

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	63 (1970)
Heft:	2
Artikel:	Die Stratigraphie der Platta-Decke : facielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin
Autor:	Dietrich, Volker
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-163864

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 26.01.2026

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

Die Stratigraphie der Platta-Decke.

Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin

Von VOLKER DIETRICH

Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidg. Technischen Hochschule, Zürich

ZUSAMMENFASSUNG

Die Platta-Decke im südlichen Oberhalbstein (Kanton Graubünden) wird im wesentlichen aus Ophiolithen aufgebaut. Untergeordnet finden sich Sedimente. Die altmesozoischen (Trias bis Jura) Ablagerungen bestehen aus wenigen Quarzit- und Dolomitlinsen sowie einigen polygenen Dolomitbreccien, Phylliten und geschieferten Kalkmarmoren. Die jungmesozoischen Ablagerungen setzen sich aus oberjurassischen, grünen und roten Radiolariten (teilweise nur Kieselschiefer), verschieferten, kieseligen Kalkmarmoren bis reinen Kalkmarmoren (von älteren Autoren als Äquivalente der ostalpinen «Aptychenkalke und Hyänenmarmore» interpretiert), aus unterkretazischen Kalkphylliten und Phylliten (durch Foraminiferen belegtes Aptian-Albian-Alter) sowie einer oberkretazischen Kalkphyllitserie mit eingeschalteten Kalkareniten zusammen. Die letzteren Serien weisen oft normalstratigraphische Kontakte mit basischen Ophiolithen (Diabas-Sill, Meta-Pillow-Laven und -Breccien) auf.

Im Oberhalbstein können wir die Sedimente der oberpenninischen Decken faziell recht gut mit jenen des Unterostalpins vergleichen. Es können, wenngleich auch an der Basis der bisher unterostalpinen (wahrscheinlich kretazischen) Roccabella-Schiefer Verschuppungen erkannt werden, normalstratigraphische Kontakte mit Meta-Pillow-Laven und Meta-Hyaloklastiten auftreten, so dass wir, paläogeographisch gesehen, während der Kreide einen breiteren Übergangsbereich zwischen dem bisher scharf abgegrenzten obersten Penninikum und Unterostalpin postulieren möchten.

ABSTRACT

In the upper-penninic Platta nappe (southern Oberhalbstein, Canton of Grisons) remnants of older sediments (Triassic to Jurassic) occur in the serpentinite thrust zones, while usually younger sediments (upper Jurassic to Cretaceous) are associated with the basic volcanic rocks. These deposits consist from bottom to top of: Upper Jurassic green and red radiolarites (partly cherts), siliceous marbles and pure marbles, Lower Cretaceous calcareous and pure slates (Aptian-Albian age is indicated by foraminifera) and an Upper Cretaceous phyllite sequence with calcarenitic layers. The latter sequence is stratigraphically alternating with basic ophiolites (diabase sills, meta-pillow-lavas and -breccias).

In Oberhalbstein it was possible to compare the facies of the younger Mesozoic sediments of the Platta nappe with those of the lower austroalpine sequences. From a paleogeographic point of view a large transitional zone between the formerly distinctly separated upper Pennine and lower Austroalpine can be postulated during the Cretaceous.

RÉSUMÉ

Dans la nappe pennique supérieure du Platta (Canton des Grisons) les zones de serpentinite s'associent à des restes d'anciens sédiments (Trias à Jurassique) alors que les volcanites basiques sont liées à des sédiments plus récents: radiolarites vertes et rouges, marbres siliceux et schisteux ou marbres purs du Jurassique supérieur, phyllades et phyllades calcaires à microfaune de l'Aptien-Albien ainsi que d'une série de phyllades calcaires avec intercalations d'arénites calcaires du Crétacé supérieur. Des contacts stratigraphiques normaux entre les dernières séries et les ophiolites sont fréquents.

Le faciès des sédiments mésozoïques supérieurs de la nappe du Platta se compare bien à celui de leurs équivalents austro-alpins inférieurs. Il paraît donc que pendant le Crétacé il existait plutôt un domaine de transition entre le pennique supérieur et l'austro-alpin inférieur qu'une limite abrupte.

INHALT

Einleitung	633
Tektonische Übersicht	634
<i>Stratigraphie der Platta-Decke</i>	634
Kristallin	634
Das Kristallin der Forcellina-Schuppe	634
Die Kristallinrelikte der Platta-Decke	635
Die Quarzite	636
Zusammenfassung	636
Trias – Jura	636
Sedimentvorkommen in den Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen	636
Petrographie	638
Dunkelgrauer Dolomit (Unter- und Mitteltrias)	639
Hellgrauer Dolomit (Obertrias)	639
Marmorisierte Rhätkalke?	639
Marmorisierte Liaskalke, -schiefer, Phyllite und Dolomitbreccien (Lias evtl. Dogger) .	639
Die Phyllit-Serie (Dogger-Malm)	640
Zusammenfassung	640
Oberjura – Unterkreide	641
Verbreitung der Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe	641
Petrographie	645
Die Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe (Malm)	645
Roter Radiolarit	646
Grauer, graugrüner und grüner Radiolarit bis Kieselschiefer	646
Radiolarienfreie, grüne Kieselschiefer und Phyllite	647
Radiolarite und Kieselschiefer mit basischem Vulkanitmaterial	647
Radiolaritbreccien	647
Chemismus der Radiolarite	648
Die Kalkmarmore	650
Untere, dunkelgraue Kalkmarmore und Phyllite (Dogger evtl. Malm)	650
Obere Kalkmarmore (Tithon – Unterkreide)	651
Zusammenfassung	652
Unterkreide – Oberkreide	653
Verbreitung der kretazischen Sedimente	653
Petrographie und Mikropaläontologie	653
Kalkphyllite bis Phyllite (Aptian – Albian)	655
Die Kalkarenite (oberes Albian oder jünger)	656
Zusammenfassung	657
<i>Die Roccabella-Serie s. l.</i>	658
Einführung und Problematik	658
Die Roccabella-Schiefer (? Unter- bis Oberkreide)	659
<i>Die Val Gronda-Serie</i> (? Malm bis Oberkreide)	661

<i>Fazielle Zusammenhänge kretazischer Serien zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin</i>	663
Platta-Decke und Aroser-Schuppenzone	663
Gelhorn-Decke – Val Gronda-Serie und Platta-Decke	665
Platta-Decke – Roccabella-Serie s.l. (Carungas-Decke) und Err-Decke	666
Zur Abgrenzung Oberpenninikum – Unterostalpin	668
Literaturverzeichnis	669
Geologische Karten	671

Einleitung

Im Jahre 1963 erhielt ich von meinen sehr verehrten Lehrern, Prof. Dr. A. Gansser und Prof. Dr. R. Trümpy, ein Untersuchungsgebiet im südlichen Graubünden zwischen den Tälern Avers und Oberhalbstein, mit dem Ziel eine detaillierte geologische Neuaufnahme und Ausarbeitung vorzunehmen.

Die Hauptaufgabe bestand in der geologischen Kartierung des ca. hundert Quadratkilometer grossen Platta-Gebietes im Maßstab 1:10000 auf einer Vergrösserung von Originalblättern 1:25000 der Eidgenössischen Landestopographie. Die abgeschlossene Detailkartierung wurde auf die Neue Landeskarte der Schweiz, 1:25000, Blätter 1256 (Bivio) und 1276 (Val Bregaglia) umgezeichnet und bei der Schweizerischen Geologischen Kommission deponiert.

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. A. Gansser begann ich 1964 im Anschluss an die Diplomarbeit «Geologie der Scalotta-Klippe» eine Dissertation über die basischen und ultrabasischen Eruptivgesteine der Platta-Decke, die ich im Sommer 1969 abschliessen konnte.

Die vorliegende Arbeit umfasst nun die detaillierten stratigraphischen Untersuchungsergebnisse in der Platta-Decke sowie den Versuch einer Deutung der faziellen Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin.

Herrn Prof. Dr. A. Gansser, Herrn Prof. Dr. R. Trümpy und Herrn Prof. Dr. F. de Quervain möchte ich für viele Diskussionen, Hinweise und wertvolle Kritik sowohl im Gelände als auch im Institut sehr danken.

Folgenden Persönlichkeiten sei für ihre Hilfe und Mitwirkung bei verschiedenen Arbeiten recht herzlich gedankt: Im Geologischen Institut der ETH untersuchte Herr Prof. Dr. H. Bolli die neu entdeckten Mikrofaunen. Am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH fertigten Herr Prof. Dr. M. Weibel und Herr P. Thommen in sehr entgegenkommender Weise alle chemischen Analysen an. Fräulein Dr. M. Corlett, Herr R. Gubser und Herr E. Schärli standen mir während meiner Ausarbeitung immer mit Rat und Tat zur Seite, wenn es darum ging, ein Mineral mit Hilfe der Elektronenmikroskopie zu bestimmen, röntgenographische Aufnahmen zu machen oder Dünn- und Anschlüsse herzustellen.

Am Geologischen Institut der Universität Bern bemühte sich Herr Prof. Dr. F. Allemann ebenfalls um die Bestimmung der Mikrofaunen. Ihm und Herrn PD Dr. R. Herb möchte ich besonders für die Durchsicht und Diskussion des Manuskriptes dieser Arbeit danken. Am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern führte Herr Dr. M. Frey sämtliche Illit-Kristallinitätsbestimmungen durch.

Diese Arbeit wurde mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S.N.G. gedruckt, wofür ich dem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. J. Cadisch bestens danke.

Tektonische Übersicht

Nach der höchsten Erhebung des Oberhalbsteins, dem Piz Platta (3392 m) benannte STAUB (1916) die oberpenninische Platta-Decke, die auf den kretazischen bis alttertiären Arblatsch-Flyschmassen und den Averser Bündnerschiefern (Surretta-Decke) liegt. Das Hangende bilden die noch nicht sicher datierbaren Roccabella-Schiefer (Roccabella-Serie s.l.) und die darauf liegenden unterostalpinen Klippenreste (Scalotta-Klippe) der Err-Decke. Innerhalb der Platta-Decke können wir zwei grosse Teildecken unterscheiden (Untere und Obere Platta-Schuppen), die durch einen in sich verschuppten Serpentinit-Gabbro-Diabas-Sediment Komplex (Mazzaspitz-Marmora-Schuppen) getrennt werden (Tekt. Karte, Taf. VIII).

In den Teildecken herrscht eine intensive Schuppentektonik vor, wobei die ehemaligen Abscherungshorizonte meist an Serpentiniten, Diallag-Gabbros und Ophiocalcites gebunden sind. Auffallend ist, dass sich in den Serpentinit-Schuppenzonen eher ältere Sedimentreste finden (Trias bis Jura), während mit den basischen Vulkaniten meist jüngere Sedimente (oberer Jura bis Kreide) zusammenhängen.

STRATIGRAPHIE DER PLATTA-DECKE

Kristallin

Innerhalb der grossen Ophiolithmasse der Platta-Decke im Oberhalbstein nehmen die kristallinen Relikte nur einen verschwindend kleinen Raum ein. Nach unseren Kartierungsergebnissen müssen wir die Kristallinvorkommen unseres Untersuchungsgebietes zunächst tektonisch differenzieren (Tektonische Karte, Taf. VIII). Dabei unterscheiden wir Kristallinrelikte innerhalb Serpentinit-Schuppenzonen vom Kristallin der Forcellina-Schuppe.

Das Kristallin der Forcellina-Schuppe

Die Aufschlüsse finden sich am Passweg zwischen Septimer und Forcellina, bei der Lokalität Curegia und im Gratprofil von der Forcellina gegen Norden zum Pkt. 2847 sowie im Profil SE-NW von der Alp Tgavretga gegen Sur al Cant. STAUB (1926) unterschied in der «Geologischen Karte des Avers» zwei Varietäten. Die Vorkommen südlich unterhalb Sur al Cant bezeichnete er der Farbgebung nach als «Altkristallin (Casannaschiefer und Mylonite)» während die Vorkommen westlich und nordwestlich des Septimer sowie von Curegia «Malojaserie i.A.» darstellen. Folgendes SE-NW-Profil nahmen wir südlich Pkt. 2453 am Forcellina-Passweg auf:

dickbankige, feinkörnige hellgraue Dolomitmarmore mit zwei, ca. 5 m mächtigen Einschaltungen von dunkelgrauen Dolomitmarmoren, die an den Kontakt Chloritmylonite aufweisen. Nach Nordwesten schliessen daran mit tektonischem Kontakt ca. 10 m, schwarzgraue bis bräunliche Quarzphyllite an, die stellenweise metermächtige Amphibolite und Grünschiefer enthalten. Aus den Quarzphylliten gehen allmählich ca. 3 m mächtige grüne Blätterquarzite bis Quarzitgneise hervor, auf die mit normalem Kontakt weisslich-grüne Tafelquarzite (1–5 m) folgen. Im Hangenden erscheinen nochmals dunkelgraue Quarzphyllite, die die nördlichen, weisslich bis hellgrauen Dolomitboudins umhüllen. Darauf folgen mit tektonischem Kontakt steil nach SE einfallende Grünschiefer bis Prasinite des Piz Forcellina.

Diese Serien (Kristallin und Trias) bilden das höchste Niveau der Forcellina-Schuppe. Wir können sie mit den Vorkommen südlich unterhalb Sur als Cant gleichstellen. Einen etwas anderen lithologischen Charakter zeigen die Kristallinzüge an der tektonischen Basis der Forcellina-Schuppe, die über dem Trennungsserpentinit östlich der Forcellina bei Curegia einsetzen und nach Nordosten in die Alp Tgavretga hineinziehen. Es handelt sich um Wechsellagerungen von 3–20 m mächtigen, grünlich-weissen Blätterquarziten, Quarzitgneisen bis Gneisen mit Dezimeter bis 3 m mächtigen Grünschiefern, Amphiboliten und Granatamphiboliten.

Dies ist eher die typische Ausbildung des Malojakristallins, während bei den Vorkommen am Forcellina-Passweg die basischen Einschaltungen nur sehr spärlich auftreten, dafür in zunehmendem Masse dunkle Quarzphyllite und Glimmerschiefer sowie eine Vergesellschaftung mit mesozoischen Sedimenten. Für eine genaue petrographische Beschreibung des «Malojakristallins und der Casannaschiefer» verweisen wir auf die Dissertation STAUB (1915).

Ergänzend sei erwähnt, dass in den Schliffen der Quarzphyllite, Glimmerschiefer und Gneise nur Muskovit beobachtet wurde. Die zunächst als Biotit betrachteten braunen, blättrigen Minerale stellten sich röntgenographisch eindeutig als Stilpnomelane heraus.

Die Kristallinrelikte der Platta-Decke

Im Gegensatz zu dem recht einheitlichen Kristallin der Forcellina-Schuppe stehen die Kristallinrelikte der Platta-Decke. Diese Vorkommen liegen meist in verschuppten Serpentiniten und weisen keinerlei stratigraphische Kontakte zu Sedimenten auf. STAUB (1926) machte in seiner Averser Karte an vier Lokalitäten Angaben von anstehendem «Malojakristallin»:

1. 2–3 m Quarzit, eingeschuppt in Grünschiefer, Fuorcla da la Valletta (Koord. 766.50/144.64).
2. Schwarze Phyllite, Südwestgrat des Mazzaspitz (Koord. ca. 762.5/148.2).
Nach unserer Bestimmung handelt es sich um Sedimente der Val Gronda-Serie.
3. Schwarze Phyllite, südöstlich Leg Nair im Oberhalbstein (Koord. ca. 767/150.25).
Nach unseren Untersuchungen sind es Sedimente der Platta-Decke.
4. Grünlich-schwarze Sericit-Chloritschiefer bis Phyllite, im nördlichen Abfall von Muttans gegen die Val Faller (Koord. 766.00/152.69).

Dazu kommen sieben weitere, von uns gefundene Vorkommen:

5. Mylonitisierter Chlorit-Muskovitschiefer bis Gneis, südlich der Alp Starschagns auf 2280 m (Koord. 767.21/151.50).
6. Chlorit-Muskovitschiefer, östlich der Vererzung (bei Pkt. 2276,1) auf 2270 m (Koord. 766.86/152.05).
7. Sehr fraglicher Gneis-Mylonit (evtl. sogar Gabbro-Mylonit), nördlich unterhalb Pkt. 2646 auf 2450 m (Koord. 766.36/151.90).
8. Stilpnomelan-Muskovitschiefer, südwestlich der Fuorcla 2839 (siehe Detailprofil A, Fig. 1) (Koord. 764.53/147.90).
9. Gneis-Mylonit, südwestlich der Fuorcla 2839 (siehe Detailprofil A, Fig. 1) (Koord. 764.52/147.96).
10. Mylonitisierter Muskovitschiefer bis Gneis (+ Stilpnomelan), Sur al Cant bei Pkt. 2717 (Koord. 767.97/144.39).
11. Grüner Granit, unterhalb Pkt. 2366 Scalotta (Koord. 767.45/149.65). Das Vorkommen liegt in einem tektonischen Horizont zu der Roccabella-Serie.

Wir möchten diese Glimmerschiefer und Gneise nicht mit dem allgemeinen Ausdruck «Malojakristallin» bezeichnen, da ihre starke Mylonitisierung keine eindeutige Diagnose ermöglicht.

Die Quarzite

Eine gewisse Sonderstellung nehmen die Quarzite ein, da wir sie auf Grund der Aufschlussverhältnisse weder einem eindeutigen triadischen Schichtglied noch einem kristallinen Relikt zuordnen können. Wie wir schon erwähnten, liegt in der Fuorcla da la Valletta (Koord. 766.50/144.64) in einer Störungszone zwischen Grünschiefern ein steilstehender 2–3 m mächtiger weisser, Stilpnomelan führender Muskovit-Quarzit bis -Schiefer. Er weist keinerlei stratigraphischen Kontakt zu einem anderen Sediment auf. Das zweite Vorkommen findet sich in den Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen am Ostufer des Marmorera-Sees, wenige Meter westlich unterhalb Pkt. 1864 (Koord. 768.35/151.72). Dieser bis zu 4 m mächtige weisse Quarzitzug ist von den liegenden Lias-Schiefern, Dolomitbreccien und einigen Dolomitspänen durch eine Störungszone getrennt. Ein triadisches Alter für diese Quarzite ist sehr fraglich.

Zusammenfassung

Ähnliche Ergebnisse über Kristallin- und Quarzitvorkommen liegen von folgenden Autoren vor: CORNELIUS (1935) in der Platta-Decke auf der östlichen Oberhalbsteiner Talseite und im Oberengadin, STREIFF (1939) in der Martegnas-Serie, einer mit der Platta-Decke korrelierbaren Ophiolith-Schuppenzone im nördlichen Oberhalbstein und ZIEGLER (1956) in der Serie von Savognin (Platta-Decke) an der Basis des Arblatschflysches und im Livizung-Zug, einer in den Arblatschflysch eingewickelten Ophiolith-Kristallin-Sediment-Schuppe. Aus der Aroser-Schuppenzone gab GRUNAU (1947) ähnliches Kristallin mit Mächtigkeiten bis zu 60 m an.

Weiterhin lassen sich die Kristallinvorkommen der Forcellina-Schuppe mit dem Kristallin (Malojakristallin und Casannaschiefern) der tektonisch tieferen Margna- und Sella-Decke vergleichen.

Aus den bisherigen Untersuchungen und lithologischen Vergleichen ergeben sich jedoch keinerlei Anhaltspunkte für eine Alterseinstufung. Wie die oben genannten Autoren können auch wir nur ein prä-triadisches Alter postulieren.

Trias - Jura

In der Beschreibung und Interpretation der Sedimente der Platta-Decke spiegelt sich die ganze Problematik der Ophiolithe (primäre Strukturen, Lagerungsverhältnisse, Metamorphose und alpine Tektonik). Im Gegensatz zu anderen alpinen Decken wird daher die Stratigraphie dieser Ophiolithdecke immer mit der Petrographie der Ophiolithe und der Tektonik verknüpft sein. Die ersten zwei Profile (A und B) beziehen sich auf die älteren Sedimente, d.h. triadischen bis jurasischen Ablagerungen.

Sedimentvorkommen in den Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen

Innerhalb dieser Serpentinit-Schuppenzone, deren Mächtigkeit gegen Norden beiderseits des Marmorera Sees erheblich zunimmt (Tektonische Karte, Taf. VIII), finden sich eingeschuppte Sedimentreste, die gewisse stratigraphische Zusammenhänge erkennen lassen.

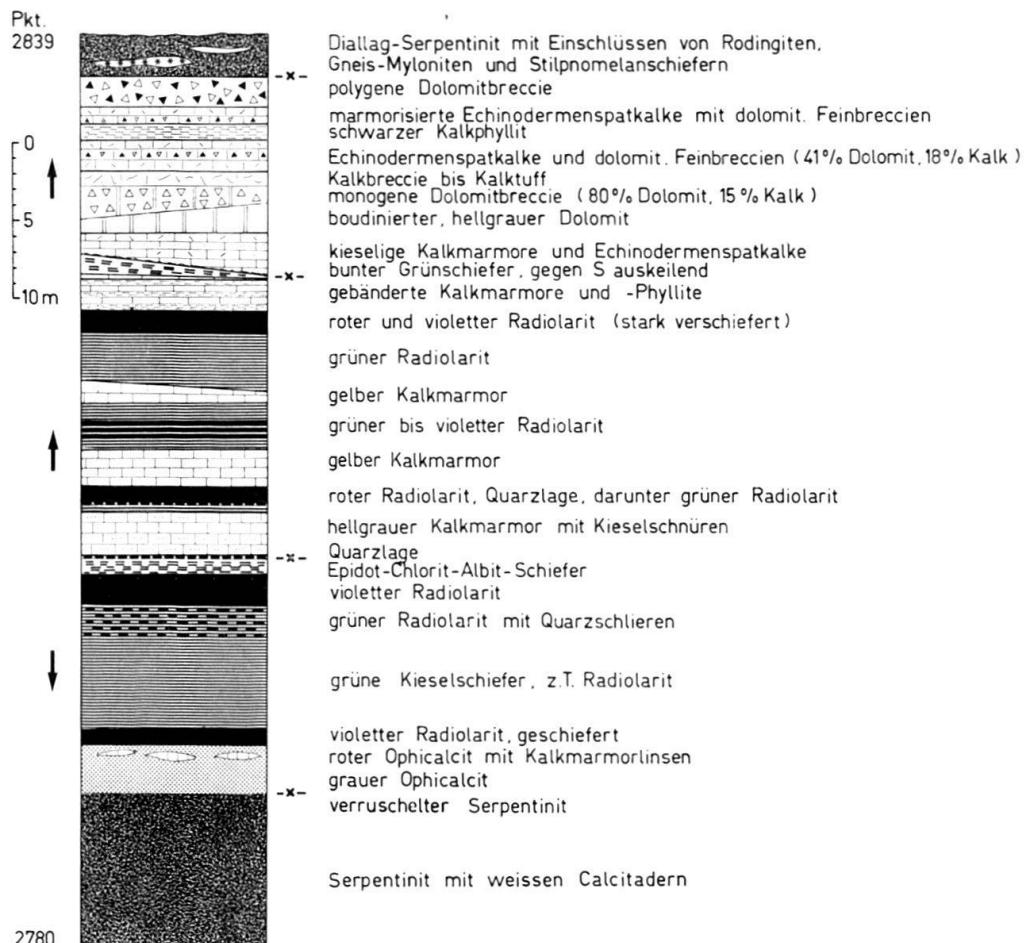


Fig. 1. Profil A östlich Mazzaspitz, südöstlich Pkt. 2839 (Koord. 764.44/147.80–764.53/147.88).

