circ$ im Schrattenkalk beträgt diese im gut erkennbar geschichteten, bioklastischen Kalkstein plötzlich $265/55^\circ$. Diese Schichtung (also keine Kreuzschichtung!) wird auch durch eine Brachiopoden-Libelle bewiesen! Erwähnenswert ist ferner auch eine den Gesteinskörper mit einer Neigung von $130/37^\circ$ durchquerende Anhäufung von *Ostrea-Lumachelle*.

Im Einklang mit dem abwechslungsreichen, makroskopischen Bild zeigt auch das Dünnschliffbild bedeutende Unterschiede: vom intrabioklastischen Gefüge ("grainstone"), über das pelletitische-biomikrospätige ("packstone") bis zum biomikritischen ("packstone und boundstone") kommen vielerlei Gefügetypen vor. Aus dieser auch mikroskopisch abwechslungsreichen Gesteinsgruppe ist hervorzuheben, daß die Häufigkeit der Echinodermaten-Bruchstücke hinter der der Muschelschalen zurückbleibt. Beträchtlich ist die Menge der Bryozoen und fallweise auch *Corinella* (Inozoa, Bestimmung von S. KOVACS), *Sphinctozoa*, die Alge *Salpin-goporella* ferner, unter den Foraminiferen *Neotrocholina friburgensis*.

Die 23,5 m mächtige **Einheit IV (Schicht Nr. 43-28)** ist in der Wand gut sichtbar und besteht aus einer relativ reichen Fossiliengesellschaft (hauptsächlich in den Schichten 43-37, 28) enthaltendem Kalkstein. Er zeigt intraklastisches biomikritisches, oder pelbiomikrospätiges, d.h. größtenteils "wackstone"-Gefüge. Das Intervall zwischen den beiden ist von einem bioklastischen, ein wenig ooidischem, "grainstone"-Gefüge (intrabioklastisch oder pelbioklastisch).

Unter den Makrofossilien zeichnen sich durch ihre Häufigkeit, die linsenartig angereicherten Brachiopoden der Schichten 40-38 aus, laut der Bestimmung von A. VÖRÖS: *Lamellaerhynchia gillieronii*, *Sellithyris* cf. *sella*, *Loriolithyris* cf. *russillensis*, *Symphythyris*? sp., *Tamarelle* cf. *tamarindus*, *Rugitelata*? sp. und *Terebratulida* indet.

Die Schicht 28 zeichnet sich durch ihre Schwamm-, Korallen- und Algenkolonien aus. Die häufigsten, auch makroskopisch erkennbaren Fossilien sind das agglutinierte Benthos (hauptsächlich Orbitolinen), die kalkigen, benthonischen Foraminiferen (hauptsächlich Miliolidae), die Echinodermaten-Schalenelemente, die Bryozoen-Kolonien, Muschelschalen-Bruchstücke (darunter auch Rudistenschalen), ferner größtenteils im oberen Drittel dieser Einheit, auch Algen- und Schwammkolonien (hauptsächlich Inozoen).

Die am stärksten pelitische **Einheit V** des Schrattenkalks ist 26,5 m mächtig (**Schichten 27-1**). Ihre charakteristischen Gesteinstypen sind der gut geschichtete, bankige, mittelgraue, feinkörnige, tonige Kalkstein und der dunkelgraue Kalkmergel, seltener aleuritische Mergel (Schichten 21 und 13). Die dickbankige, oder massige, schlechtsortierte, grob bioklastische Kalksteinvariante erscheint in Form einer Zwischenlagerung zwischen zwei stärker pelitischen Horizonten. Ihre makroskopische Fossiliengesellschaft ist abwechslungsreich und ungleichmäßig verteilt.

Die älteste Schicht dieser Einheit besteht aus einem an Orbitolinen angereicherten Kalkmergel, auf welchen (bzw. im Profil: unter welchen) mit einem Übergang aus bioturbirten Kalkmergeln (Schicht 26) ein Kalkstein mit Seeigelstacheln und

Brachiopoden (laut A. VÖRÖS *Lamellaerhynchia renauxiana* und *Terebratulida*) folgt. Die jüngsten 6 m (Schichten 11-1) sind durch eine verhältnismäßig große Menge von winzigen Rudisten gekennzeichnet, welche - laut der Bestimmung von L. CZABALAY - größtenteils aus *Toucasia carinata* bestehen. Außer diesen können auch einige *Toucasia londs-dalei* beobachtet werden.

Die in ihrer Gesellschaft vorkommenden Brachiopoden sind laut A. VÖRÖS *Lamellaerhynchia gillieronii*, *L. cf. multicostata* und *Sellithyris cf. sella*. Als dominanter mikroskopischer Gefügetyp gilt in einer Reihe von Varianten der "wackstone"-Typ, häufig ist der "packstone"; es sind aber weder der "mudstone" (nur hier), noch sogar der "grainstone" selten. Die kennzeichnendsten Elemente der mikroskopischen Fossiliengesellschaft sind die benthonischen Foraminiferen, hauptsächlich die kalkigen Formen wie *Miliolidae*, häufig kommt aber auch die agglutinierte Gesellschaft und am Boden und im inversen Dach der Einheit wie erwähnt, *Orbitolinidae*. Von einer veränderlichen Häufigkeit sind die Schalenelemente von Rudisten, ferner die Bruchstücke von Ostracoden, Cadosinen und *Dasycladales* sowie *Salpingoporella*.

Eine entlang der Felswand durchgeführte Untersuchung der beiden letzten Einheiten bekräftigt die Tatsache einer kraftvollen lateralen Faziesänderung. (siehe Abb. A 12). Demnach beträgt die Mächtigkeit der pelitischen Einheit (V) im Profil längs der Felswand anstatt 26,5 m nur 12 m, dagegen hat die Mächtigkeit des makrofossilienarmen, bioklastischen Kalksteins in der Einheit Nr. IV beträchtlich zugenommen. Die Mächtigkeit der den Korrelationsgrund für die beiden Profile liefernden Orbitolinenschicht nimmt in Richtung von SW nach NO von 1 m auf 20 cm ab.

Die **Einheit VI** besteht aus einem 30 m mächtigen und grauen, bankigen und manchmal massigem Kalkstein mit veränderlicher Korngröße, bioklastischem Gefüge, mit Tonfilmen und Tonschichtfugen. Diese Einheit ist verhältnismäßig makrofaunenarm: wenig Rudisten, andere Muscheln und Brachiopoden, ferner, hauptsächlich in den älteren Abschnitten, mit häufigen Orbitolin-Durchschnitten. Ihr Gefüge im Dünnschliff zeigt größtenteils "grainstone"- und untergeordnet "packstone"-Typ. Als häufigste mikroskopische Fossilien gelten die kalkigen, benthonischen Foraminiferen, hauptsächlich *Miliolidae*, darunter *Nummoloculina heimi*. Unter den ähnlich häufigen, aber artenreicheren, agglutinierten Foraminiferen können, neben *Orbitolina*, die *Textulariidae*, *Saubaudia minuta*, *Debarina hohaunerensis*, *Nautiloculina bronnimanni* und *Valdachella decourti* erwähnt werden.

Häufig sind die Muschelschalen- - darunter Rudisten- und Echinodermaten- Bruchstücke, die Ostracoden, Cadosinen, ferner abwechslungsreiche Arten von Algen, unter diesen auch *Salpingoporella sp. (genesis-mühlbergi)*.

Das ältere Teil der jüngsten, kaum 4 m mächtigen **Einheit VII** der Schrattenkalk-Schichtfolge (vgl. Abb. A 10,) besteht aus Kalkstein mit Bioklastlinsen, spärlich mit Algenkolonien, Tonfilmen und Tonschichtfugen, die jüngere Hälfte dagegen aus Kalkstein von aphanitischer Struktur, mit dicht vorkommenden Algenkolonien, Rudisten und mäßig mit Brachiopoden, Korallen und Bryozoen. Kennzeichnend ist die flaserige, manchmal knollige Struktur, besonders in der Nähe vom Kontakt mit der nächsten Formation, wo - in mehr dezimetrischen Klüften- ferner in von Bohrorganismen zustandegebrachten Hohlräumen Material des Hangenden (infolge Inversstellung Liegenden) eingedrungen ist. Deswegen und auch wegen der Basis-schuttmaterialien des nächsten Sediments kann die Grenze zwischen den beiden Bildungen fallweise nur unsicher gezogen werden. Längs der Grenze sind Pyritknoten und Phosphoritknollen häufig. Als kennzeichnendes Dünnschliffgefüge dieses

Teils der Einheit gilt der "wackstone"-Biomikrit. Aus ihrer Fossiliengesellschaft sind die *Salpingoporella*-Arten erwähnenswert. Die obig erwähnten Brachiopoden (hauptsächlich *Lamellaerhynchia cf. multicosata* und *Sellithyris sella*) weisen auf ein barremisch bis unteraptisches Alter des Schrättkalkes von Unterklien hin.

Im Liegenden des Schrättkalkes lagert - mit Sedimentationslücke - ein schon zum Gaultgrünsandstein gehörender, grüngetönter, dunkelgrauer Mergel, in dessen anderthalbmetriger glaukonitischer Basisschicht Belemniten-Rostra, Bioturbationspuren und in der unmittelbaren Nähe von der Grenze einige Molluskenarten, ferner Pyrit- und Phosphoritknollen häufig sind.

Von Unterklien nach Oberklien: Auf der Weiterfahrt beachte man, daß jener Bach, der den Schuttkegel geschüttet hat und auf dem die Parzelle Unterklien liegt, seit längerem seinen Lauf geändert hat und nun in einer Schlucht durch das südwestliche Bruchende zu Tal kommt, ohne jedoch seither einen auffälligen, neuen Kegel zu schütten.

Auf dem fossilen Schuttkegel ansteigend, nähern wir uns rasch einer Position wo inverser Schrättkalk unter die Rheintalalluvionen abtaucht. So kommt die Austernbank, von etwa 30-35 m unterhalb der invers gestellten Schrättkalkbasis im Steinbruch, hier zutal und kann in dem durch den Schüttmaterial-Abbau zurückgesetzten, bewaldeten Talrand gegenüber dem Bauernhof, Unterklienstraße 21 unter einem Felsdach von etwa 7 m Überhang besichtigt werden. Bis 7 m mächtig beinhaltet sie im raschen Wechsel bis zu 2 m anschwellende Packungen aus Muschelschalen und zwar vorwiegend vom Kammaustern (*Lopharectangularis*), der dritten Einheit (Schichten 51-43) von G. CSASZAR entsprechend.

Dieses plötzliche Abknicken der Felswand durch eine um eine N-NNW Achse pressende Flexur, erfolgt in der gleichen Weise wie vorher, an der westschauenden Wand des Breitenberges und wir werden auch in Oberklien mit ihr konfrontiert werden, wo nachfolgend die ältere Unterkreide betroffen ist.

Bei der Weiterfahrt von Unterklien nach Oberklien beachten wir an der tiefsten Stelle zwischen den Schuttkegeln der Klien-Bäche eine Pumpstation der Wasserwerke Dornbirn, welche die in der Talrandschutthalde neben den Rheintalsee-Verlandungssedimenten zirkulierenden, sauerstoffreichen Bergwässer abpumpt.

Wir besuchen hinter Oberklien, den Fahrweg zur Neuen Welt hinaufgehend, jene Stelle, wo die vorher erwähnten, spätektonischen Abknickfaltungen einen vorher schon sählig invers liegenden Faltschenkel noch einmal um 30° ins Westfallen verbogen. Nachdem aus dem Bereich dieser Felsnische heraus etwa 500.000 m³ an Grundmoräne und Hangschutt für die Autobahnschüttung weggeführt wurden, war ein bis dahin etwa zu zwei Dritteln in diesem Schutt vergrabener Felskeil, der durch alte Störungen gegen das Gebirge abgesetzt war, aus dem Gleichgewicht geraten. Aber erst viele Monate nach Abschluß des Abbaues und ohne witterungsbedingten Anlaß kam der Berg in Bewegung. Dies wurde jedoch vorgemeldet durch vermehrten Steinschlag, Unruhe der am Felsen nistenden Vögel, und zu guter letzt durch die sich öffnenden Spalten, was dann im letzten Augenblick zur Evakuierung der Bewohner von Oberklien führte. Am 7.5.1971 erfolgte nach

Abgleiten auf Drusberg-Mergeln der Sturz von ca. 200.000 - 250.000 m³ Kieselkalk und Valang-Berrias Kalken. Bei einer Sturzhöhe von etwa 100 m in grobes Blockwerk zerfallend, füllte er einen Teil der vorher durch Abbaue geschaffenen Hohlform wieder auf. Da ortswärts ein Damm beim Abbau stehen gelassen wurde, kam es nur zu geringen Sachschäden und zu keinem Personenschaden. Von Füchsen und Dachsen bewohnte Spalten, waren im Abrißbereich schon vorher bekannt und setzen sich nun sichtbar in den oben verbliebenen Felsbereich hinein fort. Es wurden nach dem Bergsturz dort "Spione" eingesetzt, die bisher keinerlei Auffälligkeiten zeigen.

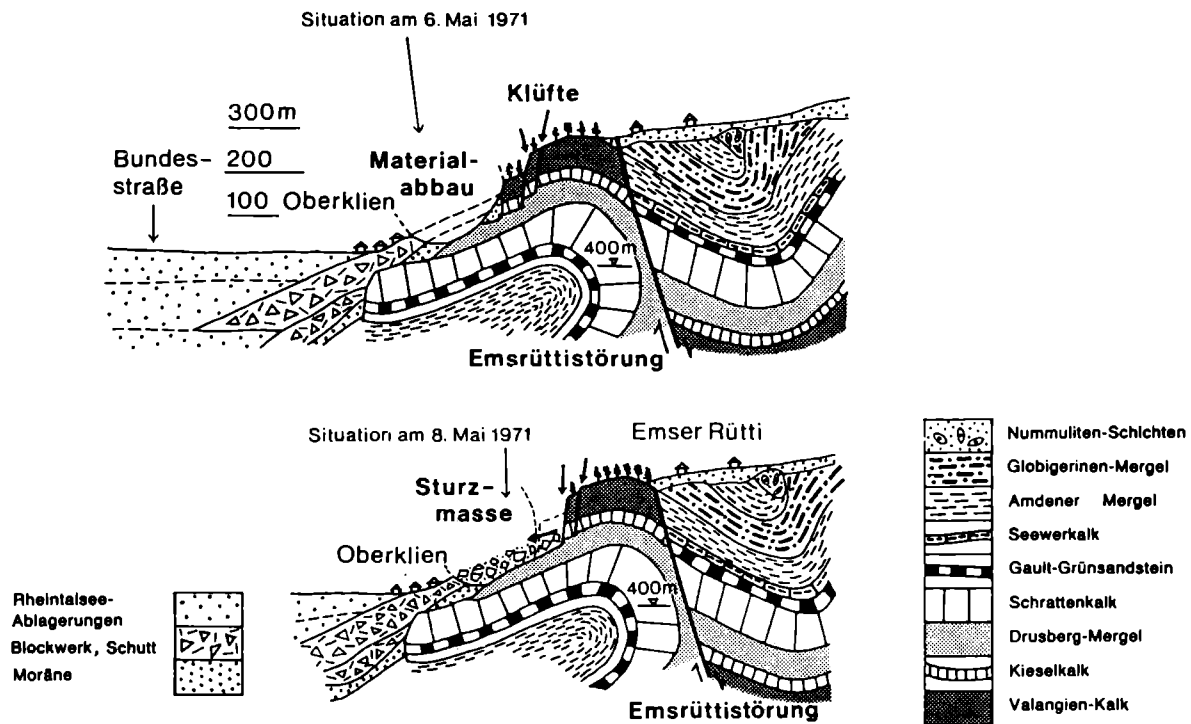


Abb. A 13: Der Bergsturz in Oberklien, Mai 1971

G. WYSSLING hat hier die Schichtenfolge sehr gründlich untersucht und dabei für die invers unter den Mittelbarreme-Foraminiferen führenden Drusbergschichten folgenden, 10 m dicken Altmansschichten des Unterbarreme unten und oben je einen Cephalopodenhorizont festgestellt. Dann folgen nach ihm 18 m Kieselkalk des Hauterive, 22 m Betlisformation des Valang s.str. und 80 m Örfilaformation des Berrias. Gemeinsam unterscheiden sich diese Flachwasserbildungen durch eine stärker bräunliche Verwitterung vom hellen Schrattenkalk. Für kleinere Geologengruppen bestünde die Möglichkeit längs eines Fußweges nach Emsrütli die von G. WYSSLING festgestellten, sedimentologischen Eigenheiten anhand beigegebter Säulen zu studieren.

Die Aufschlußfolge des Leiterweges von Emsrütli nach Oberklien nach G. WYSSLING: Von Emsrütli nach Oberklien, dem Leiterweg talwärts folgend wird der ältere Unterkreide Anteil der inversliegenden Schichtfolge seiner Hohenemser Decke durchquert. Dieses Profil (Abb. A 14) entlang dem Leiterweg zeigt im unteren Abschnitt eine markante "shallowing upward"-Sequenz, die mit den Mergelschiefern der Palfris-Formation beginnt und mit dem Karsthorizont im Dach der Foraminiferen-Algen-Kalke endet. Darüber folgen fünf weitere kleine "shallowing upward"-Sequenzen, die mit den trocholinreichen Kalken (beim Kreuz mit Gedenktafel) enden. Mit dem Einsetzen des Betlis-Kalkes muß, aufgrund der vorliegenden Sedimentstrukturen und der faziellen Ausbildung, eine rasche Zunahme der Wassertiefe angenommen werden.

