Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 65 (1972)

Heft: 2

Artikel: Geologie der östliche Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattenkalkformation (Unterkreide)

Autor: Briegel, Ueli

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164103

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 08.02.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 65/2	Seiten 425–483	23 Textfiguren, 5 Tabellen und 9 Tafeln (I–IX)	Basel, Aug. 1972

Geologie der östlichen Alviergruppe
(Helvetische Decken der Ostschweiz)
unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattenkalkformation
(Unterkreide)

Von Ueli Briegel

Geologisches Institut der Eidg. Techn. Hochschule Zürich, Sonneggstrasse 5, 8006 Zürich

ABSTRACT

An area of some 40 km² in the originally southernmost part of the Helvetic nappes in eastern Switzerland was investigated. This area is mainly composed of Lower Cretaceous formations which show lateral replacement of limestones by shales toward the SE. These shales are shown to have been laid down in fairly shallow water. Some new microfaunas and a new cephalopod fauna of Barremian age are described. Preliminary X-ray data of some illite samples along a SE–NW profile show decreasing cristallinity in this direction.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 426
1. Einleitung
1.1 Überblick und Problemstellung 427
1.2 Zur Nomenklatur 429
1.3 Zu den Schliffbeschreibungen 429
1.4 Darstellung in den stratigraphischen Profilen 431
2. Stratigraphie
2.1 Einleitung 432
2.2 Palfrisschiefer 432
2.3 Diphyoideskalk 432
2.4 Grenzschichten zwischen Diphyoides- und Kieselkalkformation 433
2.5 Die Helvetische Kieselkalkformation 433
2.6 Drusberg-Mergelformation 434
2.61 Altmannschichten 434
2.62 Drusbergschichten 436
2.621 Einleitung 436
2.622 Petrographie 437
2.623 Makrofauna 441
2.624 Mikropaläontologie 443
2.63 Chopfschichten 449
2.631 Statuierung 449

2.632 Einleitung 450
2.633 Petrographie 450
2.634 Fauna 450
2.64 Hurstmergel 452
2.641 Statuierung 452
2.642 Einleitung 452
2.643 Petrographie 453
2.644 Fauna und Flora 454
2.645 Einstufung der Hurstmergel 455
2.7 Schrattenkalkformation 456
2.701 Einleitung 456
2.702 Petrographie 458
2.703 Makrofauna 460
2.704 Mikrofauna und -flora 461
2.705 Paläoökologie in der Drusberg- und Schrattenkalkformation 462
2.706 Zur Vermergelung des Schrattenkalks 463
2.707 Folgerungen 464
2.8 Unterer Gault 465
2.81 Luitereschichten 465
2.82 Gamserschichten 466
2.83 Brisischichten 467
2.9 Mittlerer Gault 468
2.91 Durschlägischicht 468
2.92 Niderischichten 468
2.10 Oberer Gault 468
2.101 Lochwald-Fossilschicht 468
2.102 Aubrig-Knollenschichten 470
2.11 Seewer Formation 471
2.111 Fidersbergschichten 471
2.112 Seewerkalk 471
2.12 Amdener Mergelformation 471
2.13 Wangformation 472
2.14 Quartär 472
2.141 Glazialablagerungen 472
2.142 Löss 473
3. Tektonik
3.1 Strukturkurvenkarte 474
3.2 Einzelbeobachtungen im Feld 476
3.3 Beobachtungen im Labor 478
3.4 Die Illitkristallinität als Mass für den Metamorphosegrad 479
Zusammenfassung 480
Literaturverzeichnis 481

Vorwort

Auf einen Vorschlag von Prof. Dr. R. Trümpy begann ich mit der vorliegenden Arbeit im Sommer 1965. Die Kartierungsarbeiten erstreckten sich bis ins Jahr 1968. Profilaufnahmen und Vergleichsbegehungen wurden in den Jahren 1969 bis 1971 vorgenommen.

An dieser Stelle möchte ich also meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Trümpy herzlich danken. Besonderer Dank gebührt auch Herrn Prof. Hantke sowie meinem Studienkollegen H. P. Funk für ihre anregenden Diskussionen und Mitarbeit im Felde. Zur Erleichterung der Feldarbeit trug ebenfalls die aufgeschlossene Haltung der Gemeindebehörden und Alpverwaltungen Buchs, Sevelen und Wartau bei, nicht

zuletzt die besondere Gastfreundschaft der Alphirten Christian Schlegel, Arin, und Friedli Locher, Arlans.

Für die Beratung und Mithilfe bei der Ausarbeitung des Materials am Institut danke ich den Herren Prof. Bolli, Prof. Dal Vesco, Prof. Hsü, Dr. J. P. Beckmann, Johannes Neher, Hans Thierstein, Jürg Kuhn, Helmut Franz, Jürg Sommerauer, Ruedi Heusser, Alfred Rissi und unserem Fotografen Urs Gerber.

Ebenso zu grossem Dank verpflichtet bin ich den auswärtigen Professoren und Dozenten: H. Bartenstein, F. Bettenstaedt, E. Gerry, H. J. Oertli, H. Luterbacher, S. O. Schlanger, J. Wiedmann, W. Zacher.

Die Originalkartierung ist bei der Schweizerischen Geologischen Kommission in Basel, die Handstücke, Fossilien und Dünnschliffe sind am Geologischen Institut der ETH Zürich deponiert.

1. EINLEITUNG

1.1 Überblick und Problemstellung

Die ersten Aufzeichnungen über das Untersuchungsgebiet stammen von A. ESCHER VON DER LINTH aus den 1850er Jahren. Er beschreibt in seinen Tagebüchern etliche Exkursionen ins Alviergebiet. Obwohl die damaligen Kenntnisse der Stratigraphie im Helvetikum noch mangelhaft waren, kann man doch ESCHERS Gedankengängen gut folgen und anhand seiner genauen Beschreibungen die meisten Schichten identifizieren. Auffallend ist der damalige Fossilreichtum an Lokalitäten, wo heute praktisch nur noch unbestimmbare Bruchstücke gefunden werden (insbesondere in der Gegend von Sisiz). Auf ESCHERS Notizen basierend publizierte 1881 MOESCH immense Fossillisten und z. T. abgeänderte Profile aus dem Alviergebiet im Rahmen seiner grösseren Arbeit. Die heute noch ausführlichste und schönste Arbeit ist HEIMS Churfirsten-Mattstock-Monographie (1910–1917). Man findet darin eine oft sehr ausführliche Stratigraphie einiger Profile aus meinem Arbeitsgebiet. Dazu gehört auch die in derselben Zeit von HEIM und OBERHOLZER aufgenommene Alvierkarte (Spezialkarte Nr. 80 der Geologischen Kommission). 1912 veröffentlicht GANZ sein eingehendes Werk über die Mittlere Kreide, wobei aber fast alle Angaben, welche die Alviergruppe betreffen, von HEIM stammen (z. T. mündliche Mitteilungen). Erwähnt sei noch eine Arbeit HEIMS, in der er sich ebenfalls der Mittleren Kreide widmet und den Ostrand meines Gebietes einschliesst (HEIM und SEITZ 1934).

Eine stark vereinfachte Ansichtsskizze (Fig. 2) soll die Geologie in grossen Zügen erkennen lassen. Wir können von SW nach NE drei in gleicher Richtung abtauchende Platten oder Stockwerke unterscheiden:

1. Die stark verschuppte Juraserie mit einem Teil der hangenden untersten Kreidemergelschiefer gehört der Axen-Gonzen-Digitation an und wird in dieser Arbeit nicht behandelt.

2. Die markante Valanginiankalk-Kieselkalk-Platte mit den daraufliegenden weichen Drusbergschichten. Der Hauterivian-Kieselkalk bildet die Gipfelflur der Alvierkette (bis 2383 m).

3. Weiter zurückversetzt und etwas weniger markant ist die Schrattenkalk-Gault-Platte mit den Gipfeln des Margelchopf, Glannachopf und Hurst.

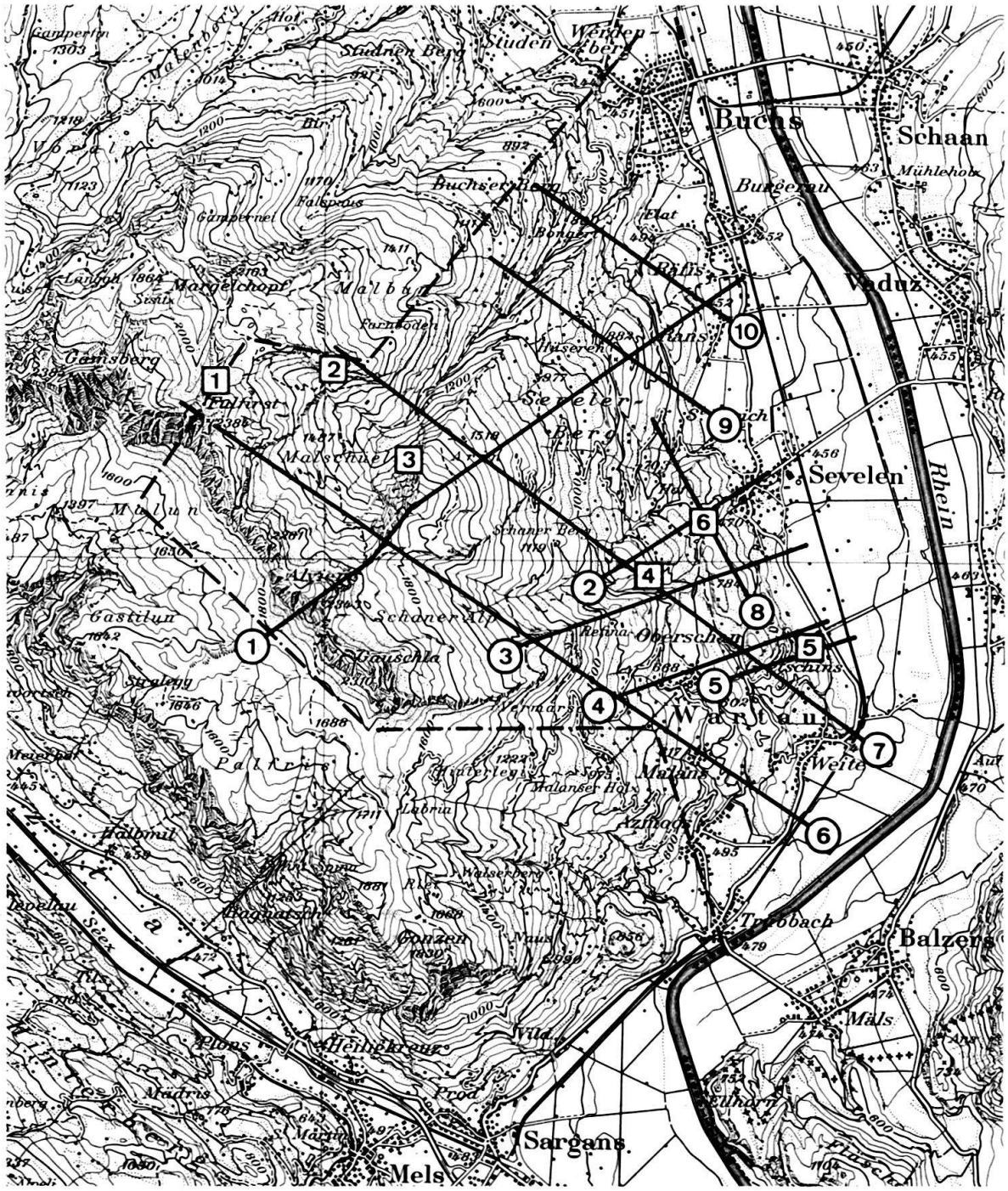


Fig. 1. Das Untersuchungsgebiet (–·–·–·–·–·–) mit seiner Umgebung. Spuren der geologischen Profile (○). Geländepunkte der stratigraphischen Profile und Illitproben (□): 1 Riseten, 2 Glännlichopf, 3 Arin-Hurst, 4 Crestalta, 5 Plattis, 6 Geissberg.
Reproduziert mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie vom 30. 6. 1972.

Ferner sei noch die kleine Platte von Wangschichten bei Sevelen erwähnt.

Als Problemstellung dieser Arbeit ergab sich zunächst die Neukartierung einer Fläche von etwa 45 km² im Maßstab 1:10000. Das Gebiet umfasst – vom westlichen Fläscherberg abgesehen – die südlichsten Kreideanteile der helvetischen Hauptdecke der Ostschweiz. Die Faziesverhältnisse der Kreide sind hier von besonderer Bedeu-

tung. Im speziellen sollte die Vermergelung der Schrattenkalkformation näher untersucht werden.

1.2 Zur Nomenklatur

In Tabelle 1 geben wir eine Liste der verwendeten Formationsnamen. Die meisten dieser Namen haben noch keinen formalen Status. Neu eingeführt werden «Chopfschichten» und «Hurstmergel».

Tabelle 1: Nomenklatur und Einstufung der stratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet.

Gebräuchliche Schichtnamen	Vorgeschlagene Formationsnamen in Absprache mit R. Trümpy	Einstufung nach Stratigr. Lexikon, H.M. BOLLI, R. HERB, U.Briegel
Wangschichten	Wang-Formation	Maastrichtian Campanian
Amdenerschichten	Amdener Mergel Formation	Santonian
Seewerschiefer Seewerkalk Fidersbergschichten	Seewer-Formation	Coniäcian Turonian Cenomanian
Knollenschichten Lochwaldschicht	"Oberer Gault"	O.Albian-U.Cenoman. Albian
Niderischichten	"Mittlerer Gault"	Albian
Brisischichten Gamserschichten Luitereschichten	"Unterer Gault"	Aptian
Schrattenkalk	Schrattenkalk Formation	O.Barremian-U.Aptian
Hurstmergel Chopfschichten Drusbergschichten Altmannschichten	Drusberg Mergel-Formation	Mittel Barremian U.-M. Barremian Unter Barremian
Kieselkalk	Helvetische Kieselkalk-Fm.	Hauterivian
Diphyoideskalk	Diphyoideskalk-Formation	Valanginian
Palfrisschiefer	Palfrisschiefer-Formation	Valanginian Berriasian

1.3 Zu den Schliffbeschreibungen

Angaben in Prozenten beruhen auf geschätzten Flächenanteilen, fehlende Quantitätsangaben bedeuten, dass deutlich weniger als 1 % vorhanden ist. Grössenangaben in mm beziehen sich auf grösste Schnittdurchmesser.

Albit: Die schön idiomorphen, meist verzwillingten Feldspatkristalle, die vom Kieselkalk bis in den Gault mit verschiedener Häufigkeit auftreten, werden als Albite bezeichnet (an verzwillingten Körnern wurde das Albitgesetz nachgewiesen, nicht aber das Roc-Tourné-Gesetz, da die Körner zu klein waren). Eine genaue Bestimmung gestaltet sich wegen der geringen Korngrösse schwierig (meist kleiner als 0,1 mm), doch ergaben U-Tisch-Messungen praktisch 100 % Albit. Wo Achsenbilder gemacht

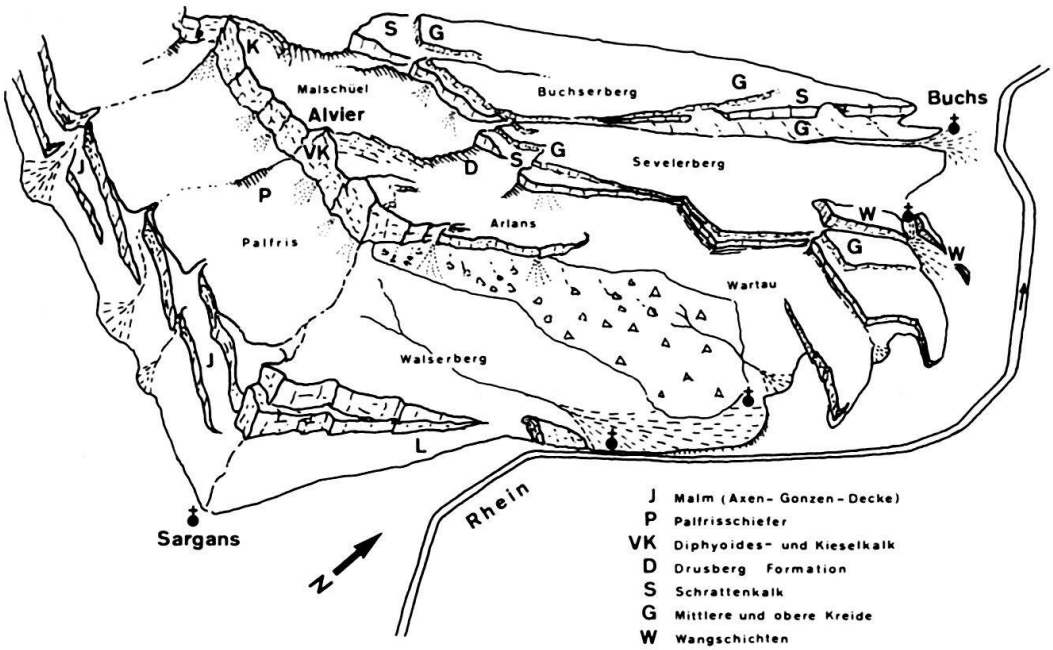


Fig. 2. Ansichtsskizze der östlichen Alviergruppe

werden konnten, zeigten sie stets zweiachsig-positiven Charakter. Im Körnerpräparat erwies sich die Lichtbrechung geringer als jene des Kanadabalsams. Zudem ist aus der Literatur (MIŠIK 1964; FÜCHTBAUER 1950) bekannt, dass autigene Feldspate in Sedimenten meist – nach VOLL (1969 und mündl. Mitt.) sogar ausschliesslich – Albite sind. Es konnte verschiedener Habitus festgestellt werden. Es bestehen verschiedene Übergänge zwischen quadratischen und langgezogenen rechteckigen Querschnitten (vgl. Tf. II, Fig. 7 bzw. Fig. 3).

Dieselbe Beobachtung konnte in Körnerpräparaten gemacht werden, es kommen langstengelige und gedrungene (in der c-Richtung verkürzte) Individuen nebeneinander vor. Das Wachstum der idiomorphen Kristalle wird durch die Korngrenzen der Allocheme nicht gestört (Tf. II, Fig. 3), wie dies beim Quarz der Fall ist (Tf. II, Fig. 4). Schön zu verfolgen ist die Wechselwirkung des Albits mit dem Calcit, indem letzterer die idiomorph ausgebildeten Individuen zum Teil wieder ersetzt. Figuren 5 und 6 (Tf. II) zeigen ein Beispiel, wo Calcit von den Spitzen her den Feldspat verdrängt (Fig. 6, gekr. Nic.). Des weiteren können auch zonare Kristalle auftreten, wie dies bei Figur 8 deutlich wird. Dies deutet auf ein mehrphasiges Wachstum hin.

Goethit: Als Goethit wurde jeweils ein im Dünnschliff opakes bis bräunlich durchscheinendes Mineral bezeichnet, das im Auflicht blutrot erscheint. In den meisten Fällen ist es mit Pyrit und Limonit vergesellschaftet, so dass in dieser Arbeit die ganze Verwitterungsreihe Pyrit–Lepidokrokit–Goethit–Limonit verbreitet zu finden ist und daraus nur der leicht bestimmbare Pyrit abgetrennt, der ganze Rest aber als Goethit klassiert wird. Im Erzmikroskop wurde die ganze Vergesellschaftung nachgewiesen.

Glaukonit: Eine eingehende Untersuchung des Glaukonites wurde nicht durchgeführt. FUNK (1971) macht einige Angaben über Glaukonite aus meinem weiteren Arbeitsgebiet. Glaukocalcit wird im Sinne HEIMS (1916, S. 399) genannt, allein mit seiner Erklärung bin ich nicht einverstanden. Aus Figur 1, Tafel II, geht hervor, dass

der Calcit, obwohl er nie aus den Glaukonitkörnern hinaus in die Matrix wächst, doch sekundär gebildet wurde. Auf der erwähnten Figur erkennt man in der Mitte zwei rundliche Glaukonitkörner; ein Calcitrhomboeder, einheitlich auslöschend, wächst eindeutig über die Korngrenzen hinweg vom einen ins andere Glaukonitkorn, so dass Calcit und Glaukonit nicht syngenetisch sein können.

SiO_2: Quarz tritt detritisch oder autigen auf verschiedene Arten in Erscheinung:

- ganz fein verteilt in der Matrix, im Dünnschliff selten erkennbar, auf dem angeätzten Anschliff aber deutlich zu sehen, als Kieselimprägnation;
- als mikrokristalliner Quarz in mosaikartigen Kornaggregaten (optisch homogene Einheiten wenige μ);
- als mehr oder weniger idiomorphe Kriställchen bis zu 0,5 mm, zum Teil schwach anomal zweiachsig. Oft von Calcit angegriffen bis vollständig pseudomorph ersetzt (Fig. 2, Tf. II, zeigt Calcit in Quarz hineinwachsend; Fig. 4, Tf. II, idiomorphe Quarze in sog. Filament gewachsen);
- als Chalcedon, vorwiegend in Muschelschalentrümmern, aber auch in Calcitklüften. Diese, wie auch die letztgenannte Variante, findet sich vorwiegend in organogenem Material, und zwar eindeutig selektiv.
  Besonders bevorzugte Wirte sind die innerste Lage der Serpelröhren (Fig. 12A), dann deren äussere Hülle, weiter Pellets, kleine Calcitringe (Cadosinen) und bei den Foraminiferen die Quinqueloculinen. Praktisch nie verkieselt sind die Glomospirenschalen. Leider konnte kein Grund für die selektive Verkieselung gefunden werden, jedenfalls zeigten Untersuchungen mit der Elektronmikrosonde, dass der Magnesiumgehalt der Serpelschalen keine Rolle spielen kann, da er praktisch gleich Null ist.
- Die meisten detritischen Körner dürften noch gewachsen sein, allerdings selten idiomorphe Formen bildend, sondern grossenteils zeigen sich nur splittrige Körner mit zuweilen einer oder zwei geraden Kanten.

Es ist denkbar, dass bei den detritischen «Quarz»körnern auch Feldspate mitgezählt wurden, doch lässt sich das bei der Feinheit der Körner kaum je nachweisen.

Karbonat: Analysen zur Bestimmung des Karbonatgehaltes wurden mit dem Apparat nach Passon vorgenommen.

Pellets: Als solche wurden sämtliche sich von der Matrix dunkel abhebenden, rundlichen, strukturlosen Körperchen bezeichnet. Der Übergang in kleine gerundete Intraklaste aus reinem Mikrit ist schleifend.

1.4 Darstellung in den stratigraphischen Profilen

FM: Formation, in Klammern allfällige Formationsglieder.

m: Profilhöhe in Metern.

Lithologie: Die Signaturen der Kolonne Lithologie entsprechen jenen der Kolonne Fossilien und des Profils Länggli (Fig. 3).

Hst.: Handstücknummer = Dünnschliffnummer.

Matrix: Es sei daran erinnert, dass der Hauptteil des Sparits sekundärer Natur ist (umkristallisierter Mikrit).

Allocheme: Primär spielt die Häufigkeit eine Rolle. Drei Punkte z.B. (gleich welcher Grösse) sagen aus, dass zwischen 5 und 20% der Schliffläche (entspricht ungefähr

Volumenprozent) von der jeweiligen Kategorie (z. B. Foraminiferen) eingenommen wird.

Die Grösse der Punkte soll so interpretiert werden:

1 Punkt: Grössenklasse gibt Mittelwert.

2 Punkte: die beiden Grössenklassen geben den Bereich.

3–4 Punkte: die Grössenverteilung ist berücksichtigt.

Fossilien: Die zweite Kolonne bezieht sich nur auf Foraminiferen. Die Signatur links bedeutet, dass diese Gruppe zahlreicher ist als jene der rechts stehenden. Ausgefüllte Signaturen deuten auf eine Population mit wesentlich grösseren Individuen als jene der andern Gruppe hin.

Petrographie: Die Anzahl der einzelnen Signaturen (1–3) gibt die Häufigkeit unter 1 % (gilt auch für Dolomit und Glaukonit), die Kurven jene über 1 % des Gesamtvolumens an.

2. STRATIGRAPHIE

2.1 Einleitung

Wie weiter oben schon erwähnt, wurde mein Arbeitsgebiet von HEIM in seiner Churfirsten-Mattstock-Monographie zum Teil recht ausführlich behandelt. Um Doppelspurigkeiten zu vermeiden, verweise ich eindringlich auf die Originalliteratur. In dieser Arbeit möchte ich deshalb allein Wert auf neue Resultate, hauptsächlich der eingehender untersuchten Drusberg- und Schrattenkalkformationen, legen und nur der Zusammenhänge wegen die Literatur zitieren, meist aber auf dieselbe verweisen.

2.2 Palfrisschiefer

Diesen alten Namen von A. ESCHER VON DER LINTH gebrauche ich absichtlich anstelle von «Valanginian-Mergel». Erstens liegt ja gerade in meinem Gebiet die Typlokalität Palfris, und zweitens sollte bekanntlich ein Formationsname keine Stufennamen enthalten.

Die bräunlichgrauen, feinkörnigen, dünngebankten Palfrisschiefer sind nur in Anrissen und Bachtobeln aufgeschlossen. Im eigentlichen Untersuchungsgebiet fand ich sie nur an der Typlokalität (Schwarzrüfe) und im Malanser Tobel. Sie sind bei HEIM (1916, S. 470) ausführlich beschrieben. Der Karbonatgehalt wurde mit 60 % bestimmt. Eine Schlämmprobe lieferte unbestimmbare, tektonisch zerdrückte Foraminiferen und einige Bruchstücke von Ammoniten-Pyritkernen. Die Mächtigkeit ist nicht messbar, da eine Deckentrennung in diesen weichen Unterkreidemergeln vorliegt.

2.3 Diphyoideskalk

Vom hangenden Kieselkalk hebt sich der etwa 80 m mächtige Diphyoideskalk von weitem durch seine helle Anwitterungsfarbe ab. Er ist von den Alpen Palfris und Malun aus als helles Band am Fusse der schroffen Alvier-Fulfirst-Südwand schön zu verfolgen. Seine Untergrenze ist stets von Schutt bedeckt.

Es handelt sich um einen feinspätigen bis dichten, bräunlich-hellgrau anwitternden im Bruch mittelgrauen Kalk mit einzelnen bis vielen kleinen Spatflächen. HEIM hat (1916, S. 435) am Einstieg zum Alvierkamin ein Profil aufgenommen und beschrieben.

Weiter ist der Diphyoideskalk längs des Schaner Bachs zwischen Kote 700 und 900 aufgeschlossen (S Capätsch und in den nahen Alpweiden). Zwischen P. 881 und dem Schwimmbad Oberschan finden wir den Übergang in den Kieselkalk. Die obersten zehn Meter des Diphyoideskalks sind von Kieselkalkschlieren durchsetzt, die dann rasch in reinen Kieselkalk übergehen. Eine messerscharfe Grenze, wie sie HEIM angibt, konnte ich nicht feststellen.

Ein Dünnschliff aus dem oben erwähnten Übergang zeigt eine unreine mikritische Matrix (70%). Darin schwimmen 0,2 mm grosse Allocheme: die meisten sind undefinierbare Kalksplitterchen (Echinodermentrümmer?) und einige Textulariiden. Autigener und detritischer Quarz, zusammen 2%, sind meistens korrodiert; ersterer mit Einschlüssen von mikritischem Calcit. Teilweise wachsen Calcitrhomboeder in die Quarzkörner hinein, was auf gleichzeitige Quarzkristallisation und Karbonatumkristallisation hindeuten könnte. Akzessorisch findet sich Pyrit. Häufige, auch makroskopisch sichtbare Stylolithen durchziehen, unter sich subparallel, die Schichtflächen aber schneidend, das Gestein. Eigentümlich ist eine mikroskopisch feine, parallele Durchäderung (bis 20 Calcitäderchen pro mm!) des vorliegenden Handstücks. Die Karbonatanalyse ergab 74%.

2.4 Grenzschichten zwischen Diphyoides- und Kieselkalkformation

Gemsmättlischicht, Pygurusschicht und Rahbergschicht (HEIM 1916, S. 415) fehlen im ganzen Untersuchungsgebiet. Sichere Anzeichen einer Schichtlücke lassen sich nicht nachweisen.

2.5 Die helvetische Kieselkalkformation

Im Alviergebiet nimmt der Kieselkalk beträchtliche Flächen ein, so die zwei grossen Alpen Arlans und Malschüel. Von da aus steigt er dann als «Dipslope» zu den höchsten Gipfeln an, die den ganzen Hauptgrat zwischen dem Gamsberg und der Gauschla bilden. Am eindrücklichsten ist er von der Alp Palfris aus zu sehen, wie er die von zahlreichen Brüchen durchzogene, mehrere hundert Meter hohe Steilwand über den Alpweiden aufbaut. Bei der Eintönigkeit seiner Ausbildung ist es unmöglich, im Felde irgendeine Gliederung dieser mächtigen Serie vorzunehmen. Auch die Beträge der erwähnten Verwerfungen und Verschiebungen – und es gibt deren zahlreiche – lassen sich nicht feststellen, wenn sie sich nicht ins Liegende oder Hangende hinein verfolgen lassen. Aus denselben Gründen ist auch die Mächtigkeit umstritten. Aus der Karte gemessen erhält man (wie schon HEIM 1916, S. 403) etwa 600 Meter. Dieses Resultat ist aber bestimmt verfälscht. Wie anhand des Fossilkondensationshorizonts der untersten Altmannschichten, der auf der Schaner Alp und auf Altsässalp grossflächig aufgeschlossen ist, festgestellt werden kann, durchzieht ein NW–SE streichendes System von Verwerfungen das ganze Gebiet. (Dasselbe kann auch im Schrattenkalkband an der Hurst-Westwand beobachtet werden, vgl. Fig. 14.) Die Verwerfungsbeträge erreichen fünf bis zwanzig Meter, der Abstand zwischen zwei Verwerfungen liegt im Mittel um 100 Meter .Wenn wir also überschlagsmässig den möglichen Fehler errechnen, so kommen wir bei einem Horizontalabstand zwischen Untergrenze und Obergrenze des Kieselkalks von einem Kilometer (am Alvier gemessen)

auf den beachtlichen Betrag von 50 bis 200 Metern. Da die Brüche in der Regel antithetischen Charakter haben, messen wir aus der Karte um diesen Betrag zuviel heraus. Günstigere Messprofile, d. h. kleineren Grenzflächenabstand, gibt es nicht. An der einzigen Stelle, wo die Altmannschichten den Gipfelgrat erreichen, zwischen Chrummenstein und Gärtliegg, liegt die Untergrenze des Kieselkalks im Schutt. Ich möchte also eine Mächtigkeit von 400 bis 550 Metern angeben.