Bei der Aufnahme des Profils A erkannten wir vier tektonische Horizonte. Aus den Abfolgen der Sedimente scheint die untere Radiolarit-Kieselschiefer-Serie verkehrt, die Radiolarit-Kalkmarmor-Serie und die hangende Dolomit-Breccien-Serie normal zu liegen.

Im Profil B können sogar sechs tektonische Horizonte erkannt werden. Stratigraphisch brauchbar erscheint uns nur die oberste Schuppe, die wir auf Grund der Abfolge (von unten nach oben): marmorisierte Kalke und Phyllite mit Einschaltungen von polygenen Dolomitbreccien, grobe Dolomitbreccien und Dolomite als verkehrt-liegend ansprechen. Vergleichen wir die Profile A und B, so sehen wir, dass auf kürzeste Distanz (ca. 1 km) Lagerung und Mächtigkeit der Sedimentreste wechseln können.

Kleinere Sedimentvorkommen:

Weitere Sedimentvorkommen finden sich in den Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen auf der südlichen Talseite der Val Faller unterhalb Muttans auf etwa 2400 m und am Westufer des Marmorera Sees gegenüber der neuen Ortschaft Marmorera. Kleinere Vorkommen von polygenen Dolomitbreccien trafen wir innerhalb der tektonisch

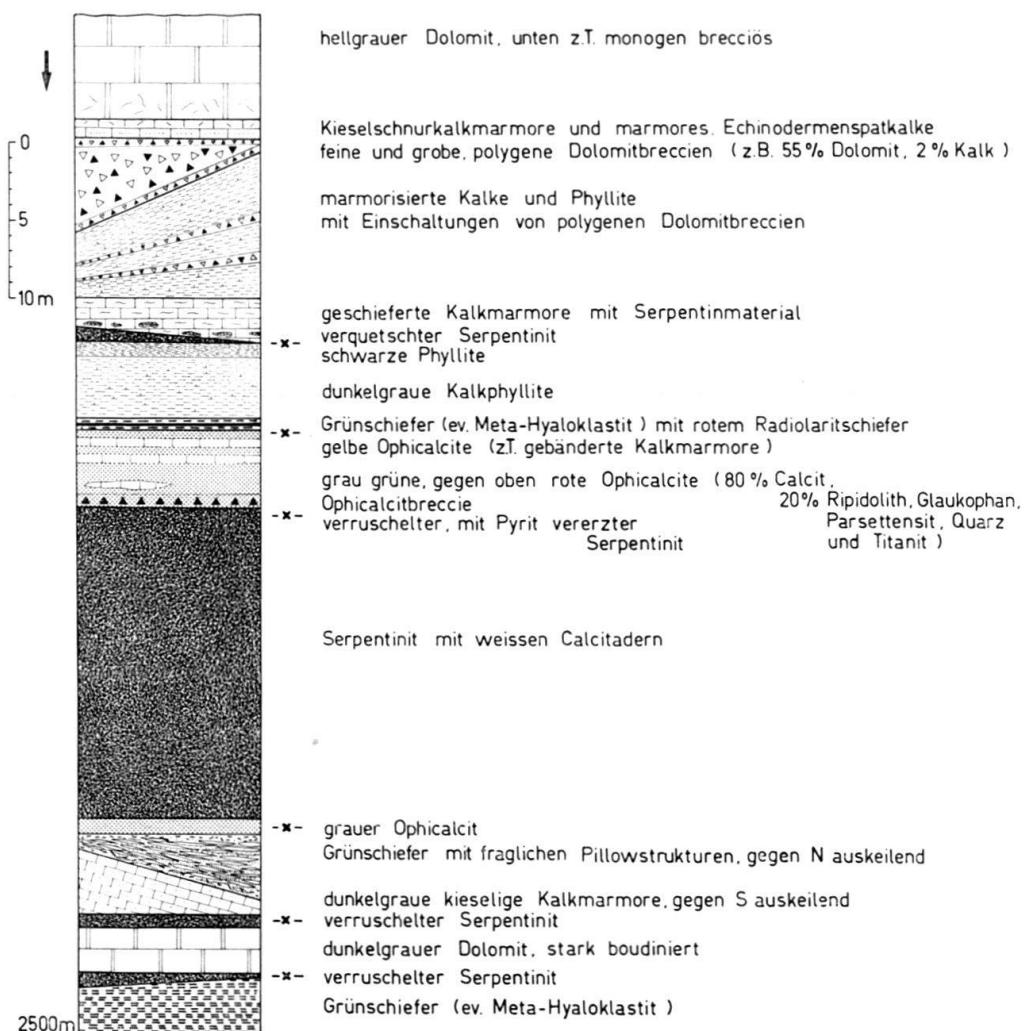


Fig. 2. Profil B in der Val Bercla, nördlich Pkt. 2604 (Koord. ca. 764.8/149.2).

höchsten Serpentinit-Schuppen (Faller-Fuorcla Serpentinite) im Oberhalbstein westlich des Leg Nair (nördlich Pkt. 2503), auf dem Crap da Radons nordwestlich des grössten Seeleins und oberhalb von Plang Tguils, nordöstlich Pkt. 2586.

Eine Serie, die in den Profilen A und B noch nicht zum Ausdruck kam, ist innerhalb der Serpentinit-Schuppenzonen zusammen mit Dolomitbreccien aufgeschlossen. Es handelt sich um schwer einzustufende grünlich-graue bis schwarze Kieselschiefer oder Phyllite, die an mehreren Orten 10–20 m evtl. + x m, Mächtigkeit erreichen kann, so z.B. nördlich Muttans unterhalb Pkt. 2438, dann von den Muntognas (nördlich Pkt. 2866.8) nach Osten bis auf Scalotta hinunterziehend, in den Aufschlüssen der Dolomitbreccien am Ostufer des Marmorera Sees und in der grossen Störungszone der Crap da Radons nach Bivio hinunterstreichend.

Petrographie

Nach makroskopischen und mikroskopischen Beobachtungen unterscheiden wir lediglich zwei Dolomitvarietäten.

Dunkelgrauer Dolomit (Unter- und Mitteltrias)

Es handelt sich meist um kleine Linsen oder Boudins eines in der Anwitterung hellgrauen, im Bruch feinkörnigen leicht marmorisierten, dunkelgrauen bis schwarzen Gesteins.

Dünnschliff: Die Korngrösse liegt meist bei $0,01\text{ mm } \varnothing$, kann aber stellenweise $0,03\text{ mm } \varnothing$ erreichen. Meist ist die dolomitische Grundmasse von einem Netz feiner Calcitadern durchzogen, und sporadisch sind weisse Calcifetzen (fragliche Korallenreste) zu beobachten.

Im Anstehenden glaubten wir an verschiedenen Orten Diploporenreste zu erkennen. Verglichen mit den detaillierten Beschreibungen der «Muschelkalk- und Wettersteindolomite» STÖCKLIN's (1949) könnten wir diesen Dolomittypus ins Anis-Ladin stellen.

Hellgrauer Dolomit (Obertrias)

Dieser Typus unterscheidet sich vom vorhergehenden sowohl in einer helleren (bis weissen, z.T. gelblichen) Anwitterungsfarbe als auch durch hellgraue bis weisse Farbtöne im Bruch.

Dünnschliff: Die Korngrössen variieren stärker von $0,01$ bis $0,2\text{ mm } \varnothing$. Der Dolomit im Profil A (Fig. 1) ist teilweise zertrümmert und enthält bunte Schieferlagen. Bei dieser Zertrümmerung kann es sich nach unseren Beobachtungen sowohl um früh-diagenetische Brekzierungen als auch um kataklastische Bildungen handeln, die während der Boudinierungen erfolgten. Fossilspuren wurden in diesen Dolomiten nicht beobachtet.

Aufgrund des petrographischen Charakters lassen sie sich am besten mit karnischen (Raiblerdolomit) oder norischen (Hauptdolomit) unterostalpinen Dolomiten vergleichen. Ähnliche Beschreibungen zweier Dolomitvarietäten erhielten wir durch STREIFF (1939) aus der Martegnas-Serie.

Marmorisierte Rhätkalke?

Als fragliches Rhät lassen sich die wenigen dezimetermächtigen Kieselschnurkalkmarmore mit Echinodermenmaterial (*Pentacrinus*) zwischen den hellgrauen Dolomiten und polygenen Dolomitbreccien einstufen (Profil B, Fig. 2). Eigentliche Lumachellenkalke, die für das Rhät in der Aroser-Schuppenzone und im Unterostalpin des Oberhalbsteins leitend sind, fanden wir nicht.

Marmorisierte Liaskalke, -schiefer, Phyllite und Dolomitbreccien (Lias evtl. Dogger)

Diese Serie besteht meist aus schwach marmorisierten, dunkelgrauen Kalken (Korngrössen $0,01$ – $0,1\text{ mm } \varnothing$), die mehr oder weniger stark geschieft sind. Sie werden oft von feinen Quarzschnüren durchzogen. Sericitlagen können vereinzelt auftreten aber auch überwiegen, so dass alle Übergänge von geschieften Kalkmarmoren zu Kalkphylliten (Korngrössen der Calcitkörper ca. 2 – $5\text{ }\mu$) und reinen Phylliten vorliegen.

In recht unregelmässiger Verteilung liegen darin Bänke oder Boudins von groben und feinen polygenen Dolomitbreccien, deren petrographischer Inhalt kurz aufgeführt sei:

Dünnschliff: Die groben Breccien, oft kataklastisch beansprucht und mit Calcitadern neu verheilt, enthalten bis zu mehreren Zentimetern grosse Bruchstücke verschiedener Dolomite (dunkelgrauer Dolomit, hellgrauer Dolomit, weisser feinkörniger Dolomit, oolithische Dolomite sowie schwarze bis dunkelgraue, leicht marmorisierte Kalke und Echinodermenspatkalke. Quarzit- und Kristallinkomponenten (Glimmerschiefer) treten ganz sporadisch auf. Bei den dolomitischen Feinbreccien ändern sich lediglich die Korngrössen, die bis zu 0,2 mm Ø hinuntergehen können, nicht jedoch der Inhalt. In dem wenigen calcitischen Bindemittel liegen meist Quarz (detritisch), Sericit, Schwermineralien (Apatit, Turmalin usw.) und Pyrit vor.

Als schnelles diagnostisches Mittel für polygene Dolomitbreccien, besonders für die Feinbreccien, erwies sich die Karbonatbestimmung nach «PASSON». So schwanken bei einigen Proben die Dolomitgehalte zwischen 28 und 55%, während die Calcitgehalte zwischen 1 und 18% wesentlich tiefer liegen.

Die Phyllit-Serie (Dogger bis Malm?)

Nach Durchsicht etlicher Dünnschliffe können wir nur eine petrographische Charakterisierung geben.

Dünnschliff: Alle Proben erwiesen sich als fossilleer. Die Korngrössen liegen unter 2 µ. Als Hauptgemengeanteile treten vor allem Chlorit und Sericit auf, dann folgen Quarz und Albit. In Proben, die aus nächster Nähe eines Serpentinit stammen, scheint der Albitgehalt erheblich anzusteigen. Untergordnet kommen Pyrit, Titanit und Calcit vor.

Chemismus: Die Calcitgehalte schwanken zwischen 0 und 3%. Aus dem Vorkommen auf Scalotta, nördlich Pkt. 2425 im Oberhalbstein wurde folgende chemische Analyse (Analytiker: P. Thommen) angefertigt, die wir der Analyse aus einer ähnlichen Serie in der Aroser-Schuppenzone (GRUNAU, 1947, S. 13) gegenüberstellen.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O ±	Total
62,5	0,8	18,4	1,2	4,4	0,1	0,3	2,7	0,4	5,2	0,1	Sp.	-	3,8	99,9 (Gew.-%)
64,94	0,54	13,79	2,22	2,29	0,19	1,18	2,89	1,29	4,70	Sp.	1,56	0,25	4,59	Oberhalbstein 100,43 (Gew.-%) Aroser-Zone

Die Ergebnisse entsprechen denjenigen einer Tonanalyse, nur dass die Wassergehalte entsprechend der alpinen Metamorphose niedriger liegen. Der Mineralbestand des Phyllites aus der Aroser-Zone unterscheidet sich von der Oberhalbsteiner Probe durch einen höheren Calcit- und Albitgehalt sowie geringeren Tonmineralanteil.

Zusammenfassung

Aufgrund unserer Untersuchungen wollen wir für die wenigen Sedimentvorkommen innerhalb der Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen folgende stratigraphische Interpretation geben:

Zwischen den weissen, boudinierten Dolomiten und den polygenen Dolomitbreccien scheint eine Abfolge zu bestehen. Verglichen mit unterostalpinen Serien der Err- und Carungas-Decke (CORNELIUS, 1935 und STÖCKLIN, 1949) sowie mit der triadischen Schichtreihe der Aroser-Schuppenzone (GRUNAU, 1947) könnten wir für

die weissen Dolomite ein obertriadisches Alter annehmen, während die dunkelgrauen Dolomite eher der Unter- und Mitteltrias angehören dürften.

Über den Dolomiten gehen aus den geringmächtigen Kieselschnurkalkmarmoren und Echinodermenbreccien, deren Alter zwischen fraglichem Rhät und Lias schwankt, allmählich dunkelgraue, schiefrige Kalkmarmore und Phyllite hervor. Die Mächtigkeiten dieser Serien schwanken innerhalb der Serpentinit-Schuppenzonen zwischen 1 und 50 m. In den beiden Detailprofilen A und B geben wir zwei Beispiele, die grösste Mächtigkeit scheint jedoch in den Aufschlüssen am Ostufer des Marmorera Sees unterhalb Pkt. 1864 aufzutreten, die wir aus Zeitmangel nicht mehr eingehend stratigraphisch untersuchten. Die früheren Bearbeiter der Platta-Decke, STAUB (1920 und 1926) und CORNELIUS (1935) beschrieben sämtliche Kalkschiefer, Tonschiefer und Phyllite als «Liasschiefer», allerdings ohne Fossilbelege. Diese Einstufung begründeten sie vor allem mit lithologischen Vergleichen der durch Makrofossilien gesicherten Liaskalke und -schiefer innerhalb des normalliegenden unterostalpinen Mesozoikums der Err-Decke (z.B. in der Val d'Agnelli). Da wir jedoch aus diesen Schieferserien sowohl in schwach metamorphen Kalkareniten umlagerte Komponenten mit *Calpionella alpina* LORENZ als auch in Kalkphylliten eine Aptian-Albian Mikrofauna fanden, mussten wir eine genauere stratigraphische Trennung vornehmen. Wir beschränken die Bezeichnung «Lias» (besser vielleicht nur Unterer Jura) für eine Schichtreihe, die aus triadischen Dolomiten hervorgeht und vor allem feine und gröbere polygene Dolomitbreccien enthält. Leider ist das Alter dieser Sedimente nicht durch Leitfossilien belegt. Lediglich einige Echinodermenbruchstücke und kleine Gastropoden konnten gefunden werden.

In Zusammenhang mit den Dolomitbreccien wiesen wir auf die charakteristischen Phyllitserien hin. Sie sind, wenn auch mit einiger Unsicherheit, als das stratigraphisch Hangende dieser Breccien anzusprechen. Oft treten sie in den Serpentinit-Schuppenzonen völlig isoliert auf und machen eine stratigraphische Interpretation unmöglich. Für eine Einordnung der Phyllit-Serie in den oberen Dogger, evtl. Malm spricht die Abfolge STÖCKLIN's (1949): «Salterasserie mit ihren schwarzen Schiefern – die Oxford-Argovien-Schiefer, grünlich graue kalkfreie Kieselschiefer – Radiolarit».

Eine zusammenhängende, eindeutige Schichtreihe der triadischen und jurassischen Sedimente können wir aufgrund der Untersuchungen und Vergleiche für die Platta-Decke nicht geben. Alle Vorkommen sind gegenüber der Masse der Ophiolithe verschwindend klein und meistens zusammenhanglos.

Oberjura - Unterkreide

Bei den jüngeren Sedimenten handelt es sich im wesentlichen um die «Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe», die im Liegenden und Hangenden neben basischen Vulkaniten verschiedenartige Kalkmarmore aufweist.

Verbreitung der Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe

Vorwiegend finden sich diese Sedimente in den «Unteren- und Oberen-Platta-Schuppen», während sie in den Serpentinit-Schuppenzonen nur untergeordnet anzutreffen sind.

Meist liegen mit den basischen Ergussgesteinen «normalstratigraphische Kontakte» vor. Zusammenhängende Schichtreihen konnten wir nicht über grosse Distanzen verfolgen, was durch die unregelmässige Verteilung der vulkanischen Ergüsse zu erklären ist. Wir sprechen von «normalen oder normal-stratigraphischen Kontakten», wenn ein sedimentäres Schichtglied einen scharfen Kontakt zu irgendeiner Vulkanitlage aufweist. Das ist bei einigen Vulkanittypen kaum zu entscheiden, da oft feines Vulkanitmaterial eng mit Sedimentmaterial vermischt ist und somit ein allmählicher Übergang vom Sediment zum Vulkanit besteht. Bei einem «tektonischen Kontakt» sind dagegen aneinanderstossende oder aufeinanderliegende Gesteinsschichten gegenseitig verruschelt, oft kataklasiert; sie enthalten einen Mylonit oder sind von verschiedenen verlaufendem Clivage durchsetzt.

1. Die Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe liegt in den Platta-Basis-Schuppen (auch sog. Bercla-Schuppe) vor, welche im Ausgang der Val Faller und im Stollenprofil (ZIEGLER, 1952) durch den Basisserpentinit von Mühlen von der darunterliegenden Val Gronda-Serie (Tekt. Karte, Taf. VIII) abgetrennt werden. Gegen Südwesten scheint dieser Serpentinit auszukeilen, da wir ihn am Fusse des Platta-Massivs weder im Norden noch im Süden fanden. Dort stehen die Grünschiefer der Unterer Platta-Schuppen und die Sedimente der Platta-Basis-Schuppen mit tektonischen Kontakten über den schwarzen Phylliten der Val Gronda-Serie an.

Fuorcla Bercla:

Rund um die Fuorcla Bercla und unter den nördlichsten Ausläufern des Jupperhorns kartierten wir zuunterst grüne Kieselschiefer bis Radiolarite (mit nachweislichen Radiolarien), auf die nach oben wenige Meter mächtige, hellgrüne Kalkmarmore folgen. Die grünen Kieselschiefer weisen hier oft eine enge Vermischung mit feinstem, umgewandelten Vulkanitmaterial (Ripidolith, Albit, Epidot, Pumpellyit und Titanit) auf. Gegen das Hangende werden die Kalkmarmore zunehmend grauer und phyllitischer. Ausserdem stellten wir verschiedene Einschaltungen von ausgedünnten Meta-Pillow-Laven und Diabas-Sills fest. Über diesen Sedimenten folgen Grünschiefer mit makroskopisch schwer erkennbaren Vulkanitstrukturen, die gegen Süden im Jupperhorn bedeutende Mächtigkeiten erreichen.

In umgekehrter Abfolge liegen in und nördlich der Fuorcla Bercla auf den Grünschiefern zunächst wieder graue phyllitische und geschieferete Kalkmarmore, die gegen oben heller und reiner werden, bis sie unter grünen Radiolariten in einen 2 m mächtigen, gelblichen Kalkmarmor übergehen. Die untere und obere Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe keilen, die Jupperhorn-Vulkanite einschliessend, nach Norden unter die mächtigen Grünschiefer des Tälihorns (Pkt. 3164) aus. Daraus ergibt sich das Bild einer liegenden Synklinale.

2. In den nördlichen Unterer Platta-Schuppen, Piz Platta-Jupperhorn und Basis vom Crap da Radons, tritt diese Gruppe nur sporadisch auf und kann zu keiner stratigraphischen Interpretation herangezogen werden. So bestehen die, zwischen den Vulkaniten eingeschalteten, metermächtigen Vorkommen nur aus Kieselschiefern und breiten Quarzlagen. Eine Sonderstellung nehmen die Schuppen von Muttans und Sblocs ein, deren tiefere Elemente wir recht gut mit den Platta-Basis-Schuppen am Nordostfuss des Platta-Massivs und in der Fuorcla Bercla vergleichen können. Die höheren Elemente in den Muttans-Schuppen, in denen die Radiolarit-Kalkmarmorgruppe sehr häufig vertreten ist, zeigen dagegen schlechte Korrelation mit den Unterer Platta-Schuppen zwischen Piz Platta und Stallerberg.

Eines der vollständigsten Profile innerhalb der Platta-Schuppen, in der eine gewisse stratigraphische Abfolge der Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe zu erkennen ist, findet sich östlich oberhalb des Marmorera Sees gegen die Val da Faller (Fig. 3).

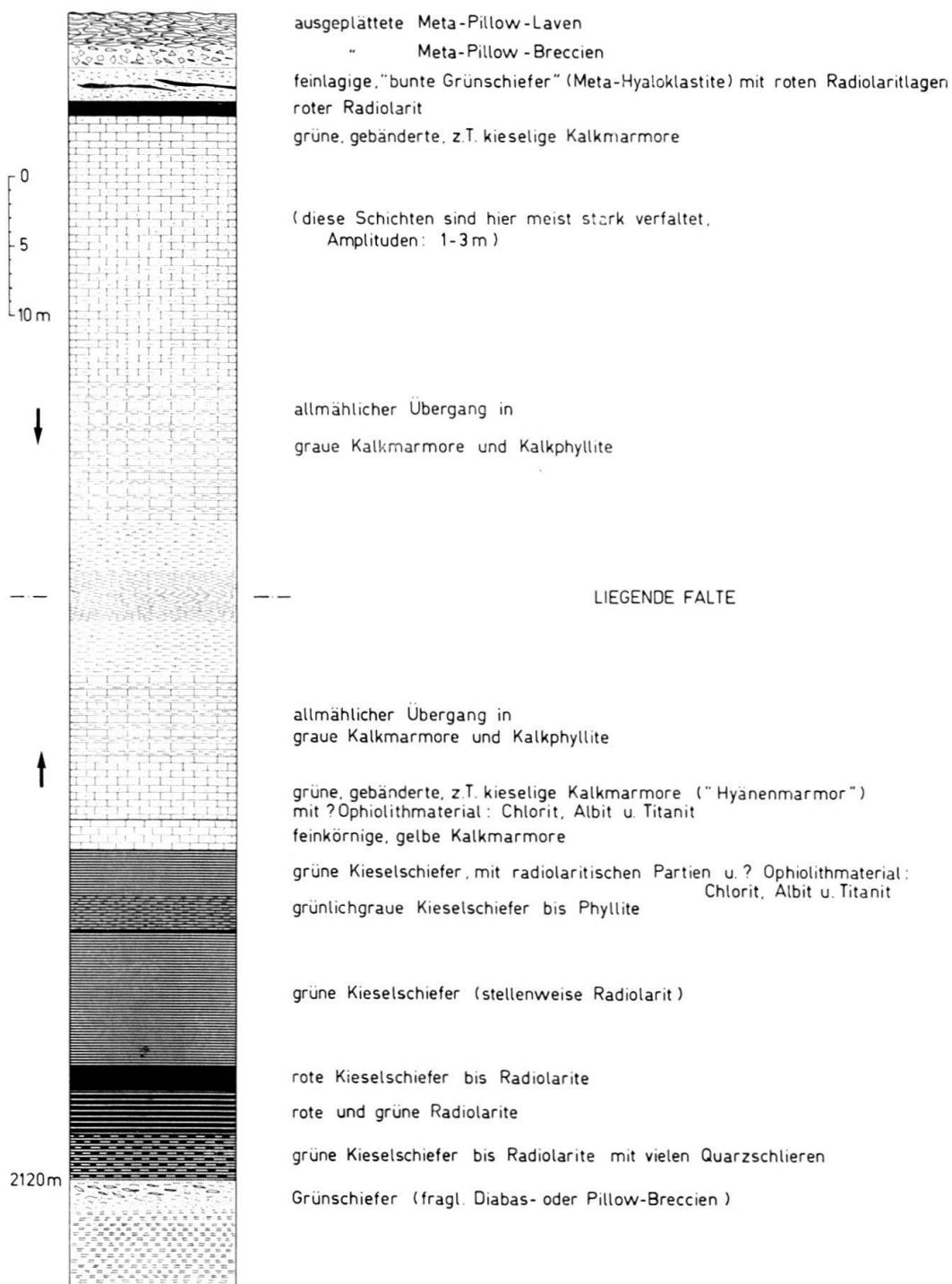


Fig. 3. Profil C aus der Schuppenzone von Muttans, nördlich Pkt. 2328.
(Koord. ca. 766.4/153.5–766.5/153.4).

