

# Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten

von A.H.B. Niemeyer<sup>+)</sup>

## Zusammenfassung

Im Bereich der Südtiroler Dolomiten wurden anhand von fünf Profilen die "oberen Werfener Schichten" sedimentologisch bearbeitet.

Im Gelände wurden auffallende Schichtglieder wie energiereiche, mit Sedimentstrukturen versehene und klastisch beeinflusste Sedimente zu einem Korrelationsversuch herangezogen.

Aus den kalkigen Serien konnten acht Mikrofaziestypen erstellt werden, die man grob gliedern kann in schlammig-kalkige Mergel aus ruhigem Sedimentationsmilieu, Fossilschuttkalke und Oolithe aus Ablagerungsbereichen mit hoher Strömungsenergie, kalkig gebundene Silt- und Sandsteine, die den starken Landeinfluß widerspiegeln, und zuletzt Dismikrite, die einem evaporitischen Milieu entstammen. Weitere Rückschlüsse auf Strömungsenergie können aus einigen Detailbeschreibungen der Mikrofazies gezogen werden. Erosionshorizonte, autochthone und allochthone Muschelpflaster sowie Sequenzbereiche und Sedimentstrukturen deuten auf unterschiedliche Strömungsintensität. Das Auftreten von Tempestiten ist wahrscheinlich.

Bleiglanzvererzungen in pyritreichen Sedimenten weisen auf ein reduzierendes Milieu hin, wobei das Blei möglicherweise aus aufgearbeiteten permischen Quarzporphyren stammen könnte. Mit den nur an wenigen Punkten gefundenen Conodonten kann man die bearbeiteten oberen Werfener Schichten größtenteils zur vierten von STAESCHE (1964) geforderten Conodontenzone stellen, wobei deren höchster Abschnitt mit *Polygnathus gardenae* belegt werden konnte. In einem einzigen Fall wurde mit dem Fund von *Hadrodontina aequabilis* die dritte Conodontenzone angeschnitten. Das Massenaufreten der Conodonten, oft in Verbindung mit Ophiurenskelettelementen, wird auf Frachtsonderung zurückgeführt. *Spirorbis phlyctaena* ist reichlich vertreten und wurde deshalb auf ihre Verbreitung hin untersucht.

---

<sup>+)</sup>  Anschrift des Verfassers: Adelbert H.B. Niemeyer, Kaagangerstraße 47, D-8919 Schondorf

Die im Werfener Flatschelfmeer entstandenen Sedimente entstammen dem subtidalen Bereich in Verbindung mit einem ausgeprägten Relief des Meeresbodens. In wannenförmigen Vertiefungen bildeten sich schlammige Sedimente, während Fossilenschutt und Oolithe auf strömungsintensivere Hochlagen hinweisen. Nur regional verbreitete Evaporite deuten auf Sedimentationsbereiche, die möglicherweise durch Ooidsanddünen von der Wasserzirkulation abgeschlossen waren.

### Summary

On the basis of five profiles, the "obere Werfener Schichten" in the area of the Dolomites in Southern Tirol (Italy) were examined with regard to their sedimentation. Remarkable layers in the terrain such as those built up by high energy currents, containing sedimentary structures and those showing clastic influence were used for a correlation experiment.

Eight types of microfacies were found in the lime series, which can roughly be classified into muddy limey marls resulting from an environment showing the strong influence of sediments originating from the land and finally evaporitic diamicrites. Further conclusions as to the energy of currents can be drawn from detailed descriptions of the microfacies. Horizons caused by erosion, autochthonous and allochthonous shell-deposits as well as sequences in sedimentation and sedimentary structures point to different intensity of currents. The occurrence of "tempestit-layers" is likely.

Galena ores in pyritic pigmentated sediments indicate a reducing environment. The lead may possibly originate from eroded Permian quartzporphyry.

Through the conodonts which are found in only very few samples, the "obere Werfener Schichten" dealt with in this study can be placed for the most part in the fourth conodont zone postulated by STAESCHE (1964). The uppermost part of this zone was verified by *Polygnathus gardenae*. In a single case the third conodont zone was reached, when *Hadrodontina aequabilis* was found. The mass occurrence of conodonts often in connection with skeletal elements of *Ophiura* is attributed to sorting during transport.

The layers show large numbers of *Spirorbis phlyctaena* and therefore were examined as to the distribution of *Spirorbis phlyctaena*.

The sediments which originated in the "Werfener flat shelf sea" come from the subtidal area in connection with a strongly developed sea floor relief. Muddy sediments form in tub-shaped depressions whereas fossil rubble and oolites indicate heights with intensive currents. Only regional evaporitic deposits point to sedimentary areas which possibly were separated from the water circulation by oolitic sand dunes.

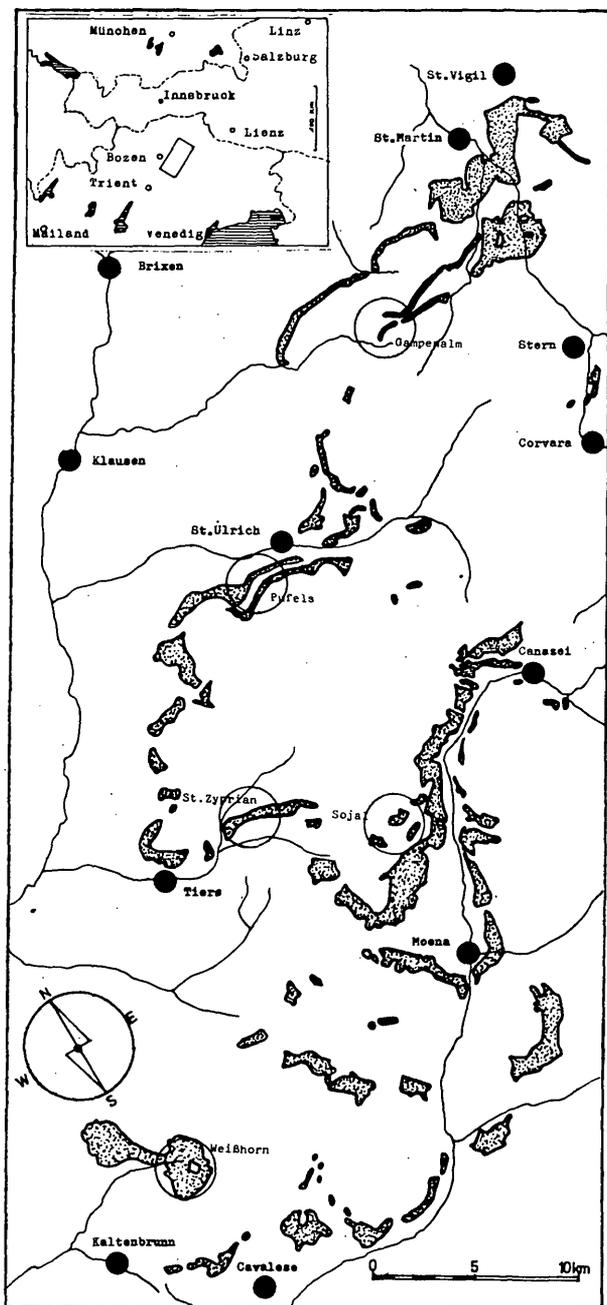


Abb. 1  
 Verteilung der Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten  
 und die Lage der Profile, dargestellt unter Verwendung der  
 geol. Karte von LEONARDI, P. (1967), 1:100 000

## 1. Einleitung

Verursacht durch das rege Interesse an der Perm-Triasgrenze konzentrierten sich detaillierte Untersuchungen der Werfener Schichten auf die liegendsten Bereiche dieser. Das Fehlen einer mikrofazialen Bearbeitung der oberen Werfener Schichten (FLÜGEL, E., 1972) gab Anlaß zur vorliegenden Arbeit. Anhand von fünf Profilen im Bereich der Südtiroler Dolomiten soll versucht werden, mit Hilfe der Mikrofazies eine Gliederung der oberen Werfener Schichten zu erreichen und möglicherweise Rückschlüsse auf die Paläogeographie zu ziehen.

## 2. Arbeitsmethoden

Die Geländearbeiten wurden in den Sommermonaten der Jahre 1977 und 1978 durchgeführt. Besonderer Wert wurde auf möglichst lückenlose Profile gelegt. Die rund 280 gesammelten Proben wurden am Geologischen Institut der Universität Innsbruck bearbeitet. 124 Dünnschliffe, 130 Anschliffe und 212 Schlammproben mit Rückständen von je zwei Fraktionen bilden die Grundlage für eine mikrofaziale und sedimentologische Auswertung.

## 3. Anmerkungen zur Dünnschliffphotographie

Liegen Photographien des gesamten Dünnschliffbereiches mit einheitlichem Maßstab und in bester photographischer Ausführung vor, kann man bereits durch Zusammenstellen ähnlicher Schliffbilder sehr schnell einen Überblick über die Verteilung und Arten der vorhandenen Mikrofaziestypen erhalten. Mit bestem Erfolg in Bezug auf das Verhältnis Arbeitsaufwand zu Ergebnis wurden die Dünnschliffe auf ein Leuchtpult (Multiblitz Diaduplikator) gelegt und mit einer Großformatkamera (Linhof Kardan 9 x 12) an einem soliden Repröstativ unter konstanten Beleuchtungsverhältnissen fotografiert.

## 4. Sedimentstrukturen der oberen Werfener Schichten

FUGANTI, A. (1965) beschreibt die Sedimentstrukturen der Werfener Schichten und scheidet hierbei folgende Typen aus: Parallelschichtung, Kreuzschichtung, Rippelmarken, Rutschungen, Ballenstrukturen, kolkförmige Erosionen, eingeregelter Muscheln. Diese Strukturen werden sowohl auf die Energie von Wellen und Strömung als auch auf die Schwerkraft zurückgeführt. Turbidite werden ausgeschlossen. Eigene Beobachtungen sind in der Tabelle des Anhangs eingetragen; schichtinterne Sedimentstrukturen werden in dem Kapitel Mikrofazies behandelt.

Rippelmarken wurden im Hinblick auf mögliche Verwertbarkeit für paläogeographische Aussagen eingemessen. Ihre Wellenlängen schwanken beträchtlich und reichen von einigen Millimetern bis zu zwanzig Zentimetern, in Ausnahmefällen bis zu neunzig Zentimetern. Die Rippeln streichen zwischen  $20^{\circ}$  und  $160^{\circ}$ , wobei bei der Bildung von Durchschnitswerten die Feinrippeln generell andere Streichrichtungen aufweisen als Rippeln größerer Wellenlänge.

Nach FUGANTI, A. (1965) handelt es sich meist um symmetrische Rippeln, eigene Beobachtungen zeigen aber, daß auch asymmetrische Rippelmarken eine nicht unwesentliche Rolle spielen. Nach GRUMPT (1974) kann man mit Hilfe von Rippelmarken nur bedingt und unter Zuhilfenahme anderer Indikatoren auf Strömungsrichtungen schließen. Ferner muß gesagt werden, daß es hier zu gewagt wäre, aufgrund von Messungen aus fünf Profilen Aussagen über die Paläoströmungsrichtungen in den oberen Werfener Schichten zu machen.

### 5. Korrelierungsversuche aufgrund von Geländebeobachtungen

Es wurde versucht, die bearbeiteten Profile bereits anhand der Geländebeobachtungen untereinander zu korrelieren, wozu auffallende Schichtglieder wie z.B. der "Schneckenschlamm", Resedimentlagen oder evaporitische Lagen als Leithorizonte angenommen wurden. Ferner wurden die Profile lithofaziell gegliedert (ebenfalls grob nach Geländebeobachtungen), um eine eventuelle Parallelisierung zu erreichen.

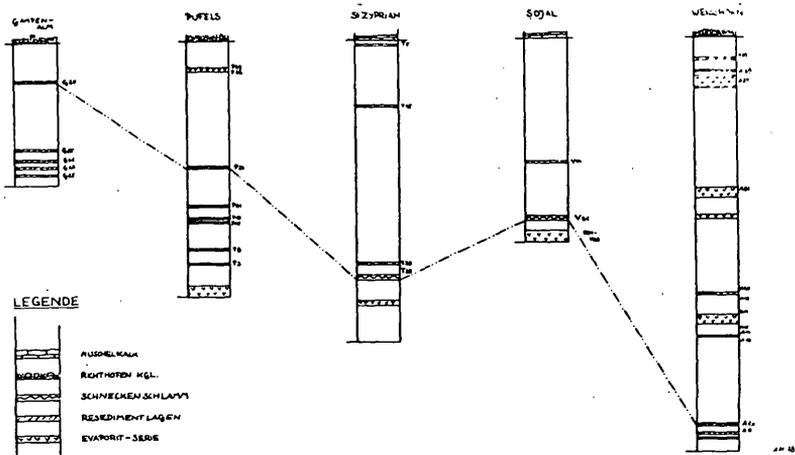
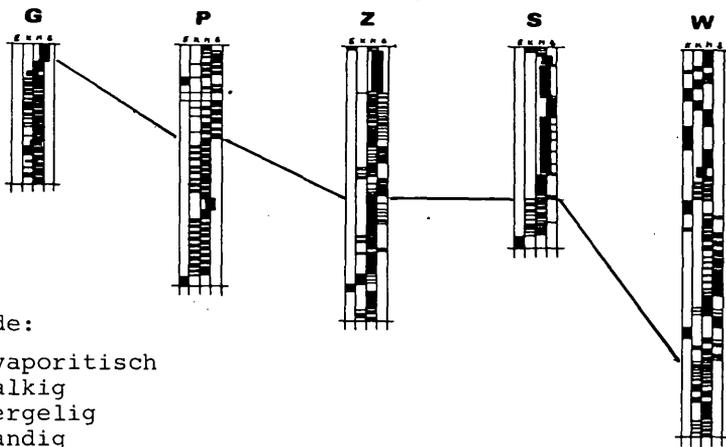


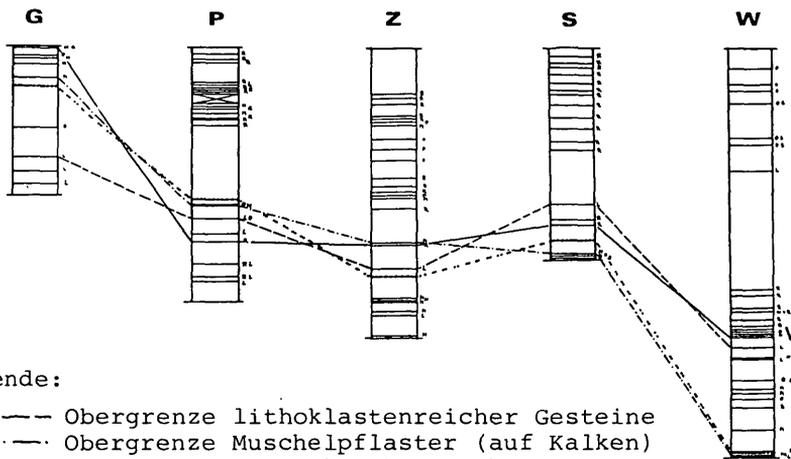
Abb. 2  
Versuch einer Korrelation auffallender Schichtglieder (nach Geländebeobachtungen)



Legende:

- E = evaporitisch
- K = kalkig
- M = mergelig
- S = sandig

Abb. 3  
Lithofazielle Darstellung der Profile nach Geländebeobachtungen



Legende:

- — — Obergrenze lithoklastenreicher Gesteine
- - - Obergrenze Muschelpflaster (auf Kalken)
- — — Untergrenze rippelmarkenreicher Lagen
- ... .. "Schnecken Schlamm" aus Abb. 2

Abb. 4  
Darstellung von Sedimentlagen, die aus strömungsreichem Sedimentationsmilieu stammen

Vergleicht man trotz vorhandener Subjektivität die Kurven aus Abb. 2 (Korrelation des "Schneckenschlammes") und aus Abb. 3 (Einsetzen der bevorzugt sandigen Sedimentation), so ergibt sich eine auffallende Parallelisierbarkeit.

