

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Solothurn
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Solothurn
Band: 22 (1966)

Artikel: Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura
Autor: Thalmann, Hans Konrad
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-543273>

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: 11.01.2026

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

Zur Stratigraphie
des oberen Malm im südlichen Berner
und Solothurner Jura

Von
HANS KONRAD THALMANN

INHALTSVERZEICHNIS

Verzeichnis der Textfiguren	6
Vorwort	7

GEOLOGIE DER SÜDLICHEN JURAKETTEN ZWISCHEN BIEL UND GRENCHEN

1. Einleitung	9
1.1 Geographisch-topographische Übersicht	9
1.2 Methodisches	11
2. Bisherige Untersuchungen	18
3. Stratigraphie	23
3.1 Dogger	24
3.2 Malm	26
3.2.1 Oxfordien	26
3.2.2 Argovien	27
3.2.3 Sequanien	28
3.2.4 Kimmeridgien (Reuchenetteformation)	32
3.2.5 Portlandien (Twannbachformation)	48
3.3 Kreide	57
3.4 Tertiär	58
3.5 Quartär	67
4. Tektonik	71
5. Morphologie-Hydrologie	74

DER OBERE MALM IM GEBIET DER SOLOTHURNER STEINBRÜCHE

1. Einleitung	82
2. Bisherige Untersuchungen	82
3. Problemstellung	88
4. Tektonik	88
5. Stratigraphie	89
5.1 Lithostratigraphie	89
5.2 Die Begrenzung des Schichtkomplexes an der Typokalität	96
5.3 Resultate der sedimentpetrographischen Untersuchungen	100
5.4 Fossilinhalt	103
5.5 Chronostratigraphie	106
5.6 Sedimentationsbedingungen	106
6. Vergleich mit den benachbarten Gebieten	110
7. Zusammenfassung	113
Literaturverzeichnis	116
Curriculum vitae	126

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

Fig. 1	Lageskizze und tektonische Übersicht des Untersuchungsgebietes	10
Fig. 2	Klassifikation der Kalke nach R.L.FOLK (1959)	17
Fig. 3	Übersicht über die historische Entwicklung des Begriffes Kimmeridgien von J. THURMANN (1832) bis W. J. ARKELL (1956) . . .	36/37
Fig. 4	Legende und Zeichenerklärung zu den Profilen durch die Reuchenette- und Twannbachformation	38
Fig. 5	Typprofil durch die Reuchenetteformation in Reuchenette 585.840/226.240–585.730/226.470	39
Fig. 6	Profil durch die Basis der Twannbachformation in Reuchenette 585.730/226.470	49
Fig. 7	Profil durch die Basis der Twannbachformation am Grenchenberg 594.650/228.000	53
Fig. 8	Korngrößenverteilungskurven zweier Huppersande aus der Umgebung von Lengnau	64
Fig. 9	Profil einer Bohrung im Huppervorkommen bei Lengnau	65
Fig. 10	Geologische Karte des südlichen Berner Jura zwischen Biel und Grenchen	77/78
Fig. 11	Geologische Querprofile durch den südlichen Berner und Solothurner Jura zwischen Biel und Grenchen	79/80
Fig. 12	Geologische Kartenskizze des Steinbruchgebietes der Sankt-Verena-Antiklinale nördlich Solothurn	87
Fig. 13	Typprofil durch den Solothurner Schildkrötenkalk im Steinbruch Biberstein 607.865/230.115	97

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. F. RUTSCH in den Jahren 1958–1964 ausgeführt. Die Auswertung der Feldaufnahmen und des gesammelten Materials erfolgte im Geologischen Institut der Universität Bern, wo auch die Belegsammlung und die Dünnschliffe deponiert sind.

Die Ausführung der Arbeit erfolgte unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. F. RUTSCH. Für seine vielfältigen Anregungen und Ratschläge sowohl bei Feldbegehungen als auch im Institut bin ich ihm zu größtem Dank verpflichtet. Durch sein nie erlahmendes Interesse wurde die Arbeit stets tatkräftig gefördert.

Es ist mir weiterhin ein Bedürfnis, allen denjenigen zu danken, die zum Gelingen der vorliegenden Arbeit beigetragen haben.

Es sind dies die Herren Prof. Dr. J. CADISCH und Prof. Dr. W. K. NABHOLZ als Vorsteher des Geologischen Institutes. Auch sie waren stets gerne bereit, auftauchende Fragen mit mir zu besprechen.

Mein Dank gilt auch der Naturforschenden Gesellschaft Solothurn und insbesondere ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. E. STUBER, für die Aufnahme dieser Arbeit in ihre «Mitteilungen» und das großzügige Entgegenkommen in finanzieller Hinsicht bei der Drucklegung der vorliegenden Arbeit.

Ebenfalls großen Dank schulde ich Herrn Dr. H. LEDERMANN, Custos der geologischen Sammlung des Museums in Solothurn, der mir vor allem für die Bearbeitung der Solothurner Steinbrüche wertvolle Hinweise erteilen konnte. Zu weiterem Dank bin ich Herrn E. BIBERSTEIN, dem Besitzer des gleichnamigen Steinbruches in Solothurn, und seinem Vorarbeiter, Herrn SCHNELL, verpflichtet.

Die Bestimmung verschiedener Fossilien verdanke ich Herrn PD Dr. B. ZIEGLER, Zürich (Ammoniten), Dr. H. J. OERTLI, Pau (Ostrakoden), Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER, Lausanne (Hydrozoen); Herr Dr. L. R. COX, London, war so freundlich, die Nerineen und Exogyren während meines Besuches am British Museum, Dep. of natural History, durchzusehen. Herr Dr. F. ALLEMANN war so freundlich, mir einige Dünnschliffe aus den Solothurner Schildkrötenkalken durchzusehen, wofür ich ihm ebenfalls herzlich danken möchte. Weiterhin möchte ich Herrn Dr. R. C. WELLS von der Shell Oil Co., Den Haag, danken, der mir wertvolle Hinweise über die Herstellung von Peels vermittelte.

Herr Dr. A. SPICHER, Adjunkt der Geologischen Kommission, stellte mir die Originalkartierungen von A. VOGEL und P. STAHELIN zur Verfügung.

Mein Terrainnachbar Dr. CH. HAEFELI und meine Studienfreunde Dr. R. V. BLAU und cand. geol. G. DELLA VALLE waren stets gerne bereit, Fragen mit mir zu diskutieren oder während gemeinsamer Feldbegehungen mit Rat und Tat beizustehen. Viele Anregungen erhielt ich von cand. geol. M. ANTENEN. Für seine Hinweise sei ihm hier bestens gedankt.

Mein Dank gebührt auch Herrn A. SOMMER, Präparator am Geologischen Institut, für seine Ratschläge und tatkräftige Mithilfe bei der Ausführung photographischer Arbeiten, sowie Herrn E. LACK, der mir zahlreiche Dünn-schliffe herstellte.

Mein herzlichster Dank aber gilt meiner Mutter, die mir mein Studium und die Ausführung der vorliegenden Arbeit überhaupt ermöglichte, ihr möchte ich diese Arbeit widmen.

I. Geologie

der südlichen Juraketten zwischen Biel und Grenchen

1. EINLEITUNG

1.1 Geographisch-topographische Übersicht

Das im Maßstab 1:10000 kartierte Gebiet liegt im Bereich des Blattes 1126, Büren a. d. A., der Landeskarte der Schweiz und ist wie folgt begrenzt:

S: Straße Biel-Grenchen

W: Lauf der Schüss

N: Lauf des Terbez zwischen Péry und Unterem Bürenberg,
Koordinaten 594.000 und 230.000

E: Koordinate 596.000

Über die geographische Lage orientiert Fig. 1.

Die im Text verwendeten Ortsnamen und Koordinaten beziehen sich ausschließlich auf die neue Landeskarte 1:25000, Ausgabe 1954, mit Einzelnachträgen bis 1959.

Das Untersuchungsgebiet teilt sich topographisch auf in die beiden markanten Antikinalen des Bözingenberges im Süden und der Montagne de Romont im Norden, die dazwischen gelegene Synklinale von Vauffelin und die von Péry sanft nach Osten ansteigende Synklinale von Péry (vgl. Fig. 1). Die westliche Begrenzung ist durch die beiden tiefeingeschnittenen Schluchten der Schüss, die Klus von Rondchâtel und die Taubenlochschlucht zwischen Frinvillier und Bözingen gegeben. Im Osten bildet die Koordinate 596.000 die Grenze.

Die morphologischen Aspekte des Gebietes stimmen weitgehend mit der Tektonik überein. Die höchsten Punkte liegen auf den Antiklinalrücken, die Täler werden durch die beiden Synkinalen gebildet. Die Antiklinalschenkel weisen eine ziemlich dichte Bewaldung auf, die mehr oder weniger breiten Rücken des Bözingenberges und der Montagne de Romont bilden ausgedehnte Weidegebiete. Die Synklinaltäler sind oft über weite Strecken versumpft, was sich schon aus der Vegetation leicht erkennen lässt.

Die besten Aufschlüsse liegen naturgemäß im Gebiet der Schüss-Schluchten. Einen zusammenhängenden Einblick ermöglichen aber auch die vielen zum Teil neuen Waldwege, die einer intensiven Beforstung des Gebietes zu verdanken sind.

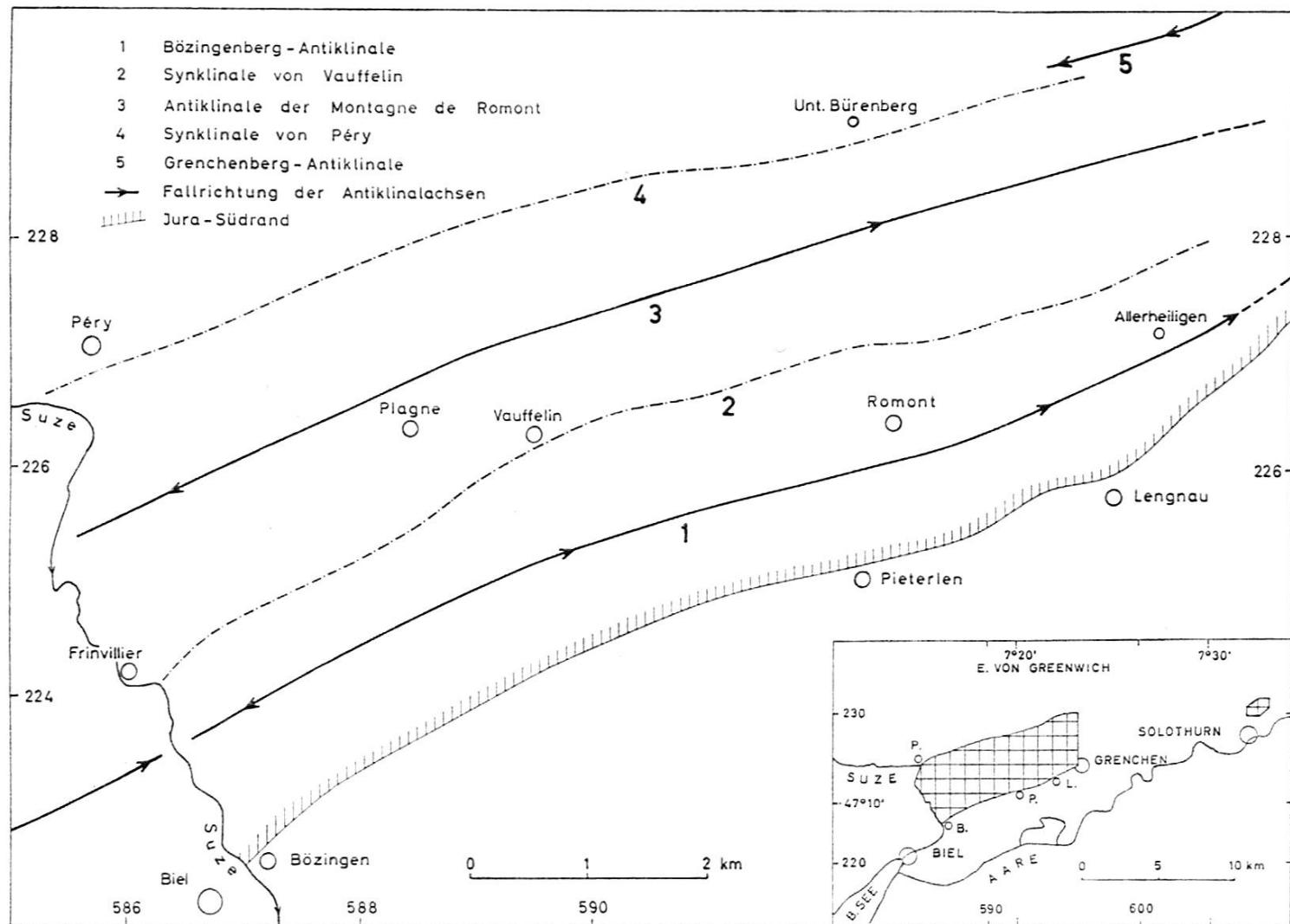


Fig. 1. Lageskizze und tektonische Übersicht des Untersuchungsgebietes

1.2 Methodisches

1.2.1 Sedimentpetrographische Untersuchungen

Bei den Feldaufnahmen wurde nach dem von TWENHOFEL und TYLER (1941) ausgearbeiteten Schema vorgegangen.

Schema für makroskopische Gesteinsbeschreibung

1. Gesteinsname (Feldbezeichnung)
2. Farbe (Da mit der rock colour chart der Geol. Soc. of America 1951 die oft nur ganz geringfügig variierenden Farbtönungen nicht erfasst werden konnten, wurde auf ihre Anwendung verzichtet.)
3. Bruch
4. Härte
5. Textur
6. Schichtung
7. Beschaffenheit der Schichtober- und -unterfläche
8. Beziehungen zum Hangenden und Liegenden
9. Schichtmächtigkeit
10. Zusammensetzung des Gesteins
 - a) anorganischer Inhalt
 - b) organischer Inhalt

Dünnschliffe

Die Dünnschliffe konnten dank der günstigen Gesteinsbeschaffenheit nach den konventionellen Methoden hergestellt werden. Die Schliffe wurden zunächst von orientiert geschlagenen Handstücken angefertigt, wobei sich jedoch bald zeigte, daß sie zu keinen weitern Resultaten führten, weshalb auf die Orientierung verzichtet wurde.

Peels

Da der naheliegende deutsche Name Lackfilm, als Übersetzung für Peel, bereits für ein völlig abweichendes Verfahren zur Profilaufnahme in Lockergesteinen angewendet wird, möchte ich den englischen Begriff beibehalten.

Die einschlägige Literatur zur Herstellung der Peels findet sich bei E. J. BÜHLER (1948) und F. W. BEALES (1960) und sei hier nur kurz zusammengefaßt.

Das zu untersuchende Gesteinsstück wird gesägt und angeschliffen. Ein Polieren auf Hochglanz erübrigt sich, doch muß darauf geachtet werden, daß die Oberfläche des Anschliffes frei von jeglichen Schliffkratzern ist. Die präparierte Oberfläche wird angeätzt, bis sich ein Relief von 0,2 bis max. 0,5 mm darauf erkennen läßt. Die Ätzung kann mittels verschiedener Säuren ausgeführt werden. Im Gegensatz zu BEALES, der eine Salzsäure von 5% vorschlägt, habe ich die besten Erfahrungen gemacht mit Monochloreessigsäure (CH_2ClCOOH) von 20%, der auf 2000 cm³ 1 cm³ HCl conc. beigefügt wurde. Die Ätzdauer ist je nach Gesteinsart verschieden

lang und beträgt im Durchschnitt 2 bis 3 min. Kalkarenite mit wenig Bindemittel z.B. benötigen eine etwas kürzere; dichte, kryptokristalline Kalke eine etwas längere Einwirkungszeit.

Nach gründlichem Abspülen und anschließendem Trocknen des Gesteinsstückes feuchtet man mit Alkohol an (wenn möglich mit 2% Aceton vermischt), um Blasenbildung zu vermeiden, und überdeckt es mit einer hochmolekularen Flüssigkeit folgender Zusammensetzung:

Parlodion ¹	28 g
Butylacetat	250 cm ³
Amylalkohol	10 cm ³
Rhincinusöl	3 cm ³
Äther	3 cm ³

Sobald die Flüssigkeit eingetrocknet ist, was nach 12 bis 24 Stunden der Fall sein sollte, kann das Peel in der Regel mühelos von der Gesteinsfläche abgezogen werden, wenn der Rand mit einem Messer gelöst wurde. Sollten einzelne Körner, was bei Kalkareniten mit einem lockeren Gesteinsverband öfters vorkommen kann, am Peel haften bleiben, kann dieses ohne weiteres mit 10%iger HCl von den störenden Partikeln befreit werden. Das Peel ist ziemlich reiß- und kratzfest, sollte aber bei längerer Lagerung am besten zwischen zwei Glasplättchen – wie ein Diapositiv – eingespannt werden.

Zur weiteren Auswertung des Peels hat sich das rein photographische Verfahren am besten bewährt. Vom Peel wird im Vergrößerungsapparat ein Negativ beliebiger Vergrößerung hergestellt, welches seinerseits wiederum vergrößert oder aber auch direkt kopiert werden kann. Die direkte Verwendung des Peels als Negativ für die Kopie oder Vergrößerung ist insofern ungünstig und nicht zu empfehlen, als ein schwarz-weiß verkehrtes Bild daraus resultiert, was zu Fehlschlüssen in der Interpretation führen kann (Dolomit – Kalzit!).

Die Gesteinsuntersuchung mittels Peels weist gegenüber der Dünnenschliffuntersuchung bei Karbonatgesteinen wesentliche Vorteile auf. Vor allem wird mit demselben Arbeitsaufwand, wie er zur Herstellung eines Dünnschliffes benötigt wird, eine viel größere Gesteinspartie erfaßt. Sedimentogene Strukturen, wie z.B. graded bedding oder Feinlamellierungen, welche im Dünnschliff oft nicht oder nur sehr schwierig zu erkennen sind, treten beim Peel meist klar in Erscheinung. Dolomitische Partien in Bändern, Nestern oder Einzelkristallen, welche beim Schliff ohne vorgängige Färbung nicht erkannt werden können, lassen sich dank den differenzierten Ätzwirkungen ausgezeichnet nachweisen.

¹ Parlodion, ein Produkt der «Allied Chemicals, New York», konnte in der Schweiz nicht aufgetrieben werden. Als gleichwertig erwies sich Celloidin, das im Handel ohne weiteres erhältlich ist.

Diese positiven Resultate der Gesteinsuntersuchungen mittels Peels sind natürlich vorwiegend bei hochgradig karbonatisierten Gesteinen, bis 80 % und mehr Ca- oder Mg-Karbonat, am eindeutigsten vorhanden.

Die Nachteile der Untersuchungsmethode liegen darin, daß Mineralien wie Quarz, Feldspäte oder andere am Gesteinsaufbau beteiligte nichtkarbonatische Komponenten nicht oder nur in den seltensten Fällen erkannt werden können. Bei den in der vorliegenden Arbeit zur Untersuchung gelangten Gesteinen stellte sich dieses Problem jedoch nicht.

Karbonatbestimmungen

Die Bestimmung der Anteile Ca-Karbonat und Mg-Karbonat ist in den untersuchten Kalkserien mit zwei verschiedenen Methoden durchgeführt worden. Rund 100 Proben, vorwiegend aus den Solothurner Steinbrüchen stammend, wurden mittels einer einfachen CO_2 -Bestimmungsapparatur nach PASSON untersucht. Dabei wurde das Gesteinspulver (Korndurchmesser kleiner als 0,1 mm) mit 1:1 verdünnter Salzsäure in Reaktion gebracht. Die Daten betreffend den Gehalt an Dolomit (MgCO_3) und Kalk (CaCO_3) wurden dabei anhand der Reaktionsverzögerung des dolomischen gegenüber dem kalzitischen Anteil ermittelt.