Den ältesten Anteil bildet die westlich Emser Reute im Bach (Kote 650 m ü.M.) aufgeschlossene Mergelkalk/Schiefermergel Wechsellagerung (Palfris-Formation). Darunter, d.h. stratigraphisch darüber setzt die Örfila-Formation mit bioturbirten, bioklastischen und oolithischen Kalken mit dolomitischen Linsen ein. Weiter talwärts, dort wo der Wanderweg den Bach quert, ist im oberen Teil der südlich anstehenden Felsstufe eine bioklastische Oolithserie mit Kreuz- und Schrägschichtung zu erkennen. Diese basale Abfolge repräsentiert den Übergang vom Plattformabhang über den äußeren, zum zentralen, im hochenergetischen Bereich liegenden Plattformrand mit oolithischen Barrren. Die stratigraphisch darüber folgenden Aufschlüsse entlang dem Weg und im Bach zeigen Abfolgen von bioklastischen Kalken mit Einschaltungen von ruditischen Biogentrümmerkalken mit Schill-Lagen und vereinzelt dünnen Dolomitenlinsen. Die Oolithbänke besitzen oft Schräg- und Rippel-Schichtungen. Die folgenden

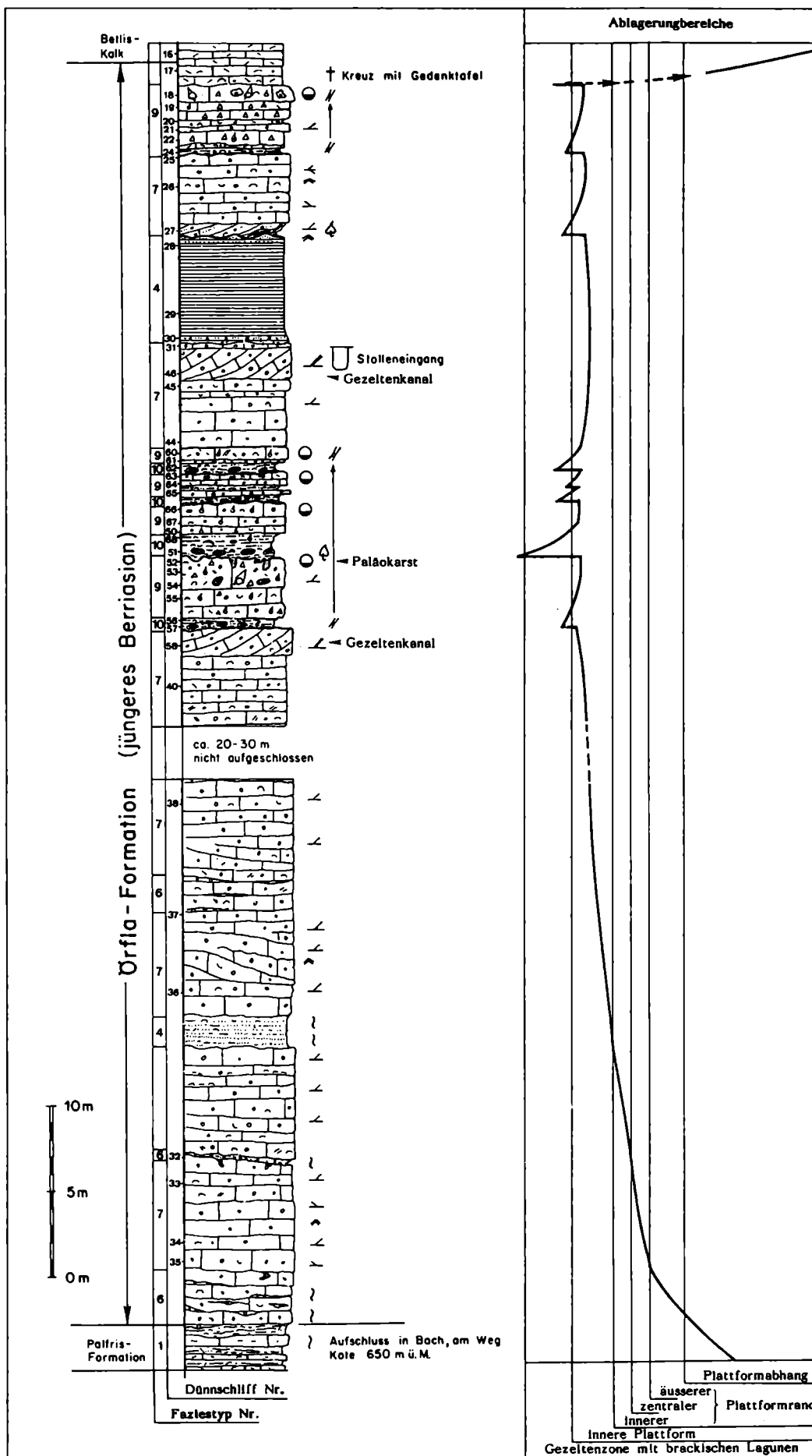


Abb. A 14: Von G. WYSSLING 1986, S. 219

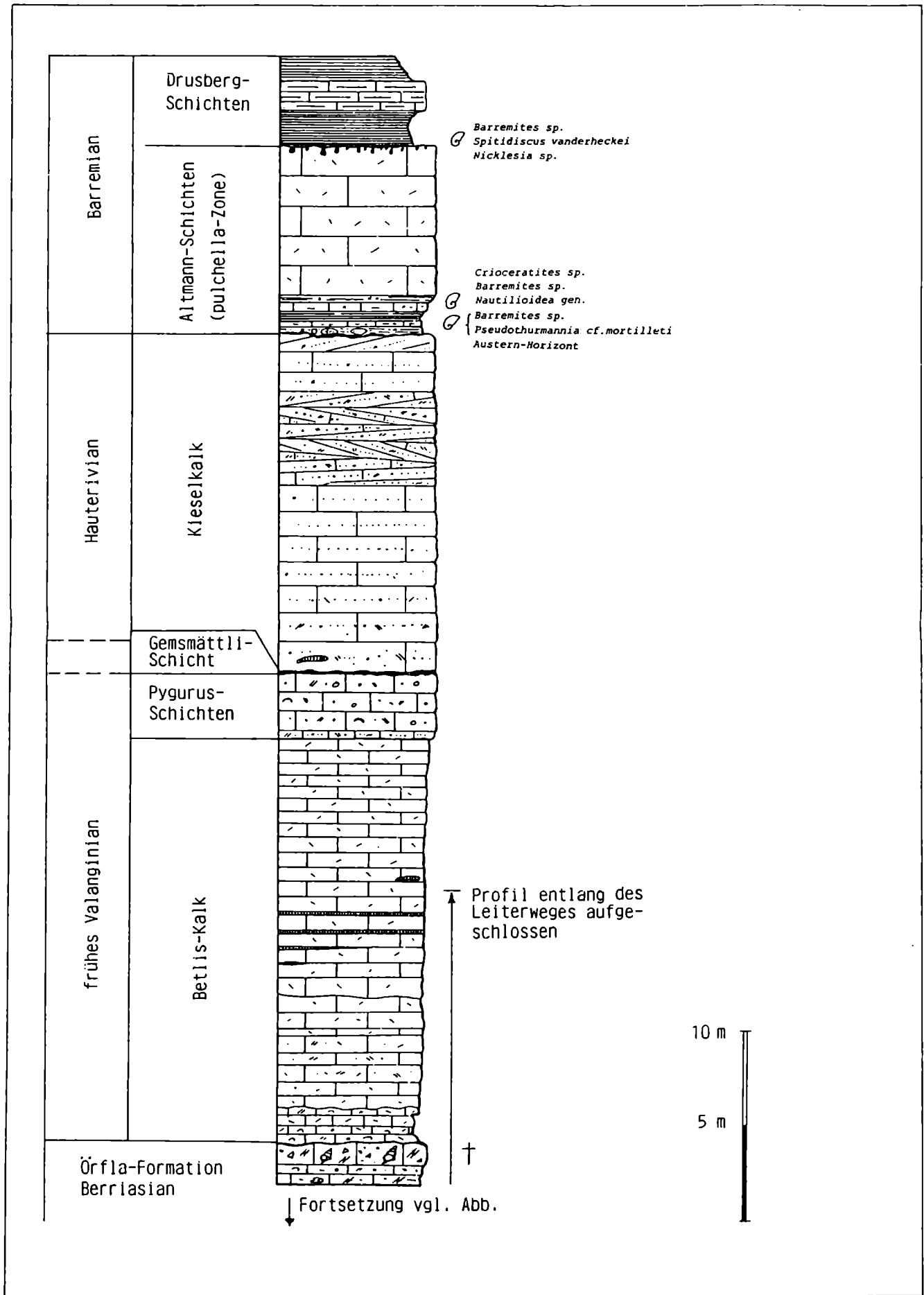


Abb. A 15: Von G. WYSSLING 1986

20 bis 30 Profilmeter sind nur im Bachtobel und dort schlecht aufgeschlossen. Erst dort, wo sich der Wanderweg der steilabstürzenden Felswand nähert, sind kurz vor der Treppe die Aufschlußverhältnisse wieder besser. Auf der Höhe der obersten Treppenstufen ist in der nördlich anstehenden Felswand eine schräggeschichtete Oolithbank –ein Gezeitenkanal– zu erkennen. Entlang dem Treppenabstieg quert man eine 10 m mächtige Abfolge von Algen-Foraminiferen-Kalken mit zurückwitternden, grasbedeckten, terrigen-klastischen Mergel einschaltungen. In diesen Kalken treten Internsedimente mit vadosem Silt auf, die Bankoberflächen sind stark verwittert und zeigen vereinzelt Paläokarst-Taschen mit terrigen-klastischen Mergelfüllungen. Während in den Kalken diese Mikrofauna (Trocholinen, *Lithocodium*, *Bacinella*, *Arabacodium*, *Pycnoporidium* und Dasycladaceen) für normal marine, geschützte Lagunen spricht, zeigt die Mikrofauna in den siliziklastischen Mergelabfolgen mit den aufgearbeiteten Lithoklasten, abgerollten *Pycnoporidium*- und *Lithocodium/Bacinella*-Klasten, den verkohlten Holzresten und den Algen (*Macroporella embergeri*, Brackwasseranzeiger!) ein Ablagerungsmilieu im Gezeitenbereich an.

Am Fuß der Treppe, beim Stolleneingang, ist ein markanter Gezeitenkanal mit 2 m hohen "foresets" aufgeschlossen. Dieser Gezeitenkanal läßt sich vom Tal her betrachtet über mehrere hundert Meter in der Felswand zwischen Oberklien und Hohenems verfolgen.

Im folgenden quert der in die Felswand gehauene Weg eine 6 m starke, feinlaminierte, siliziklastische Feinsandstein-Abfolge. Darüber folgen gut sortierte, bioklastische Oolithe mit Kreuz-, Schrägschichtung und Wellenrippeln. Kurz vor dem Kreuz sind in der der Felswand vorgelagerten Felspartie, hellgraue Kalke mit Schnecken (u.a. *Trochonatica* sp.) und Trocholinen (*T. alpina*, *T. elongata*) anstehend. Beim Kreuz vollzieht sich alsdann ein schneller lithologischer Wechsel. Die Trocholinen führenden Kalke leiten in den gelblich anwitternden, feinspätigen Betlis-Kalk über. Der gleichmäßig gebankte Betlis-Kalk zeigt vereinzelt wellige Schichtoberflächen; in die feinspätigen Bänke schalten sich vereinzelt mittel- bis grobspätige Lagen mit scharfer Untergrenze ein.

Gegen den Kieselkalk wird der Betlis-Kalk durch die 1 bis 2 m mächtige, grobsandigen Pygurus-Schichten mit der rostig anwitternden Gemsmättli-Schicht (Kondensationshorizont) im Dach begrenzt.

Die Steinbrüche am Kummern:

Wir fahren weiter zu den Steinbrüchen auf der Nordseite des Kummern. Er liegt mitten im Rheintal und wir nähern uns ihm aus der Richtung der gegen uns her nach Nordosten aufsteigenden Faltenachse. Dort ist als Hangendschenkel die Unterkreidesequenz des Götzner Gewölbes aufgeschlossen und ihr Kieselkalk wird in großen Steinbrüchen abgebaut, darüber folgen Drusbergmergel und Schratte-kalk. Durch letztere mit aufliegendem Gault-Grünsandstein wurde durch einen östlichen Vorberg (den Udelberg) die Autobahntrasse gebrochen.

Westlich als Vorberge anschließend beachten wir **Boxberg und Kadel**, wo die Steinbrüche der Rheinbauleitung umgehen und auf denen bedeutende vorgeschichtliche Stationen liegen. Ein Südwest verlaufender Bruch bedingt eine Hebung dieser Vorberge relativ zum Kummern und brachte Kieselkalk und Valang-Berrias der Gewölbestirn in Abbauposition. Der Kieselkalk gilt als das wertvollste Steinbruchgestein weitum und wird vor allem zu Wührsteinen, Splitt verschiedener Körnungen und zu Pflaster- und Mauersteinen verarbeitet. Infolge seiner Ablösung in ebenflächigen Platten und seiner großen Beständigkeit gegenüber der Witterung wurde er von altersher für Natursteinbauten verwendet.

Allgemein zeigt er ebenflächige Schichtung und die polygonale Klüftung verläuft senkrecht zu ihr. Die Anwitterungsfarben sowohl im Aufschluß als auch am Fallstück sind düster. Der Kieselsäuregehalt geht teils auf eingestreute Quarzkörner zurück, teils ist er amorph und diffus verteilt, wobei der Karbonatgehalt

meist unter 50% bleibt. Durch Verwitterung über längere Zeiträume kommt es zur Entkalkung und es bilden sich daher oft bis dm-dicke, im Inneren oft rostbraune, dunkel gefärbte Krusten aus. Auch im frischen Bruch ist Kieselkalk eher dunkler grau als etwa Schratzenkalk oder Seewerkalk, wenn man von den weißen Kluftausheilungen, die aus Kalkspat bestehen, absieht.

Am südlichen Talrand des Kummens, wo die Flachmoore am östlichen Ortsrand von Koblach zum Berg heranrücken, findet sich in der abtauchenden Schratzenkalkplatte ein aufgelassener Steinbruch mit einem Klettergarten. Er erlaubt uns, dieses, im Gegensatz zur düsteren Kieselkalk hellgrau bis weiß verwitternde Flachwassergestein anzuschlagen. Er leistet dem Hammer viel weniger Widerstand als der Kieselkalk und ritzt ihn nicht. Unregelmäßig brechend, teils oolithisch teils feinkörnig klastisch, ist er erfüllt von Fossildetritus, wobei oft schon mit freiem Auge Echinodermenspat sowie Foraminiferen wie Orbitolinen und weiße Milioliden auffallen.

GEOLOGISCHE SCHNITTE DURCH DEN KUMMEN BEI KOBLACH von R. Oberhauser 1982

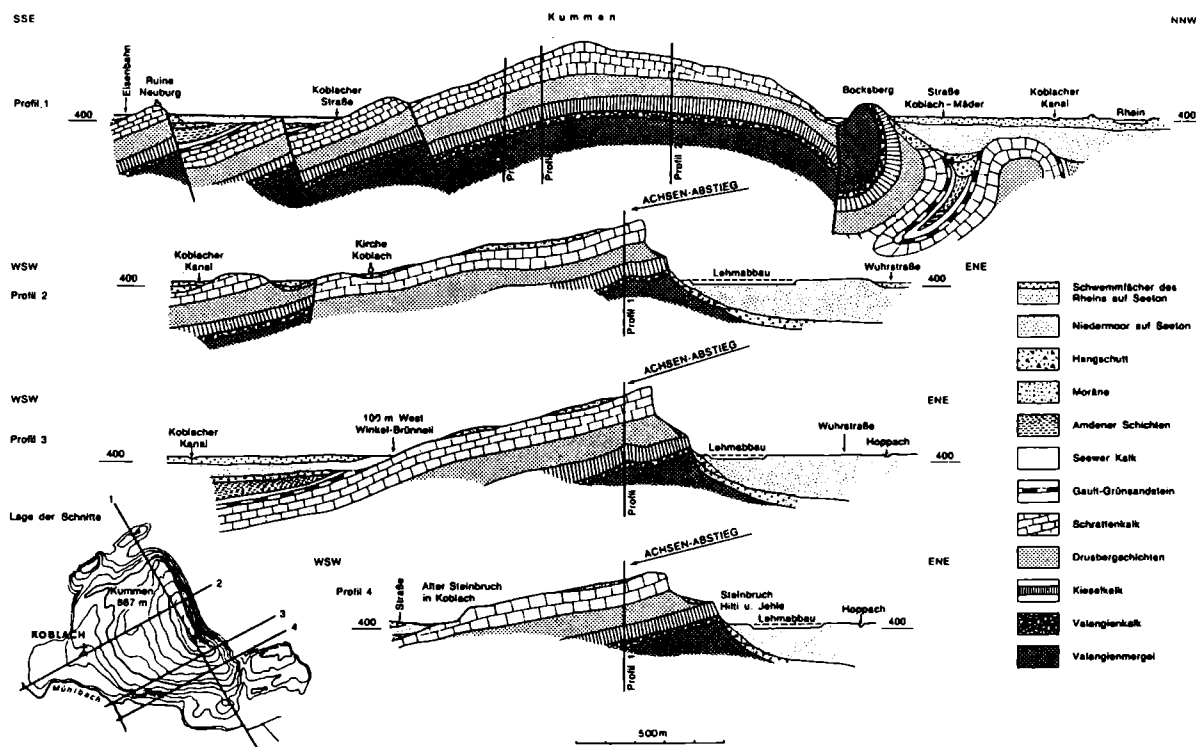


Abb. A 16: Schnitte durch den Kummens im Vorarlberger Rheintal

Weitere Exkursionsmöglichkeiten von der Ortsmitte von Hohenems bis zum südlichen Ortsende von Götzis.

Dieser unmittelbare Talrandbereich bietet leicht zugänglich, optimale Aufschlüsse in der Unterkreide der Säntisdecke, aber auch in den Jungschichtenzonen von Hohenems-Rütti. Über allem thronend liegt die Hohe Kugel mit der Liebensteiner Decke und dem Flysch.

Die Nummulitenschichten bei Hohenems wurden vom Autor schon früher vorgestellt (R. OBERHAUSER 1979, S. 13). Die sie begleitenden Mergel wurden inzwischen als bis ins Obereozän aufsteigend erkannt (-NP 16); die ganze Aufschlußgruppe soll in den Erläuterungen für Blatt Dornbirn Süd speziell gewürdigt werden.

Dies ist für den durch einen Naturlehrpfad erschlossenen Liegendschenkel des Götzner Gewölbes auf S. 60 obiger Publikation bereits mit Illustrationen geschehen und ebenso für die nachfolgende Wanderung durch den Hangendschenkel (loc. class. der Örfformation nach G. WYSSLING 1986) vom Schwimmbad Götzis (großer Autoparkplatz) nach St. Arbogast und weiter zur Ortsmitte (bis Seite 65).

Die **Hohe Kugel** erreicht man entweder nach einer Autofahrt von Götzis über Me-schach bis Millrütli oder von Klaus-Weiler über Fraxern. Letztere Route bietet besser zugängliche Aufschlüsse bezüglich des Alttertiärs (NP 5-14): vom Fraxerner Grünsandstein zum Globigerinenmergel.

Für die Gipfelpartien (vgl. Falttafel 2,3) mit prachtvollen Aufschlüssen vor allem in der Liebensteiner Decke, (loc. class. ihrer Unterkreide: Hochkugelschichten), aber auch in Wildflysch, Basisserie und Reiselsberger Sandstein, wurde eine Farbkarte 1:10.000 für das erwähnte Erläuterungsheft gedruckt und soll dort eine ausführliche Beschreibung ergänzen (benütze auch M. RICHTER 1978, S. 105-108).