Kurz sei noch das Liegende des Profils C erwähnt:

oben (2120 m)	grüne Kieselschiefer bis Radiolarite
ca. 30 m	bunte Grünschiefer (Meta-Hyaloklastitbreccien und Pillow-Breccien)
ca. 10 m	graue geschieferte Kalkmarmore bis Kalkphyllite mit 20–50 cm breiten, metamorphen Mergelbänken und kalkig-spätigen Konkretionen
2–3 m	Diabas-Sill mit fraglichem tektonischen Kontakt
ca. 10 m	stark verfärbte gelbe bis grüne Kalkmarmore mit feinen, kieseligen Zwischenlagen
3 m	rot-grüne Radiolaritschiefer, wechsellarnd
2 m	roter Radiolarit
unten (2060 m)	fein gebänderte Grünschiefer (? Meta-Hyaloklastite s.l.)

Aufgrund der Feldaufnahmen scheint eine liegende Doppelfalte vorzuliegen, die sich im Hangenden des Profiles fortsetzt. Einige Meter südöstlich findet man in ausgequetschten Meta-Pillow-Laven und Breccien (auf 2200 m) die aufgebrochene Stirnpartie einer 15–20 m mächtigen liegenden Falte. Im hangenden Schenkel erscheinen nochmals rote und grüne Radiolarite. Die Hauptmasse der Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Abfolge (2120–2160 m) scheint normal zu liegen. Möglicherweise müssten dann die Kalkmarmore und Phyllite (2070–2090 m) im Liegenden der Radiolaritgruppe und der Meta-Pillow-Breccien stratigraphisch tiefer eingestuft werden. Ohne Fossilbelege scheint uns diese Annahme noch nicht ganz gerechtfertigt.

3. In den südlichen Unteren Platta-Schuppen konnte nur an einer Stelle ein kleines Vorkommen der Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe gefunden werden. Außerdem existieren wie in den nördlicheren Schuppen einige unbedeutende Kieselschiefer und Quarzlagen.

4. In der Forcellina-Schuppe treffen wir weder Radiolarite und Kieselschiefer noch die typischen Kalkmarmore an, sondern nur die vorher erwähnten tiefer mesozoischen Sedimente innerhalb der Cuolmens-Serpentine. Vereinzelt treten weisse Quarzlagen in den Grünschiefern auf.

5. In den südlichen Sur al Cant-Schuppen finden sich in den Vulkaniten nur einige ganz untergeordnete Quarzlagen.

6. Die Serpentinit-Schuppenzonen (Mazzaspitz-Marmorera-Schuppen und Faller-Furka-Schuppen) enthalten stellenweise Vorkommen der Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe, wie dies die Profile A und B darstellen. In dieser Zone fanden wir ein Vorkommen von Radiolaritbreccien. Diese Gesteine liegen ca. 400 m östlich Gotschens oberhalb des Marmorera Sees innerhalb der Marmorera-Mazzaspitz-Serpentinit-Schuppen über dem aufgebrochenen Scheitel einer grossen NE-SW streichenden Grünschiefer-Antiklinale. Am Fusse des zur Alp Pra Miez hinunterziehenden Couloirs konnten wir in grossen frischen Sturzblöcken folgendes Detailprofil aufnehmen:

oben:

0,2–0,3 m	feinkörniger, gelblicher Kalkmarmor
0,3–0,5 m	grüner Radiolarit
0,5 m	hellroter Radiolarit mit einzelnen Feinbreccienlagen
1 –1,5 m	grobe bis feine, z.T. gestreckte Radiolaritbreccien mit einzelnen roten Radiolaritlagen
unten: 0,2 m	grüne Chloritschiefer mit einzelnen grünen Radiolaritlagen

7. In der weitaus grössten Verbreitung trafen wir die jungmesozoischen Sedimente in den Oberen Platta-Schuppen. Im Gegensatz zu der Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe scheinen vereinzelte Radiolarit- und Kieselschiefervorkommen innerhalb der Vulkanite keine stratigraphische Bedeutung zu haben. Sie beginnen und enden ohne tektonische Kontakte zwischen den verschiedensten Vulkanittypen und weisen keinerlei stratigraphische Kontakte zu anderen Sedimenten auf.

Ein Vorkommen einer eindeutigen Abfolge aus den Oberen Platta-Schuppen (jedoch schlecht begehbar), findet sich in der Nordwestwand unterhalb des Piz Platta Gipfels (Tektonische Karte, Taf. VIII):

Über den Vulkaniten der «II. Schuppe» liegen mit tektonischem Kontakt (denn es fanden sich einige verschieferte Serpentinitreste) roter, verschieferter Radiolarit, dann grüner Radiolarit, grüne Kalkmarmore und schliesslich graue Kalkmarmore mit Phylliten, die den Kern einer liegenden, nach Nordwesten geöffneten, verschuppten Synklinale bilden. Nach oben repetiert sich diese Serie in verkehrter Lagerung. Auf die oberen roten Radiolarite folgen mit normalem Kontakt verkehrt liegende Meta-Pillow-Laven und -Breccien, sodann den Gipfel aufbauend, ein Diabas-Sill (I. Schuppe).

Südwestlich der Faller-Furka liegt unterhalb Pkt. 2896 ein Profil vor, dessen Fortsetzung wir mit Unterbrüchen innerhalb des gleichen tektonischen Niveaus bis ins Oberhalbstein verfolgen konnten. So erscheint es oberhalb Plang Tguils, setzt sich dann in den Crap-Radons-Schuppen fort und endet beim Motta da Cuolmens. Oft scheinen in diesen Aufschlüssen Verschuppungen aufzutreten, und am Crap da Radons kommen noch verschiedene Sackungen hinzu, die Aufnahme und Interpretation einer ursprünglich zusammenhängenden Abfolge erschweren. Zusammenfassend sei folgendes schematisierte Profil gegeben:

oben:		grob intersertaler Diabas bis Gabbro
	1–2 m	verruschelter Serpentinit
	max. 20 m	geschieferter, graue Kalkmarmore mit phyllitischen Zwischenlagen; darin dezimetermächtige eingeschuppte Horizonte von Grünschiefern und vereinzelte Linsen von gelblichgrünen, feinkörnigen Kalkmarmoren
	1–2 m	grüne Kieselschiefer bis Radiolarite
	2–3 m	gelblichgrüne, feinkörnige Kalkmarmore
	–2 m	roter, leicht schiefriger Radiolarit (mit Radiolarien)
	10–15 m	grüne Kieselschiefer bis Radiolarite mit hämatitischen Phyllitlagen (z.T. recht gut erhaltene Radiolarien)
	3–5 m	roter Radiolarit (mit Radiolarien). Diese Schicht fehlt des öfteren. Dafür zeigen die 10–15 m mächtigen Kieselschiefer oft feine Wechsellagerung mit Kalkmarmorböändern und Vulkanitmaterial.
	0,5–1 m	verruschelter Serpentinit
	0,1–1 m	verschieferter graue Kalkmarmore
	–5 m	graue, grüne und rote Ophicalcite
unten:		

Petrographie

Die Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe (Malm)

Im Felde unterscheiden wir grüne, rotgrüne und rote Radiolarite, wobei wir ohne Kenntnis der Dünnschliffe eher den allgemeineren Ausdruck Kieselschiefer (engl. chert) gebrauchen sollten. In alpinen Vorkommen wurden vor allem von GRUNAU (1947 und

1959) sowie von GEIGER (1948) eingehende Untersuchungen unternommen, so dass wir nur Bestätigungen bringen und auf etwaige Abweichungen hinweisen.

In der Regel wechsellagern zentimeter- bis dezimeterbreite Bänke von Radiolarit oder Kieselschiefer (auch Hornsteine genannt) regelmässig mit millimeter- bis zentimeter breiten Phyllitlagen.

Von vielen Lokalitäten und in verschiedenfarbigsten Schichten fanden wir in Dünnschliffen Radiolarien oder deren strukturelle Reste. Durch tektonische Ausplattung oder intensive Schieferung geht die Wechsellagerung verloren, während sie entsprechend der Dünnschichtigkeit bei intensivster Kleinfältelung erhalten bleibt. In den Unteren Platta-Schuppen müsste man streng genommen von Quarzphylliten oder gebänderten und geschieferter Quarziten (siehe auch CORNELIUS, 1935, S. 219) sprechen, was im Vergleich mit der kristallinen «Malojaserie» einige stratigraphische Verwirrung stiften würde. Eine genaue Abgrenzung Radiolarit-Kieselschieferbänke innerhalb einer Serie erfordert eine aufwendige Feinstratigraphie mit Dünnschliffen, wie dies GRUNAU (1959) von Verborgen Wäng in der Aroser-Schuppenzone zeigte. Aufgrund der teilweise zusammenhanglosen Profile und Variabilität der Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe innerhalb der Platta-Decke sowie im Hinblick auf die Wertlosigkeit der Radiolarien für stratigraphische Zwecke verzichteten wir auf weitere detaillierte Aufnahmen. Die Farbwechsel treten sowohl zwischen den Bänken als auch innerhalb einer Serie von Bänken nur vertikal auf. Sie sind nach unten und oben scharf begrenzt und bleiben in horizontaler Erstreckung meist konstant. Bei rot-grünen Radiolariten können Farbänderungen sogar im Dünnschliffbereich auftreten.

Roter Radiolarit

Dünnschliff: Die Grundmasse besteht aus einem sehr feinen Aggregat von Quarz, dessen Korngrößen bei den schwach metamorphen Vorkommen in den Oberen Platta-Schuppen um 0,005 mm Ø liegen. Darin bilden die Radiolarien helle, ovale bis runde Flecken (0,01–0,3 mm Ø), oft von einem feinen Pigment umgrenzt. Sie bestehen teils noch aus sphärolithisch angeordnetem Quarz (optisch auch als Calcedon zu bezeichnen) teils aus einem Mosaikpflaster von Quarzkörnern und liegen in allen Variationen von einzelnen Individuen bis zu enggepackten Ansammlungen vor (Taf. I). Vereinzelt sind die Gitterungen der Schalen noch sichtbar. Meist handelt es sich um kugelige Spumellarien, während die kegelförmigen Nassellarien sehr selten auftreten.

Hämatit und feinste Sericitschüppchen (2 M-Muskovit) stellen Nebengemengteile dar, aus denen sich das rötlich-braune Pigment zusammensetzt. Calcit, Dolomit, Albit, Titanit und Pyrit sind untergeordnet. Calcit findet sich meist feinverteilt in der Grundmasse oder in kleinen Adern (bis max. 6%); Dolomit in Form kleiner Rhomboeder. In den roten Kieselschiefern und Phylliten fehlen dagegen die Karbonate. In einigen Proben beobachteten wir feinste, z.T. garbenförmige Nadeln von Mn-Stilpnomelan oder Parsettensit mit schwach grünlich bis olivgrünem Pleochroismus. GEIGER (1948) beschrieb als erster Parsettensit aus den Radiolariten der Alp Parsettens.

Wechselt die Farbe innerhalb der roten Radiolarite von hellrot zu dunkelrot, so ist dies auf höhere Hämatitgehalte zurückzuführen (siehe GEIGER, 1948 und GRUNAU, 1959); nehmen dagegen die Kieselschiefer und Phyllite eine violette Farbe an, so darf man auf Mangangehalte in Form von Braunit schliessen.

Grauer, grau-grüner und grüner Radiolarit bis Kieselschiefer

Dünnschliff: Hauptgemengteil ist Quarz. Radiolarien treten oft auf. Die Färbung beruht vor allem auf feinstverteilte Sericit- und Chlorit(meist Riplolith)-Schüppchen, selten auf grasgrünem Pumpellyit. Calcit ist vorhanden. Nach röntgenographischen Bestimmungen scheint Albit häufiger aufzutreten. Untergeordnet sind Titanit, Pyrit sowie Apatit, Zirkon und Rutil. Chlorite, welche fragliche Spinellkörner umschließen (siehe auch GRUNAU, 1959), fanden sich in einigen Proben innerhalb der Serpentinit-Schuppenzone aus unmittelbarer Nähe an Serpentinitkontakten.

Radiolarienfreie, grüne Kieselschiefer bis Phyllite

Diese Gesteine fanden wir in gleicher Ausbildung sowohl in der Platta-Decke als auch im Basis-Mesoikum der Err-Decke am Piz Surpare.

Dünnschliff: Die Korngrössen von Quarz und Albit variieren zwischen 0,005 und 0,05 mm Ø. Sie liegen lagig angeordnet in einem feinfilzigen Grundgewebe von Chlorit und Sericit. Nebengemengteile sind feinkörnige Titanite und Pyrite. Auffallend ist öfters der hohe Anteil an Albit und Titanit.

Radiolarite und Kieselschiefer mit basischem Vulkanitmaterial

Gesteine, die unseres Wissens in den Alpen noch nicht recht beschrieben wurden, stellen die Radiolarite bis Kieselschiefer dar, die entweder völlig isoliert in den basischen Vulkaniten stecken (so z. B. in den Muntognas digls Lajets) oder basisches Vulkanitmaterial enthalten. Im Felde bereiten gerade diese Gesteine grosse diagnostische Schwierigkeiten, da man von Auge nicht entscheiden kann, ob es sich um einen wahren Radiolarit, Kieselschiefer oder Meta-Hyaloklastit s. str. handelt. Eine scharfe Abgrenzung ist oft unmöglich. Dies trifft besonders in den Zonen höherer Metamorphose und an tektonisch stark beanspruchten Horizonten zu.

Charakterisierung nach Dünnschliffen:

- Es handelt sich um hämatitreiche, rote Phyllite (Quarz, Sericit, Riplidolith, Hämatit und wenig Albit), die stellenweise kompaktere Linsen mit Radiolarienansammlungen enthalten (Taf. I). Diese Schichten erreichen max. 1–2 m und keilen unregelmässig zwischen Meta-Pillow-Laven und -Breccien aus.
- Die rote, z. T. schiefrige Zwischen-Pillow-Matrix ist immer fossilfrei. Sie besteht nur aus einer feinsten Grundmasse von Calcit, Quarz, Sericit und Hämatit.
- Die Meta-Hyaloklastite s. str. (DIETRICH, 1967 und 1969) wechselseitig oft mit roten und grünen Kieselschiefern bis Phylliten, d.h. mit vielen feinen chloritischen und hämatitischen Quarzlagen. Vereinzelt fanden wir Lagen mit den typischen Glasstrukturen, jedoch ohne Anzeichen von Radiolarien. In den grünen Kieselschiefern der Radiolaritgruppe beschrieben wir oft Vulkanitmaterial. Es sind feinste Lagen von Albit, Chlorit, Pumpellyit, Sericit, Aktinolith, Epidot und Titanit, zwischen denen in einer Quarzmasse öfters eindeutige Radiolarienumrisse erkennbar sind. Im Bereich höherer Kristallinität sind viele einzelne Quarzpartikelchen meistens zu einem grossen, undulös auslöschenden Quarzkorn verwachsen. Die ehemaligen Strukturen werden nur noch durch feine, chloritische Pigmentierungen sichtbar gemacht.

Radiolaritbreccien

Dünnschliff (Fig. 4): Die eckigen Komponenten (im Durchschnitt 1–5 mm Ø, max. 1 cm) bestehen grösstenteils aus rotem und grünem Radiolarit mit sehr gut erhaltenen Radiolarien. Daneben finden sich kalkig spätere Komponenten (fragliche Echinodermenspatkalke), Dolomitreste (Karbonatbestimmung: 3% Calcit und Dolomit), dunkelgraue Phyllitbruchstücke und sogar einige Muskovitschieferreste (? Maljakristallin und Casannaschiefer). Neben Hämatit- und ? Manganerzbruchstücken sind häufig Spinellreste (Picotit und Magnetit) zu erkennen, die von, nur optisch bestimmten, Maschenserpenitenen (Lizardit und Chrysotil) umgeben sind. In der Zwischenmasse treten folgende Mineralien in grösseren Mengen nebeneinander auf: Albit, Quarz, Sericit, Riplidolith, Pumpellyit, Aktinolith, Glaukophan, Titanit, Hämatit und Calcit. Untergeordnet liegt Stilpnomelan vor.

Eine ähnliche Breccie erwähnte CORNELIUS (1935) von der östlichen Talseite oberhalb Flix nordwestlich Pkt. 2550. Sie wird dort allerdings 5–10 m mächtig und enthält nur kristallines Material.



Fig. 4. Polygene Radiolaritbreccie. In grüner, feinfilziger Matrix (Ripidolith (Chl), Muskavit (M), Hämatit und Titanit (T)) liegen kleine Radiolaritbruchstücke (R), Quarzit und Glimmerschieferkomponenten (grau mit Paralleltextur, Gl) sowie Spinellkörper (schwarz, meist Magnetit, Sp). Vergrösserung 35×, ohne gekr. Nicols.

Chemismus der Radiolarite

Im Hinblick auf die stratigraphische Zuordnung der basischen und ultrabasischen Ophiolithglieder zur Radiolaritgruppe sind chemische Untersuchungen und Vergleiche unbedingt notwendig. Wir stellen zwei neue Analysen aus der Platta-Decke älteren Daten (NIGGLI, DE QUERVAIN und WINTERHALTER, 1930 sowie GEIGER, 1948) aus der Aroser-Zone und der sog. Carungas-Decke gegenüber (Tab. 1).

Mit GEIGER (1948) und GRUNAU (1959) interpretieren wir die Abnahme der Kieselsäure und der damit verbundenen Zunahme von Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O und Wasser als steigende Tonmineralanteile (meist Muskovit und Chlorit). Reine Radiolarite enthalten SiO_2 -Gehalte zwischen 85–95 %. Wenige Millimeter phyllitischer Zwischenlagen verändern diese Ergebnisse sofort. Nach Dünnschliffbeobachtungen hängt die Farbe von rotem Hämatit oder grünem Chlorit ab. Dies drückt sich deutlich im Verhältnis Fe_2O_3 zu FeO aus. Schon 0,3 % Fe_2O_3 können Rotfärbungen in Radiolariten hervorrufen (GRUNAU, 1959). Bei der Interpretation des Mangans, insbesondere der Manganvererzungen verweisen wir auf die detaillierten Studien GEIGER's (1948). Meist liegen die MnO -Gehalte in den Radiolariten relativ tief (0,02–0,3 Gew. %), während sie in den roten Tonschiefern in unmittelbarer Nachbarschaft bis auf 1,14 % ansteigen können.

Grössere Mangan-Vererzungen fanden wir im Platta-Gebiet nirgends. Kleinere Vorkommen treten vereinzelt in den roten Radiolariten der Sbloos- und Muttans-Schuppen in der Val da Faller auf sowie in den Oberen Platta-Schuppen. Wir verweisen nur auf ein kleines Vorkommen in der hinteren Val Bercla (Koord. 765.10/

Tabelle 1. Chemische Analysen aus der Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe

148.41), das TARNUZZER schon 1896 erwähnte und von GEIGER (1948) beschrieben wurde. Das Natrium findet sich, ähnlich dem Mangan, in den roten Tonschiefern angereichert, während die rein radiolaritischen Lagen geringere Gehalte aufweisen. Röntgenographische Untersuchungen bestätigten dies zusätzlich. In Dünnschliffen kann man auf Grund der geringen Korngrößen keine Unterscheidung zwischen Quarz und Albit treffen. In zwei Tonschieferproben von der Alp Parsettens liegen die Na₂O-Gehalte sogar so hoch, dass man sie mit den spilitischen Chemismen der Diabase vergleichen kann. Die Titangehalte nehmen in den tonigen Partien ebenfalls zu, während sie in den reinen Radiolariten eher konstant niedrig sind. Für die P₂O₅-Gehalte können wir keine besonderen Interpretationen anführen.

Quantitative Spurenelementanalysen in den Radiolariten und Kieselschiefern würden wichtige Beweise liefern. GRUNAU (1959) machte auf diesem Gebiet einen Anfang, indem er eine direkte oder indirekte Beziehung der Radiolarite zu Serpentiniten durch Gehalte an Cr, Mn und Ti ausdrücken wollte. Aus seinen wenigen, meist qualitativen Untersuchungen können noch keine Schlüsse gezogen werden. Für weitere Vergleiche würden sich unserer Meinung nach nur quantitative Cr-, Ni- und evtl. Co-Bestimmungen eignen, wobei man besonderen Wert der Probenentnahme in Hinblick auf das tektonische Niveau, Lagerungsverhältnisse und Entfernung von Serpentinitkontakten beimesse müssste.

Die Kalkmarmore

Zwei Varietäten wurden von früheren Bearbeitern beschrieben:

1. Die «Aptychenkalke», d.h. feinkörnige Kalkmarmore, in denen weder in der Platta-Decke und der Aroser-Schuppenzone Mittelbündens noch in den lithologisch sehr ähnlichen Sedimenten der unterostalpinen Err-Decke je ein Aptychenbruchstück gefunden wurde.
2. Die «Hyänenmarmore», die CORNELIUS (1912) aufgrund der charakteristischen Streifung der Anwitterungsflächen so benannte. Sie wird durch eine feine Wechselleagerung leicht gelb erscheinender Kalklagen mit braun bis dunkelbraun herauswitternder Quarzlagen hervorgerufen.

Da wir einerseits die Sedimente der Platta-Decke lithologisch genauer zu unterscheiden versuchen, andererseits sämtliche Vorkommen leicht rekristallisiert sind und bisher keine Spur eines Fossils ergaben, möchten wir diese Namen nicht mehr gebrauchen.

In einzelnen Aufschlüssen treffen wir im Liegenden der Radiolarit-Gruppe dunkelgraue Kalkmarmore, die mit einem allmählichen Übergang aus der «Phyllit-Serie» hervorzugehen scheinen. Leider liegen an den meisten Lokalitäten in diesen Niveaus tektonische Kontakte mit Ophicalciten und Serpentiniten vor.