Was die Ausbildung und Mikrofazies betrifft, sei auf die ausführliche Arbeit von FUNK (1971) verwiesen.

Besonderheiten: Wenige Schritte nördlich P. 683 beim Schaner Riet steht eine Breccie des Kieselkalks (intraformationell) an. Die Komponenten haben eine Grösse von ein bis zwei Zentimeter. Die Mächtigkeit und Ausdehnung sind nicht feststellbar, denn der Aufschluss besteht nur aus einem Felskopf in einer Wiese.

150 Meter südwestlich P. 732 (1 km N Oberschan) sind auf einer Schichtfläche deutliche Rippelmarken erhalten. Sie streichen mit 93^0 auf der Schichtfläche 40/34.

2.6 Drusberg-Mergelformation

2.61 Altmannschichten

Lithologisch schliessen sich die Altmannschichten im östlichen Alviergebiet eng an den darunter liegenden Kieselkalk an. FUNK (1969) hat die Altmannschichten jedoch als basales Formationsglied der Drusberg-Mergelformation angesehen, und wir folgen hier seiner Auffassung.

Mit rund sechs Metern Mächtigkeit ist dieses unterste Formationsglied als relativ geringmächtige Einheit im Alviergebiet doch über grössere Flächen aufgeschlossen, und zwar vor allem die unterste Fossilkondensationsbank wegen ihrer Verbundenheit mit dem resistenten Kieselkalk, der ja seinerseits in hangparalleler Lagerung auf grossen Flächen ansteht. Die verbreiteten Altmannschichten auf Arlans und Malschüel repräsentieren also nur die Basisbank, die von FUNK (1971, S. 419) sogar noch ins Hauterivian gestellt und als Äquivalent der im Alviergebiet kaum ausgebildeten Kieselkalk-Echinodermenbreccie betrachtet wird. Seine Gründe dafür: Eine von ihm gefundene *Pseudothurmannia* sp. und anderweitige fragliche Funde von *P. angulicostata* aus den Altmannschichten des Säntisgebietes (KEMPF 1966) scheinen nicht überzeugend zu sein, da die Gattung *Pseudothurmannia* (u. a. nach WIEDMANN 1962) auch ins Barremian aufsteigt.

Fossilfundstellen: Im allgemeinen sind die Altmannschichten als Kondensationszone mit oft mehreren ausgeprägten Horizonten reich an Fossilien, jedoch stecken diese im Alviergebiet durchwegs in harten Bänken, und nur die Verwitterung bringt die Steinkerne zutage. Da nun ziemlich ausgedehnte Flächen eben solcher Kondensationshorizonte anstehen, wurden diese schon früh gefunden und ausgebeutet. Es können somit keine Angaben über besonders reiche Fundstellen gemacht werden, allgemein sind alle Aufschlüsse der Altmannschichten fündig. In MOESCH (1881) sind jedoch sehr reiche Faunenlisten aus ESCHERS Sammlungen publiziert, wobei aber leider die einzelnen Horizonte nicht differenziert wurden.

Obwohl HEIM (1916) und Funk (1971) die Ausbildung der Altmannschichten am Länggli (Voralp) beschrieben bzw. untersucht haben – beide Autoren konzentrierten

sich auf die Grünsande –, möchte ich die Verschiedenheit der einzelnen Bänke an demselben Profil demonstrieren. Makroskopisch zeigen sie eine Variation von mehr oder weniger glaukonithaltigem Kieselkalk über stark glaukonitische Mergelkalke oder Grünsande bis zu praktisch glaukonitfreien, drusbergähnlichen Schiefermergeln. Die Anwitterungsfarben können braungrau, grünlich-braunschwarz, ockergrau bis hellgrau sein.

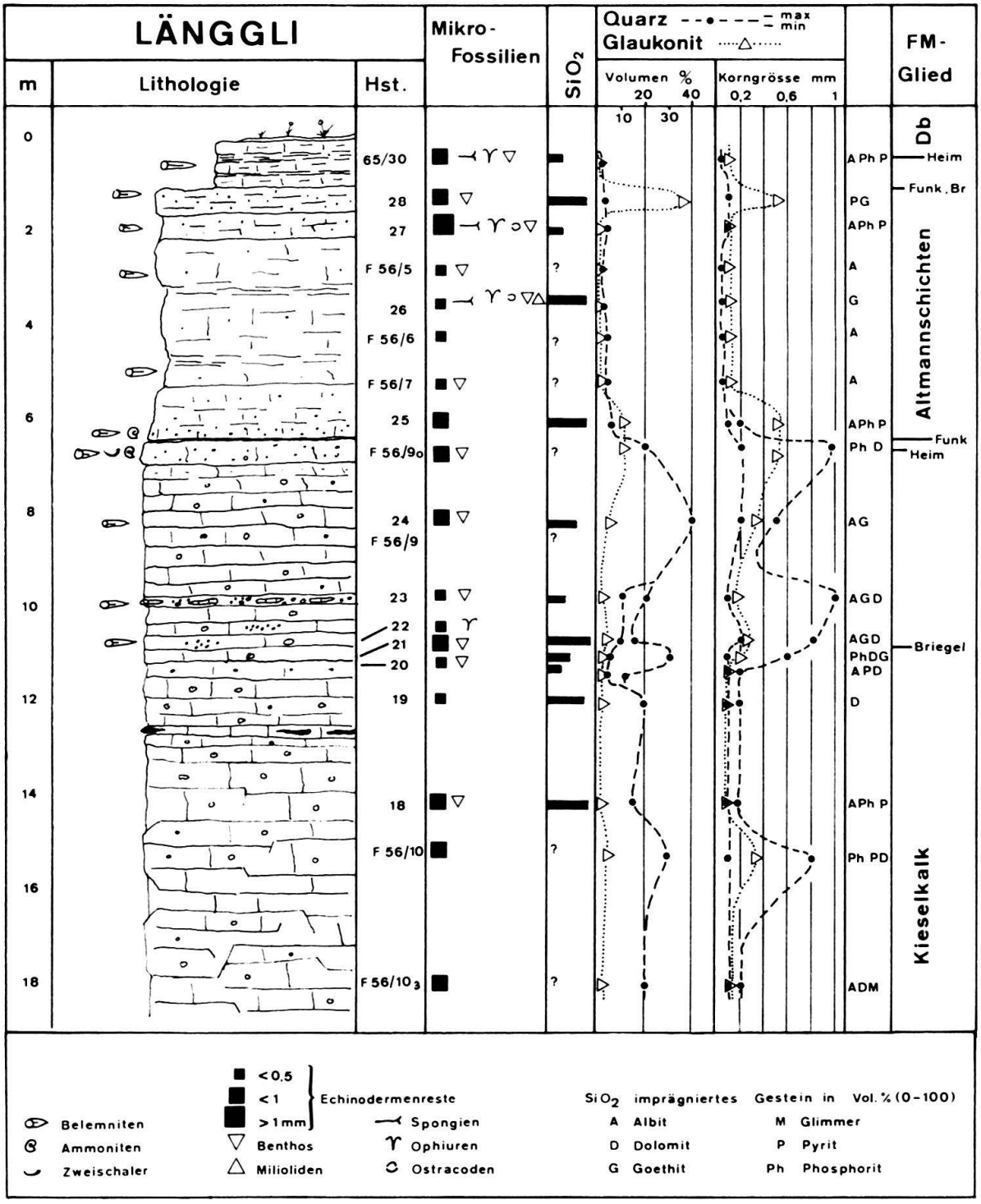


Fig. 3. Altmannschichtenprofil am Länggli (Voralp).

Profil Länggli (Fig. 3): Die eigenen Aufnahmen wurden durch solche von FUNK ergänzt (Depot Geol. Inst. ETH). Das Profil wurde wenige Meter südlich der Hütten Oberlänggli 1770 m (Voralp) aufgenommen. Es ist das einzige vollständige, gut aufgeschlossene und zugängliche Altmannschichtenprofil der ganzen Alviergruppe. Es beginnt im Kieselkalk etwas oberhalb des Wegs zum Unterlänggli, dieser wäre bei Meter 22 in Figur 3. Oben endet es mit der Schichtplatte (65/28), deren Grat genau in der Linie des Kuhstallgiebels verläuft.

Die Untergrenze der Altmannschichten habe ich nach kartierungstechnischen Gesichtspunkten tiefer als HEIM und FUNK angesetzt, nämlich beim ersten häufigen, sofort erkennbaren Auftreten von Glaukonit in Verbindung mit Belemniten (vgl. Fig. 3 Länggli). Auch wenn zwischen F 56/90 und 65/25 eine deutliche Schichtfuge besteht, so haben wir doch bereits vorher Anklänge an die neue Fazies (65/23) mit kalkigen Knollen und vermehrt Fossilien sowie grossen Glaukonit- und Quarzkörnern. (Es ist nicht ausgeschlossen, dass diese Serie zwischen Meter 11 und 7 in Figur 3 das kondensierte Äquivalent der Kieselkalk-Echinodermenbreccie darstellt.) Die Obergrenze ziehe ich mit FUNK entgegen HEIM über der Bank 65/28, die übersät ist von verkieselten Belemniten und zugleich das letzte Glaukonitmaximum zeigt.

Zu erwähnen sind noch die folgenden drei Aufschlüsse:

- Arlans (Tobelegg) mit Ammoniten, Belemniten, Schwämmen, Korallen und Crinoiden,
- Rote Platten (Malschüel) mit 4 Kondensationshorizonten,
- Innenseite der Strassenkurve oberhalb Matlinis (Gretschins–Oberschan).

Die Verbreitung der Altmannschichten hat FUNK (1971) im Abschnitt 4.7 aufgezeigt. Hinzuzufügen ist noch ein Aufschluss im Vorarlberg an der Nordwand des Didamskopfs auf Kote 1740 m im Wildbachbett. Dort fand ich auf dem Kieselkalk eine eindeutige Omissionsfläche mit Kruste, dann eine Basisbank mit Belemniten und kleinen Phosphoritknollen (5 mm) sowie Markasitknollen. Diese stellen wohl Fossilkerne dar. Darüber folgen kalkige Lagen mit Glaukonitschlieren, oben wiederum mit einer Kruste abschliessend (total etwa 1 m). Die Drusbergschichten sind kieselige Kalkmergel mit einigen Schieferzwischenlagen; im ganzen sind sie viel härter als am Alvier, eher vergleichbar mit denjenigen des Drusberggebiets selbst.

2.62 Drusbergschichten

2.621 Einleitung

Infolge der relativen Weichheit der Drusbergschichten sind diese entweder vorwiegend mit Vegetation überdeckt oder aber an gefährlichen, steilen Halden zwischen Kieselkalk- und Schrattenkalkwänden aufgeschlossen. Als schönstes Profil erwähnt HEIM (1916) den Barbielergrat, der sich am Fusse des Alviers gegen Nordosten zum Hurst hinzieht. Abgesehen von etlichen steilstehenden Verwerfungen, die die Gesamtmächtigkeit der Serie als zu gross erscheinen lassen, ist die Gratpartie heute über grössere Strecken überwachsen.

Ein vollständig aufgeschlossenes Profil, das scheinbar nur wenig gestört ist, bietet der Risetengrat zwischen Chlifulfirst und Glannachopf (vgl. Fig. 9). Unter- und Obergrenze sind sehr schön zugänglich und erstere viel eindeutiger als am Barbielergrat.

Die Mächtigkeit der Drusbergschichten misst am Risetengrat 200 m, am Chapf 120–150 m (THIERSTEIN), am Hurst 110 m (HEIM 1916 gibt 175 m an) und am Ver-

schmuttchopf noch mindestens 90 m. Das Risetenprofil ist wegen seiner tektonischen Lage (es wird vom fast senkrecht stehenden Schenkel einer Flexur gebildet) leicht gestört, was aber bei der Mächtigkeitsangabe berücksichtigt wurde.

Ohne scharfe Grenze gehen die Drusbergschichten aus den Altmannschichten hervor, indem der für letztere typische Glaukonitgehalt innerhalb weniger Meter praktisch auf Null absinkt. Die von älteren Autoren gemachte Dreiteilung in untere Schieferserie, mittlere Kalkserie und obere Schieferserie möchte ich nicht unterstützen, da diese in meinem Arbeitsgebiet nur sehr beschränkt anwendbar wäre. Wohl beginnen die Drusbergschichten unten meist mit Mergelschiefern, und es schalten sich allmählich kalkigere Bänke ein, die wiederum mit Schiefern wechsellagern, wobei gegen oben die Mergelschiefer wieder dominieren. Doch es lässt sich nirgends eine deutliche litho- oder biostratigraphische Grenze nachweisen.

Die Drusbergschichten sind im Hauptteil als unregelmässige Wechsellagerung von schwarzgrauen Schiefermergeln mit knolligen, leicht braungrauen, in ihrer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu einem Meter variierenden Kalkmergelbänken ausgebildet. Lokal ist die Wechsellagerung ziemlich regelmässig (z. B. am Verschmuttchopf). Sie erinnert an rhythmische Sedimentation, beginnend mit einem 10–50 cm dicken Kalkmergelbänklein mit scharfer Untergrenze und übergehend in 10–30 cm Schiefermergel. Dieser Typ von Kleinzyklothemen steht im Gegensatz zu jenem der vocontischen Unterkreide, wo die scharfe Grenze im Dach der Kalkbänke liegt. Ob nun unsere Kalkbänke allochthon sind, lässt sich nicht feststellen, jedenfalls wurde kein «graded bedding» festgestellt. Eigenartig sind stets die Unterseiten der massigen Bänke (überall in den Drusbergschichten). Sie zeigen ein starkes Relief, sehr unregelmässig, das aus einem Wirrwarr von ineinander verflochtenen Frassgängen und Tunnels mit Durchmessern bis 25 cm zu bestehen scheint.

2.622 Petrographie

Im schön aufgeschlossenen Profil am Risetengrat erfolgt der Übergang aus den Altmannschichten, der in der Literatur immer als langsam oder sogar als illusorisch (LIENERT, S. 16) bezeichnet wurde, sehr abrupt. Der oberste Altmann-Fossilkondensationshorizont mit über 20% Glaukonit, 2% Quarz und Phosphoritkörnern wird abgelöst durch eine bereits typische Drusberg-Mudstone-Bank, die, wechsellagernd mit mikro- und makrofossilführenden Schiefern sowie einigen Wackestone-Bänken, den Hauptteil der Drusbergschichten aufbauen.

Beispiel einer Mudstone-Bank (65/36)

Die Matrix, 98% der Schliffläche, besteht aus reinem Mikrit. Darin schwimmen etwa 1% Allocheme, vorwiegend Echinodermentrümmer bis 0,5 mm und einige benthonische Foraminiferen bis 0,3 mm.

Akzessorische Mineralien

– SiO_2: Detritischer Quarz ist nicht erkennbar, er könnte sekundär gewachsen sein, jetzt aber idiomorph als autigen erscheinend (0,1 mm, sehr wenig). Ätzt man aber einen Anschliff an, so bleibt ein feinkörniges, schwammartiges, loses Kieselgerüst stehen (vgl. Fig. 17B). Die Quarzkörner sind zum Teil idiomorph, zum Teil aber

korrodiert worden. Sie stehen oft in Wechselwirkung mit dem Calcit, d. h. man erkennt einerseits Mikritreste im Quarzkristall, Calcitkristalle aber wachsen andererseits von den Rändern her wieder in den Quarz hinein.

– Glaukonit: Er zeigt eine Farbabstufung von Flaschengrün über Hellgrün bis Farblos. Die Korngrenzen sind verschwommen oder es liegt schöner Glaukocalcit vor. Feinste Calcitäderchen durchschlagen den Glaukonit.

– Albit: bis 0,2 mm grosse idiomorphe Kriställchen, oft verzwillingt nach dem Roc-Tourné-Gesetz, zeigen dieselbe Wechselwirkung zum Calcit wie der Quarz (Tf. II, Fig. 5,6.)

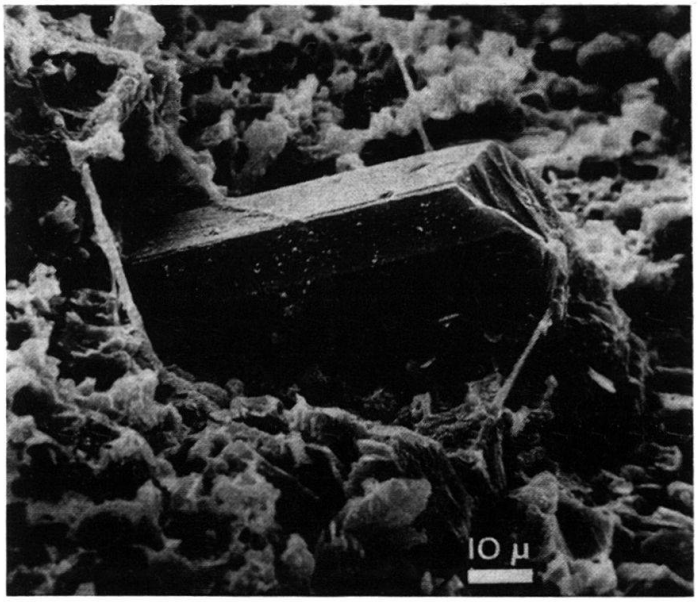


Fig. 4. Handstück 65/39, Drusbergschichten, Riseten Mit verdünnter Ameisensäure angeätzt. SEM Aufnahme. Idiomorpher Albitkristall in mikritischer, von Kiesel schwach imprägnierter Matrix. Man beachte die sich deutlich verzweigenden Pilzfäden.

– Weiter kommen noch Phosphoritkörner (oft in Verbindung mit Stylolithen), Goethit und Pyrit vor.

Variationen: Diese Mudstone-Bänke variieren nur wenig. Die Allocheme können 5 % erreichen, es treten zusätzlich Spongien, Ophiuren, Algen, Orbitolinen und *Sabaudia* auf. Beim Zunehmen der Spongiennadeln treten dann die Foraminiferen zurück. Der Glaukonit kann auch gelbliche Farbtöne aufweisen, ist aber allgemein selten. Stylolithen sind stets reichlich vorhanden.

Beispiel einer Wackestone-Bank (65/38)

Die rein mikritische Matrix bedeckt 70 % des Dünnschliffs. Die mittlere Korngrösse der fast 30 % Allocheme beträgt 0,2 mm, Echinodermentrümmer und Spongiennadeln, die zusammen etwa $^2/_3$ der Allocheme ausmachen, können 0,5 mm erreichen. Untergeordnet findet man Pellets, Ophiuren und Foraminiferen wie Glomospiren, Textularien, Trochamminen, *Sabaudia* und Ostracoden.

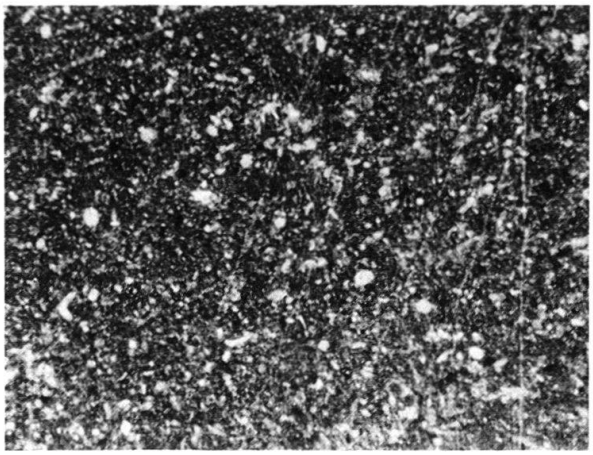


Fig. 5. Dünnschliff 65/36, 20 mal.

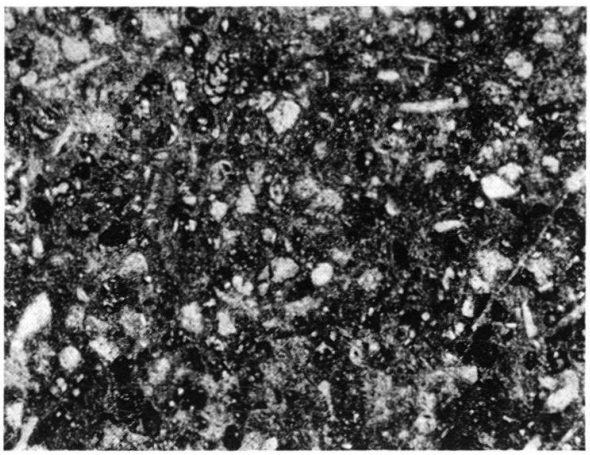


Fig. 6. Dünnschliff 65/38, 20 mal.

Akzessorische Mineralien

Die Silikate machen etwa 1 bis 2 % aus. Sie setzen sich wieder aus fein verteiltem Kiesel in der Matrix, 0,1 mm grossen Kieselknöllchen (Mosaikquarz), verkieselten Schalentrümmern und Roc-Tourné-Albiten bis 0,5 mm zusammen. Neben Quarz kann auch Pyrit die Foraminiferenschalen ersetzen. Glaukonit kommt selten vor.

Variationen: Bei den Allochemen gesellen sich noch etwa Lenticulinenbruchstücke, Ophiuren und Serpeln dazu. Eine eigentümliche Bank (65/39) verdient noch Beachtung: 20 % Kiesel und 1–2 % Albit bis 0,5 mm (Fig. 4.).

In den obersten 8 m der Drusbergschichten schalten sich dann schrattenkalkartige, etwas oolithische Bänke ein mit grossen, meist gut gerundeten Allochemen:

Beispiel einer Packstone-Bank (67/39)

Der Anteil der mikritischen Matrix geht auf 60 % zurück. Die mittlere Korngrösse steigt auf 0,5 mm. Bei den Allochemen überwiegen die Intraklasten (bis 1,5 mm) und Ooide (bis 1 mm), deren Kern ein Pellet, eine Foraminiferenschale oder sonst ein Fossilbruchstück enthält. Die Intraklasten kommen nicht weit her, sie zeigen denselben Packstone-Charakter. An Fossiltrümmern erkennt man Echinodermen, Bryozoen, Korallen, Serpeln, Algen (*Lithophyllum*) und Molluskenschalen, alles ein bis zwei Millimeter gross. Selten sind benthonische Foraminiferen.

Akzessorische Mineralien

Fein verteilter Kiesel, Quarzkörnchen autigen in Serpelschalen, Pellets und Ooiden. Autigener Glaukonit hellgrün bis farblos, auch als Kammerfüllungen in Bryozoen. Albit und Goethit.

Variationen: Serpel- und rekristallisierte Molluskentrümmer können 4 mm erreichen. Auch werden Ophiuren, Ostracoden, Spongien und Milioliden beobachtet. Der Quarzgehalt kann auf 2 %, der Pyritgehalt auf 1 % ansteigen. In der obersten Bank der Drusbergschichten werden die Komponenten dann wieder kleiner (0,3 mm), eine deutliche Zunahme des Tongehalts geht parallel mit einer solchen des Glaukonits, des Phosphorits und Pyrits.

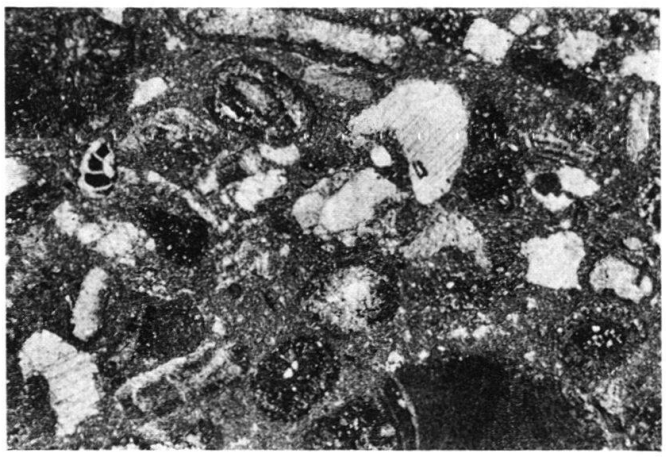


Fig. 7. Dünnschliff 67/39, 20mal.

Kluftquarz

In derselben Schichtserie, aus welcher die Ammonitenfauna stammt, fand ich eine Anzahl glasklarer, zweispitziger Bergkristalle. Zufälligerweise entdeckte ich dann später eine 1–5 cm breite Calcitkluft, die wegen ihrer rötlichen Farbe auffiel. Beim Untersuchen derselben kamen neue Quarze zum Vorschein. Diese sind gänzlich im Calcit eingebettet und zeigen zwei verschiedene Varietäten.

1. Wasserklare, zweispitzige Kristalle, bis etwa 1 cm gross, mit klaren Einschlüssen. Die Prismenflächen $10\bar{1}0$ sind meistens viel breiter als lang, die Rhomboederflächen $01\bar{1}1$ erreichen oft die Kristallspitze, die $21\bar{1}1$-Flächen fehlen, so dass der Links- oder Rechtssinn nicht bestimmt ist (untere Reihe von Fig. 8).

2. Milchquarze mit plattigem Habitus, d. h. zwei gegenüberliegende Prismenflächen sind stark in die Breite verzerrt gewachsen. Dadurch entstehen anstelle der Kristallspitzen senkrecht zur C-Achse stehende Gräte (oberes Beispiel in Fig. 8).

Die gleichen Beobachtungen wurden schon früher gemacht. In HEIM und SCHMIDT (1891) lesen wir folgendes (S. 29): «Der Neocommergel an der Täsmeren..., enthält wohl auf dem Wege der Concretion ausgebildete, schöne vollständig wasserhelle, bis 2 cm lange, doppelspitzige, oft schief verzerrt ausgebildete Bergkrystalle. Es ist auffallend, dass solche bisher weit herum nur aus den Neocommergeln bekannt sind...»

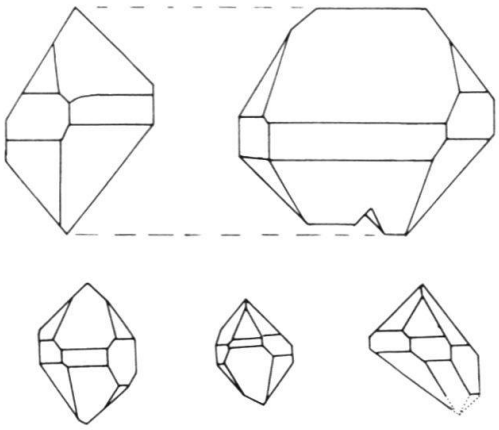


Fig. 8. Kluftquarze, etwa natürliche Grösse. Drusbergschichten, Barbielergrat.

Eigenartig ist die grosse Verbreitung derselben Erscheinung (Säntis, Alvier, Wägital, Muotatal) in vergleichbaren lithologischen Einheiten (Neocommergel enthalten sowohl Öhrlimergel als auch Drusbergschichten). Es könnte auf praktisch identische chemische und strukturelle Gegebenheiten hindeuten, welche die Mobilisation der Kieselsäure und deren Wiederabsatz erlaubten.

2.623 Makrofauna

Historisches: Fossilfunde aus den Drusbergschichten sind bisher eher selten signalisiert worden. Aus dem unteren Teil sind von TOBLER (1899) und von BURCKHARDT (1895) je ein bis zwei *Crioceras hammatoptychum* (UHLIG) erwähnt worden. Dann berichten HEIM und BAUMBERGER (1933, S. 209) über eine Fauna «... in den eigentlichen Drusbergschichten» folgendermassen: «... eine Bank mit smaragdgrünen glaukonitischen Schlieren und zahlreichen, leider meist schlecht erhaltenen Fossilien, worunter riesenhafte Crioceren.» Das eindeutig starke Auftreten von Glaukonit wie auch die stratigraphische Höhe lässt aber den Verdacht zu, dass es sich um Chopfschichten handelt. Bei TOBLER und BURCKHARDT kann wegen der mangelhaften Fundortangabe die genaue Herkunft ihrer Ammoniten nicht nachgeprüft werden.

Aus dem oberen Teil der Drusbergschichten wurden von verschiedenen Autoren unbestreitbare Faunen beschrieben, so von BURCKHARDT (1895, Fluhbrig) – man vergleiche dazu die Fussnote bei OBERHOLZER (1933, S. 331!) – OBERHOLZER (1933) und HEIM und BAUMBERGER (1933). Ob diese Faunen vorwiegend aus einer bestimmten Schicht oder verteilt über eine grössere Mächtigkeit aufgesammelt wurden, ist leider unklar. Jedenfalls dürfen wir annehmen, ein Teil davon stamme aus dem vermergelten Schrattenkalk, denn vom Glaukonithorizont, der in dieser Arbeit wie auch bereits von anderen Autoren in der West-, Zentral- und Ostschweiz als trennendes Glied zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk benutzt wurde, ist nirgends die Rede.

Neue Funde: In den untersten 13 m der Drusbergschichten am Barbielergrat (S Hurst) wurde eine pyritisierte Ammonitenfauna aufgesammelt; später konnte eine solche, allerdings in weit geringerem Umfang, auch am Fuss des NE-Grates des Fulfirstes auf der Glanna wiedergefunden werden. Da die Individuenzahl an und für sich gering ist, die Individuen selbst sehr klein sind (max. 5 cm, Durchschnitt 1 cm), kann eine Ausbeute nur dort erwartet werden, wo relativ weiche Schiefermergel in relativ flacher Lage während Jahren ausgewaschen werden und die Fossilien dann liegenbleiben. Beide erwähnten Fundstellen liegen an von Touristen sehr häufig begangenen Routen und gehören zu Alpweiden, so dass dadurch ein grosser Teil zerstört oder eingestampft, zuweilen wohl auch aufgesammelt wird.

Eine Eigenart der Pyritsteinkerne besteht darin, dass sie sehr brüchig sind und leicht verwittern. Das zeigt sich darin, dass wir häufig nur Innenwindungen finden oder überhaupt nur Bruchstücke von einigen Kammern.

In den ganzen Drusbergschichten kann man als letzte Zeugen von Fossilpyritkernen pflaumengrosse Vertiefungen, sog. Fossilmolds, beobachten, die mit Rost beschichtet sind und von welchen aus an Schichtköpfen lange Rostfahnen ausgehen.

