

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Band: 64 (1971)

Heft: 2

Artikel: Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz)

Autor: Funk, Hanspeter

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163988>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 14.10.2024

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

Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmansschichten in der Säntis-Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz)

Von HANSPETER FUNK, Zürich

ABSTRACT

Lithology, stratigraphy and lithogenesis of the Lower Cretaceous "Helvetic Kieselkalk" (siliceous limestone) and the Altmann beds in the Säntis-Churfürsten-region (Northeastern part of the Helvetic nappe in Switzerland) were studied in 64 profiles. The formation of the "Helvetic Kieselkalk" consists of four members: Lower Kieselkalk, Lidernen beds, Upper Kieselkalk and "Kieselkalk-Echinodermenbreccie" (crinoidal limestone). The Altmann beds are defined as lowermost member of a not yet strictly defined Drusberg formation. The sedimentation of the "Helvetic Kieselkalk" begins in the lower Hauterivian and ends in the upper Hauterivian in the major part of the region studied. The authigenic quartz of the siliceous limestone comes from calcified siliceous sponge spicules. It is crystallized as fine leaves in former pore spaces. In this region the "Helvetic Kieselkalk" exhibits two cyclothems (marly limestone – siliceous limestones – crinoidal limestones – condensed, glauconitic horizon).

Depth of deposition of the siliceous limestone is estimated at 150 to 300m.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort		348
1. Einleitung		348
1.1 <i>Historisches und Einführung</i>		348
1.11 Pygurusschichten		348
1.12 Helvetischer Kieselkalk		348
1.13 Altmansschichten		352
1.2 <i>Geographische Übersicht</i>		353
1.3 <i>Problemstellung</i>		353
1.4 <i>Untersuchungsmethoden</i>		353
1.5 <i>Begriffe und Abkürzungen</i>		356
2. Gesteinskomponenten		357
2.1 <i>Nichtorganogene Komponenten</i>		357
2.11 Karbonate		357
2.111 Calcit		357
2.112 Dolomit		358
2.113 Siderit		359
2.12 Quarz		359
2.121 Chalcedon und Quarzin		360
2.122 Detritischer Quarzsand		361
2.123 Silexknollen und Silexlagen		362
2.124 Silifizierte Fossilreste und Grundmasse		365
2.125 In der Grundmasse feinverteilter Quarz		366
2.126 Authigene Quarzkörner, mit oder ohne detritische Kerne.		369

2.13	Schichtsilikate	369
2.131	Glaukonit	369
2.132	Chlorit	373
2.133	Helle Glimmer	375
2.134	Tonminerale	375
2.14	Eisenverbindungen	376
2.141	Pyrit	376
2.142	Fe-Oxide	377
2.143	Fe-Hydroxide	377
2.15	Feldspat	377
2.16	Phosphorit	377
2.17	Schwerminerale	377
2.18	Organische Substanzen	378
2.19	Alkalihornblende	378
2.2	<i>Organogene Komponenten</i>	378
2.21	Foraminiferen	378
2.22	Spongien	378
2.23	Bryozoen	379
2.24	Brachiopoden	379
2.25	Serpuliden	380
2.26	Mollusken	380
2.27	Echinodermen	380
2.28	Vertebraten	381
2.29	Fraßspuren	381
3.	Lithologie	381
3.1	<i>Begriffe</i>	381
3.2	<i>Gesteinstypen</i>	381
3.21	Sandkalk	382
3.22	Kiesalk	384
3.23	Glaukonitischer Kalk	388
3.24	Glaukonitit	390
3.25	Biogener Kalk	391
3.3	<i>Sedimentationserscheinungen</i>	392
3.31	Feinschichtung (Lamination)	392
3.32	Kleinzyklen	394
3.33	Sedimentationszyklotheme	396
3.34	Zyklothemgrenzen	399
4.	Lithostratigraphie	403
4.1	<i>Pygurusschichten</i>	403
4.2	<i>Unterer Kiesalk</i>	407
4.3	<i>Lidernenschichten</i>	409
4.4	<i>Oberer Kiesalk</i>	412
4.5	<i>Kiesalk-Echinodermenbreccie</i>	413
4.6	<i>Helvetischer Kiesalk: Vergleich mit Nachbargebieten</i>	414
4.7	<i>Altmanschichten</i>	415
4.8	<i>Drusbergmergel</i>	418
4.9	<i>Zusammenfassung</i>	418
5.	Biostratigraphie	419
6.	Chronostratigraphie	419
7.	Fazies und Entstehung der Sedimente	420
7.1	<i>Sandkalke und Kondensationszonen der Pygurusschichten</i>	420
7.2	<i>Kiesalk</i>	421
7.3	<i>Spätige, glaukonitische Kalke</i>	422
7.4	<i>Mergel der Altmanschichten</i>	423
	Zusammenfassung	423
	Anhang	425

Verzeichnis der Detailprofile	425
Fossiliste	427
Zitierte Literatur	430

VERZEICHNIS DER TABELLEN, FIGUREN UND TAFELN

Tabellen

1 Vergleich zwischen geschätzten und gezählten prozentualen Anteilen im DS	355
2 Mikrosondenanalysen der Proben P/16 und P/4	372
3 Chemische Analysen von Kieselkalken und Silex	385
4 Auf Mineralien umgerechnete chemische Analysen	385

Figuren

1 Biostratigraphische Zonen des Hauterivian	351
2 Karte der Detailprofile	354
3 Idiomorpher Calcit in Silex	358
4 Angeätzte Silexoberfläche mit herausgelöstem Calcit	359
5 In idiomorphen, weggelösten Calcit eingedrungene Quarzkristalle	359
6 Parallelgefüge im Kieselkalk des Fläscherberges	360
7 Detritischer Quarz, authigen weitergewachsen und durch Calcit ersetzt	361
8 Von Mikroorganismen geschaffene Form in Silex	364
9 Calcitisierte Spongiennadel in Silex	364
10 Idiomorpher Quarz in quarzerfülltem Gang eines Silex	364
11 Grenze Kieselkalk–Silex mit Häufung von detritischem Quarz	366
12–15 Stereoscan-EM-Aufnahmen eines angeätzten Stückes von Kieselkalk	367
16 Feinstverteilter, authigener Quarz in Kieselkalk	368
17 Verhältnis der Korngrößen von detritischem Quarz und Glaukonit	370
18 Röntgendiffraktogramme	374
19,20 Stereoscan-EM-Aufnahmen von Glaukonit	375
21 Glaukodolomit und Glaukocalcit	376
22 Calcitisierung einer Kieselspongiennadel	379
23 Glaukonitisierte Wurmfraßspuren	381
24 Kornverteilungsdiagramm, Pygurusschichten	383
25 Zerbrochene Sandkörner bei Calcitspalte	383
26 Komponenten im Helvetischen Kieselkalk	387
27 Kornverteilungsdiagramm, glaukonitischer Kalk	389
28 Lamination	393
29 Lamination im Kieselkalk des Fläscherberges	393
30 Kleinzyklus 47/6 ₁₀	395
31 Profil Nr. 13, Lithologie und Kornanalysen, Legende	398
32 Profil Nr. 25, Lithologie und Kornanalysen	399
33 Profil Nr. 28, Lithologie und Kornanalysen	400
34 Profil Nr. 32, Lithologie und Kornanalysen	401
35 Profil Nr. 38, Lithologie und Kornanalysen	402
36 Kondensationszone	403
37 Kondensationszonen an der Grenze Betliskalk–Helvetischer Kieselkalk	404
38 Maximale Korngrößen in den Pygurusschichten	405
39 Pygurusschichten in den Churfirsten	406
40 Maximale Korngrößen im untersten Teil des Unteren Kieselkalkes	408
41 Untergrenze der Altmansschichten	416

Tafeln

I Lithostratigraphische Profilkorrelation auf der abgewickelten Karte
II Verteilung von Silex im Helvetischen Kieselkalk
III 3 Lithologische Querprofile, abgewickelt

Vorwort

Diese Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy. Ihm bin ich für seine Diskussionsbereitschaft, seine anregenden Terrainbesuche und sein stetes Interesse zu grossem Dank verpflichtet.

Die Feldaufnahmen erstreckten sich über die Sommermonate 1965–1968. Die Auswertung erfolgte am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich, wo auch die Belegsammlung deponiert ist.

Für ihre Einführung in die Geologie und Paläontologie danke ich den Herren Professoren Dr. H. M. Bolli, Dr. A. Gansser, Dr. E. Kuhn-Schnyder, Dr. W. Leupold, Dr. R. Trümpy, Dr. E. Dal Vesco und Dr. B. Ziegler bestens. Den Herren Professoren Dr. R. Hantke und Dr. K. Hsu danke ich für ihre stets rege Anteilnahme an meiner Arbeit. Herr Prof. Hantke hat mich mehrmals im Terrain besucht, was mir eine grosse Hilfe war. Herrn Prof. Dr. R. Herb danke ich für die wertvollen Ratschläge zur Drucklegung. Für die Bestimmung an Fossilien bin ich besonders den Herren Dr. O. Renz, Dr. J. Wiedmann und Prof. Dr. B. Ziegler sowie Dr. H. Rieber zu Dank verpflichtet. Meinem Kameraden H. P. Müller danke ich für die Hilfe beim Bestimmen der Schweremineralien. Herr H. Franz stand mir für die Aufnahmen mit dem Stereoscan-EM zur Verfügung. Auch ihm sei bestens gedankt. Herrn R. Heusser danke ich für die chemischen Analysen und Herrn R. Gubser für die Aufnahmen mit der Microsonde. Ein spezieller Dank geht an meine Terrain- und Institutskameraden, vor allen Dr. R. Gygi, J. Neher, U. Briegel und F. Diegel für die vielen wertvollen Diskussionen. Meiner Mutter, deren Grosszügigkeit mir das Studium ermöglichte, und meiner Frau für ihre verständnisvolle Hilfe gilt mein grösster Dank.

1. EINLEITUNG

1.1 Einführung und Historisches

1.11 *Pygurusschichten*

Der Name Pygurusschichten wurde 1905 von ARN. HEIM in die Literatur eingeführt, für die grobsandigen Kalkbänke im Liegenden des Helvetischen Kieselkalkes. Der Name wurde gewählt nach *Pygurus rostratus* AGASSIZ, der schon Mitte letzten Jahrhunderts von ESCHER (Tagebücher) in diesen Schichten gefunden wurde. HANTKE wählte 1966 das von ARN. HEIM (1916, S. 417) beschriebene Profil am Muschelenberg als Typusprofil. In dieser Arbeit möchte ich die Pygurusschichten als Formationsglied (member) einer noch zu definierenden Betliskalk-Formation behandeln. Betliskalk (HEIM 1933) anstelle von «Valanginianskalk» wird, auf mündlichen Vorschlag von Prof. Trümpy hin, wieder aufgegriffen, um einer Formation nicht ein Alter zu implizieren. Der Name wird nur im N- und Mittelhelvetikum benutzt. Im S wird der Betliskalk durch den Diphyoideskalk (ARN. HEIM 1907) ersetzt.

1.12 *Helvetischer Kieselkalk*

Die Formation des Helvetischen Kieselkalkes fällt jedem Betrachter des Säntisgebirges oder der Churfürsten sofort durch ihre dunkle, bräunliche Anwitterungsfarbe und die trotz dem steilen Gehänge relativ starke Vegetationsbedeckung auf.

ESCHER erwähnte bereits 1840 in Reisenotizen (HANTKE 1966) den «kieseligen Kalk» in der unteren Kreide und beschreibt diesen 1853 recht genau. Er kennt auch bereits einen spätigen, körnigen Kalk im oberen Teil des Kieselkalkes, die heutige Kieselkalk-Echinodermenbreccie.

1.121 Lithostratigraphie

Den Namen «Kieselkalk» hat aber F.J. KAUFMANN, in seiner Monographie über den Pilatus (1867), in die Literatur eingeführt. Die sehr detaillierte Beschreibung, namentlich die exakte Darstellung des petrographischen Charakters dieser Gesteinsfolge, ist bemerkenswert. Auch die damals festgelegte Obergrenze der Formation, seinerzeit Gruppe genannt, hat heute noch Gültigkeit. Die Untergrenze wird in jener Arbeit nicht festgelegt. Sie gab aber später zu verschiedenen Diskussionen Anlass. HANTKE hat im Stratigraphischen Lexikon 1966 die unterschiedlichen Auffassungen sehr klar dargestellt. Schwierigkeiten fanden sich nicht so sehr in meinem Gebiet, sondern vor allem W des Vierwaldstättersees, wo stellenweise die Schiefer der Kieselkalkbasis direkt auf «Valanginianschiefer» folgen. Einige Verwirrung stifteten auch die Kondensationszonen unter, in und über dem Helvetischen Kieselkalk. So wurde unter dem Namen «Schiffschichten» (GOLDSCHMID 1924) zuerst ein Horizont über dem «Valanginianschiefer» beschrieben, später aber war ein Glaukonithorizont mitten im Kieselkalk damit gemeint (FICHTER 1934). HANTKE schlug daher für das östliche Helvetikum den Namen «Lidernen-Schicht» vor (in SCHINDLER 1959), für die glaukonitischen Schichten innerhalb des Helvetischen Kieselkalkes. Der Kondensationshorizont, der oft im Dach der Lidernenschichten zu finden ist, wäre die Sentisianusbank (ARN. HEIM 1916). Diese Namen wurden auch in der vorliegenden Arbeit verwendet.

Gliederungen der Formation wurden durch TOBLER und BUXTORF (1906), BUXTORF (1910), FICHTER (1934), HAUS (1937) und BRÜCKNER (1947) vorgenommen (HANTKE 1966). Als Grundlage für die vorliegende Arbeit wurde am Pilatus ein lithostratigraphisches Typusprofil definiert (FUNK 1969), welches allerdings aus verschiedenen Gründen nicht mit dem im Stratigraphischen Lexikon erwähnten Typ übereinstimmt.

1.122 Biostratigraphie und Chronologie

Die Begriffe Biostratigraphie, Chronostratigraphie und Geochronologie wurden in neuester Zeit eingeführt (HEDBERG 1958). Hier wird zwischen den verschiedenen Gliederungen nicht unterschieden, da auch heute über die Stufendefinition der Chronostratigraphie noch keine Einigung erreicht wurde. Aus diesem Grunde werden hier die Namen Hauterivian, Valanginian und Barremian noch wie üblich biostratigraphisch definiert verstanden.

F.J. KAUFMANN (1867) stellte den Kieselkalk mit Vorbehalt ins Valanginian. ESCHER (1878) trennt deutlich den Kieselkalk vom «Valanginianschiefer» und gliedert den Kieselkalk ins unterste «Neocom» ein.

«Neocom» ist ein von Thurmann geschaffener Begriff, der zuerst rein lithologisch definiert war (THURMANN 1836a). Im gleichen Jahr aber ordnet er seinem «Terrain néocomien» Fossilien zu (1836b). RUTSCH und BERTSCHY haben 1955 die gesamte Problematik dieses Namens erläutert und für eine Neudefinition oder eine gänzliche Tilgung plädiert. Im Colloque du Crétacé inférieur (BARBIER et al. 1965) wird vorgeschla-

gen, den Namen « Néocomien » lediglich für eine Gruppierung von Stufen (Berriasian-Hauterivian) zu benutzen.

1874 schuf RENEVIER den Namen « Hauterivien »; darunter werden eingeordnet: Marnes jaunes, Marnes d'Hauterive und Pierre jaune de Neuchâtel. In den Vergleichstabellen fasst er unter diesem Namen in der Ostschweiz Kieselkalk und Drusberg-schichten zusammen.

ESCHER (In MOESCH 1878) verwendet den Namen Hauterivian noch nicht; er stellt, wie schon erwähnt, den Kieselkalk und die Altmansschichten in die « unteren Schichten des Néocomien ». BAUMBERGER (1901) rechnet die « Marnes à Astieria » (= marnes jaunes) zum Valanginian. ALB. HEIM (1905) schreibt von « Neocomien (inkl. Hauterivien) » und fasst darunter alle Schichten zwischen dem Schrattenkalk (exkl.) und dem « Valanginiankalk » (exkl.) zusammen. Dabei ordnet er den Kieselkalk und die Altmansschichten dem Hauterivian zu. Auf der Karte zählt er dem Neocom noch alle Schichten von « Valanginianmergeln » (inkl.) bis zu den Drusbergschichten (inkl.) zu. BLUMER (1905) stellt in der gleichen Monographie das Valanginian ebenfalls ins Neocomian, was übrigens auch schon RENEVIER 1874 getan hatte. Er war es auch, der in der Ostschweiz (Tabellen, 1874) die Grenze zwischen Valanginian und Hauterivian auf Grund der Faunen so legte, wie dies auch heute noch üblich ist, nämlich zwischen Pygurus-schichten und Helvetischem Kieselkalk. Das Barrémien ist bei RENEVIER nicht erwähnt (S. 352), obschon dieses bereits 1862 von COQUAND unter Aufzählung von drei bezeichnenden Fossilien aufgestellt wurde. Eines dieser für COQUANDS Barrémien typischen Fossilien findet sich sogar in der Fossiliste von RENEVIERS Hauterivien (*Ammonites ligatus*). Die Gründe, die trotz der Priorität der Grenzziehung nach COQUAND die heutige Ansicht (Grenze Hauterivian-Barremian über der Zone der Pseudothurmannia angulicostata) unterstützen, sind von BUSNARDO 1965 im Colloque dargelegt worden.

Eine gute Zusammenstellung von Untersuchungen über das Hauterivian schrieben DEBELMAS und THIEULOY 1965 ebenfalls im Colloque. Sie lassen eine endgültige Entscheidung über die Untergrenze offen, um die Resultate HAEFELIS abzuwarten. Leider bringt aber diese Arbeit (HAEFELI et al. 1965) auch nicht die erhofften Antworten. Während im Colloque gesagt wird, dass GUILLAUME, GREKOFF und SIGAL in der Astieriaschicht eine Hauterivian-Ostrakodenfauna gefunden und damit dem Hauterivian seine ursprüngliche Untergrenze wiedergegeben hätten, finden HAEFELI et al. (1965), dass die Astieriaschicht im Typusprofil (Stratotyp) noch deutlich Valanginian-Ostrakoden führe (Fig. 1).

SIGAL machte 1963 den Vorschlag (BUSNARDO 1965, S. 165), in einer geeigneten Schichtserie, z. B. im vocontischen Faziesgebiet Südfrankreichs, Paratypusprofile des Hauterivian und des Valanginian zu definieren, welche bessere Korrelationsmöglichkeiten bieten würden als die littorale Fazies des neuenburgischen Juras.

In unserem Gebiet finden wir an der Basis des Helvetischen Kieselkalkes meist keine kontinuierliche Sedimentation, sondern Kondensationsniveaus, in welchen vielleicht mehrere Biozonen zusammen vorkommen können. BAUMBERGER (1907) stellt die Fauna des Gernsmättli-Kondensationshorizontes ins obere Valanginian, die Rahbergschicht aber ins unterste Hauterivian (S. 419). Die hangenden Schichten des Helvetischen Kieselkalkes werden seit SAYN (1894) ins Barremian gestellt. Seit 1907 wird der

Helvetische Kieselkalk ziemlich genau der Stufe des Hauterivian zugeordnet. Alle späteren Bearbeiter des ostschweizerischen Helvetikums blieben bei dieser Auffassung.

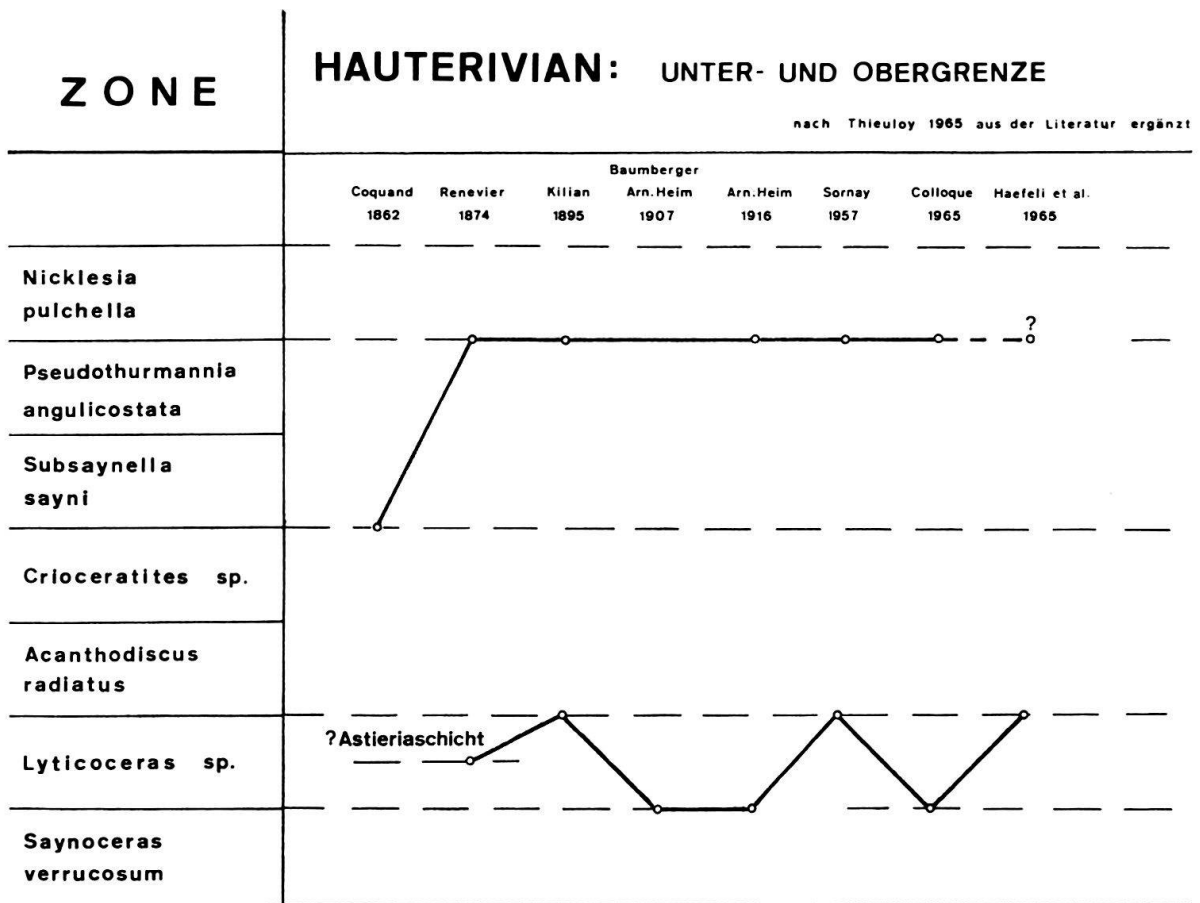


Fig. 1. Biostratigraphische Zonen des Hauterivian.

1.123 Lithologie

Die Lithologie des Kieselkalkes wurde, wie bereits gesagt, sowohl von ESCHER (1853) als auch besonders von KAUFMANN (1867) recht genau beschrieben. Neuere lithologische Gesamtbearbeitungen fehlen. ALB. HEIM (1905) macht gar keine Bemerkungen zum Gesteinscharakter, und ARN. HEIM (1916) klassiert den Kieselkalk mit folgenden Worten als Sandkalk: «Es ergibt sich daraus, dass der gewöhnliche Kieselkalk richtiger als Sandkalk bezeichnet würde. Einiges Anrecht auf jene Bezeichnung verleiht der Stufe nur das Auftreten von Kieselkonkretionen und Silexbändern.»

Obschon in den meisten Werken auf die schwammartige Verwitterungskruste hingewiesen wird (u. a. FICHTER 1934), wird doch auch später (HERB 1962) wieder von sandigem Kalk oder Sandkalk geschrieben. Die kieseligen Spuren in der Grundmasse, die in einem normalen Dünnschliff wegen ihrer Feinheit nicht sichtbar sind und nur im angeätzten Schliff erkannt werden können, wurden nicht beachtet und das schwammartige Skelett, welches übrigens KAUFMANN im angeätzten Handstück bereits beobachtet hatte, vermutlich als Agglomerat feinsten, detritischer Sandkörner betrachtet.

1.13 *Altmansschichten*

Den Namen Altmansschichten muss ESCHER zuerst mündlich gebraucht haben. Erstmals in der Literatur erscheint er in KAUFMANN'S Pilatuswerk (1867), in welchem dieser aber auf ESCHER verweist. ESCHER selbst aber publizierte den Namen erst in STUDERS Index der Stratigraphie (1872). In den früheren Tagebüchern ESCHERS ist der Name nicht anzutreffen.

1.131 Begrenzung

Was aber verstand ESCHER unter dem Namen Altmansschichten, wenn er für deren Mächtigkeit in STUDERS Lexikon 100–200 m angibt? Er beschreibt und zeichnet in seinen Tagebüchern sowie im Säntiswerk (1878) zwei Profile aus der Gegend des Altmanns. Da aber der Name selbst fehlt, sind wir auf Vermutungen angewiesen. Wahrscheinlich hat er auch den reduzierten Oberen Kieselkalk und die ebenfalls glaukonitischen Lidernenschichten zu den Altmansschichten gezählt. Der Kieselkalk hat aber Priorität, und der Begriff der Altmansschichten muss auf den oberen Abschnitt von ESCHERS ursprünglicher Fassung beschränkt werden. Als Untergrenze wählte ESCHER vermutlich das Dach des Unteren Kieselkalkes, während zur Obergrenze nur bemerkt wird, dass sie unter den Drusbergschichten liege. HEIM (1905) legt die Untergrenze über den Oberen Kieselkalk, und als Kriterium für die Obergrenze wählte er die Abnahme des Gehaltes an Glaukonitkörnern, ein Parameter, der heute noch in vielen Profilen das beste Korrelationsmittel ist. Eine eingehende Literaturübersicht findet sich im Stratigraphischen Lexikon (HANTKE 1966).

Als Grundlage für die vorliegende Arbeit wurde ein Paratypusprofil aufgestellt und beschrieben (FUNK 1969).

1.132 Biostratigraphie und Chronologie

Zur Übersicht verweise ich auf Figur 1, auf die Zusammenstellung in HANTKE (1966) sowie auf die Einteilung bei RENEVIER (1874).

Das Barrémien war von Anfang an durch eine bestimmte Fossilgesellschaft definiert, d. h. es wurde als biostratigraphische und damit implizit chronostratigraphische Einheit betrachtet. Trotzdem kam es bei der Schaffung des Hauterivien zu einer Überschneidung (S. 350). SAYN (1894) stuft die Altmansschichten ins untere Barremian ein, und alle neueren Arbeiten (siehe HANTKE 1966) brachten keine Änderung dieser Ansicht. Allerdings beobachtete BETTENSTAEDT (1958) im Vorarlberg Hauterivian-Foraminiferen in den Drusbergschichten.

HEIM (1905) braucht den Namen Barremian nicht, um nicht, wie er sagt, «aus einer Fazies ein Alter zu machen».

FICHTER (1934) weist darauf hin, dass es sich bei den Altmansschichten um eine Zyklengrenzschicht mit reduzierter Sedimentation handelt und man neben typischen Unter-Barremian-Ammoniten auch viele unbestimmbare findet, die älter sein könnten.

1.133 Lithologie

Die Lithologie der Altmansschichten wurde erstmals in STUDERS Lexikon (1872) beschrieben. ESCHER sagt dort folgendes: «Schwärzlichgrüner Sandstein; an der Aussenfläche oft rostbraun durch zersetzten Glaukonit oder Schwefelkies. Ein Gemeng von

Glaukonit- und Quarzkörnchen, schwach aufbrausend, ohne zu zerfallen, der Schwefelkies in mikroskopischen Körnern oder auch haselnussgrossen Knollen eingemengt.»

ALB. HEIM (1905) ergänzt diese Beschreibung durch «Kalkknollenmergel und mergelige Kalksteine, wie die Drusbergschichten, allein reich an Glaukonitkörnern, die oft im ganzen Gestein zerstreut liegen und die sich dann zu einzelnen Einlagerungen von Glaukonitgestein streifenweise anhäufen.» ARN. HEIM (1916) bringt eine mikrolithologische Beschreibung und erwähnt dabei erstmals die Körner von Glaucoalcit.

Neuere Detailuntersuchungen fehlen. In FUNK (1969) wurde die Lithologie beschrieben.

1.2 Geographische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet liegt NE des Walensees. Zum grössten Teil ist es auf Blatt «Toggenburg» der Schweiz. Landeskarte 1:100000 enthalten. Ein Profil liegt auf Blatt «Vorarlberg». Das Gebiet ist begrenzt durch den Walensee und das Seetal im S, das Rheintal zwischen Sargans und Oberriet im E und den Nordrand des Säntisgebirges bis zum Mattstock im NW. Zwei Profile liegen ausserhalb dieser Grenzen. Die Orts-, Flur- und Bergnamen sind der Landeskarte 1:25000 entnommen. Figur 2 zeigt das Gebiet sowie die Lage der einzelnen Profile. Die Koordinaten der Profile sind im Anhang tabellarisch zusammengestellt.

1.3 Problemstellung

Aus dem im historischen Teil Gesagten geht hervor, dass, nachdem die stratigraphische Stellung und Gliederung des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmansschichten seit HEIM (1916) geklärt waren, vor allem die Sedimentationsbedingungen der einzelnen Gesteinstypen und das Kieselproblem im Kieselkalk einer genaueren Untersuchung bedurften.

Daneben musste eine detaillierte lithostratigraphische Gliederung und Korrelation vorgenommen werden. Die Zyklentheorien von FICHTER (1934, 2 Zyklen) und BRÜCKNER (1946, 3 Zyklen) sollten dabei für unser Gebiet überprüft werden.

1.4 Untersuchungsmethoden

Im Felde wurden 64 Gesamt- und Teilprofile der Abfolge Helvetischer Kieselkalk-Altmannschichten aufgenommen (Anhang, Fig. 2). Wegen tektonischer Störungen oder Vegetationsbedeckung war es in vielen Fällen nur möglich, Teilprofile aufzunehmen. Es handelt sich dabei um Profile, bei denen nur eine Grenze (Liegend- oder Hangendgrenze) der betreffenden lithostratigraphischen Einheit genau bestimmt werden konnte. Bei Gesamtprofilen sind beide sowie auch das Dazwischenliegende praktisch vollständig aufgeschlossen.

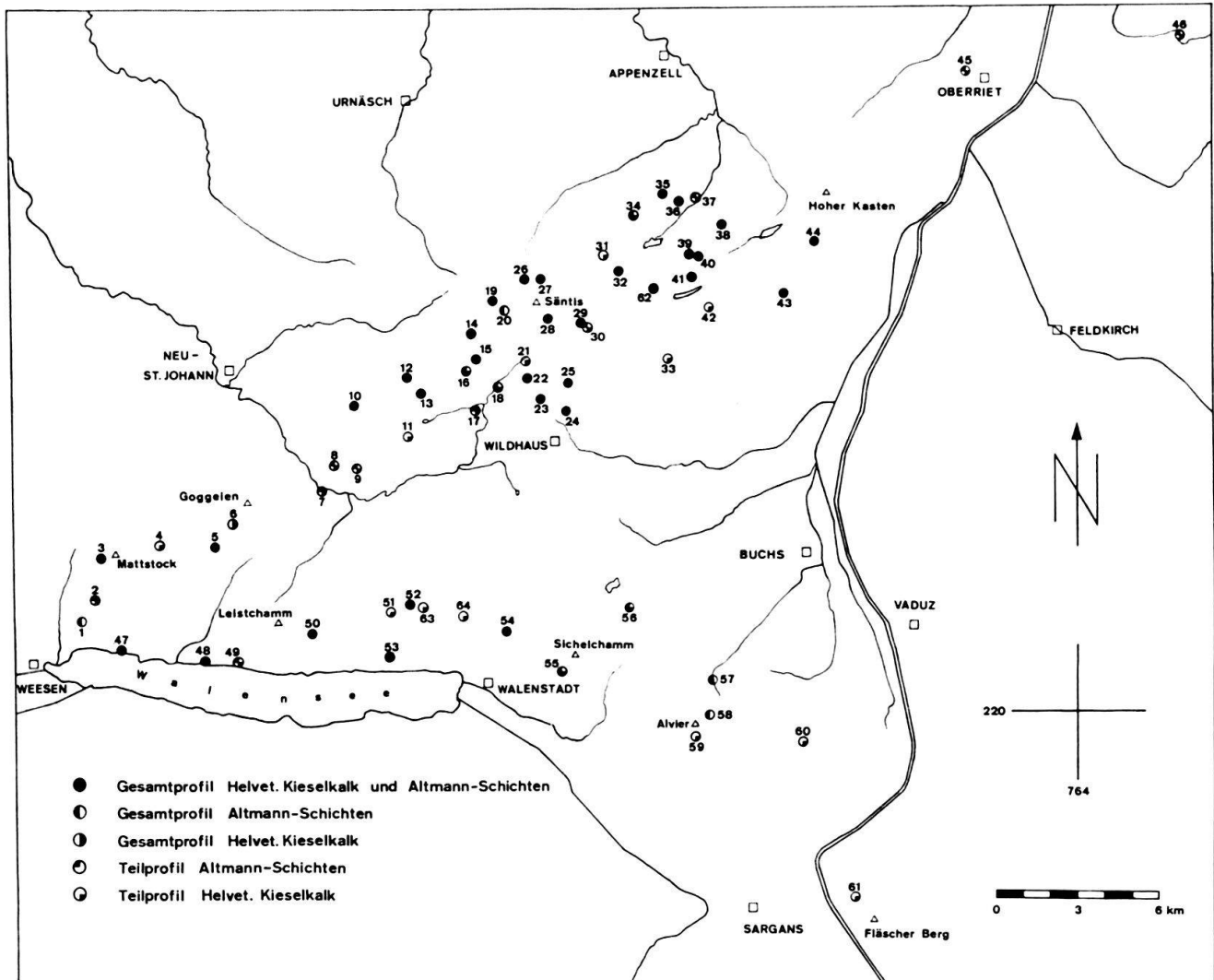


Fig. 2. Karte der bearbeiteten Detailprofile: Helvetischer Kieselkalk und Altmannschichten.

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtpakete wurde mit dem Maßstab ausgemessen und im Normalfall alle 2–3 m ein Handstück geschlagen. Bei starken Schwankungen des Gesteinstyps lag die Probenentnahme dichter, bei geringer Veränderung weniger dicht. Es wurden tektonisch möglichst wenig gestörte Profile ausgewählt.

Von sämtlichen etwa 3500 Handstücken wurden Anschliffe hergestellt, diese mit verdünnter Salzsäure (10%) während 10–15 Sekunden angeätzt und später unter dem Binokular untersucht. Vorerst vermass ich hauptsächlich die maximale Korngrösse von detritischem Quarz und Glaukonit mittels Okularmikrometer. Die maximale Korngrösse bringt Schwankungstendenzen in der graphischen Darstellung viel besser zum Ausdruck als die mittlere Korngrösse und ist ausserdem einfacher zu bestimmen. Die Darstellung erfolgte linear.

Die prozentualen Anteile von Sand- und Glaukonitkörnern wurden nach Vergleichsfiguren abgeschätzt. Diese Methode ist für den gewünschten Zweck genügend genau und bedeutend zeitsparender als die Point-Count-Methode. Um aber eine ge-

Tabelle 1. Vergleich zwischen geschätzten und mit dem Point Counter gezählten Anteilen in Prozenten.

Handstück	Glaukonit		Quarz	
	Schätzung	Point Counter	Schätzung	Point Counter
30/25	–	–	30	38
14/27	18	16,5	11	9
7/7	–	0,2	10	7
30/52	2	2,5	15	15
A Ent.	–	–	12	10,3

wisse Kontrolle zu erhalten, habe ich zu Beginn der Arbeit 5 Anschliffe geschätzt, vom selben Gestein Dünnschliffe hergestellt und diese mit dem Point Counter ausgezählt.

Mit dem Point Counter wurden 4000 Punkte gezählt, was bei weitem nicht dem gesamten DS entspricht; so kann eine lokale Sandanreicherung im Schliff z. B. zu der relativ starken Abweichung in Stück 30/25 geführt haben. Diese Fehler sind aber nicht wichtig, da so feine Korrelationen nicht möglich sind und die Zufälligkeiten der Handstückentnahme wesentlich grössere Schwankungen verursachen. Schwierig werden die Schätzungen besonders bei starker Verkieselung des Gesteins. Oft sind dann besonders kleine Sandkörner ($<0,1$ mm) nicht mehr sicher zu erkennen. Hier mussten zur Schätzung oft DS zugezogen werden. Jedes Profil wurde lithologisch aufgezeichnet. Daneben wurden die Resultate der Schätzungen und Messungen an Quarz- und Glaukonitkörnern aufgetragen (Fig. 31–35).

Über 400 DS wurden zum Studium und zur Beschreibung der Gesteinstypen verwendet. Um den im Kieselkalk feinverteilten, authigenen Kiesel erkennen und messen zu können, tauchte ich einige Schliffe auf der einen Seite in 10% HCl, um den Calcit wegzulösen. Nur auf diese Weise ist dieser feine Quarzanteil (1–20 μ gross) feststellbar. Der gegenüberliegende Rand dieser DS wurde mit Hämatoxylin gefärbt, um Dolomit von Calcit unterscheiden zu können.

Einige Schweremineralepräparate ergänzen die Sammlung. Auf die Untersuchungsmethoden einzelner, speziell behandelter Mineralien wird jeweils in den betreffenden Kapiteln eingegangen.

Die Photographien mit dem Scanning-Elektronenmikroskop wurden mit einer Ausnahme (Glaukonitkorn) an angeätzten Proben gemacht. Die Untersuchungsdaten der Aufnahmen mit dem Stereoscan-EM sind folgende:

Spannung:	30 kV
Kippwinkel:	30°
Blende:	1 oder 2
Belichtungszeit:	100 sec

Die Abwicklung, als Unterlage für die Karten, erfolgte nach den Profilen von HANTKE (1961), HERB (1962), KEMPF (1966) und SCHLATTER (1941) im Dach der Altmansschichten. Als Basis diente die Mulde V (KEMPF 1966), die sich gegen SW mit der Fliegenspitzenmulde vereinigt. E der Stauberenchanzel verläuft sie entgegen der Ansicht Kempfs (1966, Tf. I) S des Gewölbes IV.

Die untersuchten Profile wurden lediglich als Arbeitsunterlage für den stratigraphischen Teil der Dissertation benutzt. Die Originalzeichnungen und Beschreibungen sind zusammen mit den Proben, Präparaten und Fossilien in der Belegsammlung am Geologischen Institut der ETH Zürich deponiert. Die gesammelten Fossilien sind im Anhang nach Fundorten gegliedert, tabellarisch zusammengestellt. Das Ammonitenmaterial der Grenzzone Pyguruschichten–Helvetischer Kieselkalk wurde Herrn Dr. O. Renz (Naturhistorisches Museum, Basel) zur Verfügung gestellt. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes ist die Bestimmung der Fossilien langwierig; es liegen erst mündliche Mitteilungen vor.

1.5 Begriffe und Abkürzungen

Verschiedene in dieser Arbeit verwendete Begriffe und Abkürzungen sollen hier genauer umschrieben werden.

1.51 *Helvetischer Kieselkalk – Kieselkalk*

Unter «Helvetischem Kieselkalk» wird der Formationsname der lithostratigraphischen Einheit nach FUNK (1969) verstanden. «Kieselkalk» allein ist ein rein lithologischer Begriff, der mit der stratigraphischen Stellung nichts zu tun hat. Laut «Code of stratigraphic nomenclature» (1961) sind die Namen lithostratigraphischer Einheiten binominal. Sie bestehen aus einer lithologischen und einer geographischen Bezeichnung. In unserem Falle wurde der Ausdruck «helvetisch» als geographischer Teil des Namens verwendet. Diese Wahl dürfte gerechtfertigt sein, da der Helvetische Kieselkalk fast im gesamten Bereich der helvetischen Decken vorkommt und es sinnlos wäre, einen Lokalnamen neu einzuführen.

1.52 *Formationsglied (member)*

Das Formationsglied ist eine lithostratigraphische Einheit. Es entspricht dem «member» im englischen Sprachgebrauch. Das Wort ist dem Ausdruck «Schichtglied» unbedingt vorzuziehen, da es sich um eine Untereinheit einer Formation und nicht einer Schicht handelt.

1.53 *Faziesräume*

Da keine starken lithologischen Unterschiede eine natürliche Gliederung aufzwingen, erfolgte die Unterteilung nach geographischen Gesichtspunkten, also rein willkürlich.

Zur «Nordfazies» zählen die Gebiete des Nordsäntis bis Gräppelental–Rotsteinspass–Säntisersee und der Mürtschendecke, nach TRÜMPY (1969) also diejenigen Gebiete des Säntis, welche Randkettenstellung haben. Die «Zentralfazies» umfasst den Südsäntis und die Churfirten. In der «Südfazies» liegen die Profile SE des Sichelchamms.

Diese Unterteilung dient nur der Vereinfachung der Beschreibung.

1.54 *Bankung*

Nach McKEE und WEIR (1953) wird die Bankung folgendermassen definiert:

		Abkürzungen
feinschichtig	< 1 cm	fs
sehr dünn-schichtig	1–5 cm	sds
dünn-schichtig	5–60 cm	ds
bankig	60–120 cm	b
grob-bankig	> 120 cm	gb

1.55 *Abkürzungen*

Die Himmelsrichtungen werden sowohl als Substantive wie auch als Adjektive durch Grossbuchstaben abgekürzt. Dünnschliffe werden mit DS abgekürzt, Anschliffe mit AS. (15/8₁₂) bedeutet, dass der DS oder das Handstück aus dem Profil 15, Schichtpaket 8, stammt. Die Probe wurde 12 m über der Basis des erwähnten Schichtpaketes entnommen.