Die mit dem Passonapparat erhaltenen Resultate wurden durch Stichproben überprüft, die nach dem titrationskomplexometrischen Verfahren nach G. MÜLLER (1956) untersucht wurden.² Dabei zeigte es sich, daß die etwas veraltete Methode nach PASSON sowohl bei der Bestimmung des Ca/Mg-Verhältnisses als auch des Gesamtkarbonatgehaltes durchaus brauchbare Werte lieferte, die in keinem Falle Fehler von mehr als 5 % erreichten. Dabei ist nicht außer acht zu lassen, daß es sich bei allen analysierten Proben stets um hochprozentige Karbonate handelte, deren Dolomitgehalt zwischen 0,5 % und 5 % schwankte, und, wie sich nachträglich herausstellte, die Versuche offenbar bei einem konstant gleichbleibenden Barometerstand durchgeführt worden waren.

Schwermineralanalysen

Mittels der Schwermineralanalysen wurde versucht, innerhalb bestimmter Horizonte das eventuelle Vorhandensein eines Festlandkörpers im Einzugsgebiet des Sedimentationsbeckens nachzuweisen. Zu diesem Zwecke wurden aus je 5 g der pulverisierten Probe die Schwerminerale durch Bromoform abgetrennt. Da sich in jedem Präparat außer Pyrit nur ganz vereinzelte andere Schwermineralindividuen nachweisen ließen, wurde auf weitere Untersuchungen und eine statistische Auswertung der Resultate verzichtet.

² Ausführliche Angaben über das Verfahren der Karbonatbestimmung mittels Titrationskomplexometrie finden sich bei G. MÜLLER (1956) und A. MATTER (1965), welcher mich zusammen mit Prof. NABHOLZ in diese Arbeitsmethoden einführte.

Spezifisches Gewicht und Porosität

Spezifisches Gewicht und absolutes Porenvolumen verschiedener Gesteinsproben wurden mittels einfachster Versuchsanordnungen bestimmt.

Das spezifische Gewicht s wurde errechnet nach der Formel:

$$s = \frac{\text{Gewicht}}{\text{Volumen}} = \frac{G_t}{G_w + G_t + G_p} \text{ wobei}$$

G_t = Gewicht der getrockneten und pulverisierten Probe

G_w = Gewicht des mit Aqua dest. gefüllten Pyknometers

G_p = Gewicht des mit der Probe und Aqua dest. angefüllten Pyknometers.

Das Porenvolumen n wurde nach der Formel errechnet

$$n = 100 - \frac{G_t \cdot 100}{V \cdot s} \text{ wobei}$$

G_t = Gewicht der getrockneten Probe

V = Volumen der Probe

s = spezifisches Gewicht der Probe

Das Volumen V wurde durch Eintauchen der mit Paraffin abgedichteten Probe in ein Überlaufgefäß und anschließende Bestimmung der verdrängten Wassermenge ermittelt.

1.2.2 Zur Nomenklatur der Gesteine

Die Klassifikation und Namengebung der im Untersuchungsgebiet auftretenden Kalktypen erfolgt nach rein chemischen Kriterien einerseits, anderseits nach texturellen Merkmalen.

Chemismus

Unter den verschiedenen in letzter Zeit erschienenen Klassifikationsvorschlägen (FUECHTBAUER 1959, KRYNINE 1948, NIGGLI 1952, SHROCK 1948 sowie die Autoren des AAPG Mém. 1) erwies sich derjenige von PETTIJOHN (1949) als der brauchbarste für unsere Zwecke.

bis 5% Dolomit = Kalk

5 bis 10% Dolomit = magnesiumhaltiger Kalk

10 bis 50% Dolomit = dolomitischer Kalk

50 bis 90% Dolomit = kalkhaltiger Dolomit

über 90% Dolomit = Dolomit

Da sich in keinem Falle größere Gehalte an Quarz einstellten, mußte auf eine Berücksichtigung der Einteilung nach dem Ton-Sand-Karbonat-Dreieck, wie sie FUECHTBAUER (1959) vorschlägt, verzichtet werden. Die Klassifikation erfolgt hier deshalb nach PETTIJOHN (1949) auf Grund der Ton-Karbonat-Gehalte.

- 100 bis 95 % Karbonat = Kalk
- 95 bis 85 % Karbonat = mergeliger Kalk
- 85 bis 75 % Karbonat = Mergelkalk
- 75 bis 65 % Karbonat = kalkiger Mergel
- 65 bis 35 % Karbonat = Mergel
- 35 bis 25 % Karbonat = toniger Mergel
- 25 bis 15 % Karbonat = Mergelton
- 15 bis 5 % Karbonat = mergeliger Ton
- 5 bis 0 % Karbonat = Ton

Texturelle Kriterien

Obschon in jüngster Zeit die Klassifikation der Karbonatgesteine immer wieder zur Diskussion gestellt wurde (M. W. LEIGHTON und C. PENDEXTTER 1962, R. J. DUNHAM 1962), wurde in der vorliegenden Arbeit für die Namengebung der untersuchten Gesteinsserien die Klassifikation von R. L. FOLK (1959) zugrunde gelegt (vgl. Fig. 2).

Allochemische Gesteine

Die allochemischen Kalke weisen stets Komponenten auf, welche einen größeren oder kleineren Transportweg zurückgelegt haben. Sie lassen sich nach der Beschaffenheit der Grundmasse (Matrix, Bindemittel, Zement) in zwei Gruppen unterteilen:

Sparite: Grobkörnige oder spätere, kalzitische Grundmasse. Die einzelnen Kalzitkristalle sind im Mikroskop deutlich als solche erkennbar. Sind Druckzwillinge unter den Einzelkristallen vorhanden, muß mit Rekristallisationserscheinungen gerechnet werden (Typen I).

Mikrite: Die Grundmasse ist mikro- oder kryptokristallin, d.h. die einzelnen Kalzitkristalle sind unter dem Mikroskop nicht mehr als solche erkennbar, das makroskopische Aussehen ist dicht (Typen II).

Das weitere Unterscheidungsmerkmal bilden die Komponenten; Anorganischer Detritus (Intraclasts i):

Diese Komponenten sind aus kryptokristallinem, kalzitischem Material aufgebaut. Je nach Korndurchmesser der Komponenten kann (nach PETTIGRUEZ, 1949) unterschieden werden zwischen:

Kalzirudit: $\varnothing = (256 \text{ mm})$ bis 2,0 mm

Kalkarenit: $\varnothing = 2 \text{ mm}$ bis $1/_{16} \text{ mm}$

Kalzilutit: $\varnothing = 1/_{16} \text{ mm}$ bis $1/_{256} \text{ mm}$

Die Grundmasse kann vom Typ I oder Typ II sein. Die Kalke erhalten also das Kennzeichen II oder III.

Ooide: (Oolites o): Die Ooide, welche zur Hauptsache das Gestein aufbauen, sind charakterisiert durch die konzentrischen Anlagerungen kalzitischen Materials um einen Kern irgendwelchen Ursprungs. Sind die Ooide größer als 2 mm im Durchmesser, wird das Gestein Pisolith genannt (PETTIGRUEZ). Je nach Matrix Typ Io oder IIo.

Zoogener Detritus (Fossils):

Die Komponenten setzen sich aus ganzen Fossilien oder aus Fossiltrümmern zusammen. Rundung, Größe und Sortierung der Komponenten spielen für die Namengebung keine Rolle. Der Index b ergibt sich aus dem englischen Namen Biosparite oder Biomicrite. Je nach Matrix Typ Ib oder IIb.

Pillen: (pellets, fecal pellets) Die Pellets zeigen stets eine ausgezeichnete Rundung und Sortierung, einen Durchmesser zwischen 0,03 und 0,15 mm und unterscheiden sich von den Komponenten eines Kalkarenites durch den völligen Mangel an innerer Struktur. Es wird vermutet, daß es sich bei diesen Komponenten fast immer um die Fäkalien von Invertebraten handelt (fecal pellets). Je nach Matrix Typ Ip oder IIp.

Zwischen den einzelnen Typen, welche sich nur nach den verschiedenen Komponenten unterscheiden, sind Übergänge und Kombinationen häufig zu beobachten; so vor allem zwischen i und b, i und p, b und p. Seltener sind Kombinationen mit dem Typ Io oder IIo. Ein Übergang zwischen b und o kann meist ohne weiteres zur Klasse b gerechnet werden, vor allem wenn die Ummantelung des zoogenen Detritus mit kalzitischem Material nur ange deutet ist.

Übergänge zwischen den Klassen nach Matrix I und II sind ebenfalls relativ häufig. Bei mehr oder minder fortgeschritten Rekristallisation einer dichten bis mikritischen Grundmasse müssen oft im selben Gestein größere Partien der Matrix mit I bezeichnet werden.

Orthochemische Gesteine

Kalke mit mikrokristalliner Grundmasse, die zu 100 % am Aufbau des Gesteins beteiligt ist oder höchstens ganz vereinzelte Einsprenglinge aus grobkörnigem Kalzit aufweist, werden als orthochemische Gesteine bezeichnet. Das Material hat keinen Transport durchgemacht (Typ III_m und III_{mX}).

Diese Typen sind in den untersuchten Serien eher selten. Es fragt sich, ob Typ III_{mX} nicht durch Rekristallisation der Komponenten aus dem Typ IIb hergeleitet werden muß, da die Umwandlung von Molluskenfragmenten in grobkörnigen Kalzit recht oft beobachtet werden konnte.

1.2.3 Stratigraphische Terminologie

Im folgenden wird in Anlehnung an die Vorschläge der INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1960) zwischen litho-, bio- und chronostratigraphischen Begriffen sowie zwischen formalen und informalen Termini unterschieden. Die formalen Termini werden im Sinne des Art. 13 des «Code of Stratigraphic Nomenclature» der AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961) aufgestellt und definiert. Die deutschen Namen wurden dem Bericht der INTERNATIONAL SUBCOMMISSION entnommen.

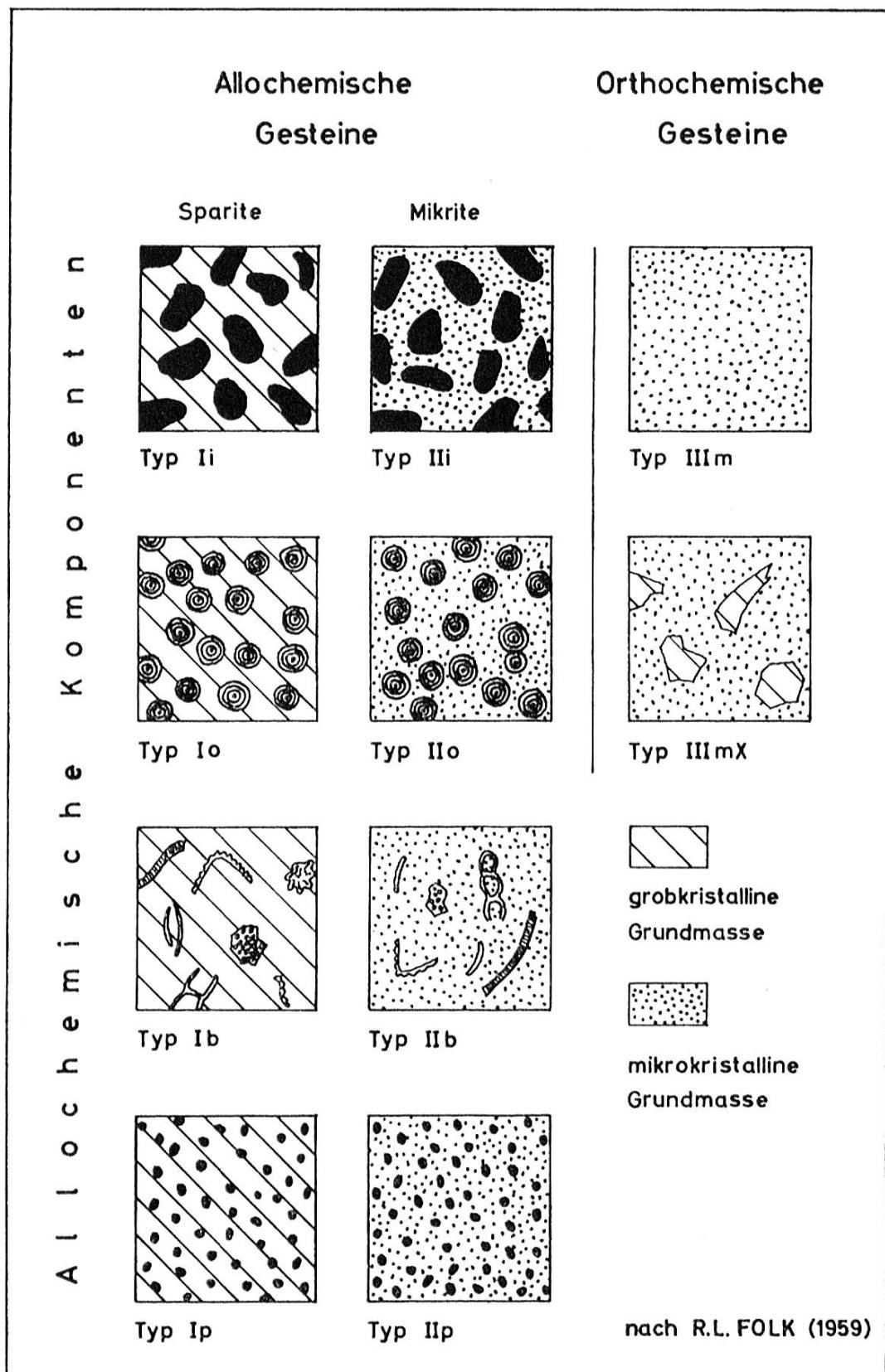


Fig. 2. Klassifikation der Kalke nach R. L. FOLK (1959)

Die lithostratigraphischen Begriffe «Formation», «Schichtkomplex» (anstelle der vorgeschlagenen Übersetzungen Glied, Schichtglied oder Schichtpaket für „member“) und «Bank» sind durchwegs in formalem Sinne gebraucht. Der Begriff «Zone» ohne Zusatz hat ausschließlich informale Bedeutung, während die Bezeichnung «Schicht» von Fall zu Fall als formaler oder informaler Terminus verwendet wird.

2. BISHERIGE UNTERSUCHUNGEN

Eine erste geologische Notiz über unser Untersuchungsgebiet findet sich bei J. J. SCHEUCHZER (1746), wonach bei Lengnau Eisenerz gegraben wurde, welches man im benachbarten Dorf Grenchen schmelzen ließ. SCHEUCHZER verwendet bereits den Namen «Bon-Ertz» und erwähnt, daß es «in einem gelben Lett» eingebettet sein kann. Aus der Umgebung von Bözingen war ihm der Abbau von Bolustonen bekannt, den die Hafner verwerteten. Aus dem Gebiet von Lengnau wird auf das Vorkommen von Huppererde hingewiesen.

Auf diesen Beobachtungen von SCHEUCHZER dürften die Angaben von H. J. LEU (1750–1760) beruhen, der von einem Eisenbergwerk in Lengnau berichtet. Beide Autoren geben keine näheren Lokalitätsangaben.

Vorkommen von «feuerfestem Ton» (? Bolus oder ? Hupper) und von «Sumpf- oder Moderertz» in Lengnau zitieren auch TH. GRUNER (1767) und G. S. GRUNER (1773). G. S. GRUNER weist überdies auf ein Vorkommen von Bolus in einem «Walde von Bötzingen bey Biel» hin.

Weitere Angaben über die Geologie des untersuchten Gebietes finden sich erst wieder bei J. THURMANN (1832). Er unterteilt die tektonischen Erscheinungen des Jura in vier Ordnungen und führt den «Mont de Vauffelin» (? Montagne de Romont oder ? Bözingenberg) als Beispiel eines «soulèvemens du premier ordre, soulèvemens, qui nont point fait affleurer de groupe inférieur au corallien» an. Die Klus von Reuchenette bezeichnet er als «cluse régulière». In seinen kolorierten Skizzen werden die Gesteinsserien des «Mont de Vauffelin» dem «Corallien» zugeordnet («Argovien» bis «Sequanien» bis ? «Portlandien»).

L. R. von FELLENBERG (1839) gibt eine kurze chemische Analyse einer Huppererde, die er in einer Tasche in der Umgebung von Péry fand. Eine Fundortangabe fehlt.

Zusammen mit den Esquisses orographiques veröffentlicht J. THURMANN (1852a) eine geologische Karte des Jura zwischen Neuenburg und Kaiserstuhl im Maßstab 1:200000. Danach erscheinen im ganzen Untersuchungsgebiet keine älteren Schichten als diejenigen des Corallien, außer

in der Klus von Reuchenette, die anhand einer Detailskizze erläutert wird. Hier erscheint das «terrain oxfordien» als älteste aufgeschlossene Einheit.

F. LANG (1862) beschreibt einen Zufallsfund von Kreidefossilien aus einer «couche silicieuse, très bouleversée», welche in Lengnau dem Jura aufliegt. DESOR, dem die Fossilien, welche aus der Lengnauer Huppergrube stammen dürften, gezeigt wurden, bestimmte sie als *Echinobrissus subquadratus* und *Pygurus montmollini* und ordnete sie dem «néocomien moyen ou vrai néocomien» zu. Auf Grund dieser Fossilfunde glaubte LANG annehmen zu dürfen, daß Kreideschichten auch in der Gegend von Lengnau zur Ablagerung gelangt sind.

Auch J. B. GREPPIN (1870) nimmt an, daß die «calcaires et sables siliceux» in Lengnau und Grenchen auf Grund der gefundenen Fossilien der Kreide zugeordnet werden müssen, schließt aber die Möglichkeit einer sekundären Ablagerung nicht aus. Im Gegensatz zu dieser Auffassung steht die Aussage von GREPPIN, daß die östlichsten Kreidevorkommen in der Nähe von Frinvillier, am Westende des Tales von Vauffelin, vorhanden seien. In der ersten Auflage der Karte 1:100 000 (Blatt VII der geologischen Karte der Schweiz 1870), welche nach den Aufnahmen von GREPPIN erstellt wurde, ist das erste und einzige Mal östlich von Frinvillier ein Kreidevorkommen eingetragen. Eine genaue Lokalitätsbeschreibung wurde aber nie gegeben.

L. ROLLIER (1888a) publiziert ein vollständiges Profil durch den Malm im Bereich der Klus von Rondchâtel. Beginnend in Reuchenette stellte er folgende hier gekürzt wiedergegebene Schichtfolge fest:

Portlandien:	46 m beginnend mit den Mergeln mit <i>Exogyra virgula</i> .
Kimmeridgien:	87 m, im Liegenden der Mergel mit <i>Exogyra virgula</i> , folgen 6 m weisse Kalke mit Nerineen.
Sequanien:	137 m, nach dem Kimmeridgien mit dem 6 m mächtigen Oolite blanche abgeschlossen.
Argovien:	137 m Mergel, Mergelkalke und Kalke, zum Teil in Wechselseitigkeit.
Oxfordien:	0,5 m schwärzliche Mergel, 0,2 m rötlich-graue, mergelige Kalke mit Eisenooiden, Ammoniten und Belemniten.

Dieses Vorkommen von Oxfordien wird von ROLLIER (1888b) noch einmal erwähnt. Er ordnet die schwarzen Mergel dem Oxfordien zu, da sie das Hangende der Dalle nacrée bilden.

L. ROLLIER (1892b) glaubt, daß bei Péry und im Tal von Vauffelin unter relativ mächtigen Quartärbedeckungen tertiäre Ablagerungen vorhanden sein müssen. In seinen weiteren Ausführungen werden die Huppervorkommen in Lengnau und vereinzelte Spuren von Siderolithikum im Gebiet des Bözingenberges, der Taubenlochschlucht und bei Péry skizziert.

Innerhalb eines größeren Rahmens beschreibt ROLLIER (1873) die gesamte Geologie unseres Untersuchungsgebietes. Er weist auf das gut auf-

geschlossene Profil des Argovien in der Klus von Rondchâtel hin, sowie auf das Vorkommen von Dogger im Kern der Chasseralkette. Die Montagne de Plagne ist ein gutes Beispiel für eine «voûte kimméridienne avec des flanquements portlandiens», während der Bözingenberg, der rasch aus der Ebene (westlich Grenchen) aufsteigt und nur im Gebiet der Taubenlochschlucht eine leichte Einsattelung aufweist, eine «voussure portlandienne» darstellt. Die siderolithischen Ablagerungen, die ROLLIER vor allem in Lengnau beobachtete, weisen nach ihm eine wenn auch vielleicht zufällige Schichtung auf, insofern als die Bolustone mit Bohnerz immer die Basis bilden und von Huppererde überlagert werden.