Untere, dunkelgraue Kalkmarmore und Phyllite (Dogger-Malm?)

Im Felde beobachtet man diese Serie meist stark verschiefert und tektonisiert. Sie sind in der Anwitterung von den «Oberen Kalkmarmoren» nur durch dunklere Farbtöne zu unterscheiden.

Dünnschliff: Wechsellagerung von marmorisierten grobkörnigen (Korngrößen 0,1–0,2 mm Ø) und feinkörnigen Karbonatpartien (Korngrößen um 0,01 mm Ø) sowie Quarzschnüren. Die Far gebung wird durch verschiedenartige Gehalte dünner Sericit- und Chloritlagen erzeugt, so dass durch höhere Chloritgehalte grünlichgrau gebänderte Marmore zustandekommen. Nebengemengteile sind Albit und nicht bestimmte Erzpartikelchen. Fragliche organische Substanz haben wir nicht untersucht.

Auf die Sonderstellung und Problematik der «Ophicalcites» wollen wir in diesen Ausführungen nicht näher eingehen. Doch scheint die «Gruppe der Serpentinitmaterial führenden Kalkmarmore» nach Feldbefunden gerade mit diesen Schichtgliedern zusammenzuhängen und an einigen Orten aus ihnen kontinuierlich gegen die Serpentinite hin hervorzugehen.

Obere Kalkmarmore (Tithon-Unterkreide)

Feinkörnige, gelbe Kalkmarmore:

Im Profil C (Fig. 3) folgen auf die Radiolaritgruppe geringmächtige (max. 3 m), hell-gelblich bis grünliche, dichte Kalkmarmore. In der Regel sind sie fein gebankt und z. T. sogar plattig ausgebildet. Auf den Schichtflächen finden sich Sericit- und Chlorithäute.

Dünnschliff: Hauptgemengteil ist eine sehr feinkörnige Calcitgrundmasse (Korngrößen 0,005–0,01 mm Ø), die leicht rekristallisiert ist und von einzelnen dünnen Quarz-, Sericit-, Chlorit- und Aktinolithlagen durchzogen wird. Die Calcitgehalte schwanken zwischen 80 und 85%.

Leider sind diese reinen Varietäten schon leicht rekristallisiert, dass mögliche Calpionellenschalen nicht mehr erkannt werden können. Die Schalenstärke (ca. 0,005 mm) liegt gerade in oder unter den Korngrößen dieser Marmore.

Gebänderte, gelb-grün-graue Kalkmarmore:

Aus den feinbankigen, reinen Kalkmarmoren gehen nach oben mit sowohl raschem als auch allmählichem Wechsel gebänderte, grobkörnige Kalkmarmore hervor, die lithologisch den sog. «Hyänenmarmoren» entsprechen. Sie enthalten neben vielen Sericit- und Chlorithäutchen feinkörnige Quarzlagen, die ihnen in der Anwitterung jene charakteristische bunte, z. T. braune Streifung verleihen.

Dünnschliff: Hauptgemengteile sind Quarz und Calcit (Korngrößen 0,05–0,1 mm Ø). Chlorit überwiegt gegen Sericit. Die blättrigen Mineralien finden sich zusammen mit kleinen Erzkörnchen vor allem in den Quarzschnüren angeordnet und machen eine oftmals vorhandene Kleinfältelung deutlich sichtbar. Nebengemengteile sind Albit und Titanit.

Chemismus: Calcitgehalte schwanken stark zwischen 40 und 80%. Hauptgemengteile sind dann Quarz, Sericit und Chlorit. Chemische Analyse:

(Gew.-%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Total
	46,0	0,1	3,2	0,36	1,6	0,30	1,5	23,7	–	0,4	0,04	19,0	1,3	97,50

Analytiker: P. Thommen

Besondere Beachtung möchten wir einigen Kalkmarmoren schenken, die im Felde in unmittelbarer Nähe von Serpentinitkontakten liegen, aber keineswegs als Ophicalcites angesprochen werden (siehe Profil B, Fig. 2).

Dünnschliff: Hauptgemengteile sind Calcit, Quarz, Chlorit und Muskovit; Nebengemengteile dagegen Albit, Pumpellyit, Aktinolith (z. T. in der feinfilzigen, nephritischen Ausbildung), Glaukophan und Stilpnomelan (meist als Parsettensit).

Ähnliche Gesteine beschrieb schon STREIFF (1939) aus der Martegnas-Serie am

Culmetpass. «Gegen den auflagernden Serpentinit entsteht aus dem Aptychenkalk ein Biotitmarmor». Diesen «Biotit» analysierte NIGGLI (1956) als Stilpnomelan.

Graue Kalkmarmore und Phyllite:

Den Abschluss der «Oberen Kalkmarmore» bildet eine Serie von hellgrauen bis dunkelgrauen Kalkmarmoren und Phylliten, die aus der gebänderten Marmorserie allmählich überleiten. Gegen das stratigraphisch Hangende nehmen die phyllitischen Einschaltungen zu, ohne dass wir irgendwelche Sedimentationszyklen darin nachweisen konnten. Die Quarzschnüre nehmen stark ab, auch werden die Sericit- und Chlorithäutchen innerhalb der kalkigen Partien seltener. Besondere Albitgehalte konnten nicht nachgewiesen werden. Innerhalb der Marmorera-Mazzaspitz-Schuppen liegt am südöstlichen Ufer des Marmorera Sees ein 10–12 m mächtiger Diabas-Sill (DIETRICH, 1967 und 1969) zwischen grauen, feinkörnigen Kalkmarmoren und Phylliten, die leider nicht mit anderen charakteristischen Sedimenten zusammenhängen.

Dünnschliff: Die kalkigeren Bänke (ehemals Mergel, jetzt Calcitkorngrößen 0,05–0,3 mm Ø) weisen 36–40% CaCO₃ auf. Weitere Hauptgemengteile stellen feinste Kieselsäureaggregate (kristallographisch Quarz), detritische Quarzkörner (mit 0,2–0,6 mm Ø) sowie Chlorit und Albit dar. Daneben treten Titanit, Pyrit und einzelne kleine Turmaline auf.

Zusammenfassung

Die vorangegangenen Untersuchungen wollen wir kurz zusammenfassen und trotz fehlender Fossilien eine stratigraphische Deutung versuchen. Dabei betrachten wir die Kalkmarmore mit der Radiolaritgruppe im Zusammenhang. Aus den Profilen von Muttans (Fig. 3) und der Crap da Radons (S. 645) sehen wir, dass die Gesamtstärke der Radiolarit-Kieselschiefer-Gruppe zwischen 20 und 25 m liegt, wobei wir über eine stratigraphische Abfolge rot-grüner Radiolarite kein eindeutiges Urteil abgeben können (siehe auch GRUNAU, 1947, 1959 und 1965). Oftmals scheinen an der Basis die roten Radiolarite zu überwiegen, was aber durch rote Einschaltungen direkt unter den «Oberen Kalkmarmoren» an einigen Orten widerlegt wird.

Über die wahren Mächtigkeiten der unter den Radiolariten liegenden «Unteren Kalkmarmore» können wir keine Angaben machen, da sie immer mit tektonischen Kontakten abschliessen. Die «Oberen Kalkmarmore» lassen sich mit Daten besser belegen, obwohl die obersten Glieder auch nie normalstratigraphische Kontakte zu den durch Mikrofossilien belegten kretazischen Serien aufweisen. An den entscheidenden Stellen treten Vulkanite oder eindeutig tektonische Horizonte dazwischen. Die «Feinkörnigen, gelben Kalkmarmore» werden bis zu 3 m mächtig, während die «Gebänderten Kalkmarmore» zusammen mit den «Grauen Kalkmarmoren und Phylliten» 20 + x m erreichen.

Infolge mangelnder Fossilfunde in den Kalkmarmoren und in den «liegenden und hangenden Bündnerschiefern» sowie durch rein lithologische Vergleiche mit unterostalpinen Sedimenten des Oberhalbsteins kamen die ersten gründlicheren Bearbeiter, CORNELIUS (1912–1951), STAUB (1916–1958), STREIFF (1939 und 1962), GEIGER (1948) und STÖCKLIN (1949) zu keiner eindeutigen stratigraphischen Gliederung der Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe. Sie schufen von unten nach oben die Abfolge: «Liasschiefer (= Bündnerschiefer) – Aptychenkalk – Radiolarit».

Aufgrund unserer Ergebnisse möchten wir folgende lithostratigraphische Interpretation geben (von unten nach oben):

«Untere, dunkle graue Kalkmarmore und Phyllite – Radiolaritgruppe – obere, feinkörnige, gelbe Kalkmarmore – gebänderte Kalkmarmore – graue Kalkmarmore und Phyllite», mit möglichen Altersgrenzen zwischen oberstem Jura und Unterkreide.

Unterkreide - Oberkreide

Die Radiolarit-Kieselschiefer-Kalkmarmor-Gruppe geht an mehreren Lokalitäten in schwach metamorphe, z. T. geschieferete graue Kalkmarmore und Phyllite über. Diese Serien, in denen wir keine Mikrofossilien entdecken konnten, scheinen nach unseren Interpretationen unterkretazischen Alters zu sein. Ihre Mächtigkeiten überschreiten nie 10–15 m. Ohne stratigraphischen Zusammenhang zu diesen Serien fanden wir in gut aufgeschlossenen Phyllitprofilen (tektonisch in der obersten Schuppe der Marmorera-Mazzaspitz-Schuppen) Mikrofaunen von Aptian-Albian-Alter. Einige Kalkarenite, die von diesen Phyllitserien tektonisch getrennt sind, zeigen, durch Inoceramenschalenbruchstücke belegt, noch jüngere Alter an.

Verbreitung der kretazischen Sedimente

Das erste Vorkommen einer Mikrofauna findet sich in den Phylliten auf dem Platta-Massiv gegen die Val Bercla südlich Pkt. 2580 (Koord. 764.21/150.62). Leider sind die Foraminiferen dort schon zu stark rekristallisiert, so dass sie keine mikropaläontologische Bestimmung zulassen. Dagegen sind die Mikrofossilien im Profil D (Fig. 5) in der Val Bercla nordwestlich unterhalb Pkt. 2550 wesentlich besser erhalten.

Das Profil beginnt über Hangschutt auf der Höhenquote 2360 m in einem tektonischen Niveau, das durch Auftreten eines stark verruschenen Serpentinit gekennzeichnet ist. Gegen Norden dünnen die Schichten 1–3 erheblich aus, während die Mächtigkeiten der überlagernden Vulkanite (4 und 6) zunehmen. Mit dem leicht verscherten roten Radiolarit (10), der einen möglicherweise tektonisch gestörten Horizont enthält, schliesst die erste recht inhomogene Sedimentserie ab. Bei 2380 m beginnt die bis zu 40 m hohe Vulkanitsteilwand, die sich vor allem nach Nordosten fortsetzt, nach Süden an einer kleinen, steilstehenden, W-E streichenden Störung bis auf wenige Meter reduziert wird.

Die Schichten 1–10 scheinen verkehrt zu liegen, was einerseits deutlich aus der Abfolge Radiolarit-Kalkmarmor andererseits aus den darunterliegenden jüngeren Sedimenten hervorgeht.

Auf die Grüngesteine folgt mit nicht ganz abklärbaren Kontakten eine Reihe, bisher noch nicht beschriebene Sedimentserie, die wir durch eine Mikrofauna in die Kreide einstufen konnten. Aufgrund makroskopisch beobachteter Gradierung innerhalb der siltig-sandigen Partien, scheinen diese Schichten normal aufrecht zu liegen. In Dünnschliffen erkannten wir dagegen nur Sortierungen.

Als Abschluss der kalkig-tonigen Sedimentationszyklen folgen jeweils fast rein phyllitische Serien, die alle Farbnuancen von grau über grün zu schwarz aufweisen. Nach Untersuchungen von GRUNAU (1959) hängen diese Farben von den verschiedensten Gehalten an Sericit, Chlorit, Erz und organischer Substanz ab. Wenn nicht so

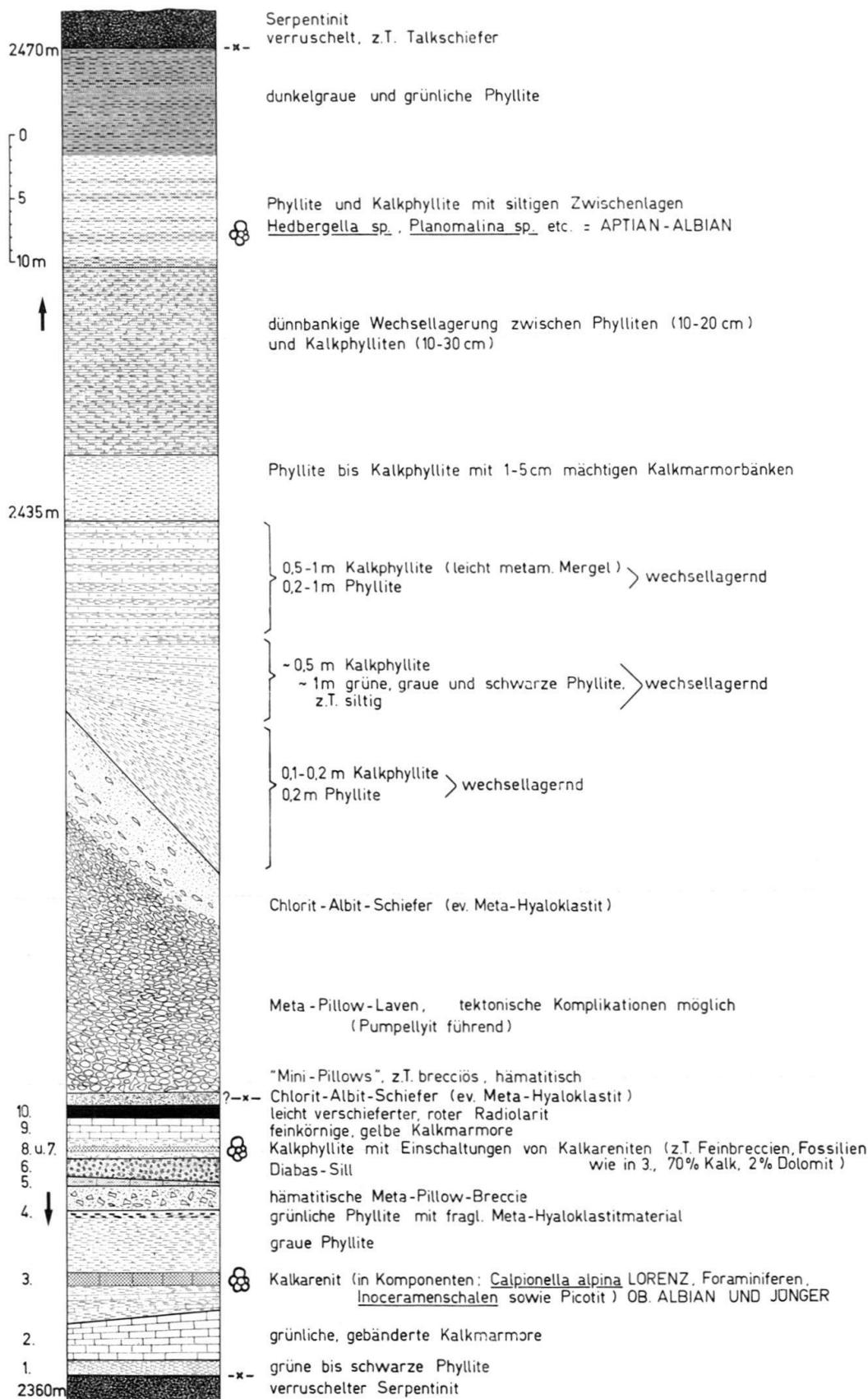


Fig. 5. Profil D durch die kretazischen Sedimente in der Val Bercla, nordwestlich Pkt. 2550 (Koord. 764.95/150.36–765.10/150.22).

eindeutige Profile vorliegen, ist eine stratigraphische Zuordnung der Phyllite sehr schwierig. So finden sich neben den kretazischen Phylliten solche, die wir aufgrund ihrer Lagerungsverhältnisse eher in den Jura stellen müssen, wie wir dies bereits unten diskutiert haben. Wahrscheinlich könnten Schwermineral- und Spurenelementanalysen zu besseren stratigraphischen Unterscheidungen führen.

Gegen das Hangende der Phyllitserie müssen wir das Profil als abgeschlossen betrachten, da sich dort ein tektonischer Horizont mit Talkschiefen findet, über dem ein 10 m mächtiger Serpentinit folgt.

Petrographie und Mikropaläontologie

Kalkphyllite bis Phyllite (Aptian-Albian)

Innerhalb des makroskopischen Bereiches bereiten uns diese Gesteine in einem Gebiet allmählich zunehmender Metamorphose nomenklatorische Schwierigkeiten. Unter dem Mikroskop können wir sie teilweise noch als geschieferter Mergel, Siltsteine und Tonschiefer bezeichnen, während sie aufgrund der metamorphen Umwandlung der Tonminerale in Muskovit und Chlorit als Phyllite benannt werden müssen. Wir übernehmen dafür die Klassifikation TWENHOFEL's (1937), wobei wir die Grenze «Argillite-Slate» (Tonschiefer-Phyllit) mit dem Grenz-Kristallinitätsgrad des Illits (Anchizone-Epizone) von 4,0 (in mm = mittlere Breite des Basisreflex 002, siehe KUBLER, 1967) gleichsetzen. Die durchschnittliche Illit-Kristallinität unserer fossilbelegten Phyllite schwankt zwischen 3,7 und 5,0 (DIETRICH, 1969).

Dünnschliff: Hauptgemengebestandteile sind Calcit, Quarz, Chlorit und Sericit. Die rein phyllitischen Partien enthalten überwiegend Chlorit und Sericit (meist in Tonfraktion, < 2 µ). Quarz und Calcit sind dann Nebengemengebestandteile.

Die siltigen Partien enthalten eher Mikrofossilien, während die feineren Fraktionen meist vollständig fossilfrei sind.

Chemismus: Über die quantitative Verteilung der Karbonatgehalte innerhalb Mergel-, Silt- und Tonlagen können wir keine Aussage machen. Wir analysierten lediglich die feinsten homogenen, z.T. siltigen Mergellagen (ca. 54% CaCO₃) der fossilführenden Probe.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Total
Gew.-%)	29,0	0,3	6,6	0,5	6,8	0,8	27,6	3,8	-	0,3	0,1	21,0	3,0	99,80

Analytiker: P. Thommen

Das Ergebnis entspricht einem normalen Mergel. Lediglich die FeO- und MnO-Gehalte scheinen erhöht zu sein und können mit den Werten der tonigen Radiolariananalysen verglichen werden (Tab. 1). Die Gehalte an TiO₂ und Na₂O sowie K₂O sind sehr klein und lassen keinerlei Deutungen in Bezug auf vulkanische Ereignisse zu.

Fossilinhalt (Taf. II-IV):

Um die Bestimmung dieser recht seltenen kretazischen Foraminiferenfaunen bemühten sich freundlicherweise Prof. Dr. H. Bolli (Zürich) und Prof. Dr. F. Allemand (Bern). Leider konnten wir die Untersuchungen nur an Dünnschliffen durchführen, da eine Aufarbeitung des stark verfestigten Materials die Foraminiferen vollständig zerstört hätte. Unseres Wissens ist dies der erste Fund einer vollständigen Fauna, die trotz einer schwachen Metamorphose (Pumpellyit-Zone) noch so gut erhalten ist, dass mikropaläontologische Bestimmungen möglich waren. Es sei besonders auf die Tafeln II-IV hingewiesen, die sowohl die Fossilien als auch ihren Erhaltungszustand

demonstrieren sollen. Es handelt sich um mehrheitlich planktonische, sehr kleinwüchsige Foraminiferen-Faunen.

Zur Hauptsache sind es niedrig trochospirale *Hedbergella* sp., mit 4–6 Kammern im letzten Umgang sowie stark «lobulierte» *Hedbergella* sp. Möglicherweise handelt es sich bei den leicht deformierten Formen (siehe Taf. III) mit den vielen Kammern um *Planomalina* sp. Zu weiteren Vergleichen eigneten sich auch die Foraminiferen Faunen der «Maridale-Formation» (ob. Aptian–unt. Albian) aus Trinidad, die durch BARTENSTEIN, BETTENSTAEDT und BOLLI (1966) eingehend beschrieben wurden. Weiterhin fanden wir 1 *Schackoina* sp., selten clavate *Schackoina* sp., fragliche *Globigerinelloides* und *Clavihedbergella* sp. Daneben treten öfters Lageniden auf, hauptsächlich *Nodosaria* und *Lenticulina* sowie *Gyroidina*. Untergeordnet finden sich Buliminiden, Frondicularien, Textularien, Polymorphiniden, Milioliden, Spirillinen, fragliche *Conorotalites* und Radiolarien.

Herr Prof. Dr. F. Allemann teilte uns dazu brieflich mit:

«Diese Assoziation darf, trotz der Kleinwüchsigkeit, als charakteristisch für Aptien-Albien gelten. Zwerfaunen solcher Zusammensetzung sind mir aus verschiedenen mediterranen Profilen bekannt. Cénomanien ist nicht völlig ausgeschlossen, aber doch sehr unwahrscheinlich. Es müsste sich um ein ausnehmend seltes Biotop handeln.»

Die Kalkarenite (Ob. Albian oder jünger)

Diese Ablagerungen finden sich zwischen Kalkphylliten bis Phylliten 3 und 7 des beschriebenen Profils D (Fig. 5). Im Anstehenden bilden sie hellgraue bis bräunliche kompakte Bänke, die aus den weicheren Kalkphylliten und Phylliten herauswittern. Auf den ersten Blick kann man sie leicht mit den jurischen, dolomitischen Feinbreccien oder Echinodermenbreccien verwechseln. Wie die Echinodermenbreccien enthalten die jüngeren Breccien viele Echinodermenbruchstücke, so dass man sie makroskopisch oftmals auch als Spatkalke ansprechen möchte. Eine genaue Diagnose ermöglichen erst Karbonatbestimmungen und Dünnschliffe. Während die Dolomitgehalte der jurischen Feinbreccien zwischen 28–55 % schwanken, liegen hier nur Spuren (evtl. bis 2 %) vor. Die Calcitgehalte betragen ca. 70 %.

Dünnschliff: Hauptgemengteile sind schwach marmorisierte, verschiedenartige Kalk- und Mergelkomponenten sowie häufige Echinodermenbruchstücke und detritischer Quarz. Die Korngrößen wechseln von 0,01 bis ca. 1 mm Ø. Nebengemengteile sind Chlorit, Sericit (2 M-Muskovit) und semiopaque Mineralien mit einem grasgrünen Saum, die wir röntgenographisch und mit Hilfe der Elektronenmikroskopie eindeutig als Chromspinelle (Picotit, siehe Fig. 6 und 7) nachweisen konnten. Der Saum besteht aus einem feinsten Gemisch von Riplolith und 2 M-Muskovit.