2. GESTEINSKOMPONENTEN

2.1 Nichtorganogene Komponenten

2.11 *Karbonate*

2.111 Calcit

In unseren Gesteinstypen ist Calcit das häufigste Mineral. Nur beim Glaukonitit und im kalkigen Silex tritt er anteilmässig zurück. Einzig in einem Schliff vom Fläscherberg (61/14₂₅) konnte eine Umwandlung der calcitischen Hauptmasse in Dolomit beobachtet werden (Fig. 6) (S. 384).

«*Organogener*» Calcit

Die kleinen und kleinsten Bruchstücke von Organismen werden als detritisches Material in diesem Unterkapitel behandelt. Den Hauptanteil bilden Echinodermentrümm-er. Auch die übrigen, meist untergeordnet vorkommenden Organismen-trümm-er liegen hauptsächlich als Calcit vor. Aragonit konnte nirgends nachgewiesen werden. Vereinzelt Echinodermentrümm-er weisen eine intensive Vermengung von Calcit und Dolomit auf. Im mit Hämatoxylin gefärbten Schliff erscheint der Calcit als violette Punkte und Zonen im ungefärbten, vermutlich dolomitischen Teil der Trümm-er. Vielleicht handelt es sich um Entmischungen des Mg-haltigen Calcites, aus welchem die Echinodermen ursprünglich bestehen. Da im angeätzten Teil oft der gesamte Karbonatanteil fehlt (mit Ausnahme feiner Dolomitkriställchen), ist es wahrscheinlich, dass die ungefärbten Partien der Echinodermentrümm-er Mg-Calcit und nicht eigentlicher Dolomit sind.

Anorganisch gebildeter Calcit

Hierher gehören die mikritische und sparitische Grundmasse. Calcitisierte Spongien-nadeln und der diagenetisch weitergewachsene Anteil anderer Organismen-trümm-er fallen ebenfalls in diese Gruppe.

Ob die mikritische Grundmasse und die z.T. daraus umkristallisierten, sparitischen Porenfüllungen ursprünglich aus Aragonitnadelnschlamm von Algen sedimentiert wurde, ob sie sich direkt aus dem Meerwasser ausfällte oder ob der mikritische Schlamm detritischen Ursprungs ist (Calcilutit), kann man nicht sagen. Algenreste konnten jedenfalls im Kieselkalk nicht beobachtet werden (zu grosse Wassertiefe?).

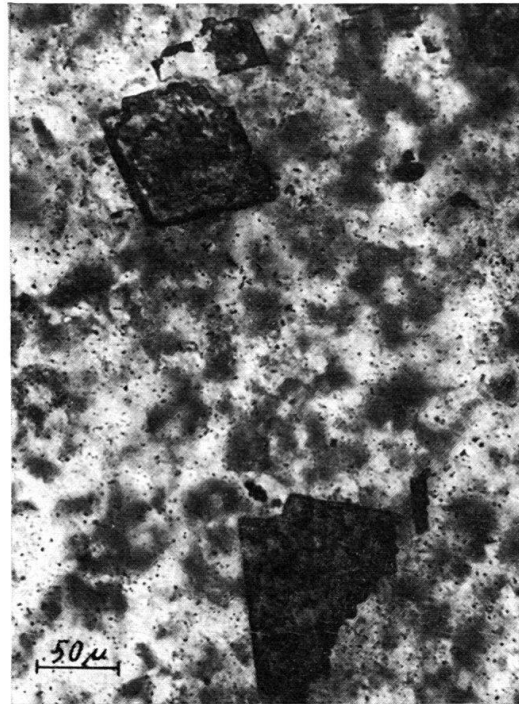


Fig. 3. Idiomorpher Calcit in Silex. LM unpolarisiert. DS 7/34

Auffallend sind die scharfkantigen Calcitrhoeder in stark kieseligen Gesteinen, wie kalkigem Silex (55/137; 14/10; 7/34)(Fig. 3); auch Dolomitrhoeder fehlen nicht, sind aber seltener. Der Calcit muss direkt auskristallisieren, da die für Pseudomorphosen (Calcit nach Dolomit) typischen, gebogenen Rhomboederflächen fehlen.

Interessant ist auf Figuren 4 und 5 das sekundäre Einwachsen von authigenem Quarz in den Calcitkristall, welches auf eine zweite Verkieselungsphase hinweist.

2.112 Dolomit

Dolomit kommt in kleinen Mengen sehr oft im Kieselkalk vor. In grobkörnigen Kalcken (z. B. Pilatus 18u) finden sich schön ausgebildete Rhomboeder (bis 0,3 mm). Meist sind allerdings, besonders im Kieselkalk, die Kriställchen unvollständig ausgebildet und nicht grösser als 0,03 mm. Dabei fällt auf, dass der vor allem im angeätzten Teil des Schliffes gut sichtbare Dolomit zusammen mit dem authigenen, feinverteilten Quarz auftritt und zwischen den detritischen Calcitkomponenten und dem Sand verteilt ist. Dies deutet auf eine diagenetische Bildung des Dolomites hin, welche wahrscheinlich in eine Phase sekundärer Alkalisierung des Sedimentes fällt. Weniger wahrscheinlich ist detritischer Ursprung, da die Rhomboederchen z. T. sehr schön ausgebildet sind und jedenfalls keine gerundeten Dolomitkörner beobachtet werden können.

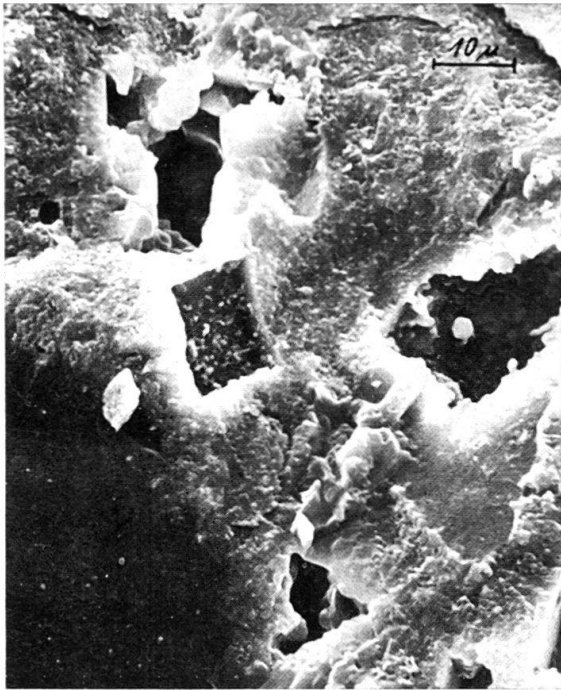


Fig. 4. Angeätzte Silexoberfläche mit herausgelöstem Calcit. Stereoscan-EM, Probe 27/10.

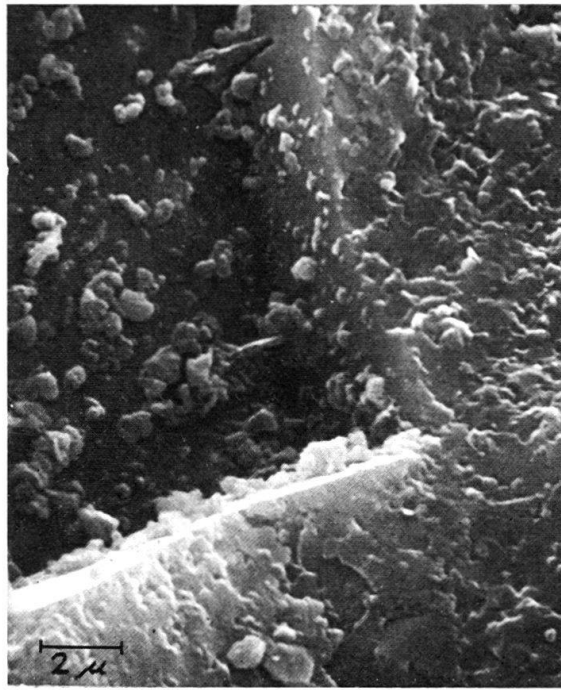


Fig. 5. In den herausgelösten, idiomorphen Calcit eingedrungene Quarzkristalle. Stereoscan-EM, Probe 27/10.

Interessant ist die bereits erwähnte Dolomitisation des Gesteins (61/14₂₅ vom Fläscherberg (Fig. 6), wo sich die drei Phasen Quarz, Calcit und Dolomit vollständig getrennt haben. Da diese Gesteine die stärksten Merkmale tektonischer Beanspruchung zeigen und das Phänomen sonst nirgends beobachtet worden ist, dürfte es sich um eine Erscheinung handeln, welche auf die alpine Metamorphose zurückzuführen ist. Im allgemeinen steigt der Dolomitgehalt in allen Gesteinen selten über 5%.

2.113 Siderit

Siderit konnte nur röntgenographisch in einer Gesamtgesteinsanalyse eines Glaukonitkalkes (44/32) nachgewiesen werden.

2.13 Quarz

Quarz kommt in den untersuchten Gesteinen in folgenden Formen vor:

- a) Detritische Quarzsandkörner (S. 361),
- b) Silexknollen und -lagen (S. 362),
- c) silifizierte Fossilreste und Grundmasse (S. 365),
- d) in der Grundmasse fein verteilter Quarz (S. 366),
- e) authigene Quarzkörner, mit oder ohne detritische Kerne (S. 369).

Ausser a) sind alle Vorkommen postsedimentär entstanden.

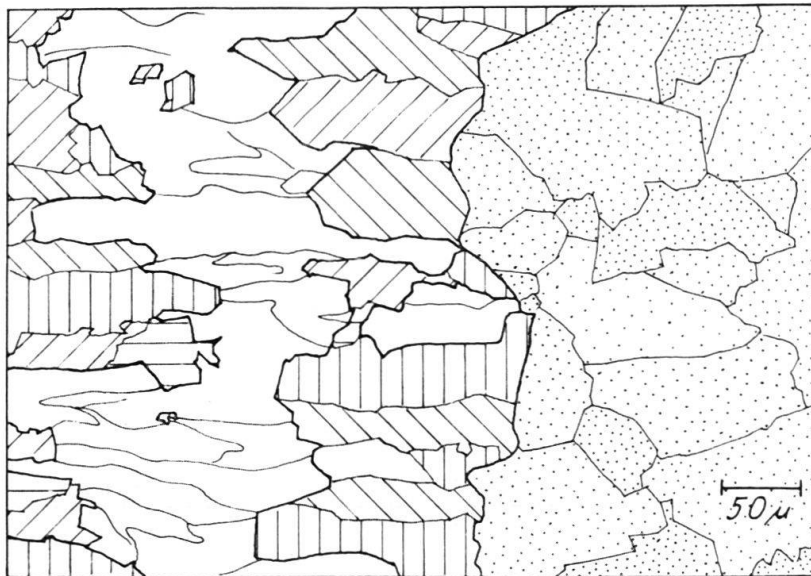


Fig.6. Parallelgefüge von neugebildetem Quarz (weiss) und Calcit (schraffiert) innerhalb eines zu Dolomit umgewandelten, ehemaligen Kalksedimentes (punktiert). LM pol., DS 61/14₂₅.

2.121 Chalcedon und Quarzin

Die faserigen Modifikationen des Quarzes, Chalcedon und Quarzin, unterscheiden sich nur kristalloptisch, indem beim Quarzin die X-Achse quer zu den Fasern verläuft, beim Chalcedon dagegen längs.

STÄUBLE (1959) fiel auf, dass die meisten verkieselten Organismen im Callovien des Jura aus Quarzin, die verkieselten Teile der Grundmasse jedoch mehrheitlich aus Chalcedon bestehen. Bei meinen Schliffen tritt diese Verteilung in der Regel nicht auf, finden sich doch faserige Kieselaggregate, bei denen Quarzin- und Chalcedonlamellen direkt nebeneinander liegen. In den Fossilien der Altmannschichten und der Echinodermenbreccie dominiert allerdings oft der Quarzin.

Bei Grössen unter 5μ ist die Unterscheidung, ob es sich um faserigen oder um undulös auslöschenden Quarz handelt, nicht mehr möglich.

2.122 Detritischer Quarzsand

In den verschiedenen Schichtkomplexen tritt der Sand in verschiedenen Grössen und Formen sowie in unterschiedlichen Erhaltungszuständen auf. Die Grösse der Körner variiert zwischen 0,01 und 2 mm. Größere Körner treten vor allem an und direkt unter Zyklengrenzen (FICHTER 1934; BRÜCKNER 1937) auf. Nur in der südlichsten Fazies (Fläscherberg) bleibt der Durchmesser auch der größten Körner unter 0,05 mm. Die Rundung ist sehr unterschiedlich, sogar bei ähnlicher Korngrösse im gleichen Gestein. Die Skala von POWERS (1953, S. 117) wurde in den Dünnschliffbeschreibungen benutzt.

Fast alle Sandkörner löschen undulös aus. Sie zeigen in vielen Fällen eine Art Bestäubung und haben oft Einschlüsse (calcitgefüllte Spältchen).

Besonders im Kieselkalk weisen viele Körner an den Rändern Korrosionserscheinungen auf; die entfernten Teile wurden durch Calcit ersetzt.

Gelegentlich zeigen vereinzelte Sandkörner authigenes, idiomorphes Wachstum (S. 369). Figur 7 zeigt ein Korn, welches teilweise durch Calcit ersetzt ist, auf der andern Seite aber Spuren idiomorpher Neubildung zeigt.



Fig. 7. Detritischer Quarz; rechts oben authigen weitergewachsen, links unten durch Calcit ersetzt.
LM pol., DS 30/8u.

Korngrössenanalysen sind nur in Sandkalken und ähnlichen Gesteinen möglich, in welchen der authigene Quarz, der oft die Komponenten verkittet, nicht stört (S. 383). Die Herkunft des Detritus wird in den Kapiteln 4.12 und 4.2 behandelt.

2.123 Silexknollen und Silexlagen

Erscheinungsformen

Wir unterscheiden folgende Typen von Silex:

- I. Am häufigsten treten Silexknollen auf, die durchgehend gleichmässig verkieselte sind und sich scharf gegen das umgebende Gestein abheben. Seltener ist zusätzlich eine nur teilweise verkieselte Zwischenzone anzutreffen, die aber ebenfalls scharf begrenzt ist (7/34) (S. 363). Diese Knollen können bis 30cm gross sein.
- II. Knollen, die nur aus einer Schale von Silexmaterial bestehen. Diese findet man hauptsächlich in den Churfirten und im Alviergebiet. Gegen das Innere der Knollen stellt sich mit Übergängen wieder ein Gestein ein, welches dem gewöhnlichen Kieselkalk ähnlich sieht, aber meist etwas heller (grau) anwittert. Der Durchmesser kann bis 40cm betragen; bei Knollen unter 10cm Dicke ist die Erscheinung nie festgestellt worden.
- III. Bänder von Silex sind oft über mehrere Zehner von Metern schichtparallel verfolgbar. Ihre Mächtigkeit übersteigt selten 3cm ausnahmsweise aber können sie bis 10cm dick werden.
- IV. Etwas stärker als der normale, umgebende Kieselkalk verkieselte Knollen, die meist weniger als 1cm gross sind. Gelegentlich trennt eine stylolithartige Anreicherung von Pyrit und Tonmineralien sie vom Rest des Gesteines, meist aber gehen sie allmählich in dieses über.

Ausbildung

Die Typen I–IV zeigen im DS dasselbe Bild. Es handelt sich meist um undulös auslöschende, stark ineinander verzahnte Quarzkristalle. Bei vielen Kristallen kann man noch eine ehemalige Faserstruktur vermuten, was einen Hinweis auf den Übergang von Chalcedon (oder Quarzin) zu Quarz ergeben würde. Mit geringer Vergrösserung zeigt sich ein mosaikartiges Bild. Charakteristisch sind die vielen Verunreinigungen. Neben euhedralem Calcit treten vor allem Pyrit und Glaukonit auf, wobei die zwei letzteren oft eng beieinander vorkommen.

Vorkommen

Tafel II gibt eine Übersicht der Silexvorkommen im untersuchten Schichtverband. Sie zeigt, dass alle Formationsglieder des Helvetischen Kieselkalkes silexführend sein können. In der Nordfazies dominieren im oberen Kieselkalk grosse Knollen vom Typ I, während der Typ II zusammen mit Typ I in den Churfirten und am Alvier im gesamten silexhaltigen Teil des Helvetischen Kieselkalkes auftreten können. Der Typ III tritt meist dort auf, wo wir auch viele schichtparallele Knollen vom Typ I finden. Die Bänder sind immer schichtparallel. Meist finden sich Silex an Bankgrenzen, doch können einzelne Knollen oft auch innerhalb kompakter Bänke vorkommen (z. B. 19/57).

Beschreibung eines Silex

Schliff und Handstück 7/34

Oberer Kieselkalk der Helvetischen Kieselkalk-Formation.
Steinbruch Starkenbach

Markoskopisch: beige anwitternde, graue, dichte Knolle mit etwa 4 mm dicker Schale. Ragt aus dem umgebenden Gestein durch ungleiche Verwitterung heraus.

Bruch: Innere Zone: glatt, splittrig; umgebender Kieselkalk: feinspätig.

Chemisch: Aus der chemischen Analyse (Tab.3) wurde auf Mineralien umgerechnet. Die Methode wird auf Seite 385 im Anschluss an Tabelle 3 beschrieben.

	Kieselkalk 7/34A	Schale 7/34M	Kern 7/34I
Detritischer Quarz	2	2	2
Authigener Quarz	19,8	55,6	87,7
Calcit	73,9	38,7	7,0
Schichtsilikate	3,4	3,0	2,5
Rest	0,5	0,4	0,8

Angaben in Gewichtsprozenten.

Der Rest besteht zum grössten Teil aus Pyrit und Phosphorit.

Die Analyse zeigt deutlich den Übergang von Kieselkalk über kalkigen Silex (Randzone) in Silex.

Mikroskopisch: Der DS ist so gelegt, dass die drei Zonen ausgeschieden werden können.

- I. Gewöhnlicher Kieselkalk mit relativ wenig authigenem Quarz (19,8%).
- II. Mit scharfer, stylolithartiger Grenze setzt eine Mischzone ein, bestehend aus Calcit und authigenem Quarz (mikrokristalliner Quarz und wenig Chalcedon). Der Calcit ist z.T. mikritisch (Grundmasse), z.T. besteht er aus Fossil detritus (vor allem Echinodermen); daneben enthält die Schale auch euhedralen Calcit, der erst nach der Verkieselung gebildet wurde.
- III. Der zentrale Teil des Knauers besteht fast gänzlich aus mikrokristallinem, undulös auslöschendem Quarz und fraglichem Chalcedon. Der Calcit liegt als Spaltenfüllung oder als euhedrale Neubildung vor. Schichtsilikate sind nur in geringer Menge (meist Glaukonit) vorhanden. Von den Fossilrümmern können nur noch einzelne Spongiennadeln mit Sicherheit nachgewiesen werden, wobei die meisten nur noch phantomartig zu sehen sind. Daneben fand ich auch eine Nadel, die zu Calcit umgewandelt worden ist, ihr Zentralkanal aber wurde verkieselt. Diese Erscheinung finden wir auch gelegentlich im Kieselkalk (Fig.9). Die Entstehung muss ähnlich vor sich gegangen sein wie auf dem in Figur 22 dargestellten Beispiel.

Im eigentlichen Silex finden wir eine weitere interessante Form (Fig.8). Aus einer bräunlichen Knolle wächst ein fächerförmiges Gebilde, das eine Art Anwachsstreifen zeigt. J. NEHER (mündl. Mitteilung) glaubt, dass es sich um Abbauprodukte von Mikroorganismen handelt. Die dunkleren Streifen würden Zonen stärkerer Aktivität (?verstärkte Flüssigkeitszufuhr?) darstellen. Im polarisierten Licht zeigt sich, dass an den Quarzkristallen keine Veränderung durch diese Form hervorgerufen wird, dass also keine Umkristallisierung vorliegt.

Innerhalb der Silexknolle finden wir verschiedene Spaltrisse:

1. etwa 0,5–1 mm breit, mit Calcit (Sparit) ausgefüllt. Keine scharfe Begrenzung, lokale, spätere Verkieselung.
2. etwa 0,2 mm breit; mit Quarz ausgefüllt, z.T. in schönen, fast idiomorphen Kristallen (Fig.10). Im Durchschnitt ist die Kristallgrösse (50–150 μ) höher gelegen als diejenige im restlichen Silex (25–100 μ). Im polarisierten Licht erscheint dieser «Spaltenquarz» viel sauberer als der Quarz des Silex. Im unpolarisierten Licht zeigen sich die Spalten als helle Streifen in der leicht bräunlichen Umgebung. Die Begrenzung ist ebenfalls unscharf.
3. 25–100 μ breite Spalten, die detritische Quarzkörner durchschlagen, von Calcit ausgefüllt sind und scharfe Grenzen haben.
4. Feinste Risse (etwa 5 μ), calcit ausgefüllt, scharf begrenzt.

Die Zahlen 1–4 sagen nichts über die genetische Abfolge aus.

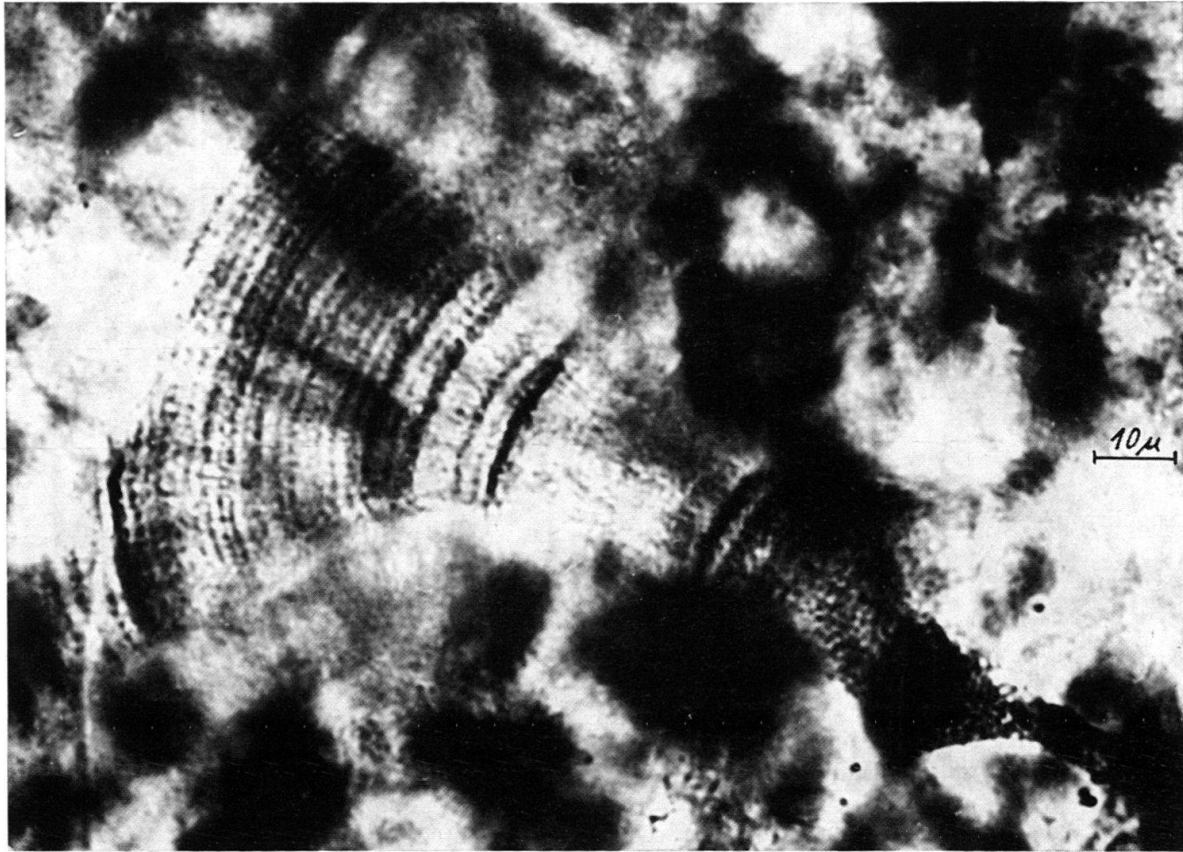


Fig. 8. Von Mikroorganismen geschaffene Form in Silex. LM, DS 7/34.

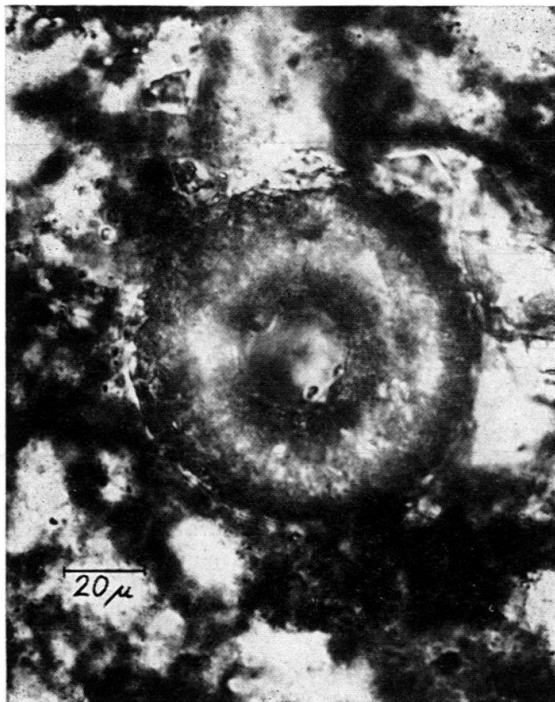


Fig. 9. Calcitisierte Spongiennadel in Silex mit kieseligem Zentralkanal. LM pol., DS 7/34.



Fig. 10. Idiomorpher Quarz in quarzerfülltem Gang (Typ 2) eines Silex. LM, DS 7/34.

Entstehung

Das vorangegangene Kapitel zeigt, dass sich bei der Bildung ein mehrfacher Wechsel von Silifizierung und Calcifizierung des Sedimentes ereignet haben muss. Etwas Ähnliches hat CAYEUX (1926) bereits vermutet und WALKER (1962) beschrieben.

Die Bildung des eigentlichen Silex scheint nach der Sedimentation stattgefunden zu haben; d. h. der Silex ist nicht als fertig gebildete Gelknolle zu Boden gesunken. Wir finden nämlich im Silex Bestandteile oder Phantome von Komponenten, wie sie im umgebenden Kieselkalk vorkommen (Detrit, Quarzsand, Echinodermentrümmern, Spongiennadeln). Somit hätte die Kieselsäure sekundär den ursprünglichen Calcit verdrängt. Dabei müssen Tonminerale gegen aussen gedrängt worden sein, da

1. Der Gehalt an Schichtsilikaten im Silex geringer ist als im Kieselkalk, und
2. Tonminerale zusammen mit Pyrit eine stylolithartige äussere Begrenzung des Silex bilden.

Folgende Beobachtung führt zur Vermutung, dass einzelne Silex auf Kondensationserscheinungen im Sediment zurückzuführen sind: Figur 11 zeigt einen kalkigen Silex, dessen Grenze gegen den Kieselkalk durch eine starke Häufung von detritischem Quarz gebildet wird. Vielleicht handelt es sich um eine Entkalkung der Umgebung nach der Bildung des Kieselgels.

Die Silexknollen vom Typ II (Silexschalen mit calcitischem Kern) könnten am ehesten durch sekundäre Entkieselung entstanden sein. Ein Wachstum des Silex von aussen ist unwahrscheinlich, kann aber nirgends sicher widerlegt werden.

Ob die kieselig ausgefüllten Spaltrisse (2) oder die calcitischen (1) zuerst entstanden und auskristallisiert sind, kann im DS nicht entschieden werden; es steht also nicht fest, ob zuerst eine neue Mobilisierung der Kieselsäure stattgefunden oder ob sich dazwischen eine Phase der Calcitisierung eingeschaltet hatte. Sicher ist, dass die Risse (3) jünger sind und ihrerseits von den noch jüngeren feinsten Rissen (4) durchschlagen werden.

Die Spalten des Typs (1) sind vielleicht noch im erst halbverfestigten Zustand entstanden, da ihre Grenzen sehr unscharf sind; dies wäre auch ein Hinweis, dass sie vor den etwas weniger unscharf begrenzten kieselerfüllten Rissen (2) entstanden sein könnten. Eine definitive Entscheidung ist aber nicht möglich.

2.124 Silifizierte Fossilreste und Grundmasse

Besonders in mergeligen Horizonten (Altmannschichten) und in Echinodermenspatkalken, weniger im eigentlichen Kieselkalk, trifft man Teile von Fossiltrümmern, die durch faserigen Quarz (Quarzin oder Chalcedon) ersetzt sind. Die Verkieselung erfolgt immer von innen nach aussen oder als Aneinandergliederung von Sphärolithen. Wie bereits erwähnt, kann die Feststellung STÄUBLES (1959, S. 160) nicht generalisiert werden. In Echinodermenspatkalken, in denen die Grundmasse nicht verkieselte ist, darf es als Regel gelten, dass die verkieselten Teile der Organismen aus Quarzin bestehen (z. B. Pl 19). Im DS (14/10) dagegen bestehen sowohl die verkieselte Grundmasse als auch die verkieselten Pellets aus Quarzin. Im Schliff 55/15₁₂ finden wir in der Grundmasse Chalcedon und Quarzin, daneben Fossilreste (Spongiennadeln) aus Chalcedon.

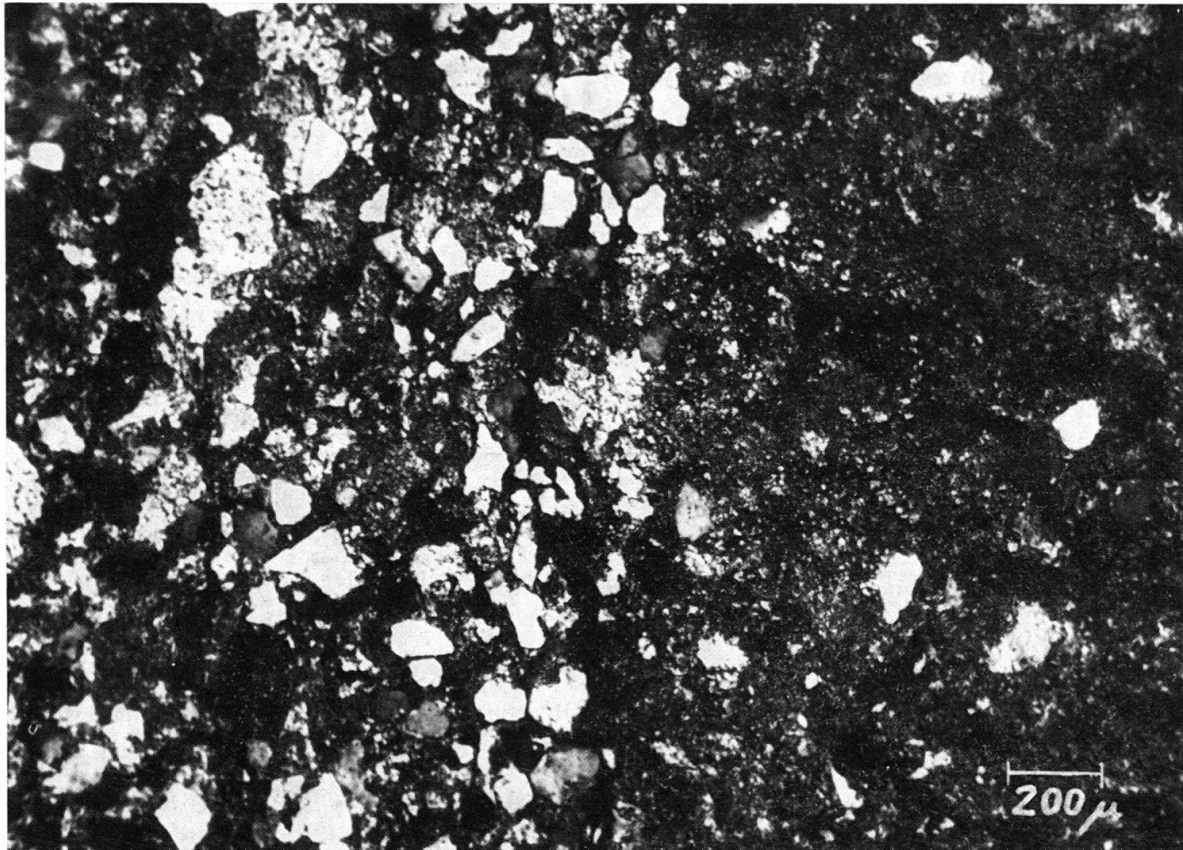


Fig. 11. Grenze Kieselkalk (links), Silex Typ IV (rechts) mit Häufung von detritischem Quarz links an der Grenze. LM pol., DS 7/9.

Die Spongiennadeln des Schliffes 25/310, die übrigens immer einen calcitischen Kanal haben, bestehen aus einem mosaikartigen, undulös auslöschenden Quarz, bei welchem keine Fasern mehr festgestellt werden können. Daneben liegen aber Bryozoenrümmer, die alle durch Quarzin verkieselt sind. Der «Mosaikquarz» könnte somit einen Übergang von Chalcedon-Quarzin zu Quarz darstellen.

NEWELL et al. (1953, S. 172) stellten eine gewisse Abfolge in der Anfälligkeit karbonatischer Organismenreste gegenüber Verkieselungen fest. Zuerst würden dabei Bryozoen, Korallen und punktate Brachiopoden verkieselt, später Mollusken und dann erst die Echinodermentrümmer. Diese Theorie wird durch meine Schliffe z. B. aus dem Typusprofil des Helvetischen Kieselkalkes (P/21) nicht bestätigt, indem dort die recht häufigen Bryozoenreste nicht silifiziert sind, während Molluskenschalen und sogar Teile von Echinodermentrümern als Quarzin vorliegen.

2.125 In der Grundmasse feinverteilter Quarz

Sichtbar wird dieses feine Quarzskelett von blossem Auge am besten beim Anätzen mit verdünnter Salzsäure als weisslicher Belag. Besonders schön kann es aber im Binokular oder auf elektronenmikroskopischen Aufnahmen beobachtet werden. Dabei zeigen sich im oft unregelmäßig erscheinenden Skelett Stellen, bei denen die Hohlräume geordnet erscheinen (z. B. Kreise oder Ovale, Fig. 12–15). Hier handelt es sich wohl meist um weggelöste Fossilrümmer oder Karbonatsandkörner, die zur Zeit der Aus-

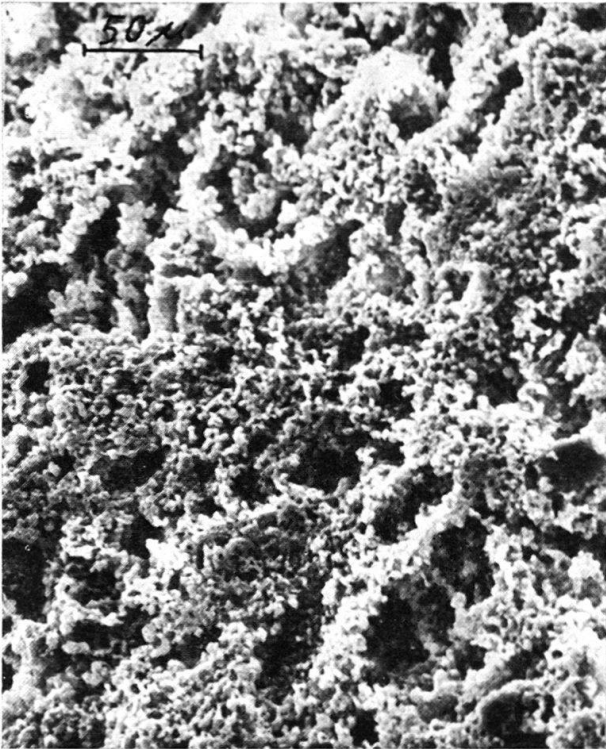


Fig. 12

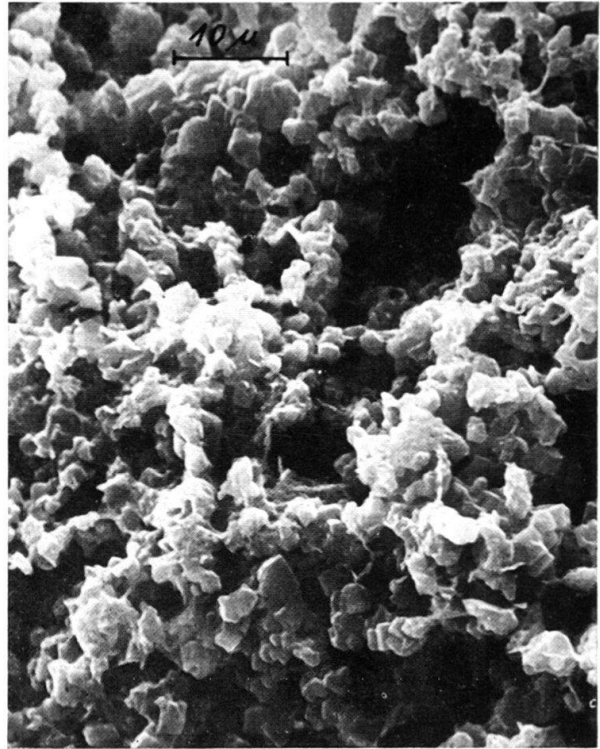


Fig. 13

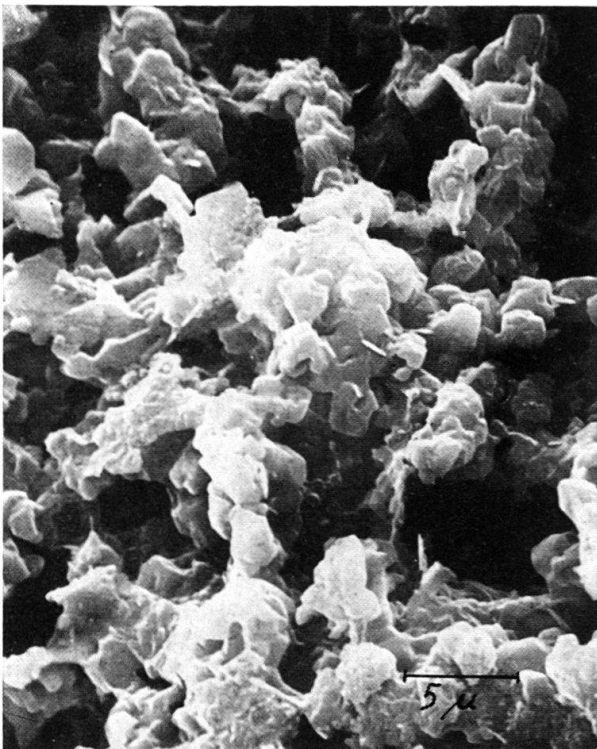


Fig. 14

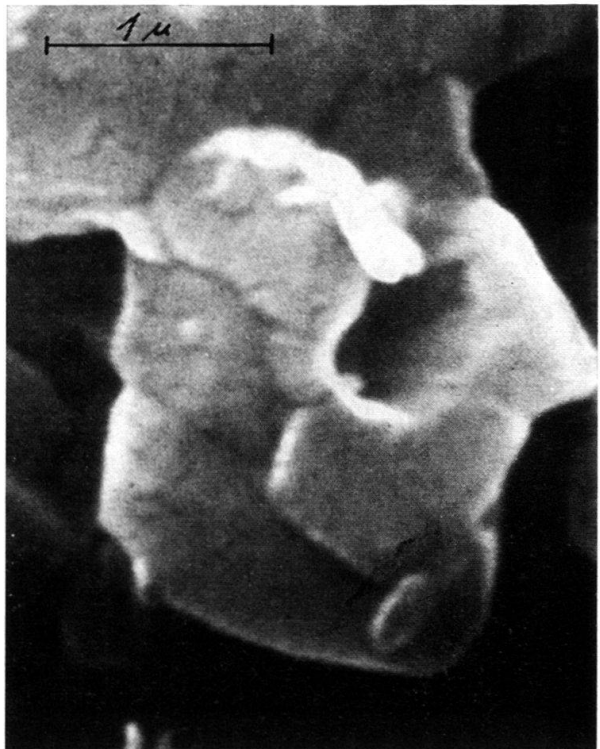


Fig. 15

Fig. 12–15. Stereoscan-EM-Aufnahmen eines angeätzten Stückes von Kieselkalk in verschiedener Vergrößerung. Probe 24/6.

fällung dieses feinen Quarzes noch als Detritus lose im Sediment lagen. Der authigene Kiesel wäre also hier nur in die Porenräume eingedrungen und hätte noch keine karbonatischen Komponenten ersetzt.

Die Serie von Aufnahmen mit dem Scanning-Elektronenmikroskop (Fig. 12–15) zeigt gut die Ausbildung der Quarzkriställchen, welche das schwammartige Kieselgerüst im Kieselkalk bilden. Der Quarz wurde röntgenograpisch nachgewiesen.

Die grösse der Kristalle schwankt, wie auch die Abbildungen zeigen, zwischen 0,5 und 5 μ . Da im normalen DS diese Quarzpartikel nicht sichtbar sind, wurde in vielen Schliffen der Calcit teilweise weggelöst (Fig. 16).

