

Lithostratigraphie

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **81 (1988)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

mentlich die Crassicollaria-Zone scheint nur aus wenigen Bänken zu bestehen (HOMEWOOD & WINKLER 1977, S. 134).

7. Lithostratigraphie

7.1 Nomenklatur der lithologischen Einheiten

Der «Malm» ist von den Bearbeitern der Klippendecke lange im Sinne einer Formation verwendet worden. WEISS (1949) hat mit «Klippenmalm» einen Namen geprägt, der zwar der Forderung nach einer Lokalitätsbezeichnung schon entgegenkam, ohne aber auf den chronostratigraphischen Term zu verzichten. SPICHER (1965) hat sich bemüht, eine der stratigraphischen Nomenklatur entsprechende Bezeichnung zu finden und die «Formation des calcaires massifs» an Stelle von «Malm» gesetzt. Die diesem Begriff mangelnde Verankerung an einer Typlokalität erwies sich für unseren Zweck einer weiträumigen Untersuchung als vorteilhaft, weil wir damit über eine umfassende, die Fazieszonen überbrückende Bezeichnung verfügten. Der bei SPICHER entlehnte und verdeutschte Begriff «Massivkalk» steht hier demnach für eine informelle lithostratigraphische Einheit im Rang einer Formation.

Gleichfalls informell gehalten sind die aufgrund lithologischer und mikrofazialer Merkmale definierten Schichtfolgen innerhalb des Massivkalks:

In der Beckenfazies haben wir mit «Knollenkalk» eine in der Klippendecke wohlbekannte, wenngleich nomenklatorisch unbefriedigende Bezeichnung übernommen. Mit den hangenden «Schichten von Albeuve» haben wir bei Neudefinition des Begriffes auf

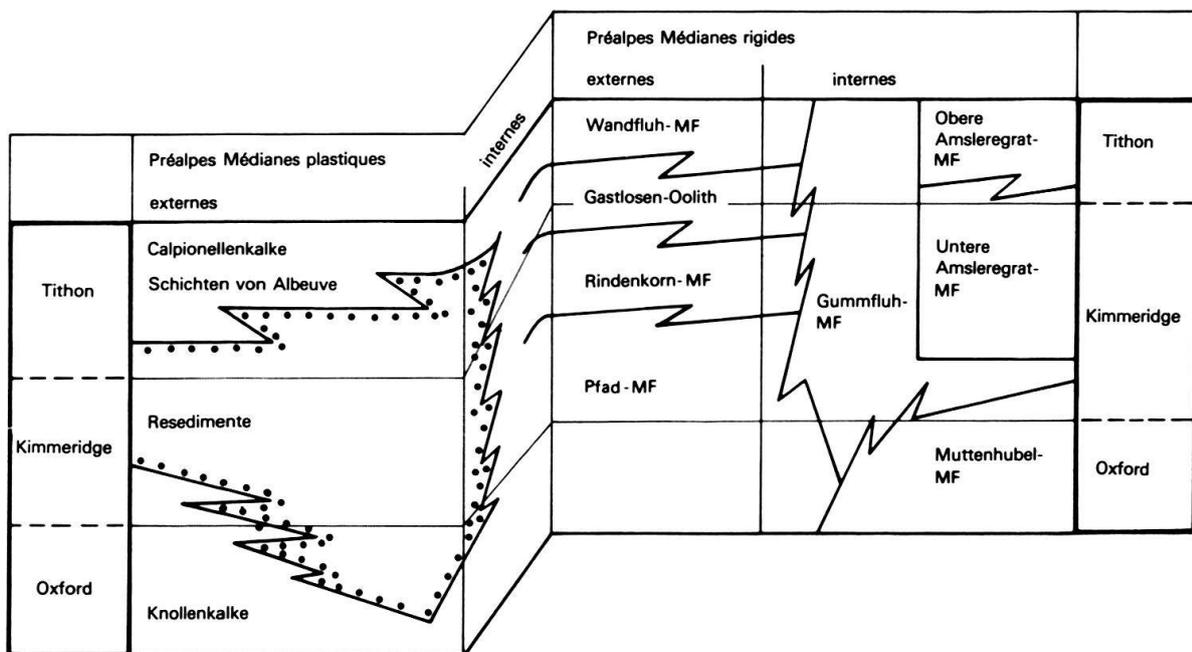


Fig. 5. Lithologische Gliederung des Massivkalks.

WEISS zurückgegriffen. Das jüngste Schichtglied des Normalsediments in der Beckenfazies nennen wir entsprechend dem vorherrschenden Faunenanteil «Calpionellenkalke».

Die Plattformfazies gliedern wir in acht Mikrofazies-Typen (Fig. 5), deren Benennungen teils deskriptiver Natur und teils von Lokalitäten in unserem Untersuchungsgebiet abgeleitet sind.

7.2 Lithostratigraphie des Massivkalks der Rigidés

Mangels äusserer lithologischer Kennzeichen definieren wir die lithostratigraphischen Einheiten nach mikrofazialen Merkmalen. Dabei unterscheiden wir in dem vom tieferen Subtidal bis zum Intertidal reichenden Ablagerungsraum acht Mikrofaziestypen (abgekürzt MF). Diese Unterteilung erlaubt es, die lithologischen Einheiten bereits mit der Lupe zu erkennen und die Zusammenhänge in einem überschaubaren Rahmen darzustellen. Leicht identifizierbare Mikrofazies-Merkmale sind auch deshalb erforderlich, weil die internen Teile der Klippendecke einer stellenweise intensiven Deformation unterworfen waren, wobei die Achse der stärksten Deformation in einem flachen Winkel zu den Schichtflächen steht, was den Eindruck einer Plättung hervorruft.

In stark deformierten Partien sind die Komponenten nur noch annähernd bestimmbar. Es sei an dieser Stelle schon erwähnt, dass der Erhaltungszustand der benthonischen Mikrofossilien in den Resedimenten weit besser ist als in ihrem ursprünglichen Lebensraum (vgl. Kapitel 8 und Tafel 4, Fig. 1 und 2).

7.2.1 Pfad-Mikrofazies

Die dunkelbraunen Kalke im unteren Teil des Malm sind wegen ihrer Bruchfarbe von früheren Autoren zu den *Mytilus*-Schichten gezählt worden. LORIOL & SCHARDT (1883) nannten sie Niveau A. RENZ (1935), der die *Mytilus*-Schichten in richtiger, d. h. stratigraphischer Reihenfolge numeriert hat, fasste im Niveau IV jene Gesteine zusammen, die «zwischen dem fossilführenden Niveau III und dem hellen oolithischen bis koralligenen Malmkalk gelegen sind» (RENZ, S. 169). Nachfolgende Autoren wie CAMPANA (1943, S. 10) und WEISS (1949, S. 154, 158) trennten sein Niveau IV von den *Mytilus*-Schichten ab und stellten die «dunklen, dichten ... bis onkolithischen Kalke» (WEISS) in den Malm. Die von FURRER (1979) und SEPTFONTAINE (1983) verfassten Revisionen des Doggers haben diese Zuordnung bestätigt; SEPTFONTAINE bezeichnet diese Kalke in seiner Arbeit als «unité des calcaires sublithographiques».

Die gebankten Kalke mit dunkelbrauner Bruchfarbe und leicht bituminösem Geruch besitzen eine charakteristische Mikrofazies: Es sind feinbioklastische Peloid-Packstones und -Grainstones oder Biopelmikrite, die als Hauptgemengteile Peloiden und kleine mikritisierte Ooide enthalten (durchschnittliche Korngrösse 0,05 bis 0,2 mm). Die ursprünglich mikritische Grundmasse ist teils in mikrokristallinen Sparit umgewandelt worden.

Wir verwenden dafür die Bezeichnung Pfad-Mikrofazies, weil dieser Mikrofazies-Typ im Profil Nr. 37 «Uf Pfad», an der gegen NE abfallenden Felsschulter des Bäderhorns, zwischen den *Mytilus*-Schichten (mit Kohlebändern bei Pt. 1699) und der Rindenkorn-Mikrofazies am Pfadspitz, westlich oberhalb des Wanderweges vollständig aufgeschlossen und leicht zugänglich ist (vgl. Fig. 8a).

Die Pfad-MF enthält viele benthonische Kleinforaminiferen wie *Ophthalmidium*, *Spirillina*, *Lenticulina*, ferner Echinodermen, Filamente, Globochaeten, Ostracoden und in höheren Profilabschnitten *Saccocoma*. Diese Fossilgemeinschaft deutet mit Ammoniten zusammen auf einen Ablagerungsraum im tieferen Subtidal. Er lässt sich durch häufig vorkommende, wenige mm grosse Blaugrünalgen-Kolonien einerseits und die schwache Auswaschung weiter einengen: Die Kalke der Pfad-MF wurden innerhalb der durchlichteten Zone, aber unterhalb der Wellenbasis abgelagert. Ihr Ablagerungsraum wurde sporadisch von geringmächtigen, meistens gradierten Lagen von Plattformschutt überdeckt.

Abgrenzung

Die Dogger-Einheiten im Liegenden, der sandige Stockenflue-Kalk und die brakisch-lagunären *Mytilus*-Schichten schliessen oft mit einem dolomitischen Horizont ab. Der markante Fazieswechsel zur offenmarinen Pfad-MF im Hangenden erfolgt an einer scharfen Kontaktfläche oder zumindest mit einem raschen Übergang aus dem Stockenflue-Kalk. Die Obergrenze der Pfad-MF ist weniger scharf gefasst; wir beobachten einen fließenden Übergang zu den hangenden Rindenkorn-Kalken mit Korngrössenzunahme und häufigeren Ooiden.

Verbreitung

Der Ablagerungsraum der Pfad-MF erstreckt sich von den südlichen Schuppen der Plastiques internes über die Rigides externes (Gastlosenkette) bis in die Rigides internes im Westteil unseres Untersuchungsgebietes (Profile Nr. 27 und 38). Im Osten, in den Rigides des Diemtigtales, tritt sie nicht auf. Die grösste Mächtigkeit und charakteristischste Ausbildung erreicht die Pfad-MF in der Gastlosenkette, wo sie die untersten 60–150 m des Massivkalks einnimmt.

7.2.2 Rindenkorn-Mikrofazies

Es handelt sich um grobgebankte, hellgrau anwitternde, bräunliche bis dunkelgraue Kalke mit inhomogener, gegen oben zunehmend oolithischer Zusammensetzung. Es sind Rindenkorn-Ooid-Packstones und -Grainstones bzw. biotritische Oopelsparite mit Rindenkörnern, teilweise mikritisierten Ooiden und Aggregatkörnern (im Sinne von FLÜGEL 1978). Zur Mikrofauna gehören *Saccocoma*, Globochaeten und grössere Bruchstücke von Echinodermen, Bivalven, Serpuliden und Ammoniten. Die mikritische Grundmasse ist häufiger rekristallisiert als in der liegenden Pfad-MF. Der Grad der Auswaschung schwankt im Handstückbereich und nimmt allgemein gegen oben zu. Schliesslich liegt in der Rindenkorn-MF eine bimodale Korngrössenverteilung zwischen Peloid-Kalkarenit und eingeschwemmten, 0,5–0,7 mm grossen Ooiden vor.

Sie entwickelt sich aus der Pfad-MF und stellt eine Übergangsfazies zum hangenden Gastlosen-Oolith dar. Die Faunenzusammensetzung deutet weiterhin auf ein offenes Milieu hin. Der Meeresgrund stand vermutlich unter ständiger Wasserbewegung im Grundgang der Wellen, rezenten Vergleichen zufolge in Wassertiefen von weniger als 50 m.

Abgrenzung

Wegen der fließenden Veränderungen im Gefüge und Komponentenbestand ist die Rindenkorn-MF nicht leicht abzugrenzen. Unter Einschluss der feinkörnigen Rekurrenzen der Pfad-MF und der ersten Einsätze des Gastlosen-Oolithes erreicht sie Mächtigkeiten zwischen 30 m und 50 m.

