Lithologie

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **64 (1971)**

Heft 2

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

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 Altmannschichten 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 Wurmfraßspuren (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%
	Schwereminerallen	<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 spätorogene Kataklase.

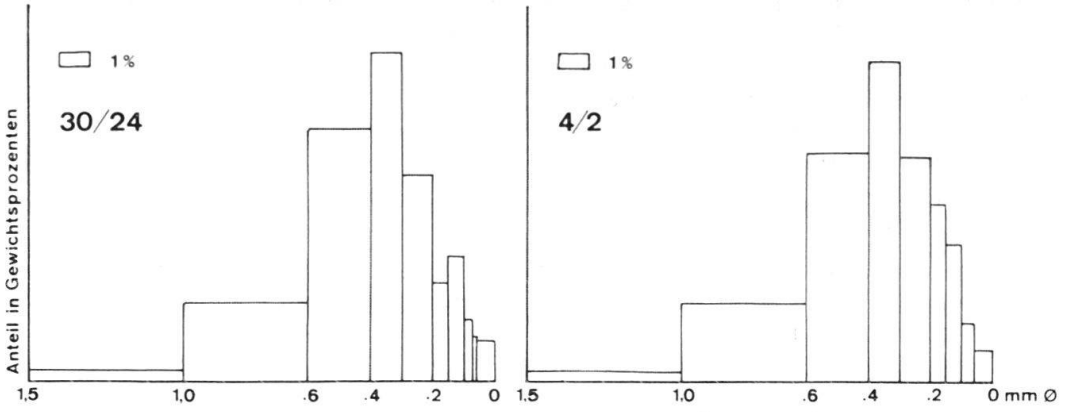


Fig. 24. Kornverteilungsdiagramm der Proben 30/24 und 4/2 aus den Pygurusschichten.

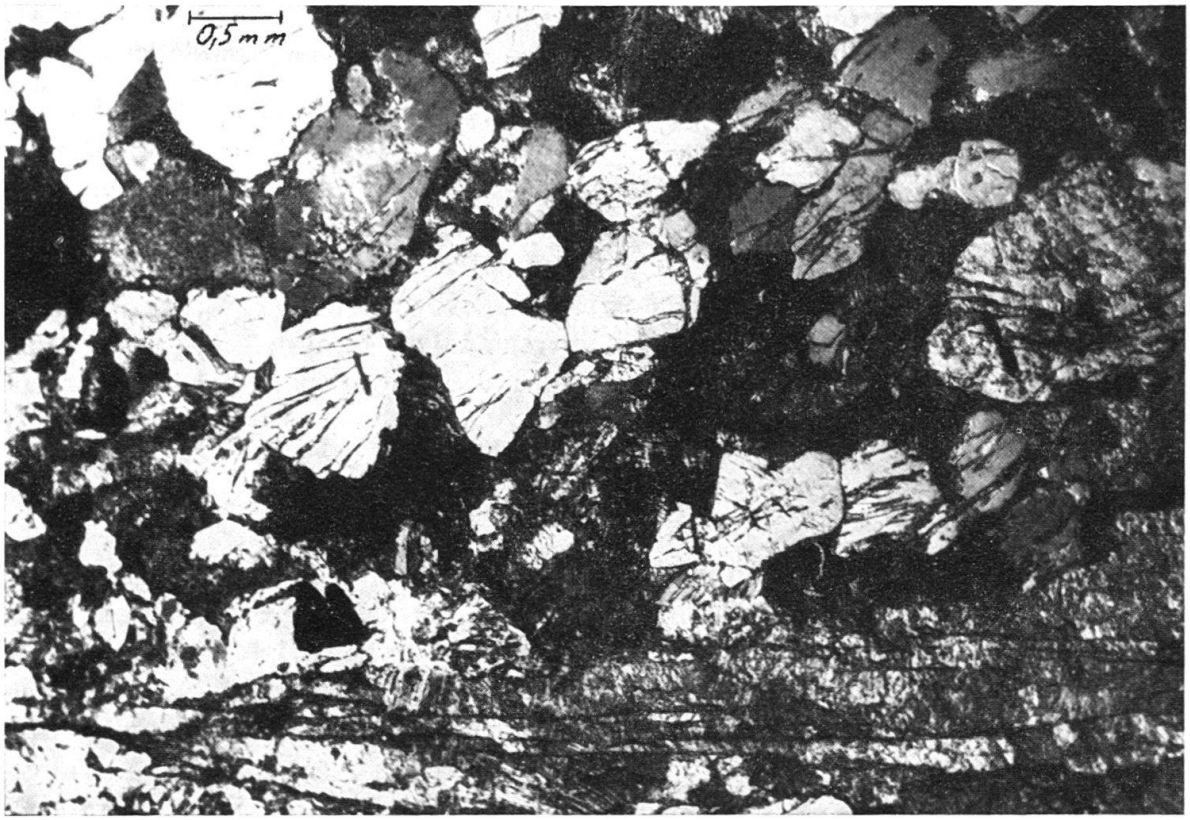


Fig. 25. Zerbrochene Sandkörner in der Nähe einer Calcitspalte (unten, horizontal liegend). DS 30/24.