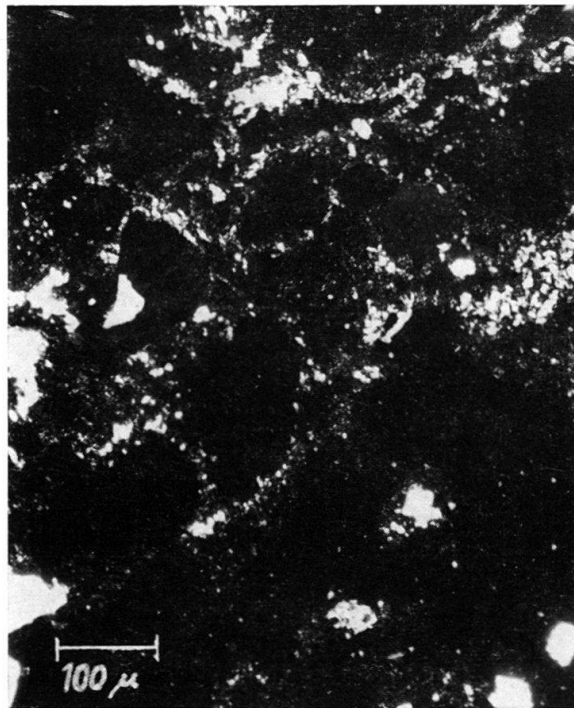


Fig. 16. Feinstverteilter, authigener Quarz in angeätztem Kieselkalk. LM pol., DS 7/7.

Nur auf Umwegen ist es möglich, den Gehalt dieser authigenen Kieselsäure im Gestein festzustellen. Da im Kieselkalk meist keine andere Art authigenen Quarzes auftritt, musste vom Gesamt-SiO₂, nach Berechnung der Schichtsilikate, der Anteil an detritischem Quarz subtrahiert werden, um den authigenen, feinverteilten Quarzanteil zu erhalten. Natürlich wurden zur Bestimmung Stücke gewählt, die keine Silexknollen enthielten. Interessant für die Bildungsbedingungen ist ein Versuch von SHARMA (1968). Er liess künstliches Meerwasser durch ein künstliches Sediment fließen (in 10 Tagen 35 ml/cm²). Das Sediment bestand neben verschiedenen Karbonatschichten auch aus detritischem Quarz und Tonlagen. Nach zehn Tagen zeigten sich in DS neben karbonatischen Neubildungen auch um die Quarzkörner feine Quarzkristalle, deren Entstehung allerdings nicht näher erläutert wird. Vor allem die Herkunft des SiO₂ ist ungeklärt (im einflussenden Wasser nur 1 ppm). Der grösste Teil muss also durch Lösung an Tonmineralien ins Wasser gelangt sein.

Die erwähnte Durchflussmenge entspricht nach EMERY und RITTENBERG (1952, S. 755) einer Sedimentbedeckung von etwa 45 cm. Der Druck entspricht einer Wassertiefe von ungefähr 70 m (90 psi).

Beim Kieselkalk kommen als Hauptlieferanten für Kieselsäure nur die Spongienadeln in Frage. Ob auch Lösungen an detritischem Quarz oder an Tonmineralien Quellen für den authigenen Quarz bilden, ist nicht geklärt. Die meist korrodierten Sandkörner dürften aber einen Hinweis in dieser Richtung geben.

Die Bildungsbedingungen werden in Kapitel 7.2 behandelt.

2.126 Authigene Quarzkörner, mit oder ohne detritische Kerne

Im Gegensatz zu den detritischen Quarzkörnern im Kieselkalk, welche meist leicht korrodiert sind, finden wir oft in den Pyguruschichten authigen weitergewachsene Sandkörner. Der Umgebende, meist mikrokristalline Calcit wird verdrängt, und es bilden sich aus den gerundeten Körnern idiomorphe Kristalle, in denen man fast immer das ursprüngliche Quarzkorn noch feststellen kann.

Besonders schöne Beispiele finden sich in den DS 14/1, 10/1 und 30/8u (Fig. 7). Meist ist neben dem ursprünglichen Sandkorn nur noch der äussere, kristallographisch begrenzte Rand ganz verkieselt, zwischen Korn und Rand liegt eine Mischung von Calcit (mikritisch) und authigenem Quarz. Teilweise haben Calcitlamellen sekundär den Quarz wieder verdrängt.

Authigene, idiomorphe Quarzkriställchen finden wir in den Drusbergschichten bis 0,1 mm Länge (Paratypusprofil 20/28). Dort können sie regional sogar die Untergrenze der Drusbergschichten definieren (LIENERT 1965, S. 24), während dieses Kriterium bereits am Altmannsattel nicht mehr zutrifft, denn dort kommen solche Kriställchen, wenn auch in geringerer Menge, bereits in Schicht 13 (FUNK 1969) (oberste Altmannschichten) vor. Zweispitzige authigene Quarzkriställchen beschreibt ALB. HEIM (1905) aus Mergeln des Valanginian (heute Öhrlimergel), und U. BRIEGEL (mündl. Mitteilung) beobachtete solche in den Drusbergschichten am Alvier.

2.13 Schichtsilikate

2.131 Glaukonit

Glaukonit wird hier nach BURST (1958 a, b) als morphologischer Begriff verwendet. Er trennte das Mineral Glaukonit nach röntgenographischen Methoden von den übrigen glaukonitartigen Mineralien ab.

Vorkommen und Morphologie

Der Glaukonit kommt in fast allen Gesteinstypen meines Gebietes vor, wenn auch oft nur in sehr geringen Mengen. Gänzlich fehlt er nur im Unteren Kieselkalk der südlichsten Faziesgebiete, aber auch dort kommen sporadisch glaukonithaltige Zonen oder Horizonte vor. Besonders angereichert ist der Glaukonit in den Lidernen- und den Altmannschichten sowie in der Kieselkalk-Echinodermenbreccie. Meist tritt er in ovalen oder runden Knöllchen auf; daneben findet man Glaukonit oft auch in Hohlräumen von Fossilien, vor allem von Echinodermentrümmern und Foraminiferen. Infolge der engen Verkittung des Materials durch authigenen Quarz ist ein sauberes Trennen der Körner aus dem Gestein nicht möglich. Auch eine 24stündige Behandlung mit Ultraschall führte nicht zum Ziel.

Säuren und Wärme-Kälte-Behandlungen würden den Glaukonit zerstören. Mit schwacher Salzsäure (10%) ist manchmal eine Trennung möglich, was aber dann für die Röntgenanalyse unbefriedigende Resultate ergibt (S. 373). Das DS-Bild eignet sich zur Untersuchung der Form daher am besten. Meist sind es gerundete Körner mit Einschnürungen oder Einrissen, die konvexe Ränder aufweisen (GYGI 1969). Dabei dürfte es sich wohl meistens um glaukonitisierte Ausscheidungen von Organismen (Echiniden?) handeln (TAKAHASHI 1939). Die Farbe ist sehr unterschiedlich. Die gelblichgrünen Töne sind wohl auf Oxydation zurückzuführen. Die weisslichgrünen Körner unterscheiden sich, wie die Untersuchungen mit der Mikrosonde zeigten (S. 372), chemisch nicht von den intensiv grünen. Vielleicht spielt ein grösserer Wassergehalt eine Rolle. (Die Beispiele stammen allerdings nur aus einer Probe und sind somit wenig beweiskräftig.) Die oft erwähnte Theorie, dass die Grösse der Glaukonite mit jener der detritischen Quarze übereinstimmt (HEIM 1924; HUMMEL 1922, S. 51), muss in dieser allgemeinen Form abgelehnt werden, was Figur 17 beweist. Glaukonit erreicht allerdings höchst selten Grössen über 1,2 mm. Im eigentlichen Kieselkalk sind die Glaukonitkörner klein (0,01–0,2 mm) und relativ selten (0,1–5%). Wo der prozentuale Anteil steigt, nimmt meist auch die Korngrösse zu.

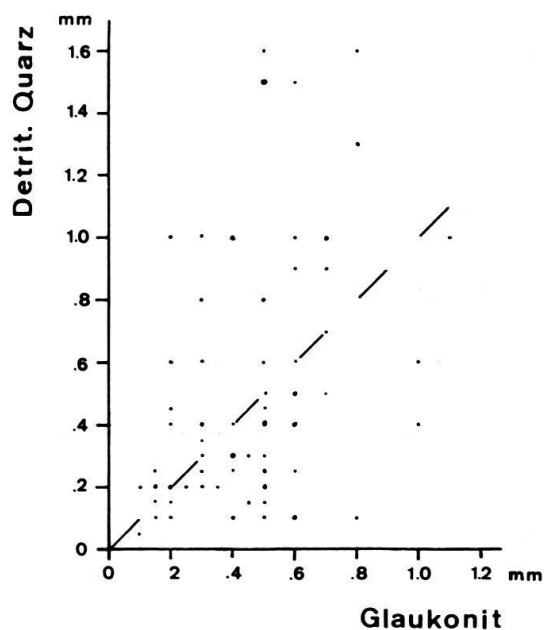


Fig. 17. Verhältnis der Korngrössen von detritischem Quarz und Glaukonit in Handstücken mit > 3% Glaukonit der Profile 1–4, 14, 23, 27.

Entstehung

CLOUD (1955) untersuchte die physikalischen Grenzbedingungen der Glaukonitbildung. Als einer der wichtigsten Faktoren wird dabei das Vorhandensein von Organismenresten erwähnt. Der Zerfall des organischen Materials führt zu reduzierenden Bedingungen, die der Glaukonitbildung förderlich sind. Allerdings sind mit Trümmern von Korallen und Algen selten glaukonitreiche Sedimente gefunden worden, da in seichten, relativ turbulenten Gewässern kein reduzierendes Milieu aufgebaut werden kann.

Weitere physikalische Limiten sind, nach CLOUD, nicht allzu hohe Temperatur und normale Salinität. Rezent wird der Glaukonit in Tiefen zwischen 10 und 2000 m gefunden, doch liegt das Bildungsmaximum bei 20 bis 800 m. Wichtig ist auch eine geringe Wasserbewegung (siehe oben) und eine geringe Sedimentationrate. Während die zweite Bedingung bei uns meist erfüllt ist (viel Glaukonit in der Nähe von Kondensationszonen), so scheint die geringe Wasserbewegung etwas problematisch zu sein, kommen doch oft grosse detritische Quarzkörner zusammen mit Glaukonit vor. Vielleicht ist dies aber ein Effekt der Aufarbeitung.

Sicher authigener Entstehung ist der Glaukonit in Fossiltrümmern, wo er ehemals durch organisches Material eingenommene Hohlräume ausfüllt. In einer grobquantitativ durchgeführten Untersuchung mit der Mikrosonde konnte am grünen Mineral, welches die Hohlräume eines Echinodermenbruchstückes erfüllt, 7% Kalium nachgewiesen werden; es dürfte sich also effektiv um Glaukonit handeln. Vielleicht hat feiner, eingeschwemmter Ton zusammen mit dem zerfallenden organischen Material diesen Glaukonit geschaffen. Wenig Anhaltspunkte liegen für die Umwandlung aus Biotit vor (GALLIHER 1939), denn nirgends hat es neben dem Glaukonit auch Biotit (GYGI 1969). Eine Umwandlung sämtlichen Biotits zu Glaukonit bleibt als Möglichkeit bestehen; allerdings wäre die Herkunft detritischen Biotits ein ungelöstes Problem, besonders in der Grösse, in welcher heute Glaukonit vorliegt.

Die Feststellung, ob gewisse Glaukonitkörner detritischen Ursprungs sind (nach LIGHT 1952), ist anhand des schwer präparierbaren Materials äusserst schwierig. Einige Körner (z. B. DS 7/14u) sehen in ihrer Form oft detritischen Quarzkörnern ähnlich, dazwischen findet sich aber immer wieder schlierig verteilter, porenfüllender, sicher authigener Glaukonit.

Ein gewisser Transport darf wohl für gewisse Körner (z. B. P/17u mit dunklem Rand, gut gerundet) angenommen werden, aber gross kann er angesichts des grossen spezifischen Gewichtes und der geringen Härte nicht gewesen sein.

Die Aussage von LIGHT erstaunt, dass kantige Glaukonitkörner detritischen, runde dagegen authigenen Ursprungs sein sollen. Glaukonit dürfte sich, auch bei geringem Transport, abrunden. Die etwas kantigeren Formen könnten vielleicht durch Glaukonitisierung von organogenem Detritus entstanden sein, der in situ zerfiel.

Untersuchungen mit der Mikrosonde

Für die Untersuchungen galten folgende Daten:

Elektronenstrahl:	25 kV		
	0,03 μ A		
	\varnothing 1 μ		
Standards:	Für K	Adular	F-5
	Für Fe	Fe-S	Arnold A
	Für Mg	MgO	rein
	Für Si und Al	Albit	F-1
	Für Ca	Anorthitglas	F-3

Umgerechnet wurde auf Metalloxide, wobei das gesamte Eisen vom Rechenprogramm auf Fe_2O_3 berechnet wurde. Die Konzentrationen sind korrigiert für Totzeit, Drift, Background, Absorption und Fluoreszenz. Drei Proben mit je zwei grünen Mineralien

aus dem Typusprofil des Helvetischen Kieselkalkes wurden untersucht. Dabei zeigte sich, dass es sich bei einer Probe sicher nicht um Glaukonit handelt, da kein Kalium enthalten ist. Es handelt sich um Probe P/18u, welche bei den Röntgenuntersuchungen nochmals behandelt wird.

Die beiden andern Proben ergaben die in Tabelle 2 aufgeführten Resultate:

Tabelle 2. Mikrosondenanalysen der Proben P/16 und P/4.

	K ₂ O	Fe ₂ O ₃ + FeO	MgO	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃
P/16						
210	8,5	19,6	4,7	54,3	0,6	10,4
220	8,5	20,0	5,0	57,1	0,6	10,5
211	8,0	19,8	4,9	34,9	21,3	7,2
221	6,8	18,5	4,4	28,6	22,6	6,0
P/4						
310	7,1	6,7	5,8	59,7	1,1	16,7
320	6,9	12,4	5,9	63,1	1,1	16,6
311	7,0	6,7	6,0	56,8	7,0	15,2
321	7,0	8,5	6,0	55,1	7,4	14,5

Das Korn 21 (P/16) ist weisslichgrün, während das Korn 22 im Anschliff intensivgrüne Farbe zeigt. Bei der Analyse ergeben sich aber keine massgebenden Unterschiede. Die Beispiele 211 und 221 sind ausgewählte Ausschnitte, die Einschlüsse im Glaukonitkorn darstellen. Da der CaO-Anteil stark zugenommen hat, dürfte es sich um glaukocalcitartige Einschlüsse handeln. Glaukocalcit (HEIM 1916) kommt in diesem Gestein sehr häufig vor.

Bei den Mustern 311 und 321 zeigen sich wieder calcitische Einschlüsse. Der relativ hohe Eisengehalt in Probe 320 ist auf einen Pyriteinschluss zurückzuführen. Glaukonit mit schönen Pyritkristalleinschlüssen hat bereits HUMMEL (1922) beschrieben und dabei auf relativ späte Bildung des Pyrit geschlossen (reduzierende Bedingungen bei beginnender Diagenese), während der Glaukonit sich an der Sedimentoberfläche bei langsamer Sedimentation eher unter oxydierenden Verhältnissen gebildet hätte.

Auffallend ist an den beiden Proben 2 und 3 der unterschiedliche Gehalt an Fe und Al. Möglicherweise können die beiden Elemente sich ersetzen. Trotzdem lassen sich die Analysen leicht mit jenen von TAKAHASHI (1939) und BURST (1958 b) des Minerals Glaukonit vergleichen. Etwas verschieden sind sie von den Analysen von BENTOR und KASTNER (1965). Vor allem der höhere SiO₂- und der geringere Fe-Gehalt fällt auf. Erstaunlich ist auch der hohe K₂O-Anteil im leicht mergeligen Glaukonitit (P/16) und der geringere im kalkigen Muster (P/4). Wenn nach BENTOR und KASTNER der K₂O-Gehalt ein Indikator für die Reinheit des Glaukonits ist, kann ihre Behauptung (S. 163, Tab. 8) einer Abhängigkeit der Reinheit des Glaukonits vom Tongehalt des Gesteins nicht allgemein gültig sein. Allerdings sind auch diese zwei bzw. vier Kornanalysen etwas wenig, um gültige Schlüsse ziehen zu können.

Untersuchungen im Röntgen-Diffraktometer

Neben einigen Gesamtgesteinsanalysen wurde auch versucht, Glaukonitkörner aus dem gebrochenen Gestein einzeln auszulesen und dann als Konzentrat zu röntgen. Bei dieser «hand-pick»-Methode blieb aber immer noch viel zusätzliches Material mit den Körnern verklebt. Die beste Trennung wurde durch Auflösen in 10prozentiger kalter Salzsäure erreicht. Dadurch verschwanden aber zwei wichtige Glaukonit-Peaks bei der Röntgenaufnahme, die auf dem «hand-pick»-Konzentrat derselben Probe noch vorhanden sind (vgl. Fig. 18, P/16 und P/16 HCl; Peaks bei 4,53 und 2,58 Å). Dies sind die Reflexe der Flächen 020 und 130,131,200. Versuche mit anderen Säuren würden vielleicht bessere Resultate liefern.

Die Figur 18 zeigt, dass wir das Mineral Glaukonit (BURST 1958 b, ASTM 9.439) mit den Hauptpeaks $d = 10,1; 4,53; 3,33; 2,58$ nur in Probe P/16 finden. Der etwas breitere Peak bei 10,0 der Probe 44/32 dürfte von einem «disordered glauconite» (BURST 1958 b) stammen; allerdings ist hier der Peak bei 4,53 nicht gegen 4,48 verschoben.

Untersuchungen mit dem Scanning-Elektronenmikroskop

Die Figuren 19 und 20 zeigen Vergrösserungen eines Glaukonitkorns der Probe P/16. Figur 20 zeigt ein mit verdünnter Salzsäure behandeltes Glaukonitkorn, während dasjenige in Figur 19 nicht angeätzt wurde. Die Blättchen haben Grössen von 0,05–1 μ . Sie scheinen durch die Behandlung mit HCl nicht stark verändert worden zu sein, lediglich der eng mit dem Glaukonit verknüpfte Calcit fehlt und hinterlässt Porenräume.

Glaukocalcit und Glaukodolomit

Zusammenvorkommen von Glaukonit und Calcit wurde von HEIM (1916) Glaukocalcit genannt. In meinen DS konnte auch ein sekundäres Eindringen von Dolomit in Glaukonitkörner beobachtet werden. Dabei fällt die völlig verschiedene Ausbildung bei Ersatz des Glaukonits durch Calcit oder Dolomit auf (Fig. 21). Wie diese unterschiedlichen Formen zustandekommen, ist noch ungeklärt. Problematisch ist auch, wohin die Elemente Al, Fe und K beim Ersetzen des Glaukonits durch die Karbonate abwandern. Bei Bildung der Glaukokarbonate im noch halbverfestigten Zustand ist der Wegtransport noch am ehesten erklärbar.

2.132 Chlorit

Ein Mineral aus der Familie der Chlorite konnte in einem Stück aus der Kieselkalk-Echinodermenbreccie (P/18u), ein weiteres in der Gesamtgesteinsanalyse (Röntgen-Diffraktometer) vom Alvier (59/11) festgestellt werden.

Die Probe (P/18u) wurde auch mit der Mikrosonde untersucht; es handelt dabei um ein grünes, glaukonitähnliches Mineral.

	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃
110	0,000	36,7	7,2	26,1	0,4	17,2
120	0,001	35,7	7,9	26,2	0,3	17,8

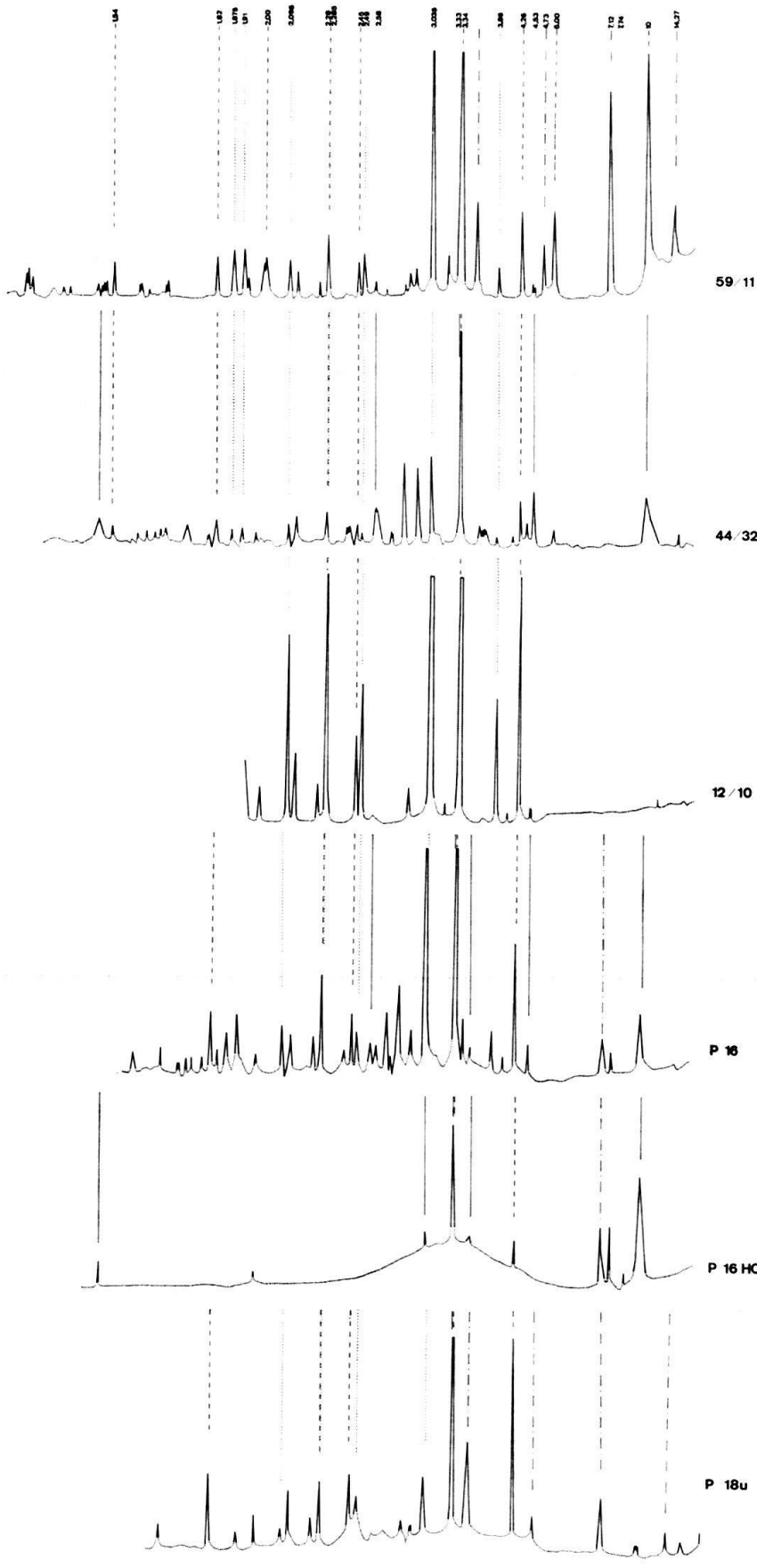


Fig. 18.
Röntgendiffraktogramme
von 3 Gesamtgesteinsana-
lysen (oben) und 3 Mine-
ralanalysen (unten).

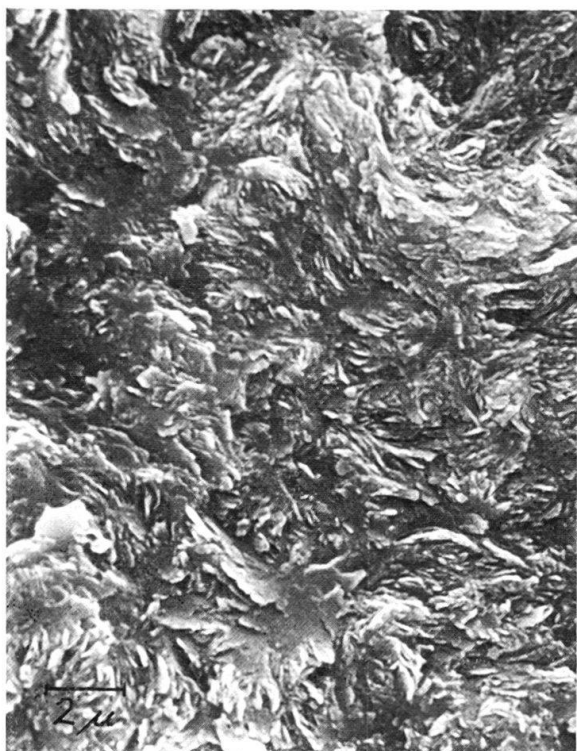


Fig. 19. Gebrochenes Glaukonitkorn. Stereoscan-EM, Probe P/16.

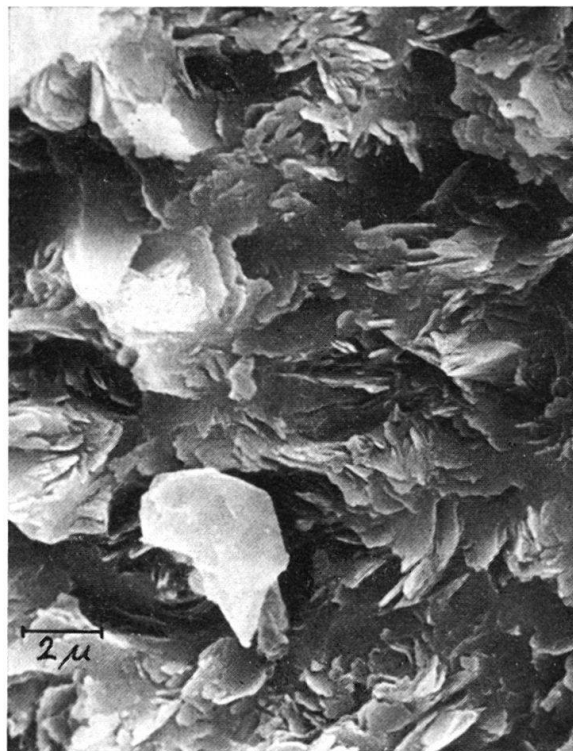


Fig. 20. Gebrochenes, angeätztes Glaukonitkorn. Stereoscan-EM, Probe P/16.

Die Linien der Diffraktometeraufnahmen dieses Minerals (Fig. 18) deuten auf Chamosit. Die Resultate der Mikrosonde stimmen recht gut mit den chemischen Analysen von DELALOYE (1966, S. 51) überein, wobei aber zu bedenken ist, dass das gesamte Eisen auf Fe_2O_3 umgerechnet worden ist, im Chamosit aber FeO den Hauptanteil bildet. Auffallend ist der hohe Anteil an MgO . Der Chlorit in der Probe 59/11 konnte im DS nicht entdeckt werden.

2.133 Helle Glimmer

Diese Gruppe konnte in der Probe 59/11 im Diffraktogramm des Gesamtgesteins entdeckt werden. Im DS 55/16 fand ich an jenen Stellen, an welchen der Calcit weggelöst worden war, Blättchen von 5 bis 30μ Länge, die Serizit sehr ähnlich sehen. Leider konnte nirgends ein Achsenbild den eindeutigen Beweis erbringen. Auch in Körnerpräparaten aus der Südfazies (z. B. 55/18) wurden helle Glimmer gefunden.

2.134 Tonmineralien

In fast allen Gesteinstypen konnten Tonmineralien in geringer Menge gefunden werden. Meist treten sie in feinen Schlieren im gesamten Gestein auf. Im Kieselkalk der Nordfazies und in den spätigen Kalken z. B. der Kieselkalk-Echinodermenbreccie sind sie oft in Stylolithen angereichert. Eine exakte Bestimmung des Tonanteils im Kieselkalk ist wegen der Unmöglichkeit einer Trennung von Ton und feinstem, authigenem Quarz ausgeschlossen. Nur aufgrund der chemischen Analyse (Al-Gehalt) kann bei Abwesenheit von Glaukonit der Anteil (zusammen mit Chlorit und Hellglimmern) überschlagsmässig berechnet werden.

Im Diffraktogramm des Gesamtgesteins sind deutliche Reflexe wegen des geringen Anteils an Tonmineralien nicht zu erwarten. Ausserdem kommt beim Illit z. B. noch die Überlagerung des Hauptreflexes durch Glaukonit hinzu (001 bei $d = 10,0$).

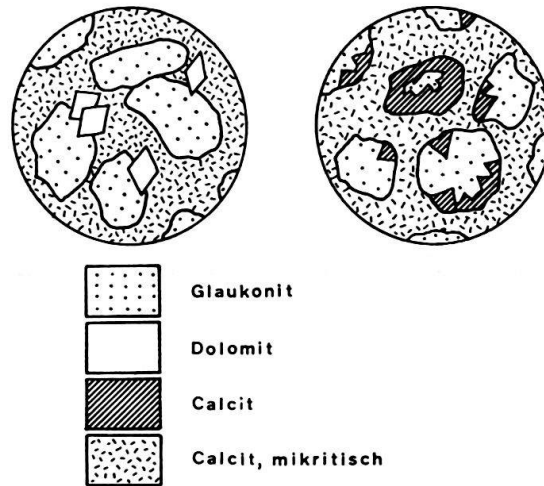


Fig. 21. Glaukodolomit (links) und Glaukocalcit (rechts).

2.14 Eisenverbindungen

2.141 Pyrit

Pyrit tritt am häufigsten zusammen mit Glaukonit auf. In den Mergeln der Altmannschichten finden sich oft pyritisierete, nicht mehr identifizierbare Fossilreste. Neben schönen, idiomorphen Kristallen in den verschiedensten Grössen (bis 0,1 mm) kommt er auch als Imprägnation in Hohlräumen von Echinodermentrümmern und in Spaltissen von detritischem Quarz (P/80) vor.

Viel Pyrit wird in oder direkt um Glaukonitkörner herum beobachtet. Er kommt in allen Gesteinen vor, aber meist nur in geringen Anteilen (bis 2,5%). In glaukonitischen, organogenen Kalken kann der Anteil lokal bis etwa 10% steigen.

Eine gute Zusammenfassung über die Bildungsbedingungen von Pyrit finden wir bei BERNER (1970). Die durchgeführten Versuche lieferten schöne Resultate, denen leider nur der Mangel anhaftet, dass sie bei erhöhter Temperatur ausgeführt wurden, um die Bildung zu beschleunigen. Dadurch mussten die effektiven Bedingungen im Sedimentationsmilieu (längere Entstehungsdauer bei niedriger Temperatur) extrapoliert werden. Leider wird diese «reasonable extrapolation» nicht näher erläutert.

Analysiert wurden speziell die anorganischen Vorgänge, aber BERNER weist auch auf die Möglichkeit der Mitwirkung organischer Substanzen oder biologischer Katalyse der anorganischen Vorgänge hin. Begrenzende Faktoren sind: Organischer Detritus, Sulfate und elementarer Schwefel. Eisen ist nur in sehr reinen, biogenen Kalken begrenzend, in Gesteinen also, wie sie bei uns z. B. in der Kieselkalk-Echinodermenbreccie vorliegen.

Nach BERNERS Untersuchungen im Long-Island-Sound (Conn.) ist die Bildung von Pyrit auf die obersten 10cm Sediment beschränkt. Die weitere Zunahme wird durch Mangel an H_2S gestoppt (bakterielle Zersetzung der Sulfate fehlt). Sicher ist bei uns

der Pyrit nach dem Glaukonit gebildet worden, da er diesen oft ersetzt. Die Bildung braucht aber nicht wie im Long-Island-Sound frühdiagenetisch zu sein, da die Sedimente meist reich an organischem Benthos sind und zudem recht starke Strömungen wahrscheinlich den Aufbau eines reduzierenden Milieus verminderten.

2.142 Fe-Oxide

Die oft braune Anwitterungsfarbe des Kieselkalkes stammt von Fe-Oxiden, die durch die Verwitterung von Pyrit entstehen.

2.143 Fe-Hydroxide

Bei der Zersetzung von Glaukonit bildet sich oft Goethit. Ein schönes Beispiel finden wir im Silex des DS 55/137, in welchem die Glaukonitkörner gänzlich zu bräunlichgelbem Goethit umgewandelt worden sind. Die Körner werden von einem Kranz von Pyritkristallen umgeben.

2.15 Feldspat

Feldspäte findet man unter den detritischen Körnern äusserst selten. Nur einige, jeweils vereinzelt, stark zersetzte Stücke konnten in den DS entdeckt werden. Authigener Feldspat, wie er z. B. im Schrattenkalk und in den Drusbergschichten dieser Gegend häufig vorkommt (Mitt. von U. BRIEGEL), ist im Kieselkalk ebenfalls selten. LIE-NERT (1965) stellt in den Drusbergschichten ein Verhältnis von detritischem Quarz zu detritischem Feldspat von 10:1 fest.

2.16 Phosphorit

Phosphorit findet sich meist in Schichten mit viel organogenem Detritus (z. B. P/80, P/16, 12/5), während er in stark glaukonitischen Schichten mit viel detritischem Quarz, aber wenig organogenem Detritus fast vollständig fehlt (30/83). Im DS erscheint er meist bräunlich und gleicht in der Form oft Glaukoniten, ohne allerdings deren meist gute Rundung zu erreichen. Der Anteil im Gesamtgestein beträgt nur in Ausnahmefällen mehr als 2%. Bei gekreuzten Nicols bleibt Phosphorit dunkelbraun bis schwarz, wobei aber oft Verunreinigungen (z. B. Calciteinschlüsse) hellbraune Flecken bewirken können. Auch Pyrit kann als Einschluss auftreten.

2.17 Schwermineralien

Ungefähr 25 Schwermineralpräparate aus verschiedenen Schichten wurden untersucht. Die Auswahl der Proben erfolgte nicht systematisch. Folgende Feststellungen können getroffen werden: Die Schwermineralfraktion zeigt ein völlig normales Helvetikumspektrum mit Zirkon und Turmalin, welche in fast allen Proben gefunden wurden. Rutil ist meistens vorhanden, aber untergeordnet, selten nimmt er bis zu einem Drittel der Gesamtfraktion ein (28/7; 47/9; 59/8u). Granat findet sich in etwa der Hälfte aller Proben; eine Gesetzmässigkeit lässt sich aber nicht feststellen. Apatit kommt hie und da vor, fehlt aber in allen Proben von Profilen östlich der Linie Schäfer-Sichelchamm. Den grössten Anteil haben in den meisten Proben die opaken Schwermineralien.

2.18 Organische Substanzen

Für die dunkle, schwärzliche Färbung des Kieselkalkes dürften z. T. organische Substanzen verantwortlich sein. Oft ist nach dem Anschlagen des Gesteins ein « bituminöser » Geruch feststellbar. Ölhaltige Adern, wie sie von ARN. HEIM (1921, S. 300, in ALB. HEIM) und MEESMANN (1925) beschrieben worden sind, habe ich nicht gefunden. In Spuren konnten organische Substanzen durch Verfärbung (Hellerwerden) von Gesteinspulver und kleinen Gesteinsbrocken nach Erhitzen auf etwa 600 °C festgestellt werden.

2.19 Alkalihornblende

Blaue Alkalihornblende, wie sie SCHINDLER (1959) aus den Lidernenschichten des Glärnisch beschrieben hat und die er auch in denselben Schichten der Axendecke am Urnersee (1969) wieder fand, konnte in meinen DS nirgends entdeckt werden.

2.2 Organogene Komponenten

Nur Echinodermentrümmen findet man als eigentliche Gesteinsbildner.

2.21 Foraminiferen

Foraminiferen treten in fast allen Horizonten des helvetischen Kieselkalkes und der Altmansschichten auf, aber immer nur sehr vereinzelt. Der Anteil beträgt weniger als 1 % der Organismenrümmen. Zur Hauptsache sind es Textulariden und Trochamminiden. Nur wenige Horizonte in den Altmansschichten sind schlämmbar. Hier finden wir neben vielen Lenticulinen vereinzelt Milioliden und fragliche Bruchstücke von Vaginulinen (29/39).

2.22 Spongien

Von den Spongien sind meist nur noch die Nadeln einzeln im Schliff sichtbar. Meistens sind sie calcitisiert. Als Ausgangsmaterial für die Verkieselung des Sedimentes spielen sie aber im Kieselkalk eine grosse Rolle. Ganz selten, so vor allem in den Altmansschichten, finden wir noch zusammenhängende Schwammbruchstücke. B. ZIEGLER bestimmte von T. KEMPF und mir gefundene Stücke als *Porospongia tenuis* HERENGER. Es handelt sich um Funde vom Altmanssattel (FUNK 1969; Schicht 11). Diese Spongienbruchstücke sind meist kieselig erhalten. Im Gegensatz dazu sind die Spongiennadeln im Kieselkalk, wo ihre Häufigkeit in der zentralen Fazies am grössten ist, immer calcitisiert, wobei folgende Varianten auftreten können:

	Spongiennadel	Zentralkanal
1.	Calcit	Calcit
2.	Calcit	Quarz

Die erste Variante ist die häufigere, wobei allerdings der Zentralkanal oft nicht mehr erkennbar ist. Bei der zweiten Variante hat sich der auf Figur 22 dargestellte Austausch abgespielt.

1. Die Kieselspongiennadeln werden zwischen detritischem Calcit (Fossilbruchstücke usw.) eingebettet.
2. Das aufdringende, kieselhaltige Porenwasser (S. 421) lässt Quarz in den Poren um die Nadel (feinster authigener Quarz [S. 366]) und im Zentralkanal der Nadel (kompakter Quarzkristall) ausscheiden.
3. Bei fortschreitender Diagenese wird das Sediment alkalischer (S. 421) und dadurch vermutlich der Opal der Spongiennadel durch Calcit ersetzt. Der stabilere authigene Quarz bleibt erhalten.

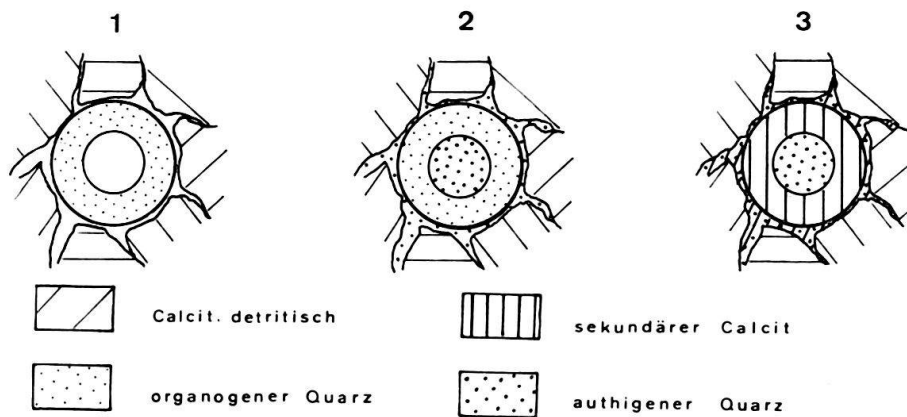


Fig. 22. Stufen der Calcitisierung einer Kieselspongiennadel.

Ein Zusammenhang zwischen relativ grossem Gehalt an authigener Kieselsäure und häufigem Auftreten von calcitisierten Spongiennadeln scheint zu bestehen. In der Nordfazies, wo die Nadeln weniger häufig gefunden werden, ist jedenfalls auch der Gehalt an authigenem Quarz geringer, dasselbe gilt für den südlichsten Faziesteil (Fig. 26).

2.23 Bryozoen

Bryozentrümmer sind eigentlich nur in den Echinodermenspatkalken häufig, die wenig detritischen Quarz führen. Allerdings treten sie auch im Kieselkalk der Nordfazies auf, aber nur sehr untergeordnet und in kleinen Bruchstücken.

In den Pygurusschichten am Altmannsattel findet man noch zusammenhängende Äste einer *Heteropora*, die verkieselt und aus dem Gestein herausgewittert sind. Es handelt sich um *Heteropora cryptopora* GOLDFUSS. In diesem Horizont (30/2) enthalten die Pygurusschichten aber relativ wenig (5%) detritischen Quarz.

2.24 Brachiopoden

Von dieser Faunengruppe konnten nur wenige vollständige Exemplare gefunden werden. Alle bestimmbareren Arten sind aus diesen Schichten schon bekannt (siehe Fossiliste: Anhang). Meist war auch nur eine Bestimmung der Gattung möglich.

2.25 *Serpuliden*

Wurmröhren finden wir im Helvetischen Kieselkalk und in den Altmannschichten relativ häufig. Besonders in Echinodermenspatkalken und in den Sandkalken der Pygurusschichten sind fast in jedem DS Bruchstücke anzutreffen. Im Kieselkalk, vor allem der Nordfazies, treten sie sporadisch auf. Sowohl runde als auch vierkantige Formen sind zu beobachten.

2.26 *Mollusken*

2.261 Lamellibranchiaten

Muscheln finden wir als unbestimmbare Bruchstücke in vielen Schichten, besonders in den Kondensationszonen. Erwähnenswert sind nur die Austern, welche an der Basis der Drusbergschichten der nördlichen Fazies häufig vorkommen (Austernschichten Heims). In der Mürtschendecke führen oft schon die obersten Bänke der Altmannschichten Austern, ebenso im NE-Säntis (Profile 35 und 36).