Verbreitung

In den Rigidés externes erscheint die Rindenkorn-MF überall im Hangenden der Pfad-MF. In den Rigidés internes ist sie am Rocher Pourri (Profil Nr. 39) und in den Dorfflüe (Nr. 40) vorhanden. In allen weiter südlich gelegenen Profilen fehlt sie. Auch im Diemtigtal haben wir die Rindenkorn-MF nicht angetroffen. In den Plastiques internes bildet sie zusammen mit dem Gastlosen-Oolith und der Wandfluh-MF eine schwer einzuordnende Mischfazies.

7.2.3 Gastlosen-Oolith

Der Gastlosen-Oolith besteht aus dickbankigen, hellen, im Bruch hellbeigen bis hellgrauen Kalken, meistens Oospariten, ohne sichtbare Sedimentstrukturen. In gut sortierten Abschnitten sind die radialstrukturierten Normaloide durchschnittlich 0,5 mm gross und besitzen einen bioklastischen Kern, beispielsweise Trochiten, Bivalven oder Saccocomen. Der abgerollte Biodetrit zwischen den Ooiden stammt häufig von Echinodermen und Foraminiferen (*Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Protopeneroptis trochangulata*). In schlecht sortierten Partien verringern eingelagerte Peloide und Biodetrit den freien Porenraum, der im Gastlosen-Oolith stets mehrphasige Füllungen aufweist: Im Dünnschliff ist fast immer ein erster dünner Rindenzement zu sehen, der sich in der Kompaktion wie eine äusserste Ooidhülle verhalten hat; in einigen Proben ist der A-Zement asymmetrisch und geopetal orientiert. Den verbleibenden Porenraum füllt entweder grober B-Zement oder Karbonatsilt, der sich im Handstück cremefarben von den dunkleren Ooiden abhebt. Auf diagenetische Kompaktion reagierten die frühzeitig zementierten Oolithe mit spröder Bruchdeformation und mit Drucklösung unter Ausbildung konkav-konvexer Kornkontakte.

Die uns zugänglichen Aufschlüsse vermitteln im unteren Malm das Bild einer allmählich bis zum Steilrand der Plastiques internes abfallenden Plattform. Mit dem Gastlosen-Oolith wird nun die Plattform durch eine hochenergetische Flachwasserfazies abgeriegelt. Die Oolithe wurden unter hoher Karbonatübersättigung in einem stark bewegten intertidalen Milieu abgelagert.

Abgrenzung

Der Gastlosen-Oolith beginnt mit hell anwitternden Oospariten und behält in den Gastlosen diese Erscheinung über 40–80 m bei. Im Westen fehlen zugängliche Profile durch den Gastlosen-Oolith; er ist dort nur durch Proben aus der Dachpartie belegt und enthält bereits die für die hangende Wandfluh-MF typischen Schalenreste mit Mikritrinden.

Verbreitung

Der Gastlosen-Oolith erstreckt sich über die ganze Gastlosenkette und darüber hinaus in die nördlichen Schuppen der *Rigides internes* (Profile Nr. 39 und 40) und in die südlichen *Plastiques internes* (Profile Nr. 27 und 29), wo der Gastlosen-Oolith eine Mikritmatrix besitzt. Im Südwesten schliesst sich eine feinkörnige, pelsparitische Varietät an (Profil Nr. 38). Eine breite Aufschlusslücke trennt die Gastlosen von den *Rigides* im Diemtigtal. Wir vermuten eine oolithisch-onkolithische Übergangsfazies in die ausgesprochen lagunären Bildungen der Unteren und Oberen Amsleregrat-MF, welche sich auf der geschützten Plattform hinter dem Oolithgürtel entwickeln konnten.

7.2.4 Wandfluh-Mikrofazies

Diese Einheit ist in der breitschultrigen und leicht begehbaren Gipfelpartie der Wandfluh in der Gastlosenkette gut aufgeschlossen. Es sind beige, bioklastische und oolithische Kalke. Stellenweise sind sie nach der Folk-Nomenklatur noch als Oomikrite zu bezeichnen. Von der Gastlosen-MF unterscheidet sich die Wandfluh-MF aber durch höhere Anteile an Rindenooiden und Biodetritus und durch eine mikritische Grundmasse, die nur in rekristallisierten Partien durch Sparit ersetzt ist. Die mengenmässige Zunahme von Biodetritus geht auf Echinodermen und Schalenrümmer von Bivalven und Gastropoden zurück; im Vergleich zum Gastlosen-Oolith treten nur wenige neue Faunenelemente in Erscheinung, worunter flache Gastropoden und im oberen Teil der Wandfluh-MF akzessorisch Calpionellen (*C. alpina* und *Crassicollaria*) zu erwähnen sind. Der Biodetritus ist auffallend schlecht erhalten. Randlich ist er von Mikrit- oder Ooidrinden umgeben und durch mechanische Erosion abgenutzt und im Innern rekristallisiert, so dass die vereinzelt noch vorkommenden Dasycladaceen unbestimmbar sind. Die Rekristallisation verleiht der Wandfluh-MF im Handstück einen saccharoiden, kontrastarmen Aspekt.

In der Wandfluh-MF werden oolithische Ablagerungen allmählich durch ein ruhigeres, kalkschlammreiches Milieu ersetzt. Eine Verbindung mit dem offenmarinen Bereich wird durch *Saccocoma* und *Globochaeten*, im oberen Teil auch durch Calpionellen angezeigt. Wir denken an einen Ablagerungsraum auf der äusseren Plattform, der im Süden durch eine Küstenlinie auf der sehr flachen, allmählich auftauchenden Karbonatplattform begrenzt wurde. Später erfasste die fortschreitende Trockenlegung auch den Ablagerungsraum der Wandfluh-MF und bewirkte eine tiefgreifende Rekristallisation während der Festlandphase in der Unterkreide.

Abgrenzung

Die Wandfluh-Mikrofazies entwickelt sich in einem fliessenden Übergang aus den liegenden Oospariten, die sich im tieferen Teil der Wandfluh-MF mit kurzfristigen Rekurrenzen bemerkbar machen. Die Obergrenze ist durch die Schichtlücke gegeben, die bis zu den Couches rouges anhält. In den *Plastiques internes* geht die Entwicklung stellenweise weiter zu brecciös aufgelösten Intrapelmikriten, die sich durch eine aufgearbeitete, in Mikroonkolithen eingeschlossene Calpionellenfauna auszeichnen. Hier reicht die Massivkalk-Lithofazies bis in die Unterkreide. Lokal sind zwischen dem Massivkalk und den Couches rouges geringmächtige, kondensierte Ablagerungen der Unterkreide erhalten (KEUSCH 1985).

Verbreitung

In der Gastlosenkette deckt sich die Verbreitung der Wandfluh-MF mit dem liegenden Gastlosen-Oolith. Sie bildet dort den Abschluss des Massivkalks und liegt meist in der schroffen Gipfelpartie. Im Südwesten (Profil Nr. 27) tritt sie in einer Mischfazies mit der Rindenkorn-MF und dem Gastlosen-Oolith auf. Die Ablagerungen der Rigides internes enthalten keine Äquivalente der Wandfluh-MF.

7.2.5 Gummfluh-Mikrofazies

Dies sind massive und dickbankige, hellgraue, grobdetritische Biosparite bis Biosparrudite, die sich von den bisher besprochenen Mikrofaziestypen durch eine sehr schlechte Sortierung und viele bioklastische Komponenten abheben. Sie enthalten Cyanophyceen, Korallen, Hydrozoen, Bivalven, Gastropoden, Serpuliden, Dasycladaceen (*Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata*, *Salpingoporella pygmaea* und *S. annulata*) und Grossforaminiferen (*Kilianina* sp., *Labyrinthina mirabilis*, *Kurnubia* sp., *Protopenneroplis*, *Everticyclammina* u. a.). Das Bindemittel der teilweise bereits durch inkrustierende Organismen verkitteten Gummfluh-MF besteht vorwiegend aus Sparit, nesterweise auch aus Mikrit. Alle Komponenten sind stark mikritisiert, und gegen das Dach ist eine zunehmende Rekristallisation zu bemerken. Geopetal gefüllter Porenraum zwischen grossen, kaum gerundeten Bioklasten weist auf sehr seichte Ablagerungsverhältnisse im Schutze organisch gewachsener Strukturen hin. Zusätzlich treten darin ausgedehnte Riffschuttareale auf mit Korallen- und Hydrozoentrümmern aus der Bewegtwasserzone, die das Substrat für inkrustierende Algen und zahlreiche weitere Organismen bildeten. Die schlecht gerundeten und sortierten Komponenten am Muttenhubel und der Gummfluh dürften nicht allzuweit von einer Riffzone entfernt liegen.

Abgrenzung

Die Untergrenze der Gummfluh-MF ist nur an wenigen Profilen untersucht worden. Sie entwickelt sich aus der biopelsparitischen Pfad-MF oder der mikritischen Muttenhubel-MF (Kap. 7.2.6) durch eine rasche Korngrössenzunahme. In den Ridiges des Diemtigtals werden sie von den dasycladaceenreichen Biomikriten der Unteren Amsleregrat-MF (Kap. 7.2.7) abgelöst.

Verbreitung

Das Typusgebiet und die grösste Verbreitung der Gummfluh-MF liegt im Westen unseres Untersuchungsgebietes. In den übrigen Profilen der Rigides internes verzahnt sie sich als unscharf begrenzter Horizont mit der Unteren und Oberen Amsleregrat-MF.

Am Niderhorn sind sie von WEISS (1949) als Korallenriffkalke bezeichnet worden. Die Feldaufnahmen von Dr. U. Furrer und das zugehörige Schliffmaterial (unpubl.) belegen, dass sie bis zur Simmenflue am Ausgang des Simmentals auftreten.

7.2.6 Muttenhubel-Mikrofazies

Diese von WEISS (1949, S. 282) als «dunkle, dichte, gebankte Kalke» bezeichneten Gesteine sind Biomikrite und Biopelmikrite mit Echinodermen. Die mächtige Serie reicht lateral vom Gummfluh-Gebiet bis ins Diemtigtal.

Die fossilarme Mikritabfolge wird von Aufarbeitungshorizonten mit Riffschutt Komponenten unterbrochen. Die Mikritmatrix ist oft rekristallisiert und zeigt stellenweise ein gesprenkeltes Aussehen. In Kathodenlumineszenz-Präparaten lässt sich diese Erscheinung auf feinsten Dedolomit zurückführen. Die Muttenhubel-MF schliesst intern an die Pfad-MF an. Sie entstand unter den Bedingungen der geschützten inneren Plattform und enthält gelegentliche Einlagerungen von Riffschutt Kalken.

Abgrenzung

Die Muttenhubel-MF liegt im Süden des Untersuchungsgebietes, im Profil Nr. 43, transgressiv auf einem Konglomerat mit Trias-Komponenten und im Profil Nr. 41 auf einem quarzführenden Pelsparit des Stockenflue-Kalkes. Die Obergrenze, einerseits zur hangenden Gummfluh-MF im Westen und andererseits zur Unteren Amsleregrat-MF im Osten des Untersuchungsgebietes, ist fliessend. Die Mächtigkeit der Muttenhubel-MF beträgt bis zu 70 m.

Verbreitung

Die fossilarme Muttenhubel-MF baut den grössten Teil des Profils am Muttenhubel auf und bildet weiter westlich die Basis des Profils Pointes de Sur Combe (Nr. 42) und die Unterlage der Gummfluh-MF. Eine grosse Verbreitung erreicht sie in den Rigides des Diemtigtales. Im dazwischenliegenden Amsleregrat ist sie nur in ihren obersten Partien aufgeschlossen.