Die Bestimmung der Ammoniten gestaltete sich recht schwierig, und ich bin deshalb Herrn Dr. J. WIEDMANN, Tübingen, sehr zu Dank verpflichtet. Er nahm sich die Mühe, meine Bestimmungen zu kontrollieren und zu ergänzen.

Fossilliste

Phylloceratacea:	Exemplare
Phylloceras (*Hypophylloceras*) *thetys thetys* (D'ORBIGNY)	1
Partschiceras infundibulum (D'ORBIGNY)	13
Partschiceras eichwaldi (KARAKASCH)	1
? *Hyporbulites barremense* (BUSNARDO)	1
Lytocerataceae:	
Protetragonites crebrisulcatus (UHLIG)	1–3
Ancyloceratacea:	
Leptoceras curtae (COQUAND, in SAYN)	2
? *Leptoceras* cf. *beyrichi* (UHLIG)	1
Turrilitaceae:	
Hamulina cf. *astieriana* (D'ORBIGNY)	1–2
Desmoceratacea:	
Barremites difficilis (D'ORBIGNY)	11–15
Barremites strettostoma (UHLIG)	8–12
Barremites raspaili (SAYN)	1
Spitidiscus alcoyensis (NICKLES)	6–8
Spitidiscus intermedius (D'ORBIGNY) oder *querolensis* (BUSNARDO)	5
Spitidiscus douvillei (NICKLES)	4
Hoplitaceae:	
Subpulchellia oehlerti (NICKLES)	2

Unbestimmbares: rund hundert Bruchstücke oder schlecht erhaltene kleine Formen; viele Belemniten; zwei Seeigel; eine Schnecke; eine Muschel.

Die auf den ersten Blick aus Kleinformen bestehende Fauna passt nach Vergleichen mit der Literatur aus Nordafrika, Spanien, Mallorca, Südfrankreich und den Karpaten recht gut ins Bild jener Barrème-Faunen hinein. Auch artenmässig ist eine nahe Verwandtschaft nach Süden offensichtlich.

Die Zusammensetzung der Fauna deutet auf oberes Unterbarremian (Niveau 5 im Profil von Angles, mit P. *eichwaldi*, *S. intermedius* und *Subpulchellia*) bis unteres Oberbarremian (Niveau 11 im Profil von Angles, mit *B. strettostoma* oder noch höher mit *Leptoceras*) im Sinne BUSNARDOS (Colloque 1965) hin. Ein mittleres Barremian ist für die vocontische Fazies nicht statuiert worden; allerdings schreibt BUSNARDO (Colloque 1965, S. 114) über die entsprechende Serie zwischen Unter- und Oberbarremian: «Faune absente ou trop pauvre à Angles (niveau 7 à 9). Elle peut correspondre à un Barrémien ‹moyen›.» Um Vergleiche mit den mikropaläontologischen Resultaten zu erlauben, möchten wir also unsere Fauna dem mittleren Barremian zuordnen.

Im grossen Rest der Drusbergschichten konnte ich nur noch vereinzelt unbestimmbare Bruchstücke von Belemniten, Seeigeln und selten Ammoniten finden, oft auch nur verdächtige Pyritnester und sog. Fossilmolds.

2.624 Mikropaläontologie

In den fünfziger Jahren wurden in der Unterkreide im Vorarlberg die ersten mikropaläontologischen Untersuchungen gemacht, die als Resultat eine gute Korrelation mit der schon früher aufgestellten Biostratigraphie im borealen Raum Norddeutschlands zuliessen (vgl. BETTENSTAEDT 1957, BETTENSTAEDT und WICHER 1955, NOTH 1951, OBERHAUSER 1963).

Diesseits des Rheins hingegen sind ähnliche Arbeiten noch nicht durchgeführt worden. Abgesehen von einigen von LIENERT (1965) erwähnten Gattungen benthonischer Foraminiferen und der aus den Drusbergschichten vom Altmann abgebildeten (BETTENSTAEDT und WICHER 1955) Art *Globorotalites bartensteini bartensteini* sind keine Mikrofaunen bekannt.

Es gestaltet sich nun aber sehr schwer, brauchbare Faunen aus den tektonisch recht stark beanspruchten, zähen Mergelschiefern zu separieren. Mit viel Mühe gelang es mir, mit den an unserem Institut üblichen Methoden (Benzin und Beloran) und tagelangem Auslesen fünf Faunengemeinschaften anzureichern. Es zeigte sich dann, dass ein Teil der Formen pyritisiert ist, ja oft lagen nur Pyritkerne vor, von denen wiederum einzelne stark deformiert sind. Die meisten Schalen sind stark rekristallisiert.

Fauna 1, Muster 65/35 (vgl. Fig. 9)

Foraminiferen

Die Bestimmung der einzelnen Formen wurde freundlicherweise von den Herren BARTENSTEIN und BETTENSTAEDT vorgenommen, wofür ich mich an dieser Stelle herzlich bedanken möchte. Auch sie beklagten sich über den «... traurigen Erhaltungszustand...» und entschuldigten sich für die oft nicht mögliche Artbestimmung.

Lenticulina (*Lenticulina*) *praegaultina* BARTENSTEIN, BETTENSTAEDT et BOLLI
Lenticulina (*Lenticulina*) *nodosa* (REUSS)
Lenticulina (*Lenticulina*) *cultrata* (MONTFORT)
Lenticulina (*Lenticulina*) *subalata* (REUSS)
Lenticulina (*Lenticulina*) *tricarinella* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) *cf. grata* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) *cf. planiuscula* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) *crepidularis* (ROEMER)
Textularia sp.
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN
Hedbergella sigali MOULLADE?
Globigerinelloides sp. aff. *blowi*
Clavihedbergella sp.
Vaginulina truncata oder *striolata* REUSS
Vaginulina kochi ROEMER
Vaginulina arguta REUSS
Vaginulina procera ALBERS
Rectoglandulina humilis (ROEMER)
Marginulina pyramidalis (KOCH)
Dentalina sp.

Ramulina sp.
Pyritkerne von: *Haplophragmoides* sp. sp.
Hedbergella
Epistomina caracolla caracolla (ROEMER)

Ostrakoden

Alle Ostrakodenbestimmungen wurden von H. Oertli durchgeführt, wofür ihm hier vielmals gedankt sei.

Cytherella sp.
Pontocyprella sp.
Protocythere bedoulensis (MOULLADE)

Nach Herrn Dr. Oertli deuten die Ostrakoden auf Unter- bis Mittelbarrème.

Trümmer

Bruchstücke von Foraminiferen, Ophiuren, Echiniden.
Kleine Koprolithen, schwarze Zylinderchen, Gastropoden- und Ammoniten-Pyritkerne

Die erwähnten schwarzen Zylinderchen sind in den Drusbergschichten häufig und wittern schön heraus. Sie erreichen eine Grösse von 3 mm und sind wohl organischen Ursprungs (Mikrokoprolithen?), denn eine Elektronmikroprobeanalyse ergab einen hohen Gehalt an Phosphor und Calcium, daneben noch Silizium, Schwefel und Aluminium.

Diskussion

Epistomina caracolla caracolla erscheint im Valanginian und reicht bis ins Unter- oder eventuell Mittelbarremian (BARTENSTEIN, BETTENSTAEDT und BOLLI 1957). *Protocythere bedoulensis* (MOULLADE) hingegen erscheint erst im mittleren Barremian und wird im oberen Barremian häufig. Zu *Vaginulina procera* schreibt BETTENSTAEDT: «Nach Entwicklungshöhe des Nahtwinkels Mittel-Barrème.»

Somit möchte ich zur Einstufung der untersten Drusbergschichten am ehesten oberes Unterbarremian bis unteres Mittelbarremian vorschlagen, denn ich gebe den Foraminiferen zurzeit den Vorzug, da sie im Vorarlberg gut belegt sind, die Ostrakoden aber im alpinen Raum noch recht spärlich beschrieben sind. Es wäre sehr wohl möglich, dass hier die Art *Protocythere bedoulensis* (MOULLADE 1963) etwas weiter hinabreicht als an der Typlokalität in Südostfrankreich.

Fauna 2, Muster 65/40

Bestimmungen: J. P. Beckmann. H. M. Bolli. U, Briegel, H. Oertli

Foraminiferen

Lenticulina (*Lenticulina*) *nodosa* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) cf. *grata* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) *incurvata* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) *crepidularis* (ROEMER)
Lenticulina (*Marginulinopsis*) *sigali* BARTENSTEIN, BETTENSTAEDT, BOLLI

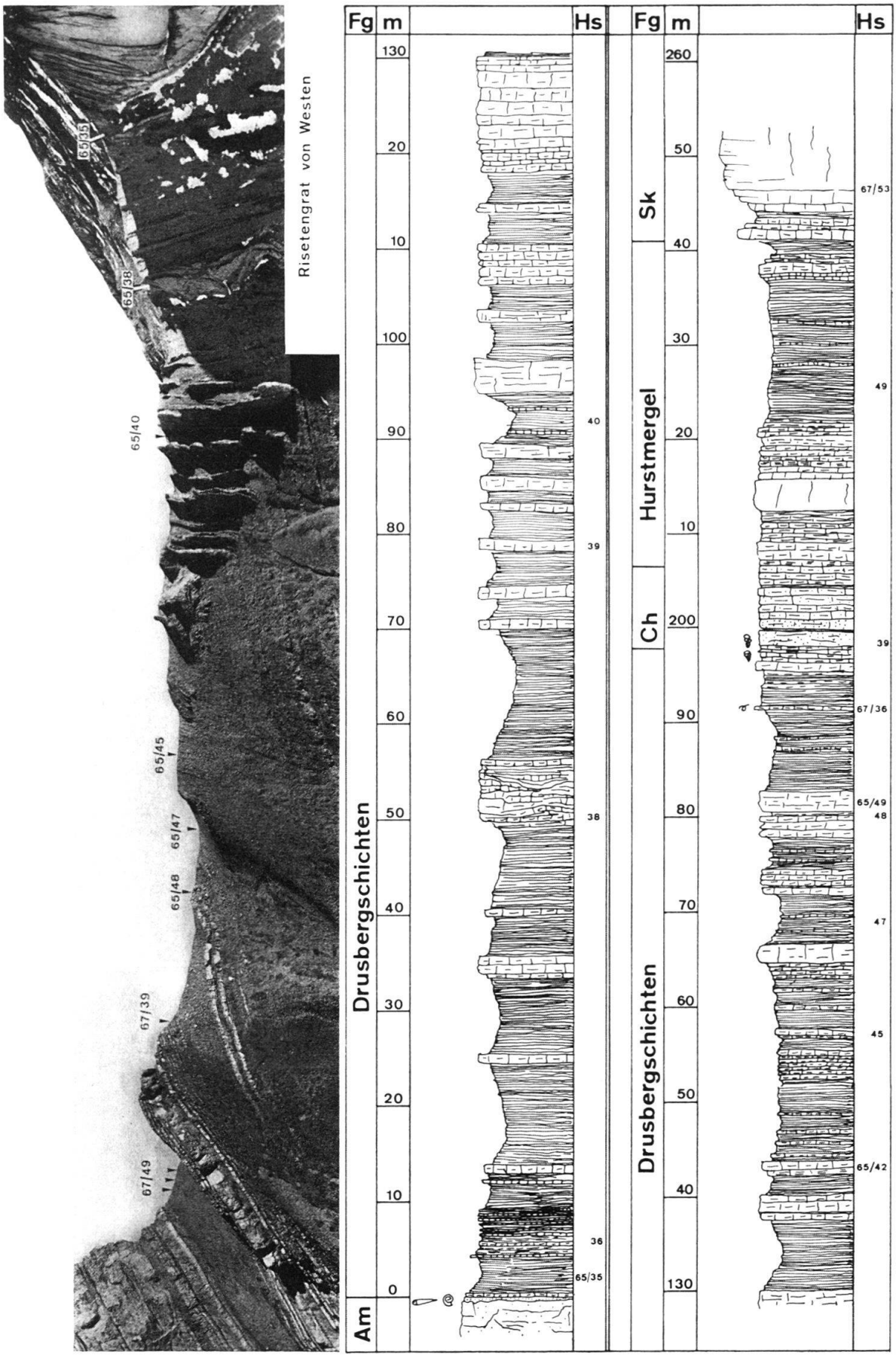


Fig. 9. Drusberg-Formation, Riseten (Glanna). Am: Altmannschichten, Ch: Chopfschichten, Sk: Schrattenkalk. Signaturen wie in den anderen Profilen.

Lenticulina (*Saracenaria*) cf. *frankei* TEN DAM
Lenticulina (*Saracenaria*) sp. (? *triangularis* [D'ORBIGNY])
Lenticulina ouachensis SIGAL
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN
Ammodiscus cretaceus REUSS
Spiroloculina cretacea REUSS
Trocholina infragranulata NOTH
Marssonella kummi ZEDLER
Triplasia emslandensis BARTENSTEIN et BRAND
Epistomina sp.
Conorboides sp.
Frondicularia sp.
Tristix acutangula (REUSS)
Tritaxia pyramidata REUSS
Vaginulina procera ALBERS
Vaginulina recta REUSS?
Rectoglandulina sp.
Marginulina pyramidalis (KOCH)
Dentalina sp.
Nodosaria cf. *obscura* REUSS
Gaudryina aff. *dividens* GRABERT
Gavelinella barremiana BETTENSTAEDT?
Praeglobotruncana cf. *infracretacea* (GLAESSNER)
Globorotalites bartensteini bartensteini BETTENSTAEDT

Ostrakoden

Cytherella sp.
Paracypris gr. *acuta* (CORNUEL)
Monoceratina sp.
Dolocytheridea amygdaloides (COERNUEL)
Cythereis aff. *glabrella* (TRIEBEL)

Trümmer

Foraminiferen, Echinodermen (Ophiuren, Echiniden), schwarze Zylinderchen, Koprolithen, pyritisierte Ammoniten, Gastropoden und Lamellibranchier, Fischzähne und Schuppen.

Häufigkeit: 1. Lenticulinen, 2. Ostrakoden, 3. Rest.

Diskussion

Das Auftreten von *Globorotalites bartensteini bartensteini* in der etwas artenreicheren Fauna deutet wiederum auf oberes Unter- bis unteres Mittelbarremian hin, wobei letzteres wahrscheinlicher ist. Dieses Alter wird noch unterstützt durch *Vaginulina procera*.

Fauna 3 und 4, Muster 65/45, 65/47, Bestimmungen wie oben

Foraminiferen

Lenticulina (*Lenticulina*) *nodosa* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) cf. *grata* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) cf. *planiuscula* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) *crepidularis* (ROEMER)
Lenticulina (*Saracenaria*) cf. *frankei* TEN DAM
Lenticulina ouachensis SIGAL
Ammodiscus cretaceus REUSS
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN
Spiroloculina cretacea REUSS
Spiroloculina cf. *ophionea* LOEBLICH et TAPPAN
Spirillina
Trocholina paucigranulata MOULLADE
Marssonella kummi ZEDLER
Triplasia emslandensis BARTENSTEIN et BRAND
Tristix acutangula (REUSS)
Tritaxia pyramidata REUSS?
Vaginulina kochi ROEMER
Rectoglandulina manifesta (REUSS)
Marginulina pyramidalis (KOCH)
Dentalina legumen (REUSS)
Dentalina lorueiana D'ORBIGNY
Dentalina gracilis D'ORBIGNY
Nodosaria affinis REUSS
Gaudryina sp.
Ammobaculites cf. *viriosus* LOEBLICH et TAPPAN
Bolivinopsis
Ramulina sp.

Ostrakoden

Cytherella sp.
Cytherelloidea sp.
Cythereis aff. *glabrella* (TRIEBEL)
Paracypris sp.
Paracypris gr. *acuta* (CORNUEL)
Dolocytheridea amygdaloides (CORNUEL)
Protocythere bedoulensis (MOULLADE)

Trümmer

Fischzähne, Ophiuren, Schwammnadeln, Koprolithen, Gastropodenpyritkerne.

Diskussion

Diese Faunen aus der oberen Hälfte der Drusbergschichten bringen nichts entscheidend Neues und gehören anscheinend ebenfalls dem Mittelbarremian an,

Fauna 5, Muster 65/48, Bestimmungen wie oben

Foraminiferen

Lenticulina (*Lenticulina*) *nodosa* (REUSS)
Lenticulina (*Astacolus*) *crepidularis* (ROEMER)
Lenticulina ouachensis cf. *wisselmanni* BETTENSTAEDT
Lenticulina cf. *praegaultina* BARTENSTEIN, BETTENSTAEDT et BOLLI
Ammodiscus cf. *cretaceus* REUSS
Spirillina
Trocholina paucigranulata MOULLADE
Marginulina pyramidalis (KOCH)
Nodosaria

Ostrakoden

Dolocytheridea amygdaloides (CORNUEL)
Protocythere bedoulensis (MOULLADE)
Protocythere triplicata (ROEMER)
Cythereis aff. *glabrella* (TRIEBEL)

Trümmer

Fischzähne, Schuppen, Schwammnadeln, Echinodernen, Bryozoen, Koprolithen, Ophiuren.

Diskussion

Diese Fauna aus den obersten Drusbergschichten gehört nach OERTLI «... noch sicher zum Mittelbarrème», auf Grund von *Protocythere triplicata*, die Ende des Mittelbarremian ausstirbt.

Tabelle 2. Leitende Foraminiferen und Ostrakoden am Risetengrat (Glanna), zusammengestellt mit Hilfe von BETTENSTAEDT & WICHER (1955), BETTENSTAEDT (1952), Leitfossilien der Mikropal. (1962), KHAN (1962).

	Fauna 1	2	3/4	5	Unter-Barremian	Mittel-Barremian	Ober-Barremian
Triplasia emslandensis		*	*		◄------	---	
Epistomina caracolla caracolla	*				◄———	----	
Tristix acutangula		*	*		◄——— --	-------	
Lenticulina crepidularis	*	*	*	*	◄———	——— ---	
Marssonella kummi		*	*		◄———	———	-----
Vaginulina kochi	*		*		◄———	———	------
Protocythere triplicata				*	◄———	———	
Vaginulina procera	*	*			———	———	———
Globorotalites bartensteini bart.		*			———	———	
Gavellinella barremiana		?				———	———►
Protocythere bedoulensis	*		*	*		———	———►

Einstufung der Drusbergschichten

Der grösste Teil der – wenn nicht gar die gesamten – Drusbergschichten müssen infolge der mikropaläontologischen Befunde ins Mittelbarremian gestellt werden. Ob sie mit ihren untersten Bänken noch ins Unterbarremian reichen, kann noch nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ist aber auf Grund der Resultate, die die Ammonitenfauna lieferte, unwahrscheinlich. Leider besteht noch keine eindeutige Klarheit in der Korrelation von Ammoniten- und Foraminiferenstratigraphie, denn bei ersterer wird das Barremian in zwei, bei letzterer in drei Abschnitte eingeteilt.

2.63 Chopfschichten

2.631 Statuierung

Neuer Name für ein drittes Formationsglied der Drusberg-Mergel-Formation. Typlokalität: 1 km NE vom Alviergipfel unterhalb des Chopfs (vgl. Fig. 14).

Die mehrfache Erwähnung dieser Schicht in der Literatur, oft unter verschiedenen Namen, sowie deren leichte Identifizierung rechtfertigt die Statuierung eines Formationsgliedes. In der Literatur wurde diese Schicht erwähnt in:

VACEK (1879, S. 684), als «glaukonitische Lage». Mächtigkeit 1 Fuss, petrefaktenreich, bei Bad Haslach (Vorarlberg).

HEIM, ARN. (1916, S. 389), als «glaukonitische Bank mit Belemniten», 1 m mächtig, an der Typlokalität.

MERHART (1925, S. 9), als «Fossilschicht mit Glaukonitschlieren» in der Emmebachschlucht bei Götzis.

HEIM und BAUMBERGER (1933, S. 209), als «Bank mit smaragdgrünen glaukonitischen Schlieren und zahlreichen Fossilien», 4 m mächtig, W Kobel-Alpe (Vorarlberg).

FICHTER (1934, S. 35), als glaukonitführende Bank, relativ fossilreich, Fernital (Vierwaldstättersee).

STAEGER (1944, S. 142), als Glaukonithorizont, 3,8 m mächtig, vereinzelte Makrofossilien, am Wilerhorn.

BENTZ (1948, S. 7), als Glaukonithorizont, 2–3 m mächtig, Sarnersee.

LIENERT (1965, S. 26), als Glaukonithorizont im Säntis-Churfirsten-Gebiet.

Möglicherweise identisch mit diesem Formationsglied sind ein Teil der «Grenzschichten» von KAUFMANN (1867) am Pilatus sowie bei HANTKE (1961) Schicht Nr. 8, S. 92, und Schicht Nr. 12, S. 123 unten, vor allem auf Grund ihres Fossilreichtums.

Bezeichnend für die Chopfschicht sind, wie aus den meisten Zitaten hervorgeht, ein starker Glaukonitgehalt und die Fossilführung. Dies sollen auch die Kriterien für deren Abgrenzung sowohl nach unten als auch nach oben sein. Die meisten Autoren betrachteten diese Schicht als Grenze zwischen Drusbergschichten s. str. und vermergeltem Schrattenkalk, und auch wir schliessen uns dieser Interpretation an, hat doch unlängst GYGI (1969, S. 50) den Leitwert des Glaukonites einiger Horizonte im Malm hervorgehoben.

Figur 10 zeigt die Situation an der Typlokalität. In unserem Untersuchungsgebiet liess sich diese Schicht durchwegs verfolgen, solange korrelierbare Aufschlüsse vorhanden waren.

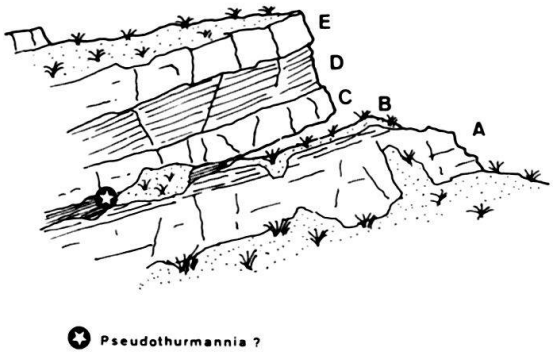


Fig. 10. Chopfschichten am Barbielergrat, von Westen, 1960 m.
A: Hellgrau beige anwitternder, unten mehr massiger, oben mehr schiefriger Mergelkalk (100–150 cm), übergehend in
B: dunkelgraue, sehr feinschiefrige Mergel, meist von Gras überwachsen, eine tiefe Kehle unter C bildend (50–60 cm).
C: 60–80 cm massiger, beige anwitternder Kalk, Ober- und Unterfläche unregelmässig knorrig mit sogenannten Fossilmouldes und Markasitknollen. Von hier stammt eine grosse *Pseudothurmannia?*
D: Grobsandiger, glaukonitreicher, verschieferter Kalk mit Belemniten, auf der Ostseite grünlich, auf der Westseite beige anwitternd (50–60 cm). Muster 65/9.
E: wie C, (40–50 cm).

2.632 Einleitung

Schön ausgebildet und leicht auffindbar sind die Chopfschichten an ihrer Typlokalität, d.h. 120 m südlich des Chopfgipfels (1997 m), am Barbielergrat sowie auch 200 m südlich des Glannachopfs am Risetengrat. Sie unterscheiden sich von den liegenden und hangenden Mergelkalken durch ihre leicht gelbbräunliche Anwitterungsfarbe. Im Handstück sind grosse (bis 1 mm), hell- bis dunkelgrüne Glaukonitkörner gut sichtbar.

2.633 Petrographie

Im Dünnschliff erkennt man einen stark tonhaltigen Wacke- bis Packstone mit vielen Stylolithen. Als Allocheme enthält er Intraklasten bis 1 mm, Echinodermentrümmer bis 1 mm, Serpeltrümmer (0,5 mm), mehr oder weniger verkieselte, benthonische Foraminiferen (bis 0,8 mm), und selten ebensolche Ooide. Glaukonit (meist als Glaukocalcit) scheint autigen zu sein und ersetzt zum Teil Fossiltrümmer. Seine Farbe ist ein schmutziges Blassgrün bis Flaschengrün, die Korngrösse im Durchschnitt 0,3 mm. Detritischer Quarz als kantige Körner (0,05 mm) nimmt etwa 3% der Fläche ein; feinverteilter Kiesel und Mosaikquarz sowie autigene, rechteckige Einsprenglinge (0,02 mm) in Fossilschalen bedecken 20% des Schliffes. Etwa 80% des Gesteinsvolumens ist von Kiesel imprägniert. Der Karbonatgehalt beträgt 40 bis 45%.

2.634 Fauna

Mehrere Zitate über Fossilfunde in dieser Schicht konnten bestätigt werden. Durchwegs ist eine Anreicherung an Belemniten festzustellen. Am Barbielergrat (vgl. Fig. 10) fand ich ein grosses Exemplar einer *Pseudothurmannia?* (25 cm Durchmesser). Der Erhaltungszustand des Steinkerns ist aber sehr schlecht, die Innenwindungen können nicht herauspräpariert werden. Am Risetengrat fand ich zwei Nautiliden (*Cymatoceras*) und einen Seeigel.

Im Dünnschliff können Bruchstücke von Bryozoen (2 mm), Ophiuren, Brachiopoden und einige Schnitte durch Foraminiferen, namentlich Textularien, *Vaginulina* und *Ammodiscus*, beobachtet werden.

Biostratigraphisch lässt sich diese Serie anhand der bekannten Fauna nicht einstufen. Wie später noch erläutert wird, ergab eine Mikrofauna im Hangenden noch Mittelbarremian, so dass auch die Chopfschichten zu dieser Unterstufe gehören müssen.

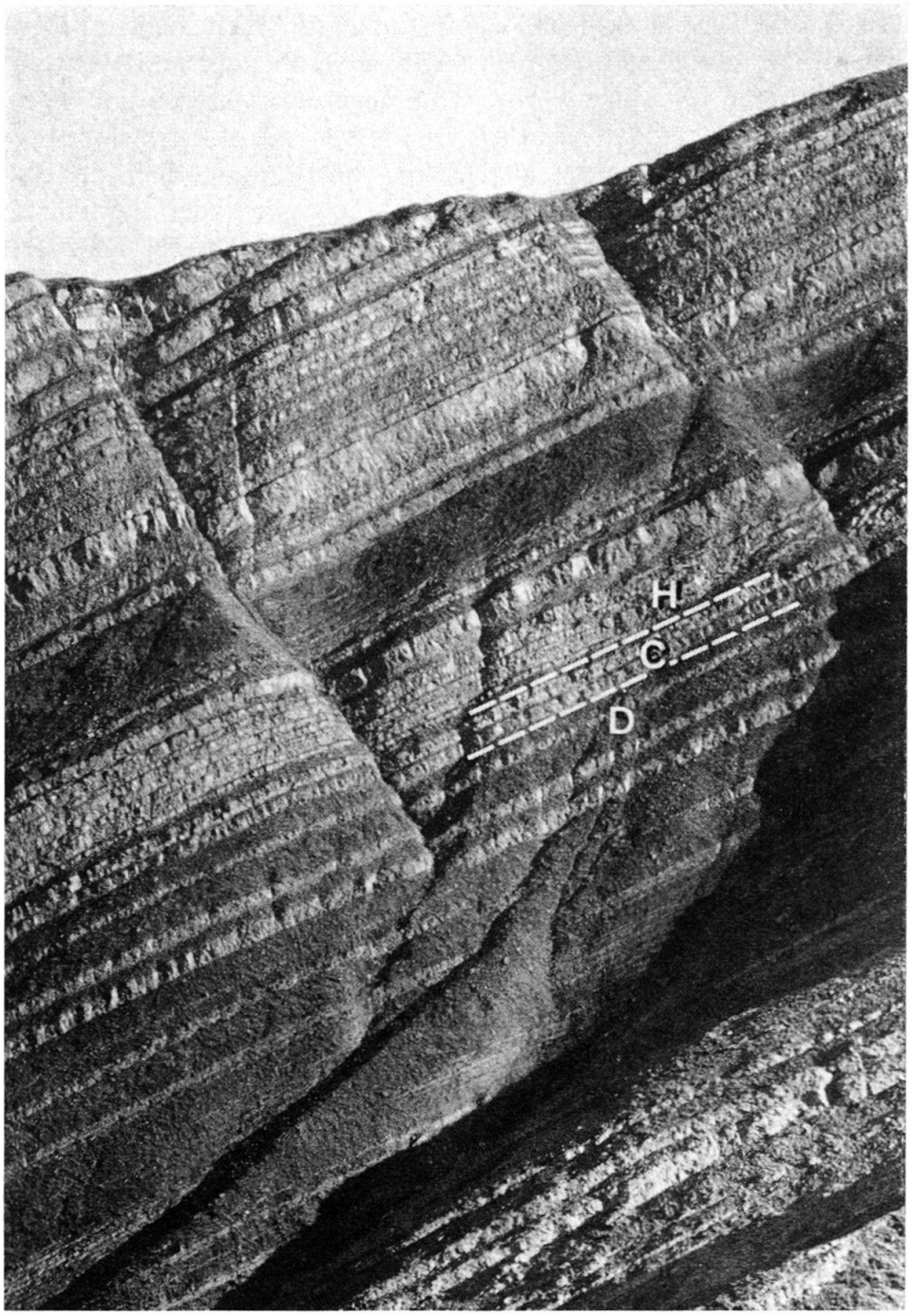


Fig. 11. Chopf, Westflanke. (vgl. Fig. 14). Oberste Drusbergschichten (D), Chopfschichten (C) und untere Hurstmergel (H).

2.64 *Hurstmergel* (vermergelter Schrattenkalk)

2.641 Statuierung

Neuer Name für das oberste Drusbergformationsglied. Der Hurst (1971 m) befindet sich 1,5 km NNE des Alviers.

Das Typusprofil ist in HEIM (1916, S. 370) abgebildet. Die Hurstmergel erstrecken sich im Profil L, Figur 101, von g (Glaukonitische Bank = Chopfschichten) bis o (Oberer Schrattenkalk) und sind mit v bezeichnet (vermergelter Schrattenkalk). Man vergleiche dazu Figur 14 dieser Arbeit. Der Grat zwischen Chopf und Hurst entspricht genau HEIMS Profil. Das Typusprofil wurde für diese Arbeit nicht im Detail aufgenommen, in den beschriebenen Profilen (Arin, Glännlichopf und Riseten) sind die Hurstmergel mit ihrer vertikalen Verbreitung eingetragen. Gegen unten gehen sie in die Chopfschichten über, indem deutlich Glaukonit auftritt, gegen oben werden sie rein lithologisch vom Schrattenkalk abgetrennt, und zwar unterhalb der ersten kompakten Schrattenkalkbank von mindestens 2 m Mächtigkeit oder oberhalb der letzten dünnbankigen Mergelserie von mehr als 2 m Mächtigkeit, wobei das zuerst erfüllte Kriterium den Ausschlag gibt.