Ebenfalls nach Geländebeobachtungen wurden Sedimentlagen korreliert, die aus strömungsreichem Sedimentationsmilieu stammen. Man erhält hier Kurven, die sehr wohl untereinander abweichen, in ihren Tendenzen aber recht ähnlich sind, ja sogar mit den Kurven der Abbildungen 2 und 3 annähernd parallelisiert werden können.

## 6. Die Mikrofaziestypen

MF-Typ 1: In einer mikritischen Matrix sind - meist ohne gegenseitige Berührung - Gastropodengehäuse eingebettet, deren innere Hohlräume größtenteils mikritisch, aber auch spatitisch ausgefüllt sind. Die Grenze der Gastropodengehäuse zum Mikrit der Matrix ist stets sehr exakt und manchmal limonitisch pigmentiert. In der Matrix sind ferner oft Bruchstücke dünnschaliger Muscheln ( $\phi$  max. 0.05 mm) enthalten. Die Biogenkomponenten schwanken in ihrer Menge zwischen 40% und 60%. Nach FOLK (1962) kann man von einem locker bis dicht gepackten Biomikrit, und nach DUNHAM (1962) von einem Wackestone sprechen. Glaukonit tritt vereinzelt auf. Die Grenze zum Liegenden ist stets eine exakte Sedimentationsgrenze, während die Grenze zum Hangenden durch anhaltende Mikritsedimentation mit gleichzeitiger Verarmung der Fauna, manchmal aber auch durch die Ausbildung eines Muschelpflaster gekennzeichnet ist.

Die Prozentanteile der Gastropoden und Lamellibranchiaten sind gewissen Schwankungen unterworfen; vereinzelt treten Ostracoden auf, Pelloide sind fast in jedem Schliff enthalten, doch ihre Menge schwankt beträchtlich. Limonit ist z.T. an Muschelschalen gebunden, doch tritt er auch gehäuft in Gastropodengehäusen auf.

Folgende Kriterien sprechen für ein niedrigerenergetisches Ablagerungsmilieu: keine Auswaschung, nahezu keine Schalenzerstörung, keine Umlagerung der Biogenkomponenten. Der Glaukonitgehalt könnte wie der Limonitgehalt ein Hinweis sein, daß sich in der Matrix ein reduzierendes Milieu gebildet hat.

(Siehe Taf. 1, Abb. 1).

MF-Typ 2: In einer mikritischen Matrix liegen † eingeregelt bevorzugt Muschelschalen, die nur noch als feine Striche erhalten sind (meist limonitisch). Hierbei ist fraglich, ob es sich um eine Mikritisierung der Schalen gehandelt hat, oder ob die Schalen schon von jeher so dünn ausgebildet waren. Es gibt nahezu keine primären Hohlräume, die spatitisch erfüllt sind; manchmal ist die Matrix siltitisch beeinflusst, Glaukonit tritt selten auf, bisweilen erfolgte eine geringfügige Stylolithisierung (siehe Abb. 13).

Nach FOLK handelt es sich hier um einen Biomikrit, nach DUNHAM um einen Wackestone.

Im MF-Typ 2 können öfters Zwischenlagen von "Muschelschlamm"

(packes Biomikrit, MF-Typ 1) auftreten. Durch die Einlagerung von Peloiden und Gastropoden wird ein Übergang zu MF-Typ 4 erreicht. In einem einzigen Fall wurde eine intraformationelle Breccie entdeckt. Die mikritischen, polygonal begrenzten Komponenten, welche oft an einer Seite ein Muschelbruchstück zeigen, schwimmen in einer geringfügig dunkleren und etwas siltig "verunreinigten" Matrix. Nach FLÜGEL (1978) wären die Komponenten als Protointra- oder Autoklasten zu bezeichnen und auf frühdiaagenetische Sedimentbewegung in Verbindung mit subaerischer oder submariner Entwässerung des Sediments zurückzuführen. Eine Austrocknung im Intertidalbereich ist aber wegen des hohen Glaukonitgehalts schwer denkbar. Die Transportweite der Breccienkomponenten kann sicherlich nicht sehr groß gewesen sein (Taf. 2, Abb. 3).

Der MF-Typ 2 dürfte einem ebenso niedrigenergetischen Sedimentationsmilieu entstammen, wie der MF-Typ 1, jedoch ist die Einregelung der Komponenten stets besser ausgebildet (Taf. 1, Abb. 2).

Übergangstyp MF-Typ 2 zu MF-Typ 7: Die Gesteine des MF-Typs 2 können in Bezug auf klastischen Einfluß einen fließenden Übergang zu MF-Typ 7 bilden. Hierbei findet man bei schwach klastischem Einfluß zunächst Siltkörner in nach oben konkav liegenden Muschelschalen, bei stärker klastischem Einfluß ist die gesamte Matrix von Silt und Sand durchsetzt. Die Übergangstypen besitzen eine große Verbreitung. Der klastische Einfluß dürfte auf verstärkte Materialanlieferung vom Land her zurückzuführen sein (Taf. 3, Abb. 4).

MF-Typ 3: Die Matrix besteht aus Mikrit, die Komponenten (50%-60%) werden von Fossilschutt und Lithoklasten gebildet. Die Lithoklasten, deren Menge erheblichen Schwankungen unterworfen sein kann, sind meist Extraklasten und können getrennt werden in rein mikritische, die gut gerundet vorliegen, und in siltitische, die Fossilreste und spatitische Hohlräumfüllungen enthalten. Der Biodetritus besteht aus Gastropoden, Lamellibranchiaten und Ostracoden. Meist gut erhaltene Filamente sind häufig. Primäre Hohlräume (z.B. in Gastropoden) sind mikritisch und spatitisch ausgefüllt. Die meisten Fossilreste werden von einem spatitischen Saum umgeben, der den Übergangsbereich zur Matrix bildet. Die im Schriff reichlich vertretenen Peloiden sind hin und wieder glaukonitisiert, der Hauptanteil des Glaukonits liegt jedoch im Bereich der Stylolithen und Lithoklasten.

Nach FOLK handelt es sich um einen dichtgepackten Intrabiomikrit, nach DUNHAM um einen Wackestone.

Eine Einspülung von Ooiden ist manchmal gegeben, jedoch fallen die Ooide in die Kalkschlamm-Matrix und zeigen im Unterschied zu MF-Typ 5 eine isolierte Einlagerung, d.h. fehlende oder nur sehr schlechte Kompaktion.

Der MF-Typ 3 dürfte einem Sedimentationsmilieu entstammen, dessen Energieindex höher liegt als der der MF-Typen 1 und 2, wofür folgende Kriterien sprechen: die Kalkschlamm-Matrix ist partiell ausgewaschen, Schalen von Fossilien sind oft zerbrochen, Kompo-

nenten sind eingeregelt und Ooide treten partiell auf (Taf. 3, Abb. 5).

MF-Typ 4: Eine Mikrit-Matrix, die auch oft sparitisiert sein kann, enthält bis zu 60% Biogendetritus, der größtenteils aus Gastropoden und Lamellibranchiaten besteht. Ferner ist ein hoher Anteil an Peloiden und Ooiden zu verzeichnen. Gastropodengehäuse und Peloid sind, wie auch öfters bei MF-Typ 3 zu beobachten, mit Dolomitkristallen, die in einer limonitischen Matrix liegen, erfüllt. Der Limonitgehalt im Biodetritus, besonders in den Peloiden, ist sehr hoch; in Bereichen, wo die Auswaschung gleich Null ist, herrscht ein hoher Glaukonitgehalt vor. Die Sortierung der Komponenten ist schlecht, Einregelung ist mäßig und nur dort vorhanden, wo Schrägschichtung erkennbar ist. Dunkle, tonig-mikritische Extraklasten sind nicht selten (Taf. 4, Abb. 6).

Nach FOLK liegt ein schwach ausgewaschener Bio-Pelsparit vor, nach DUNHAM ein Wackestone bis Packstone.

Als Besonderheit soll hier noch ein alleinstehender Typ beschrieben werden, der nur im Profil Weißhorn direkt unter dem Schneckenschlamm gefunden wurde (Taf. 4, Abb. 7).

In einer rotbraunen schlammartigen Matrix liegen uneingeregelt Bioklasten, wobei es sich vereinzelt um Gastropoden, häufiger um Schalenreste, hauptsächlich aber um ooidisch umkrustete, stark limonitisierte Foraminiferen handelt, nach FOLK ein Biomikrit und nach DUNHAM ein Rudstone. Diese umkrusteten Foraminiferen und andere Rindenkörner entstammen sicherlich einem oolithischen, also energiereichen Milieu, und befinden sich jetzt auf sekundärer Lagerstätte, ebenso wie die Schalenbruchstücke. Aufgrund der Mikrit-Matrix muß es sich hier aber um ein recht strömungsarmes Sedimentationsmilieu gehandelt haben. Eine Schichtung ist nicht zu erkennen, was auf Bioturbation zurückgeführt werden könnte.

MF-Typ 5: Eine sparitische Matrix ist Träger von Biodetritus (Gastropoden, Schalenbruchstücken, Crinoiden), der meist umkrustet vorliegt (Onkoide mit Biodetritus als Kerne). Gastropoden sind in ihrer Gesamtheit gut erhalten und zeigen zwei Arten von Hohlraumausfüllung, wie dies aus Abb. 5 ersichtlich wird.



Abb. 5  
Mikritische und spatitische  
Hohlraumausfüllung eines  
Gastropodengehäuses

Die Färbung der Komponenten schwankt von Gelb über Braun bis zu Schwarz, je nach Limonitgehalt. Das Gestein ist stark ausgewaschen und durch Sortierung des Biodetritus ist Schrägschichtung zu erkennen. Extraklasten sind je nach ihrer Größe schichtparallel (wenn sie klein sind) oder nicht schichtparallel (bei etwas größeren) eingeregelt.

Eine erhöhte Sammelkristallisation im Inneren der Peloiden, Gastropoden, Onkoide und Muschelschalen kann auftreten. Nach FOLK handelt es sich um einen sortierten Biosparit, nach DUNHAM um einen Grainstone.

Aus den Beobachtungen kann man auf strömungsreiches Sedimentationsmilieu schließen (Schrägschichtung, starke Auswaschung, Einregelung der Lithoklasten), jedoch sind auch sehr feine, tonige Lithoklasten vorhanden, die sehr gut erhalten sind, kaum Rundungen zeigen und einen eher schonenden Transport vermuten lassen. Die gute Erhaltung der Lithoklasten muß aber nicht unbedingt auf geringe Strömungsenergie zurückzuführen sein, sondern kann auch ein Beweis dafür sein, daß in unmittelbarer Nachbarschaft ein strömungsarmer Bereich vorhanden war und somit die gute Erhaltung der Lithoklasten auf einen geringen Transportweg zurückzuführen wäre (Taf. 5, Abb. 8). Sicherlich aus energetisch noch höheren Sedimentationsbereichen stammen einige Gesteine, die dem beschriebenen MF-Typ 5 sehr ähnlich sehen, jedoch wesentlich dickschaligere Muscheln ( $\phi = 1.6 \text{ mm}$ ) neben Anhäufungen von Crinidenstielgliedern aufweisen. Ebenso häufig sind große, gut gerundete Extraklasten (meist Oomikrite) und Einfachooide vorhanden. Schrägschichtung herrscht in diesem Gestein stets vor, Geopetalgefüge sind oft zu beobachten (Taf. 5, Abb. 9).

Nach FOLK handelt es sich um einen Oobiosparit mit Extraklasten und nach DUNHAM um einen Rud- bis Grainstone.

Bei dem Schliff A 7 liegt ein Oobiosparit vor, der eine sehr starke Pigmentierung durch Pyrit und z.T. durch Bleiglanz erfahren hat. Die Biogenkomponenten sind mehrfach, bevorzugt einseitig umkrustet; Ooide liegen meist als Mehrfachooide vor. Die Sortierung ist schlecht, aber die Kompaktion gut. Oolithe dieser Art benötigen nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) spezielle Bildungsbedingungen:  $\text{CaCO}_3$ -Übersättigung, marines Milieu, gering erhöhte Salinität, Frischwasserzufuhr, relativ starke Wasserbewegung, sehr geringe Wassertiefe (bis max. 2 m), Bereitstellung von Kernen und Zurücktreten von Organismen, die dem Wasser Kalk entziehen. Diese Bedingungen dürften für A 7 zugetroffen haben (Taf. 6, Abb. 10).

MF-Typ 6: Dieser MF-Typ zeigt Oolithe mit einer mikritischen Matrix, die nur vereinzelt spatitische Bereiche zeigt. Es handelt sich um Mehrfachooide, deren limonitische Kerne ( $\phi$  ca. 0.5 mm) oft aus Peloiden bestehen. Einige Muschelschalen sowie Onkoide, nicht selten auch Intra- und/oder Extraklasten sind eingelagert. Die Kompaktion ist, ebenso wie die Sortierung, sehr oft schlecht, es besteht keine gegenseitige Berührung der Ooide (Taf. 6, Abb. 11).

Für diesen MF-Typ kann man nach FOLK die Bezeichnung Oomikrit und nach DUNHAM die Bezeichnung Wackestone verwenden. Die Proben

V 29, T 48a, P 69 und P 73 entstammen einem evaporitischen Milieu und sind rein dolomitisch, die Ooide zeigen unscharfe Korngrenzen (Taf. 7, Abb. 12).

Oomikrite können durch Umlagerung von Ooiddünen in Bereiche mit mikritischer Sedimentation entstanden sein (PURDY & IMBRIE, 1964). Dies wäre der Fall, wenn die Ooide in tieferes, ruhigeres Wasser kämen. Jedoch gibt es auch die Meinung, daß solche Oomikrite durch Transport der Ooide in Bereiche oberhalb der Hochwasserlinie entstehen könnten (WILSON, 1968). Eine hohe Glaukonitführung spricht jedoch für tieferes Wasser.