Haltepunkt Straße Weiler - Fraxern (670 m), Trockental hinter der Ruine Altmontfort:

Um einen Einblick in die paraglazialen Furchensysteme zu gewinnen fahren wir von Koblach zur Ortsmitte von Götzis und durch eine randglaziale Entwässerungsrinne (welche den größeren Teil des Schuttfächers von Götzis geliefert hat) nach Klaus, zwei komplexere Kreidefalten, mit der zwischenliegenden Synklinalzone von St. Arbogast querend, und erreichen, von der Kirche Weiler in Richtung Fraxern fahrend, das nächsthöhere randglaziale Rinnensystem.

Die Untergrundgesteine gehören jener großen Synklinalzone an, welche in Vorarlberg die Säntisdecke teilt und, in welcher oberhalb Fraxern die Flyschklippe der Hohen Kugel mit unterlagernder Liebensteiner Decke erhalten blieb. Wir prüfen, die Straße etwa 300 m aufwärts wandernd, die weitgehend tektonisch selbständig vorliegende Oberkreide der Säntisdecke: tonmergelige Amdener Schichten des Coniac-Santon und stärker kalkige, Quarzsand führende, graue, unregelmäßig schieferige Wangschichten des Campan-Maastricht, welche teilweise als Felsbildner auftreten und zu einem klüftigen Blockwerk zerfallen können.

Die Wangschichten wittern hellgrau an, wirken jedoch im nassen Zustand dunkler als sonst oft ähnliche, eozäne Globigerinenmergel. Wir finden sie auch weiter nach Süden an den Rheintalhängen im Gebiet von Zwischenwasser bis zum Inselberg der Wallfahrtskirche von Rankweil, oft von Fraxerner Grünsand überlagert. Typisch sind die kleinrückigen Landschaftsformen der Wangschichten. Stark zur Zerklüftung und zu Sackungen neigend sind sie ein Hauptwasserspeicher in den sonst dichten Jungschichtenverbänden. Um die unterlagernden Amdener Schichten besser studieren zu können, fahren wir in Klaus den Klausbach aufwärts und gehen ab Straßenende etwa 100 m weiter zu einem Bruch wo Mergel für Ziegeleizwecke entnommen wurden. Geringer bzw. fein verteilter Kalkgehalt macht sie hierfür geeignet. Weil sie sich in verwitterter Form mit der Schaufel abheben lassen - und weil ihre oft leicht gewölbten und porig erscheinenden Anbrüche solche Vergleiche erlauben -- werden sie mundartlich "Leberfels" genannt.

Bezogen auf das jenseits des Ratzbaches stirnende Unterkreide-Gewölbe mit Schrackenkalk befinden wir uns hier in den überkippt anschließenden Wangschichten, auf die vor der Verfaltung ein weiteres Paket aus Amdener- und Wangschichten aufgeglitten war, das heute ebenfalls überkippt nach Nordwesten bergwärts anschließt.

Auf der **Weiterfahrt in Richtung Rankweil** böte sich am Rheintalrand zusätzlich zu den Wangschichten aus dem Inventar der Jungschichtenzonen in großer Vielfalt an: in Dafins u.a. Fraxerner Grünsand und paleozäner Lithothamnienkalk, Globigerinenmergel, Freschenschiefer, bunter Liebensteiner Kalk teilweise auch in Buchebrunnen; in Batschuns u.a. die Flyschklippen im Schulertobel (siehe Karte 1:25.000). Die Erläuterungen für Blatt Dornbirn S werden berichten.

Sehr lohnend, um die transgredierenden Globigerinenmergel des Eozän (und die überlagernde Liebensteiner Decke) zu studieren, wäre eine **Fahrt nach Furx** mit nachfolgender Wanderung nach Laterns.

Bei dieser mergeligen Ausbildung des Mittel-Eozäns (NP 13 - NP 14) handelt es sich um hellgrau bis gelblichgrau anwitternde, in nassem Zustand hellbleibende, schiefrige Kalkmergel mit schalig brechenden Fleckenkalklagen. In höheren Partien sind vereinzelt bunte Lagen und Schlieren eingeschaltet. Im hellen Anbruch wie im Dünnschliff erkennen wir Globigerinen und Globorotalien. Über den Globigerinenmergeln erkennen wir östlich und westlich der des Sattels von Furx, tektonisch aufliegende Leimernmergel mit eingeschürfter Mittelkreide, wie z.T. auch bunte Liebensteiner Kalke: die **Gipfelpartie des Alpwegkopf**; Liebensteiner Kalk ist heller als Seewerkalk und bricht splittriger. Er führt neben Globotruncanen auch Radiolarien, die tieferes Wasser anzeigen.

Prachtvoll sind auch die Drusbergschichten-Aufschlüsse an der Straße von Batschuns nach Laterns mit ihrer Kieselkalkunterlagerung in der Übleschlucht – wieder muß auf die vorbereiteten Erläuterungen hingewiesen werden.

Wallfahrtskirche Rankweil (Liebfrauenkirche):

Basilika minor seit 1986 (Ersterwähnung nach 1000) steht sie in der Ortsmitte auf einem aus dem Alluvialschutt ca. 40 m hoch aufragenden Inselberg, gebildet aus einem tektonisch isolierten Härtling aus Wangschichten, welche u.a. im Wehrgang der Kirche anstehen. Der Blick nach Osten und Süden zeigt die auf NNW-SSE schwenkenden Falten des südlichen Helvetikums, wie sie den Rätikon mit seinem kalkalpinen Deckel umgürten, um sich in die im Hintergrund jenseits des Rheintales sichtbare Alviergruppe fortzusetzen. Der zwischen Helvetikum und Kalkalpen liegende Rhenodanubische Flysch ist vor allem im waldigen Steilhang des Vorder-Älpeles oberhalb Feldkirch auffällig, wo dann als westlichstes Eck der Kalkalpen die Dreischwestern aufliegen.

Unmittelbar vor uns sehen wir den Ausgang des Valdunatales, aus dem heraus die Schmelzwässer eines Lappens des III-Gletschers in den Rheintalsee einmündeten, zur Zeit als der Rheintalgletscher nördlich von Feldkirch endete.

Im Blick auf die Schweizer Berge im Nordosten erkennt man die axial absinkende Hochkastenfalte, welche von der südlichsten Säntis-Kette herüberzieht und sich über die Rheintal-Inselberge des Kummen in die am Vormittag durchquerte Götzner Falte fortsetzt. Deutlich niedriger schließt an die Hochkastengruppe nach Norden das Bergland der Subalpinen Molasse an.

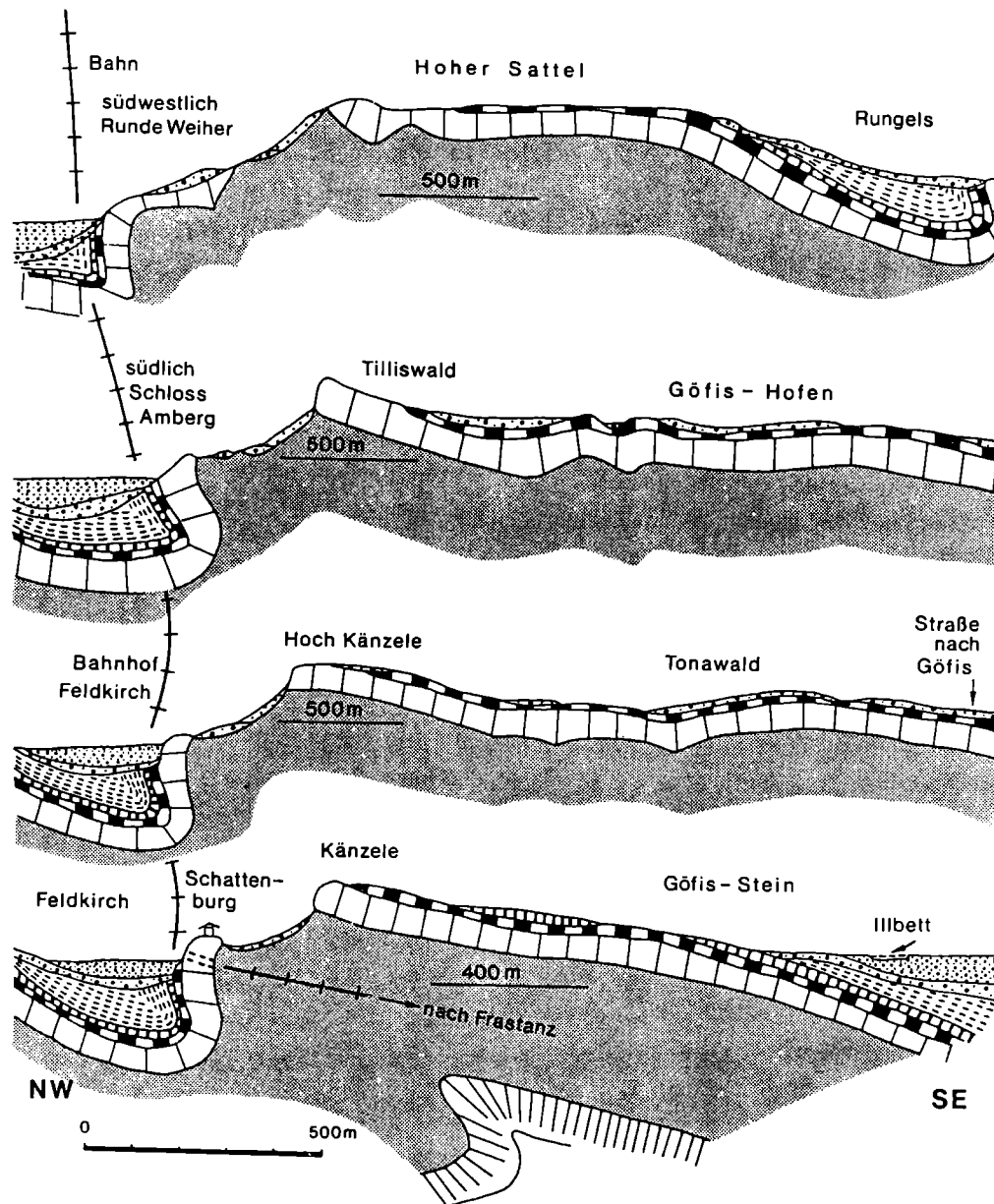
Anschließend fahren wir in Richtung Feldkirch in die Synklinalzone zwischen Ardetzenberg und dem Höhenzug Tenesserkopf - Tilliswald - Hochkänzele ein, der vom Ambergtunnel der Autobahn durchstoßen wird. (vgl. Abb. 15). Längs des Bahnsteiges im Bahnhof Feldkirch und weiter zur Schattenburg stirnt mit steil westfallendem Schrattenkalk jenes Gewölbe, dessen Südschenkel wir nachfolgend in der Hintere Illschlucht durchwandern werden.

Aufschlußfolge Schattenburg - Hintere Illschlucht - Autobahntunnelausgang bei Göfis/Stein:




Die Zufahrt erfolgt über die Abzweigung nach Liechtenstein/Schweiz am Katzenturm und Churertor vorbei bis zur Illbrücke: dann Ill-aufwärts am E-Werk vorbei zum großen Parkplatz der Textilwerke Ganahl AG.

Zuerst von hinter der Fabrik ist ein Zugleichblick sowohl auf die Felswände des Känzele nach Norden als auch auf jene des Stadtschrofen nach Süden möglich: letztere ab dem Illbett mit etwa 50 m Drusbergschichten flach Südost fallend und, nach raschem Übergang, + 70 m Schrattenkalk darüber. Dann zu Fuß auf der Brücke über den Kanal und unter Straße und Eisenbahn durch zur nun stillgelegten, alten Bundesstraße durch die hintere Illschlucht. Hier ist der Südschenkel jenes Gewölbe mit Drusbergschichten und Schrattenkalk aufgeschlossen, auf dessen steilem Nordschenkel die Schattenburg steht.

Schnitte durch das Gebirge zwischen Göfis und Feldkirch-Altenstadt



QUARTÄR

-  Hangschutt
-  Sedimente des verlandenden Rheintal- und Walgauses
-  Glaziale Schotter und Moräne

HELVETIKUM

Säntisdecke







- | | |
|--|--|
|  Amdener Mergel |  Schrattenkalk |
|  Seewerkalk |  Drusbergsschichten |
|  Gaultgrünsandstein |  Kieselkalk |

Abb. A 17:

Die Hintere Illschlucht längs der alten Bundesstraße wird von G. CSASZAR wie folgt beschrieben: Am Südostrand von Feldkirch, am Ufer der Ill kann, längs der alten Straße, der Schrattenkalk von der oberen Drusberg-Formation her bis zu den Gamserschichten fast lückenlos untersucht werden. Das auch makroskopisch erkennbare Hauptkennzeichen dieser Schichtfolge ist, daß der Schrattenkalk sich mit Oszillationen aus der Drusberg-Formation stufenweise entwickelt. Die für letztere charakteristischen, dunkelgrauen Mergel- und Kalkmergelzwischenlagerungen können in der Schichtfolge bis zur Hälfte des Profils verfolgt werden, und sie

bilden in Richtung nach oben Einlagerungen von allmählich abnehmender Mächtigkeit. Nach der detaillierten Profilierung - auch die Drusberg-Zwischenlagerungen eingerechnet - beträgt die Gesamtmächtigkeit etwa 80 m. Die Unsicherheit ergibt sich aus den im Profil beobachteten zwei kleineren Verwerfungen und aus der völligen Bedecktheit des 5 metrigen Abschnittes längs der Obergrenze der Formation.

Der Schrattenkalk besteht - auch makroskopisch nachweisbar - überwiegend aus mittel- und grobkörnigen Bioklasten mit spätigem Bindemittel. Die Farbe von diesem ist im allgemeinen hellgrau, oder fahl-braungrau und in der Umgebung der pelitischen Einlagerungen dunkelgrau. Die Schichtung ist veränderlich: in den praktisch pelitfreien Abschnitten überschreitet die Schichtdicke gewöhnlich 50 cm und auch die massige Entwicklung ist häufig, hauptsächlich in der oberen Hälfte des Profils. Kennzeichnend ist für die Abschnitte eine oft starke Stylolithisierung. In der Umgebung der in die Drusberg-Formation eingliederbaren, oder zu dieser einen Übergang darstellenden Einlagerungen ist das Gestein feinkörnig-oft von einer linsenartigen oder flaserigen Schichtung. Das Vorkommen von Hornsteinlinsen, oder -schichten beschränkt sich auf den mittleren Abschnitt (Schichten Nr. 21 und 27) des Profils. Die Farbe von diesen ist gewöhnlich dunkelgrau mit bräunlicher Tönung. Die eine Abmessung von 1-3 cm erreichenden Intra-klaste mit Plastoklast-Charakter treten ausschließlich in einer einzigen Schicht (26) des Profils auf. Diese können fallweise mit einer gewissen Unsicherheit von den, für die Schicht ebenso kennzeichnenden Bioturbationserscheinungen unterschieden werden.

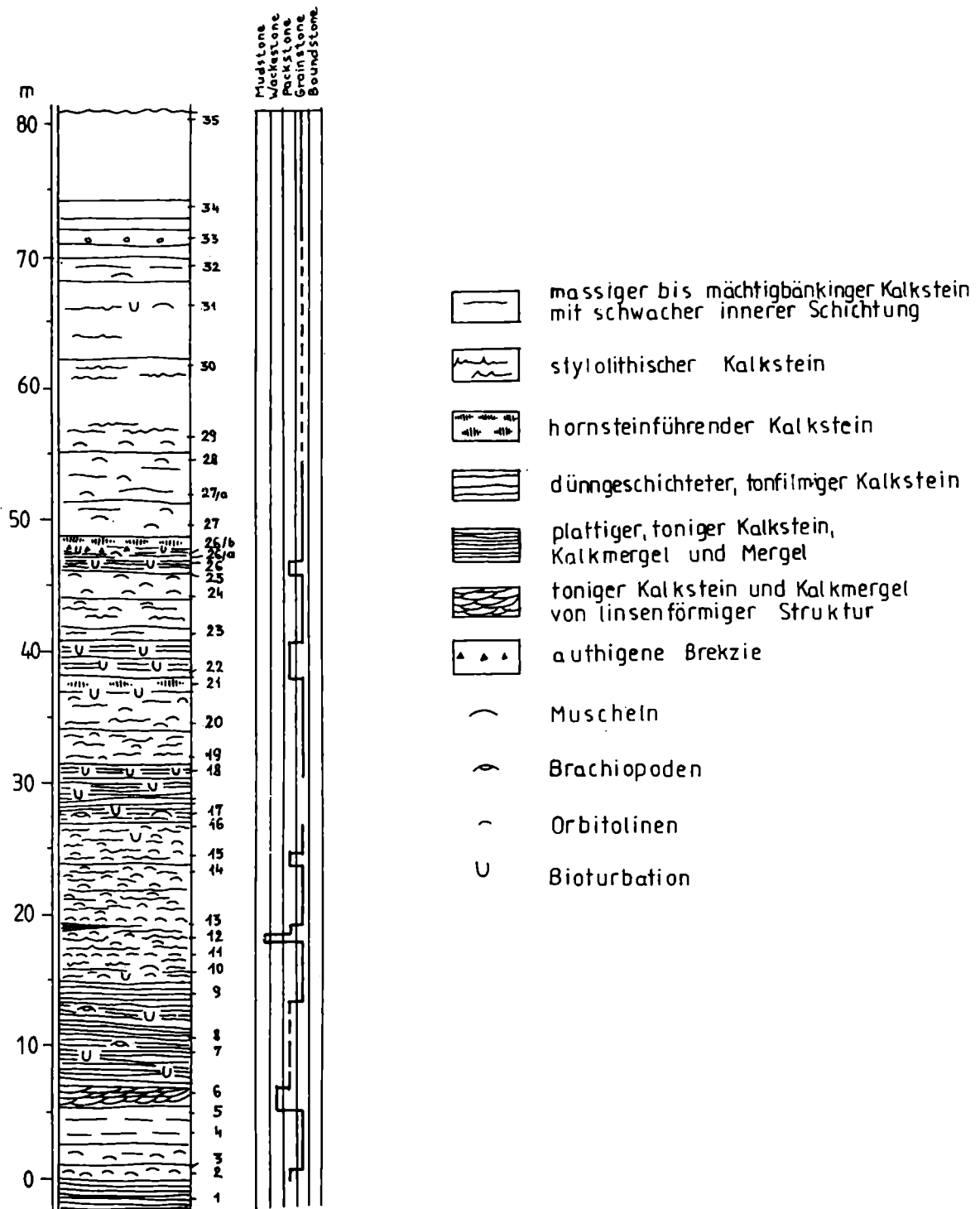
Als eine für das ganze Profil kennzeichnende Eigenartigkeit gilt der fast völlige Mangel an makroskopischen Fossilien; es erscheinen nur mitunter Schnitte von Ostreen oder Brachiopoden. Dagegen können die hauptsächlich als Wurmgangsspuren gedeuteten Bioturbationserscheinungen - besonders in der Umgebung der pelitischen Zwischenlagerungen - in den unteren zwei Dritteln des Profils als gemein betrachtet werden. Daneben sind die limonitisch verfärbten, oft massenhaft auftretenden, allgemein verbreiteten Orbitolinen auch mit unbewaffnetem Auge gut erkennbar.