Authigenes Weiterwachsen der Körner kann hier nicht festgestellt werden, eher sind die Sandpartikel leicht korrodiert und die entfernten Teile durch Calcit ersetzt. Wo Quarzkörner aneinanderstossen, 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 punktartigen 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 Echinodermentrümmer 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 Muschelschalentrümmer sind im DS ebenfalls zu sehen. Bei den *Pellets* und *Intraklasten* handelt es sich vielleicht z.T. ebenfalls um Organismentrümmer (Foraminiferen), meist aber sind es wahrscheinlich «faecal pellets» oder halbverfestigte, eingeschwemmte Sedimentbruchstücke. Die durchschnittliche Grösse liegt eindeutig unter derjenigen der Quarzkörner und Echinodermentrümmer. Sowohl Intraklasten wie Pellets erscheinen relativ dunkel und sind mikritisch.

Grundmasse: Die sparitische Grundmasse erfüllt die Porenräume teilweise durch Weiterwachsen kalkiger Trümmer 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 Schwereminералfraktion 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 ($61/14_{25}$). 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 ($61/14_{15}$) 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% $CaCO_3$, 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 Kieselkalken 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_2O_3	1,4	2,2	0,6	0,5	0,4	5,1	0,9	1,1	1,7
Fe_2O_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_2O_5	–	–	0,1	0,08	0,1	0,1	–	0,1	–
Na_2O	–	–	–	–	–	–	–	–	0,3
K_2O	0,5	0,6	–	–	–	1,4	0,4	–	–
H_2O	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:

$53/10_6$: sandiger, leicht mergeliger Kieselkalk
$27/5_1$: kieseliger, dolomitischer, leicht mergeliger Sandkalk
7/34A: Kieselkalk
7/34M: Kalksilex, randliche Schale eines Silex
7/34I: kalkiger Silex, innere Zone des Silex
$47/KZ_1$: sandige, mergelige Kieselschiefer
$47/KZ_{15}$: sandiger Kieselkalk
$59/13_{40}$: 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 Muskowit$_2$ 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: $47/6_{10}\,KZ_1$.

Diskussion der Resultate: Neben den normalen, sandigen Kieselkalken finden wir in den Analysen zwei Proben, die etwas abweichen ($27/5_1$; $47/KZ_1$).

Bei Probe $27/5_1$ 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 Pygurusschichten 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 $47/KZ_1$ 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: $47/6_{10}\,KZ_{15}$.
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 bewachsen[1]). Im Anschliff und im DS zeigen sich rundliche Schlieren, wahrscheinlich Wurmfraßspuren. 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.

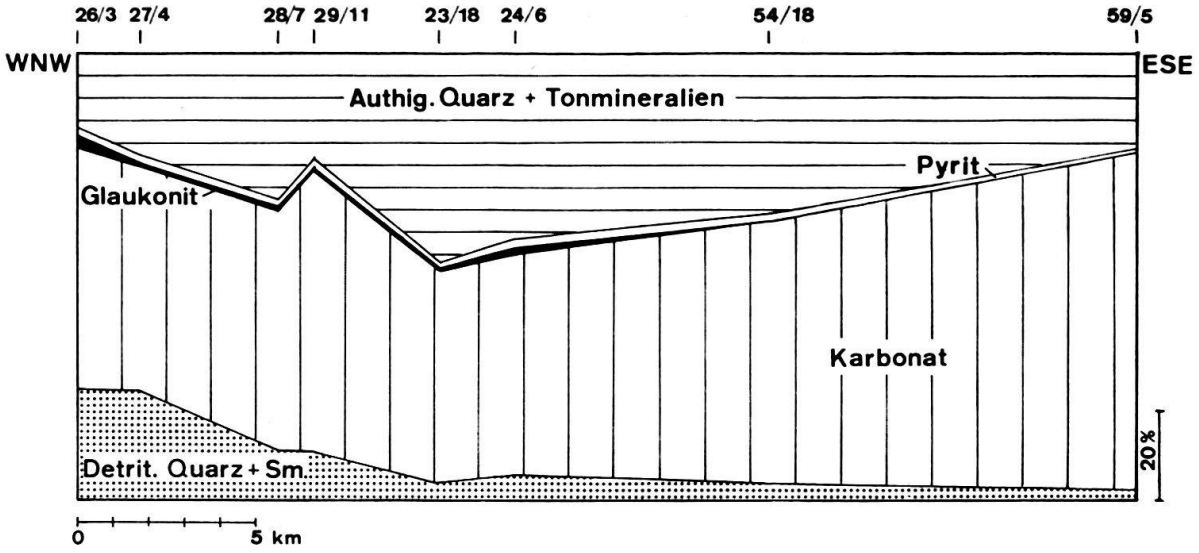


Fig. 26. Verteilung der Komponenten im Gestein direkt über der Basis des Helvetischen Kieselkalkes in 8 Profilen. (Distanzen abgewickelt. Die Zahlen am obern Rand stellen die Probennummern dar.)

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 Echinodermentrümmer-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 ausgeschieden werden.

Akzessorien: In der Schwereminералfraktion 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 Beigegrau 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 Altmannschichten 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 Wideralp, 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 $^1/_2$ bis 1 mm aus dem Gestein vorragend.

Mikroskopische Beschreibung

Textur: etwas geschichtet (Glaukonit, Tonschlieren und Sand ± 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 Sandkorngrenzen 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 $^2/_3$ 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 Schliff liegt bei 0,8 mm. 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 Echinodermentrümmer 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.