7.2.7 Untere Amsleregrat-Mikrofazies

Die Untere Amsleregrat-MF zeichnet sich durch massive und dickbankige, im Bruch hellbeige bis graue Kalke aus. Mikrofaziell handelt es sich um artenarme Dasycladaceen-Biomikrite mit *Clypeina jurassica* und *Campbelliella striata* und akzessorisch *Cayeuxia* sp., Bivalven, Gastropoden und Textularien. Zum gleichen Mikrofaziestyp rechnen wir Onkoid-Sparite mit gerundeten Mikritintraklasten, weil es dieselben Dasycladaceen-Fragmente sind, welche im Kern der mikritischen Onkoide vorkommen. Die sparitische Variation der Unteren Amsleregrat-MF geht auf zeitweise stärkere Wasserbewegung in einem Milieu lagunärer Kalkschlammsedimentation zurück. Auf einen sehr seichten Ablagerungsraum deuten fenestrartige Strukturen hin, die mit hundezahnartigem Zement ausgekleidet und mit Karbonatsilt aufgefüllt sind.

Abgrenzung

Es liegen fliessende Übergänge vor: Die sparitische, ausgewaschene Variation der Unteren Amsleregrat-MF geht aus der bioklastischen Gummfluh-MF hervor, die mikritische Ausbildung leitet in die Obere Amsleregrat-MF über.

Verbreitung

Die Untere Amsleregrat-MF ist auf jene Schuppen beschränkt, die dem internen Teil der Karbonatplattform entstammen. In den Rigides des Diemtigtales folgt sie im Hangenden der Gummfluh-MF; in der lateralen Faziesanordnung erscheint sie intern des Gürtels bioklastischer Ablagerungen und weist auf einen ausgedehnten, geschützten, lagunären Bereich hin.

7.2.8 Obere Amsleregrat-Mikrofazies

Das seicht-lagunäre Milieu der Unteren Amsleregrat-MF mündet in meist dunkelgraue oder graubeige-fleckige Biomikrite mit wenigen Dasycladaceen und feinstem Schill. Ihr Gefüge wird durch Fenestralgefüge und Wühlspuren aufgelockert. Nahe der Obergrenze des Massivkalks enthalten sie kleine, authigene Feldspäte und Quarzkristalle. Dort treten als Besonderheit dieser Mikrofazies auch Chara-Oogonien auf; ihre Verbreitung wird im folgenden Abschnitt gesondert behandelt. Gleich wie die Untere Amsleregrat-MF kennt auch die Obere Amsleregrat-MF eine sparitische Ausbildung; sie ist aber feinkörniger und besteht aus intraklast- und ooidführenden Pelspariten.

In der Fossilarmut und den Fenestralgefügen, im Characeen-Horizont und der darauffolgenden, umfangreichen Schichtlücke liegen mehrere konvergierende Anzeichen für ein sehr seichtes Ablagerungsmilieu und beginnende Verlandung vor.

Abgrenzung

Die Obere Amsleregrat-MF entwickelt sich ohne deutliche Untergrenze aus den liegenden Dasycladaceen-Biomikriten. Die Hangendgrenze ist gleichzeitig Obergrenze des Massivkalks und bietet wegen der lithologischen Gegensätze zu den Couches rouges keine Probleme.

Verbreitung

Die Obere Amsleregrat-MF ist vom Ausgang des Diemtigtales bis zum Amsleregrat zu verfolgen. Weiter westlich wird sie von der bioklastischen Gummfluh-MF ersetzt (Fig. 7).

7.2.9 Der Characeen-Horizont

Die obersten 20 bis 30 m der Oberen Amsleregrat-MF werden von unregelmässig auftretenden Schichtfugen in 0,2 bis 5 m mächtige Bänke unterteilt. Neben der Zugehörigkeit zur gleichen Mikrofazies und der auffallenden Bankung stellt ein bloss 0,2–0,5 m mächtiger Horizont mit zahlreichen Characeen-Fruchtchen das wichtigste Bindeglied dieser jüngsten Malmablagerungen dar. Er tritt häufig im unmittelbar Hangenden oder Liegenden einer markanten Schichtfläche auf. Typisch ist ferner die schmutzibraune Bruchfarbe des Characeen-Horizontes und der umgebenden fossilarmen Mikrite und untergeordneten Oopelsparite im Unterschied zu der sonst beige- bis dunkelgrauen Oberen Amsleregrat-MF. Den Characeen beigesellt sind vereinzelt Dasycladaceen (Clypeinen), Ostrakoden, Gastropoden und Bivalven. In vielen Aufschlüssen erscheint im Liegenden des Characeen-Horizontes ein fast monospezifischer *Triloculina*-Wackestone. Einzelne Characeen-Fruchtchen sind noch bis zu 10 m unter oder über dem eigentlichen Fossilhorizont anzutreffen. Im Innern enthalten sie Geopetalfüllungen des umgebenden, sehr feinkörnigen Mikrits, der daneben auch Wühlspuren und Fenestralgefüge ausfüllt.

Der Characeen-Horizont tritt generell in den obersten 10 m des Massivkalks auf, und seine laterale Ausdehnung reicht von der Simmenflue (Mitteilung Dr. U. Furrer; s. auch FISCH in WEISS, 1949) über die ganzen Rigidés des Diemtigtales bis zum Amsleregrat (Fig. 6). Weiter im Westen verwehrt die marine Riffschutt-Fazies der Gummfluh-MF die Ausbreitung der Characeen.

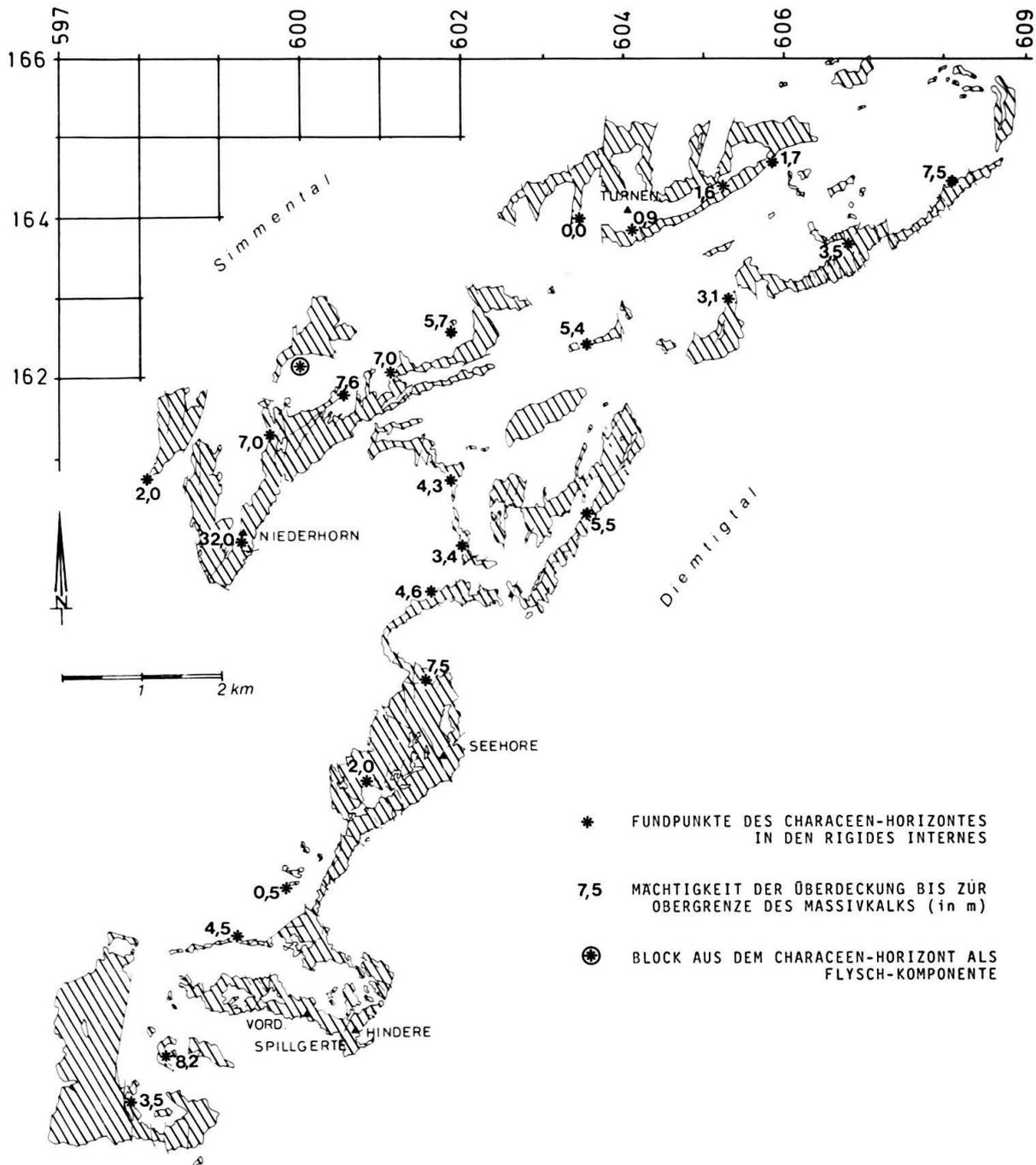


Fig. 6. Fundpunkte des Characeen-Horizontes.

In der Schuppe von Turnen-Pfaffen liegt der Characeen-Horizont nahe der Obergrenze (Fig. 6) oder bildet lokal gar den Abschluss des Massivkalks. Unter dem Niederhorn-Gipfel stellen wir hingegen eine plötzliche Zunahme der Massivkalk-Überdeckung auf 32 m fest, nachdem wir nur 1300 m weiter NE den Characeen-Horizont in normaler Position, d. h. 7 m unter der Obergrenze finden. Diesem raschen lateralen Mächtigkeitswechsel im obersten Massivkalk des Niederhorngebietes folgen nach den Darstellungen des regionalen Bearbeiters W. WEGMÜLLER (1953) in den hangenden Couches rouges sprunghafte Änderungen des Transgressionsalters, die er mit einer Bruchbildung am

Ende des Malm oder während der Kreidefestlandperiode erklärt. Von der nahe gelegenen Hinteren Bultschnerealp am NW-Fuss des Niderhorns hat bereits TSCHACHTLI (1941) ein Couches rouges-Transgressionskonglomerat beschrieben, welches auf engstem Raum rasch wechselnde, lückenhafte Verhältnisse aufdeckt. Im Anschnitt eines Fahrweges auf der Alp Unterer Bufal (Koord. 599.950/162.250/1690) steckt ein etwa 2 m langer Block des Characeen-Horizontes in Flyschschiefern, die wahrscheinlich zur Klippendecke zu zählen sind. Dieser Fundpunkt des Characeen-Horizontes trägt zur Annahme bei, dass im Niderhorngebiet synsedimentäre Verstellungen die Mächtigkeit der jüngsten Massivkalkablagerungen beeinflussten und gar zur Erosion führten.