Obwohl die Hurstmergel höchstwahrscheinlich in ihrer Gesamtheit das Äquivalent von Schrattenkalk sind und auch von den meisten älteren Autoren als solches betrachtet wurden, sind sie faziell den Drusbergschichten zum Verwechseln ähnlich und werden deshalb der Drusberg-Mergelformation angeschlossen. Dies impliziert natürlich, dass die Formationsgrenze stark heterochron ist.

Synonyme: Vermergelter Schrattenkalk,
Neocommergel oder Mittelneocommergel,
Drusbergschichten (obere Anteile),
Schwalmerenschichten (Anteile).

Der Name Schwalmerenschichten (GOLDSCHMID 1926) wird aus folgenden Gründen nicht übernommen: Die Schwalmerenschichten umfassen den gesamten Kalk- und Schieferkomplex zwischen Altmannschichten und Wangschichten. Die definierte Obergrenze ist eine Diskordanz und schliesst mehrere (an der Typlokalität fehlende) Formationen ein. Die Lithologie, wie sie GOLDSCHMID beschreibt, stimmt mit derjenigen der Drusbergfazies nicht überein. Nach seinen Ausführungen handelt es sich um eine Art Plattenkalk, wogegen für die Drusbergfazies stets die knollige Ausbildung erwähnt wird (Knollenkalk: ESCHER 1887; Knollenschichten: KAUFMANN 1867).

2.642 Einleitung

Die Tatsache, dass die mächtige Schrattenkalkformation in Richtung SE hauptsächlich von unten her vermergelt – die Drusbergfazies greift auf den Schrattenkalk über –, im Vorarlberg dann aber auch von oben her, um in der Gegend zwischen Hohem Freschen und Didamskopf lokal vollständig zu fehlen, ist schon lange bekannt. Auch in meinem Untersuchungsgebiet ist dieser Prozess von W nach E verfolgbar; so gibt HEIM (1916) am Leistchamm 300 m massigen Schrattenkalk, am Sichelchamm 150 m und am Hurst 30 m an. Den fehlenden Mächtigkeitsanteil nimmt nun die Drusbergfazies ein, und nicht nur das, dieselbe nimmt noch an Mächtigkeit zu, so dass die Summe Drusbergfazies plus Schrattenkalk von NW nach SE leicht ansteigt.

Der untere Schrattenkalk vermergelt aber auch von oben her, so dass ein mächtiges Mergelband den oberen vom unteren Schrattenkalk trennen kann, bevor der untere

Schrattenkalk gänzlich vermergelt. Eben dieses Mergelband möchte ich nun gleichfalls zu den Hurstmergeln rechnen, denn lithologisch ist es nicht von den unteren Hurstmergeln zu unterscheiden. Weiter südlich, wie etwa am Hurst selbst, bilden beide Abteilungen eine einzige Serie.

Die Aufschlussverhältnisse sind gleich jenen der Drusbergschichten, d.h. wir können nur sehr wenig lückenlose Profile erwarten. Es wurden an zwei Orten genaue Aufnahmen gemacht:

1. Glännlichopf (Tf. III). In der Fallinie nach SE vom Glännlichopf (1963 m) gegen Altsässalp. Es konnte eine lückenlose Probenentnahme von den Chopfschichten bis und mit Schrattenkalk erfolgen (Fig. 15).

2. Arin (Tf. IV). Besser zugänglich ist die Hurst-Westwand vom Chuesäss (Arin) aus. Man steigt beim Kreuz (1850 m) am Grat in SW-Richtung gegen den Grossen Gang ab und erreicht nach etwa 300 m einen Geländesporn, der durch eine Verwerfung mit 20 m Sprunghöhe bedingt wird. Von da aus kann man in die Runse absteigen und das Profil vom Schrattenkalk bis tief in die Hurstmergel hinab verfolgen. Allerdings muss man wegen Steilstufen zweimal die Runse wechseln, und den genauen Anschlusspunkt zu finden, ist schwierig. (H. P. Funk dirigierte mich vom Gegenhang aus über Sprechfunk.) Dieses Profil erreicht die Chopfschichten nicht.

Die Ausbildung der Hurstmergel ist im allgemeinen gleich wie die der Drusbergschichten, allein je nach dem Grad der Vermergelung sind lokal harte, schrattenkalkähnliche Bänke oder aber weiche Mergelschiefer vorherrschend. Die Mächtigkeit der Serie schwankt naturgemäss sehr stark, allein im Untersuchungsgebiet zwischen 65 m an der Riseten und 200 m am Hurst.

2.643 Petrographie

Die Hurstmergel gehen innerhalb weniger Meter aus den Chopfschichten hervor, indem der Glaukonitgehalt rasch abnimmt, die Korngrösse der Allocheme von über 1 mm auf einen Durchschnitt von 0,3 mm zurückgeht, Pellets erscheinen und der Sandgehalt von weniger als 1 % auf mehrere Prozent ansteigt.

Die Auswertung von über hundert Dünnschliffen von Hurstmergelproben ist auf den beiden Profiltafeln dargestellt. Abgesehen von einigen Gesetzmässigkeiten findet man eine sehr geringe Variation. Als eine solche Gesetzmässigkeit erscheint mir die parallele Änderung der Ton-, detritischen Quarz-, Pyrit-, und Phosphoritfraktion des Gesteins, was sich äusserlich als harte (wenig Ton) bzw. weiche (mehr Ton) Schichten manifestiert. Der Karbonatgehalt entspricht etwa 68 % Calcit und 2 % Dolomit. Auffallend ist auch in diesem Formationsglied die durchgehende Anwesenheit von autigenem Albit und Kieselmaterial in verschiedener Ausbildung (Matrix imprägnierend, kristallbildend in Fossilien, Wachstum detritischer Körner).

Besonderheiten: Die in Abschnitt 1.6 erwähnte selektive Verkieselung möchte ich hier noch mit einem Beispiel belegen. Figur 12A zeigt einen Querschnitt durch eine Serpulidenröhre, wie sie in den Hurstmergeln häufig vorkommen. Ihr Durchmesser beträgt etwa 1 mm. Die Verkieselung beginnt am Innenrand des Kalkkörpers, indem zuerst eine Kieselimprägnation den Mikrit durchsetzt. Alsdann bilden sich rasch Quarzkristalle, die perlschnurartig den Kern (hier Pyrit und verzwillingter Calcit) umschliessen. Eine analoge Selektivität beobachtet man bei der Rekristallisation der

Serpelröhren, indem einzelne konzentrische Lagen heute aus klarem Calcit bestehen, andere noch mikritisch erhalten sind (z. B. DS 69/38,39).

Figur 12B illustriert in fünf Stadien die Verkieselung von einem verbreitet auftretenden Problematicum (ganze Drusberg- und Schrattenkalkfazies), wahrscheinlich *Cadosina* (WANNER). Der Innenraum wird stets von einem Calcit-Einkristall ausgefüllt, die Schale wird nach und nach vollständig durch Quarzkristalle ersetzt.

Phosphoritimprägnierte Gesteinspartien sind immun gegen Rekristallisation und Verkieselung (Dünnschliff 68/100).

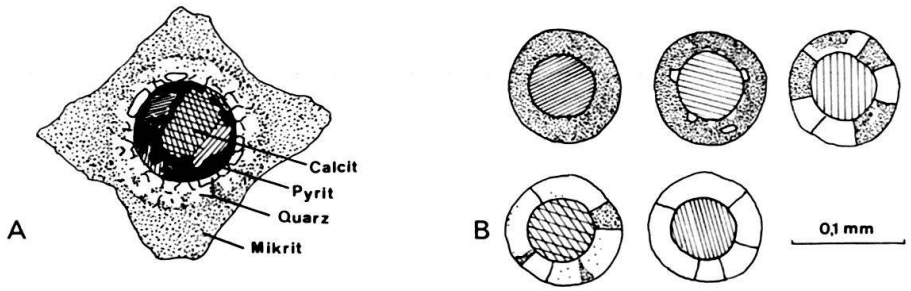


Fig. 12. Verkieselung von Fossilien, vgl. Text.

2.644 Fauna und Flora

Makrofossilfunde wurden keine gemacht, sieht man von einzelnen Belemniten ab.

Im Dünnschliff trifft man auf eine Faunengemeinschaft, die von Echinodermen, Ophiuren, Spongien und Anneliden dominiert wird. Dazu gesellen sich Algen, Ostrakoden, Mollusken, Bryozoen und selten Korallen (vgl. Profiltabellen Glännlichopf und Arin.

Im Profil Riseten nahm ich eine Sammelprobe über etwa 5 Meter (67/49). Aus dem Schlämmrückstand reicherte ich eine Fauna an, die von BARTENSTEIN, BETTENSTAEDT, BECKMANN und OERTLI bestimmt wurde:

Foraminiferen

Lenticulina (*Astacolus*) cf. *grata* (REUSS)
Lenticulina (*Saracenaria*) cf. *frankei* TEN DAM
Lenticulina (*Vaginulinopsis*) *prima* (D'ORBIGNY)
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN
Ammodiscus tenuissimus (REITLINGER) ?
Spiroloculina cretacea REUSS
Trocholina infragranulata NOTH
Marssonella kummi ZEDLER
Marssonella praeoxycona MOULLADE
Tritaxia pyramidata REUSS
Vaginulina recta REUSS
Vaginulina sp.
Vaginulinopsis spp.
Marginulina bullata REUSS
Dentalina sp.
Gaudryina sp.
Ammobaculites subcretaceus CUSHMAN et ALEXANDER

Reophax pilulifera (BRADY)
Reophax cf. *saerpiurus* (MONTFORT)
Lamarckina lamplughi (SHERLOCK)
Haplophragmoides sp.
Ramulina sp.
Massilina planoconvexa TAPPAN
Quinqueloculina triangulata STEAD
Quinqueloculina lanceolata TERQUEM et BERTHELIN
Quinqueloculina sabella LOEBLICH et TAPPAN

Ostrakoden

Cytherella sp.
Paracypris gr. *acuta* (CORNUEL)
Monoceratina sp.
Schuleridea sp.
Euryitycythere aff. *parisiorum* OERTLI
Orthonotacythere inversa (CORNUEL)
Neocythere sp.
Protocythere bedoulensis (MOULLADE)
Div. unbestimmbare Formen

Trümmer

Seeigel, Ophiuren, Fischschuppen.
In Figur 13 sind einige Ophiurenglieder wiedergegeben, wie sie sich im Dünnschliff präsentieren.

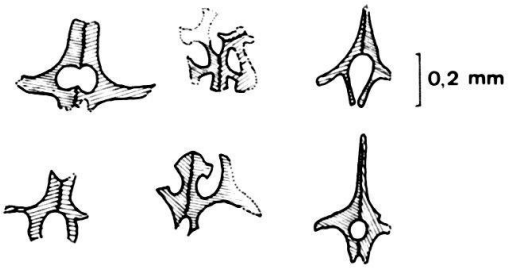


Fig. 13. Schnitte durch Ophiurenbruchstücke.

2.645 Einstufung der Hurstmergel

Eine genaue Einstufung ist anhand des aufgeführten Materials nicht möglich. Auf alle Fälle aber befinden wir uns bei der Probe 67/49, an der Basis der Hurstmergel, noch im Barremian, eventuell sogar immer noch im mittleren. Die fazielle Ähnlichkeit von Hurstmergeln und Drusbergschichten deutet auf vergleichbare Sedimentationsraten hin, so dass auch für das Oberbarremian (Hurstmergel) eine ansehnliche Mächtigkeit erwartet werden darf. Auch aus diesem Grund liegt die Zugehörigkeit sämtlicher Hurstmergel zum Barremian nahe.

2.7 Schrattenkalkformation

2.701 Einleitung

Ich erinnere hier erneut an die Arbeiten von HEIM (1916) und vor allem von LIENERT (1965), wobei wir bei ersterem eine schöne, gültige Allgemeinbeschreibung der Schrattenkalkformation finden, beim zweiten aber intensive Detailstudien in sedimentpetrographischer und mikropaläontologischer Sicht (Orbitolinen!).

Nach HEIM (1916, S. 377) befindet sich unser Untersuchungsgebiet genau in der zweiten, östlichen Vermergelungszone des Schrattenkalks, wo der untere Schrattenkalk vollständig und der obere bis auf 35 m (Hurst) durch Mergel und Mergelkalke in Drusbergfazies (Hurstmergel) ersetzt wird. Wenn wir unseren Blick von Süden her gegen die Wand des Glännlichopfs und Gelbchopfs richten, so fällt uns eine deutliche Zweiteilung des oben mehr und unten weniger massigen Schrattenkalks auf. Ein mächtiges Mergelband trennt die beiden Serien (vgl. Fig. 15). Wenden wir nun unsern Blick gegen Osten, der Hurstwand zu, so entdecken wir, dass sich der untere Schratten-

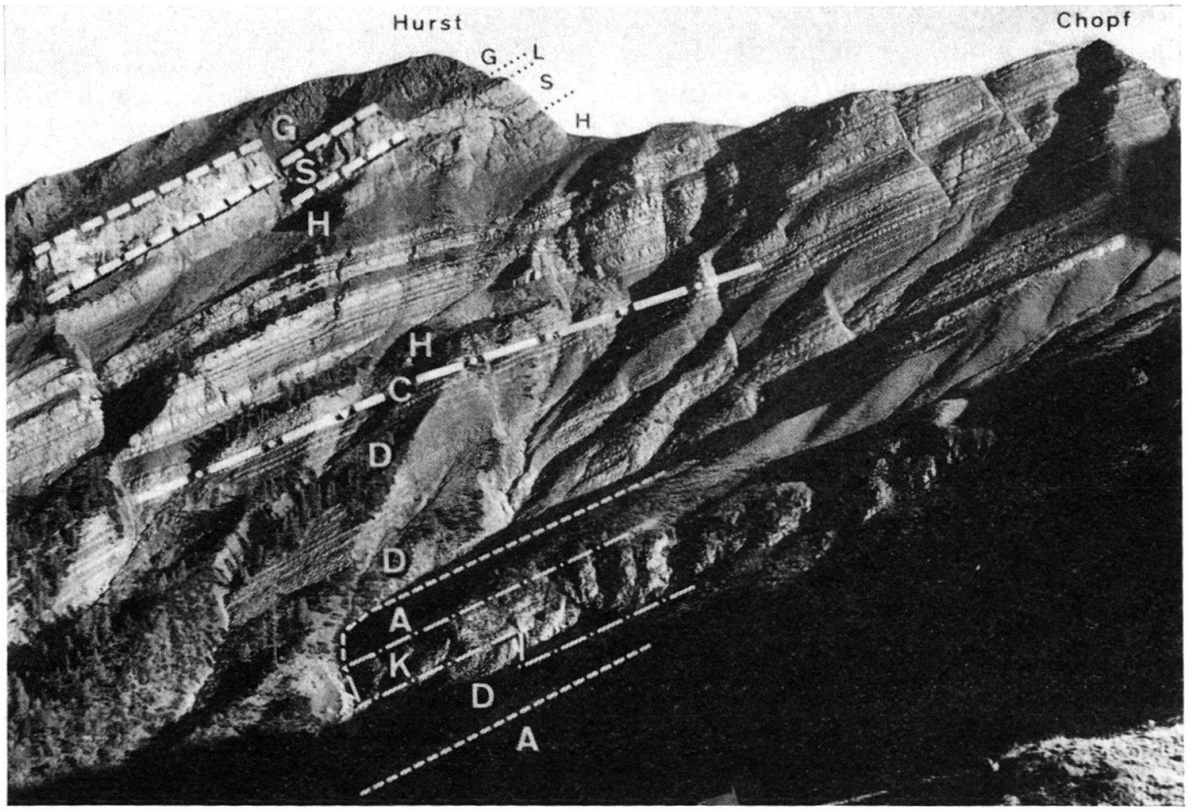


Fig. 14. Hurst und Chopf von Westen.
K: Kieselkalk, A: Altmannschichten, D: Drusbergschichten, C: Chopfschichten, H: Hurstmergel, S: Schrattenkalk, L: Luiteremergel, G: Gault.

kalk in einzelne Bänke aufgelöst hat und nur noch das schmale oberste Band des Schrattenkalks massig erscheint. Die Drusbergfazies dehnt sich hier über kurze Distanz auf Kosten des Schrattenkalks aus (Fig. 14).

Da der Schrattenkalk nicht zur Bildung von Eluvialböden neigt, ist er überall da aufgeschlossen, wo er an die Oberfläche kommt; im Anschnitt als herauswitterndes, hellgraues Band, auf «Dipslopes» als klein- bis grossflächige Karren.

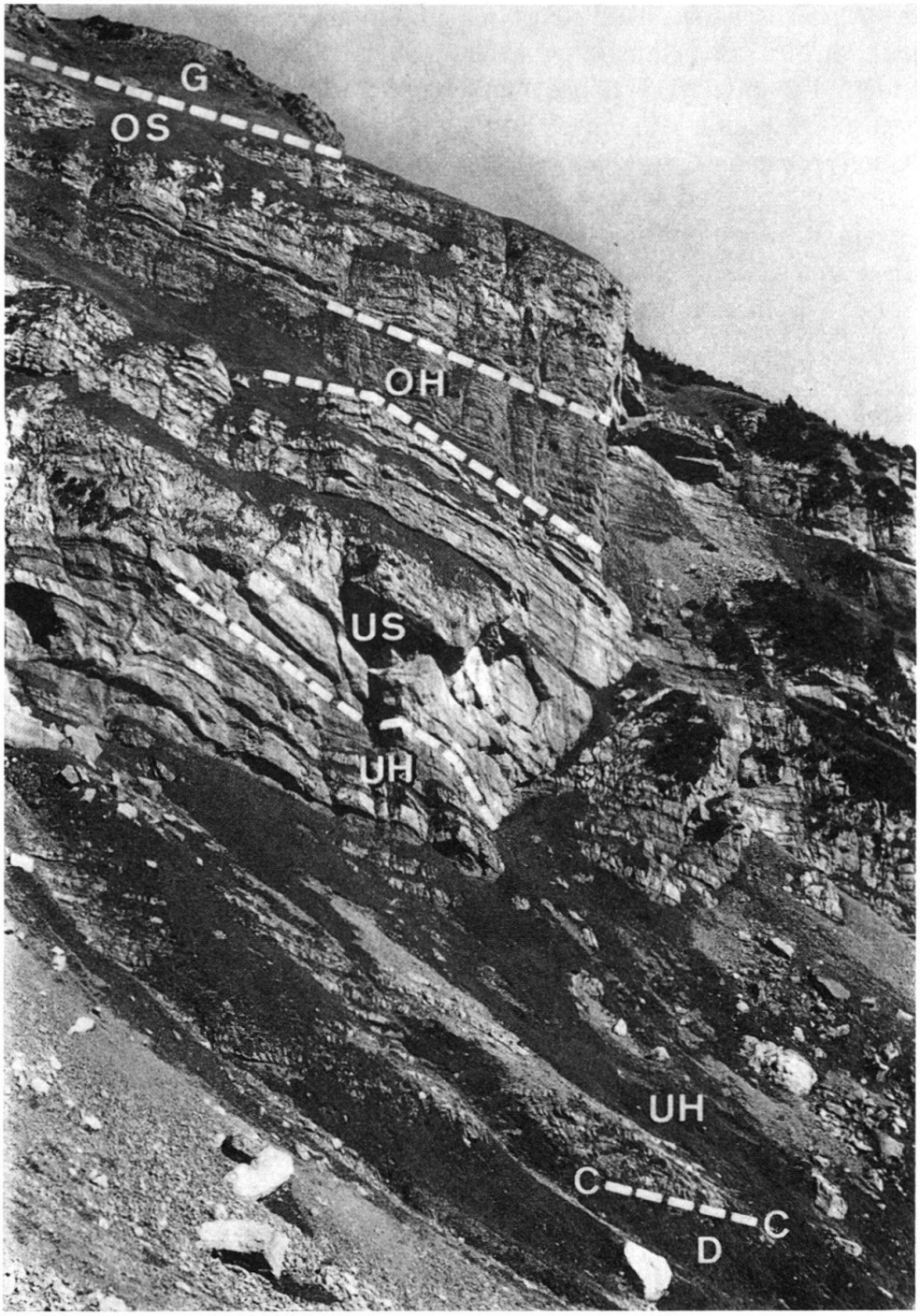


Fig. 15. Profil Glännlichopf von Süden.
D: Drusbergschichten, C: Chopfschichten, UH: Untere Hurstmergel, US: Unterer Schrattenkalk, OH: Obere Hurstmergel, OS: Oberer Schrattenkalk, G: Gault.

Eigentliche Fossilfundstellen fand ich keine, allein vorhandene Einzelstücke sind meistens verkieselt und wittern daher sehr schön heraus und heben sich auch der gelblichbraunen Farbe wegen vom hellgrauen Schrattenkalk gut ab. So sind in den obersten Bänken durchwegs Orbitolinen in Nestern und als verstreute Individuen zu verzeichnen. Weiter unten können dann auch Brachiopoden (Rhynchonelliden) noch recht häufig auftreten, wie z. B. am Plattegg (E Hurst), wo auch faustgrosse Koral-

lenstöcke, Austernschalen, Rudisten, Belemniten und ein Abdruck einer *Astarte?* gesammelt wurden. Im Hansliszug (Felswand N Plattegg) beobachtete ich auch Gastropoden. Im unteren Teil des massigen Schrattenkalks tritt *Serpula pilatana* massenhaft auf, begleitet von einzelnen Orbitolinen.

Die Untergrenze des Schrattenkalks ist nur in zusammenhängenden Profilen und allein nach lithologischen Kriterien festzulegen. Vielfach ist der Übergang aus den Hurstmergeln fliessend und deshalb kaum kartierbar. Die Obergrenze ist überall scharf. Es können aber Glaukonitschlieren, wie sie für den Gault charakteristisch sind, bis tief (10 m am Hansliszug) in den Schrattenkalk hinabreichen; dasselbe beobachtete HEIM (1916, S. 376) am Leistchamm.

2.702 Petrographie

Nachdem LIENERT (1965) Hunderte von Körnerpräparaten des Schrattenkalks ausgewertet hat, beschränke ich mich auf die Untersuchung der Dünnschliffe. Die wichtigsten Resultate sind in den Profiltabellen zusammengestellt, doch sind noch einige Ergänzungen anzufügen.

SiO_2: 1. Detritischer Quarz

Die Korngrössen bewegen sich im Intervall von 0,01 bis 0,2 mm. Da nun bekanntlich Körner unter 0,1 mm beim Transport nicht mehr gerundet werden, ist der überwiegend splittrige Habitus des Quarzes nicht erstaunlich. Oft weisen aber solche Körner geometrisch gerade Kanten auf, so dass der Verdacht auf sekundäres Wachstum besteht. Der Stoffaustausch zwischen Quarz und Calcit ergibt ähnliche Bilder wie in den Kalken der Drusbergformation (vgl. Tf. II, Fig. 2, 4).

2. Autigener Quarz

– Fein verteilter Kiesel. Ähnlich wie in der Drusbergformation ist mobiles SiO_2 überall, wenn auch in geringerem Masse, vorhanden. Beim Anätzen entsteht kein selbsttragendes Gerüst mehr, sondern es bildet sich ein loser Sand von Kornaggregaten, die aus kleinsten Kriställchen aufgebaut sind (Fig. 17A).

– Idiomorphe Körner bilden sich meistens in Fossilschalen (Fig. 12, A, B; Tf. II, Fig. 4). Wenn sie aber den Rand der Schale erreichen, wachsen sie nicht mehr weiter, sondern passen sich der äusseren Form des Fossils an. Wie schon erwähnt, sind im Schrattenkalk die meisten Fossilien verkieselt. Es stellte sich heraus, dass alle heute verkieselten Fossilschalen von körnigem Quarz ersetzt sind, und zwar durchwegs gleichartig. Figur 16 zeigt als Beispiel einen Ausschnitt aus einer Orbitolina. Den gleichen Aufbau, ja sogar ziemlich die gleiche Korngrösse fand ich bei verkieselten Milioliden wie auch Brachiopoden. Eigenartigerweise finden wir dasselbe Bild bei FUNK (1971) in den Figuren 12–15. Der Verkieselungsprozess könnte also ähnlich wie jener des Kieselkalks gewesen sein.

Dass die Calcitklüfte eine wichtige Rolle für den Kieseltransport spielten, beweist die Tatsache, dass die Orbitolinen an verschiedenen Stellen vorwiegend längs solchen Klüften verkieselt sind. 10–20 cm von der Calcitader entfernt wittern keine Fossilien mehr heraus. Dies deutet auch auf eine spätdiagenetische bzw. epigenetische Remobilisierung der Kieselsäure hin.

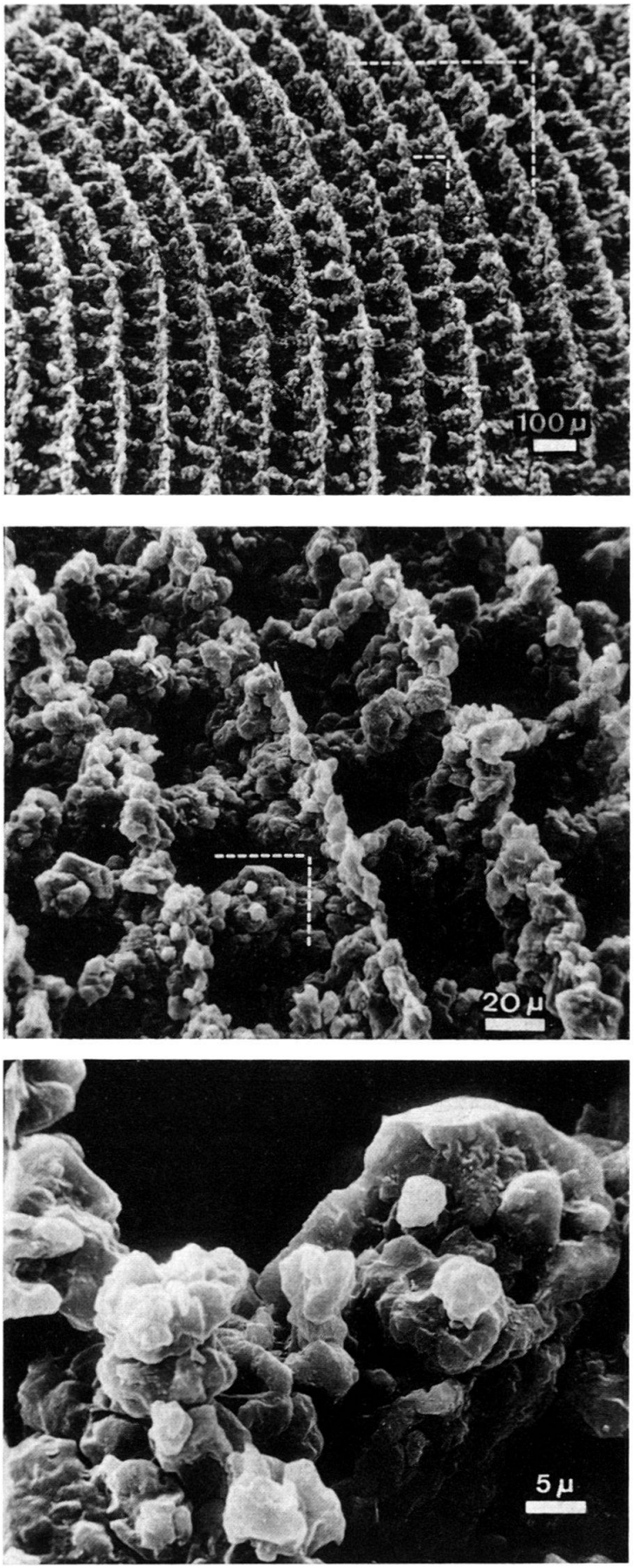


Fig. 16. Ätzpräparat (verd. Ameisensäure) von Schrattenkalk, Plattegg (Arin). Verkieselte *Orbitolina*. SEM Aufnahmen.

– Silexknauer und -schnüre. In der oberen Hälfte des oberen Schrattenkalks finden sich regelmässig schwarze, bis brotlaibgrosse Knauer und 2–10 cm dicke Lagen von Silex. Weniger auffällig sind lagenweise Imprägnationen, die nur beim Anschlagen ihrer Härte wegen erkannt werden. Letztere enthalten noch etwa 20% Karbonat, erstere nur noch vereinzelte Calcit- und Dolomitrhomboeder (vgl. FUNK 1971, Fig. 3). Diese schwimmen in einer Masse von Chalcedon oder mikrokristallin-körnigem Quarz (Novaculite-Typ nach FOLK und WEAVER 1952). Die schwarzen Silexknollen zeigen keine scharfen Grenzen, vielmehr sind verschiedene Randzonen zu beobachten. Aussen erkennt man eine 1–2 cm dicke Zone der Imprägnation des Nebengesteins durch feinen, im Mikroskop schwer erkennbaren Kiesel (ähnlich demjenigen der Drusbergformation (Fig. 17B), der bereits ein selbsttragendes Gerüst bildet und gegen innen bis 90% SiO_2 enthält. Die Intrabiomikritstruktur des Nebengesteins ist verschwommen sichtbar, Albitidioblasten sind sehr häufig. In der zweiten Zone reichert sich noch mehr SiO_2 an, die Karbonatkomponenten rekristallisieren zu Rhomboeder- und Grosskristallaggregaten, welche bereits lose im Chalcedon schwimmen. Die Stylolithen verschwinden, ebenso die Albitkristalle. Im Kern finden sich dann nur noch Calcit- und Dolomitrhomboeder einzeln oder gruppenweise im Chalcedon oder mikrokristallinen Quarz verstreut, selten noch Pyrit (Proben 68/273,5 und 68/118).

Feldspat: Wie in der ganzen Drusberg-Mergelformation findet sich auch im Schrattenkalk durchgehend autigener Albit in zwei verschiedenen Ausbildungen.