Im oberen Drittel des Profils sind die ursprünglichen Gefügemerkmale, infolge einer intensiven Umkristallisierung, unerkennbar geworden.

Die Grenze zwischen dem Schrattenkalk und den Gamser Schichten ist etwas weiter nach Südosten, im Eisenbahneinschnitt unter der den Fluß III überspannenden Brücke aufgeschlossen. Hier lagert auf die erodierte Oberfläche des fein- und mittelkörnigen Kalksteins von bioklastischem und peloidalem Gefüge und von bankiger Entwicklung ein 40 cm dicker, fossilienreicher (Ammoniten, Belemniten, Inoceramus und andere Muscheln führender) mäßig glaukonitischer, feinkörniger Sandstein mit schwarzen Phosphoritknollen: die sogenannte Luitere-Schicht. Daraus entwickelt sich, mit einem schnellen, aber stufenweisen Übergang ein in die Gamser Schicht einreihbarer, feingeschichteter, aleuritischer Mergel.

Auf Grund des Dünnschliff-Gefügebildes kann das Profil in zwei Abschnitte aufgeteilt werden. Die unteren 55 m (Proben 2 bis 28) sind von einem vorherrschenden intrabiospätigen "grainstone"-Gefüge, in den unteren 25 m mit einigen biomikritischen, biomikrospätigen "wackstone" Schichtzwischenlagerungen. Das Bindemittel ist gewöhnlich spätig. Der Anteil von diesen beträgt 20-30 %, mit einer Zementierung von etwa 30-50 % Bioklast und 15-25 % Intra-klast. Die Menge von diesen letzteren ist im unteren 25 metrigen Abschnitt im Durchschnitt kaum mehr als eine Hälfte der im oberen 20 metrigen Abschnitt beobachteten Menge. Der Gehalt an "Pellets" schwankt zwischen 2-10 %, während die Menge der allgemein verbreiteten Körner mit Ooidkruste überall unter 3 % bleibt. Eine kieselige Durchtränkung ist zwar verhältnismäßig häufig, das Maß von dieser ist aber bescheiden (1-2 %). Die Einlagerungen der Drusberg-Formation kommen, neben einem Gefüge von "wackstone"-Typ, auch im Einbau der fast ausschließlich aus Quarzkörnern bestehenden,

Abb. A 18: Von G. CSASZAR 1986: Schichtsäule des Schrattenkalkes und seine Dünnschlifftextur längs der Hinteren Illschlucht bei Feldkirch



terrigenen Schuttmaterialien (höchstens 50 %) zum Ausdruck. Im Einklang mit der früher angedeuteten Tendenz beträgt die maximale Menge von diesen in der oberen Hälfte des unteren Abschnitts 7 %. Fallweise verursacht die Unterscheidung der winzigen Feldspat- und eventuell Quarzkörner von sekundärer Herkunft von den klastischen Körnern Probleme. Die Körner von sekundärer Herkunft können (W. ZACHER, 1973) gewöhnlich an ihrer gut entwickelten Kristallform erkannt werden. Diese kommen zwar im Profil überall vor, jedoch fällt ihre Kulmination auf den Abschnitt zwischen 23-40 m, wo ihr Anteil auch 4 % erreichen kann (laut Dünnschliff-Angaben).

Der obere Abschnitt des Profils (über 55 m) konnte ursprünglich gleiche Gefüge-kennzeichen wie der untere aufweisen, dies kann aber - wegen einer bedeutenden Umkristallisierung des Bindemittels und der allochemen Gemengteile - nur angenommen werden. Der Umkristallisierungsgrad schwankt zwischen 30-95 %, die Menge des Bioklasts zwischen 1-40 %. Der Anteil sowohl der terrigenen als auch der sekundären Feldspat- und Quarzkörner ist minimal, der Anteil von keiner Gruppe überschreitet 1 %. Die Dimensionen der Schuttkörner von terrigener Herkunft variieren im ganzen Abschnitt des Profils zwischen 0,1-0,2 mm. Auch der Maximalwert beträgt nur 0,3 mm, vorkommend im mittleren Abschnitt des Profils.

Die in Dünnschliff erkennbare, kennzeichnendste Fossiliengesellschaft des Profils besteht aus den durchgehends häufigen, aber wegen der starken Umkristallisierung, bzw. der fallweisen Mikritisierung nur schwer identifizierbaren Foraminiferen. In einer bedeutenden Menge treten die Echinodermaten- und Bivalven-Bruchstücke auf, es sind aber auch die abwechslungsreichen Gruppen von kleinen Bryozoen-Kolonien und der Algen auffällig häufig.

Unter den drei Foraminiferengruppen ist die Häufigkeit der kalkschaligen benthonischen Formen am größten. Innerhalb dieser Gesellschaft ist - wegen ihrer hervorragenden Mengenverhältnisse - *Nummoloculina heimi* erwähnenswert, die hauptsächlich für das obere Zweidrittel des Profils kennzeichnend ist, im Gegensatz zu *Nezzazata simplex*, deren einige Exemplare in den unteren Proben des Profils erkennbar waren. Infolge des schlechten Erhaltungszustandes war die Artzugehörigkeit der in die weiteren 11 Gattungen eingegliederten Formen unbestimmbar. Unter diesen sind nur die allgemein verbreiteten und mit einer veränderlichen Häufigkeit auftretenden Miliolidae hervorzuheben, da unter ihnen im Intervall zwischen 35-45 m, ferner bei 62 m auch größere Exemplare als gewöhnlich vorhanden sind.

Als ein alleinherrschender Formenkreis der durch 14 Gattungen repräsentierten agglutinierten benthonischen Foraminiferen gelten die Orbitolinidae, die sich in fast allen Proben durch wenigstens 1-2 Exemplaren vertreten sind. LIENERT (1965) hat, unter anderem die untenstehenden Arten im Schrattenkalk bestimmt:
Orbitolinopsis flandrini, *O. cuvillieri*, *O. miliani*,
 "Coskinolina" *sunnilandensis*, "Dictyoconus" *reicheli*,
 "D." *arabicus*, "Irakia" *hensoni*.

Ilona BODROGI konnte drei Arten identifizieren: *Nautiloculina bronni-manni*, *Choffatella decipiens* und *Marssonella oxycona*,

Die spärliche Planktonforaminiferengesellschaft verteilt sich unter drei Gattungen: *Globigerinelloides*, *Clavihedbergella* und *Hedbergella*. Unter diesen die einzige bestimmbare Art ist *Hedbergella cf. infra-cretacea*.

Im ganzen Abschnitt des Profils gelten Seeigelreste als ein dominantes Element der häufigen Echinodermen-Bruchstücke, es können aber auch Crinoiden-Schalenelemente erkannt werden. Die Bivalven sind zwar makroskopisch außerordentlich selten, sie sind jedoch eine bedeutende Komponente des bioklastischen Materials. Auf Grund ihrer Häufigkeit kann das Profil in drei Abschnitte aufgeteilt werden, mit Minimalwerten in seinem mittleren Abschnitt. Unter den Muschelschalen sind Rudisten zwar in einer untergeordneten Menge vorhanden, doch sind ihre Bruchstücke überall repräsentiert. Die Verteilung der Bryozoen ist der der Bivalven ähnlich. Aus der Reihe der anderen Fossilien kann noch die Gesellschaft der Algen mit einer kleinen Menge aber mit einer abwechslungsreichen Zusammensetzung erwähnt werden; als ein häufigstes Element von diesen sind die *Dasycladacea* (*Salpingoporella*) zu erwähnen. Weitere Formen sind: *Etelia alba*, *Rhodophyta*, Inkrustationsalgen, *Globochaete* und *Acicularia*. Sporomorphen wurden überhaupt nicht überliefert.

Eine aus dem Unterteil der den Schrattekalk bedeckenden Gamser Schichten, beim Profilende neben dem Waldfußweg stammende Probe hat, neben Kutikula-Resten eine einzige *Botryococcus*-Alge enthalten.

Alter des Schrattekalks: Auf Grund der primitiven Planktonformen kann es als Barrem-Apt wahrscheinlich gemacht werden. Laut LIENERT (1965) sind die höchsten Schichten des Schrattekalks als wahrscheinlich zum untersten Niveau des unteren Apts gehörende zu betrachten.

Die Sedimentationsumgebung galt in der Zeit des Zustandekommens der Drusberg-Formation als eine mehr, oder weniger geschlossene Beckenbildung, die - mit immer kürzer werdenden Rückschlägen - allmählich immer seichter geworden ist. Die Flachheit des Übergangs zwischen dem Becken und dem Rand ist durch den völligen Mangel der Böschungsfazies charakterisiert. Auf größere Entfernungen der Uferlinie weist die ständige Feinkörnigkeit des terrigenen Schuttmaterials hin, während die bedeutende Menge des Bioklasts und ein fast völliger Mangel an Makrofossilien eine verhältnismäßig tiefere Zone des Riff-Vorraums bestimmen, wohin die aus der Riffumgebung stammenden, gemahlten Fossilienbruchstücke durch die Meeresströmung und Wellenbewegung geliefert worden sind. Der auch das Riff einschließende Rücken wurde von der nördlichen Küstenlinie des Tethys-Meeres wahrscheinlich durch ein eigenes Becken getrennt.

Von der Hinteren III-Schlucht über Göfis-Stein zum Autobahntunnelausgang mit der Gletschermühle: Den Fahrweg nach Göfis hinauf folgen nach stärker spätigem oberem Schrattekalk die, infolge ihres Mergelgehalts unregelmäßig schiefrigen, dunklen, glaukonitführenden, quarzsandigen Gamser Schichten des Gault. Die unmittelbaren Kontaktbildungen können wegen eines Aufschlußunterbruches hier nicht gezeigt werden, finden sich jedoch im nachfolgenden Aufschluß beim Autobahntunnelausgang. Weiter längs des Weges zeigen sich mergelfreie, splittrige Quarzsandsteine vom Typ des Brisisandsteins, beides Bildungen des Oberen Apt.

Bei der Weggabel den Weg hinunter zur Parzelle Göfis-Stein. Im Weg nahe dem Waldrand Seewerkalk mit doppelkieligen Globotruncanen, ebenso mit sehr großwüchsigen Formen im Winkel zwischen der Autostraße und dem Zugang zum Gasthof Stein (Lupe benutzen!). Jenseits der Straße wieder Grünsandsteine.

Seewerkalke sind schalig-scherbig brechende, dichte, graue Kalke mit Drucksuturen, und oft von Tonhäuten durchzogen. Sie enthalten oft massenhaft Pinthonellen (+ 0,2 mm) und im Anbruch sichtbare Globotruncanen (+ 0,4 - 1,2 mm).

Wir erreichen den Gletschertopf 550 m weiter längs der Straße unmittelbar über dem Autobahntunnelausgang. Er schließt sowohl die Grünsandsteine der Gamser Schichten als auch unterliegenden Schrattenkalk auf. Die Kontaktfläche vom Grünsand auf Schrattenkalk erscheint unregelmäßig bucklig - wellig, offensichtlich war Erosion wirksam: wieweit subaquatisch oder subaërisch ist schwer zu entscheiden; Verkarstungsvorgänge sind plausibel und nachfolgend Auflockerung und Aufarbeitung bis Kleinplattengröße (Durchmesser bis 0,35 m).

In der Basis der Grünsandsteine auf 10-35 cm Phosphoritknollen und Reste von Ammoniten, Bivalven und Belemniten: vermutlich die Luiterezug-Fossilbank oberaptischen Alters, wie sie M. VACEK am Margarethenkapf am Ardetzenberg bei Feldkirch schon 1879 eingestuft hat (vgl. A. HEIM 1934, S. 228).

Etwa 10-20 m Schrattenkalk unterlagern: der Auflagerungsausbiß ist über 100 m bergfrisch aufgeschlossen und fordert eine Bearbeitung heraus. Die Gamserschichten werden oben massiger (=Brisisandstein-ähnlich) und die Schieferung läßt nach. Die Kondensationsbank des Alb wäre erst darüber zu erwarten. Seewerkalküberlagerung ist südwestlich des Tunnelausgangs sichtbar.

G. CSASZAR berichtet aufgrund seiner Untersuchungen: Die freigelegten obersten zwanzig Meter des Schrattenkalks bestehen aus feinkörnigem und mittelkörnigem, nur einige Mollusken (hauptsächlich Rudisten)-Schnitte enthaltendem Kalkstein, der im Dünnschliff ein biopelmikrospätiges Gefüge aufweist. Die Hauptmasse des Bioklasts besteht aus Echinodermaten-Bruchstücken und aus (größtenteils agglutinierten) Foraminiferen des Benthos, als ein kennzeichnender Bestandteil gilt aber auch eine Cadosina-Art von dicker, brauner Schale.

Auf dem Schrattenkalk lagern die gut geschichteten, feinlinsigen- und manchmal abblättern zerfallenden, aleuritischen, evtl. sandmergeligen Gamserschichten mit einer Sedimentationslücke. An der Basis von diesen lagern, in einer Mächtigkeit von 20-40 cm, gegen den Schrattenkalk Übergangskennzeichen aufweisende, veränderlich aleuritische, feinkörnige Kalksteine; Kalkmergel, kalkige, glaukonitische Aleurolithe, oder Sandsteine, mit einem bedeutenden Gehalt an Belemniten, Brachiopoden und, in einer kleineren Menge, an anderen Arten von Mollusken. Die obigen Gesteinstypen der Luitere-Schicht zeigt sich in Form von unregelmäßigen Linsen. Auch die durchschnittlich 1-2 cm großen, dunkelgrauen, laut den Dünnschliff-Untersuchungen auf disperse Weise durchkieselten, die anderen Gesteinsvarianten an Härte überschreitenden und eine bedeutende Menge von P_2O_5 (7,3 %) enthaltenden Knollen sind verhältnismäßig häufig. Seltener können auch einige bis dm große Linsen von diesen beobachtet werden. Häufig sind ferner Pyritknollen, die infolge einer Oxydierung, sogar im als frisch betrachteten Straßeneinschnitt eine bedeutende limonitische Verfärbung verursachen. Ganz besonders verhängnisvoll dürften sich diese **Oxydationsvorgänge** auf die polierte Oberfläche der Gletschermühle auswirken und diese **rasch zerstören**. Von den Luitere-Schichten ausgehend dringen einige mm, oder cm dicke sandige Kalkmergel-, Sandstein-, oder Kalkadern (Kluftausfüllungen?) in den Schrattenkalk bis zu einer Tiefe von etwa 1 m ein. Die Dünnschliffe ermöglichten die Erkennung der Luitere-Schichten als leicht terrigenen, klastischen (quarzaleuritischen), biomikritischen und pelletitischen Kalkstein von biomikrospätigem Gefüge, als von dispersem Kiesel durchgetränkten Kalkmergel und, in untergeordneter Masse, als stark glaukonitisierten Aleuolith. Der Gehalt an Biomasse von diesem ist wesentlich niedriger als der des Schrattenkalks; fallweise können feine mikritische Kluftausfüllungen und darin auch die gut entwickelten Karbonatrhomben erkannt werden. Aus dem Spurenelementgehalt der Luitere-Schichten sind nur Co mit 40 ppm, Cr mit 160 ppm, Cu und Ni mit je 100 ppm erwähnenswert.

Aus einer noch unveröffentlichten Dissertation stellt mir K. FÖLLMI nebenstehende Graphik zur Verfügung.

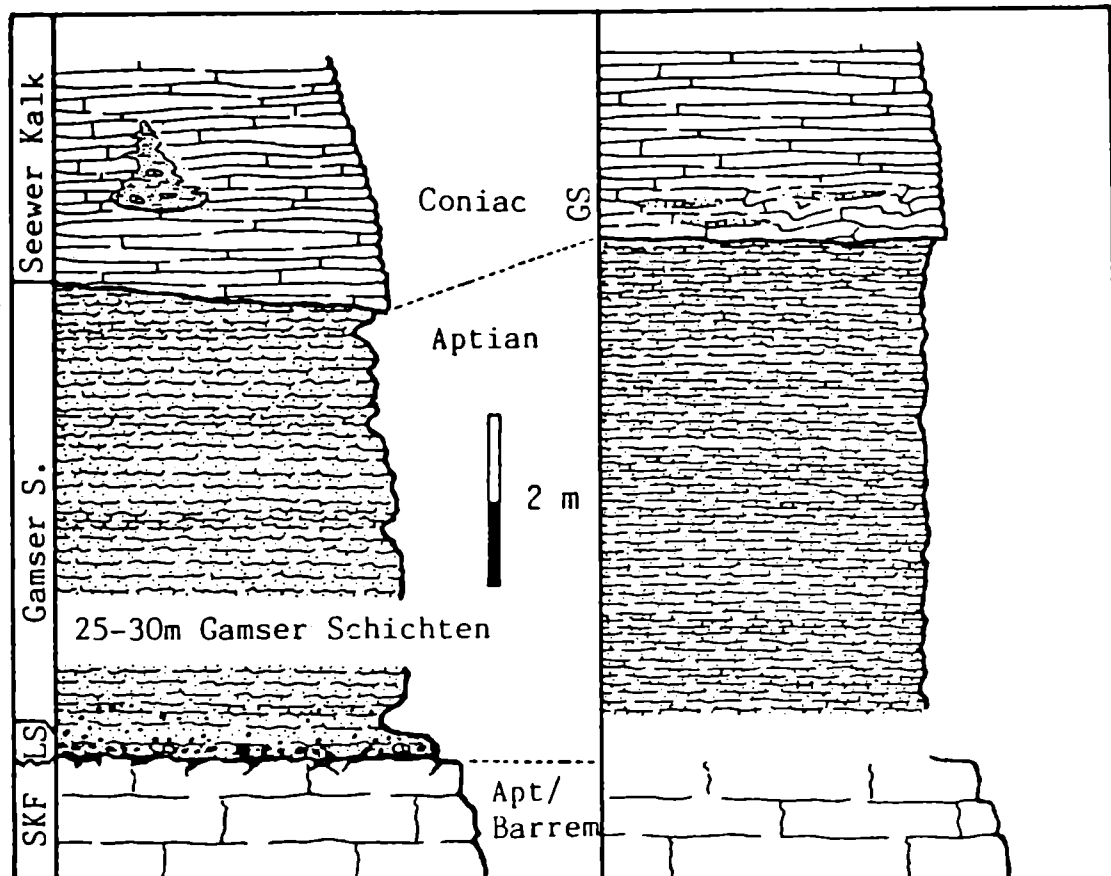


Abb. A 19: Von K. FÖLLMI: Die Abfolge vom Schrattenkalk zum Seewerkalk im Autobahneinschnitt Göfis und beim Schildried, GS: Götzisschichten, LS: Luitereschichten