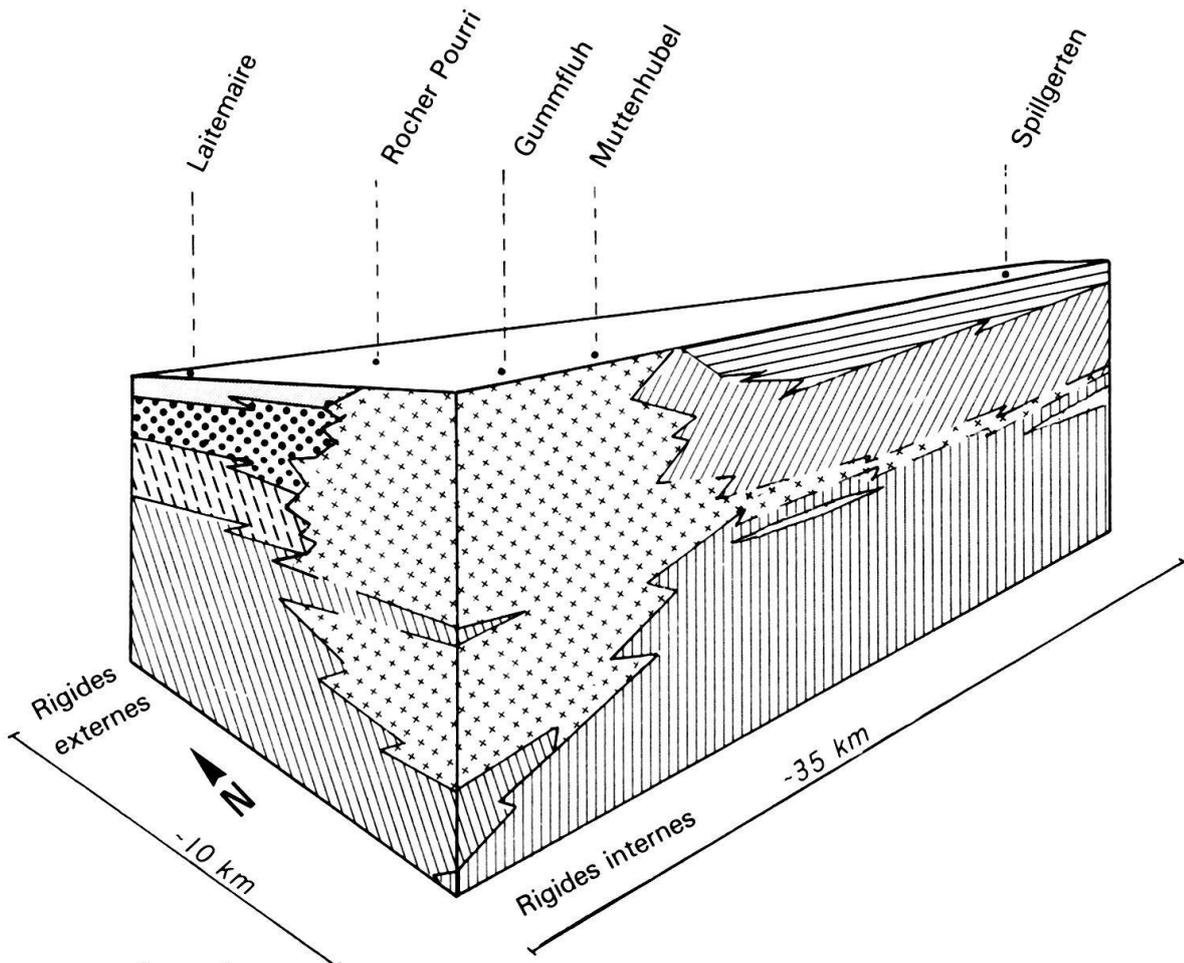
In den übrigen Aufschlüssen zeigt der Characeen-Horizont jedoch eine grosse Beständigkeit in seinem Auftreten und widerspricht dadurch den Vorstellungen einer intensiven Zerteilung und Abtragung der Massivkalkoberfläche während der Unterkreide, wie sie z. B. von WEISS (1949, S. 175) geäußert werden.

7.2.10 Fazielle Entwicklung der Rigides

In diesem Abschnitt stellen wir die fazielle Entwicklung der Plattform anhand der Verbreitung der zuvor besprochenen acht Mikrofazies-Typen dar (Fig. 7). Die MF 1 bis 4 kommen in gleichartiger, korrelierbarer Abfolge in der Gastlosen-Kette und im Rübli-Dorfflüe-Massiv vor, die MF 5 bis 8 in den südlich anschliessenden Schuppen der Gummfluh, des Amsleregrates und der Rigides des Diemtigtales. Teilweise greifen die Mikrofazies-Typen über die tektonische Trennlinie der Rigides externes und internes hinweg (Fig. 5) und geben mit ähnlichen Ausbildungen zu erkennen, dass sie in das Gesamtbild einer rasch überfluteten und allmählich verflachenden Karbonatplattform gehören.

Mit der Transgression, die zur Ablagerung des sandigen Stockenflue-Kalkes führte, war die äussere Plattform zu Beginn des Malm zu einem einheitlichen Faziesraum geworden, wo sich bis zu 150 m mächtige, dunkle Kalke des tieferen Subtidals ablagerten (Pfad-MF). Die darin eingeschalteten grobdetritischen Horizonte stellen das fazielle Verbindungsglied zum südlich anschliessenden Flachwasserbereich der biodetritischen Gummfluh-MF dar. Das plötzliche Einsetzen von Schwebcrinoiden in den höheren Abschnitten der Pfad-MF markiert einen für die Korrelation mit den Plastiques wichtigen Leithorizont. Die Rindenkorn-MF im Hangenden der Pfad-MF zeugt von zunehmender Wasserbewegung. Diese Entwicklung setzt sich in den darauffolgenden hochenergetischen Ablagerungen des Gastlosen-Oolithes fort. Wie die Zementation vermuten lässt, liegt damit die Sedimentoberfläche, rezenten Beispielen zufolge (FLÜGEL 1978), in Wassertiefen von 2 bis 10 m, stellenweise sogar im Auftauchbereich.

Die Oolithe enthalten eine eingeschränkte, den instabilen Meeresböden angepasste Fossilgemeinschaft, worunter *Protopenneroplis trochangulata* einen gewissen Leitwert besitzt. Der Oolith-Gürtel ist im Westen breiter als im Osten und dehnt sich von der Gastlosen-Kette bis in das Rübli-Dorfflüe-Massiv aus. In seinem Hangenden beobachten wir eine getrennte Entwicklung: In der Gastlosen-Kette folgen die oolithischen Biomikrite der Wandfluh-MF. Ihre Mikritmatrix deuten wir als Zufuhr aus den lagunären Kalkschlammablagerungen der inneren Plattform. Im Rübli-Dorfflüe-Massiv finden wir eine ausgewaschene Varietät der Wandfluh-MF, die der rückwärtig anschliessenden bioklastischen Gummfluh-MF nahesteht. Vereinzelt Calpionellen in der oberen Partie



Legende

	Pfad-MF	MF1		Gummfluh-MF	MF5
	Rindenkorn-MF	MF2		Muttenhubel-MF	MF6
	Gastlosen-Oolith	MF3		Untere Amsleregrat-MF	MF7
	Wandfluh-MF	MF4		Obere Amsleregrat-MF	MF8

Milieuinterpretation

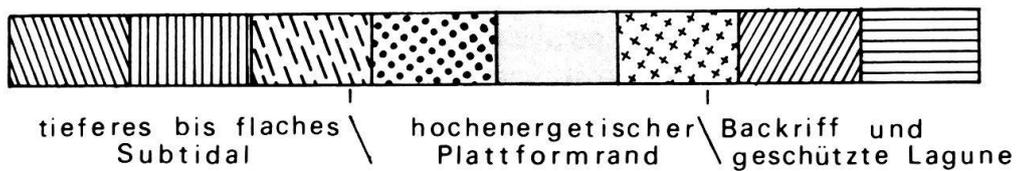


Fig. 7. Räumliche Verteilung der Mikrofaziestypen in den Rigides.

der Wandfluh-MF zeigen, dass beckenwärts eine Verbindung zu den Calpionellenkalken der Plastiques externes besteht.

Auf der inneren Plattform entstehen ausgeprägte Flachwasserablagerungen, die auch lateralen Fazieschwankungen unterworfen sind und im Saanenland schliesslich eine andere Entwicklung einschlagen als im Diemtigtal.

Im Gummfluh-Massiv, im Westen unseres Untersuchungsgebietes, beginnt der Massivkalk mit Ablagerungen des tieferen Subtidals, die faziell der Pfad-MF gleichzustellen sind. Im Osten schliesst sich vom Muttenhubel bis ins Diemtigtal in gleicher stratigraphischer Position die Muttenhubel-MF an, eine fossilarme, monotone Abfolge grauer echinodermenspätiger Biomikrite, die im Diemtigtal etwa die untersten 120 m des Massivkalks einnehmen. Darüber stellt sich die bioklastische Gummfluh-MF ein, die über die ganze innere Plattform hinweg bis in das Gummfluh-Massiv verfolgbar ist. Dort schwillt sie zu grösserer Mächtigkeit an und hält bis ins Dach des Massivkalks an. Es handelt sich um eine fossilreiche Riffschutt-Fazies der Bewegtwasserzone. Auf dem Muttenhubel haben wir Korallenstöcke gefunden, die als Fleckriffe angesehen werden können. Am Amsleregrat und in den Rigides des Diemtigtales folgen über der Gummfluh-MF bis gegen 150 m mächtige lagunäre Ablagerungen. Sie beginnen mit den dasycladaceenreichen und onkolithischen Biomikriten und Biospariten der Unteren Amsleregrat-MF («Clypeinenkalke» von WEISS 1949). Daraus geht die faunenarme, stellenweise monospezifisch aus *Clypeina* oder *Campbelliella* zusammengesetzte und schliesslich fast sterile Obere Amsleregrat-MF hervor («Dunkle, fleckige Kalke» von WEISS). Ihre seichten Kalkschlammablagerungen werden von einigen Aufarbeitungshorizonten unterbrochen; im übrigen widerspiegelt ihr Fossilinhalt anormale Salinitätsverhältnisse, die im Dach der Oberen Amsleregrat-MF im Characeen-Horizont besonders ausgeprägt sind und das bevorstehende Trockenfallen ankünden.

7.3 Lithostratigraphie der Plastiques internes

Am Innenrand des Beckens überlagern sich in der Schichtreihe vom Unteren Jura bis in die Kreide die Ausbisslinien von lithologischen Einheiten der Becken- und Plattformfazies in einer relativ schmalen Zone und stecken damit die dem Subbriançonnais und Briançonnais entsprechenden Faziesbereiche ab. Dieser Übergang behauptet sich über die ganze Schichtreihe und erfährt keine grundlegenden Verschiebungen. Hier verzahnt sich der Zoophycos-Dogger des subsidierenden Beckens mit der Langel-Serie der südlich anschliessenden Schwellenzone. Im Malm wurde in den Plastiques internes auffallend wenig Sediment abgelagert. Sein Ablagerungsmilieu deutet auf einen steilen Beckenrand.

Diese lithologischen Übergänge haben das tektonische Scharnier an der Grenze zwischen Plastiques und Rigides festgelegt. In den ausdünnenden und auskeilenden Serien und Faziesablösungen der Plastiques internes wechselt der Baustil von der Falten- zur Schuppentektonik. Die Elemente dieser an und für sich schon schmalen und geringmächtigen Zone wurden zum Teil von höheren Decken überfahren und sind unter der Simmentaler Flyschmulde begraben. Die Plastiques internes bieten deshalb ein lückenhaftes Bild.