– Längliche, zweispitzige Kristalle mit Roc-Tourné-Verzwillingung (Tf. II, Fig. 3, 6); der grösste Durchmesser liegt meist unter 0,1 mm.

– Quadratische, selten rechteckige Kristalle mit Albitverzwillingung, oft noch mit Roc-Tourné überprägt (Tf. II, Fig. 4, 7).

Selten sind zonar gebaute Albite, wie in Tafel II, Figur 8. Eine Randzone mit Albitverzwillingung umschliesst einen unverzwillingten (detritischen?) Kern.

Vielfach werden diese Feldspäte von Calcit angelöst und teilweise bis ganz ersetzt (Tf. II, Fig. 5, 6).

Glaukonit ist nirgends häufig, kommt aber durchgehend in den üblichen Varietäten vor. Im Dünnschliff farblos, ersetzt er Fossilschalen oder füllt Foraminiferen- und Bryozoenkammern aus, in den Farben Blassgelblich–Olivgrün–Flaschengrün tritt er als Kornaggregate wohl autigen auf.

Dolomit kommt sporadisch in verschiedenen Mengen vor (vgl. Profiltabellen). Bevorzugt ist er vergesellschaftet mit Chalcedon und Pyrit.

Akzessorien: Vorkommen von Zirkon, Glimmer (Hellglimmer), Turmalin, Phosphorit, Pyrit, Goethit sind in den Profiltabellen vermerkt. Der Zirkon ist in den allermeisten Fällen gut gerundet, der Glimmer zu klein und zu selten, um Bestimmungen vornehmen zu können.

Karbonatgehaltsanalysen ergaben einen Anteil von über 90% $CaCO_3$.

2.703 Makrofauna

Überraschenderweise ist der Schrattenkalk im Alviergebiet sehr fossilarm. Von den Rudisten und Korallen, wie diese sonst im Urgon üblich sind, fehlt praktisch jede Spur. Im ganzen Untersuchungsgebiet fand ich keinen sicheren Rudisten, und bei den Korallen beschränken sich die Funde auf das schon erwähnte Plattegg mit einigen isolierten, kleinen, halbkugelförmigen Stöcken. Eine weitere, baumnuss-

grosse Kolonie entpuppte sich als Bryozoenstock. Das einzige Bioherm fand ich im Profil Glännlichopf bei Handstück 68/273,5. Jenes ist etwa 2 m mächtig und enthält vorwiegend Korallen- und Hydrozoenrasen mit stark gewellter Oberfläche («Eierkarton»).

Die Korallen konnte ich nicht bestimmen, es standen nur Schnitte zur Verfügung. Bei den Hydrozoen handelt es sich wahrscheinlich um *Milleporella*. Die horizontale Ausdehnung war nicht zu ermitteln (Steilwand).

Bereits hingewiesen wurde auch auf die Brachiopoden (u. a. *Lamellaerhynchia* sp.), Austern und anderen Lamellibranchier. Aus den Dünnschliffen kann geschlossen werden, dass in der Nähe massenhaft Echinodermen (Crinoiden, Ophiuren), Algen, Bryozoen und Schwämme gelebt haben, allein diese sind nur als Trümmer von maximal einigen Millimetern Grösse erhalten.

2.704 Mikrofauna und -flora

Die wichtigsten Leitfossilien im Schrattenkalk sind die Orbitolinen. Diese sind im Alviergebiet häufig verkieselt und wittern deshalb augenfällig heraus. Sie kommen oft in Nestern angehäuft im oberen und im oberen Teil des unteren Schrattenkalks, vereinzelt aber durchgehend vor. LIENERT (1965) hat sich mit ihnen intensiv beschäftigt.

Andere Foraminiferen: Am Plattegg, wo die Rhynchonellen verkieselt vorkommen, konnten bei deren Herauslösung mit verdünnter Ameisensäure gleich noch einige ebenfalls verkieselte Foraminiferen geborgen werden. Eine genaue Bestimmung derselben ist wegen des Erhaltungszustandes nicht möglich. Es handelt sich um:

Spiroloculina
Quinqueloculina
Haplophragmoides
Trochammina
Reophax
Lagena?
Guttulina?

Sollte eine selektive Verkieselung stattgefunden haben, so wäre das nur ein Teil der Fauna. Einige weitere Gattungen konnten in den Dünnschliffen festgestellt werden:

Sabaudia minuta (HOFKER)
Pseudochoffatella sp.
Glomospira
Haplophragmoides greigi (HENSON)
Spiroplectammina od. *Bolivinopsis*
Bacinella (Hst. 68/81)
Lenticulina
Trochammina
Cadosina

Trümmer: Bryozoen, Ophiuren, Algen (*Acicularia*, *Lithophyllum*, *Salpingoporella*), Spongiennadeln, Echinidenplatten und -stacheln, Molluskenschalen, Serpelröhren.

Zu *Sabaudia minuta* (HOFKER): Im Vergleich zur Fauna der Region Genf (CHAROLLAIS et. al. 1965/66) ist diejenige vom Alvier aus kleineren Individuen zusammengesetzt. Die wichtigsten Unterschiede seien kurz erwähnt:

- Grösste Formen 0,2 mm.
- Es konnten nirgends horizontale Kammertrennwände beobachtet werden.
- Der Winkel des Konus kann bis 90° betragen.
- Die meisten Stirnseiten sind konkav.

Übereinstimmend fand ich häufig isolierte Embryonalkammern, sogar bis viermal mehr als Adultformen! Der mehrschichtige Aufbau der Embryonalkammern wurde bestätigt (vgl. Tf. I, Fig. 5).

2.705 Paläoökologie in der Drusberg- und Schrattenkalkformation

In meinem Untersuchungsgebiet ist es ziemlich schwierig, Angaben über das Milieu zur Zeit des Barremian und unteren Aptian herzuleiten. Anzeichen für extrem seichtes Wasser (Intertidalbereich) und für besonders hochenergetisches Niveau (Oolithe, Sparite), welche weiter im NW und SW vorhanden sind (LIENERT 1965 bzw. ZIEGLER 1967), fehlen hier. Trotzdem möchte ich einige Indikationen erwähnen.

1. Algen

Melobesiae (*Lithophyllum*). Nach JOHNSON (1961) braucht diese Form stete Wasserzirkulation und bevorzugt warmes Wasser. Sie kommt am häufigsten im und vor allem gerade unter dem Gezeitenbereich vor. (Vereinzelt sind sie in grösserer Wassertiefe anzutreffen, aber nur in der euphotischen Zone.)

Dasycladaceae (*Acicularia*, *Salpingoporella*). Auch diese Algengruppe zieht warmes Wasser vor und ist heute charakteristisch für Wassertiefen bis 10 m.

2. Foraminiferen

Milioliden sind bekannt als Anzeiger von warmem, in der Regel seichtem Wasser. Grossformen können in der helvetischen Unterkreide auf günstige Lebensbedingungen hindeuten. Die Wasserbewegung ist allgemein gering.

Trocholinen gelten seit der Arbeit WICHERS (1952) als Bewohner des Riffbereichs im weiteren Sinne (oft zusammen mit Bryozoen).

Sabaudia minuta (HOFKER) teilt CONRAD (1969) dem «Milieu infralittoral» zu.

3. Ostrakoden

OERTLI schrieb über meine Proben aus den Drusbergschichten und Hurstmergeln: «Milieu: Ich sehe keine Unterschiede von unten bis oben (bei Probe 65/31 ist ein tieferes Ablagerungsmilieu nicht ausgeschlossen); es scheint sich durchwegs um ein innerneritisches Milieu zu handeln. Keine brackischen Einflüsse. Ausserneritisch erscheint unwahrscheinlich (und tiefer durchaus unmöglich) ...» Leider ist die Artenzahl zu klein, um Temperatur und Salzgehalt aus Biotopen rezenter Ostrakodenfaunen interpretieren zu können.

4. Bryozoen

Diese sind teils inkrustierende, teils verzweigte Formen (mit kräftigen Ästen), was eher auf bewegtes Wasser schliessen lässt.

Die erwähnten Faunen lassen sich mit wenigen Ausnahmen durch die gesamte Drusberg- und Schrattenkalkformation verfolgen. In den Drusbergschichten kommen hie und da Mikrite mit weniger als 5% Allochemen vor, daneben aber häufig die Biomikrite, selten sparitisch.

Wenn wir also keine grossen Tiefenunterschiede des Ablagerungsraums annehmen, so gehören die Drusbergschichten, insbesondere die untersten Schiefermergel mit der Ammonitenfauna und Foraminiferenfauna 1, doch zum tieferen Teil des Intervalls.

2.706 Zur Vermergelung des Schrattenkalks

Um dieses Problem überhaupt anpacken zu können, musste zuerst ein stratigraphisch korrespondierendes Niveau im Schrattenkalk sowie in den Hurstmergeln gefunden werden. Dies gelang mir nicht absolut sicher, denn die beiden Profile Glännlichopf und Arin sind nicht direkt miteinander korrelierbar. Anhand der Quarzkornverteilung versuchte ich eine Korrelation und glaube mit den Handstücken 69/9 bzw. 68/214 ein auf 1–2 m genaues Niveau gefunden zu haben.

Vergleichen wir diese zuerst in den Profiltabellen, so stellen wir kaum Unterschiede in Matrix, Allochemen und Fossilien fest. Erst in der Kolonne Petrographie zeigt sich, dass die Hurstmergel reicher an Akzessorien sind. Diese Beobachtung kann schon allein im Profil Glännlichopf gemacht werden: Wo die Lithologie mergelige Schichten anzeigt, treten vermehrt Quarz und Akzessorien auf, während die Allocheme nicht variieren.

Tabelle 3 gibt die Gewichtsprozente der Oxyde wieder. Die Analysenmethode gestattet nicht, SiO_2 bei einem Gehalt von weniger als 10% zuverlässig zu bestimmen (WEIBEL 1961), doch kann annäherungsweise die Differenz zu 100 als solches angenommen werden.

Es zeigt sich erwartungsgemäss ein deutliches Ansteigen von SiO_2, Fe-Oxyden und K_2O sowie eine Abnahme des CaO in den Hurstmergeln. Die Kieselzunahme kommt auch in Figur 17 schön zur Geltung. Die Stabilität des Aluminiums, des Magnesiums und das Fehlen von Natrium und Mangan deuten auf keine grossen

Tabelle 3. Chemische Analyse der beiden genannten Proben sowie von zwei Referenzproben aus dem Schrattenkalk beider Profile.

Handstück	69/9 Hurstmergel Arin	68/214 Unterer Schrattenkalk Glännlichopf	68/71 Oberer Schrattenkalk Arin	68/264 Oberer Schrattenkalk Glännlichopf
SiO_2	15,1	?	?	?
Al_2O_3	2,7	2,6	0,8	3,6
Fe_2O_3	0,55	0,2	-	-
FeO	0,6	0,15	0,3	0,25
MgO	0,6	0,7	0,6	0,6
CaO	44,8	52,2	51,9	52,4
K_2O	0,3	-	-	-
P_2O_5	0,08	0,06	0,07	1,1
H_2O	1,8	1,1	0,7	1,1
CO_2	32,8	39,5	40,2	38,6
Summe	99,33	96,51	94,57	97,65

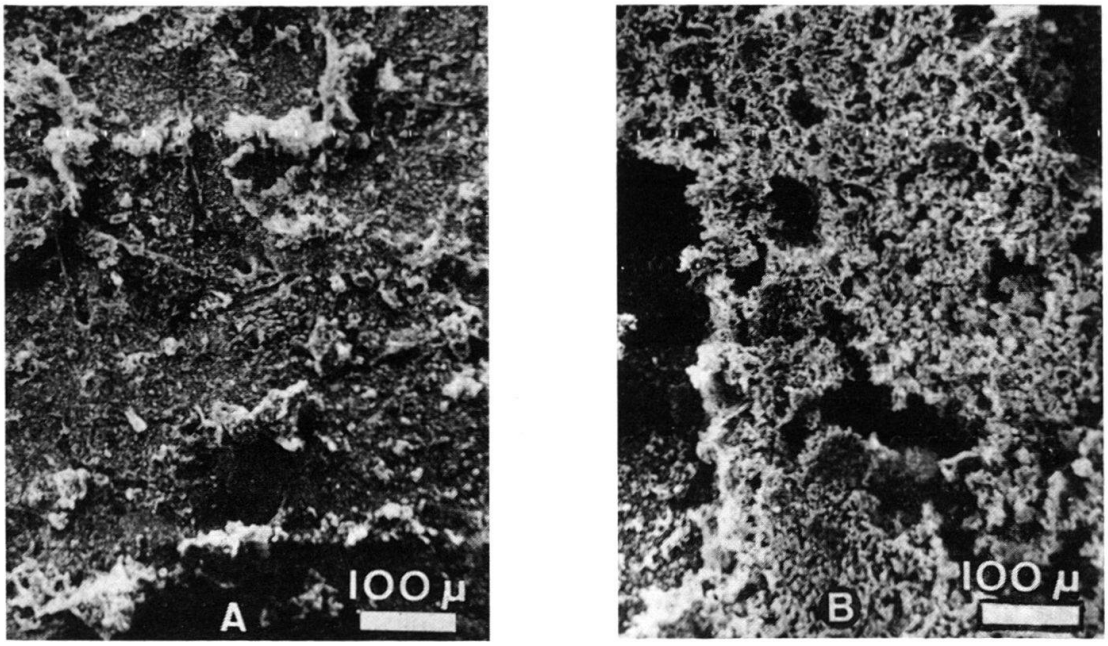


Fig. 17. A Mit verdünnter Salzsäure angeätzter Anschliff von Schrattenkalk, Handstück 68/214. Glännlichopf. Schwache Kieselimprägnation und einige Pilzfäden sind erkennbar.
B Gleiche Präparation, Anschliff von Hurstmergeln gleicher stratigraphischer Höhe wie 68/214, Handstück 69/9, Arin. Starke Kieselimprägnation. SEM Aufnahmen.

Differenzen im Tongehalt hin. Die Karbonatanalysen von 82% für 69/9 und 95% für 68/214 erhärten diese Annahme, denn die Differenz von 13% an in HCl unlöslichem Material entspricht etwa derjenigen des SiO_2 obiger Analyse. Der erhöhte Eisengehalt dürfte von Pyrit oder Goethit herrühren (Schwefel wurde bei der Analyse nicht berücksichtigt). Als wichtigstes Resultat ist hervorzuheben, dass die nichtkarbonatischen Kompenenten, abgesehen vom SiO_2, kaum variieren.

2.707 Folgerungen

Die Zyklizität innerhalb der Drusbergformation wie auch die seitliche Vermergelung des Schrattenkalks sind auf die gleichen Ursachen zurückzuführen. Allen Anzeichen zufolge müssen wir uns eine seichte Plattform vorstellen, die sich ohne nennenswerte Tiefenunterschiede über eine grosse Fläche erstreckte, mit vorwiegend eher ruhigem Wasser (unter dem sog. «high energy level») ohne konstante Strömungen. Es stellte sich eine Kalkschlammesedimentation mit nur wenig terrigenem Sand- und Tonmaterial ein, und es bildeten sich kleine Bioherme (Plattegg) und selten Patchreefs (Glännlichopf). Die meist verbreiteten Tiergruppen aber waren die Echinodermen, Bryozoen und benthonischen Foraminiferen. Periodisch wird dieses Milieu durch verstärkten terrigenen Einfluss gestört; es überleben nur die Echinodermen, z. T. auch die Bryozoen und Foraminiferen, es kommt zu einer grösseren Verbreitung der Schwämme und Ophiuren. Damit entstehen die mergeligen Anteile der Drusbergformation.

Das Vorkommen von Grünalgen und das Überwiegen von mikritischem Material sowohl in den Mergeln als auch in den Kalken lässt vermuten, dass die ganze Drusbergformation innerhalb der euphotischen Zone und unterhalb der Hochenergiezone,

also etwa zwischen 30 und 80 m, abgelagert wurde. Zur Zeit der Schrattenkalkablagerung hielt gegen NW die Subsidenz der Sedimentation nicht mehr die Waage, das Milieu wurde seichter und geriet in die Hochenergiezone. Es bildeten sich Oolithe und teilweise sogar Riffe.

2.8 Unterer Gault

Die Stratigraphie der mittleren Kreide, von GANZ (1912) und HEIM (1916, 1934) ausführlich behandelt, ist derart kompliziert, dass beide Autoren innerhalb der maximal 90 m mächtigen Gruppe bis zu 12 Schichteinheiten ausschieden.

Die meisten dieser Einheiten sind sehr geringmächtig, so dass mehrere von ihnen für Kartierungszwecke zu Formationen zusammengefasst werden müssen. Die Formationsbezeichnungen sind natürlich als provisorisch zu betrachten. Eine zusätzliche Schwierigkeit ergibt sich daraus, dass lithologische Konvergenzen zwischen den einzelnen Schichtgliedern bestehen und dass infolgedessen kleine, isolierte Aufschlüsse oft nicht eindeutig der einen oder anderen «Formation» zugewiesen werden können (HEIM 1916, S. 268).

Die Detailstratigraphie des Gault ist bei den zitierten Autoren so ausführlich beschrieben, dass ich nur noch eine Zusammenfassung von eigenen Beobachtungen im Untersuchungsgebiet als angebracht erachte.

2.81 Luitereschichten

Als Luitereschichten bezeichne ich die (Übergangs-)Schichten zwischen Schrattenkalk und Gamserschichten. Im Idealprofil unterteilen sie sich in drei Schichtglieder: Luiterezug-Fossilschicht, Basisgrünsand (Durchgängschicht nach GANZ 1910), Luiteremergel. Die Luitere-Fossilschicht fehlt am Hurst (Ausbiss am Grat S Hurst) ganz, der Basisgrünsand ist 30 cm (oder 4,7 m?, vgl. HEIM 1916, S. 347) mächtig als Kruste auf einer anerodierten Schrattenkalk-Schichtoberfläche aufgeschlossen. Abgesehen von Arin konnte dieser Horizont auch im ganzen restlichen

Tabelle 4. Nomenklatur der Mittleren Kreide.

Nomenklatur HEIM 1916	im Alvier erkennbar	kartiert	Nomenklatur dieser Arbeit
Überturriliten-Schichten	-		Fidersberg-Schichten (BOLLI 1948)
Turriliten-Schichten	-		
Knollen-Schichten	+		Aubrig-Knollen-Sch. (HEIM 1934)
Lochwald-Schicht	+		Lochwald-Schicht
Twirren-Schichten	+		Nideri-Schichten
Fluhbrig-Schichten	-		
Nideri-Schichten	+		
Durschlägi-Schicht	?		
Brisi-Echinodermen-Breccie	?		Brisi-Schichten
Brisi-Glaukonit-Sandstein	+		
Gamser-Schichten	+		Gamser-Schichten
Luitere-Mergel	+		Luitere-Mergel
Basisgrünsand	+		
Luiterezug-Fossilschicht	+		Luiterezug-Fossilschicht

Gebiet nicht mehr gefunden werden. Wieder am Hurst folgt darüber eine Wechsellagerung von härteren, hellgrauen Bänken vom Drusbergtypus und weichen, dünnplattigen bis schiefrigen, dunklen Mergelsanden mit Glaukonit (weniger als 10%) und Fossilresten. Nur die unterste Glaukonitsandbank enthält 30% grosse (1 mm) Glaukonitkörner. Bei 4,25 m über dieser Basisbank schaltet sich nochmals eine Glaukonitsandbank (0,5 m) ein mit massenhaft Belemniten und Phosphoritknollen, zum Teil als Ammonitensteinkerne. Die nächsten 8 m sind überdeckt. Der Kontakt zu den Gamserschichten ist hier nicht mehr aufgeschlossen (vgl. HEIM 1916, S. 267).

Im Profil Arin ist nun die ganze Serie der Luitereschichten schön aufgeschlossen, aber schwer zugänglich. Der kleine Wasserfall auf 1500 m beginnt genau an der Oberkante des Schrattenkalks, und die bewachsene Abflachung darüber wird von den weichen Luitere-Schichten gebildet. Die Oberfläche des Schrattenkalks ist über einige Quadratmeter abgedeckt und zeigt eine unregelmässige Ausbildung mit faustgrossen Mulden, welche von der Luiterezug-Fossilschicht ausgefüllt sind. Genetisch verbunden mit dem Schrattenkalk scheinen noch haselnussgrosse Phosphoritknollen zu sein, während sich die darüberliegende Fossilschicht leicht abkratzen lässt.

Dieselbe besteht aus 15 cm knorrigem Grünsand mit Phosphoritknollen und Fossilien, wie Ammoniten, Belemniten und Zweischalern. Sie ist stark verrostet und so stark verwittert, dass sie sofort zerfällt und man kaum ganze Fossilien bergen kann. Darüber folgt (Übergang) 20 cm Basisgrünsand mit Phosphoritknollen und Belemniten. Aus dieser Bank gehen 10 m Luiteremergel hervor, unten noch etwas gebankt und glaukonithaltig, oben feinschiefrig, drusbergähnlich und mit scharfer Grenze an die Gamserschichten stossend.

Die Aufschlussverhältnisse sind naturgemäss schlecht. Ein letzter Aufschluss befindet sich im Bachbett zwischen Gnapf und Geienberg (Sevelerberg), wo zwischen Schrattenkalk und Luiteremergel eine Schichtfuge besteht (tektonisch?) und noch 4 m eintönige Schiefermergel gemessen werden.

2.82 Gamserschichten

Die dunkelgrau-bräunlich anwitternden rauhen Glaukonitmergelsande sind meist von weissen Flechten bewachsen. Durchwegs sind sie von kommunizierenden Tonhäuten durchzogen, was auch ihre wellige unregelmässige Bankung bedingt. Im Bruch sind sie matt-feinsandig. Eine Schliffbeschreibung gibt HEIM (1916, S. 339).

Fossilien fand ich keine, obwohl aus der Literatur etliche bekannt sind. Im Dünnschliff sind nur Spongiennadeln und Echinodermentrümmer erkennbar, und an Nannoplankton stellte THIERSTEIN (mündl. Mitteilung) in Proben vom Hurst nur *Watznaueria barnesea* (BLACK) fest. Eine Karbonatanalyse ergab 7% Calcit und 8% Dolomit.

Gegen NE nimmt die Mächtigkeit stark ab. Am Hurst messen wir 20,5 m, am Sonnenbüel bei Altendorf scheinen die Gamserschichten zu fehlen oder doch auf höchstens 5 m reduziert zu sein. Ob sie fehlen oder seitlich durch Gesteine der Brisiformation ersetzt sind, lässt sich nicht ermitteln. Im Valveror schalten sich aber eindeutig brisiartige Bänke (splittrig, im Bruch fettglänzend, blaugrün) ein. Auch aus dem Kleinen Walsertal (Vorarlberg) beschreibt LANGE (1955) die Gamserschichten als «...kompakten, splittrigen Grünsandstein», was eher auf Brisisandstein passen würde.

Am Hurst gehen die Gamserschichten sehr rasch in den Brisisandstein über.

2.83 Brisischichten

Der unten rostig anwitternde, grobe, fleckig dunkelblaugraue Sandstein mit Tonhäuten und Rostflecken und viel Glaukonit, mit Salzsäure leicht brausend, geht nach 5 m über in den typischen, fettglänzenden, massigen, bräunlichen Sandstein mit nur noch wenig Glaukonit, auf Säure nicht mehr reagierend. Die weissen Flechten verschwinden. Im obersten Teil finden sich glaukonitfreie, hellblonde «Quarzite», die äusserst verwitterungsresistent erscheinen. Mit scharfer Grenze folgt darüber eine 2–4 m mächtige, ockerbraune Sandsteinserie folgender Ausbildung: Leicht spätiger, knollig anwitternder, mergeliger, leicht glaukonitischer Sandstein mit Quarzsandnestern (Korngrösse bis zu 2 mm!). In den Knollen wittern Fossiltrümmer heraus. Offenbar liegt am Hurst (und sonst nur noch etwa 40 m NNE Restaurant Schneggen [Buchs]) ein Relikt der Brisibreccie vor; sie ist jedoch so atypisch und undifferenziert, dass sie nicht kartierbar ist. (Die ganze mittlere Kreide zwischen Brisisandstein und Lochwald-Fossilschicht ist nur in intensiv angewitterten Profilen differenzierbar. Im frischen Bruch sieht praktisch alles gleich aus und entspricht am ehesten den Niderischichten.)

Obschon GANZ (1912, S. 93) über den Brisisandstein schreibt: «Im ganzen Gebiet der oberen helvetischen Decken bildet er ein konstantes, nie fehlendes Schichtglied», so ist dieser im Alviergebiet doch starken lithologischen Wechseln unterzogen. Im Hansliszug (800 m E Hurst) fand ich unterhalb der hellen Quarzite eine Fazies, die jener der Niderischichten sehr ähnlich ist. Noch weiter östlich, oberhalb Plätsch an der Strasse zum Skihaus, sind auch die Quarzite verschwunden, und typischer Brisisandstein ist überhaupt nicht mehr zu finden.

Auf derselben Seite erwähnt GANZ eine Bänderung im Brisisandstein, ohne aber diese zu charakterisieren. Ich stellte zwei verschiedene Bänderungen fest:

– Zurückwitternde, kalkhaltige, helle, unregelmässige Bänder von 15 bis 20 cm Mächtigkeit zwischen 20–30 cm dicken Brisi-Grünsandlagen. Schön zu beobachten sind diese im Bach zwischen Chrummenacher und Hostet auf Kote 785. Aufgelöst in brotlaibgrosse Knollen sind diese Bänder bei P. 501, 250 m SE P. 448 (Moos) bei Buchs. Je ein Dünnschliff aus beiden Lagen zeigt folgende Unterschiede:

	Quarzgehalt	Glaukonitgehalt	Albit	Zirkon	Phosphorit	Allocheme
Grünsand	40%	7%	+	+	+ +	?
Sandkalk	15%	3%	+	+	+	+ + +

Grösse und Habitus sowohl der Quarz- als auch der Glaukonitkörner ist bei beiden gleich, so dass man sich des Eindrucks nicht erwehren kann, es sei der Grünsand das entkalkte Relikt des Sandkalks. Eindeutige Drucklösungserscheinungen an sich berührenden Quarzkörnern im Grünsand sprechen ebenfalls hierfür. Im Sandkalk findet man übrigens eine für diese Verhältnisse reiche, aber artenarme benthonische Mikrofauna, ferner Echinodermen- und Bryozoentrümmer.

– Im Steinbruch Campiun fand ich eine andere Bänderung. Subparallele, deutlich anrostende Schnüre verlaufen mit etwa 5° Neigung schräg zur Schichtung, welche anhand von Lebensspuren als solche identifiziert wurde. Im Dünnschliff zeigte es sich

dann, dass diese Erscheinung in keinem Zusammenhang mit der Sedimentation steht; es handelt sich um Pyritanreicherungen längs Stylolithen und parallel dazu in der Matrix. Die Richtung dieser Sulfidlagen war wohl vom damaligen Eh-Feld vorgegeben, dessen Äquipotentialflächen nicht mit den Schichtflächen parallel gingen.

Bei günstiger Anwitterung erkennt man im Brisisandstein deutliche Kreuzschichtung.

2.9 Mittlerer Gault

2.91 Durschlägischicht

Eindeutig konnte die Durschlägischicht nur an folgender Stelle erkannt werden: Auf Kote 740, knapp 200 m E P. 785 (zwischen Plana und Stoggen). Über dem Brisisandstein folgt eine 1 m mächtige Bank mit vielen Phosphoritknollen im oberen Teil. Am Hurst folgt über den zwei Metern fraglicher Brisibreccie wiederum eine kaum abtrennbare Serie, 2,5 m mächtig, leicht spätig mit schlecht erkennbaren Fossiltrümmern, zum Teil mit zurückwitternden, kalkigen Knollen. Im Sammelprofil erscheint im oberen Teil dieser Serie ein Zuwachs der Allocheme parallel zu einer Abnahme des Quarz- und Glaukonitgehalts. Es dürfte sich somit um ein atypisches Äquivalent der Durschlägischichten handeln.

2.92 Niderischichten

Im Untersuchungsgebiet ist der «mittlere Gault» so schlecht differenzierbar, dass – mit HEIM (1916), und GANZ (1912), und relativ gutem Gewissen – der gesamte Komplex zwischen Brisisandstein und Lochwaldschicht als Niderischicht kartiert wurde. Wo die geringfügigen lithologischen Unterschiede innerhalb der Niderischichten nicht durch die Verwitterung herauspräpariert wurden, kann im Felde keine weitere Unterteilung erfolgen. Im Sammelprofil (Fig. 18) hebt sich im oberen Teil ein Maximum der Quarzkorngrösse ab, sonst sind weder makro- noch mikroskopische Differenzierungsmerkmale anzutreffen. Nicht genug daran, die Niderischichten sind zudem recht leicht mit den unteren Brisischichten oder gar mit Gamserschichten zu verwechseln. Eigenartigerweise treten auch hier kalkige Einschaltungen ähnlich jenen im Brisisandstein auf, jetzt allerdings in typischer Knollenschichtfazies (z. B. am Wändlein auf Kote 1290 m, 200 m NW Tobelbrugg). Die Karbonatanalyse der typischen Niderischicht ergab 8% Calcit und 4% Dolomit.