Eine spezielle Publikation widmet L. ROLLIER (1894) den recht ausgedehnten Karrenfeldern, den sogenannten Stühlen ob Bözingen (nördlich der Koordinaten 587.000/223.000), deren Bildung er auf die lang andauernde Einwirkung von Wasser und von gewissen Flechten zurückführt.

Weitere Beschreibungen der Taubenlochschlucht und der siderolithischen Ablagerungen im Gebiet von Lengnau durch ROLLIER (1896 b, 1898) decken sich mit seinen früheren Beobachtungen.

E. BAUMBERGER (1903) behandelt einige Vorkommen von Unterer Süßwassermolasse aus der Gegend von Lengnau und Pieterlen, Grenchen und Péry. Als Molasse alsacienne bezeichnet er einen weichen, grauen Sandstein mit oft größeren Glimmerblättchen und vereinzelten Tongallen, der am Bielersee und bei Péry häufig undefinierbare Blätterreste führt. BAUMBERGER vermutet, daß sich zwischen den obersten Portlandkalken und dem Tertiär auch noch Kreiderelikte befinden könnten, da die Faciesverhältnisse der Kreide bei Biel auf eine größere westliche Ausdehnung schließen lassen, als sie heute bekannt ist.

Die zweite Auflage (1904) der geologischen Karte 1:100000 Blatt VII, der die Aufnahmen von ROLLIER (1885–1902) zugrunde liegen, zeigt folgendes Bild:

Bözingenberg: Westlich Grenchen unter die oligocaene Molasse und die Quartärbedeckung abtauchende Antiklinale, deren Mantel aus Portlandien nirgends aufgerissen wird. Größere Vorkommen von Siderolithikum in der Gegend von Lengnau.

Montagne de Romont: Antiklinale, die in der Gegend des Grenchener Stierenberges in die Weissensteinantiklinale eingeht und deren Rücken aus Kimmeridgien gebildet ist, welches bei Plagne bis auf die Höhe von etwa 1000 m von Portlandien flankiert wird.

Unterer Grenchenberg: Steil aufsteigende und bis auf den Doggerkern erodierte Antiklinale, in deren Südschenkel die Synklinale von Péry ausstreckt.

Beide Synklinalen von Vauffelin und Péry sind frei von Molasseablagerungen und weisen nur eine quartäre Bedeckung auf.

In der Klus von Rondchâtel wurde durch die Erosion der Schüß das Oxfordien freigelegt, während in der Taubenlochschlucht nur bis ins

Kimmeridgien erodiert wurde. Das Kreidevorkommen, welches GREPPIN (1870) in der ersten Auflage der Karte bei Frinvillier eingetragen hat, ist nicht mehr verzeichnet. Erratisches Material ist vor allem im Gebiet des Bözingenberges und der Taubenlochschlucht vorhanden.

B. AEBERHARDT (1907, 1912) vermittelt gegenüber L. ROLLIER (1896 b) keine neueren Erkenntnisse über die Taubenlochschlucht. Er übernimmt die Resultate der stratigraphischen Untersuchungen früherer Autoren und vermutet, daß die Anlage der Schlucht in ihrem oberen Teil bei Rondchâtel durch eine leichte Axialdepression der Chasseralkette, im untern Teil zwischen Frinvillier und Bözingen durch vereinzelte Brüche bedingt wurde. Eine Interpretation des beigefügten Kärtchens im Maßstab etwa 1:33000 wird durch den Mangel an Fixpunkten oder andern topographischen Angaben verunmöglicht.

Die Prognosen und die geologischen Aufnahmen, die vor und während des Baues des Grenchenbergtunnels durch E. BAUMBERGER und A. BUXTORF (1908) sowie durch A. BUXTORF (1913) ausgeführt wurden, bestätigen weitgehend die Prognosen von L. ROLLIER (1902). Da ein wesentlich größerer Molassemantel als vorgesehen durchfahren wurde, nimmt BUXTORF an, daß es sich beim Südschenkel des Grenchenberggewölbes um eine überkippte Falte handle, welche teilweise über die Molasseablagerungen geschoben wurde. Die Molassesedimente, die sich auch westlich von Grenchen in vereinzelten Aufschlüssen feststellen lassen, werden von BAUMBERGER (1908) der Molasse alsacienne, dem Delémontien und dem Vindobonien zugeordnet. Genaue Lokalitätsangaben fehlen.

F. ANTENEN (1914) beschäftigt sich vor allem mit dem Quartär des Jurasüdfußes und stellt am Bözingenberg vier verschiedene Moränenzüge fest, die sich mit einem ziemlich konstanten Gefälle von etwa 10% nach Osten verfolgen lassen. Er weist darauf hin, daß die Hauptmasse des Moränenmaterials stets durch die Jurakalke geliefert wurde, während das alpine erratische Material am Jurasüdfuß etwa 30%, in den höher gelegenen Moränenzügen aber nur etwa 5% des Gesamtmaterials ausmacht.

E. BAUMBERGER (1915 a) beschreibt die Molassevorkommen am Jurasüdfuß. Im Löli bei Lengnau beobachtet er einen mitteloligocaenen Sandstein. Die Sandsteine des Grathubels, den er als mit Moräne überdeckten Molassehügel auffaßt, tauchen oberhalb Grenchen zwischen Unter- und Oberdäderiz wieder auf und werden dem Stampien zugeordnet. Sie sind am Westende des Grathubels zudem von grünlicher Knauermolasse überlagert. Obschon auch BAUMBERGER im Gebiet des Itenberg östlich Romont keine Aufschlüsse bekannt waren, nimmt er aus Analogiegründen der Verhältnisse bei Grenchen an, daß der Itenberg einen Molassehügel darstelle, der zudem vermutlich größere Vorkommen von Siderolithikum verdeckte. Durch den Südfuß des Jura bei Pieterlen gibt er ein Profil, wonach die Kirche Pieterlen auf einem Quelltuffhügel steht.

Ein Detailprofil durch das Portlandien und Kimmeridgien aus dem neu-eröffneten Steinbruch der Zementfabrik in Reuchenette gibt E. BAUMBERGER (1915 b). Die Mächtigkeit des Kimmeridgien gibt er mit 105 m und diejenige des Portlandien mit 68 m an.

ALB. HEIM (1919) übernimmt für die Malmstratigraphie in der Geologie der Schweiz die Einteilung von J. B. GREPPIN (1870) und L. ROLLIER (1888a, 1893, 1898) und veröffentlicht auch dessen Profile durch den Obern Jura bei Reuchenette und Rondchâtel sowie ein Profil durch das Portlandien der Taubenlochschlucht von B. AEBERHARDT (1907).

In seiner umfassenden Beschreibung der Bohnerzvorkommen im Jura vermutet E. BAUMBERGER (1923), die Spuren von Erzkörnern bei Schloss Wildermett ob Pieterlen – eine genaue Fundortangabe fehlt – stellten die östlichsten Vorkommen dar. Alle Spuren von Siderolithikum östlich Pieterlen bestehen zur Hauptsache aus Huppererden und sterilen Bolustonen. Die Huppervorkommen bei Lengnau werden anhand einer kleinen Kartenskizze im Maßstab 1:25 000 erläutert und eine Analyse des Huppers aus der großen Huppergrube aus dem Jahre 1916 veröffentlicht.

Durch W. SCHÜRER (1928) wird der westliche Teil unseres Untersuchungsgebietes einer ersten und bisher einzigen Detailkartierung im Maßstab 1:25 000 unterzogen. Im stratigraphischen Teil werden die Resultate der Vorgänger übernommen. Als erster nimmt SCHÜRER an, daß auch auf dem Bözingenberg die Kalke des Kimmeridgien aufgeschlossen seien, da er an heute nicht mehr auffindbaren Stellen an der Flanke der Antiklinale die von E. FREI (1925) als Grenze Portlandien–Kimmeridgien beschriebene Grenznerinenbank festgestellt zu haben glaubte. Ebenfalls als erster und einziger beschreibt SCHÜRER ein Vorkommen von aquitanen Sedimenten am Westende der Synklinale von Vauffelin. Auf weitere Einzelheiten dieser Publikation soll in den folgenden Abschnitten noch eingegangen werden.

Wenig später wird auch das östlich anschließende Gebiet des Grenchenberges im Maßstab 1:25 000 von H. VOGEL (1934) neu kartiert und beschrieben. Seine stratigraphischen Ausführungen über die am Grenchenberg aufgeschlossenen jurassischen Schichtreihen zwischen oberem Haupetrogenstein und Portlandien decken sich mit den Beobachtungen von L. ROLLIER (1888a, b, 1893, 1896, 1898, 1902) und E. BAUMBERGER (1915). Auf Details der Arbeit von H. VOGEL werden wir im folgenden noch zurückkommen.

F. ANTENEN (1936) beobachtete stampische Blättermolasse in einer Baugrube im Bifang westlich Pieterlen und ebenfalls in einer Bohrung bei der Quellfassung von Pieterlen. Diese Feststellungen decken sich mit den Angaben von BAUMBERGER (1915), der diese Schichten beim Bau des Grenchenbergtunnels beobachtete. In der Behandlung des Quartärs folgt ANTENEN seinen früheren Ausführungen. Der Seekette vorgelagert vermutet ANTENEN eine kleine Vorfalte, die sich vom Büttiboden nach Pieterlen hin erstreckt und dort ausklingt. Die anderen Antikinalen – Bözingenberg und Montagne de Romont – deutet er als Kofferfalten, die zur Zeit der Auf-

faltung durch Molasse bedeckt waren. Durch diese Bedeckung wurde verhindert, daß die Kalke bei der Faltung zersplitterten. Im Gegensatz zu SCHÜRER ist ANTENEN vom Vorhandensein des Kimmeridgien auf dem Bözingenberg nicht überzeugt, da sich die Behauptungen von SCHÜRER im Terrain nicht nachweisen ließen.

Durch R.F.RUTSCH (1942a, b) werden die Vorkommen von Hupper-sanden in der Gegend von Lengnau neu beschrieben und auf ihre Abbau-würdigkeit hin geprüft.

D. ANDRIST (1955) beschreibt den 1916 erfolgten Felssturz an der Westerfluh bei Pieterlen, der aus den tektonisch stark gestörten Kalken des Portlandien niederging.

Im Rahmen einer umfassenden Untersuchung über das Sequanien werden die Profile aus der Gegend von Reuchenette, Rondchâtel und am Grenchener Stierenberg von P. A. ZIEGLER (1956) eingehend beschrieben.

Durch die Untersuchungen von H. J. OERTLI (1959), welcher auch Proben aus den Virgulamergeln von Reuchenette verwertet, wird die bis-herige Unterteilung des obersten Malm in Portlandien und Kimmeridgien, die bereits seit der Arbeit von W. J. ARKELL (1956) angezweifelt wurde, erneut in Frage gestellt.

3. STRATIGRAPHIE

In der vorliegenden Arbeit, welche als Hauptziel die Untersuchung des obersten Malm zum Gegenstand hat, wurde bei der Behandlung des obersten Dogger und des untern Malm im wesentlichen auf folgende Arbeiten Bezug genommen: H. J. SCHMASSMANN (1945 – mittlerer Dogger), P. A. ZIEGLER (1956 – Sequanien), A. J. STÄUBLE (1959 – Callovien) und M. A. ZIEGLER (1962 – Argovien und Rauraciens).

Seit dem Erscheinen der umfassenden stratigraphischen Arbeit von W. J. ARKELL (1956) zeichnete sich deutlich die Tendenz ab, die stratigraphische Gliederung des Jurasytems in der Schweiz derjenigen Englands anzupassen. Es ist offensichtlich, daß einige vor dem Erscheinen der Arbeit von ARKELL allgemein gebräuchlich gewesene Begriffe wie Argovien, Rauraciens und Sequanien in einer neu auszuarbeitenden stratigraphischen Gliederung des Schweizer Jura nurmehr als Bezeichnungen verschiedener Facies verwendet werden dürfen. In diesem Sinne wurde auch am *Colloque du Jurassique* (Luxemburg 1962) der Beschuß gefaßt, den Gebrauch der genannten Begriffe in einem chronostratigraphischen Schema künftig zu vermeiden. Da aber für den untern Malm entsprechende Untersuchungen noch ausstehen, sollen die von mir angewendeten Begriffe wie folgt definiert werden:

«Portlandien»	Twannbachformation	CH. HAEFELI (1964) und H. THALMANN (1965)
«Kimmeridgien»	Reuchenetteformation	H. THALMANN (1965)
«Sequanien»	Verenaschichten «Mittelsequanien» «Untersequanien»	P. A. ZIEGLER (1956)
«Argovien»	Effingermergel Birmensdorferkalke	ALB. HEIM (1919)
«Oxfordien»	—	L. ROLLIER (1888a)
«Callovien»	Dalle nacrée Calc. roux sableux	A. J. STÄUBLE (1959)
«Bathonien»	Variansschichten Ob. Hauptrogenstein Homomyenmergel	H. J. SCHMASSMANN (1945)

3.1 Dogger

3.1.1 «Bathonien»

Die stratigraphisch tiefsten Schichten des Untersuchungsgebietes gehören dem *oberen Hauptrogenstein* an. Das einzige, schlecht aufgeschlossene Vorkommen, nahe dem Kern der axial nach Osten auftauchenden Weissenstein-Antiklinale, liegt beim Punkt 1295 an der Straße vom Unteren nach dem Oberen Grenchenberg (595.650/230.040). Anstehend sind vorwiegend oolithische, oft etwas echinodermenspätige, bräunliche Kalke. Als Einschlüsse finden sich in diesem grobgebankten Komplex vereinzelte Schichten mit dichten Kalken.

In einem Peel lassen sich die sehr regelmäßig aufgebauten, konzentrischen Ooide des oberen Hauptrogensteins gut erkennen (Tafel 1). Der Kern wird in den meisten Fällen von einem Echinodermenbruchstück gebildet. Die größeren Ooide weisen oft eine Umhüllung auf, die einem vielfachen Kern-durchmesser entspricht, während vereinzelte, grobe Trümmer nur eine geringe konzentrische Umschalung zeigen. Die Matrix, in der die Ooide

ziemlich dicht gepackt liegen, ist kalzitisch und oft rekristallisiert. Näher bestimmbarre Fossilien wurden in dem einzigen Aufschluß nicht gefunden.

Der Obere Hauptrogenstein wird, am Unteren Grenchenberg der schlechten Aufschlußverhältnisse wegen nur schwer feststellbar, von den *Varians-schichten* überlagert. H. VOGEL (1934) gibt die Mächtigkeit dieser braunen, etwas sandigen Kalke mit 2 m an. Auffallend sind die großen Mengen von mehr oder weniger gut erhaltenen Schalen von Rhynchonellen (*Rhynchonella varians*), welche den Horizont kennzeichnen. Eine genaue Mächtigkeitsangabe ist wegen der Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

3.1.2 «Callovien»

In der Chasseral-Antiklinale bei Rondchâtel (585.500/225.100) beobachtete A. J. STÄUBLE (1959) folgende Ausbildung des «Callovien»:

Eisenooide	durch Erosion reduzierte Mächtigkeit von etwa 3 cm
Oberste Dalle nacrée	Aequivalent der Lumachellenbank etwa 1 m (``Mittelcallovien``)
Dalle nacrée	13,0 m
Callovien-Tone	10,0 m (meist unter Vegetation)
Calcaire roux sableux	3,0 m

Das Vorkommen am Unteren Grenchenberg unterteilte H. VOGEL (1934) wie folgt:

Oberes Callovien	1,5 m Spatkalkbank
Mittl. Callovien	18,0 m graue Tone
Unt. Callovien	8,0 m eisenschüssige Sandkalke 2,0 m mergelige Sandkalke, dem Calcaire roux sableux entsprechend

Mit STÄUBLE muß angenommen werden, daß die echinodermenspätige Dalle nacrée in östlicher Richtung allmählich in eine tonige bis mergelige Facies übergeht, wie sie VOGEL am Untern Grenchenberg beobachten konnte.

Am Grenchenberg sind die Aufschlußverhältnisse auch im «Callovien» sehr schlecht. Im Liegenden der durchwegs mit Vegetation überwachsenen Schichten des «Oxfordien» erscheint eine etwa 1,5 m mächtige, späte Kalkbank, welche das in seiner Mächtigkeit stark reduzierte Aequivalent der Dalle nacrée darstellen dürfte. Die Mächtigkeit der Dalle nacrée ist am Grenchenberg etwas geringer als in der Chasseralantiklinale, was durch die Isopachenkarte von STÄUBLE bestätigt wird. Die übrigen Ablagerungen des «Callovien», insbesondere die hier nach STÄUBLE 14 m mächtigen Callovientone, sind durch eine kleine Combe angedeutet, aber im übrigen durch Vegetation überwachsen.

In Rondchâtel (585.500/225.100) kann im alten Steinbruch an der Straße Biel-Péry etwa 12 m stellenweise kreuzgeschichtete, zur Hauptsache echino-

dermensspätige ausgebildete Dalle nacrée beobachtet werden, die von einer 1,3 m mächtigen, kalkarenitischen Bank mit vereinzelten, groben Echinodermenträmmern abgeschlossen wird (Tafel 2).

Beim Bau eines Straßentunnels in Rondchâtel, der den Kern der Chasseralkette durchquert, wurden im Liegenden der Dalle nacrée die Callovientone angeschnitten. Die graublauen, etwas mergeligen Tone lieferten keine bestimmabaren Fossilien. Die aufgeschlossene Mächtigkeit betrug $x+4,0$ m; der Übergang in die Dalle nacrée nach oben vollzieht sich innerhalb einer Zone von weniger als 1 m, wobei die ersten kalkigen Partien über den Tonen eher kalkarenitische als echinodermenspätige Ausbildung zeigten. Diese Partie dürfte mit den von STÄUBLE vermerkten «braungelb anwitternden, schwach kreuzgeschichteten Kalkareniten in Platten von 10–20 cm Dicke» identisch sein.

Auch in dem künstlichen Aufschluß an der Tunnelsüdseite, der die höchstgelegenen Partien der Dalle nacrée zu Tage förderte, konnte kein Eisenoolith beobachtet werden.

3.2 Malm

3.2.1 «Oxfordien»

Das «Oxfordien» kann in unserem Kartierungsgebiet nur in temporären, künstlichen Aufschlüssen beobachtet werden. Während seine Mächtigkeit in der Montoz-Antiklinale von SCHÜRER (1928) noch mit etwa 30 m angegeben wird, ist das «Oxfordien» in der Chasseralkette bereits auf weniger als 1 m reduziert.

Beim Bau des bereits erwähnten Straßentunnels in Rondchâtel zeigten sich direkt auf der Dalle nacrée gelegen 0,60 m dunkelgraue bis schwarze, tonige Mergel, die ab und zu ein Belemnitenbruchstück lieferten. Trotz der relativ günstigen Aufschlußverhältnisse konnte eine Unterteilung nicht vorgenommen werden.

Im Osten des untersuchten Gebietes konnten am Unteren Grenchenberg dunkelgraue, zähe Tone in geringer Tiefe erbohrt werden (595.690/230.000). In den verschiedenen, etwa 35–40 cm langen Bohrkernen wurden keine Fossilien gefunden. Daß diese Ablagerung dem «Oxfordien» angehören muß, kann deshalb allein aus ihrer Stellung zwischen den Birmensdorferkalken und der Dalle nacrée geschlossen werden. Die Mächtigkeit konnte nur ungefähr berechnet werden und dürfte mindestens 3 m betragen. Ob diese Mächtigkeitszunahme im Vergleich zu den Aufschlüssen in Rondchâtel primärer Natur ist oder durch tektonische Vorgänge bedingt wird, kann nicht entschieden werden. Obschon das «Oxfordien» im allgemeinen ausgeprägte Comben bildet, erscheint am Unteren Grenchenberg nur eine ganz undeutliche Einsattelung, die durch Weide bewachsen ist. Der Verlauf der Zone mit «Oxfordien» läßt sich deshalb vor allem photogeologisch ganz ausgezeichnet verfolgen, da sowohl die Dalle nacrée im Liegenden wie auch

die Birmensdorferkalke im Hangenden stets mit Bäumen bestanden sind. Im Bereich des «Oxfordien» stellen sich überdies ganz vereinzelt auch Versickerungstrichter ein.