Fossilinhalt (Taf. V–VII):

Neben vielen Echinodermenbruchstücken (erkennbar in Stielgliedern und Seigelstachelresten) liegen in einigen feinkörnigen, kalkigen Komponenten eindeutige *Calpionella alpina* LORENZ vor. Außerdem fanden wir benthonische, kalkschalige Foraminiferenreste (Lenticulinen und Textularien), denen wir keinen besonderen Leitwert zuschreiben können. Wichtig erscheinen uns die häufigen Schalenbruchstücke von Lamellibranchiern, von denen wir einige als sicher oberkretazische Inoceramen-schalen (Taf. VII) identifizieren konnten. Schliesslich treten fragliche Algenreste, kleine Mollusken und Gastropoden auf.

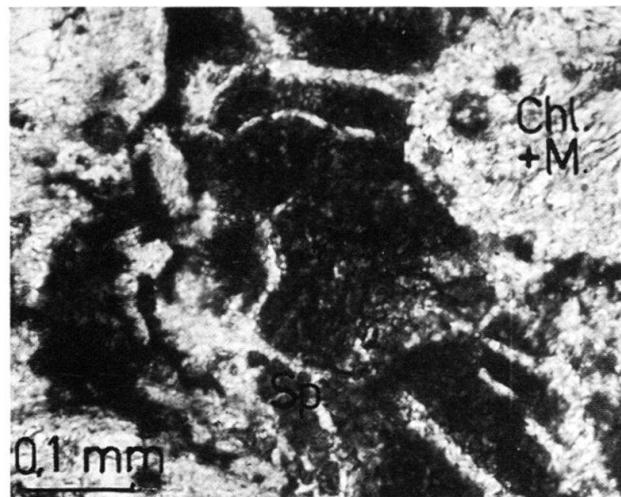


Fig. 6. Chromospinell-Korn im Kalkarenit. Chromospinell (Sp), Chlorit und 2 M-Muskovit (Chl. + M.). Vergrösserung 120 \times , ohne gekr. Nicols.

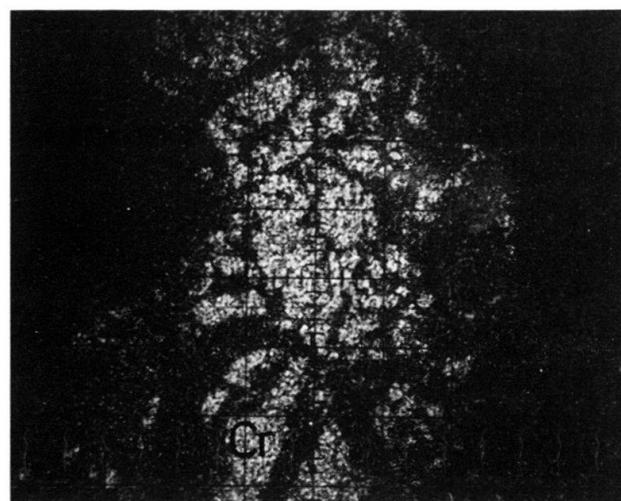


Fig. 7. Chromospinell-Korn (siehe Fig. 6) unter der Elektronenmikrosonde, 15 kV, 120 \times (seitenverkehrt). Weisse Flächen = Cr-Verteilung.

Ökologisch gesehen dürften diese Faunen einem ausgesprochenen Flachmeerbereich entstammen. Da wir keinerlei Anzeichen einer pelagischen Fauna fanden, können wir keine Umlagerung in grössere Wassertiefen nachweisen. Zudem deuten die brecciösen Komponenten auf Erosion eines nahen Schwellenbereichs hin. Aufgrund der Inoceramenschalenbruchstücke wäre für diese Sedimente ein Alter «oberes Albian evtl. jünger» wahrscheinlich.

Zusammenfassung

Innerhalb der Oberen Platta-Schuppen fanden wir Profile mit kretazischen Ablagerungen. Dabei stellte sich heraus, dass zwei lithologisch und altersmäßig verschiedene Serien vorliegen. Die älteren Aptian-Albian Kalkphyllite und Phyllite

zeigen durchwegs normale Sedimentationszyklen mit pelagischen Faunen, was gerade für den heterogenen Ablagerungsraum der Platta-Ophiolithe von grosser paläogeographischer Bedeutung ist. Die jüngere Serie, die nach Feldbeobachtungen noch basische Vulkanite mit normalen Kontakten enthält, weist wesentlich klastischere Tendenzen auf und enthält Fossilmaterial, das eher landnahen neritischen Bereichen entstammt. Weitere Oberkreideserien, wie rötliche Mergelkalke in «couches rouges»-Fazies, welche CORNELIUS (1935) mit *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY) aus den unterostalpinen Sedimenten vom Piz Padella beschrieb, fanden wir in den gesamten Platta-Ablagerungen nicht.

DIE ROCCABELLA-SERIE s. l.

Einführung und Problematik

Im Anschluss an die Stratigraphie der Platta-Decke wollen wir eine Sedimentserie (Mächtigkeit >100 m) beschreiben, die auf den obersten Ophiolithschuppen liegt (Tektonische Karte, Taf. VIII). Diese Schiefermassen bauen die Basis der sog. Scalotta-Klippe auf sowie, zwischen Septimer- und Julierpass, die Typokalität Roccabella, 2731 m. Aufgrund ihrer fraglichen Stratigraphie und umstrittenen tektonischen Eingliederung zwischen der Ophiolithdecke und den Kristallinmassen der Err-Decke gehen wir zunächst auf ältere Interpretationen ein.

In der Beschreibung der «Platta- oder Fallergebirge» erwähnte THEOBALD (1866) «graubraune Kalkschiefer, Plattenkalk und glimmrige Schiefer mit schlecht erhaltenen unbestimmbaren Belemniten». 1920 ordnete STAUB diese Serie der «Zone der Bündner-schiefer und Radiolarite der Fallfurka» zu, und beschrieb unterhalb des Piz Surpare (entspricht Pkt. 3078) fragliches «Neokom». Er sah «zwischen penninischem Radiolarit und den Mittelschenkelgesteinen der Err-Decke braune Glimmersandsteine» und deutete dies als eine Umhüllung der Ophiolithmassen mit Flysch. Durch Verbindung des Gneis von Tusagn, dem Kristallin der Carungas, mit kleineren Kristallinvorkommen an der Basis der «ophiolithfreien» Schieferserie und tektonischer Vereinigung der Corvatschserie im Oberengadin schuf STAUB (1920) als tektonisch selbständiges Teilelement der Err-Decke den «Oberhalbsteiner Schieferkomplex», den CORNELIUS (1935) als «Carungas-Decke» bezeichnete. Damit war die grosse tektonische Abgrenzung zwischen Penninikum und Unterostalpin vollzogen. In den folgenden Jahrzehnten kam STAUB von dieser stark schematisierten Grenzziehung ab, und so entstand 1958 schliesslich die «Penninisch-ostalpine Grenzzone mit der nördlichen Carungas- und der südlichen Roccabella-Serie». Eine fossilbelegte Stratigraphie dieser Sedimente, die als «Lias- oder Allgäu-Schiefer» bezeichnet wurden, konnte weder STAUB noch CORNELIUS aufstellen.

Wir möchten aufgrund unserer Kartierungsergebnisse an der variableren tektonischen Gliederung STAUB's (1958) festhalten. Für den gesamten Schieferkomplex in der Scalotta-Klippe gebrauchen wir den Ausdruck Roccabella-Serie s.l., den wir in Untere Kristallin-Schuppen, Roccabella-Schiefer und Obere Kristallin-Schuppen unterteilen. Durch Kontaktstudien zwischen den Schieferserien und den darunterliegenden Ophiolithen der Platta-Decke ergaben sich folgende Tatsachen:

1. Zum Teil liegen an der Basis der Roccabella-Schiefer rund um die Scalotta-Klippe rein tektonische Kontakte mit verschieferten Serpentiniten vor. In diesen Horizonten und einige Meter innerhalb der Schieferserien finden sich metermächtige Linsen von stark tektonisiertem Kristallin (mylonitisierte Gneis- bis Glimmerschieferrelikte und fragliches Nairporphyroid), verschieferte Quarzite, Dolomite und Radiolariite. Diese winzigen «Unteren Kristallin-Schuppen» sind weder genau zu diagnostizieren noch miteinander zu verbinden. Sie haben zusammen mit den Quarzit- und Dolomitresten den Charakter der Kristallinvorkommen innerhalb Platta-Serpentinit-Schuppen. Die «Oberen Kristallin-Schuppen» bestehen dagegen aus eindeutig prätriadischem Nairporphyroid, über dem sich das meist verkehrtliegende bis verschuppte oder verfaltete Basismesozoikum der Err-Decke befindet.

2. Andererseits vermerkten wir an einigen Punkten Kontakte zwischen Meta-Pillow-Laven oder Meta-Hyaloklastiten s.l. und Roccabella-Schiefern mit gleichverlaufender Schieferung und sich verzahnenden Übergängen. Dies weisen besonders die «Sur als Cant-Vulkanitschuppen» bei La Motta an der Septimerstrasse auf. Möglicherweise handelt es sich dort um normale Kontakte zwischen Vulkaniten und Sedimenten.

Die Roccabella-Schiefer (?Unter- bis Oberkreide)

In einer vorangegangenen Arbeit (DIETRICH, 1964) versuchten wir diese problematischen Schiefer stratigraphisch näher zu gliedern. Dabei unterschieden wir zwei lithologisch verschiedene Serien, die sog. «Roccabella-Schiefer I und Roccabella-Schiefer II». In den Westwänden der Scalotta-Klippe gegen die Val Bercla sind die Profile in schönster Weise aufgeschlossen.

Vereinfachtes Profil:

oben: Basismesozoikum der Err-Decke		Boudins und Linsen von Dolomiten (meist verkehrtliegend)
Obere Kristallin-schuppen	ca. 10 m	Nairporphyroid (gegen N auskeilend) tekt. Kontakt
Roccabella-Schiefer I	ca. 1–2 m ca. 1–2 m ca. 5–10 m	rote und grüne Radiolaritschiefer gelblich-weiße, feinkörnige Kalkmarmore hellgraue, feinkörnige kieselige Kalkmarmore (am Südende der Scalotta-Klippe und nördlich des Piz Scalottas 10–15 m grünlich, gebänderte Kalkmarmore), mit z.T. millimeter- bis dezimeterbreiten dunkelgrauen Phyllitzwischenlagen
Roccabella-Schiefer II	> 100 m	allmählicher Übergang in feinkörnige Kalkmarmore bis Kalkphyllite mit unregelmäßigen Wechsellagerungen von reinen Phyllitlagen, vereinzelt sandige bis kalkarenitische Einschaltungen (? Fossilien Taf. VII, 3 und 4)
Roccabella-Schiefer I Untere Kristallin-schuppen		dezimeter- bis metermächtige Boudins und Linsen von roten und grünen Radiolariten, Kalkmarmoren, Dolomiten und mylonitisiertem Kristallin
unten: Platta-Decke		z.T. tektonische Kontakte basische Vulkanite und Serpentinite

Die > 100 m mächtigen Roccabella-Schiefer II sind meist tektonisch stark beansprucht. Aus unseren Aufnahmen ergibt sich eine verkehrte Lagerung im Hangenden, eine normale, z. T. verschuppte Lagerung im Liegenden. Dadurch wird der Roccabella-Serie ein komplizierter, in sich verschuppter und verfalteter Baustil zuteil. Unter der früheren Annahme eines liasischen Alters dieser Ablagerungen wäre eine Abfolge gegen oben als normal zu betrachten. Dagegen sprechen einerseits das meist verkehrtliegende ältere Mesozoikum im Hangenden andererseits die Radiolarite und Kalkmarmore an der Basis neben Kristallinresten und Ophiolithen. Natürlich würden eindeutige Fossilfunde diese ganze Frage sofort klären.

Dünnschliff: Die Kalkmarmore der Roccabella-Schiefer I entsprechen petrographisch den Oberen Kalkmarmoren in der Platta-Decke. Die Calcitgehalte liegen zwischen 60 und 70%. Der Rest entfällt auf feinverteilten Quarz, Serizit, Chlorit und Pyrit.

In den Roccabella-Schiefern II untersuchten wir besonders die feinsandigen bis kalkarenitischen Einschaltungen. Die Korngrößen von Calcit und Quarz schwanken zwischen 0,02 und 0,2 mm Ø. Quarz zeigt oft undulöse Auslöschung. Eigenartig sind kleine, z. T. idiomorphe Dolomitrhomben, die besonders in oberflächennahen Proben dunkelbraune Eisenoxydränder besitzen. In feinsten Sericitlagen erscheinen stellenweise kleine zonarstrukturierte Turmaline. Zum Unterschied treten dagegen z. T. zerknickte grobe Muskovitschuppen auf. Wie in den Kalkareniten der Platta-Decke finden sich untergeordnet Albit und kleine grüne Mineralaggregate, die im Zentrum dunkelbraune bis rotbraune fragliche Chrom-Spinellrelikte enthalten. Wir haben sie noch nicht näher mit der Mikrosonde untersucht. In der Schwermineralfraktion fanden sich neben diesen Aggregaten Pyrit sowie Spuren von Turmalin und Zirkon.

Chemismus: Karbonatbestimmungen an den feinsandigen Proben der Roccabella-Schiefer II ergaben ca. 40% Calcit und 10–15% Dolomit.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Tot
(Gew.-%)	37,0	0,1	3,6	0,45	1,6	0,15	2,4	27,0	0,2	0,7	0,16	24,6	0,8	98,7

Analytiker: P. Thommen

Die Gehalte von Na₂O, TiO₂ und MnO lassen keinerlei Rückschlüsse auf vulkanisches Material zu.

Fossilinhalt:

In den Roccabella-Schiefern suchten wir zunächst, analog unseren ersten Funden in der Platta-Decke, nach schwach metamorphen Kalkareniten, feinsten Sandsteinen und Feinbreccien, die in zentimeterbreiten Horizonten zwischen Kalkphylliten und Phylliten eingelagert sind. In einigen Proben sind neben vereinzelten Echinodermenbruchstücken teilweise rekristallisierte feinstkörnige dunkle Calcitaggregate erkennbar, die deutliche Kammern ehemaliger Foraminiferen und Schalenstrukturen fraglicher Inoceramen (Taf. VII 3 und 4) aufweisen. Feinkörnige Kalkkomponenten mit Calpionellen wurden nicht beobachtet. Leider wechselt deren Erhaltungszustand von Zentimeter zu Zentimeter. Zudem nimmt die Regionalmetamorphose (DIETRICH, 1969) gegen Süden zu, so dass die kalkigeren Partien schon zu stark marmorisiert sind und keine Fossil-Spuren oder -Relikte aufweisen. In den nördlichsten Aufschlüssen der Scalotta-Klippe haben wir noch begründete Hoffnungen auf eindeutigere Mikrofossilien, da wir besonders die Kalkphyllite der «Roccabella-Schiefer II» noch nicht genauer untersucht haben.

Zusammenfassend möchten wir für die Roccabella-Schiefer feststellen: Aufgrund der Lagerungsverhältnisse sowie lithologischer Vergleiche mit dem «Neokom» STÖCKLIN's (1949) und den jungen Sedimenten der Platta-Decke möchten wir vom Liegenden zum Hangenden die lithostratigraphische Abfolge aufstellen: «Radiolarit –

feinkörnige und gebänderte, weisslich-grüne Kalkmarmore (? Tithon) – kalkige Roccabella-Schiefer I (? Unterkreide) – und die eher mergelig-tonigen Roccabella-Schiefer II mit schwach klastischen Tendenzen (? Unterkreide bis Oberkreide)».

DIE VAL GRONDA-SERIE

(? Malm bis Oberkreide)

Am Fusse der Piz Platta Nordwand liegt unter den Vulkaniten der Platta-Decke eine > 100 m mächtige schwarze Phyllitserie, die sich in der Farbe deutlich von den unteren braunen Sandsteinen des Arblatschflysches abhebt (Tektonische Karte, Taf. VIII). STAUB benannte diese Serie 1920 und 1928 nach der Fuorcla Bercla als «Bercla-Schuppen» und sah in ihnen Basisschuppen der Platta-Decke. Wie wir bei der Beschreibung der Platta-Sedimente zeigten, handelt es sich um eine falsche Typlokalität. In der Fuorcla Bercla liegen wohl typische «Platta-Basis-Schuppen» mit Vulkaniten, Radiolariten, Kalkmarmoren und Phylliten vor, nicht aber die schwarze Phyllitserie. Diese folgt erst 50 m tiefer ohne sichtbaren Kontakt, welcher offenbar unter Hangschutt begraben ist. ZIEGLER (1956) und STREIFF (1962) übernahmen den Ausdruck «Bercla-Schuppe». Wir lehnen diesen Namen ab, zumal es noch nicht einmal sicher gestellt ist, ob es sich um tektonisch isolierte Schuppen handelt und gebrauchen nach der zweifelsfreien Typlokalität der Val Gronda den Namen «Val Gronda-Serie».

Wir verfolgten die Val Gronda-Serie vom Oberhalbstein (unterhalb Motta Sbloz) durch die Val da Faller und Val Gronda ins Avers bis zum Piz Turba und konnten an keinem Orte einen scharfen tektonischen Kontakt zu den liegenden Flyschsandsteinen erkennen. Im Gegensatz dazu müssen wir in den gut aufgeschlossenen Profilen der Val Gronda, des Täligrates (südwestlich Pkt. 3164) und in den Westhängen gegen das Avers auf Verzahnungen von schwarzen Phylliten mit bräunlichen Sandsteinlagen hinweisen, die weder eine scharfe stratigraphische noch eine tektonische Abgrenzung zulassen. Wir wollen an dieser Stelle auf die Wiedergabe unserer detaillierten Profilaufnahmen verzichten, da sie von Ort zu Ort recht uneinheitlich sind. Interne Verschuppungen wären nicht ausgeschlossen. Aufgrund der Stollenaufnahme (Kraftwerkstollen Marmorera-Tinzen) kam ZIEGLER (1952) in dieser Serie zu ähnlichen Beobachtungen. Obwohl ZIEGLER (1956) weder zwischen Flysch und Val Gronda-Serie «ältere trennende Gesteine» eingeschaltet fand noch eine «deutliche Grenze» feststellen konnte, hielt er an einer tektonischen Trennung fest. In den Südwesthängen der Mazzaspitze kartierte STAUB (1926) sog. «Malojakristallin». Nach unseren Untersuchungen sind es jedoch schwarze Phyllite.

Die Val Gronda-Serie setzt sich im Oberhalbstein, in der Val Gronda und am Fusse der Piz Platta Nordwand im wesentlichen aus stark tektonisierten schwarzen Phylliten zusammen, welche im Hangenden vereinzelte Kalkphyllite und geschieferete Kalkmarmore enthalten.

Im Avers müssen wir folgende schematisierte Gliederung geben:

- oben: Platta-Vulkanite
- tektonischer Kontakt (mit ausgezeichneten Rutschharnischen)
- schwarze Phyllite
- geschieferete, kieselige Kalkmarmore

- Einschaltungen von geschieferten Serizit-Quarziten
eintönige, graue bis schwarze Phyllite
- 3–5 m Epidot-Chlorit-Aktinolith-Albit-Schiefer, auf Kote 2600 m (Koord. 763.58/147.32,
763.65/147.58 und 763.90/147.38)
Wechsellegerungen von Kalkphylliten und Phylliten
kieselige Kalkmarmore
geschieferte grau-schwarze Kalkmarmore
- unten: Verzahnungen von schwarzen Phylliten mit den geschieferten «metamorphen» Arblatsch-
Flyschsandsteinen

Die Mächtigkeiten der einzelnen Glieder sind sehr variabel. Während die gesamte Serie am Piz Platta annähernd 200 m erreicht, nimmt sie nach Süden beständig ab, setzt stellenweise sogar aus und schwächt oberhalb Juf nochmals auf 100 m an. Nur die obersten schwarzen Phyllite und die hellgrauen, z.T. gebänderten, kieseligen Kalkmarmore lassen sich zwischen den südlichen Unteren Platta-Schuppen und den stark reduzierten Flyschsandsteinen nach Süden bis in den Piz Turba verfolgen. So besteht der «tektonisch sagenumwobene Turbazahn» weder aus «triadischen Marmoren» (STAUB, 1926–1958) der Weissberg-Decke noch aus den stark rekristallisierten «Kalkmarmoren der Bandfluhsschuppe» (KRUYSSE, 1967), welche schon bei Juf in den Averser-Bündnerschiefern vollständig auskeilen, sondern nach makro- und mikroskopischen Studien aus den oberen Kalkmarmoren der Val Gronda-Serie.

Petrographie:

Die Kalkmarmore des Turbazahn bestehen aus mittelkörnigen Calcitkristallen (0,1 bis 0,2 mm Ø), die nach einer Kataklase wieder miteinander verwachsen sind. Daneben liegen Kieselschnüre und Albitansammlungen vor.

Die Phyllite bestehen im wesentlichen aus feinsten Aggregaten von blättrigen Mineralien und Quarz. Calcit ist nicht oder nur in Spuren (bis max. 1%) vorhanden. Herr Dr. M. Frey (Bern) untersuchte uns freundlicherweise 15 Proben aus den verschiedensten Horizonten dieser Serie mit dem Diffraktometer, um eine Aussage über die Illit-Kristallinität im Hinblick auf die regionale Metamorphose machen zu können. Dabei stellte sich bei allen Proben neben überwiegend Chlorit, 2 M-Muskovit und Quarz die Anwesenheit von Paragonit heraus (siehe Übersicht der Illit-Kristallinität, DIETRICH, 1969), jenem natriumreichen Hellglimmer, der früher als typomorphes Mineral der mesozonalen Regionalmetamorphose (TRÖGER, 1967), nach neueren Untersuchungen WINKLER's (1967) schon in der Grünschieferfazies neben Chlorit in Abwesenheit von Albit auftreten kann. Ausser den röntgenographisch sicher nachgewiesenen Paragoniten finden sich zwischen den feinschuppigen Glimmerlagen kleine idiomorphe, zonarstrukturierte Turmaline, die wir nicht als detritisches Material, sondern auch als metamorphe Bildungen auffassen. Beachtlich erscheint uns für die Phyllite der hohe Chloritgehalt und Natriumreichtum, welcher zu der Paragonitbildung führte.

Fossilinhalt:

In etlichen Dünnschliffen durch diese Kalkmarmore, Kalkphyllite und leicht metamorphe Sericit-Quarzite suchten wir vergeblich nach Mikrofossilien. Die Rekristallisation hat wahrscheinlich alle Spuren verwischt.

Die Aufstellung einer Stratigraphie für die Val Gronda-Serie bereitet ohne Fossilien grosse Schwierigkeiten. CORNELIUS (1935) bezeichnete die Vorkommen östlich der Julia als Liasschiefer. Aufgrund der Verzahnungen von schwarzen Phylliten mit den Arblatsch-Flyschsandsteinen sowie lithologischer Vergleiche mit kretazischen Sedimenten der Platta-Decke scheint uns ein kretazisches Alter für die meisten Glieder der Val Gronda-Serie eher wahrscheinlich.

FAZIELLE ZUSAMMENHÄNGE KRETAZISCHER SERIEN ZWISCHEN OBERPENNINIKUM UND UNTEROSTALPIN

Den ersten gründlicheren und genialen Einblick in die Problematik der stratigraphischen Gliederung der «Bündnerschiefer» vermittelte uns STEINMANN (1895/1897).