2.262 Gastropoden

Kleine Gastropoden können vereinzelt in Schliften vorkommen, auch in Schlammproben (29/39) fand ich zwei oder drei gänzlich oxydierte Stücke von pyritiserten Gastropoden. Die in den Kondensationshorizonten gefundenen Stücke eignen sich zur Bestimmung auch nicht gut.

2.263 Cephalopoden

Ammoniten und Belemniten finden sich wiederum hauptsächlich in den Kondensationszonen. Während aber Belemniten auch im Kieselkalk oft noch vereinzelt auftreten, vor allem in der Nähe von Kondensationshorizonten, sind Ammoniten ausserhalb dieser Horizonte Zufallsfunde. Die Erhaltung der Ammoniten ist für eine Artbestimmung meist ungenügend (Mitteilung von O. RENZ). Vollständig erhaltene Stücke sind Raritäten, meist muss man sich mit kleinen Schalenbruchstücken zufriedengeben.

2.27 *Echinodermen*

Meist treten die Echinodermen nur als oft stark gerundete Bruchstücke auf. Sie fehlen in keinem Gesteinstyp. In der Südfazies sind sie allerdings sehr oft vollständig umkristallisiert und liegen als strukturlose Calcit-Einkristalle vor.

2.271 Crinoiden

Crinidentrümmern, sofern sie sich sicher von rekrystallisierten, strukturlosen Echinidenbruchstücken unterscheiden lassen, kommen hauptsächlich im Kieselkalk vor. In der Echinodermenbreccie fehlen sie vollständig.

2.272 Echiniden

Echinidentrümmern sind in der Echinodermenbreccie gesteinsbildend. Sie unterscheiden sich durch Form und Struktur von den Crinoiden. Ganze irreguläre Seeigel hat es hauptsächlich in den Kondensationshorizonten, wo sie den grössten Teil der Fauna liefern. Diese schlammgrübelnden Formen herrschen in unsern Sedimenten vor.

2.28 Vertebraten

In verschiedenen Horizonten (49/2; Lid/12) wurden Haifischzähne in meist guter Erhaltung gefunden.

2.29 Fraßspuren

Frass- oder Weidespuren können besonders in den Altmansschichten recht häufig beobachtet werden. Der Durchmesser der Spuren ist recht unterschiedlich (1 mm–1 cm). Oft sind die Spuren knäuelartig verschlungen, dann sind es wieder gerade Linien, die eingesenkt auf einer Schichtoberfläche liegen.

Meist fallen die Spuren dadurch auf, dass sie gegenüber dem umgebenden Gestein viel reicher an Glaukonit sind und sich als dunkle Streifen vom helleren Gestein abheben (Fig. 23). Als Gegensatz dazu finden wir auch Spuren, die sich hell (glaukonitfrei) vom stark glaukonitischen Gestein abheben (26/17).

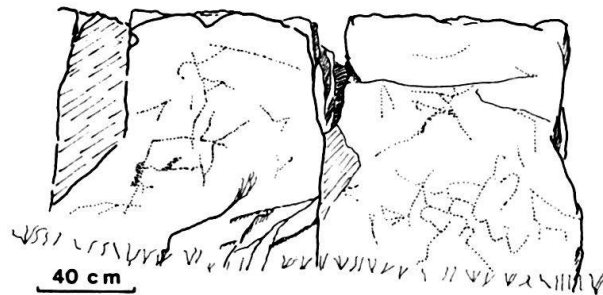


Fig. 23. Glaukonitisierte Wurmfräßspuren (punktiert) auf einer Schichtoberfläche (Lidernenschichten); SE Lütispitz, Schicht 13/20, Koord.: 740100/231450/1615.

3. LITHOLOGIE

3.1 Begriffe

Die Nomenklatur unserer komponentenreichen Gesteine erfolgt nach untenstehendem Schema:

- a) Den Schluss des Namens bildet die Bezeichnung jener Komponente, die den grössten Anteil am Gestein ausmacht;
- b) Anteile von über 15% werden mit dem Hauptnamen verbunden und diesem vorangestellt;
- c) Anteile von 4 bis 15% werden adjektivisch vorangestellt.

Der organogene Anteil wird nur erwähnt, wenn er mehr als 50% beträgt. «Sand» und «sandig» werden für detritischen Quarz gebraucht.

3.2 Gesteinstypen

Da sich bei dieser beschreibenden Nomenklatur mehrere Gesteine nur im prozentualen Verhältnis der Komponenten unterscheiden, werden die verschiedenen Namen in fünf Typengruppen zusammengefasst. In den nächsten Kapiteln wird je ein Beispiel der einzelnen Typengruppen beschrieben.

Die Typen umfassen folgende Gesteinsarten:

1. *Sandkalk*; sandiger Kalk; Kalksandstein.
2. *Kieselkalk*; kieseliger Kalk; kieselige Mergel; kieseliger Sandkalk; sandiger Kieselkalk; kieselige, sandige Mergel u. ä.
3. *Glaukonitischer Kieselkalk*; glaukonitischer Sandkalk; kieselige Glaukonitmergel u. ä.
4. *Glaukonitit*; kalkiger Glaukonitit; mergeliger Kieselglaukonitit.
5. *Biogener Kalk*; Echinodermenspatkalk; kieselige, glaukonitische biogene Mergel.

3.21 Sandkalk

Dieser Gesteinstyp kommt meist in den Pygurusschichten vor. Die Anwitterungsfarbe ist hell (beige bis grau), und der calcitische Anteil besteht neben sparitischer Grundmasse hauptsächlich aus Pellets und Intraklasten. Gegenüber dem Echinodermenspatkalk unterscheidet sich diese Gruppe hauptsächlich durch den geringeren Gehalt an Organismentrümmern. Im Echinodermenspatkalk sind auch Pellets sehr selten. Unter Pellets werden hier aus mikritischer Masse bestehende Rundkörperchen verstanden.

3.211 Beschreibung eines Beispiels

Handstück und DS: 30/24

Betliskalk-Formation; Pygurusschichten; 3 m unter der Basis des Helvetischen Kieselkalkes.
Profil 30, am Weg Rotsteinpass–Altmannsattel.

Makroskopische Beschreibung

Anwitterungsfarbe: beige; Bruchfarbe: hellgrau.

Aus der angewitterten Oberfläche ragen Sandkörner hervor, die oft einen leicht bräunlichen Farbton zeigen. Das etwas spätige Aussehen der Bruchflächen stammt sowohl von Echinodermentrümmern als auch von der sparitischen Grundmasse und einigen zerbrochenen Sandkörnern.

Mikroskopische Beschreibung

Textur: massig, ohne Einregelung der Komponenten.

Struktur: grobkörnig.

Mineralbestand: Quarz detritisch	40%
Karbonat organogen	30%
Pellets und Intraklasten	20%
Grundmasse	10%
Schwereminerale	< 1%

Detritischer Quarz: Alle Körner zeigen stärkere oder schwächere undulöse Auslöschung; sie sind nach POWERS (1953) eckig bis leicht gerundet.

Fig. 24 zeigt die Korngrößenverteilung in zwei Mustern der Pygurusschichten. Auffallend ist die grosse Ähnlichkeit der Korngrößenanteile über eine Distanz von mehr als 20 km.

Die Quarzkörner sind teilweise zerbrochen, wobei eine gewisse Vorzugsrichtung der calciterfüllten Risse festgestellt werden kann. Diese Richtung verläuft parallel einem etwa 0,5 mm breiten, calcitischen Bruch im Gestein. Näher beim Bruch verlaufen die Risse in einem Winkel von ungefähr 30° zu diesem und drehen dann senkrecht dazu ein (Fig. 25). Quarzkörner, die direkt beim Bruch liegen, sind z. T. gänzlich zermalmt. Da diese Erscheinung selber ungestört ist, handelt es sich wahrscheinlich um spatorogene Kataklyse.

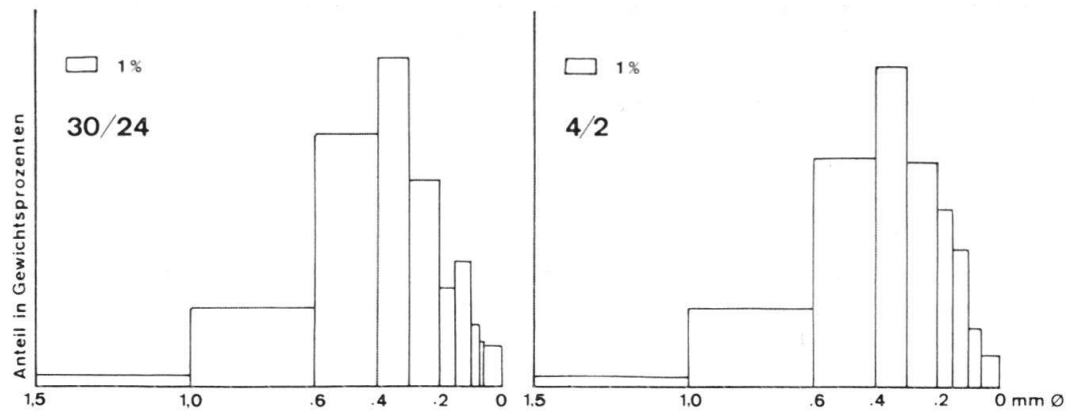


Fig. 24. Kornverteilungsdiagramm der Proben 30/24 und 4/2 aus den Pygurusschichten.

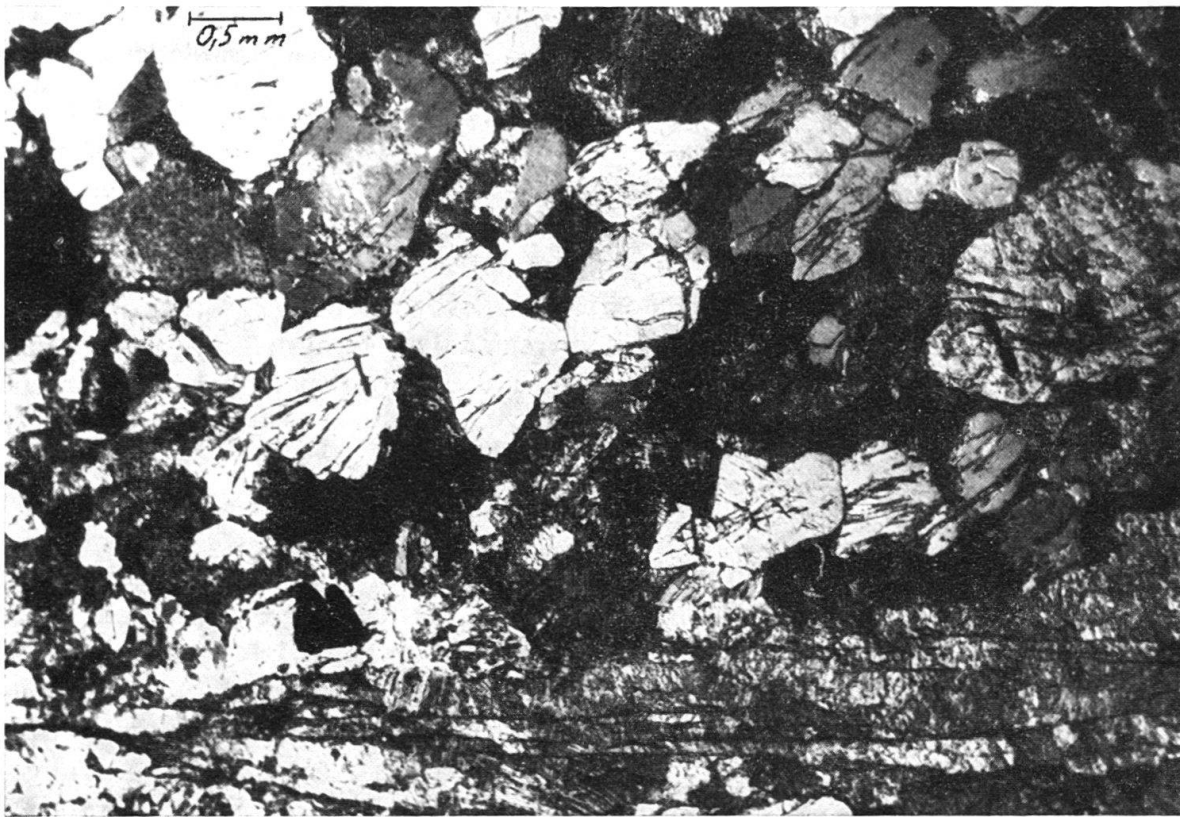


Fig. 25. Zerbrochene Sandkörner in der Nähe einer Calcitspalte (unten, horizontal liegend).
DS 30/24.

Authigenes Weiterwachsen der Körner kann hier nicht festgestellt werden, eher sind die Sandpartikel leicht korrodiert und die entfernten Teile durch Calcit ersetzt. Wo Quarzkörner aneinandersosen, finden wir oft eine bräunliche, stylolithische Grenze von etwa 0,01 mm Dicke. Daneben kann aber auch ein vollständiges Verwachsen zweier Sandkörner vorkommen; dies tritt aber hauptsächlich an punktförmigen Kontakten auf, d.h. der erhöhte Druck pro Fläche dürfte hier massgebend gewirkt haben. Eine bevorzugte Druckrichtung lässt sich aber nicht angeben.

Karbonat, organogen: Die Echinodermentrümmen sind hier vorherrschend. Die meisten sind aber so stark rekristallisiert, dass sie nur durch die dunklere Farbe von der sparitischen Grundmasse unterschieden werden können. In einigen Stücken ist allerdings die feine Gitterstruktur noch gut zu sehen. In Form und Grösse entsprechen sie ungefähr dem Quarzdetritus. Die meisten Körner sind randlich weitergewachsen mit derselben optischen Orientierung, die das Korn zeigt. Diese weitergewachsenen Anteile wurden der Grundmasse zugerechnet.

Einige Foraminiferenquerschnitte und Muschelschalentrümmen sind im DS ebenfalls zu sehen. Bei den *Pellets* und *Intraklasten* handelt es sich vielleicht z.T. ebenfalls um Organismentrümmen (Foraminiferen), meist aber sind es wahrscheinlich «faecal pellets» oder halbverfestigte, eingeschwemmte Sedimentbruchstücke. Die durchschnittliche Grösse liegt eindeutig unter derjenigen der Quarzkörner und Echinodermentrümmen. Sowohl Intraklasten wie Pellets erscheinen relativ dunkel und sind mikritisch.

Grundmasse: Die sparitische Grundmasse erfüllt die Porenräume teilweise durch Weiterwachsen kalkiger Trümmen oder durch neugewachsene Kristalle, die an ihrer Form (kantig, den Körnern angepasst) erkennbar sind. Die Grenzen der karbonatischen Körner können ebenfalls fein stylolithisch oder aber sehr scharf, gerade oder gezackt ohne Zwischenlage sein. Verwachsene Kristalle, wie sie beim Quarz zu finden sind, fehlen ganz.

Akzessorien: Vereinzelt tritt Glaukonit auf. Die Schwermineralfraktion besteht zu über 95% aus Pyrit, Fe-Oxiden und Fe-Hydroxiden. Daneben liegen wie üblich Zirkon und Turmalin vor.

3.212 Variationen

Der Gehalt der verschiedenen Komponenten variiert sehr stark. Auch können verschiedene andere Fossilgruppen in Bruchstücken im Sandkalk vertreten sein; so findet man z. B. recht häufig Serpeln und Belemniten. Oft hat es auch vollständige Seeigel und in den weniger sandführenden Horizonten Bryozoen in z.T. guter Erhaltung (S. 379). Die maximale Quarzkorngrösse kann regional bis 3 mm steigen. Der karbonatische Anteil dieses Gesteins kann nach FOLK (1959) Biopelsparit genannt werden: (Ibp:La).

3.22 Kieselkalk

Kieselkalk mit ausschliesslich authigenem Quarz, ohne detritische Körner, gibt es nur im Profil am Fläscherberg (Profil 61). Meist ist auch dort der Kiesel fein verteilt, doch konnte auch das auf Figur 6 gezeigte Gestein gefunden werden (61/14₂₅). Hier trat eine Entmischung senkrecht zur Schichtung ein, was zur Bildung schichtparalleler Lamellen von Quarz und Calcit führte. Das ursprüngliche Gestein wurde dolomitisiert. 10 m tiefer (61/14₁₅) ist das Gestein nicht dolomitisch. Die chemische Analyse ergibt ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie ein Kieselkalk der nördlichsten Nordfazies (Tab.4). Dem Gestein fehlt aber sowohl in der Anwitterung als auch im DS die dunkle, bräunliche Färbung. Da der Eisen- und Aluminiumgehalt dem der andern Kieselkalke entspricht, ist vielleicht ein geringerer Gehalt an organischen Bestandteilen dafür verantwortlich. Die Schiefer (61/11) bestehen aus 84% CaCO₃, aus etwa 7% Schichtsilikaten und etwa 7% Quarz. Es handelt sich also um einen verschieferten, mergelig-kieseligen Kalk.

Ausserhalb des Fläscherberges ist der Kieselkalk immer mehr oder weniger sandig. Tabelle 3 zeigt einige Beispiele chemischer Analysen von Kieselkalcken und Silex (in Gewichtsprozenten).

Tabelle 3. Chemische Analysen von Kieselkalken und Silex.

	53/10 ₆	27/5 ₁	7/34A	7/34M	7/34I	47/KZ ₁	47/KZ ₁₅	59/13 ₄₀	61/14
SiO ₂	30,8	43,4	23,0	58,6	90,5	60,2	31,8	41,4	32,9
Al ₂ O ₃	1,4	2,2	0,6	0,5	0,4	5,1	0,9	1,1	1,7
Fe ₂ O ₃	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	1,0	0,4	0,1	0,3
FeO	0,3	0,55	0,3	0,3	0,2	0,5	0,2	0,45	0,35
MgO	0,7	0,9	-	-	-	0,5	0,7	0,8	0,7
CaO	35,0	26,2	41,7	21,8	4,1	15,7	33,8	29,4	33,3
TiO	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	0,1	0,08	0,1	0,1	-	0,1	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3
K ₂ O	0,5	0,6	-	-	-	1,4	0,4	-	-
H ₂ O	1,4	1,7	1,3	1,2	1,0	2,6	1,6	1,0	1,2
CO ₂	29,0	23,5	32,5	17,0	3,1	12,4	29,5	25,2	28,5
S	-	-	+	+	+	-	-	-	-
Sr	+	+	-	-	-	+	+	+	+
Organ.	+	+	-	-	-	-	+	+	-
	99,4	99,35	99,7	99,68	99,7	99,8	99,3	99,25	99,25

Es handelt sich hier um folgende Gesteinsarten:

- 53/10₆: sandiger, leicht mergeliger Kieselkalk
 27/5₁: kieseliger, dolomitischer, leicht mergeliger Sandkalk
 7/34A: Kieselkalk
 7/34M: Kalksilex, randliche Schale eines Silex
 7/34I: kalkiger Silex, innere Zone des Silex
 47/KZ₁: sandige, mergelige Kieselschiefer
 47/KZ₁₅: sandiger Kieselkalk
 59/13₄₀: Kieselkalk
 61/14: leicht mergeliger Kieselkalk

In Tabelle 4 wurden die Resultate der chemischen Analyse überschlagsmässig in Mineralien umgewandelt, wobei der zeitraubenden Arbeit der Berechnung der verschiedenen Möglichkeiten für Schichtsilikate dadurch begegnet wurde, dass alles Aluminium in die Formel für Muskowit₂ nach BURRI (1959, S. 117) gebracht wurde.

Der detritische Quarz wurde im Point-Counter ausgezählt.

Tabelle 4. Auf Mineralien umgerechnete chemische Analysen.

	53/10 ₆	27/5 ₁	7/34A	47/KZ ₁	47/KZ ₁₅	59/13 ₄₀	61/14
Detritischer Quarz	6,0	35,0	2,0	6,0	4,0	2,0	0,5?
Authigener Quarz	22,0	4,0	19,8	44,0	26,0	36,9	29,0
Schichtsilikate	6,4	9,4	3,4	19,8	4,9	4,75	6,65
Calcit	60,6	44,6	73,9	28,1	58,6	50,5	57,7
Dolomit	3,2	4,1	-	-	3,2	3,7	3,2
Rest	1,2	2,25	0,6	1,9	2,6	1,4	2,2
	99,4	99,35	99,7	99,8	99,3	99,25	99,25

Zu den Tabellen ist noch zu bemerken, dass die Proben 47/KZ aus dem Kleinzyklus (S. 394) stammen. Die vollständige Bezeichnung der Probe würde lauten: 47/6₁₀ KZ₁.

Diskussion der Resultate: Neben den normalen, sandigen Kieselkalken finden wir in den Analysen zwei Proben, die etwas abweichen (27/5₁; 47/KZ₁).

Bei Probe 27/5₁ handelt es sich um einen kieseligen Sandkalk, der etwa 9 m über der Basis des Helvetischen Kieselkalkes ansteht. Allein dem Gehalt nach könnte er mit den Sandkalken der Pyguruschichten verwechselt werden, aber beim Betrachten unterscheidet sich das Gestein deutlich von jenem Sandkalk. Der DS zeigt deutlich die bräunlichen Schlieren, die für Kieselkalk-DS typisch sind. Pellets und Intraklasten fehlen.

Probe 47/KZ₁ stammt von der mergeligen Basis des Kleinzyklus, der in Kapitel 3.32 detailliert beschrieben wird. Von den 19,8 % Schichtsilikaten sind nur 0,5 % Glaukonit. Leider liegen vom Rest keine Röntgenaufnahmen vor. Die Tabelle zeigt auch die starken Schwankungen im Gehalt an authigenem Quarz im Kieselkalk (siehe auch Fig. 26).

3.221 Beschreibung eines Beispiels

Handstück und DS: 47/6₁₀ KZ₁₅.

Helvetischer Kieselkalk, Unterer Kieselkalk, 21 m über der Basis des Helvetischen Kieselkalkes. Am Weg Weesen-Betlis, etwa 30 m W der Überquerung des Sellbaches.

Makroskopische Beschreibung

Das Stück stammt aus dem in Figur 30 abgebildeten Kleinzyklus.

Anwitterungsfarbe: braungrau bis dunkelbeige.

Bruchfarbe: dunkelgrau.

Im Bruch sehr feinspätig. Oft von Flechten bewachsen¹⁾. Im Anschliff und im DS zeigen sich runde Schlieren, wahrscheinlich Wurmfrässpuren. Das Gestein ist hart und bricht splittrig.

Mikroskopische Beschreibung

Textur: massig; Struktur: feinkörnig.

Mineralbestand: Detritischer Quarz	4%
Authigener Quarz	26%
Karbonat organogen	15–25%
Grundmasse	35–45%
Schichtsilikate	5% (chem. best.)
Akzessorien	3%

Detritischer Quarz: Auch hier, wie im Sandkalk, löschen viele Körner undulös aus; allerdings ist die Erscheinung nicht so deutlich und häufig. Die maximale Korngrösse liegt bei 0,15 mm, der Durchschnitt schwankt zwischen 60 und 90 μ . Die Körner variieren zwischen sehr eckig (very angular) und leicht gerundet (subrounded). Bei vielen Körnern wird die Eckigkeit durch Korrosion verstärkt, was neben der Kleinheit der Körner auch ein Grund dafür sein kann, dass gut gerundete Körner vollständig fehlen. Die Korrosionstiefe beträgt meist nur 5–10 μ . Eine genaue Kornverteilungskurve ist im Kieselkalk infolge der Verkittung der Komponenten durch authigenen Quarz nicht zu gewinnen.

Authigener Quarz: Dieser tritt hier nur als feinverteilter Quarz auf (S. 366). Silexknollen und verkieselte Organismentrümmer fehlen.

¹⁾ Durch die Vermittlung von Prof. Dr. E. Müller, Zürich, bestimmte Herr Prof. Dr. Poelt in Berlin die Flechte als *Stenhammerella turgida* (ACH.). Diese Form ist auf nordseitig orientierten Schichten in Kieselkalken weit verbreitet.

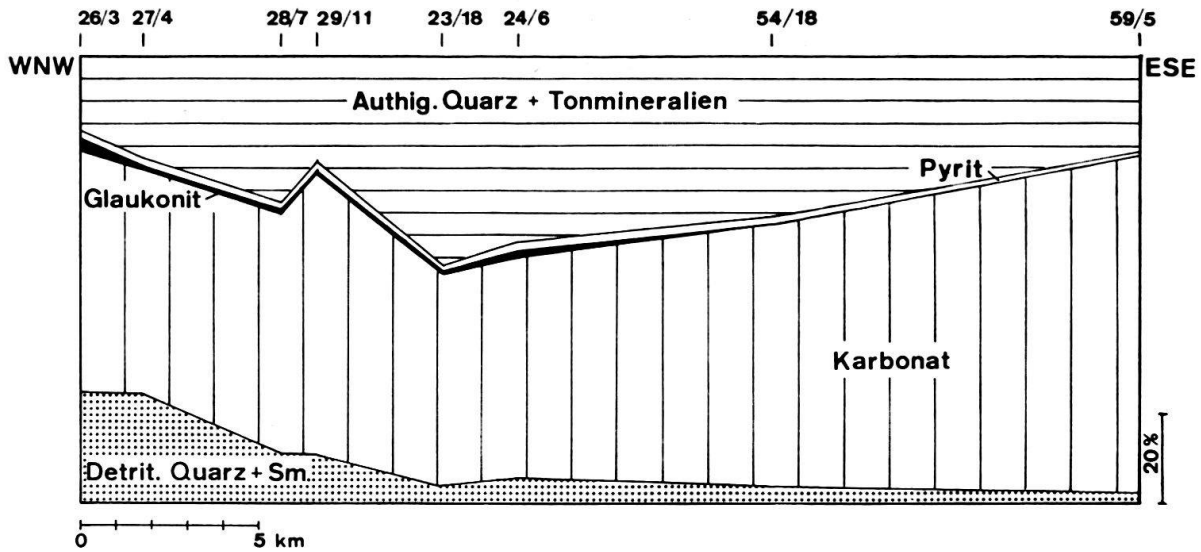


Fig. 26. Verteilung der Komponenten im Gestein direkt über der Basis des Helvetischen Kieselkalkes in 8 Profilen. (Distanzen abgewickelt. Die Zahlen am oberen Rand stellen die Probennummern dar.)

Karbonat, organogen: Die organogenen Trümmer bestehen hier alle aus Calcit. Sie sind besonders in jenem Teil des Gesteins zu finden, in welchem die Grundmasse calcitisch, hell und tonarm ist. Oft sind sie nur schwer von der sparitischen Grundmasse zu unterscheiden. Den Hauptanteil bilden calcitisierte Spongiennadeln (etwa 60%). Sie können bis 0,7 mm lang sein, wobei sie nie einen calcitischen Einkristall bilden. Oft lassen sie sich nur dadurch von den ebenfalls auftretenden Echinodermtrümmer-Einkristallen unterscheiden. Diese sind meist gänzlich rekristallisiert und lassen keine Feinstruktur mehr erkennen. Selten werden auch Reste von Foraminiferen beobachtet.

Grundmasse: Die Grundmasse besteht aus zwei Anteilen:

1. Der hellere, eher sparitische Teil ist calcitisch und meist reich an Fossiltrümmern.
2. Darin schwimmen bräunliche, meist dolomitische Fetzen, in denen idiomorphe Calcite vorkommen können und vor allem Pyrit und Glaukonit häufiger auftritt als im Teil 1. Auch stylolitische Erscheinungen sind zu beobachten, die sich nicht in die helleren Partien fortsetzen.

Die intensive Durchmischung der zwei wahrscheinlich nacheinander sedimentierten Schichten ist auf die Wühlarbeit von Bodenorganismen zurückzuführen. Detritischer Quarz kommt in beiden Typen in ungefähr gleichen Mengen vor. Ausnahmsweise kann im hellen Teil die Grundmasse ebenfalls durch mikritischen ($<4\mu$) Calcit gebildet sein.

Schichtsilikate: Glaukonit ist selten, die maximale Korngröße beträgt 20μ . Teilweise scheinen die Körner detritisch zu sein (scharfe Grenzen), andere wiederum, speziell kleinere Aggregate ($5-10\mu$) sehen eher authigen aus: es besteht kein eigentlicher Aussenrand, sondern das Korn geht allmählich in die umgebende Grundmasse über. Sonst können keine einzelnen Schichtsilikate im Mikroskop ausgetrennt werden.

Akzessorien: In der Schwermineralfraktion fand ich nur Pyrit.

3.222 Variationen

Oft kommen im Unteren Kieselkalk Silexknollen und -lagen vor (Taf. II). Authigener Quarz in Fossiltrümmern ist selten, aber hie und da sind die Gitterstrukturen der Echinodermenbruchstücke und die Zentralkanäle der Spongiennadeln verkieselt. Die Anwitterungsfarbe kann von Dunkelbraun bis Beige grau variieren.

Oft finden wir eine bis mehrere cm dicke Verwitterungskruste von brauner Farbe. Dabei handelt es sich um entcalcitisierten Kieselkalk, bei dem nur das Kieselgerüst und die Sandkörner im Verband geblieben sind. Die weissen und grauen Flechten, die oft den Kieselkalk überziehen, sind ein Anzeiger für das Vorhandensein feinverteilten Quarzes im Gestein. Die maximale Sandkorngrösse schwankt im allgemeinen zwischen 0,1 und 0,3 mm, aber auch höherliegende Maxima können ausnahmsweise vorkommen. Die durchschnittliche Grösse beträgt etwa 0,02–0,15 mm.

3.23 Glaukonitischer Kalk

Die Übergänge dieses Gesteinstyps zum Kieselkalk, zum Sandkalk und zum biogenen Kalk sind überall vorhanden. Charakteristisch ist der relativ hohe Gehalt an Glaukonit (>5%). Der Typ tritt hauptsächlich in den Lidernenschichten auf, aber auch im Kieselkalk, in der Echinodermenbreccie und in den Altmansschichten kann er auftauchen. Als eigene Typgruppe wird er darum behandelt, weil Glaukonit schon in diesen geringen Mengen leicht im Gestein feststellbar ist.

3.231 Beschreibung eines Beispiels

Handstück und DS: 14/27.

Helvetischer Kieselkalk, Lidernenschichten, 3 m unter der Basis des Oberen Kieselkalkes.

Fundort: S Widentalp, NW Silberplatten an der Grenze des Anstehenden zum Schuttkegel.

Makroskopische Beschreibung

Anwitterungsfarbe: beige mit bräunlichen Schlieren.

Bruchfarbe: grau.

Bruch: spätig bis stellenweise grobspätig. Die braunen Schlieren sind sandig-kieselig und $\frac{1}{2}$ bis 1 mm aus dem Gestein vorragend.

Mikroskopische Beschreibung

Textur: etwas geschichtet (Glaukonit, Tonschlieren und Sand \pm schichtparallel angeordnet).

Struktur: grobkörnig.

Mineralbestand:	Detritischer Quarz	5%
	Authigener Quarz	3%
	Glaukonit	7%
	Karbonat organogen	65%
	Grundmasse	15%
	idiomorphe Kristalle	2%
	Akzessorien	2%

Detritischer Quarz: Figur 27 zeigt die Kornverteilungskurve, wobei gegenüber dem Sandkalk der hohe Gewichtsanteil an feinem Detritus auffällt. Die meisten Sandkörner löschen undulös aus und sind eckig bis leicht gerundet, wobei die grossen Körner (>0,4 mm) zum grössten Teil der Gruppe «leicht gerundet» angehören. Die Sandkorn Grenzen sind meist scharf und nur selten lokal korrodiert, die kleineren Körner mehr als die grossen (grössere spezifische Oberfläche).

Bei Kontakten von Sandkörnern treten dieselben Erscheinungen auf, wie sie beim Sandkalk beschrieben wurden (S. 383). Authigenes Weiterwachsen der Sandkörner fehlt.

Authigener Quarz: Von den rund 3% authigenen Quarzes treten $\frac{2}{3}$ in teilweise verkieselten Fossiltrümmern als Quarzin oder Mosaikquarz auf. Der Rest ist wie beim Kieselkalk fein im Gestein verteilt.

Glaukonit: Er tritt meist in leicht gerundeten Körnern auf. Die maximale Korngrösse im Schriff liegt bei 0,8mm. Oft sind die Glaukonite durch idiomorphen Dolomit teilweise ersetzt (Fig. 21). Die Ränder der Körner sind meist scharf; oft findet sich auch ein Rahmen aus Pyrit, der gerade hier sehr oft mit oder in Glaukonit auftritt. Sehr oft kann sich der Glaukonit auch in den gitterartigen Poren der Echinodermentrümmern bilden. Die Farbe variiert zwischen Grasgrün und Weisslichgrün. Die Analyse mit der Mikrosonde (S. 372) an der Probe P/16 hat gezeigt, dass sich diese zwei Körnerarten in den untersuchten Metalloxiden chemisch nicht unterscheiden. Vielleicht spielt der Wassergehalt eine Rolle.

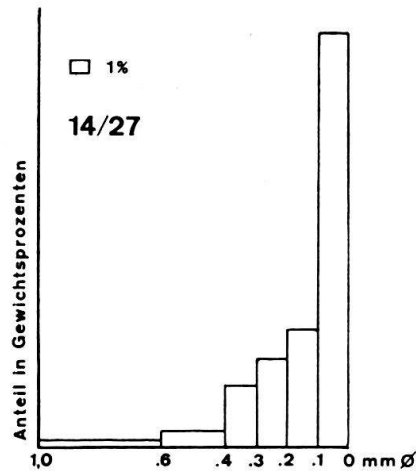


Fig. 27. Kornverteilungsdiagramm des detritischen Quarzes im glaukonitischen Kalk der Probe 14/27.

Karbonat, organogen: Der Gehalt an organogenem Kalkdetritus ist sehr hoch; allerdings ist die Unterscheidung des organogenen Detritus von sparitischer Grundmasse oft sehr schwierig. Vorherrschend sind Echinodermentrümmern, die oft gerundet und immer calcitisch sind. Meist sind sie grösser als der Quarzdetritus und die Glaukonitkörner; möglich, dass durch die Porosität der Trümmer deren Dichte so herabgesetzt ist, dass auch grössere Körner zusammen mit feinerem Quarzdetritus durch dieselbe Strömung verfrachtet wurden. Ferner sind lokal verkieselte Muschelschalen häufig. Im Gegensatz zu den Echinodermentrümmern sowie den Serpeln- und Bryozoenresten sind die Muschelbruchstücke nie von idiomorphen Dolomiten durchsetzt. Vereinzelt Fossiltrümmer unbestimmter Herkunft bestehen aus einer intensiven Mischung von authigenem Quarz (Chalcedon) und feinem Staub (1–10 μ) von Calcit und Dolomit.

Karbonat, Grundmasse: Zwischen den detritischen Körnern und dem Glaukonit liegt eine meist mikritische Grundmasse, an einigen Stellen als Bänder schichtparallel. Im übrigen Gestein ist die Grundmasse sparitisch und oft nicht von weitergewachsenen Organismenrümern zu unterscheiden. Oft sind auch die Trümmer selber so umkristallisiert, dass sie nicht mehr von der Grundmasse auseinanderzuhalten sind.

Karbonat, idiomorphe Kristalle: Den Hauptanteil der häufig vorkommenden idiomorphen Kristalle bildet der Dolomit, aber auch Calcitrhomboeder fehlen nicht. An den Dolomitrhomboedern (mit Hämatoxylin nicht gefärbt) fällt auf, dass sie z. T. ebenfalls einen leicht violetten Ton zeigen oder violette Punkte enthalten. Hier kann es sich um nicht ganz reine Dolomite (Ca-Überschuss) handeln, oder das Hämatoxylin hat sich nicht chemisch, sondern rein physikalisch in Rissen und Löchern an der Oberfläche der Dolomitkristalle festgesetzt.

3.232 Variationen

Die in dieser Gruppe zusammengefassten Gesteine sind sehr vielfältig, wie schon aus dem einleitenden Abschnitt hervorging. Entscheidend ist der Gehalt von mehr als 5% Glaukonit.

3.24 Glaukonitit

Glaukonitit ist ein Gestein, in welchem Glaukonit das hauptsächliche gesteinsbildende Mineral ist. Er kommt nur in den Lidernenschichten und in den Altmansschichten vor. Meist handelt es sich um ein mergeliges, relativ weiches Gestein mit brauner Anwitterungsfarbe.

3.241 Beschreibung eines Beispiels

Handstück und DS: 44/32.

Drusberg-Formation, Altmansschichten, 1,5 m über der Basis der Altmansschichten.

Am Weg von Rohrwald zum Rotspitz und Weißspitz, Kote 1100 m.

Makroskopische Beschreibung

Anwitterungsfarbe: braun.

Bruchfarbe: grünlichschwarz.

Bruch: matt, körnig.

Oft knollig ausgeschieden zwischen grauen Mergelkalken; teilweise mit hellbräunlichen Quarzgängen, die gegenüber dem Glaukonitit in der Anwitterung vorragen und ihrerseits wieder von Calcitadern durchschlagen sind. Vereinzelt sind Fraßspuren (dunkler) im Gestein zu entdecken.

Mikroskopische Beschreibung

Textur: Tonfetzen z.T. schlierig \pm schichtparallel, sonst massig.

Struktur: körnig.

Mineralbestand: Glaukonit	50%
Mikritische Grundmasse und Tonminerale	30%
Organogener Kalk	10%
Detritischer Quarz	4%
Authigener Quarz	< 1%
Dolomit	2%
Pyrit	2%
Phosphorit und Akzessorien	1%

Glaukonit: Er kommt in allen Rundungsgraden von sehr eckig bis gut gerundet vor. Die Körner stossen oft aneinander, wobei meist ein Korn dominiert, d.h. das andere passt sich dessen Form an. In der Hauptsache sind die Körner intensivgrün, können aber auch weisslichgrün sein. Die maximale Korngrösse beträgt etwa 0,6 mm, die durchschnittliche 0,15–0,3. Idiomorphe Dolomitmörner dringen oft in Glaukonit ein (Fig.21), dagegen fehlt Glaukocalcit vollständig. Viele Körner sind von feinen, 2–5 μ breiten, stylolithartigen Adern durchzogen. Diese sind immer \pm schichtparallel, so dass es sich um eine Erscheinung handeln dürfte, die während der Diagenese entstand (Kompaktion).

Oft zeigt der Glaukonit eine merkwürdige, zebra-streifenartige Lamellierung. In einem Falle ist diese sogar fast kreisförmig angeordnet. Dies deutet darauf hin, dass es sich nicht um eine Erscheinung handelt, die durch orogene Bewegungen geschaffen worden ist. Wahrscheinlich entstand die Lamellierung schon bei der Bildung dieser Glaukonitkörner.

Detritischer Quarz: Maximale Korngrösse ist 0,8 mm, die durchschnittliche 0,2 mm; meist ist er unzulässig auslöschend, weist wenig Korrosion auf und ist eckig bis gerundet.

Authigener Quarz: Tritt nur in Fossiltrümmern auf. Feinverteilt fehlt er.

Karbonat organogen: Vorherrschend sind auch hier Echinodermentrümmern, neben vereinzelt Gastropoden und Foraminiferen.

Karbonat, Grundmasse: Die im DS bräunlich aussehende Grundmasse ist meist mikritisch und mit Tonmineralien vermenget.

Dolomit und Siderit: Beide können im Röntgen-Diffraktogramm nachgewiesen werden (Fig.18). Die Dolomitrhomboeder sind recht schön ausgebildet und liegen meist in der mikritischen Grundmasse. Wir finden auch Glaukodolomit (Fig.21).

Pyrit: Er tritt in der Grundmasse auf, kann aber oft in idiomorphen Kristallen in den Glaukonit eindringen. Meist findet man Pyrit lokal angereichert.

Phosphorit: Ist relativ häufig (0,2–0,5%) und meist organogen-detritischen Ursprungs.

Schwerermineralien: Ausser den in der Schwerermineralfraktion am häufigsten auftretenden Komponenten Pyrit und Glaukonit fand ich nur noch wenig Rutil.

3.242 Variationen

Im Glaukonitgehalt können wohl Unterschiede auftreten, die Grundmasse ist jedoch fast immer mergelig.

3.243 Entstehung

Solche Sedimente mit viel Glaukonit müssen in einem Milieu mit stark reduzierter Sedimentation entstanden sein. Ausserdem wird eine reduzierende und leicht alkalische Umgebung verlangt (KRUMBEIN und GARRELS 1952). Sicher ist der Pyrit nach dem Glaukonit entstanden, da er diesen oft verdrängt. Ganz sauerstofffrei kann das Sediment nicht gewesen sein, worauf die Wurmfraßspuren hindeuten.

3.25 Biogener Kalk

Diesen Gesteinstyp finden wir vor allem in der Kieselkalk-Echinodermenbreccie und in den Altmansschichten. Die Komponenten von Biodetritus dominieren. Die Unterschiede in der Ausbildung können ziemlich gross sein. Während in der Zentralschweiz (Pilatus und Schratzenfluh) die Fossiltrümmer meist gut erkennbar in einer mikritischen oder sparitischen Matrix eingebettet sind und die Echinodermen nicht stark dominieren, finden wir im Nordsäntis ein Gestein, in welchem in der sparitischen Matrix viele der deutlich dominierenden Echinodermentrümmer infolge der Umwandlung nicht mehr sicher als solche bestimmt werden können. Glaukonit und detritischer Quarz können ebenfalls auftreten; authigener Quarz ist meist an Fossilien gebunden oder bildet Einzelkristalle. Feinverteilt in der Grundmasse ist er äusserst selten.

3.251 Beschreibung eines Beispiels

Handstück und DS: 14/33.