3.2.2 «Argovien»

Das «Argovien³» weist im Untersuchungsgebiet eine von W nach E leicht abnehmende Mächtigkeit auf. Sie beträgt in der Gegend des Untern Grenchenberges nach H. VOGEL (1934) etwa 140 m und in der Klus von Rondchâtel rund 165 m. Die von C. MÖSCH aufgestellten Unterabteilungen Birmensdorferkalk und Effingermergel lassen sich im Aufschluß oft nicht eindeutig begrenzen, sind aber im Gelände fast stets sehr leicht zu erkennen. So treten die Birmensdorferkalke immer als deutliche Geländerippe auf und sind im Gebiet des Untern Grenchenberges, wie bereits erwähnt, von einem Baumbestand überwachsen, während die Effingermergel Comben mit Weideland bilden oder, wie bei Rondchâtel, die Ausweitung der Klus bedingen.

Birmensdorferkalke

In Rondchâtel folgen über den nicht aufgeschlossenen, tonigen Mergeln des «Oxfordien» rund 32 m dichte, oft etwas mergelige Kalke in durchgehenden Bänken von 10–30 cm. Die Kalke verwittern gelblich bis bräunlich, sind aber in frischem Zustand meist dunkelgrau bis graublau. Zwischen den einzelnen Bänken schalten sich fast regelmäßig mergelig-tonige Lagen von 0,5–5 cm ein. Oft ist der Übergang zwischen der Kalkbank und der hangenden Mergelschicht ganz allmählich.

Vor allem an der Basis der Birmensdorferkalke sind mehr oder weniger gut erhaltene Perisphincten recht häufig. Bei den Aufschlüssen in Rondchâtel (585.550/225.180) und in den Steinbrüchen der Zementfabrik Vigier in Reuchenette (585.650/225.450) ist die Abgrenzung der Birmensdorferkalke nach den Effingermergeln fluid. Die Birmensdorferkalke zeigen in dieser Übergangszone eine ausgeprägte Wechsellagerung von Mergeln und Mergelkalken, wobei die Mergelkalkbänke allmählich immer dünner werden.

Dieser gleitende Übergang muß auch im Gebiet des Untern Grenchenberges vorhanden sein. Allerdings sind hier nur die tiefstgelegenen Horizonte der Birmensdorferkalke aufgeschlossen, während die oberen Partien mit vermehrtem Auftreten von mächtigeren Mergelzwischenlagen nur selten der Beobachtung zugänglich sind.

Die Birmensdorferkalke sind auch hier dicht, etwas mergelig und in frischem Zustand meist dunkelgrau. Da an der Grenze zwischen Birmensdorferkalken und Effingermergeln reihenweise Versickerungstrichter auftreten, kann auf die Mächtigkeit des Schichtkomplexes geschlossen werden. Sie beträgt ungefähr 20–25 m.

³ Siehe Bemerkungen auf Seite 23.

Effingermergel

Im ganzen Untersuchungsgebiet sind die Effingermergel entweder durch Vegetation oder durch Gehängeschutt verdeckt. Die Zementwerke Vigier in Reuchenette haben die Mergel früher unterirdisch abgebaut, aber später die alten, einsturzgefährdeten Stollen aufgegeben und beuten die Mergel heute in einem großangelegten Steinbruch aus, in welchem dieser Schichtkomplex sehr gut aufgeschlossen ist. Leider ist auch in diesem Gebiet die Grenze zu den liegenden Birmensdorferkalken nicht eindeutig festlegbar. Die Zementsteinkalke, die ALB. HEIM (1919) als Basis der Effingermergel betrachtete, konnten nicht mit Sicherheit beobachtet werden.

Übereinstimmend mit SCHÜRER (1928) kann die Mächtigkeit der Mergelabfolge bei Reuchenette mit 120 m angegeben werden. Die eher monotone Serie besteht zur Hauptsache aus ziemlich sterilen, grauen bis grauschwarzen Mergeln und vereinzelten, bis höchstens 50 cm mächtigen Kalkbänken. Die Mergel sind deutlich geschichtet und weisen die für dieses Gestein typische stengelige Verwitterungsform auf.

Im Gebiet des Grenchenberges konnte ich die Mächtigkeit der Mergel auf ungefähr 96 m berechnen; sie ist also gegenüber dem Vorkommen in Reuchenette etwas reduziert. Ob diese Mächtigkeitsabnahme stratigraphisch oder, wie P. EPPLER (1947) im Gebiet des Chasseral beobachtete, tektonisch bedingt ist, läßt sich nicht feststellen. Die von VOGEL mit 120 m angegebene Mächtigkeit am Grenchenberg dürfte sich jedenfalls auf die Verhältnisse im Nordschenkel der Antiklinale beziehen.

Die im Gebiet des Unteren Grenchenberges vorhandenen Effingermergel sind vor allem durch das Auftreten von Versickerungstrichtern erkennbar. Diese sind vorwiegend an die Grenzen Effingermergel-Birmensdorferkalke und Effingermergel-«Sequanien» gebunden und sind meist parallel den Grenzen angeordnet.

Leider ist auch der Übergang Effingermergel-«Sequanien» weder in Reuchenette noch am Unteren Grenchenberg der Beobachtung zugänglich, so daß über die obere Begrenzung der Effingermergel nichts ausgesagt werden kann.

3.2.3 «Sequanien»

In der Arbeit vom P. A. ZIEGLER (1956) wurde das «Sequanien» aus unserem Untersuchungsgebiet eingehend bearbeitet. Ich möchte mich deshalb bei der Besprechung dieser Schichtfolge darauf beschränken, einerseits die Resultate von ZIEGLER zusammengefaßt anzuführen und anderseits eigene Beobachtungen, vor allem den Verena-«Oolith» und die Obergrenze des «Sequanien» betreffend, zu erörtern.

Das «Sequanien» im Gebiet zwischen Frinvillier und Reuchenette

Das in der Umgebung der Schüßklus in den Schenkeln der Chasseral-Antiklinale auftretende «Sequanien» wurde von P.A.ZIEGLER in zwei Profilen aufgenommen.

	Nordschenkel	Südschenkel
Obersequanien	33,5 m	31,5 m
Mittelsequanien	35,5 m	26,5 m
Untersequanien	47,5 m	61,5 m

Die gesamthaft nur wenig schwankende Mächtigkeit des «Sequanien» beträgt also im Nordschenkel rund 116 und im Südschenkel rund 119 m. Geringe Mächtigkeitsschwankungen können vor allem im Untersequanien auftreten. Das Profil im Nordschenkel liegt im Bereich der Zementwerke Vigier, Reuchenette, dasjenige im Südschenkel wurde an der Staatsstraße zwischen Rondchâtel und Frinvillier aufgenommen (585.750/224.550).

Das «Sequanien» im Gebiet des Grenchenberges

An der Straße vom Stierenberg nach dem Unteren Grenchenberg konnte P.A.ZIEGLER ein weiteres Profil durch das «Sequanien» aufnehmen (595.700/229.700). Ohne die obersten, teilweise durch Schutt verdeckten Partien dazuzurechnen, erhielt er eine Gesamtmächtigkeit von 93,7 m, die sich aufteilt in:

Obersequanien	12,5 m
Mittelsequanien	18,4 m
Untersequanien	62,8 m

Als Basis des «Sequanien» wurde hier übereinstimmend mit ZIEGLER graubrauner, zum Teil sehr feinkörniger Kalkarenit in Bänken von 10 bis 30 cm gefunden, die ohne Mergelinterkalationen übereinander folgten.

Weitere Aufschlüsse im «Sequanien» liegen zum Teil schwer zugänglich im Gebiet Hinter der Egg (594.000/229.500) und am Vorberg (595.000/228.500), wo die einzelnen Schichten im überkippten und tektonisch ziemlich mitgenommenen Südschenkel des Grenchenberges nicht mehr gut erkennbar sind. An beiden Stellen dürfte eine weitere Unterteilung des «Sequanien» in «Ober-, Mittel- und Untersequanien» infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse undurchführbar sein.

Die Verenaschichten

Der «Verena-Oolith» oder besser die Verenaschichten als Obergrenze des «Sequanien», denen die Reuchenetteformation aufliegt, wurden näher untersucht.

Historisches

Der Name «calcaire oolithique de Ste-Vérène» erscheint bei J.B. GREPPIN (1870); dieser beruft sich auf A. GRESSLY (in DESOR und GRESSLY, 1859), welcher den «Oolithe blanche» als «les calcaires crayeux, qui se distinguent par leur blancheur et leurs oolithes très-serrées» definiert.⁴

F. LANG (1863) hat den deutschsprachigen Begriff «Verenaschichten» in die Literatur eingeführt. Er beschreibt das Vorkommen an der Typlokalität folgendermaßen: «... am nördlichen Ausgang der Klause hinter der Martinskirche... bricht ein weißer, oolithischer Kalk von kreideartigem Ansehen, der zahlreiche, aber innig mit dem Gesteine verwachsene Petrefacten einschließt und unter dem Namen der Verenaschichten bekannt ist. Es gehört diese Gruppe nach den organischen Überresten zur Abteilung des Corallien von THURMANN...». Der Name Verena-«Oolith» dürfte aus der Verdeutschung des französischen Begriffes von GREPPIN (1870) entstanden sein.

Seit der Arbeit von J.B. GREPPIN wurde die stratigraphische Stellung der Verenaschichten als Obergrenze des Sequanien nicht mehr angezweifelt.

Die Typlokalität

Im Gebiet der Klus von Rondchâtel erkannte GRESSLY (nach GREPPIN, 1870), daß die Verenaschichten die Obergrenze des Sequanien darstellten. Er war sofort überzeugt, dieses Vorkommen mit den weißen, kreidigen Kalken hinter der Martinskapelle in der Verenaschlucht parallelisieren zu dürfen.

So gelten heute als Typlokalität der Verenaschichten (Verena-Oolithe) die Aufschlüsse in der Kaverne hinter der Martinskapelle, nahe dem Nordeingang der Verenaschlucht, mit den Koordinaten 607.230/230.425. (Die Koordinatenangaben von A. WAIBEL im stratigraphischen Lexikon der Schweiz mit 607.250/230.220 sind falsch.)

Aufgeschlossen sind etwa 27 m eines kaum gebankten, weißen, kreidigen Kalkes, der makroskopisch durchaus als Oolith, stellenweise sogar als Pisolith bezeichnet werden kann. Der Anteil an zoogenem Material ist relativ hoch, gut erhaltene Fossilien eher selten. Die Verwitterungsfarbe ist oft etwas bräunlich oder gelblich.

Dünnenschliffbeschreibung:

Kalkarenit mit meist rekristallisierter, kalzitischer Grundmasse. Der organische, zoogene Detritus liefert etwa 30 % der am Aufbau des Gesteines beteiligten Komponenten und setzt sich vorwiegend aus Trümmern von Echinodermen, Gastro-

⁴ Wie aus den von L. ROLLIER (1911) veröffentlichten Briefen GRESSLYS hervorgeht, hat dieser bereits 1862 den Begriff Verenaschichten in einem Brief an LANG verwendet.

poden und Zweischalern zusammen. An Mikrofossilien sind vereinzelte nicht näher bestimmbar Milioliden vorhanden. Die durchschnittliche Korngröße der Kalksandkörner liegt zwischen 1,5 und 2,0 mm. Eigentliche Ooide mit einer deutlich konzentrischen Umschalung, die, wie zum Beispiel beim Hauptrogenstein (siehe Tafel 1), den Kerndurchmesser um ein Vielfaches übersteigt, scheinen nicht vorhanden zu sein. Eine mehr oder weniger konzentrische Anlagerung von kalzitischem Material um einen Kern tritt fast nur bei den Echinodermenrümtern auf.

Nach diesem Schliffbefund (s. a. Peel, Tafel 3 und 4) darf das Gestein nicht als Oolith bezeichnet werden. Wenn dieser Kalkarenit als Oolith gedeutet wurde, ist dies nur dadurch zu erklären, daß, durch den eher losen Gesteinsverband bedingt, auch in einem frisch geschlagenen Handstück nie Spaltstücke einzelner Komponenten erkennbar sind. Die aus der Bruchfläche hervortretenden, gut gerundeten Komponenten erwecken den Anschein von Ooiden.

Mein Vorschlag geht dahin, nicht mehr von Verena-Oolith zu sprechen, sondern dem Schichtkomplex den neutralen Namen *Verenaschichten* zu geben, wie er bereits bei LANG (1863) Verwendung fand. Die Untergrenze ist leider an der Typlokalität nicht aufgeschlossen, muß also anderwärts definiert werden (s. weiter unten), während die Obergrenze durch das plötzliche Verschwinden der kalkarenitischen Ausbildung zugunsten eines dichten, harten und gutgebankten Kalkes der Reuchenetteformation gegeben ist.

Die Verenaschichten in der Chasseralkette

Die besten Aufschlüsse in den Verenaschichten finden sich im alten Steinbruch der Zementfabrik Vigier, Reuchenette (585.810/226.140), sowie an der Staatsstraße Biel-Péry südlich Rondchâtel (585.740/224.620). Vor allem die leicht zugänglichen Aufschlüsse in Reuchenette zeigen fast so deutlich wie an der Typlokalität, daß der Kalk kein Oolith, sondern ein Kalkarenit ist. Die Verenaschichten weisen an dieser Stelle, im Nordschenkel der Chasseral-Antiklinale, eine recht deutliche Bankung auf. Vereinzelte Bänke des hier 33,50 m mächtigen Schichtkomplexes bestehen aus dichten, harten Kalken, andere sind aus einem sehr grobkörnigen Kalkarenit aufgebaut, dessen Komponenten oft einen Durchmesser von mehr als 10 mm aufweisen können. Bei diesen grobkörnigen Kalkareniten – eigentlich Kalziruditen – ist der Gesteinsverband innerhalb der Bank meist so schwach, daß diese Horizonte oft nischenartig auswittern.

Allgemein lassen sich in den Verenaschichten der Chasseralkette etwas häufiger Ooide feststellen als in denjenigen der Typlokalität, wogegen der zoogene Detritus zurücktritt (s. Tafel 4). Die Gesteinsfarbe ist ebenfalls weiß bis schwach gelblich in stärker verwitterten Partien.

Im Nordschenkel der Chasseral-Antiklinale bei Reuchenette ist die Untergrenze des Schichtkomplexes aufgeschlossen. Das Liegende der Verenaschichten ist hier ein bräunlicher, dichter Kalk mit splittrigem Bruch, ohne

Fossilien, in Bänken von etwa 1 m Mächtigkeit, die nach P. A. ZIEGLER (1956) bereits dem «Mittelsequanien» angehören. Die kalkarenitische Facies an der Untergrenze setzt also ebenso scharf ein, wie sie an der Obergrenze verschwindet. Die Ausbildung der Verenaschichten an der Grenze zu den hangenden Kalkbänken der Reuchenetteformation ist die gleiche, wie sie an der Typlokalität beobachtet werden kann; der Kalkarenit weicht unvermittelt dichten, beigen Kalken mit einer ausgeprägten Bankung. Die Grenzen des Schichtkomplexes fallen also mit der oberen und unteren Begrenzung des «Obersequanien» von ZIEGLER zusammen; da aber auch diese Grenzen auf rein lithologischen Kriterien begründet sind, wurde die Bezeichnung Verenaschichten der Bezeichnung «Obersequanien», die bei ZIEGLER als chronostratigraphischer Begriff, im Sinne einer Unterstufe des «Sequanien» verwendet wird, vorgezogen.

Die Verenaschichten am Unteren Grenchenberg

In der kleinen Schlucht östlich des Unteren Bürenberges treten die Verenaschichten in den Schenkeln der aufgerissenen Grenchenberg-Antiklinale in ihrer normalen Facies zutage. Die hellen, fast weißen, oft etwas brüchigen Kalkarenite ziehen meist unter geringer Schuttbedeckung auf der Kammelinie zwischen Vor- und Hinter der Egg nach Lachen, wo sie an der Straße Stierenberg–Unterer Grenchenberg auf Höhe 1220 wieder aufgeschlossen sind (595.650/229.610). Die Mächtigkeit in dieser Region wird von P. A. ZIEGLER mit 12,50 m angegeben, wobei allerdings der untere Teil seines «Obersequanien» unter Schutt verborgen bleibt.

Die Grenze Verenaschichten–Reuchenetteformation ist weiterhin aufgeschlossen am Vorberg an der neuen Grenchenbergstraße auf Höhe 820 (595.410/228.440). Der Wechsel von dichten, bräunlichen Kalken zu den Kalkareniten der liegenden Verenaschichten ist deutlich ausgeprägt. Die obersten Bänke der Verenaschichten sind in diesem Aufschluß auffallend hart, gar nicht kreidig und eher von beiger bis bräunlicher Farbe. Da sich diese Stelle bereits im tektonisch ziemlich mitgenommenen Teil des Grenchenberg-Südschenkels befindet, kann über die Mächtigkeit der Verenaschichten nichts gesagt werden, ebensowenig über die Ausbildung der Liegendgrenze, die nirgends aufgeschlossen ist.

3.2.4 Reuchenetteformation («Kimmeridgien»)

Einleitung und Problemstellung

Eines der wichtigsten Probleme der vorliegenden Untersuchung bildete die Beantwortung der Frage, ob eine Korrelation der Kalkserien zwischen den Verenaschichten und den Mergeln mit *Exogyra «virgula»* mit dem Typus des Kimmeridgien zu Recht bestehe. Seit den Arbeiten von J. B. GREPPIN (1870)

und L. ROLLIER (1888, 1893, 1898) war die Frage nach der Korrelationsmöglichkeit der im Schweizer Jura als Kimmeridgien bezeichneten Gesteinsfolgen mit dem Typusprofil in England nicht mehr angeschnitten worden. Es ist vorwiegend der Arbeit von W. J. ARKELL (1956) zu verdanken, daß auch bei uns die Frage der chronostratigraphischen Gliederung des oberen Malm überhaupt aufgeworfen wurde.

Historisches (vgl. Tabelle, Fig. 3)

Das erste Mal wird der Name Kimmeridge zur Bezeichnung einer stratigraphischen Einheit bei T. WEBSTER (1816) in Anwendung gebracht. Er bezeichnet mit «Kimmeridge-strata» die tonigen und kalkigen Serien, welche er auf der Insel Wight unter dem «Portland-Oolith» beobachten konnte. Es ist das Verdienst von J. THURMANN (1832), daß der Begriff Kimmeridgien zur Gliederung des Malm im Schweizer Jura herangezogen wurde. Mit «Marnes kimméridgiennes» bezeichnet THURMANN seine «2e division du groupe portlandien», die sich aus Mergeln und mergeligen Kalken von grauer bis gelblicher Färbung zusammensetzt. THURMANN glaubte, daß seine Marnes kimméridgiennes das zeitliche Aequivalent mit dem «kimmeridge-clay» der Engländer bildeten. Als Mächtigkeit, die er im Banné bei Pruntrut beobachtete, gibt er 15 m an.

Mit Kimmeridgien – ebenfalls von der englischen Lokalität hergeleitet – bezeichnet A. D'ORBIGNY (1842–1849: 610) die Horizonte mit *Ammonites lallieri*, *Ostrea deltoidea* und *O. virgula*. Diese von ihm genau definierte Stufe parallelisiert er nach ihrer lithologischen Ausbildung mit den «Marnes et calcaire du Banné» (den Marnes kimméridgiennes) von THURMANN (1832) und dem «Terrain portlandien» von A. GRESSLY (1838–1841).