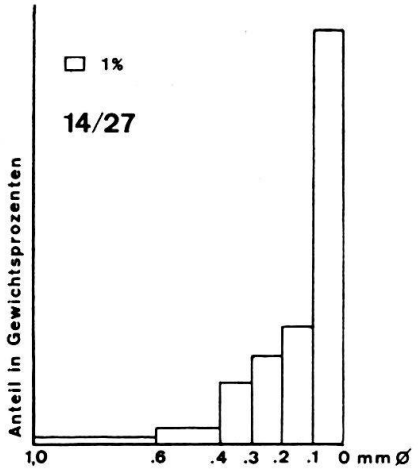


Fig. 27. Kornverteilungsdiagramm des detritischen Quarzes im glaukonitischen Kalk der Probe 14/27.

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 Echinodermentrümmer, 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 heruntergesetzt 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. Vereinzelte 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 Organismentrümmern 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 Altmannschichten 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, Altmannschichten, 1,5 m über der Basis der Altmannschichten.
Am Weg von Rohrwald zum Rotspitz und Wißspitz, 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 ± schichtparallel, sonst massig.
Struktur: körnig.

Mineralbestand:	Glaukonit	50%
	Mikritische Grundmasse und Tonmineralien	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 Dolomitkörner dringen oft in Glaukonit ein (Fig.21), dagegen fehlt Glaukocalcit vollständig. Viele Körner sind von feinen, 2–5μ breiten, stylolithartigen Adern durchzogen. Diese sind immer ± schichtparallel, so dass es sich um eine Erscheinung handeln dürfte, die während der Diagenese entstand (Kompaktion).

Oft zeigt der Glaukonit eine merkwürdige, zebrastreifenartige 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 undulös 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 Echinodermentrümmer, neben vereinzelten Gastropoden und Foraminiferen.

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

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.

Schwereminerallien: Ausser den in der Schwereminerallfraktion 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 Altmannschichten. Die Komponenten von Biodetritus dominieren. Die Unterschiede in der Ausbildung können ziemlich gross sein. Während in der Zentralschweiz (Pilatus und Schrattenfluh) 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 Altmannschichten.
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%
	Schwereminerallien	>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 Echinodermentrümmer, 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 Serpelnschalen 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.

Schwereminerallien: 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. 39ƒ); 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 Churfirsten 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.

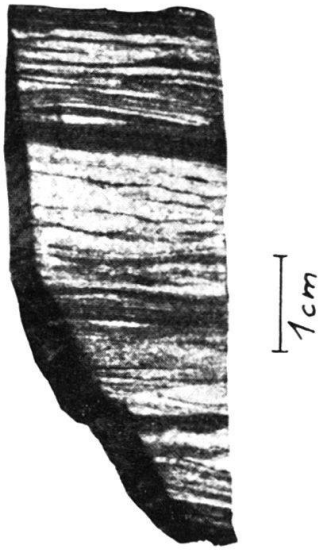


Fig. 28. Lamination. AS 52/51.

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

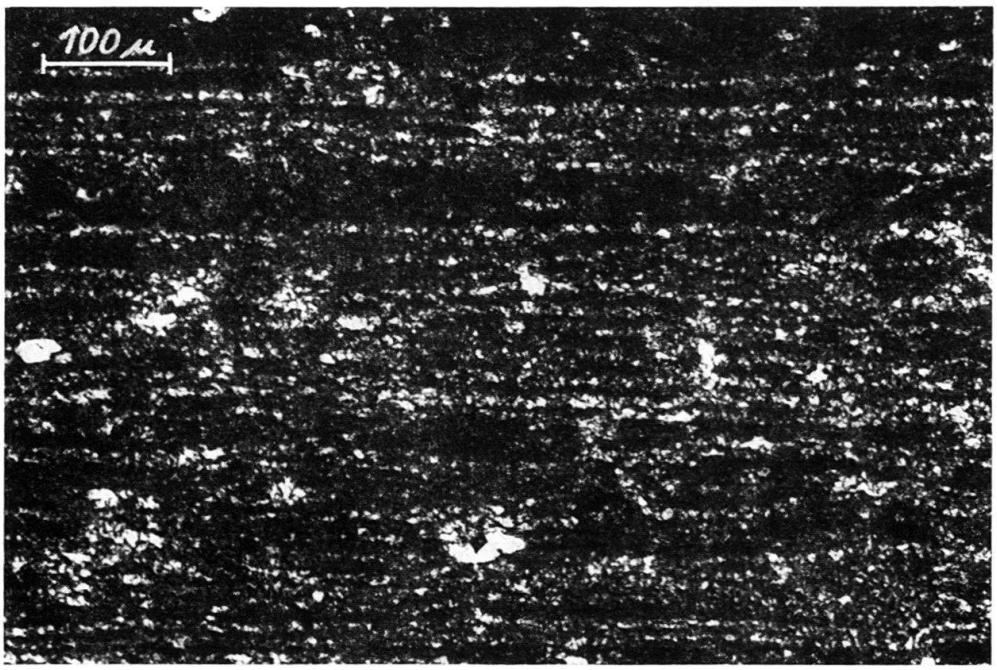


Fig. 29. Lamination im Kieselkalk des Fläscherberges. Feinste Calcarenitlagen in Mikrit. LM, DS 61/10.

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 ($47/6_{10}$) 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 Sandschüttung 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 600 m 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.