Helvetischer Kieselkalk, Kieselkalk-Echinodermenbreccie, direkt unter der Basis der Altmansschichten.

S Wideralp, NW Silberplatten an der Grenze Anstehendes–Schuttkegel.

Makroskopische Beschreibung

Anwitterungsfarbe: dunkelbeige bis hellbraun.

Bruchfarbe: hellgrau, leicht bräunlich.

Bruch: spätig, dunkle Punkte (Glaukonit).

Aus der angewitterten Oberfläche ragen stylolithartige Schlieren eines Mineralgemisches aus Pyrit, Glaukonit, detritischem Quarz und eventuell Tonmineralien aus dem Gestein heraus.

Mikroskopische Beschreibung

Textur: massig, keine Einregelung.

Struktur: grobkörnig (Karbonatdetritus, bis 2 mm), feinkörnig (Quarzdetritus, bis 0,6 mm; normal 0,2 mm).

Mineralbestand: Detritischer Quarz	5%
Authigener Quarz	2%
Karbonat	90%
Glaukonit	< 1%
Phosphorit	< 1%
Schwerermineralien	> 1%

Für diese Messung wurde eine Stelle ohne die oben erwähnten Schlieren gewählt.

Detritischer Quarz: Die Auslöschung ist auch hier meist undulös; die Körner sind eckig bis leicht gerundet, die grösseren auch hier besser gerundet als die kleineren. Die meisten Körner sind leicht korrodiert.

Authigener Quarz: Vereinzelt können in den mikritischen Teilen des Gesteins kleine, längliche, authigene Quarzkriställchen gefunden werden (30–100 μ). Authigen weitergewachsener Quarzdetritus dagegen fehlt. In Fossiltrümmern (meist Echinodermen) finden sich oft Stellen, an welchen Quarzin und Chalcedon den Calcit teilweise ersetzen. Feinverteilte authigene Kieselsäure kommt nur in sehr kleiner Menge vor.

Glaukonit: In normalen Gesteinen ist der Glaukonit sehr spärlich und meist von einem gelblichen Grün (Zersetzung). In der Umgebung der Schlieren nimmt die Häufigkeit stark zu, dabei schmiegen sich die Körner in der Form oft zwischen die stylolithartigen Schlieren und erscheinen somit langgestreckt, eckig. Die Farbe wechselt in dieser Zone von unten gegen oben von Flaschengrün über Hellgrün zu Gelblichgrün. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um verschiedene Oxydationsstufen.

Karbonat: Eine prozentuale Aufteilung in Grundmasse und organischen Karbonatdetritus ist nicht möglich, da ein Teil des Detritus bis zur Verwechselbarkeit mit sparitischer Grundmasse umkristallisiert worden ist.

Den Hauptanteil bilden die Echinodermentrümmern, die meist gut gerundet sind und oft Andeutungen von diagenetischem Weiterwachsen aufweisen. Stark untergeordnet findet man ausserdem Bryozoen-, Mollusken-, Serpeln- und Foraminiferenreste. Auch zwei Bruchstücke von Brachiopodenschalen sind im DS zu sehen. Mikritische, unscharf begrenzte Knöllchen können «faecal pellets» oder zerbrochene Stücke von Serpelschalen sein.

Phosphorit: Tritt nur vereinzelt auf. Grösstes Stück ungefähr 1 mm lang.

Pyrit: Ist im Hauptgestein wie üblich lokal konzentriert. In der Zone der Schlieren ist er sehr häufig.

Schwerermineralien: Turmalin ist sehr selten. Andere SM, ausser Glaukonit und Pyrit, fehlen ganz, so auch Zirkon.

3.252 Variationen

Die Unterschiede in der Ausbildung dieser Gesteinsart bestehen eigentlich nur im variablen Anteil der verschiedenen detritischen Komponenten sowie des Glaukonites.

In einem Stück der Kieselkalk-Echinodermenbreccie des Schiibegütsch (Entlebuch) bestehen Teile von Echinodermentrümmern aus einer engen Vermengung von Dolomit und Calcit. Dabei handelt es sich vielleicht um eine Entmischung der Trümmer, welche ursprünglich aus Mg-haltigem Calcit bestehen.

3.3 Sedimentationserscheinungen

3.31 Feinschichtung (Lamination)

Feinschichtung trifft man im Helvetischen Kieselkalk nur sehr selten.

Einen ersten Typ finden wir in den Mergellagen der Kleinzyklen (S. 397); es sind längliche Linsen von Karbonatsand zwischen dunklen Mergelschichten (Fig. 30). Die Mächtigkeit der Sandlagen variiert zwischen 0,1 und 3 mm und ist nicht konstant.

Ein zweites Beispiel von Laminationserscheinungen ist in den Lidernenschichten und im Oberen Kieselkalk des Profils 52 in den Churfirten zu beobachten (52/51 und 52/55) (Fig. 28). Auch hier sind die sandigen Lagen linsenförmig. Ausserdem gewinnt man den Eindruck, dass es sich um eine Art Kleinstzyklen handelt.

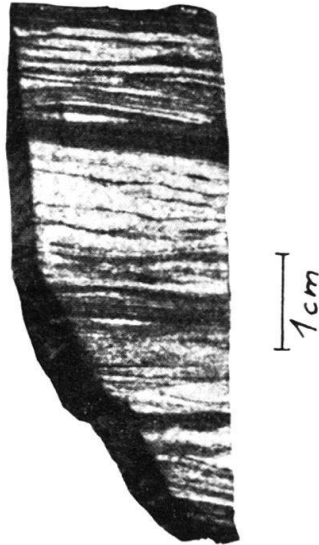


Fig. 28. Lamination. AS 52/51.

Das dritte Beispiel fand ich in einem Stück aus dem Kieselkalk des Fläscherberges (61/10). In einem feinstmikritischen Gestein trifft man plötzlich eine etwa 0,5cm dicke hellere Lage, die ihrerseits aus einer grossen Zahl feinsten Kalksandlagen besteht, welche mit dem normalen Mikrit wechsellagern (Fig. 29). Auf 0,1mm können wir 4–8 Wechsellagerungen beobachten. Dass es sich sicher um eine sedimentäre Erscheinung

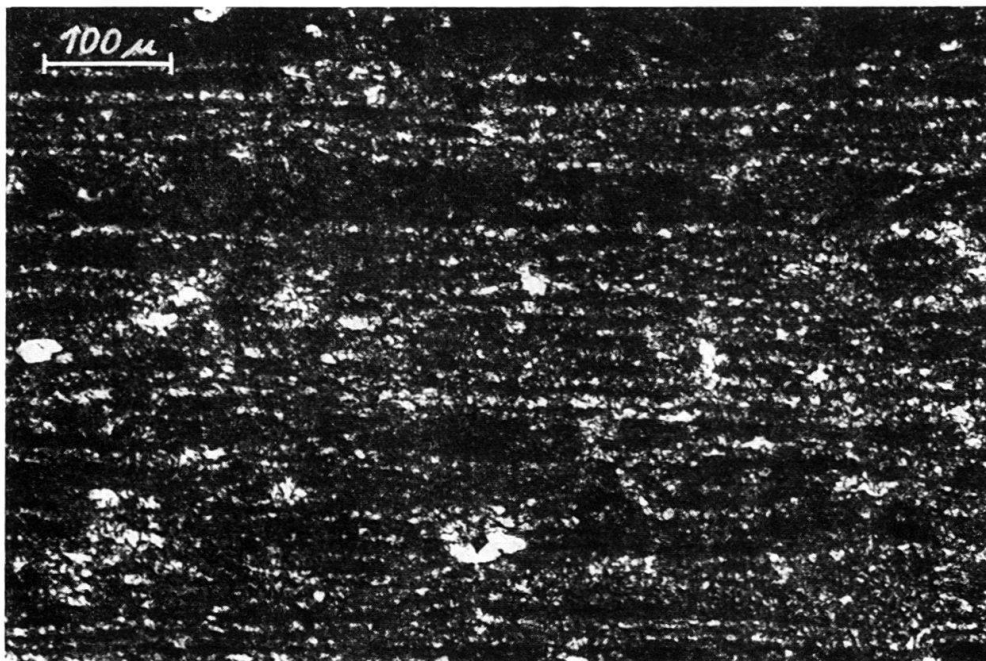


Fig. 29. Lamination im Kieselkalk des Fläscherberges. Feinste Calcarenitlagen in Mikrit. LM, DS 61/10.

handelt, zeigen die eingelagerten Sandkörner, welche Störungen in der Geradlinigkeit dieser Kalksandlagen hervorrufen. Einige Körner sind diagenetische Neubildungen (authigener Quarz), die Sandschichten ziehen ungestört durch sie hindurch.

Die drei Typen sind so verschieden und kommen in ganz unterschiedlichen Horizonten vor, dass sie für jede Korrelation wertlos sind. Es handelt sich um lokal begrenzte, episodische Erscheinungen. Allen gemeinsam ist, dass grabender Benthos, der diese Feinschichtungen zerstören könnte, fehlt. Weiter kann es aber bedeuten, dass ein grosser Teil des Kieselkalkes ursprünglich feingeschichtet war, dass aber diese Feinschichtung im Normalfall durch grabende Organismen, deren Spuren oft beobachtet werden (z. B. Fig. 30), zerstört worden ist.

3.32 *Kleinzyklen*

Ein auffallendes Merkmal des Kieselkalkes sind die Kleinzyklen, die besonders im Unteren Kieselkalk oft eine regelmässige Bankung bilden («Mäuerchenkalk»). Besonders deutlich sieht man dies am Pilatus und in unserm Gebiet in den Profilen 47 und 50. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von 15–40 cm mächtigen, kieselsandkalkigen Horizonten mit 2–10 cm dicken, dunkler anwitternden, mergeligen Kieselschiefern. Figur 30 zeigt einen solchen Kleinzyklus im Maßstab 0,6:1 (47/6₁₀) mit der Aufzeichnung einiger Parameter. Die randlichen Zahlen geben die Schnittebenen der DS an. Unten liegt die schiefrige Lage, die sich leider nicht im Verband mit dem Rest des Zyklus herausnehmen liess. Die Feinschichtung (S. 392) ist in der Photographie nur schwer zu erkennen, sie ist aber trotzdem in die untersten cm des Kieselsandkalkteils verfolgbar, wo aber die Lamination durch die Wühlarbeit der Organismen gestört worden ist. Diese Fraßspuren lassen sich durch den ganzen Hauptteil des Zyklus verfolgen. Schwarz bemerkt man im oberen Teil lokale Verkieselungen.

Die Parameter zeigen eine Häufung von detritischem Quarz in der Schieferzone, dagegen tritt der Calcitgehalt stark zurück. Markant ist auch die erneute Zunahme des Detritus in der obersten Partie, im kalkigen Teil des Zyklus, was auf stärkere Sand-schüttung schliessen lässt. Daneben dürften aber auch hydroklimatische Schwankungen für die Zyklenbildung eine Rolle spielen. «Upwelling» kalten Wassers könnte z. B. die Sedimentation von Karbonat zeitweise gehemmt haben.

Die Paketdicke ist erstaunlich konstant; nach WILSON (1969) schwankt sie weltweit und in allen Epochen zwischen 15 und 60 cm. Auch im Helvetischen Kieselkalk der NE-Schweiz werden diese Grenzen nur selten über- oder unterschritten. WILSON glaubt, dass diese Bankungen auf Klimaschwankungen innerhalb 10- bis 100jähriger Perioden zurückzuführen sind. Dies scheint mir etwa ein bis zwei Grössenordnungen zu klein zu sein. Angenommen, die durchschnittliche Zyklenmächtigkeit sei nur 20 cm, so ergäbe dies am Alvier, mit seinen etwa 600m Helvetischen Kieselkalkes, ungefähr 3000 Zyklen. Die Unterkreide umfasst ungefähr 25 Mio. Jahre. Mit der Annahme, alle 6 Stufen hätten ungefähr gleich lange gedauert, wäre die Zeitdauer des Hauterivian ungefähr 4,2 Mio. Jahre, diejenige eines Zyklus 1400 Jahre. WILSONS Ansicht, dass das Sediment frei gewesen sei von bodenlebenden Organismen, da diese sonst die verschiedenen Sedimenttypen vermischt hätten, kann ich nicht unterstützen, denn im gesamten kalkigen Teil finden wir die bereits erwähnten Wurmfraßspuren. In der schiefrigen Schicht fehlen sie allerdings gänzlich, da diese vielleicht in einem benthosfeindlichen Milieu gebildet worden ist.

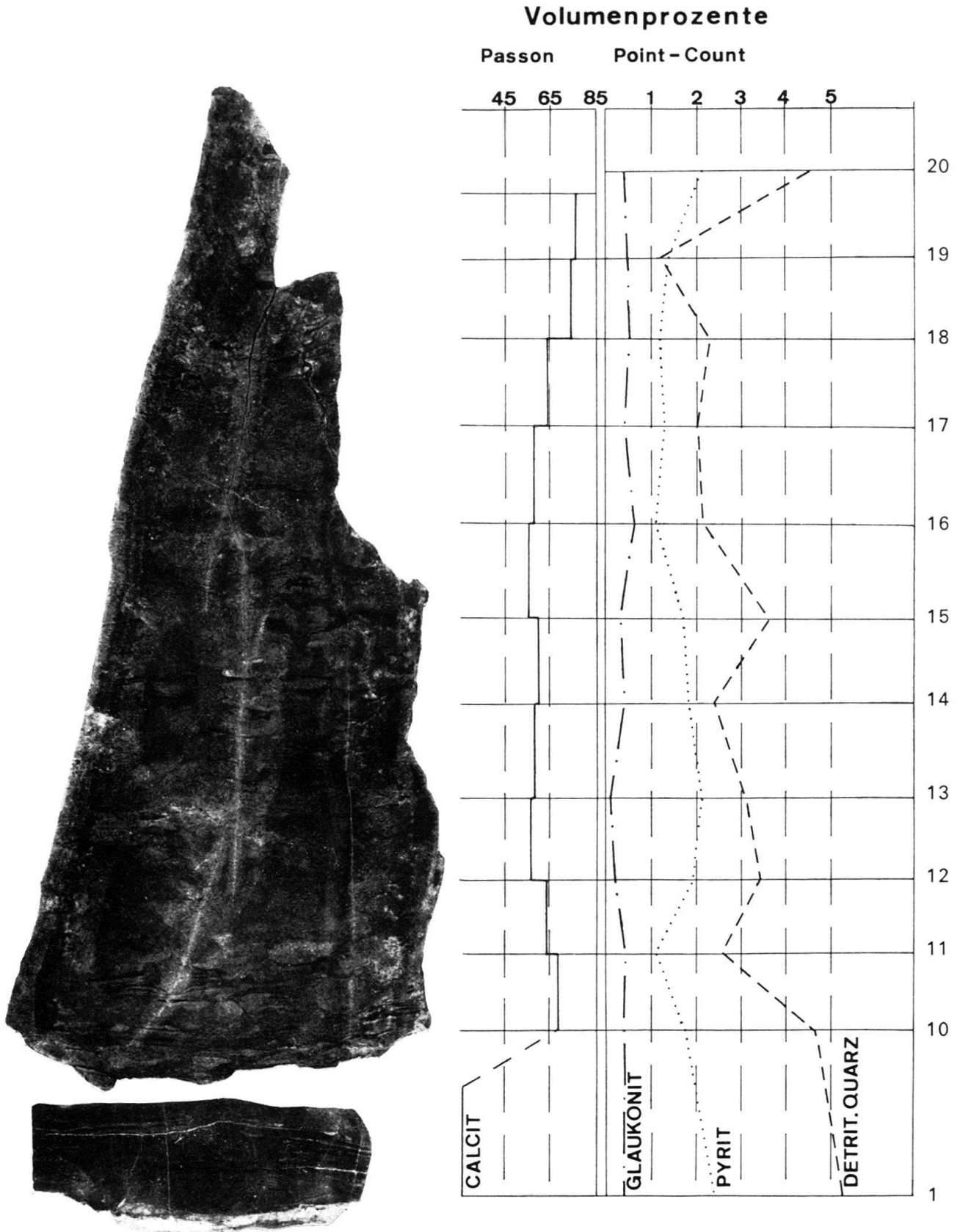


Fig. 30. Kleinzyklus aus der Schicht 47/6₁₀. Abbildung des AS und Volumenprozente einiger Anteile (Photo: M. Zuber).

3.33 *Sedimentationszyklotheme*

Die Zyklentheorie wurde für die Helvetische Kreide erstmals von FICHTER (1934) detailliert behandelt, nachdem bereits BUXTORF (1910) und ARBENZ (1919) die Zyklizität der Gesteinsabfolge aufgefallen war. FICHTER unterteilt die Helvetische Unterkreide im Bauen-Brisen-Gebiet in 9 Zykllotheme, wovon zwei auf die Formation des Helvetischen Kieselkalkes entfallen. Das untere Zykllothem beginnt mit der Valanginien-Glaukonitbank und endet im Dach des spätigen oberen Teils der unteren Kieselkalkgruppe. Das obere Zykllothem erstreckt sich von der Hauterivien-Glaukonitbank bis ins Dach der oberen Echinodermenbreccie. Diese Zweiteilung wurde vorerst von SCHAUB (1936), BRÜCKNER (1937), HAUS (1937), ANDEREGG (1940) und STAEGER (1944) bestätigt. Nach neuen Aufnahmen gliederte BRÜCKNER (1946) den Helvetischen Kieselkalk in der Zentralschweiz in drei Zyklen.

SCHINDLER (1959) kann am Glärnisch die Existenz einer zweiten Glaukonitzone nicht bestätigen, findet aber unter der Kieselkalk-Echinodermenbreccie noch ein mergeliges Band. Im NE-Helvetikum fand ich ebenfalls keine eindeutigen Anzeichen für eine Dreiteilung. Bei einigen Profilen lassen sich im Unteren Kieselkalk allerdings Einschaltungen eines Mergelbandes finden, und in Profil 17 ist sogar ein zweiter Glaukonithorizont feststellbar; dies bleibt aber ein Einzelfall. Nach Mergelzonen liessen sich oft auch vier (Profile 24 und 25) oder mehr (Südfazies) Zykllotheme unterscheiden, die aber in keiner Weise mehr korrelierbar wären und daher eher verwirrend als klärend wirken würden. Die Zweiteilung lässt sich aber durchgehend gut verfolgen (Tf. I).

Vereinzelte Glaukonitanreicherungen unbedeutenden Ausmasses im Unteren Kieselkalk (z. B. 4% statt 2%) in einzelnen Profilen sind lokale Schwankungen.

Beim oberen Zykllothem fehlen in unserer Gegend meist die mergeligen Basis-schichten. Der Obere Kieselkalk bildet oft allein das gesamte zweite Zykllothem, da die in der Zentralschweiz so typisch ausgebildete Kieselkalk-Echinodermenbreccie hier nur selten auftritt.

Hier muss betont werden, dass ich aufgrund der Lithologie (Grobsand, kalkig) die Kondensationshorizonte im Gegensatz zu ARBENZ (1919) und FICHTER (1934) jeweils ins Dach des liegenden und nicht an die Basis des hangenden Zykllothems stelle. Meist ist in meinem Gebiet die Hangendgrenze schärfer ausgebildet.

Auch im Dach des unteren Zykllothems fehlt eine Echinodermenbreccie, wie sie z. B. HAUS (1937) aus dem oberen Emmental (Kt. Bern) beschreibt. Ihr Äquivalent (Seichtwasserfazies) sind wohl die grobspätigen Anteile der Lidernenschichten.

Aufgrund der Lithologie der beiden mächtigsten Profile der Altmannschichten in unserem Gebiet (FUNK 1969) wird das genannte Formationsglied als eigenes Zykllothem behandelt. Diese Ansicht wird gerechtfertigt durch das allmähliche Zurücktretten des Tonanteils, welcher an der Basis der Drusbergschichten wieder neu einsetzt (Mergelschiefer). Allerdings ist dieses Zykllothem meist nicht so deutlich ausgebildet; es kann sogar auf einen einzigen Kondensationshorizont reduziert sein.

Ungelöst ist noch immer das Problem der Zyklothembildung. Vor allem die Erscheinungen an den Zyklen-Grenzhorizonten sollten nach neuesten Methoden untersucht werden, um Anhaltspunkte über den Mechanismus dieses oft sehr brüskten Fazieswechsels zu erhalten. Zur Diskussion steht hauptsächlich, ob es sich um Klimaschwankungen (BRÜCKNER 1951) oder um tektonische Bewegungen (FICHTER 1934)

handelt. FICTERS These (rasche Absenkung mit relativ langsamem Auffüllen des Troges), die übrigens auch von LOMBARD (1967) vertreten wird, erklärt nicht die Mangel-sedimentation gerade während der Absenkungsphasen. Andererseits kann die Theorie von BRÜCKNER die Verteilung der Quarzkorngrößen nicht genügend erklären.

Einen Beitrag zur Abklärung dieser Fragen könnten z. B. Paläotemperaturbestimmungen an Belemniten liefern; allerdings sind gerade beim Kieselkalk sehr häufig diagenetische Umwandlungen vorhanden, so dass man nicht in allen Fällen ohne weiteres annehmen kann, dass die Belemnitenrostren noch ihre ursprüngliche Zusammensetzung besitzen. Zudem spielt die Wassertiefe für die Temperatur eine wichtige Rolle. Hier können allerdings «Upwellings» kalten Wassers die Verhältnisse komplizieren (Anregung von P. E. CLOUD, nach mündl. Mitteilung von R. TRÜMPY).

Die Komplexität der Zyklotheme wird beim Betrachten der Profile (z. B. Fig. 31–35) deutlich erkennbar: Die Basis des unteren Kieselkalk-Zyklothems ist in allen Profilen durch den deutlichen Sprung der Sandkorngrößen im Dach der Pygurrusschichten gekennzeichnet. Meistens, aber lange nicht immer, ist auch die Basis des oberen Kieselkalk-Zyklothems durch einen solchen Sprung ausgezeichnet. In den Profilen 7, 9, 17, 21, 23, 44, 50, 52–55 ist diese Grenze weniger ausgeprägt.

Aufgrund der Korngrößenanalyse noch weniger gut bestimmbar ist die Grenze zum Altmannschichten-Zyklothem. Für diese Grenzziehung sind die Vermergelung und der Glaukonitgehalt meist unentbehrliche Hilfsmittel.

Die Annahme einer allmählichen Zunahme der Korngrößen innerhalb eines Zyklothems (FICTER 1934) wird durch alle Profile widerlegt. Überall finden wir mehrfachen Wechsel von Grob- und Feinsandschüttung innerhalb desselben Zyklothems.

Einige Probleme sollen nun anhand der Profile behandelt werden:

Bei Profil 13 (Fig. 31) beobachten wir im oberen Teil der Schicht 10 eine verstärkte Schüttung noch feinen Materials. Darüber setzt Grobsandsedimentation ein. Dieselbe Erscheinung finden wir auch in den Profilen 5, 10, 12, 16, 17, 28, 34, 41, 52, 53 u. a. m. Sie lässt auf eine allmähliche Zunahme der Strömungsintensität schliessen. Das erste gehäufte Auftreten von Glaukonit geht mit starker detritischer Sandzufuhr einher (13/16; 28/16u; 25/24; 38/10; u. a. m.). Dieser hohe Glaukonitanteil definiert den Beginn der Lidernenschichten. Die grössten Sande des unteren Zyklothems befinden sich in Profil 13 nicht im Dach der Lidernenschichten, wie dies in andern Profilen (10, 14, 26, 28, 32, 34, 35, 38) der Fall ist, sondern einige Meter tiefer.

Im selben Profil kennzeichnet eine leicht mergelige, dünnbankige Zone mit Silexknollen den Beginn des oberen Zyklus. Die grösste Schüttung fällt hier wieder zusammen mit einem Minimum des prozentualen Sandgehaltes. Die Grenze zum Altmannschichten-Zyklothem ist durch die Vermergelung, den relativ hohen Gehalt an grossen Glaukonitkörnern sowie einem kleinen Sprung der Quarzkorngrösse deutlich gekennzeichnet. Profil 28 (Fig. 33) gibt an dieser Stelle ein ähnliches Bild. Weniger offensichtlich ist die Grenze in Profil 25 (Fig. 32). Die Echinodermenbreccie ist hier glaukonitisch (25/27 und 28), dagegen fehlt der Glaukonit an der Basis der Altmannschichten. Diese sind an der Basis ausserdem noch ziemlich grobsandig. Das Dach wird durch einen glaukonitischen, belemnitenhaltigen Horizont (25/38) charakterisiert. In Profil 32 (Fig. 34) ist die Grenzziehung recht problematisch. Wegen des kalkigen Habitus und der dunkelbraunen Anwitterungsfarbe von Schicht 49 wurde diese noch zum Kiesel-

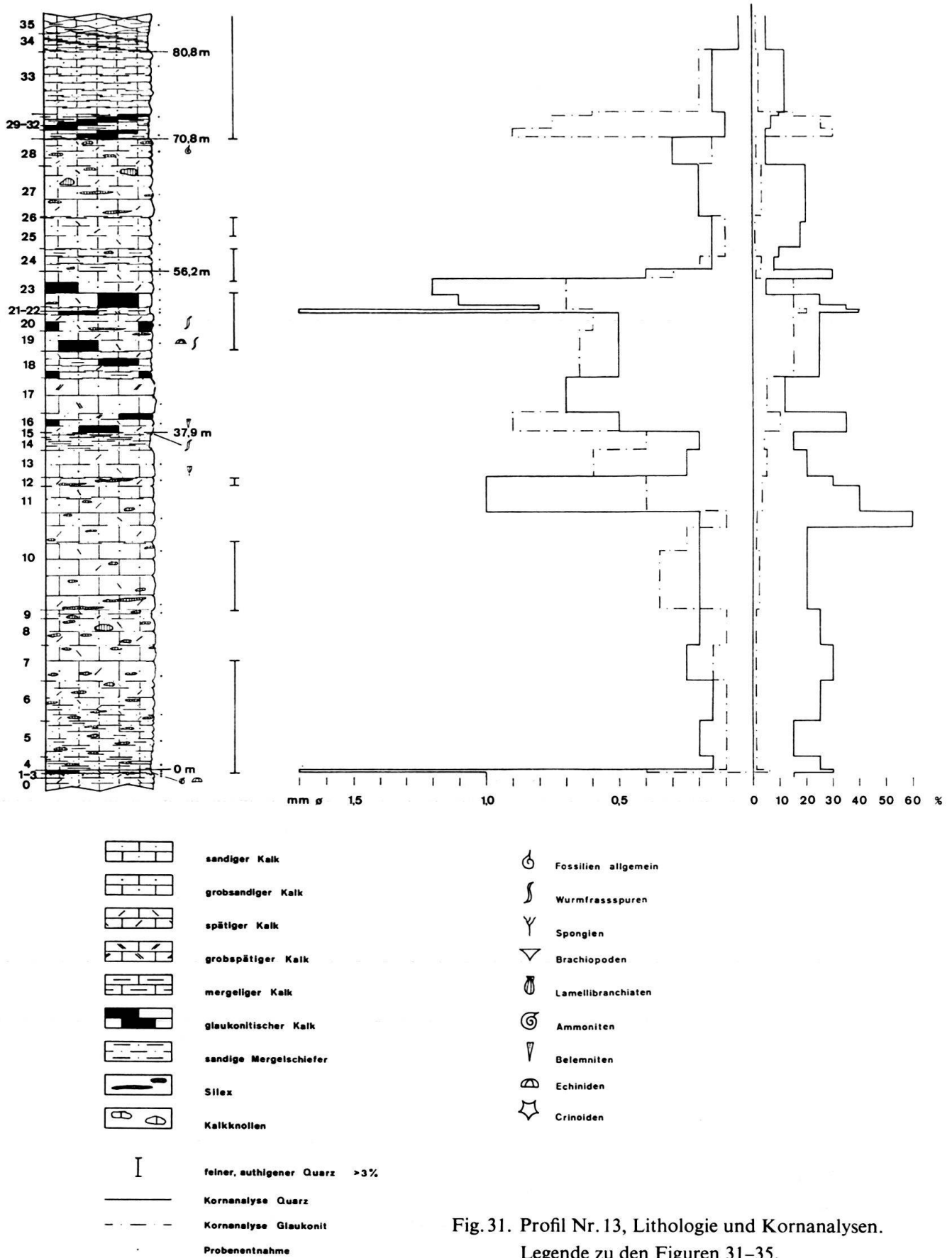


Fig. 31. Profil Nr.13, Lithologie und Kornanalysen.
Legende zu den Figuren 31-35.

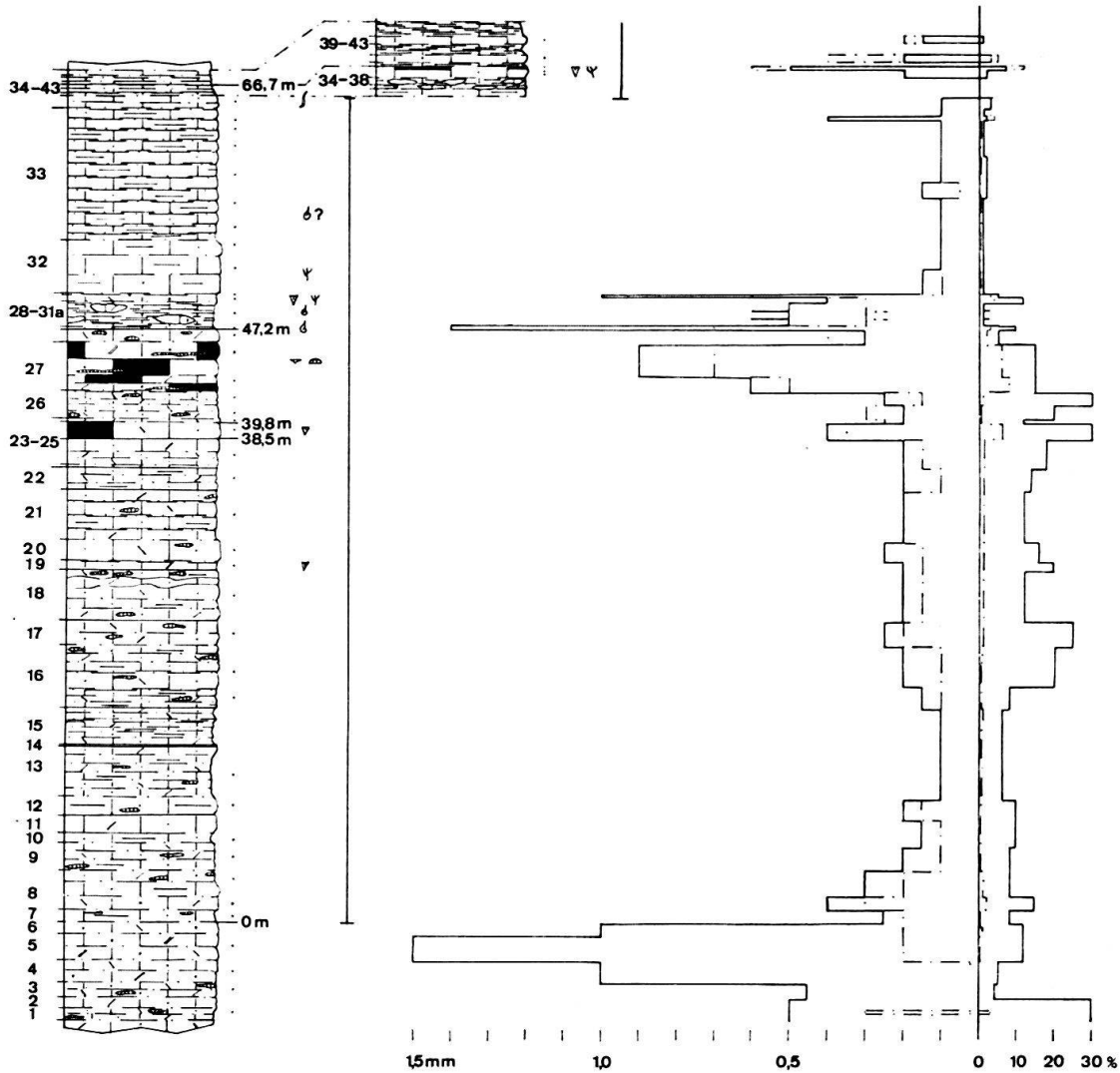


Fig. 32. Profil Nr. 25, Lithologie und Kornanalysen.

kalk gestellt, obschon die Äquivalente der Kieselkalk-Echinodermenbreccie nur die Schichten 45–48 umfassen.

In Profil 38 (Fig. 35) sind über der mergeligen Basis (38/17) die untersten Altmannschichten noch recht grobsandig. Die lokal recht grossen Unterschiede der Schüttungen zeigen, dass es unmöglich ist, generelle Aussagen über Details der Zyklenschemata zu machen. Die Aussage Fichters, nach der aus der Grösse der detritischen Quarzkörner in einem einzigen DS «sichere Schlüsse auf die Schichthöhe innerhalb eines gegebenen Emersionszyklus» gezogen werden können, kann ich in dieser apodiktischen Form nicht bestätigen.

3.34 Zyklthemgrenzen

Bei FICHTER (1934) wurden die glaukonitreichen Kondensationshorizonte als «Zyklengrenzen» bezeichnet. Zyklthemgrenzen sind aber zweidimensionale Objekte, die über oder unter einem Horizont liegen. Die in der Nähe solcher Grenzen liegenden Gesteinspakete werden hier Grenzhorizonte genannt. Diese können in ihrer Ausbildung stark variieren.

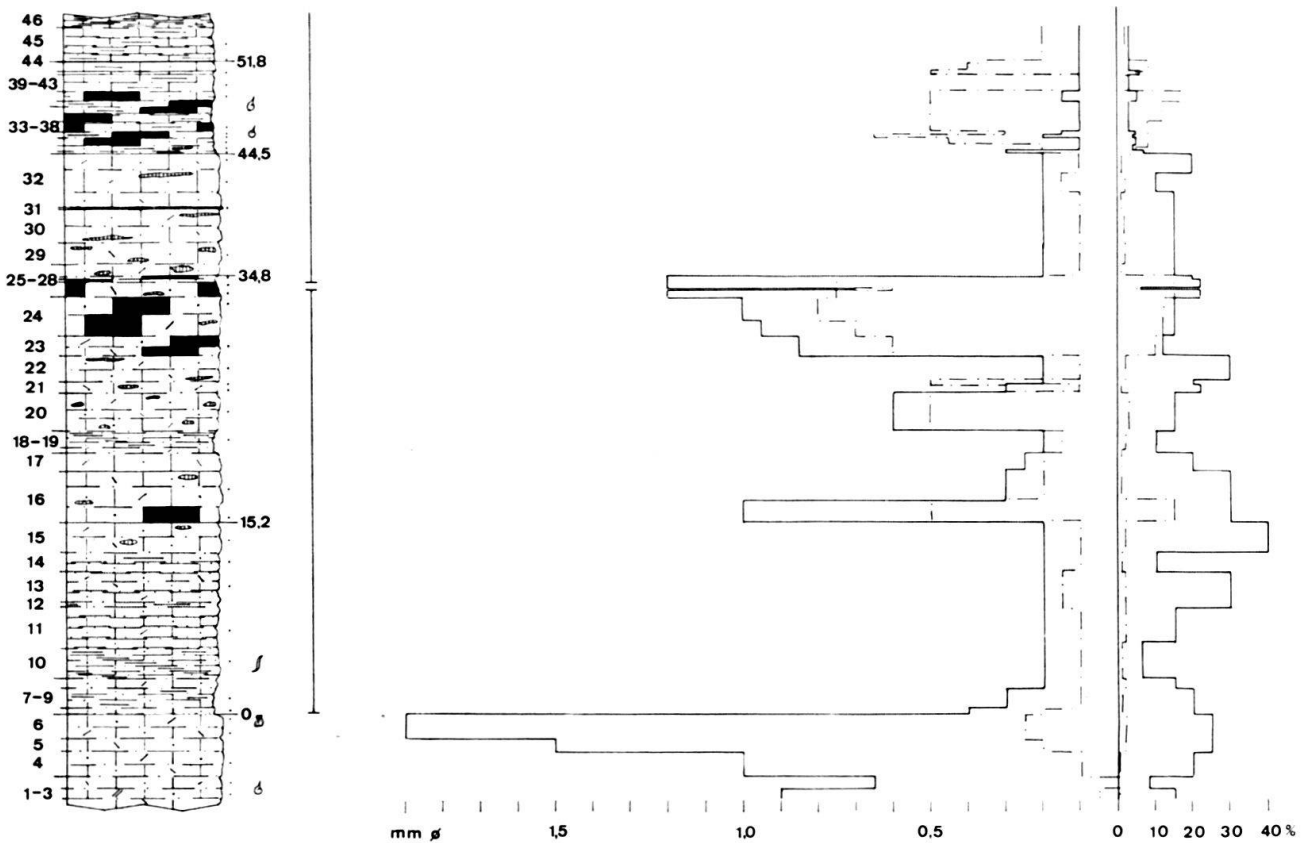


Fig. 33. Profil Nr. 28, Lithologie und Kornanalysen.

In folgender genereller Abfolge sind Grenzen von Zyklotemen am besten zu erkennen:

oben:	Mergelkalke
	Mergel
	Zyklotemengrenze
	Kondensationszone (mit oder ohne Eindringen dieser Zone ins Liegende).
unten:	spätige Kalke

Oft fehlt jede Andeutung eines Kondensationshorizontes. Mergel oder Mergelkalke folgen direkt auf die spätigen Kalke.

Im mittleren bis südlichen Helvetikum der Ostschweiz finden wir 3 bis 4 Zyklotemengrenzen in unserer Abfolge:

4. Dach der Altmansschichten
3. Dach der Oberen Kieselkalks bzw. der Kk-Echinodermenbreccie
2. Dach der Lidernenschichten
1. Dach der Pygurusschichten

In einigen Profilen (z. B. 23 und 24) fallen die Grenzen 3 und 4 zusammen.

In den Lidernenschichten, aber auch unter der Grenze Echinodermenbreccie (bzw. Oberer Kieselkalk) zu den Altmansschichten ist der spätige Kalk im Liegenden der Grenze oft stark glaukonitführend. In den Pygurusschichten dagegen, wie auch oft in deren oberstem Teil (Kondensationshorizont), fehlt eine solche Anreicherung. Im obersten Teil der Pygurusschichten wie auch der Lidernenschichten ist die Grobsan-

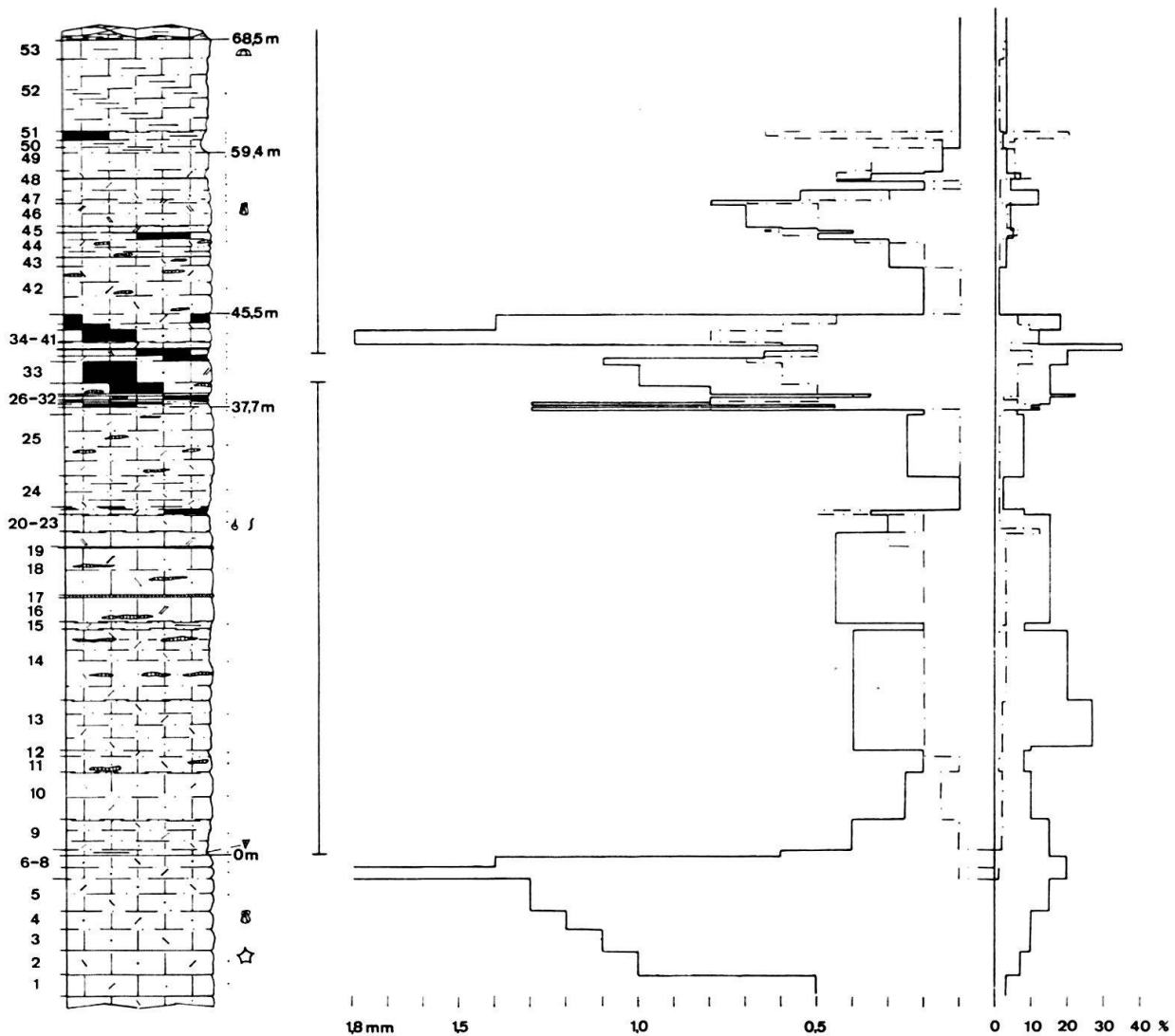


Fig. 34. Profil Nr. 32, Lithologie und Kornanalysen.

digkeit markant, die mit Beginn des nächsten Zylothems verschwindet. Etwas weniger ausgeprägt ist dieses Phänomen an der Basis der Altmansschichten.