Während der folgenden vier Jahrzehnte wurden die «Oberhalbsteiner Bündnerschiefer» vor allem von ZYNDL, CORNELIUS, STAUB, STREIFF u.a. nur tektonisch gegliedert. Aufgrund lithologischer Vergleiche mit fossilbelegten Serien in anderen kaum metamorphen Teilen der Alpen entstand, den tektonischen Gliederungen angepasst, eine Stratigraphie dieser Gesteine mit den gebräuchlichsten Ausdrücken wie «Bündnerschiefer, Allgäuschiefer, Aptychenkalke und Couches rouges», welche von den ersten grossen Forschern der Bündner Geologie, ESCHER, STUDER, THEOBALD, ROTHPLETZ, HEIM u.a., eingeführt worden waren. Leider erhielten wir von STAUB kaum detaillierte stratigraphische Beschreibungen der Bündnerschiefer. Alle grossen stratigraphischen Übersichts- und Vergleichstabellen, die er zwischen 1916 und 1958 veröffentlichte, konnten somit für unsere Betrachtungen nur als Arbeitshypothesen verwendet werden. Beispielsweise können wir für die Martegnas-Serie (STAUB, 1958) die gesamte Kreide und das Alttertiär nur als sog. «undifferenzierte Schiefer von Saluver Charakter» entnehmen. Weitere Ergebnisse lieferten die Untersuchungen CADISCH's (1919–1929) im «Plessurgebirge und der Aroser Zone», in denen neben kritischen Diskussionen zur «Abgrenzung der penninischen und unterostalpinen Decken in Mittelbünden» (ARBENZ, 1922), auf faciale Ähnlichkeit der Kreideablagerungen der Aroser-Zone («Kretazische Breccien, Sandsteine und Schiefer») zur unterostalpinen Err-Bernina-Decke aufmerksam gemacht wurde. Auch CORNELIUS (1935) konnte in den Schieferserien der Platta-Decke keine genauere Stratigraphie belegen. Seine Stratigraphie endete mit der Radiolaritgruppe, desgleichen jene von STREIFF (1939) in der Martegnas-Serie. ROESLI (1944) hat als erster nach Globotruncanenfunden in den «flyschartigen Murtirölschiefern» des Unterostalpins und in mergelig-kalkigen Schiefern am Maranerbergli bei Arosa einige Faziestypen der Aroser-Schuppenzone charakterisiert. In diesen stratigraphischen Vergleichen klafft jedoch die grosse zeitliche Lücke von ca. 50 Mill. Jahren zwischen Tithonian (evtl. Berriasian) und Cenomanian.

Platta-Decke und Aroser-Schuppenzone

Aufgrund unserer Untersuchungen, besonders der erstmals gefundenen kretazischen Mikrofaunen, glauben wir, eine etwas klarere Stratigraphie der Platta-Sedimente aufstellen zu dürfen. Die Figur 8 zeigt die «Schichtreihe der Platta-Decke, die eine Zusammenfassung der aufgenommenen Detailprofile darstellt.

Innerhalb der chaotischen Tektonik der Aroser-Schuppenzone bei Arosa fand GRUNAU (1947) nur ein kleines «Normalprofil» in den Aufschlüssen von Verborgen Wäng:

An der Basis der Radiolaritgruppe erscheint der «Untere graue Kalk» mit eingeschalteten Kalk- und Kieselschieferlagen. Die ungestörten Radiolarite erreichen ca. 33 m Mächtigkeit, wobei in den tieferen Partien graurote Farben vorherrschend sind. Gegen oben folgen grünlichgraue Radiolarite

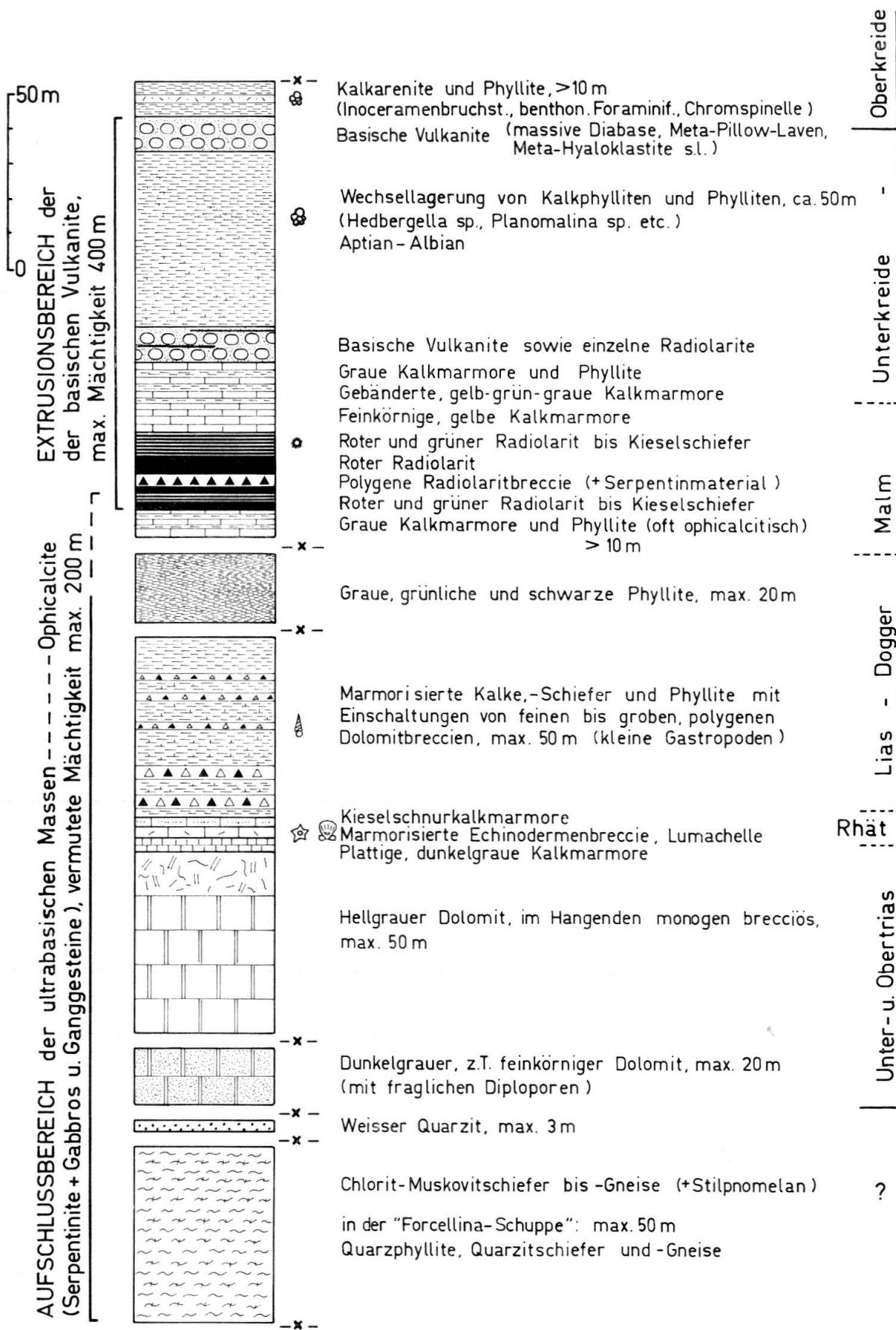


Fig. 8. Die Schichtreihe der Platta-Decke.

und Kieselschiefer. Eine Obergrenze mit hangenden Calpionellenkalken wurde bei Arosa nicht gefunden. Dagegen stellte GRUNAU (allerdings ohne eindeutige Kontakte) über die Radiolaritgruppe eine sehr beachtenswerte Radiolaritbreccie (sog. «Maranerbrecce»), die neben Radiolarit- und Hauptdolomitanteilen kleinere Bruchstücke von Kristallin, zwei 6 cm grosse Serpentinitkomponenten und verkiezte Holzteile enthielt. Darüber folgen ca. 15 m bunte Kiesel- und Tonschiefer sowie 2 m Mergel kalkschiefer, die durch *Rotalipora appenninica* (RENZ) als Cenomaian belegt wurden (TRÜMPY, 1916).

Weitere Vergleiche finden wir in den Beschreibungen der Aroser-Schuppenzone aus dem Gebiet von Klosters und Arosa. GEES (1955 und 1956) gibt am Cotschna von unten nach oben die Abfolge:

10–20 m grauer Kalk mit feinen Schieferzwischenlagen (Aptychenkalk), 20 m bunte Radiolarite (mit detritischem Gneis- und Peridotitmateriale in Tonschieferzwischenlagen) und schliesslich 25 m heller dichter Calpionellenkalk (nach mikropaläontologischen Bestimmungen Obertithon-Berriasien).

Wir sehen, dass zwischen den Ablagerungen der Platta-Decke und der Aroser-Schuppenzone recht gute faciale Übereinstimmungen bestehen. Besonders wichtig erscheinen uns die aus dem Gebiet von Cotschna (Klosters) beschriebenen Calpionellenfunde. Lithologisch gleichen jene Kalke den «feinkörnigen gelben Kalkmarmoren» in der Platta-Decke. GRUNAU (1959), der den «Calpionellenkalk von Klosters» in der Aroser-Schuppenzone bei Arosa nirgends wiederfinden konnte, zog eine postradiolaritische Erosionsperiode in Erwägung, was jedoch auch durch die chaotische Tektonik dieser Zone bedingt sein kann. Erst die oberkretazischen Kalkarenite zeigen klastische Tendenzen. Eine Erosion aufgrund tektonischer Bewegungen scheint dann durchaus möglich. Hinzuzufügen sei noch, dass die kretazischen Sedimente innerhalb der Platta-Decke noch keine typische Flyschsedimentation aufweisen. Es fehlen dazu vor allem strukturelle Kriterien und überwiegend klastische Ablagerungen.

Aus dem Grossen Walsertal erwähnte D. RICHTER (1956) eine ausgedünnte, stark tektonisierte Zone, in der 2–7 m mächtige Linsen (Diabase und wahrscheinlich Pillow-Laven) mit kretazischen Sandsteinen, Mergeln, grünen Glaukonitquarziten, polygenen Breccien und Konglomeraten vergesellschaftet sind. 1957 stellte D. RICHTER stratigraphische Vergleiche der Aroser-Zone zwischen Mittelbünden, Rhätikon und Allgäu an. Er beschrieb im Rhätikon mit Aptychen belegtes Neokom sowie Aptian-Albian-Mergel und -Tonschiefer, die von Cenomanian-Mergeln mit Couches rouges überlagert werden. Neuere Ergebnisse aus der Aroser-Zone im Grossen Walsertal liegen von JACOBSHAGEN und OTTE (1968) vor. Im Hangenden des bis zu 15 m mächtigen, Ophiolithe führenden Oberjura konnten in fleckig-graugrünen Mergelschiefern sowohl Albian (z. T. auch mit Hedbergellen) als auch Cenomanian mikropaläontologisch nachgewiesen werden.

Gelbhorn-Decke, Val Gronda-Serie und Platta-Decke

Unter den ophiolithreichen Platta Basis-Schuppen schaltet sich die Val Gronda-Serie ein, die wir mit STAUB und ZIEGLER aufgrund ihres lithologischen Charakters sowohl von den Platta-Sedimenten als auch von den liegenden Arblatsch-Flyschsandsteinen unterscheiden. Bei einigen Schichtgliedern treten gewisse Analogien zu Serien der Schamser-Decken auf, so dass wir faciale Zusammenhänge zwischen der tektonisch tieferen Gelbhorn-Decke und der Platta-Decke andeuten können. Schon 1935 erwähnte STREIFF gewisse Ähnlichkeiten mit der nivaigartigen Ausbildung (Malm-Oberkreide) der «Unteren Curvèr-Serie».

ZIEGLER (1956) verglich die «tonigen Serienteile mit den Tonschiefern der Doggerzone in der Unteren Flyschschuppe, während die kalkigen Serienteile eine etwas veränderte Nivaigl-Serie darstellen könnten». Nach mündlicher Bestätigung STAUB's deutete ZIEGLER die oberen Kalkmarmore als «Malm-Hyänenmarmore». Aufgrund dieser lithologischen Vergleiche schuf STREIF (1962) eine bedeutende tektonische Schuppenzone, durch die er Nivaigl-Serie (= Gelbhorn-Element) und Falknis-Decke verbinden wollte. Ohne begründete Feldbeobachtungen liess er die «ehemaligen Bercla-Schuppen» bei Juf auskeilen und unter den Arblatschflysch umbiegen. Nach der Idee einer grossen Rückfaltung der Gelbhorn-Decke von Norden (HAUG, 1925) müssten die Gelbhorn-Elemente auf dem Averser Weisberg verkehrt liegen, die Val Gronda-Serie dagegen normal. Nach unseren Beobachtungen möchten wir die Val Gronda-Serie lithologisch sowohl mit den jüngeren Platta-Ablagerungen als auch (aufgrund der detaillierten Profile KRUYSSE's, 1967) mit der Tiefencastler-Schuppe = obere normalliegende Gelbhorn-Decke = Gelbhorn-Zone von SCHMID (1965) vergleichen. Die hellgrauen, kieseligen Kalkmarmore (= Turba-Kalkmarmor) besitzen grosse Ähnlichkeit mit den wahrscheinlich tiefkretazischen Kalkmarmoren der Platta-Decke. Während sie dort von Kieselschiefern und Radiolariten begleitet werden, treten sie in der Val Gronda-Serie völlig isoliert auf. Dieses Merkmal würde in der Tiefencastler-Schuppe neben den grünlichen Sericit-Quarziten, Kalkphylliten und grünlich-schwarzen Phylliten dem lithologischen Charakter der Nivaigl-Serie und eventuell gewissen Elementen der Nisellas-Serie (Ob. Lias bis Dogger) entsprechen.

Insofern sehen auch wir fazielle Zusammenhänge zu Elementen der Schamser-Decken, nur können wir daraus keine grosse Rückfaltungshypothese aufstellen. KRUYSSE deutete nach genauerster Kartierungsarbeit die «Tiefencastler-Schuppe» auf dem Averser Weissberg als normalliegend. Wir sehen in den Val Gronda-Gesteinen eine verkehrt liegende Serie, aus der die Flyschsandsteine allmählich hervorgehen. Nach unseren Deutungen kommt eher eine einfache Überschiebung der Platta- und Err-Decke aus Südosten in Frage, die die Arblatschflyschmassen zu einer liegenden, nach Süden auskeilenden Synklinale aufgefaltet hat und damit auch den im Kern eingekielten heterogenen «Livizung-Zug» (= typisches Element einer Platta-Serpentinit-Schuppe) einfach erklären würde. Diese Interpretation scheint uns für die Beheimatung der Schamser-Decken aus dem Süden des Suretta-Kristallins (STAUB, 1921 und 1924; STREIFF, 1939 und KRUYSSE, 1967) von grosser Bedeutung.

In dem schematisierten Überblick einer Abwicklung der Platta-Decke und der benachbarten Faziesräume (Fig. 9) versuchen wir eine übersichtliche Darstellung dieser Situation zu geben.

Platta-Decke, Roccabella-Serie s.l. (Carungas-Decke) und Err-Decke

Weitere Vergleiche lieferten Untersuchungen in den «Roccabella-Schieferserien», die wir im Anschluss an die Stratigraphie der Platta-Decke behandelten, obwohl sie aufgrund fehlender Ophiolithe auf den ersten Blick keine direkten Zusammenhänge zur Platta-Decke aufweisen. Sowohl die Roccabella-Schiefer I als auch die Roccabella-Schiefer II sind lithologisch den z.T. fossilbelegten kretazischen Sedimenten der Platta-Decke sehr ähnlich. Wesentlich erscheinen uns einige Kontakte, wo diese

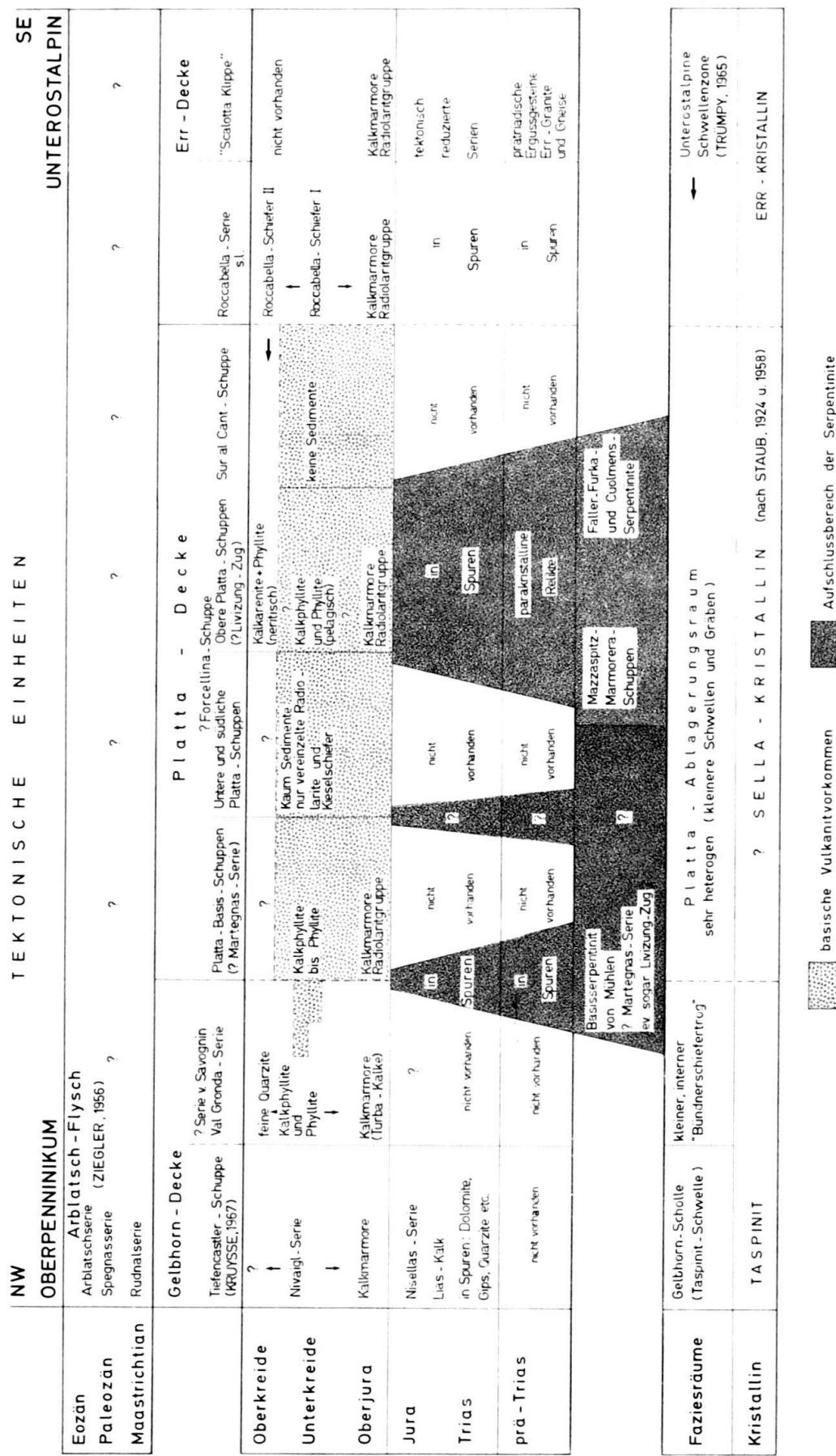


Fig. 9. Schematisierter Überblick einer Abwicklung der Faziesräume und der benachbarten Faziesräume.

Sedimente normal auf basischen Vulkaniten der obersten Platta-Schuppen lagern. Mit STAUB (1920) interpretieren wir diesen kretazischen Schieferkomplex als ein tektonisches Teilelement der Err-Decke. Der von CORNELIUS (1935) eingeführte Name Carungas-Decke ist eher auf die äquivalenten Serien im nordöstlichen Oberhalbstein anwendbar. Dort gehen nach STÖCKLIN (1949):

über der Radiolaritgruppe aus dem «dichten Ptychenkalk» allmählich «hellgraue Kalkschiefer» hervor, die von unten nach oben eine konstante Abnahme des Kalkgehaltes aufweisen. Diese ca. 20 m mächtige Serie lässt sich lithologisch gut mit unseren «Oberen, z. T. gebänderten bis grauen Kalkmarmoren» vergleichen. Darauf folgen ca. 20 m «harte, schmutziggrüne anwitternde Mergel» und weitere 20 m «schwarze Tonschiefer», in denen sich eine Kalksandsteinlage mit bestimmten Mikrofossilien fand.

Alle drei Serien bezeichnete STÖCKLIN vorsichtigerweise als Neokom. In den glaukonitischen Kalksandsteinen der höchsten Serie fand er neben kalkigen Komponenten mit *Calpionella alpina* LORENZ verschiedene benthonische Foraminiferenreste ohne Leitwert. Nach eigenen Begehungen und Schliffstudien glauben wir, diese Schichten mit den Kalkphylliten, Phylliten und Kalkareniten der Platta-Decke vergleichen zu können. Sowohl der lithologische Charakter als auch der fossile Inhalt ähneln unseren Vorkommen.

Zur Abgrenzung Oberpenninikum–Unterostalpin

Schon viele Autoren (STEINMANN, ZYNDL, CORNELIUS, STAUB, ARBENZ, CADISCH u. a.) betonten die fazielle Ähnlichkeit oberpenninischer und unterostalpiner Sedimente. Daraus ergab sich jedoch die Schwierigkeit einer tektonischen und paläogeographischen Abgrenzung dieser Einheiten.

In neuerer Zeit wird von R. TRÜMPY (1958 und 1960) sowie von einigen Westalpengeologen direkt über den obersten ophiolithführenden Zonen die Grenze Hochpenninikum–Unterostalpin gezogen. Neben faziellen Unterschieden der triadischen und unterjurassischen Sedimente scheint das Fehlen der Ophiolithe in den unterostalpinen (Err-Bernina-Decke) und oberostalpinen Decken ein wesentliches Merkmal darzustellen. Die wichtigste Voraussetzung, die eine derartige Abgrenzung rechtfertigt, ist die tektonische Gleichstellung «Aroser-Zone–Platta-Decke». Die bisherigen Untersuchungsergebnisse sprechen dafür. D. RICHTER (1956) erkannte sogar die weitere Verbindung der Aroser-Zone mit den ophiolithführenden Serien im Allgäu am Nordrand des Oberostalpins. Er führte für diese Zone die «Ophiolithe» als «tektonische Leitfossilien» an und betonte die nahe Verwandtschaft der zugehörigen Sedimente zu denen des Unterostalpins. Aufgrund tektonischer Überlegungen fasste D. RICHTER (1957) dann die gesamte Aroser-Zone «als Sedimenthaut der ostalpinen Geantiklinale» auf. So ergab sich für ihn die paläogeographische Abfolge (von N nach S): «Err-Bernina-Decke–Aroser-Zone–Oberostalpine Decken». Nach neueren Untersuchungen von JACOBSHAGEN und OTTE (1968) soll vor allem die Kreidefazies der Aroser-Zone im Allgäu derjenigen des Oberostalpins angepasst sein. Daraus interpretieren diese Autoren einen durchgehenden Ablagerungsraum zwischen Aroser-Zone und Oberostalpin. Aus faziellen Vergleichen, die sich nur auf eine schmale, kleine und stark tektonisierte Zone am Alpennordrande beschränken, sollten jedoch nicht so weitreichende tektonische Schlussfolgerungen gezogen werden.