2.10 Oberer Gault

2.101 Lochwald-Fossilschicht

Als 0,5–0,7 m mächtiger Kondensationshorizont steht die Lochwaldschicht einzigartig als überall vorkommender, auffälliger Leithorizont da, gleichsam als Abschluss der monotonen Abfolge grünsandiger Seichtwasserablagerung der mittleren Kreide sowie als Einleitung der nun rasch sich einstellenden pelagischen Sedimentation der Oberkreide. Dass es sich um eine Erscheinung der Mangelsedimentation und nicht der Aufarbeitung handelt, hat LANGE (1968) an einem Profil im Wertachtal (Allgäu) gezeigt. Im übrigen sei auf GANZ (1912, S. 118), HEIM (1916, S. 284), HERB (1962, S. 237), HEIM und SEITZ (1934, S. 196) u.a. verwiesen. Diese Publika-

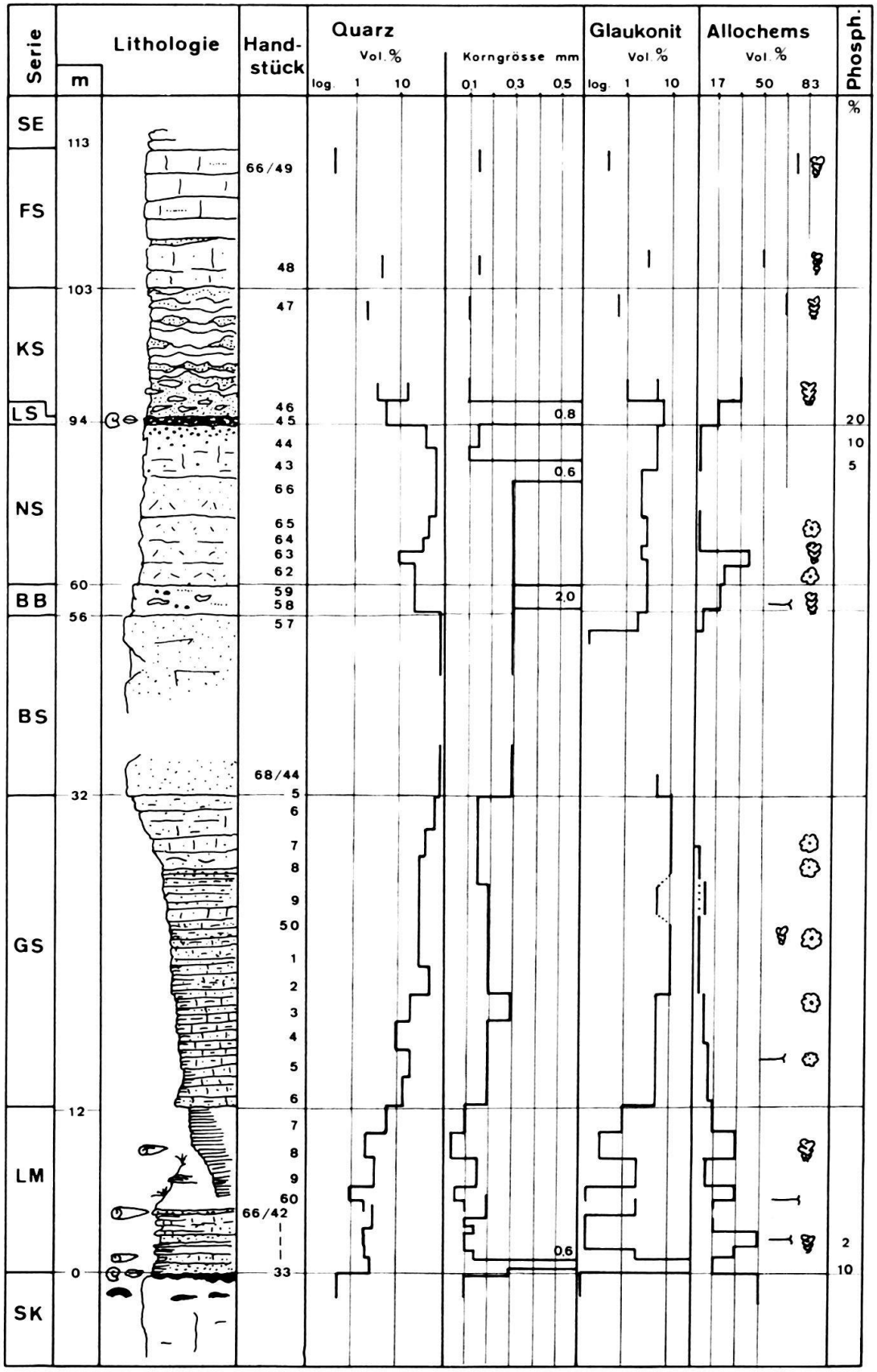


Fig. 18. Sammelprofil durch den Gault. SE Seewerkalk, FS Fidersberg-Sch., KS Aubrig-Knollen Schicht, LS Lochwald Schicht, NS Nideri-Schichten, BB Brisi-Breccie, BS Brisi-Sandstein, GS Gamser-Schichten, LM Luitere-Mergel, SK Schrattenkalk. Die Luitere-Mergel sind kombiniert aus den Profilen Hurst (S Hurstgipfel) und Arin. Der Rest ist zusammengesetzt aus verschiedenen Profilen längs des Hurstgrates bis Arin-Kreuz. Die Signaturen entsprechen den anderen Profilen, die Sternchen bedeuten Echinodermenbruchstücke.

tionen enthalten zum Teil ausführliche Fossillisten, die von mir aber nicht kontrolliert wurden.

2.102 Aubrig-Knollenschichten

Die ziemlich rasch aus der Lochwald-Fossilschicht hervorgehenden Knollenschichten (vgl. Fig. 19) messen 9 m und gehen ihrerseits langsam in die Fidersbergschichten über. Die Aubrig-Knollenschichten sind eine eigenartige Bildung von Kalkknollen bis knolligen Kalklagen im Grünsand. Die kalkigen Knollen gehen wohl rasch, aber ohne scharfe Grenze über in die Grünsandfazies. Die Quarz- und Glaukonitfraktionen sind qualitativ identisch. Der Karbonatgehalt beträgt in den Knollen 85%, im Nebengestein jedoch nur 38%. In den Knollen finden wir die typische Oligosteginenfauna. Diese besteht hauptsächlich aus *Stomiosphaera sphaerica* (KAUFMANN) und selten aus *Pithonella ovalis* (KAUFMANN). Daneben sind noch einige wenige Hedbergellen, Heteroheliciden und Trochamminiden zu erwähnen.

Die Grünsandpartien sind, abgesehen von einigen Bruchstücken von Oligosteginen, praktisch steril.

Auf Grund dieser Feststellungen scheint mir eine Entstehung der Knollenschichten nur durch frühdiagenetische Lösung möglich, indem die Knollen Relikte einer homogenen sandigen Kalkablagerung sind. Über die Bedingungen für einen derartigen chemischen Mechanismus konnte ich in der Literatur nirgends Anhaltspunkte finden.

Fig. 19. Lochwald-Fossilschicht am Waldweg SW Runggelätsch.

Eventuell spielt der abrupte Fazieswechsel zwischen Gault und Seewerschichten, der durch ein rasches Eintiefen des Sedimentationsraumes bedingt ist, dabei eine Rolle.

2.11 Seewerformation

2.111 Fidersbergschichten (Turrilitenschichten)

Die Fidersbergschichten (BOLLI 1944) stellen ein ungefähres Äquivalent der Turrilitenschichten des Nord- bis mittelhelvetischen Faziesgürtels dar. Sie unterscheiden sich von den Turrilitenschichten durch ihre Ausbildung, ihre wesentlich grössere Mächtigkeit und den Mangel an Makrofossilien. Es handelt sich in unserem Untersuchungsgebiet um einen im Felde vom Seewerkalk schwer unterscheidbaren Schichtstoss, der bei näherer Betrachtung aber weniger dicht und zuweilen glaukonit- und quarzhaltig ist.

Die Hauptmasse besteht aus einem im Bruch dunkelgraubraunen, feinkörnigen, mehr oder weniger feinspätigen Kalk mit Tonhäuten bis Tonschlieren, die meist reich an Quarz, Glaukonit und Glaukocalcit sind. Die Mikrofossilien sind vielfach zerbrochen. Massenhaft findet man wieder die Oligosteginen und kleine Hedbergellen. Daneben treten Lituoliden, Textularien, Trochamminen, Gavelinellen auf. Die Entwicklung von einfachen zu hochentwickelten Rotaliporen ist an wenigen Exemplaren zu beobachten, auch die Hedbergellen werden gegen oben grösser. Die Karbonatanalyse: 90% Calcit, 2% Dolomit.

2.112 Seewerkalk

Im ganzen Untersuchungsgebiet, abgesehen von der Umgebung von Sevelen, ist der Seewerkalk das jüngste erhaltene Schichtglied. Aus den Fidersbergschichten entwickelt sich der Seewerkalk, indem das Gestein dichter wird und der Glaukonit abklingt. Im Profil Arin–Kreuz messen wir 14 m Seewerkalk. Bei 3 m befinden wir uns sicher im Turon (Globotruncanen der *stephani*-, *schneegansi*- und *sigali*-Gruppe), bei 6 m fand ich die erste *Globotruncana helvetica* (BOLLI), also das Äquivalent des roten Seewerkalks, der aber in der Alviergruppe nicht gefärbt ist. Bei Meter 9 zeigen Formen der *tricarinata*-Gruppe Senon an.

Bessere Aufschlüsse fand ich nicht. Der Seewerkalk soll hier auch gar nicht im Detail besprochen werden, denn er wurde bereits in andern Arbeiten behandelt (HEIM 1916, BOLLI 1944, HERB 1962 u.a.).

2.12 Amdener Mergelformation

Diese weichen Siltmergelschiefer sind sehr schlecht aufgeschlossen, und es bot sich nirgends ein vollständiges Profil. Die Untergrenze tritt nirgends zutage. Das schönste Teilprofil befindet sich im Geissbergtobel (70 m S Geissberg P. 674). Dort ist ein eindeutiger, langsamer Übergang in die Wangschichten sichtbar. Die Amdenerschichten sind in ihrem typischen mittel- bis feinschiefrigen, samtenen, dunkelbraungrauen Habitus ausgebildet. Sie sind allerdings tektonisch dermassen beansprucht, dass sie sich nur sehr schlecht schlämmen lassen, und die Mikrofossilien sind auch schlecht erhalten. Der Schlämmrückstand enthält viel Hellglimmer, was den

Anstoss zu Illituntersuchungen gab (siehe Abschnitt 3.3). Aus Schlämmproben wurden folgende Foraminiferen bestimmt:

Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana marginata (REUSS)
Globotruncana cf. *ventricosa* DABLIEZ
Globotruncana cf. *lapparenti coronata* BOLLI
Globotruncana cf. *concavata* (BROTZEN)
Heterohelix sp.
Rugoglobigerina sp.
Ostrakoden

Immerhin ist damit das Santonian für diese obersten Amdenerschichten gesichert. Eingehendere mikropaläontologische Untersuchungen der Amdenerschichten wurden von THIERSTEIN (1971) in der Grabser Voralp vorgenommen. Der Karbonatgehalt beträgt nur 7%.

2.13 Wangformation

Das einzige Vorkommen von Wangschichten im ganzen Alviergebiet beschränkt sich auf eine Fläche von etwa 1 km² bei Sevelen. Der Geissberg und die Ansa werden von einer hellgrauen bis fast schwarzen, massigen Sandkalkserie aufgebaut, selten etwas verschiefert, aber meist von Clivage durchsetzt. Das Gestein enthält viele wellige Tonhäutchen, die meistens als Rutschflächen ausgebildet sind (Harnische). Auffallend sind viele kleine Glimmerschüppchen. Der Karbonatanteil erreicht 46% bis 50%, die Mächtigkeit beträgt mindestens 80 m.

Dünnschliffe vom Herrenberg und Joachimsbüel zeigen die typische dunkle, bituminöse Matrix, 5–20% Quarzkörner, die bis 0,3 mm weiter gewachsen sind, bis zu 10% Dolomit mit Pyriteinschlüssen und Ankeriträndern. Glaukonit und Glimmer variieren stark. Es sind einige Foraminiferentrümmer und Schwammnadeln zu erkennen. Beachtenswert sind feine Risse in vielen Quarzkörnern.

Oben auf der Ansa bietet sich ein ganz anderes Bild. Dünnschliff (66/10) enthält nur 1% Quarz bis zu 0,1 mm gross, daneben autigenen Kiesel, Feldspate, wenig Glaukonit, Dolomit und Glimmer. Die Matrix besteht aus hellem, feinem Mikrit mit Schwammnadeln und Calcisphären. Leider konnten auch hier keine gut bestimmbaren Foraminiferen gefunden werden, obwohl solche in der Literatur (z.B. ZIMMERMANN 1936) beschrieben sind.

2.14 Quartär (vgl. Tf. IX)

2.141 Glazialablagerungen

Mangels schöner Moränenwälle gestaltet sich die zeitliche Zuordnung des Moränenmaterials schwierig. Die isohypse Häufung von Erratikern am Sevelerberg deutet auf einen ausgeprägten Eisstand hin, dessen Höhe von 1800 m mit dem Konstanzer Stand vereinbar wäre (HANTKE, mündl. Mitt.). Weitere Anhäufungen von Findlingen liegen zwischen Koten 600 und 680 auf dem Gebiet der Gemeinde Wartau und niveaugleich S St.Ulrich. Diese tiefer gelegenen Erratiker dürften zur selben Zeit deponiert worden sein, als die ausgeprägten Schmelzwasserrinnen entlang Brüchen des NNW

verlaufenden Systems ausgebildet wurden (z. B. Valcupp, Valveror, Valschnära, Matinis), und sind wohl dem Büchel-Feldkirch-Stadium (HANTKE 1970) zuzuordnen. Den höchstgelegenen Rheinerratiker (Granit) fand ich auf 1280 m in der Masora,was jedoch nicht den Höchststand des Würmeises wiedergibt, da der Gletscherstand zur Zeit des Würmmaximums nach HANTKE (1970) auf etwa 1700 m, d. h. noch über der damaligen Schneegrenze, liegen musste. Zudem können spätere Lokaleisvorstösse das Rheinerratikum noch hinuntergedrückt haben.

2.142 Löss

Als erster hat A. ESCHER VON DER LINTH den Löss im St.Galler Rheintal in seinen Tagebüchern beschrieben (z. B. V, S. 388s, VIII, S. 638/39). MOUSSON (1856) publizierte dann eine Abhandlung unter Anlehnung an ESCHERS Notizen und mit eigenen paläontologischen Untersuchungen. Die Landschneckenfauna liess sich nicht wiederfinden, da heute weniger gute Aufschlüsse vorhanden sind. Beide Autoren glaubten an eine subaquatische Ablagerung des Löss und stellten das Fehlen von Wasserschnecken fest. PENCK und DU PASQUIER (1895) haben dann den Löss in Anlehnung an die Arbeit von RICHTHOFEN (1886) als äolische Bildung gedeutet.

Die ausführlichste Arbeit über den Rheintaler Löss stammt von FRÜH (1899), der auch auf die Terrassierung der Lösshänge eingeht und deren Anlage, wie mir scheint mit Recht, dem Menschen zuschreibt. Die Rheinebene wurde ja erst nach der Rheinkorrektur bebaubar.

Die chemischen Analysen von zwei Mustern stimmen gut mit den Angaben von FRÜH (1899) überein.

Tabelle 5. Chemische Analysen von Löss.

	Löss vom Sidenbaum Koordinaten 216 600/755 770	Löss vom Major Koordinaten 218 500/756 370 pauschal umgerechnet	
SiO_2	75,4	51,2	69,0
Al_2O_3	13,5	10,2	13,7
Fe_2O_3	4,7	3,8	5,1
MgO	1,8	2,7	1,7
CaO	1,9	13,6	5,9
Na_2O	1,3	1,5	1,9
K_2O	2,0	2,0	2,7
H_2O	-	2,5	-
CO_2	<	11,8	-
Total Gew.%	100,6	99,3	100,0

Auffallend ist der Unterschied im Karbonatgehalt dieser beiden Lokalitäten. Unter der Annahme, im Löss von Sidenbaum habe postsedimentäre Karbonatlösung stattgefunden, wurde das Resultat vom Major folgendermassen umgerechnet: Um das CO_2 aufzubrauchen, wurde zuerst so viel Dolomit gemacht, dass der MgO-Wert demjenigen von Sidenbaum entspricht, aus dem verbleibenden CO_2 wurde Calcit gemacht (natürlich mit den jeweiligen Anteilen CaO). Nach Subtraktion dieser Karbonate und des Wassers wurde das Resultat wieder auf 100% gebracht. Vergleichen

wir nun Kolonnen 1 und 3 miteinander, so stellen wir keine signifikanten Unterschiede fest.

Körnerpräparate: In der Leichtmineralfraktion dominieren Hellglimmer und Quarz. Die Schweremineralien verteilen sich wie folgt:

	Granat	Zoisit	Zirkon	Epidot
Sidenbaum	50%	15%	5%	15%
Major	55%	15%	15%	5%

Dazu treten noch Disthen, Rutil, Hornblende, Apatit, Chloritoid, Turmalin, Staurolith, Titanit, Andalusit, Brookit und Enstatit auf.

3. TEKTONIK

Die östliche Alviergruppe ist das südlichste und östlichste Kreidegebiet der helvetischen Decken der Ostschweiz. Abgesehen von der direkten Verbindung zu den Churfirsten im NW und dem synklinalen Zusammenhang mit der Säntisgruppe im N ist keine unmittelbare Korrelation möglich. Wir befinden uns in einer tektonisch relativ ruhigen Region. Im NW anschliessend zieht eine stark gefaltete Zone längs des Voralptals mit einem Achsenstreichen von N 50 E und einem mittleren Achsenfallen von 17° gegen NE durch. Im SE unseres Gebiets manifestiert sich dieselbe Richtung in ausgeprägten Flexuren (Sevelen, Flidachöpf). Zwischen diesen beiden Zonen kann ein allgemeines Schichtfallen von 30° gegen NE gemessen werden, was etwa dem Axialgefälle entspricht (vgl. Abschnitt 3.1).

Die Frage, wie die Rheintaldepression entstanden ist, kann nicht beantwortet werden. Jedenfalls haben die rheintalparallelen Strukturen (Schmelzwasserrinnen) in unserem Gebiet keine tektonische Signifikanz. Es konnten weder vertikale noch horizontale Dislokationen beobachtet werden.

3.1 Strukturkurvenkarte (Tf. VIII)

Die heutige Struktur des Alviers lässt sich am besten an Hand einer Strukturkurvenkarte diskutieren. Als Folge der Aufschlussverhältnisse wurde als Referenzhorizont im Süden die Obergrenze des Kieselkalkes und im Norden diejenige des Schrattenkalkes gewählt.

Es fallen sofort die zwei ausgeprägten Bruchsysteme auf, wobei das SW–NE verlaufende hauptsächlich Grabenbrüche bildet, das mehr oder weniger normal dazu verlaufende aber vorwiegend aus antithetischen Verwerfungen besteht. Viele dieser letzteren sind nicht berücksichtigt worden, da sie nicht direkt beobachtbar sind. Bei der Konstruktion der Karte stellte sich aber heraus, dass das konstruierte Schichtfallen geringer ist als die im Feld gemessenen Fallwinkel, d.h., viele kleine antithetische Verwerfungen schwächen das absolute Fallen stark ab. Figur 20B2 stellt das gemessene Fallen dem effektiven (Fig. 20B3) gegenüber.

Diese antithetischen Verwerfungen sind an verschiedenen Stellen im Feld gut erkennbar:

- auf der Schaner Alp (Arlans), besonders beim Tobelegg, wo die Altmannschichten noch erhalten sind;

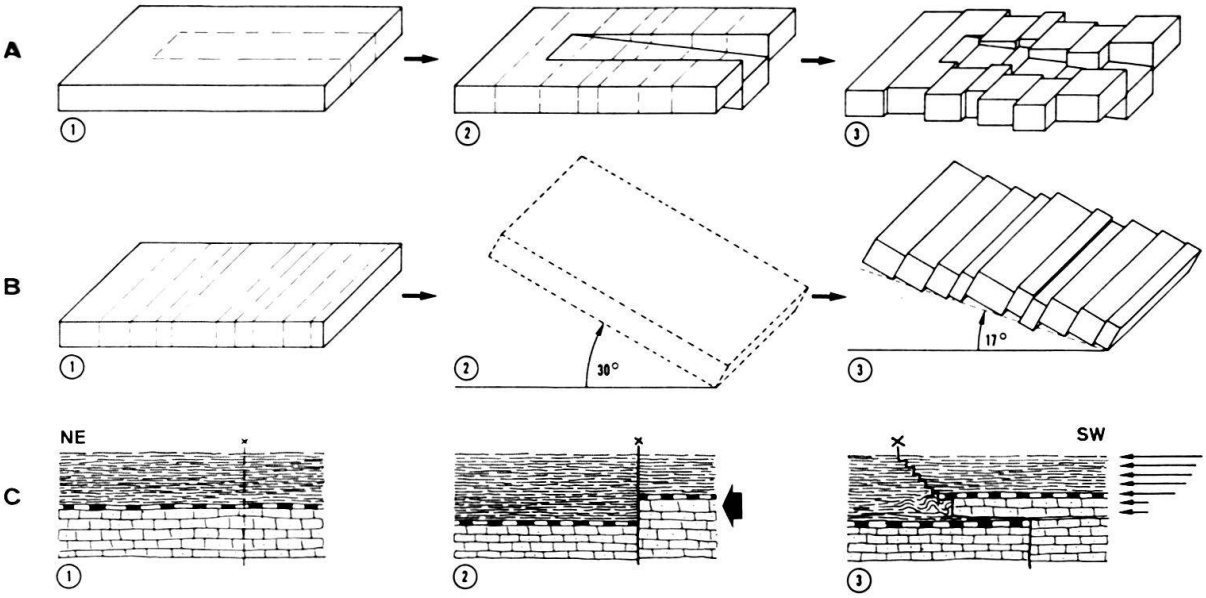


Fig. 20. A: Schematische Entstehung der «Grabenbrüche» in drei Phasen.
B: Schematische Skizze der antithetischen Verwerfungen. 1. Anlage, 2. Dip gemessen, ohne Brüche, 3. Effektiver Dip mit Brüchen.
C: Rekonstruktion der Entstehung der Roten Platten (Malschüel) in drei Phasen.

- an der Hurst-Westwand im Schrattenkalk (vgl. Fig. 14 und Tf. VII);
- auf Altsäss-Obersäss in derselben Art wie auf Arlans.

Die grabenartigen Einbrüche können als «Pincées» im Sinne GLANGEAUDS (1949) betrachtet werden, denn ihre Entstehung bei einer Zerrphase mit anschliessender Kompression scheint plausibel (vgl. Fig. 20A). Der Verwerfungsbetrag nimmt gegen Norden zu. Gegen Süden scheint sich der Tobelbruch zu verlieren, jedenfalls ist keine unmittelbare Fortsetzung im Kieselkalk im Malschüel feststellbar. Hingegen erkennen wir im Kieselkalk weiter westlich einen gleichartigen Einbruch (Gamshalden–Federen–Malun) gleicher Richtung und ähnlichen Maßstabs. Eigenartigerweise ist nun dieser seinerseits im Schrattenkalkstockwerk wieder nicht ausgebildet, obwohl für P. 1506 (Gamshalden), also gerade unterhalb der Schrattenkalkwand Glännlichopf–Gelbchopf, ein Verwerfungsbetrag von 30 bis 40 m errechnet wurde. Die einzige einleuchtende Antwort auf dieses Problem heisst Stockwerktektonik, d.h. die kompetenten Kieselkalk- und Schrattenkalkstockwerke haben ihre eigene Tektonik. Die weichen Drusbergschichten fangen respektable Verwerfungsbeträge auf (am Hurst zu beobachten) oder können die Verwerfungen allenfalls durch interne Differentialbewegung derart verschoben haben, dass sie heute in den verschiedenen Stockwerken nicht mehr identifiziert werden können.

Ob die beiden kräftigen Flexuren von Flidachöpf und Geissbergtobel (Sevelen) miteinander im Zusammenhang stehen, ist schwer zu entscheiden, da sie sich nicht im selben Stockwerk befinden. Diejenige von Flidachöpf ist nur noch teilweise vorhanden, ihr Ausmass kann nicht mehr rekonstruiert werden. Naturgemäss sind starke Flexuren von intensiver Klüftung begleitet, und es konnte bei Flidachöpf und bei Sevelen keinerlei Relation zu Brüchen ausgemacht werden.

Die Flexur bei Sevelen hat uns auf ihrem Liegendschenkel den einzigen Aufschluss von Wangschichten weit herum vor der Erosion bewahrt.

Ich nehme an, dass durch die Flexur im Kieselkalk an den Flidachöpf und weiter gegen den Girenspitz das Gestein dermassen zerklüftet wurde, dass beim Rückzug des Risseises (es befinden sich erratische Blöcke auf Bergsturzmaterial) die ganze ehemalige Alvierfront längs dieser schwachen Linie einstürzte und den riesigen Bergsturz zwischen Palfris und Trübbach ablagerte. (Ein grosser Teil desselben dürfte vom Rhein weggeschwemmt oder von dessen Alluvionen zugedeckt sein. Für eine Talsperre, aufgebaut durch die Schuttmassen, liegen keine Anhaltspunkte vor.)

In der weiteren Umgebung der Refina (NW Oberschan) treten Komplikationen auf, die ich nicht erklären kann. Erschwerend wirkt, dass sich alles im Kieselkalk abspielt und man deshalb das genaue stratigraphische Niveau unmöglich bestimmen kann.

Wenn wir die topographische Karte mit der Strukturkurvenkarte vergleichen, so stellen wir die Irrelevanz der rheintalparallelen Talungen fest, die auf ersterer so deutlich hervortreten. Da alle untereinander parallel verlaufen, sind sie sicher an ein Bruchsystem gebunden, welches aber keine messbaren Verstellungen bewirkt hat (Zerrüttungszonen). (Ich vermute, dass diese Täler durch eiszeitliche Schmelzwässer so stark ausgeräumt wurden.)

Das auf der Strukturkurvenkarte scheinbar fleckenweise Auftreten von Bruchsystemen ist durch die jeweiligen Aufschlussverhältnisse bestimmt. Überall dort, wo eine Formationsgrenze aufgeschlossen ist, können Verwerfungen festgestellt werden, wogegen auf den ausgedehnten Flächen, wo nur eine einzige Formation ansteht, der Verwerfungsbetrag unbestimmbar bleibt, ja Brüche von Klüftung gar nicht differenziert werden können.

3.2 Einzelbeobachtungen im Feld

Tektonische Beanspruchung manifestiert sich auf verschiedene Weise:

– Schwache Wellung auf Kieselkalkplatten. Die Achsen wurden an zwei verschiedenen Stellen gemessen, sie streichen mit 106° beim Chemmi (Alvier) bzw. 100° zwischen Federen und Gärtlichopf.

– Starke Wellung bis Faltung wurde im Tobel (Seewerkalk) und im Bacheinschnitt SW Schalär (Weite) im Hurstmergel gefunden. Der Aufschluss im Tobel dürfte mit dem Grabenbruch (Kompressionsphase) im Zusammenhang stehen, denn wir finden dort auch oft Verkehrtpakete und ganz allgemein eine chaotische Kleintektonik. Beim Schalär streichen die Faltenachsen N 75 E.

– Clivage: Im spröden Kieselkalk und im Gault allgemein treten lokal (vorzugsweise längs Brüchen und Flexuren) öfters ein bis drei Clivagesysteme auf, die aber auf grössere Distanz nicht miteinander in Verbindung gebracht werden können. Am auffälligsten ist eine Schieferung in der Gemeinde Wartau, d.h. in den östlichsten Aufschlüssen, wo sie sogar auf die Drusbergformation übergreift.

– Boudinage: Unterhalb der Schrattenkalkwand auf der Westseite von Magletsch sind die härtesten Bänke in den Hurstmergeln deutlich boudiniert (Fig. 21). Die Boudinachsen streichen mit 85°, und demzufolge ergibt sich eine Walzrichtung von annähernd Süden nach Norden.

– Zerrklüfte: An verschiedenen Stellen auf Altsässalp und Malschüel fand ich NNE streichende bis 50 cm breite Calcitadern. Zum Teil sind noch Nebengesteins-

Fig. 21: Boudinierte Hurstmergel, Magletsch. Gegen ENE.

brocken (Kieselkalk) im sonst reinen Calcit eingebettet, was auf eine allmähliche oder zumindest stufenweise Öffnung der Klüfte hindeutet.

Da diese Zerrklüfte parallel zu den «Pincées» verlaufen, dürften sie zur selben Zeit entstanden sein. Andererseits kann daraus geschlossen werden, dass die «Pincées« bei einer Zerrphase angelegt wurden.

Aufschlüsse: 1. Pässli zwischen Alvier und Chli Alvier, 2210 m. 2. 300 m NNW Chli Alvier, Kote 2100. 3. Talung 100 m SE Zwingler Pt. 2014, Koten 2070 bis 2110. 4. Rote Platten. 5. 300 m W Rote Platten auf Koten 1600 und 1670. 6. Pässli SW Malun, auf 2082 m Höhe. 7. Am Fusse der nördlichsten Chöpf (Altsäss).

– Ein einzigartiger Aufschluss sind die «Roten Platten», Koord. 750700/220800. Man vergleiche dazu Figuren 14, 20C und 22. Eine etwa 10 m mächtige Kieselkalkbank wurde offenbar in die Drusbergschichten hineingepresst, so dass sie nun von scheinbar ungestörten Drusbergmergeln unterlagert wird. An ihrer aufgeschlossenen Seite sind dieselben stark nach oben verschleppt, an ihrer Stirne stark verfaltet und liegen oben konkordant über den zu der Bank gehörenden Altmannschichten, die ihrerseits von ihrer Unterlage abgeschert und einige Meter nach NE geschoben wurden. Die meines Erachtens beste Lösung dieses Problems versuche ich anhand der drei Skizzen in Figur 20C darzustellen. Vorausgesetzt wird eine frühe Verwerfung und ein späterer Schub von Süden. Die seitlich verschleppten Drusbergschichten, deren tiefere Bänke unter den Kieselkalk hineinziehen, deuten darauf hin, dass die letzte Schubphase *nach* der Bildung der «Pincées» erfolgte, da diese für die dicke

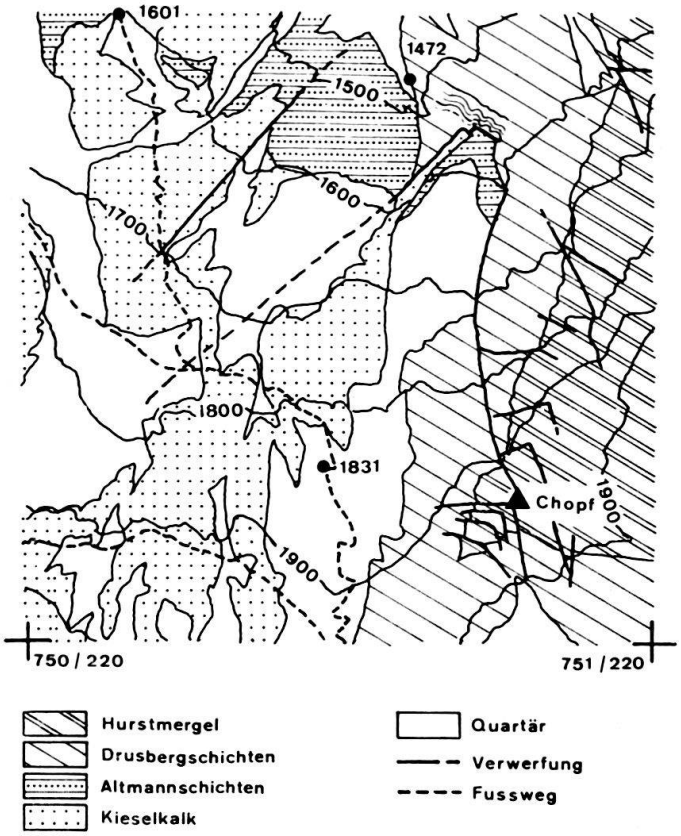


Fig. 22. Kartenskizze 1:10000. Rote Platten im ersten Quadranten.