MF-Typ 7: In einem karbonatisch gebundenen Silt- bis Sandstein, der unterschiedlichen Glimmergehalt zeigt, ist Biogendetritus eingelagert, der fast ausschließlich aus Muschelschalen besteht. Diese Schalen liegen mit ihrer konvexen Seite nach oben ssp-parallel eingeregelt. Primäre Hohlräume an den Unterseiten der Muschelschalen sind spatitisch erfüllt. Eine Gradierung ist meist erkennbar, tonige Extraklasten sind nicht selten. Allgemein klassifizierend könnte man also von einem biogenführenden, karbonatisch gebundenen Silt- bis Sandstein mit Extraklasten sprechen (Taf. 7, Abb. 13).

Glimmerplättchen können in Lagen bis zu  $\varnothing$  2 mm auftreten und hin und wieder stromatolithenähnliche Gefüge darstellen (Taf. 8, Abb. 14). Der Übergang des MF-Typs 7 zum Hangenden hin ist stets dadurch gekennzeichnet, daß Grobklastika verarmen, das Sediment immer feiner wird und an seiner Schichtoberfläche Feinstschichtung und Rippelmarken auftreten.

Eine weitere Besonderheit des MF-Typs 7 stellt der Schliff T 25 dar. Die Ausfüllung eines kleinen Kanälchens liegt vor, wobei im unteren Bereich der Ausfüllung der Fossilschuttanteil erhöht ist, die Matrix auch dadurch etwas mehr Karbonat enthält, und durch eine gewisse Einregelung eine Einspülung der Biogenkomponenten verdeutlicht wird. Die Abdeckung besteht wiederum aus feinem, tonigem Material (Taf. 9, Abb. 15).

Der Einfluß vom Hinterland macht sich beim MF-Typ 7 verstärkt bemerkbar. Das Sediment benötigt zum Abtransport der grobklastischen Komponenten auch eine höhere Strömungsenergie. Bankdicken von bis zu 5 cm, Schichtoberflächen mit Rippelmarken, gut sortierte Feinsande sowie tonige Resedimente und Fossilreichtum lassen den Schluß zu, daß es sich bei zumindest einem Teil der zu diesem MF-Typ gehörenden Sedimente nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) um horizontale Deckensande handelt. Ebenso gehören die später beschriebenen "Tempestite" zum MF-Typ 7.

MF-Typ 8: Eine gelbliche, bevorzugt dolomitische Matrix, die relativ ungeschichtet aussieht, bei Anätzung mit HCl jedoch geringfügige Schichtung zeigt, führt außer vereinzelt Peloidnestern keine Komponenten. Fenstergefüge zeigen spatitische Hohlraumfüllungen und sind an synsedimentäre Scherklüftchen gebunden, ebenso wie die Stylolithen. Feine limonitische Dendriten sind jeweils rings um ein Zentrum angeordnet und deuten auf ehemalige Pyritkörner hin. Vereinzelt sind klastische Schüttungen (Quarzkörnchen und Glimmerplättchen) sowie kleine kalkige Geröllchen und tonige Extraklasten vorhanden.

Nach FOLK handelt es sich um einen Dismikrit, nach DUNHAM um einen Mudstone.

Die beschriebenen Dismikrite sind ausschließlich an evaporitische Horizonte gebunden. Der Pyritgehalt deutet auf reduzierendes Milieu. Höchstwahrscheinlich handelt es sich hier um eine Ablagerung aus einem übersalzten lagunenähnlichen Bereich mit geringer regionaler Verbreitung (Taf. 10, Abb. 16).

## 7. Sedimentstrukturen im Dünnschliffbereich

Horizontalschichtungen: Sie entstehen entweder durch Wechsellagerung unterschiedlicher Materialien (Quarkörner und Glimmerplättchen) oder durch Alternieren von grob- und feinkörnigen Lagen (z.B. Wechsellagerung von grobem und feinem Fossil-schutt).

Flaserschichtung: Ein unregelmäßiges Alternieren von Kalken und Mergeln oder Sanden und Mergeln kann eine Flaserschichtung hervorrufen. Es besteht die Möglichkeit, daß Muschelschalen an der linsenförmigen Ausbildung der Kalkkörper beteiligt waren.

Schrägschichtungen: Sie treten fast ausschließlich in Bereichen von Oolithen auf (siehe MF-Typ 5) und sind dort stets sehr deutlich ausgebildet, auch schon im Gelände gut erkennbar.

Gradierung: Sie ist in nahezu allen aufgeführten MF-Typen aufgrund des klastischen Einflusses sehr häufig zu verzeichnen.

Rippelmarken: Sie sind im Schliff charakterisiert durch Lagen gut eingeregelter Glimmerplättchen, die meist in mehreren Schichten die Form der Rippeln widerspiegeln. Sie sind bevorzugt in sandig-mergeligen Sedimenten zu finden. Ihr interner Aufbau hängt davon ab, ob es sich um Strömungsrippeln oder oszillatorische Rippeln handelt.

Erosionshorizonte: Sie können häufig beobachtet werden. Materialunterschiede in Verbindung mit Diskordanzen machen solche Trennlinien deutlich sichtbar. Die Vorkommen sind über die gesamten oberen Werfener Schichten verteilt, häufen sich jedoch dort, wo kalkige und sandig-siltige Schichten alternieren. Diese Erosionshorizonte dürften auf submarine Abtragung, vielleicht durch plötzlich verstärkte Strömung, zurückzuführen sein, manchmal möglicherweise auch in Verbindung mit submarinen Rutschungen (Taf. 11, Abb. 17).

Sequenzbereiche: Sie sind im untersuchten Material häufig zu beobachten und durch gradierte Schichtung gekennzeichnet, wobei sich die einzelnen gradierten Schichten rhythmisch und in gleicher Ausbildung oft über einige Meter beständig wiederholen (Taf. 12, Abb. 18).

Muschelpflaster: Im unteren, kalkig-mergeligen Bereich der Werfener Schichten gehen sie meist aus Biomikriten hervor, während sie im oberen, sandig-siltig-tonigen Bereich der Werfener Schichten oft in Verbindung mit Rippelmarken auftreten, ohne in Verbindung mit einer fossilführenden Schicht zu stehen. So gibt es also zwei Arten von Untergrund, auf denen die Muschelschalen liegen:

- 1) Untergrund aus Biomikrit, der zur Zeit der Muschelschalenpflaster-Bildung sicher noch nicht verfestigt war, da

einige Schalen in den Mikrit eingedrückt sind.

2) Glimmerig-sandiger Untergrund, auf dem die Schalen in stets etwas stärker gerundeter Form vorliegen.

Die Erhaltung der Muschelschalen ist unterschiedlich gut und hängt vom Transportweg und der Strömung ab. Als Zwickelfüllung zwischen den einzelnen Schalen dient bei einfachen Muschelpflastern Material aus dem Hangenden, bei Mehrfachpflastern ist eine relativ ausgewaschene Füllschicht zwischen den Muschelschalen zu beobachten. Die Art der auflagernden Sedimente ist für den Erhaltungszustand verantwortlich, so daß es nicht verwunderlich ist, daß gut erhaltene Muschelpflaster stets eine Deckschicht von tonigen Mergeln aufweisen.

Ein so oft zitiertes Massensterben von Lamellibranchiaten ist nach meinen Beobachtungen nicht die Ursache für die Bildung eines Muschelpflasters. Vielmehr ist ein Muschelpflaster das Ergebnis aus dem Wechselspiel von Strömung und Sedimentation. Im Fall des biomikritischen Untergrunds muß sich die Strömung geringfügig erhöht haben und die obersten Fossilreste eingeregelt und gleichzeitig mikritisches Material abtransportiert haben. Nach Abklingen der verstärkten Strömung setzte wieder die Mikritsedimentation ein und schützte so das darunter entstandene Muschelpflaster, welches man als autochthones Muschelpflaster bezeichnen könnte (Taf. 13, Abb. 19). Im Fall eines sandigen Untergrunds dürfte sich ein Muschelpflaster überhaupt nur durch Einspülung von Muschelschalen gebildet haben. Daß die Strömungsenergie recht hoch war, beweist die Verbindung von Muschelpflastern mit Rippelmarken. Solche Muschelpflaster könnte man als allochthone bezeichnen (Taf. 13, Abb. 20).

Tempestite: In den rot-violetten, sandig-siltigen Mergeln der oberen Werfener Schichten sind immer wieder härtere Zwischenlagen zu finden, die einen recht einheitlichen Aufbau zeigen, der in der Abb. 6 dargestellt ist.

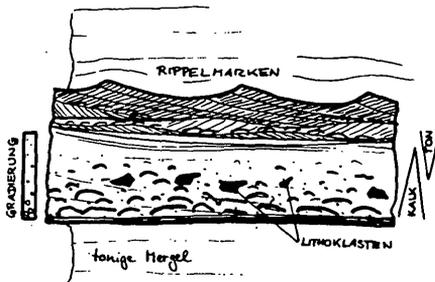


Abb. 6  
Tempestitlage?

Die Grenze nach Liegenden ist sehr scharf und zeigt an der Unterseite der Härtlinge öfters Hüpf- und Schleifspuren. Darüber befindet sich eine gradierte Abfolge mit Muschelschill und Lithoklasten, welche nach oben in eine tonige Schicht, die schräg- bzw. kreuzgeschichtet ist und geringfügig Muschelschill führt, übergeht. Die Obergrenze wird meist durch Rippelmarken gebildet. Nach AIGNER (1979) könnte es sich hierbei um Ablagerungen handeln, die durch episodische Starkstürme entstehen, und nach GADOW & REINECK (1969) als Suspensionswolke bis zu 40 km

weit über den Schelf verteilt werden können. Tempestite müssen also lateral weit verfolgbare sein, was aber im Bereich der oberen Werfener Schichten aufgrund ungünstiger Aufschlußverhältnisse schlecht zu beobachten ist. So ist die Deutung oben beschriebener Lagen als Tempestitlagen zwar möglich, ein Beweis dafür kann jedoch nur schwerlich erbracht werden.

## 8. Vererzungen

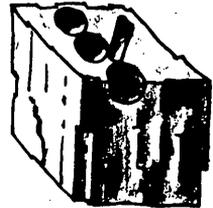
In den Profilen St. Zyprian und Weißhorn sind Vorkommen von Bleiglanzvererzungen entdeckt worden. Zur genaueren Untersuchung wurden neben Dünnschliffen und unlöslichen Schlämmrückständen erzmikroskopische Polituren angefertigt. Im Profil St. Zyprian handelt es sich bei der Probe T 42 um einen Biomikrit, in dem fast alle Biogenkomponenten - hauptsächlich Gastropodengehäuse - mikritisch ausgefüllt sind. Der Mikrit ist stark mit feinstverteiltem Pyrit durchsetzt und wirkt dadurch im Handstück dunkelgrau bis schwarz. Der Bleiglanz ist stets an Fossilien gebunden und zeigt keine kubischen Kristalle, sondern eher unregelmäßige Ausbildung. Die im Schlämmrückstand ausgelesenen Bleiglanzanteile zeigen nur untergeordnet gut ausgebildete Kristalle, vielmehr handelt es sich um derbe Aggregate mit unregelmäßiger Begrenzung, die einen pyritischen oder limonitischen Übergang aufweisen.

Bei der Probe A 7 (Weißhorn) handelt es sich um einen Oosparit mit sehr starker Pyritpigmentierung (Taf. 6, Abb. 10). Bleiglanzvererzungen sind entweder an Fossilhohlräume gebunden oder liegen direkt in der ooidischen Umkrustung von Komponenten. Die ausgeprägte Pyritpigmentierung liegt entweder schichtenweise vor, oder ist eher unsortiert an den radialstrahligen Bau der Ooide gebunden (Abb. 7).



Abb. 7

Abb. 8



Aus dem Schlämmrückstand der Probe A 7 sind hervorragend ausgebildete Bleiglanzkuben ausgelesen worden, die hin und wieder Abdrücke von Ooiden zeigen, ein Hinweis, daß die Kuben erst im Oolith entstanden sind (Abb. 8).

Metallösungen, die möglicherweise aus aufgearbeiteten permischen Quarzporphyren stammen (freundl. mündl. Mitteilung von Univ.-Prof. Dr. H. Mostler) können in reduzierendem Milieu zur Bildung von Bleiglanzvererzungen geführt haben.

## 9. Stylolithen

Da sie in den oberen Werfener Schichten sehr häufig auftreten, sollen sie anhand von fünf Abbildungen kurz beschrieben werden. Die Klassifikation erfolgt nach einem Schema von PARK & SHOT (1968). Stylolithen sind an Materialgrenzen gebunden und meist reich an Glaukonit. Ihre Ausbildung ist unterschiedlich und kann von ganz geringfügigen Ansätzen bis zu großen Stylolithenscharen reichen.

Abb. 9: "Sutured Type", gebunden an eine Materialgrenze (Hangendes: biogenarmer Mikrit; Liegendes: Biomikrit).

Abb. 10: Horizontale und vertikale Stylolithen, wobei erstere stärker ausgebildet sind.

Abb. 11: Verbundene Netzwerkstylolithen.

Abb. 12: Stylolithen, an Grenze Lithoklasten/matrix gebunden.

Abb. 13: Beginnende Stylolithisierung an Muschelschalen (MF-Typ 2).



Abb. 9



Abb. 12

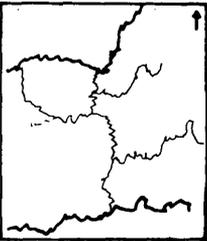


Abb. 10

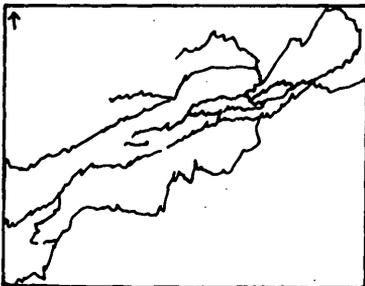


Abb. 11



Abb. 13

## 10. Kurze Bemerkungen zur Mikrofauna

An wichtigen Mikrofossilien wurden Conodonten, Ophiuren und *Spirorbis phlyctaena* gefunden, die alle mehr oder weniger aus der monotonen Fauna (hauptsächlich Gastropoden und Lamelli-branchiaten) hervorstechen. Ebenso wie auch bei MOSTLER (1972) bemerkt, konnten keine Holothuriensklerite gefunden werden. Foraminiferen waren vertreten, jedoch verweise ich hier auf die Arbeit von RESCH (1977); erwähnenswert bleibt nur der unter MF-Typ 4 beschriebene "Foraminiferenschlamm".

### 10.1. Conodonten

Die Auslesearbeiten aus den unlöslichen Rückständen erbrachten in Bezug auf Conodonten nur unbefriedigende Ergebnisse: eine Korrelation der Profile mit Hilfe der Conodonten wäre wünschenswert gewesen.

