

Stratigraphie

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **56 (1963)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.09.2024**

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.

noch hängiger Probleme auf. Unter 5. findet sich die Problemstellung, die der vorliegenden Arbeit zugrunde liegt, präzise formuliert.

SOLLE (1960, p. 357) beobachtete E und S Lugano im Kieselkalk synsedimentäre, subaquatische Rutschungen. Daraus und aus Beobachtungen anderer Autoren, vor allem FRAUENFELDERS (op. cit.) und LEHNERS (1952) – besonders die Breccienlagen aus älteren Komponenten innerhalb des Kieselkalks betreffend – schliesst er auf eine synsedimentäre Anlage der Luganerlinie, vom Norien bis zum Lias, innerhalb eines mehrere Kilometer breiten Störungsbündels mit schmalen Gräben, Flexuren und Abschiebungen wechselnden Sinnes. Weitere analoge Störungszonen vermutet er zwischen Luganerschwelle und dem westlich anschliessenden Monte Nudo-Becken.

TRÜMPY (1960, p. 868/69) behandelt die plötzlichen Fazies-Unterschiede beidseits der Luganer Linie im Rahmen einer Synthese über die paläotektonische Entwicklung der Alpen. Sie sprechen für eine alte Anlage der Luganer Hauptverwerfung und starke Absenkung des E-Flügels in liasischer Zeit. Der westliche Block erfuhr eine Kippung nach Westen, da die liasische Erosion unmittelbar westlich der Verwerfung am stärksten zum Ausdruck kommt. Ich danke Herrn Prof. TRÜMPY dafür, dass er die vorliegende Arbeit in diesem Zusammenhang der Fachwelt bereits angekündigt hat.

STRATIGRAPHIE

I. VORAUSSETZUNGEN

Exposition der jüngsten Anschauungen und Vorwegnahme der wichtigsten Resultate dieser Arbeit, um die Darstellung der Stratigraphie zu erleichtern

Die stratigraphischen Daten in der umfangreichen älteren Literatur über unser Gebiet geben eigentlich ein recht verwirrendes Bild. Biostratigraphische Schlüsse aufgrund der oft phantastisch reichen Brachiopoden-, Lamellibranchier- und Crinoiden-Fauna führten zu Widersprüchen und zu häufigen Kontroversen. SENN hat als erster diesen Faunen jeden stratigraphischen Wert abgesprochen. (op. cit., p. 574).

Versuche mit konventionellen stratigraphischen Methoden – Gliederung und Darstellung in Profilen, Parallelisation – halfen in den wenigen Fällen, da sie unternommen wurden, nicht weiter; für die Steinbrüche von Saltrio (TARAMELLI, PARONA) scheiterten sie an der allzu lokalen Bedeutung; für die Steinbrüche von Arzo (gleiche Autoren) versagten sie völlig. Denn hier ist die Richtungslosigkeit scheinbar total, kein Horizont geht durch (FRAUENFELDER op. cit. p. 328).

Ausgehend von der transgressiven Auflagerungsfläche der «Hierlatzkalke» und ihrem extremen Relief in bezug auf den Schichtverband der Serie suchte FRAUENFELDER nach einer neuen Lösung, der schon erwähnten Rekonstruktion dieser Fläche zur Zeit der Transgression mit Hilfe der Hauptdolomit-Mächtigkeiten. Die Methode erscheint zunächst als solche elegant, so dass sie auch von SENN in ihren Grundzügen übernommen wurde, wie wir schon dargelegt haben.

Eine Kritik an SENNS Konzept wird sich vor allem damit zu befassen haben, ob die daran geknüpften Vorbedingungen, nämlich Isochronie und ursprünglich ebene Lage der als Bezugshorizont verwendeten Grenze Kieselkalk/Domérien sowie Fehlen von tektonischen Verstellungen während der gesamten Zeit der Transgression, tatsächlich erfüllt sind. Vorderhand sei darauf hingewiesen, dass in unserem Gebiet SENNS Verfahren auf einige Schwierigkeiten stösst: wenn man auf den Abschnitt seiner Karte E Arzo blickt, fällt die Seltenheit an ohnehin stark begrenzten Aufschlüssen des Domérien auf. Eines der wenigen Vorkommen in den Steinbrüchen von Arzo kommt überdies in «übertieftem Niveau» vor und nötigt ihn, zwei eher abwegige Deutungsmöglichkeiten zu geben (p. 584–585). Auch der Kontakt Raiblerschichten/Hauptdolomit ist bei weitem nicht so gut aufgeschlossen wie es SENN auf seiner Karte einzeichnet.

Äusserst genaue neuere topographische Karten – auf photogrammetrischer Grundlage im Maßstab 1:5000 für verschiedene Südtessiner Gemeinden erstellte Blätter – gaben eine unentbehrliche, ideale Grundlage für die detaillierte Kartierung dieses Gebietes. Für zwei Abschnitte, wo es die Kompliziertheit der Verhältnisse oder die Darstellung eines Profils aus vielen, unübersichtlichen Aufschlüssen erforderten (die Steinbrüche von Arzo bzw. das Rhät von S. Agata) erstellten wir Pläne im Maßstab 1:1000, mit Hilfe von Meßtisch und Polygonzügen.

Von grösstem Wert für die Revision der früheren Darstellungen waren für uns auch die zahlreichen Fossilien, die von PEYER, VONDERSCHMITT und ihren Mitarbeitern⁴⁾ während ihrer so verdienstvollen Tätigkeit im Mendrisiotto unermüdlich gesammelt wurden, vornehmlich die Ammoniten. Von besonderem Interesse sind die Exemplare aus dem Broccatello, waren doch Cephalopoden aus diesem Gestein bis heute – ausser dem *Aegoceras bispinatum* MARIANIS und den nicht näher bestimmbar Arieten MERIANS und MARIANIS – unbekannt.

Die neue Kartierung und die Bearbeitung des Fossilmaterials brachten wesentliche Änderungen gegenüber SENNS Auffassung. Zugleich hat sich der Sachverhalt bedeutend kompliziert. Um die nachfolgenden Ausführungen klarer gestalten zu können, seien deshalb die wichtigsten Resultate unserer Studien vorweggenommen.

1. Das gesamte Gebiet ist durch eine äusserst intensive syngenetische Bruchschollen-Tektonik charakterisiert. Die Richtung der Brüche folgt im allgemeinen der Luganer Linie. Die durch die Kartierung geförderte Evidenz deutet darauf hin, dass diese Bewegungen, angefangen im Rhät, möglicherweise schon im Norien, bis zum Domérien anhielten. Wo sie submarin stattfanden, haben sie die Sedimentation zwangsläufig beeinflusst. Auch in gewissen Unregelmässigkeiten der Diagenese schon verfestigter Sedimente, die sich im Gefüge noch deutlich ablesen lassen, haben sie sich abgezeichnet.

Im Gefolge dieser mehrphasigen Dehnungstektonik entstand ein komplexes Mosaik von meist gekippten Schollen, die sowohl transversales wie Bruch-paralleles Einfallen aufweisen können. Die einzelnen Elemente sind in bezug auf benachbarte oft mehrmals auf und ab bewegt worden.

Die Beanspruchung durch Zerrung äussert sich auch in komplexen Rupturnetzen, die oft schon bestehende Verwerfungen einbeziehen. Dabei wurden die

⁴⁾ Arbeitsgemeinschaft, unterstützt durch die *Fritz Hoffmann-La Roche-Stiftung zur Förderung wissenschaftlicher Arbeitsgemeinschaften in der Schweiz*.

klaffenden Hohlräume unmittelbar durch überlagerndes, in fast allen Fällen unverfestigtes Sediment und durch Trümmer der tektonisch-rupturell beanspruchten Gesteine gefüllt. Schichtparallele Gleitbewegungen (Schweregleitung), besonders auf dem Dach der Raibler Schichten, dürften für die «Intrusions-Systeme» mitverantwortlich sein; sie werden in kleineren Bereichen, innerhalb von Hauptdolomit und Rhät, durch Lagergänge dokumentiert.

Im unteren Rhät sowie zwischen oberem Rhät und unterem Lias zeichnen sich in einem weiteren Raum, auch im Varesotto, ruhige Perioden der Emersion und Einebnung ab.

2. Ablagerungen des oberen Rhät kommen im gesamten Gebiet vor. Sie sind in äusserst wechselnder Mächtigkeit auf die verschiedenen Schollen verteilt. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 0 und 70 m. Ihre Auflagerung auf den norischen Hauptdolomit – dessen Mächtigkeit ebenfalls von Scholle zu Scholle wechselt – erfolgt transgressiv. Sie sind denen des Campo dei Fiori (vgl. LEUZINGER, 1926) und von Frascarolo (vgl. SENN op. cit.) hinsichtlich Alter und Fazies analog.

3. Der Broccatello (unterer Lias) ist unseres Erachtens keine Transgressionsbildung, sondern eine selbständige, biohermale Ablagerung, die für die Luganer Schwelle charakteristisch ist. Seine Auflagerung ist wahrscheinlich immer durch eine Schichtlücke gekennzeichnet. Hinsichtlich Verteilung auf die Bruchschollen und im flächenmässigen Umfang der Aufschlüsse verhält er sich im allgemeinen dem Rhät analog. Allerdings kann seine Mächtigkeit grössere Werte erreichen: sie schwankt zwischen 0 und 150 m. Entsprechend seiner Verteilung auf die instabilen, syngenetisch bewegten Bruchschollen und den durch ihre Kippung hervorgerufenen Diskordanzen schwanken die chronostratigraphischen Abschnitte, die er innerhalb des gesamten, durch Ammoniten belegten unteren Lias vertritt, von Ort zu Ort. Interne Schichtlücken und kondensierte Horizonte vervollständigen das Bild.

4. Der mittlere Lias zeigt noch sehr ausgesprochene Heteropien. Er gliedert sich in 3 Faziestypen:

a) Kieselkalk. Seine basalen Teile gehören allerdings E Tremona noch zum unteren Lias (im wesentlichen Lotharingien). Sein Dach ist nirgends aufgeschlossen. Er eignet sich, wie im Generoso-Gebiet, nicht zur Gliederung. Doch die Entwicklung der Serie im Hangenden an der SE-Ecke des Gebietes, bei Monte Oliveto und das Domeriano-Vorkommen S Tremona sprechen für die Vertretung auch des gesamten Pliensbachien⁵⁾.

b) Besazio-Kalk. Diese Bezeichnung wird hier erstmals eingeführt (s. L.S.I., Schweiz, Südalpin). Sie bezieht sich auf vereinzelte, meist durch Verwerfungen

⁵⁾ Erst nachdem die vorliegende Arbeit schon druckreif vorlag erhielt ich Einblick in die *Recommandations de la Commission de Stratigraphie du Congrès Géologique International, Colloque du Jurassique*, Luxembourg 1962. Die von mir verwendete Stufeneinteilung weicht einigermassen von der vom Kongress empfohlenen ab. Um mögliche Unklarheiten zu vermeiden seien hier die abweichenden Stufen zueinander in Beziehung gesetzt:

In dieser Arbeit verwendete Stufen:	Vom Kongress empfohlene Stufen (Unterstufen):
Domérien	Oberes Pliensbachien (Domérien)
Pliensbachien	Unteres Pliensbachien (Carixien)
Lotharingien	Oberes Sinémurien (Lotharingien)
Sinémurien	Unteres Sinémurien

begrenzte Vorkommen massiger roter Kalke von sehr geringer Mächtigkeit und Ausdehnung. Die Aufschlüsse beschränken sich im wesentlichen auf die Scholle Besazio–Cave d'Arzo. Die Bezeichnung wenden wir auch auf vereinzelt Vorkommen in der Alta Brianza an, vor allem auf den Sasso Bicolora bei Suello. Der Besazio-Kalk gehört dem gesamten mittleren Lias an, er vertritt also Pliensbachien und Domérien.

c) Mergelkalke des Domérien. Sie beschränken sich ebenfalls auf wenige Aufschlüsse: Bei der Wegabzweigung nach S. Rocco E Arzo (P. 508); in den Steinbrüchen von Arzo, 100 m NNW der Fornace und unmittelbar S Tremona.

Die oberen Teile des Besazio-Kalkes gehen oft seitlich in die gebankten Mergelkalke über. Die Übergänge sind durch Breccien und Pseudokonglomerate gekennzeichnet.

5. Die liasischen Ammonitenfaunen sind autochthon, es gibt keine aufgearbeiteten Exemplare. Wo die Faunen besonders individuen- und artenreich sind – in den Cave di Saltrio, bei P. 508 E Arzo und im Besazio-Kalk – sind ihr Erhaltungszustand und sedimentpetrographische Befunde bezeichnend für kondensierte Sedimentation.

So wertvoll Ammoniten für stratigraphische Zwecke sein können, ihre Bedeutung bleibt hier in den meisten Fällen lokal, wie aus den unter Nr. 1 knapp erläuterten Punkten hervorgeht. Sie beschränkt sich auf die engen Schollen.

6. Die weitverbreiteten Vorkommen von groben und äusserst heterogenen Breccien sind unseres Erachtens in den meisten Fällen keine basalen Transgressionsbildungen, sondern im Zusammenhang mit den unter 1. angedeuteten synchronen tektonischen Vorgängen entstandene Gesteine. Dafür spricht in erster Linie ihr Auftreten in Bruchspalten und engen, scharf begrenzten Gräben, sowie ihre oft sehr komplexe Zusammensetzung aus Trümmern des Gesteins der Unterlage und mehreren Phasen der überlagernden Sedimente.

Schon die gegenseitige Durchdringung dieser verschiedenen intrudierten⁶⁾ Phasen lässt im allgemeinen eine relative chronologische Folge erkennen. In den seltensten Fällen erlauben darin aufgefundene Ammoniten genauere Angaben. Doch mit Hilfe lithologischer Vergleiche zu überlagernden oder benachbarten, zusammenhängenden Gesteinspartien lässt sich oft eine Datierung bewerkstelligen.

Das konventionelle stratigraphische Kriterium des Synchronismus in horizontalem Sinn weicht oft einem solchen in vertikaler, gravitativer Dimension. Wo sich submarin tektonische Dehnungs-Phänomene ereigneten, mit nachfolgender «gravitativer Intrusion», drängt sich uns die petrographische Terminologie auf, um gewisse Erscheinungen zu beschreiben.

Wir werden zunächst den Versuch einer Synthese der in einem weiteren Rahmen gültigen stratigraphischen Daten über die Sedimente zwischen Hauptdolomit und Domérien in unserem Gebiet unternehmen, ohne die syngenetisch-tektonischen Anomalien vorderhand zu berücksichtigen. Diese sollen anschliessend, Punkt für Punkt, nach Möglichkeit anhand SENNS Darstellung, behandelt werden.

⁶⁾ Zur Terminologie und Mechanik der sedimentären Intrusion verweisen wir auf LAUBSCHER, 1961, p. 289, Fussnote 2), die sich auch auf unsere Fälle vorbehaltlos anwenden lässt.

II. HAUPTDOLOMIT

Die Behandlung des Hauptdolomits ist bei FRAUENFELDER, SENN, LEUZINGER (op. cit.), VAN HOUTEN, 1929, und LEHNER, 1952, eher knapp gehalten. Als uniforme, monotone Serie massiger Dolomite brachte sie es in der Literatur selten über generalisierende lithologische oder gar mikrofazielle Beschreibungen. Unser Gebiet betreffende lokale Eigentümlichkeiten gibt nur FRAUENFELDER (op. cit., p. 300–301), indem er auf brecciöse Lagen unter dem Kontakt mit dem Lias, nördlich und östlich von Tremona, hinweist und zonierte Bänke aus den basalen Partien erwähnt.

SENN (op. cit., p. 569) beschreibt einen besonders eigentümlichen Hauptdolomit vom Hügel von Stabio, der «silexähnliche Einschlüsse» enthält, die er als tektonisch eingepresste Partien des hangenden Kieselkalkes deutet. Wir rechnen dieses Gestein, das den grössten Anteil des Kapellenhügels bildet, zum Rhät und werden später darauf zurückkommen.

MARIANI und FRAUENFELDER (op. cit.) zitieren einige Fossilien aus dem Gebiet von Tremona, Arzo und Saltrio, die von SENN übernommen werden. Als «neue» Fundstelle gibt SENN eine Bank voller Steinkerne von *Megalodon* an der Militärstrasse Viggiù–Monte Orsa an. Sie dürfte identisch sein mit dem von TARAMELLI (1920, p. 48) beschriebenen und zum Rhät (Conchodon-Dolomit) gestellten Vorkommen.

Hinsichtlich der neotriasischen Megalodontiden herrscht in der älteren, aber auch in der nicht spezialisierten (regionalen) neueren Literatur meist eine bedenkliche Konfusion. KUTASSY (1933, vgl. auch CHIESA, 1949) hat gezeigt, dass im Rhät des Campo dei Fiori die meisten Formen noch zu *Megalodon* gehören, *Conchodon* hingegen sehr selten auftritt. Es scheint deshalb wahrscheinlich, dass die meisten von SENN, LEUZINGER und anderen aus dem Rhät zitierten «*Conchodon*» zum Genus *Megalodon* gehören. Noch fragwürdiger erscheinen die von FOSSAMANCINI lediglich als Querschnitte im Gestein beobachteten und bedenkenlos zu *Conchodon* gestellten Formen (op. cit., p. 49, 64).

Megalodontiden kommen in unserem Gebiet häufig vor; aus dem Rhät sind uns jedoch keine bekannt.

Die Erhaltungsweise ist, auch für die anderen, kleineren Fossilien, charakteristisch: es sind immer nur Steinkerne. Der ursprünglich von der Schale eingenommene Raum ist entweder hohl, oder teilweise bis ganz mit grobem, verzahnten Kristallen einer späteren Dolomitisationsphase ausgekleidet. In Partien, die sich nahe unter dem Kontakt mit Rhät oder Lias, oder in unmittelbarer Nähe von tektonischen Linien befinden, erscheint der Schalen-Hohlraum auch durch jüngeres Sediment ausgefüllt. Gerade in solchen Fällen gelingt es einigermaßen leicht, die Exemplare zu isolieren, wobei in besonderen Glücksfällen das den Schalen-Hohlraum ausfüllende Sediment am Steinkern haften bleibt, und die Schalenoberfläche sichtbar wird.

Tektonisch isolierte Vorkommen von Hauptdolomit können, wie FRAUENFELDER (op. cit. p. 300) angibt, von den Salvatore-Dolomiten kaum unterschieden werden. Doch soll die Unterscheidung von rhätischen Dolomiten leicht fallen. Immerhin kommen in unserem Gebiet und weiter westlich oft ziemlich mächtige

Partien rhätischer Dolomite vor, die gewissen Bänken des Hauptdolomits ausserordentlich ähnlich sehen. Es sind massige, graue, mittelkörnige «Allerweltsdolomite», wie sie vom gleichen Habitus auch in der mittleren Trias vorkommen. Doch dank der im Rhät vorherrschenden ausserordentlichen Variabilität in horizontalem Sinne und der reichen lithologischen Gliederung in allen Profilen bleiben unentschiedene Fälle selten. Andererseits erscheinen im Hauptdolomit über seine gesamte Mächtigkeit immer wieder charakteristische, fein gebänderte Bänke, die wir überall zwischen Luganer- und Langensee beobachtet haben. Sie sind identisch mit dem von FOSSA-MANCINI beschriebenen und ins untere Rhät gestellten «calcare dolomitico grigio-chiaro a testate fittamente zonate» (op. cit. p. 66–67). Ihr Verhältnis zu den massigen, oft Megalodonten führenden Bänken erinnert an die von SANDER (1936) beschriebenen m-Rhythmite des Dachsteindolomites; allerdings mit dem Unterschied, dass unsere feinschichtigen Bänke in der Regel wesentlich mächtiger – in der m-Grössenordnung – auftreten als die analogen, im dm-Bereich sich bewegenden «Zwischenschichten» SANDERS.

Die Ancliffe zeigen grösste Übereinstimmung mit SANDERS Beispielen aus Valle Fonda in den Dolomiten: meist sind es mm-Rhythmite mit weissen bis hellbeigen, dichten oder fein-kavernösen, biogen angelagerten Krusten (Algen?) mit wechselnden Anteilen an Organodetritus als weitaus vorherrschende Komponente; ferner – stark zurücktretend – mechanisch oft an diskordante Flächen angelagerte pelitische Lagen; belteropore Dolomitspatisation entlang Schichtfugen, in den durch häufige frühdiagenetische Kräuselung der biogen angelagerten Krusten geschaffenen Hohlräumen sowie in den Kleinhöhlen; selten geopetales pelitisches D_2 . Die Dolomitspatisation erfolgte oft in mehreren Schüben, in einem Beispiel (im Dünnschliff) deutlich durch geopetales D_2 getrennt. Die restlichen Lumina sind oft durch Kalkspatisation erfüllt, dies jedoch wahrscheinlich in Zusammenhang mit spätdiagenetischer Kalkspatisation entlang scharfen Rupturnetzen. Auch arhythmische, hauptsächlich aus hellem, biogen angelagertem, «käsig-kavernösem» Material bestehende Typen, mit zonar entlang ss oder auch eher regellos verteilten dolomitspatisierten Kleinhöhlen, kommen vor (Cava Galfetti (Taf. IV, L/10), basale Partien).

Bei der Färbung der Ancliffe nach FRIEDMAN (1959) erwies sich, dass die biogen angelagerten Partien sehr oft nicht rein dolomitisch sind, sondern aus hoch magnesiumhaltigem Calcit bestehen. In den mm-Rhythmiten zeigt sich demnach durch Färbung mit Hämatoxylin oft eine weitere Gliederung in ungefärbte, rein dolomitische und gefärbte (auch durch Dolomit-spezifische Farbstoffe, wie Titangelb), aus Mg-haltigem Calcit bestehende Feinschichten.

Inhomogenitätsbreccien im Sinne SANDERS wurden ebenfalls beobachtet, vor allem im Dach mm-rhythmischer Lagen, am Kontakt mit den massigen Bänken.

Seltener sind psammitische Bänke: feinschichtiges, z. B. bei der Hemden- und Limonade-Fabrik Carri in Arzo, oder pseudo-oolithisch, z. B. NW Fatt (718330/081530) oder am Kontakt mit dem Lias, am N-Ende der Steinbrüche von Saltrio. Im letzten Fall zeigen sich gut gerundete, mittelkörnige Dolomit-Komponenten, umgeben und verkittet von biogen angelagertem, weissem, dichtem Dolomit oder hoch Mg-haltigem Calcit und dolomitspatisierte Zwickel.

So interessant und lohnend ein detailliertes lithologisches und gefügekundliches Studium dieser Formation sein würde, unsere Problemstellung interessiert eigentlich nur das Gestein als gesamte, fertig gefügte Masse, als Substrat und Ausgangsprodukt der nachfolgenden eigentümlichen Bildungen und Prozesse, als Maßstab für die anschliessende intensive tektonische Beanspruchung.

Dass wir den mm-Rhythmiten besondere Aufmerksamkeit geschenkt haben, liegt daran, dass sie vor allem im Feld – durch die Verwitterung akzentuiert hervortretend und m-rhythmisch immer wieder erscheinend – ein zuverlässiges diagnostisches Kriterium abgeben.

III. RHÄT

Auf der «tektonischen Karte des Gebietes zwischen Lugano und Como» 1:100000 von VONDERSCHMITT (in KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, 1954) ist S Tremona ein kleines Vorkommen von Rhät eingezeichnet, ohne dass im Text darauf Bezug genommen wird. Es ist das erste Mal in der neueren Literatur, dass Ablagerungen des Rhät in diesem Gebiet angenommen werden, nachdem sie FRAUENFELDER vollständig negiert hatte.

Die Aufschlüsse am südlichen Abhang des Hügels von S. Agata sind verzettelt und unübersichtlich, doch nicht zu übersehen. Dennoch sind sie so lange unbeachtet oder nicht richtig interpretiert geblieben. FRAUENFELDER spricht anlässlich der Behandlung der Hierlatzfazies des Sinémurien (op. cit. p. 326) beiläufig von ausgezeichneten Oolithen und von einem gelben Tonlager als «eigentümliche Einlagerung».

SENN rechnet sie auf seiner Karte offensichtlich zur Transgressionsfazies des Lias, ohne im Text darauf einzugehen. Ein Handstück eines mergeligen hellen Dolomits von dieser Lokalität in seiner Belegsammlung (im Naturhistorischen Museum in Basel) trägt die Bezeichnung «Pliensbachien?». Dabei zeigen die kreidigen, fast weissen Oolithe, mit auf angewitterten Flächen wie im frischen Bruch im Relief hervortretenden Ooiden, gut aufgeschlossen in einem kleinen, verwachsenen Steinbruch (718080)/081855), frappante lithologische und mikrofazielle Übereinstimmung mit analogen Gesteinen am Campo dei Fiori und bei Frascarolo (Induno). Sie gehören zu den charakteristischsten und im Feld diagnostisch zuverlässigsten lithologischen Typen für das Gebiet zwischen Mendrisio und Campo dei Fiori.

Ein erstes Studium dieses Profils und Vergleiche mit anderen Rhät-Vorkommen überzeugten uns von seiner typisierenden Bedeutung, sei es durch die Gliederung in eine Vielfalt von lithologischen Typen, sei es durch seine vergleichsweise ausserordentliche Mächtigkeit. Um die unzusammenhängenden, unübersichtlichen kleinen Aufschlüsse zu einem möglichst vollständigen Profil zu fügen, waren einige Hilfsmittel nötig: zunächst wurde eine topographische Skizze 1:1000 mit Hilfe des Messtisches angefertigt, worauf sämtliche Aufschlüsse eingetragen wurden⁷⁾ (Fig. 2). Dann zeichneten wir Profile und eine Strukturkarte

⁷⁾ Im Friedhof konnten wir bei besonderer Gelegenheit Rhät beobachten: Im Grab der Witwe Isolina Pollini, † 1960, (gegen die SW-Ecke) stehen unter ca. 1 m Humus und Moräne gelblich-grünliche Mergel an (auf Fig. 2 nicht eingezeichnet).

auf einen fiktiven Horizont, mit Hilfe der Fallzeichen, um ein Bild von der tektonischen Deformation zu erhalten. Aus der Korrelation der verschiedenen Aufschlüsse auf dieser Grundlage – durch die Vielfalt an lithologischen Typen wesentlich erleichtert – ergab sich ein stratigraphisches Profil, das zwar noch einige Lücken enthält, doch auf ca. 70 m Mächtigkeit eine recht ansehnliche, reichhaltige Folge vereint.

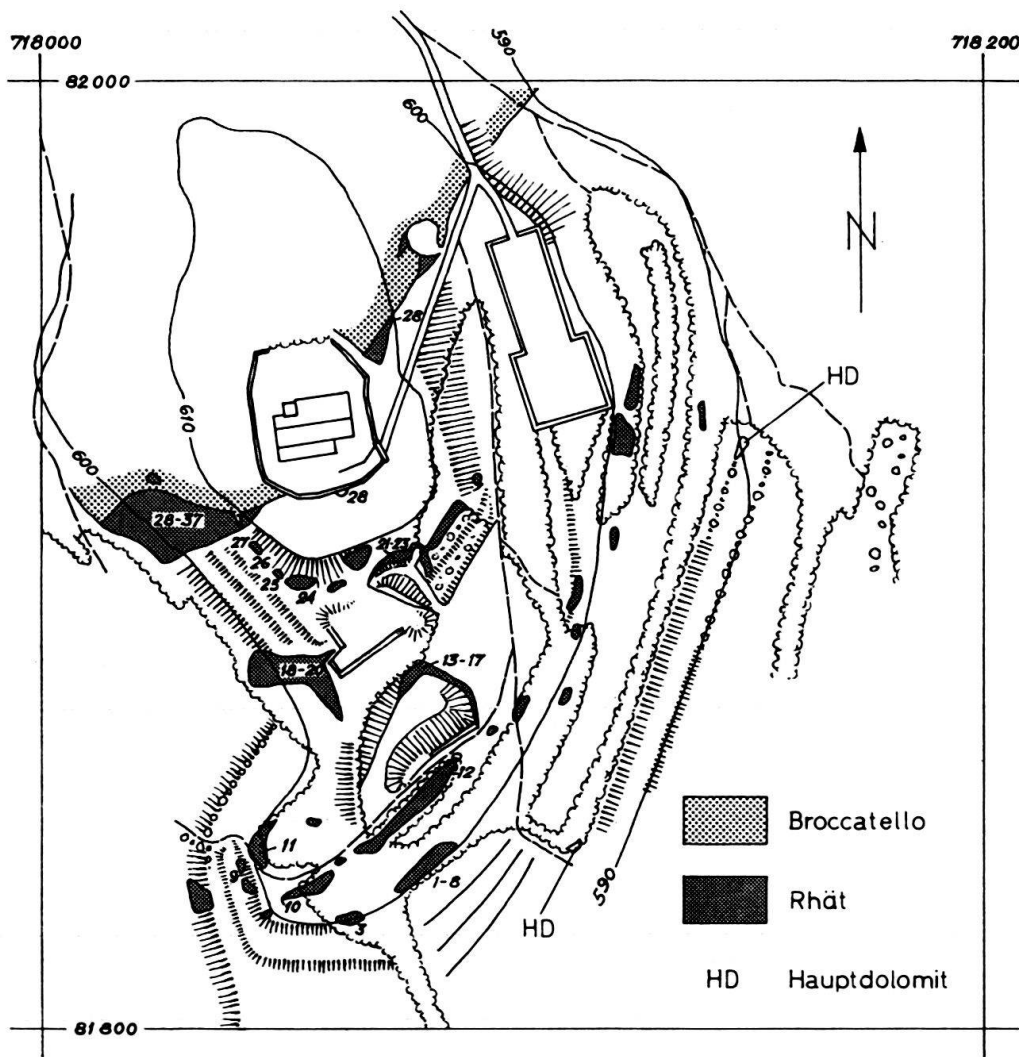
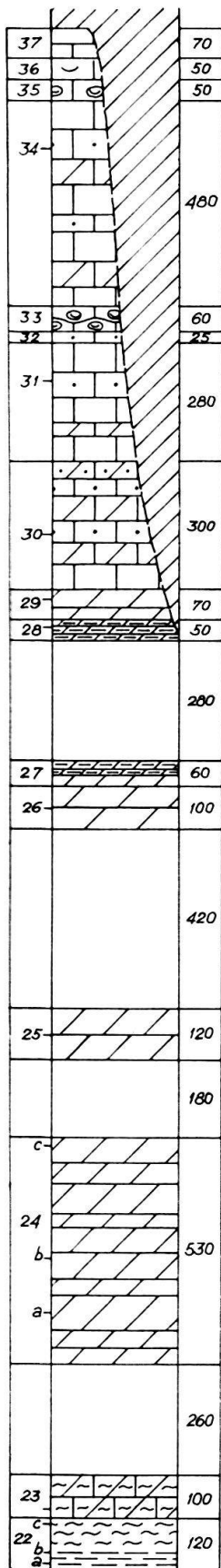


Fig. 2. Geologische Kartenskizze der Rhät-Aufschlüsse von S. Agata, 1:2000. Die Nummern beziehen sich auf das Profil (Fig. 3)

Die Basis, der Kontakt mit dem Hauptdolomit, ist nicht aufgeschlossen, doch dürften nur einige Meter fehlen. Das Dach ist durch eine stark diskordante Auflagerungsfläche des Lias gekennzeichnet.

Die folgende Darstellung enthält zunächst eine generelle, feldgeologisch-lithologische Charakterisierung. Anhand der beigegeführten Nummern werden dann eingehendere mikrofazielle und gefügekundliche Beschreibungen anhand von Anschliffen und Dünnschliffen gegeben.