Profil des Gletschertopfes von Göfis

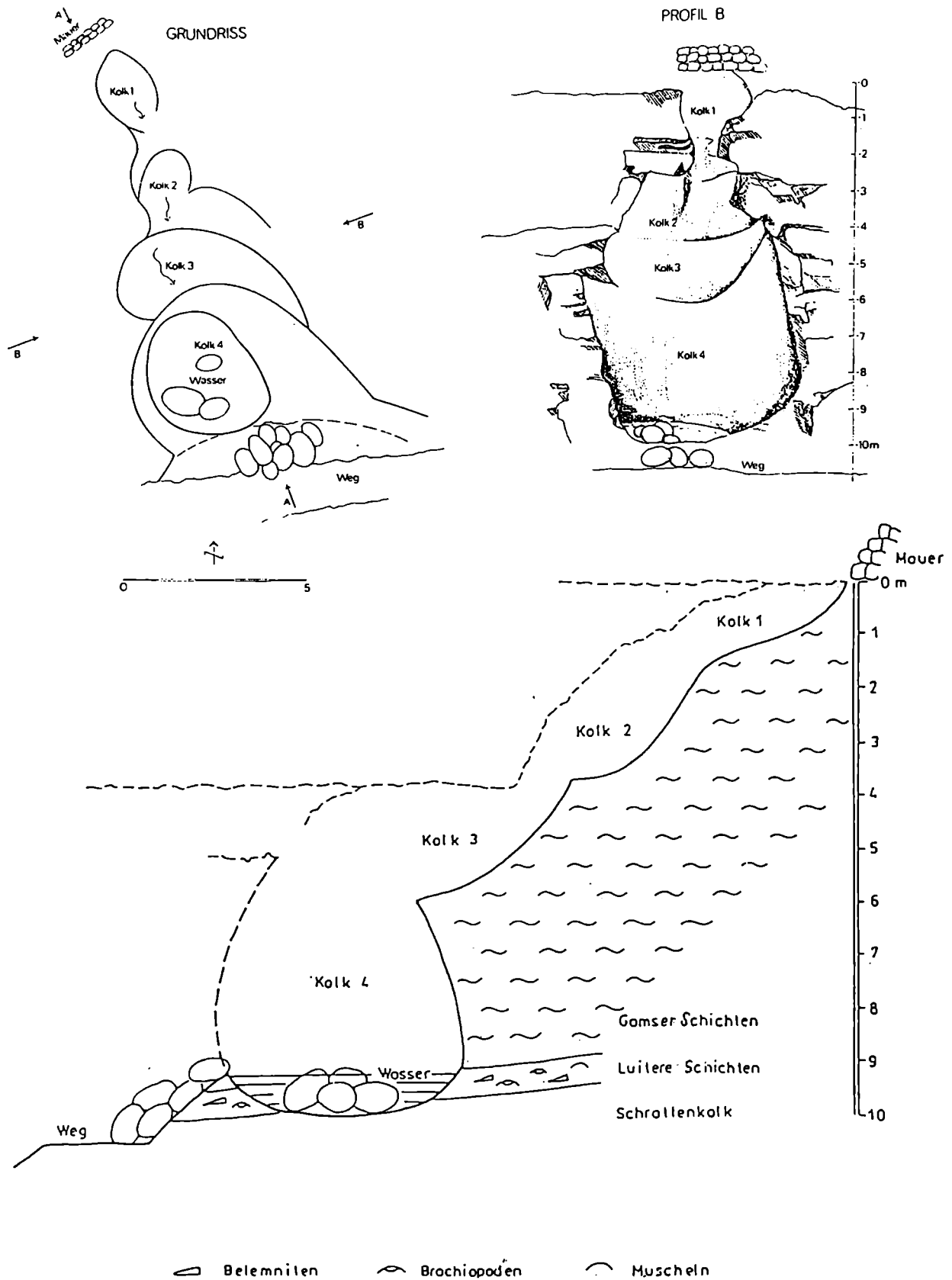


Abb. A 20: Nach W. KRIEG 1983, teilweise verändert von G. CSASZAR

W. KRIEG berichtet über die Gletschermühle :

Im Jahre 1980 wurde bei den Arbeiten zum Bau des Voreinschnittes des Amberg-tunnels, dieser gut erhaltene Gletschertopf freigelegt, wobei er allerdings durch die Sprengarbeiten zu einem kleineren Teil zerstört wurde. Die seitliche Öffnung des Topfes während der Anlage der künstlichen Felsböschung brachte aber auch den Vorteil, daß der Topf besser zugänglich und einsehbar wurde.

In der Gegend des heutigen Göfis war im Maximum der Würmvereisung die Oberfläche des Illgletschers über 1800 m über Meer, also dort, wo wir heute die Waldgrenze sehen.

Gletscher sind durch langsames, plastisches Fließen und Gleiten charakterisiert. Während die heutigen alpinen Talgletscher Fließgeschwindigkeiten von einigen Zehnermetern pro Jahr erreichen, werden für die Würmgletscher einige hundert Meter pro Jahr berechnet, die Hauptbewegung der Eismassen geht nahe der felsigen Sohle vor sich. Unter solchen Voraussetzungen ist die eindrucksvolle Schurfwirkung des Eises zu verstehen, die eiszeitliche Übertiefung mancher Talabschnitte. Wenn auch die Oberflächen des übermächtigen, von Graubünden hereinströmenden Rheingletschers und auch die des den Walgau hoch erfüllenden Illgletschers in der Strömungsrichtung gegen Nord zum Bodensee und über diesen hinaus nur sanft fallen (wenige Gipfel erheben sich über diese Eiswüsten), zeigt doch der Untergrund der Gletscher Unregelmäßigkeiten. Gegensteigungen im Längsprofil der tief ausgehobelten Täler und Talverengungen rufen ungleiche Gletscherbewegung hervor, die sich in charakteristischen Systemen von Gletscherspalten ausdrückt. Über den Felsbuckeln entstehen Kreuzspalten, wie sich das auch an heutigen Großgletschern studieren läßt. Gerade zwischen der Felsenau und Göfis war der Illgletscher aus dem tief ausgeschürften Walgau aufzusteigen gezwungen, vom Rheintalgletscher an dessen rechten Rand abgedrängt und eingeengt, und in den Eismassen über dem widerstandsfähigen, heute fast durchwegs bewaldeten Kalkgestein klafften zumindest während der Würmeiszeit ortsfest Spalten, die den Gletscher trotz seiner Bewegung tiefgründig zerlegten.

An solchen Stellen entstehen Gletschertöpfe oder "Gletschermühlen": das sommerliche, oberflächlich entstehende Schmelzwasser stürzt von den Firnfeldern des Illgletschers die Spalten hinab, erreicht den felsigen Untergrund und wirkt dort erodierend ausschürfend. Von heutigen Gletschern ist aber auch bekannt, daß Gletscherbäche unter dem Gletschereis dahinfließen, im Eis Tunnels ausgraben und an der Stirn des Gletschers als Gletscherbach zur Oberfläche entspringen. Auch solche Bäche können bei der Formung von Gletschertöpfen mitwirken.

Heute ist es nicht möglich abzuschätzen, wie lange die Ausbildung eines so eindrucksvollen Gletschertopfes benötigt. Sicherlich muß man nicht über die letzte Eiszeit zu früheren hinausgreifen, obwohl damals sehr ähnliche Verhältnisse geherrscht haben. So wie sich in heutigen Bächen mit großem Relief (z.B. in Klammern) am Fuß von Wasserfällen Strudeltöpfe (Kolke) innerhalb weniger Jahrtausende bilden, wird die Entstehung eines Gletschertopfes angesichts des faszinierenden Gefälles der Schmelzwässer in den Gletscherspalten über viele hundert Höhenmeter herab wohl innerhalb einiger Jahrhunderte denkbar sein. Die vom Gletscher als Obermoräne und Innenmoräne mittransportierten Gesteinsblöcke (die größeren von ihnen waren als Bergsturzmaterial auf den Gletscher gefallen) gelangten immer wieder in den sich bildenden Gletschertopf, wurden vom Sturzbach in Drehbewegung versetzt und im kreisenden Strudeln zu "Gletschereiern" schließlich zugerundet. Feineres Material, schließlich Sand, wirkte als Schleifmittel mit, um die Wände des Gletschertopfes zu glätten.

Die bunte Gesteinsgesellschaft der Gletschereier, die heute noch den Boden des ausgeräumten Gletschertopfes erfüllt, spiegelt das Einzugsgebiet des Illgletschers wider: aus dem Montafon kommen Gneise und Amphibolite der Silvrettadecke, aus dem Klostertal vorwiegend Kalke der Kalkalpen, aus der näheren Umgebung des äußeren Walgau Sandsteine der Flyschzone.

Unser Gletschertopf besteht aus vier übereinanderliegenden Kolken, die sich - entgegen der Fließrichtung des Gletschers - in südöstlicher Richtung eingetieft haben. Jeder nächsttiefere ist größer als sein Oberlieger, der unterste bildet immerhin eine (aufgebrochene) Kammer von 5 m Durchmesser und 5 m Höhe. Insgesamt ist die Erscheinung über 10 Höhenmeter erhalten und sichtbar.

Der Vorarlberger Naturschau oblag die Beratung und die Bauleitung dieser Arbeiten. Durch dieses schöne Zusammenwirken ist es gelungen, das Naturdenkmal zu bewahren. Die natürlichen Voraussetzungen sind gegeben, denn das Muttergestein der Erscheinung, der Schrättkalk, ist als fast reiner Kalk widerstandsfähig. Er wird von Grünsandstein (Gault) überlagert, und diese hier mergeligen Schichten werden vom Gletschertopf eindrucksvoll durchstoßen. Der Besucher kann somit hier auch eine Gesteinsgrenze direkt sehen.

Vor etwas mehr als einem Jahrzehntausend (also vor geologisch sehr kurzer Zeit) war der Gletschertopf entstanden. Es wäre ein sehr eindrucksvolles Bild gewesen zu sehen, wie die Schmelzwasserbäche von der Oberfläche des Illgletschers auf 1800 m Meereshöhe durch Gletscherspalten stürzend bis auf 550 m heruntergefallen sind, den Felsuntergrund erreicht und den Gletschertopf geschaffen haben. Am wahrscheinlichsten geschah dies aber erst zum Ende der letzten Eiszeit, also vor etwas mehr als 10.000 Jahren, denn damals im Spätwürm staute sich der Eisrand des Illgletschers in unserer Gegend, verlor den Zusammenhang mit dem Rheingletscher, die Gletscheroberfläche sank "zusehends" ein, der Eiskuchen begann in gewaltige Blöcke zu zerfallen, die Schmelzwässer erreichten zwischen ihnen die Felssohle leichter.

Das Ende der Würmeiszeit war von einem dramatischen Gletscherrückgang mit Annäherung an heutige Verhältnisse gekennzeichnet: Trotz zahlreicher Schwankungen und kurzfristiger Wiedervorstöße schmolzen die großen Gletscher bei durchschnittlich 30 m jährlichem Rückgang dahin, sodaß in etwa 3000 Jahren (10.000 Jahre vor heute) alles Eis weggeschmolzen war. Schon 10.650 Jahre vor heute finden wir im alten Mündungsgebiet der Ill in den Rhein, nämlich in Brederis, in 16 m Tiefe unter dem heutigen Schwemmland die Reste eines Föhrenwaldes, und die Schmelzwasserrinne vom Walgau über den heutigen Schwarzen See in das Rheintal ist nicht viel älter, das Abschmelzen des Illgletschers äußerte sich vor allem im Einsinken seiner Oberfläche. Große Wassermassen flossen damals gegen Rankweil. Der Durchfluß der wiedergeborenen Ill durch die Schlucht der Felsenau (und vorerst nicht durch die Untere Illschlucht, sondern gegen Altenstadt) ist noch jünger und leitet bereits zu den heutigen Abflußverhältnissen über.

Auf der Weiterfahrt queren wir nördlich der Anhöhe mit der Ruine Sigberg ins Antiklinaltal von Göfis hinein.

Hier berichtet L.W.S. de GRAAFF zur Deglaziationsgeschichte der Walgauausgänge im Bereich Feldkirch, Göfis, Satteins:

Die folgende Geländebeobachtungen und weitere Bemerkungen bestimmen die Rekonstruktion des spätglazialen Ablaufes der Illtal-Vergletscherung:

1. Die unterschiedlichen Eisrandlagen sind östlich von Satteins nicht ganz sicher festzustellen, und dies aus folgenden Gründen:

- Gehänge-Unstabilität (siehe auch M.G.G. DE JONG & J. RUPKE, 1983) führte schon während der Eiszeit und nacheiszeitlich zur starken Änderungen in der lokalen Landschaft (Gebiet I auf der Karte).
- Hier im Norden deponierten nur wenige Flüsse Material im randglazialen Bereich des Ill-Gletschers und dies im Gegensatz zum südlichen Talhang, wo viele schöne Eisrandterrassen hinterlassen wurden.
- Das Querprofil durch den Talhang weiter östlich ist geologisch und topographisch kompliziert (II), vgl. geologische Karte des Walgauer (1967).

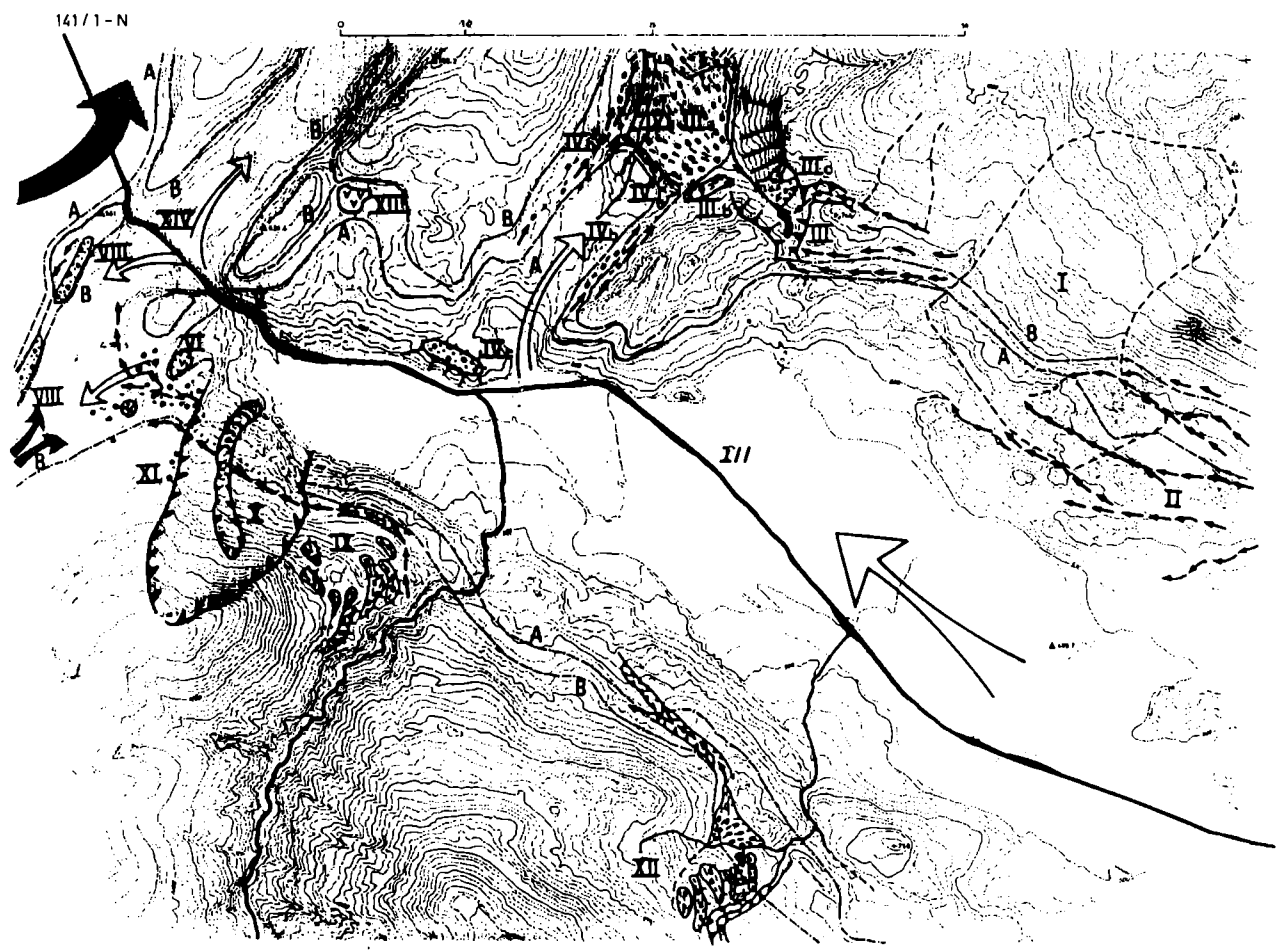
2. Westlich von Satteins befindet sich das **Trockental (III) des Schwarzen Sees**.

Dieses Tal ist wie die meisten Trockentäler sehr wahrscheinlich eine polygenetische Form, welche immer wieder ein Teil der Entwässerung des Illtales besorgte, wenn der Ill-Gletscher das entsprechende Niveau von etwa 600 m bis 750 m Höhe erreichte. Diese Ereignisse konnten sich wiederholt abspielen, am Anfang oder am Ende einer Vergletscherung. Weil aber nicht bekannt ist, welche Lagen der Gletscher während jeder einzelnen früh- und spätglazialen (oder interstadialen) Periode jeweils einnahm, ist nicht zu rekonstruieren wie oft und wie lange die vielen Trockentäler in Vorarlberg von Wasser durchflossen waren.