Die Profile St. Zyprian und Sojal lieferten zusammen acht Conodontenproben, das Profil Weißhorn eine, während die restlichen Profile vermutlich durch ungünstige Probenwahl keine Conodontenproben lieferten. Gegenüber der Behauptung von STAESCHE (1964), daß sehr glimmerreiche mergelige Kalke die besten Ergebnisse in Bezug auf Conodontenfunde liefern würden, konnten jedoch auch aus siltig bis sandigen, also stark terrigen beeinflussten Lagen massenweise Conodonten ausgelesen werden (T 11, T 16). Diese Art von Lagerstätte dürfte auf Einschwemmung in Verbindung mit Frachtsonderung zurückzuführen sein.

Es wurden bestimmt: *Hadrodontina aequabilis*

*anceps*

*adunca*

*Pachycladina inclinata*

*lata*

*longispinosa*

*obliqua*

*symmetrica*

*tricuspidata*

*Polygnathus gardenae*

Aufgrund der von STAESCHE (1964) gefundenen vier Conodontenbereiche des Skyths kann wenigstens im Profil St. Zyprian eine eindeutige Zuordnung der Probe T 33 und aller liegenden Gesteine zu STAESCHES dritter Zone, bzw. älter, erfolgen. Ab der Probe T 17 aufwärts ist die Zuordnung zur vierten Zone gesichert. Im Profil Sojal konnte mit der Probe V 15 (*Polygnathus gardenae*) die höchste Conodontenstufe erreicht werden.

### 10.2. Ophiuren

Außer den Liegespuren konnten in der vorliegenden Arbeit im untersuchten Schlämmrückstand hauptsächlich Ophiurenlateralialia gefunden werden, die dem proximalen Armbereich angehören, während distale Lateralialia seltener auftraten. Armwirbel kamen nur in einer einzigen Probe vor, Ventral- und Dorsalschilder fehlten gänzlich. Dies bestätigt MOSTLER (1971) in Bezug auf die Verteilung der Ophiureneinzelelemente im Skyth: "Lateralialia

und Armwirbel wurden vorherrschend gefunden, Ventral- und Dorsalschilder selten bis sehr selten, Kieferelemente scheinen ganz zu fehlen, " (MOSTLER, 1971).  
Laut DONOFRIO<sup>†)</sup> dürfte es sich bei den gefundenen Lateralien und Wirbel um Skelettelemente von *Praeaplocoma* spec. handeln. MOSTLER & ROSSNER (1977) sprechen von *Praeaplocoma hessi*. *Praeaplocoma* spec. wurde in den Schichten des "Membro di Val Badia" von BROGLIO LORIGA & BERTI CAVICCHI gefunden und beschrieben (BROGLIO LORIGA & BERTI CAVICCHI, 1969-1971). Der Dünnschliff T 11 zeigt eine Anreicherung von Ophiurenlateralien, die in einem siltig beeinflussten Biosparit gefunden wurde. Da die Lateralien stark limonitisiert sind, erscheinen sie im Foto schwarz (Taf. 10, Abb. 17).  
Wenn Ophiurenlateralien gefunden wurden, so kamen sie stets in großer Anzahl vor (Taf.10, Abb.17). Die Vermutung einer Frachtsonderung liegt nahe und man könnte hiemit auch das Fehlen der übrigen Skelettelemente erklären.

### 10.3. *Spirorbis phlyctaena*

BRÖNNIMANN & ZANINETTI (1972) erwähnen *Spirorbis*-Funde in den "Tirolites-Mergeln" der untertriadischen Campiller Schichten des Bakonywaldes in Ungarn (gefunden von LOCZY, beschrieben in: FRECH, F., 1908). Ansonsten werden, was die Werfener Schichten betrifft, immer nur die Seiser Schichten als Fundorte angegeben. *Spirorbis* vermutlich *Spirorbis phlyctaena* (BRÖNNIMANN & ZANINETTI, 1972) - konnte jedoch in den oberen Werfener Schichten sehr häufig festgestellt werden (in 23 von ca. 120 Dünnschliffen). Die Verbreitung beschränkt sich in dieser Arbeit auf die MF-Typen MF-Typ 2 (sehr häufig), MF-Typ 5 (häufig), MF-Typ 3, MF-Typ 4 und MF-Typ 7 (weniger häufig) und dürfte generell auf Einschwemmung zurückzuführen sein, vermutlich jedoch mit oft sehr geringen Transportweiten. Auf Substrat aufgewachsene *Spirorbis* konnte bis auf einen fraglichen Fall nicht gefunden werden, so daß leider keine Rückschlüsse auf das Substrat gezogen werden durften. Die Erhaltung der Gehäuse darf als ausgezeichnet beurteilt werden, wenn auch immer wieder reichlich Bruchstücke gefunden wurden. Hiemit wäre die in der Arbeit von RESCH (1978, Tabelle 1) bestehende Lücke bei *Spirorbis phlyctaena* sicherlich geschlossen, soweit dies den Gastropodenoolith und die Campiller Schichten betrifft. BURCHETTE & RIDING (1977) nehmen an, daß es sich bei *Spirorbis phlyctaena* um einen Gastropoden handelt.

---

<sup>†)</sup> Freundl. mündl. Mitteilung von Dr. D.A. DONOFRIO, Geologisches Institut, Universität Innsbruck.

## 11. Aussagen aufgrund der Mikrofazies

### 11.1. Wassertiefe

Bis auf wenige Ausnahmen (z.B. Evaporite) sprechen folgende mikrofazialen Merkmale für Sedimentationsbedingungen, wie man sie im flachen Subtidal vorfindet. Fossilien sind generell vorhanden. Die Menge der Arten ist sehr gering, jedoch die Zahl der Individuen ist hoch. Brachiopoden, Crinoiden und Echiniden sprechen für Subtidal, während Foraminiferen auch im Intertidal auftreten können. Gastropoden sind im Subtidal häufig, im Intertidal und Supratidal selten bis sehr selten. Das Mengenverhältnis von Mikrit zu Sparit ist unterschiedlich, Intraklasten und Ooide sind verbreitet, von Stromatolithen kann man nur Ansätze erkennen. Schräg- und Kreuzschichtungen können ein Anzeichen für unteres Intertidal sein.

MOSTLER & ROSSNER (1977) sprechen aufgrund der Sedimentgefüge von einem sehr flachen Subtidal als Sedimentationsraum.

ASSERETO et al. (1973) nehmen eine Wassertiefe an, die normale Salinitätsverhältnisse zuläßt. Ein einziger Auftauchbereich mit deutlichen Trockenrissen konnte im Profil Pufels festgestellt werden. Die Wassertiefe zur Bildung der Evaporite soll später diskutiert werden.

KRYSTYN (1974) macht für die endemische Fauna extreme Flachwasserbedingungen verantwortlich, da es für schwankende Wassertemperaturen keine Anzeichen gibt (nach MOSTLER, 1977, durch die Gebundenheit der Faunenbereiche an die Tropengürtel), und veränderte Salinität nach der Begleitfauna der Tirolites-Fauna auszuschließen ist.

### 11.2. Wasserbewegung

Die Stärke der Wasserbewegung muß, wie die MF-Typen zeigen, sehr variiert haben, so daß man aus Sedimenten mit unterschiedlichen Energieindizes auf ein Meeresbodenrelief schließen muß. Sicherlich gab es Bereiche, die der Strömung stärker bzw. weniger stark ausgesetzt waren. Die Vorstellung vom Vorhandensein eines Bodenreliefs wird durch das zahlreiche Vorhandensein von Slumpingscheinungen unterstützt. Generell zeigen Mud- und Wackestonebildungen geringere Wasserbewegungen an als Grain- oder Rudstonesedimente.

### 11.3. Substratbeschaffenheit

Schlammartige Weichböden wurden in wannenartigen Vertiefungen des Bodenreliefs gebildet, während in Bereichen höherer Wasserenergie ausgewaschene Sedimente mit Ooiden und Massenvorkommen von Bioklasten sicherlich etwas festeren Meeresgrund hervorriefen. Beide Böden sind jedoch nach FABRICIUS (1968) noch zu den instabilen Meeresböden zu rechnen.

### 11.4. Landeinfluß

Der Landeinfluß macht sich durch erhöhte Zufuhr von klastischem Material in allen bearbeiteten Profilen deutlich bemerkbar. Die Sand-Siltanlieferung ist nach MOSTLER & ROSSNER (1977) perma-

nent, jedoch variiert die Stärke der Anlieferung.

### 11.5. Salinität

Wie bereits öfter erwähnt und beschrieben, kommen in den oberen Werfener Schichten Gesteine vor, die aus Meerwasser mit erhöhter Salinität stammen müssen. Diese evaporitischen Sedimente sind in ihrer regionalen Verbreitung recht begrenzt, so daß relativ kleine Wannan anzunehmen sind, die von einer ständigen Durchströmung ausgeschlossen sind.

Zur Bildung gewisser Hypersalinarbecken könnte man einerseits entsprechend günstig zueinander stehende Unterwasserdünen (z.B. Ooiddünen) heranziehen (im obersten Bereich des Profils Weißhorn sind Evaporite stets mit schrägeschichteten Oolithen gekoppelt<sup>+</sup>), andererseits kann man sich leicht vorstellen, daß bei einem Sinken des Meeresspiegels der ohnehin nur mit wenig Wasser bedeckte Meeresboden mit den höchsten Bereichen seines Reliefs an oder über den Meeresspiegel gerät. Die bereits erwähnten wannenartigen Vertiefungen des Bodenreliefs sind somit von einer Wasserzirkulation ausgeschlossen und bieten Gelegenheit zur Evaporitbildung.

Zunächst wurde auch an eine Evaporitbildung aus einem Sabkhamilieu gedacht, jedoch mußte diese Vorstellung beim Vergleich mit den von KINSMAN (1969) geforderten Bedingungen für Sabkhabildungen fallengelassen werden. Im wesentlichen fehlen Stromatolithen sowie Anzeichen eines Trockenfallens.

Eine generelle Tendenz zur Evaporitbildung scheint in den gesamten oberen Werfener Schichten zu existieren (VÉGH-NEUBRANDT, 1972, beschreibt einen "ober-campiler Dolomit" als Anzeichen eines hypersalinen Milieus vom Iszha-Berg, Balatonhochland, Ungarn), jedoch besitzen die Evaporite wegen ihrer geringen horizontalen Verbreitung keinen stratigraphischen Leitwert und können so auch nicht zu Korrelationszwecken herangezogen werden.

### 12. Korrelationsversuche der Profile

Ist auch eine Korrelation der fünf bearbeiteten Profile etwas schwierig, so ergeben sich doch aus der Zusammenfassung aller greifbaren mikrofaziellen und sedimentologischen Beobachtungen Ansätze zu einer Parallelisierung.

Aufgrund der horizontal und vertikal rasch wechselnden Mikrofaziestypen in fast immer auskeilenden Schichten muß auf sich häufig ändernde Sedimentationsbedingungen geschlossen werden.

---

<sup>+</sup>) ASSERETO & RIZZINI (1975) schreiben, daß im Gastropodenoolith-Horizont oolithische Untiefen existiert haben müssen, die geschützte Gebiete mit schwacher Wasserzirkulation begrenzten. Ferner nehmen die Autoren reduziertes Milieu an.

Dies wiederum erklärt das Fehlen von Schichten, die einen eindeutigen stratigraphischen Leitwert besitzen, so daß man die bearbeiteten Profile in den oberen Werfener Schichten nur unter Zuhilfenahme aller verfügbaren Geländebeobachtungen und mikro-faziellen Merkmale in etwa parallelisieren kann (Abb. 14).

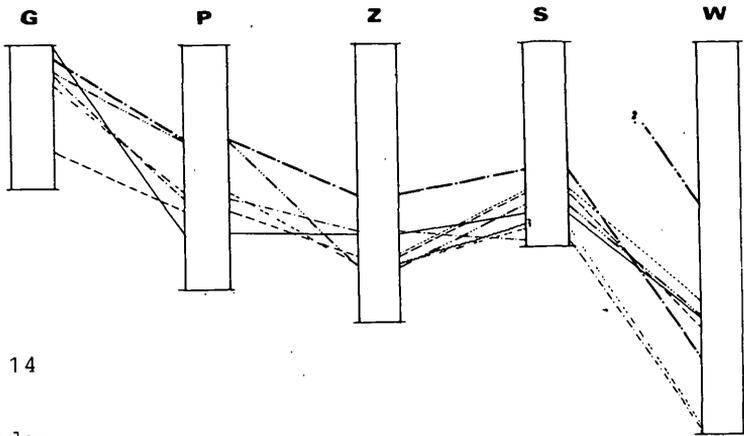


Abb. 14

Legende:

- · · · — Einsetzen von verstärkt klastischer Schüttung
- · · — Aussetzen von verstärkt klastischer Schüttung
- — — — Untergrenze rippelmarkenreicher Sedimente
- · — · — — Obergrenze Muschelpflaster
- · — — — — Obergrenze lithoklastenreicher Sedimente
- · — — — "Schneckenschlamm"
- ~~~~~ fragliche Conodontenkorrelation
- · · — — — Obergrenze Wacke- und Packstones

### Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn Univ.-Prof. Dr. H. Mostler. Ferner danke ich Herrn Univ.-Doz. Dr. W. Resch, Herrn Univ.-Ass. Dr. R. Brandner, Herrn Univ.-Ass. Dr. D.A. Donofrio (alle Innsbruck), Herrn Dipl.-Ing. W. Ott, Herrn Dipl.-Ing. D. Koschel (beide München) für die Unterstützung meiner Arbeit. Nicht zuletzt sei allen Freunden gedankt, die mich im Gelände begleitet haben: P. Hellbrügge, S. Holzmann, Dr. A. Mahler, C.v. Mandelsloh, Dipl.-Ing. W. Ott und J. Rinke.

## Literaturverzeichnis

- AIGNER, Th. (1979): Schill-Tempestite im oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland). - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 157, 326-343, Stuttgart.
- AIGNER, Th. & E. FUTTERER (1978): Kolk-Töpfe und -Rinnen im Muschelkalk - Anzeiger für Wattenmeer? - N.Jb.Geol.Paläont. Abh., 156, 285-304, Stuttgart.
- ASSERETO, R.L. et al. (1973): The Permian-Triassic Boundary in the Southern Alps (Italy). In: The Permian-Triassic Systems and their mutual Boundary, LOGAN & HILLS (eds.), Canadian Soc.Petrol.Geol.Spec.Publ. 2, 176-199.
- ASSERETO, R.L. & A. RIZZINI (1975): Reworked Ferroan Dolomite Grains in the Triassic "Oolite a Gasteropodi" of Camoniche Alps (Italy) as Indicators of Early Diagenesis. - N.Jb.Geol. Paläont.Abh. 148, 2, 215-232, Stuttgart.
- BECHSTÄDT, Th. & R. BRANDNER (1970): Das Anis zwischen Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol). - Festbd.Geol.Inst., 300-Jahr-Feier, 9-103, Innsbruck.
- BOSELLINI, A. (1964): Stratigrafia, petrografia e sedimentologia della facies carbonatica al limite Permiano-Triassico nelle Dolomiti Occidentali. - Mem.Mus.Stor.Nat.Venezia Trident. 15, 59-160, Trento.
- BOSELLINI, A. (1964): Sul significato genetico e ambientale di alcuni tipi di rocce calcaree in base alle più recenti classificazioni. - Mem.Mus.Stor.Nat.Venezia Trident, 1964-65, Vol. 15, Bd. 2, 1-58.
- BOSELLINI, A. (1965): Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias, e alcune considerazioni sui ossibili rapporti con la Tettonica Alpidea. - Mem.Mus.Stor. Nat.Venezia Trident. Vol. 15, Bd. 3, 1-72, Trento.
- BOSELLINI, A. (1968): Paleogeologia preanisica delle Dolomiti centro-settentrionali. - Acc.Naz.Lincei, Mem.Cl.Sc.fis., mat. e nat., Serie 8, Vol. 9, Sez. 2a, fasc. 1, 1-33, Roma.
- BOUMA, A.H. (1969): Methods for the Study of Sedimentary Structures. - Wiley-Interscience, New York, 1-458.
- BRÜNNIMANN, P. & L. ZANINETTI (1972): On the Occurrence of the Serpulid Spirorbis DAUDIN, 1800 (Annelida, Polychaeta, Sedentaria) in Thin Sections of Triassic Rocks of Europe and Iran. - Riv.Ital.Paleont., Vol. 78, 1, 67-90, Milano.