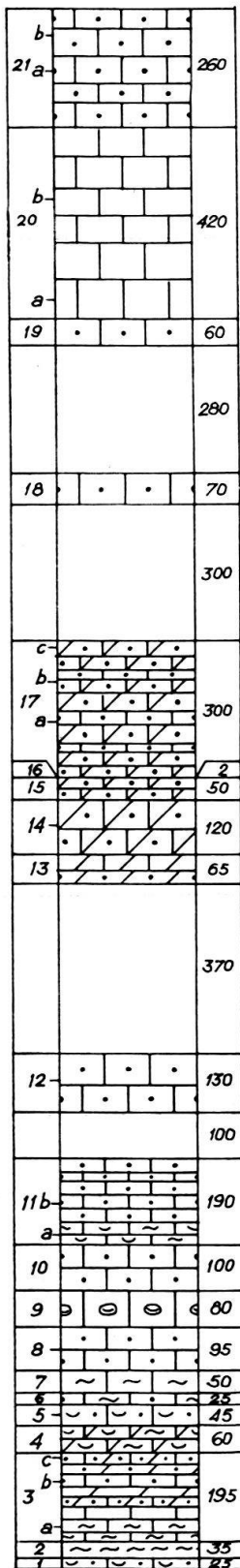
A. Das Rhät-Profil bei S. Agata



Massiger, hell-grünlicher bis -grauer Broccatello, voll von regellos verteilten Molluskenschalen und Crinoidentrümmern, mit diskordanter Fläche auflagernd, die NE S. Agata bis auf Schicht Nr. 28 hinabreicht.

- 37. Dichter, hellbeiger Kalk.
- 36. Bunter Kalk, erfüllt von Bivalvenschalen mit dünnen, dichten Kalk-Krusten.
- 35. Zum Teil oolithischer Kalk. Bivalvenschalen mit teilweise ziemlich dicken Kalk-Krusten («Mumien»).
- 34. Feinkörniger bis dichter, hellgrauer bis hellbeiger massiger Kalk, stellenweise regellos und undeutlich oolithisch. ± dolomitische Lagen.
- 33. Knaueriger, teilweise mergeliger, grünlich-gelblicher Mumienkalk.
- 32. Hell-beiger dichter Kalk, oben 5 cm fein-oolithisch, darunter 20 cm Lumachelle mit dicht-kalkig verkrusteten Schalen.
- 31. Wie 34.
- 30. Massiger, fein- bis zuckerkörniger heller Kalk, in verwittertem Zustand z. T. fein gestreift. ± feinklastisch (oolithisch?).
- 29. Hellgrauer bis gelblicher, fein- bis zuckerkörniger Dolomit mit oolithischen Nestern.
- 28. Feinschichtiger, grauer bis gelblicher Dolomit, unten Feinschichtung undeutlich.
- 27. Dolomit, oben unregelmässig feinschichtig (Feinschichtung teilweise brecciert und verwischt (Inhomogenitätsbreccien), mit roten mergeligen Adern; unten plattig, leicht kreidig, grünlich bis gelblich.
- 26. Brecciöser, harter Dolomit mit unregelmässigen hell-grün bis -gelblichen mergeligen Adern.
- 25. Feinkörniger, hellgrauer, massiger Dolomit, teilweise leicht kreidig.
- 24. Feinkörniger, hellgrauer Dolomit, an der Basis teilweise gelblich.
- 23. Hellgrauer, kreidiger dolomitischer Kalk.
- 22. Hell-gelbe und -grünliche kalkige Mergel, unten laminiert, oben massig.

Fig. 3b. Stratigraphisches Profil des Rhäts von S. Agata. 1:200. Links Schichtnummern, rechts Mächtigkeiten in cm.



21. Massige, beige, kompakte Kalke, unregelmässig und oft undeutlich oolithisch mit dicht-kalkig verkrusteten Bivalven-Schalentrümmern. Im Dach *Thecosmilia clathrata* (EMMR.) häufig.
20. Dichter, massiger, muschelartig brechender, kantendurchscheinender grau-beiger Kalk.
19. Dichter, feinoolithischer Kalk mit dicht-kalkig verkrusteten, teilweise sehr dicken Bivalvenschalen mit noch erhaltener prismatischer Struktur (Megalodontiden?).
18. Grünlich-gelber oolithischer Kalk mit dicht kalkig verkrusteten Bivalvenschalen.
17. Beige bis gelblich-weiße dolomitische Oolithe, knauerig und kreuzschichtig, mit Bivalven. Ooide in der Grösse schwankend, oft unregelmässig dicht verteilt.
16. Gelbe Mergellage.
15. Wie 17.
14. Beiger, oolithischer dolomitischer Kalk, massig. Bivalvenschalen mit dichten Krusten.
13. Beiger dolomitischer Oolith mit diskordanten Lagen von hellem, dichtem dolomitischem Kalk.
12. Massiger oolithischer Kalk mit Erz-Einschlüssen. Ooide oft mit grünem Kern.
11. Feinklastischer oolithischer Kalkarenit mit Bivalven und Gastropoden, oben Alternanz mit oolithischen und dichten homogenen Partien, unten mit mergeligen Lumachellen.
10. Massiger, gelber bis grünlicher oolithischer Kalk mit Erz-Einschlüssen.
9. Grünlicher bis gelblicher Mumienkalk (Bivalvenschalen im Kern).
8. Feinoolithischer, hellgrauer Kalk.
7. Hellgrauer, mergeliger Kalk.
6. Mergeliger Kalk mit isolierten grünen Ooiden.
5. Dichter, grünlicher, feinoolithischer Kalk mit dicht-kalkig verkrusteten Bivalvenschalen.
4. Mergeliger dolomitischer Kalk mit Lumachellen.
3. Unten gelblich-grünliche Mergelkalke, gegen Mitte übergehend in helle, kreidige, \pm dolomitische Kalke, nesterweise mit schlecht sichtbaren feinen Ooiden. Im Streichen nach SW übergehend in feinoolithische Kalke.
2. Gelbe und grüne Mergel, nach oben kalkiger werdend.
1. Vorwiegend grüner, kompakter Kalk mit feinen bis mittleren Ooiden, dicht-kalkig verkrusteten Bivalvenschalen, kleinen Gastropoden und Pyrit-Einschlüssen.

Fig. 3a. Stratigraphisches Profil des Rhäts von S. Agata. 1:200. Links Schichtnummern, rechts Mächtigkeiten in cm.

1. Mikrofazielle und gefügekundliche Beschreibung des Profils

anhand von Dünnschliffen, die mit Haematoxylin (Calcit-spezifisch) und von Anschliffen, die mit Titangelb (Dolomit-spezifisch) gefärbt wurden (nach FRIEDMANN, 1959).

1. Kalkiger Spbergenit⁸⁾ mit vereinzelt metasomatischen Dolomit-Rhomboederchen. Matrix im allgemeinen pelitisch (0,005–0,01), stellenweise durch verzahnte Kristall-Gruppen (0,05–0,2) ersetzt. Lagenweise gehäufte Detritus: seltener Gastropoden, häufig Schalentrümmer von Bivalven. Diese sind meist verbogen und deformiert, korrodiert. Die ursprüngliche Prismen-Struktur ist selten erhalten, in den meisten Fällen wurde sie durch der Matrix analogen Calcit ersetzt. Sie sind fast immer durch einen dichten kalzitischen Saum umgeben (Cyanophyceen?), darüber oft durch einen radial struierten, oolithischen Saum. Daneben kommen häufig Ooide vor (\varnothing um 0,5) mit radial struierten Lagen und wechselnden Anteilen von dichten Lagen (Cyanophyceen?), oft exzentrisch oder länglich. Ferner Cyanophyceen-Knöllchen, Erzpartikel.

Im Anschliff zeigt sich Alternanz von stärker dolomitisierten, erzeichen Lagen mit grünen Körnern und unregelmässig-diffuser Grün-Färbung (Glaukonit) sowie hohem Gehalt an Organodetritus und Ooiden, mit reinen kalkigen, Detritus-armen Lagen.

Die verbogenen Bivalvenschalen-Trümmer mit ihren hellen, dichten Säumen, täuschen im Anschliff und im Handstück Röhren oder feine Schläuche vor, denn gewöhnlich ist der das Lumen füllende Calcit von dem der Matrix auch im Dünnschliff hinsichtlich Gefüge nicht zu unterscheiden.

2a. Calcimetrie ⁹⁾ :	Calcit	24,9%
	Dolomit	32,2%
	Gesamtkarbonat	57,1%
	Ton, Quarz, Limonit, Glaukonit .	42,9%

Schlammrückstand: Vorwiegend mikrokristalline, detritische Karbonatpartikel, häufig mit Limonit-Einschlüssen; detritischer Quarz, Glaukonit, grössere Limonit-Körner. Viele Schalentrümmer von Bivalven, seltener Gastropoden.

2b. Calcimetrie:	Calcit	71,4%
	Dolomit	16,0%
	Gesamtkarbonat	87,4%
	Ton, Quarz, Limonit, Glaukonit .	12,6%

Schlammrückstand: wie 2a, Ton-Anteil tritt zurück.

3a. Feinkörniger, kreidiger Dolomit. Vorwiegend pelitisches Material (0,002–0,005), stellenweise leicht kalkig: Calcit erscheint dann diffus-fleckig konzentriert, es entsteht der Eindruck eines scheckigen, «koagulierten» Gefüges. Ziemlich regelmässig verteilen sich wenig gröbere Dolomit-Kristalle (um 0,02), manchmal treten sie in dünnen Lagen gehäuft über diskordanten, wohl durch Styolithen akzentuierten Flächen auf (graded bedding?).

3b. Dolomitierte Ooide (\varnothing 0,2–0,3) – ursprüngliche konzentrische Struktur manchmal noch andeutungsweise sichtbar, Korngrösse der Dolomit-Romboederchen (stellenweise verzahntes Gefüge) um 0,01 – und im allgemeinen kleinere, in der Regel schlechter gerundete detritische Dolomit-Partikel von feinerem Korn (0,002–0,005) in kalzitischer Grundmasse (0,1–0,5).

Das kalkarenitische Gefüge ist diffus-wolkig dolomitiert und verwischt, indem einzelne metasomatische Dolomit-Rhomboederchen von derselben Grössenordnung wie die der Ooide in der Grundmasse überhandnehmen, bis die Ooide konturlos aneinanderwachsen. Im homogenen Dolomit-Gefüge sind zuletzt nur noch die detritischen Partikel undeutlich erkennbar.

Breccierung des ganzen Gefüges, mit geopetalem Resediment, calcitisch-dolomitisch gemischt (0,002–0,005), durchwachsen von spätigem Dolomit (0,02–0,1), restliche Lumina kalkspatisiert.

Ungefähr 3b entsprechendes Niveau, ca. 25 m SW: pseudoolithischer Kalkarenit. Gerundete detritische Partikel (\varnothing 0,1–0,3) mit undeutlichen Konturen, meist calcitisch-dolomitisch ge-

⁸⁾ Der Ausdruck «Spbergenit» bezeichnet nach PETTJOHN quarzfreie Kalkarenite, die bioklastische Komponenten und Ooide enthalten.

⁹⁾ Komplexometrische Titration nach Prof. SCHWARZENBACH.

mischt (dichtere, besser konturierte, Korngrösse 0,005–0,01, und gröber körnige, undeutlich konturierte, Korngrösse 0,01–0,02) in calcitischer Grundmasse aus verzahnten Kristallen, 0,02–0,05, die in die gröber körnigen Pseudooide hineinwachsen. Weniger häufig treten kryptokristalline calcitische Knöllchen auf (\varnothing 2–5 mm, Cyanophyceen?). Als Grundmasse fungiert manchmal in Schlieren und Flecken feinkörniges (0,005) calcitisches Material (Cyanophyceen?), mit regelmässig verstreuten Dolomit-Rhomboederchen (0,05). Sie enthält dieselben dolomitischen detritischen Partikel wie die spätiige Matrix, doch deutlicher konturiert. Gelegentlich Foraminiferen.

3c. Sehr ähnlich wie 3b, mit dem Unterschied, dass hier die stärker dolomitierten Stellen, wo das kalkarenitische Gefüge weitgehend verwischt erscheint, nach 1–2 cm messen, weniger diffus begrenzt erscheinen und von grösseren Partien mit gut sichtbarer kalkarenitischer Textur umgeben sind, während in 3b die pseudoolithischen Inseln nach 2–3 mm messen und sich die homogenen, dolomitierten Stellen in derselben Grössenordnung bewegen. Foraminiferen sind häufig.

4. Knöllchen, Schlieren und unregelmässig begrenzte Partikel von Cyanophyceen und Nubekulariden; Bivalvenschalen und deren Trümmer, manchmal von Cyanophyceen umkrustet; Pseudooide, dolomitisch-kalkig gemischt (0,002–0,01, in einigen konzentrisch-oolithische Struktur noch andeutungsweise sichtbar), meist von kryptokristallinen, biogen angelagerten Krusten (Cyanophyceen?) umgeben, korrodiert und durchdrungen. Diese Komponenten liegen unregelmässig-schlierig gehäuft in einer pelitischen Grundmasse, aus Calcit und Dolomit in stark wechselnden Anteilen gemischt (0,002–0,01), zudem oft und in wechselnder Konzentration Dolomit-Rhomboederchen enthaltend (0,02–0,03). Vereinzelt Foraminiferen, Vererzungen.

5. Ähnlich wie 1, doch treten die Ooide stark zurück gegenüber den Bivalvenschalen, die hier weit weniger deformiert und nicht so zertrümmert erscheinen. Matrix und meist auch Schalen sind fast völlig kalkspatisiert. Pelitische Restanteile in Grundmasse, Schalenausfüllung und detritischen Partikeln treten stark zurück.

Cyanophyceen-Knöllchen scheinen im Dünnschliff (Hämatoxylin-Färbung) vorwiegend kalkig zu sein, gelegentlich mit Dolomit-Rhomboederchen (0,01–0,02). Im Anschliff erscheinen sie jedoch durch Titangelb intensiv gefärbt. Es handelt sich demnach um hoch Mg-haltigen Calcit. Gelegentlich finden sich Foraminiferen, Glaukonitkörner. Im Anschliff ist stellenweise Grün-Färbung (durch Glaukonit) sichtbar.

6. Unregelmässig häufig verteilter, schlecht konturierter, völlig kalkspatierter Organodetritus (Bivalvenschalen-Trümmer) und Pseudooide, oft mit Grün-Färbung oder grünen Körnern (Glaukonit), in einer Grundmasse aus feineren (0,001–0,005) und gröberen, mehr idiomorphen Dolomit-Körnern bzw. -Rhomboederchen (0,01–0,03), die ein früheres, calcitisch-spätiges Gefüge weitgehend verdrängen (nur unter gekreuzten Nicols fügt sich der in den interstitiellen Räumen noch erhaltene Calcit mehr oder minder deutlich zu grossen Einkristallen (um 0,5–1). Die gröberen Dolomit-Rhomboederchen wachsen von der Matrix aus oft in das calcitisch-spätige Gefüge des Organodetritus ein, bis zu seiner fast vollständigen Verdrängung. Erzkörner, vor allem im Organodetritus.

7. Ähnlich wie 6, doch sind die detritischen Komponenten besser konturiert. Häufig kommen kryptokristalline, deutlich konturierte detritische Partikel vor (z. T. wahrscheinlich Crustaceen-Koprolithen), sowie grössere kryptokristalline Komponenten (Cyanophyceen-Knollen) mit denselben detritischen Komponenten wie in der Grundmasse.

8. (cf. Fig. 4). Gut figurierte, konzentrisch und radial struierte Ooide (um 0,5) in calcitisch-spätiger Grundmasse. Als Matrix fungiert stellenweise in Nestern und Schlieren kryptokristallines, oft kavernös-schwammiges biogenes Material aus hoch Mg-haltigem Calcit (wahrscheinlich Cyanophyceen), häufig durchsetzt von Dolomit-Rhomboederchen (um 0,02). Dasselbe Material tritt auch auf in Knöllchen von der gleichen Grössenordnung der Ooide, gewöhnlich mit dünnem oolithischem Saum, ebenso im Kern von Ooiden, oder meist lagenweise an deren konzentrischem Aufbau beteiligt, gelegentlich asymmetrisch auswachsend, dann zu exzentrischen Ooiden führend, oder mehrere Ooide verkittend, wobei solche Gruppen das Zentrum grösserer Ooide bilden können. Das radiale Gefüge der Ooid-Lagen erscheint meist von feinkörnigem biogenem Material korrodiert und ersetzt, und zwar stärker, bis zur fast vollständigen Verdrängung, wo die Ooide in der biogenen Grundmasse selbst liegen. Vereinzelt Foraminiferen, Erzkörner.

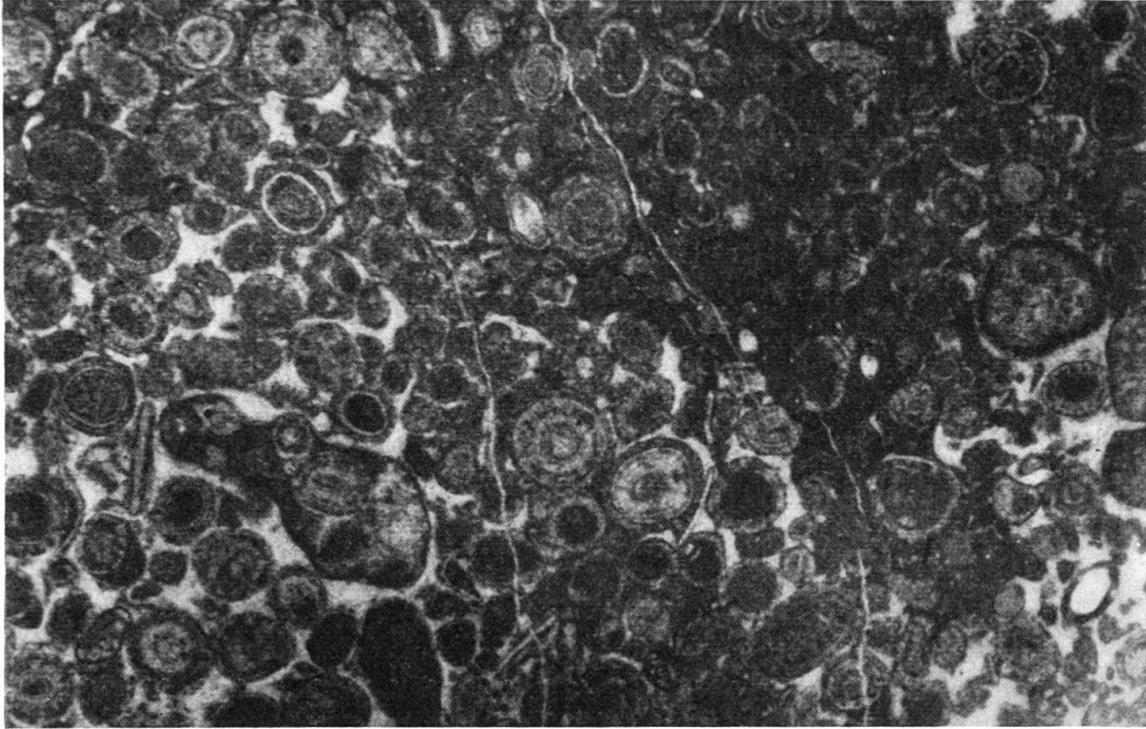


Fig. 4. S. Agata Nr. 8. Als Grundmasse des Ooliths fungiert in grösseren Bereichen kryptokristallines, biogenes Material, das auch am Aufbau der Ooide beteiligt ist. Links ein «grapestone lump» (vgl. p. 569). 20 ×.

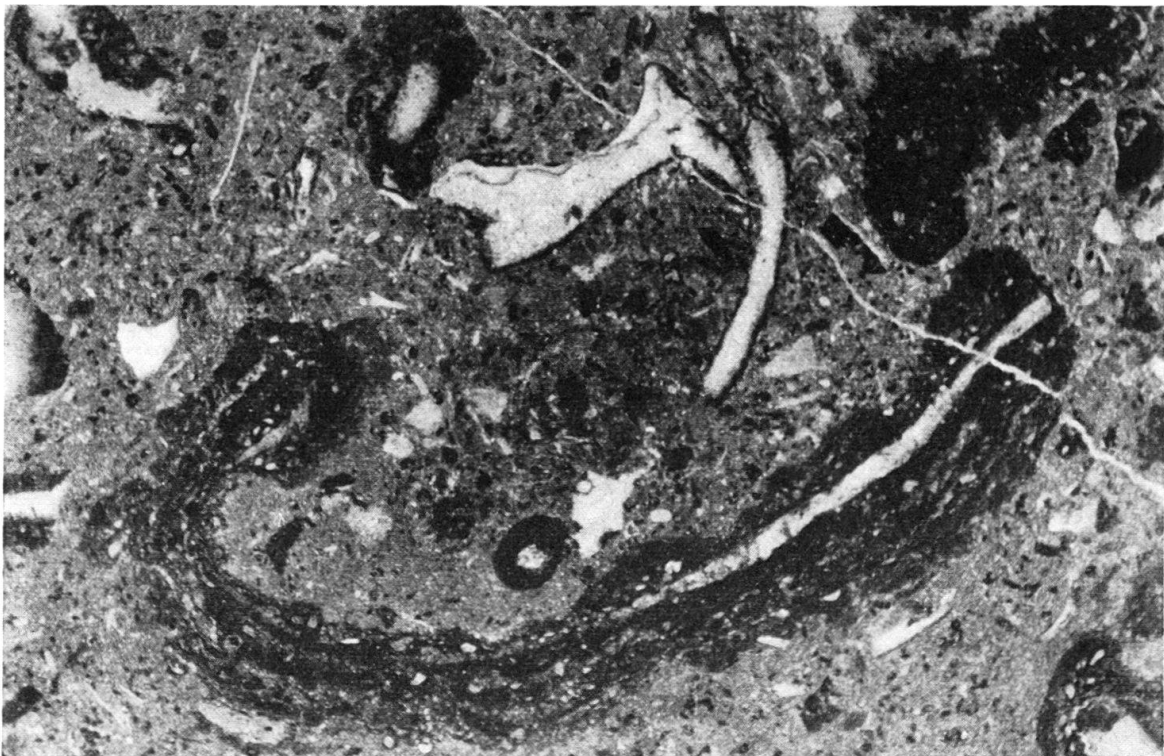


Fig. 5. S. Agata Nr. 9. Mumien, bestehend aus biogen korrodierten Bivalvenschalen bzw. ihren Trümmern und biogenen Krusten (Girwanellen und Nubekulariden). Die pelitische Matrix, die stark metasomatisch dolomitisiert erscheint, enthält auch resedimentierten Detritus, der vorwiegend von den biogenen Krusten stammt. 9 ×.

9. (cf. Fig. 5). Bivalvenschalen, meist kalkspatisiert, selten mit erhaltener Prismen-Struktur, enthalten Glaukonit und Erzkörner und sind umgeben von dichten calcitischen Krusten (Cyanophyceen und Nubekulariden), die meistens ein dichtes Netz von gewundenen Gängen mit gerundetem Querschnitt (\varnothing um 0,02–0,1) aufweisen, deren Lumen kalkspatisiert oder von pelitischem Calcit erfüllt ist, der im Korn der Grundmasse entspricht. Die Schalen sind meist undeutlich konturiert, weil vom biogenen Material korrodiert und durchdrungen. Häufig sind auch feine, sehr undeutliche, da im Korn des Lumens kaum vom dichten Material unterschiedene Gänge. Die «Mumien» liegen in einer calcitisch-pelitischer Grundmasse (um 0,005) mit regelmässig verteilten Dolomit-Rhomboederchen (0,01–0,05, ca. 50 bis 75% der Grundmasse). Als weitere Komponenten treten kalkspatisierte Schalentrümmer und eckige, offenbar aufgearbeitete Stücke der biogenen Krusten auf.

10. Reiner oolithischer Kalk. Ähnlich 8, doch tritt der Anteil an biogenem, hoch Mg-calcitischem Material zurück. Dies ist nur am Aufbau der Ooide, wie in 8, beteiligt, umgibt als dünne Krusten detritische Partikel und bildet selten Knöllchen. Die Ooide enthalten im Zentrum oft Foraminiferen, Schalendetritus, Echinodermen-Trümmer, detritische Partikel aus pelitischem calcitischem Material. Der interstitielle Raum ist kalkspatisiert, prismatisch-wandständig um die Ooide, mit verzahnter Textur in den Zwickeln. Gelegentlich finden sich Ooide mit grünem Kern (Glaukonit) und Erzpartikel (Pyrit, Limonit), manchmal diskordant zum oolithischen Gefüge. Selten treten kleine Gastropoden und Bivalvenschalen auf.

11a. (cf. Fig. 6). Spergenit, ausserordentlich dicht erfüllt von Organodetritus: Bivalvenschalen-Trümmer, teils kalkspatisiert, teils mit erhaltener Prismenstruktur, vor allem bei dickeren Schalen; Echinodermen-Trümmer, kleine Gastropoden. Sie sind meist von biogenen, kryptokristallinen, kavernösen Krusten (Cyanophyceen mit Beteiligung von Nubekulariden) umgeben. Dasselbe Material füllt auch Lumina von Gastropoden und Echinodermen-Trümmern, tritt oft selbständig als Knollen und deren Detritus (0,01–0,1, gewöhnlich um 0,05) auf, beteiligt sich am Aufbau von Oiden und verkittet sie zu Gruppen (vgl. 8, 10). Als Matrix fungiert pelitischer Calcit (0,001–0,005) von wechselndem Mg-Gehalt. Die Grundmasse, selten das dichte

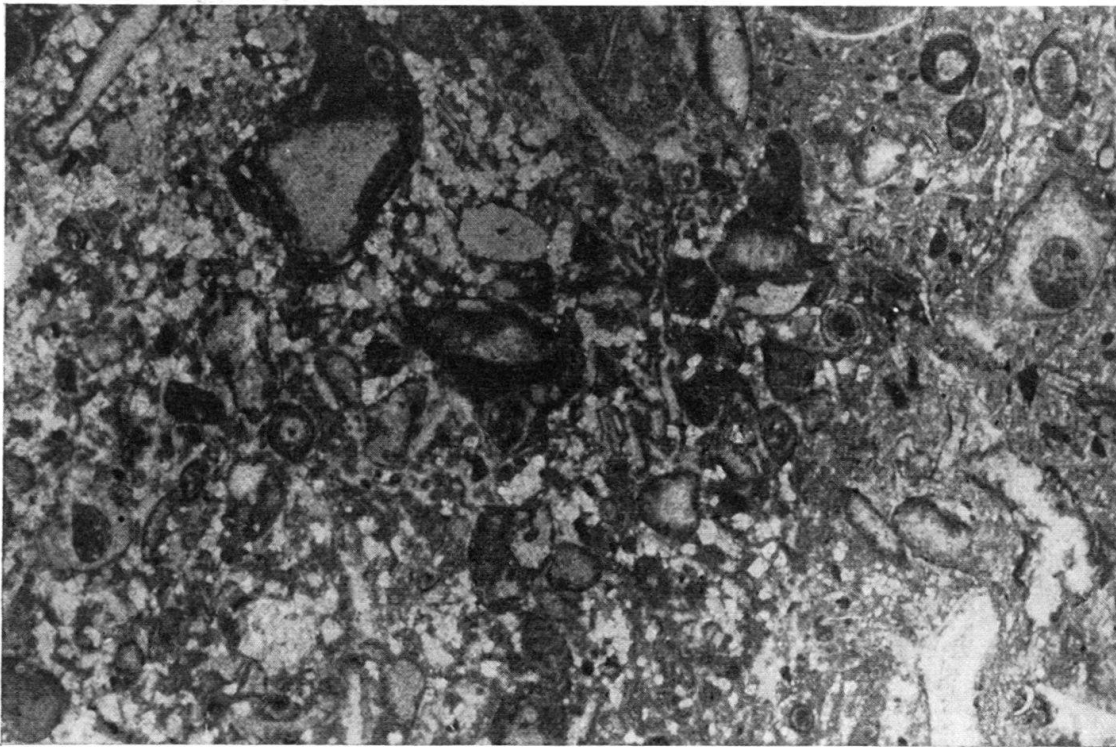


Fig. 6. S. Agata Nr. 11a. Von Cyanophyceen und Nubekulariden umkrusteter Organodetritus und vereinzelte Ooide in mikrokristalliner calcitischer Grundmasse, die bereichsweise von grossen metasomatischen Dolomit-Rhomboederchen durchsetzt erscheint. 20 \times .

biogene Material, ist mehr oder weniger stark von grossen Dolomit-Rhomboederchen (0,05–0,1) durchsetzt. Sie enthält auch Limonit-Partikel und limonitisches Pigment.

11 b. (cf. Fig. 7). Kalkpelit (0,005–0,01), teilweise rekristallisiert (verzahnte Körner 0,02–0,05). Darin sind lagenweise – nach mm bis cm mächtig, \pm scharf begrenzt – Ooide von derselben Art wie in 10 und 12 eingebettet (mit starker Beteiligung von biogen angelagertem, hoch Mg-haltigem Calcit, wodurch die radiale Struktur meist verundeutlicht erscheint), doch oft von unregelmässiger Form, exzentrisch, länglich. Sie enthalten als Kern Foraminiferen, meist kalkspatisierten Schalendetritus, Echinodermen-Trümmer und Cyanophycen-Knöllchen. Oft findet sich, mit den Ooiden zusammen, Organodetritus ohne oder nur mit dünnem oolithischem Saum, dann rekristallisiert und schlecht figuriert; gelegentlich Crustaceen-Koprolithen. Es kommen auch Lagen vor, die vorwiegend gerundete detritische Körperchen enthalten, bestehend aus kryptokristallinem, hoch Mg-haltigem Calcit (Koprolithen?), sowie, untergeordnet, gerollte Ooide und deren Trümmer, und dünne rekristallisierte Schalen (Ostrakoden?), in wenig grobkörnigerer, durch Rhomboederchen dolomitisierter calcitischer Grundmasse, die mit diskordanter Abtragungsfläche auf dem Kalkpelit liegt und aufgearbeitete Stücke davon enthält.

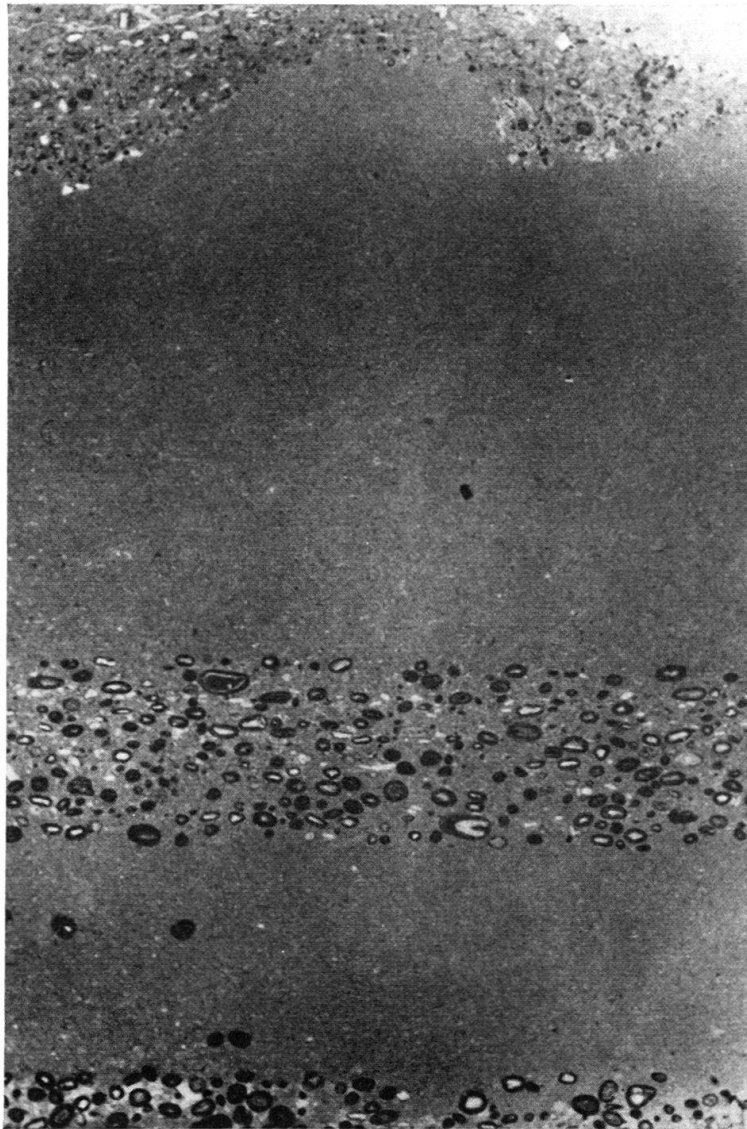


Fig. 7. S. Agata Nr. 11b. Oolithische Lagen in Kalkpelit. Ooide meist mit grossem, organodetritischem Kern und dünner Schale. 4,5 \times .