Die Mächtigkeit der grobsandigen Schichten ist sehr variabel.

Nach BRÜCKNER (1951) sind die Zyklengrenzen praktisch isochron. Wenn aber berücksichtigt wird, dass in Kondensationshorizonten grössere Zeiträume liegen können, dann besteht die Möglichkeit, dass in verschiedenen Faziesgebieten die Grenzen nicht mehr gleichaltrig sind.

Besonders interessant sind die Zylothemgrenzen, wo in den Grenzhorizonten Kondensationszonen auftreten. Diese phosphoritknollenführenden, oft fossilhaltigen Horizonte dringen manchmal bis 40 cm ins Liegende ein (Profile 13, 4, 40). Manchmal finden wir auch Hardgrounds, vor allem unter der Basis der Altmansschichten (Profile 20, 23, 31). Schön lässt sich die Grenze an DS 12/5 beobachten. Im Liegenden finden wir «pellets»führenden Kalk mit sparitischer Grundmasse und groben Sandkörnern ohne Glaukonit. Nach einer teilweise stylolithisch ausgebildeten Grenze folgt gegen

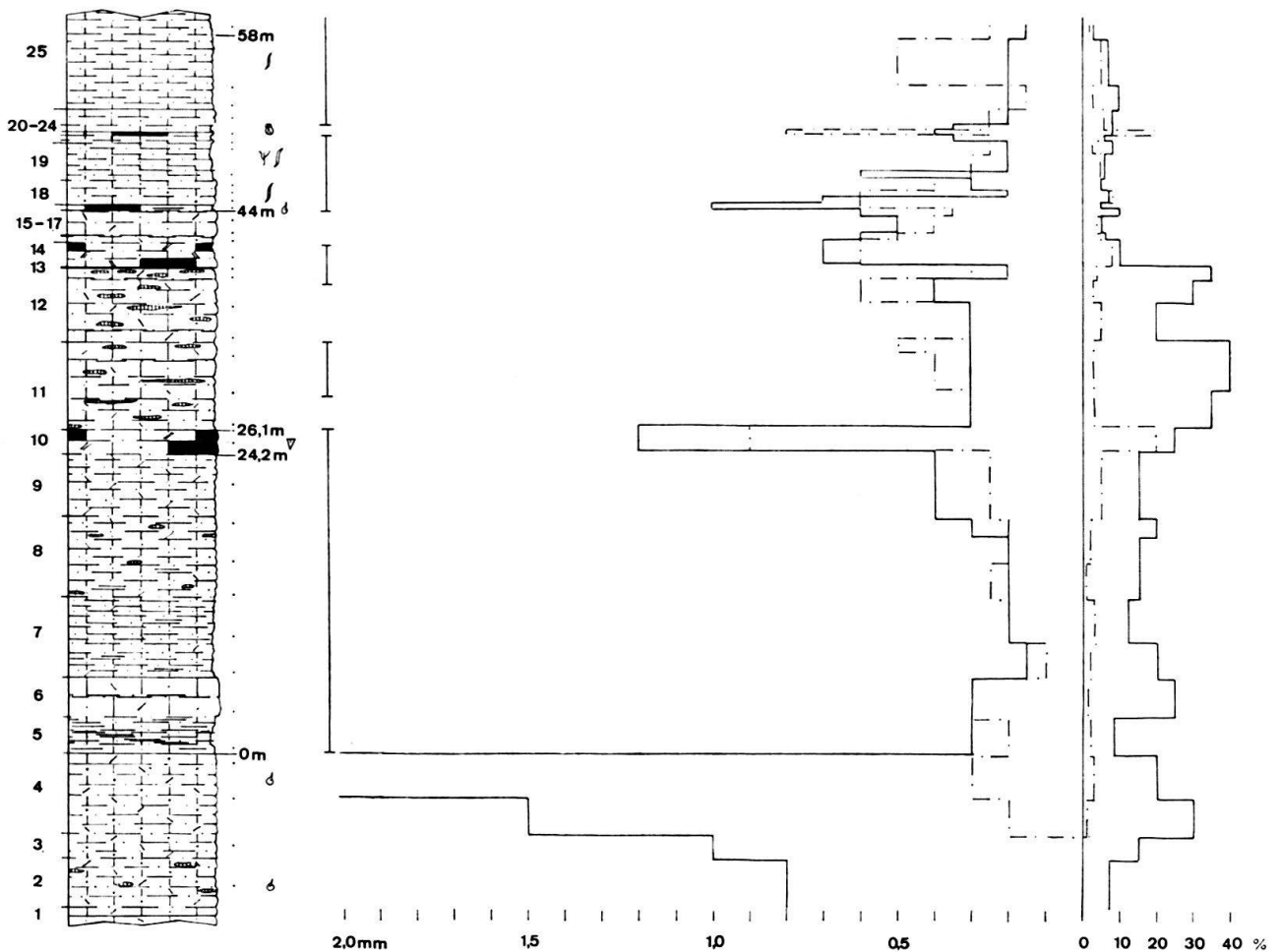


Fig. 35. Profil Nr. 38, Lithologie und Kornanalysen.

oben eine neue mikritische, kieselige, graue Grundmasse. Diese ist sehr unterschiedlich aufgebaut; stellenweise ist sie phosphoritisch imprägniert und führt bis 20% Fossiltrümmer. Darin schwimmen aber auch eigentliche Phosphoritknollen und Seeigeltäfelchen. Diese Schalenreste enthalten im Innern wieder viele kleine Fossiltrümmer, besonders Spongiennadeln und Echinodermentrümmer, vereinzelt auch Foraminiferenreste und Bryozoen. Die Matrix innerhalb dieser Schalen ist phosphoritisch, kieselig.

In der Grundmasse des Kondensationshorizontes erreicht der Quarzsand eine Grösse von 0,8 mm, während in den Seeigelgehäusen nur Körner von maximal 0,25 mm vorkommen. Da die Seeigel mit einem fremden Sediment gefüllt sind, dürfte die ursprüngliche Matrix durch verstärkte Strömung weggeschwemmt und von einer neuen, grobsandführenden Grundmasse ersetzt worden sein.

Direkt unter der Grenze Sandkalk-Kondensationshorizont findet man oft kleine Silexknöllchen (Fig. 36).

Ähnlich wie die autochthonen Seeigel müssen auch die Sedimentbrocken, die im Kondensationshorizont vorkommen, im ursprünglichen Sediment halb verfestigt, beim Wegtransport des übrigen Materials leicht oxydiert und an Ort und Stelle verblieben sein. Ihre formmässige Anpassung an die Unterlage lässt den Schluss auf nur teilweise vorhergehende Verfestigung zu (DS 12/5). Ein solcher, kieselkalkartiger



Fig. 36. Kondensationszone: Grenze Pygurus-schichten–Helvetischer Kieselkalk. AS 12/5.

Brocken bildet den grössten Teil des photographierten Kondensationshorizontes (Fig. 36).

Auch die stylolithische Grenze unter dem Kondensationshorizont deutet auf eine wahrscheinlich subaquatische Erosionsphase hin (HEIM 1924), die vor der Bildung der neuen Matrix in der Kondensationszone stattfand. Die eigentliche Zyklengrenze folgt erst über diesem Horizont.

4. LITHOSTRATIGRAPHIE

4.1 Pygurus-schichten

An der Basis bzw. im Dach der Pygurus-schichten, gelegentlich auch innerhalb derselben, finden sich glaukonitisch-phosphatische Kondensationshorizonte, die je nach Stellung als Gemsmättli- oder Rahbergschicht bezeichnet wurden. Sie führen ebenfalls grosse Quarzkörner, wie sie für die Pygurus-schichten charakteristisch sind. Wir rechnen sie deshalb als Schichtglieder (beds) zum Formationsglied (member) der Pygurus-schichten.

Die Grobsandigkeit gilt zugleich als Definition der Pygurus-schichten und unterscheidet diese vom liegenden Betlis- oder Diphyoideskalk und vom hangenden Unteren Kieselkalk.

SE des Profiles 50 (inkl.) sind die Pygurus-schichten bereits Kieselsandkalke.

4.11 *Vorkommen*

Figur 37 zeigt die Verbreitung von Kondensationshorizonten an der Basis des Helvetischen Kieselkalkes (Rahberghorizont) und von solchen innerhalb oder an der Basis der Pygurusschichten (Gemsmättlihorizont). In Profil 18 finden wir nahe beieinander zwei Horizonte. In Profil 7 (Starkenbach) ist die Kondensationszone nicht im Steinbruch, sondern nur N der Thur (etwa 10m N der Brücke) aufgeschlossen (KEMPf 1966, S. 6). In keinem Profil finden sich Kondensationshorizonte sowohl im Dach als auch an der Basis der Pygurusschichten. Pygurusschichten, d. h. grobsandige Kalke, fehlen nur im Profil 61.

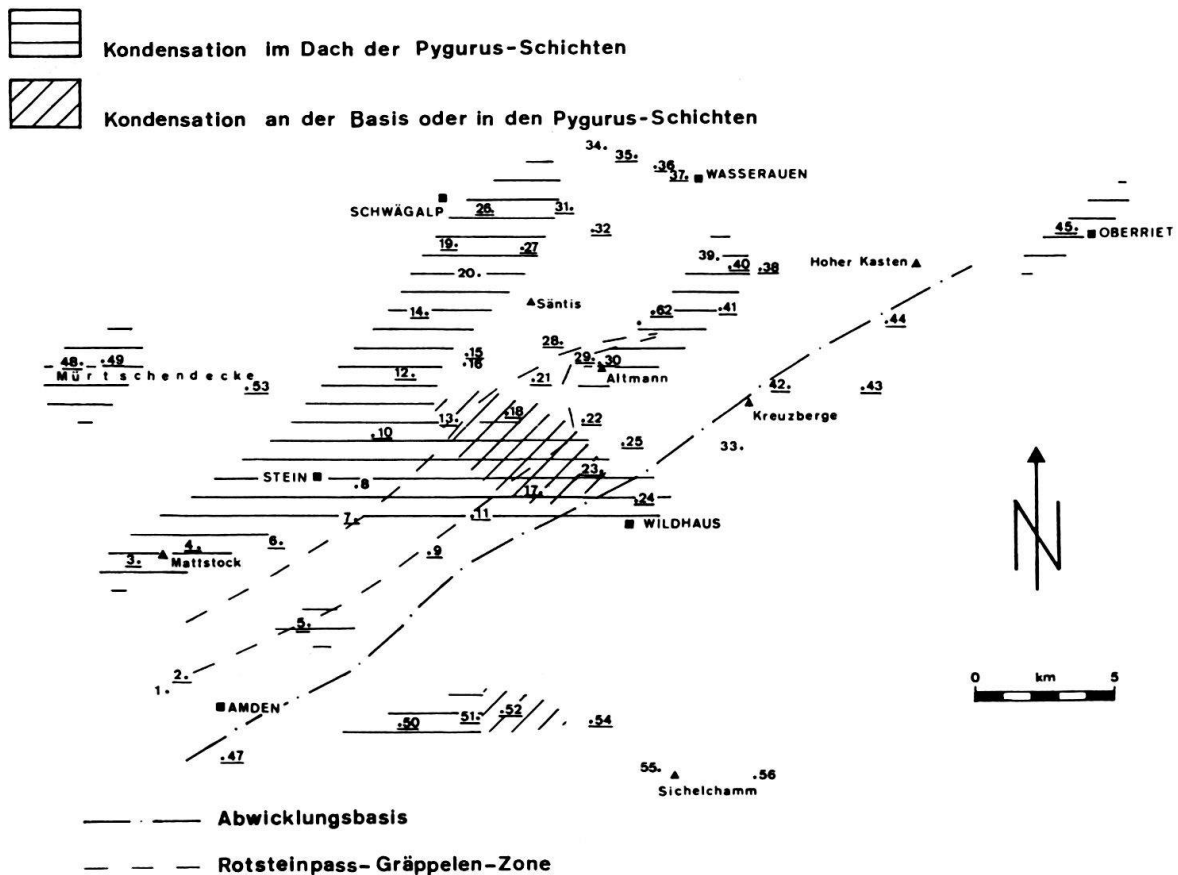


Fig. 37. Kondensationserscheinungen in der Grenzzone Betlikalk-Formation-Helvetische Kieselkalk-Formation.

(Die unterstrichenen Profile dienen als Grundlage dieser Figur. Unterlage abgewickelt.)

4.12 *Lithologie*

Die Pygurusschichten bestehen zum grössten Teil aus grobsandigen, meist spätigen bis grobspätigen, beige oder braun anwitternden Kalken (S. 382). Wie bereits erwähnt, kommen in der Südfazies auch sandige Kieselkalke vor. Ausserdem sind oft Kondensationshorizonte am Aufbau der Pygurusschichten beteiligt.

Auf Figur 38 wurden die maximalen Quarzkorngrößen aufgetragen, die möglicherweise Rückschlüsse auf die Schüttungsrichtung zulassen. Die meist gute Rundung der Quarzkörner und das Fehlen von detritischem Feldspat deuten auf einen langen Transportweg. R. TRÜMPY (mündl. Mitteilung) erwägt die Möglichkeit eines Transportes durch Long-shore-currents aus dem Böhmischem Massiv. Von diesem E–W-Transport hätten sich die Strömungen durch lokale Hindernisse gegen SW ablenken lassen und so Sandzungen gebildet. Ein lokales Hoch hätte z. B. bei Betlis dazu geführt, dass die Kalke dort weniger grobe Sande enthalten. Eine Schüttung aus NE zeigt auch unser einziges Beispiel von Schrägschichtung (35/20).

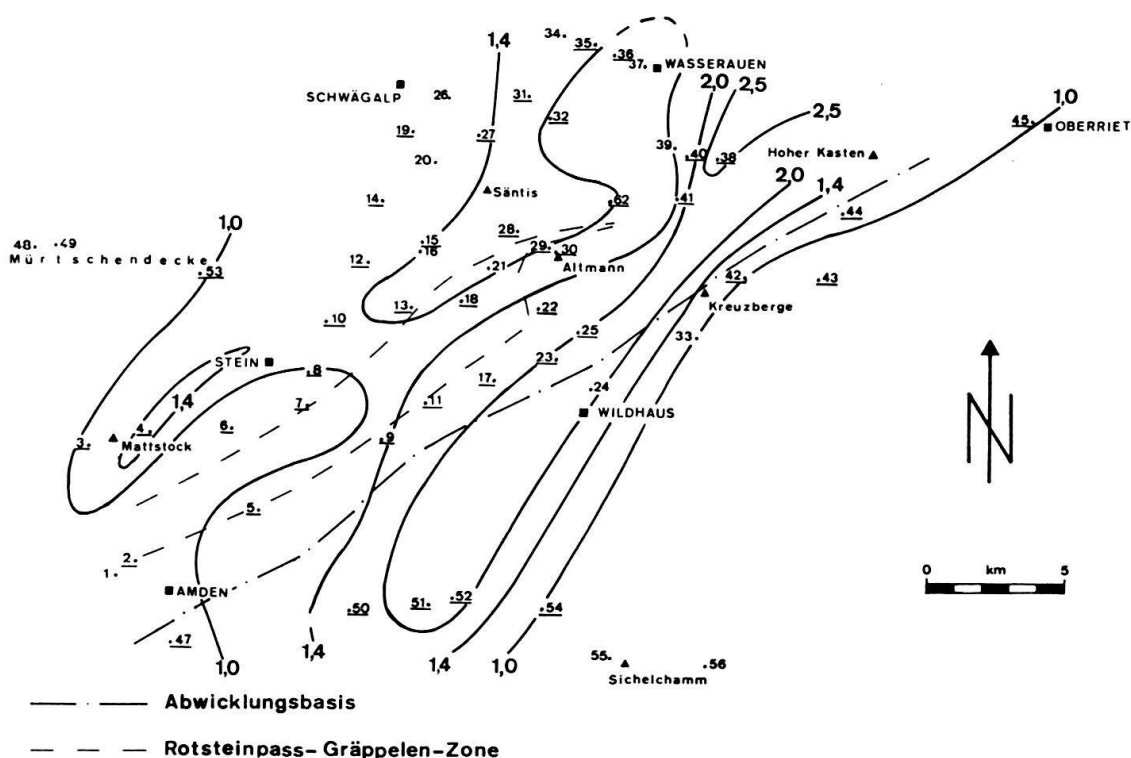


Fig. 38. Verteilung der maximalen Quarzkorngrößen in den Pygurus-schichten. (Die unterstrichenen Profile dienten als Grundlage dieser Figur. Unterlage abgewickelt.)

4.13 Kondensationshorizonte

Der Gemsmättlihorizont wurde bisher an die Basis der grobsandigen Kalke der Pygurus-schichten gestellt und enthält in den Churfürsten (BAUMBERGER et al. 1907) eine typische Valanginianfauna, charakterisiert durch *Neocomites neocomiensis* (D'ORB.), *Kilianella pexiptycha* UHLIG, *Astieria bachelardi* (SAYN).

Der Rahberghorizont liegt über den grobsandigen Kalken direkt an der Basis des Helvetischen Kieselkalkes und enthält eine Hauterivianfauna (BAUMBERGER 1907), charakterisiert durch *Astieria sayni* KIL. und *Leopoldia* sp. Dazu ist der Wechsel der Grenzzone in den Churfürsten bemerkenswert (Fig. 39).

In den westlichen Churfirten (Nägeliberg 50) liegt der Kondensationshorizont, der nach HEIM (1916) und O. RENZ (mündl. Mitteilung) die Fauna der Gemsmättli-bank (Pilatus) enthält, im Dach der Pygurusschichten. Bei Schrina-Obersäss finden wir W (51₁) sowohl unter als auch über dem Horizont grobsandige, kieselige Kalke; 100 m weiter E (51₂) liegt die Fossilbank bereits auf feinsandigem Kalk. Im Aufstieg zum Brisi (52) und in Palis (63) ist er noch in derselben Lage erkennbar, bei Hinter Büls (64) aber fehlt er ganz.

Die Fauna aller dieser Profile wurde bisher ins Valanginian gestellt. Unter den von mir gefundenen Ammoniten konnte nun aber O. RENZ einen *Olcostephanus sayni* KIL. aus der Fauna von Obersäss (51₂/3) bestimmen. *Olcostephanus sayni* KIL. wurde schon 1901 von BAUMBERGER ins untere Hauterivian gestellt, was auch BURRI (1956, S. 695) in seiner Tabelle bestätigt. Dies könnte bedeuten, dass der Kondensationshorizont der Churfirten sich sowohl im oberen Valanginian als auch im unteren Hauterivian gebildet hat, vielleicht also mehrere Ammonitenzonen (*Saynoceras verrucosum* bis *Acanthodiscus radiatus*) umfasst.

Der Horizont von Rahberg gehört mit grosser Wahrscheinlichkeit ins untere Hauterivian (Zone des *Acanthodiscus radiatus*?). Folgende meiner Funde bestätigen dies: *Leopoldia leopoldina* D'ORB. und *Plicarostrium hauteriviense* BURRI. Jegliche Valanginian-Ammoniten fehlen also. Auch sonst unterscheidet sich die Ammonitenfauna recht deutlich von jener der Churfirten.

Figur 39 zeigt auch, dass trotz lithostratigraphisch gleicher Stellung die Fauna wechseln kann; am Nägeliberg (50) ist der Horizont in «Rahbergstellung», enthält aber ausschliesslich typische Valanginian-Ammoniten (z. B. *Neocomites neocomiensis* D'ORB.).

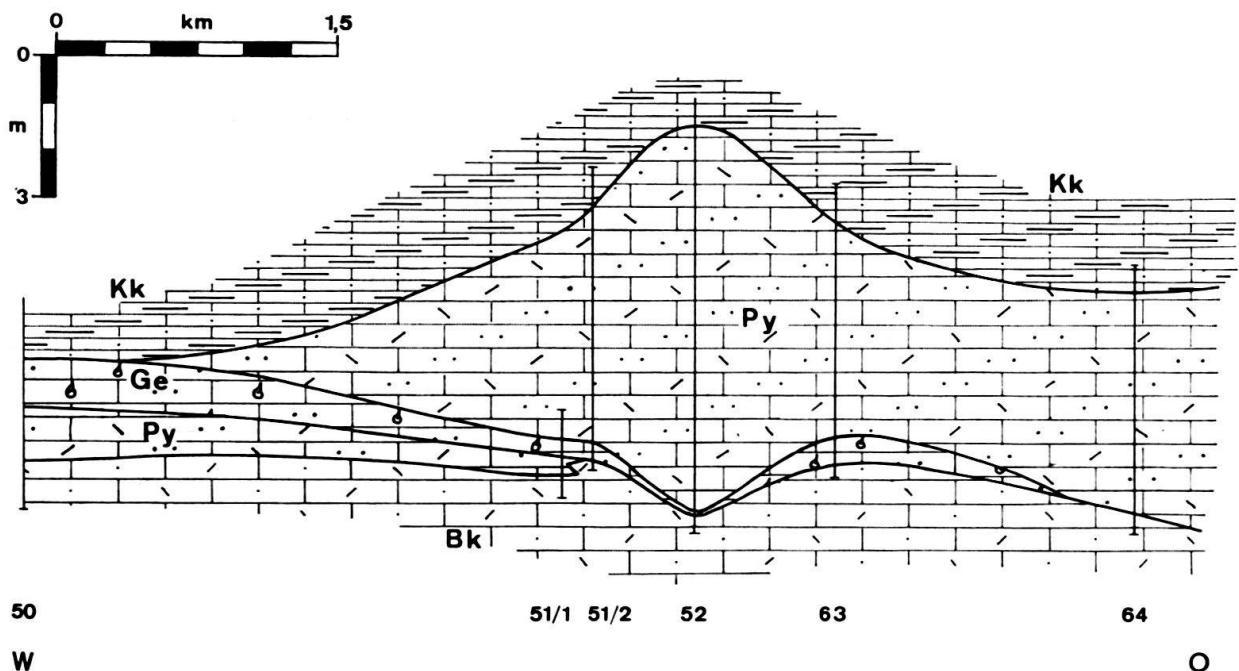


Fig. 39. Pygurusschichten in den Churfirten. (Die senkrechten Striche stellen die untersuchten Profile dar.)

Die Verbindung von groben Sanden und Kondensationszonen lässt auf starke Strömungen schliessen. Die Kondensation kann durch lokales Wegschwemmen von Kalkschlamm (= Dereption nach HEIM 1924) oder durch regionales Auflösen desselben (= Dissolution nach HEIM 1924) gebildet worden sein, was auch zur Bildung von karrenartigen Taschen führen konnte. Trockenlegung ist also nicht notwendig; ich fand auch keine Anzeichen dafür. Ausserdem besteht die Möglichkeit, dass die Zonen reduzierter Sedimentation sich im Laufe der Zeit von SE nach NW verschoben haben; vielleicht aber handelt es sich auch nur jeweils um lokale Erscheinungen, worauf das Fehlen von Kondensationszonen in vielen Profilen hindeutet.

4.14 Verbreitung

Im Autochthon und in den nördlichsten helvetischen Decken fehlen die Pygurus-schichten nach OBERHOLZER (1933) vollständig.

Ganz im Süden (Fläscherberg, Profil 61) fanden wir ebenfalls keine grobsandigen Horizonte.

Im Vorarlberg verschwinden nach HEIM und BAUMBERGER (1933) die eigentlichen Pygurus-schichten, welche im Rheintal (Kummenberg) noch zu finden sind. Wenig sandige Überreste treten nur noch in den rostig verwitterten Kondensationshorizonten zwischen Betliskalk und Helvetischem Kieselkalk auf (Gemsmättli-Äquivalent). Bei Zwurms (Profil 46) liegt dieser Kondensationshorizont aber innerhalb des Unteren Kieselkalkes, zwei Meter über dessen Basis. Dafür finden wir unter dieser Basis noch einen schwach grobsandigen Kalk (Körner bis 1,6 mm) in den obersten Partien des Betliskalkes.

4.2 Unterer Kieselkalk

Den Namen «Unterer Kieselkalk» brauchte FICHTER (1934) erstmals für die zwischen den Kieselkalkschiefern und der Glaukonitbank liegende Gesteinsabfolge. Unter Einschluss der schiefrigen untersten Partie des Helvetischen Kieselkalkes spricht er von der «Unteren Kieselkalkgruppe»²⁾. Der Name «Unterer Kieselkalk» wird weiter verwendet, erhält aber eine etwas erweiterte Bedeutung (Einschluss der Kieselkalkschiefer).

Hierzu muss gesagt werden, dass in unserem Gebiet, mit Ausnahme des Fläscherberges, keine den Kieselkalkschiefern vergleichbaren Bildungen gefunden wurden. Der Untere Kieselkalk des Untersuchungsgebietes besteht zur Hauptsache aus Kiesel-sandkalk, wobei meist unkorrelierbare Einschaltungen von sandigen Kalken, glaukonitführenden Horizonten und sogar echinodermenspätigen Kalken auftreten können. Sehr oft ist eine Gliederung in Kleinzyklen feststellbar (S. 394). In der N-Fazies ersetzt oft kieseliger Sandkalk den eigentlichen Kiesel-sandkalk. Auf das Problem der Untergrenze wird noch speziell eingegangen (S. 408).

Die maximale Korngrösse des detritischen Quarzes zeigt eine ähnliche Gesetzmässigkeit wie diejenige der Pygurus-schichten (Fig. 40).

²⁾ Natürlich handelt es sich dabei nicht um eine Gruppe (group) im lithostratigraphischen Sinn, sondern lediglich um ein Formationsglied.

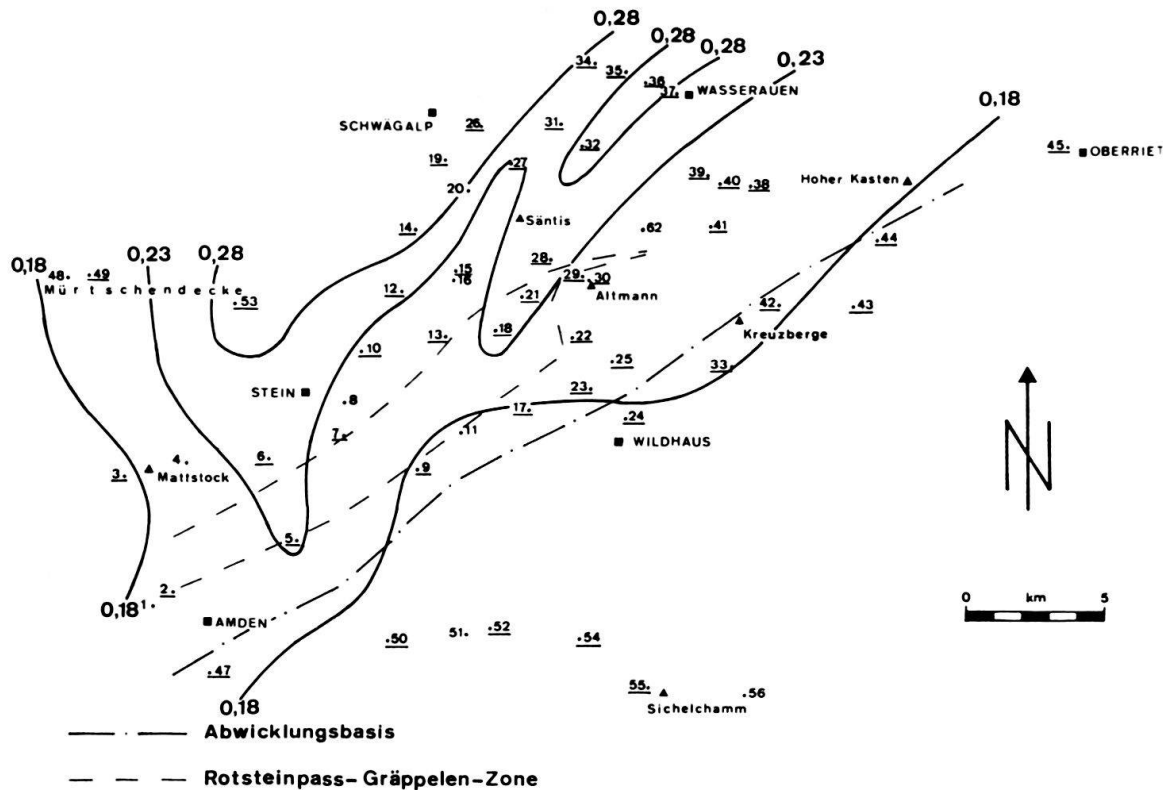


Fig. 40. Verteilung der maximalen Quarzkorngrößen an der Basis des Helvetischen Kieselkalkes. (Die unterstrichenen Profile dienten als Grundlage dieser Figur. Unterlage abgewickelt.)

Die Mächtigkeit in den verschiedenen Profilen ist aus Tafel I herauszulesen. Dabei zeigt sich in der nördlichen und im Nordteil der Zentralfazies ziemliche Konstanz, mit Ausnahme der primär reduzierten Mächtigkeit im Gebiet des Lisengrates und der Gräppelenzone. Eine gewaltige Zunahme der Mächtigkeit ist dagegen in Richtung SE festzustellen, wo der Untere Kieselkalk wahrscheinlich im Gebiete des Alvier (etwa 500m) die grösste Mächtigkeit hat. Der Winkel zwischen Ober- und Untergrenze zwischen den Profilen 24 und 59 beträgt rund $1,3^\circ$.

4.21 Untergrenze des Helvetischen Kieselkalkes

Die Definition der Untergrenze der Formation des Helvetischen Kieselkalkes erfolgte bei der Beschreibung des Typusprofils (FUNK 1969). Um nun aber regionale Korrelationen durchführen zu können, bedarf es eines Kriteriums, d. h. eines entscheidenden Parameters, dessen klare Änderung die Grenze bestimmt. Verschiedene Parameter verändern sich deutlich in der Umgebung dieser lithostratigraphischen Grenze, aber die Änderung tritt nicht immer in genau demselben Niveau auf. So könnten Grenzkorrelationen aufgrund folgender Parameter durchgeführt werden:

*Pygurus*schichten
grobsandig
kalkig
ohne authigenen Quarz
grau oder beige anwitternd
dickbankig
viel Fossiltrümmer

Unterer Kieselkalk
feinsandig
mergelig
mit authigenem Quarz
dunkelbraun anwitternd
dünnbankig
wenig Fossiltrümmer

Im Idealfall fallen alle diese Grenzen zusammen, aber leider ist dies in der Natur nur selten der Fall. Es musste also jenes Kriterium gewählt werden, welches in allen Grenzprofilen meines Untersuchungsgebietes bereits im Felde sicher nachgewiesen werden kann. Am besten eignet sich dazu die Abnahme der Sandkorngrösse an der Basis des Unteren Kieselkalkes. Die Untergrenze des Helvetischen Kieselkalkes wird also direkt über diesem Niveau brüsker Korngrössenabnahme gezogen.

Oft liegt unterhalb dieser Grenze noch ein Kondensationshorizont (Fig. 37), der immer noch zum Formationsglied der Pygurusschichten gezählt wird. Bei Profil 46 liegt der Kondensationshorizont allerdings etwa 2m über der Basis des Helvetischen Kieselkalkes (Merhart-Fossilbank).

In der Nordfazies liegt die Korngrösse des Quarzes in den Pygurusschichten meist über 1 mm, im basalen Kieselkalk bei 0,3 mm; in der Südfazies (z. B. Profil 60) sind die entsprechenden Zahlen 0,3 mm bzw. 0,1 mm.

Schwierig wird die Grenzdefinition, wenn Pygurusschichten oder Äquivalente fehlen (z. B. Profil an der Schibenflue, Entlebuch). Dort folgen über «Valanginiankalk» allmählich kieselfreie Mergelschiefer, die ohne Sandanreicherung in kieselige Mergelschiefer und dann in Kieselkalke wechseln. Bevor genauere Untersuchungen der Grenzzonen aus weiteren Gebieten vorliegen, darf der gewählte Parameter nur für unser Gebiet angewendet werden.

Der naheliegendste Parameter zur Definition der Untergrenze des Helvetischen Kieselkalkes, das erste Auftreten authigenen Quarzes, wurde aus folgenden Gründen nicht gewählt:

1. Die Feststellung, ob authigener Quarz anwesend ist oder nicht, bedarf einer genaueren Untersuchung: Anätzen, wässern und trocknen lassen.
2. Gelegentlich, besonders in der Südfazies, tritt bereits im Betlis- bzw. Diphyoides-kalk und in den Pygurusschichten feinverteilter Quarz auf. («Valanginien-Kieselkalk des Berner Oberlandes» [ADRIAN 1915]).

4.3 Lidernenschichten

Der Name wurde von HANTKE in SCHINDLER (1959, S. 41) eingeführt. Das Typusprofil am Lidernenplänggeli (Schwyzer Alpen, SW Chaiserstock) ist 1961 von HANTKE beschrieben worden (S. 79/80). Die Lidernenschichten umfassen die glaukonitischen Partien in der Mitte oder der oberen Hälfte des Helvetischen Kieselkalkes.

Die Stellung der Schiffischichten (GOLDSCHMID 1924 und 1927) wurde sehr verschieden interpretiert. Goldschmid setzt sie an die Grenze Valanginian–Hauterivian als Äquivalent des Gemsmättlihorizontes. FICHTER dagegen (1934) beschreibt unter diesem Namen die glaukonitische Bank innerhalb des Helvetischen Kieselkalkes und fasst ihre Obergrenze als Zyklengrenze auf. Da also die stratigraphische Stellung der Schiffischichten am Kleinen Schiffli (GOLDSCHMID 1927) noch unklar ist, ist die Verwendung dieses Begriffes im östlichen Helvetikum nicht günstig.

BRÜCKNER (1937) benutzt keinen Namen und schreibt nur von «Schichten zwischen unterem und oberem Kieselkalk». Der Name «Mittlerer Kieselkalk», den KEMPF 1966 verwendet, ist aus drei Gründen ungünstig:

1. Die Schichten bestehen meist nicht aus Kieselkalk, sondern aus spätigen, sandigen und glaukonitischen Kalken.
2. SCHINDLER (1959) braucht denselben Namen für die untersten Schichten des Oberen Kieselkalkes.
3. Der Name «Lidernenschichten» hat Priorität.

Kempff wollte Lidernenschichten nur auf den Fossilkonsolidationshorizont (Sentisianusbank, HEIM 1916) innerhalb dieser glaukonitischen Schichten beschränken. In Ausnahmefällen können die Lidernenschichten allerdings auf die Sentisianusbank beschränkt sein. Die Lidernenschichten sind das einzige Formationsglied des Helvetischen Kieselkalkes, dessen Name noch zu Diskussionen Anlass gibt. Er sollte für das östliche Helvetikum beibehalten werden. Günstig ist, dass er in der Literatur nie mit anderen Schichtpaketen verwechselt worden ist und nur einmal in etwas eingeschränkter Form (KEMPF 1966) verwendet wurde.

4.31 *Das Typusprofil*

Das Typusprofil wird von HANTKE (1961, S. 79/80) beschrieben. Die Lidernenschichten sind ein Formationsglied. Sie umfassen nach HANTKES Beschreibung die Schichten 6–15. Eine Neubegleitung mit R. HANTKE zeigte allerdings, dass die Schichten 6–9 noch in den Unteren Kieselkalk zu stellen sind, denn es handelt sich um fast glaukonitfreien Kieselkalk. Schicht 10 ist ein glaukonitischer Sandkalk. Die Grenze muss also zwischen Schicht 9 und Schicht 10 gelegt werden. Zusätzlich zu den von HANTKE beschriebenen Fossilien fanden wir in Schicht 12 noch ziemlich häufig Haifischzähne und stark glaukonitgefüllte Wurmfrässpuren von 5 bis 8 mm Durchmesser.

4.32 *Lithologie und Begrenzung*

Die Lithologie der Lidernenschichten ist sehr vielfältig. Das markanteste und entscheidende Merkmal ist der relativ hohe Gehalt an Glaukonit. Es ist aber zu bemerken, dass zwischen den glaukonithaltigen Schichten auch normale Kieselkalkbänke auftreten können. Zur Hauptsache finden wir glaukonitische Sandkalke und -mergel, spätige, glaukonitische Echinodermenkalke sowie glaukonitische Kieselkalke.

Einen eigentlichen Fossilhorizont, die Sentisianusbank HEIMS (1916), finden wir nur in einem engbegrenzten Streifen entlang dem Nordsäntis und am Mattstock. Er fehlt sowohl in der Mürtchendecke (Walensee-Nordufer) als auch in den Aufschlüssen S der Linie Wasserauen–Lisengrat–Starkenbach–Gulmen–Amden. Nicht immer bildet der Konsolidationshorizont wie in den Profilen 3, 10, 12, 15, 34, 35, 36 das Dach der Lidernenschichten. Bei den Profilen 7, 14, 27 liegt er 0,5–4 m unter der Obergrenze. In der nördlichen und zentralen Fazies meines Gebietes ist die Obergrenze der Lidernenschichten meist leicht festzulegen durch den abrupten Rückgang der Glaukonitkorngrösse und des Glaukonitgehaltes. Etwas problematischer ist die Grenzziehung in den südlichen Zonen, da dort der Obere Kieselkalk stark reduziert ist und Verwechslungen mit der Kieselkalk-Echinodermenbreccie möglich sind.

Die Untergrenze ist meist etwas schwieriger zu definieren, da oft schon im Unteren Kieselkalk glaukonitreichere Horizonte auftreten (Tf. III), die meist nicht korrelierbar sind und wiederum von normalem Unteren Kieselkalk überlagert werden, weshalb sie auch nicht den Lidernenschichten zugerechnet werden dürfen. Solche Horizonte haben wahrscheinlich BRÜCKNER (1946) veranlasst, in der Zentralschweiz einen dritten Zyklus im Helvetischen Kieselkalk zu postulieren.

Die Untergrenze sollte also beim endgültigen Einsetzen der glaukonitischen, späten Fazies gezogen werden. Wohl wird oft mit der Zunahme der Glaukonitkorngrösse auch eine solche der detritischen Quarzkörner beobachtet (FICHTER 1934), ohne dass diese beiden Kriterien aber parallel laufen. Sehr wohl kann einmal die Korngrösse der Sandkörner deutlich unter derjenigen der Glaukonitkörner liegen, während sie im Liegenden und im Hangenden überwiegt. Irgendwelche Gesetzmässigkeiten sind nicht zu beobachten. Mit grosser Wahrscheinlichkeit hat die Glaukonitsedimentation im ganzen Gebiet ungefähr gleichzeitig eingesetzt, dagegen scheint es, dass ihr Ende nicht überall zur selben Zeit eintrat, d. h. dass Oberer Kieselkalk und Lidernenschichten sich seitlich vertreten können. Hierzu verweise ich auf Tf. I. Auffallend ist dort die geringe Mächtigkeit der Lidernenschichten im NE sowie die Zunahme gegen S und die gleichlaufende Abnahme des Oberen Kieselkalkes in dieser Richtung.

4.33 Nordfazies

Durchgehend kann hier eine grobspätige Ausbildung der Lidernenschichten festgestellt werden. Stratigraphisch in der Mitte schaltet sich oft ein mergeliger, glaukonitärmerer Horizont ein. Diese Vermergelung fehlt allerdings in den nördlichsten Profilen (53, 19, 26, 34) ganz. Es fällt auch auf, dass die Mächtigkeit im mittleren Teil der nördlichen Fazies am grössten ist, während sie gegen NE und SW abnimmt. Dies ist übrigens dieselbe Gegend, in welcher die Altmansschichten ebenfalls ihre mächtigste Entwicklung zeigen (Tf. I). Möglicherweise hat ein Hindernis die zur Glaukonitbildung notwendige Reduktion der Sedimentzufuhr begünstigt.

4.34 Zentralfazies

Auffallend ist auch hier ein Auskeilen gegen NE. In der Gegend des Hundsteins (Profil 62) fehlt sogar jede Andeutung einer Lidernenschicht. Weiter E ist sie in geringerer Mächtigkeit wieder vorhanden. Im W kann sie immer nachgewiesen werden.

4.35 Südfazies

In der Südfazies ist die Mächtigkeit ziemlich konstant. Oft ist allerdings die Abgrenzung wegen der bereits erwähnten weiteren, vereinzelt auftretenden Glaukonithorite recht schwierig. Die gewählte Interpretation darf aufgrund der kieselkalkigen Schichten, die zwischen den stärker glaukonithaltigen Lidernenschichten und der Echinodermenbreccie liegen, für die Obergrenze als brauchbarste Lösung angesehen werden.

4.36 Sentisianusbank

HEIM (1916, S.401) beschrieb unter dem Namen Sentisianusbank einen fossilführenden Horizont aus dem nordöstlichen Säntisgebirge (Äscher). Oft allerdings finden wir

mehr als eine Bank mit Fossilien, so z. B. in Profil 34 (3 Bänke) und am Lidernenplängeli (HANTKE 1961; Schichten 12 und 14).