- BROGLIO LORIGA, C. & BERTI CAVICCHI, A. (1969-71): Praeaplocoma hessi n.gen.n.sp., un'ofiuira del Werfeniano (Trias inferiore) del Gruppo della Costabella, Dolomiti. - Mem.Geopaleont.dell' Univ. Ferrara, Vol. 2, Bd. 2, 185-210, Ferrara.
- BURCHETTE, T.P. & R. RIDING (1977): Attached veriform gastropods in Carboniferous marginal marine stromatolites and biostromes. - Lethaia, 10, 1, 17-28, Oslo.
- ČATALOV, G. (1975): Facies Analysis of the Svidol Formation (Lower Triassic) of the Teteven Anticlinorium (Central Fore-Balkan). - Geologica Balcanica, 5, 2, 67-82, Sofia.
- CLOUD, P.E. (1962): Environment of Calcium Carbonate Deposition West of Andros Island, Bahamas. - U.S.Geol.Surv.prof.pap. 350, 1-138, Washington.
- CRIMES, T.P. & J.C. HARPER (1970): Trace fossils. - Geol.Journ.,

- Spec. Issue No. 3, Liverpool.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1977): Wenig beachtete Echinoder-  
maten-Skelettelemente aus der alpinen Trias. - Geol.Paläont.  
Mitt.Innsbruck, 6, 6, 1-27, Innsbruck.
- FABRICIUS, F.H. (1968): Calcareous Sea Bottoms of the Rhaetian  
and Lower Jurassic Sea from the West Part of the Northern  
Calcareous Alps. - Rec.Dev.Carbonate Sed. Central Europe,  
240-249, Springer.
- FEUERBACH, M. (1970): Sedimentologische Untersuchungen an unter-  
skythischen Sedimenten des Weißhornes (Radein, Südtirol). -  
Festbd.Geol.Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 105-137,  
Innsbruck.
- FLÜGEL, E. (1963): Grundlagen der mikrofaziellen Analyse von  
Kalken. - N.Jb.Geol.Paläont.Mh.
- FLÜGEL, E. (1963): Zur Mikrofazies der alpinen Trias. - Jb.Geol.  
B.-A. Wien, 106, 205-228, Wien.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen  
Trias, Methoden und Probleme. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.,  
21, 9-64, Innsbruck.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kal-  
ken. - Springer.
- FLÜGEL, E. & M. KIRCHMAYER (1962): Zur Terminologie der Ooide,  
Onkoide und Pseudo-Ooide. - N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 1962, 3,  
113-123, Stuttgart.
- FRECH, F. (1903-1908): *Lethea Geognostica*, Teil 2, das Mesozokum,  
Bd. 1, Trias, 1-623, Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. & G. MÜLLER (1977): Sedimente und Sedimentgestei-  
ne. - 1-784, Stuttgart.
- FUGANTI, A. (1965): Strutture sedimentarie nel Werfeniano della  
Venezia Tridentina. - Stud.Trent.Scient.Nat.Sez.A, Vol. 42,  
87-94.
- GADOW, S. & H.-E. REINECK (1969): Ablandiger Sandtransport bei  
Sturmfluten. - Senckenbergiana marit. 1, 63-78.
- GRUMBT, E. (1974): Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und  
Südthüringens. - Schriftenr.geol.Wiss., Berlin 1, 1-205.
- HEISSEL, W. & J. LADURNER (1936): Geologie des Gebietes von  
Villnöß-Gröden-Schlern-Rosengarten. - N.Jb.Geol.B.-A., Bd.  
86, Wien.
- HORTENBACH, R. (1977): Drucklösungserscheinungen in Karbonaten  