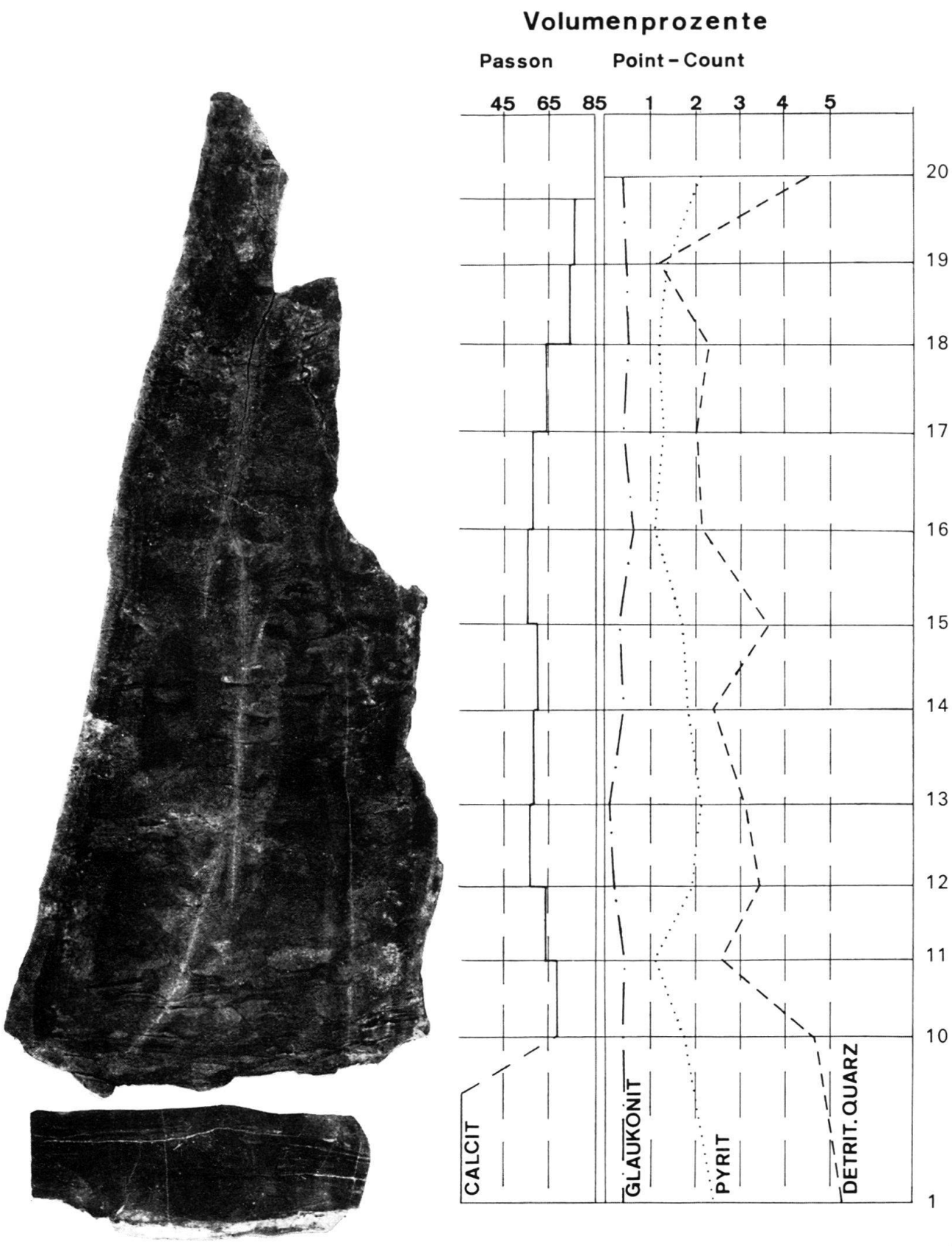


Fig. 30. Kleinzyklus aus der Schicht $47/6_{10}$. Abbildung des AS und Volumenprozente einiger Anteile (Photo: M. Zuber).

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 Zyklotheme, wovon zwei auf die Formation des Helvetischen Kieselkalkes entfallen. Das untere Zyklothem beginnt mit der Valanginien-Glaukonitbank und endet im Dach des spätigen oberen Teils der unteren Kieselkalkgruppe. Das obere Zyklothem 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) Zyklotheme 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 Zyklothem fehlen in unserer Gegend meist die mergeligen Basisschichten. Der Obere Kieselkalk bildet oft allein das gesamte zweite Zyklothem, 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 Zyklothems stelle. Meist ist in meinem Gebiet die Hangendgrenze schärfer ausgebildet.

Auch im Dach des unteren Zyklothems 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 Zyklothem behandelt. Diese Ansicht wird gerechtfertigt durch das allmähliche Zurücktreten des Tonanteils, welcher an der Basis der Drusbergschichten wieder neu einsetzt (Mergelschiefer). Allerdings ist dieses Zyklothem 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 brüsken Fazieswechsels zu erhalten. Zur Diskussion steht hauptsächlich, ob es sich um Klimaschwankungen (BRÜCKNER 1951) oder um tektonische Bewegungen (FICHTER 1934)

handelt. FICHTERS These (rasche Absenkung mit relativ langsamem Auffüllen des Troges), die übrigens auch von LOMBARD (1967) vertreten wird, erklärt nicht die Mangelsedimentation 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 Pygurusschichten 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.