In verschiedenen Profilen (53, 7, 16) liegt ein Kondensationshorizont innerhalb der Lidernenschichten, meist in deren oberem Teil; dabei teilt er z. B. in Profil 53 das Formationsglied in einen unteren, echinodermenspätigen Teil (Äquivalent der «Unteren Echinodermenbreccie», HAUS 1937, S. 66) und einen oberen glaukonitisch-sandigen.

In anderen Profilen finden wir im oberen Teil oft vereinzelt Fossilien, die nicht in einem eigentlichen Kondensationshorizont angereichert sind (Profile 3, 13, 14, 25). Meist handelt es sich um Seeigel- (Toxaster) und Belemnitenbruchstücke, seltener auch um ganz erhaltene Stücke. Die wichtigste und grösste Gruppe bilden jene Profile, in denen der Fossilhorizont im Dach der Lidernenschichten liegt (Profile 10, 12, 15, 18, 25, 27, 34, 35, 36, 40, 47). Die meisten Vorkommen liegen also in der Nordfazies. Diejenigen am Walensee (47), im Schafboden (25) sowie an der Marwees (40) sind ganz lokal. In allen übrigen Profilen sind weder fossilreichere Schichten noch Kondensationshorizonte feststellbar.

4.4 Oberer Kieselkalk

«Oberer Kieselkalk» wird ebenfalls von FICHTER (1934) erstmals verwendet. Er versteht darunter die Schichten zwischen den oberen Mergelschiefern und der Echinodermenbreccie. Den Übergang von Mergelschiefern zu Oberem Kieselkalk bezeichnet er als allmählich. Nach der Formationsdefinition (FUNK 1969) umfasst der Obere Kieselkalk auch diese oberen Basismergelschiefer. Hierzu ist zu sagen, dass in unserem Gebiet diese Mergelschiefer wie auch jene des Unteren Kieselkalks fehlen. Höchstens ein erhöhter Tongehalt des Kieselkalkes kann festgestellt werden. Die Obergrenze ist im NE Helvetikum meist nicht durch die Kieselkalk-Echinodermenbreccie gegeben, die hier nur in wenigen Profilen vorkommt, sondern durch die Basis der Altmannschichten.

Die Mächtigkeit des Oberen Kieselkalkes ist relativ konstant, nur im E der Zentralfazies und in der Südfazies wird er etwas dünner. Es scheint, dass Oberer Kieselkalk und Kieselkalk-Echinodermenbreccie sich seitlich ersetzen können.

4.41 Lithologie

Zur Hauptsache besteht der Obere Kieselkalk wie der Untere aus Kieselsandkalken und mergeligen Kieselkalken. Auch hier finden wir in der Nordfazies Sandkalke und kieselige Sandkalke. Kleinzyklen fehlen in unserer Gegend in diesem Formationsglied, im Gegensatz zur Zentralschweiz. Die Bänke sind mächtiger. In der Südfazies schalten sich Glaukonitkalke und echinodermenspätige Gesteine ein (Tf. III, Mitte). Diese Schichten als eigenes Formationsglied neu abzutrennen, ist infolge ihres nur lokalen Auftretens nicht gerechtfertigt. Es handelt sich auch hier eher um ein lokales seitliches Ersetzen des Kieselkalks durch glaukonitisch spätiges Gestein.

Der Kieselkalk ist praktisch überall gleich ausgebildet. Von Auge sind im Handstück nur mergeligere und kalkigere Schichten zu unterscheiden. Interessant sind die besonders in der Südfazies häufig auftretenden, hellgrauen bis beigen Kalkknollen und Kalklinsen im bräunlich anwitternden Kieselkalk. Hie und da kommt diese Er-

scheinung auch im Unteren Kieselkalk der Südfazies vor. Häufig ist der Kalk dieser Knollen so stark wegerodiert, dass grosse Löcher im Gestein entstehen. Eine Analyse der beiden, direkt nebeneinanderliegenden Gesteinstypen führte zu folgenden Resultaten:

	Kieselkalk	Kalkknolle
Karbonat	52%	81%
Detritischer Quarz	20%	10%
Authigener Quarz	21%	8%
Glaukonit	5%	-
Pyrit	2%	<0,5%

Da die Sedimente einen so unterschiedlichen Gehalt an detritischem Quarz und Glaukonit aufweisen, ist sowohl eine Entkieselung der Knollen als auch eine teilweise Entkalkung des umgebenden Gesteins unwahrscheinlich. Wegen der primären Unterschiede, z. B. verschiedene Sandkorngrössen und fehlender Glaukonit in den Kalkknollen, denke ich eher an die Möglichkeit einer Einschwemmung halbverfestigter Sedimentbrocken.

4.5 Kieselkalk-Echinodermenbreccie

Im Gegensatz zur Zentralschweiz ist in unserem Gebiet die Ausbildung einer Echinodermenbreccie im obersten Abschnitt des Helvetischen Kieselkalkes recht selten. Der Name wurde 1867 von KAUFMANN eingeführt und hat sich seither eingebürgert, so dass eine Neubenennung, trotz dem unglücklich gewählten «-breccie» unzweckmässig erscheint. Um die Schicht von andern Echinodermenbreccien zu unterscheiden, wurde bereits von FICHTER (1934) das Wort «Kieselkalk» angefügt. Die Kieselkalk-Echinodermenbreccie liegt zwischen dem Oberen Kieselkalk und den Altmannschichten. Nirgends tritt in der Ostschweiz dieses Schichtglied so deutlich hervor wie in der Zentralschweiz.

4.51 Lithologie

Die Kieselkalk-Echinodermenbreccie besteht zum grössten Teil aus Echinodermen-spatkalk oder aus leicht kieseligem, glaukonithaltigem, sandigem, biogenem Kalk. Die Schichten sind meist bankig bis grobbankig.

4.52 Vorkommen und Mächtigkeit

Die Vorkommen sind meist lokal oder regional beschränkt (Tf. I). Die wichtigsten Gegenden sind der nördlichste Säntis sowie das Gebiet zwischen den östlichen Churfir-
sten und dem Alvier. Die lokalen Vorkommen an der Dürschlegli, SW des Rotstein-
passes wie auch im SE Alpstein fallen mit Zonen von reduziertem Oberem Kieselkalk
zusammen, was ebenfalls wieder für gegenseitiges Ersetzen der beiden Formationsglieder
spricht. Oft ist der Obere Kieselkalk im obersten Teil etwas spätig ausgebildet,
ohne bereits als Echinodermenbreccie bezeichnet werden zu können. Als entschei-
dende Kriterien sollten im Felde grobe Spätigkeit und Glaukonit benutzt werden. Die
Mächtigkeit des Formationsgliedes übersteigt 11 m nie (Profil 44). Meist liegt sie zwi-
schen zwei und fünf Metern.

4.53 Obergrenze des Helvetischen Kieselkalkes

Als Kriterium für die Obergrenze dieser Formation eignet sich am besten der Übergang vom spätigen Kalk im Liegenden zu den mergeligen Kalken der Altmannschichten, wobei die relative Grösse der spätigen Körner massgebend ist, denn auch die Altmannschichten können manchmal, besonders im N, leicht spätig sein, doch sind dann stets die liegenden Schichten sehr grobspätig.

4.6 Helvetischer Kieselkalk: Vergleich mit Nachbargebieten

Das erste gut beschriebene Profil aus dem autochthonen Gebiet stammt von ARN. HEIM (1910). Er beschreibt aus der Gegend des Kistenpasses 15m Kieselkalk und 3m Echinodermenbreccie. Das Profil musste aber nach den Aufnahmen TRÜMPYS im autochthonen Gebiet S des Hausstocks neu interpretiert werden. In seiner Diplomarbeit beschreibt TRÜMPY (1944) ein 27m mächtiges Profil des Helvetischen Kieselkalkes. Dort stellt er die Austerbank, welche von HEIM als Basis des Kieselkalkes angesehen wurde, als Zyklengrenzhorizont (grobsandig) in dessen Mitte, indem er die Kalke mit Sandknauern, welche HEIM zum Valanginian gezogen hatte, als Unteren Kieselkalk betrachtete. Die Austerbank wäre somit ein Äquivalent der Lidernenschichten, allerdings in einer Ausbildung ohne Glaukonit. Nach OBERHOLZER (1933) ist der Kieselkalk am Torkopf nur 6m mächtig, wobei aber nicht klar ist, ob auch hier vielleicht nur der obere Kieselkalk gemeint ist. Als einziges Formationsglied kann eine Echinodermenbreccie ausgeschieden werden. Im Gebiet von Vättis wird der autochthone Kieselkalk etwas mergelig.

Im Parautochthon bleibt nach OBERHOLZER im nördlichen Teil (Calanda) die Mächtigkeit und Ausbildung der Formation noch ähnlich wie im Autochthon. In der Kaminspitzschuppe wird der Kieselkalk aber gegen E geringmächtig (5m), wobei die Drusbergsschichten deutlicher zum Vorschein kommen. Diese Reduktion des Kieselkalks und die damit einhergehende Mächtigkeitszunahme der Drusbergsschichten fällt auch bei BETTENSTAEDT (1958) im N-Teil des von ihm untersuchten Gebietes auf. Möglicherweise ersetzen die Drusbergsschichten in dieser NE-Fazies den Helvetischen Kieselkalk.

Im südlichen Parautochthon (Tschepp–Flimserstein) wurde eine Mächtigkeitszunahme des Kieselkalkes auf 15m festgestellt. Aus der Glarner Decke beschreibt OBERHOLZER Mächtigkeiten von 20 bis 30m. Ob die glaukonithaltigen Knollen und Schlieren aus dem Profil Plattenalp (S. 321, Schicht Nr. 2 der Beschreibung) ein Äquivalent der Lidernenschichten darstellen, ist fraglich. 4–6m Echinodermenbreccie im Dach des Helvetischen Kieselkalkes können auch hier ausgeschieden werden.

In der Mürtschendecke stellt OBERHOLZER Einschaltungen von mergeligen Horizonten fest; die Mächtigkeit beträgt 40–45m. Dies stimmt recht gut mit meinem Profil 53 aus der nördlichen Mürtschendecke überein, wobei Oberholzer keine glaukonitischen Horizonte beobachtet hat, wie sie in Profil 53 deutlich hervortreten. Dafür fehlt dort die Echinodermenbreccie, wobei aber auch OBERHOLZER bemerkt, dass sie im Profil am Deyenstock nicht mehr ausgesprochen grobspätig ist.

In der Stirnregion der Axendecke ist der Helvetische Kieselkalk (inkl. Echinodermenbreccie) 50–60m mächtig, am Westfuss des Bächistockes nach OBERHOLZER aber bereits über 100m.

Am Glärnisch fand BLUMER (in OBERHOLZER, S. 327) oberhalb der Mitte des Kieselkalkes einige glaukonitreiche Kalklagen, von denen eine Fossilien führte. Aufgrund dieser Funde konnte die Schicht mit der Sentisianusbank HEIMS (S. 411) verglichen werden. Die Sentisianusbank tritt E der Linth nur am Mattstock und im Nordsäntis auf.

Im Silbergebiet wächst die Mächtigkeit auf etwa 140 m an (OBERHOLZER 1933; HANTKE 1961). Der Faziesstreifen des Silbergebietes zieht im Säntis-Churfürsten-Gebiet (TRÜMPY 1969) N der Amdener Mulde durch, wo die Mächtigkeiten noch merklich geringer sind (80–100 m), was auf eine allmähliche Mächtigkeitsabnahme von WSW nach ENE hinweist, wie wir sie auch innerhalb unseres Gebietes in der N- und Zentralfazies feststellen können. Mächtigkeiten von 140 m finden wir im Gebiet NW Quinten zwischen den Profilen 47 und 50.

Aus OBERHOLZERS Profil am Bockmattlistock (S. 332) kann man deutlich die im Churfürsten und Säntisgebiet übliche Unterteilung feststellen: Unterer Kieselkalk (Schicht 2a), Lidernenschichten (2b und c), Oberer Kieselkalk (2d–g), Kieselkalk-Echinodermenbreccie (3). Interessant ist hierbei, festzustellen, dass der Obere Kieselkalk bedeutend mächtiger ist als der Untere, was in unserem Gebiet nie der Fall ist. Ohne eingehende Neuaufnahmen in jener Gegend dürfen daraus aber noch keine Schlüsse gezogen werden.

Die grösste Mächtigkeit wird im Untersuchungsgebiet am Alvier erreicht (etwa 560 m). OBERHOLZER meldet vom Stirngewölbe am Fluebrig (Kt. Schwyz) ungefähr 700 m.

Für Vergleiche mit dem E gelegenen Gebiet (Vorarlberg) eignen sich die Arbeiten von SCHAAD (1926) und HEIM und BAUMBERGER (1933) am besten. An der Basis des Helvetischen Kieselkalkes im Vorarlberg fällt auf, dass Pygurus-schichten nicht beschrieben werden. Im N sind diese nach SCHAAD durch Kieselschiefer ersetzt. Ob die oft erwähnte sandige Basis im N und S ein Äquivalent der Pygurus-Sandkalk-Sedimentation darstellt, bedürfte neuer Detailuntersuchungen. Jedenfalls fand ich im Profil 46 (Zwurms bei Götzis) noch sichere Pygurus-äquivalente (Sand bis 1,6 mm). Im S, wo Kieselschiefer fehlen, ist der Übergang von Diphyoideskalk zu Kieselkalk glaukonitisch, ein Hinweis auf reduzierte Sedimentation.

Nach der Faziesabwicklung SCHAADS (S. 101) nimmt der Helvetische Kieselkalk von SW (etwa 100 m) im Streichen nach NE (etwa 40 m) ab. Gleichzeitig vermergelt die Basis und wird glaukonitisch. E der Canisfluh zeigt die Formation eine Mächtigkeitszunahme von N nach S von 30 m auf rund 120 m. Dieses Gebiet würde, bei einer Fortsetzung der Wildhauser in die Fraxernmulde, dem S-Teil unseres Zentralen Faziesgebietes entsprechen. Auch hier ist eine Abnahme der Mächtigkeit gegen E zu beobachten.

4.7 Altmannschichten

Die Altmannschichten sind lithologisch sehr variabel. Ihre Stellung als unterstes Formationsglied einer noch zu definierenden «Drusberg-Formation» wurde vom Autor (1969) statuiert. Dort ist auch das Paratypusprofil sowie das Profil am Altmannsattel beschrieben.

4.71 *Begrenzung*

Meist ist es einfach, die Untergrenze zu legen, besonders dort, wo sich im Liegenden eine Echinodermenbreccie befindet. Ein allgemein gültiges Kriterium kann nicht gegeben werden (S. 414); am günstigsten ist es, die Grenzen aufgrund von Vergleichen mit dem Paratypusprofil zu ziehen.

Grössere Probleme stellt die Obergrenze. Im allgemeinen wird die Grenze dort gezogen, wo der Glaukonit verschwindet, doch ist auch dieses Kriterium nicht eindeutig. Gerade im Paratypusprofil verschwindet der Glaukonit nach etwa fünf Metern; in Schicht 22, rund 20m über der Basis, erscheint er aber wieder. Obschon in den Schichten 25–27 Glaukonit praktisch fehlt, wird die Obergrenze der Altmansschichten erst im Dach von Schicht 27 gelegt, um diesen stark fossilhaltigen Horizont noch in die Altmansschichten einzubeziehen, und wegen des noch kalkigen Habitus von Schicht 26. Der eigentliche Fossilhorizont der Altmansschichten liegt in Schicht 24. Diese Schicht bildet bei KEMPF (1966, S. 17) das Dach der Altmansschichten.

Nach unserer Interpretation liegt der Beginn der Drusbergschichten an der Basis der knolligen Kalke. Diese Grenzziehung ist in vielen Profilen praktisch leicht durchführbar (Profile 8, 10, 12, 14, 20, 27). Figur 41 zeigt die Art der Untergrenze der Altmansschichten. An den Stellen, wo heute Kondensationszonen vorliegen, muss einmal chemische oder physikalische Erosion wirksam gewesen sein (S. 407).

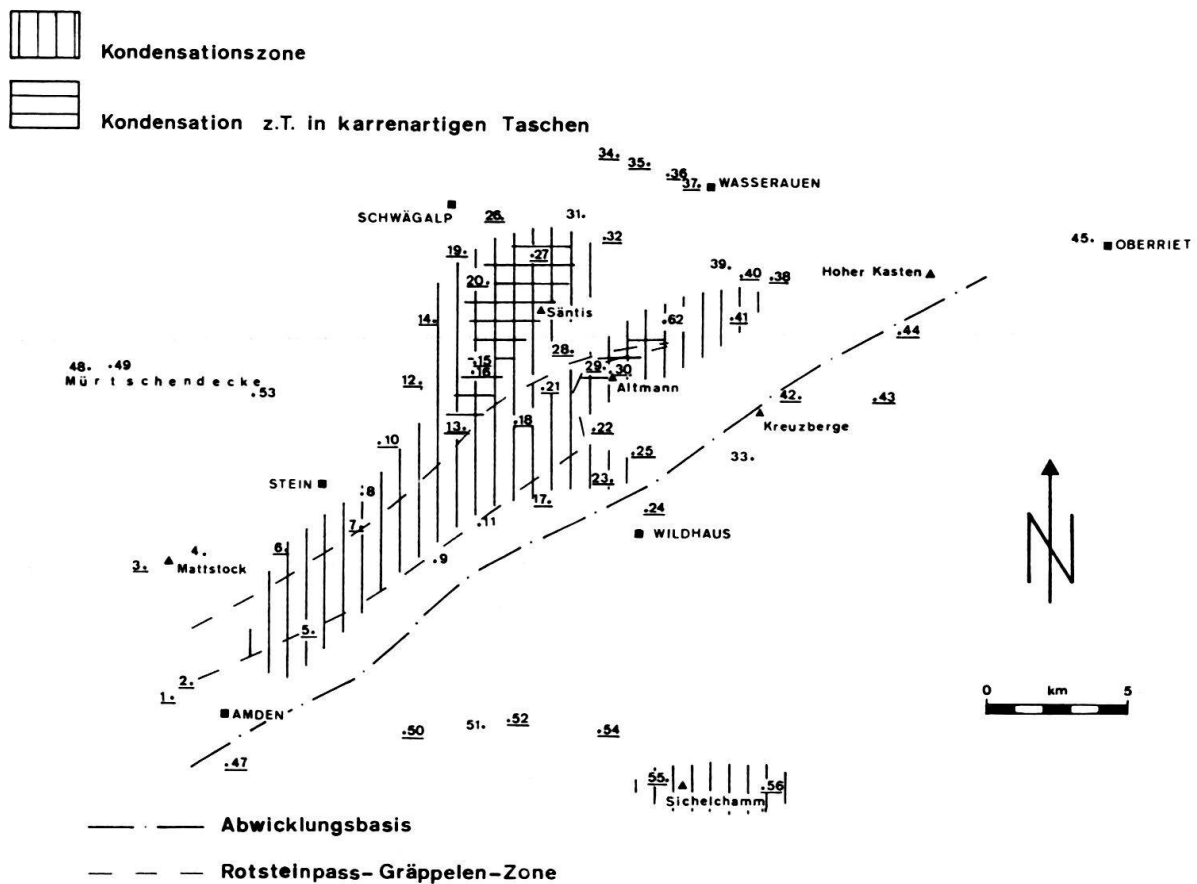


Fig. 41. Untergrenze der Altmansschichten. (Die unterstrichenen Profile dienen als Grundlage dieser Figur. Unterlage abgewickelt.)

4.72 Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Altmansschichten schwankt sehr stark (Tf. I). Das Maximum erreicht sie in ALB. HEIMS Gewölbe 1a (1905), zwischen Stein und Ebenalp. Lokale grössere Mächtigkeiten finden sich noch am Walensee (47), am Altmannsattel (30) (S des Rotsteinpasses [29] ist die Mächtigkeit bereits stark reduziert) und am Alpsigel (38).

4.73 Lithologie

Verschiedene Gesteinstypen bauen die Altmansschichten auf. Obwohl Mergel und Kalkmergel vorherrschen, sind sogar spätige Kalke, Glaukonitite und Kieselkalk in diesem Formationsglied vertreten. Die Variationen von Profil zu Profil sind gross, und nur regional ist es daher möglich, zu korrelieren. Diese Vielfalt erwähnte auch KEMPF (1966). Sie führte im frühen Stadium der stratigraphischen Forschung im Helvetikum sogar zu Verwechslungen. So sah Kaufmann z. B. am Pilatus die Altmansschichten zwischen Klimsen und Pilatus-Kulm als Wiederholung der Basis des Kieselkalkes bzw. des «Neocomiens» an.

Im Paratypusprofil ist kieseliger Mergelkalk der hauptsächlichste Gesteinstyp, eingeschaltet zwischen die untere und die obere Kondensationszone. Diese werden durch glaukonitischen Biocalcarenite, glaukonitische Mergel und Hardgrounds gebildet.

In der Alviergegend sind die Altmansschichten glaukonitische, kieselige Kalke. Der untere Kondensationshorizont liegt, wie ein Vergleich mit Profil 56 zeigt, noch in den obersten Schichten des Oberen Kieselkalkes. Der obere Horizont (58/22) allerdings liegt in den Altmansschichten. Der in den Wiesen E des Barbieler Grates oft auf Schichtoberflächen hervortretende Horizont ist lithologisch eher der unteren Fossilbank (58/13) gleichzustellen.

4.74 Verbreitung in den Nachbargebieten

Im Autochthon sind Altmansschichten nach OBERHOLZER nicht nachgewiesen. Bereits im Parautochthon dagegen finden sich zwischen Kieselkalk-Echinodermenbreccie und Drusbergmergeln glaukonitische Kalke von 0,5 bis 2 m Mächtigkeit, die den Altmansschichten gleichgestellt werden dürfen. In der Glarner Decke wurde am Hüttenkopf (Schild) nur eine Vermergelung der Kieselkalk-Echinodermenbreccie bemerkt, während am Glärnisch wieder 1–2 m glaukonitischen Kalkes gemessen wurden.

In der Mürtschendecke fehlen nach OBERHOLZER Altmansschichten SE der Linthebene. Auch ich fand in den Profilen 49 und 53 keine Anhaltspunkte.

In der Axendecke nehmen sie von N (1 m) nach S (3 m) zu. Im Silbergebiet erreichen sie gar eine Mächtigkeit von 18 m, was ungefähr den Profilen im Nordsäntis entspricht. In der Abwicklung weiter gegen S gehen sie dann auf 4–10 m zurück, um in der Drusbergdecke (Saaspass) erneut auf 26 m anzuschwellen. Hier handelt es sich wahrscheinlich um eine lokale Mächtigkeitsspitze, wie wir sie bereits aus unseren Profilen vom Altmannsattel (30) und vom Walensee (47) kennen. Allerdings fällt auf, dass sich dieses Profil (OBERHOLZER 1933; S. 334) recht gut mit unserem Paratypusprofil an der Tierwis vergleichen lässt.

Im Vorarlberg finden sich nach SCHAAD (1926, S. 95) nirgends deutlich ausgeprägte Altmannschichten. Die obersten Kieselkalkpartien sind wohl hie und da glaukonitisch, aber dies dürften eher Äquivalente der Kieselkalk-Echinodermenbreccie sein.

Im südlichen Gebiet scheinen die Drusbergmergel selbst an der Basis glaukonitisch und z. T. kieselig zu werden (SCHAAD, S. 95), was auf Altmannschichten hindeuten kann. HEIM und BAUMBERGER (1933, S. 183) beschreiben eine 30cm dicke, glaukonitische Altmannbank aus der Gegend von Schnepfau (Bregenzer Wald).

4.8 Drusbergmergel

Die Drusbergmergel wären das zweite Formationsglied der Drusbergformation (S. 415). Sie wurden in der Ostschweiz in neuerer Zeit durch LIENERT (1965) untersucht. Leider machte er nur wenige Angaben über seine Auffassung der Abgrenzung zu den Altmannschichten. Die Trennung aufgrund eines Körnerpräparates scheint insofern günstig, als auch in unserem Paratypusprofil an der Tierwis die Häufigkeit idiomorpher, authigener Quarzkriställchen in Schicht 28 erheblich über derjenigen in den darunterliegenden Schichten steht. Die übrigen Parameter können aber nicht bestätigt werden und sind vielleicht nur lokal von Bedeutung. Die Definition der Grenze zwischen Altmannschichten und Drusbergmergeln sollte im Rahmen einer allgemeinen Bearbeitung der Drusberg-Formation geschehen.

4.9 Zusammenfassung

Wichtig ist das Fehlen von eigentlichen Schiefern sowohl an der Basis des Unteren als auch des Oberen Kieselkalkes. Ferner fehlt auch eine eigentliche Untere Echinodermenbreccie; sie wird wohl teilweise im spätigen unteren Teil der Lidernenschichten vertreten sein. Die obere Kieselkalk-Echinodermenbreccie tritt ebenfalls nur regional oder gar lokal auf. Dies deutet alles darauf hin, dass der Sedimentationsraum des Helvetischen Kieselkalkes in der NE-Schweiz keinen allzugrossen horizontalen und vertikalen Schwankungen unterworfen war, im Gegensatz z. B. zur Gegend des Entlebuch, wo an der Schibenfluh die Basis durch feine Mergelschiefer, das Dach durch grösste Echinodermenbreccie gebildet wird und wo fehlender Glaukonit auf regelmässige Sedimentation hindeutet. Auch konnten im Gegensatz zu den westlichen Nachbargebieten (Schilt und Glärnisch, SCHINDLER 1959) keine synsedimentären Brüche direkt nachgewiesen werden. Alle seitlichen Faziesübergänge und Mächtigkeitsänderungen sind zwischen Linth und Rhein kontinuierlich, und Weichbreccien fehlen, so dass Störungen dieser Art unwahrscheinlich sind. Möglicherweise treten sie im Vorarlberg wieder auf, worauf die brüskten Faziesänderungen E des Rheins hindeuten.

Keine Grenze ist eindeutig synchron. Am wenigsten heterochron ist die Basis des Unteren Kieselkalkes, wobei aber die Unterlage sehr verschiedenaltrig sein kann. Gewisse Stellen haben stärkere Kondensation durchgemacht als andere.

Die Grenzen der Formationsglieder innerhalb des Helvetischen Kieselkalkes sind alle heterochron. Lidernenschichten ersetzen im mittleren Gebiet der N-Fazies Teile des Unteren Kieselkalkes. Vor allem in der Südfazies ersetzen sie Teile des Oberen Kieselkalkes (Tf. III). Im selben Gebiet vertreten sich Oberer Kieselkalk und Kieselkalk-

Echinodermenbreccie seitlich, wobei auch innerhalb des Oberen Kieselkalkes glaukonitische, echinodermenbreccienartige Gesteine auftreten können (Profile 50–55, Tf. III).

Die Grenze Helvetischer Kieselkalk–Altmannschichten ist ebenfalls heterochron, wie Kapitel 5 und 6 zeigen werden.

5. BIOSTRATIGRAPHIE

Obschon die biostratigraphische Gliederung nicht notwendigerweise mit der chronostratigraphischen übereinstimmt (HEDBERG 1958, 1970; ZIEGLER 1967), sind doch die Fossilien noch das beste Hilfsmittel zur Altersbestimmung (SCHINDEWOLF 1960; WIEDMANN 1969).

Bei uns stossen wir allerdings wegen der schlechten Erhaltung des Materials beim Bestimmen der Fossilien auf grosse Schwierigkeiten. Die Diagnose vieler Arten ist nach mündlicher Mitteilung von O. RENZ unzulänglich, so dass sichere Artbestimmungen nur in wenigen Fällen möglich sind.

Das Problem der Kondensationshorizonte in den Pygurusschichten wurde bereits in Kapitel 4.13 behandelt. Es zeigte sich dort, dass in der «Gemsättelschicht» sowohl Ammoniten des oberen Valanginian als auch des unteren Hauterivian vorkommen. Die «Rahbergschicht» dagegen enthält eine reine Hauterivian-Fauna.

Aus den Lidernenschichten und aus der Sentisianusbank fehlen bestimmbar Ammonitenfunde, und es ist somit keine Zoneneingliederung möglich.

Die Altmannschichten entsprechen z. T. sicher dem oberen Hauterivian (Zone der *Pseudothurmannia angulicostata*), wie dies Ammonitenfunde von KEMPF (1966, S. 17, Horizont 6) und mir von der Tierwis sowie weitere Funde (Institutssammlung) vom Altmannsattel und von der Neuenalp beweisen. Alle diese Funde stammen vom unteren Kondensationshorizont. Aus dem oberen Horizont ist nur in Profil 41 ein Ammonit gefunden worden. H. RIEBER konnte ihn als *Torcapella falcata* BUSNARDO bestimmen. BUSNARDO hat die Gattung *Torcapella* nov. g. 1970 neu aufgestellt. Dazu gehören die bisher zu *Saynella* gestellten Formen des Barremian.

Im obersten Helvetischen Kieselkalk (Echinodermenbreccie oder Oberer Kieselkalk) kann im Alviergebiet die sog. «Knorzschicht» (ESCHER in MOESCH 1881) ebenfalls in die Zone der *Pseudothurmannia angulicostata* gestellt werden, dank einem Fund einer *Pseudothurmannia* sp. (56/9). Auch MOESCH (1881) zitiert aus diesem Horizont bereits eine *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.).

Interessant ist in diesem Zusammenhang noch der Fund von Hauterivian-Ostrakoden aus den Drusbergschichten der Bayerischen und Vorarlberger Alpen durch Bettenstaedt. Die Vergleichsformen stammen allerdings aus dem nordwestdeutschen Bereich. Die Beobachtung könnte für ein schon lithologisch vermutetes, seitliches Vertreten von Helvetischem Kieselkalk und Drusbergschichten gegen E sprechen.

6. CHRONOSTRATIGRAPHIE

Die Chronostratigraphie ist die jüngste eigenständige stratigraphische Gliederung. Allerdings ist die Definition von Stufen noch nicht geklärt. Sehr nützlich ist der Vorschlag von CALLOMON und DONOVAN (1966); sie wollen die Stufen lediglich aufgrund

ihrer Untergrenze definieren, so dass die Obergrenze einer Stufe jeweils durch die Untergrenze der nächstjüngeren bestimmt ist.

Kapitel 4.13 zeigte, dass die Pygurusschichten vermutlich bis ins unterste Hauterivian reichten (Rahberghorizont, Hauterivian-Fossilien im Gemsmättlihorizont bei Obersäss). Die unteren Altmannschichten sind in der N-Fazies noch ins oberste Hauterivian zu stellen, während im S die *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.) in der «Knorzschicht» auftritt. Die Sedimentation des Helvetischen Kieselkalkes beginnt also im unteren Hauterivian und endet in der N-Fazies im oberen Hauterivian; in der S-Fazies aber setzt die mergelige Sedimentation der Drusbergformation vermutlich erst an der Grenze zum untersten Barremian ein.

7. FAZIES UND ENTSTEHUNG DER SEDIMENTE

7.1 Sandkalke und Kondensationszonen der Pygurusschichten

Die grobsandigen Pygurusschichten sind im gesamten Gebiet vertreten. Die Bildung muss in einem relativ seichten Becken mit starker Strömung stattgefunden haben, da über 2 mm grosse detritische Quarzkörner auftreten. Dieser Sand, der aus ENE-Richtung geschüttet wurde (Fig. 38) dürfte von küstenparallelen Strömen aus ziemlicher Entfernung herbeigebracht worden sein, was aus dem vollständigen Fehlen detritischen Feldspats und aus dem engen Schwermineralspektrum geschlossen werden kann. Als Folge der starken Strömung und der relativ hohen Sedimentationsrate ist in den Pygurusschichten der Glaukonitgehalt gering. An einzelnen Stellen kann er in den Kondensationszonen aber bis gegen 10% erreichen. Dies widerspricht nicht dem dort ebenfalls angereicherten, groben Quarzdetritus, denn dieser ist nicht auf zusätzliche Schüttung, sondern auf Aufarbeitungsprozesse zurückzuführen.

Ob der Glaukonit autochthon oder detritisch ist, lässt sich nicht direkt bestimmen (S. 371); es steht aber fest, dass im Sediment genügend Ausgangsmaterial (z. B. Kotpillen von Echinodermen) zur authigenen Bildung von Glaukonit zur Verfügung stand, so dass die erstere Ansicht wahrscheinlicher ist. Detritischer Biotit wurde allerdings nicht gefunden. Ob die Quarzkörner bereits undulös auslöschend, d. h. beanspruch ins Einbettungsmilieu gelangten, kann nicht entschieden werden. Sicher ist, dass gewisse Risse (Fig. 25) auf Scherspannungen während der alpinen Orogenese zurückzuführen sind.

Exakte Angaben über Milieu und Meerestiefe sind nach den vorhandenen Fossilien nicht zu erwarten. Nur verkieselte Bryozoen finden wir noch in Lebensstellung. BASCHONG (1921) schreibt, dass bewegtes Wasser für die Entstehung von Bryozoen sehr wichtig sei (Nahrungszufuhr) und dass solche bei entsprechender Strömung bis in eine Tiefe von 550 m (Siboga-Expedition) nachgewiesen worden seien. Die Mehrzahl stammt aber aus einer Tiefe von weniger als 60 m.

In der Schicht, in welcher die unzerstörten Bryozoen gefunden wurden (30/2), ist die Schüttung von Quarzdetritus nicht sehr gross. Dies ermöglichte das Fortkommen und die Erhaltung einer so dünnastigen Form wie *Heteropora cryptopora* GOLDF. Figur 38 zeigt auch, dass in diesem Gebiet relativ feinere Sande eingeschwemmt wurden. Vermutlich lag in dieser Gegend eine Schwelle, die schräg zur Strömungsrichtung und zum Hang verlief und somit die Strömung aus ihrer WSW- in eine SW-Richtung umleitete.

7.2 Kieselkalk

Im Unteren und im Oberen Kieselkalk treten ähnliche Sedimente auf. Im wesentlichen bestehen sie aus Echinodermentrümmern, calcitisierten Spongiennadeln sowie Quarzdetritus, eingebettet in mikritische Grundmasse. In der Grundmasse feinverteilt findet sich blättchenartig kristallisierter, authigener Quarz (S. 366). Meist ist das Gestein von Bodenorganismen durchwühlt worden, besonders in den kalkigen Partien. Die regional oft stark vertretenen Silexknollen und -lagen (Tf. II) sind zur lithostratigraphischen Korrelation nicht geeignet.

Die Genese des Kieselkalkes dürfte wohl das interessanteste Problem dieser Arbeit sein. Wir können sie uns, etwas schematisiert, etwa folgendermassen vorstellen: Echinodermenreste, Kieselspongiennadeln, Sand und eventuell weiterer Detritus werden zusammen mit mikritischem Karbonat abgelagert. Der anaerobe Zerfall des organischen Materials bewirkt bei der Einbettung die Bildung von NH_3 (RITTENBERG et al., 1955), was eine Erhöhung des pH zur Folge hat. Die instabilere Form des SiO_2 , welche die Spongiennadeln aufbaut (Opal), wird dabei gelöst. Das mit Kieselsäure gesättigte, alkalische Porenwasser (pH 8–8,5) dringt durch die Auflagerung neuen Sedimentes nach oben. Nach EMERY und RITTENBERGS Untersuchungen vor der kalifornischen Küste (1952) ist das pH in den obersten Schichten meist um 7,5. Bei dieser pH-Erniedrigung lagern sich in den feinen Poren im Mikrit und um die verschiedenen Komponenten feinste Quarzkriställchen ab. Diese Bildung ist also sehr frühdiagenetisch, wenn nicht gar synsedimentär. Bei der späteren Einbettung und Alkalisierung werden nun diese Quarzkriställchen im Gegensatz zum Opal der Spongiennadeln nicht gelöst. Das bei erhöhtem pH ausfallende Karbonat ersetzt den Opal der Spongiennadeln. Dies ist nach intensivem Studium der DS die bestmögliche Erklärung für die Verkieselung des Sedimentes. Temperatur- und Druckänderungen dürften kaum massgeblich am Bildungsprozess beteiligt sein, da sich das Ganze innerhalb der obersten 2–5 dm unter der Wasser-Sediment-Grenze abspielte (EMERY und RITTENBERG 1952)³).

Problematisch an unserer Erklärung ist, dass die experimentellen Resultate der Löslichkeit von SiO_2 in Abhängigkeit des pH zeigen, dass Kieselsäure erst bei pH 8,5–9 in grösserer Menge in Lösung geht (KRAUSKOPF 1959). Da Opal nach KRAUSKOPF viel besser löslich ist (100–140 ppm bei 25 °C) als Quarz (6–14 ppm bei 25 °C), besteht die Möglichkeit, dass seine Auflösung auch schon bei niedrigerem pH beginnt. Werte von pH 8–8,5 fanden EMERY und RITTENBERG (1952) in Sedimenten vor der kalifornischen Küste. Ausserdem können die Experimente die lange Zeitdauer der Diagenese nicht berücksichtigen.

Da die Mobilität der Kieselsäure durch ihr Auftreten im Kieselkalk feststeht und da die Verteilung der feinen, authigenen Quarzblättchen klar für eine frühdiagenetische Entstehung spricht (Fig. 16) (der authigene Quarz durchdringt Karbonatdetritus nicht), müssen schon geringe Schwankungen des intrasedimentären Milieus diese Umlagerung bewirken. Am ehesten können pH-Schwankungen in Frage kommen; unter Umständen sind diese noch wenig erforschten physikalisch-chemischen Prozesse aber auch wesentlich komplexerer Natur. Vielleicht sollte auch die Mitwirkung von Mikroorganismen ins Auge gefasst werden.

³) Zu ähnlichen Resultaten gelangte MEISL (1970) bei der Untersuchung diagenetischer Bildungen am hessischen Buntsandstein. (Anm. während der Drucklegung).

Ein wichtiges Problem liegt noch im Missverhältnis zwischen festgestellten Spongiennadeln und vorhandener authigener Kieselsäure. Nur in Ausnahmefällen finden sich prozentual mehr Spongiennadeln im Gestein, als zur Quarzneubildung notwendig wären. Meist ist es umgekehrt. Eine Möglichkeit zur Lösung des Konflikts liegt in der Annahme einer teilweisen Entkalkung; die andere Möglichkeit besteht darin, dass im DS nicht mehr alle Relikte verkalkter Spongiennadeln festgestellt werden können.

Der Anteil der an korrodierten Sandkörnern gelösten Kieselsäure, ist unbedeutend ($<2\%$ des Gesamtgesteins). Die Silexknauer bilden sich durch Ersetzen des Calcits, denn detritischen Quarz und Glaukonit trifft man darin etwa gleich häufig wie im umgebenden Gestein. Eine Fällung als Gelmasse auf das Sediment würde dieses verdrängen, was an der Textur sichtbar wäre; der Silex wäre in diesem Fall bedeutend reiner.

Zur Bildungstiefe können wegen des Fehlens von Resten benthonischer Organismen nur spärliche Angaben gemacht werden. Echinodermentrümmern und wahrscheinlich auch die Spongiennadeln sind eingeschwemmt. Beide Tiergruppen haben nach COOKE (1957) und DE LAUBENFELS (1957) recht grosse bathymetrische Verbreitung. Beide bevorzugen zum Leben klares Wasser. Da sie aber nur noch als Detritus vorliegen, muss ihr ursprünglicher Lebensraum in seichterem Wasser weiter N oder NE gelegen haben. Die Durchwühlung des Gesteins lässt auf Sauerstoffreichtum des Bodengewässers schliessen. Sehr wahrscheinlich bildeten sich die Sedimente in grösserer Tiefe als 60m, denn weder Algen- noch Korallenreste können gefunden werden. Typische Strukturen des «High Energy level» fehlen ausserdem.

Da Echinodermen im Mesozoikum zur Hauptsache in den obersten 100m vorkommen und Calcitbruchstücke kaum sehr weit transportiert werden können, dürfte die unterste Grenze für die Bildung von Kieselkalk bei 250–300m liegen. Das Milieu wäre also tiefneritisch bis hochbathyal.

Kieselkalke sind vor allem aus Geosynklinalen des Lias und der Unterkreide bekannt, während sie auf Plattformen (Jura) fehlen. Schon PETERHANS (1926) vermutete für den Liaskieselkalk der Préalpes tiefneritisches Milieu.

Verbreitet ist auch das Zusammenvorkommen von Kieselkalk und echinodermen-spätigen Kalken (PETERHANS 1926, S. 256). Die Sedimentation war mit Ausnahme der Zyklengrenzhorizonte sehr regelmässig. Für das südlichste Gebiet (Alvier), wo wir am wenigsten Kondensationszonen finden, ergibt sich, bei einer geschätzten Sedimentationsdauer des Helvetischen Kieselkalkes von 5 Mio. Jahren, eine Sedimentationsrate von 10cm/1000 Jahre.

Auffällig ist auch das Fehlen von Ammoniten, die in diesem Milieu eher häufig sein sollten. Da auch Aptychen fehlen, könnten die aragonitischen Schalen diagenetisch gelöst worden sein.

7.3 Spätige, glaukonitische Kalke

Die Echinodermenbreccie und die spätigen, glaukonitischen Kalke der Lidernenschichten sind Bildungen des neritischen Milieus. Die Fossilientrümmern sind meist recht grob (0,5–2mm), die Grundmasse ist sparitisch. Verkieselung der Grundmasse tritt selten auf, dafür sind oft Organismenreste silifiziert (S. 365). Die Echinodermen-trümmern sind oft glaukonitisch imprägniert.