Den besten Querschnitt durch die Plastiques internes vermittelt die Klus von Boltigen (Fig. 8a). Im Mittelabschnitt unseres Untersuchungsgebietes sind die Beobachtungsmöglichkeiten auf ein dünnes Massivkalk-Band im Südschenkel der Mt.-Cray-Kette be-

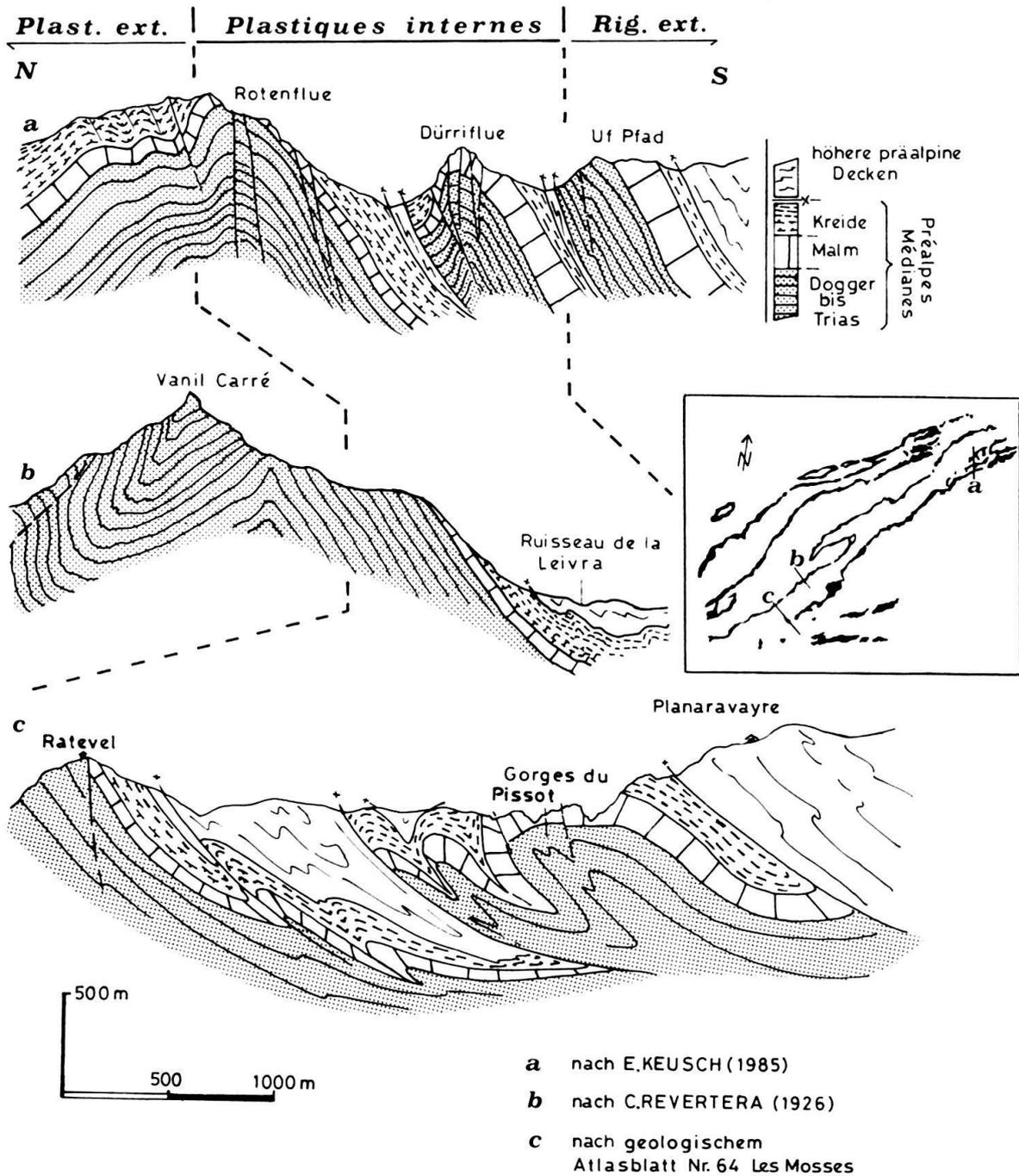


Fig. 8. Querprofile durch die Plastiques internes.

schränkt (Fig. 8b). Zusammen mit der westlichen Fortsetzung dieses Massivkalk-Bandes gewähren Gewölbeaufbrüche am Oberlauf des Hongrin und der Torneresse (Gorges du Pissot) schliesslich wieder einen breiteren Einblick in die Plastiques internes (Fig. 8c).

7.3.1 Lithologie

Die Lithologie der Plastiques internes versuchen wir aus der Überlagerung und Vermischung aberranter Randfaziestypen des Beckens und der Plattform darzustellen

und verzichten soweit wie möglich darauf, diesen Ablagerungsraum mit neuen, lokal begrenzten Einheiten zu belegen.

Die meisten Aufschlüsse dieser Zone stehen schon den Plastiques externes nahe, Resedimente spielen jedoch eine untergeordnete Rolle. Die Mikrofazies der südlichen Plastiques internes (Holzerhorn–Dürriflue, Gorges du Pissot) lehnt sich schon an die Rigides externes an, aber anstelle der dort übereinanderliegenden Mikrofaziestypen 1 bis 4 treffen wir häufig eine Mischung derselben an (Fig. 8c; Tafel 6).

Eine individuelle Mikrofazies, die sich nicht länger als eine Randerscheinung der Nachbargebiete darstellen lässt, entwickeln die Plastiques internes erst im Dach der Serie: Sie entwickelt sich aus der liegenden Mischfazies von schlecht sortierten bioklastischen Oopelspariten und -mikriten durch das Hinzutreten von gerundeten oder eckigen Intraklasten und von Calpionellen. Diese sind, bedingt durch den detritischen Charakter dieser Mikrofazies, nicht sehr zahlreich und stecken entweder in mikritisierten Ooiden oder in den erwähnten Intraklasten. Ihre Assoziationen sind manchmal nur durch Aufarbeitung und Vermischung aufeinanderfolgender Biozonen zu erklären.

In mikritischen Partien kann ferner ein brecciöses Aufreißen des bereits verfestigten Sediments beobachtet werden, woraus eckige, von Calcitadern durchschwärmte Komponenten hervorgegangen sind. Diese Mikrofazies wird höchstens 5 m mächtig und beschränkt sich auf die Dachpartie des Massivkalks. Sie ist besonders am Innenrand der Plastiques internes, wo das Neocom fehlt, zu beobachten, macht sich aber auch mit intraformationellen Geröllhorizonten in der kontinuierlichen Schichtreihe des Sub-briançonnais bemerkbar (Fig. 9).

Auf die Aufarbeitung von Calpionellen während der Unterkreide hat schon GISIGER in einer Arbeit von 1968 hingewiesen.

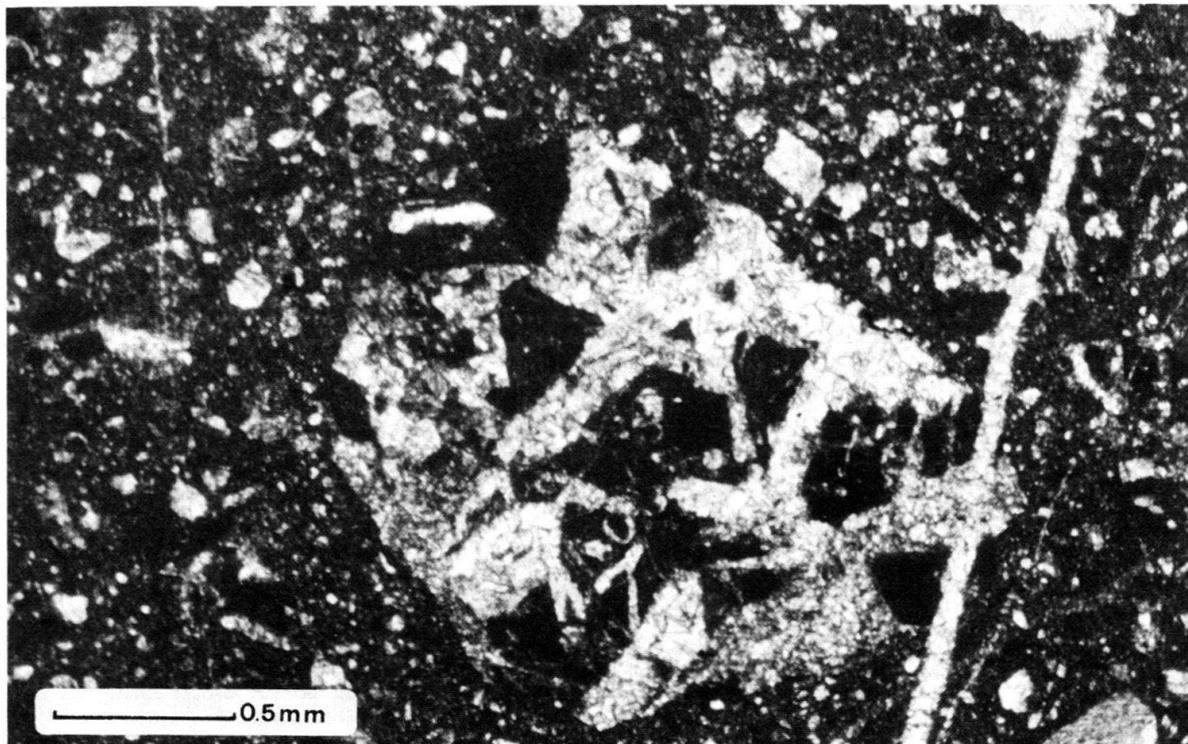


Fig. 9. Mikrofazies der Massivkalk-Serie im Dach der Rigides internes mit Calpionellen in breccierten Intraklasten.

7.3.2 Fazielle Entwicklung und Interpretation

In diesem Abschnitt werden repräsentative Profile der *Plastiques internes* besprochen. Ihre mutmassliche Stellung in einem Querschnitt durch den Ablagerungsraum der *Plastiques internes* ist in Figur 10 dargestellt.

Drei aufeinanderfolgende Profile im Boltiger Querschnitt (Fig. 8a) vermitteln, im Scheitel und Südschenkel des Langel-Gewölbes bei Rotenflue und der südlich anschliessenden Schuppe von Holzerhorn–Dürriflue, einen Übergang vom Becken zur Plattform. In dieser Richtung nehmen die Resedimente drastisch ab.

Im Scheitel des Langel-Gewölbes (auf Rotenflue) besteht der knapp 40 m mächtige Massivkalk zur Hauptsache aus Resedimenten, welche im proximalen Bereich einzuordnen sind. Es liegen undeutlich abgegrenzte und amalgamierte, schlecht organisierte Breccien vor. Deren Mikritintraklaste sind teilweise so gross, dass sie im Handstückbereich homogene Mikrite vortäuschen, sofern nicht die sie begrenzenden Spalten angeschlagen werden, die mit kalkarenitischer Grundmasse gefüllt sind. Gleich wie in den *Plastiques externes* führen die Resedimente im oberen Teil der Serie mehr Biodetritus und Ooide und sind wegen des breiteren Korngrössenspektrums besser gradiert. Im Dach wird die Calpionellenkalk-Mikrofazies durch kalkarenitische Resedimente lange zurückgehalten und macht sich nur sporadisch bemerkbar.

Im Südschenkel des Langel-Gewölbes (Profil Nässliflue, Nr. 25) reduzieren sich die Resedimente auf vereinzelte 0,2 bis 3,5 m mächtige gradierte Breccien, darunter die «Brèche à Silex» an der Basis des Profils. Vorherrschend sind beige-graue pelmikritische, nesterweise pelsparitische Kalke. Sie werden durch leicht gewellte Schichtfugen im Abstand von etwa einem halben Meter gegliedert. Die Äquivalente des knolligen Normalsediments im Becken bleiben hinter der dickbankigen Erscheinung verborgen und geben sich nur in ihren mikrofaziellen Merkmalen zu erkennen. In der Mikrofauna sind Lenticulinen besonders häufig.

In der Profilsur des Holzerhorns wurden keine Resedimente angetroffen. Entweder passierte der Plattformschutt diese Zone ohne Ablagerung oder aber in Durchlässen, die ausserhalb des Profils an der Westflanke des Holzerhorns gelegen sind. Der Massivkalk besteht aus hellgrauen Pelmikriten mit mikritisierten Ooiden von etwa 0,2 mm Durchmesser. Grösse und Anteil der Ooide nehmen gegen oben zu, bis schliesslich im obersten Drittel des Profils 0,3 bis 0,6 mm grosse Ooide zu 15–35% vertreten sind. Da die Mikrofauna vorwiegend aus pelagischen Formen besteht, sind die Ooide als von der Plattform abgeschwemmte Komponenten zu betrachten. In der Holzerhorn–Dürriflue-Schuppe fehlt das Neokom, so dass der Massivkalk direkt von den oberkretazischen Couches rouges überlagert wird. Eine Probe aus seiner Dachpartie westlich der Klus besteht aus einem gelbbeigen Mikrit mit braunen Flecken, die sich unter dem Mikroskop als Intraklaste eines intraformationell aufgelösten Oopelmikrits zu erkennen geben. Dieser ist mit der Wandfluh-Mikrofazies der *Rigides externes* vergleichbar. Die Ähnlichkeit wird durch Calpionellen unterstrichen, die hier wie dort im obersten Massivkalk vereinzelt vorkommen; ein Unterschied liegt in der gröberen und stark bioklastischen Ausbildung der eigentlichen Wandfluh-MF.