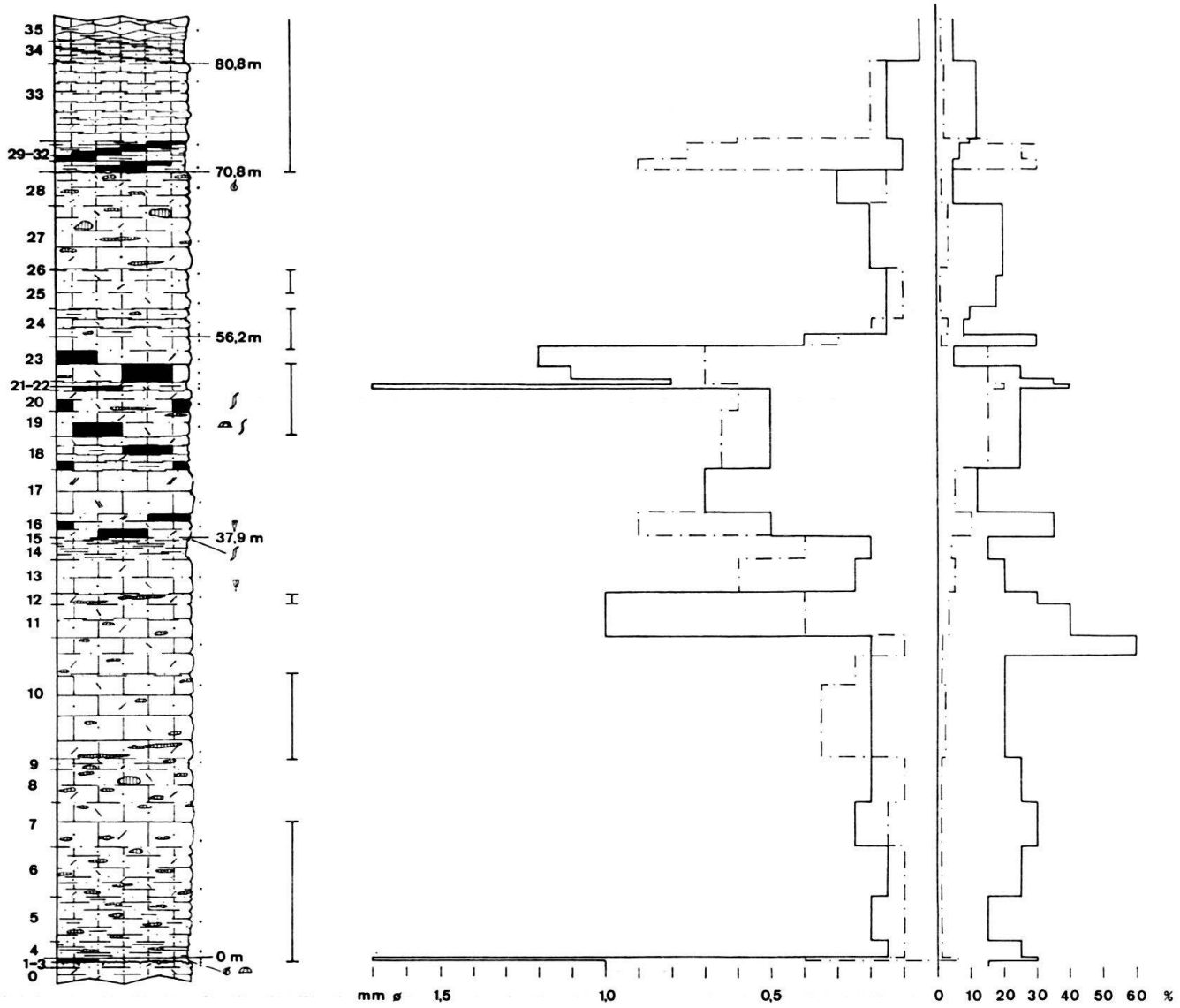
Aufgrund der Korngrössenanalyse noch weniger gut bestimmbar ist die Grenze zum Altmannschichten-Zyklothem. Für diese Grenzziehung sind die Vermergelung und der Glaukonitgehalt meist unentbehrliche Hilfsmittel.

Die Annahme einer allmählichen Zunahme der Korngrössen innerhalb eines Zyklothems (FICHTER 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 obern 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 gröbsten 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 gröbste 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-



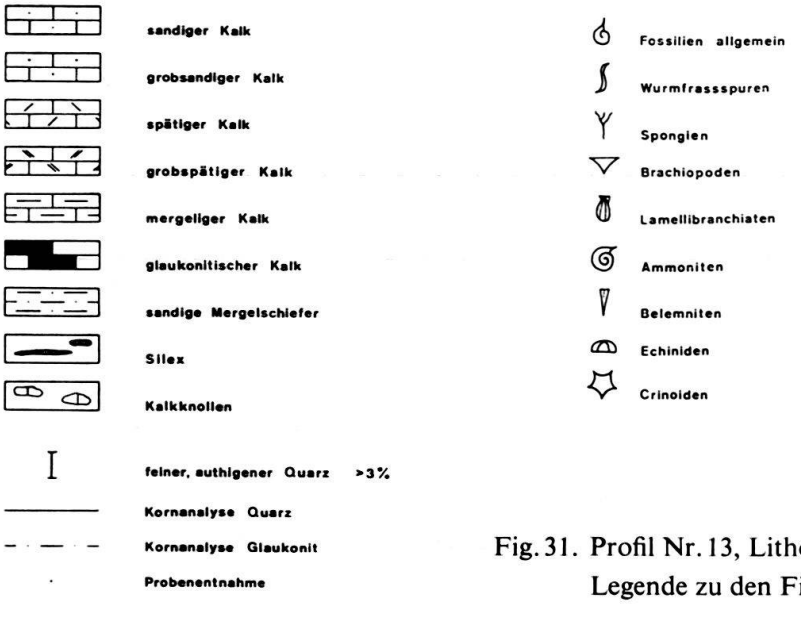


Fig. 31. Profil Nr. 13, Lithologie und Kornanalysen. Legende zu den Figuren 31–35.