Nach unseren bisherigen Untersuchungen glauben wir, die Roccabella-Schieferserie an der Basis des Err-Kristallins, analog dem «Neokom» STÖCKLIN's in der Carungas-Decke, als Kreideablagerungen deuten zu können. Dadurch ergibt sich ein fazieller Zusammenhang zu den kretazischen Sedimenten der tektonisch eindeutig tieferen Platta-Decke, was eine, wenn auch nicht scharfe Grenzziehung zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin rechtfertigen würde. Einen Zusammenhang zwischen Platta-Decke und Oberostalpin können wir im gesamten Oberhalbstein nicht erkennen.

Die tektonisch kritischen unterostalpinen Einheiten (Err-Julier- und Bernina-Decke) warten auf weitere stratigraphische Bearbeitung, was vor allem auch die Kreideablagerungen anbelangt. Das Fehlen dieser Einheiten im Bereich des Alpen-nordrandes bereitet dort tektonischen und paläogeographischen Deutungen grosse Schwierigkeiten. Daher kann die Abgrenzung und Gliederung Oberpenninikum-Unterostalpin nur im Süden erfolgen. Aufgrund unserer Untersuchungsergebnisse schliessen wir uns den Auffassungen TRÜMPY's (1958, 1960, 1965 und 1969) weitgehend an, die Grenze an der Basis der ophiolithfreien Err-Decke zu ziehen und paläogeographisch die Platta-Decke als südlichste Grenzzone des Oberpenninikums zu bezeichnen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARBENZ, P. (1922): *Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden*. Eclogae geol. Helv. 17/3, 310–315.
- BARTENSTEIN, H., BETTENSTAEDT, F., und BOLLI, H. M. (1966): *Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, W.I. Zweiter Teil: Maridale-Formation (Typlokalität)*. Eclogae geol. Helv. 59/1, 129–178.
- CADISCH, J. (1921): *Geologie der Weissfuhgruppe zwischen Klosters und Langwies*. Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F. 49, 91 S.
- (1923): *Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges*. Eclogae geol. Helv. 17/5, 493–501.
 - (1925): *Bau der Schweizeralpen*. Orell Füssli, Zürich.
 - (1929): *Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet*. Verh. Natf. Ges. Basel 40/1, 62–77.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W., BRAUCHLI, R., und EUGSTER, H. (1919): *Geologische Untersuchungen in Mittelbünden (Vorläufige Mitteilung)*. Vjschr. natf. Ges. Zürich 64/1–2, 359–417.
- CORNELIUS, H. P. (1912): *Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlichen benachbarten Gebieten*. Centralblatt Min. 20, 632–638.
- (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe, I. Teil, das Baumaterial*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 70, 321 S.
 - (1950): *Geologie der Err-Julier-Gruppe, II. Teil, der Gebirgsbau*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 70, 264 S.
 - (1951): *Geologie der Err-Julier-Gruppe, III. Teil, Quartär und Oberflächengestaltung*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 70, 75 S.
- DIETRICH, V. (1964): *Geologie der Scalotta-Klippe*. Diplomarbeit ETH Zürich, unveröffentlichtes Manuskript, Geologisches Inst. Zürich.
- (1967): *Geosynkinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz)*. Geol. Rundsch. 57, 246–264.
 - (1969): *Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasse, ein petrographischer Vergleich*. Europäische Hochschulschriften, Reihe 17, Erdwissenschaften 1, 180 S. Verlag Herbert Lang & Cie. AG, Bern.
- GEES, R. (1955): *Geologie von Klosters*. Diss. Univ. Bern (Manuskript).
- (1956): *Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 36/2, 454–488.
- GEIGER, TH. (1947): *Manganerze in den Radiolariten Graubündens*. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 27, 89 S.

- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden). Mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems.* Diss. Univ. Bern, 109 S.
- (1959): *Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentral-Alpen.* Intern. Sedimentary Petrogr. Series 4 (E. J. Brill, Leiden).
 - (1965): *Radiolarian Cherts and Associated Rocks in Space and Time.* Eclogae geol. Helv. 58/1, 157–208.
- HAUG, E. (1925): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales.* Bull. Soc. géol. France, 25/3, 97–244.
- JACOBSHAGEN, V., und OTTE, O. (1968): *Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen).* Geologica et Palaeontologica 2, 97–107.
- KRUYSE, H. A. C. (1967): *Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden).* Eclogae geol. Helv. 60, 157–235.
- KUBLER, B. (1967): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.* Colloque sur les Etages Tectoniques, Neuchâtel. Travaux de l'institut de géologie de Neuchâtel 27, 105–122.
- NIGGLI, E. (1956): *Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 36/2, 511–514.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., und WINTERHALTER, R. U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine.* Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 14, 390 S.
- RICHTER, D. (1956): *Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Grossen Walsertales (Vorarlberg).* Neues Jb. Geol. Paläontol., Abh. 103/3, 341–374.
- (1957): *Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu.* Neues Jb. Geol. Paläontol., Abh. 105/3, 285–372.
- ROESLI, F. (1944): *Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden.* Eclogae geol. Helv. 37/2, 355–383.
- SCHMID, F. (1965): *Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel (Kanton Graubünden).* Diss. Univ. Zürich, 119 S.
- STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge.* Vjschr. Natf. Ges. Zürich 60/1 und 2, 55–336.
- (1916): *Zur Tektonik der südlichen Schweizer Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 46, 41 S.
 - (1920): *Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein.* Eclogae geol. Helv. 25/4, 492–501.
 - (1920): *Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens.* Eclogae geol. Helv. 16, 1–26.
 - (1921): *Profile durch die westlichen Ostalpen.* In «Albert Heim: Geologie der Schweiz».
 - (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 52, 272 S.
 - (1928): *Die geologischen Verhältnisse eines Septimer-Tunnels.* Vjschr. Natf. Ges. Zürich 73/1, 161–194.
 - (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 103, 184 S.
- STEINMANN, G. (1895): *Geologische Beobachtungen in den Alpen (I). Das Alter der Bündner Schiefer.* Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 9/3, 1–19.
- (1897): *Geologische Beobachtungen in den Alpen (I). Das Alter der Bündner Schiefer (Fortsetzung und Schluss).* Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 10/2, 21–98.
- STÖCKLIN, J. (1949): *Zur Geologie der nördlichen Err-Gruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden).* Diss. Univ. Zürich, 105 S.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams.* Diss. Univ. Zürich, 235 S.
- (1962): *Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken.* Eclogae geol. Helv. 55/1, 77–134.
- TARNUZZER, CHR. (1896): *Neue Fundstellen von Manganerz.* Eclogae geol. Helv. 4, 414–416.
- THEOBALD, G. (1866): *Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin.* Beitr. geol. Karte Schweiz 3, 359 S.
- TRÖGER, W. E. (1967): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. Mit Beiträgen von Hans Ulrich Bambauer, Otto Braitsch, Franz Taborszky und Hans-Dieter Trochim.* E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 S.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 46, 2. Abt., 163 S.

- TRÜMPY, R. (1958): *Remarks on the Preorogenic History of the Alps*. Geologie en Mijnbouw, NS 20/10, 340–352.
- (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*. Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
 - (1965): *Zur geosynkinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen*. Umschau 18, 573–577.
- TRÜMPY, R., en collaboration avec DIETRICH, V., FUMASOLI, M., HÄNNY, R., KLEMENZ, W., NEHER, J., et STREIFF, V. (1969): *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France: Les Grisons, 14–21 sept. 1969. Compte rendu rédigé par RUDOLF TRÜMPY et DANIEL HACCARD, C. R. somm. séances, Soc. géol. France, 1969, fasc. 9, 329–396*.
- TWENHOFEL, W. H. (1937): *Terminology of the Fine-grained Mechanical Sediments*. Rept. Comm. Sed. 1936–1937, Nat. Res. Coun., 81–104.
- WINKLER, H. G. F. (1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. 2. Auflage, 237 S. (Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg und New York).
- ZIEGLER, W. H. (1952): *Geologische Aufnahme der Druckstollen Marmorera-Tinzen*. Diplomarbeit ETH Zürich, unveröffentlichtes Manuskript, Zürich.
- (1956): *Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 49/1, 1–78.

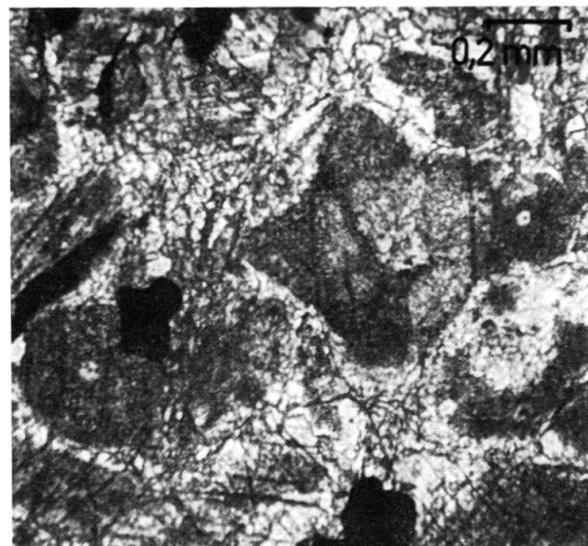
GEOLOGISCHE KARTEN

- CORNELIUS, H. P. (1932): *Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25000, West-Blatt*. Spezialkarte 115a, Schweiz. Geol. Komm.
- STAUB, R. (1926): *Geologische Karte des Avers, 1:50000*. Spezialkarte 97, Schweiz. Geol. Komm.
- (1946): *Geologische Karte der Bernina-Gruppe und Umgebung, 1:50000*. Spezialkarte 118, Schweiz. Geol. Komm.
- THEOBALD, G. (1853): *Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XV (Davos-Martinsbrück)*. Schweiz. Geol. Komm.
- (1865): *Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XX (Sondrio-Bormio)*. Schweiz. Geol. Komm.
- WILHELM, O. (1929): *Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50000*. Spezialkarte 114a, Schweiz. Geol. Komm.

Tafel I

Fossilien aus dolomitischen Breccien und Echinodermenbreccien sowie Radiolarite

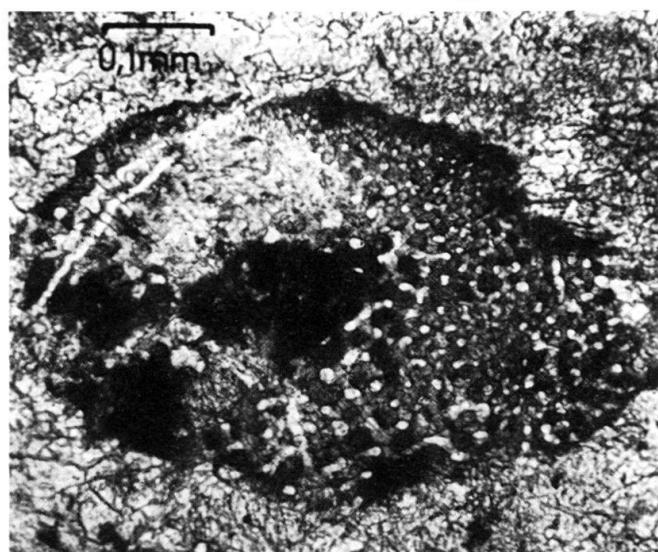
- Fig. 1 Echinodermenbreccie mit *Pentacrinus*. Vergrösserung 44×.
- Fig. 2 Echinodermenbruchstück (? Stielglied). Vergrösserung 125×.
- Fig. 3 Plattgedrückter Gastropode. Vergrösserung 4×.
- Fig. 4 Roter Radiolarit. Radiolarienquerschnitte (meist Spumellarien) in feinstkörniger quarzitischer Grundmasse. Vergrösserung 44×.
- Fig. 5 Grenze zwischen verschiefertem, rotem Radiolarit und hämatitischem Kieselschiefer. Vergrösserung 44×.



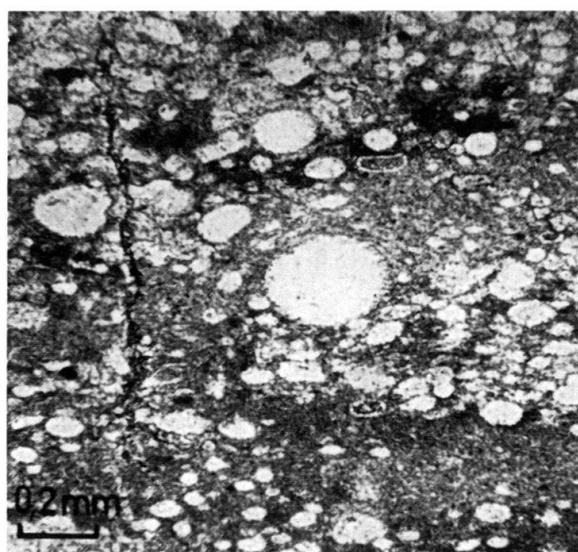
1



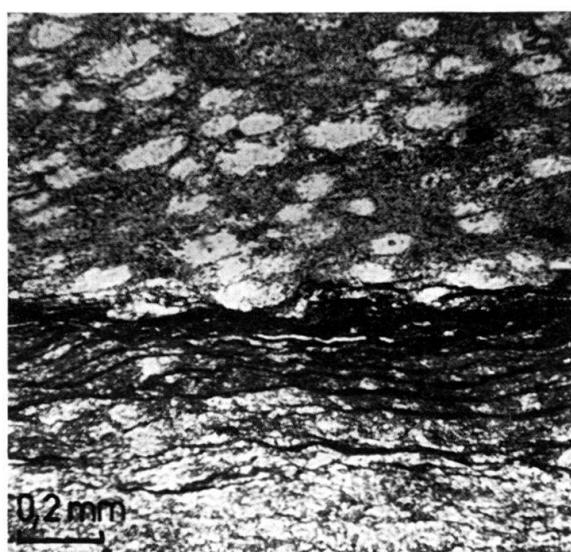
2



3



4

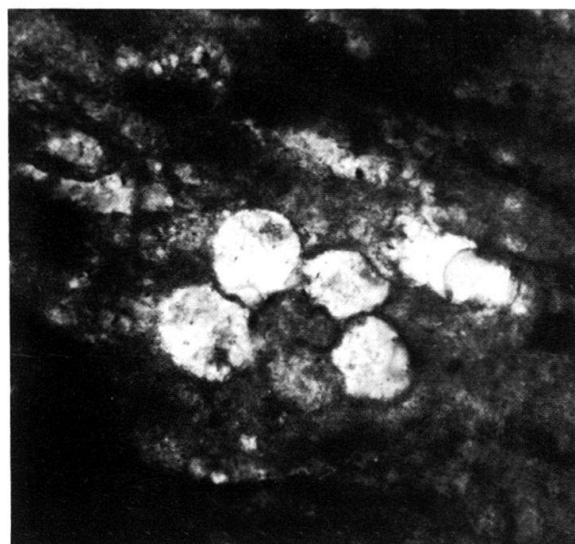


5

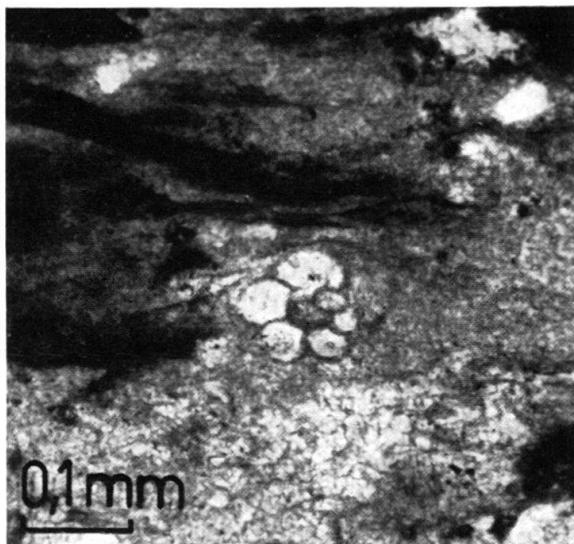
Tafel II

Aptian-Albian Faunen (siehe Profil D)

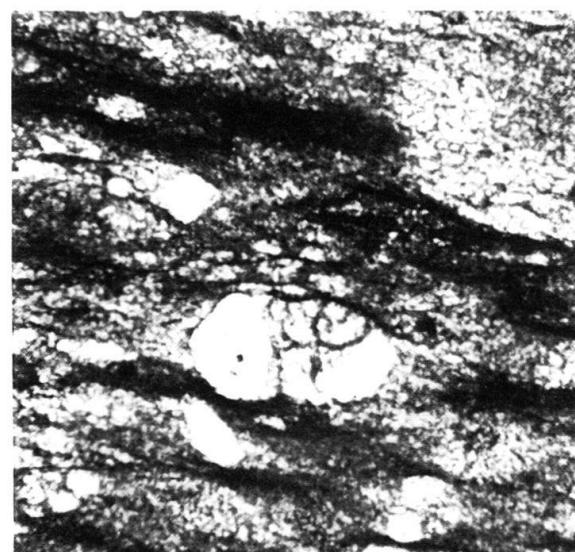
- Fig. 1 Leicht trochospirale, stark «lobulierte» *Hedbergella* sp., mit 5 Kammern im letzten Umgang. Grössere Form. Vergrösserung 125×.
- Fig. 2 Typische kleinere Form der *Hedbergella* sp. Vergrösserung 125×.
- Fig. 3 Axialschnitt durch *Hedbergella* sp. Grössere Form. Die grossen Kammern erscheinen im letzten Umgang in Schieferungsebene leicht deformiert, wodurch ein Kiel vorgetäuscht wird. Vergrösserung 125×.
- Fig. 4 Annähernder Axialschnitt von *Hedbergella* sp. Vergrösserung 125×.
- Fig. 5 Fragliche *Hedbergella* sp. Vergrösserung 125×.
- Fig. 6 Fragliche *Anomalina* sp. (benthonischer Kalkschaler). Vergrösserung 125×.



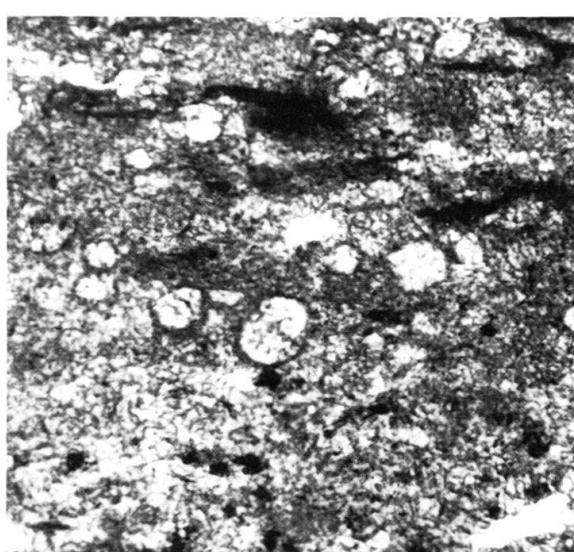
1



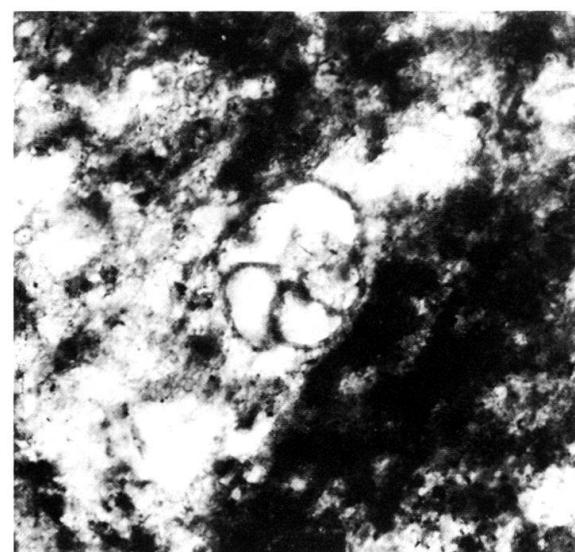
2



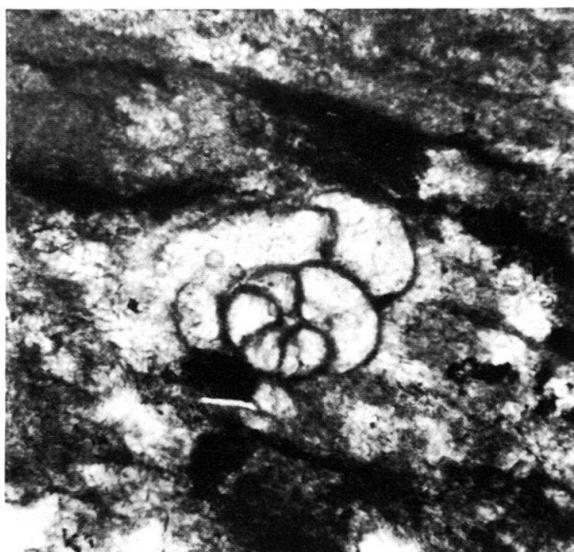
3



4



5

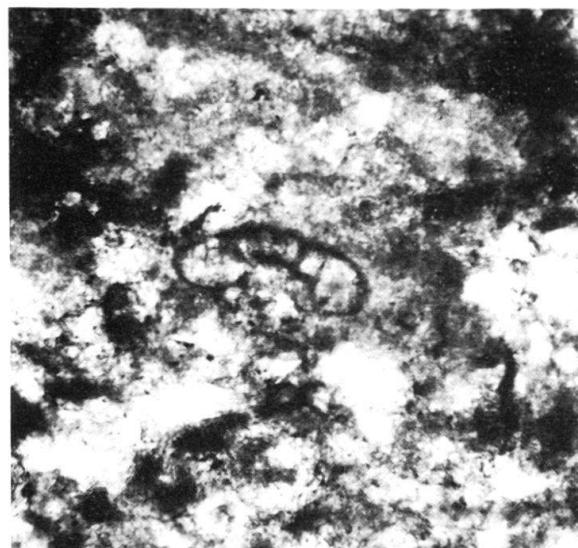


6

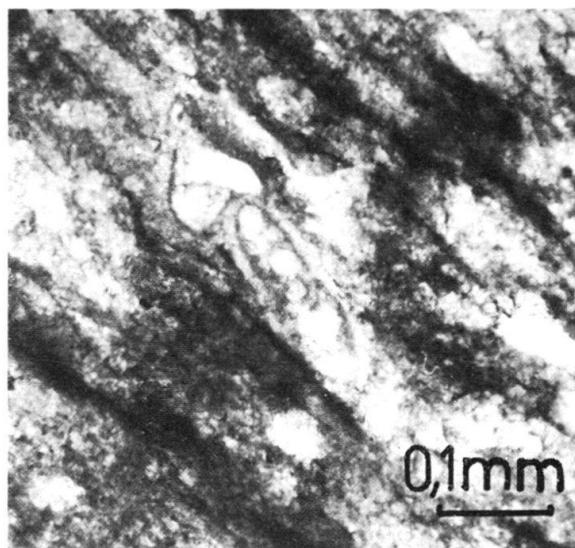
Tafel III

Aptian-Albian Faunen (siehe Profil D)

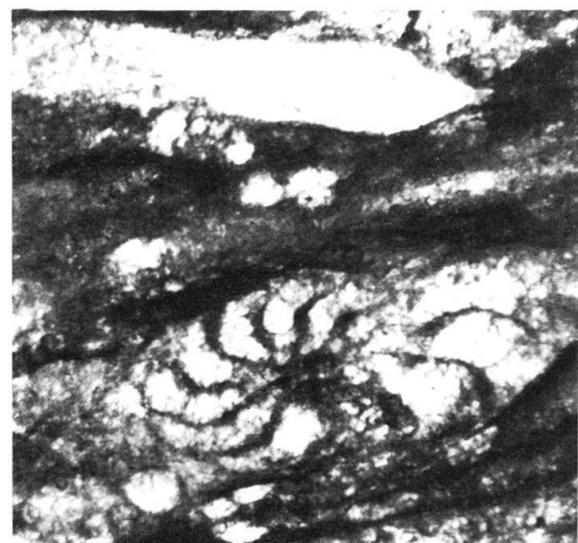
- Fig. 1 Axialschnitt durch eine fragliche *Anomalina* sp. Vergrösserung 125 ×.
- Fig. 2 In Schieferungsebene leicht deformierter Axialschnitt einer fraglichen *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI). Vergrösserung 125 ×.
- Fig. 3 und 4 Zwei schiefe Schnitte von fraglicher vielkammeriger *Planomalina* sp. Zum Teil leicht geschiefert und rekristallisiert. Vergrösserung 125 ×.
- Fig. 5 *Dentalina* sp. oder *Nodosaria* sp. Vergrösserung 125 ×.