Der Opal der Spongiennadeln wurde zu Chalcedon umgewandelt. Trotzdem hat der Lösungsaustausch weniger grosse Veränderungen bewirkt als im Kieselkalk.

Der Quarzdetritus ist meist nur leicht korrodiert, die verkieselten Organismen eher stärker, wobei oft idiomorphe Calcitkristalle den Chalcedon randlich ersetzen. Korallen und Algen fehlen auch in diesen Schichten, so dass wir nicht mit seichtestem Wasser rechnen dürfen. Schrägschichtung beschreibt TRÜMPY (1944) aus dem Autochthon. Im Untersuchungsgebiet konnte ich sie nur in einem Profil (35) in den Lidernenschichten finden.

Der hohe Gehalt an Glaukonit weist auf eine nicht allzu grosse Sedimentationsrate hin. Lokal finden sich Anhaltspunkte für Erosion und Aufarbeitung.

Die Tiefe dürfte etwa zwischen 50 und 150 m betragen haben.

7.4 Mergel der Altmansschichten

Die glaukonitischen Mergel und Mergelkalke entstanden in Becken mit feindetritischer Zufuhr (Tonmineralien). Oft ist das Gestein leicht kieselig. Quarzdetritus ist meist nur noch an der Basis häufig, in den höheren Schichten tritt er zurück.

Belemniten und Ammoniten sind relativ häufig vertreten, aber auch Kieselspongien oder zumindest calcitisierte Spongiennadeln fehlen selten.

Ausgangsmaterial für den Glaukonit können hier neben «faecal pellets» auch Schichtsilikate sein, die in diesen mergeligen Gesteinen vermehrt auftreten.

ZUSAMMENFASSUNG

Anhand von 64 Gesamt- und Teilprofilen in der Gegend des Säntis, der Churfirsten und des Alvier wurde die stratigraphische Gliederung des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmansschichten durchgeführt.

1. Lithostratigraphie

Die lithostratigraphische Gliederung wurde vor allem auf Grund der Korngrössenanalyse und des Glaukonitgehaltes vorgenommen. Oft aber mussten noch weitere Parameter wie Anwitterungsfarbe, Tongehalt oder Spätigkeit beigezogen werden.

Die Formation des Helvetischen Kieselkalkes lässt sich in folgende Formationsglieder unterteilen: Unterer Kieselkalk, Lidernenschichten, Oberer Kieselkalk. Die Altmansschichten bilden das tiefste Formationsglied einer noch zu definierenden Drusberg-Formation.

Diese Formationsglieder konnten in allen Gesamtprofilen festgestellt werden (Ausnahme: Lidernenschichten fehlen in den Profilen 48 und 64, Tf.I). Die Kieselkalk-Echinodermenbreccie ist nur in einigen Gebieten deutlich ausgebildet. Eigentliche Schiefer treten weder an der Basis des Unteren noch des Oberen Kieselkalkes auf.

In der Nordfazies können die Lidernenschichten Teile des Unteren Kieselkalkes ersetzen, während sie im S eher den Oberen Kieselkalk vertreten (S. 411). In der Südfazies vertreten sich auch Oberer Kieselkalk und Kieselkalk-Echinodermenbreccie seitlich (Tf. III).

2. Bio- und Chronostratigraphie

Infolge Mangel an bestimmbareren Ammoniten konnte nicht für jedes Formationsglied die biostratigraphische Stellung eruiert werden. Für die Untergrenze der Formation des Helvetischen Kieselkalkes lässt sich sagen (vgl. S. 406), dass die Pygurusschichten inkl. Kondensationshorizonte vermutlich bis ins unterste Hauterivian reichten. Ins oberste Hauterivian gehören in der Nordfazies die untersten Bänke der Altmannschichten. In der Südfazies fällt wahrscheinlich die Grenze Hauterivian–Barremian mit der Grenze Helvetischer Kieselkalk–Altmannschichten zusammen, wobei aber dort aus den Altmannschichten keine bestimmbareren Ammoniten vorliegen (S. 419). Im Profil 41 wurde im oberen Kondensationshorizont der Altmannschichten *Torcapella falcata* BUSNARDO bestimmt, welche Unteres Barremian belegt.

Es kann somit gesagt werden, dass der Helvetische Kieselkalk in der Nord- und vermutlich auch in der Zentralfazies, wenigstens im nördlichen Abschnitt, innerhalb des unteren Hauterivian beginnt und innerhalb des oberen Hauterivian aufhört.

3. Genese der Gesteine

Die dominierende Komponente in allen Gesteinstypen sind Echinodermentrümmern. In den Pygurusschichten ist ferner der Grobsand von Wichtigkeit, welcher frei ist von Feldspat und ein enges SM-Spektrum aufweist. Die Ablagerungstiefe dürfte zwischen 50 und 100m gelegen haben.

Im Kieselkalk kommen zur mikritischen Grundmasse und zu der allgemein feineren Ausbildung des Detritus noch Spongiennadeln hinzu. Diese dürften die Quelle für die Verkieselung des ursprünglichen Kalksedimentes sein. Dabei wäre der beim Organismenzerfall gesteigerte pH-Wert für die Auflösung des Opals der Spongiennadeln verantwortlich. Die aufsteigenden, SiO₂-reichen Wässer hätten den Quarz in feinsten Kriställchen (0,5–5 μ) in den Poren des höhergelegenen Sedimentes wieder ausgeschieden (S. 421, Fig. 12–16). Das Bildungsmilieu liegt tiefer als jenes der Pygurusschichten (feinkörniger, höherer Tongehalt). Die Durchwühlung des Sedimentes weist auf Sauerstoffreichtum der obersten Schichten hin. 250–300m dürfte die unterste Grenze der Wassertiefe sein, in welcher sich Kieselkalk bilden konnte.

Die glaukonitische Echinodermenbreccie stammt aus einem höhergelegenen Milieu, ähnlich jenem der Pygurusschichten. Allerdings fehlt deren ausgeprägte Grobsandschüttung.

Die oft glaukonitischen Mergel der Altmannschichten lassen auf etwas reduzierte Sedimentation mit grösserer Zufuhr an Schichtsilikaten schliessen.

Der Helvetische Kieselkalk und die Altmannschichten umfassen zusammen drei Zyklen, wobei zwei auf den Helvetischen Kieselkalk entfallen.

ANHANG

Verzeichnis der Fossilfunde

Fundort: Mattstock NW (3/14₅), Sentisianusbank, Koord.: 728 070/225 475

2 *Toxaster retusus* LAMARCK

Fundort: Alp Rah (4/3), Rahberg-Fossilbank, Koord.: 730 300/226 000

Cymatoceras cf. *pseudoelegans* D'ORBIGNY (Bruchstück)

Leopoldia leopoldina D'ORBIGNY

Neolissoceras cf. *grasianum* D'ORBIGNY

3 *Olcostephanus* sp.

Lytoceras sp.

Belemniten (viele Bruchstücke)

Gastropoden (Bruchstücke)

Discooides rahbergensis JEANNET (viele)

Collyropsis ? cf. *ovulum* DÉSOR

Collyropsis ? cf. *jaccardi* DÉSOR

Fundort: SW Lütispitz (13/1), Pygurusschichten, Koord.: 739 920/231 480

Cymatoceras cf. *pseudoelegans* D'ORBIGNY

Ammonit (Bruchstück)

Auster

– (13/2), Rahberg-Fossilbank,

Ammonit (Bruchstück)

Belemniten (Bruchstücke)

4 *Discooides rahbergensis* JEANNET

Plicarostrium hauteriviense BURRI

Toxaster sp. (Bruchstück)

Terebratel

– (13/31), Altmansschichten, Koord.: 740 100/231 600

Ammonit (Bruchstück)

Arcticide

Fundort: Tierwies (20/8), Unterer Altmannhorizont, Koord.: 742 970/234 725

2 *Pseudothurmannia* cf. *angulicostata* D'ORBIGNY (Bruchstücke)

– (20/26o) Oberer Altmannhorizont, Koord.: 742 960/234 705

Barremites sp. (Bruchstück)

Fundort: Gersellen (22/11₁), Lidernenschichten, Koord.: 743 850/232 250

Lamellibranchiate

Fundort: Schäferhütte (23/43), Altmansschichten, Koord.: 744 400/231 475

Auster (Bruchstück)

Fundort: Flurentobel (24/5) Rahberg-Fossilbank, Koord.: 745 270/230 810

Belemnit (Bruchstück)

Collyropsis ? cf. *ovulum* DÉSOR

Fundort: Schafboden (25/29), Unterer Altmannhorizont, Koord.: 745 400/231 960

Spongien (Bruchstücke)

Crioceratites sp.

Belemniten (Bruchstücke)

Brachiopoden (klein)

Lamellibranchiaten (klein)

Lamellibranchiate (Bruchstück)

Seeigelstacheln (klein)

Seeigel mit Stachel

- Fundort: Chammhalde (26/14), Altmannschichten, Koord.: 743 775/235 770
Austern
- Fundort: Hüenerberg (27/180), Altmannschichten, Koord.: 744 200/235 660
Austern
- (27/90), Sentisianusbank, Koord.: 744 220/235 650
Sellithyris sp. ?
- Fundort: Rotsteinpass (29/6), Pygurusschichten, Koord.: 745 890/234 120
Lamellibranchiate (Bruchstück)
- Fundort: Altmannsattel (30/2), Pygurusschichten, Koord.: 746 125/233 980
Heteropora cryptopora BLAINVILLE
- (FUNK, 1969; Schicht 11) Altmannschichten, Koord.: 746 260/233 950
Porospongia tenuis HÉRENGER
Spongie (Bruchstück)
- Fundort: Schäfler (34/4), Drusbergmergel, Koord.: 747 925/238 340
Austern
- Fundort: Gartenalp (35/27), Sentisianusbank, Koord.: 748 650/238 860
Lamellibranchiate (Bruchstück)
Belemnit (Bruchstück)
Toxaster retusus LAMARCK
- (35/34), Oberer Kieselkalk, Koord.: 748 700/238 920
3 *Toxaster retusus* LAMARCK
- Fundort: Äscher (36/30) Sentisianusbank, Koord.: 749 275/238 525
2 *Toxaster retusus* LAMARCK
4 Lamellibranchiaten (Bruchstücke)
- (36/37), Altmannschichten,
Cymatoceras cf. *pseudoelegans* D'ORBIGNY
Lamellibranchiate
2 *Musculina* sp.
- Fundort: Widderalpstock (41/13), Oberer Altmannhorizont, Koord.: 750 200/235 200
Porospongia tenuis HÉRENGER
Torcapella falcata BUSNARDO
Lytoceras ? sp.
- Fundort: Zwurms (46/8) Unterer Kieselkalk (Merharthorizont), Koord.:
767 850/244 790
Spitidiscus ? sp.
Brachiopode (Bruchstück)
- Fundort: Platten (49/2), Pygurusschichten, Koord.: 733 300/221 775
Haifischzahn
- Fundort: Nägeliberg (50/1), Gemsmättli-Fossilbank, Koord.: 735 880/222 680
Neocomites neocomiensis D'ORBIGNY
2 *Valanginites* sp.
4 Ammoniten (Bruchstücke)
Belemniten (Bruchstücke)
Collyropsis ? cf. *jaccardi* DÉSOR
2 *Sellithyris* ? sp.
2 *Terebratulina* ? sp.

Fundort: Obersäss (51/2), Gemsmättli-Fossilbank, Koord.: 738 700/223 630

2 *Neolissoceras* cf. *grasianum* D'ORBIGNY

Neocomites neocomiensis D'ORBIGNY

Olcostephanus sayni KILIAN

2 *Kilianella* sp.

Neocomites sp.

Belemniten (Bruchstücke)

Discooides rahbergensis JEANNET (viele)

2 *Collyropsis* ? cf. *ovulum* DÉSOR

Fundort: Oberlänggli(56/9), Kieselkalk-Echinodermenbreccie, Koord.: 747 510/223 770

Pseudothurmannia sp.

4 Ammoniten

2 *Spitidiscus* ? sp.

Fundort: Palis (63/2), Gemsmättli-Fossilbank, Koord.: 739 825/223 825

2 Ammoniten (Bruchstücke)

Fundort: Pilatus (Typusprofil FUNK, 1969/7), Gemsmättlihorizont, Koord.: 661 795/203 550

Crioceratites sp.

3 Ammoniten (Bruchstücke)

Belemniten (Bruchstücke)

Gastropode (Bruchstücke)

4 *Terebratulina* ? sp.

Fundort: Laui (Block in Wiese, am Waldrand), Rahberg-Fossilbank, Koord.: 742 075/231 160

2 *Neocomites neocomiensis* D'ORBIGNY

Kilianella ? sp.

9 Ammoniten (Bruchstücke)

Belemniten (Bruchstücke)

5 *Discooides rahbergensis* JEANNET

Toxaster retusus LAMARCK

Collyropsis ? cf. *jaccardi* DÉSOR

Lamellibranchiate (Bruchstück)

Platithyris ? sp.

Brachiopode

Fundort: Schaneralp (anstehende Blöcke, aus der Wiese ragend), in der Umgebung von: Koord.: 751 200/219 700, Oberster Helvetischer Kieselkalk

Crioceratites sp.

7 *Barremites* cf. *difficilis* D'ORBIGNY (Bruchstücke)

Acrioceras sp.

4 *Acrioceras* sp. (Bruchstücke)

Olcostephanus sp. ?

2 *Valdedorsella* sp.

4 *Crioceratites* sp.

5 *Hamulina* ? sp.

2 *Spitidiscus* ? sp.

Ammoniten (viele Bruchstücke)

3 *Collyropsis* ? cf. *ovulum* DÉSOR

Holaster cf. *intermedius* MUENSTER

Gastropode (Bruchstück)

Psilothyris ? sp.

Musculina ? sp.

Verzeichnis der Detailprofile

Nr.		Basis Helvetischer Kieselkalk	Basis Altmannschichten	Dach Altmannschichten
1	Dürschlegli		727 360/223 240/1150	727 375/223 210/1150
2	Unterfurgglen		727 860/223 975/1320	
3	Mattstock	727 840/224 100/1345	728 090/225 400/1640	728 120/225 375/1660
4	Rahberg	728 080/225 525/1580		
5	Gulmen	730 300/226 075/1600	732 200/225 960/1590	732 200/225 960/1590
6	Goggeien (Rotberg)	732 260/225 995/1540	732 850/226 825/1420	
7	Steinbruch	732 925/226 830/1460	736 365/228 075/ 900	
8	Rotenstein	736 280/228 120/ 880	736 560/228 930/1340	736 675/228 820/1340
9	Rossnägel	737 560/229 080/1300		
10	Ruestel	737 510/231 120/1660	737 600/231 070/1740	737 630/231 045/1760
11	Risi	739 240/230 050/1345		
12	Hoffert	739 420/232 185/1515	739 500/232 155/1570	739 510/232 140/1590
13	Lütispitz	739 920/231 480/1700	740 080/231 410/1635	739 820/231 790/1810
14	Silberplatten	741 770/233 815/1685	741 790/233 740/1710	741 795/233 730/1720
15	Mittagwand	741 875/232 850/1710	741 925/232 930/1745	741 930/232 935/1755
16	Schrenit		741 640/232 565/1660	741 630/232 540/1650
17	Türli	741 920/231 100/1170	741 860/230 960/1230	741 860/230 950/1230
18	Burstel	742 760/231 800/1100	742 725/231 830/1110	742 630/234 920/1775
19	Musfallen	742 550/234 970/1710	742 610/234 930/1760	742 960/234 705/2085
20	Tierwies		742 970/234 730/2080	743 745/232 830/1310
21	Gerstein	743 725/232 800/1300	743 735/232 830/1310	743 900/232 380/1550
22	Gersellen	743 780/232 230/1400	743 895/232 380/1550	744 370/231 470/1480
23	Gamplüt	744 210/231 510/1430	744 370/231 470/1480	745 270/231 050/1240
24	Flurentobel	745 270/230 810/1180	745 270/231 050/1240	745 270/231 050/1240
25	Schafboden	745 370/232 090/1780	745 420/232 020/1735	745 380/231 950/1755
26	Chammhalde	743 760/235 810/1840	743 810/235 760/1915	743 820/235 750/1920
27	Hüenerberg	744 280/235 750/2290	744 180/235 530/2330	744 140/235 450/2333
28	Lisengrat	745 280/234 325/2203	745 220/234 315/2200	745 205/234 315/2203
29	Rotsteinpass	745 890/234 120/2190	745 890/234 030/2220	745 890/234 030/2220
30	Altmannsattel	746 125/233 980/2365		
31	Messmer	746 780/236 710/1620		
32	Seealp	747 230/236 115/1300	747 280/236 035/1360	747 300/236 020/1370
33	Mutschien	748 925/233 050/1780		
34	Schäfler		747 910/238 330/1760	747 910/238 330/1760

Nr.	Basis Helvetischer Kieselkalk	Basis Altmannschichten	Dach Altmannschichten
35	Gartenalp 748600/238760/1530	748600/238875/1520	748630/238890/1520
36	Äscher 749275/238475/1355	749275/238645/1450	749275/238645/1450
37	Wasserauen 750080/238815/ 940		
38	Alpsigel 750975/237770/1630	751055/237770/1680	751075/237760/1700
39	Marwees E 749875/236800/1925	749960/236900/1890	
40	Bogarten 750130/236640/1690	750135/236700/1690	750110/236710/1700
41	Widderalpstock 750200/235825/1420	750175/235780/1465	750175/235780/1465
42	Saxerlücke 750430/234675/1580	750450/234760/1640	
43	Kobel 753425/235550/ 830	753465/235525/ 830	753465/235525/ 830
44	Dürrhorn 754625/237000/1100	754600/237180/1100	754600/237180/1100
45	Oberriet 759670/242880/ 440	ca. 759600/242825/500	
46	Zwurms 767880/244750/ 520		
47	EW Talegg 729010/222150/ 425	728750/222180/ 425	728730/222195/ 425
48	Pt. 421 S Seerenwald, am Walensee (nach Heim 1916, S. 387, Fig. 107)		
49	Platten 733250/221800/ 630	733030/221835/ 640	
50	Nägelberg 735910/222710/1780	735740/222930/1890	735740/222950/1910
51 ₁	Obersäss 738600/223675/1800		
51 ₂	Obersäss 738710/223660/1805		
52	Brisi 739610/223875/1770	739500/224030/1915	739500/224045/1930
53	Hinterwiesen 738775/222060/ 900	738700/222110/ 980	738700/222110/ 980
54	Lüsis 743000/222760/1375	743060/223040/1630	743060/223070/1645
55	Sichelhamm 749960/218875/1930	745225/221375/1560	745250/221400/1580
56	Oberlänggli 753900/218725/ 835	747540/223760/1770	747575/223775/1770
57	Rote Platten 755880/213625/ 565	750700/220820/1540	750750/220675/1640
58	Barbieler Grat 748400/235480/1840	750450/219850/2000	750450/219850/2000
59	Alvier 749960/218875/1930		
60	Capätsch 753900/218725/ 835		
61	Flätscherberg 755880/213625/ 565		
62	Bötzel 748400/235480/1840	748410/235440/1880	748410/235440/1880
63	Palis 739825/223830/1735		
64	Hinter Büls 741560/223425/1620		
P	Pilatus (Typus) 661795/203550/1940	661900/203485/2050	661900/203485/2050
Sch	Schibenflue 638875/184175/1560	639050/184625/1818	639050/203635/1825
Lid	Basis Lidernenschichten 697450/197490/2200	Dach Lidernenschichten 697420/197475/2220	

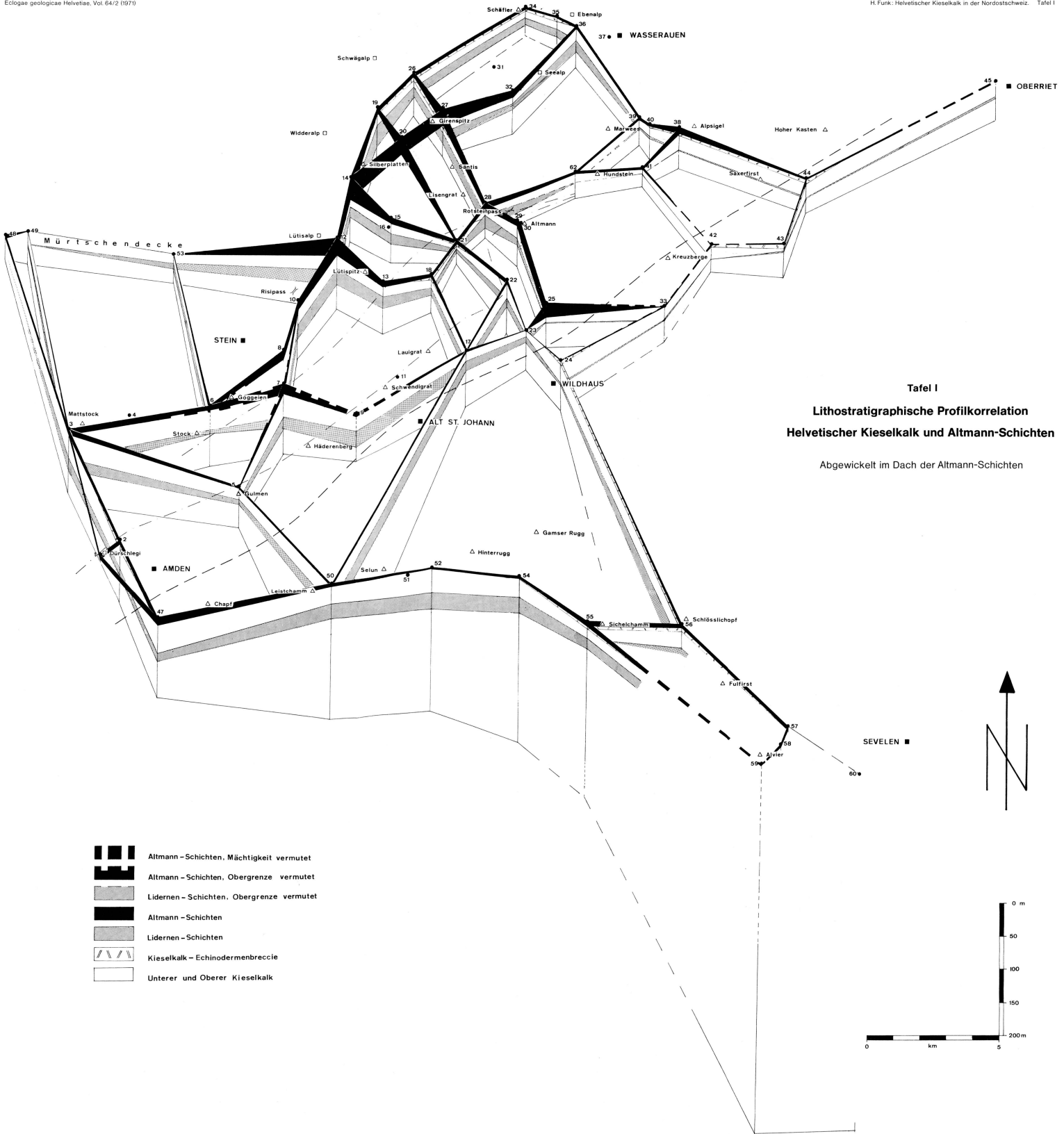
ZITIERTE LITERATUR

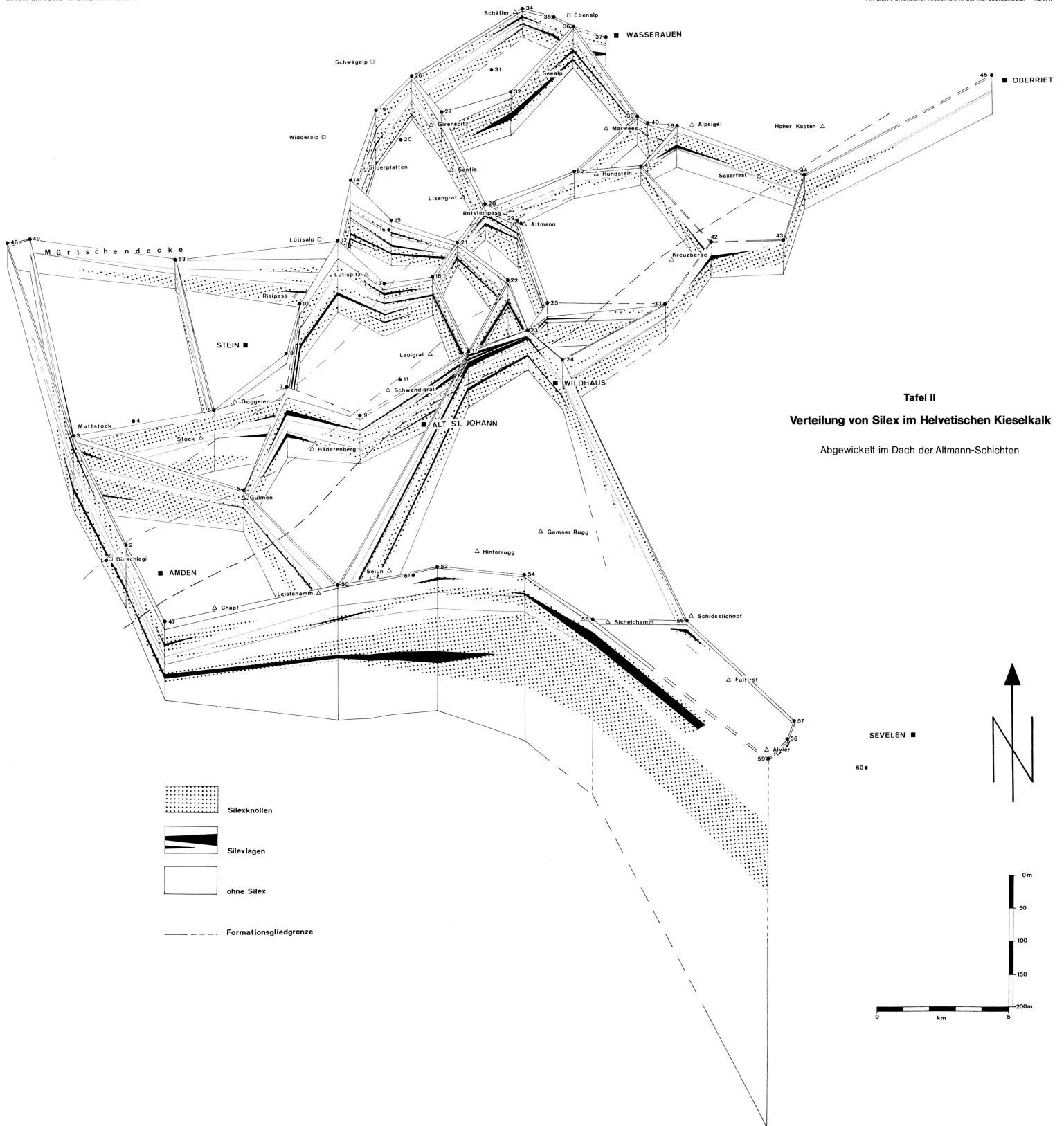
- ADRIAN, H. (1915): *Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland*. *Eclogae geol. Helv.* 8/3, 238–354.
- ANDEREGG, H. (1940): *Geologie des Isentals*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 77.
- BARBIER, R., DEBELMAS, J., und THIEULOY, J.-P. (1965): *La série néocomienne*. Mém. du Bur. Rech. Géol. et Min. 34 (Colloque Crétacé inf., Lyon 1963), 67–68.
- BASCHONG, J. H. (1921): *Beiträge zur Kenntnis der Bryozoen-Horizonte in der Unteren Kreide des westschweizerischen und französischen Jura*. Mém. Soc. Pal. Suisse 45, 1–78.
- BAUMBERGER, E. (1901): *Über Fazies und Transgression der untern Kreide am Nordrand der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura*. Ber. der Töchterschule Basel 1900/01, 3–44.
- (1905): *Fauna der Unterkreide im westschweizerischen Jura*. (II. Ammonitiden der Unteren Kreide). Abh. Schweiz. Pal. Ges. 32, 1–80.
- BAUMBERGER, E., und HEIM, ARN. (1907): *Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauterivien-Grenze im Churfürsten-Mattstock-Gebiet*. Abh. Schweiz. Pal. Ges. 34, 6–33.
- BENTON, Y. K., und KASTNER, M. (1965): *Notes on the Mineralogy and Origin of Glauconite*. Journ. Sed. Petr. 35/1, 155–166.
- BERNER, R. A. (1970): *Sedimentary Pyrite Formation*. Amer. Journ. Sci. 268, 1–23.
- BETTENSTAEDT, F. (1958): *Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen*. Zeitschr. Deut. Geol. Ges. 109/2, 566–592.
- BLUMER, E. (1905): *Östlicher Teil des Säntisgebirges*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 16, 518–638.
- BRÜCKNER, W. (1937): *Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental*. Verh. Natf. Ges. Basel 48, 77–182.
- (1946): *Über die Gliederung des Kieselkalkes in der Zentralschweiz*. *Eclogae geol. Helv.* 39/2, 159–164.
- (1951): *Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen*. Geol. Rundschau 39/1, 196–212.
- BURRI, C. (1959): *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*. Birkhäuser (Basel).
- BURRI, F. R. (1956): *Die Rhynchonelliden der Unteren Kreide (Valanginien–Barrémien) im westschweizerischen Juragebirge*. *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 599–701.
- BURST, J. F. (1958a): *«Glauconite» Pellets: Their Mineral Nature and Application to Stratigraphic Interpretation*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 42/2, 310–327.
- (1958b): *Mineral Heterogeneity in «glauconite» Pellets*. Am. Min. 43, 481–497.
- BUSNARDO, R. (1965): *Le stratotype du Barrémien: Lithologie et macrofaune*. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 34 (Colloque Crétacé inf., Lyon 1963), 101–116.
- (1965): *Rapport sur l'étage Barrémien*. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 34 (Colloque Crétacé inf., Lyon 1963), 161–169.
- (1970): *Torcapella, nouveau genre d'Ammonites du Barrémien inférieur*. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 37, 85–132.
- BUXTORF, A. (1910): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks (27 a und b)*. Geol. Karte Schweiz. Erl. 9.
- CALLOMON, J. H., und DONOVAN, D. T. (1966): *Stratigraphic Classification and Terminology*. Geol. Mag. 103, 97–99.
- CAYEUX, L. (1929): *Les roches sédimentaires de France; roches siliceuses*. Mém. Carte géol. France.
- CLOUD, P. E. (1955): *Physical Limits of Glauconite Formation*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 39/4, 484–492.
- Code of Stratigraphic Nomenclature (1961): Amer. Comm. Strat. Nomenclature. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 45/5, 645–665.
- COOKE, C. W. (1957): *Echinoids of the Post-Paleozoic*. Mem. Geol. Soc. Amer. 67, 981–982.

- COQUAND, H. (1862): *Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le néocomien proprement dit (Couches à *Toxaster complanatus* et *Ostrea Couloni*) et le néocomien supérieur (étage Urgonien de d'Orbigny)*. Mém. divers. Arnaud (Marseille).
- DEBELMAS, J., und THIEULOY, J.-P. (1965): *Etage Hauterivien*. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 34 (Colloque Crétacé inf.; Lyon 1963), 85–96.
- DELALOYE, M. F. (1966): *Contribution à l'étude des silicates de fer sédimentaires. Le gisement de Chamoson (Valais)*. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 13/9, 1–71.
- EMERY, K. O., und RITTENBERG, S. C. (1952): *Early Diagenesis of California Basin Sediments in Relation to Origin of Oil*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 36/5, 735–806.
- ESCHER, A. (1855): *Tagebuch Bd. VII*, 98 f und g.
- (1853): *Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzenden Gegenden*. Zürich, 1–76.
- (1878): *Geologische Beschreibung der Sentis-Gruppe*. (Herausgegeben von C. Moesch). Beitr. Geol. Karte Schweiz, 13.
- FICHTER, H. J. (1934): *Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 69.
- FOLK, R. L. (1959): *Practical Petrographic Classification of Limestones*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 43/1, 1–38.
- FUNK, H. (1969): *Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten*. Eclogae geol. Helv. 62/1, 191–203.
- GALLIHER, E. W. (1935): *Geology of Glauconite*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 19/11, 1569–1601.
- GOLDSCHMID, K. (1924): *Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken*. Mitt. Geol. Inst. Univ. Bern.
- GUILLAUME, S., GREKOFF, N., und SIGAL, J. (1965): *Microstratigraphie des marnes hauteriviennes de la région de Métabief (Doubs)*. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 34 (Colloque Crétacé inf., Lyon 1963), 61–66.
- GYGI, R. A. (1969): *Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 136.
- HAEFELI, C. MAYNC, W., OERTLI, H. J., und RUTSCH, R. F. (1965): *Die Typus-Profile des Valanginien und Hauterivien*. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und Ing. 31/81, 41–75.
- HANTKE, R. (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 106/1.
- (1966): *Altmannschichten; Kieselkalk (des Hauterivien); Lidernenschichten; Pygurussschichten*. Lex. strat. int. I/7c.
- HAUS, H. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kt. Bern)*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 75.
- HEDBERG, H. D. (1958): *Stratigraphic classification and terminology*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 42/8, 1881–1896.
- (1970): *Stratigraphic Boundaries – A Reply*. Eclogae geol. Helv. 63/2, 673–684.
- HEIM, ALB. (1905): *Das Säntisgebirge*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 16.
- HEIM, ARN. (1907): *Das Walenseetal*. Ber. Oberrhein. Geol. Verein 40, 63.
- (1910): *Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 24, 21–45.
- (1916): *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 20/3.
- (1921): *Das helvetische Deckengebirge*. (In ALB. HEIM: *Geologie der Schweiz* 2/1). Tauchnitz (Leipzig) 259–476.
- (1924): *Über submarine Denudation und chemische Sedimente*. Geol. Rundschau 15, 1–47.
- HEIM, ARN., und BAUMBERGER, E. (1933): *Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins*. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. 68/2, 155–220.
- HERB, R. (1962): *Geologie von Amden*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 114.





- HUMMEL, K. (1922): *Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= submarine Gesteinszersetzung)*. Geol. Rundschau 13, 40–136.
- KAUFMANN, F. J. (1867): *Geologische Beschreibung des Pilatus*. Beitr. geol. Karte Schweiz 5.
- KEMPF, T. (1966): *Geologie des westlichen Säntisgebirges*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 128.
- KRUMBEIN, W. C., und GARRELS, R. M. (1952): *Classification of Chemical Sediments*. Journ. geol. 60, 1–33.
- LAUBENFELS DE, M. (1957): *Sponges of the Post-Paleozoic*. Mem. geol. Soc. Amer. 67, 771–772.
- LIENERT, O. (1965): *Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitolinen*. Diss. ETH Zürich.
- LIGHT, M. A. (1952): *Evidence of Authigenic and Detrital Glauconite*. Science 115, 73–75.
- LOMBARD, A. (1967): *Paléosédimentation de bassins du type miogéosynclinal helvétique-dauphinois*. Rev. géogr. phys. et géol. dynam. 9/3, 199–218.
- MEESMANN, P. (1925): *Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiete des Bodenseerheintales*. Diss. Univ. Basel und (1926) Verh. naturf. Ges. Basel 37.
- MEISL, S. (1970): *Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese–Metamorphose*. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 57.
- MOESCH, C. (1881): *Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebilde der Kantone Appenzell, St. Gallen, Glarus und Schwyz*. Beitr. geol. Karte Schweiz 14.
- MCKEY, E. D., und WEIR, G. W. (1953): *Terminology for Stratification and Cross-stratification*. Bull. geol. Soc. Amer. 64/4, 381–390.
- NEWELL, N. D. et al. (1953): *The Permian Reef Complex of Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico*. Freeman (San Francisco).
- PETERHANS, E. (1926): *Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des «Préalpes médianes» entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 62/2.
- POWERS, M. C. (1953): *A new Roundness Scale for Sedimentary Particles*. Journ. Sed. Pet. 23/2, 117–119.
- RENEVIER, E. (1874): *Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. nat. XIII/70–72, 218–252.
- RITTENBERG, S. C., EMERY, K. O., und ORR, W. L. (1955): *Regeneration of Nutrients in Sediments of Marine Basins*. Deep Sea research 3/1, 23–45.
- RUTSCH, R. F., und BERTSCHY, R. (1955): *Der Typus des Néocomien*. Eclogae geol. Helv. 48/2, 353–359.
- SAYN, G. (1894): *Observations sur quelques gisements Néocomiens des alpes suisses et du Tyrol*. Breynat (Grenoble).
- SCHAAD, H. W. (1926): *Beiträge zur Valangien- und Hauterivien-Stratigraphie in Vorarlberg*. Geol. Rundschau 17/2, 81–108.
- SCHAUB, H.-P. (1936): *Geologie des Rawilgebietes*. Eclogae geol. Helv. 29/2, 337–407.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1960): *Stratigraphische Methodik und Terminologie*. Geol. Rundschau 49/1, 1–35.
- SCHINDLER, C. M. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 107.
- (1969): *Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner-Sees*. Eclogae geol. Helv. 62/1, 155–172.
- SCHLATTER, L. E. (1941): *Neue geologische Untersuchungen im mittleren Säntisgebirge*. Ber. St. Gall. Naturf. Ges. 70, 27–101.
- SHARMA, G. D. (1968): *Artificial Diagenesis in Quartz Sands and Carbonate Rocks*. Mineral. Dep. 3/3, 232–241.
- STAEGER, D. (1944): *Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern*. Eclogae geol. Helv. 37, 99–188.
- STÄUBLE, A. J. (1959): *Zur Stratigraphie des Callovien im Zentralen Schweizer Jura*. Eclogae geol. Helv. 52/1, 57–176.


- STUDER, B. (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen*. Dalp (Bern).
- TAKAHASHI, J. (1939): *Synopsis of Glauconitisation*. (In Trask Symp.: Recent marine Sediments). Murby (London), 503–512.
- THURMANN, J. (1836a): *Sur le terrain crétacé du Jura*. Bull. Soc. Géol. France 7.
– (1836b): *Essai sur les soulèvements Jurassiques*. Second cahier. Porrentruy.
- TOBLER, A., und BUXTORF, A. (1906): *Berichte über die Exkursion der SGG in die Klippenregion am Vierwaldstättersee*. Eclogae geol. Helv. 9/1, 19–55.
- TRÜMPY, R. (1944): *Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe*. Dipl. Arb. 9, Geol. Inst. ETH Zürich.
– (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse*. Eclogae geol. Helv. 62/1, 105–142.
- WALKER, T. R. (1962): *Reversible Nature of Chert-Carbonate Replacement in Sedimentary Rocks*. Bull. Geol. Soc. Amer. 73/2, 237–242.
- WIEDMANN, J. (1968): *Das Problem der stratigraphischen Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze*. Eclogae geol. Helv. 61/2, 321–386.
- WILSON, J. L. (1969): *Microfacies and Sedimentary Structures in "Deeper water" Lime Mudstones*. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. 14, 4–19.
- ZIEGLER, B. (1967): *Grenzen der Biostratigraphie im Jura und Gedanken zur stratigraphischen Methodik*. 2. Colloque Jurassique, Luxemburg, 1967, Vorabdr., 18 S.

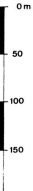


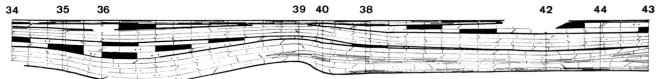


Tafel II
Verteilung von Silex im Helvetischen Kieselkalk
 Abgewickelt im Dach der Altmann-Schichten

-  Silexknollen
-  Silexlagen
-  ohne Silex
-  Formationsgliedgrenze


 SEVELEN ■
 60 ●

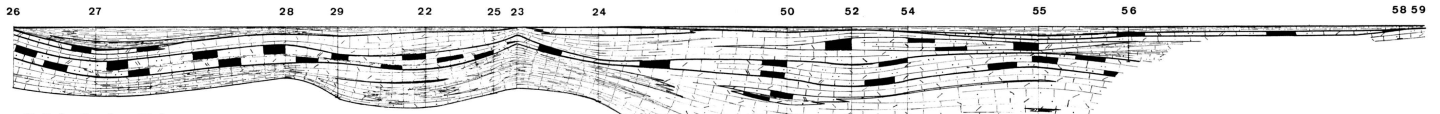

 0 km 5



1. Schäfler - Kreuzberge

Tafel III
Lithologische Querprofile des Helvetischen Kieselkalks
und der Altmann-Schichten

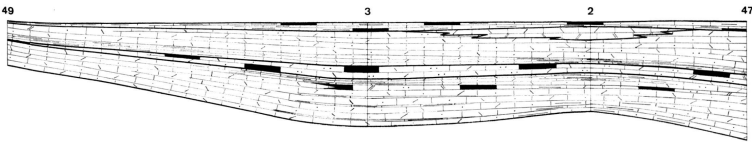
Abgewickelt im Dach der Altmann-Schichten



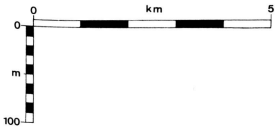
2. Schwägälp - Alvier

NW

SE



3. Mürtshenen-Decke - Säntis-Decke, westlicher Walensee



- | | | | |
|--|-----------------------------------|--|---------------------------------|
| | Kalk | | grobspätiger Kalk |
| | sandiger Kalk, <15% detrit. Quarz | | mergeliger Kalk, kalkige Mergel |
| | sandiger Kalk, >15% detrit. Quarz | | glaukonitischer Kalk |
| | spätiger Kalk | | glaukonitische Mergel |