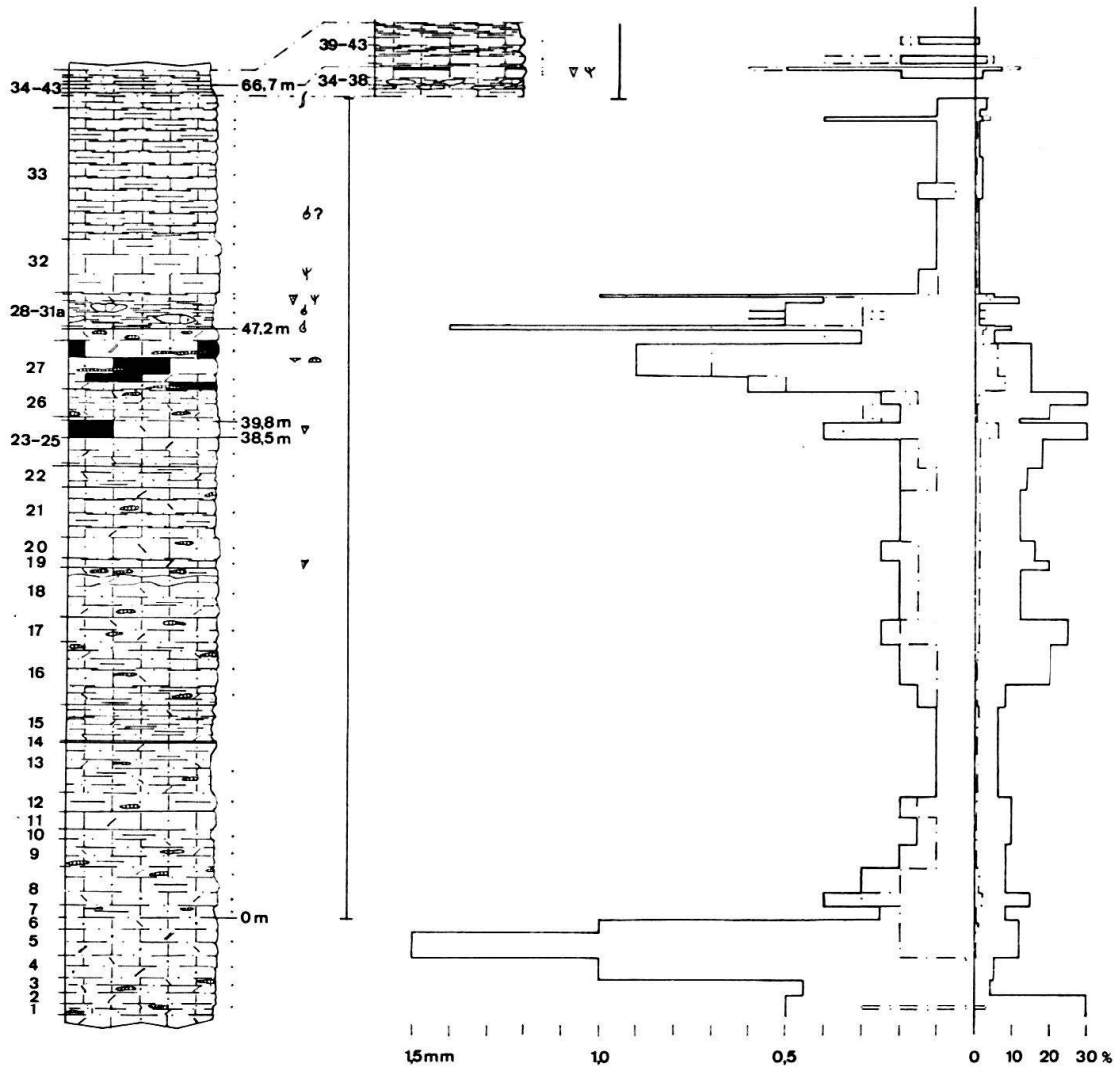


Fig. 32. Profil Nr. 25, Lithologie und Kornanalysen.

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 *Zyklothemgrenzen*

Bei Fichter (1934) wurden die glaukonitreichen Kondensationshorizonte als «Zyklengrenzen» bezeichnet. Zyklothemgrenzen 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.