Auf Grund verschiedener Ammoniten glaubt D'ORBIGNY mit Sicherheit annehmen zu dürfen, daß seine in Frankreich aufgestellte Kimmeridgienstufe mit dem Kimmeridge-clay von T. WEBSTER (1816) eine isochrone Ablagerung bilde. Daß Kimmeridgien und Portlandien nach der kontinental-europäischen Terminologie nur dem Kimmeridgien (kimmeridge-clay) des Typusprofils in England entsprechen, dürfte, wie auch B. ZIEGLER (1962b) ausführt, daher rühren, dass D'ORBIGNY gewisse Ammoniten des Kimmeridge-clay wie *A. irius*, *A. gravesianus*, *A. rotundus* und *A. gigas* bereits in seine Portlandienstufe verlegte. Die verschiedenen Anwendungen der Begriffe Kimmeridgien und Portlandien in England und auf dem Kontinent, die eigentlich erst durch die Arbeiten von SALFELD (1913) und ARKELL (1946) aufgedeckt wurden, gehen also auf die, in dieser Beziehung fehlerhaften, Vergleiche von D'ORBIGNY (1842–1849) zurück.

Offensichtlich ohne Bezugnahme auf die Untersuchungen von D'ORBIGNY arbeitet J. THURMANN (1852b) an der Verfeinerung der stratigraphischen Unterteilung seiner Marnes kimméridgiennes weiter. Er teilt diese auf in die «sousgroupe Ptérocerien» und im Hangenden die «sousgroupe

Virgulien». Das Ptérocérien charakterisiert er durch eine auf größere Distanz unveränderte Fauna mit vorherrschenden Pteroceren (*Pterocera oceanii* BRONGNIART).

In dieser Arbeit von THURMANN wird auch das Astartien – ungefähr mit dem späteren Sequanien identisch – der groupe Portlandien zugeordnet. Das Ptérocérien deckt sich ziemlich genau – soweit dies mangels genügender Faunenlisten zu beurteilen ist – mit dem Kimmeridgien von D'ORBIGNY.

Dieselbe Bedeutung hat auch die «Etage Ptérocérien ou Kimméridien» von E. DESOR und A. GRESSLY (1859) im Neuenburger Jura, wo sie in eine Abfolge von acht verschiedenen Kalkhorizonten unterteilt wird.

Immer noch unter dem Oberbegriff der groupe Portlandien benennen ETALLON und THURMANN (1861–1864) das Ptérocérien in «Strombien» um; die stratigraphische Ausdehnung der beiden Begriffe ist identisch.

J. B. GREPPIN (1870) bezeichnet das Ptérocérien oder Strombien als Kimméridgien. Das Portlandien ist für ihn nur der oberste Teil des calcaire Portlandien von THURMANN (1832) oder des Virgulien von ETALLON und THURMANN (1861–1864). Als rangmäßig gleichwertige Stufe wie das Kimmeridgien betrachtet GREPPIN das Virgulien, welches das «Hypovirgulien» und die «Zone virgulienne» der Lethea (1861–1864) umfaßt.

An dieser Einteilung ändern auch alle Arbeiten von L. ROLLIER (1888, 1893, 1895, 1896, 1897, 1898) nichts.

Erst H. SALFELD (1913) wies in einer ausführlichen Arbeit darauf hin, daß die stratigraphische Einteilung des Obern Jura, die sich mehrheitlich auf die Angaben von D'ORBIGNY stützte, mit derjenigen an den Typokalitäten in England nicht übereinstimmt. In seinen zusammenfassenden Schlußbemerkungen erwähnt er (1913: 239), daß Oxfordian, Kimmeridgian und Portlandian auf dem Kontinent nur Faciesbezeichnungen darstellen könnten. Die vier obersten Zonen (nach SALFELD) *Perisphinctes pallasianus* D'ORB. bis *Gravesia gravesi* D'ORB. des Kimmeridge-clay oder Kimmeridgian der Engländer gehören bereits dem Portlandien von D'ORBIGNY an. Leider hat SALFELD nicht untersucht, ob seine für den nordwesteuropäischen Jura ausgearbeitete Zonenfolge auch auf den Schweizer Jura Anwendung finden könnte, und beschränkte sich einzig darauf, sein Kimmeridge den eher verwirrlichen Begriffen Wangener, Badener und Wettinger-Schichten von C. MÖSCH (1867a, b) gleichzusetzen.

Obschon also SALFELD auf die Differenzen in der Anwendung der Stufennamen ausdrücklich hingewiesen hatte, übernimmt ALB. HEIM (1919) weitgehend die mit den Typusprofilen in England nicht übereinstimmende Unterteilung von GREPPIN (1870). Das Kimmeridgien wird in seiner stratigraphischen Ausdehnung insofern verändert, als er dieses in zwei Unterstufen – Virgulien und Ptérocérien umfassend – einteilt, wobei das Ptérocérien mit dem Kimmeridgien nach GREPPIN identisch ist. Das Portlandien, beginnend mit der Zone des *Pachyceras portlandicus* und der *Oppelia lithographica*, wird unverändert von GREPPIN übernommen.

Nach HEIM wird die Stufeneinteilung des obersten Malm durch die Schweizer Geologen nicht mehr abgeändert. Eine weitere Unterteilung des Kimmeridgien durch S. W. MÜLLER (1941) und eine Revision der Zonenabfolge richtet sich im wesentlichen nach den Vorschlägen von SALFELD (1913). Immerhin entspricht das Kimmeridgian von MÜLLER, in SE-Europa die Subzonen von *Idoceras planulum* bis und mit *Sutneria subeumela* (in England *Pictonia baylei* bis und mit *Aulacostephanus pseudomutabilis*) umfassend, durchaus dem Kimmeridgien von D'ORBIGNY, GREPPIN und HEIM. Das Portlandian wird bei MÜLLER durch den Begriff des Bononian, eine Unterstufe des Tithonian ersetzt. Das Bononian von der Zone mit *Gravesia gravesiana* bis und mit *Titanites giganteus* reichend, entspricht aber dem Portlandien der französischen Schule und auch der Schweizer Geologen und ist überdies nichts anderes als das englische mittlere und obere Kimmeridgian.

Daß in jüngster Zeit öfters versucht wurde, auch im Juragebirge die Stufen- und Zoneneinteilung nach den in England gelegenen Typusprofilen zu richten, ist das Verdienst der Untersuchungen von W. J. ARKELL (1946, 1956), der in seinen Arbeiten erneut auf die Differenzen in der Anwendung der verschiedenen Stufennamen hinwies. Der Vorschlag ARKELLS einer einheitlichen Anwendung der Stufennamen Kimmeridgien und Portlandien in England und Kontinentaleuropa unter Berücksichtigung der Verhältnisse an den Typlokalitäten fand aber nur bei wenigen Autoren Anklang, so bei P. L. MAUBEUGE (1955) und O. F. GEYER (1957) und stand deshalb zu Beginn des «Colloque du Jurassique» (Luxemburg 1962) erneut zur Diskussion. Die Festlegung der Begrenzung der beiden Stufen wurde anschließend an das Colloquium verschiedenen Kommissionen übergeben, welche alle weiteren stratigraphischen Fragen abzuklären hatten, da am Colloquium selbst kein befriedigender Beschuß gefaßt werden konnte.

Überraschenderweise empfiehlt nun das BRITISH MESOZOIC COMMITTEE (1963) unter dem Vorsitze von L. R. COX, die Untergrenze des Portlandien (oder Portlandian) mit der Untergrenze der Zonen mit *Gravesia* zusammenzulegen. Das BMC stützt sich dabei auf die Untersuchungen von SALFELD (1913), der erstmals den Umfang des Portlandien genau definierte. Das Kimmeridgien – es wird ausdrücklich die Schreibweise mit zwei m empfohlen – wird identisch mit dem Lower Kimmeridgian der Typlokalität und reicht von der Zone mit *Pictonia baylei* bis zur Zone mit *Aulacostephanus pseudomutabilis*.

Unabhängig von diesen Untersuchungsergebnissen, aber in Übereinstimmung mit der Auffassung des BMC, spricht sich auch die russische Kommission für die vorgeschlagene Einteilung des Kimmeridgien und Portlandien aus, um so mehr als durch eine durchaus mögliche Parallelisation des Portlandien im Sinne der Vorschläge des BMC mit dem borealen Aequivalent, dem Volgien, dessen Berechtigung als gesichert erscheint.

Lithostratigraphie

Die Reuchenetteformation wird als formaler Begriff wie folgt definiert:
Die Reuchenetteformation umfaßt die Schichtabfolge zwischen dem Dach der Verenaschichten und dem Dach der Grenznerineenbank.

Die *Typlokalität* und das *Typusprofil* befinden sich im aufgelassenen Steinbruch der Zementwerke Vigier S. A. in Reuchenette, LK-Blatt 1126 (Büren a. A.). Die Basis der Formation hat die Koordinaten 585.840/226.240, die Grenznerineenbank 885.730/226.470.

Obschon die Aufschlußverhältnisse an der Typlokalität sehr gut sind, ist eine Schichtabfolge von etwa 43 ± 2 m durch Schutt verdeckt. Diese Profillücke wurde durch Aufnahmen des Profils auf der Westseite der Klus ergänzt (585.660/226.330). Da dieser Profilabschnitt nicht im Steinbruchbetrieb aufgeschlossen ist, sind die Schichtungsverhältnisse ziemlich schlecht zu erkennen. Auf eine detaillierte Aufnahme der Profillücke konnte verzichtet werden, weil sich schon bei der Feldaufnahme zeigte, daß keine abweichenden lithologischen Verhältnisse vorhanden sind. Die ergänzenden Proben sind im folgenden Profil mit ER gekennzeichnet.

Legende zu den Profilen durch die Reuchenette- und Twannbachformation.			Brachiopoden- und Moll. fragmente
			Nerineen im allgem.
			Nerineen der Grenznerineenbank
			Exogyra praevirgula
			Cladocoropsis mirabilis FELIX
	Mergel mit Exogyra praevirgula		
	± gebankter Kalk im allgem.		Ca-Karbonat
	Kalk mit "Cailloux noirs"		Ca/Mg - Karbonat
	kalkarenitischer Kalk		Nichtkarbonate
			durchschnittliche Werte pro Bank

Fig. 4. Legende und Zeichenerklärung zu den Profilen durch die Reuchenette- und Twannbachformation

THURMANN 1832		GRESSLY 1838		DÉSOR & GRESSLY 1859		ÉTALLON & THURMANN 1864		GREPPIN 1870		SALFELD 1913		HEIM 1919		ARKELL 1956			
ÉTAGE JURASSIQUE SUPÉRIEUR	GROUPE PORTLANDIEN	ÉTAGE JURASSIQUE OU OOLITIQUE SUPÉRIEUR	GROUPE JURASSIQUE OU OOLITIQUE SUPÉRIEUR	TERRAIN JURASSIQUE SUPÉRIEUR	ÉTAGE PTEROCÉRIEN	ÉTAGE VIRGULIEN	ÉPI - VIRGULIEN	ZONE VIRGULIENNE	VIRGULIEN	CALCAIRES EN PLAQUETTES	CALCAIRES COMPACTES "JALUZES"	PORTLAND	PERISPINCTES GIGANTEUS SOW. UND P. BONONIENSIS LOR.	ZONE DES PERISPINCTES CONTIG. DOLOMIES PORTLANDIENNES CALCAIRES APRÈS CALCAIRES DOLOMITIQUES	MIDDLE K.	SUBPLANITES spp.	
1 DIVISION CALCAIRE PORTLANDIEN	TERRAIN PORTLANDIEN	FACIES LITTORAL VASEUX À EXOGYRES ET PIÉROCÉRES	FACIES CORALLIEN	CALCAIRE CAVERNEUX ET DOLOMITIQUE - JALUZE	CALCAIRE BLANC CRAYEUX	CALCAIRE A BRYOZOAIRES SUP. CALCAIRE SEMI-MARNEUX SUP. CALCAIRE A BRYOZOAIRES INF. CALCAIRE SEMI-MARNEUX MOYEN CALCAIRE COMPACTE CALCAIRE MASSIF SUPÉRIEUR CALCAIRE SEMI-MARNEUX INF. CALCAIRE MASSIF INFÉRIEUR	ÉPI - STROMBIEN	ZONE STROMBIENNE	HYPO - STROMBIEN	CALCAIRES ROCAILLEUX COM-PACTES DOLOMITIQUES	MARNES GRISES JAUNES À OSTREA VIRGULA	AULACOSTEPHANUS PSEUDOMUTABILIS LOR.	ZONE DES AULACOSTEPHANUS PSEUDOMUTABILIS VIRGULASCHICHTEN	MIDDLE K.	SUBPLANITES spp.		
2 DIVISION MARNES KIMMEROIENNES	FACIES LITTORAL VASEUX À POLYPIERS SONGIEUX ET CALCAIRE À TORTUES	FACIES PÉLAGIQUE ET SUBPÉLAGIQUE	TERRAIN CORALLIEN	CALCAIRE COMPACTE SUP. CALCAIRE COMPACTE INF. MARNES SUP À ASTARTES OOLITE ASTARTIENNE MARNES INF. À ASTARTES	ÉPI - ASTARTIEN	ZONE ASTARTIENNE	HYPO - ASTARTIEN	ÉPI - ASTARTIEN	ZONE STROMBIENNE	CALCAIRES ÉPISTROMBIENS	MARNES STROMBIENNES	AULACOSTEPHANUS YO D'ORB. UND A. CONTEJANI THURM.	VIRGULAMERGEL	A. EUDOXUS	A. AUTISSODORENSIS		
3 DIVISION CALCAIRES A ASTARTES	FACIES CORALLIEN	FACIES LITTORAL VASEUX	TERRAIN CORALLIEN	TERRAIN CORALLIEN	ÉPI - CORALLIEN	ZONE CORALLIENNE	HYPO - CORALLIEN	ÉPI - CORALLIEN	ZONE CORALLIENNE	CALCAIRES À NÉRINÉES	OOLITE CORALLIENNE	RASENIA MUTABILIS SOW.	ZONE DES STREBLITES TENUI-LOBATUS UND DES PERISPINCTES ACHILLES EPI-PTEROCERIEN BRYOZOEN-KALK	A. MUTABILIS	A. Cymodoce		
4 DIVISION CALCAIRE À NÉRINÉES	MARNES D'OXFORD ARGOVIA	ÉT. CORALLIEN	MARNES D'OXFORD ET CALLOVIEN	CALCAIRE SCHISTEUX MARNES ET CALCAIRES HYDRAULIQUES EN ALTERNANCE CALCAIRE À SCYPHIES	OXFORDIEN	RAURACIEN	RAURACIEN	ÉPI - ASTARTIEN	ZONE ASTARTIENNE	MARNES ET CALCAIRES Astartiens	ASSISES MARNO-CALCAIRES HYPO - ASTARTIENNES	RASENIA CYMOODE D'ORB.	PTEROCERA - MERGEL	LOWER KIMERIDGIAN	PICTONIA BAYLEI		
5 DIVISION OOLITE CORALLIENNE	MARNES OXFORDIENNES	MARNES OXFORDIENNES	MARNES D'OXFORDIEN ET CALLOVIEN	TERRAIN À CHAILLES	OXFORDIEN	OXFORDIEN	OXFORDIEN	OXFORDIEN	OXFORDIEN	TERRAIN À CHAILLES MARNO-CALCAIRES	TERRAIN À CHAILLES MARNO-CALCAIRES	PICTONIA BAYLEI N.SP.	BANNE - MERGEL	UPPER OXFORDIAN	RINGSTAEDIA PSEUDOCORDATA		
6 DIVISION CALCAIRE CORALLIEN															PERISPINCTES VARIOCOSTATUS	PERISPINCTES CAUTISNIGRAE	
7 DIVISION TERRAIN À CHAILLES	OXFORDIEN	TERRAIN À CHAILLES														DECIPIA DECIPiens	
8 DIVISION MARNES OXFORDIENNES		MARNES OXFORDIENNES														PERISPINCTES WARTAE BUK. UND CARDIOCERAS ALTERNANS V.BUCH	PERISPINCTES WAR-TAE MUT. ANTECEDENS
																PERISPINCTES CF. WAR-TAE MUT. ANTECEDENS	PHOLADOMYEN - SCHICHTEN
																CORDATEN - SCHICHTEN	CARDIOCERAS CORDATUM
																LAMBERTI - SCHICHTEN	COSTICARDIA C. BUKOWSKII
																RENGGERI - TONE	QUENSTEDTOCERAS MARiae C. PRAECORDATUM C. SCARBURGENSE

Fig. 3. Übersicht über die historische Entwicklung des Begriffes Kimmeridgien von J. THURMANN (1832) bis W. J. ARKELL (1956)

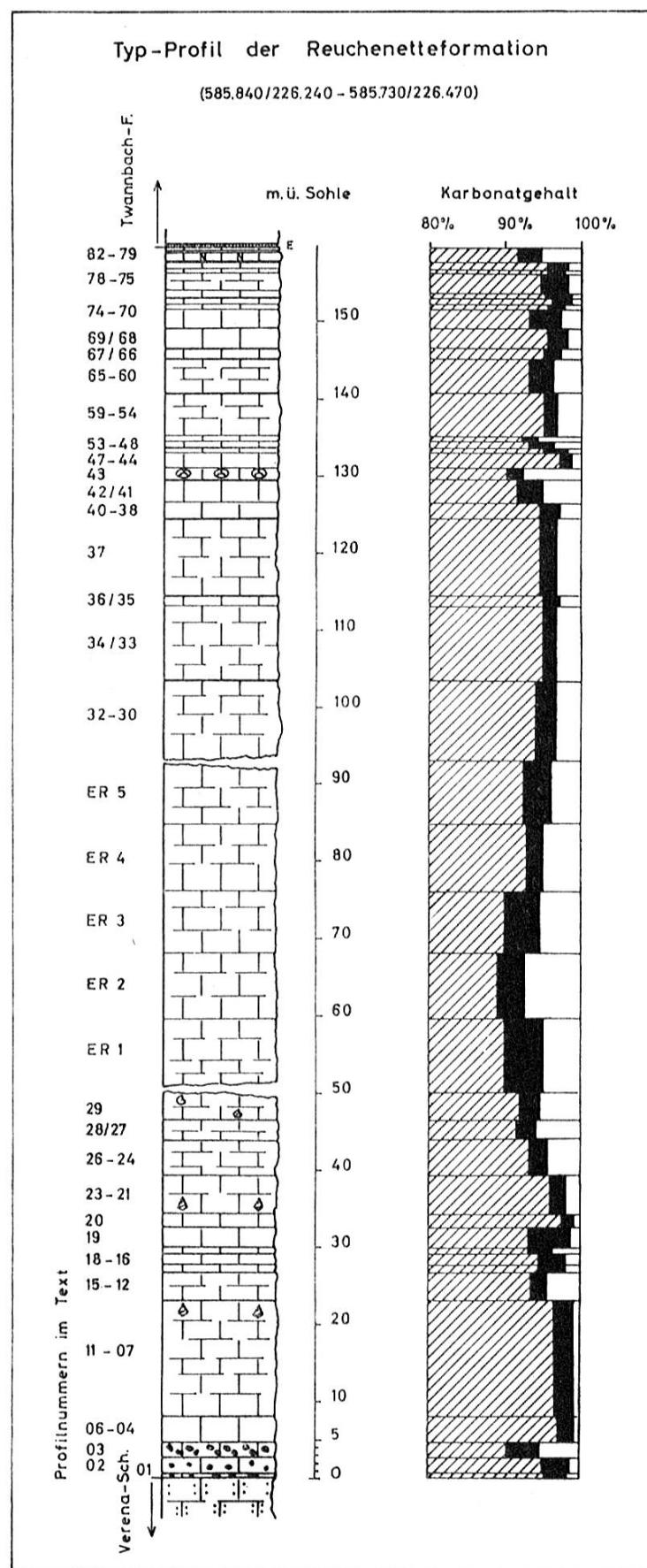


Fig. 5. Typprofil durch die Reuchenetteformation in Reuchenette
585.840/226.240 –
585.730/226.470

Typ-Profil der Reuchenetteformation (vgl. Tafeln 5a und 5b)
 (Erläuterungen S. 11)⁵

- | | |
|-------|---|
| 01 | 1. Kalk
2. hellbeige bis hellgrau
5. körnig, zum Teil mit etwas spätiger Grundmasse
6. dünnbankig
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 0,30 m, durchgehend
10. a) kleine schwarze Komponenten regellos im Gestein verteilt
b) steril |
| 02 | 1. Kalk
2. hellbeige
5. körnig
6. massig, undeutlich gebankt, einzelne Bänke aber nicht durchgehend
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 2,30 m, durchgehend
10. a) kleine schwarze Komponenten, Kalzitadern
b) steril |
| 03 | 1. Kalk
2. beige
5. etwas körnig, stellenweise dicht
6. massig
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 1,90 m, durchgehend
10. a) Grosse schwarze, kalkarenitische Komponenten, oft nur dunkelbraun gefärbt. Übergang zum umliegenden Gestein oft fließend. «Cailloux» mit Vorliebe in Nestern
b) steril |
| 04–06 | 1. Kalk
2. hellbeige
5. dicht
6. massig, oft undeutlich gebankt
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 3,15 m, durchgehend
10. a) keine anorganischen Komponenten
b) steril |

⁵ 3. Bruch und 4. Härte verhalten sich in allen Bänken \pm gleich. Der Bruch ist fast ausnahmslos scharfkantig, splitterig; das Gestein meist homogen und schwer zerschlagbar.