Die biogenen Anteile sind im Anschliff durch Titangelb intensiv gefärbt.

12. Im wesentlichen gleich wie 10.

13. Ähnlich wie 14, doch wesentlich inhomogener, von fast durchgehend resedimentärem Gefüge. Dichtgedrängte, primärdolomitische, sehr deutlich konzentrisch struierte Ooide, häufig mit Beteiligung von biogenen Lagen, oft mit grossem, strukturlos-detritischem oder organo-detritischem Kern (dolomitspatisierte Schalentrümmer, Echinodermen-Trümmer); Knöllchen aus kryptokristallinem biogenem Material (z. T. Cyanophyceen); dasselbe Material verkittet Ooide und Organodetritus zu grösseren traubigen oder knolligen Aggregaten, die oft noch einen teilweise dolomitspatisierten Saum aus (bohrenden?) Cyanophyceen aufweisen; Gastropoden, Bivalvenschalen-Trümmer mit dünnem oolithischem Saum oder biogener Kruste. Grössere, zusammenhängende Massen von kryptokristalliner biogener Grundmasse fehlen, dürften aber ursprünglich vorhanden gewesen sein, angedeutet durch das in den Interstitia des stellenweise verzahnten Dolomit-Rhomboederchen-Gefüges erhalten gebliebene kryptokristalline Material.

Dieses Gefüge ist paradiagenetisch zerbrochen und von ursprünglich feinpelitischem Sediment (im Handstück heller als die oolithischen Partien), offenbar unter Druck injiziert. Diese Füllmasse ist durch schlierig-fluidal angereicherte Rhomboederchen dolomitisiert, wobei das ursprüngliche pelitische Gefüge als Relikt in den Interstitia noch erhalten ist. Sie durchdringt das rupturrell beanspruchte Gefüge teils \pm konkordant in «Lagergängen» der mm- und cm-Grössenordnung, teils in grösseren, unregelmässig begrenzten Bereichen, mit diskordanten Apophysen und haarfeinen Ausläufern, und mit darin schwimmenden Trümmern des oolithischen Materials. Die Grenzen sind im Dünnschliff nicht scharf, weil das injizierte Material, vor allem was das Gefüge anbelangt, der Grundmasse des Kalkarenits sehr ähnlich sieht, da die Rhomboederchen-Dolomitisation in beiden gleichzeitig erfolgt sein dürfte. Die Ooide und andere detritische Partikel sind in gewissen, häufig flächig angeordneten Bereichen zerbrochen. Manchmal sind nur die äusseren Ooid-Lagen geborsten. Gelegentlich sind Limonit-Körner und interstitiell verteiltes limonitisches Pigment enthalten.

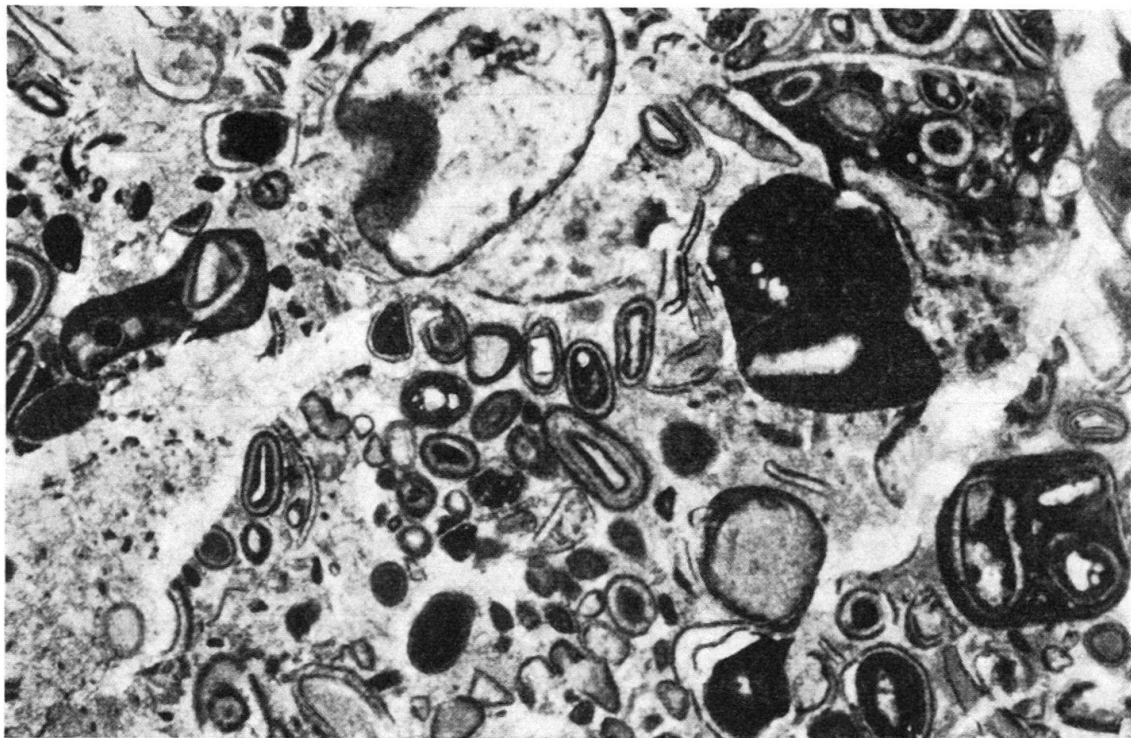


Fig. 8. S. Agata Nr. 14. Syngenetisch-dolomitische Ooide mit scharf abgezeichneten rekristallisierten Lagen, composite grains und botryoidal lumps. Das ganze Gefüge ist mehrmals paradiagenetisch zerbrochen und in verschiedenen Generationen von Grundmasse resedimentiert.

14. (cf. Fig. 8). Ooide, denen in 15 sehr ähnlich, doch mit noch deutlicher sich abhebenden primärdolomitischen, aphanitischen Lagen, die Körner in den dolomitisierten Lagen verzahnt, selten rhomboedrisch-idiomorph. Sie sitzen zusammen mit biogenen, kryptokristallinen Knöllchen oder kombiniert mit analogem Material (lagenweise am Aufbau der Ooide beteiligt, Ooide zu Gruppen verkittend, in biogenen Knöllchen mit oolithischem Saum), unregelmässig dicht verteilt in 3 Typen von Grundmasse: a) grössere kryptokristalline, feinen Organodetritus-führende, biogene Bereiche, meist mit unscharfen Grenzen, gelegentlich krümelig zerbrochen übergehend in b) mikrokristallines verzahntes Dolomitgefüge (ähnlich wie das in den dolomitisierten Ooid-Lagen) mit kryptokristallinen Relikten in den Interstitia und detritischen Partikeln von a), und schliesslich c) dolomitspatisiertes Gefüge, in das a), meist mit scharfer oder krümelig zerbrochener Grenze, übergeht. Die schaligen Ooide in diesem Grundmasse-Typ sind oft zerbrochen (aus a) oder b) resedimentiert).

15. Grundmasse vorwiegend aus feinen, metasomatischen Dolomit-Rhomboederchen (0,01–0,02), gelegentlich in den Interstitia noch calcitisch. Manchmal in schlierigen Bereichen grobkörniger dolomitiert (0,05–0,1, belteropore spätere Dolomitisation?). Darin befinden sich kryptokristalline biogene Partikel: in einigen Fällen als Cyanophyceen-Knöllchen identifizierbar, z. T. vielleicht auch Koprolithen; zu traubigen Aggregaten verkittete Ooide und Pseudooide; charakteristisch akzentuiert-konzentrisch struierte Ooide: gewisse Lagen sind metasomatisch dolomitiert (gleiche oder wenig gröberes Korn wie Grundmasse), andere sind aphanitisch, primärdolomitisch und heben sich scharf ab. Ursprünglich bestand vielleicht eine Wechselagerung von primärdolomitischen und aragonitischen Lagen. Gelegentlich sind auch einzelne primärdolomitische Lagen, besonders sehr dünne, von der Rhomboederchen-Dolomitisation teilweise erfasst, deformiert oder verwischt, dann oft in den Interstitia als Relikte noch erhalten. Manchmal sind auch biogene Knöllchen teilweise oder fast ganz metasomatisch dolomitiert. Limonitkörner und interstitiell verteiltes limonitisches Pigment.

16. Calcimetrie:	Calcit	43,9%
	Dolomit	2,0%
	Gesamtcarbonat	45,9%
	Ton, Limonit, Quarz	54,1%

Schlammrückstand: meso- bis makro-kristalline, eckig-detritische karbonatische Körner mit limonitischem Pigment; gerundete oder traubige, weisse, krypto- bis mikrokristalline (biogene?) karbonatische Partikel; wenig detritischer Quarz; Limonit-Körner und viel an Ton gebundenes Pigment.

17a. (cf. Fig. 9). Primärdolomitische¹⁰⁾, deutlich konzentrisch struierte Ooide (aphanitische, manchmal radial struierte, im Anschliff weiss bis hellgrau, im Dünnschliff bräunlich erscheinende Lagen) gewöhnlich mit grossem Kern aus dolomitspatiertem Schalen-Detritus, Echinodermen-Trümmern, Foraminiferen (gelegentlich weist Organodetritus von derselben Art nur einen dünnen dolomitisch-oolithischen oder biogen-kryptokristallinen Saum auf), in kryptokristalliner, wahrscheinlich biogener, durch Titangelb stets, durch Hämatoxylin nur unregelmässig-wolkig gefärbter Grundmasse¹¹⁾. Diese Grundmasse enthält ausserdem Knöllchen aus analogem, strukturlosem Material mit kavernösem Saum (wahrscheinlich durch bohrende Cyanophyceen entstanden); durch ähnliches Material zu traubigen Aggregaten verkittete Ooide und Pseudooide; kleine Rundkörperchen (Koprolithen?) aus zur Grundmasse analogem Material, die sich schlecht von dieser abheben; Gastropoden und schliesslich feinen Organodetritus (Schälchen, Holothurien-Rädchen). Stellenweise fungiert mikrokristallines, feinpelitisches Material, beziehungsweise dolomitisch-spätiges Gefüge als Grundmasse, wobei am Übergang zu diesen beiden Grundmasse-Typen das kryptokristalline Gefüge randlich krümelig zerbrochen erscheint. Manchmal finden sich Limonit-Körner und schlierig verteiltes limonitisches Pigment.

¹⁰⁾ Die Ooide sind durch Hämatoxylin meistens deutlich gefärbt, wenn auch nicht intensiv. Die Unterscheidung von Dolomit nach FRIEDMAN scheint uns, was die Hämatoxylin-Färbung bei aphanitischem Gefüge anbelangt, nicht zuverlässig zu sein. Jedenfalls halten wir es für unwahrscheinlich, dass die Ooid-Lagen aus hoch Mg-haltigem Calcit bestehen. Denn sie werden durch Titangelb in nur 5% NaOH-Lösung nicht gefärbt, erst in 30%, was für Dolomit spricht.

¹¹⁾ Die von Hämatoxylin nicht gefärbten Partien der kryptokristallinen Grundmasse unterscheiden sich im Dünnschliff sonst keineswegs von den gefärbten.

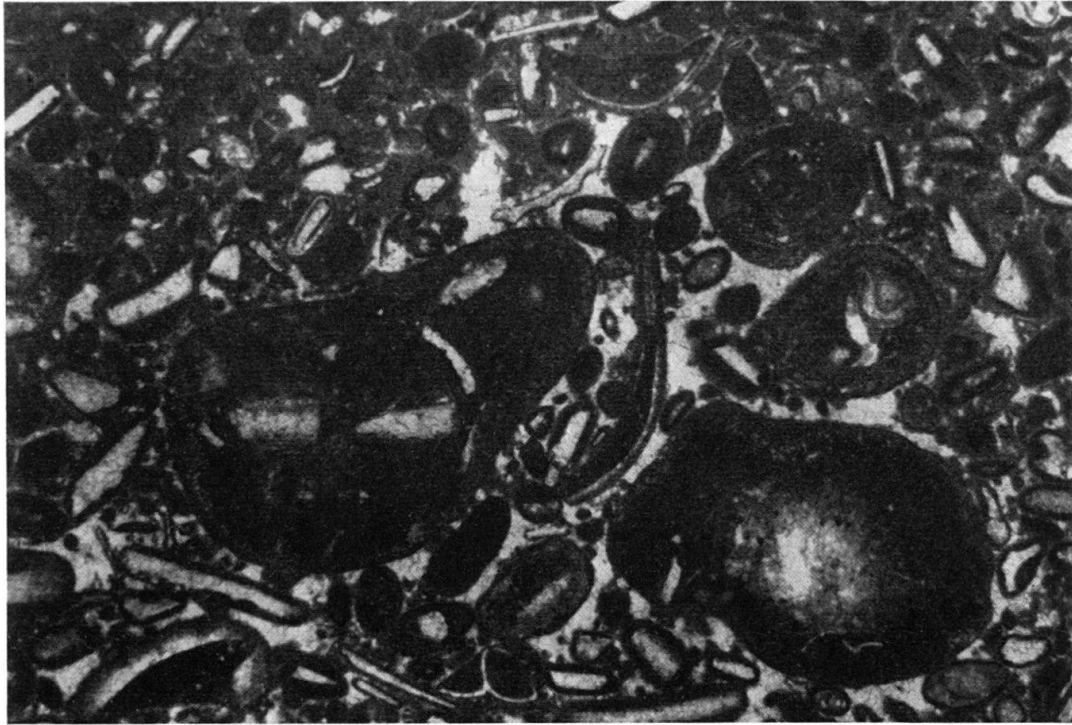


Fig. 9. S. Agata Nr. 17a. Syngenetisch-dolomitische Ooide, kleine Pseudooide, Organodetritus mit dünnen oolithischen oder biogenen Säumen und composite grains, deren Peripherie durch bohrende Organismen bearbeitet wurde, teils in kryptokristalliner, biogener, syngenetisch-dolomitischer Grundmasse, teils in dolomitisch-spätiger Matrix. 20 \times .

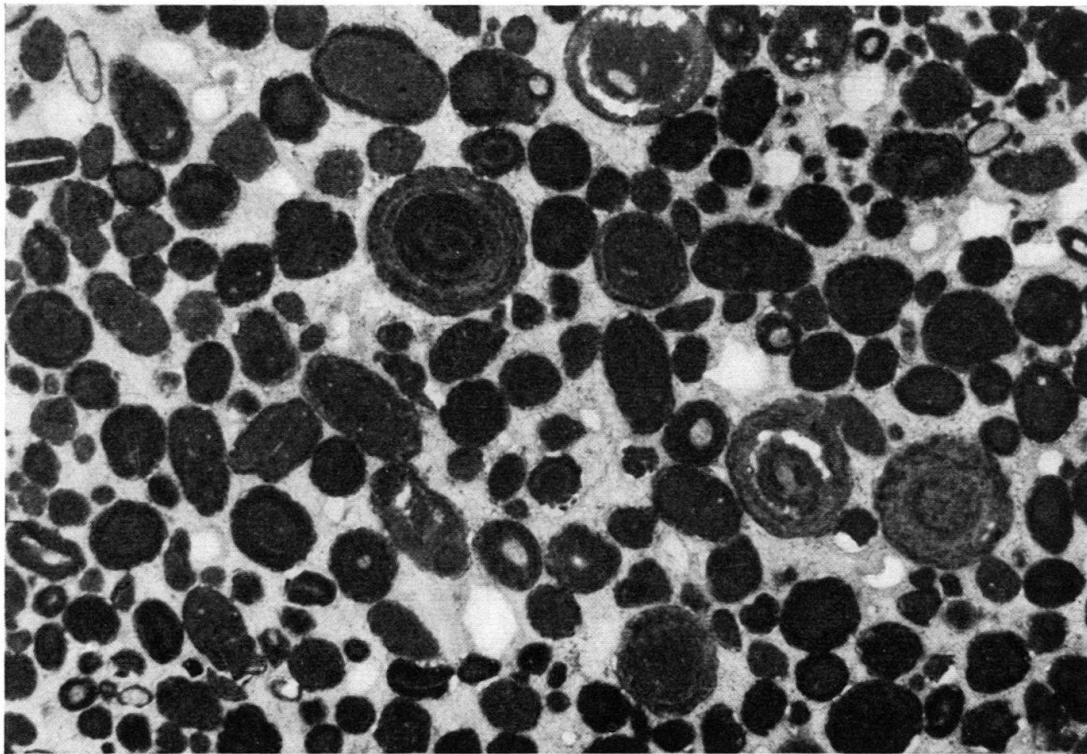


Fig. 10. S. Agata Nr. 17b. Pseudooide, oft mit oolithischem Saum ("superficial ooids") und syngenetisch-dolomitische Ooide, meist mit gekräuselten Lagen, in dolomitisch-spätiger Grundmasse. 20 \times .

17b. (cf. Fig. 10). Grosse Ooide, deutlich konzentrisch aus primär-dolomitischen Lagen bestehend. Meistens besitzen sie einen grossen strukturlosen Kern aus krypto- bis mikrokristallinem Dolomit (dolomitisierter biogener Calcit?). Oft kommen kleinere und grössere Körper vom selben Material mit dünnem oolithischem Saum vor. Die Ooide sind häufig lagenweise krypto- bis mikrokristallin rekristallisiert (oder dolomitiert? falls es sich um ursprünglich biogene Anteile handelte). Viele Ooide weisen leicht gekräuselte Lagen auf, vor allem aussen. Grundmasse dolomitisch-spätig.

17c. (cf. Fig. 11). Meist völlig dolomitspatisierte Ooide, gelegentlich mit noch erhaltenem detritischem oder organodetritischem Kern und seltener einzelnen konzentrischen Lagen, in kryptokristalliner, hoch Mg-haltiger, biogener calcitischer Grundmasse (Algen?), die feinsten Organodetritus enthält (gelegentlich sind Spongien-Nadeln und Holothurien-Rädchen identifizierbar). Viele der spatisierten Ooide besitzen einen dünnen Saum von ebenfalls kryptokristallinem, wahrscheinlich biogenem Calcit, der sich im ungefärbten Dünnschliff und im titangelb gefärbten Anschliff kaum von der Grundmasse abhebt, doch durch Hämatoxylin viel intensiver gefärbt wird als die Grundmasse. Diese erscheint stellenweise scharf rupturrell oder fein-krümelig zerbrochen oder aber schlierig-fluidal deformiert und mikrokristallin calcitisch rezementiert.

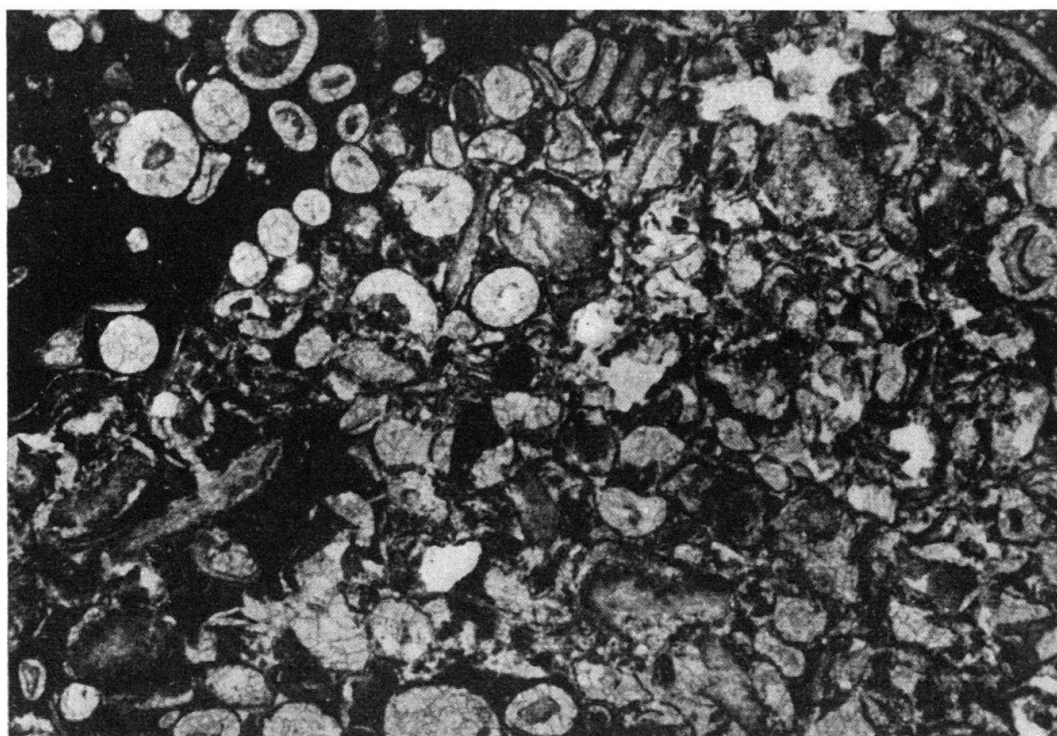


Fig. 11. S. Agata Nr. 17c. Dolomitspatisierte Ooide, oft mit noch erhaltenem Kern, in kryptokristalliner, Mg-calcitischer biogener Grundmasse. In schlierig angeordneten Bereichen ist das Gefüge paradiagenetisch deformiert 20×.

18. (cf. Fig. 12). Rein kalkiger Spergenit. Cyanophyceen und Nubekulariden nehmen grösseren Anteil am organodetritischen Gefüge: als Krusten um Bivalvenschalen – primärfiguriert oder kalkspatziert – und deren Trümmer; um Echinodermen-Trümmer, Ooide oder Ooid-Gruppen, um strukturlose detritische Partikel aus feinpelitischem Material; als Füllung von Gastropodenschalen sowie als selbständige Knöllchen. Die calcitische Matrix ist feinpelitisch, nesterweise spätig rekristallisiert. Einzelne, meist abgerollte Ooide. Der Anschliff zeigt unregelmässig-wolkig verteilte Partien, in denen die Grundmasse, einzelne Ooid-Lagen und gelegentlich biogene Krusten durch Titangelb gefärbt erscheinen. Vereinzelt Körner von Limonit, Pyrit, grüne Ooide (Glaukonit), auf die Matrix verteiltes limonitisches Pigment.

19. (cf. Fig. 13). Stark oolithischer Spergenit, mit vorwiegend biogen-calcitischem Anteil. Die Ooide (vom Typus 10, 12) sind oft nach ss gestreckt, wie zerflossen, vielleicht auch durch

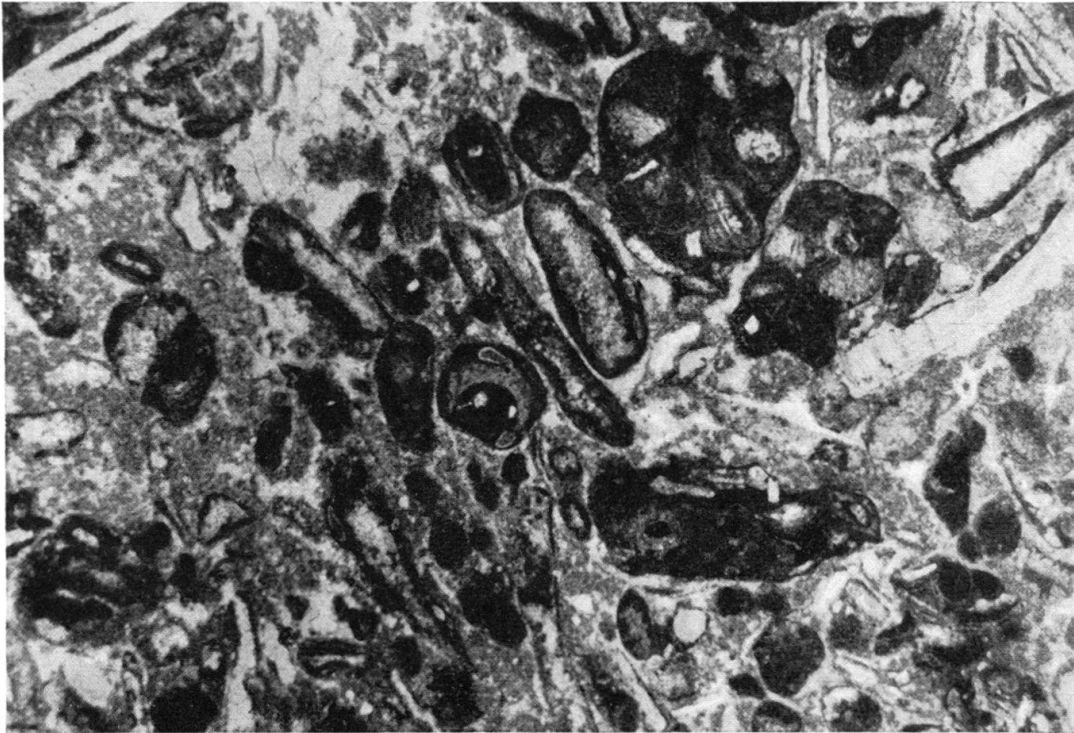


Fig. 12. S. Agata Nr. 18. Cyanophyceen und Nubekulariden bilden Krusten um Organodetritus, Ooide und Pseudooide und verkitten sie zu grapestone lumps und composite grains. Grundmasse mikrokristallin, in Nestern spätig rekristallisiert. 20 \times .

Kompaktion deformiert. Die Grundmasse besteht aus sehr feinkörnigem, wahrscheinlich biogenem Material, mit undeutlich konturierten, kalkspatisierten, gewundenen Gängen; wo die Ooide besonders deformiert sind, ebenfalls nach ss gestreckt. Gelegentlich unregelmässig lagenweise auftretende feinelitische Grundmasse mit spärlicheren, nicht oder wenig deformierten Ooiden. Dicke Prismenschalen von Lamellibranchiern (Austern? Megalodontiden?). Seltene Nubekulariden. Im Anschliff erscheinen die Grundmasse und einzelne Ooid-Lagen wolkig-schlierig stark an Intensität wechselnd von Titangelb gefärbt.

20a. Wolkig unregelmässig, zu ca. 25–75% durch kleine Rhomboederchen dolomitierter Kalkpelit, gelegentlich mit schlecht konturierten detritischen Partikeln, z. T. Ooiden, frühdiagenetisch brecciert: die eingedrungene Grundmasse besteht aus im Handstück heller erscheinendem, nur schwach dolomitiertem Kalk. Die Konturen der älteren, stärker dolomitierten Phase sind nicht immer scharf, wahrscheinlich wegen der sie verwischenden, die Breccierung überdauernden metasomatischen Dolomitisation.

20b. Wie 20a, doch erfolgte hier die Rhomboederchen-Dolomitisation mehr belteropor, einem Ruptur-Netz folgend, das durch die Dolomitisation selbst wieder undeutlich gemacht wurde.

21a. (cf. Fig. 14). Rein calcitischer (durch Hämatoxylin vollständig gefärbter) Spergenit: Ooide vom Typ 10, 12; deformierte Bivalvenschalen mit dünnen biogenen Krusten, Knöllchen aus kryptokristallinem, kavernösem biogenem Material (Cyanophyceen?). Sehr häufig sind kleine, \pm kugelige Körper (um 0,05), bald ganz aus kryptokristallinem, biogenem Calcit bestehend, bald hohl, mit kalkspatisiertem Lumen. Dass es kugelige Körper und nicht etwa Querschnitte von Röhrchen sind, was im Dünnschliff nicht zu entscheiden ist, zeigt sich beim Betrachten des geätzten Anschliffes. Das kryptokristalline Material, vor allem das der kleinen kugeligen Körper, ist hier von Titangelb gefärbt. Verkittende Kalkspatisation von verzahntem Gefüge, feinkörniger und meist wandständig um die Komponenten, makrokristallin in den Zwickeln.

21b. (cf. Fig. 15). Grössere knollige oder schlierige Massen von kryptokristallinem biogenem Gefüge (Cyanophyceen), von äusserst unregelmässigen, im allgemeinen scharfen, gelegentlich



Fig. 13. S. Agata Nr. 19. Biogener Calcit (von Cyanophyceen ?) nimmt grossen Anteil am Gefüge: in der Grundmasse, um korrodierte Bivalvenschalen, in Ooiden. Die Ooide sind meistens para-diagenetisch plastisch deformiert, in schlierigen Bereichen besonders stark. 20×.

krümelig zerbrochenen Konturen. Sie sind selbst im Innern schlierig-fleckig, enthalten vereinzelte, meist kleine Ooide oder deren Gruppen, gerundete detritische Partikel mit oolithischem Saum, sich ± deutlich abhebende Cyanophyceen-Knöllchen; feinen Organodetritus, Nubekulariden (vor allem Krusten um die Ränder bildend) und Molluskenschalen-Trümmer, gelegentlich mit ausgezeichnet erhaltener primärer Struktur, dann oft als Terebratel-Schalen identifizierbar. Diese Cyanophyceen-Massen sind kavernös, oft zerbrochen. Sie liegen zusammen mit gelegentlich zerbrochenen oder abgerollten Ooiden vom selben Typus wie in 10, 12 und kleinen Cyanophyceen-Knöllchen (manchmal mit Beteiligung von Nubekulariden) sowie feinem biogenem Detritus in mehrfach resedimentärer Grundmasse: fein-pelitisches, mechanisch angelagertes K₂, feinen Organodetritus enthaltend, oft deutlich geopetal angeordnet, besonders wo es in die Hohlräume und zerbrochenen Bereiche der Cyanophyceen-Knollen hineingreift. Restliche Lumina durch verkittende Kalkspatisation erfüllt.

22a. Calcimetrie:	Calcit	31,8%
	Dolomit	38,8%
	Gesamtkarbonat	70,6%
	Ton, Limonit	29,4%

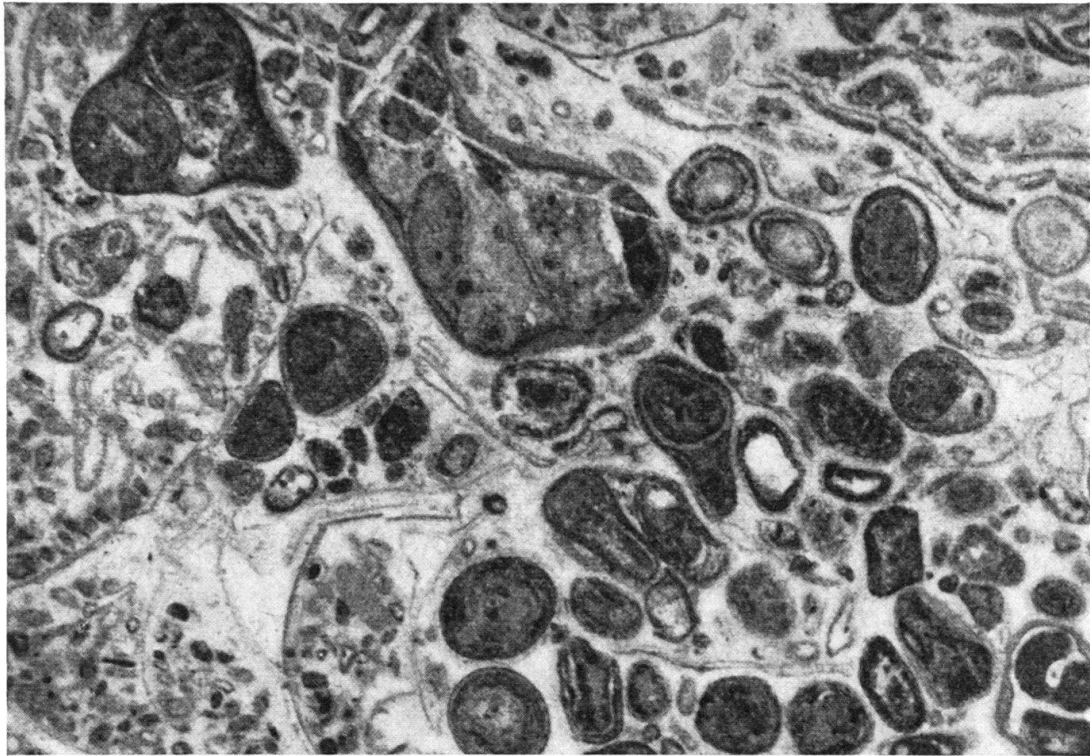


Fig. 14. S. Agata Nr. 21 a. Ooide, gerundete Knöllchen aus kavernösem biogenem Material (Cyanophyceen?) mit dünnem oolithischem Saum, «botryoidal lumps» (cf. p. 569), deformierte Bivalvenschalen mit dünnen biogenen Krusten und «Calcisphären» in später Grundmasse. 20×.