Im Westen unseres Untersuchungsgebietes (Fig. 8b und c) gehören zu den *Plastiques internes* ein im Streichen verfolgbares Massivkalk-Band in der Kette des Mt. Cray und unzusammenhängende Aufschlüsse im rückwärtigen Teil. Das Massivkalk-Band legt sich

als Südabdachung über das Gewölbe des Zoophycos-Doggers von Dorénaz unter dem Vanil Carré. Die Mächtigkeit beträgt hier bloss 30–35 m und ist die geringste im ganzen Untersuchungsgebiet.

Die Profile Nr. 19–23 zeigen eine gleichbleibende Entwicklung: Der Massivkalk beginnt mit einem dünnen, auf einzelne Bänke beschränkten grüngrauen Knollenkalk mit zahlreichen korrodierten Ammoniten und Belemniten, der von Kalkareniten und Feinbreccien überlagert wird. Über diesem knapp 2 m mächtigen basalen Abschnitt scheinen die Resedimente auszusetzen. Es folgen durch wellige Schichtfugen undeutlich gebankte beige Biomikrite mit Radiolarien und Protoglobigerinen und ab 10–20 m über der Basis auch mit Saccocomen und Filamenten. Diese Kalke sind bei näherer Betrachtung teilweise in intraformationelle Breccien aufgelöst, wobei die Matrix aus gleichartigem Mikrit besteht wie die Komponenten. Rund 30 m über der Basis setzen die Calpionellen ein. Die Mikrofazies der Calpionellen-Kalke wird rasch durch kalkarenitische Schüttungen von Plattformmaterial verdrängt.

Westlich der Saane setzt sich diese Aufschlusszone über La Chaudanne und Planachaux in gleichbleibender Ausbildung fort: Biomikritische Kalke mit pelagischer Mikrofauna, die bereits der Pfad-MF ähnlich sind, weisen teilweise das Gefüge intraformationeller Breccien auf; Resedimente mit Plattformschutt hingegen wurden nicht abgelagert. Die biostratigraphischen Bezugshorizonte der Saccocomen und Calpionellen liegen nur wenige Meter über der Basis und zeigen vergleichsweise geringe Sedimentationsraten an. Am Übergang in die hangenden neokomen Fleckenkalke sind in der Kette des Mt. Cray die schon von GISIGER (1968) beschriebenen calpionellenführenden Intraklaste zu beobachten.

Im südlich von Planachaux liegenden Profil Les Frassis (Nr. 27) bildet der Stockenflue-Kalk die Unterlage des hier schon rund 100 m mächtigen Massivkalks. Dieser wird wie in der Holzerhorn–Dürrflue-Schuppe von Oberkreide überlagert. Wir finden die gleiche, allerdings durch einen offenmarinen Einfluss gedämpfte und in reduzierter Mächtigkeit zusammengedrückte mikrofazielle Entwicklung wie in den Rigides externes. Allerdings ist die Pfad-MF feinkörniger und reicher an Lenticulinen, Globochaeten und Saccocomen, und im obersten Drittel des Profils verschmelzen die Mikrofaziestypen 2 bis 4 der Rigides externes zu biodetritischen Oopelmikriten. Im Dach treten Calpionellen auf, die in mikritisierten Ooiden eingeschlossen und vermutlich umgelagert sind (Tafel 2, Fig. 7).

Aufgrund der Profilaufnahmen scheinen die Plastiques internes am Ostrand unseres Untersuchungsgebietes teilweise noch zum proximalen Ablagerungsgebiet der Resedimente zu gehören, während sie weiter westlich nur vereinzelt intraformationelle Breccienhorizonte aufweisen (Fig. 10). Diesem Verteilungsmuster könnte eine unterschiedliche Morphologie des Beckenrandes zugrunde liegen. Im Osten, im Boltiger Querschnitt, bildet der Dogger der Schwellenzone und der Aussenrand des Mytilus-Beckens die Unterlage des Massivkalks in Slope-Fazies; der Beckenrand wurde also im Malm nach Süden verlagert. Weiter westlich ist demgegenüber eine Verkürzung des Beckenquerschnittes zu beobachten, indem der Massivkalk am Aussenrand der Plastiques internes auf der Formation calcaréo-argileuse liegt.

Der Ablagerungsraum der Plastiques internes lag ausserhalb der seichten Plattform und des sie umgebenden Riffschuttgürtels in tieferem Wasser, aber noch oberhalb des Akkumulationsgebietes der Breccien und Kalkarenite, welche im tieferen Becken so

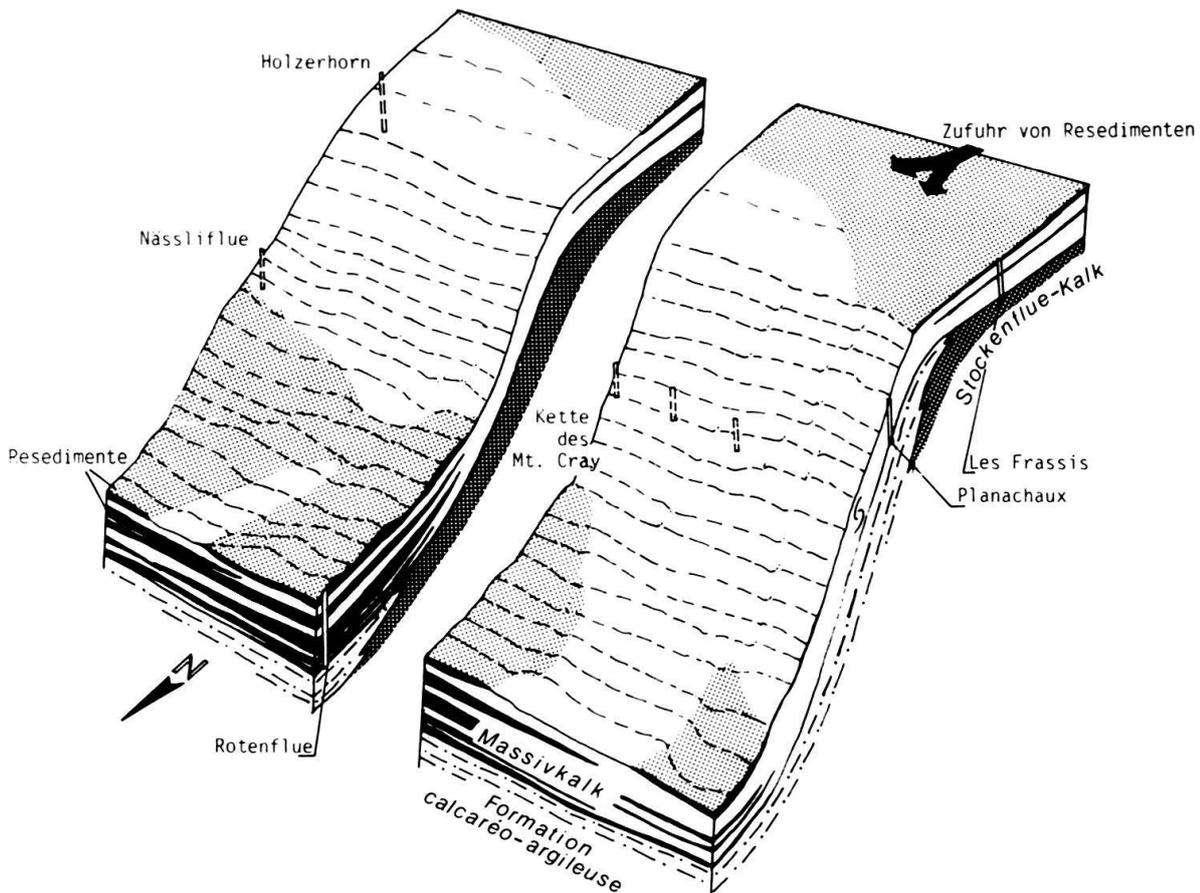


Fig. 10. Querprofile durch den Ablagerungsraum der Plastiques internes.

zahlreich auftreten. Diese sind fast spurlos über den Raum der Plastiques internes hinweggegangen und gelangten erst an ihrem Aussenrand zum Absatz.

Wir interpretieren die Plastiques internes als «By-pass-Slope». In unseren Profilaufnahmen fanden wir keine Anzeichen für ein stabiles Verteilersystem mit fixen Kanälen. Mit einer solchen Vorstellung ist auch die Verteilung der Resedimente im Becken unvereinbar (siehe Kapitel 7.4).

Wir vermuten, dass Schuttströme, die in die anthigen Ablagerungen der Rigides externes gelegentlich eingeschaltet sind, den Plattformrand an einer beliebigen Stelle überspülten. Die anthigen «Slope»-Ablagerungen wurden dadurch überlastet und sind zusammen mit dem Plattformmaterial ins Becken abgeglitten. Die geringe Gesamtmächtigkeit des Massivkalks am Slope wäre demzufolge durch häufige Abgleitbewegungen und Umlagerungen an einem recht steilen Plattformabhang zustande gekommen. Hier liegt das Liefergebiet der mikritischen Intraklaste der Breccien in den Plastiques externes. Die Instabilität der «Slope»-Ablagerungen ist in situ an den aufgelockerten Gefügen und intraformationellen Breccien sichtbar, z. B. im Südschenkel der Mt.-Cray-Kette.

Südlich dieses steilen Beckenrandes deutet die Mischfazies mit den Rigides externes auf einen sanfteren Anstieg zum Flachwasserbereich. Erst an der Wende zur Kreide gelangten die jüngsten calpionellenführenden Massivkalkablagerungen entlang des Plattformrandes teilweise in den Bereich der Erosion, verursacht durch die Hebung der

Briançonnais-Plattform. In der Folge blieb der Südteil der Plastiques internes bis in die Oberkreide sedimentfrei.

7.4 Lithostratigraphie der Plastiques externes

Unsere Gliederung des Massivkalks in den Plastiques externes beruht auf 20 Profilaufnahmen, die indessen stratigraphisch teilweise unvollständig sind.

Die Unterscheidung von anthigen und allothigen Ablagerungen wurde erstmals von SPICHER (1965) auf den Massivkalk angewandt und als Wechsellagerung von hemipelagischen Beckensedimenten mit Trübestromablagerungen interpretiert. Die Wechsel zwischen anthigenem Sediment und Resedimenten schufen deutlich gebankte Abfolgen. Im ersten Teil des Kapitels 7.4 behandeln wir die Entwicklung der anthigenen Beckenablagerungen, im zweiten Teil die Resedimente und die Veränderungen ihrer Zusammensetzung.

7.4.1 Anthigene Beckensedimente: Knollenkalke und Schichten von Albeuve

Die anthigenen Beckensedimente sind im Massivkalk mehr oder weniger knollig ausgebildet. Namentlich der basale Abschnitt des Massivkalks besteht in den Plastiques externes aus einer Wechsellagerung von Kalkmergeln mit dünnen, höckrig-welligen Kalkbänken aus durchschnittlich nussgrossen Radiolarienmikrit-Knollen. Dieser Abschnitt ist bisher als gesonderte Kartiereinheit dargestellt worden, die je nach Autor Knollenkalk, Calcaire noduleux, Couches noduleuses oder grumeleuses, Calcaire concretionné oder Argovien genannt wurde. Die Mächtigkeit des Knollenkalks nimmt von rund 50 m am Aussenrand der Plastiques externes auf wenige Meter in den Ketten des Mt. Cray und von Hochmatt-Kaiseregg ab. Als Hangendgrenze des Knollenkalks gilt der Wechsel zu dickbankigen Kalken, bedingt durch gehäuft auftretende Resedimente. Dadurch reduzieren sich die anthigenen Sedimente auf geringmächtige Einschaltungen und das knollige Gefüge äussert sich nur noch in kalkreicheren Flecken und welligen Schichtflächen.