- 07–11 1. Kalk
 2. hellbeige, vereinzelte rötliche Flecken
 5. dicht, etwas körnig in Nestern
 6. massig, undeutlich gebankt in Bänken zwischen 1,00 und 2,00 m
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. etwa 15 m, durchgehend
 10. a) vereinzelte Kalziteinsprenglinge und größere Knauer
 b) wenige, kleine Nerineen, Trümmer von Zweischalern, alle Fossilspuren rekristallisiert
- 12–15 1. Kalk
 2. beige bis bräunlich-beige mit hellen Flecken
 5. dicht
 6. massig, undeutlich gebankt, Basis und oberster Teil stellenweise blättrig
 7. eben, glatt, Oberfläche stellenweise mit Tonhaut
 8. konform
 9. 3,25 m, durchgehend
 10. a) vereinzelte Kalzitadern
 b) steril
- 16–23 1. Kalk
 2. hellbeige
 5. dicht
 6. massig, oft undeutlich gebankt
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 12,15 m, durchgehend
 10. a) vereinzelte Kalzitadern und -knauer
 b) Basis steril, im oberen Teil vereinzelte Austernschalen und Nerineen sowie fein verteilter zoogener Detritus
- 24–29 1. Kalk
 2. Basis dunkelgrau, nach oben heller werdend
 5. dicht, stellenweise etwas körnig
 6. massig, stellenweise undeutlich gebankt
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 11,25 + x m, durchgehend
 10. a) vereinzelte Kalzitadern und -knauer
 b) wenige Fragmente von Nerineen, Austern und unbestimmbaren Zweischalern
- ER 1. Kalk
 2. hellbeige
 5. dicht
 6. massig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. etwa 43 m, durchgehend

10. a) keine anorganischen Komponenten
b) steril
- 30–37 1. Kalk
2. hellbeige bis bräunlich, zum Teil mit grauen Flecken
5. dicht
6. bankig, oberster Teil eher massig, undeutlich gebankt
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 31,50 m, durchgehend
10. a) vereinzelte Kalzitadern, wenige mit tonigem Material ausgefüllte Hohlräume
b) steril
- 38–42 1. Kalk
2. hellbeige bis bräunlich
5. dicht
6. bankig
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 4,85 m, durchgehend
10. a) vereinzelte Kalzitknauer
b) im obersten Teil vereinzelte Trümmer von Zweischalern und Austern, *Organismus «C»* in Nestern
- 43 1. Kalk
2. beige
5. dicht
6. bankig
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 1,40 m, durchgehend
10. a) vereinzelte Hohlräume mit auskristallisiertem Kalzit
b) schlecht erhaltene kleine Nerineen, Fragmente von Zweischalern, *Organismus «C»*, Kolonien von *Cladocoropsis mirabilis* in Nestern
- 44–59 1. Kalk
2. hellbeige, zum Teil mit bräunlichen Flecken
5. dicht, selten körnig
6. bankig, im oberen Teil eher massig
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 9,70 m, durchgehend
10. a) vereinzelte Kalzitadern und -knauer
b) steril
- 60–69 1. Kalk
2. hellbeige
5. dicht
6. an der Basis eher dünnbankig, sonst massig bis undeutlich gebankt
7. eben, glatt, ohne Tonhaut
8. konform

9. 7,55 m, durchgehend
 10. a) vereinzelte Kalzitadern und -knauer
 b) wenig unbestimmbarer und rekristallisierter zoogener Detritus, ver-einzelte Exemplare von *Organismus «C»* im obersten Teil
- 70–78 1. Kalk
 2. beige bis hellbeige, mit wenigen bräunlichen Flecken
 5. dicht
 6. bankig, stellenweise eher massig mit undeutlicher Bankung
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 8,05 m, durchgehend
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) im obersten Teil vereinzelte Exemplare von *Cladocoropsis mirabilis* und *Organismus «C»*, sonst steril
- 79 1. Kalk
 2. beige bis bräunlich
 5. dicht
 6. bankig
 7. eben, glatt, nach oben rascher Übergang in die hangende mergelige Schicht
 8. konform
 9. 0,95 m, durchgehend
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) neben wenigen Trümmern von Zweischalern einige Exemplare von *Cossmanea* sp.
- 80 1. mergeliger Kalk
 2. beige
 3. stengelig
 4. zerdrückbar
 5. mergelig
 6. blätterig
 7. nach unten und oben rascher Übergang in die Kalkhorizonte
 8. konform
 9. 0,20 m, oft etwas schwankend
 10. keine anorganischen Komponenten; keine Fossilien
- 81–82 1. Kalk
 2. beige
 3. stellenweise würfelig, rauh
 4. inhomogen, zerschlagbar
 5. dicht, stellenweise brecciös
 6. Basis plattig, oben eher dünnplattig
 7. oben rascher Übergang in die hangenden Mergel
 8. konform
 9. 0,50 m, etwas schwankend
 10. a) in der obersten Partie brecciöse Komponenten aus demselben Material wie das Bindemittel (Brèche monogénique?)
 b) im obersten Teil vereinzelte gut erhaltene Exemplare von *Exogyra praevirgula* und Trümmer davon

Die Basis der Reuchenetteformation

Die Basis der Reuchenetteformation wird definitionsgemäß gebildet durch die Bank über dem obersten Horizont der Verenaschichten. Während die Verenaschichten durchwegs eine kalkarenitische, stellenweise etwas zoogen-detritische Textur aufweisen, wird die tiefste Schicht der Reuchenetteformation (01) durch einen dichten, etwas späten, 0,30 m mächtigen Kalk gebildet.

Besonders bemerkenswert gegenüber dem Liegenden ist das plötzliche Fehlen aller Fossilspuren. Als anorganische Komponenten des Gesteins treten regellos in der ganzen Schicht verteilte kleine «Cailloux noirs» auf mit einem Durchmesser von nur wenigen Millimetern.

Von den beiden folgenden Bänken ist vor allem R.03 zu erwähnen, welche durch zahlreiche Nester mit grossen «Cailloux noirs» gekennzeichnet ist. CH. HAEFELI (1965) nimmt an, daß sich die «Cailloux noirs» hier an Ort und Stelle in einem flachmarinen Milieu bildeten. Den Karbonatgehalt bestimmte er mit 99,7 %, während sich die nichtkarbonatischen Bestandteile vor allem aus Fe, Mn, P und S zusammensetzen. Weiterhin stellte HAEFELI fest, daß die dunkle Färbung der «Cailloux noirs» durch fein verteilte, kohlige Substanz bewirkt wird, wobei bereits Mengen von 100 ppm eine deutliche Färbung hervorrufen können.

Die Obergrenze der Reuchenetteformation

Die Obergrenze der Reuchenetteformation wird definitionsgemäß gebildet durch das Dach der sog. Grenznerineenbank (vgl. E. FREI, 1925).

In Reuchenette ist die Ausbildung der Grenznerineenbank atypisch (R. 79–82), einerseits durch das spärliche Auftreten der Nerineen, anderseits durch die Zwischenschaltung eines mergeligen Kalkhorizontes (R. 80). Die Mächtigkeit beträgt 1,65 m.

Weitaus am deutlichsten ist die Grenznerineenbank im Südschenkel des Grenchenberges (594.750/228.190) ausgebildet, wo sie eine Mächtigkeit von 1,30 m aufweist. Die rauhe, oft kalkarenitische Kalkbank von gelblich-bräunlicher Färbung ist in ihren obersten 40 cm von zahllosen Nerineen durchsetzt. Im Peel (vgl. Tafel 7) zeigt sich, daß die Fossilien wie auch deren Trümmer meist stark rekristallisiert sind.

Weitere gute Aufschlüsse der Grenznerineenbank in typischer Ausbildung befinden sich in der Taubenlochschlucht (586.800/222.780), am Vorberg bei Bözingen (586.690/223.370) sowie östlich des Unteren Bürenberges (593.710/229.270). Auf die biostratigraphische und -facielle Bedeutung der Grenznerineenbank wird weiter unten näher eingegangen.

Lithofacies

Die Reuchenetteformation ist gekennzeichnet durch die Monotonie ihrer einzelnen Bänke (vgl. Typusprofil). Vorherrschender Gesteinstyp ist ein

dichter Kalk mit splitterigem, scharfkantigem Bruch, von beiger Farbe. Sowohl organische wie auch anorganische Einschlüsse innerhalb des Gesteins sind äußerst selten. Nur ganz vereinzelte Bänke können über eine kurze horizontale Distanz eine kalkarenitische Ausbildung aufweisen (R. 45, 60), liefern aber in keinem Falle einen verlässlichen Leithorizont. Sporadisch kalkarenitisch ausgebildete Partien – Nester – innerhalb eines Horizontes können vermutlich in jeder Bank auftreten.

Die Schichtung ist ausgesprochen massig, die einzelnen Bänke weisen also meist eine Mächtigkeit von mehr als 100 cm auf.

Chemismus

Das Typusprofil wurde bankweise einer titrationskomplexometrischen Karbonatanalyse unterzogen (vgl. Fig. 5). Der Gehalt an Gesamtkarbonat, schwankend zwischen den Werten 90,9 und 99,5 %, beträgt im Durchschnitt etwas über 97 %. Der in jeder Probe vorhandene geringe Dolomitgehalt übersteigt in keinem Fall 5,3 % und beträgt im Mittel 2,5 %.

Mit E. SEIBOLD (1952) kann angenommen werden, daß die Sedimentationsbedingungen während längerer Zeiten sehr konstant blieben. Ein Zusammenhang zwischen Bankmächtigkeit und prozentualem Anteil der Nichtkarbonate am Gesteinsaufbau konnte nicht festgestellt werden. Die Nichtkarbonate werden wahrscheinlich fast ausnahmslos durch Tonmineralien gebildet, wurde doch Quarz weder im Peel noch im Dünnschliff in Mengen über 0,1 % festgestellt.

Fossilinhalt⁶

Mikrofauna

FORAMINIFEREN: Außer *Haplophragmoides* sp. (*Nautiloculina*), *Cornubia jurassica* HENSON 1948 (= *Valvulinella*), Textularien, Lituoliden und vereinzelten Fragmenten von *Clypeina* sp. indet. (det. Dr. F. ALLEMANN) fanden sich vor allem Milioliden der Gattung *Quinqueloculina*, welche sich nicht weiter bestimmen ließen.

ORGANISMUS «C» FAVRE 1927: In vereinzelten Horizonten treten Nester mit dem erstmals von J. FAVRE (1927) beschriebenen *Organismus «C»* auf. Nach den Untersuchungen von A. CAROZZI (1954) würde es sich bei dem fraglichen Organismus um

Genus: *Vaginella* DAUDIN 1800

Genotyp: *Vaginella depressa* DAUDIN

Vaginella striata n. sp. handeln.

⁶ Weitere Angaben über den Fossilinhalt der Reuchenetteformation siehe Kapitel II. 5.4.1.

R.F.RUTSCH hält es für sehr unwahrscheinlich, daß es sich beim *Organismus «C»* um einen Pteropoden handelt (mündl. Mitt. 1964).

P.BRONNIMANN (1955) hat als *Lombardia* (n.g.) *arachnoidea* (n.sp.), *L. perplexa* (n.sp.) und *L. angulata* (n.sp.) Formen abgebildet, die eine gewisse Ähnlichkeit mit den Skizzen der *Vaginella striata* von CAROZZI zeigen. R.VERNIORY (1956, 1960) stellt *Lombardia* zur Gattung *Saccocoma*.⁷

Vorläufig scheint es geraten, den von J.FAVRE (1927) geprägten Namen *Organismus «C»* weiter zu verwenden.

Makrofauna

HYDROZOA: Innerhalb der fossilarmen Reuchenetteformation bildet die Zone mit *Cladocoropsis mirabilis* (siehe Profil Fig. 5, Nr. 43) einen willkommenen Leithorizont.

Die von O.RENZ (1931) aus dem Solothurner und Berner Jura beschriebenen Cladocoropsiskalke waren früher unter dem von E.DESOR und A.GRESSLY (1859) im Neuenburger Jura aufgestellten Namen Bryozoenkalke (calcaires à bryozoaires) bekannt.

Cladocoropsis mirabilis FELIX kann in vereinzelten Exemplaren fast in jedem Horizont der Reuchenette- und auch der Twannbachformation beobachtet werden. Das gehäufte Auftreten bleibt aber auf die Zone beschränkt, welche in allen beobachteten Aufschlüssen etwa 25 m unterhalb der Grenznerineenbank oder der Basis der Zone mit *Exogyra praevirgula* liegt. In den Solothurner Steinbrüchen liegt die Cladocoropsiszone in der «Unteren Bank» (vgl. Kap. II. 5.4.1).

Ob diese Zone einen streng isochron verlaufenden Horizont bildet, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Sie dürfte aber in ihrer stratigraphischen Stellung nur ganz geringfügigen Schwankungen unterworfen sein.

CEPHALOPODEN: Trotz intensiven Suchens konnten im engeren Untersuchungsgebiet keine Ammoniten gefunden werden. Eine Ausnahme bildet der im Museum Solothurn deponierte *Aulacostephanus (Pararasenia) quenstedti* DURAND, der aus dem obersten Teil der Reuchenetteformation in den Solothurner Schildkrötenkalken gefunden wurde. Auf die bio- und chronostratigraphische Bedeutung dieses Ammonitenfundes soll in Kap. II. 5.4.1 näher eingegangen werden.

GASTROPODEN: Die Grenznerineenbank – definitionsgemäß das Dach der Reuchenetteformation – wird gebildet von einer durchschnittlich 1,20 bis 1,50 m mächtigen Kalkbank, die in ihrem obersten Teil von zahllosen

⁷ Nach R.VERNIORY (1956: 86) hat BRONNIMANN *Eothrix alpina* LOMBARD 1945 mit *Lombardia* identifiziert. Nach unserer Auffassung ist dies jedoch nicht der Fall, da BRONNIMANN *Eothrix alpina* nirgends in die Synonymie von *Lombardia* einbezieht.

Nerineen durchsetzt ist. (Die Ausbildung an der Typlokalität der Reuchenetteformation – vgl. Fig. 5, Banknummer 79 bis 82 – ist nicht charakteristisch.) Längsschnitte durch Einzelindividuen von verschiedenen Fundstellen beweisen, daß es sich stets um dieselbe Nerineenart handeln muß (vgl. Tafel 6, Fig. 2). Die oft über 25 cm lange und in der letzten Windung bis zu 4 cm Durchmesser aufweisende *Nerinea* wurde durch E. FREI (1925) als *Nerinea cf. grandis* VOLTZ bestimmt. Eine Überprüfung ergab aber, daß *Nerinea grandis* VOLTZ a priori auszuschließen ist, da die Spindelfalten beim Nerineentyp aus der Grenznerineenbank ein wesentlich anderes Bild zeigen als *Nerinea grandis*. Eine artliche Bestimmung der Nerineen erwies sich als unmöglich, da in keinem Fall der aufgesammelten Exemplare die Ornamentation der Schale erkennbar war. Immerhin kann anhand der Anschliffe ausgesagt werden, daß es sich um

Genus: *Cossmannea* sp. PCELINCEV 1927

Genotyp: *Nerinea desvoidyi* D'ORBIGNY

Cossmannea sp. indet. handelt (det. Dr. L. R. Cox, 1964).

Das Vorkommen ist nicht auf die Grenznerineenbank beschränkt, doch tritt sie einzig in dieser Zone in großer Häufigkeit auf.

PELECYPODA UND BRACHIOPODA: Kleinere und größere Schalenfragmente von Pelecypoden, vorwiegend von größeren Ostreen, sowie Schalentrümmer und Steinkerne von Brachiopoden sind in der ganzen Reuchenetteformation verbreitet, aber eher selten. Eine Bestimmung war in keinem Falle möglich.

Chronostratigraphie

Die chronostratigraphische Korrelation der Reuchenetteformation beruht einzig auf dem Fund von *Aulacostephanus (Pararasenia) quenstedti* DURAND⁸ aus den Solothurner Schildkrötenkalken. *Aulacostephanus (Pararasenia)* ist leitend für die mutabilis-Zone (= acanthicum-Zone s.str.) und den unteren Teil der eudoxus-Zone (= pseudomutabilis-Zone), also nicht auf eine einzelne Zone beschränkt. Es kann demnach nur gesagt werden, daß sich der Schichtkomplex der Solothurner Schildkrötenkalke, und damit auch die obersten 25 m der Reuchenetteformation in der Acanthicum- oder in der Pseudomutabilis-Zone und somit im oberen Kimmeridgien (oberes Unter-Kimmeridgian im Sinne ARKELLS, 1956) befindet.

Die Parallelisation der Solothurner Schildkrötenkalke in westlicher Richtung kann dabei nur auf Grund der Zone mit *Cladocoropsis mirabilis* sowie anhand von Mächtigkeitsvergleichen (Lage der Verenaschichten) erfolgen.

Eine bestimmtere Aussage dürfte erst dann möglich sein, wenn umfassende und großregionale Untersuchungen vorliegen, welche eine Korrelation mit den Stratotypen in England erlauben (Korrelation I. Ordnung!).

⁸ Vergleiche Tafel 6, Figur 3.

3.2.5 Twannbachformation («Portlandien»)

Einleitung

Der durch J. THURMANN (1832) erstmals in die Stratigraphie des Schweizer Jura eingeführte Begriff Portlandien war bis in die Zeit der Arbeiten von J. B. GREPPIN (1867, 1870) und L. ROLLIER (1888, 1896, 1898) den verschiedensten Wandlungen in der stratigraphischen Deutung unterworfen. Erst seit GREPPIN und ROLLIER verstand man allgemein unter Portlandien die zwischen den Mergeln der *Exogyra «virgula»* und der Basis des «Purbekken» (Goldbergformation HAEFELI, 1964) gelegenen Schichten.

Durch die Arbeit von W. J. ARKELL (1956) wurde die Anwendung des Stufenbegriffes Portlandien in Europa in Frage gestellt. Um weiteren Mißverständnissen auszuweichen, wurde den Schichten zwischen der Grenznerineenbank (oder Zone mit *Exogyra praevirgula*) und der Basis der Goldbergformation, welche eine kartierbare Einheit bilden, der Name *Twannbachformation* gegeben.