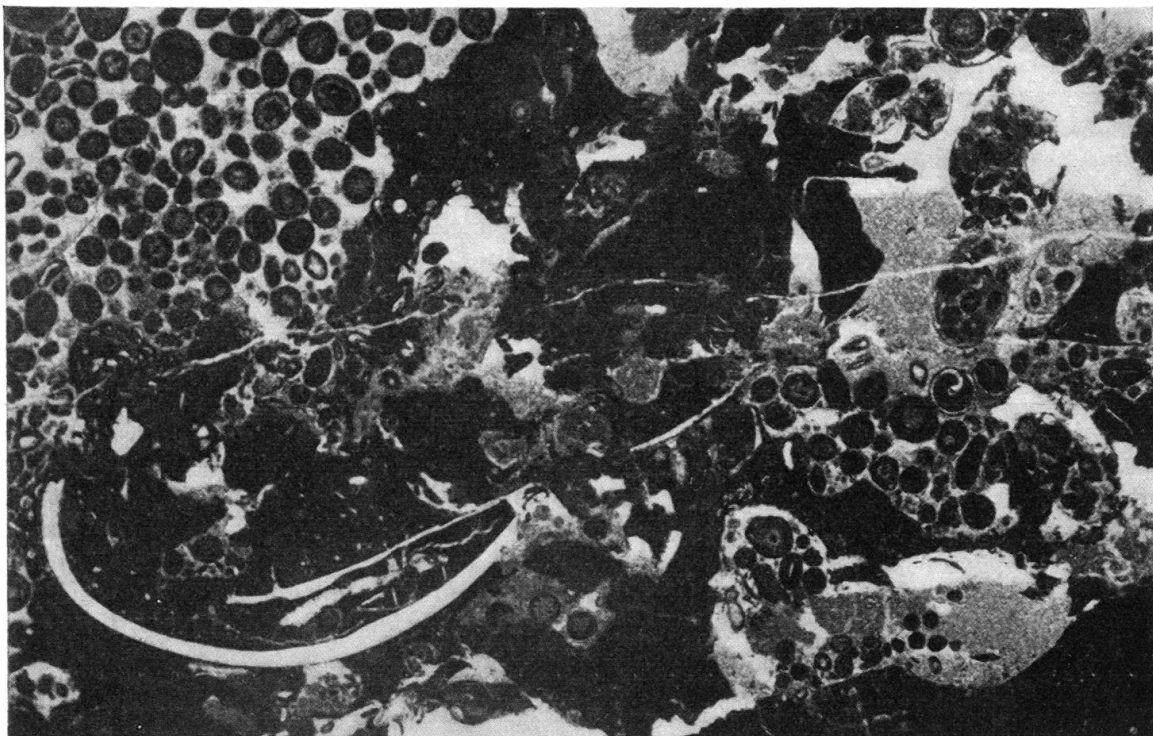


Fig. 15. S. Agata Nr. 21 b. Syngenetisch zerbrochene, grosse kavernöse Massen von kryptokristallinem, biogenem Material (Cyanophyceen und Nubekulariden). In den Höhlen syngenetisch resedimentierte Ooide und geopetal angeordnetes mikrokristallines Resediment. Unten links ausgezeichnet erhaltene Terebratelschale. 9×.

Schlämmrückstand: karbonatische Einkristalle und detritische Partikel von verschiedener Korngrösse (vorwiegend mittel- bis grobkörnig). Organodetritus selten, gelegentlich Schalenrümmer.

22b. Calcimetrie:	Calcit.	62,1%
	Dolomit	8,6%
	Gesamtkarbonat	70,7%
	Ton, Limonit	29,3%

Schlämmrückstand: Vorwiegend mikrokristalline detritische karbonatische Partikel. Viel limonitisches Pigment. Kein Organodetritus.

22c. Calcimetrie:	Calcit.	21,0%
	Dolomit	63,9%
	Gesamtkarbonat	84,9%
	vorwiegend Ton	15,1%

Schlämmrückstand: nur detritische Karbonat-Partikel von ziemlich einheitlichem Korn (mikrokristallin); kein Organodetritus.

23. Schlierig-fleckiges, dolomitisches, stellenweise kalkarenitisches Gefüge, leicht mergelig. Vorwiegend feine Dolomitrhomboederchen (0,005–0,01); in den interstitiellen Räumen fleckig verteilt noch feineres pelitisches Material. In Schlieren und Nestern finden sich ± gerundete Partikel (∅ 0,1 mm) aus kryptokristallinem, hoch Mg-haltigem Calcit, wahrscheinlich Detritus von biogenem Material, manchmal schlierig-flockig, ohne scharfe Grenzen; korrodierte dolomitische Einkristalle mit Einschlüssen oder Saum von Limonit; ferner untergeordnete detritische Quarz-Körner.

Paradiagenetische Breccierung, eingedrungenes pelitisches Material, sehr ähnlich wie das rapturell beanspruchte, darum erscheint die Breccierung im Dünnschliff undeutlich, erst im angeätzten Anschliff deutlicher. Über das ganze Gefüge sind limonitische Körner verteilt.

Calcimetrie:	Calcit.	11,2%
	Dolomit	82,5%
	Gesamtkarbonat	93,7%
	Ton, Quarz, Limonit	6,3%

24a. Gefüge von Dolomit-Rhomboederchen, die dazu neigen, sich in Gruppen zu drängen und von grösseren, verzahnten Dolomitkristallen.

24b. Ursprünglich kalkarenitisches (oolithisches?) Gefüge durch Rhomboederchen-Dolomitisation stark verwischt. Feinkörnige detritische Partikel, in einigen Fällen wahrscheinlich ursprünglich Ooide, mit nur undeutlich konzentrischer Struktur, lagen ehemals offenbar in feipelitischer Grundmasse, die sich noch an wenigen Stellen erhalten hat. Eine erste Dolomitisationsphase (Rekristallisation) führte zu weitgehender Verwischung des kalkarenitischen Gefüges. Später Breccierung mit nachfolgender belteroporer und metasomatischer Rhomboederchen-Dolomitisation, wobei oft das kalkarenitische Gefüge erhalten bleibt oder noch akzentuiert wird, da sich die Rhomboederchen zuerst um die Konturen der detritischen Partikel gruppieren, sodann die Grundmasse erfassen. Sie sind stellenweise jedoch auch regellos in das ursprüngliche Gefüge eingestreut.

24c. Ähnlich wie 24b, jedoch nur mit einer deutlich unterscheidbaren Dolomitisationsphase, gekennzeichnet durch grosse, verzahnte Kristalle, die meist das ursprüngliche, feinkörnige Kleingefüge als Relikt in sich selbst noch enthalten. Dieses feinkörnige karbonatische Material tritt auch lagenweise stärker konzentriert auf, oft ganz oder teilweise calcitisch, auf die interstitiellen Räume zwischen den Dolomitkristallen oder auf die detritischen Partikel (z. T. noch als Ooide erkennbar) beschränkt. In Flecken konzentriertes limonitisches Pigment.

25. Vorherrschend mittelkörniges, verzahntes Dolomit-Gefüge mit schlecht figurierten, schlierigen oder gerundeten Bereichen, worin in interstitiellen Räumen und innerhalb der Einkristalle noch feinkörnigeres Material liegt, wodurch sie im Schliff dunkler (dichter) erscheinen. Zudem ziemlich grob dolomitspatisierte Bereiche, in einigen Fällen als dolomitisierter Organodetritus gedeutet.

26. Feinkörniges, verzahntes Dolomit-Gefüge. Darin finden sich dichtere, \pm deutlich konturierte, kleine detritische Partikel. Gelegentlich zeigen sich undeutlich begrenzte Bereiche, in denen das ursprüngliche kalkarenitische Gefüge dadurch besser abgezeichnet erscheint, dass die Grundmasse gröber spatisiert ist. Es lassen sich oft Komponenten von gleichem Korn wie das vorherrschende Dolomitgefüge als Crustaceen-Koprolithen erkennen. Breccierung und belteropore Dolomitspatiation in Rhomboederchen innerhalb des fein verteilten tektonisch beanspruchten Materials.

27a. Dolomit-Pelit mit kleinen Limonit-Partikeln.

27b. Dolomit-Pelit mit einigen detritischen Quarzkörnern, mit teils calcitisch, teils dolomitisch grob spatisiertem Detritus (Organodetritus?). Stellenweise tritt feinschichtiges Gefüge auf, aus biogen angelagertem, dichtem Material (\pm hoch Mg-haltiger Calcit) \pm stark mit Dolomit-Pelit vermischt. Die Feinschichtung ist oft paradiagenetisch zerbrochen und umgelagert, teils in grösseren Schichtpaketchen mit scharfen rupturellen Grenzen, die im pelitischen Material eingebettet liegen (Inhomogenitätsbreccien im Sinne Sanders), teils in gerundeten (gerollten) Körpern. Kleinere, eckige Trümmer, Schlieren und feinstes pelitisches Material, aus den biogenen Feinschichten aufgearbeitet, liegen im Dolomit-Pelit verteilt.

28. (cf. Fig. 16). Dolomitisch-calcitischer mm-Rhythmit. Die rythmischen Feinschichten zeigen in der Regel graded bedding: Über \pm scharfer, oft diskordanter Abtragungsfläche (manchmal mehrere Feinschichten abschneidend) folgt unregelmässig linsig verteilt grob-pelitisches bis fein-psammitisches Material: Einkristalle, detritische Quarzkörner, Glaukonit, aus dem Liegenden aufgearbeitete detritische, feinkörnige Partikel. Die grobe Fraktion geht sehr rasch in feinen Pelit über. Hoch Mg-haltiger Calcit nimmt lagenweise stark schwankenden Anteil am Gefüge, unabhängig von der Korngrösse: Limonit als Körner und in den Interstitia.

Vor allem in feinpelitischen Lagen und in der Schichtebene verlaufend sind Gänge (\varnothing 0,2–1) von lithodomen Organismen zu beobachten. Sie sind teilweise oder ganz spatisiert, zuerst calcitisch, dann dolomitisch. Auch feinere Gänge sind häufig, doch mehr auf grobkörnigere Lagen beschränkt und in allen Richtungen verlaufend (\varnothing um 0,03). Kräuselung und Slumping der Feinschichten, sowie Inhomogenitätsbreccien kommen oft vor.

29. Weitgehend rekristallisierter dolomitischer Kalkarenit. Sehr feinkörnige, gerundete oder eckige detritische Partikel (um 0,05) sowie detritischer Quarz von derselben Grössenordnung, beide in schwankender Konzentration in dolomitisch-pelitischer Matrix (beide detritische Komponenten bilden zusammen bis zu ca. 50% des Gefüges). Das kalkarenitische Gefüge ist durch verzahnte, lokal in der Intensität stark wechselnde dolomitische Rekristallisation verwischt, die jedoch im allgemeinen nur die Matrix erfasst, wobei das pelitische Gefüge der Grundmasse in den interstitiellen Räumen oder innerhalb der Einkristalle als Relikt erhalten bleibt. Gelegentlich Limonit-Körner.

30. Feinschichtiger, kalkig-dolomitischer Kalkarenit, z. T. kreuzschichtig. Feinpelitische calcitische Matrix, unregelmässig fleckig rekristallisiert, mit kleinen (0,02–0,07) detritischen Partikeln aus noch feinkörnigerem calcitischem Material sowie lagenweise stark gehäuften, mechanisch angelagerten oder an freier Anlagerungsfläche gebildeten Dolomit-Rhomboederchen (0,05–0,1). Diese wachsen lagenweise zu verzahntem Gefüge zusammen, werden dann wieder in Gruppen oder Einzelkristallen aufgearbeitet und zwischen diskordant in das aufgearbeitete spatisierte Gefüge greifenden Kalk-Pelit resedimentiert. Auch Lagen mit runden, wahrscheinlich schon vor der Wiedereinbettung in wechselnden Korngrössen und wechselnden Anteilen calcitisch bzw. dolomitisch spatisierten detritischen Partikeln (ursprünglich Ooide?) kommen vor.

Die nach Feldbefund weissen, zuckerkörnigen, massigen Kalke zeigen im Anschliff regellos verteilte, \pm sphärische, vollständig und äusserst grob dolomitspatisierte Körper (0,2–0,5 \varnothing , ehemals Ooide?) und gelegentlich einzelne Dolomit-Rhomboeder oder deren Gruppen in calcitisch-spätiger Grundmasse.

31. Kalkig-dolomitischer Kalkarenit (Spergenit). In feinpelitischer, teilweise rekristallisierter Matrix liegen verschiedenartige und verschieden grosse detritische Partikel. Die Grundmasse ist teilweise durch Rhomboederchen, die sich nicht immer deutlich abzeichnen, da sie oft pelitisches Material als Relikt enthalten, metasomatisch dolomitisiert. Stellenweise greifen die Rhomboederchen auch auf detritische Partikel über, die kalkarenitische Struktur dann verwischend. Die detritischen Partikel sind meist schlecht figuriert, oft kalkspatisiert, seltener

vor der Rhomboederchen-Bildung dolomitisiert. Gelegentlich lassen sie sich als Ooide, Foraminiferen, Molluskenschalen-Detritus oder dichte Knöllchen biogenen Ursprungs deuten. Sie sind oft durch dünne, dichte, biogene Krusten aus hoch Mg-haltigem Calcit umgeben.



Fig. 16. S. Agata Nr. 28. Mm-Rhythmit mit graded bedding. Fast ausschliesslich mechanisch angelagertes Sediment bzw. Resediment. Häufige Abtragung am Dach der Zyklen. Oben deutlich sichtbare innere Diskordanz. Auf halber Höhe Bohrgänge von lithodomen Organismen. 9×.

32. Sehr ähnlich wie 10, 12. Die Ooide sind jedoch ganz oder lagenweise rekristallisiert. Die Grundmasse, ursprünglich vielleicht pelitisch, wie sie stellenweise noch erhalten ist, erscheint weitgehend kalkspatisiert, wobei oft pelitische Relikte (vielleicht Reste zerfallener krypto-kristalliner Partikel) innerhalb der verzahnten Kristalle erkennbar bleiben. Häufig treten Molluskenschalen und deren Trümmer auf, meist kalkspatisiert, gelegentlich mit noch abgebildeter prismatischer Struktur. Sie sind fast immer von dünnen biogenen Krusten (Cyanophyceen) umgeben und oft durchdrungen (korrodiert). Selbständige Cyanophyceen-Knöllchen selten.

33. Meist kalkspatisierte Bivalvenschalen mit teilweise dicken Cyanophyceen-Krusten. Gelegentlich ist die ursprüngliche Schalenstruktur noch erhalten. Unregelmässig dicht verteilte

kugelige bis ellipsoidische Partikel aus dichtem biogen-calcitischem Material (gerollter Cyanophyceen-Detritus?, kleine Koproolithen?), seltener Cyanophyceen-Knöllchen, verkrustete Echinodermen-Trümmer und Bryozoen. Alle diese Komponenten besitzen meistens einen oolithischen Saum, der gelegentlich auch Bivalvenschalen unmittelbar umgibt. Die Matrix ist fein pelitisch-calcitisch. Gelegentlich ist dieses Gefüge krümelig zerbrochen und bildet in wenig grobkörnigerer calcitischer Matrix zusammen mit vereinzelt Ooiden und detritischem Quarz ein sekundär kalkarenitisches Gefüge.

34. Dicht gedrängte calcitische, kugelige Körperchen, wahrscheinlich biogenen Ursprungs («Calcisphären»), von derselben Art wie in 21 a, doch dadurch verschieden, dass sie von Titan gelb nicht gefärbt werden, also rein calcitisch sind. Gelegentlich rekristallisierte Cyanophyceen-Knöllchen (?). Bivalvenschalen und deren Detritus, kalkspatisiert, selten mit dünner biogener Kruste.

Matrix ursprünglich calcitisch-pelitisch, weitgehend rekristallisiert, oft als Relikt in den verzahnten Calcit-Kristallen. Um die calcitischen biogenen Körper ist oft wandständige (radial angeordnete) Kalkspatiation zu beobachten.

35. Fein-pseudoolithischer Kalk. Kalkspatizierte, meist dicke Bivalvenschalen-Trümmer mit oft dicken, feinkörnig rekristallisierten Cyanophyceen-Krusten; Gastropoden; Echinodermen-Trümmer, ebenfalls von biogenem, sehr feinkörnigem Calcit umgeben beziehungsweise gefüllt. Dieser Organodetritus liegt in einem äusserst dicht gedrängten Gefüge von \pm kugeligen Körperchen (\varnothing 0,02–0,2) aus feinkörnig-calcitischem, biogenem Material, oft mit einem dünnen, radial struierten, calcitischen (oolithischen) Saum umgeben. Vielleicht handelt es sich um gerollten Cyanophyceen-Detritus.

Die Grundmasse ist stellenweise noch fein-pelitisch, dann heben sich die biogenen Körperchen schlecht ab, jedoch vorwiegend spätig-calcitisch. Kleinforaminiferen vom Typus *Trochammina*, *Glomospira*.

Der biogene Calcit ist stellenweise leicht von Titan gelb angefärbt, demnach Mg-haltig.

36. Reiner Kalk, enthält wirr durcheinanderliegende, meist kalkspatizierte, oft stark deformierte Bivalvenschalen und deren Trümmer. Sie sind meist von einer dünnen Cyanophyceen-Kruste umgeben und \pm korrodiert. In einigen Fällen gut konturierte Cyanophyceen-Knöllchen, gelegentlich auch grössere, undeutlich konturierte Knollen oder Schlieren von Cyanophyceen, feinen Organodetritus enthaltend. Cyanophyceen (?)-Detritus sowie kleine, kugelige Körper (um 0,05) aus biogenem Calcit wie in 21 a, 34. Kleinforaminiferen, hie und da Crustaceen-Koproolithen. Matrix calcitisch-spätig, stellenweise in undeutlichen Relikten pelitisch.

37. Vorherrschend dichtes bis feinkörniges calcitisches Gefüge, wahrscheinlich biogen entstanden; unregelmässig-fleckig rekristallisiert. Sehr undeutlich kavernös; stellenweise sind feine wirre Gänge von rundem Querschnitt erkennbar. Dieses Gefüge geht ohne scharfe Grenze in ein kalkarenitisches über, wobei dasselbe biogene Material als feiner Detritus, meist undeutlich konturniert, in calcitisch-pelitischer Matrix eingebettet liegt. Beide Grundmassen-Typen enthalten völlig kalkspatizierten feinen Detritus: \pm kugelige Körper (Ooide?), Organodetritus, Foraminiferen, gelegentlich Crustaceen-Koproolithen.

2. Ökologie

Die oft ausgezeichnet erhaltenen primären Gefüge-Merkmale lassen gewisse Rückschlüsse auf oekologische Aspekte des Ablagerungsraumes dieser Sedimente zu.

Die Gegenwart von Korallen – in diesem Profil sehr untergeordnet, vielleicht allochthon, doch in nächster Nähe (Campo dei Fiori, LEUZINGER, 1926, p. 107¹²); Frascarolo (Induno), SENN, 1924, p. 572; sowie N Viggiù (Villa Mamoli, 713850/

¹²) Profil 4, Nr. 8: «Oolith, grosse Lithodendren, 0,10 m». Die Mächtigkeit ist nach unserer Überprüfung offensichtlich nicht zutreffend, es handelt sich um eine ca. 4 m mächtige Bank mit mächtigen Stöcken von *Thecosmilia clathrata* (EMMR.).

081550) in neuem Aufschluss, unpubliziert), in ansehnlichen Stöcken in situ – und die damit assoziierten, vorwiegend rein karbonatischen Kalkarenite, vor allem Oolithe, deuten auf seichtes, gut durchbewegtes, oxydierendes marines Milieu.

Gelegentlich zeichnen sich in den pelitischen, fast durchwegs sterilen, mit limonitischen Körnern (ursprünglich Pyrit) und Glaukonit auf leicht reduzierende Bedingungen hinweisenden Lagen Verschiebungen in schlecht durchbewegte, wahrscheinlich noch seichtere Räume ab. Möglicherweise handelte es sich um flache Lagunen, die durch niedrige Inselkränze vom Sedimentationsraum der Kalkarenite getrennt waren. Denn die Art der Zementierung gewisser Oolithe, Auslaugung von Ooiden aus der Grundmasse, gelegentlich Rotfärbung (verschwemmte Verwitterungsböden) weisen auf zeitweise subaerischen Bedingungen ausgesetzte Partien. Auch sind Verfärbungen von Peliten mit Oolithen zu beobachten (Nr. 11b), sowie Limonit und Glaukonit in Oolithen, die nur eingeschwemmt sein können. Somit sind auch seitliche Übergänge zwischen den beiden Milieus nachgewiesen.

3. Analogien zu den Kalkareniten der Bahamas

Im folgenden sei ein Vergleich mit den rezenten Verhältnissen in den Bahamas und Florida versucht (NEWELL & RIGBY, 1957; GINSBURG, 1957; ILLING, 1954).

a) *Rezente Sedimente.*

1. Ooide mit grossem Kern und wenigen Lagen (ILLING, 1954, p. 35, Taf. 4.3, 4.4; NEWELL & RIGBY, op. cit., p. 53): S. Agata, Nr. 32, 21a, 17b, 17a, 13, 11b, 8, 5, 1.

2. Organodetritus oder kryptokristalline Partikel mit dünnem oolithischem Saum (ILLING, 1954, p. 31, 36, Taf. 3.4, 4.6): S. Agata, Nr. 33 (hier besteht speziell Übereinstimmung in der Eigentümlichkeit, dass organodetritische Körner oft zunächst von einem kryptokristallinen und erst darüber von einem oolithischen Saum umgeben sind, vgl. ILLING, 1954, p. 40, Zeile 26–27), ferner Nr. 32, 21b, 21a, 17a, 11b, 5, 1.

3. Grössere kryptokristalline (biogene) Massen von unregelmässiger, teils unscharfer, teils krümelig zerbrochener Begrenzung. Sie enthalten oft feinen Organodetritus. Vergleichbar mit den «*friable aggregates*» der Bahamas (ILLING, 1954, p. 26, NEWELL & RIGBY, p. 52): S. Agata, Nr. 21b, 19, 18, 17c, 17a, 14, 13, 8, 3b.

4. «*Grapestone lumps*», durch kryptokristalline Matrix verkittete, noch vorspringende Ooide und Pseudooide, traubige Aggregate (ILLING, 1954, p. 30, 31, Taf. 3.7, 3.10): S. Agata, Nr. 18, 11a, 10, 8.

5. «*Botryoidal lumps*», ähnlich wie 4., doch mit oolithischem, in den Einbuchtungen dickerem, hier meist rekristallisiertem Saum (ILLING, 1954, p. 31, Taf. 4.6): S. Agata, Nr. 21a, 17b, 17a, 15, 14, 13, 11a, 8, 5, 1.

6. «*Composite grains*», gleichen Ursprungs wie «*grapestone lumps*», doch gerollt (ILLING, 1954, p. 29, Nr. 5, p. 30): S. Agata, Nr. 34, 32, 21b, 21a, 19, 18, 17a, 15, 14, 13, 11a, 10, 8.

7. Cyanophyceen-Knollen und Cyanophyceen-Krusten (ILLING, 1954, p. 31, 32, Taf. 4.2): S. Agata, Nr. 36, 35, 33, 21b, 21a, 18, 13, 11a, 9, 8, 5, 4.

8. Im Innern oft poröse, spätig verkittete kryptokristalline Partikel, aussen dichter Saum, oft mit bohrenden Cyanophyceen (ILLING, 1954, p. 31, Taf. 3.10, 4.1): S. Agata, Nr. 33, 17a, 13.

9. Kleine kryptokristalline Partikel innerhalb von grösseren (ILLING, 1954, p. 45, Nr. 6): S. Agata, Nr. 21a, 13, 11a.

10. Eindeutig identifizierbare Koproolithen, in unserem Falle von Crustaceen (Favreinen), bei ILLING (1954, p. 24–26, Taf. 3.1, 3.2) wahrscheinlich von Mollusken, nach NEWELL & RIGBY (op. cit., p. 53) eher von Krabben: S. Agata, Nr. 37, 36, 18, 11b, 3c.

b) *Plio* (?) – *Pleistocaene Sedimente* (*Cay-rock*).

1. Lagenweise (selektiv) rekristallisierte Ooide: Alternanz von oolithischen und der Grundmasse analogen Lagen (ILLING, 1954, p. 40, Zeile 20–23; vor allem p. 49, Zeile 26–29, Taf. 4.8, 4.10; NEWELL & RIGBY, op. cit. p. 58, Taf. 14, Fig. 1; GINSBURG, op. cit., p. 96, Fig. 17): S. Agata, Nr. 32, 21a, 15 (gelegentlich zeigen sich hier Annuli mit gekrümmten Kristallen, die als Segmente die Kugelschalen ausfüllen; (vgl. ILLING, 1954, p. 49, Zeile 29), 14.

2. Verkittende Spatisation in zwei Generationen (GINSBURG, op. cit., p. 96): S. Agata, Nr. 12, 10, 8, 5.

4. Unterschiede

1. Ooide in pelitischer Matrix. NEWELL & RIGBY (op. cit., p. 54, 1. Spalte, besonders unter a) haben keine freien Ooide in Kalkpelit beobachtet. In den wenigen Fällen, wo in unserem Profil freie, gut figurierte Ooide in homogener, pelitischer (nicht biogener) Matrix vorkommen (vor allem Nr. 11b), spricht ihr Aufbau aus grossem Kern (meist gerollter Organodetritus) und wenigen Ooidlagen – und damit ihre Ähnlichkeit mit rezenten Bahama-Ooiden – gegen eine Bildung in situ, wie sie in analogen Fällen von VAUGHAN und BUCHER (s. NEWELL & RIGBY, op. cit., p. 53/54) postuliert wurde.

2. Der augenfälligste Unterschied liegt darin, dass immer wieder Einschaltungen von pelitischen, fossilarmen Sedimenten vorkommen, oft tonig, mit terrigenen Komponenten, z. T. primär-dolomitisch, dann besonders auf hoch-salines, vielleicht evaporitisches Milieu deutend. Pelitische Sedimente kommen zwar auch auf den Bahamas vor, doch sind sie rein karbonitisch, in den rezenten Sedimenten aragonitisch (NEWELL & RIGBY, op. cit., p. 59–61). Sie treten gegenüber den Kalkareniten stark zurück und bleiben auf die seichten, hoch-salinen Schelfbereiche im Lee grösserer Inseln beschränkt. Nach den durch Bohrungen gelieferten Daten (NEWELL & RIGBY, op. cit., p. 63–65; ILLING, 1954, p. 91–92) zu schliessen, bilden diese Kalkpelite Ausnahmen in der langen Bildungsgeschichte der Bahamas (NEWELL & RIGBY, op. cit., p. 57), während der, angefangen in der unteren Kreide, über 4400 m vorwiegend rein karbonatische Kalkarenite abgelagert wurden (ILLING, 1954, p. 92). Feinpelitische Sedimente sind jedoch heute in der Florida Bay weit verbreitet (GINSBURG, op. cit.).

Die Verteilung der kalkarenitischen und pelitischen, beziehungsweise mergeligen Lagen mit terrigenen Einschwemmungen über unser Profil lässt an Periodizität, wenngleich ziemlich unregelmässige (m- bis 10m-rhythmisch), denken. Die zyklische Gliederung (etwa Nr. 2-3, 4-5, 6-10, 11-?, 22-26) ist vor allem wegen der Lückenhaftigkeit des Profils nicht mit aller Deutlichkeit abgezeichnet. Immerhin sind die Grenzen zwischen kalkarenitischen und mergeligen bzw. pelitischen Lagen oft sehr scharf ausgebildet (besonders zwischen 1 und 2, 21 und 22), gelegentlich durch plötzlich einsetzenden Gehalt an Glaukonit und detritischem Quarz gekennzeichnet und damit vielleicht durch Schichtlücken bedingt. Es liegt nahe, in solchen Fällen einen Zusammenhang mit synsedimentärer Bruchschollen-Tektonik anzunehmen, wofür direktere Hinweise bestehen, die später, im tektonischen Teil angeführt werden sollen. Direkte sedimentologische Hinweise fehlen in diesem Profil, vielleicht mit der Ausnahme des Gehaltes an detritischem Quarz in pelitischen Lagen an der Basis gewisser Zyklen. Die seltenen Fälle von «graded bedding» (besonders Nr. 28) bezeichnen nicht etwa Turbidite und stehen kaum in Zusammenhang mit synsedimentären Verstellungen. Mit ihrer mm-rhythmischen Periodizität und dem raschen Übergang von grober zu feiner Fraktion sind sie viel eher als lokaler Ausdruck von periodischer mechanischer Aufarbeitung im Gezeitenbereich zu werten (vgl. RICHTER, 1936, p. 222-226; HÄNTZSCHEL, 1936, p. 328-337).

Für periodische Trockenlegung sprechen hier auch die häufigen Abtragungsf lächen mit Aufarbeitung und Resedimentation über dem feinpelitischen Dach der mm-Zyklen sowie die undeformierten Gänge von bohrenden Organismen.

Die frappanten Analogien zwischen unseren Kalkareniten und denen der Bahamas legen auch hier den Schluss nahe, dass es sich um autohigene Bildungen handelt und nicht um solche, die ihre Entstehung der mechanischen Aufarbeitung schon bestehender Kalke und Dolomite verdanken (vgl. ILLING, p. 91). Derartige, epiklastische, resedimentäre Kalkarenite kommen zwar in anderen Rhät-Profilen unseres Gebietes vor und sollen später noch auswahlweise behandelt werden. Es handelt sich aber stets um Einschaltungen, sie bilden jedenfalls nicht die Regel, wie dies für die unterliasischen Kalkarenite (Transgressionsfazies, vgl. p. 589), westlich Arzo der Fall ist.

3. Die häufigen Vorkommen von Mineralien, die auf leicht reduzierende Bedingungen schliessen lassen (meist in Limonit umgewandelter Pyrit, Glaukonit) in den Kalkareniten, passen schlecht zum offensichtlich oxydierenden Milieu ihres Ablagerungsraumes, wie früher schon angedeutet wurde. Die Möglichkeit einer Einschwemmung aus benachbarten, andersartigen Ablagerungsräumen ist nicht von der Hand zu weisen, in gewissen Fällen (Ooide mit Glaukonit im Kern, Nr. 12, 10, 6; Glaukonit und Limonit in biogen verkrusteten Bivalvenschalen, Nr. 9) sogar wahrscheinlich. Häufig spricht jedoch die Beziehung dieser Körner, speziell des Erzes, zum kalkarenitischen Gefüge dagegen, sei es diskordant dazu (Nr. 18, 12, 10, 8, 4, 1) oder pseudomorph nach spätigem Calcit bzw. Dolomit.

Nach Überdeckung durch pelitische Sedimente, in denen reduzierenden Bedingungen herrschten und sulfidisches Eisen gefällt wurde (bakterielle Tätigkeit, vgl. GINSBURG, op. cit., p. 88-89), standen wahrscheinlich die kalkarenitischen Lagen mit ihrem Porenwasser im Bereich des biochemischen Zustandes des Han-

genden. Dadurch mag es zu Kalk-Lösung und gleichzeitiger metasomatischer Pyrit- oder Glaukonit-Bildung gekommen sein. Ein Teil dieser Bildungen geht vielleicht auf das Konto früh- oder spät-diagenetischer Breccierung und belteroporer Infiltration aus dem Hangenden.