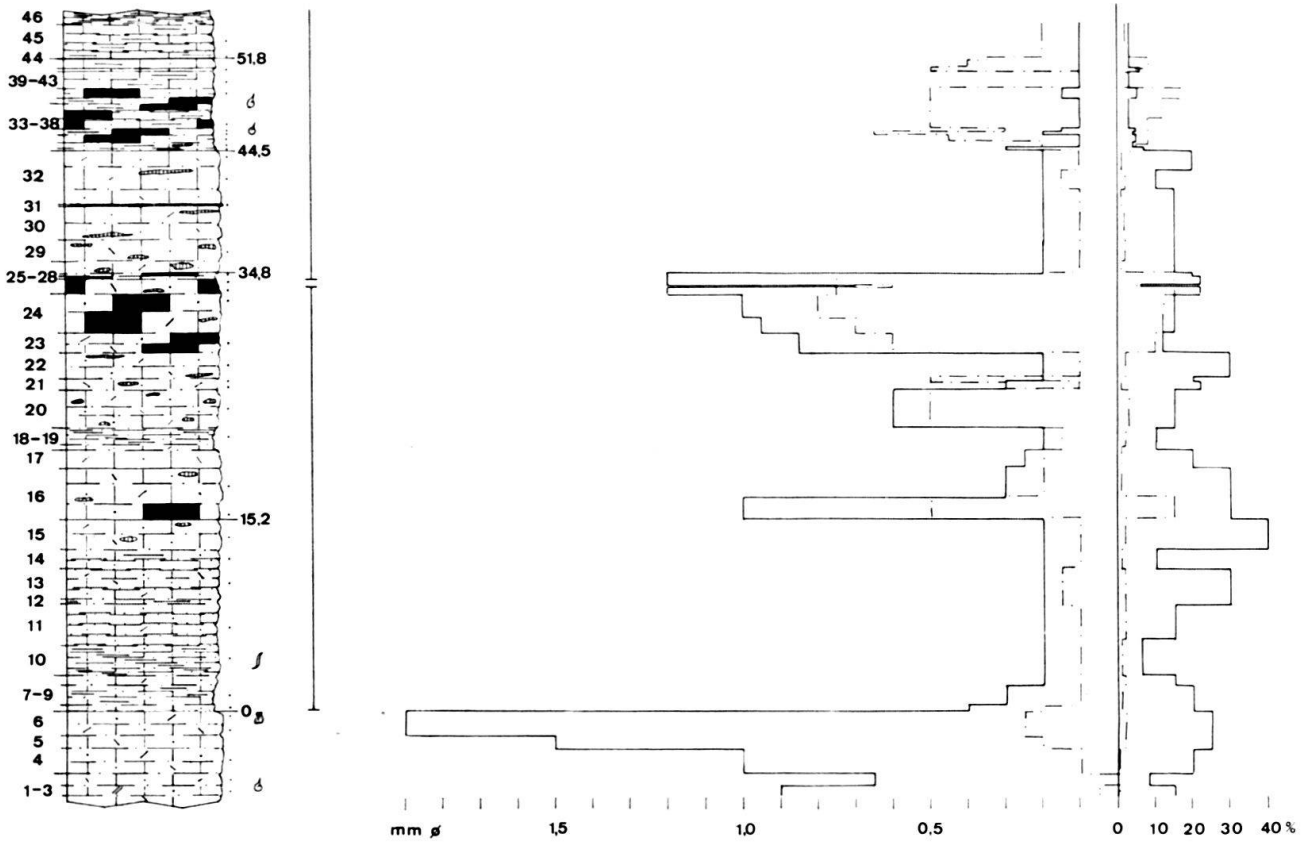


Fig. 33. Profil Nr. 28, Lithologie und Kornanalysen.

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

oben: Mergelkalke
Mergel
Zyklothemgrenze
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 Zyklothemgrenzen in unserer Abfolge:

4. Dach der Altmannschichten
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 Altmannschichten 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-