Lithostratigraphie

Nach HAEFELI (1964) wird die Twannbachformation wie folgt definiert:

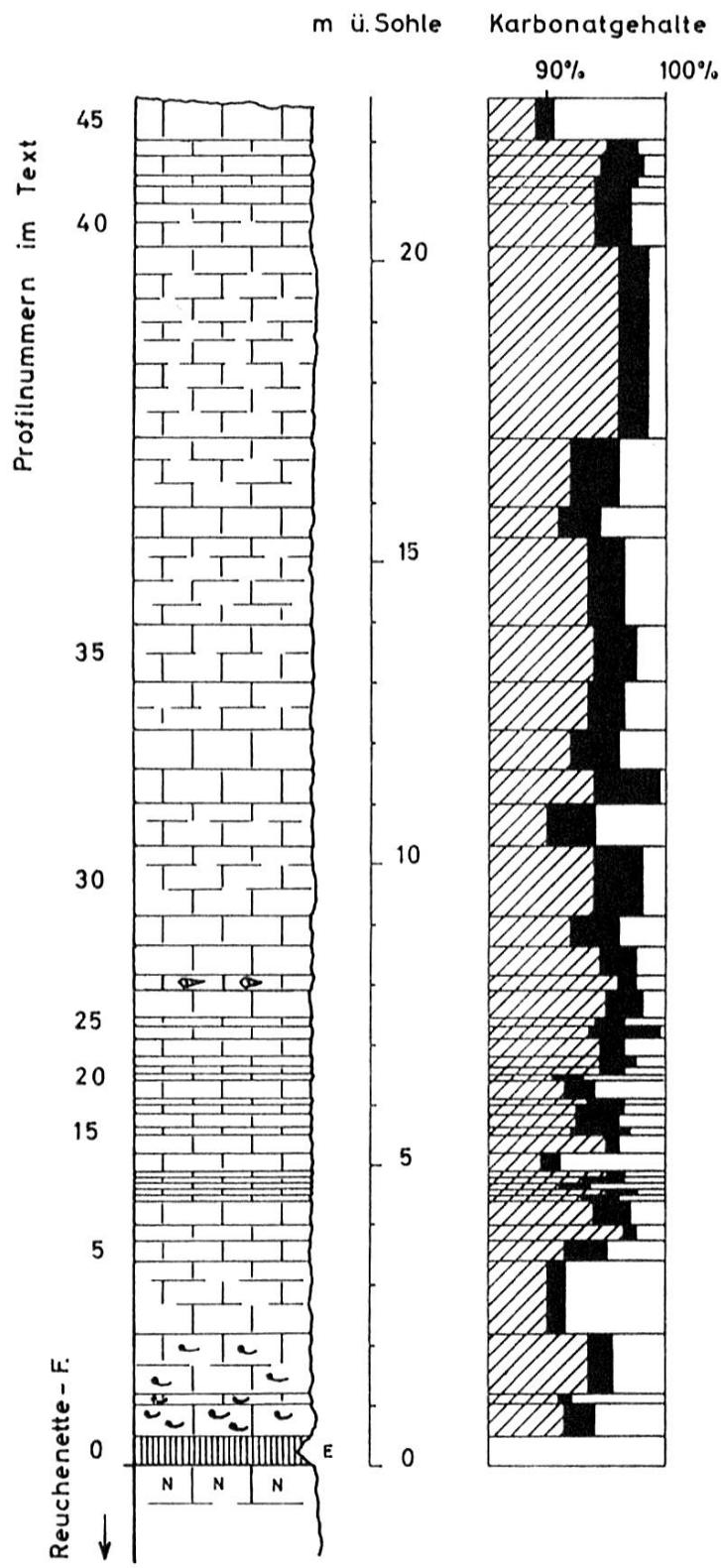
Die Twannbachformation ist eine lithostratigraphische Einheit, welche die Schichten vom Dach der Grenznerineenbank bis zum Dach des Calcaire àpre umfaßt. Typlokalität: Twannbachschlucht ob Twann, Bielersee, Kt. Bern, LK Blatt 1145. Lage der Grenznerineenbank, Twannbachschlucht: 577.850/216.420, Lage des Calcaire àpre zwischen Wingreis und Tüscherz: 580.850/217.780.

Da in unserem Untersuchungsgebiet nur ungefähr das unterste Drittel der Twannbachformation in guten und zusammenhängenden Aufschlüssen vorhanden ist, wurden nur diese Horizonte einer näheren Untersuchung unterzogen. Das beschriebene Profil bildet die direkte Fortsetzung im Hangenden der Reuchenetteformation an der Typlokalität in Péry-Reuchenette.

Profil: Basis der Twannbachformation in Reuchenette (vgl. I.1.2.1)

1. Kalkiger Mergel
2. gelblich, beige
3. —
4. inhomogen, meist gut zerdrückbar
5. mergelig
6. schieferig bis blätterig
7. mehr oder weniger scharfe Grenze zu den hangenden Kalkschichten, Untergrenze schwach gewellt
8. konform
9. 0,45 m durchgehend
10. a) vermutlich keine anorganischen Komponenten
b) zahllose Individuen von *Exogyra praevirgula* und Trümmer davon

Basis Twannbachformation in Reuchenette
585.730 / 226.470



- 01–03 1. Kalk
 2. beige
 5. dicht
 6. plattig bis bankig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 1,70 m
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) Trümmer und ganze Exemplare von *Exogyra praevirgula*, vor allem an der Basis
- 04–07 1. Kalk
 2. beige, zum Teil mit bräunlichen Flecken
 5. dicht
 6. bankig bis plattig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 2,20 m
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) steril
- 08–12 1. Kalk
 2. hellbeige bis hellgrau
 5. dicht
 6. plattig
 7. eben, glatt, vereinzelte Tonhäute auf den Schichtflächen
 8. konform
 9. 0,46 m
 10. a) vereinzelte Kalzitknauer
 b) steril
- 13–26 1. Kalk
 2. beige
 5. dicht
 6. plattig bis dünnbankig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 3,0 m
 10. a) vereinzelte Kalzitknauer
 b) steril
- 27 1. Kalk
 2. beige
 5. dicht
 6. dünnbankig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 0,27 m
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) einzelne vollkommen rekristallisierte Nerineen

- 28–39 1. Kalk
 2. dunkelbeige, zum Teil mit bräunlichen Flecken
 5. dicht
 6. bankig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 12,0 m
 10. a) vereinzelte Kalzitknauer
 b) steril
- 40–45 1. Kalk
 2. beige mit bräunlichen Flecken
 5. dicht
 6. bankig bis plattig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 2,40 m
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) steril

Die Basis der Twannbachformation wird durch die im Durchschnitt 0,45 m mächtige kalkig-mergelige Zone mit *Exogyra praevirgula* gebildet. Dieser Horizont ist in Péry-Reuchenette sowohl in der westlichen wie in der östlichen Klusseite des Nordschenkels des Chasseral und der Montagne de Romont deutlich ausgebildet und nur geringen Mächtigkeitsschwankungen unterworfen.

Bereits im Südschenkel der Montagne de Romont, oberhalb Frinvillier (586.020/224.360), sind die Mergel stark verkalkt und auf eine Mächtigkeit von nurmehr etwa 15 cm reduziert. In den Aufschlüssen der Basis der Twannbachformation in der Bözingenbergtaliklinale wie auch im Grenchenberg-südschenkel fehlt der Horizont vollständig. Ab und zu ist in diesen Aufschlüssen die stets gut ausgebildete Grenznerineenbank durch ein perlmutterartiges Schalenpflaster überzogen, welches durch die Exogyren-schalen gebildet sein dürfte. Ob es sich bei diesem Horizont um tektonische Ausquetschung handelt, konnte nicht einwandfrei festgestellt werden. Der Mergelhorizont scheint jedoch in seiner Mächtigkeit von Péry-Reuchenette aus sowohl in südlicher wie auch in östlicher Richtung ziemlich rasch abzunehmen; so wurde auch in einem Aufschluß östlich des Unteren Bürenberges (593.710/229.300) nur noch eine Mächtigkeit von 20 cm gemessen.

Die hangenden Schichten unterscheiden sich in ihrer lithofaciellen Monotonie mit Ausnahme der Bankmächtigkeiten kaum von den Kalkhorizonten der Reuchenetteformation. In den drei tiefstgelegenen Kalkbänken über den Kalkmergeln der *Exogyra-praevirgula*-Zone ist eine sich rasch verändernde Anzahl von Austernschalen (ebenfalls *Exogyra praevirgula*?) festzustellen. Im Hangenden fehlen Fossilien mit ganz wenigen Ausnahmen. Dichter, kryptokristalliner Kalk (vgl. Tafel 14) mit vereinzelten kalkarenitischen Nestern ist der durchaus vorherrschende Sedimenttyp.

Die Gesteinsfarbe ist vorwiegend beige bis bräunlich- oder hellbeige. Die oft zitierten rostbraunen Flecken, die ab und zu auch als charakteristisches Merkmal zur Unterscheidung der Kalke der Twannbachformation von denjenigen der Reuchenetteformation angeführt wurden (EPPEL, 1947; RYNIKER, 1923), sind im untersuchten Teil der Twannbachformation weder typisch noch horizontbeständig. Sie geben daher keineswegs einen Leithorizont ab.

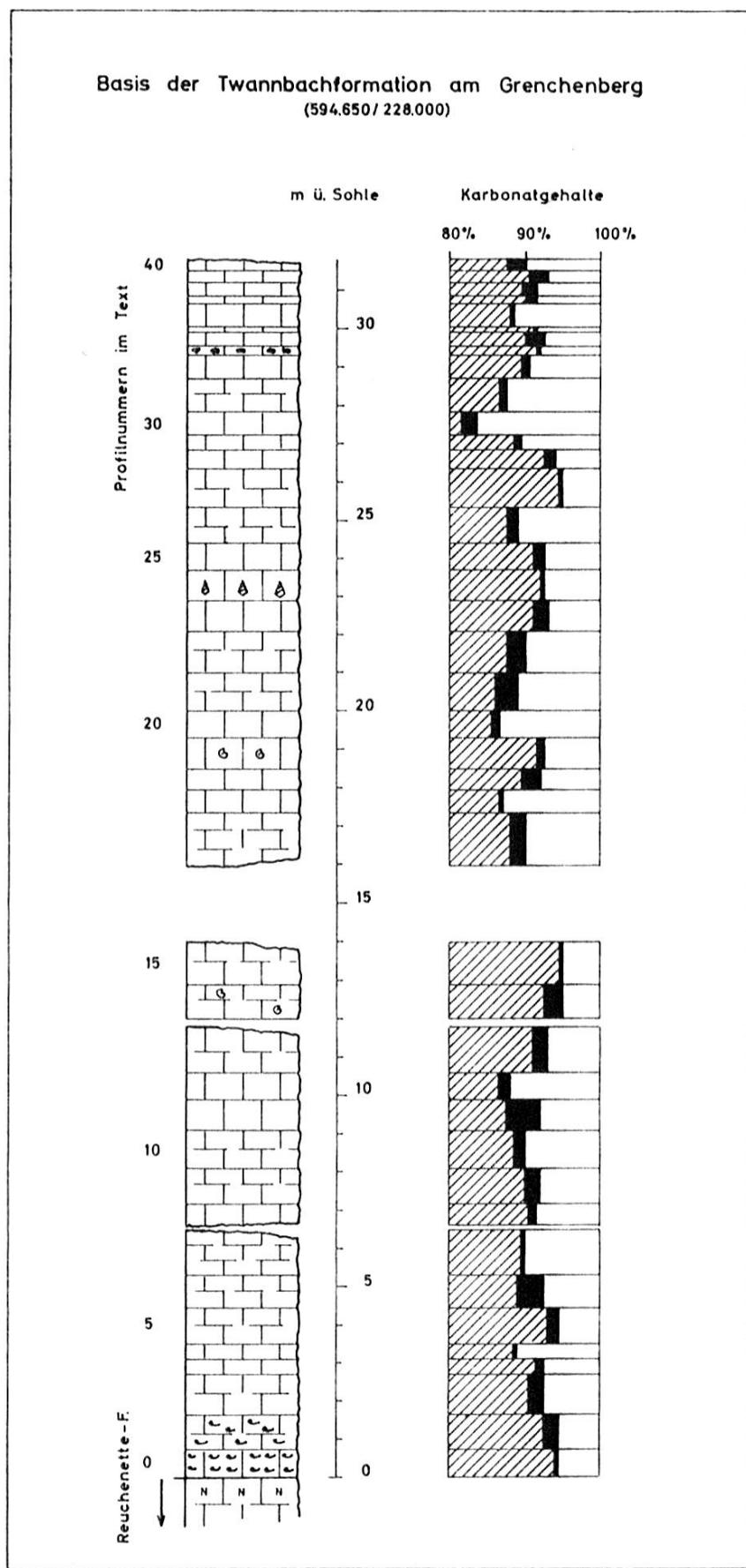
Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten der Twannbachformation in Reuchenette schwankt zwischen 0,08 und 3,20 m und beträgt im Durchschnitt knapp 0,50 m bei 45 gemessenen Bänken. Die Schichtung ist also ausgesprochen bankig, im Gegensatz zu der massigen Ausbildung, wie sie in der Reuchenetteformation beobachtet werden kann (vgl. Tafel 5 b).

Eine wenn auch unsichere Korrelationsmöglichkeit nach Westen, zu den von HAEFELI beschriebenen Profilen, bilden die vereinzelten Nerineenbänke (Horizont 27), die allerdings sowohl in Reuchenette als auch am Grenchenberg nur undeutlich ausgebildet sind. Ein typisch ausgebildeter Nerineenhorizont konnte in einem Steinbruch oberhalb Bözingen festgestellt werden (587.190/223.250) und soll weiter unten noch besprochen werden.

Leider fehlten auch im Profil längs des Weges Grenchen–Grenchener Stierenberg (594.620/227.950) ausgeprägte Leithorizonte, welche eine Korrelation mit den Schichten der Twannbachformation in Péry-Reuchenette erlaubt hätten. Das Profil sei der Vollständigkeit halber hier angeführt.

Profil Basis der Twannbachformation am Grenchenberg (vgl. I. 1.2.1)

- | | |
|-------|---|
| 00-01 | <ol style="list-style-type: none"> 1. Kalk 2. hellgrau bis hellbeige 5. dicht 6. plattig 7. eben, glatt, ohne Tonhaut 8. konform 9. 1,65 m durchgehend 10. a) keine anorganischen Komponenten
b) Trümmer von Molluskenschalen, vereinzelte Exemplare von <i>Exogyra praevirgula</i> und <i>Organismus «C»</i> |
| 02-07 | <ol style="list-style-type: none"> 1. Kalk 2. beige bis bräunlich 5. dicht 6. plattig 7. eben, glatt, ohne Tonhaut 8. konform 9. 4,90 m durchgehend 10. a) keine anorganischen Komponenten
b) Trümmer von Molluskenschalen und Nerineen, vereinzelte Exemplare von <i>Organismus «C»</i> |



*Fig. 7. Profil durch die Basis der Twannbachformation am Grenchenberg, oberhalb Chappelichehr.
594.650/228.000*

- 08–13 1. Kalk
 2. hellbeige bis gräulich, zum Teil mit braunen Flecken
 5. dicht
 6. plattig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 5,25 m durchgehend
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) steril
- 14–15 1. Kalk
 2. hellbeige bis hellgrau, zum Teil mit braunen Flecken
 5. dicht
 6. plattig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. etwa 2,0 m
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) vereinzelte Trümmer von Molluskenschalen und *Organismus «C»*
- 16–18 1. Kalk
 2. hellbeige mit braunen Flecken
 5. dicht
 6. plattig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. etwa 3 m
 10. a) vereinzelte Kalzitadern und -knauer
 b) vereinzelt *Organismus «C»* in 17
- 19–23 1. Kalk
 2. hellgrau bis hellbeige
 5. dicht
 6. plattig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 4,45 m
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) vereinzelte Trümmer von Molluskenschalen
- 24–32 1. Kalk
 2. hellbeige bis bräunlich
 5. dicht
 6. im allgemeinen plattig bis dünnplattig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 6,25 m durchgehend
 10. a) keine anorganischen Komponenten
 b) vereinzelte Nerineen und *Organismus «C»* an der Basis

- 33–40 1. Kalk
 2. hellgrau, zum Teil mit rostbraunen Flecken
 5. dicht
 6. plattig bis dünnplattig
 7. eben, glatt, ohne Tonhaut
 8. konform
 9. 2,50 m, durchgehend
 10. a) vereinzelte kleine Cailloux noirs an der Basis
 b) steril

Chemismus

Wie schon die Untersuchungen der Karbonatgehalte an der Typlokalität der Twannbachformation durch HAEFELI (1965) ergaben, zeigen sich in der genannten Schichtfolge, mit wenigen Ausnahmen im oberen Teil, kaum dolomitische Horizonte. Dies gilt ebenfalls für die tiefstgelegenen Schichten der Twannbachformation in Reuchenette und am Grenchenberg. Das Profil zeigt deutlich, daß in keinem Horizont ein Dolomitgehalt von mehr als 6 % vorhanden ist. Das Vergleichsprofil durch die Basis der Twannbachformation im Grenchenbergsüdschenkel zeigte einen etwas erniedrigten Gesamtkarbonatgehalt. Ein signifikanter chemischer Unterschied zu den Kalken der Reuchenetteformation konnte nicht ermittelt werden.

Fossilinhalt

Wie die Reuchenetteformation ist auch die Twannbachformation fossilarm. Außer dem Mergel mit *Exogyra praevirgula* treten vereinzelt Nerineenbänke auf, die kaum über größere Distanzen verfolgbar sind und in ihrer Ausbildung in keinem Fall mit derjenigen der Grenznerineenbank verglichen werden dürfen.

Mergel mit *Exogyra praevirgula* («Virgula-Mergel»): Die Mergelzone, welche definitionsgemäß die Basis der Twannbachformation bildet, stellt wie die liegende Grenznerineenbank ein Hauptlager (peak-zone) dar. Sie wurde von J. THURMANN (in THURMANN und ETALLON, 1861–1864) erstmals wie folgt beschrieben: «Ensemble très marneux, jaunes-nankin, schisteux, assez solide, avec quelques parties intercalées essentiellement marneuses, cendrées».

Nach HAEFELI sind die Mergel an der Typlokalität der Twannbachformation nicht ausgebildet. Sie scheinen westlich der Taubenlochschlucht überhaupt zu fehlen und sind ostwärts erst in Péry-Reuchenette einigermaßen typisch ausgebildet. Hier hat die Mergelzone eine Mächtigkeit von rund 0,45 m.

Bei den vor allem in stark angewitterten Partien leicht aufzusammelnden Ostreiden handelt es sich um

Genus: *Exogyra* SAY 1820

Genotyp: *Exogyra costata* SAY 1820

Exogyra praevirgula JOURDY, 1924 (det. Dr. L. R. Cox, 1964)

Aus E. JOURDY (1924: 66 und Tafel IX, Fig. 10–16) ist ersichtlich, daß *Exogyra praevirgula* ein Glied innerhalb der kontinuierlichen Entwicklungsreihe von *Exogyra nana* nach *Exogyra virgula* darstellt. Da aus verschiedenen Aufschlüssen stets nur *Exogyra praevirgula* bekannt wurde, schlage ich vor, den Namen «Virgulamergel» oder «Mergel mit *Exogyra virgula*» in Anwendung des Art. 25 des Code of Stratigraphic Nomenclature (1961) in Mergel mit *Exogyra praevirgula* abzuändern.

NERINEENBÄNKE: Die Nerineenbänke treten nur ganz sporadisch auf und sind selten über größere Distanzen verfolgbar. Die meist stark rekristallisierten Fossilien konnten in keinem Falle aus dem Gestein herausgelöst werden. Etliche Anschlüsse und günstige Verwitterungsbilder zeigten jedoch deutlich, daß die Nerineen der Twannbachformation stets wesentlich kleiner sind und kompliziertere Spindelfalten aufweisen als die *Cossmannea* in der Reuchenetteformation. Die Spindel zeigte im allgemeinen vier Falten – zwei Columellarfalten, eine Außenfalte und eine obere Parietalfalte. Es handelt sich also um eine *Nerinea s. str.*, welche jedoch mangels weiterer Merkmale artlich nicht bestimmt werden konnte (det. Dr. L. R. COX, 1964).

CEPHALOPODA: Auch in den Schichten der Twannbachformation sind Ammonitenfunde äußerst selten. Aus dem gesamten Untersuchungsgebiet stammt ein einziges, oberhalb Bözingen (586.890/222.770) durch M. ANTENEN entdecktes Exemplar. Es handelt sich um

Genus: *Gravesia* SALFELD, 1913
 Genotyp: *Ammonites gravesianus* D'ORBIGNY
Gravesia sp. indet. (det. Dr. B. ZIEGLER, 1962)

Nach der Auffassung von H. SALFELD (1913) und auch nach den neuesten Untersuchungen des BMC bilden die Zonen mit Gravesien die Basis des Portlandien (Upper Kimmeridgian im Sinne ARKELL, 1956). Die Fundstelle liegt stratigraphisch rund 35 m oberhalb der Grenznerineenbank. Eine Begleitfauna ist nicht vorhanden.