Die obenerwähnte Entwässerung selber soll nur in beschränktem Maße als vom Schmelzwasser des Ill-Gletschers alimentiert betrachtet werden. Die lokale Entwässerung des eisfreien Nebengeländes ist in den meisten Fällen die Hauptursache der damaligen Existenz randglazialer Wasserläufe (L.W.S. DE GRAAFF & J. RUPKE, 1979; A.L. SIMONS, 1985). Wir vermuten im Fall des Schwarzer See-Tales Wasserlieferung des Pfudidätschbaches und benachbarter Gebiete; dann und wann spielte vielleicht auch die Entwässerung des Großen Walsertales noch eine Rolle. Jedenfalls war das Tal am Ende der Würmverglletscherung wasserführend:

- Ein großer Schwemmfächer (III a) hat sich ab seiner Mündung in der eingeschlossenen Ebene östlich von Dums entwickelt. Die Reste von Sand- und Kiesablagerungen, welche den Resten von zwei kleinen und etwas älteren Schwemmfächerterrassen entsprechen, waren oberhalb dieses Niveaus noch im randglazialen Bereich einer über Göfis reichende Zunge des Ill-Gletscher gebildet worden. Eine Verbesserung der Straße Dums-Satteins hat dieses Vorkommen jetzt zerstört (III b).
- Ein noch immer aktiver Bergsturz ist wie bekannt die Ursache des Entstehens vom Schwarzen See (III c).

Mögliche Eisrandlagen im westlichen Walgau kurz vor das Ende der Ältesten Dryas.



Zeichenerklärung


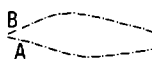
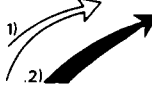






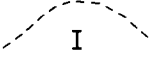
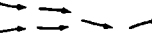

-  Fluss
 -  Eisrandlagen A und B (junger und älter)
 -  Eisstromrichtung
1) Illgletscher
2) Rheingletscher
 -  Wallmoräne, Eisspaltfüllung oder Grundmoränehrücke
 -  Schwemmfächer oder Schwemmfächerterrasse
 -  Steilhang, Begrenzung von:
- Täler und Trockentäler
- Schwemmfächerterrassen
- Hohlformen Massenbewegungsgebiete
 -  Toteislöcher
 -  Bergsturzgebiet
 -  Soliflukts- und Rutschmasse
 -  I Begrenzung ausgedehntes Massenbewegungsgebiet
 -  Eiszeitliche Entwässerungen
 -  Mooregebiet
- I - XIV
- Erklärung im Text

Abb.: A 21: Von L.W.S. de GRAAFF

3. Eine deutliche Eisrandmarkierung befindet sich bei **Agasella-Dums**, wo ein wallmoränenartiger Rücken (IV) die letzte Phase der über Göfis transfluierenden Zunge des III-Gletschers nachweist (siehe R. HANTKE, 1980).

Einige weitere Beobachtungen sind hier wichtig:

Die Sedimente dieses Rückens zeigen eine Lieferung von Material des III-Gletschers. Dazu enthält der Rücken eine relativ große Masse von deformierten Schmelzwasserablagerungen (Sand und Kies). Vielleicht muß man diese Wallform mehr als Füllung einer Spalte betrachten, welche sich zwischen dem noch aktiven Teil des Gletschers und der davorliegenden stagnierenden Toteismasse gebildet hatte.

Das letzte, lokal produzierte Schmelzwasser hatte damals diesen Rücken schon durchbrochen und einen kleinen Schwemmfächer gebildet (IV a), gleichzeitig mit der Entwicklung von III a:

Spuren von älteren randglazialen Schmelzwasserläufen befinden sich nordwestlich von Dums und südöstlich von Göfis (IV b).

Ein Drumlin-artiger Grundmoränenrücken hat sich vermutlich subglazial entwickelt (IV e).

4. Auf Grund der obenerwähnten Befunde sind **zwei Eisstände des III-Gletschers** separat eingezeichnet (A und B):

5. Weiter westlich befindet sich die **Helvetische Schwelle mit der Oberen Illschlucht** (V), welche die Illtalmündung vom Rheintal abgrenzt:

Es wird gedacht, daß bei dem höheren Eisstand (B) das Gebiet rund um Maria-Grün (VI) noch mit Eis bedeckt war. Es gibt Argumente dafür, daß III- und Rhein-Gletscher fast gleichzeitig aus diesem Bereich verschwanden, aber der III-Gletscher doch noch etwas später abgeschmolzen war. Ein Moränenrücken (VII) markiert (östlich am Blasenberg) möglicherweise die letzten III-Einflüsse. Ein zweiter mehr südlich entwickelter Moränenrücken bildete vielleicht die letzte Trennungslinie gegen den Rheingletscher (VIII). U. JORDI (1977) konkludierte zu einer mehr dominierenden Rolle des Rheingletschers auf Grund des Vorkommens einiger typischer Rheinerratiker. Morphologische und sedimentologische Daten und Beobachtungen können einander leicht widersprechen wegen häufiger Änderungen der lokalen Umstände im Konfluenzbereich beider Gletscher; jedenfalls ist die Lage noch nicht ganz sicher.

Das Gebiet von Maria-Grün zeigt teilweise eine Toteismorphologie. Tiefe Toteislöcher wurden später zu Mooren, welche sich seit dem Ende der ältesten Dryas entwickelt haben können. Die höheren Teile zeigten in Aufschlüssen beim Bau der vielen Häuser entweder anstehendes Gestein oder Grundmoräne, beide meistens überlagert von geschichteten und deformierten Sand- und Kiesdecken. Mehr niedrige Stellen zeigten öfter nur Schotterablagerungen. Deutliche randglaziale Moränenablagerungen sind nicht gefunden worden (siehe auch U. JORDI, 1977 und A.L. SIMONS, 1985).

Die Genese dieser Sand- und Kiesbedeckung verbinden wir mit dem randglazialen Abfluß der Samina, welche bei Amerlügen verschiedene Schwemmfächer gebildet hatte (IX). Die ehemaligen Verbindungen sind jetzt zerstört durch die Entwicklung eines ausgedehnten Massenbewegungsgebietes (X). An der Westseite desselben haben wir ähnliche Relikte von randglazialen Schotterablagerungen der Samina bis über 800 m Höhe über Maria-Grün gefunden, gerade am Taleck wo Rhein- und III-Gletscher konfluieren (XI).

Die Terrassen von Samina (IX), Galina (XII) und Mengbach (nicht im Kartenbild) geben uns viel bessere Möglichkeiten für die weitere Rekonstruktion der späteiszeitlichen Entwicklung des III-Gletschers. Dieses wird jetzt bearbeitet. Nur wenige dieser Terrassen wurden in dieser Skizze eingezeichnet.

6. Das Moor von Gasserplatz (XIII) wird momentan palynologisch in Amsterdem untersucht. Die untersten Meter haben sich ab ältester Dryas als eine Kalgyttja entwickelt, welche neben Pollen auch viele spätglaziale Mollusken enthält. Ein Bericht darüber wird vorbereitet.

7. Eine nächste Bemerkung gilt der Oberen (V) und Unteren Illschlucht (XIV). Seit K. GUNZ (1926) war spekuliert worden über die spätglaziale Existenz eines Walgau Sees und das spätere, postglaziale Entstehen dieser Schluchten. K. HAAGSMA (1974) fand keine Beweise dafür, und U. JORDI (1977) hatte auf klare Weise für ein Prävürm-Alter dieser Schluchten argumentiert. Wir können dieses nur völlig unterschreiben: die Erosionsbasis des Rheins ist noch immer bedingt durch den Wasserfall von Schaffhausen, wo dieser Fluß sich in das tiefere Prävürm-Flußbett stürzt: weiter kommen wir fast überall auf niedrige Werte für eine postglaziale Erosion der meisten Seitenflüsse des Rheins und der Ill und zwar gerade im Bereich der meisten Schluchten in Vorarlberg (z.B. M.J.I. BIK, 1960).

Am Ende möchten wir noch das absolute Alter der Eisrandlagen A und B zur Diskussion stellen. Wie bekannt in der Literatur (M.G.G. DE JONG, 1983) war das Gelände nördlich vom Bodensee sicher eisfrei am Ende der älteren Dryas (zu stellen auf 13.250 Jahre vor heute). Das Pollenprofil vom Gasserplatz stellt das Alter gerade noch vor das Ende der ältesten Dryas, wahrscheinlich rund 13.500 Jahre v.h. Es sollte hier noch eine Zeitlücke existieren zwischen der lokalen Deglaziation und dem ersten Wachstum des Kalkyttja-Profiles, aber unseres Erachtens haben die Feldkirch Phasen fast gleiches Alter, beide etwa 13.500 J.v.h., und ist die weitere Zeitlücke wahrscheinlich nicht groß.

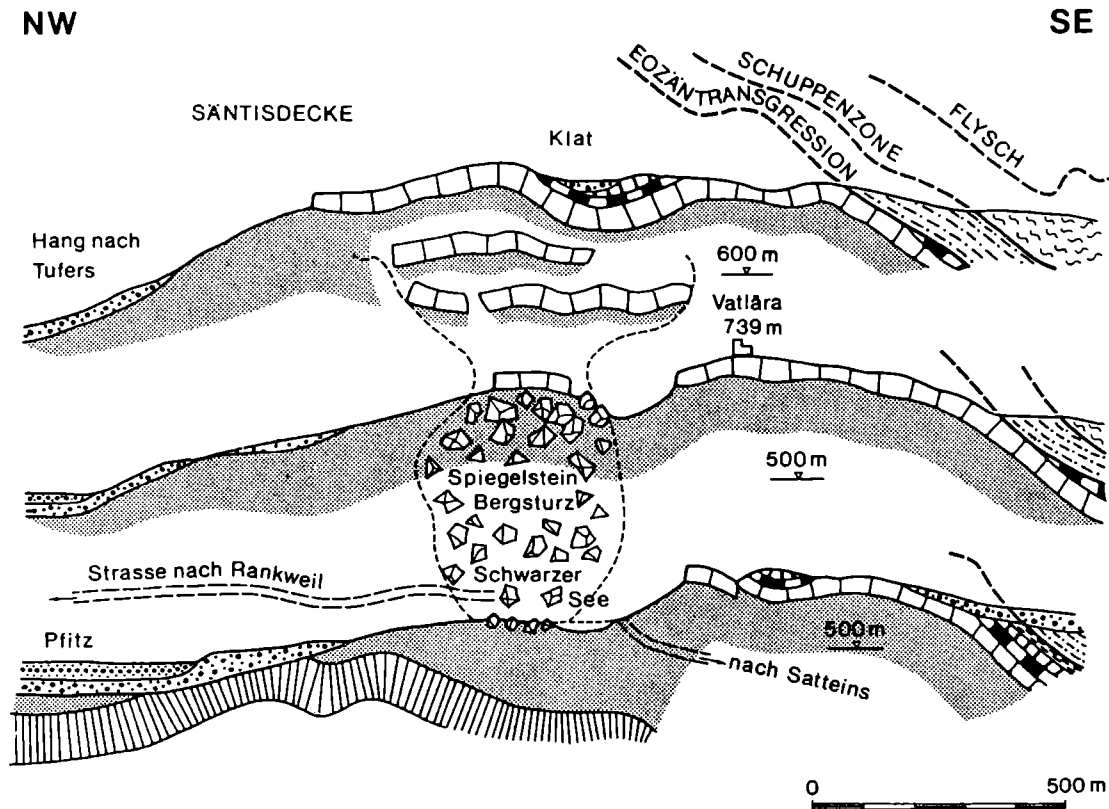
Anschließend kann man noch sagen, daß die Phasen A und B im Gelände nicht sehr ausgeprägt sind. Etwas ältere und höhere Eisrandlagen lassen sich besser verfolgen. Nur Phase B zeigt sich auch mehr nördlich im Rheintal, und bildet das niedrigste Terrassenniveau entlang der Mündungsgebiete des Frutz- und Fröhdischbaches. In diesem Bereich gibt es mindestens sieben ältere Eisrandmarkierungen; vier davon sind stark entwickelt.

Zur Geologie des Untergrundes ist folgendes anzumerken: Es stehen Drusbergschichten und evtl. auch Kieselkalk an. Der antikinale Aufbau dieser weitflächigen Wiesenzone ist dadurch deutlich erkennbar, daß nach Nordwesten in Richtung Feldkirch in Schrattekalk, Gault und Seewerkalk flaches Nordwestfallen herrscht und nach Südosten in Richtung Satteins Südostfallen. Ebenso klar erkennbar ist ein rascher achsialer Gewölbeanstieg in Richtung Übersaxen und weiter in Richtung Laterns, wo der Kieselkalk-Scheitel schon etwa um 500 m höher liegt. Der sehr rasche achsiale Anstieg verursachte im Hang vom Schwarzen See zum Klat nachfolgend einer erosiven Unterschneidung ein Rückgleiten des Schrattekalkes auf Drusbergmergeln: den Spiegelsteinbergsturz.

Haltepunkt Schwarzer See – Spiegelstein-Bergsturz:

Wir wandern längs des Sees, der in mehreren Abgängen durch den Spiegelsteinbergsturz in einer paraglazialen Furche angestaut wurde, nach Süden. Von der Straßenkuppe aus steigen wir auf einem zurückführenden Weg nach Norden zum Ausgang des Trockentales auf 630 m NN. Von hier führt für Trittsichere ein steiler Weg hinauf zur Abrißwand des Spiegelsteinbergsturzes (letzter größerer Abgang 1876). Im Jahre 1981 erfolgte wieder einmal ein kleiner Sturz wodurch eine Verlegung des Touristenweges unmittelbar unterhalb der Steilstufe nötig wurde. Wir bewegen uns über Drusbergschichten, teils anstehend teils versackt. Sie sind eine düster-

Schnitte im Gebiet des Schwarzen Sees

**QUARTÄR**

Bergsturz



Talschotter



Hangschutt



Moräne

HELVETIKUM**Schuppenzone**

Leimernmergel



Globigerinenmergel



Schrattenkalk



Amdener Mergel



Drusbergschichten



Seewerkalk



Kieselkalk

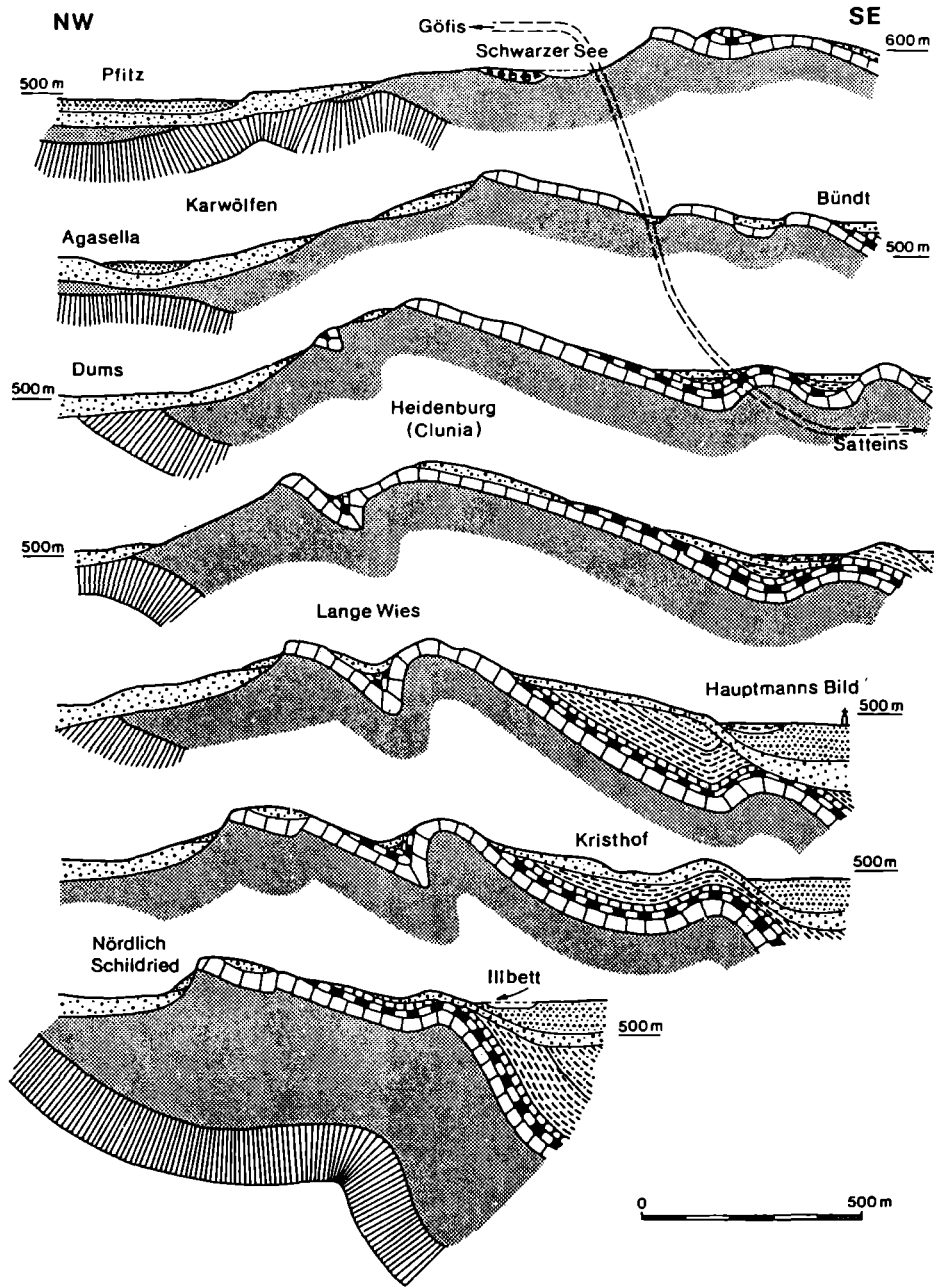


Gaultgrünsandstein






Abb. A. 22:

graue Wechsellagerungsfolge von Mergelkalken und Mergeln mit etwa 20–30 cm dicken Bänken mit unregelmäßigen Anstoßflächen. Pyritgeoden wittern aus. Druckschieferung ist anzutreffen. Weiter aufwärts zunehmend abgesackte Partien und Sturzblöcke aus dem Übergangsbereich zum Schrattenkalk und aus demselben. Im Schrattenkalk fallen hier teilweise Verkieselungserscheinungen auf! Nach Überwindung der Steilstufe blicken wir zurück auf einen Irrgarten von Kluftgassen zwischen oft hausgroßen Riesenblöcken und wandern dann, drei mal offene Spaltensysteme querend, weiter aufwärts zu einer Wiese mit Gault und Seewerkalk von 760–800 m. Nach einem weiteren Aufstieg auf Schrattenkalk durch Wald und Wiesengelände queren wir dann auf 930 bzw. 960 m hinüber nach Übersaxen, dabei wiederum in Drusbergschichten einsteigend.