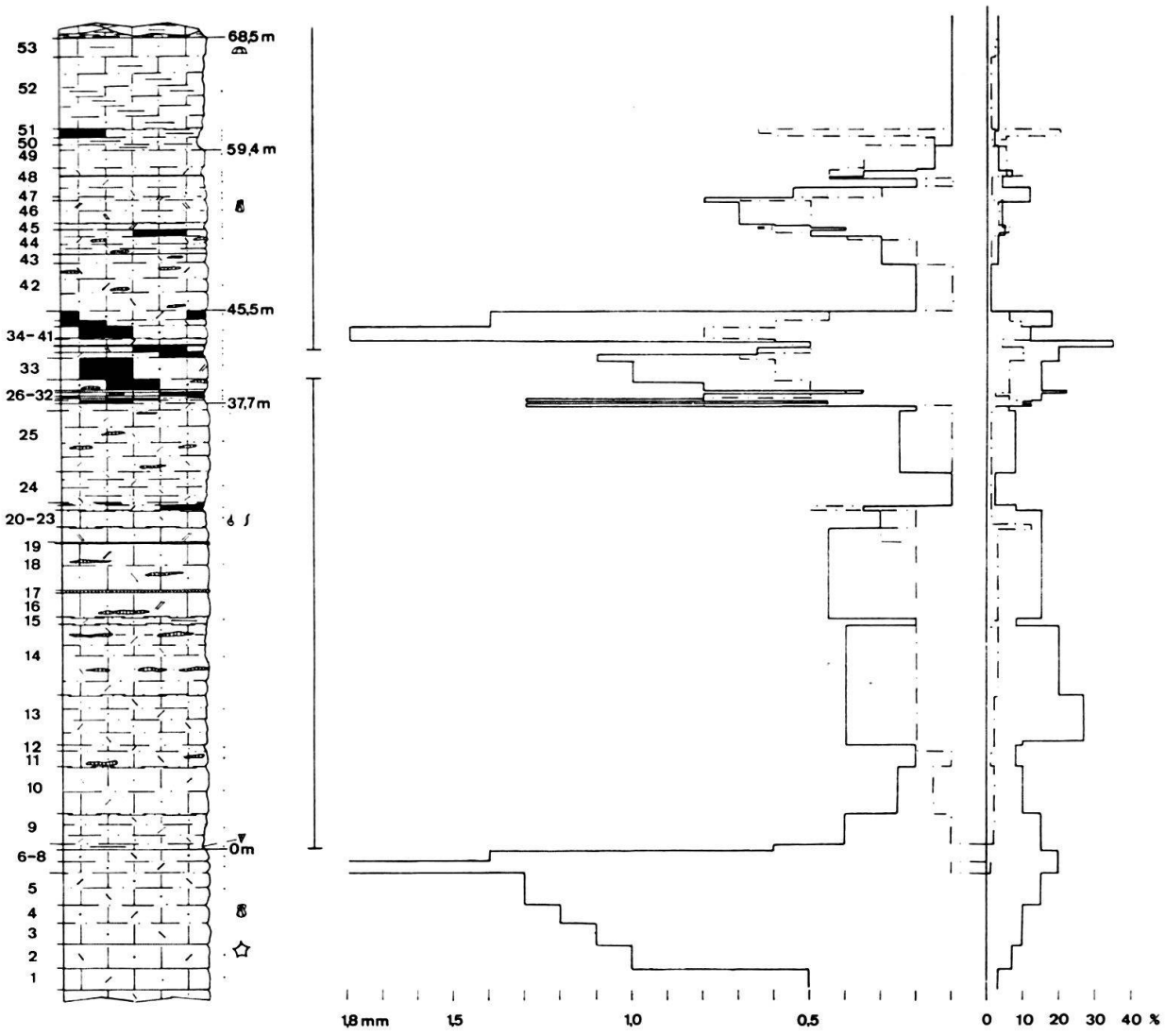


Fig. 34. Profil Nr. 32, Lithologie und Kornanalysen.

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

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 Zyklothemgrenzen, 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 Altmannschichten (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

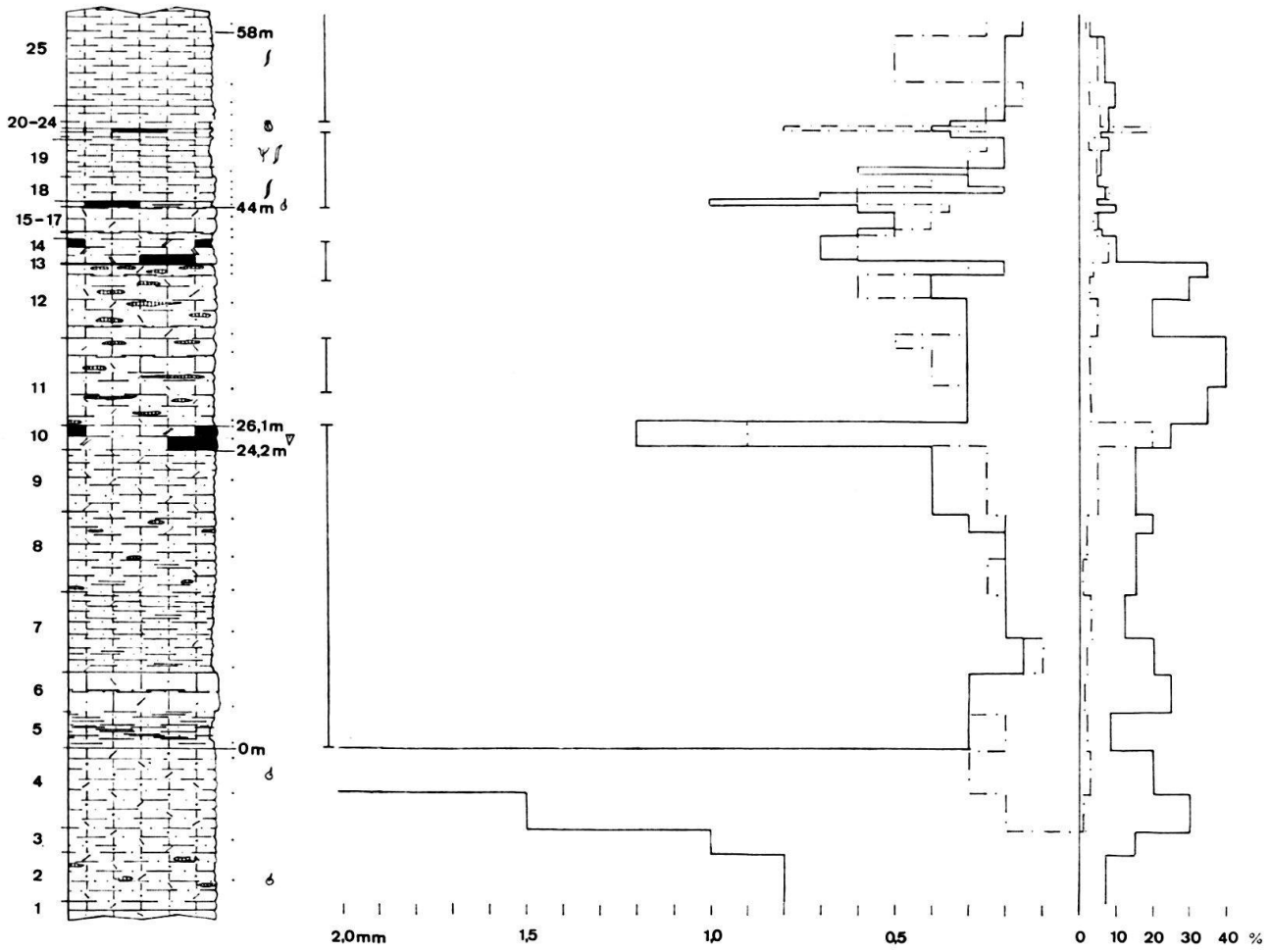


Fig. 35. Profil Nr. 38, Lithologie und Kornanalysen.

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 Pygurusschichten–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 Pygurusschichten

An der Basis bzw. im Dach der Pygurusschichten, 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 Pygurusschichten charakteristisch sind. Wir rechnen sie deshalb als Schichtglieder (beds) zum Formationsglied (member) der Pygurusschichten.

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

SE des Profiles 50 (inkl.) sind die Pygurusschichten bereits Kieselsandkalke.