Von einer eingehenden Beurteilung der häufigen Glaukonit-Vorkommen in ökologischer Sicht möchten wir absehen, da in jüngster Zeit BURST (1958) darauf hingewiesen hat, dass unter die mineralogische Bezeichnung «Glaukonit» verschiedene, z. T. heterogene und gemischte Gittertypen von Schicht-Silikaten fallen. Er postuliert die Möglichkeit von Rückschlüssen auf den Ablagerungsraum aus den verschiedenen Glaukonit-Typen (er teilt sie in 4 Kategorien ein). Eine physikalisch-chemische Untersuchung unserer Glaukonit-Vorkommen liegt ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit und unserer Möglichkeiten, wäre aber sicher anzustreben, umsomehr, als sowohl Anzeichen für Schichtlücken, wie für lagunäre Verhältnisse bestehen, die nach BURST jeweils durch verschiedene Glaukonit-Typen gekennzeichnet sind.

5. Mikrofazies und Korrelation

Es wurde schon darauf hingewiesen, dass deutliche Analogien hinsichtlich Lithologie (im Handstück) zwischen gewissen charakteristischen Lagen (helle dolomitische Oolithe mit plastisch vorspringenden Ooiden, S. Agata-Profil Nr. 13–17) unseres Gebietes und des Campo dei Fiori bestehen. Eine oolithische Bank vom Monte Tre Croci (von LEUZINGER, p. 107, in Profil 3 nicht angegeben) zeigt auch im Dünnschliff bemerkenswerte Übereinstimmung mit Nr. 13 des S. Agata-Profiles. Ebenso Schicht d (4) in SENNS Rhät-Profil von Frascarolo (op. cit., p. 572) mit S. Agata Nr. 17b.

Eine noch erstaunlichere Ähnlichkeit zeigt sich zwischen S. Agata Nr. 21b und einem Block mit *Thecosmilia clathrata* (EMMR.), der in einem Riff-Komplex innerhalb von unterliasischem Kieselkalk, S. Alpe Bolgia (722000/099300) steckt¹³). Damit ist – abgesehen von der Bestätigung der Gleichaltrigkeit und damit der allochthonen Lagerung dieser Riffkomplexe (von LEHNER 1952, p. 127, Taf. VI, als autochthon aufgefasst) – ein sehr wichtiger Hinweis auf die Paläogeographie des oberen Rhät gegeben, in einer Gegend, wo so gut wie keine Hinweise auf die ursprüngliche Sedimentbedeckung bestehen. Aus Analogien zwischen diesem Gebiet und dem des Monte Generoso hinsichtlich Beckenfazies, Tektofazies (vor allem im Verlauf der Luganer- bzw. der Monte Grona-Linie) und wegen gewisser Eigentümlichkeiten der Lagerung dieser Vorkommen (sie werden von BERNOULLI in seiner Dissertation ausführlich behandelt), kann geschlossen werden, dass sie von einem Schwellengebiet im W oder NW, im Hettangien in das Becken hineingerutscht sind. Damit ist auch ausgesagt, dass im Raume N Lugano in ober-rhätischer Zeit gleiche Sedimentationsverhältnisse herrschten wie bei Tremona, und dass sich die Luganer-Schwelle mit aller Wahrscheinlichkeit auch im unteren Lias bis dorthin fortsetzte.

¹³) Vgl. BERNOULLI, Dissertation; REINHARD, M., & BERNOULLI, D., (im Druck): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz: Bl. 1333, Tesserete, Fototafel, Fig. 1 und 2.

6. Dolomite und Dolomitisation

Wie aus der gefügekundlichen Einzelbeschreibung des Profils hervorgeht, sind Dolomit und Magnesium äusserst uneinheitlich verteilt. Die Vielfalt der Typen ist auch hier in vertikalem Sinne am augenfälligsten. Doch selbst im Streichen sind bedeutende Unterschiede – wie sie beispielsweise anhand von 3b dargelegt wurden – nicht ungewöhnlich. Deshalb haben wir von einer quantitativen Darstellung meistens abgesehen und nur in Fällen, wo keine Dünnschliffe angefertigt werden konnten, haben wir calcimetrische Angaben vermittelt, mehr mit der Absicht, die extremen Schwankungen vor Augen zu führen (vgl. 22a und 22b).

Immerhin kann aus den Gefügemerkmalen ein qualitatives Schema gewonnen werden, mit Rückschlüssen auf ökologische Aspekte:

a) Oft kreidige Dolomit-Pelite, meist interstiellen Limonit und detritischen Quarz enthaltend (3a, 23, 27, 28). Lagunäre, hoch saline bis evaporitische Verhältnisse und reduzierende Bedingungen sind anzunehmen. Frühdiagenetische Dolomitisation, eventuell direkte Dolomit-Ausfällung scheint unter diesen Umständen wahrscheinlich. Für das erste sprechen terrigene Einflüsse und Beteiligung von feinkörnigem biogenem Material, in gewissen Fällen (Nr. 28) Ablagerung im Gezeiten-Bereich (vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 153–156).

b) Dolomitische Ooide (Nr. 13–17). Ihre Lagen sind aphanitisch bis fast isotrop, deutlich konzentrisch abgezeichnet, manchmal radial struiert, im Dünnschliff (Durchlicht) bräunlich. Nicht oolithische, biogene Partien weisen im Dünnschliff meistens gleiches Gefüge und gleiche Farbe auf. Es sind fast immer grössere Massen von dichtem, feinen Organodetritus enthaltendem Material mit unregelmässigen, unscharfen und krümelig zerbrochenen Rändern, vergleichbar mit den «friable aggregates» der Bahamas (vgl. p. 569, unter 3.), wenn auch bedeutend grösser. Sie weisen vielleicht darauf hin – zusammen mit interstitiellem Limonit, dass hier geringe Wasser-Durchbewegung stattfand, die aber doch zur Ooid-Bildung in leicht reduzierendem Milieu ausreichte. Ob tatsächlich direkt Dolomit in den Ooid-Lagen abgelagert wurde, kann vielleicht eine röntgenographische und T.D.A.-Untersuchung entscheiden. Das einzige uns bekannte vergleichbare Beispiel freier chemischer Dolomit-Anlagerung bilden möglicherweise die von SANDER (op. cit., p. 84–85, Fig. 22 und p. 119) beschriebenen Dolomitsinter (dolomitischer Glaskopf) und dolomitischen Gross-Oolithe.

Ohne kristallographische und röntgenographische Untersuchungen der Ooide ist die Möglichkeit nicht auszuschliessen, dass die Ooid-Lagen und z. T. das dichte biogene Material penekontemporär-metasomatisch dolomitisiert wurden, ohne wesentliche Änderung des Kornes. ILLING (1954, p. 40–41; 1957, p. 76) hat darauf hingewiesen, dass die aragonitischen Lagen der Bahama-Ooide, mit tangential orientierten Kristalliten, oft in ein stabileres, richtungslos-kryptokristallines Gefüge rekristallisiert werden und dass analog aragonitischer Organodetritus, wahrscheinlich unter Mitwirkung von Cyanophyceen und Bakterien, in eine homogene dichte Matrix übergeführt wird. Es ist denkbar, dass die Ooide aus einem für ihre Bildung günstigeren Raum in seichtere, von Cyanophyceen und damit assoziierten porösen «friable aggregates» beherrschte Bereiche geschwemmt wurden, wo sie unter

speziellen, leicht reduzierenden Bedingungen, in situ, zusammen mit den biogenen Karbonaten dolomitisiert wurden, ohne Korn-Vergrößerung.

c) Mechanisch angelagerte oder in situ an freier Anlagerungsfläche gebildete Dolomit-Rhomboederchen (Nr. 30). Sie sind \pm idiomorph, von den kleineren Calcit-Kristallen der Matrix ungleichmässig angefressen und meist auch im Innern durchsetzt. Ein Vergleich mit rezenten Vorkommen von authigenen, an freier Anlagerungsfläche gebildeten Dolomit-Rhomboederchen (BÖGGILD, CORRENS, vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 149/150) liegt auf der Hand. Die rezenten Beispiele unterscheiden sich von den unseren durch ihre Seltenheit (höchstens 2% des Gesamtsediments), ihre kleineren Dimensionen (gewöhnlich um 10–20 μ), grössere Tiefe (1000–4000 m) und grössere Landentfernung (500 km).

d) Biogener, hoch Mg-haltiger Calcit.

Dieses Material hat vor allem in der neueren Literatur zunehmende Bedeutung in der Dolomit-Forschung erlangt (FAIRBRIDGE, op. cit., p. 138–140). Sein metastabiler Zustand prädestiniert es als «Auslöser» weiterer Mg-Anreicherung in frühdiagenetischem Stadium (CAYEUX: «centres d'attraction»; BEALES: «trigger effect», vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 158, 170).

Hoch Mg-haltiger Calcit ist hinsichtlich seiner Metastabilität dem Aragonit vergleichbar. Immerhin soll sich Mg-Calcit stabiler als Aragonit verhalten.

Es erscheint deshalb erstaunlich, dass sich in diesen rhätischen Sedimenten Mg-Calcit so reichlich erhalten hat¹⁴). Dies möchten wir folgendermassen interpretieren:

Das ursprüngliche biogene Gefüge hat sich sehr oft in Knöllchen und dichten Krusten (vornehmlich Cyanophyceen) erhalten. Eine vielleicht partielle Rekristallisation, Reorganisation des Gefüges, ohne Änderung des Chemismus und wesentliche Kornvergrößerung, mag stattgefunden haben. Durch die Beibehaltung des kryptokristallinen Zustandes und damit einer weitgehenden Impermeabilität haben diese Bereiche ihr Inneres vor Rekristallisation bzw. Dolomitisation geschützt. Dadurch blieb der metastabile Zustand in diesen Partien «festgefroren». Dafür sprechen zwei beobachtete Sachverhalte:

1. In einigen Beispielen liegen im selben, richtungslosen Dünnschliff-Bereich, nicht etwa lagenweise getrennt, völlig kalkspatisierte Bivalvenschalen neben solchen, die die ursprüngliche Struktur noch enthalten. Damit sind stets \pm ausgeprägte biogene Krusten assoziiert. Besonders in 21b zeigen sich innerhalb von grossen, dichten biogenen Partien Bivalvenschalen von einem Erhaltungszustand, der einem Schnitt durch rezentes Material gleichkommt (cf. Fig. 15).

2. Dichte, biogene Partien, z. B. die Bivalvenschalen mit dichten Cyanophyceen-Krusten in Nr. 9 (Fig. 5), liegen mitunter in stark durch Rhomboederchen dolomitisierter Matrix und weisen selbst nur gelegentlich vereinzelt Dolomit-Rhomboederchen auf. In Nr. 17a (Fig. 9), 13 zeigen sich Knöllchen aus dichtem

¹⁴) Vorauszusetzen ist natürlich Zuverlässigkeit der Färbmethode (nach FRIEDMANN, 1959). Der Nachweis wurde hier in einigen Fällen doppelt geführt: Färbung durch Hämatoxylin und Titangelb in 30% NaOH, sowie durch Titangelb in 5% NaOH. FRIEDMANN hat diese Färbungen an rezentem kryptokristallinem Material (Alcyonarien) durchgeführt. Unser Material ist im Korn wohl kaum verschieden. Eine Bestätigung durch spektrographische Analyse konnte nicht durchgeführt werden, wäre jedoch anzustreben.

(biogenem?) Material, die einen deutlichen Saum aus \pm dichtstehenden Dolomit-Rhomboederchen aufweisen, wobei oft noch zu erkennen bleibt, dass dieser mit einer ursprünglich stark von bohrenden Cyanophyceen durchsetzten Peripherie zusammenfällt.

In diesem Zusammenhang möchten wir darauf hinweisen, dass nach BANDY (1954) Aragonit in Schalen von Mollusken und Foraminiferen recht stabil sein kann. Er hat mit Färbemethoden und Röntgen-Analysen Aragonit in den Schalen tertiärer und oberkretazischer Foraminiferen nachgewiesen.

Hoch Mg-haltiger Calcit mag trotzdem eine bedeutende Rolle in der frühdiagenetischen Dolomitisation gespielt haben, als feines Gereibsel in den Interstitia der Grundmasse und in porösen Aggregaten sowie bei Mitbeteiligung am Aufbau ursprünglich aragonischer Ooide.

e) Frühdiagenetische Dolomitisation.

Häufig sind Beispiele partieller, vorherrschend metasomatischer Rhomboederchen-Dolomitisation von Kalkareniten, die in \pm fortgeschrittenem Frühstadium stehen blieb. Dabei ist meistens ein selektives Verhalten zu beobachten, das sich, je nach der Art der kalkarenitischen Komponenten, im wesentlichen in zwei Weisen manifestiert:

1. Die kalkarenitischen Komponenten werden zuerst erfasst: es handelt sich der kugeligen Form und dem häufig noch abgezeichneten konzentrischen Aufbau nach um Ooide (Nr. 3b, 3c, 17c, 30 und Fig. 17). Aus Analogie kann auf Oolithe geschlossen werden, die ursprünglich den Schichten Nr. 10, 12 ähnlich gesehen haben müssen. Die aragonitischen Ooide mit Beteiligung von

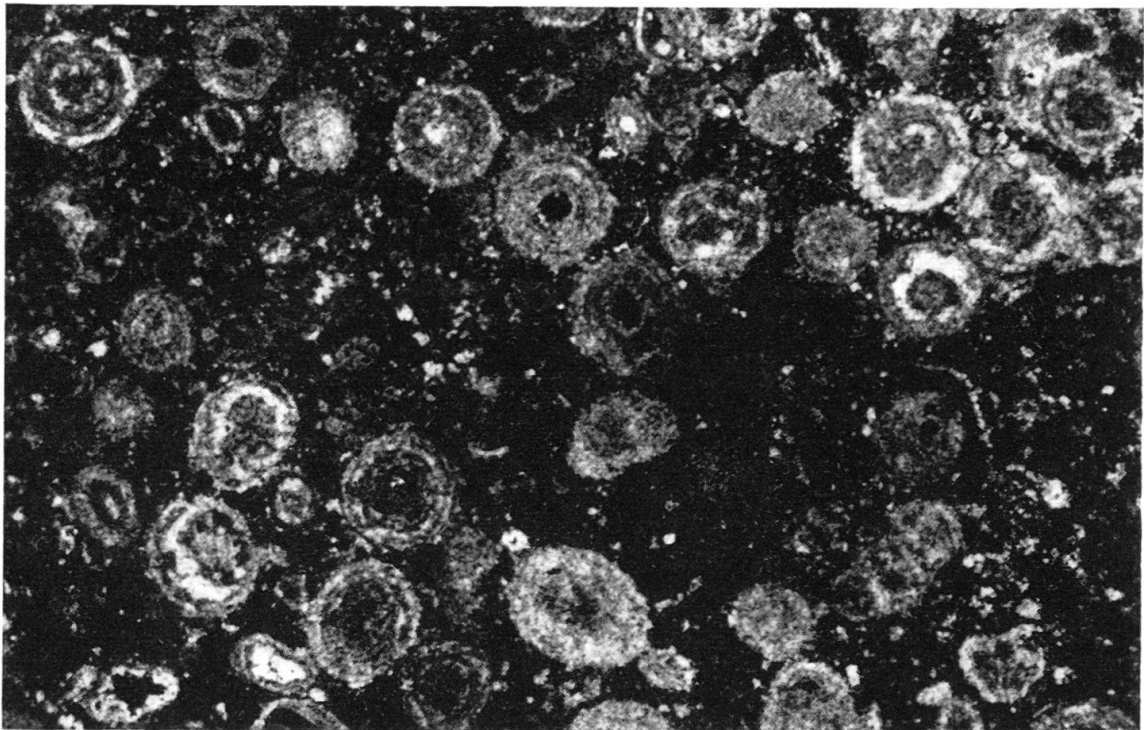


Fig. 17. Rhät, kleiner Steinbruch S Grom (N Besazio). Dolomitisierte Ooide in calcitisch-spätiger Grundmasse (durch Hämatoxylin dunkel gefärbt). Später erfolgte metasomatische Dolomitisation (helle Partien in den Ooiden und Rhomboederchen in der Grundmasse). 20 \times .

biogenem, Mg-haltigem Calcit (Cyanophyceen) wurden vorzugsweise vor der calcitisch-spätigen Grundmasse dolomitisiert (vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 159, oben rechts). Bei fortschreitender Diagenese beginnen Dolomit-Rhomboederchen auch die Grundmasse zu erfassen, vielleicht ausgehend von feinverteiltem biogenem Detritus. Dies führt zu fleckigen Dolomiten («*mottled limestones*» in der amerikanischen Literatur, vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 158, rechts), wie in Nr. 3b, 3c.

2. Die Grundmasse wird zuerst erfasst: es handelt sich um Spargenite mit meist untergeordnetem Anteil an echten Ooiden. Die organodetritischen Komponenten sind häufig von biogenen Krusten umgeben und wahrscheinlich frühdiagenetisch kalkspatisiert. Damit assoziieren sich auch biogene Knollen (Cyanophyceen). Diese biogenen Anteile schützen wahrscheinlich durch das eigene kryptokristalline, impermeable Gefüge ihren Innenraum vor Dolomitisation, so wie sie häufig ihren metastabilen mineralogisch-chemischen Zustand bewahren. In den Interstitia fein verteilter Detritus aus biogenem Calcit, wie er in nicht dolomitierten Kalkareniten oft zu beobachten ist, hat wahrscheinlich die Dolomitisation der Grundmasse ausgelöst. Gelegentlich beginnt die Rhomboederchen-Dolomitisation gerade an den Rändern der Komponenten, besonders bei dünnen Krusten (cf. Fig. 5, 6, 20).

Mitunter zeigt sich belteropore Rhomboederchen-Dolomitisation entlang frühdiagenetischen Rupturnetzen.

f) Spätdiagenetische Dolomitisation. Schichten 3b und 3c zeigen Übergänge zu dieser Phase. Typische Vertreter sind jedoch Schichten Nr. 24–26. Hier zeigt sich durchwegs rein dolomitisches, mittel- bis grob-körniges, verzahntes Gefüge. Dabei ist häufig der ursprüngliche kalkarenitische Zustand noch reliktisch abgezeichnet (vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 159, links unten).

Für beide Arten von Dolomitisation lassen sich aus schon behandelten oder aus noch zu besprechenden Sachverhalten kausale Indizien ableiten. Die schon erwähnte periodische Einschaltung von pelitischen Sedimenten, die auch in den durch sie überlagerten, ursprünglich in oxydierendem Milieu abgelagerten Kalkareniten reduzierende Bedingungen begünstigten, mögen damit auch einer Dolomitisation Vorschub geleistet haben. Dies jedoch nur solange, als durch ihre Kompaktion beziehungsweise impermeable Abdichtung gegen oben die Mg-Zufuhr aus dem Meerwasser nicht unterbunden war, respektive das im Porenwasser der Kalkarenite enthaltene Mg nicht aufgebraucht war. Dass der letztgenannte Zustand den ersten überdauert hat, d. h. nach wirksamer Abdichtung nach oben die Dolomitisation weiterschritt, mag Schicht Nr. 1 demonstrieren, wo stärkere Dolomitisation offensichtlich mit frühdiagenetischer Pyrit/Limonit- und Glaukonit-Anreicherung konkumitiert, womit auch für die in kleinsten Bereichen wechselnden, delikaten dolomitbildenden, physikalisch-chemischen Bedingungen Hinweise gegeben sind.

Ein weiterer Umstand, der an der frühen Unterbrechung der Dolomitisierung beteiligt sein dürfte, findet sich in den späteren, hauptsächlich unter- und mittelliasischen Vertikalbewegungen der tektonischen Scholle, zu der dieses Rhät-Profil gehört. Sie sollen später, im tektonischen Teil, noch eingehend behandelt werden (vgl. p. 625-626). Dabei haben die z. T. starken Hebungen und Senkungen die

delikatsten physikalisch-chemischen Gleichgewichtszustände, die bei fortschreitender Subsidenz die Dolomitisation förderten, offenbar gestört (vgl. FAIRBRIDGE, op. cit., p. 158, rechts) und den einmal erreichten Dolomitisationsgrad bei fortschreitender Diagenese «festgefroren».

Die seitlichen Übergänge in stärker dolomitierte Partien, wie sie in Schicht Nr. 3b evident hervortreten, können vielleicht mit der stark diskordanten Auflagerungsfläche der Lias-Kalke in Beziehung gebracht werden.

Die vollständige Dolomitisierung gewisser Partien (Schichten Nr. 24–26) mag vielleicht auf ausnehmend langes Andauern günstiger Subsidenz-Bedingungen zurückgeführt werden. Dies erscheint jedoch aus dem Verhalten des Liegenden wenig wahrscheinlich. Aus dem Verlauf der diskordanten Emersionsfläche, die in den aufgeschlossenen Partien bis Schicht Nr. 28 hinabreicht, aber anderwo vielleicht noch tiefer, kann auf epigene Dolomitisation geschlossen werden, die ein bereits fortgeschrittenes Stadium zu Ende führte.

B. Weitere Rhät-Vorkommen

1. Korrelation nach Süden. – Zwischen Gromesago und Ronco (718150/081600) sind südlich S. Agata nochmals massige rhätische Kalke aufgeschlossen, die zur selben tektonischen Scholle gehören wie das Rhät-Profil von S. Agata. Am südlichen Rand des Aufschlusses (cf. Taf. I), etwas links von der Mitte, ist die markante Grenze zwischen Schicht Nr. 21, hier im Dach wiederum *Thecosmilia clathrata* (EMMR.) führend, und Schicht Nr. 22 wiederzufinden. Die letztgenannte Schicht ist hier weniger mergelig und in Nestern grobkörnig dolomitiert.

2. In den Steinbrüchen von Arzo. – Hier finden sich wiederum wichtige Rhät-Aufschlüsse. Sie sind vor allem im Dach dieser Serie besonders günstig, da sie durch den Betrieb im grossen Steinbruch mit der Steinbrech-Anlage (E, F/11) ständig frisch gehalten werden. Die Vorkommen erstrecken sich von hier aus noch weiter hangaufwärts nach N und sind in einigen kleinen, verlassenem Steinbrüchen aufgeschlossen. Die Auflagerung auf Hauptdolomit verläuft mitten durch dichten Buschwald und ist schlecht aufgeschlossen. Immerhin lassen sich an einigen Stellen Breccien beobachten, oder gelbliche, z. T. mergelige Rhät-Kalke, die in feinen Adern in den Hauptdolomit greifen. Im kleinen Steinbruch (E/9 E) ist in der untersten Ecke ebenfalls der Kontakt aufgeschlossen: in gelben Mergelkalken und Lumachellen liegen grössere und kleinere Blöcke von z. T. stark verwittertem Hauptdolomit. Die Aufschlussverhältnisse sind jedoch auch hier nicht so günstig, wegen der starken Anwitterung und der intensiven Durchdringung durch Lias-Sedimente in Gängen und Adern.

Den besten Einblick in den Habitus der Rhät-Sedimente unseres Gebietes gewährt die N.-Wand des schon erwähnten grossen Steinbruchs. Hier sind auf ca. 10 m Mächtigkeit rhätische Kalke und Dolomite stets frisch aufgeschlossen. Abgesehen von der später noch zu besprechenden intensiven Durchdringung durch liasische Sedimente in Gängen und Adern, so dass stellenweise der Aspekt einer groben Breccie entsteht, fallen lithologische Unterschiede im Vergleich mit dem S. Agata-Profil auf: mächtigere mergelige Lagen treten zurück, ebenso echte Oolithe. Dafür spielen massige, z. T. dolomitische Kalke (vergleichbar etwa mit

Schicht Nr. 20, 30 im S. Agata-Profil) und kredige, pelitische, z. T. mm-rhythmische Dolomite eine bedeutende Rolle. Im Unterschied zu S. Agata sind oft klastisch-detritische Kalkarenite und Calcirudite zu beobachten.

Zur schon erwähnten starken liasischen Bruch-Tektonik treten noch die Auswirkungen alpiner Tektonik, die sich in sub-schichtparallelen Scherflächen äussern. Es hält deshalb ausserordentlich schwer, hier ein zusammenhängendes Profil zu geben. In der NW-Ecke des Steinbruchs, unter der Auflagerung der Lias-Kalke, ist vielleicht die grösste ungestörte Mächtigkeit aufgeschlossen (Fig. 18).

Einige besonders charakteristische lithologische Typen seien hier für eine kurze mikrofazielle und gefügekundliche Beschreibung herausgegriffen:

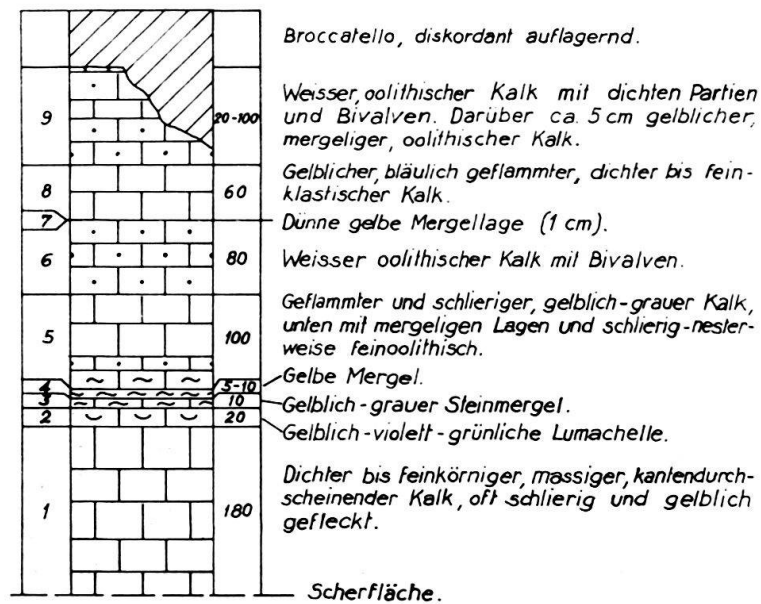
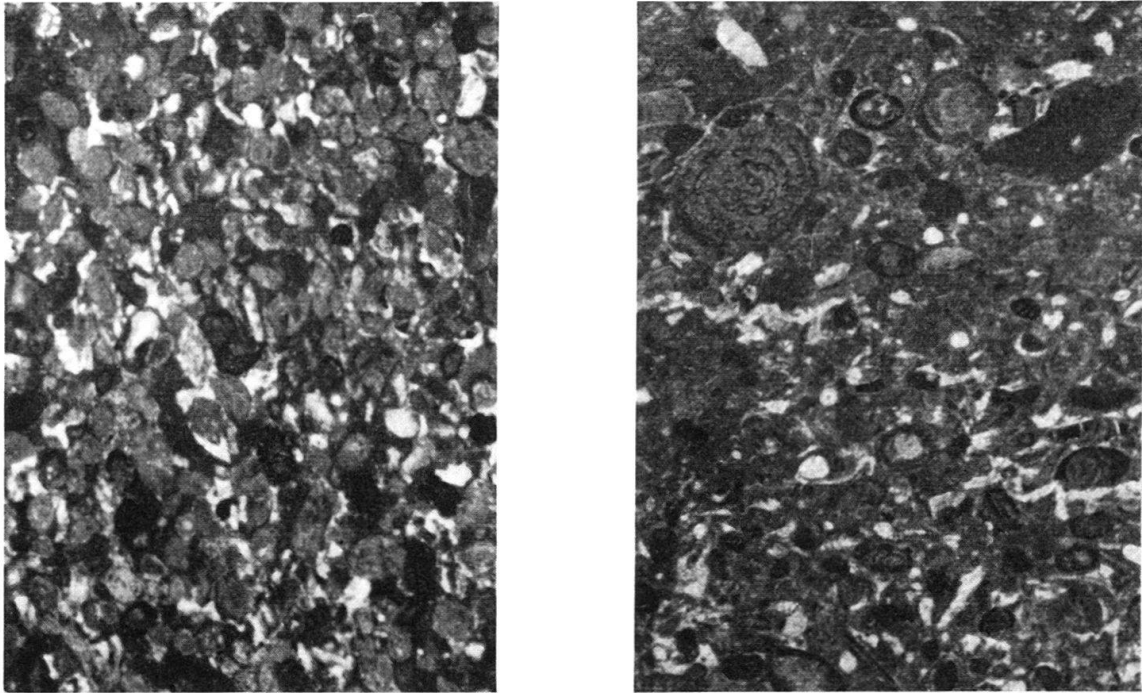


Fig. 18. Stratigraphisches Profil des Rhät-Daches in der NW-Ecke des grossen Steinbruchs von Arzo (E/11 auf Taf. IV), 1:100. Links Schichtnummern, rechts Mächtigkeiten in cm.

a) Über dem oben gegebenen Profil (Fig. 18), an anderer Stelle anstehend: Grünlicher bis violetter, feiner Kalkarenit, dicht erfüllt von gut sortierten, ziemlich gerundeten, meist kalkigen, gelegentlich dolomitischen oder gemischten lithischen Pseudooiden (\varnothing 0,2-0,4) von verschiedenem Korn. Die Komponenten liegen teils in dichter, rot pigmentierter (durch Hämatit?), teils in spätig calcitischer Grundmasse. Viele dieser Komponenten sind intensiv rot pigmentiert oder weisen einen roten Saum auf (Hämatit?); andere, im Handstück deutlich sich abzeichnende, sind schwarz oder dunkelgrün. Häufig kommt auch Organodetritus vor: Trümmer von Bivalvenschalen, Echinodermen, Foraminiferen, alle gewöhnlich honig-gelb im Durchlicht. In einem Schriff wurde *Involutina turgida* KRISTAN, 1957 erkannt. Das gesamte Gefüge ist regellos durch Rhomboederchen metasomatisch \pm stark dolomitisiert (Fig. 19a).

In diesem Zusammenhang, um auch hier auf die Möglichkeit der mikrofaziellen Korrelation über weitere Strecken hinzuweisen, möchten wir ein Gesteinsmuster vom Monte Tre Croci (Campo dei Fiori) anführen: es handelt sich um ein Geröll, das zusammen mit anderen, lithologisch verschiedenen, oft von bohrenden

Organismen bearbeiteten, in Terra rossa¹⁵⁾ eingebettet lag, die taschenförmig tief in Rhät-Kalke hinein greift und von unterem Lias eingedeckt wird. Es ist ein Kalkarenit mit schlecht sortiertem, vorwiegend feinem, meist schwarzem, kalkigem Detritus, dessen Komponenten sich in der gleichen Grössenordnung wie im oben beschriebenen Kalkarenit aus den Steinbrüchen von Arzo bewegen, doch gelegentlich bis zu 5 mm \varnothing erreichen. Die Grundmasse ist vorwiegend dicht. Das Dünnschliffbild ist dem obenbeschriebenen sehr ähnlich (Fig. 19b). Organo-



a Fig. 19. Epiklastische Kalkarenite (lithische Wacken) im Rhät. b
 a) Grosser Steinbruch von Arzo (cf. p. 578).
 b) Monte Tre Croci (Campo dei Fiori). Links oben ? *Triasina* sp.

detritus ist häufiger, meistens ebenfalls honig-gelb bis bräunlich im Durchlicht. Viele Foraminiferen, darunter:

Involutina turgida KRISTAN
 ? *Triasina* sp.

Wir stellen die letztgenannte Form mit Vorbehalt zu diesem monotypischen Genus, das 1954 von MAJZON für seine *T. hantkeni* und ihre var. *elliptica*, aus dem Rhät Ungarns, aufgestellt wurde. Unsere Form erscheint gegenüber der ungarischen ein wenig grösser (grösster Durchmesser 1,0 mm gegenüber 0,7 mm) und weniger flach. MAJZON bildet auch isolierte Formen ab, gibt aber keine orientierten Schnitte, so dass ein eingehender Vergleich schwer fällt, besonders weil unser Material nur in Schlifften vorhanden und nicht gerade zahlreich ist.