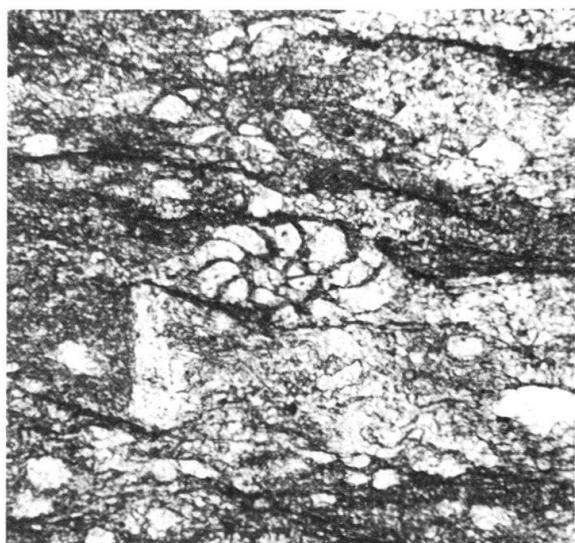
1



2



3



4



5

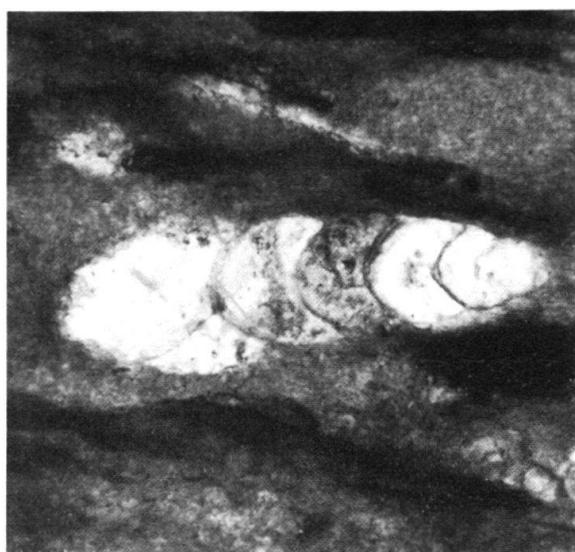
Tafel IV

Aptian-Albian Faunen (siehe Profil D)

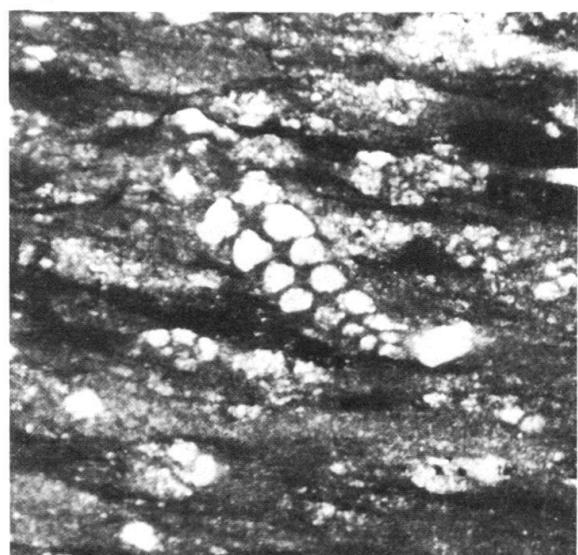
- Fig. 1 *Fronticularia* sp., z.T. rekristallisiert. Vergrösserung 125×.
- Fig. 2 Fragliche *Fronticularia* sp. Vergrösserung 125×.
- Fig. 3 und 4 Biseriale *Textularia* sp. oder *Gaudryna* sp. Vergrösserung 125×.
- Fig. 5 und 6 *Spirillina* sp. oder *Ammodiscus* sp. Zusammen mit kleineren *Hedbergellen* in Schieferungsebene deformiert und rekristallisiert, was in 6 durch die Calcitverzwilligung gut zum Ausdruck kommt (5 und 6 im selben Dünnschliff). Vergrösserung 125×.



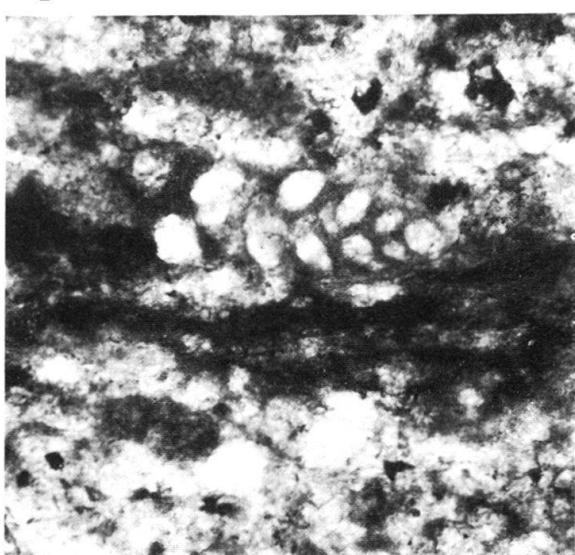
1



2



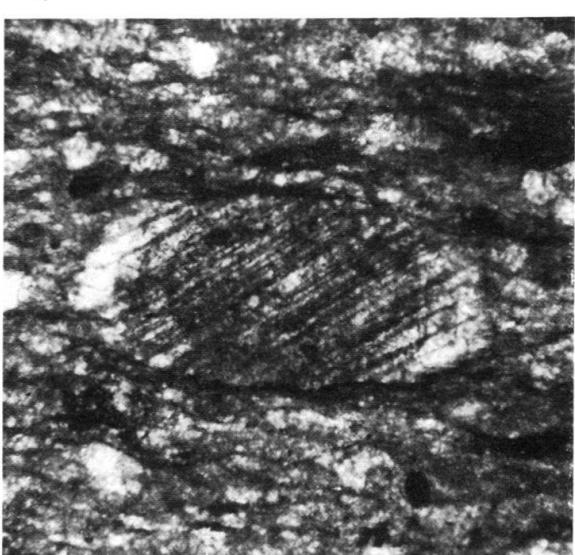
3



4



5

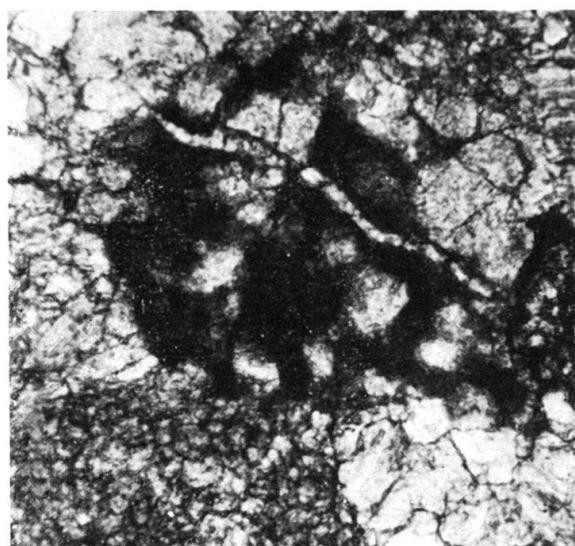


6

Tafel V

Fossilreste Ob. Albian ev. jünger (siehe Profil D, Nr. 3)

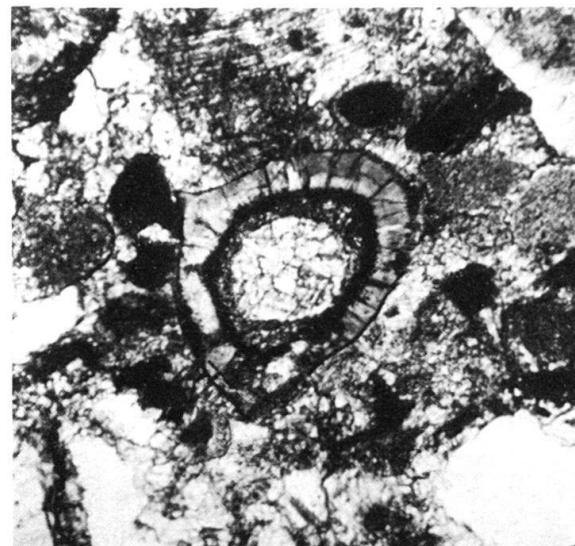
- Fig. 1–2 Teilweise rekristallisierte fragliche *Lenticulina* sp. Vergrösserung 125×.
- Fig. 3 Schnitt durch einen Fischzahn. Vergrösserung 125×.
- Fig. 4 *Textularia* sp. oder *Gaudryna* sp. Vergrösserung 125×.
- Fig. 5 und 6 *Calpionella alpina* LORENZ in feinen kalkigen Komponenten. Beginn einer schwachen Rekristallisierung. Vergrösserung 125×.



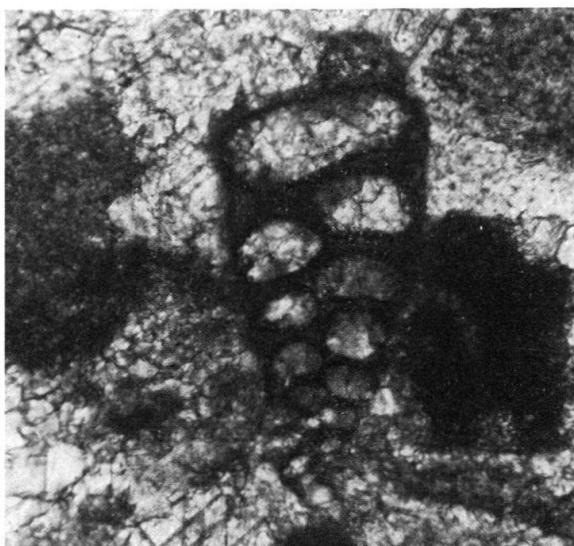
1



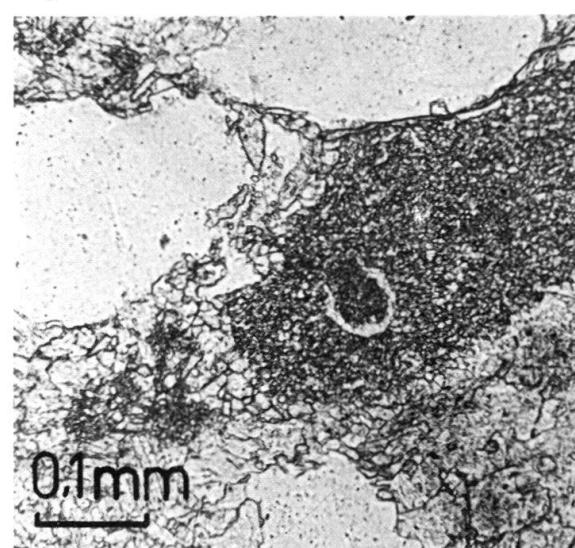
2



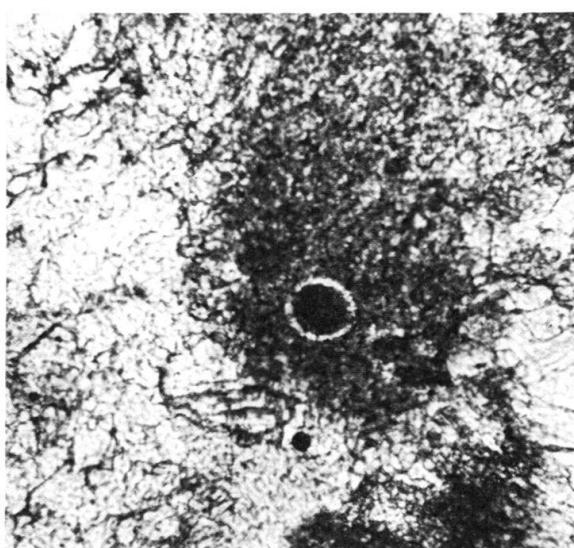
3



4



5

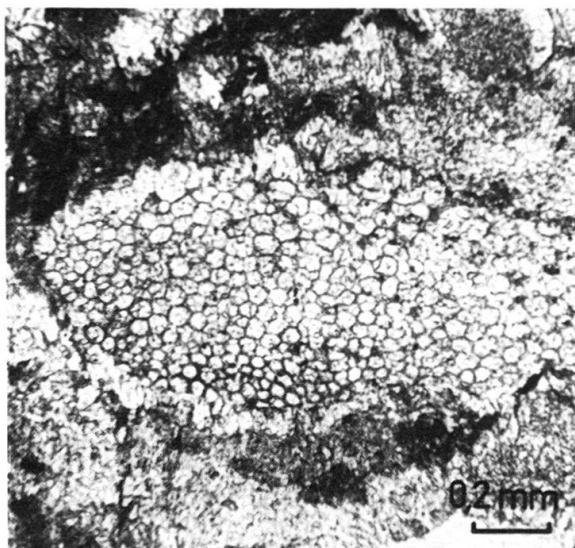


6

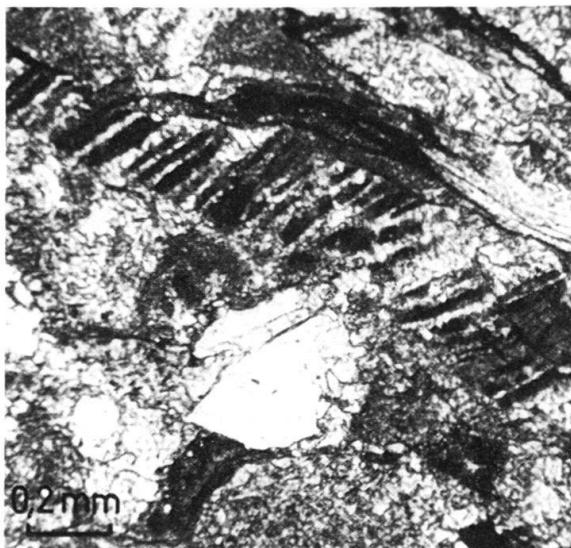
Tafel VI

Fossilreste Ob. Albian ev. jünger (siehe Profil D, Nr. 3)

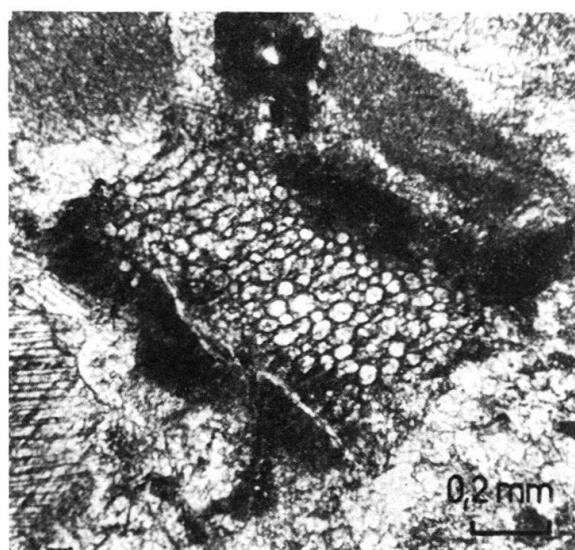
- Fig. 1 Fraglicher Bryozoenrest. Vergrösserung 44×.
- Fig. 2–3 Lamellibranchierbruchstücke. Vergrösserung 44×.
- Fig. 4 Fraglicher Lamellibranchierrest. Vergrösserung 125×.
- Fig. 5 Querschnitt durch einen Seeigelstachel. Vergrösserung 44×.
- Fig. 6 *Pentacrinus*. Vergrösserung 44×.



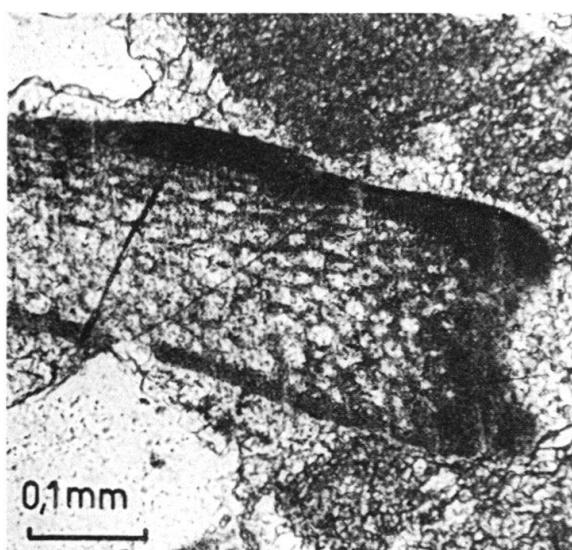
1



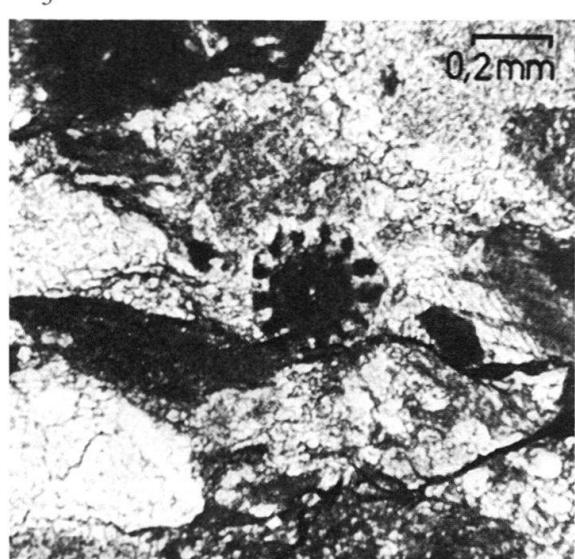
2



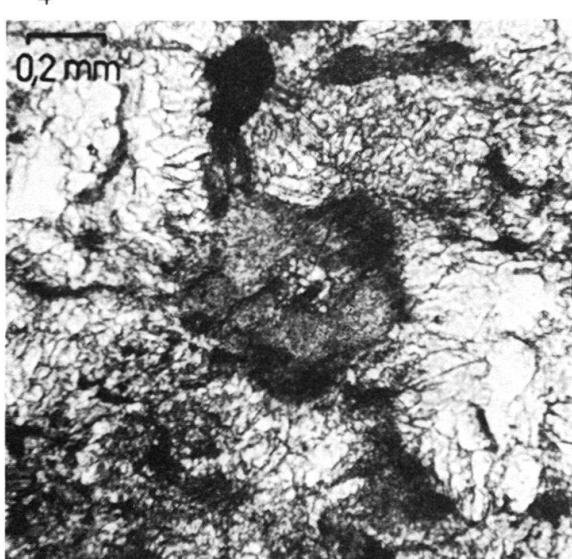
3



4



5

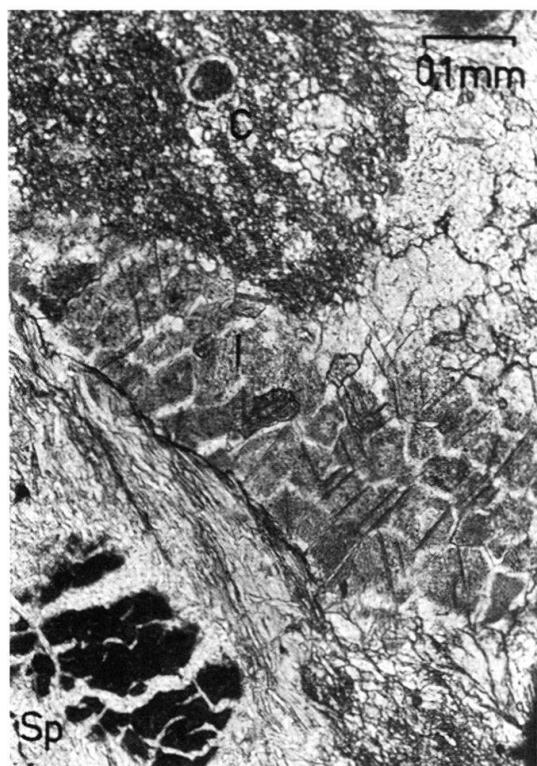


6

Tafel VII

Fossilreste Ob. Albian ev. jünger
(1 und 2 siehe Profil D, Nr. 3; 3 und 4 Roccabella-Schiefer II)

- Fig. 1 Kalkarenit mit Komponenten von Chromspinell (Sp), feinkörnigen Kalken mit *Calpionella alpina* LORENZ (C) und einem Inoceramenschalenbruchstück (I). Vergrösserung 125 ×.
- Fig. 2 Inoceramenschalenbruchstück. Vergrösserung 125 ×.
- Fig. 3 Rekristallisierte Feinbreccie bis Kalkarenit der Roccabella-Schiefer II, fragliches Foraminifer. Vergrösserung 125 ×.
- Fig. 4 Dünnschliff wie 3. Roccabella-Schiefer II, wahrscheinlich Inoceramenschalenbruchstück. Vergrösserung 125 ×.



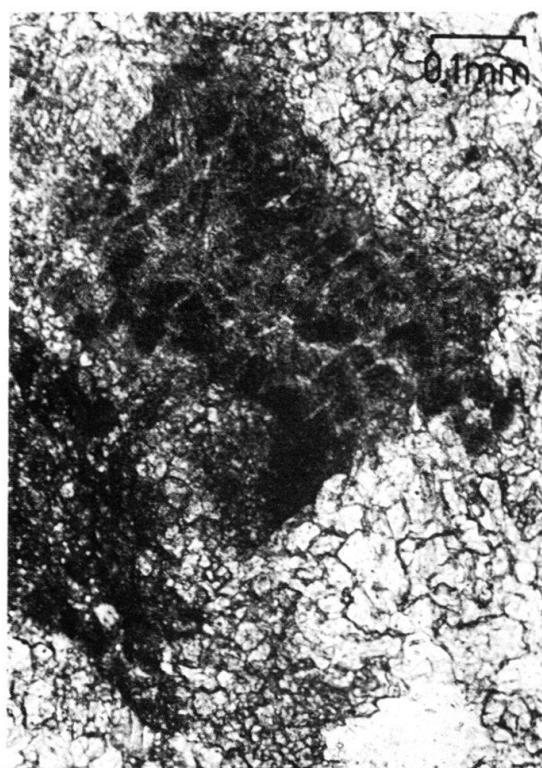
1



2



3



4