Schnitte durch das Gebirge zwischen Göfis und Satteins



QUARTÄR

-  Bergsturz
-  Hangschutt
-  Seetone
-  Sedimente des verlandenden Rheintal- und Walgausees
-  Glaziale Schotter und Moräne

HELVETIKUM

Säntliedecke








-  Globigerinenmergel
-  Amdener Mergel
-  Seewerkalk
-  Gautgrünsandstein
-  Schrattekalk
-  Drusbergschichten
-  Kieselkalk

Abb. A. 23:

Von Übersaxen aus mit dem Auto oder zu Fuß längs der Walgauhöhenstraße in Richtung Düns und anhand der Walgaukarte (W. HEISSEL et al. 1967) ab der Kote 1012, längs seines westlichen Quellbaches hinab in den Pfudidätschbach und, weiter Bachaufschlüsse kontaktierend bis Satteins: ab 940 m z.T. gute und wenig gestörte Aufschlüsse der Feuerstätter Decke (Feuerstätter Sandstein, Rinderbachschichten, Globigerinenflysch, Satteinser Serie). Nach Westen unterlagern tektonisch Leimernmergel der Liebensteiner Decke und wiederum tektonisch, auf Schrattenkalk transgredierende Globigerinenmergel. Nach Osten folgte nach einer Quelltuff-reichen Wiesenzone, geschlossener Wald mit Basisserie und Reiselsberger Sandstein. Letzterer kann auch längs der Straße Satteins - Röns angetroffen werden, wobei unmittelbar vor Röns sehr gute Aufschlüsse in feinplattigen Piesenkopfschichten folgen.

Falls wir den Anstieg zum Spiegelsteinbergsturz gemieden haben bzw. zum Schwarzen See zurückgekehrt sind, gehen (oder fahren) wir auf der Walgaustraße weiter und kommen, nachdem wir die Schrattenkalk-Klus nach Süden verlassen haben, in der Wiesenzone in einer ersten deutlichen Linkskurve zu einem Seewerkalk-Aufschluß und weiter in Richtung Satteins in der letzten Linkskurve vor dem Ort zu einem Schrattenkalk, dem rasch Mitteleozän-Globigerinenmergel folgen. Da Abstellplätze für Autos vorhanden sind, lohnend!

Haltepunkt Vordere Saminaschlucht bei Frastanz:

Den Reiselsberger Sandstein, der gleich alt wie oft nur wenige Meter mächtige Teile des oberen Seewerkalkes ist, studieren wir besser auf der anderen Talseite in der vorderen Saminaschlucht und fahren dafür in Frastanz längs des Baches bis zum Kraftwerk.

Von dort etwa 500 m in der Schlucht bis zu ihrem Ende zurückwandernd, fallen zunächst (ca. 50 m mächtig) steilachsig verfaltete Piesenkopfschichten-artige Kalke mit Mergellagen auf, an die sich nach einem Moränenaufschluß Hellglimmer-führende, massige, mit Mergeln wechselnde Sandsteinbänke anschließen: typischer Reiselsberger Sandstein. Hier fällt eine Schichtunterseite mit Fließwülsten und Schleifspuren auf, die einen Materialtransport aus Osten belegt. Diese Glimmer-sandstein-reiche Abfolge hält weiter auswärts neben der Straße sowie am anderen Bachufer bis zum Materialschuppen vor dem Schluchtausgang an.

Der Reiselsberger Sandstein erhielt in Liechtenstein den Namen Schwabbrünnenserie und zieht vom Steinbruch Schwabbrünnen über den steilen Waldhang des Vorder-Älpele und Amerlügen direkt hierher. Er ist in tieferen Lagen ein typisches Gestein "finsterer" Waldgebiete, da sein grobblockiger Zerfall es erschwert, glatte Mähwiesen und Weiden zu schaffen; dieser bedingt jedoch ein großes Wasserspeichungsvermögen. Daher ernährt er bedeutende Quellen, wie u.a. jene der Gerstenböden unterhalb der Straße vor Bad Laterns.

Er ist reich an Hellglimmer und zeigt wechselnde Korngrößen, führt nur selten feine Brekzien und hat oft nur wenig ausgeprägte Gradierung. Im frischen Bruch ist er dunkelgraublau, er wittert gelblichbraun an und zeigt, wenn er in lösender Verwitterung seinen diffusen Kalkgehalt verloren hat, dicke Rinden. Im Gebirge ist er meist von grünen Silikatflechten überzogen. Zwischengeschaltet sind dunkle bis schwarze, selten grünliche, schieferige bis feinblättrige Mergellagen. Kalkigere Einlagerungen gegen seine Basis hin zeigen Ähnlichkeiten mit der "Basisserie" und in den höheren Anteilen gibt es Übergänge zu den Piesenkopfschichten. Seine Mächtigkeit kann bis 1400 m anschwellen. Er enthält nur wenig Mikrofossilien, seine Einstufung ins Turon ergibt sich aus seiner Eingabelung durch die vorher genannten Globotruncanen-führenden Flysche unter und über ihm.

Zur Fahrt von Frastanz nach Bludenz:

Wir fahren von Frastanz, am Auslauf des Walgaustollens (siehe Abb. A 24, 25) bei Beschling vorbei, durch die Talebene des Walgaus nach Südosten. Die tektonischen Einheiten des Ostalpenwestendes ziehen breit ausstreichend schräg von Nordosten vom Hochgerachkamm, vom Großwalsertal und vom Lechquellengebirge her unter den Illalluvionen durch in den Rätikon, wobei die Kalkalpen achsial rasch ansteigen und dann in Liechtenstein, mit ihrer Basis schon auf 800 m, hoch über den Flyschen völlig ausheben.

Die Quartärfüllung des Walgaus wurde nach R. HANTKE 1980, S. 108 bei Nüziders-Tschalenga durchbohrt und ist dort 200 m mächtig.

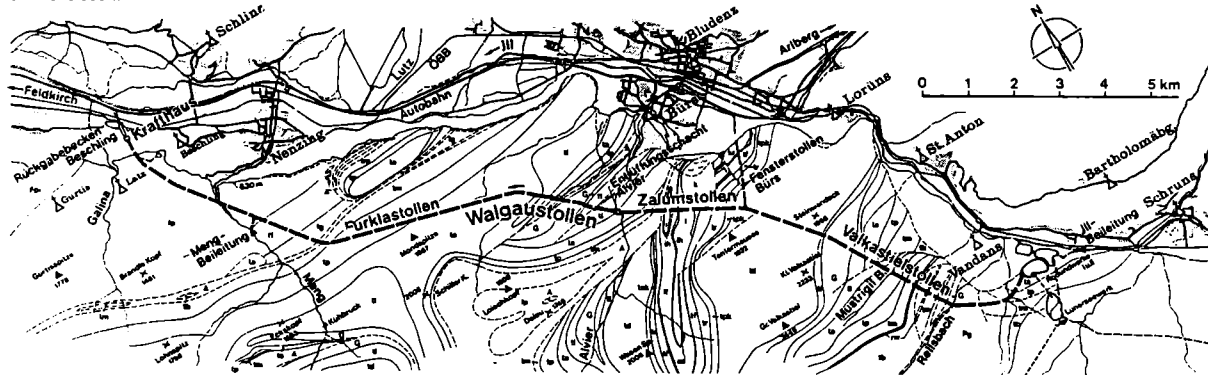
Die **Campan-Maastricht Bildungen der Rhenodanubischen Flyschzone** können beim **Lutzkraftwerk** oberhalb der Brücke Thüringen-Ludesch am östlichen Lutzufer besichtigt werden. Die Planknerbrücken Serie führt hier Orbitoiden des Obercampan-Maastricht. Autoabstellplätze sind vorhanden. Die überlagernde Arosazone zeigt im vorderen Walgau zwischen Flysch und Kalkalpen nur punktuell Aufschlüsse, sie kann besser in den Fenstern zwischen den Rätikonschollen besichtigt werden. (Exkursion D).

Der Schneiderstein hinter Nenzing mit einem Mitteltriasprofil und der Hangende Stein auf der nördlichen Talseite, in dem ein großer Steinbruch Hauptdolomit zur Branntkalkerzeugung abbaut, sind tektonisch selbständige Basisschollen unter der, sich im Rätikon über dem Penninikum allmählich in Schollen auflösenden Lechtaldecke und haben jeweils hinter sich Flysche und intrapenninische Schwellenrelikte in einer Scherenfensterposition. Das **komplexere Fenster von Nüziders** wurde von M. EBERHARD 1984 neu bearbeitet und dabei bis dahin für Neokom gehaltene, flyschartige Gesteine, die den Falknisgault überlagern, als oberkreidisch erkannt und er möchte diese der Liebensteiner Decke zuordnen. Eine Meinung, die ich nicht teilen kann. Sicher wirft dieser Oberkreidenachweis hier eine unerwartete Zuordnungsproblematik auf: aber warum sollen weiter nach Nordwesten nicht anstatt Kreide-Couches rouges Flyschbildungen über der Falknismittelkreide anhalten und erst im Paleozän-Eozän die gewohnte Schwellenfazies! Der Falknisgault und tristelartige Einschaltungen kann bei der Ruine Sonnenberg angeschlagen werden. Nachdem soeben H. LOACKER, 1986 im Rätikonstollen (vgl. Abb. A 24, 25) in einer plausiblen tektonischen Fortsetzung von Nüziders die Gaschloserie des Liechtensteiner Flyschprofils erkannt hat, die ich schon immer hinter dem Schneiderstein annahm, ist eine analoge Zuweisung nun auch für Nüziders für die genannten Oberkreideflysche mit zu erwägen.

Das Fenster von Nüziders dürfte sich unter der Talaue in irgend einer Form mit dem Arosazonen-Fenster von Bludenz verbinden und auch in Richtung Bürs ausfinden.

Im **Fenster von Bludenz** wurden bei einer gemeinsamen Exkursion von M. BLUMENTAL in Flysch zerschürfte grüne Granite entdeckt (O. AMPFERER 1937, S. 30). Es bricht unter dem Muschelkalk des Montikel auf. Von ihm aus, bzw. von der Schloßbergterrasse vor der Kirche, haben wir einen herrlichen Rundblick. Das Panorama reicht vom Klostertal im Osten über die Davennagruppe, vorne mit kalkalpinen Gesteinen, zum Kristallin der Silvretta im Südosten hinten im Montafon, über den kalkalpinen Rätikonhauptkamm im Südwesten (mit der thronenden Schesaplana) zur helvetischen Säntisdecke talauswärts im Westen und zu den Flyschbergen davor, welche die Basisschollen der Kalkalpen, auf denen der Betrachter steht, unterlagern. Nach Westsüdwest gut sichtbar über dem Murbruch des Schesatobel der Loischkopf. Dies ist ein aus Arosazonen-Fenster-Gesteinen bestehender Härtling, der nur infolge der allseitig zurückwitternden Gipsverpackung in dieser Gestalt entstehen konnte.

Geologischer Horizontalschnitt
auf Höhe 630m

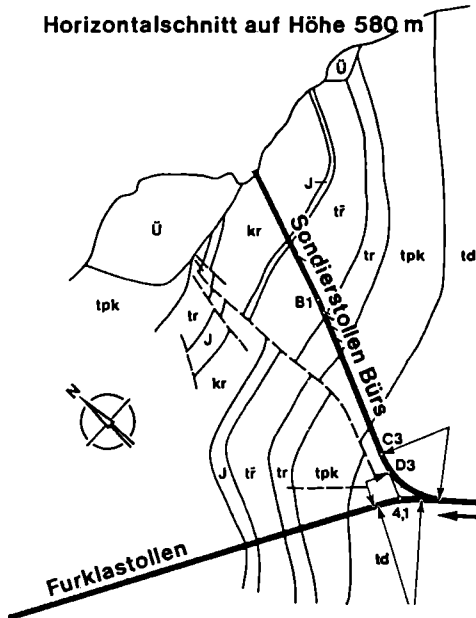


Legende

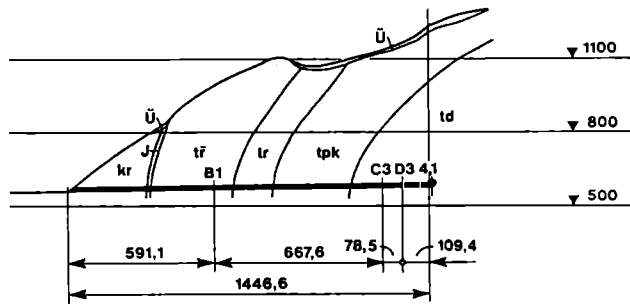
Ritzung in das Eozän	Überlagerung (Hangschutt, Bergschutt, Moräne und Verkarstungsreste)	A Zone
Burren-Konglomerat	Penninikum Vorarlberger Flysch	Kreideschiefer
Störzonen Diskongruenzen	Gaisch-Serie	Anhydritkalk
Fanzos-Serie	Pfal-Plattenschiefer	Riffkalk
Planzosen, Brücklen, Serie	Bregenzer Sandstein	Oberer Riffkalk
		Kössener Schichten
		Plattenkalk
		Hauptdolomit
		Riffkalk Schichten
		Riffkalk Gips
		Arberg Schichten
		Permo-carbonifäre Schichten
		Muschelkalk
		Riffkalk Schichten
		Basaltzone
		Paläozoische Schiefer
		Phylloporphyr und Gamserschiefer

Abb. 2: Geologischer Horizontalschnitt des Walgaußstollens.

Horizontalschnitt auf Höhe 580 m



Längsschnitt

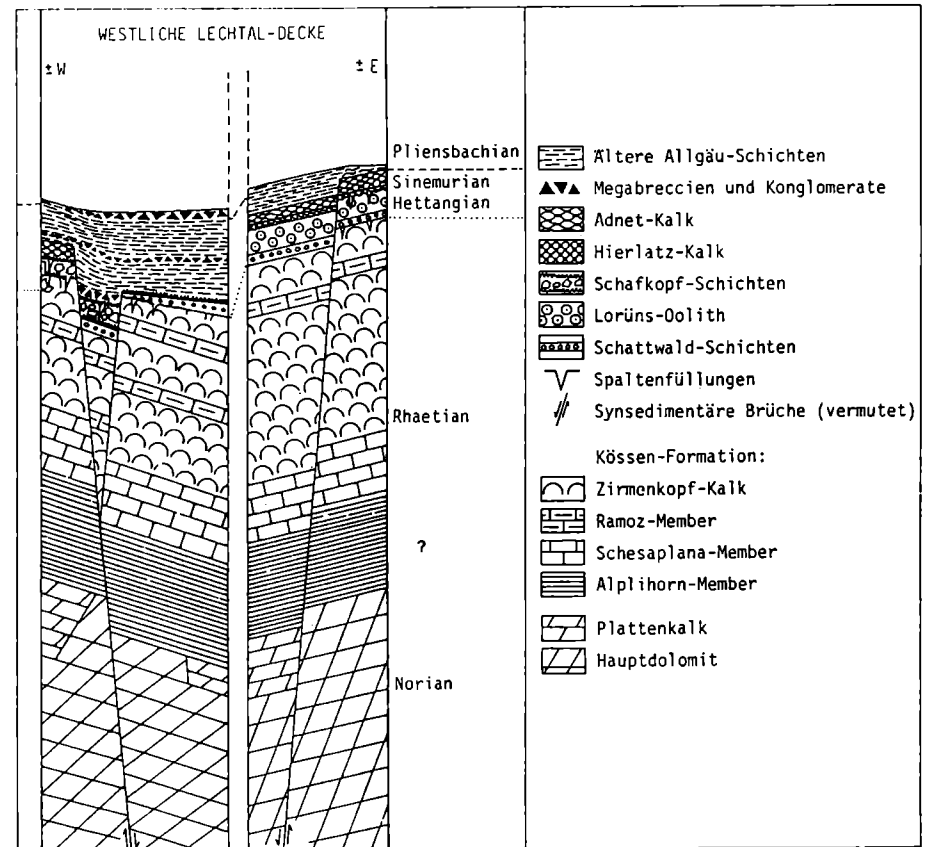
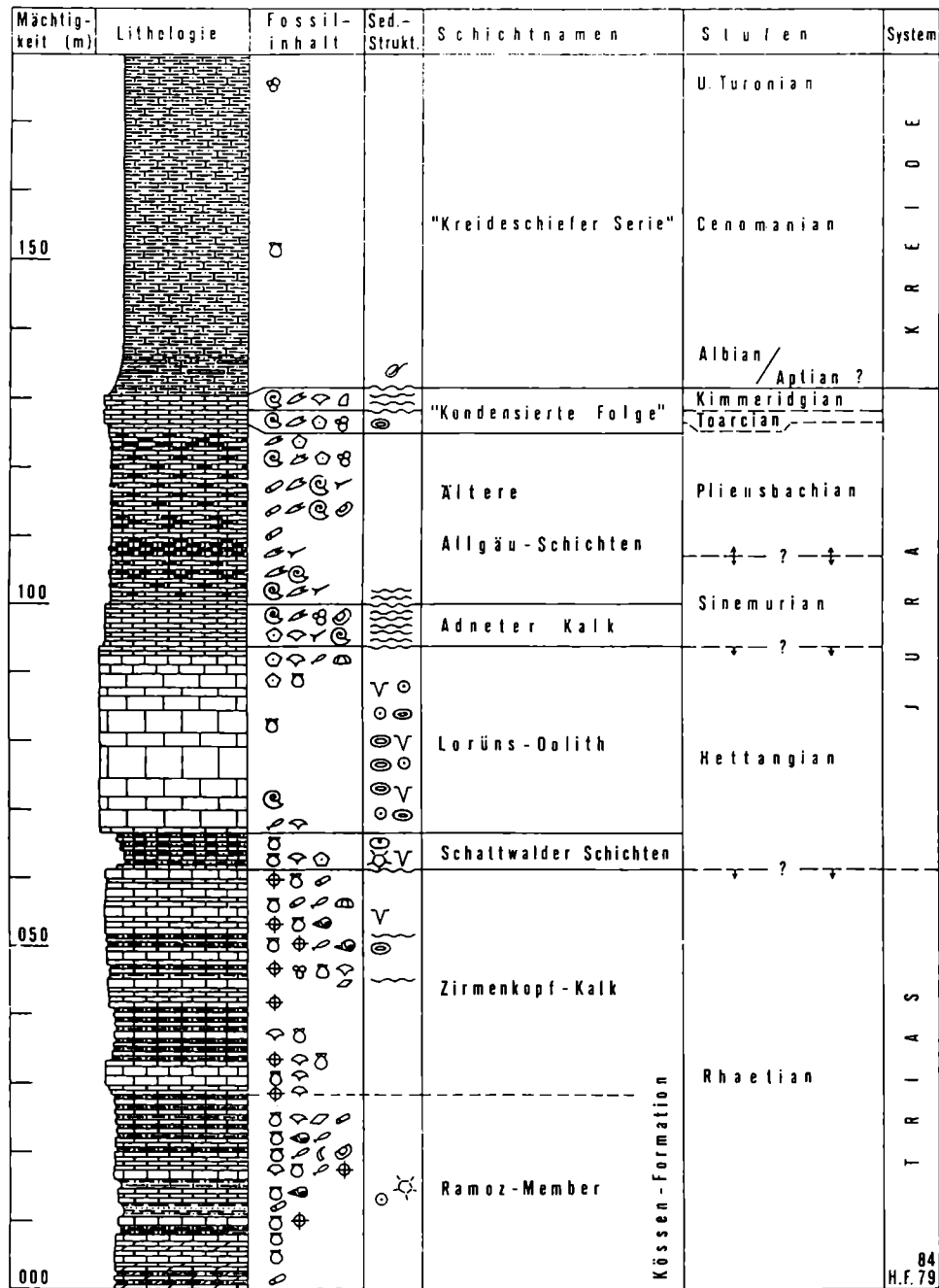


Legende:

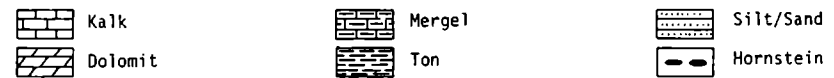
Ü	Überlagerung
kr	Kreideschiefer
J	Jura
tr	Kössener Schichten
tr̄	Oberrätischer Riffkalk
tpk	Plattenkalk
td	Hauptdolomit

Abb. 4: Geologischer Horizontal- und Längsschnitt des Sondierstollens Bürs.