Noch näher steht unsere Form, auch hinsichtlich Schalenbeschaffenheit (was sich anhand von MAJZONS schlechten Abbildungen nicht entscheiden lässt),

¹⁵⁾ Im Gegensatz zu den weitverbreiteten Terrarossa-Vorkommen am Campo dei Fiori (vgl. Leuzinger, op. cit., p. 108/109, Taf. II) konnten wir in unserem Gebiet Terra rossa nur in einem räumlich sehr beschränkten Aufschluss nachweisen (vgl. p. 607).

Pseudolacazina (?) aus dem Rhät von Lovinzola (Udine, Italien), in *Agip Mineraria*, 1959, Taf. XXX, 1; Taf. XXXI, 1; XXXIX, 1.

Weitere sehr ähnliche Gesteine mit den charakteristischen dunkelgrünen bis schwarzen, kalkarenitischen Komponenten, gelegentlich mit deutlichem «*graded bedding*», finden sich am Hang ESE unterhalb der Cantine di Tremona (um 718545/081450), im Dach des Rhät. Häufig sind dann Übergänge zwischen solchen vorwiegend klastisch-resedimentären und vorherrschend authigenen Kalkareniten (Spergeniten) vom Typus S. Agata (etwa mit Nr. 34 vergleichbar), wobei die schwarzen, exotischen Komponenten zurücktreten (Fig. 20).

In einem Dünnschliff durch solches Material, aus den Sackungs-Spalten unmittelbar E der Cantine di Tremona, wurde ein Schnitt durch *Semiinvoluta*

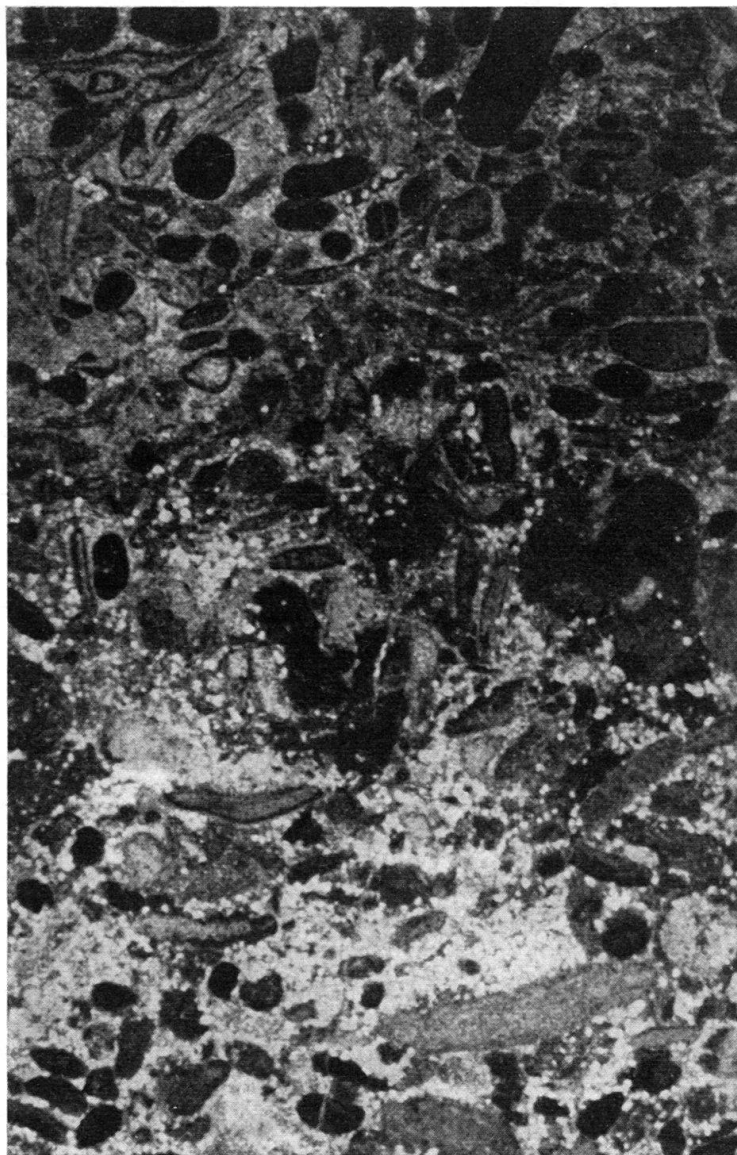


Fig. 20. Rhätischer Kalkarenit, 100 m ESE Cantine di sotto. Ähnliche Komponenten wie in Fig. 21. Lagenweise, \pm scharf abgegrenzt auftretende metasomatische Rhomboederchen-Dolomitisation, die sich fast ausschliesslich auf die Grundmasse beschränkt. Färbung mit Hämatoxylin. $20\times$.

clari KRISTAN, 1957 festgestellt. Genus und Spezies wurden für eine Form aus dem Rhät der Nördlichen Kalkalpen Österreichs aufgestellt (Fig. 21).

b) Auf dem vorspringenden «E-Flügel» des grossen Steinbruches liegt als Dach eine ziemlich stark verwitterte, gelbe, z. T. violette oder grünliche, mergelige Lumachelle. Herabgefallene Stücke liegen massenhaft am Fusse der Wand herum. Sie ist möglicherweise identisch mit Schicht Nr. 2 auf dem oben gegebenen Profil und nur durch die starke Verwitterung so verschieden. Sie enthält massenhaft Bivalvenschalen, die sich schlecht isolieren lassen. Ausserdem kleine Wirbelchen von Ophiuren und gelegentlich Teile von Crustaceen.

c) Schicht 9 im Rhätprofil des grossen Steinbruches von Arzo bildet in ihrem komplexen Gefüge das wechselvolle diagenetische Schicksal ab, vor allem im Zu-

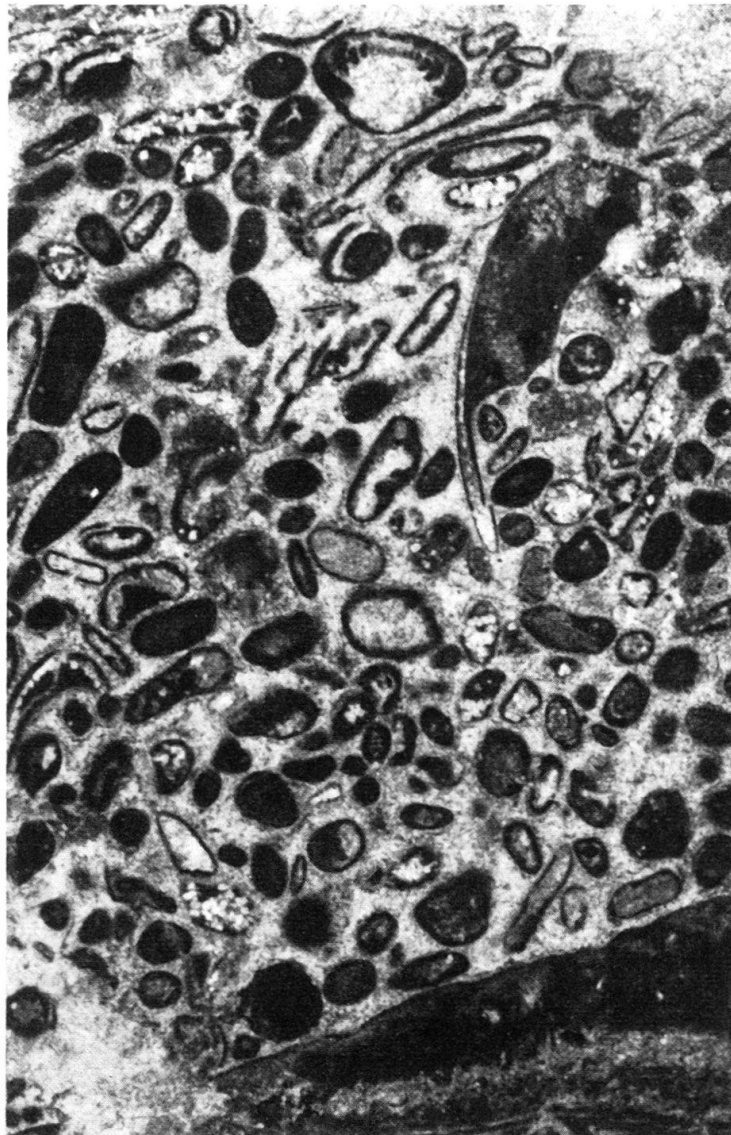


Fig. 21. Rhätischer Kalkarenit, Cantine di sotto. Lithische, teils exotische Pseudooide und gerollter Organodetritus, meist mit dünnem oolithischem oder biogenem Saum. Einige Komponenten sind durch Rhomboederchen dolomitisiert. Oben schiefer Schnitt durch *Semivoluta clari* KRISTAN. Färbung mit Hämatoxylin. 20×.

sammenhang mit der Emersion und der diskordanten Wiedereindeckung durch Kalke des unteren Lias. Der Dünnschliff zeigt grössere (\varnothing 0,4–0,5) und kleinere (\varnothing 0,07–0,3), meist undeutlich figurierte, rekristallisierte Ooide (unter den kleineren kommen vielleicht auch Koprolithen vor), ursprünglich in kryptokristalliner, durch Limonit pigmentierter Grundmasse, die nur an wenigen Stellen erhalten ist. Sie erscheint gewöhnlich spätig rekristallisiert. Die spätigen Kristalle bilden sich zuerst wandständig um die Ooide und erfassen dann die Zwickel. In wolkigen Bereichen erscheinen die grösseren Ooide von innen her ausgelaugt, wobei meistens nur noch die äusserste dünne Lage erhalten bleibt. Anschliessend, bezirksweise wechselnd, erfolgte grobe Dolomitspatisation der Lumina oder Beschlag zu ca. $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$ mit geopetalem, limonithaltigem, politischem D_2 (im Sinne SANDERS) und Kalkspatisation der restlichen Lumina. In anderen wolkigen Bereichen bleiben die Lumina offen (Fig. 22).

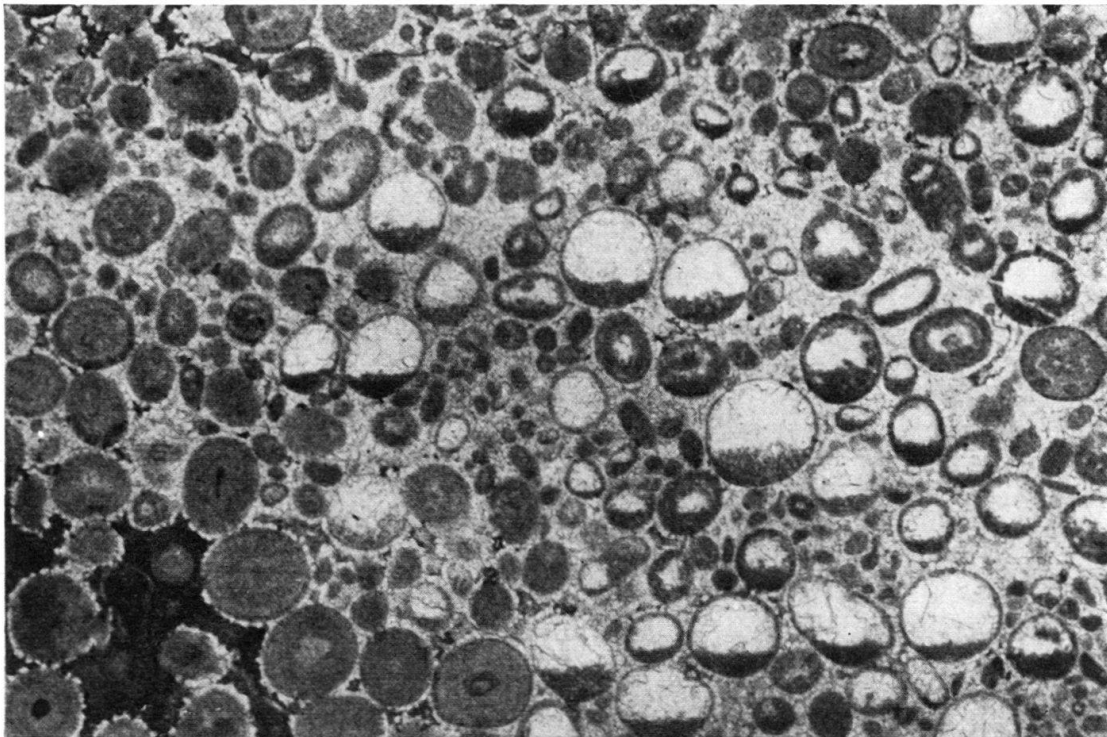


Fig. 22. Rhät, grosser Steinbruch von Arzo (Fig. 18, Nr. 9). Diagenetisch mehrfach umgestaltetes oolithisches Gefüge. 20 \times .

Eine gewisse Ähnlichkeit zeigen die massigen, weissen bis rosa, z. T. konglomeratischen Kalke N des Monte Tre Croci (Campo dei Fiori): die Grundmasse ist vorwiegend kryptokristallin, undeutlich fein-kavernös (biogen?). Die Ooide wurden fast ausnahmslos ausgelaugt und grob kalkspatisiert. Auch hier handelt es sich um das Dach des durch Unter-Lias transgressiv eingedeckten Rhät. Diese massigen Kalke wurden von LEUZINGER zum Sinémurien gestellt (op. cit., p. 111, Tafel II, Profil 5). Es scheint uns jedoch deutlich in Erscheinung zu treten, dass die Terra rossa auf der E-Seite des Grates taschenförmig tief in diese Kalke hineingreift und dass die Kieselkalke im Hangenden deutlich im Streichen abweichen. Übrigens ist hier zuoberst im Dach des Rhät, unmittelbar unter dem transgressiven Kontakt,

eine Bank aufgeschlossen, die frappante lithologische und mikrofaziale Ähnlichkeit mit S. Agata Nr. 33 aufweist.

3. Das Rhät-Vorkommen zwischen Selvapiana, Ligonago und Nava (500 m E Tremona.) – In einem Keilgraben sind hier Rhät-Sedimente wiederum in ansehnlicher Mächtigkeit (ca. 50 m) vertreten. Die Aufschluss-Verhältnisse lassen es zwar nicht zu, ein zusammenhängendes Profil zu geben. Doch gewährt immerhin die Bachrunse, die W Ligonago das N-Ende dieser Rhät-Scholle durchschneidet, Einblick in eine interessante, abweichende Lithofazies: es sind massige, weisse, ockergelbe, rosa, grünliche (vorwiegend helle Pastell-Töne), meist brecciöse Dolomite von mittlerem Korn. Sie enthalten splittrige Einschlüsse von hellgrauem Hornstein, meist teilweise, fleckig oder in Adern alteriert, dann kreidig weiss. Auf dem Dosso (Rücken zwischen Ligonago und Nava) und am Abhang gegen die Nava folgen im Hangenden Spergenite und Oolithe, etwa vom Typus S. Agata Nr. 1, 5, 11a bzw. 10, 12.

4. Am Süd-Fuss der Rhät-Aufschlüsse des S-Schenkels der Barozzo-Antiklinale, entlang dem Weg, der von Montecristo etwa auf gleichbleibender Höhe nach ENE führt, zwischen 715 675/081 680 und 718 750/081 700, sind wiederum sehr ähnliche Gesteine wie in der Bachrunse W Ligonago aufgeschlossen: weisse, gelegentlich schwach rosa oder grünlich gefärbte, mittel- bis zuckerkörnige Dolomite mit hellgrauen bis hellblauen Hornsteinen, teils in splittrigen Einschlüssen, teils in faustgrossen Nieren.

5. Ganz ähnliche Gesteine bauen fast den gesamten Schlosshügel von Stabio auf, und sind besonders schön zwischen Soldaten-Denkmal und Kapelle aufgeschlossen. Wie schon erwähnt wurde, hat SENN diese Gesteine zum Hauptdolomit gerechnet und die Hornsteine als eingepresste Partien des Kieselkalkes im Hangenden gedeutet. Diese Dolomite sind aber vom Hauptdolomit deutlich verschieden, ebenso weichen die Hornsteine im Habitus von denen des Kieselkalkes ab. Überdies kommen nicht nur splittrige Silex-Einschlüsse sondern auch Nieren vor, die randlich diffus in einen kreidigen, weissen Saum übergehen. Auch hier folgen im Hangenden Gesteine, die sich lithologisch und mikrofazial mit Schichten des S. Agata-Profiles vergleichen lassen: am Fusse der Treppe zur Kapelle, am besten um die Sitzbank, ist ein dolomitischer Oolith mit plastisch auswitternden Ooiden aufgeschlossen, vergleichbar mit S. Agata Nr. 13–17. Das Vorkommen von splittrigen Silex-Einschlüssen neben ungestörten Nieren desselben Materials mahnt an autoklastische Breccien im Sinne VAN HISE' (vgl. Einleitung), umsomehr als hier wie an den anderen beschriebenen Stellen starke tektonische Beanspruchung in gepressten Antiklinal-Schenkeln und Flexuren als Voraussetzung gegeben ist.

C. Die Auflagerung des Rhät

Der Kontakt zum Hauptdolomit ist im allgemeinen nicht gut aufgeschlossen. Ausser den schon erwähnten Stellen in den Steinbrüchen von Arzo kann er noch an folgenden Orten gut beobachtet werden: 50 m NE Ronco Vassalli, hier durch Breccien oder feine Adern mit gelben, mergeligen Dolomiten als Grundmasse gekennzeichnet, und vor allem im S-Schenkel der Barozzo-Antiklinale. Der

Hauptdolomit im Liegenden ist hier und im N des Barozzo durch eine tiefgreifende, diskordante Breccierung gekennzeichnet. Als Grundmasse fungiert weisser, spätiger Calcit, untergeordnet gelbes, mergeliges Gereibsel, vor allem in den Zwickeln. Möglicherweise handelt es sich um subaerische Verkittung im Gefolge syngenetischer Tektonik im unteren Rhät. Ähnliche Breccien, mit bedeutenderer Beteiligung von gelben Mergeln, zeigen sich bei «Val di Pülas», an der Strasse Tremona–Guana sowie in der Felswand E Castello.

Besonders schön sichtbar ist der Kontakt in den südöstlichsten Aufschlüssen unseres Gebietes (718910/081800). Hier treten zuckerkörnige, helle Dolomite, die viel Glaukonit enthalten, in Kontakt mit Hauptdolomit und bilden mit ihm zusammen grobe, kavernöse Breccien. Der Kontakt kann aber stellenweise auch sehr scharf ausgebildet sein. Er ist überdies häufig durch Limonit-Konzentration charakterisiert, in Krusten, grösseren Einschlüssen oder als konzentriertes Pigment. Limonit-Krusten am Kontakt Rhät/Hauptdolomit haben wir auch östlich Bisuschio und nördlich Viggiù beobachtet, wo die Oberfläche des Hauptdolomits korrodiert erscheint, bald von Furchen und länglichen Depressionen durchzogen, die Limonit-Wülste enthalten, bald von runden Löchern durchsetzt. Diese Umstände sprechen für eine Schichtlücke, doch lässt sich daraus nicht direkt entscheiden, ob es sich um submarine oder subaerische Erosion handelt. Für letzteres sprechen die von Scholle zu Scholle stark schwankenden Mächtigkeiten des Hauptdolomits (vgl. Taf. II), die einer rhätischen Einebnung zugeschrieben werden können, sowie die später (p. 619) zu besprechenden karstischen Phänomene unter-rhätischen Alters.

D. Bemerkungen zur Biostratigraphie

CHIESA (1949) hat sich als erster seit STOPPANI bemüht, neues Fossilmaterial aus dem Rhät der westlichen Lombardei zu bearbeiten, im Bewusstsein der schon zu Anfang des Jahrhunderts (TARAMELLI, MARIANI) erkannten faziellen Sonderstellung dieser Vorkommen gegenüber der typischen rhätischen Fazies der übrigen Lombardei. Diese Arbeit ist umso verdienstvoller, als sich die Isolierung und Präparation der Fossilien, wie wir an Versuchen an eigenem Material selbst erfahren haben, äusserst schwierig und mühsam gestaltet und oft Plastilin-Abdrücke zu Hilfe genommen werden müssen.

CHIESA kommt zu folgenden biostratigraphischen Resultaten: 5 Arten werden neu aufgestellt; 7 Formen sind neu für das gesamte Lombardische Rhät; 18 Formen kommen auch in der Azzarola-Fauna in analogen Vorkommen vor; 6 finden sich auch im Rhät des Apennins; 4 Spezies sind aus dem Ladinien, Carnien, aus dem Hauptdolomit und aus dem unteren Rhät bekannt, während eine Art (*Leda borsonii* STOPP.) exklusiv dem unteren Rhät angehören soll; 4 Formen kommen auch im unteren Lias (Hettangien und Sinémurien) vor.

Aus der Anwesenheit so verschiedenaltiger Formen leitet er den Schluss ab, dass in diesen Vorkommen das gesamte Rhät vertreten sei, und verwirft die Ansicht LEUZINGERS, wonach das Rhät am Campo dei Fiori transgressiv auf Hauptdolomit lagere und nur das obere Rhät umfasse.

Uns scheint dieser Sachverhalt der faunistischen Assoziation einmal in erster Linie dafür zu sprechen, dass diese Formen keinen oder ausgesprochen schlechten

Leitwert besitzen. Die Spezies *Leda borsonii* STOPPANI, die seit ihrer Aufstellung für Exemplare aus dem unteren Rhät von Val Ritorta in einem Exemplar von CHIESA erstmals wieder angegeben und abgebildet wird, erlaubt unserer Meinung nach keine zwingenden Schlüsse. Diese Art wird überdies von VECCHIA (1950, p. 45) ziemlich hoch im mittleren Rhät des Sebino (beim Lago d'Iseo) zitiert. Etwa in gleicher Höhe im selben Profil treten massenhaft *Thecosmilia clathrata* (EMMR.) und andere Korallen auf. Die faunistische Assoziation der Genera *Nucula* und *Leda*, welche die typischen Schiefer des unteren Rhät in Arten- und äusserst Individuen-reichen Lumachellen kennzeichnet, ist hier lediglich durch zwei Spezies und sehr wenige Individuen vertreten. Es könnte eingewendet werden, dass dies der Fazies-Abhängigkeit dieser Formen zuzuschreiben sei. Aber damit wäre wiederum ihr schlechter Leitwert hervorgehoben.

Vergleichende mikrofazielle Untersuchungen, speziell mit den Azzarola-Schichten, könnten hier vielleicht Klarheit bringen.

Aus den oben angeführten Gründen, der dürftigen biostratigraphischen Aussage, haben wir auf eine Bearbeitung eigenen Fossil-Materials – hauptsächlich Lamellibranchier – verzichtet. Besonderen Nachdruck legen wir dafür auf die wenigen, aber unserer Meinung nach bedeutenderen Funde von *Thecosmilia clathrata* (EMMR.) und von erst in jüngster Zeit bekannt gewordenen Foraminiferen.

Verschiedene Sachverhalte sprechen für transgressive Auflagerung des Rhät in unserem Gebiet. Wieviel von der Basis des Rhät fehlt, können wir nicht entscheiden. Demnach ist die Bezeichnung «oberes Rhät» vielleicht arbiträr, besonders da ja auch zwischen Rhät und unterem Lias eine vielleicht noch markantere Schichtlücke besteht.

E. Bemerkungen zur Paläogeographie

Die typisierende Bedeutung des Profils von S. Agata geht, wie wir schon andeutungsweise hervorgehoben haben, weit über unser Gebiet hinaus und dokumentiert eine vergleichsweise einheitliche Fazies im gesamten westlombardischen Raum. In den hellen, zuckerkörnigen, hornsteinhaltigen Dolomiten am SE-Rand unseres Gebietes und vor allem im Bereich der Stabio-Antiklinale manifestieren sich, wenigstens in den basalen Rhät-Anteilen, abweichende Fazies-Verhältnisse, die auf eine gewisse Vertiefung des Ablagerungsraumes deuten. Ein Abbiegen des Randes des Generoso-Beckens nach SW, noch akzentuiert im unteren Lias, scheint sich damit abzuzeichnen. Dafür spricht auch die direkte Auflagerung der unterliasischen Kieselkalke auf Rhät an der SE-Ecke unseres Gebietes und am S-Schenkel der Stabio Antiklinale. Damit stehen auch unpublizierte Ergebnisse reflexions-seismischer Untersuchungen im Raum zwischen Stabio und Mendrisio in Einklang, die auf bedeutende Sediment-Mächtigkeiten und damit allgemein auf Becken-Facies der mesozoischen Serie in diesem Gebiet hinweisen. Wir können leider auf diese Befunde nicht näher eingehen.

IV. DER UNTERE LIAS

A. Allgemeines

1. *Broccatello*

a) Bemerkungen zur Terminologie

In der älteren Literatur und noch bei FRAUENFELDER und SENN herrscht eine gewisse terminologische Konfusion in der Anwendung der Bezeichnungen «Broccatello», «Macchia vecchia», «Hierlatzkalke», «Transgressionsfazies», «Arzo-Kalk» und «Marmo d'Arzo».

«Broccatello», in der Literatur fälschlicherweise oft mit dem Begriff «Breccie» assoziiert, ist ein alter italienischer Steinmetzen-Ausdruck. Er leitet sich vom Wort «broccato» – Brokat ab und bezeichnet auffällig gezeichnete, meist bunte, geflammte und geaderte Marmore (im Sinne des Steinmetzen, d. h. zu dekorativen Zwecken geeignete, politurfähige Gesteine) und wurde auch auf Alabaster angewendet (vgl. IMPERATO, 1599, libro 25, p. 683; GIMMA, 1730).

In diesem Zusammenhang sei kurz auf die Geschichte der Verwendung dieses Materials eingegangen: Es sind uns keine Hinweise bekannt, dass diese Vorkommen bereits von den Römern und in der Renaissance verwendet wurden, trotzdem sich beide Zeitalter durch besondere Bevorzugung solcher Materialien für architektonische Zwecke eingezeichnet haben. Weder der Comaske PLINIUS, der diese Gegend gekannt haben muss, noch JOVIUS, noch CARDANO, noch VASARI erwähnen sie. An der Fassade der Certosa di Pavia, ein Musterbeispiel für die Verwendung farbiger Schmucksteine in der Renaissance, an deren Bau viele Tessiner Steinmetzen und Architekten massgeblich beteiligt waren, sind unseres Wissens keine Stücke von Arzo vertreten. Das früheste uns bekannte Beispiel für die Verwendung von Arzenser Material stellt das Taufbecken von 1596 im Dom von Como dar (CANTÙ, 1856, vol. 2, p. 234). Seine Blütezeit erlebte dieses Gestein im Hochbarock und Rokoko, wofür vor allem unzählige Kirchen in ganz Italien und sogar in England zeugen.

Wir möchten daher die Bezeichnung «Broccatello d'Arzo» (im weiteren kurz Broccatello) für die massigen, meist bunten, biohermalen Kalke des unteren Lias unseres Gebietes reservieren. Wohl sind sie oft in sich selbst brecciös; doch sobald jüngere Lias-Anteile in grösserem Ausmass mitbeteiligt sind, werden wir die entsprechenden Gesteine besonders bezeichnen. Für die Breccien, die Hauptdolomit-Trümmer und eine oder mehrere Phasen von Lias-Kalken als Grundmasse enthalten, verwenden wir die bei den Steinmetzen übliche Bezeichnung «Macchia vecchia». Hierunter fallen auch solche Typen, die ausser liasischen auch rhätische Anteile enthalten. Die schon besprochenen Breccien, die ausser Hauptdolomit nur Rhät enthalten, schliessen wir von dieser Benennung aus.

Wie schon gesagt wurde, betrachten wir den Broccatello als solchen nicht als Transgressions-Bildung. Damit fällt auch der Ausdruck «Transgressionsfazies» weg.

«Arzo-Kalk» und «Marmo d'Arzo» könnten als Synonyme zu «Broccatello» betrachtet werden. Sie umfassen jedoch in der Literatur auch den von uns abgetrennten Besazio-Kalk und in den meisten Fällen auch die Macchia vecchia.

Die Bezeichnung «Hierlatzkalk», die vor allem FRAUENFELDER viel verwendet, möchten wir solange ablehnen, bis eingehende, moderne vergleichende Studien dieser Bildungen und derer des Hierlatz bei Hallstatt und analoger Österreichischer Vorkommen die Verwendung des Ausdrucks rechtfertigen würde.

b) Lithologische und biofazielle Charakterisierung

Unter die Bezeichnung «Broccatello» fallen meist bunte, vorherrschend rosa oder fleischfarbige, untergeordnet gelbliche, grünliche, bräunliche, reine Kalke. Weitverbreitet, besonders um Tremona, sind einheitliche Farbtöne, wie hellgrau, hell-grünlich, beige. Das Spiel der Farbtöne äussert sich in einer \pm ausgeprägten Flammung, die je nach Regelmässigkeit und Feinheit manchmal Feinschichtung vortäuscht. Diese Tönung dürfte auf den wechselnden Gehalt an Eisenoxyd-Pigment verschiedener Oxydations-Stufen zurückzuführen sein. Oft sind in Partien, die durch jüngere Intrusionsphasen (siehe p. 546) durchadert sind, vom Kontakt an einwärts in der Intensität und im Ton stark wechselnde farbige Höfe festzustellen, Liesegangschen Ringen vergleichbar.

Das uneinheitliche, «barocke» Aussehen dieses Gesteins wird noch erhöht durch den nesterweise stark schwankenden Gehalt an Makrofossilien und ihrer Trümmer in verschiedensten Kombinationen. Am zahlreichsten, gelegentlich gesteinsbildend, treten Brachiopoden auf. Seit der Monographie PARONAS (1885) wurde solches Material unseres Wissens nicht mehr bearbeitet und publiziert.

Nach den Bestimmungen unseres Materials aus dem Broccatello verschiedener Lokalitäten innerhalb der Steinbrüche von Arzo durch D. V. AGER (London) ergibt sich folgende Faunenliste:

- Furcirhynchia* cf. *melvillei* AGER
- Prionorhynchia greppini* (OPPEL)
- Rimirhynchia* aff. *anglica* (ROLLIER)
- Tetrarhynchia* juv. sp. indet.
- Cirpa fronto* (QUENSTEDT)
- Rhynchonellina alpina* PARONA
- R. sp. nov. ?
- Spiriferina rostrata* (SCHLOTHEIM)
- S. rostrata lata* WOLLEMAN
- S. rostrata* var. nov. ?
- S.* cf. *spirigeroides* ROLLIER
- Lobothyris punctata* (SOWERBY)
- L. punctata subpunctata* (DAVIDSON)
- L. punctata pentagonalis* (DUBAR)
- Zeilleria sarthacensis* (D'ORBIGNY)
- Z. indentata* (SOWERBY)
- Aulacothyris waterhousi* (DAVIDSON)

Aus dem Dach des Broccatello, in der Nähe der Cantine di sotto (718525/082475):
Lobothyris punctata (SOW.) *pentagonalis* (DUBAR).

Gerade die Brachiopoden zeigen im Innern oft fossile Wasserwaagen, indem sie teilweise durch geopetales Sediment erfüllt sind und das restliche Lumen kalkspatisiert erscheint. Dadurch geben sie oft die einzigen Hinweise auf Streichen und Fallen, die sich sonst aus dem richtungslos-massigen Habitus dieser Gesteine selten ablesen lassen. Diese Eigentümlichkeit ist vor allem in den südwestlichen und südlichen Teilen des grossen Steinbruchs von Arzo (E,F/12) zu beobachten und wurde mit speziellen Fallzeichen berücksichtigt.