und ihre Bedeutung. - Z.geol.Wiss.Berlin, 5, 617-621.
- KINSMAN, D.J.J. (1969): Modes of Formation, Sedimentary Associ-  
ations, and Diagnostic Features of Shallow-Water and Supra-  
tidal Evaporites. - Bull.AAPG 58, 830-840.
- KRYSTYN, L. (1974): Die Tirolitesfauna (Ammonoidea) der unter-  
triassischen Werfener Schichten Europas und ihre strati-  
graphische Bedeutung. - Sitzber.Österr.Akad.Wiss., math.-  
naturw.Kl., Abr. 1, Bd. 183, H. 1-3, Wien.
- LEONARDI, P. (1960): Studio statistico sedimentologico di  
alcune faune werfeniane della Valle di Fiemme nel Trentino.  
- Stud.Trent.Sci.Nat., 37/1, 17-29, Trento.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti (Geologia dei Monti tra  
Isarco e Pieve). - Vol. 1/2, Trento
- MAYEWSKE, O.P. (1969): Recognition of Invertebrate Fossil  
Fragments in Rocks and Thin Sections. - Leiden.
- MOSTLER, H. (1971): Ophiurenskelettelemente (äußere Skelettan-

- hänge aus der alpinen Trias. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 1, 9, 1-35, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972): Holothurienskerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 21, 729-744, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1976): Die stratigraphische Stellung des Gipsvorkommens in der Trias von Recoaro (Vicentin, Italien). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 5/6, 1-20, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 6/2, 1-44, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1977): Zur Palökologie triadischer Holothurien (Echinodermata). - Ber.nat.-med.Ver. Innsbruck.
- MUTSCHLECHNER, G. (1932): Geologie der St. Vigiler Dolomiten. - Jb.Geol.B.-A., 82, 163-273, Wien.
- MUTSCHLECHNER, G. (1933): Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein. - Jb.Geol.B.-A., 83, 199-252, Wien.
- MUTSCHLECHNER, G. (1935): Geologie der Langkofelgruppe. - Jb. Geol.B.-A., 85, 21-49, Wien.
- NÖTH, L. (1927): Über Ophiurenreste aus den Werfener Schichten der Dolomiten. - Centralbl.f.Min.etc., Abt. B, 10, 426-432.
- OGILVIE-GORDON, M.M. (1927): Das Grödner-Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. - Abh.Geol.B.-A., 24, 1-465, Wien.
- PARK, W.-Ch. & E.H. SHOT (1968): Stylolitization in Carbonate Rocks. - Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, Springer.
- PETTIJOHN, F.J. & P.E. POTTER (1964): Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. Springer.
- PURDY, E.G. & J. IMBRIE (1964): Carbonate Sediments, Great Bahama Bank. - Geol.Soc.Amer.Convent. Miami, Guidebook Fieldtrip 2, 1-58.
- REINECK, H.-E. (1956): Der Wattenboden und das Leben im Wattenboden. - Nat. u. Volk, 86, 268-284, Frankfurt.
- REINECK, H.-E. & F. WUNDERLICH (1968): Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding. - Sedimentology, 11, 99-104.
- RESCH, W. (1978): Zur Faziesabhängigkeit alpiner Trias-Foraminiferen. - Jb.Geol.B.-A., Bd. 122, H. 1, Wien 1978.