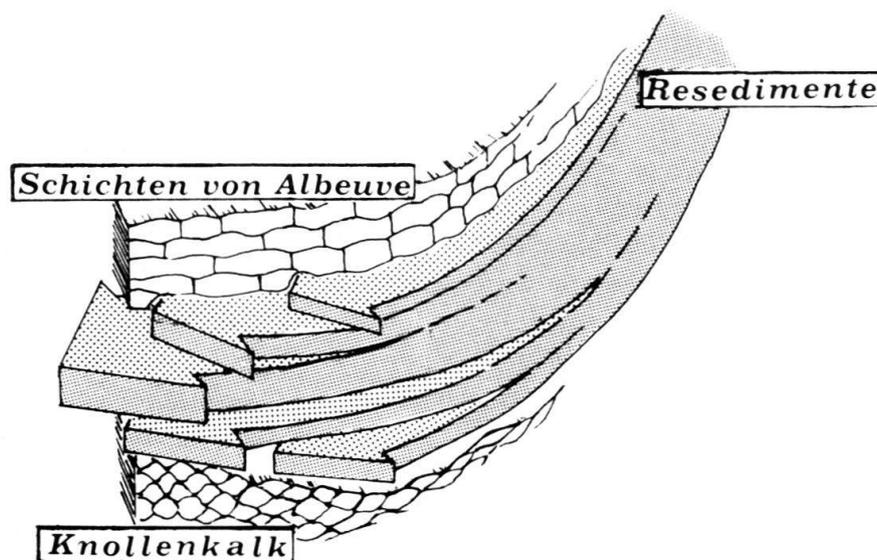


Fig. 11. Verteilung von knolligem Normalsediment und Resedimenten.

Mit dem Abklingen der Resedimentaktivität im oberen Malm taucht die Lithofazies der Knollenkalke erneut auf. Ähnlich wie an der Basis des Massivkalks treten die Knollenkalke in grösster Mächtigkeit und deutlichster Ausprägung in den externen Faltenzügen auf.

Bereits WEISS (1949, S. 107) hat die regionale Ausdehnung und Korrelierbarkeit einer «Serie grünlicher und mergeliger Knollenkalke ... vor allem im Greyerzerland» im oberen Klippenmalm erkannt und hat sie Serie von Albeuve genannt (Kap. 7.1); wir bezeichnen sie als Schichten von Albeuve. Sie sind kalkreicher als der Knollenkalk an der Basis. Der Tongehalt zeichnet mit diffusen Schlieren ein weitständiges Knollengefüge ab, das die 10 bis 20 cm mächtigen Kalkbänke in faust- bis kopfgrosse, linsig geformte Knollen aufgelöst hat. Auf den welligen Schichtflächen sind cm-dicke, grauschwarze und grüne, blättrige Tonhäute angereichert. In dieser Ausbildung sind die Schichten von Albeuve auch von SCHWARTZ-CHENEVART (1945, S. 97) beschrieben worden. Typisch sind ferner blaugrüne und dunkelgraue wolkige Verfärbungen auf beige-grauen Bruchflächen und zahlreiche dünne Schalenreste, die meist auf juvenile Ammoniten zurückgehen. Die Schichten von Albeuve besitzen zudem eine charakteristische Mikrofazies, welche Korrelationen mit den Plastiques internes zulässt, wo das knollige Gefüge fehlt.

Im Übergang vom Massivkalk zum Neokom verschwindet die Knollenkalk-Lithofazies innerhalb weniger Meter. Darauf begrenzen ebene Schichtflächen die beigen und hellgrauen, durchschnittlich etwa 10–25 cm mächtigen Kalkbänke der Calpionellenkalke. Auf ihren dichten, glatten Bruchflächen fallen im Handstück nur calcitisierte -



Fig. 12. Steinbruch Gorge de l'Evi (Profil Nr. 2). Oberste Partie des Massivkalks mit Schichten von Albeuve (SA) zwischen Resedimentbänken (R) und Calpionellenkalken (CK).

kalke. Auf ihren dichten, glatten Bruchflächen fallen im Handstück nur calcitisierte Radiolarien und seltene dünnschalige Lamellibranchier und Cephalopoden auf.

Mikrofazies

Bei den anthigenen Beckenablagerungen handelt es sich durchgehend um Biomikrite, deren Karbonatgehalt meist über 98% liegt. Der unlösliche Rückstand besteht fast nur aus Illit (die IK-Werte streuen von 5–8) oder Quarz, der aber nicht detritischer Herkunft ist, sondern konkretionär als Silex auftritt und sich vermutlich von den Radiolarien herleitet.

Im Knollenkalk macht sich die inhomogene Zusammensetzung bis in den Schlißbereich bemerkbar. Die Knollen sind feinbioklastische und gelegentlich feinpelletierte Wakkestones mit Radiolarien, Protoglobigerinen, Globochaeten, Filamenten und seltenen Schwammnadeln. In der mergeligen Grundmasse ist der feinkörnige Biodetritus zwischen den tonigen Rückständen der Styolithe angereichert und wird teilweise durch Lösungssäume beschnitten. Im Mittelabschnitt des Massivkalks bestehen die nur noch undeutlich knollig ausgebildeten anthigenen Ablagerungen aus fossilarmen Biomikriten mit Wühlgefüge. Protoglobigerinen sind nur noch selten anzutreffen, dagegen erscheinen etwa ab Mitte Malm Schwebcrinoiden.

Die makroskopisch mikritischen Schichten von Albeuve überraschen durch ihre bioklastische, teilweise komponentengestützte Mikrofazies (Tafel 3, Fig. 7). Sie wird von *Saccocoma* dominiert; dazu kommen Radiolarien, Calcisphären und Globochaeten. Foraminiferen sind u. a. mit Lenticulinen und Spirillinen vertreten, Makrofossilien mit dünnschaligen Lamellibranchiern und reichlich Aptychen und juvenilen Cephalopoden. Zuoberst in den Schichten von Albeuve treten ausserdem Chitinoidellen auf (Tafel 4, Fig. 13). Ihre kleinen, dunklen Chitingehäuse werden beim Mikroskopieren leicht übersehen. Unmittelbar im Hangenden beginnen die Calpionellenkalke, in denen Calpionellen rasch zum häufigsten biodetritischen Bestandteil aufrücken (Tafel 3, Fig. 8), begleitet von *Saccocoma*, Calcisphären und Globochaeten, schliesslich auch von *Nannoconi*.

Abgrenzung

Das charakteristische anthigene Sediment des Massivkalks ist ein knolliger Biomikrit. Dagegen betrachten wir deutlich pelletierte, mit unbestimmbar feinem Biodetritus durchsetzte Kalke als feinkörnige Resedimente. Sie zeichnen sich meist schon durch bräunliche Gesteinsfarbe aus. Die Unterscheidung von «anthigenem» Normalsediment und «allothigenen Resedimenten» fällt in der Mikrofaziesanalyse leichter als in der sedimentologischen Interpretation. Wir neigen dazu, die knollige Textur des Normalsediments als Fliesstextur zu betrachten, d. h. als zum Stillstand gekommenes Sedimentkriechen von Kalkschlamm an submarinen Böschungen mit Übergängen zu Rutschungen von grösserer Reichweite bis hin zu turbulenten Massentransporten. Tatsächlich findet man bei der Bestandaufnahme in manchen knolligen Horizonten einzelne Lithoklaste semilithifizierter Plattformkalke (Fig. 13). In unseren Profilaufnahmen haben wir diese Knollenkalk-Horizonte gleichwohl zum Normalsediment gerechnet, um dadurch die Wechsellaagerung mit Resedimentbänken herauszustellen. Eine restriktivere Auslegung des Begriffs «anthigen» vertritt WINKLER (1977; s. auch in PLANCHEREL 1979, S. 161–162). Bei

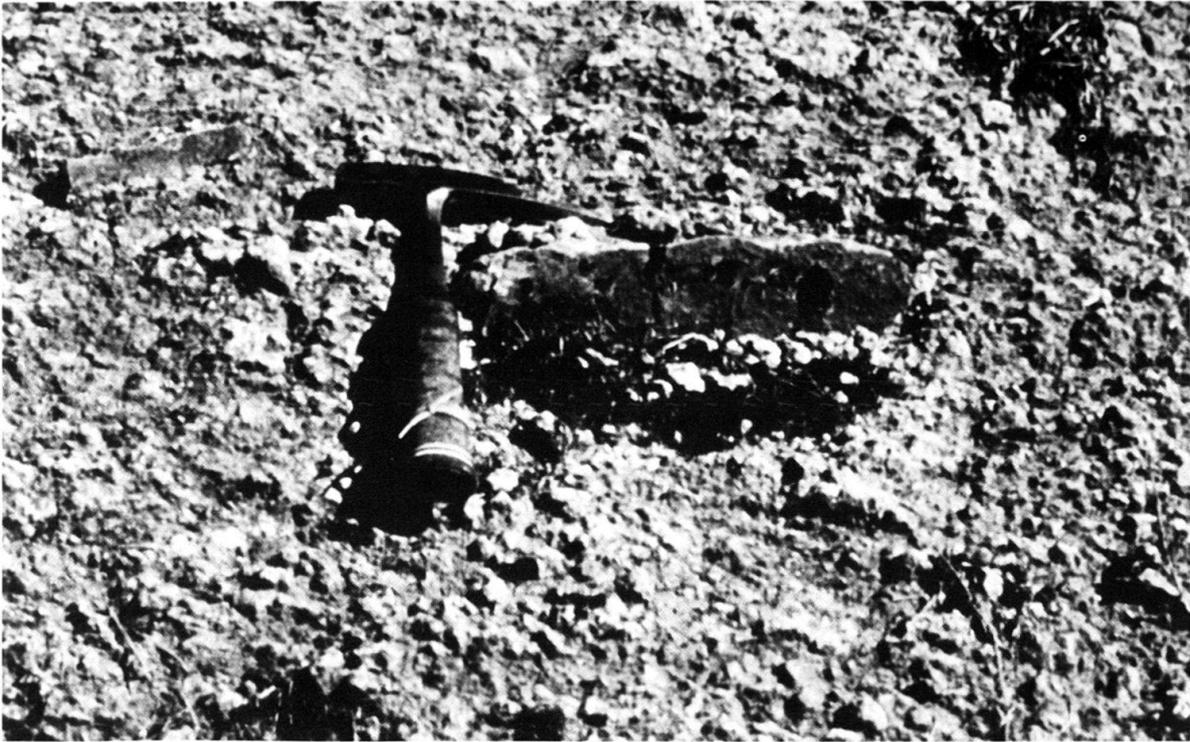


Fig. 13. Sandiger Kalkarenitblock (?Dogger) im Knollenkalk. Tremetta.

WINKLER stehen Knollenkalk s.l. und «calcaire pseudonoduleux» für intraformationelle Breccien.

Die Entstehung des Knollenkalks wird in der Literatur als kumulative Einwirkung verschiedener physikalischer und biogener Prozesse dargestellt, die während der Diagenese eine zunehmend inhomogene Verteilung von Kalk und Ton bewirken (JENKYNS 1974, BOURBON 1980, ELMI 1981, NEUMANN et al. 1980, OGG 1981) – beispielsweise Subsolution unterhalb der Aragonit-Lysocline oder fleckenhaft einsetzende und durch Wühl­tätigkeit gesteuerte Zementation. In der späten Diagenese wird die knollige Textur durch Kompaktion und Drucklösung noch verstärkt. Ein Indiz für die frühe Entstehung von Knollen im Massivkalk liefern die Breccien der Plastiques externes. Wir nehmen an, dass die Knollen schon frühdiagenetisch vorlagen und den erodierenden Resedimenten am Slope als vorgeformte Intraklaste einverleibt wurden.