Mit den Brachiopoden assoziiert oder selbständig treten, oft ebenfalls massenhaft, Lamellibranchier auf: *Pecten*, *Lima*, darunter sehr grosse Formen, Austern, darunter *Ostrea electra* D'ORB. emend. DOMORTIER. Ausserdem Gastropoden aller Dimensionen (z. T. riesige Formen wie *Pleurotomaria* cf. *gigas* DESLONGCHAMPS). Besonders individuenreich sind Crinoiden vertreten, doch stets nur in Trümmern. Sehr auffallend ist ihr gesteinsbildendes Auftreten in Encriniten, meistens in grösseren, richtungslos begrenzten Bereichen und in Spaltenfüllungen, seltener in konkordanten Lagen. Lokal besonders wichtig, oft ebenfalls massenhaft, kommen Pharetronen vor. Besonders schön der Beobachtung zugänglich sind sie in den kleinen, seichten Steinbrüchen südlich oberhalb des grossen Steinbruchs (E/12, E & F/12, SE)¹⁶⁾. Sie treten auf den angewitterten Flächen markant hervor und sind mit Stiel-Fragmenten von *Pentacrinus*, anderen Echinodermentrümmern, Korallen und deren Trümmern sowie Brachiopoden und Lamellibranchiern assoziiert. Die Pharetronen lassen sich hier unmöglich isolieren. Im Kieselkalk des Generoso-Gebietes kommen ebenfalls Pharetronen vor, die sekundär verkieselt wurden und sich deshalb mit Salzsäure isolieren lassen. Aus Analogie im Auftreten anderer Fossilien (Ammoniten, Brachiopoden) dieses und unseres Gebietes sowie aus sedimentologischen Befunden BERNOULLIS dürfte es sich um mit unseren identische Formen handeln. Am ehesten kommen die Gattungen *Stellispongia* und *Corynella* in Betracht.

Cephalopoden sind selten. Die meisten wurden isoliert und zufällig gefunden, nur an drei oder vier Stellen treten sie relativ häufig auf. Wir werden ihnen, wegen ihrer stratigraphischen Bedeutung, ein besonderes Kapitel widmen.

Foraminiferen sind im Dünnschliff hie und da anzutreffen. Sie scheinen in kalkarenitischen Partien besonders häufig zu sein.

Die Schalen besonders grösserer Fossilien sind oft weiss, kalkspatisiert. Überhaupt beteiligt sich weisser, spätiger Calcit in Lumina von Fossilien oder in Zwickeln massgeblich am charakteristischen Aussehen dieser Gesteine.

In einigen seltenen Fällen, in den Steinbrüchen von Arzo und in denen von Besazio, haben wir im Broccatello kleine (nuss- bis faustgrosse), isolierte Hauptdolomit-Gerölle beobachtet, die deutliche Bearbeitung durch bohrende Organismen aufweisen.

Von besonderer Bedeutung sind ockergelbe Kalke, die vorzugsweise aus Lumachellen bestehen: lagenweise in der Häufigkeit wechselnd treten massenhaft Involutinen oder sehr kleine Mollusken und Trümmer von grösseren auf. Die Schalen sind meist durch Limonit imprägniert und überzogen. Limonit füllt in der Regel auch die Lumina der Involutinen und ist in grösseren fleckig-schlierigen Bereichen innerhalb der Grundmasse konzentriert. Die Grundmasse ist weiss, calcitisch-spätig oder feinkörnig, durch Limonit schwach pigmentiert.

Dieses Material ist meistens nur in Blöcken anzutreffen, die innerhalb von jüngeren liasischen Sedimenten resedimentiert liegen. So bei der Wegabzweigung nach S. Rocco, E Arzo (P. 508), wo es durch die Untersuchung der Involutinen durch SCHWEIGHAUSER, 1950, bekannt gemacht wurde (vgl. auch SENN, op. cit., p. 577), und im grossen Steinbruch von Arzo. Seltener tritt dieses Gestein in un-

¹⁶⁾ Die Himmelsrichtungen beziehen sich auf die Lage innerhalb der Koordinaten-Quadrate.

regelmässigen, linsigen konkordanten Lagen innerhalb des Broccatello auf. Die kleinen Ammoniten, die stellenweise sehr häufig vorkommen, besonders bei P. 508, haben wir bearbeitet, sie sollen im besonderen Kapitel über Ammoniten besprochen werden.

Die faunistische Assoziation, die Verteilung der Fossilien, der sicher schon primär richtungslos-massige Habitus des Broccatello sprechen eindeutig für *biohermale Bildungen*. Gewachsene organogene Strukturen in situ sind nicht zu beobachten. Dies hängt wahrscheinlich mit der Ökologie der beteiligten Organismen zusammen (es fehlen stockbildende Korallen, Kalkalgen). Lokal in der Intensität stark wechselnde detritische Aufarbeitung in stark durchbewegtem, oxydierendem Milieu ist sicher ein anderer wichtiger Grund. Dies wird am besten durch die charakteristischen Encrinite illustriert. Auch die stark schwankenden Mächtigkeiten des Broccatello mögen für seine biohermale Natur zeugen. Zwar gehen viele, vor allem sprunghafte Mächtigkeitswechsel auf das Konto synsedimentärer Tektonik und lokal wechselnder Subsidenzbedingungen. Doch gerade an den nordöstlichen, südöstlichen und südwestlichen Rändern unseres Gebietes zeigt sich z. T. gänzlichliches Auskeilen des Broccatello, manchmal auch innerhalb der Schollen (Barozzo, vgl. Taf. I). Zwischen den Cantine di Tremona, vor allem zwischen dem Weg Selvapiana–Mitra del Vescovo, auf 500 m (718575/082435) und der Bachrunse W oberhalb den Cantine di Rancate (718670/082360) ist Hand in Hand mit dem Auskeilen eine Verfingering (Alternanz) von Broccatello und Kalkareniten zu beobachten. Diese Kalkarenite, die verschiedenartige, klastisch-resedimentäre Kalk- und Dolomit-Partikel sowie aufgearbeitete Ooide enthalten und im Dünnschliffbild das Gefüge diskordant durchsetzende metasomatische Rhomboederchen-Dolomitisation aufweisen, sehen den W Arzo auftretenden unterliasischen Typen (Cave di Saltrio, Viggiù) sehr ähnlich. Grössere und kleinere Blöcke dieses Materials liegen um die unteren Cantine di Tremona, offenbar aufgearbeitet und resedimentiert, in Broccatello eingebettet, besonders gut zu beobachten auf der Felsterrasse mit Aussicht auf den Luganersee.

2. Die unterliasischen Kalkarenite W Arzo

Wie aus SENNS Karte deutlich hervorgeht – die grossen, unregelmässig verteilten schwarzen Flächen werden nach W von einem schwarzen Band einheitlicher Dicke abgelöst – tritt auf der Höhe von Arzo nach W ein plötzlicher Wechsel in der räumlichen Verteilung der unterliasischen Sedimente ein, die von ihm zur Transgressionsfazies gestellt werden. Haben wir dem Broccatello diese Bezeichnung abgesprochen, so trifft sie für die Kalkarenite im ganzen zu. Der plötzliche Übergang selbst ist leider nicht aufgeschlossen. Er dürfte mit der wichtigen Verwerfung in Beziehung stehen, die mitten durch Arzo verläuft, sodann ungefähr dem Bach nach N folgt und an der Costone-N-Fluh die liasischen Bildungen der Steinbrüche von Arzo nach W scharf begrenzt. Die westlichsten Aufschlüsse des Broccatello sind hier diejenigen oberhalb P. 508, westlich vom unteren Abschnitt des Weges der nach S. Rocco führt. Jenseits des Tälchens treten die ersten Aufschlüsse in den Kalkareniten im Wald oberhalb des Rebgeändes mit den drei übereinanderstehenden Rebhäuschen, NW Arzo auf. Sie sind jedoch ungünstig. Einen guten Einblick gewährt der verlassene Steinbruch «Burgioli» (716180/082070) am Weg

zum Poncione d'Arzo (Monte Pravello), ca. 150 m E der Staatsgrenze. Die Situation ist hier ungefähr dieselbe wie in den Steinbrüchen von Saltrio, nur sind die Mächtigkeiten geringer. Es handelt sich um vorwiegend bioklastische Kalkarenite, wobei der Hauptanteil Encriniten zukommt. Sie bestehen dann fast ausschliesslich aus richtungslos verteilten Crinoiden-Trümmern, vor allem einzelnen Stielgliedern. Gelegentlich kommen Lagen vor, die grössere Stiel-Fragmente von *Pentacrinus* enthalten. Untergeordnet sind Trümmer anderer Echinodermen, Brachiopoden und überhaupt aller Makrofossilien, die auch im Broccatello vorkommen. D. V. AGER (London) bestimmte einen Brachiopoden aus den Steinbrüchen von Saltrio in unserer Sammlung: *Lobothyris ovatissima* (QUENSTEDT). Häufig sind Foraminiferen: Involutinen, Nodosarien, Marginulinen, Frondicularien, die Lumina meist durch Glaukonit ausgefüllt. Gelegentlich lässt sich Glaukonit auch in den Lumina von Crinoiden-Trümmern beobachten.

Der hauptsächlichste Unterschied zum Broccatello besteht in der ausgeprägten Bankung: die einzelnen Bänke umfassen etwa eine Spanne bis ca. 50 cm. Sie ist nicht sehr regelmässig, oft knauerig, auskeilend, gelegentlich durch Kreuzschichtung gekennzeichnet. Unter den Farben herrschen grau, beige, crème, grünlich, gelblich, blass violett bis weinrot (im Steinmetzen-Jargon «latte vino») vor, in hellen, oft diffus-schlierig und scheckig verteilten Tönen. Der Komplex umfasst im Steinbruch «Burgioli» ca. 6–7 m Mächtigkeit.

Im Gebiet von Viggìu und Brenno-Useria spielen anorganische, detritisch-klastische Komponenten eine bedeutende Rolle: Kalk- und – überwiegend – Dolomit-Partikel von verschiedenstem Gefüge und Korn, aus der Trias aufgearbeitet, darunter besonders charakteristisch oolithische Fragmente und vereinzelte, z. T. gebrochene und abgerollte Ooide aus dem Rhät.

Im N-Schenkel der Brennoantiklinale (vgl. SENN, op. cit., p. 623 und Fig. 7), an der Strasse Viggìu–Bisuschio (713150/080510, heute durch Betonmauer zugedeckt), sowie am Eingang zum grossen unterirdischen Steinbruch am E-Ende von Brenno zeigen sich konglomeratische Lagen mit heterogenen Komponenten bis zu 1 cm Durchmesser (Fig. 23). Die Grundmasse dieser Typen entspricht dem Gefüge nach der um Viggìu und Brenno sehr häufigen «Pietra di Viggìu». Es sind Kalkarenite, die als charakteristische klastisch-detritische Komponente meist zerbrochene oder gerollte Ooide oder oolithische Fragmente sowie Trümmer von biogenen Partien (teilweise Cyanophyceen) enthalten, die auch im Dünnschliff im Kleingefüge mit den entsprechenden authigenen Partikeln in S. Agata Nr. 13–17 grösste Übereinstimmung zeigen. Sie sind oft unvollständig, locker zementiert, die entsprechenden Gesteinstypen sind weich und bröckelig (im Steinmetzen-Jargon «Molera»). Wenn sie viele aufgearbeitete Ooide enthalten, sehen sie im Handstück, ohne Lupe betrachtet manchmal gewissen Teilen der Schichten S. Agata, Nr. 13–17, ziemlich ähnlich.

Diese Kalkarenite sind mit den Typen von Saltrio (vorwiegend bioklastisch, Enkrinite) in vertikalem und horizontalem Sinn oft mannigfaltig verknüpft. Ein gefügekundliches Studium mit Nachdruck auf statistische Auswertung und mit Bezug auf das Liegende (Hauptdolomit und Rhät) sowie auf synsedimentäre Tektonik, die auch im Gebiet zwischen Saltrio und Varese eine gewisse Rolle spielt, würde sicher interessante Resultate zeitigen.

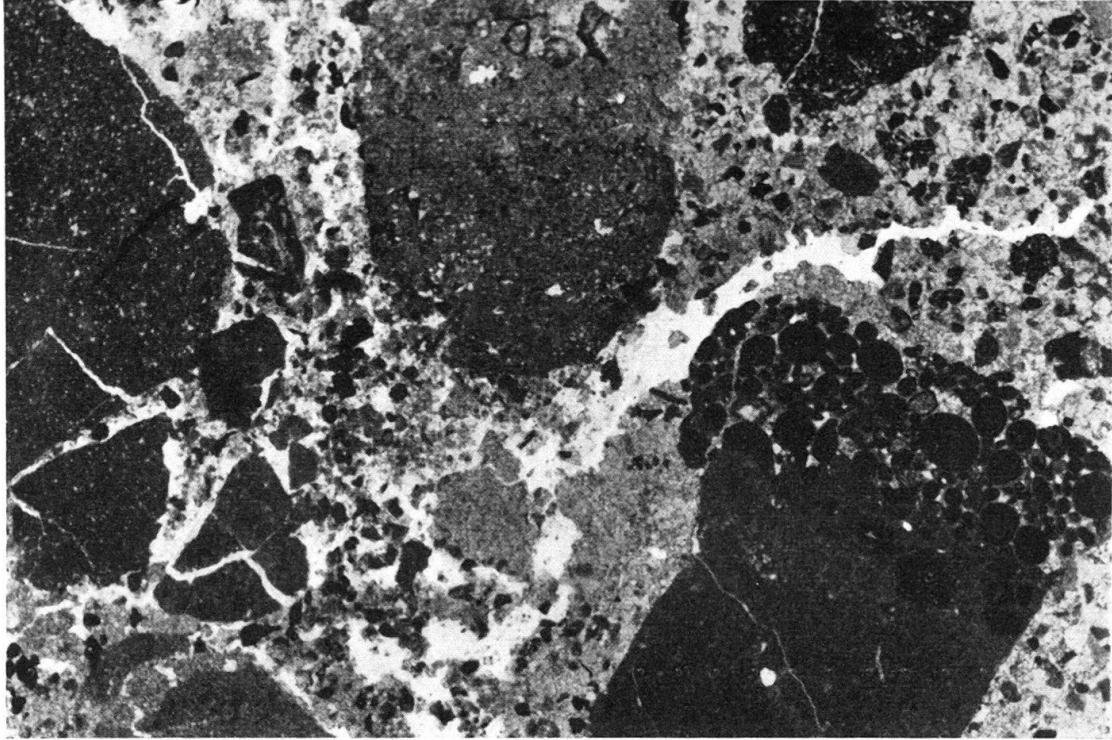


Fig. 23. Epiklastischer Calcirudit (lithische Wacke). Die kantengerundeten Trümmer sind vorwiegend rhätischen Alters. In der calcitisch -spätigen Grundmasse liegen oft verzeinzelte resedimentierte Ooide und deren Trümmer. Grobklastische Lage in den basalen liasischen Kalkareniten, Cave di Brenno-Useria. 9×.

3. *Kieselkalk*

Er beschränkt sich im wesentlichen auf das Gebiet zwischen Cantine di sopra, Nimbra und Fornetto, ENE Tremona. Gegen W wird er durch eine bedeutende Verwerfung scharf abgeschnitten. Ein kleines sehr reduziertes Vorkommen findet sich noch zwischen S. Agata und Tremona.

Das Gestein ähnelt demjenigen in den höheren Partien des Monte Generoso ausserordentlich, ist sehr uniform und interessiert uns als solches nicht. Eine besondere Bedeutung kommt ihm wegen seiner Aussage über die Mehrphasigkeit und die Chronologie der liasischen Tektonik zu. Die basalen Partien sind gewöhnlich hell (vorwiegend grau, untergeordnet hellweinrot oder beige), seltener bunt, enthalten Lagen von Encriniten und Kalkareniten sowie hellen, oft ockergelben Hornstein in Nieren, Linsen, Schlieren und splittrigen Einschlüssen.

B. Die Auflagerung des unteren Lias

1. *Broccatello*

Durch die intensive syngenetische und subsequeute liasische Tektonik ist der stratigraphische Kontakt des Broccatello mit der Unterlage (sei es Hauptdolomit oder Rhät) bis auf wenige Fälle verwischt. Dazu kommen oft schlechte Aufschlussverhältnisse. Immerhin sind ein paar Stellen gegeben, die recht eindeutigen Einblick in die Verhältnisse gewähren.

a) Im grossen Steinbruch von Arzo

In dessen westlicher Ecke, wo das weiter oben gegebene Rhät-Profil aufgenommen wurde, ist die Auflagerung des Broccatello gut aufgeschlossen (Fig. 24). Im unteren (südlichen) Teil ist der Schichtverband durch einige Brüche sowie durch eine kleine Überschiebung gestört. Es tritt jedoch trotzdem deutlich in Erscheinung, wie die Auflagerungsfläche vom Dach der Schicht Nr. 9 (vgl. Fig. 18), im oberen Teil der Aufschlüsse, bis zur Schicht Nr. 2 am Fusse der Steinbruchwand hinabreicht. In den südlichsten Partien dieses Aufschlusses liegen mächtige Blöcke von Rhät-Kalk, z. T. noch halbwegs im Verband mit der Unterlage, zwischen Gängen von Broccatello oder ganz in diesen eingebettet. Einige dieser Blöcke sind entlang einer gelben Mergellage aufgeplatzt und mit Broccatello, z. T. in zwei Phasen, lagergangartig durchsetzt. Auch an der SE-Ecke des Steinbruchs, unmittelbar neben der grossen mittelliasischen Bruchspalte (G/11, SW), können am Kontakt Blöcke von Rhät in Broccatello beobachtet werden.

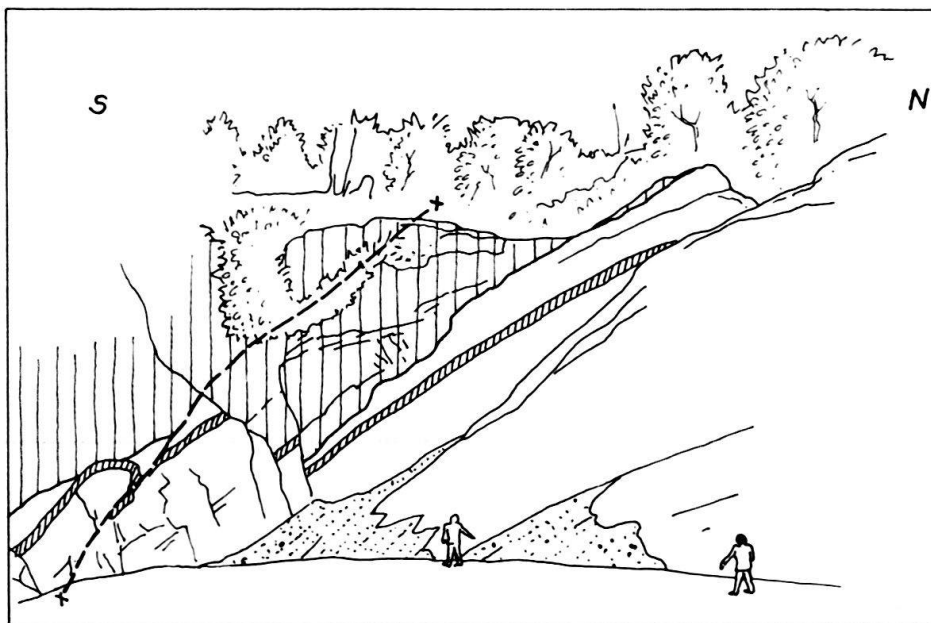


Fig. 24. Ansichtsskizze des Kontaktes Broccatello/Rhät in der NW-Ecke des grossen Steinbruchs von Arzo. Weit schraffiert: Broccatello. Eng schraffiert: Schicht Nr. 2-4 (gelbe Mergel und Lumlachelle) auf Fig. 18. x—x: tektonisch junge Aufschiebung.

b) S. Agata

Bei der Besprechung des S. Agata-Profiles (vgl. Fig. 2, 3) wurde schon auf die diskordante Auflagerung des Broccatello hingewiesen. Zwischen dem Waldrand WSW S. Agata und der Umfassungsmauer der Kirche ist folgendes zu beobachten: am Waldrand selbst (die Aufschlüsse befinden sich in dichtem Buschwald und sind nur im Herbst bis Frühjahr gut sichtbar) erfolgt die Auflagerung etwa auf die Mitte der Schicht S. Agata, Nr. 34. Wenige Meter höher am Hang erreicht die Kontaktfläche den höchsten Punkt des Profils, Schicht Nr. 37. Von hier aus nach E schneidet sie ziemlich steil mehrere Schichten ab und erreicht auf 610 m Höhe das Dach der Schicht Nr. 30. Hier, wo auf einige Entfernung Schicht Nr. 28-30 eine kleine Fluh bilden, greift der Broccatello in einer etwa meterbreiten Spalte tief in das Liegende und enthält daraus aufgearbeitete, richtungslos resedimentierte,

eckige Trümmer. Bis fast zur Umfassungsmauer der Kirche hält sich die Auflagerungsfläche etwa auf gleicher Höhe im Profil. NE der Umfassungsmauer sind die Aufschlüsse ungünstiger. Immerhin kann bei 718075/081950 (28 auf Fig. 2) gut beobachtet werden wie die Feinschichtung von Schicht Nr. 28 diskordant vom Broccatello abgeschnitten wird.

c) Cantine di Tremona

Der ganze Hang unterhalb der Sackungs-Spalten, ca. 50 m bis 200 m E bis ESE der unteren Cantine, entspricht dort wo Rhät S der Fluh-Kante aufgeschlossen ist etwa der Auflagerungsfläche des unteren Lias. Wie früher schon erwähnt wurde, handelt es sich bei diesem Lias um eine Wechsellagerung von Broccatello und Kalkareniten. Diese Vorkommen sind im oberen Teil des Hanges in isolierten Erosionsrelikten flach verteilt und bilden an der Basis des Kieselkalkes eine kleine Fluh. Ein Einfallen von 20° S am N-Rand und von 50° S am S-Rand des Rhät-Aufschlusses dokumentiert deutliche Winkeldiskordanz zur ebenen oder leicht nach E geneigten liasischen Auflagerungsfläche.

2. Kieselkalk

a) An der N-Flanke der Bachrunse W Ligonago kommt Kieselkalk direkt mit Rhät in Kontakt. Er enthält hier eckige Trümmer von rhätischem Dolomit, z. T. wieder aufgearbeitete Krusten und grössere Partikel von Limonit, sowie splittrige Hornstein-Einschlüsse. Gerade diese Partien sind nicht sehr gut aufgeschlossen und scheinen durch alpine tangentielle Tektonik stark beansprucht zu sein.

b) Am S-Fuss der Barozzo-Aufschlüsse, N M. Oliveto (718780/081715) ist wiederum der Kontakt Kieselkalk/Rhät zu sehen. Die Basis des Kieselkalkes ist hier hellgrau bis hell-grünlich, kieselfrei, schlierig-knollig feinschichtig, mit gelben, mergeligen Zwischenlagen; stellenweise konglomeratisch (Durchmesser der schlecht sortierten Komponenten 1 mm bis 2 cm). Es besteht eine eindeutige Diskordanz zum Rhät.

c) Um die Cantine di sopra lagert Kieselkalk direkt auf Macchia vecchia. Die synsedimentäre Tektonik spielte in dieser Zone – zwischen Castello und Cantine di sopra – offenbar schon in rhätischer, dann wieder in unterliasischer Zeit, bis zum Beginn der Kieselkalk-Sedimentation, wiederholt besonders intensiv. W der Cantine di sopra kann am Abriss-Rand der Sackungsmassen beobachtet werden, wie die basalen, hellen Partien des Kieselkalkes in teils noch unverfestigtem, teils halbverfestigtem Zustand tektonisch beansprucht wurden, wobei es zur Bildung von grobblockigen Breccien und Pseudokonglomeraten kam. Gelber Hornstein füllt die entstandenen Vakua in Schlieren und Gängen teilweise aus und übernimmt so die Funktion einer Grundmasse.

Damit mögen auch die groben Pseudokonglomerate in Beziehung stehen, die sich am Sackungsabriss neben dem westlichen Haus der Cantine di sotto zeigen. Sie enthalten grosse, ± gerundete Gerölle oder vielmehr Knauern, die sich oft nicht scharf von der Grundmasse abheben. In den Zwischenräumen, in Linsen und Nestern, oft wirr gefältelt, übernehmen gelbliche oder blass-violette Mergel und Mergelkalke die Rolle einer Grundmasse. Sie enthalten häufig Stiel-Fragmente

von *Pentacrinus*. Die erwähnte starke synsedimentäre Tektonik mag durch Schollenkipfung ein Abrutschen eines überlagernden Kieselkalk-Pakets bewirkt haben. Dies hätte in diesem, ursprünglich durch Kalk/Mergel-Alternanz gekennzeichneten Horizont zur oben beschriebenen Bildung geführt, durch Scherbewegung, Zerbrechen und Abrollen der kalkigen, noch nicht völlig verfestigten Partien. Für ein solches tektonisch-mechanisches Verhalten bestehen andernorts weitere Indizien, die im tektonischen Teil noch zur Sprache kommen werden.

Im E dieser Stelle, in der südlichsten Sackungs-Spalte (alte Boccia-Bahn) kann im Dach des Broccatello beobachtet werden, wie schon in den massigen Partien kleinere schlierige und knauerige, gelegentlich splittrige Hornstein-Einschlüsse von ockergelben, rötlichen oder bunten Farbtönen auftreten.

3. Die Kalkarenite westlich Arzo

a) Im Steinbruch Burgioli. Hier erfolgt die Auflagerung der basalen Kalkarenite auf Hauptdolomit. Im hinteren Teil des Steinbruchs wird die Sohle durch eine 30° SW einfallende Schichtfläche des Hauptdolomits gebildet. Darüber liegt konkordant eine 40 cm mächtige Lage von bröckelig zerfallendem, kreidigem, leicht sandigem Kalk. Sie greift in feinen Adern und Fugen in die verwitterte Hauptdolomit-Schichtfläche. Sie enthält Ammoniten, Crinoidentrümmer, Foraminiferen, Ostrakoden und Haifischzähne (Lamniden). Stellenweise zeigt sie sich feinschichtig, mm- bis cm-rhythmisch, mit graded bedding: die grobe Fraktion bestehend aus Crinoidentrümmern, detritischem Quarz und Feldspat, Glaukonit-, Limonit- und Phosphorit-Partikeln, geht rasch in eine feinpelitische, hell-grünliche Fraktion mit limonitpigmentierten Lagen und Schlieren über. Oft treten kleine Slumpings auf (Wellenlänge und Amplitude in der Größenordnung 1 cm). Wir werden im Kapitel über die Ammoniten nochmals auf diese Lage zurückkommen. Darüber folgen sofort die schon beschriebenen Kalkarenite vom Typus Saltrio.

b) In den Steinbrüchen von Saltrio. Über die in diesen Steinbrüchen ausgebeuteten Gesteine und ihre Fauna wurde schon sehr viel geschrieben. Ihr stratigraphischer Kontakt mit Hauptdolomit ist seit FRAUENFELDER und SENN unbestritten. Doch ist unseres Wissens dieser Kontak nie näher beschrieben worden. Er ist an zwei Stellen der Beobachtung direkt zugänglich: vor der N-Spitze der Steinbrüche, ca. 20 m W des Steinhäuschens am Grenzhag, bildet in einem kleinen, nach S offenen Steinbruch wiederum eine ca. 30° S einfallende Hauptdolomit-Schichtfläche die Grenze. Darüber lagert konkordant ein weicher, leicht kreidiger, sandiger Kalkarenit, der Glaukonit- und Limonit-Partikel enthält. Der Hauptdolomit ist an der Grenzfläche von zahllosen Gängen bohrender Organismen durchsetzt, die in der Regel senkrecht eindringen und bald in allen Richtungen schief weiter verlaufen. Ihr Durchmesser beträgt um 2 mm. Sie sind erfüllt von grünem, glaukonitischem Material. Diesen Hauptdolomit haben wir bereits lithologisch charakterisiert (p. 548).

Die andere Stelle befindet sich an der W-Flanke der Steinbrüche, auf ca. 670 m Höhe, ca. 10 m nach der ersten Wegkurve, wenn man von unten kommend den T. Ripiantino überschritten hat. Der Hauptdolomit ist hier mm-rhythmisch feinschichtig, und weist dieselben, durch Glaukonit-haltiges Material erfüllten Bohrgänge auf. Es ist eine leichte Winkeldiskordanz zu beobachten.

4. Kritik an FRAUENFELDERS und SENNS Konzeption der Transgression und der Transgressionsfazies

FRAUENFELDER und SENN hatten der Lias-Transgression eine regionale Bedeutung beigemessen. Sie fassten sie als ein sukzessive vorrückendes und durch das Mass dieses Vorrückens datierbares Phänomen auf. Sie hätte ein starkes, durch karrige Erosion in einer rhätischen Festlandperiode entstandenes Relief nicht eingeebnet, sondern mit typischen Transgressions sedimenten eingedeckt. Als typische Vertreter der Transgressionsfazies gelten nach diesen Autoren die Breccien mit Hauptdolomit-Trümmern (Macchia vecchia).

Auf seiner Karte vereinigt SENN Macchia vecchia, Broccatello, Besazio-Kalk und epiklastische Kalkarenite unter einer einzigen Signatur, so dass die räumliche Verteilung dieser verschiedenen lithologischen Typen nicht zum Ausdruck kommt. Schon die besonderen «vertikalen» Lagerungsverhältnisse der Macchia vecchia (vgl. Taf. I und IV), dann ihre lithologische Charakteristik und genetische Deutung (vgl. p. 619) widerlegen FRAUENFELDERS und SENNS Auffassungen.

Die durchgehende, isochrone Grenze Kieselkalk/Domérien, der SENN grosse Bedeutung beimisst (vgl. p. 539, 543), wird durch die Heteropien im mittleren Lias (vgl. p. 545) entkräftet, vor allem durch die heteropische Vertretung des Kieselkalkes durch Besazio-Kalk im Pliensbachien im Gebiet zwischen Arzo, Besazio und Tremona.

Das gewichtigste Argument, das gegen FRAUENFELDERS und SENNS Konzept spricht, ist die während der gesamten Zeit der Kieselkalk-Sedimentation aktive syngenetische Tektonik (vgl. p. 544), deren Auswirkungen noch eingehender behandelt werden (p. 606).

Vorderhand sei darauf hingewiesen, dass es beim Betrachten unserer Karte auffallen muss, wie einerseits Broccatello bald auf Hauptdolomit, bald auf Rhät verschiedener Mächtigkeit liegt, wie sich der Kieselkalk in bezug auf Rhät und Broccatello analog verhält, ebenso Besazio-Kalk und Domérien-Mergelkalk in bezug auf Broccatello und Kieselkalk. Die Mächtigkeitswechsel erfolgen sprunghaft, sie stehen deutlich mit den Brüchen in Beziehung. Die Brüche selbst sind verschiedenartig. Sprunghaft, oder zumindest auf engstem Raum wechselnd sind auch die Faziesunterschiede, wenn auch nicht so deutlich an die Tektonik gebunden. Aus diesen Verhältnissen erhellt, dass sicher Schichtlücken an den stratigraphischen Kontakten die Regel sind – ausgenommen Kieselkalk/Broccatello und Domérien-Mergelkalk/Kieselkalk; dass sie – wie schon gegebene und noch zu besprechende Sachverhalte bestätigen – ihre Entstehung teilweise Emersionen und subaerischer Erosion verdanken, dass sie verschiedenartig sind und verschieden lange Zeitabschnitte umfassen, und dass mit aller Wahrscheinlichkeit die subsequenten Fälle von Meeresbedeckung an die tektonisch bedingten Senkungen gebunden und damit – nach dem Stil dieser Tektonik – plötzlich erfolgt sein müssen. Dies könnte auch das Fehlen von Basalkonglomeraten erklären, die in der konventionellen Konzeption der Transgressionsfazies eine bedeutende Rolle spielen.

Aus diesen Gründen verwenden wir im unteren und mittleren Lias den Ausdruck «Transgressionsfazies» E Arzo in unserem Gebiet nicht.

Völlig anders ist die Situation W Arzo. Hier sind viele Voraussetzungen für die Bezeichnung «Transgressions sedimente» in konventionellem Sinn gegeben:

durch bohrende Organismen bearbeitete Kontaktflächen, plötzlich einsetzender detritischer Quarz und Feldspat, die epiklastischen Kalkarenite und die konglomeratischen Lagen, beide mit Komponenten, die aus der Unterlage im weiteren Sinn aufgearbeitet wurden. Im Gegensatz zu den Auffassungen FRAUENEFELDERS und SENNS umfasst nach unseren Befunden diese Transgressionsfazies einen relativ grossen Zeitraum (in Saltrio Sinémurien und Lotharingien).