- ROSSI, D. (1969) in BACELLE SCUDELER et al. (1969): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Fogl. 11, Napoli, 27-31.
- SEIBOLD, E. (1974): Der Meeresboden. Ergebnisse und Probleme der Meeresgeologie. - Springer.
- STAESCHE, U. (1964): Conodonten aus dem Skyth von Südtirol. - N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 119, 3, 247-306, Stuttgart.
- ULCIGRAI, F. (1966): Studio stratigrafico e sedimentologico delle formazioni del Permiano Superiore e del Trias Inferiore Passo Costalunga (Trentino, Alto Adige). - Stud.Trent.Sci. Nat., Vol. 43/2, 233-274, Trento.
- VÉGH-NEUBRANDT, E. (1972): Zur Mikrofazies der Campiler Schichten im Balatonhochland (Ungarn). - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., Innsbruck, Bd. 21, 115-122, Innsbruck.

## Erläuterungen zu den Dünnschliffaufnahmen

### Tafel 1

Abb. 1: MF-Typ 1 (Probe P 24)

Abb. 2: MF-Typ 2 (Probe G 40)

### Tafel 2

Abb. 3: Brekzierung im MF-Typ 2 (Probe G 59)

### Tafel 3

Abb. 4: Übergangstyp von MF-Typ 2 zu MF-Typ 7 (P 58)

Abb. 5: MF-Typ 3 (Probe P 8)

### Tafel 4

Abb. 6: MF-Typ 4 (Probe P 23)

Abb. 7: Massenvorkommen von Foraminiferen (schwarze Punkte) in MF-Typ 4 (Probe A 1)

### Tafel 5

Abb. 8: MF-Typ 5 (Probe T 33)

Abb. 9: MF-Typ 5 (Probe B 5)

### Tafel 6

Abb. 10: MF-Typ 5 (Probe A 7)

Abb. 11: MF-Typ 6 (Probe A 30)

### Tafel 7

Abb. 12: MF-Typ 6 (Probe V 29)

Abb. 13: MF-Typ 7 (Probe T 15)

### Tafel 8

Abb. 14: MF-Typ 7 (Probe P 51) mit stromatolithischen Strukturen

### Tafel 9

Abb. 15: MF-Typ 7 (Probe T 25) als Kanälchenfüllung

### Tafel 10

Abb. 16: MF-Typ 8 (Probe P 2)

Abb. 17: Massenvorkommen von Ophiurenlateralien (limonitisch, schwarz), (Probe T 11)

### Tafel 11

Abb. 18: Erosionshorizont und Muschelpflaster (Probe A 9)

### Tafel 12

Abb. 19: Sequenzbereiche (Probe P 65)

### Tafel 13

Abb. 20: "autochthones" Muschelpflaster (Probe G 24)

Abb. 21: "allochthones" Muschelpflaster (Probe A 20)

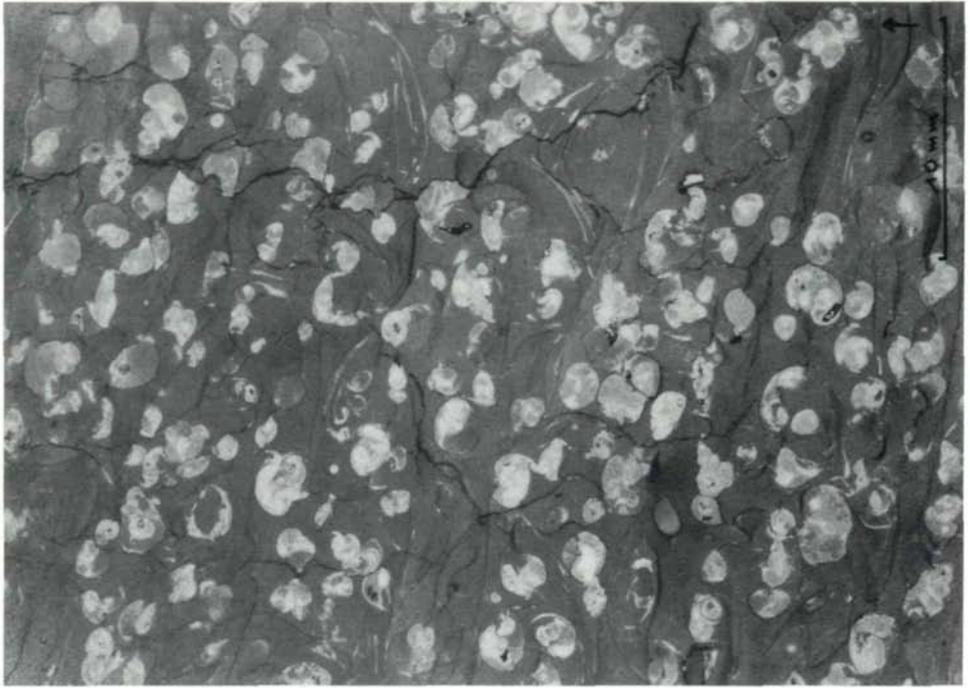


Abb. 1

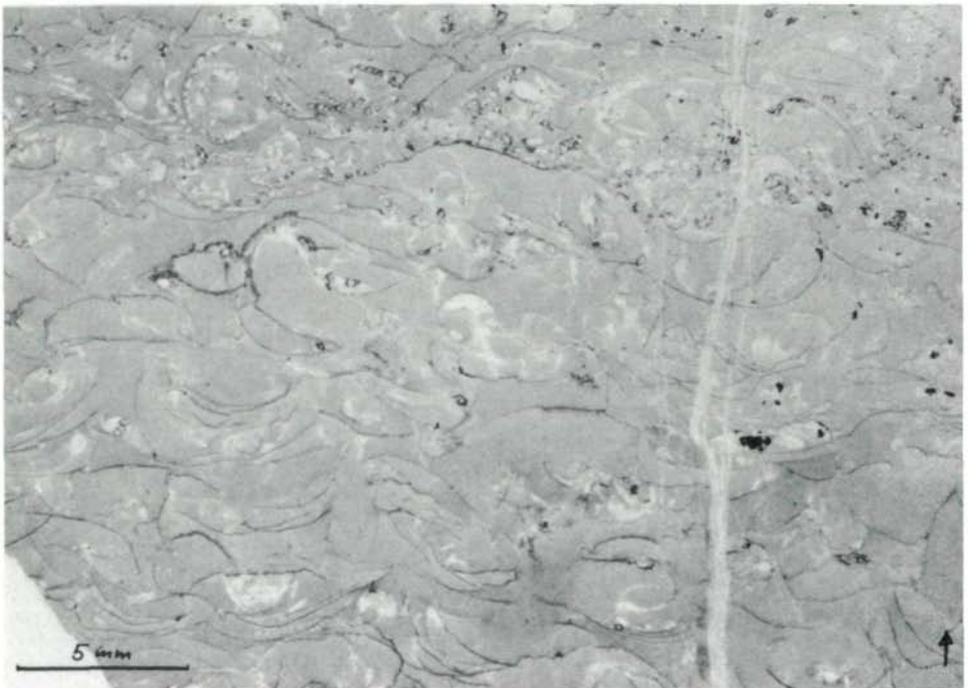


Abb. 2

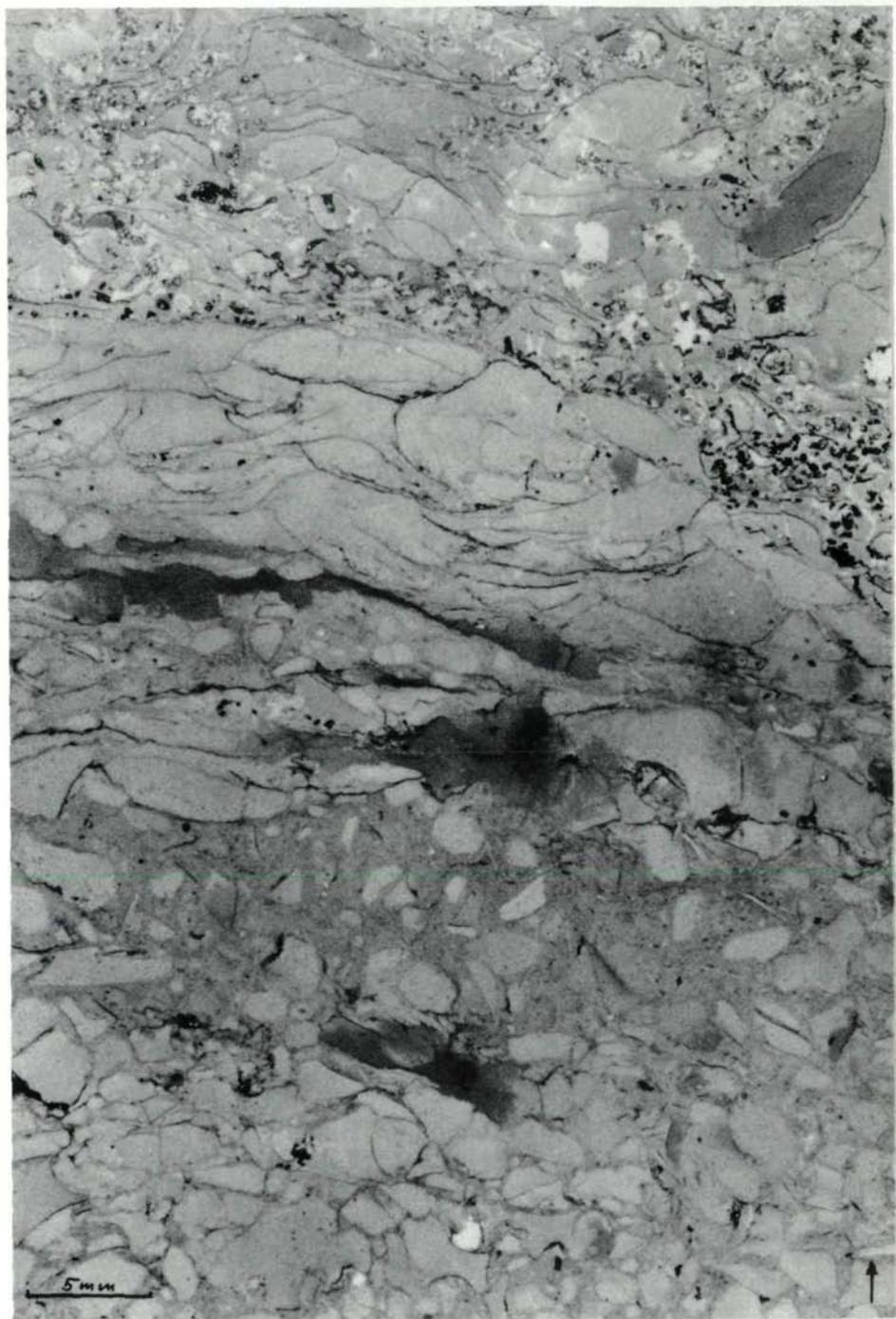


Abb. 3

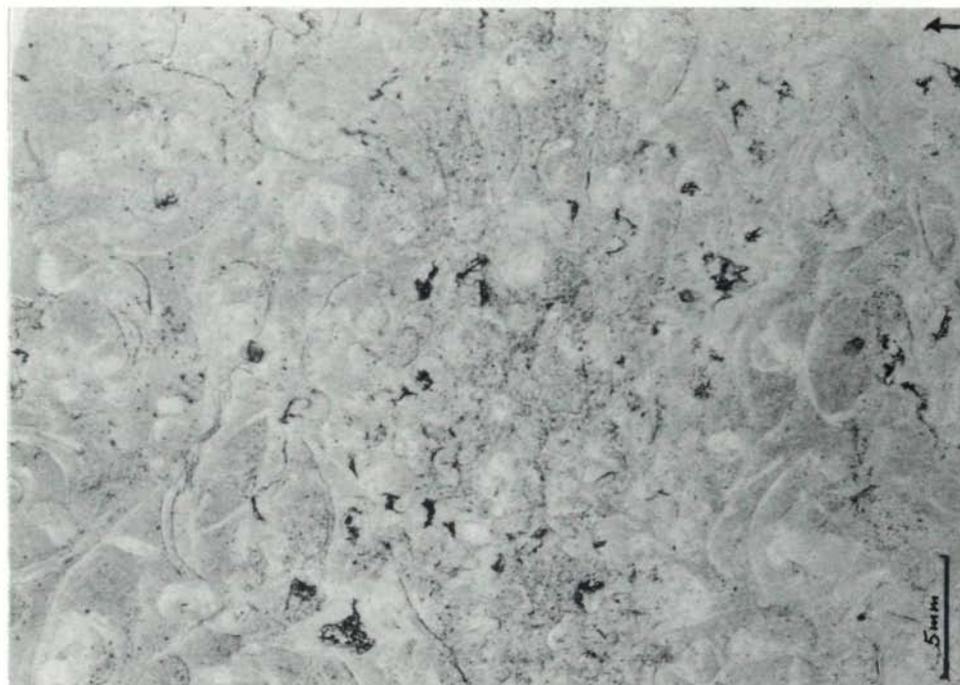


Abb. 4

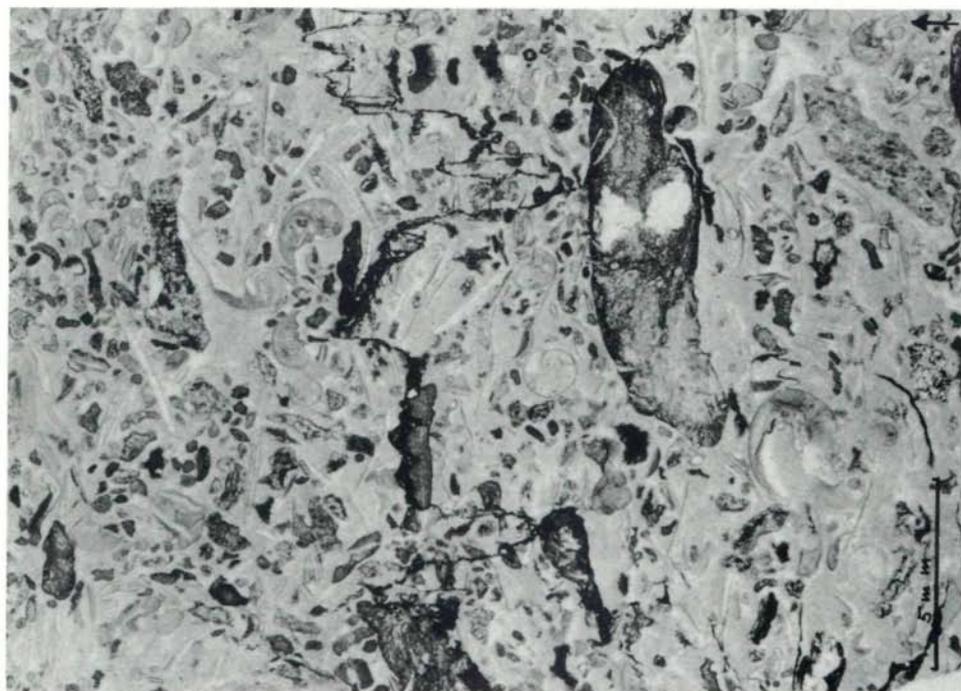


Abb. 5

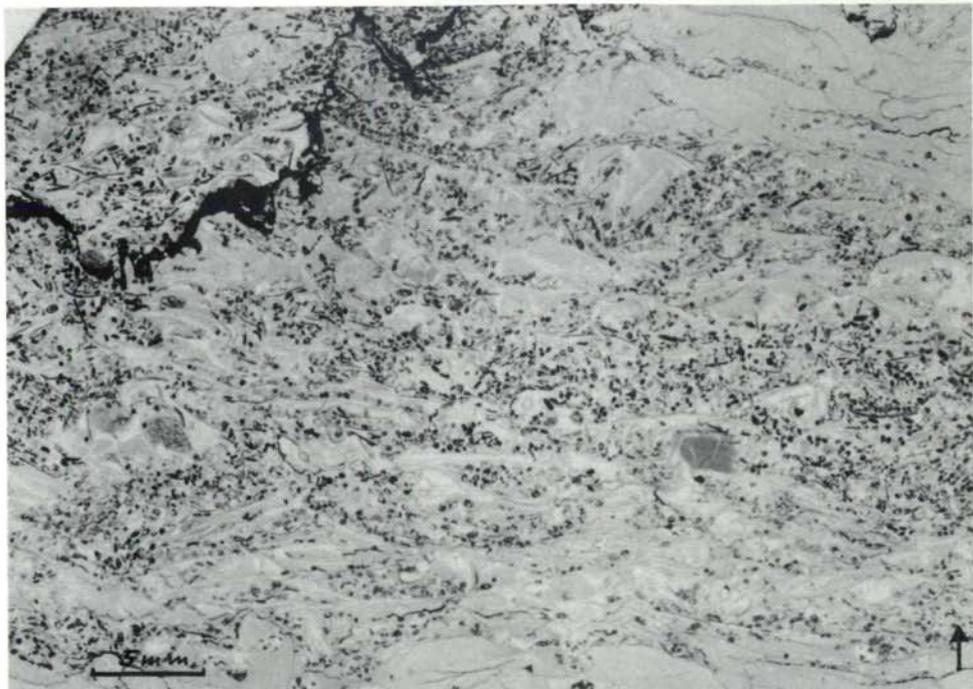


Abb. 6

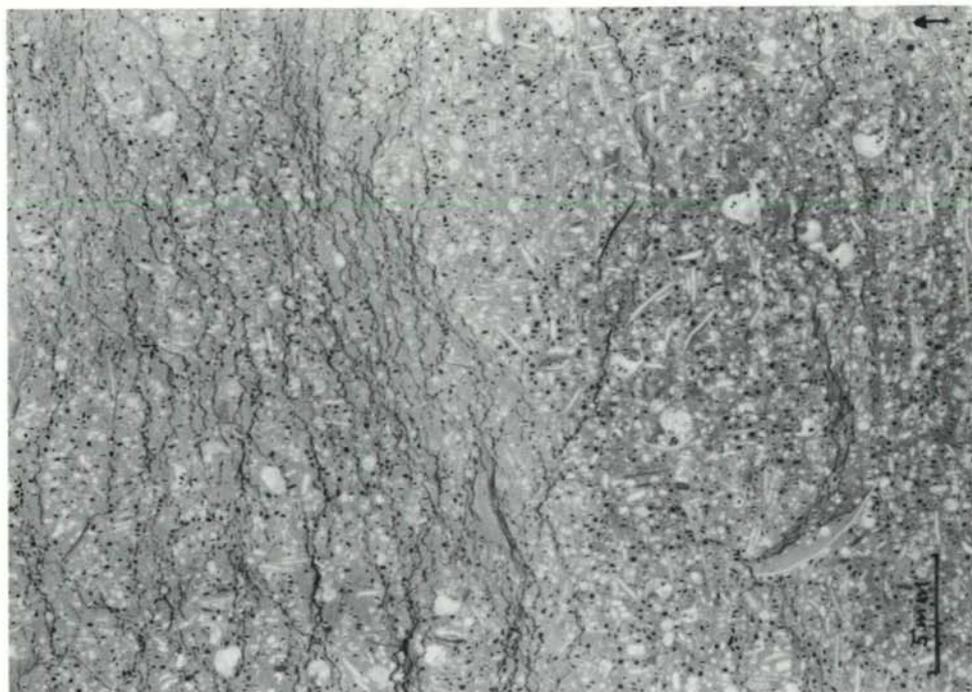


Abb. 7

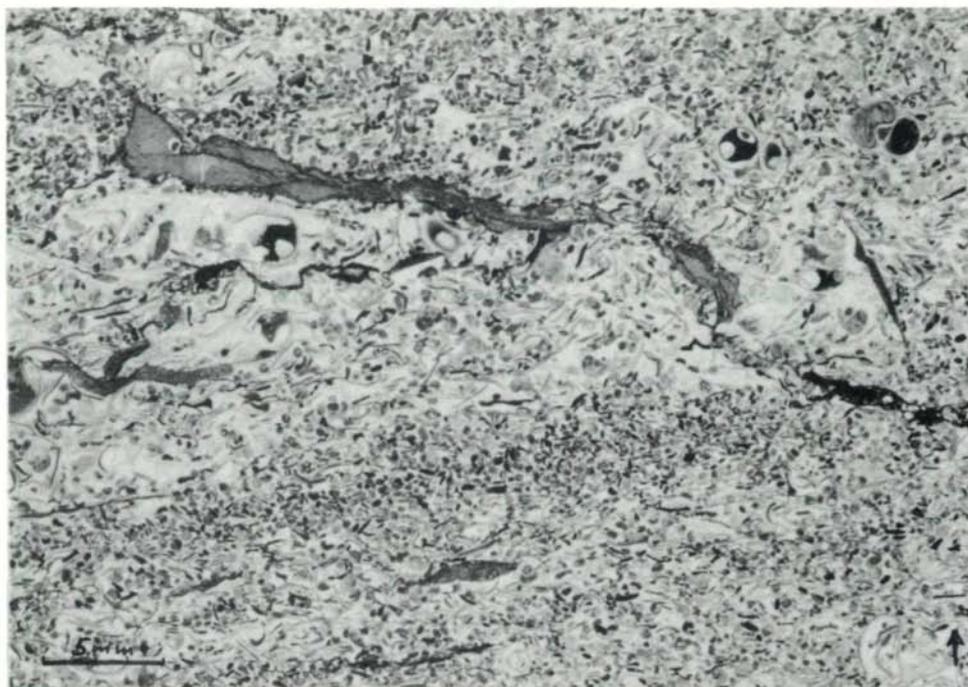


Abb. 8



Abb. 9



Abb. 10

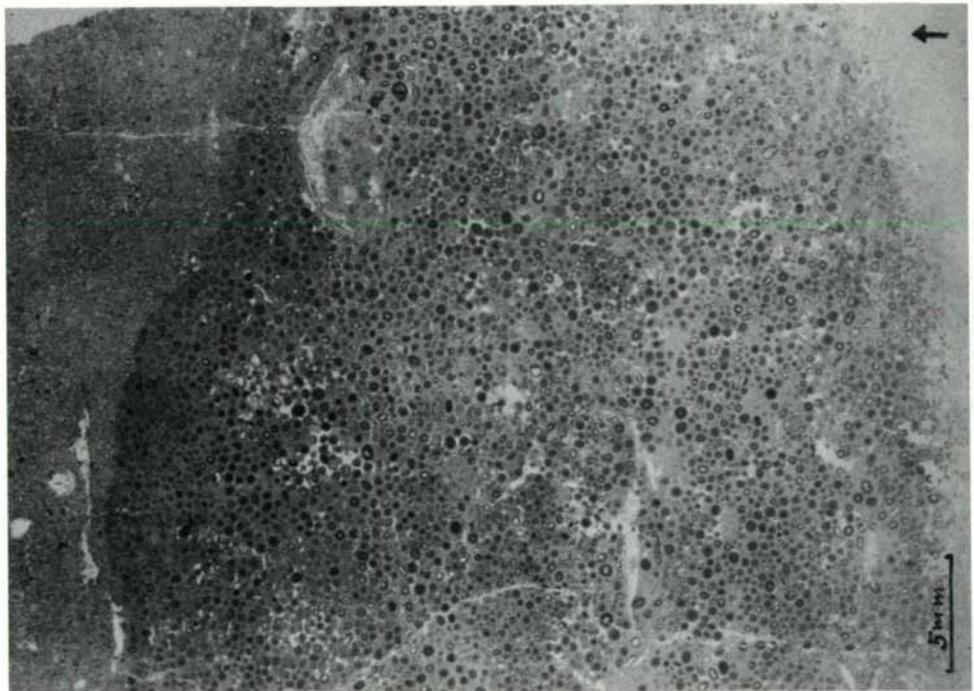


Abb. 11

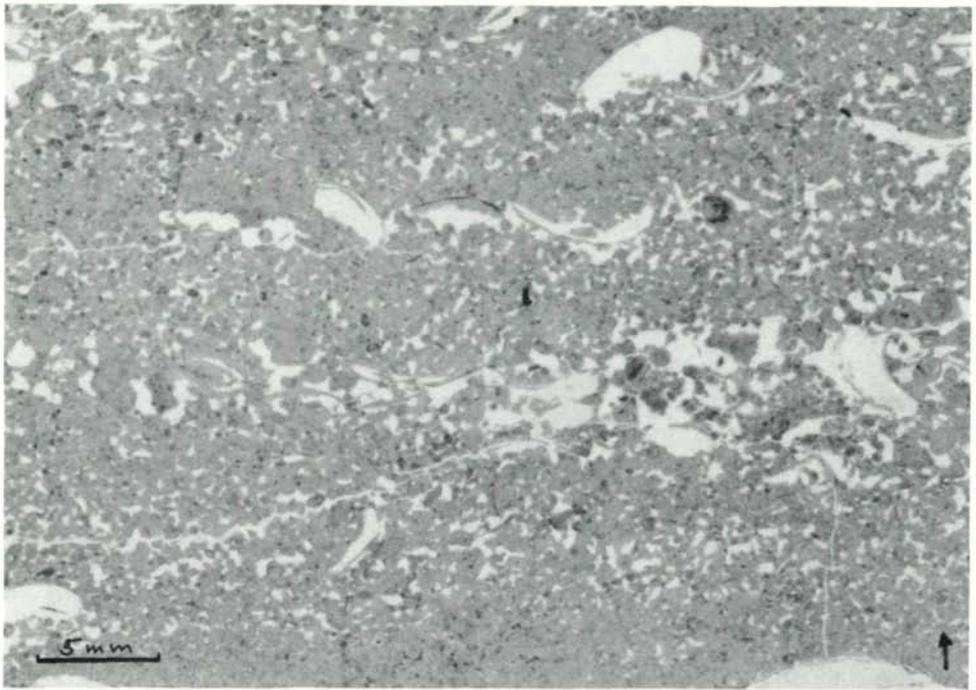


Abb. 12

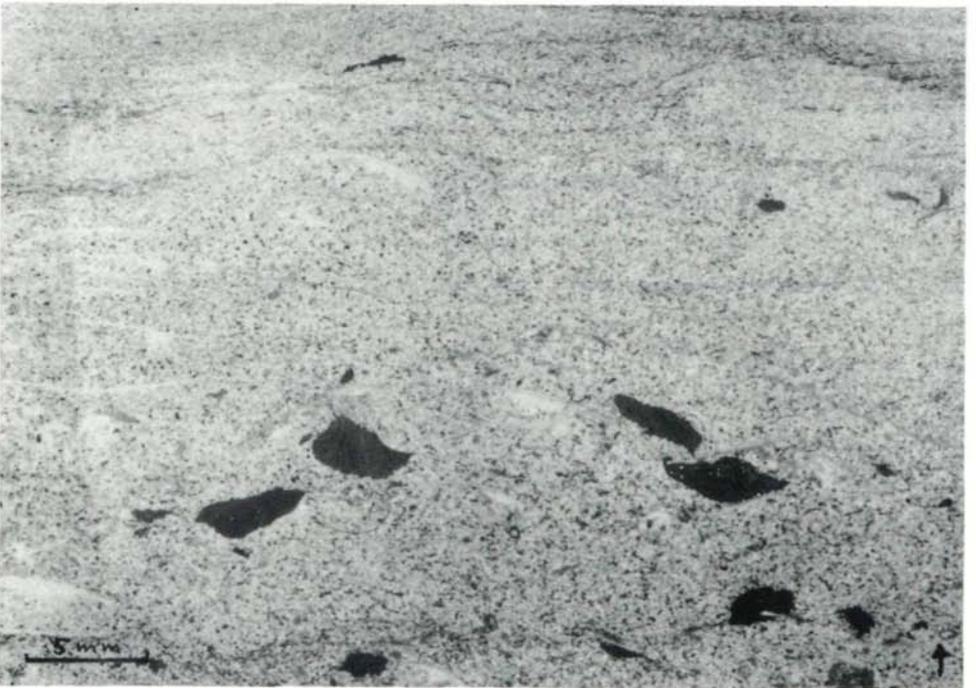


Abb. 13

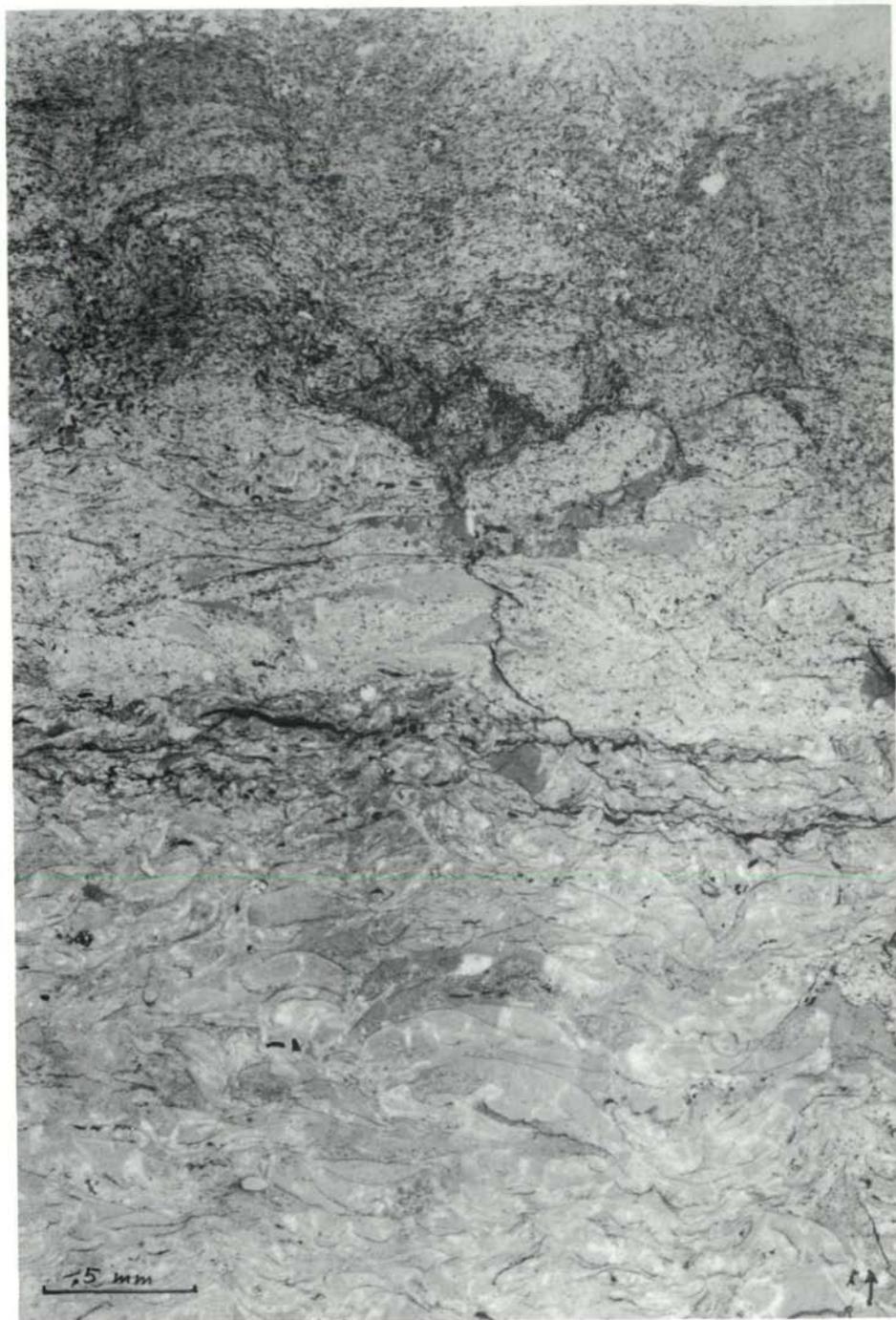


Abb. 14

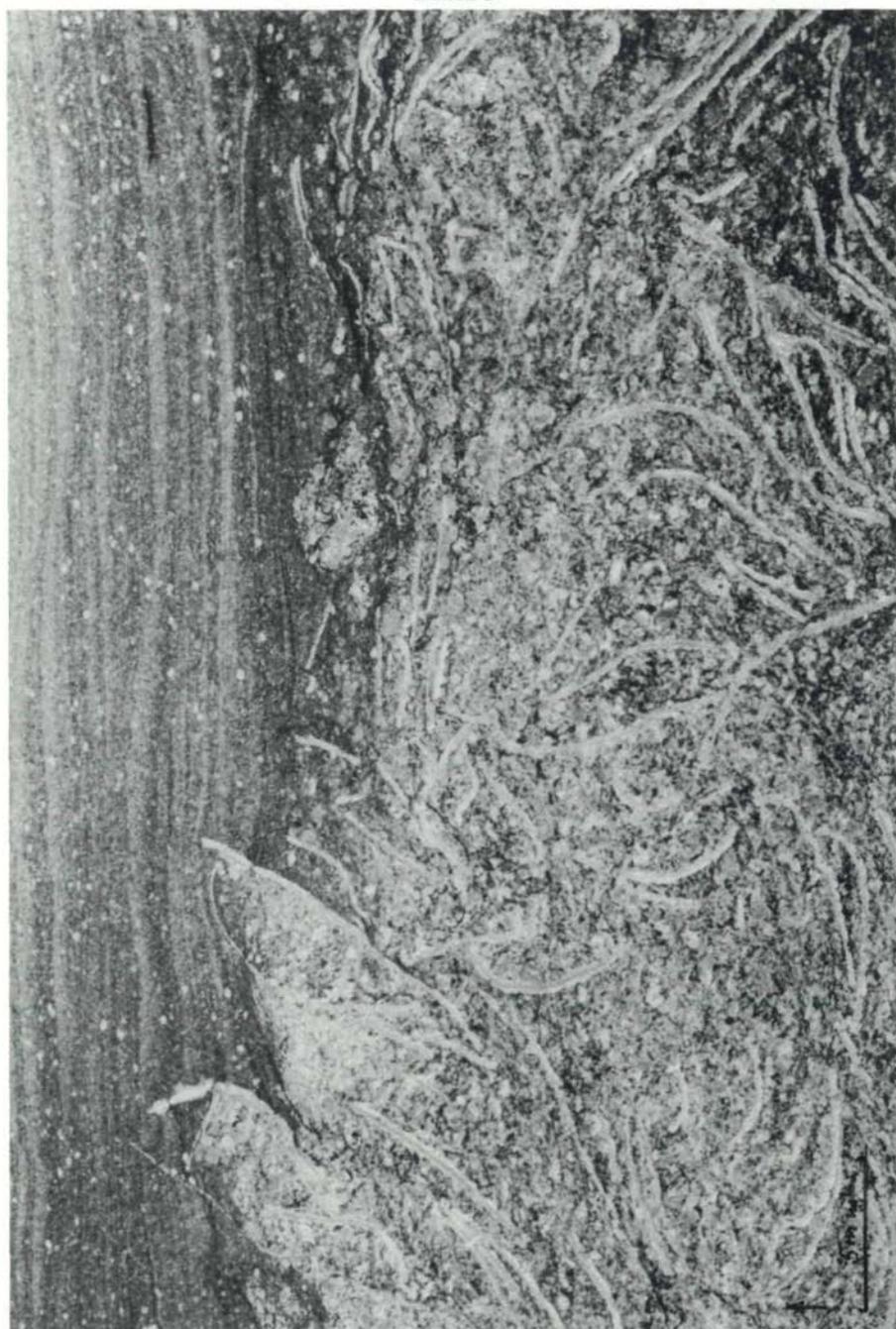


Abb. 15

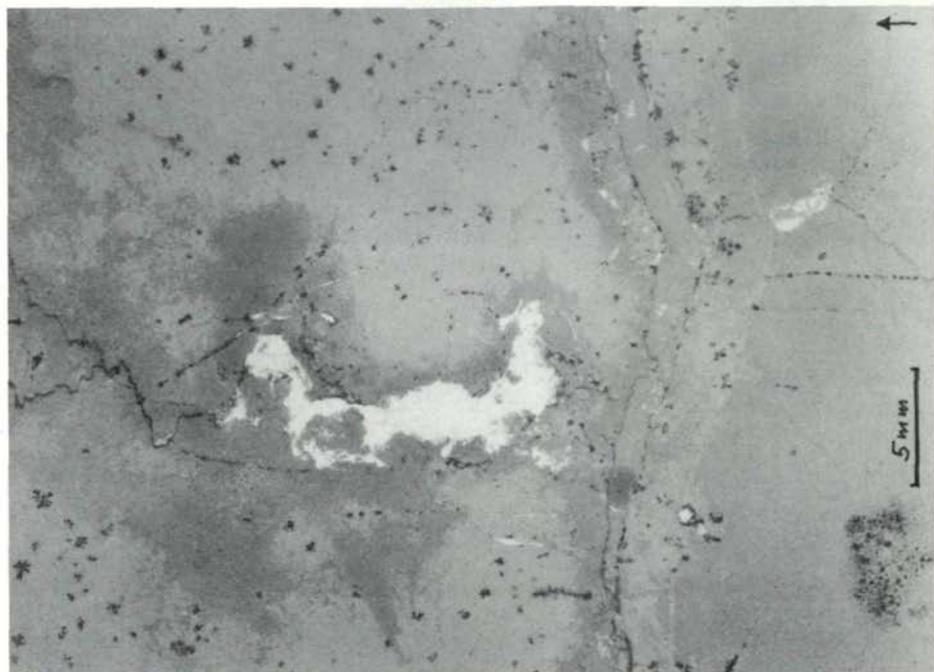


Abb. 16

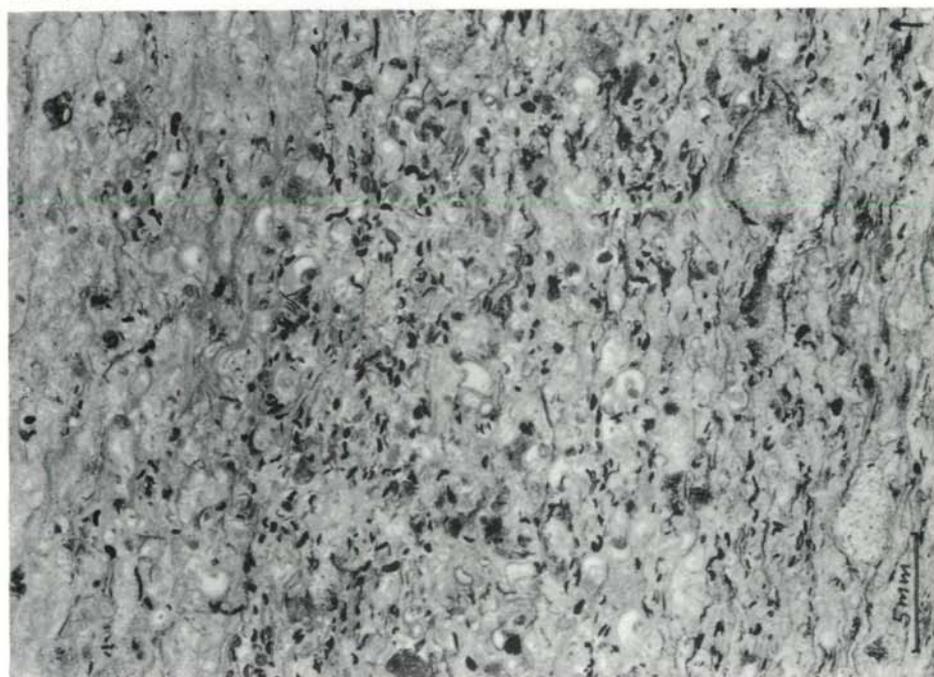


Abb. 17

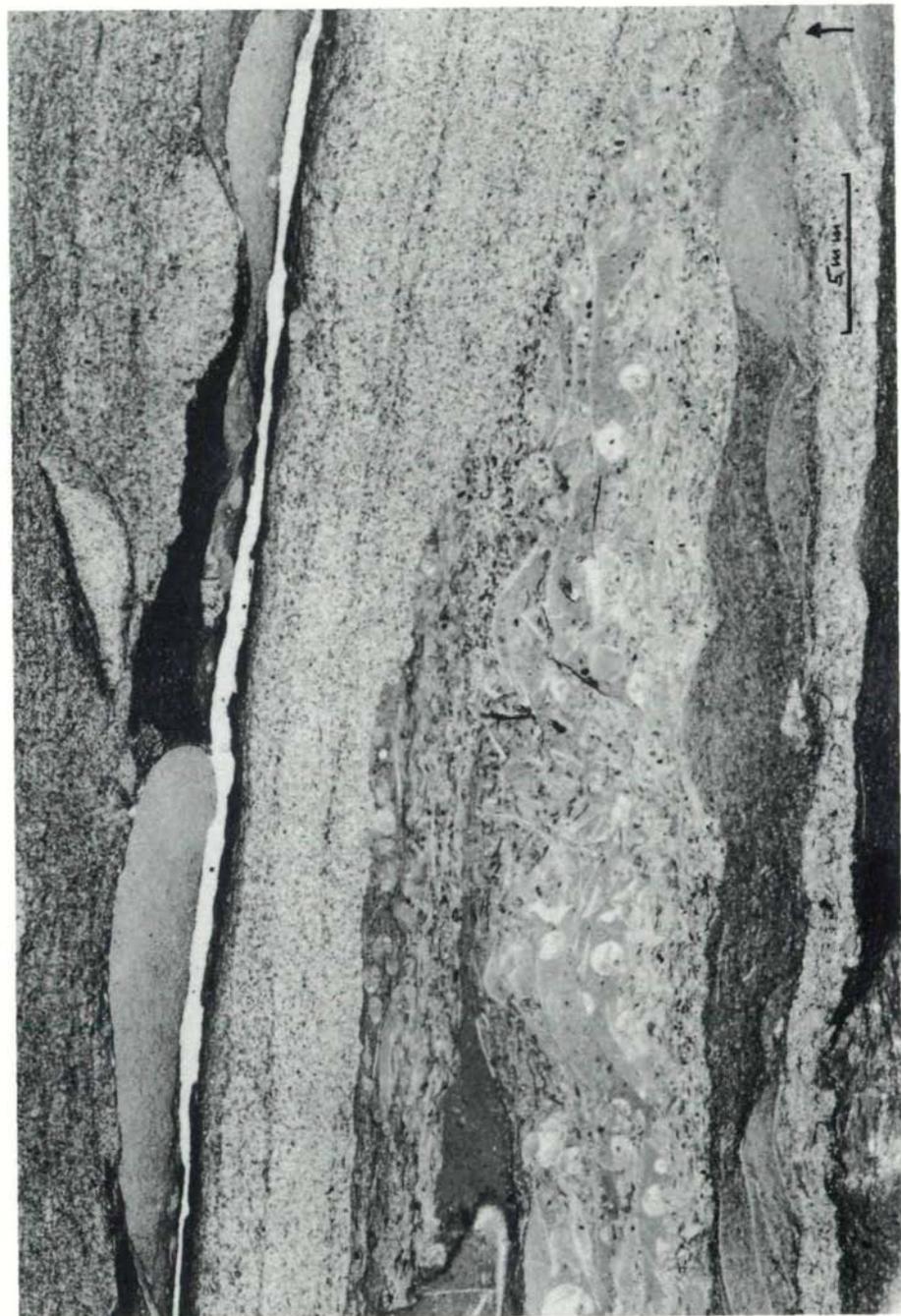


Abb. 18

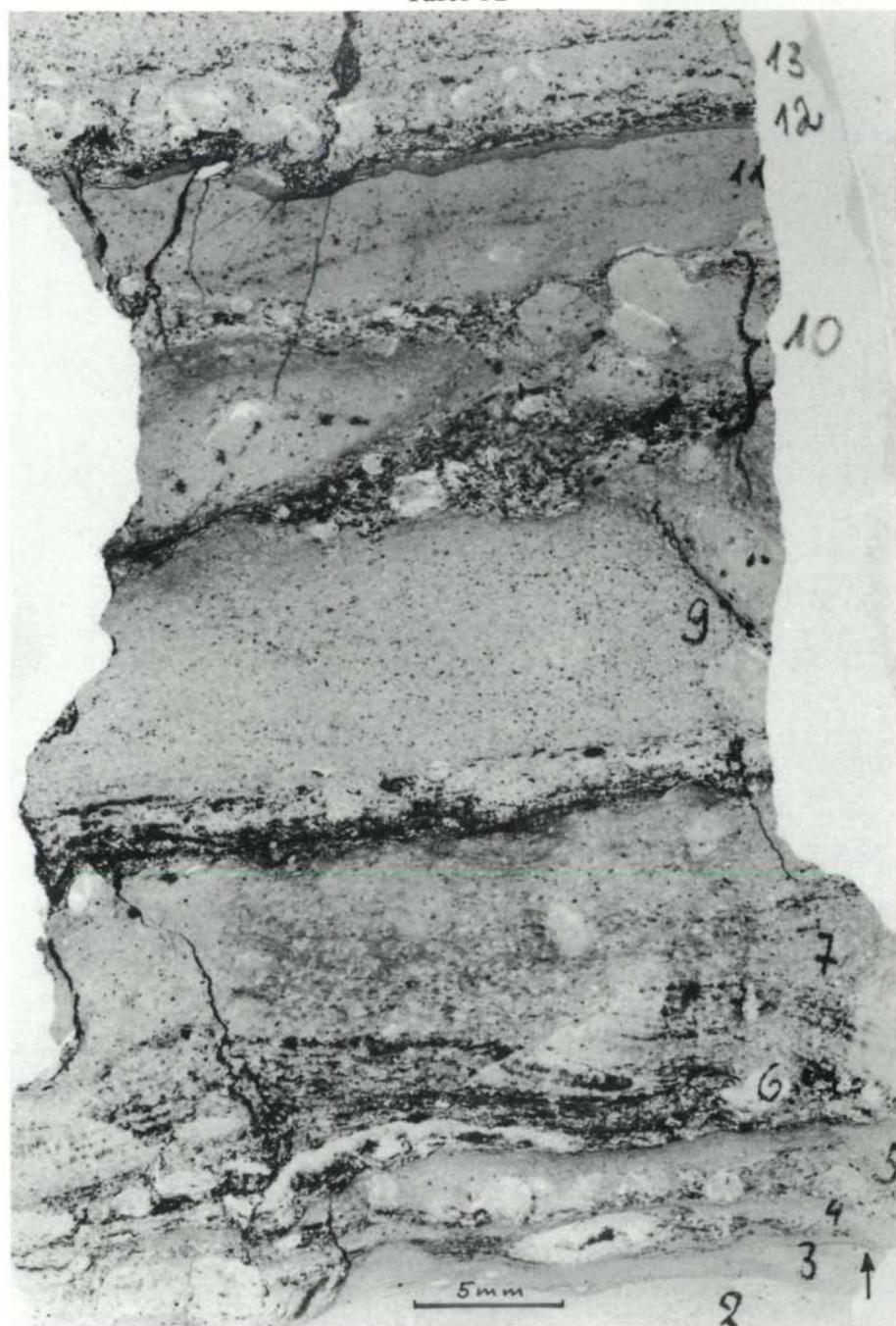


Abb. 19

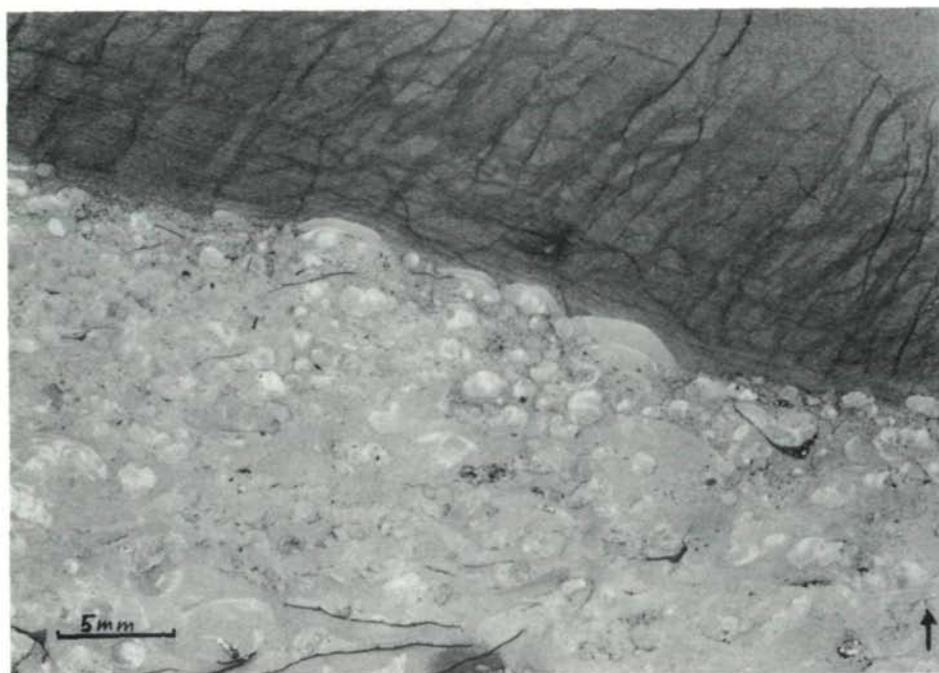


Abb. 20

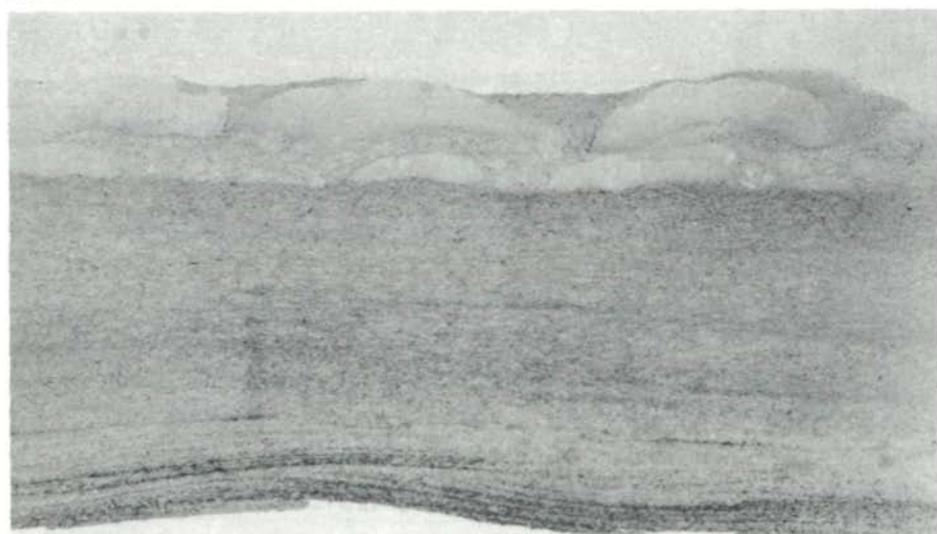


Abb. 21