Calcitkruste verantwortlich sind, welche grosse Teile der SW-Seite der Kieselkalkbank bedecken.

Ich möchte nun folgende Phasenreihenfolge vorschlagen:

1. Erste Brüche (Fig. 20C2)
2. «Pincées» (Zerrphase), es entstehen die breiten Calcitklüfte.
3. Schub von Süden her (Wellungen, Boudinage, Rote Platten).
4. Antithetische Brüche (Versetzung der «Pincées»).

3.3 Beobachtungen im Labor

Bei der Durchsicht der Dünnschliffe konnte ich drei verschiedene Anzeichen für tektonische Beanspruchung der Gesteine feststellen:

1. Viele Quarzkörner in den Wangschichten sind zerbrochen oder zeigen zumindest Risse.
2. Durch das ganze Drusberg-Schrattenkalkprofil hindurch beobachtet man oft Druckfahnen an Stylolithen (in den Profilen durch eine Schraffur unter den Stylolithen angedeutet).
3. Offensichtliche Druckverzwillingung und teilweise Deformation der Calcitkristalle. Nach Prof. VOLL (mündliche Mitteilung) kann die Überlast auf «gut und gerne 3 km» geschätzt werden.

Während des Schlämmens der Amdenerschichten vom Geissbergtobel fiel mir eine für diese Serie ungewöhnliche Resistenz auf. An der Mikrofauna haftete Sericit. Deshalb untersuchte ich die Tonmineralien und im speziellen den Illit. Herr Dr.

M. Frey (Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bern) hatte die Güte, für mich einige Proben zu röntgen und den sogenannten Kublerindex zu bestimmen. Ihm sei für seine Bemühungen herzlich gedankt.

Tabelle 6. Tonmineralbestand. Proben 1–5 Drusberg-Formation, Probe 6 Amdener-Schichten. Die Nummern entsprechen der Karte Fig. 1.

Lokalität (Fig. 1) / Mineral	1 (NW)	2	3	4	5	6 (SE)
Illit	+	+	+	+	+	+
Chlorit	+	+	+	+	+	+
Illit-Montmorillonit	+	+	+	<		
Kaolinit	÷	+				
Paragonit-Muskovit						+

Wenn nun der Tonmineralbestand diskutiert werden soll, so muss beachtet werden, dass die Probenfundorte in Tabelle 6 von NW (1) nach SE (6) aufgereiht sind. Neben den Durchläufern Illit und Chlorit finden sich die Mixed Layers nur im NW von der Crestalta, der unstabilere Kaolinit verschwindet sogar schon beim Hurst. Die Temperatur für das Gleichgewicht Kaolinit–Illit wird stark heruntergedrückt durch die Erhöhung der Konzentration wie auch des pH und kann gut unter 200 °C sinken. In der Anchizone ist Kaolinit nicht mehr vorhanden. Das Vorkommen des Mixed Layers Paragonit–Muskovit am Geissberg deutet auf eine beginnende Metamorphose hin.

3.4 Die Illitkristallinität als Mass für den Metamorphosegrad

Diese Methode, die sich gut im Bereich der Spätdiagenese bis Frühmetamorphose anwenden lässt, wurde von WEAVER entwickelt und von DUNOYER DE SEGONSAC (1964–1969) und KUBLER (1967a) verfeinert. Kurz gesagt besteht sie darin, dass man beim Röntgendiffraktogramm die Breite des 10-Å-Peaks des Illit-Basisreflexes auf dessen halben Höhe misst und dann eine Eichtabelle aufstellt (diese ist von Autor zu Autor verschieden wegen apparativer Gegebenheiten). Die Abhängigkeit der Illitkristallinität von der Temperatur wurde von KUBLER (1967b) bewiesen.

In Figur 23 machen wir die gleiche Feststellung wie oben, die Illitkristallinität und damit der Metamorphosegrad nimmt von NW nach SE eindeutig zu. Das Profil Plattis (wie auch Geissberg) liegt in der Anchizone.

Erwähnenswert ist noch ein Stilpnomelanvorkommen in den Altmannschichten zwischen Alpläui und Stofel Arlans (mündliche Mitteilung Dr. M. FREY, Bern).

Die im Abschnitt 3.3 und 3.4 gemachten Beobachtungen und gezeigten Resultate möchte ich folgendermassen interpretieren:

Das jenseits des Rheins in grosser Mächtigkeit aufgeschlossene Oberostalpin mit seiner Unterlage (Flysch, Aroser Zone) setzte sich ehemals gegen Westen in mein Untersuchungsgebiet fort und dürfte in der Gegend des Hurst dann stark an Mächtigkeit abgenommen haben, so dass beim Glännlichopf und an der Riseten die Überlast für eine Umwandlung des Kaolinits nicht mehr ausreichte. Dass höhere Decken den Rhein überquerten, beweisen die Grabserklippen am Grabserberg und die Deckenreste bei Oberiberg.

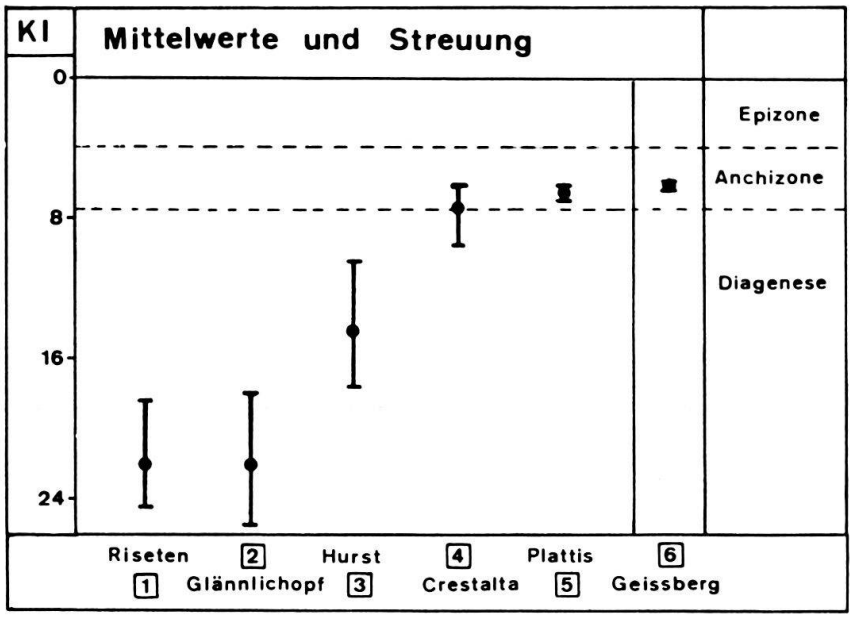


Fig. 23. Illitkristallinität nach KUBLER (1967) und FREY (1969). Die Nummern entsprechen der Karte Fig. 1.

ZUSAMMENFASSUNG

Die östliche Alviergruppe als südlichster Anteil der helvetischen Decken der Ostschweiz wurde 1910–1915von J. OBERHOLZER kartiert, doch liegen von ihm keine Aufzeichnungen vor. Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Gebiet zwischen Palfris und dem Rheintal neu aufgenommen.

Nachdem sich FUNK (1971) intensiv mit dem Helvetischen Kieselkalk und den Altmannschichten in diesem Gebiete beschäftigte, wurden hier die Drusbergschichten und der Schrattenkalk näher untersucht und dabei zwei neue Formationsglieder statuiert.

1. Einstufung der Drusberg-Mergelformation

Altmannschichten: Dieses Formationsglied wurde auf Grund seiner reichen Ammonitenfauna schon früh ins untere Barremian gestellt (vgl. Lex. Strat. Suisse).

Drusbergschichten: Eine neue Ammonitenfauna aus den unteren und mehrere Foraminiferenfaunen über die ganzen Drusbergschichten verteilt erlauben eine Einstufung ins mittlere Barremian.

Chopfschichten (Glaukonithorizont) und *Hurstmergel* (vermergelter Schrattenkalk): Da die Hurstmergel am Risetengrat (Glanna) noch sicher zum Barremian gehören, fallen auch die Chopfschichten dieser Stufe zu. Ob die Hurstmergel weiter östlich, wo sie Teile des obersten Schrattenkalks ersetzen, ins Unteraptian reichen, bleibt offen.

2. Die Vermergelung des Schrattenkalks im Alviergebiet

Auf Grund der paläoökologischen Befunde wird nicht mit grossen vertikalen Differenzen des Ablagerungsraums gerechnet. Die Hurstmergel sind wohl mittlere, der Schrattenkalk innere Schelfablagerungen, aber im Untersuchungsgebiet unter dem Hochenergiebereich. Als bedeutendster Unterschied beider Gesteine ist die Differenz im SiO_2-Gehalt von etwa 10% zu erwähnen, wogegen keine markanten Unterschiede im Tongehalt festgestellt wurden.

3. Tektonik

Aus der Interpretation von Feldbeobachtungen geht folgende Phasenabfolge der Bruchtektonik hervor:

- Erste Brüche,
- Zerrphase (es entstehen Grabenbrüche mit dicken Calcitklüften),
- Schub von Süden her (Bildung von Boudinage),
- späte Brüche (es entstehen die antithetischen Brüche).

4. Metamorphose

An einem NW–SE verlaufenden Profil wurden Hurstmergel auf die Illitkristallinität geprüft. Es zeigte sich eine deutliche Zunahme derselben in SE-Richtung, und der Aufschluss Plattis konnte anhand des Kublerindex der Anchizone zugeteilt werden.

LITERATURVERZEICHNIS

BARTENSTEIN, H., und BETTENSTAEDT, F. (1962): *Marine Unterkreide.* In: *Leitfossilien der Mikropaläontologie.* Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen. Borntraeger (Berlin 1962).

BARTENSTEIN, H., BETTENSTAEDT, F., und BOLLI, H. M. (1957): *Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad.* Eclogae geol. Helv. *50*/1, 5.

BASKIN, Y. (1956): *A Study of Authigenic Feldspars.* Journ. Geol. *64*, 132.

BENZ, F. (1949): *Geologie des Sarnersee-Gebietes (Kt. Obwalden).* Eclogae geol. Helv. *41.*

BETTENSTAEDT, F. (1957): *Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen.* Z. dt. geol. Ges. *109*/2, 566.

BETTENSTAEDT, F. und WICHER, C. A. (1955): *Stratigraphic Correlation of Upper and Lower Cretaceous in the Tethys and Boreal by the Aid of Microfossils.* In: *Fourth World Petroleum Congress Proceedings*, Section 1/D, Paper5, S. 493.

BOLLI, H. M. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken.* Eclogae geol. Helv. *37*, 217.

BURCKHARDT, C. (1896): *Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *5*, 33.

CHAROLLAIS, J., et al. (1965/66): *Première, deuxième et troisième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise.* Archives des Sciences, Genève, *18*/3, 615, und *19*/1, 23.

Colloque du Crétacé inférieur. Mem. Bur. Rech. Géol. Min. *34* (Lyon 1963).

CONRAD, M. A. (1969): *Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève.* Eclogae geol. Helv. *62*/1.

DUNOYER DE SEGONSAC, G. (1969): *Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme.* Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. *29.*

ESCHER VON DER LINTH, A. (um 1850): *Verschiedene Reisenotizen.* In seinen Tagebüchern Bde. IV, V, VIII, X, XI (Dep. Geol. Inst. ETH Zürich).

FICHTER, H. J. (1934): *Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *69.*

FOLK, R. L., und WEAVER, C. E. (1952): *A Study of the Texture and Composition of Chert.* Am. J. Sci. *250*, 498.

FREY, M. (1969): *Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *137.*

FRÜH, J. (1899): *Der postglaziale Löss im St. Galler Rheintal.* Vjschr. Natf. Ges. Zürich *24*/2.

FÜCHTBAUER, H. (1950): *Die nichtkarbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalks.* Heidelb. Beitr. Min. Petr. *2*, 235.

FUNK, H. (1969): *Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten.* Eclogae geol. Helv. *62*/1.

– (1971): *Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalks und der Altmannschichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe.* Eclogae geol. Helv. *64*/2.

GANZ, E. (1912): *Stratigraphie der mittleren Kreide der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen.* Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. *47*/1.

GLANGEAUD, L. (1949): *Les caractères structureux du Jura.* Bull. Soc. Géol. France. *19*, 671.

GOLDSCHMID, K. (1926): *Geologie der Morgenhorn-Schwalmern-Gruppe bei Interlaken.* Mitt. Natf. Ges. Bern.

GYGI, R. A. (1969): *Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *136.*

HANTKE, R. (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal.* Vjschr. Natf. Ges. Zürich *106*/1.

– (1970 *Zur Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans*): *und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal.* Vjschr. Natf. Ges. Zürich *115*/1.

HEIM, ARN. (1910–1917): *Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *20*/1–4.

HEIM, ARN., und BAUMBERGER, E. (1933): *Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins.* Denkschr. Schweiz, naturf. Ges. *68*/2.

HEIM, ARN., und SCHMIDT, C. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* Beitr. geol. Karte Schweiz *25*.

HEIM, ARN., und SEITZ, O. (1934): *Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation.* Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. *69*/2.

HERB, R. (1962): *Geologie von Amden.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *114*.

JOHNSON, J. H. (1961): *Limestone-Building Algae and Algal Limestones.* The Colorado School of Mines.

KAUFMANN, F. J. (1867): *Geologische Beschreibung des Pilatus.* Beitr. geol. Karte Schweiz *5*.

KHAN, M. H. (1962): *Lower Cretaceous Index Foraminifera from NW Germany and England.* Micropaleontology *8*/3, 385.

KOENEN, A. (1902): *Die Ammoniten des norddeutschen Neocoms.* Abh. K. Preuss. Geol. Landesanst. u. Bergak. [N. F.] *24*.

KUBLER, B. (1967a): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.* «Etages tectoniques», Colloque Wegmann, Neuchâtel.

– (1967b): *Anchimétamorphisme et schistosité.* Bull. Centre Rech. Pau– S. N. P. A. *1*/2, 259.

LANGE, H. (1968): *Neue Ergebnisse über das Alter der Lochwaldschichten der helvetischen Zone in der Wertachenge (Allgäu).* Neues Jb. Geol. Pal. *68*/3, 164.

Leitfossilien der Mikropaläontologie (1962). *Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen.* Borntraeger, Berlin.

LIENERT, O. (1965): *Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitolinen.* Diss. ETH Zürich.

MEESMANN, P. (1925): *Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintals*, Diss. Basel.

MERHART, G. (1926): *Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Rhein.* Sonderschr. nathist. Komm. Vorarlb. Landesmuseum, Heft 4, Dornbirn.

MIŠIK, M. (1964): *Lithofazielles Studium des Lias der grossen Fatra und des westlichen Teils der niederen Tatra.* Sbornik geol. vied, Bratislava.

MOESCH, C. (1881): *Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebilde der Kantone Appenzell, St.Gallen, Glarus und Schwyz.* Beitr. geol. Karte Schweiz *14*.

MOULLADE, M. (1966): *Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la Fosse Vocontienne.* Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon *15*.

MOUSSON, A. (1856): *Über den Löss des St. Galler Rheinthales.* Vjschr. Natf. Ges. Zürich *1*/3.

NICKLÈS, R. (1890): *Contribution à la paléontologie du Sud-Est de l'Espagne.* Mém. Soc. Géol. France *4*.

OBERHAUSER, R. (1963): *Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht.* Jb. Geol. B. A. Wien *106*.

OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarner Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *28*.

RICHTER, M. (1969): *Vorarlberger Alpen.* Sammlung geol. Führer, Borntraeger, Berlin.

STAEGER, D. (1944): *Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern.* Eclogae geol. Helv. *37*.

THIERSTEIN, H. (1969): *Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Grabser Voralp (Churfirsten).* Diplomarbeit Geol. Inst. ETH Zürich.

– (1971): *Foraminiferen und Nannoplankton aus einem Profil durch santone Amdenerschichten in den östlichen Churfirsten.* Eclogae geol. Helv. *64*/1.

TOBLER, A. (1899): *Über Faziesunterschiede der unteren Kreide in den nördlichen Schweizer Alpen.* Neues Jb. Min. Geol. u. Pal. *2*.

VACEK, M. (1879): *Über Vorarlberger Kreide.* Jb. K. K. geol. Reichsanst. *29*/4.

VOLL, G. (1969): *Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose.* Habil. Berlin, D. 83.

WEIBEL, M. (1961): *Die Schnellmethoden der Gesteinsanalysen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *41*, 285.

WICHER, C. A. (1952): *Involutina, Trocholina und Vidalina, Fossilien des Riffbereichs*. Geol. Jb. *66*.

ZIEGLER, M. A. (1967): *A Study of the Lower Cretaceous Facies Developments in the Helvetic Border Chain, North of Lake Thun (Switzerland)*. Eclogae geol. Helv. *60*/2.

ZIMMERMANN, F. (1936): *Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee*. Diss. Bern.

Für Vorarlberger Literatur verweise ich auf die Verzeichnisse in MEESMANN (1925) und RICHTER (1969) sowie in:

ALEXANDER et al. (1964): Dt. geol. Ges. *116*, 134.

Weiter existieren noch unpublizierte Arbeiten der TH München von den Herren GLÜSCHKE, HOFMANN, KLESSE und RÖLZ und der FU Berlin von den Herren LANGE, LIEDHOLZ und SCHNEIDER.

Tafel I

Fig. 1 Dünnschliff 68/261, 120mal, Oberster Schrattenkalk, Glännlichopf. *Sabaudia minuta* (HOFKER), Axialschnitt.

Fig. 2 Dünnschliff 68/215, 125mal, Unterer Schrattenkalk, Glännlichopf. *Sabaudia minuta* (HOFKER), Axialschnitt.

Fig. 3 Dünnschliff 68/254,5, 120mal, Unterer Schrattenkalk, Glännlichopf, *Sabaudia minuta* (HOFKER), Horizontalschnitt.

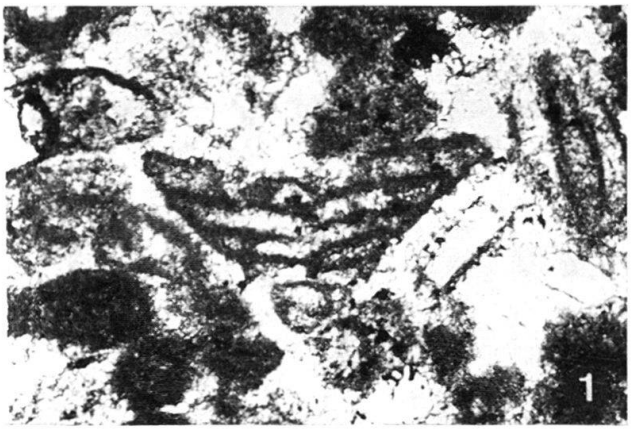
Fig. 4 Dünnschliff 68/162, 120mal, Hurstmergel, Glännlichopf. *Sabaudia minuta* (HOFKER), Horizontalschnitt mit Polygonform (eventuell neue Subspezies).

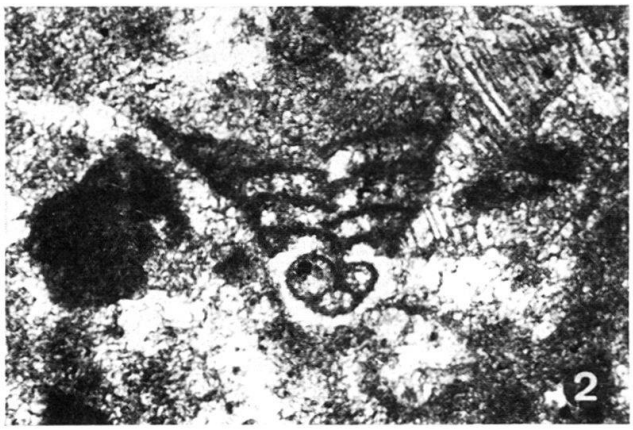
Fig. 5 Dünnschliff 68/213, 200mal, Unterer Schrattenkalk, Glännlichopf. Freie Embryonalkammern von *Sabaudia minuta*.

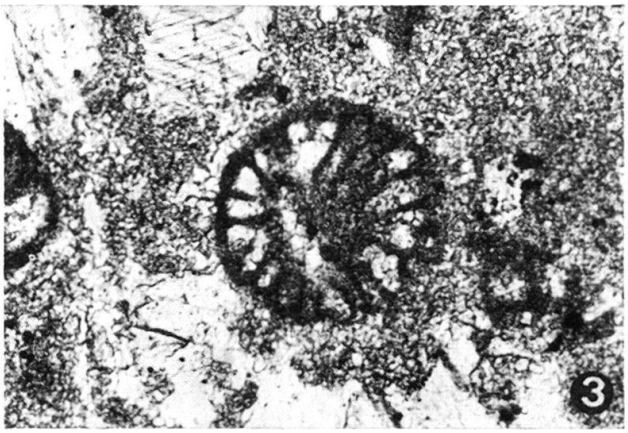
Fig. 6 Dünnschliff 68/219, 20mal, Unterer Schrattenkalk, Glännlichopf. *Pseudochoffatella* sp.

Fig. 7 Dünnschliff 69/14,5, 80mal, Hurstmergel, Arin. *Lithophyllum*?

Fig. 8 Dünnschliff 69/29, 150mal, Hurstmergel, Arin. *Acicularia* sp.

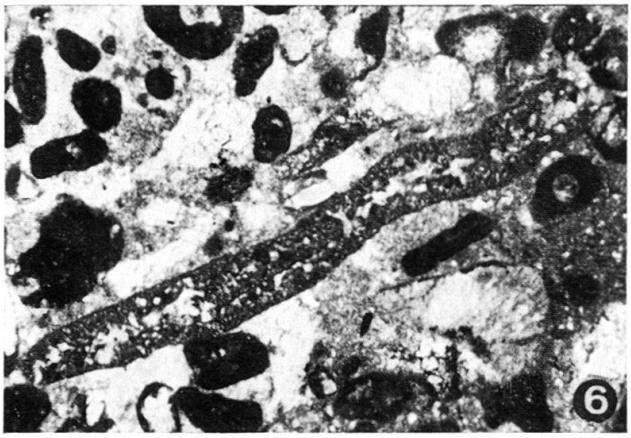

1

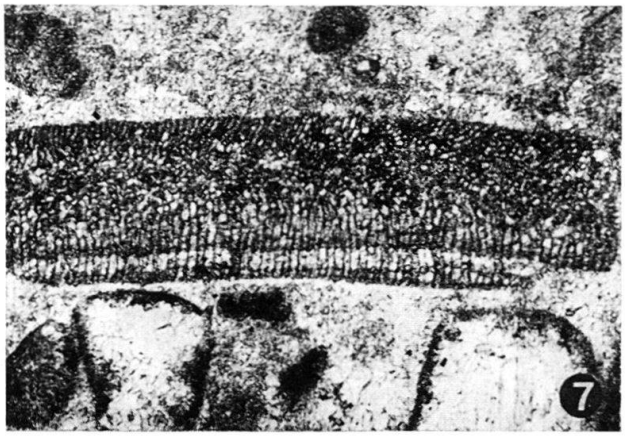

2

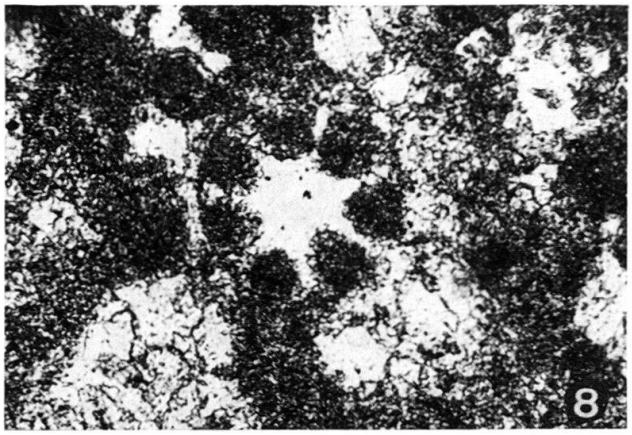

3

4

5

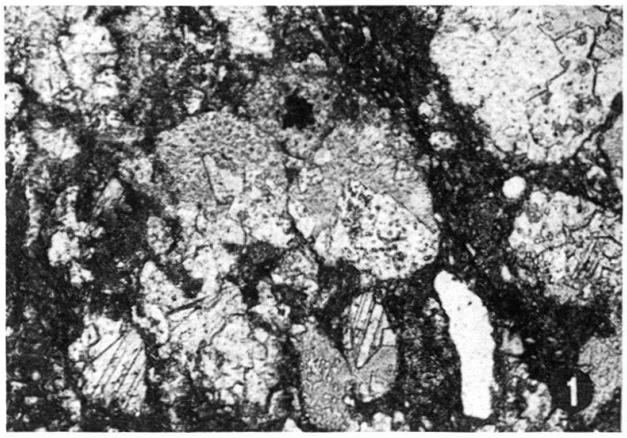

6

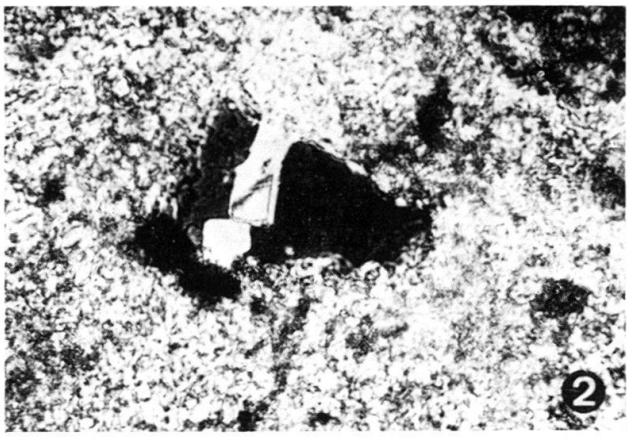

7

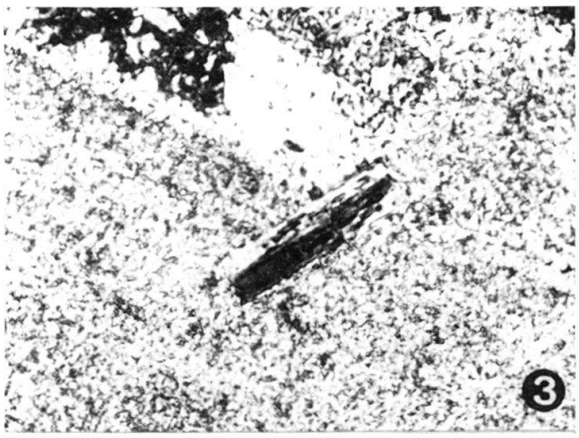

8

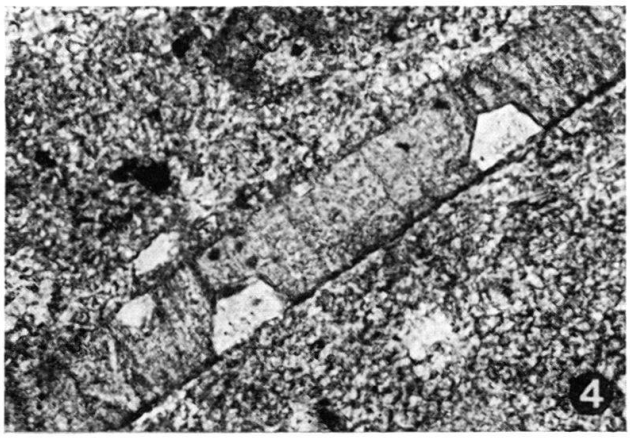
Tafel II

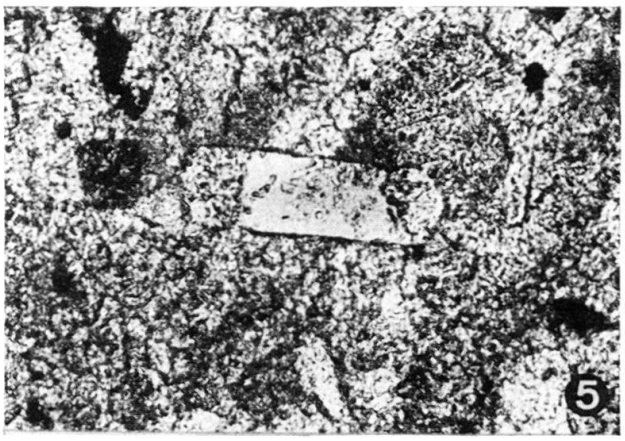
Fig. 1	Dünnschliff 65/28, 80mal, Altmannschichten. Glaukocalcit. Calcitrhomboeder wachsen in die Glaukonitkörner hinein.
Fig. 2	Dünnschliff 68/97, 300mal, Hurstmergel, Arin. Idiomorpher Calcit wächst in Quarzkorn (dunkel) hinein. (Gekr. Nicols)
Fig. 3	Dünnschliff 68/222, 300mal, U. Schrattenkalk, Glännlichopf. Albitkristall wächst aus Serpelröhre (unten) in Matrix (oben rechts) hinein.
Fig. 4	Dünnschliff 68/237, 300mal, Hurstmergel, Glännlichopf. Idiomorphe Quarze wachsen in sog. Filament.
Fig. 5	Dünnschliff 68/111, 200mal, Hurstmergel, Arin. Idiomorpher Albit, an beiden Enden calcitisiert.
Fig. 6	dito, mit gekr. Nicols.
Fig. 7	Dünnschliff 68/77, 200mal, Schrattenkalk, Arin. Albitkristall mit «Roc Tourné»-Verzwillingung.
Fig. 8	Dünnschliff 68/107, 250mal, Schrattenkalk, Arin. Albit mit homogenem Kern und verzwillingtem Rand (Zonaraufbau).