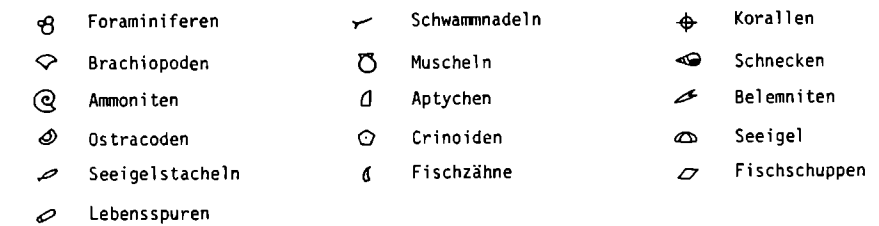
Abb. A 24: Aus H. LOCKER 1986, S. 213 und 219



Lithologie:



Fossilinhalt:



Sedimentologische Strukturen:

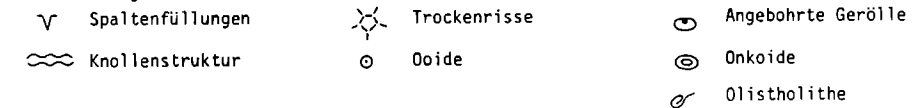


Abb. A 25: Von H. FURRER

Der nach Süden unmittelbar gegenüberliegende Gebirgsstock der Vandanser Steinwand ist der Ausläufer der gegen das Tal abtauchenden Wildberg - Valbonamulde (Oberkarbon bis Kreide). aus der Kernfüllung der Valbonamulde hat sich die Rutschung Zalum-Mähder gelöst. Der Taleinschnitt der Alvier zeichnet eine Schollengrenze in der oberostalpinen Lechtaldecke nach, in der Arosazone aufgeschlossen ist. Am Talausgang wurden interglazial bzw. interstadial mächtige Schotter abgelagert, die stark konglomeriert sind. In diese Schotter hat sich die Alvier wieder - in der Bürser Schlucht - eingefressen. Dieses **Bürser Konglomerat** bildet die Steilwände hinter Bürs. Der Untergrund der weichen Landschaft von Bürserberg - Tschengla westlich der Alvier wird von Raiblerschichten mit Gips und von Arosazone aufgebaut. Es wird von mächtigen Moränen und Verbauungsschottern überlagert, die im Muranbruch der Schesa eindrucksvoll aufgeschlossen sind. Das Material aus diesem Muranbruch bildet den mächtigen, seit ca. 150 Jahren aufgeschütteten Schwemmkegel der Schesa.

Im **Steinbruch Lorüns am Westende der Bergkette**, die das Montafon vom Klostertal trennt, werden von der Vorarlberger Zementwerke Lorüns Aktiengesellschaft Kalke und Mergel als Rohstoff abgebaut. Sie gehören dem obersten Teil der Schichtreihe der Schesaplana Scholle mit Sedimentgesteinen von der obersten Trias bis zum Turon an, welche hier sich ins Westende der Davennagruppe fortsetzt. Ihre ältere Schichtenfolge werden wir am Lünersee antreffen (Exkursion D). Besonders interessant sind die Schwellenfazies des unteren Lias, die damit verbundenen syndedimentären Spaltensysteme in Gesteinen der obersten Trias und des untersten Lias sowie die kondensierten und durch große Schichtlücken unterbrochenen Ablagerungen vom obersten Lias bis in die Untere Kreide.

H. FURRER beschrieb in **H. BERTLE et al. 1979, S. 79 die Schichtfolge** und wir entnahmen dieser Zusammenstellung in sehr gekürzter Form Teile seiner Beschreibung. Er übersendet mir dazu eine modifizierte Graphik mit einigen nomenklatorischen Änderungen. Als älteste Schichten sind als Wechselagerungsfolge von Kalken und Mergeln etwa 60 m Kössen Formation im Südwesteck aufgeschlossen. Sie enthält *Rhätavicularia contorta*, Korallen und Brachiopoden. Im obersten Teil dominieren graue und weinrote Mergel, Spalten und Hohlräume mit Geopetalgefügen treten auf. Ein Triasinenhorizont befindet sich auch in ihm, etwa 20 m unterhalb der Schattwalder Schichten.

Letzere bestehen aus 5-6 m weinroten oder grünen, oft sandigen Mergeln und Kalken und zeigen Schichtflächen mit polygonalen Trockenrissen. Sie werden von H. FURRER bereits dem Hettang zugeordnet, gemeinsam mit nachfolgenden 25-30 m massiger, grauer **Lorünsoolith** mit großen syndedimentären Spalten. Darüber folgen makrofossilreich Sinemur und Plinsbach mit buntem Adneter Kalk und Ältere Allgäuschichten sowie weiterhin fossilreich eine auf wenige Meter kondensierte Folge mit bunten Kalken und einem Hartgrund vom Pliensbach-Touarc bis ins Kimmeridge. Es folgen etwa 50 m Kreideschiefer bis ins Turon aufsteigend.

Zur Fahrt von Lorüns nach Bartholomäberg:

An der Straße von Lorüns nach St. Anton i.M. steht vor der Illbrücke der Hauptdolomit der Vandanser Steinwand an. Die steil talaus fallenden, gebankten reinen, lokal bituminösen Dolomite queren den Taleinschnitt und streichen rechts der Ill in den Davenna-Stock. Von der Davenna sind durch Auslaugung der unterlagernden Raibler Gipse gewaltige Felssturzmassen abgebrochen und als Murschuttfächer (bewaldete "Alma") im Tal abgelagert worden. In der ausgeprägten Abbruchnische zwischen dem Hauptdolomit der Davenna und den Raibler Dolomiten und Kalken von Valeu wurde bis 1977 im Tagbau Gips gewonnen. Felsstürze aus dem Hauptdolomit und Rutschungen im Gipskörper haben die Einstellung des Bergbaues und die Aufschüttung vom Dämmen zum Schutze des Siedlungsgebietes erzwungen.

Im Jahre 1878 wurde am Bartholomäberg nordöstlich oberhalb St. Anton - Schruns ein von H. BERTLE gestalteter, geologischer Lehrwanderweg eröffnet, welcher vom Kristallin über Oberkarbon und Perm bis in die oberste Trias aufsteigend mittels 19 Gesteinsbeschreibungstafeln die Schichtenfolge erläutert und mittels 8 Panoramatafeln die Geographie und Tektonik; dazu verfaßte H. BERTLE einen käuflichen Führer (26 S., 14 Abb., 5 Tafeln, 1 Karte). Reine Gehzeit 5 Stunden, Wanderzeit 8 Stunden.

Um den Lehrpfad zu erreichen benütze man von St. Anton die Straße nach Bartholomäberg. Sie quert bergauf die verbreitete an der Straße aufgeschlossene Schichtfolge: Muschelkalk (Hangfuß bis oberhalb Jetzmund) - Punt la drossa Schichten - roter Buntsandstein (Marentestobel) - Alpiner Verrucano (Ignimbrite, Tuffe und rote Sandsteine, Konglomerate und Tonschiefer im Fuchswald) - Oberkarbon (Sandsteine, Konglomerate, Tonschiefer) - Silvretta-Kristallin (Glimmerschiefer und Schiefergneise). Auf der südlichen Talseite der Rätikon, dessen randliche Unterquerung durch den Walgaustollen von Schruns-Rodund bis Nenzing-Beschling bereits erwähnt wurde.

Zur Geologie des Walgaustollens gibt H. LOACKER folgenden Überblick:

Er ist 21 km lang und wurde in den Jahren 1980-1984 von den Vorarlberger Illwerken erbaut. Der Walgaustollen verläuft ungefähr von Südwesten nach Nordosten und quert die einzelnen geologischen Einheiten meist stumpfwinkelig. Er beginnt im Südosten in der mitteltriadischen Sedimentschuppe des Kristakopfes und quert die Phyllitgneiszone und die einzelnen Teilschuppen der Nördlichen Kalkalpen.

Als erste Teileinheit der Nördlichen Kalkalpen wird die **Zimba-Schesaplana-Scholle**, die hier als großräumige Mulde - Valbonamulde - aufgebaut ist, gequert. Im Ostschenkel der Mulde ist die stratigraphische Abfolge in der Trias durchgehend vertreten. Überraschend war, daß die untere Trias an der Reilstalstörung - Grenze Nördliche Kalkalpen gegen die Phyllitgneiszone - sehr stark ausgedünnt war. Der Buntsandstein unterlagerte nur mehr als schmale Quetschzone die Mitteltrias. Er wurde hier durch mitteltriadische Kalkschuppen, die durch Rauhacken und Anhydrit getrennt waren, ersetzt. Im Ostschenkel der Valbonamulde wurde im Hauptstollen kein Jura angefahren, hier sind die Kreideschiefer des Muldenkerns tektonisch dem oberrätischen Riffkalk aufgeschoben. Im danebenliegenden Fensterstollen Bürs transgredieren die Kreideschiefer auf geringmächtige, rote Jurakalke. Der Jura ist hier nur mehr rudimentär entwickelt. Im Westschenkel der Valbonamulde werden die Kreideschiefer von einer mächtigen Abfolge von Juragesteinen, Aptychenschichten, Radiolariten und Fleckenmergeln unterlagert. Der an der Oberfläche noch relativ mächtig aufgeschlossene Hauptdolomit ist im Stollen von einem Aufbruch von Arosazone abgeschnitten. Dieser Arosazonenaufbruch fällt mit 35° gegen Osten hin ein, die Zimba-Schesaplanascholle ist auf die Fundelkopf-Alpilascholle aufgeschoben.

In der **Fundelkopf-Alpilascholle** wurden, wie erwartet, nur mehr Gesteine der Mittel-Obertrias angefahren. Auch sie sind muldenförmig gelagert, die Raibler Schichten bilden den Muldenkern. In diesen Raibler Schichten mit ihren ausgedehnten Anhydrit- und Gipslagen müssen starke schichtparallele Gleitungen vor sich gegangen sein, die vorkommenden Dolomite waren sehr stark zerrüttet. Es wurde hier im fallenden Trum bei einem durchschnittlichen Wasserandrang von 200l/s die Grenze des wirtschaftlichen maschinellen Ausbruches erreicht, der Stollen wurde in diesem Bereich auf konventionellen Vortrieb umgestellt. Die Raiblerschichtenmulde von Bürserberg wird durch einen an eine Großstörung gebundenen Aufbruch anisischer und ladinischer Kalke und Mergel zweigeteilt. Man könnte hier den östlichen Teil als eigene Teilscholle von Bürserberg von der Fundelkopf-Alpilascholle abtrennen.

Die **Überschiebungszone der Kalkalpen auf den Vorarlberger Flysch** war im Stollen auf eine Länge von ca. 100 m aufgeschlossen. Die Gesteine der hier eingeschleppten **Arosazone** bestehen hauptsächlich aus stark feinblättrig tektonisierten Mergeln und Tonschiefern, in denen tektonische Gerölle von Sandsteinen und Kalken und z.T. Riesenblöcken aus Anhydrit eingequetscht sind.

In der **Flyschzone** war interessant, daß hier die noch aus dem Liechtensteiner Flysch bekannte **Gaschloserie** in großer Mächtigkeit dem eigentlichen **Vorarlberger Flysch** aufgeschuppt ist. Die Grenze zur unterlagernden Fanolaserie ist eine breite Störzone. Hier waren die tonreichen Gesteine ebenfalls feinstblättrig tektonisiert, die Hartgesteine boudiniert bzw. als tektonische Gerölle eingequetscht. Anschließend wurden die Flyschserien Fanolaserie und Plankner-Brücke-Serie durchfahren; die Piesenkopfschichten waren noch im Druckschacht und im Krafthaus aufgeschlossen.

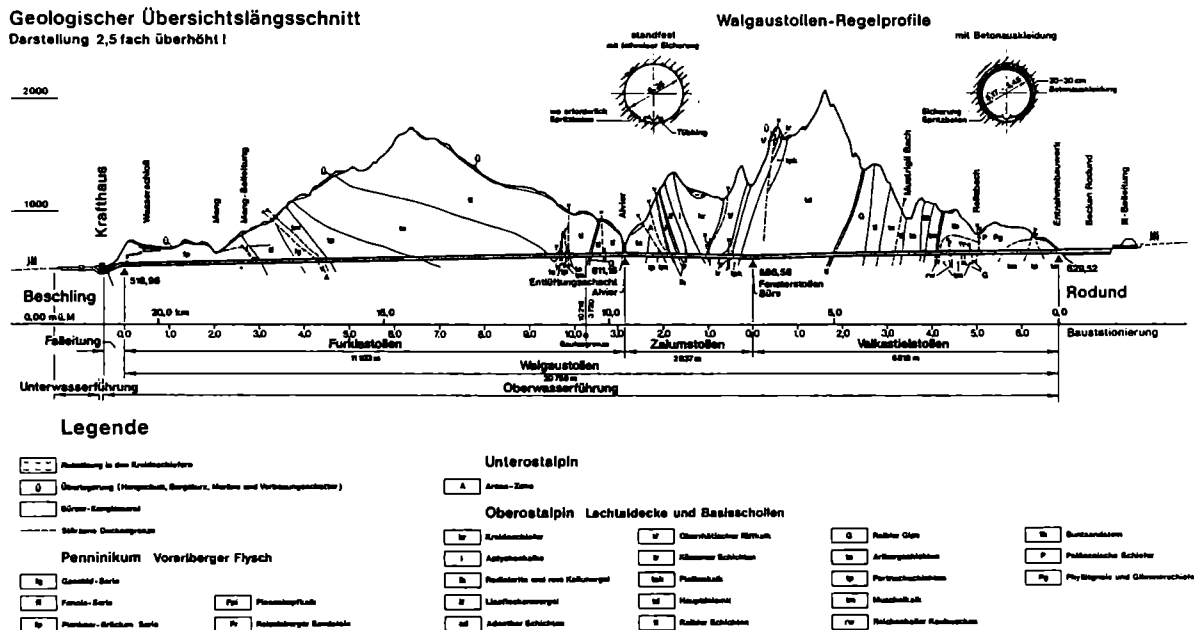


Abb. 1: Geologischer Übersichtslängsschnitt des Walgaustollens.

Abb. A 26: Aus H. LOACKER 1986, S. 215

Die Weiterfahrt erfolgt über Schruns - Gaschurn - Parthenen zur Silvrettastraße

Zur Geologie entlang der Silvrettastraße berichtet G. FUCHS:

Über den Sedimentserien Graubündens und des Unterengadiner Fensters ruht das Silvretta-Kristallin als weitgespannte, muldenförmige Schubmasse. Die basale Überschiebungsfläche schneidet diskordant den Innenbau des Kristallins, welches ein Stück eines älteren, kaledonisch und variszisch geprägten Gebirges bildet (E. JÄGER et al. 1961; B. GRAUERT, 1966). Am Aufbau des Kristallins sind vorwiegend Amphibolite bis Hornblendgneise, verschiedene Ortho- und Mischgneise, Paragneise

und Glimmerschiefer beteiligt. In der österreichischen Silvretta herrscht regionales NE-Streichen (NW-Fallen) vor, das in das E-W-Streichen der Verwallgruppe einschwenkt. Der Verlauf der Gesteinszüge verrät die Existenz riesiger Liegendfallen (Schlingentektonik).

Nach dem Verlassen der Kalkalpen gelangt man im Raume Schruns in die "**Phyllitgneis-Zone**", eine tektonisch stark beanspruchte Zone von phyllonitischen Glimmerschiefern mit Muskowitorthogneis-Einschaltungen. Gegen S folgen **Schichtgneise** mit untergeordneten Zügen von **Amphibolit** und **Granitgneis**. Bei St. Gallenkirch quert ein markanter **Granitgneiszug** das Montafontal. Während im nördlichen Teil des Kristallins S-Fallen überwiegt, herrscht südlich dieses Granitgneiszuges N-Fallen deutlich vor, womit der Orthogneis anscheinend eine Mulde füllt. Es folgen **Amphibolite** und darunter N-fallende, feinkörnige **Biotitparagneise** mit Einschaltungen von **Zweiglimmer-** bis **Muskowitgranitgneis** (Valschavieltal). W Ischgl biegt dieser Gneiszug gegen S ab und quert das Paznauntal.

Es unterlagern mächtige **Amphibolite**, die bei Gaschurn **Glimmerschiefer**, **Para-** und **Mischgneiszüge** eingeschaltet haben, welche gegen E in die bei Galtür mächtigen **Granitgneise** übergehen. Die orogr. linken Hänge des Montafontales im Raume Gaschurn sind von Hangtektonik ganz großen Stils geprägt.

Bei Partenen gelangt man in einen **Granitgneis-Komplex**, vorwiegend aus Biotit- und Zweiglimmeraugengranitgneis bestehend.

Diese mächtigen Orthogneise bauen den Vallüla-Stock auf und queren das Paznauntal W von Wirl (Galtür).

SE vom Vermuntsee gelangt man ins Liegende der Orthogneise, in **Amphibolite** mit eingeschalteten **Mischgneisen**. Der geologische Bau rings um die Bieler Höhe wird durch **Amphibolite** und Lappen von **Augengranitgneis** bestimmt.

Das Gebiet E der Bieler Höhe zwischen Kl. Vermunt und Jamtal wird durch riesige **Liegendfallen** beherrscht. Die Scheitelzone dieser Verfaltung nach NW-Achsen quert das Paznauntal bei Galtür. Die E-W streichenden Gesteinszüge der Verwallgruppe biegen in diesem Raum unter wilder Verfaltung in die S-Richtung und SW-Streichrichtung der Silvretta um. Diese Innenstrukturen des Kristallins sind älter als der Zuschnitt durch die alpine Deckentektonik.