C. Die Ammoniten des unteren Lias und ihre stratigraphische Aussage

a) P. 508, E Arzo.

Die schon erwähnten Blöcke von ockergelbem Kalk, die bei P. 508 E Arzo, bei der Wegabzweigung nach S. Rocco in roten Mergelkalken des Domérien eingebettet liegen, enthalten ausser den Involutinen und Echinodermen häufige kleine Mollusken: Lamellibranchier, Gastropoden, Ammoniten, seltener Brachiopoden. Die Bestimmung einiger Brachiopoden, Gastropoden und der Ammoniten ergab:

Brachiopoden, bestimmt durch D. V. AGER (London)

Quadratirhynchia cf. *quadrata* BUCKMAN

Cirpa fronto (QUENSTEDT)

Spiriferina tumida (VON BUCH)

Zeilleria cf. *stapia* (OPPEL)

Gastropoden:

Sisenna sp.

Ptychomphalus cf. *rotelloeformis* (DUNKER)

Ptychomphalus sp.

Cirsostylus sp.

Eucyclus triplicatus (MARTIN)

Coelostylina chartroni COSSMANN

Omphaloptycha cf. *morencyana* (PIETTE)

Neritopsis granum (DUMORTIER)

Ovactaeonina cf. *chartroni* COSS.

Ammoniten:

Geyerocheras cf. *cylindricum* (SOW.)

Juraphyllites juv. sp. ind.

Aegolytoceras serorugatum (GEYER)

Audaxlytoceras cf. *audax* (MGH.)

Psiloceras (*Caloceras*) juv. sp. ind.

Paracaloceras juv. cf. *coregonense* (SOW.)

Gyrophioceras juv. sp. ind.

Wahneroceras juv. cf. *curvicorne* LANGE

Schlotheimia juv. sp. ind.

Gleviceras oenotrium (FUCINI)

Xipheroceras juv. sp. ind.

Gemmellaroceras aff. *abnorme* (HAUER)

Gemmellaroceras aff. *meyrati* (OOSTER)

Die Gastropoden sind fast ausnahmslos Formen des Hettangien und sind vor allem von französischen und luxemburgischen Lokalitäten bekannt. *Neritopsis granum* (DUM.) wurde von BISTRAM und CONTI auch aus der Hettangien-Fauna von Val Solda beschrieben, vom letzten Autor (1954) unter dem Namen *Eucyclus andleri* MARTIN.

Unter den Ammoniten herrschen Formen des Hettangien vor. Doch sind auch höhere Zonen des unteren Lias vertreten.

Folgende Ammoniten-Zonen sind mit Sicherheit belegt: *Psiloceras planorbe*, *Schlotheimia angulata*, *Asteroceras obtusum*, *Echioceras raricostatum*. Dass einzelne Zonen zwischen Hettangien und dem Dach des Lotharingien nicht vertreten sind, liegt vielleicht daran, dass Vertreter der Familien *Phylloceratidae*, *Juraphyllitidae* und *Lylocerataceae* zahlenmässig weitaus vorwiegen, – was für mediterrane Faunen charakteristisch ist – und geringen stratigraphischen Aussagewert besitzen. Die anderen Spezies sind gewöhnlich nur durch einzelne oder wenige Exemplare belegt.

Das völlige Fehlen von Vertretern des Sinémuriens scheint in Anbetracht des relativ häufigen Auftretens solcher Formen im Broccatello der Cave d'Arzo, bei Besazio und bei Tremona, doch für eine Schichtlücke zu sprechen.

Besonders interessant ist das Auftreten der Spezies *Gemmellaroceras* aff. *meyrati* (OOSTER), wahrscheinlich die jüngste Form dieser Fauna. *Gemmellaroceras* (*Leptonotoceras*) *meyrati* (OOSTER) war bis jetzt nur vom Langeneckgrat, SW Thun bekannt und wurde zuletzt 1956 von DONOVAN beschrieben und abgebildet. Das Genus *Gemmellaroceras* tritt vom oberen Lotharingien (*raricostatum*-Zone) bis zum unteren Pliensbachien (*jamesoni*-Zone) auf. Die Langeneckgrat-Fauna reicht nach DONOVAN nur bis zum Dach der *raricostatum*-Zone (*aplanatum*-Subzone). Da in nächster Nähe unserer Fundstelle Besazio-Kalk mit Vertretern der *jamesoni*-Zone auftritt, nehmen wir an, dass diese Spezies auch hier das Dach des Lotharingien bezeichnet.

Bedeutsam ist der Hinweis auf kondensierte Sedimentation. Die grossen, teils eckigen, teils \pm gerundeten Blöcke des ockergelben Gesteins sind kaum weit transportiert worden. Lithologisch gleiches Gestein ist weiter nach NW, zunächst noch von Domérien in Adern und Spalten durchgedrungen, im primären Verband aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des ganzen Broccatello-Vorkommens übersteigt hier kaum einige Meter. Weitere Hinweise auf kondensierte Sedimentation gibt die Einheitlichkeit der Lithologie und der Mikrofazies – Handstücke mit Hettangien-Ammoniten sind nicht von solchen mit Vertretern des oberen Lotharingien zu unterscheiden und beide führen *Involutina liasina* JONES¹⁷⁾ – sowie die Imprägnation aller Schalenteile mit Limonit und seine Konzentration in Krusten und Flecken. In einigen Partien NW der Fundstelle enthält der Broccatello grüne Crinoiden-Trümmer, deren Lumina von Glaukonit ausgefüllt erscheint.

b) Die Steinbrüche von Arzo.

Die Cephalopoden-Funde im Broccatello sind im allgemeinen selten und isoliert. Die Exemplare besitzen gewöhnlich bedeutend grössere Dimensionen als diejenigen von P. 508. Sie ähneln in dieser Beziehung durchaus den bekannten

¹⁷⁾ Diese Spezies reicht nach WICHER (1952) von der oberen Trias bis zum Lotharingien.

Vertretern der Saltrio-Fauna (PARONA, 1896). Es gibt hier nur eine Stelle, die eine Häufung von Ammoniten aufweist und noch heute regelmässig Funde zulässt. Es sind blass-rosa bis schwach grünliche (im Gesamteffekt fleischfarbene), gelegentlich gelb-gefleckte, dichte Kalke und grobe Encrinite, die auf stylolitischen Flächen und über den Ammonitenschalen tiefrote, mergelige Beläge aufweisen. Sie stehen unmittelbar nördlich der Einmündung des Weges in den grossen Steinbruch an (Taf. IV, *, G/11, SW). Von dieser Fundstelle stammen fast alle Astero-ceraten. Die meisten anderen Exemplare stammen ebenfalls aus dem grossen Steinbruch, entweder aus dichten, bunten Partien, mit anderen Mollusken assoziiert, oder aus Encriniten, teilweise aus Gangfüllungen, die im Rhät stecken. Einige wenige stammen von losen Blöcken aus den Deponien, doch sicher aus dem Bereich der Steinbrüche.

Die Bestimmung ergab:

- Cenoceras schlumbergeri* (TERQUEM)
- Phylloceras lipoldi* (HAUER)
- Arietites* aff. *hungaricus* (HAUER)
- Agassiceras scipionianum* (D'ORB.)
- Euagassiceras sauzeanum* (D'ORB.)
- Arnioceras* spp. ind.
- Asteroceras obtusum* (SOW.)
- Asteroceras* cf. *petreum* (BUVIGNIER)
- Asteroceras* cf. *saltriense* PARONA
- Asteroceras* aff. *suevicum* (QU.)
- Asteroceras varians* FUCINI
- Aegasteroceras* cf. *sagittarium* (BLAKE)
- Aegasteroceras* sp. ind.
- Euasteroceras turneri* (SOW.)

Belegt sind demnach folgende Zonen: *Arietites bucklandi* (?), *Arnioceras semicostatum*, *Euasteroceras turneri*, *Asteroceras obtusum*; d. h. das ganze Sinémurien und die Basis des Lotharingien. Dass das obere Lotharingien nicht vertreten erscheint, ist vielleicht kein Zufall: in den Dachpartien des Broccatello E und NE des grossen Steinbruchs (H/11, S bis G/10, SE), unter dem allerdings tektonisch gestörten Kontakt mit dem mittleren Lias, sind massenhaft grüne, Glaukonit-haltige Crinoiden-Trümmer enthalten. Dies mag als Hinweis auf eine Schichtlücke gedeutet werden.

c) Cantine di Tremona und Ligonago.

Aus den Cantine wurden Arieten schon von MERIAN später von MARIANI erwähnt. Wir verfügen über einige Ammoniten und deren Fragmente. Ihre Bestimmung ergab:

- Arnioceras* spp. ind.

Ausser in Crinoiden-Trümmern und selbständigen Partikeln tritt hier Glaukonit in Rinden um die Ammoniten-Steinkerne sowie in deren Septen auf. Darin ähneln sie jenen von Saltrio. Sie sind teilweise verkieselt.

Die schon erwähnten Mergel in den Pseudokonglomeraten an der Basis des Kieselkalkes enthalten vielfach Stielglieder von *Pentacrinus* und könnten demnach

noch zum Sinémurien gehören, denn die in den Steinbrüchen von Arzo mit Astero-
ceraten assoziierten Crinoiden-Fragmente zeigen stets runden Querschnitt.

Das Dach des Broccatello gehört hier also ins mittlere Sinémurien.

Dort wo der Broccatello noch auf die N-Seite der Ligonago-Wiese reicht, im
Waldrand unmittelbar unter dem Kontakt mit Kieselkalk, haben wir einige meist
fragmentarische Asterozeraten gesammelt. Darunter war nur bestimmbar:

Asteroceras margarita PARONA.

Die Lithologie ist hier derjenigen des Broccatello-Daches bei den Cantine sehr
ähnlich. Auch hier sind die Fossilien von grünen, glaukonitischen Rinden um-
geben.

Die Ammoniten weisen das Dach des Broccatello hier ins untere Lotharingien.
Die Grenze Broccatello/Kieselkalk verhält sich also zwischen den Cantine di
Tremona und Ligonago, auf eine Distanz von 250 m, deutlich heterochron.

d) Das Liegende des Besazio-Kalk-Vorkommens von S. Antonino bei
Besazio.

Der Broccatello besitzt hier allgemein sehr reduzierte Mächtigkeit. Ein Hand-
stück von dieser Lokalität enthält einige Exemplare von

Arnioceras spp.

Somit wäre hier mittleres Sinémurien (semicostatum-Zone) nachgewiesen.

e) Steinbruch Burgioli.

Über dem Kontakt mit Hauptdolomit folgt hier, wie schon erwähnt, eine
40 cm mächtige Lage, die ausser Haifischzähnen und anderen Fossilien auch
Ammoniten führt. In DE BEAUMONT, 1960, der die Lamnidenzähne dieser Lokalität
beschreibt¹⁸⁾, ist auf p. 5 eine Liste der von uns bestimmten Ammoniten ge-
geben. Wir möchten sie an dieser Stelle der Vollständigkeit halber wiederholen:

Asteroceras cf. *obtusum* (SOW.)

Asteroceras cf. *stellare* (SOW.)

Eparietites impendens (YOUNG & BIRD)

Oxynoticerias sp. ind.

Paltechioceras (*Plesechioceras*) *demissum* (FUCINI) = ? *P.(P.) delicatum* BUCK.

Promicroceras planicosta (SOW.)

Somit wäre in dieser Schicht das gesamte Lotharingien vertreten. Aufar-
beitung älterer Formen, im Sinne FRAUENFELDERS und SENNS, schliessen wir aus.
Der Sachverhalt weist auf stark kondensierte Sedimentation. Dafür be-
stehen auch sedimentologische Hinweise: die Ammoniten-Steinkerne bestehen aus
kreidigem, weissem, reinem Phosphorit¹⁹⁾, der auch in selbständigen, offenbar
lokal aufgearbeiteten Partikeln vorkommt. Glaukonit²⁰⁾ ist in Rinden um die

¹⁸⁾ Die lithologische Beschreibung auf p. 5 (op. cit.) gibt ein falsches Bild. Die «Mergel»
aus denen die Zähne und die Ammoniten stammen, beschränken sich auf die Basis.

¹⁹⁾ Ich verdanke Herrn R. SCHMID vom mineralogisch-petrographischen Institut Basel die
analytische Bestätigung.

²⁰⁾ Herr Dr. H. SCHWANDER vom mineralogisch-petrographischen Institut Basel verdanke
ich die Bestätigung durch spektrographische Analyse.

Ammoniten und in Körnern im Sediment reichlich vorhanden. Ein Körnerpräparat und Dünnschliffe zeigen die Anwesenheit von Quarz in sehr kleinen, von Karbonat korrodierten Körnchen ohne undulöse Auslöschung, und von Feldspäten: vorherrschend Plagioklas, untergeordnet Albit und Sanidin (?).

Phosphorit und Glaukonit sprechen eindeutig für Mangelsedimentation. Die Anwesenheit von detritischem Quarz und Feldspat möchten wir ebenfalls eher in diesem Sinne deuten, jedenfalls nicht ausschliesslich als Ausdruck erhöhter regional-tektonischer Aktivität.

Die Erhaltungsweise der Ammoniten und die Lithologie ihres Muttersediments sind denen der Steinbrüche von Saltrio durchaus analog. Der Unterschied besteht darin, dass die meisten Ammoniten von Saltrio, unseres Wissens, in einer 2–3 m mächtigen Bank an der Basis vorkommen, dass jedoch einzelne auch höher gefunden wurden. Dafür ist in der Saltrio-Fauna ausser dem Lotharingien auch das gesamte Sinémurien vertreten. Wir nähern uns damit der Meinung PARONAS, die von FRAUENFELDER und SENN nicht geteilt wurde²¹).

V. DER MITTLERE LIAS

1. Kieselkalk

In Saltrio gehören die basalen Kieselkalk-Partien wahrscheinlich schon zum mittleren Lias. Im Steinbruch Burgioli beginnt das Pliensbachien möglicherweise schon in den Kalkareniten. E Tremona gehören die basalen Teile des Kieselkalkes noch zum unteren Lias. Das Dach und der Übergang zum Domeriano ist nirgends aufgeschlossen. Doch aus Analogie zu den im E (z. B. Breggia-Profil) und im W benachbarten Gebieten kann mit einiger Sicherheit angenommen werden, dass im Dach des Kieselkalkes mittlerer Lias vertreten sei.

2. Besazio-Kalk

HAUER beschreibt einige Ammoniten von Besazio mit der näheren Bezeichnung «bei der Kirche S. Antonio, in einem sehr dichten marmorartigen ziemlich hellrot gefärbten Kalkstein». Darunter befinden sich zwei neue Arten: 1854 *Ammonites Lavizzarii*, 1856 *Ammonites Czjzeki*. TARAMELLI (1880, p. 143, 147) weist diesen Kalken eine Sonderstellung zu, indem er sie in einem für die Steinbrüche von Arzo schon durch SPREAFICO (in schedis) aufgestellten stratigraphischen Schema als «calcare compatto, rosso, a brachiopodi» ausscheidet. Er identifiziert sie mit dem massenhaft Ammoniten-, vor allem Phylloceraten-führenden, unter dem «rosso marnoso» anstehenden Vorkommen vom Sasso Bicicola (Suello, Alta Brianza). Die Bildungen würden wahrscheinlich zum mittleren Lias gehören. PARONA kommt in zwei Arbeiten (1885, p. 233; 1889, p. 9) zu ähnlichen Ergebnissen. Er konnte sich dabei bereits auf die Monographie MENEGHINIS (1867–81) stützen, der die reiche Cephalopodenfauna des Sasso Bicicola zusammen mit der des Ammonitico rosso und des Medolo beschrieb. BONARELLI (1894) gibt erstmals eine separate Faunenliste für die Bicicola, gestützt auf MENEGHINIS Monographie

²¹) SACCHI-VIALLI & CANTALUPPI, 1961, gelangen in ihrer verdienstvollen Revision der Ammonitenfauna von Saltrio zum Resultat, dass darin alle Zonen des Sinémurien sowie die obtusum- und vielleicht die oxynotum-Zone vertreten sind. Die raricostatum-Zone ist nicht belegt.

und gelangt zur Überzeugung, die Fauna gehöre in sein, als neue Stufe eingeführtes Domérien. Er unterstreicht die heteropische Sonderstellung des Vorkommens innerhalb der synchronen Bildungen der übrigen Lombardei, die er vergleichsweise beschreibt, geht aber dabei weder auf Besazio noch Arzo ein. 1895 publiziert er eine Revision der von MENEGHINI bearbeiteten Bicicola-Fauna, nebst einer Beschreibung eigenen Materials, zum Teil neuer Arten. PARONA (1896) schliesst sich BONARELLI an, indem er sich für Domérien-Alter hinsichtlich Bicicola und Besazio ausspricht. In seinem «*Trattato*» (1924) ändert er seine Meinung wiederum und tritt für unteren Mittellias (Pliensbachien) ein. PHILIPPI (1897) erkennt als erster, dass die Bicicola-Fauna sowohl Formen des Domérien wie des Pliensbachien enthält, somit den gesamten Mittellias vertritt. RASMUS (1912) beschreibt den Sasso Bicicola und spricht von einer in der Lombardei einzig dastehenden, bathyal-abyssalen Fazies. Er vergleicht sie mit jener der roten Cephalopodenkalke der Nordalpen, besonders des Hagengebirges. FRAUENFELDER (op. cit.) weist das Vorkommen von Besazio dem Ammonitico rosso (Toarcien) zu. Nach SENN (op. cit.) sind die Kalke von S. Antonio bei Besazio hinsichtlich Fazies, Lagerung und Fossilführung nicht vom Broccatello der Steinbrüche von Arzo zu unterscheiden. Crinoiden und Brachiopoden wären autochthon, die Ammoniten hingegen eingeschwemmt. Er gibt als erster eine Ammoniten-Faunenliste hiezu, woraus er auf unteres Domérien schliesst. Seine Bestimmungen bedürfen allerdings zum Teil einer Revision.

Nach unseren Untersuchungen kann der Besazio-Kalk, trotz gewisser Analogien zum Broccatello, von diesem gut geschieden werden. Mit ihm hat er den massigen meist schichtungslosen Habitus gemein; er führt ebenfalls Crinoiden und Brachiopoden. Dafür sind die Cephalopoden unverhältnismässig viel häufiger, Lamellibranchier und Gastropoden wesentlich seltener; Riffbildner, wie Korallen und Pharetronen, scheinen ganz zu fehlen. Lithologisch, besonders im Hinblick auf seine rote Farbe, ist er viel homogener als der Broccatello. Charakteristisch ist die Erhaltungsweise der Fossilien: sie sind fast ausnahmslos durch schalige Limonit- und Manganoxyd-Krusten überzogen, wodurch vor allem die Ammoniten samt ihren Schalen oft vorzüglich erhalten sind. Bezeichnend ist auch das bisweilen massenhafte Auftreten von *Apiocrinus*-Wurzelstücken.

Das Dünnschliffbild zeigt viel feinsten Organodetritus, häufige Dolomit-Rhomboederchen sowie detritische Quarz- und Feldspatkörner in kalkpelitischer Grundmasse.

Die Bearbeitung neuen Materials von Besazio und Arzo ergab das Bild einer überaus individuenreichen (vgl. PEYER, 1950, Abb. 91) und artenreichen Fauna. Auf ca. 250 Exemplare kommen über 75 Arten. Darunter sind die meisten aus der Bicicola bekannten Arten vertreten. Der vertikale Bereich ist derselbe wie in der Bicicola, nämlich über den gesamten mittleren Lias. Dabei bewegen sich hier wie dort die Mächtigkeiten in der Grössenordnung einiger Meter.

Die räumlich sehr beschränkten Vorkommen von Arzo und Besazio lagern, wahrscheinlich mit einer Schichtlücke, auf Broccatello. Sie scheinen nach oben und seitlich in rote, glimmerführende, geschichtete Mergelkalke des Domérien überzugehen. Normale Kontakte sind jedoch schlecht aufgeschlossen oder durch

starke syngenetisch-tektonische Durchbewegung verwischt. Solche Übergänge sind oft durch brecciöse und konglomeratische Zonen gekennzeichnet.

Der Besazio-Kalk ist im gesamten Bereich der Steinbrüche von Arzo eng mit Broccatello und Macchia vecchia verknüpft, in Adern, als Spaltenfüllung und Grundmasse von Breccien. Bei Besazio liegt er auf Broccatello mit Ammoniten der *semicostatum*-Zone (mittleres Sinémurien). Typlokalität: ca. 70 m NW der Kirche S. Antonino, in mehreren kleinen Steinbrüchen im Wald, 717375/081426.

Weitere Vorkommen finden sich in den Steinbrüchen von Arzo (vgl. Taf. IV).

Das Liegende des räumlich sehr beschränkten und isolierten, zudem durch zwei Verwerfungen begrenzten Aufschlusses des Sasso Bicicola (1 km NE Suello, Brianza) bilden zunächst wenig mächtige, hellgraue, Hornstein-führende, knauerige Kalke mit unregelmässigen Mergel-Zwischenlagen und -Linsen (der Basis des Kieselkalkes bei den unteren Cantine di Tremona sehr ähnlich), sodann normaler lombardischer Kieselkalk.

Während wir die Vorkommen von Arzo und Besazio als Schwellen-Relikte im Gefolge einer weiträumigen Subsidenz, der Aufhebung des starken Reliefs und einer Verschiebung in neritisches bis pelagisches Milieu deuten, scheinen sich im Bereich der Bicicola durch nachträgliche Schwellenbildung, wahrscheinlich infolge einer lokalen Hebung, zu unserem Gebiet analoge ökologische Bedingungen eingestellt zu haben.

Von der Typlokalität (Tafel I, *) und von der einzigen anderen Fundstelle unseres Gebietes, des kleinen Steinbruchs 50 m NW des Kalkofens (H/12, E) liegt uns eine reichhaltige Sammlung von Cephalopoden zur Bearbeitung vor. Die Bestimmung ergab:

Brachiopoda (nach der Bestimmung durch D. V. AGER, London):

«*Terebratula*» cf. *helenae* RENZ

«*Terebratula*» *reversa* AGER

Propygope (?) *aspasia* (MENEHINI)

Zeilleria elliotti AGER (?)

Dibranchiata:

Ausseites claviformis (MÜLLER-STOLL) = *Xyphoteuthis elongata* (DE LA BECHE)
auct. p.p. = ? *Aulacoceras indunense* STOPP. in MGH.

Nautiloidea:

Cenoceras inornatum (D'ORB.)

Cenoceras truncatum (SOW.)

Cenoceras ovimontanum (PIA)

Bisiphytes sp. nov. aff. *intermedius* (SOW.)

Ammonoidea:

Phylloceras meneghinii GEMMELLARO

Partschiceras tenuistriatum (DE STEFANI)

Partschiceras anonymum (HAAS)

Procliviceras proclive (ROSENBERG)

Zetoceras zetes (D'ORB.)

Zetoceras pseudozetes (FUCINI)

- Zetoceras oenotrium* (FUC.)
Zetoceras cf. *bonarellii* (BETTONI)
Zetoceras (*Lavizzaroceras*) *lavizzarii* (HAUER)
Hantkeniceras sulcocassum (ROSENBERG)
Calliphylloceras geyeri (BON.) = *C. emeryi* (BETT.) auct.
Calliphylloceras alontinum (GEMM.)
Calliphylloceras bicicolae (MGH.)
Calliphylloceras rectisulcatum (VADÁSZ) emend.
Calliphylloceras aff. *selinoides* (MGH.)
Calaiceras microgonium (GEMM.)
Juraphyllites libertus (GEMM.)
Juraphyllites gigas (FUC.) *evolutus* SCHRÖDER
Juraphyllites limatus (ROSENBERG)
Juraphyllites cf. *planispira* (REYNÈS)
Juraphyllites diopsis (GEMM.)
Juraphyllites sp. nov. in DONOVAN 1956
Harpophylloceras eximium (HAUER)
Galaticeras harpoceroides (GEMM.)
Lytoceras fimbriatum (SOW.)
Lytoceras fimbriatum altum VADÁSZ
Lytoceras capellinii BETT.
Lytoceras aff. *francisci* (OPPEL) = ? *L. postfimbriatum* VADÁSZ 1910, non PRINZ
Kallilytoceras interlineatum BUCKMAN
Kallilytoceras ovimontanum (GEYER)
Kallilytoceras salebrosum (POMPECKJ)
Kallilytoceras baconicum (VADÁSZ)
Pterolytoceras cf. *polycycloides*. (KOVACS)
Audaxlytoceras czjeki (HAUER)
Audaxlytoceras fuggeri (GEYER) *biangulatum* (ROSENBERG)
Metoxynoticeras (*Carixiceras*) *gemmellaroi* (POMPECKJ)
Cruciloceras evolutum (FUC.)
Coeloceras cf. *sequenzae* (GEMM.)
«*Coeloceras*» *obesum* FUC.
«*Coeloceras*» *indunense* (MGH.) emend. BON.
«*Coeloceras*» *colubriforme* BETT.
«*Coeloceras*» *italicum* FUC.
Uptonia venustula (DUMORTIER)
Dayiceras sp. ind.
Acanthopleuroceras subarietiforme (FUTTERER)
Tropidoceras masseanum (D'ORB.) *mediterraneum* (GEMM.)
Tropidoceras flandrini (DUM.) s. sp. nov.
Liparoceras (*Becheiceras*) *bechei* (SOW.)
Liparoceras (*B.*) *gallicum* SPATH
Reynesoceras ragazzonii (HAUER)
Dactylioceras (*Zugodactylites*) aff. *pseudocommune* FUC.
Arietoceras fucinii (DEL CAMPANA)

Arieticerias ruthenense (REYNÈS)
Arieticerias cf. *reynesianum* (FUC.)
Arieticerias cf. *domarense* (MGH.)
Canavaria (*Naxensicerias*) *imbelle* FUCINI
Paltarpites meneghini (VADÁSZ) = *P. praeplanatum* (FUC.)
Paltarpites sp. ind.
Lioceratoides revocatum (FUC.)
Lioceratoides aff. *micitoides* (FUC.)
Fucinicerias cf. *lavinianum* (FUC.) *dissimile* (FUC.)
Fucinicerias cf. *volubile* (FUC.)
Fucinicerias pectinatum (MGH.)
Fucinicerias sp. nov. aff. *pectinatum*
Fucinicerias cornacaldense (TAUSCH)
Fucinicerias bicicolae (BON.)
Fucinicerias boscense (REYNÈS)
Fucinicerias cf. *portisi* (FUC.)
Fucinicerias portisi zittelianum (FUC.)
Protogrammoceras bassanii (FUC.)
Protogrammoceras dilectum (FUC.)
Protogrammoceras marianii (FUC.)
Protogrammoceras exiguum (FUC.)

Die Revision der Ammoniten in der Belegsammlung SENN, im Naturhistorischen Museum Basel (Nr. 189–203), deren Originalbestimmung der Faunenliste in SENN, op. cit., p. 579 zugrunde liegt, ergab:

Partschicerias tenuistriatum (DE STEF.)
P. anonymum (HAAS)
Calliphylloceras geyeri (BON.)
Juraphyllites libertus (GEMM.)
Juraphyllites quadrii (FUC.) *planulatus* (FUC.)
Juraphyllites limatus (ROSENBERG)
Lytoceras cf. *nothum* MGH.
Metoxynoticerias (*Carixicerias*) *gemmellaroi* (POMPECKJ)
Androgynoceras cf. *capricornu* (SCHLOTHEIM)
Paltarpites? sp. ind. = *Grammoceras* spec. nov. indet. ROSENBERG 1909, p. 301,
 Taf. XV, Fig. 14
 = ? *Harpoceras densecapillatum* FUCINI, 1921, Taormina
 II, p. 11 p.p., Taf. II, Fig. 13, non 12
Fucinicerias portisi (FUC.)
Fucinicerias lavinianum (FUC.) *conjungens* (FUC.)
Protogrammoceras celebratum (FUC.)
Protogrammoceras cf. *celebratum denseplicatum* FUC.
Protogrammoceras cf. *zuffardii* FUC.
Protogrammoceras inseparabile (FUC.) emend. SPATH
Protogrammoceras bonarellii (FUC.)
Protogrammoceras sp. ind.

Die Grösse des vertretenen Zeitabschnittes im Verhältnis zur geringen Mächtigkeit spricht hier wiederum für kondensierte Sedimentation. Dies bestätigt sich in den Limonit- und Manganoxyd-Krusten²²⁾, die nicht nur die Fossilien, manchmal recht dick, bis zu Knollenbildung, sondern auch grössere Flächen innerhalb des Gesteins überziehen. Dabei sind häufig Serpuliden abgebildet. Gelegentlich finden sich auch Flecken und Rinden von Glaukonit.

3. Die Mergelkalke des Domérien

Sie sind, wenn ungestört, lithologisch etwa den entsprechenden Bildungen des Breggia-Profiles vergleichbar (Schichten 2o in RENZ, 1920). Abweichend sind die vorherrschende intensiv rote Farbe und knollige Lagen, wodurch sie eine gewisse Ähnlichkeit zum Ammonitico rosso erlangen. Der bedeutendste Unterschied besteht in den massenhaft und regelmässig verteilten Crinoidentrümmern, darunter häufigen *Apiocrinus*-Wurzelstücken wie im Besazio-Kalk.

Es gibt nur zwei erwähnenswerte, gute Aufschlüsse in unserem Gebiet: in den Cave d'Arzo (H/11) und unmittelbar S Tremona, in einem kleinen Steinbruch am alten Strässchen nach Besazio. Einen Brachiopoden von letztgenannter Stelle bestimmte D. V. AGER (London) als «*Terebratula helenae* RENZ.

Die Ammoniten, die besonders in der letztgenannten Fundstelle recht häufig vorkommen, haben wir nicht untersucht, da nach ihrer Bearbeitung durch SENN und der Breggia-Fauna durch RENZ (op. cit.) nichts wesentlich Neues zu erwarten war.

Der erwähnte seitliche Übergang zwischen mergeligem Domérien und Besazio-Kalk ist am besten, wenn auch nicht direkt, in den beiden kleinen Steinbrüchen NW des Kalkofens von Arzo zu beobachten: im Steinbruch nördlich vom Weg, der zum grossen Steinbruch führt, (H/11), sind gebankte Mergelkalke aufgeschlossen, die \pm ungestört auf Broccatello mit grünen Crinoiden-Fragmenten lagern. Unmittelbar südlich vom Weg, im Streichen an die Mergelkalke anschliessend, steht brecciöser und pseudokonglomeratischer Besazio-Kalk mit limonitisierten Ammoniten an.

Entsprechende heteropische Übergänge, in faziell sehr ähnlichen Gesteinen, haben wir im Sinémurien des toskanischen Apennins beobachtet, und zwar in einem Steinbruch unterhalb des Dorfes Sassetta (Campigliese, vgl. GIANNINI, 1955).

DIE AUSWIRKUNGEN SYNGENETISCHER TEKTONIK

I. ALLGEMEINES

Beim Betrachten unserer Karte (Taf. I) fällt auf, dass der zentrale Teil, das «Plateau von Tremona», von ansehnlicher Quartärbedeckung (im wesentlichen Moräne) eingenommen wird. In einer breiten Zone zieht sie von den Cantine di Tremona nach Besazio, quer bis diagonal zu den Störungen. Westlich unmittelbar anschliessend und parallel durchschneidet ein weiteres Band mit Quartärfüllung

²²⁾ Sie enthalten, nach einer durch Dr. H. SCHWANDER im min.-petr. Institut Basel durchgeführten spektrographischen Analyse ausser den Hauptkomponenten Fe, Mn, als Nebenkomponten: Mg, Si, Ti; in Spuren: Be, B, Pb, Alkalien, Cu, Zr, Co, Ni, Sr, Cr.