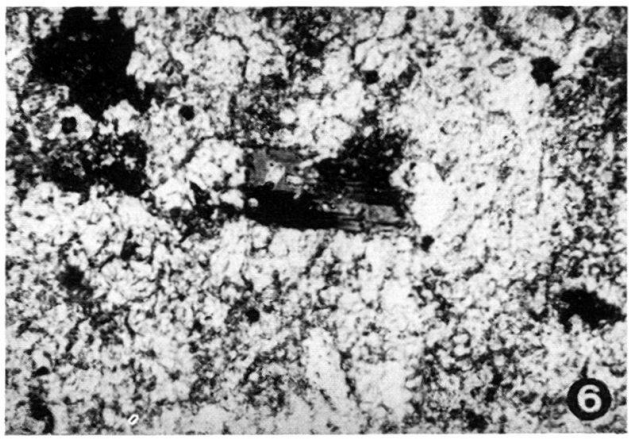

1

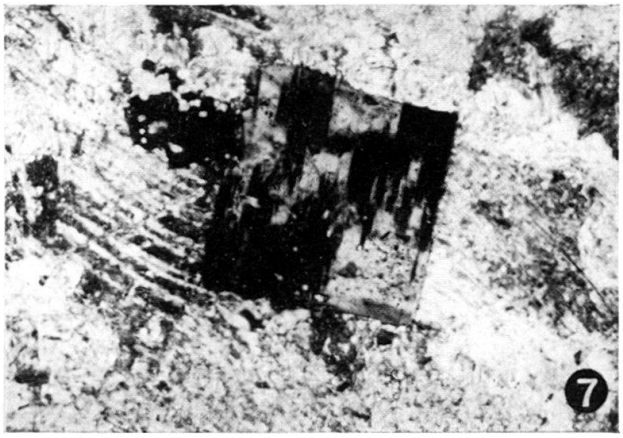

2

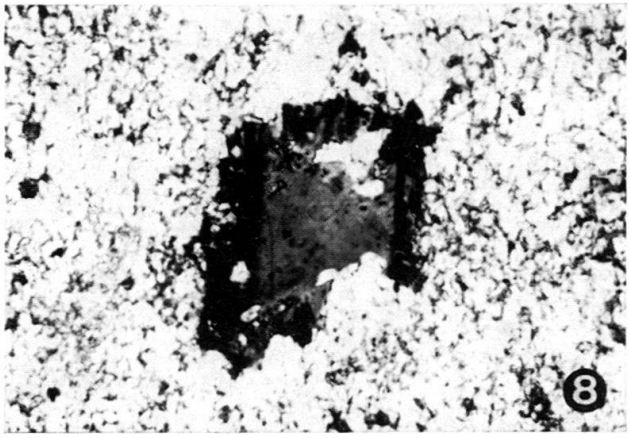

3

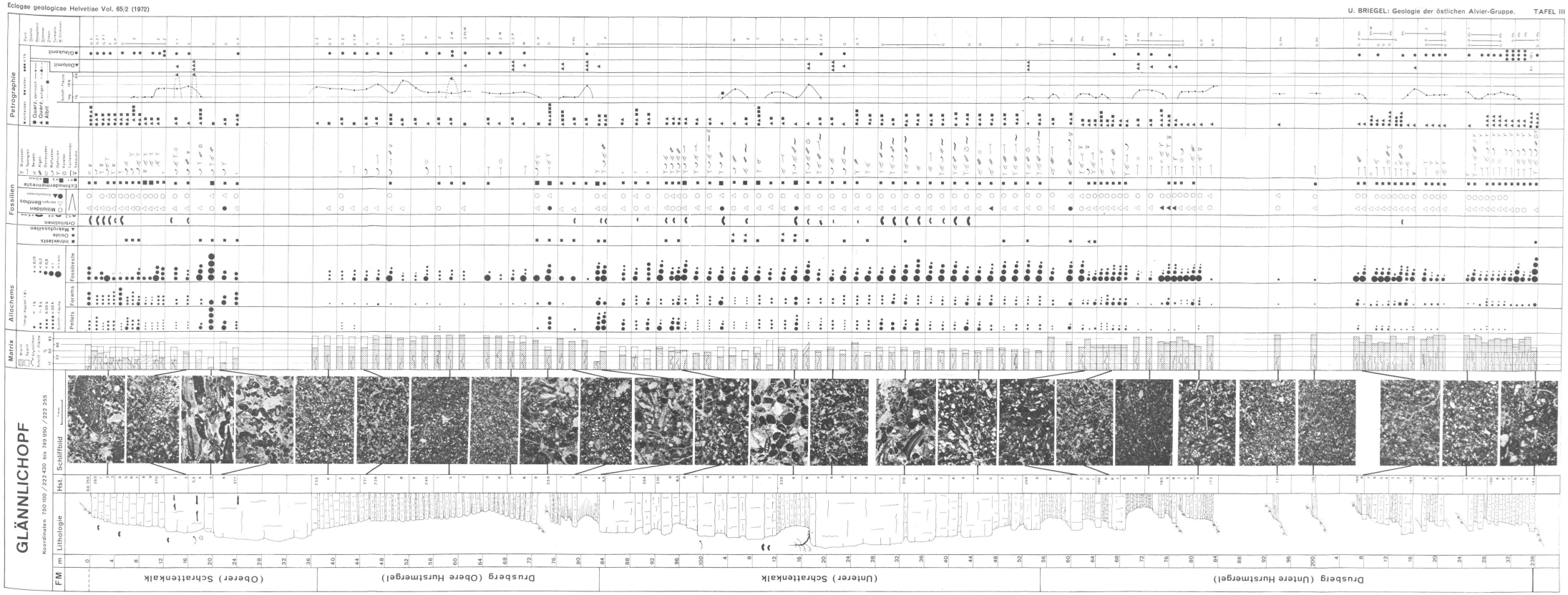

4

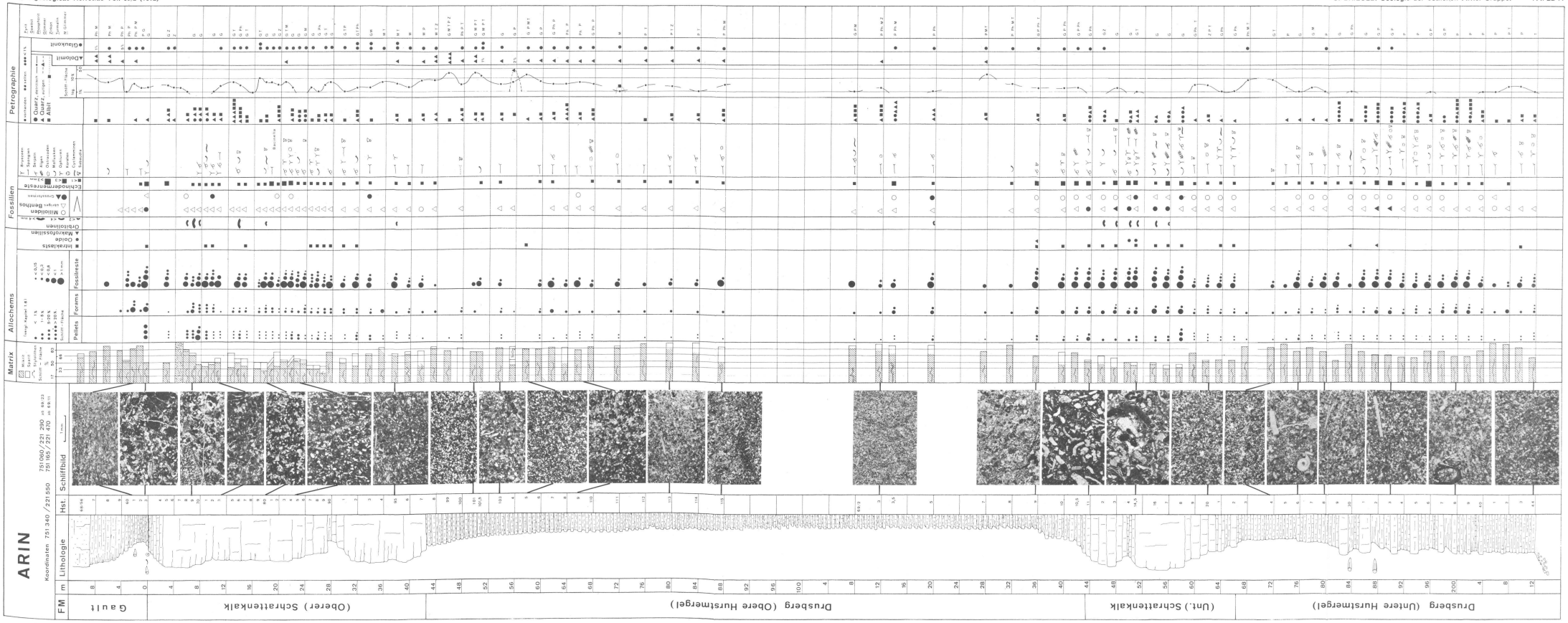

5

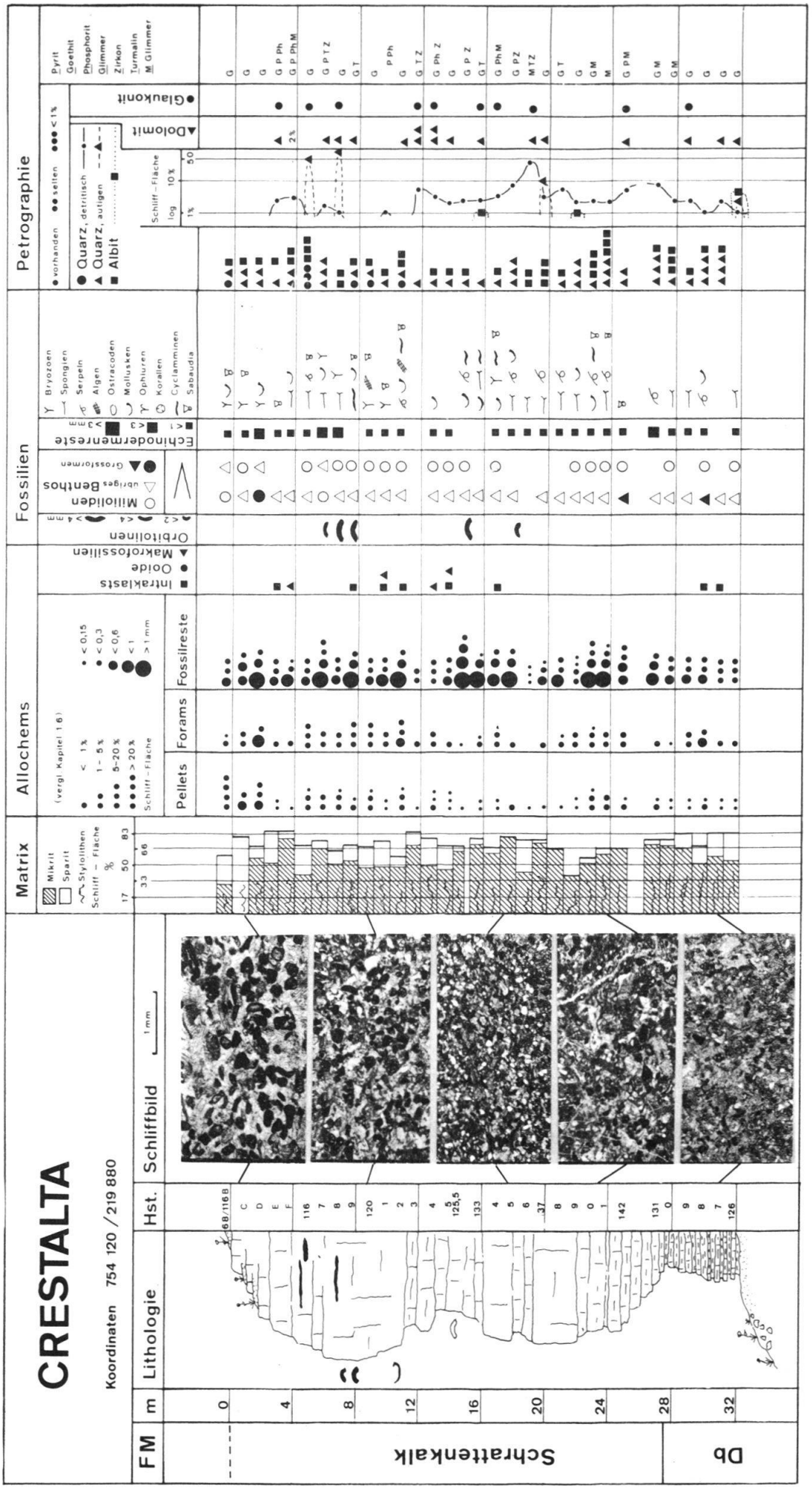

6

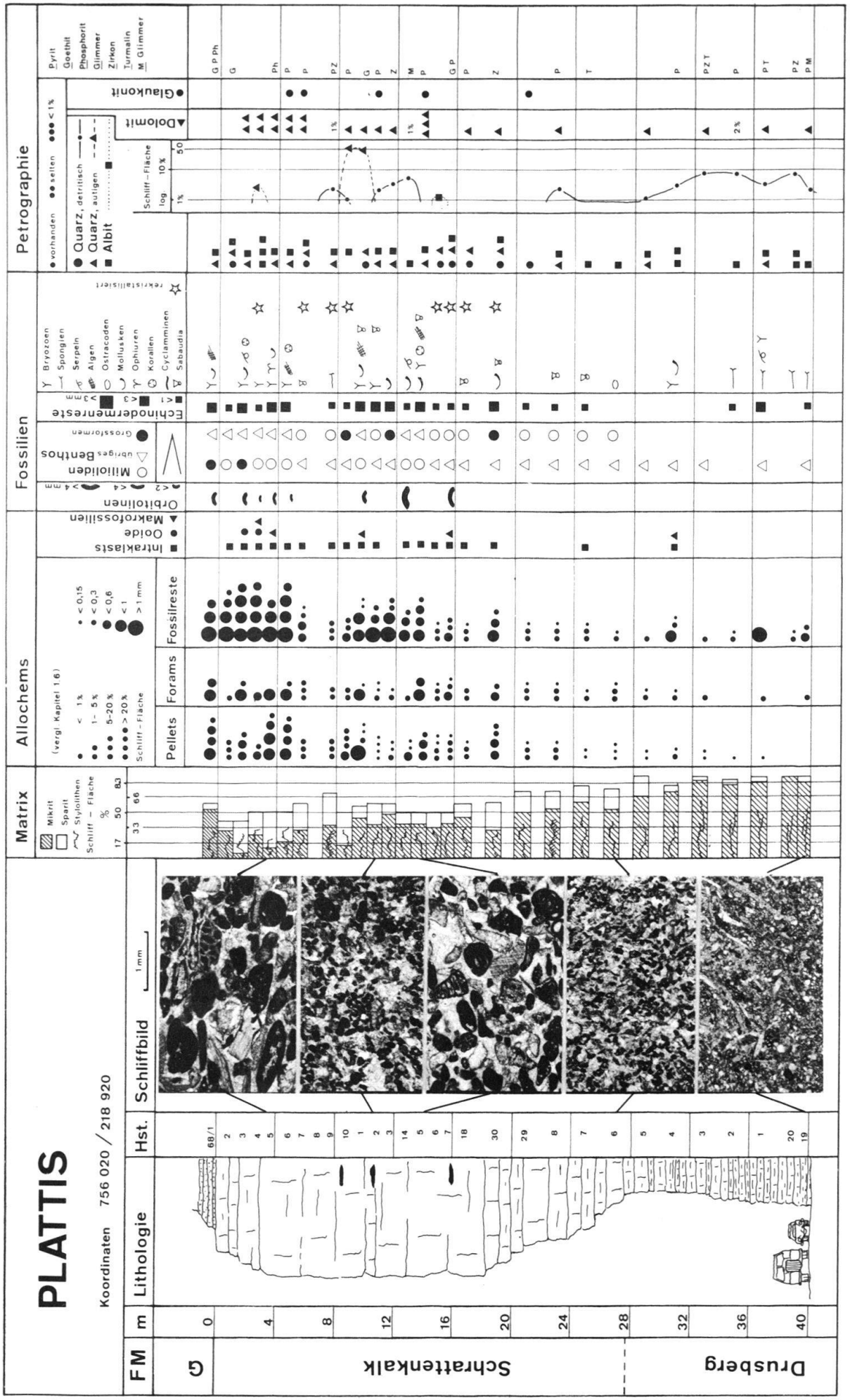

7


8


GLÄNNLICHOPF
Koordinaten 750 100 / 223 430 bis 749 990 / 222 255
FM
m
Lithologie
Hst.
Schliffbild
Petrographie
Fossilien
Allochems
Matrix
Oberer Schrattenkalk
Drusberg (Obere Hurstmergel)
Unterer Schrattenkalk
Drusberg (Untere Hurstmergel)

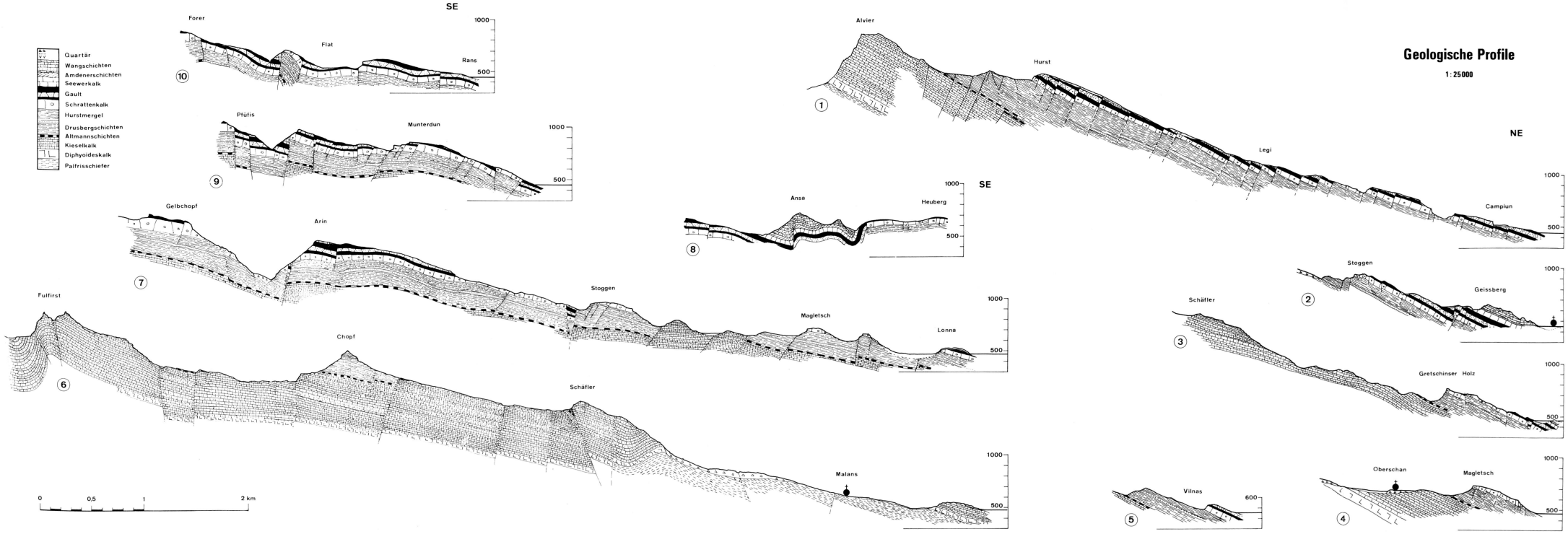

ARIN
Koordinaten 751 340 / 221 550
751 060 / 221 290
751 165 / 221 470
Petrographie
Fossilien
Allochems
Matrix
Lithologie
Schliffbild
Hst.
m
FM
Gault
(Oberer) Scharttenkalk
Drusberg (Obere Hurstmergel)
(Unt.) Scharttenkalk
Drusberg (Untere Hurstmergel)

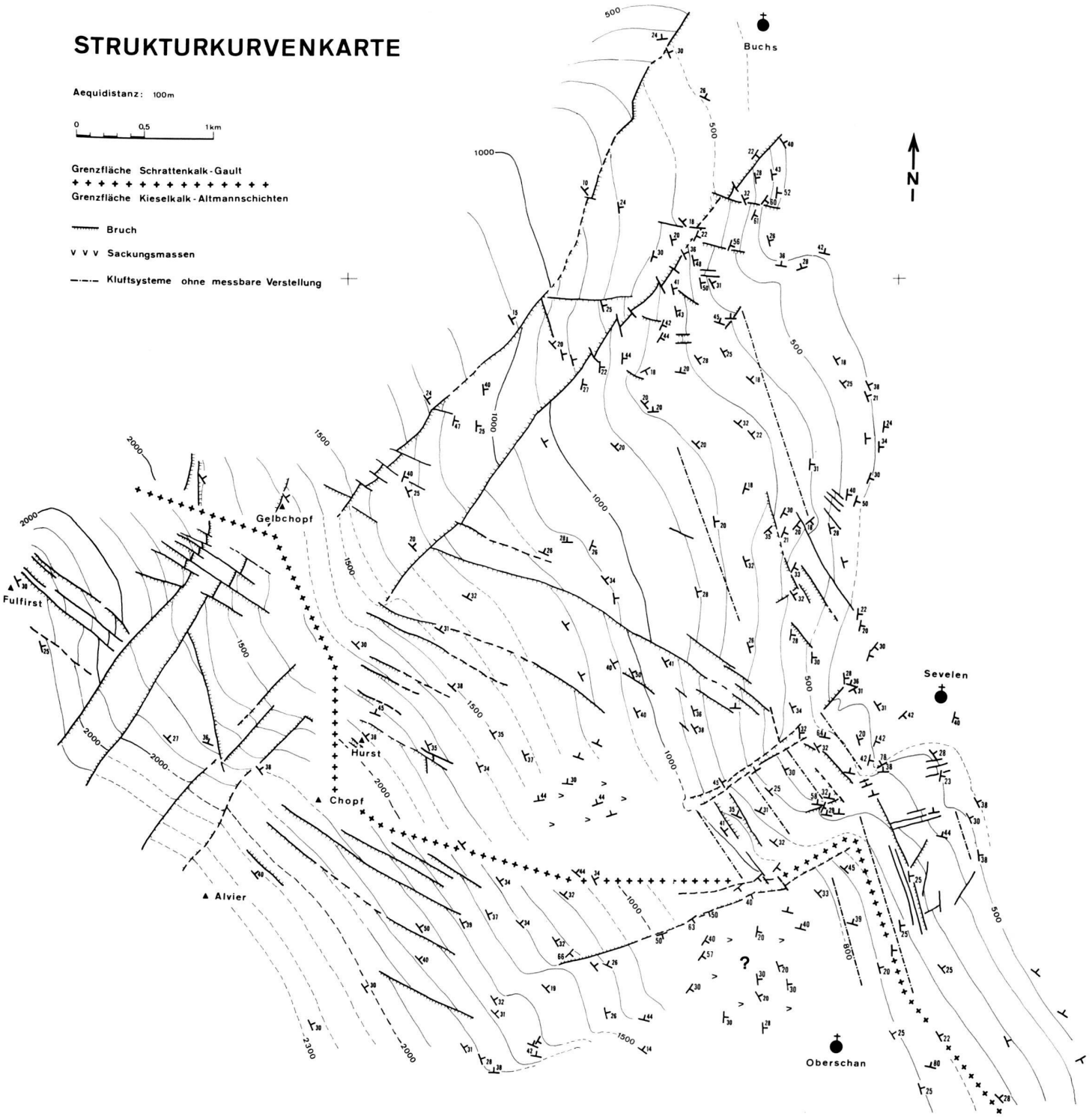

CRESTALTA
Koordinaten 754 120 / 219 880
FM
m
Lithologie
Hst.
Schliffbild
1 mm
Matrix
Mikrit
Sparit
Stylolithen
Schliff – Fläche %
Allochems
(vergl. Kapitel 1.6)
< 1 %
1 – 5 %
5–20 %
> 20 %
< 0,15
< 0,3
< 0,6
< 1
> 1 mm
Pellets
Forams
Fossilreste
Intraklasts
Ooide
Makrofossilien
Orbitolinen
Milioliden
übriges Benthos
Grossforamen
Echinodermenreste
Fossilien
Bryozoen
Spongien
Serpeln
Algen
Ostracoden
Mollusken
Ophiuren
Korallen
Cyclamminen
Sabaudia
Petrographie
vorhanden
selten
< 1 %
Quarz, detritisch
Quarz, autigen
Albit
Schliff – Fläche
log
10 %
1 %
50
Dolomit
Glauconit
Pyrit
Goethit
Phosphorit
Glimmer
Zirkon
Turmalin
M Glimmer
Schrattenkalk
Db

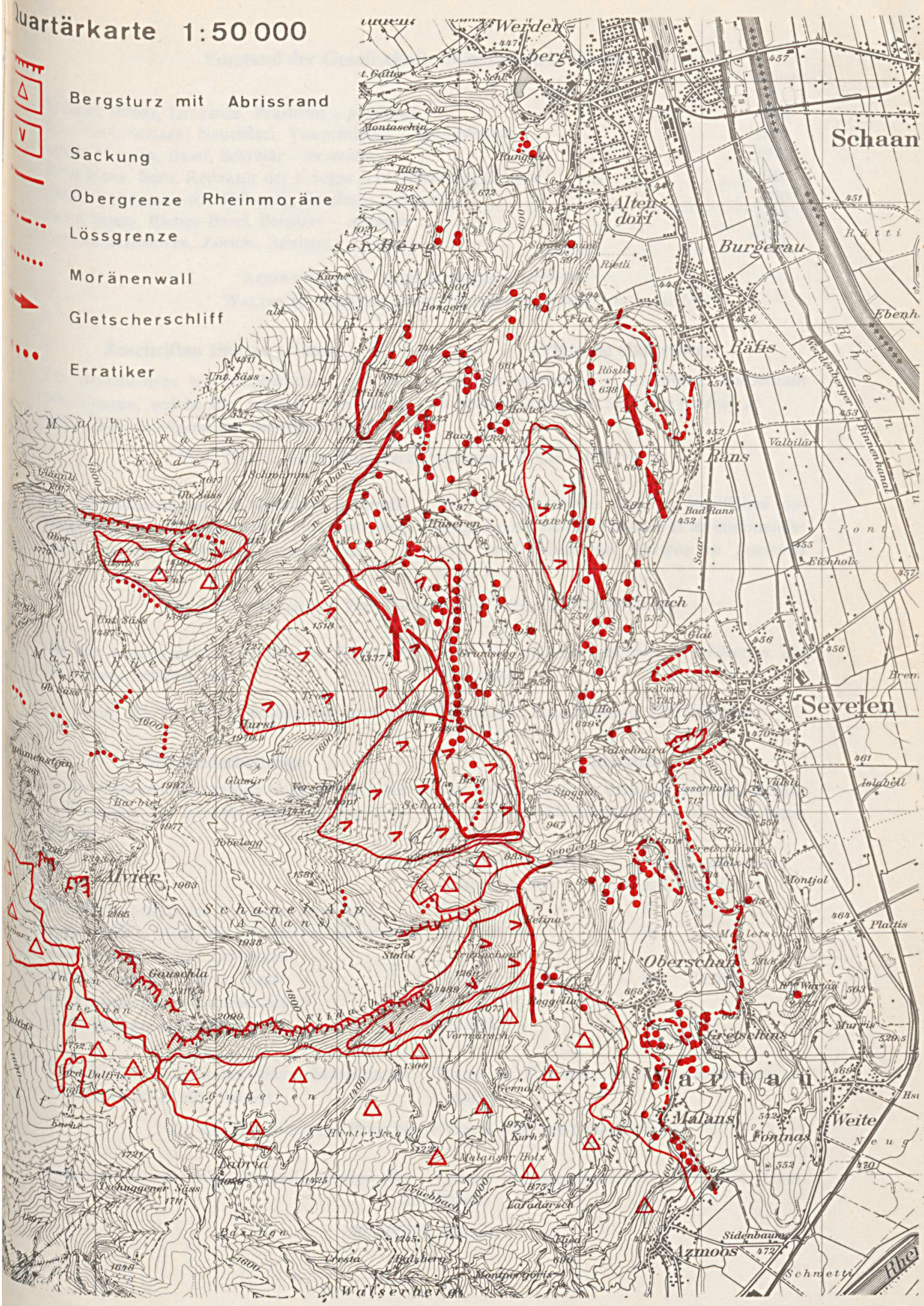

PLATTIS
Koordinaten 756 020 / 218 920
FM
m
Lithologie
Hst.
Schliffbild
1 mm
Matrix
Mikrit
Sparit
Stylolithen
Schliff – Fläche
%
Allochems
(vergl. Kapitel 1.6)
< 1%
1– 5%
5–20%
> 20%
Schliff – Fläche
< 0,15
< 0,3
< 0,6
< 1
> 1 mm
Pellets
Forams
Fossilreste
Intraklasts
Ooide
Makrofossilien
Fossilien
Orbitolinen
Milioliden
übriges Benthos
Grossforamen
Echinodermenreste
Bryozoen
Spongien
Serpeln
Algen
Ostracoden
Mollusken
Ophiuren
Korallen
Cyclamminen
Sabaudia
rekristallisiert
Petrographie
vorhanden
selten
Quarz, detritisch
Quarz, autigen
Albit
Schliff – Fläche
log.
Dolomit
Glauconit
Pyrit
Goethit
Phosphorit
Glimmer
Zirkon
Turmalin
M Glimmer
G
Schrattenkalk
Drusberg

Geologische Profile

1:25000




STRUKTURKURVENKARTE
Aequidistanz: 100m
0 0,5 1km
Grenzfläche Schrattenkalk-Gault
Grenzfläche Kieselkalk-Altmannschichten
Bruch
Sackungsmassen
Kluftsysteme ohne messbare Verstellung
N
Buchs
Sevelen
Oberschan
Gelbchopf
Fulfirst
Hürst
Chopf
Alvier


Quartärkarte 1:50 000
Bergsturz mit Abrissrand
Sackung
Obergrenze Rheinmoräne
Lössgrenze
Moränenwall
Gletscherschliff
Erratiker
Werdenberg
Schaan
Altendorf
Burgerau
Räfis
Rans
Sevelen
Oberschan
Martau
Malans
Azmoos
Alvier
Schanerberg
Schanerberg
Schanerberg