Die Entstehung des Knollenkalks in der Klippendecke diskutieren auch HOMEWOOD & WINKLER (1977). Neben der Interpretation der Knollenkalke als Subsidenzanzeiger – entstanden unterhalb der Aragonit-Lysocline – erwägen sie auch eine vorwiegend diagenetische Entstehung durch Kalklösung entlang Mikrostylolithen während der Kompaktion. Darüber hinaus ziehen sie auch übergeordnete paläoozeanographische Faktoren in Betracht.

Altersmässig und in der tektonischen Stellung äquivalente Knollenkalke der Westalpen hat BOURBON (1980) bearbeitet. Er betrachtet die Neigung des Meeresbodens an Schwellenrändern und seismische Erschütterungen als wichtigste Ursachen für die Entstehung der Knollenkalk-Textur.

Verbreitung

Die anthigenen Ablagerungen umfassen den kleineren Teil der Gesamtmächtigkeit des Klippenmalm in den Plastiques externes. Ihr Anteil ist um so geringer, je näher der Aufschluss bei den Rigides liegt.

So bilden die Schichten von Albeuve an ihrer Typlokalität, in der Gorge de l'Evi (WEISS 1949; siehe auch Fig. 12), am Aussenrand der Plastiques externes, einen knapp 10 m mächtigen Schichtstoss. Am Innenrand des Beckens reduzieren sie sich auf vereinzelte wellige Bänke oder verbergen sich in grobbankigen Kalken, und wir erkennen sie nur noch dank ihrer typischen Mikrofazies.

7.4.2 Resedimente

Bankung, Schichtmächtigkeiten und Sedimentstrukturen

Der Massivkalk der Plastiques externes besteht zum überwiegenden Teil aus Resedimenten. Die einzelnen Profile enthalten über hundert Schüttungen, die in deutlicher Bankung mit dem Normalsediment wechsellagern. Zur Abgrenzung der einzelnen Schüttungen eignet sich der Korngrössenvergleich. Die Gradierung ist bereits in wenigen cm mächtigen Kalkareniten so ausgeprägt, dass sich die Korngrössen an der Basis und im Dach einer Bank klar unterscheiden. Andererseits treten im Gefolge grober Schüttungen dünnbankige Kalkarenitsequenzen auf, in welchen über die Bankgrenzen hinweg eine ungebrochene Korngrössenabnahme festzustellen ist; dort sind Bankfugen nicht primäre Schichtgrenzen, sondern diagenetisch entstandene, aber sedimentär bereits in der Parallellamination angelegte Drucklösungsflächen innerhalb mächtiger Schüttungen. Brüske Korngrössenabnahmen – meist am Übergang von brecciösen zu kalkarenitischen Abschnitten – führen wir auf Dichteunterschiede in den Schuttströmen oder auf die Verfügbarkeit im Liefergebiet zurück. In sprunghaften Korngrössenzunahmen an tiefverzahnten Styolithen manifestiert sich Amalgamation. In den Zyklen ist generell eine direkte Abhängigkeit zwischen Bankmächtigkeit und maximaler Korngrösse der vom Trübestrom aufgearbeiteten Intraklaste festzustellen. Die mächtigsten Breccienhorizonte (gegen 12 m) enthalten in basalen Abschnitten dm-grosse Intraklaste; meistens bleiben aber die Mächtigkeiten unter der 10-m-Marke, und die Intraklaste sind im Durchschnitt kleiner als 5 cm. Beträgt die Bankmächtigkeit weniger als 50 cm, so überwiegt die Kalkarenitfraktion, und die grössten Intraklaste (bis etwa 3 cm) beschränken sich auf den basalen Abschnitt.

Die Gradierung ist das deutlichste Indiz für «Gravity-flow»-Ablagerungen. Weitere Merkmale sind in allodapischen Kalken bekanntlich schlecht entwickelt (MEISCHNER 1964). Die deutlichsten Sedimentstrukturen treten im Profil Tremetta auf: Der unterste, Intraklast führende Abschnitt der Resedimente kann als T_a -Intervall des Bouma-Zyklus angesprochen werden (Tafel 1, Fig. 4). Die Korngrössenabnahme erfolgt in der Regel un stetig. Wir beobachten Korngrössensprünge und Geröllschnüre bis in die Feinfraktion (Tafel 1, Fig. 3). Unter günstigen Anwitterungsverhältnissen sind in der Kalkarenitfraktion Parallellamination und «convolute bedding» zu sehen, welche den Bouma-Intervallen T_b – T_d entsprechen (Tafel 1, Fig. 4 und 2). Auf den klar hervortretenden Sohlflächen

fehlen Bodenmarken. Anstelle kontinuierlicher Übergänge in das Normalsediment besitzen die meisten Resedimentbänke deutliche Obergrenzen, die durch Bioturbationspisten und Drucklösung zusätzlich hervorgehoben werden (Tafel 1, Fig. 2).

Gute Aufschlüsse bieten neben Tremetta die Steinbrüche Gorge de l'Evi (Profil Nr. 2) und Le Brésil (Profil Nr. 9) und der nur von karger Vegetation bedeckte Massivkalk am Aufstieg zum Vanil Noir.

Die Bankflächen sind im allgemeinen ebenflächig und im Aufschlussbereich durchlaufend. Linsig auskeilende Rinnenfüllungen sind selten und am ehesten zwischen den Knollenkalken an der Basis der Serie anzutreffen.

In Slumphorizonten wird der untere Teil von matrixgestützten, schlecht organisierten Breccien eingenommen, die durch verbogene Schichtpakete mit Silexlagen und stellenweise durch starke Klüftung auffallen (Tafel 1, Fig. 1 und 6). Die Gradierung ist erst in der Dachpartie entwickelt.

Zusammensetzung der Resedimente

Neben den Sedimentstrukturen weist auch die Zusammensetzung auf die allothigene Stellung der Resedimente in den Beckenablagerungen hin. Im umgelagerten Material sind alle Faziesbereiche von der inneren über die äussere Plattform zum Schwellenrand vertreten. Ausser an der Basis des Malm – wo wir aufgearbeitete semilithifizierte Doggerkomponenten finden – wurde nur gleichaltriges Material ins Becken geschüttet. Von der Karbonatplattform stammt der grösste Teil des Biodetritus. Der Plattformrand steuerte mit Pelsparit- und Mikritfragmenten bedeutende Mengen von Intraklasten bei. Aufgelöste Schlammgerölle bilden zusammen mit dem Abrieb des mikritisierten Biodetritus die Grundmasse. Fliessende Übergänge lassen die Umrisse der Intraklaste oft kaum erkennen. Im weiteren ist die Identifikation der Komponenten durch die verbreitete Drucklösung an Kornkontakten erschwert. Im resultierenden enggepackten Gefüge verbleibt nur wenig Raum für Zement aus grobkristallinem, einphasigem Calcitparit (Tafel 1, Fig. 5).

Die proportionalen Anteile der verschiedenen Faziesbereiche und Komponentengruppen zeigen aber im Laufe der stratigraphischen Entwicklung doch einige wichtige Veränderungen:

An der Basis der Serie treten zwischen den basalen Knollenkalken vorwiegend aus Intraklasten zusammengesetzte Breccien auf («brèche monogénique», GISIGER 1967; «brèche type b» bei SPICHER 1965 und ANDREY 1974). Ihre Elemente bestehen vorwiegend aus Radiolarienmikrit und sind durch Drucklösung eng miteinander verbunden (Tafel 1, Fig. 5).

Daneben treten über der Basis die in der Folge vorherrschenden typischen Massivkalk-Breccien mit breiterem Komponentenspektrum auf. Anfänglich ist der Biodetritus noch schwach vertreten, so dass auf das intraklastreiche gradierte Intervall unvermittelt die pelletierte Kalkarenitfraktion folgt. Wir interpretieren diesen Krongrössensprung weniger als hydraulischen Effekt des Ablagerungsprozesses sondern als Ausdruck der erst spärlich besiedelten Plattform. Im mittleren Teil der Serie erfolgt dann mit der Ausbreitung von Dasycladaceen und inkrustierenden Kalkalgen eine rasche Diversifikation der Bioklaste. In der Kette Vanil Noir–Hochmatt–Kaiseregg sind im Mittelabschnitt

der Profile mächtige, dünnbankige Kalkarenitsequenzen zu erwähnen, die nur von wenigen Breccien unterbrochen werden. Es dürfte sich dabei um umgelagertes Material der Pfad-MF handeln. Darüber sind in der Kalkarenitfraktion zunehmend Ooide enthalten, was mit dem vorrückenden Oolith-Gürtel auf der äusseren Plattform in Verbindung steht.

Als besonderer Resedimenttyp erscheinen zwischen den Schichten von Albeuve hellgraue, mit glasklarem Sparit zementierte Kalkarenite oder Feinbreccien mit einzelnen Glaukonitkörnern. Sie gleichen den Turbiditen des Neokoms, die zusätzlich durch Peloiden (z. T. stark mikritisierete Bioklasten), Echinodermen und kleine Intraklasten charakterisiert sind.

Im obersten Malm klingen die bioklastischen Schüttungen ab. Die mächtigsten Resedimenthorizonte im Calpionellen führenden obersten Massivkalk sind wie an der Basis intraformationelle Breccien mit Mikritintraklasten.

Ablagerungsprozesse, Korrelationsmöglichkeiten

Die Resedimente des *Préalpes médianes plastiques* dokumentieren verschiedene «Gravity-flow»-Prozesse, beginnend mit Rutschpaketen über hochkonzentrierte «Debris flows» bis zu turbulenten Trübeströmen. Am Innenrand des Beckens enthalten die Resedimente viel Grobfraktion, und die Gradierung ist nur mangelhaft ausgebildet. Mit wachsender Entfernung von der Plattform nimmt der Organisationsgrad zu.

Für den Malm können wir ein extern gelegenes Liefergebiet von Plattformmaterial ausschliessen – im Unterschied zum Dogger, wo von einer externen Schwelle Quarzporphyrgerölle ins Becken gelangten (FURRER 1979), und zum Neokom, wo sich erneut ein Liefergebiet ausserhalb des heutigen Erosionsrandes der Klippendecke bemerkbar machte (BOLLER 1963). Unter dieser Schwelle stellen wir uns eine persistierende Hochzone vor, die jedoch im Malm vermutlich so tief unter Wasser lag, dass sich keine Plattformfazies entwickeln konnte. Möglicherweise stammen die mächtigen Slumphorizonte im Profil Tremetta aus dieser Schwellenzone.

Obschon in den *Plastiques externes* die Schüttungen nicht beckenweit verfolgbar sind, können abschnittsweise Anhäufungen von Resedimenten in gleicher Profilhöhe festgestellt werden. Die Zusammensetzung aufeinanderfolgender Schüttungen variiert zuwenig, um markante Leithorizonte auszubilden. Eine Ausnahme bildet der Aufarbeitungshorizont mit Silex- und Doggerkomponenten an der Basis («Brèche à Silex»).

Die mächtigsten intraformationellen Breccien und Slumps liegen überall im unteren Teil der Serie; die jüngeren Breccien verteilen zusammen mit zahlreichen feinkörnigeren Schuttströmen das bioklastische Plattformmaterial über das Becken.

Im Profilvergleich zeichnen sich keine vom Plattformrand ausgehenden stationären Schüttungszentren oder Verteilsysteme ab. Andererseits schliessen wir wegen fehlender Korrelierbarkeit der Profile eine vorwiegend beckenparallele Transportrichtung aus.

Aus der Vertikalabfolge ist auch kein Trend zu «fining-» oder «thickening-upward»-Zyklen abzulesen. Wir glauben deshalb, dass sich die Resedimente des Massivkalks nicht in das Modell eines stabilen Turbidit-Schuttfächers einordnen lassen, und stellen uns ein Liefersystem mit zahlreichen seitlich überlappenden Schüttungen vor, die vom Plattformrand ausgegangen sind (Fig. 10).