Chronostratigraphie

Die Grenzziehung zwischen Reuchenette- und Twannbachformation kann mangels charakteristischer Fossilfunde nur anhand lithostratigraphischer Kriterien erfolgen. Die beiden Ammonitenfunde – *Gravesia* sp. aus der Twannbachformation und *Aulacostephanus (Pararasenia) quenstedti* DURAND aus der Reuchenetteformation – lassen eine zeitliche nicht bestimmbarer Schichtfolge von etwa 60 m offen.

Sollten die Untersuchungsergebnisse der einzelnen nach dem Jurakolloquium in Luxemburg (1962) eingesetzten Kommissionen mit den bereits vorliegenden Resultaten des BMC und des russischen Ausschusses übereinstimmen, d.h. die Basisgrenze des Portlandien mit der Basis der Gravesienzonen zusammenfallen, darf angenommen werden, daß die Grenze

zwischen den beiden Stufen Portlandien und Kimmeridgien annähernd der Grenze Reuchenetteformation/Twannbachformation entspricht. In diesem Falle dürfte die *Twannbachformation* mit dem *Portlandien* oder dem *oberen Kimmeridgian* im Sinne ARKELL 1956 zu korrelieren sein.

3.3 Kreide

In der ersten Auflage des Blattes VII der Geologischen Karte der Schweiz im Maßstab 1:100000 (1870) hat J.B. GREPPIN ein Kreidevorkommen östlich von Frinvillier eingetragen. Eine nähere Beschreibung oder eine genaue Lokalitätsangabe wurde jedoch von GREPPIN nirgends veröffentlicht. Während des Druckens der vorliegenden Arbeit hatte ich Gelegenheit, einen unveröffentlichten Bericht über die Wasserversorgung der Stadt Biel von E. DESOR und F. LANG (1872) einzusehen. In der beigelegten Kartenskizze ist an derselben Stelle, die im folgenden beschrieben wird (586.450/224.150), ein Vorkommen von «Valanginien» und etwas nördlich davon auch Molasse eingetragen.

Erst 1964 wurde bei der Erstellung eines neuen Weges unter einer etwa 3–4 m mächtigen Moränenbedeckung Kreide in einem stark gestörten Vorkommen entdeckt. Der künstliche Aufschluß (586.450/224.150) zeigte eine auffallend ockergelb gefärbte, rund 6 m lange und 0,5 m mächtige Mergelzone im Hangenden und bräunliche, z. T. etwas spätere Kalke im Liegenden. Eine eigentliche Schichtung war nicht festzustellen.

Eine Dünnschliffuntersuchung der Kalke ließ eine grobkristalline Grundmasse mit Ooiden, Echinodermenfragmenten und stellenweise reichlich detritischem Quarz erkennen. Daneben fanden sich Charaoogonien in größerer Zahl sowie *Trocholina* sp. und *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA (mündl. Mitt. CH. HAEFELI, 1964). Es handelt sich also um Marbre bâtarde des unteren Untervalanginien.

Die Mergelproben enthalten zahlreiche Ostrakoden, die H. OERTLI (schriftl. Mitt. 1964) als

Fabanella polita polita (MARTIN)

bestimmt hat. Diese Subspecies tritt in schwach brackischen Partien des oberen Teiles der Goldbergformation wie auch im untersten Teil des Valanginien auf.

Das Vorkommen muß also gesamthaft dem obersten «Purbeckien» (Goldbergformation HAEFELI 1964) oder auch dem untersten, limnisch-lagunären «Untervalanginien» zugeordnet werden.

Als weiteres Indiz für die unmittelbare Nähe eines Kreidevorkommens in diesem Gebiet darf auch der Fund eines typischen Kreide-Gastropoden (*Leviathania* sp. indet.) bei einem Aushub an der Straße Taubenlochschlucht-Frinvillier (586.330/224.280) gewertet werden.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß bei weiteren temporären Aufschlüssen im Gebiet ob Frinvillier und auch am Westende der Synklinale von Vauffelin weitere Kreidevorkommen zum Vorschein kommen werden.

Die östlichsten Spuren von Kreideablagerungen stellen die von F. LANG (1862) beschriebenen und von DESOR bestimmten Echiniden *Echinobrissus subquadratus* und *Pygurus montmollini* sowie die vom E. BAUMBERGER (1915) entdeckten verkieselten Blöcke von Marbre bâtarde aus der Lengnauer Huppergrube dar (594.750/226.550).

3.4 Tertiär

3.4.1 Siderolithikum

Im untersuchten Gebiet liegen die vermutlich besten Aufschlüsse im Siderolithikum des südlichen Berner und Solothurner Jura. Fast in jedem Steinbruch an den Flanken des Bözingenberges, im Lengnauwald oder im Gebiet der Montagne de Romont lassen sich Spuren des Siderolithikums nachweisen. Vorwiegend sind es die roten Bolustone, die sich überall dort zeigen, wo in künstlichen Aufschläßen die alte tertiäre Verkarstungs-oberfläche des Malm angeschnitten wird. Meistens weisen die anstehenden Kalke in der näheren Umgebung der spalten-, taschen- oder röhrenähnlichen Füllungen eine deutliche, oft intensive rote Bänderung auf, die stets auf den Kontakt des Gesteins mit den Bolustonen beschränkt ist.

Die Erscheinungsformen des Siderolithikums im südlichen Berner Jura lassen sich rein phänomenologisch in die drei folgenden Gruppen unterteilen, die oft alle nebeneinander in einem einzigen Aufschluß vorhanden sein können:

1. Rote, braunrote oder violette Bolustone mit geringer oder ohne Quarz- oder Erzführung.
2. Rötliche bis bräunliche, zähe, oft etwas sandige Tone mit größeren oder kleineren Gehalten an Bohnerzkörnern, die selten einen größeren Durchmesser als 10 mm aufweisen.
3. Mehr oder weniger stark verfestigte Huppererde, meist von reinweißer Färbung, oft aber durch ihren Gehalt an Eisen gelblich bis rötlich verfärbt.

Bolustone

Rote bis violette Tone beschreibt L. ROLLIER (1898) aus vereinzelten Spalten und Klüften in den Kalken der Twannbachformation der Taubenlochschlucht. Eine größere Tasche, gefüllt mit demselben Material, beobachtete er in einem künstlichen Aufschluß bei Erweiterungsarbeiten der Drahtwerke am Ausgang der Schlucht bei Bözingen. Relikte dieser Tasche sind noch heute nachweisbar (587.000/222.635). Spuren von Siderolithikum sind in den Kalkwänden der Taubenlochschlucht an verschiedenen Stellen zu beobachten.

Eine etwa 4–5 m³ große Tasche wurde beim Bau einer Garage an der Zollhausstraße in den Schichten der Twannbachformation angeschnitten (222.785/587.015). Auch in diesem der Schlucht benachbarten Aufschluß handelte es sich um blutrote, von anderen siderolithischen Beimengungen freie Bolustone, in denen sich vereinzelte wenig gerundete bis faustgroße Kalkbrocken befanden. Die Tasche war von einer nur geringmächtigen Humusschicht bedeckt, ihre Wandungen zeigten die typischen Verkarstungserscheinungen.

Ein ganz ähnliches Vorkommen wurde ebenfalls bei Bauarbeiten oberhalb Vauffelin angeschnitten (589.455/226.370). Die stark verkarsteten und durchlöcherten Kalke zeigten stellenweise eine deutliche zartrote Bänderung, die Spalten und Hohlräume innerhalb des aufgelockerten Gesteinsverbandes waren mit rotem, violettem oder grünlich verfärbtem Boluston gefüllt. Auch hier fehlten alle Spuren von Bohnerz oder Huppersand.

Bohnerz

W. SCHÜRER (1928) beschreibt einige Vorkommen von Bohnerz in der Synklinale von Péry und aus der näheren Umgebung des Schlößchens Wildermett bei Pieterlen. Nach E. BAUMBERGER (1923) befand sich in unmittelbarer Nähe der großen Lengnauer Huppergrube eine Erzwäsche. Zwischen Pieterlen und Lengnau wurde in einem Stollen Erz gefördert, welches – leider nicht genau nachweisbar – in den Hochöfen auf der Schmelzi bei Grenchen oder in Frinvillier verhüttet wurde. Größere Mengen von Bohnerz deuten am alten Weg von Lengnau nach Romont auf die Stelle, an welcher der heute nicht mehr sichtbare Stollen gemündet haben muß (593.995/225.740).

Eine fast vollständig von Vegetation überwachsene Tasche mit einem Oberflächendurchmesser von etwa 3 m kann östlich des Kurhauses auf dem Bözingenberg beobachtet werden (588.435/224.680). Die Erzkörper, die sich nach einem Graben in stark mit Humus durchsetztem Lehm finden lassen, sind stets von geringer Größe und nicht sehr häufig.

Eine weitere Tasche, vermutlich ähnlichen Ausmaßes und gleichen Inhalts wie diejenige auf dem Bözingenberg, befindet sich am östlichen Ende des Tales von Péry, auf der dem Hof «Unterer Bürenberg» gegenüberliegenden Talflanke (592.640/228.920). Sie wurde auch von SCHÜRER (1928) in der Karte, aber nicht im Text vermerkt.

Alle diese Taschen liegen in den Kalkschichten der Twannbachformation. In der darunter liegenden Reuchenetteformation wurden im ganzen Untersuchungsgebiet in keinem Fall Spuren von Bohnerz angetroffen.

Huppererde

So selten und von geringem Ausmaß die im untersuchten Gebiet heute feststellbaren Spuren siderolithischen Erzes sind, so häufig und von großer Ausdehnung sind die Vorkommen von Huppererden, deren Ausbeutung

nachgewiesenermaßen bereits anfangs des 18. Jahrhunderts im Gang war.

E. BAUMBERGER (1923) veröffentlichte im Erzband der Geotechnischen Kommission eine aus dem Jahre 1916 stammende Analyse der Huppererde aus der Grube nördlich Lengnau (594.750/226.550), die der Vollständigkeit halber hier angeführt sei:

Kieselsäure	85,80	85,86
Eisenoxyd	0,40	0,40
Tonerde	9,02	9,10
Kalk	—	—
Magnesia	—	—
Wasser	4,80	4,74
Total	100,02	100,10

Die Prozentzahlen des Wassers dürften sich aus dem Glühverlust des Materials ableiten lassen, so daß angenommen werden muß, daß Wasser + Tonerde = Tonminerale also 13,82% bzw. 14,84% beträgt.

Neben der großen Lengnauer Huppergrube sind heute noch mindestens vier weitere Stellen in diesem Gebiet als alte Hupperlöcher erkennbar.

Eine Grube südwestlich Neui Zelg (594.650/226.690) ist heute mit Wasser bedeckt, Huppererde ist nicht mehr sichtbar. Nach R.F. RUTSCH (1942a) wurden in dieser Grube nach Aussagen Einheimischer größere Mengen von Huppererde in einem Schacht gefördert. Etwas östlich dieser Stelle befindet sich ein aufgelassener Steinbruch (595.020/226.700), in dem geringe Spuren von Hupper als Kluftfüllung beobachtet werden können. Ein Abbau scheint jedoch nicht stattgefunden zu haben.

Drei weitere aufgelassene Gruben sind westlich der Räben ob Lengnau vorhanden. In der nördlichsten dieser Fundstellen (594.305/226.115) wurde eine Sondierbohrung bis -38 m abgeteuft (Fig. 9)⁹. Die dabei durchfahrenen siderolithischen Ablagerungen unterscheiden sich nur unwesentlich von denjenigen, wie sie in der Huppergrube beobachtet werden können. Reine Bolustone ohne Beimengungen von Quarz sind selten. Bei dem zwischen -15,38 und -16,20 m vermerkten Kalk dürfte es sich weniger um eine Einlagerung, als vielmehr um ein Stück der Taschenwand handeln, da die Bohrung ganz am Rand des Vorkommens angesetzt worden war. Nach den nicht mehr kontrollierbaren Profilaufnahmen zu schließen, wurden keine Erzspuren angetroffen. Auch diese Grube ist heute ersoffen. Weitere untiefe Sondierungen in der näheren Umgebung dieser Tasche zeitigten analoge Resultate.

Eine Besonderheit dürfte das kleine Vorkommen einer zu Sandstein verwitterten Huppererde aus dem Steinbruch im Lengnauwald, in der unmittelbaren Nähe einer stellenweise noch mit siderolithischem Material überkleb-

⁹ Das Profil dieser 1946 abgeteuften Bohrung entstammt einem Gutachten, das mir von Prof. R.F. RUTSCH freundlicherweise zur Verfügung gestellt worden ist.

ten Verkarstungsfläche bilden (594.000/226.720). Der noch der Beobachtung zugänglich verbliebene Sandsteinknollen war mit der darunter liegenden Kalkschicht der Twannbachformation eng verbunden und etwas darin eingelassen. Eine Karbonatanalyse ergab einen Gesamtkarbonatgehalt von 31 %, der sowohl durch das kalzitische Bindemittel als auch durch die kleineren Kalkkomponenten innerhalb des Sandsteines selber zu erklären ist. Trotz dieses für eine siderolithische Ablagerung relativ hohen Karbonatgehaltes muß eine mit der Sedimentation des Kalkes synchrone Entstehungsweise des Sandsteines ausgeschlossen werden.

Der verfestigte Sand beschränkte sich in seinem Vorkommen auf eine kleine Fläche von etwa 40 cm Durchmesser. Eine Deutung als Relikt einer siderolithischen Füllung einer Verkarstungsröhre liegt auch deshalb sehr nahe, weil der Sandstein eine Schwermineralvergesellschaftung aufweist, die mit derjenigen aus der Huppergrube Lengnau durchaus vergleichbar ist. Ebenso wenig unterscheiden sich die beiden Kornsortierungskoeffizienten – Huppergrube und Sandstein – trotz etwas abweichender Korngrößenverteilungen (vgl. Fig. 8). Innerhalb vergleichbarer Werte variieren auch die verschiedenen Anteile an schlammbarem Material unterhalb 0,02 mm Korndurchmesser; im Sandstein beträgt er 12,5 % und im Hupper der Huppergrube 14,9 %. Das kalzitische Bindemittel, welches sonst siderolithischen Ablagerungen naturgemäß fehlt, dürfte durch eine langandauernde Auslaugung des Nebengesteins und Wiederausfällung des gelösten Materials im Sandstein erklärt werden. Auffallend ist auch der feinverteilte Pyrit, der durch Verwitterung ebenfalls aus dem Kalk in den Sandstein gelangt sein muß.

Das größte und auch wirtschaftlich wichtigste Vorkommen von Siderolithikum in dieser Gegend bildet das sogen. Hupperloch nördlich Lengnau (594.750/226.550). Die Tasche ist durch einen etwa 100 m langen Stollen, der die südliche Taschenwand durchquert und zum Abtransport des abgebauten Materials errichtet wurde, erreichbar. Die Taschenwände, gebildet durch die schwach nach SSE geneigten Kalkbänke der Twannbachformation, zeigen eine fortgeschrittene Verkarstung und eine tiefgreifende Auflockerung des Gesteinsverbandes, welche das stellenweise auftretende scheinbar widersinnige NNW-Fallen erklärt. Der Querschnitt der Tasche ist mehr oder weniger quadratisch und hat eine Seitenlänge von etwa 75 m. Die heute sichtbare Sohle liegt durchschnittlich etwa 30 m unter der Taschenoberkante, so daß durch die früher stattgefundene Ausbeutung mindestens 1000 m³ Huppererde fortgeschafft worden sein müssen. Eine genaue Angabe der noch vorhandenen Reserven ist nicht möglich, da Sondierbohrungen, wie sie schon L. ROLLIER (1898) vorgeschlagen hatte, fehlen.

Die in der heutigen Grubensohle anstehende Huppererde ist stellenweise stark verfestigt, von weißer bis leicht gräulicher Farbe; vereinzelte rostfarbene Schlieren weisen auf den minimen Eisengehalt hin. Im nordwestlichen Teil der Grube können rote, violette und bräunliche Bolustone

beobachtet werden, die weder Bohnerzkörner noch irgendwelche Fossilien lieferten.

Die Huppererde selber, die einer näheren Untersuchung unterzogen wurde, enthält als hauptsächlichste Verunreinigungen vereinzelte Vorkommen silifizierter Kalkbrocken, die aus den Taschenrändern oder aus der allernächsten Umgebung hineingelangt sein dürften. Fossilien, wie sie F. LANG (1863) beschrieben hat, wurden nicht festgestellt; offenbar handelte es sich um reine Zufallsfunde.

In einer Probe von 200 g wurden insgesamt drei Bohnerzkörner festgestellt mit einem Durchmesser von mehr als 3 mm, die gewichtmäßig 0,46 % des untersuchten Materials ausmachten, also den 0,40 % Eisenoxyd der Analyse von 1916 (BAUMBERGER, 1923) entsprechen.

Die durchschnittliche Korngrösse des untersuchten Huppersandes beträgt 0,105 mm, 54% der Korndurchmesser bewegen sich zwischen 0,075 und 0,2 mm. Die Sortierung mit einem Sortierungskoeffizienten von 1,58 ist nach den von H. FUECHTBAUER (1959) vorgeschlagenen Normen mittelmäßig (vgl. Fig. 8). Der Anteil an Schlammstoffen unterhalb 0,02 mm Korndurchmesser beträgt 14,9 % des Gesamtmaterials, was ebenfalls mit der von BAUMBERGER veröffentlichten Analyse übereinstimmt, welche einen Anteil der Tonminerale von 13,82 bis 13,84 % annimmt, die in diese Korngrößenkategorie fallen müssen. Die Quarzkörner, die nach den Analysen einen Anteil von rund 86 % ausmachen, sind fast durchwegs etwas korrodiert. Idiomorphe Quarzkristalle als Neubildungen sind relativ selten.

Die Untersuchung der Schwerminerale zeigte eine Assoziation von Rutil, Zirkon und Turmalin neben verschwindend kleinen Anteilen von Staurolith und Epidot in der Huppererde der Huppergrube, während sich beim Sandstein aus dem Steinbruch im Lengnauwald dazu noch etwas Granat gesellte und der Epidot stärker vertreten war (mündl. Mitt. A. MATTER¹⁰). Häufigstes Schwermineral scheint der Turmalin zu sein, der auch in andern Proben aus dem Siderolithikum, so z.B. aus der Steinbruchzone des Sankt-Verena-Gewölbes, nachgewiesen werden konnte. Er zeigt stets einen deutlichen Pleochroismus in Gelb und Braun und oft eine etwas aberrante Blaufärbung. Bemerkenswert scheint mir das Fehlen des Granates in der Probe aus der Huppergrube. Eine Deutung der Herkunft der Schwermineralvorkommen und -assoziationen im Siderolithikum bleibt solange fraglich, als keine Untersuchungen des Schwermineralgehaltes der Kreide und des obersten Malm vorliegen.

Die übrigen Taschen mit Spuren von Huppererde, die hier der Vollständigkeit halber erwähnt seien, wurden nicht näher auf ihren Inhalt untersucht.

¹⁰ DR. A. MATTER hatte die Freundlichkeit, mir einige nach seinen Anweisungen hergestellte Schwermineralpräparate durchzusehen. Ich möchte ihm an dieser Stelle herzlich dafür danken.

Eine relativ große Tasche mit reiner Huppererde, die vermutlich in früheren Zeiten abgebaut worden ist, liegt nordwestlich der Montage de Romont (590.770/228.245). Die durchschnittlich mit 24° nach Norden einfallenden Kalkschichten der Reuchenetteformation weisen wie bei allen siderolithischen Taschen eine deutliche Verkarstung auf. Die Taschenohle ist mit Wasser bedeckt und zum Teil mit einem mindestens 50–100jährigen Baumbestand bewachsen. Ob und wann diese Tasche ausgebautet wurde, konnte nicht in Erfahrung gebracht werden. Die in Klüften der Taschenwände stellenweise noch vorhandene Huppererde ist meist rötlich oder gelblich verfärbt. Dennoch wurden in dieser Tasche keine Bolustone oder Spuren von Bohnerz festgestellt.

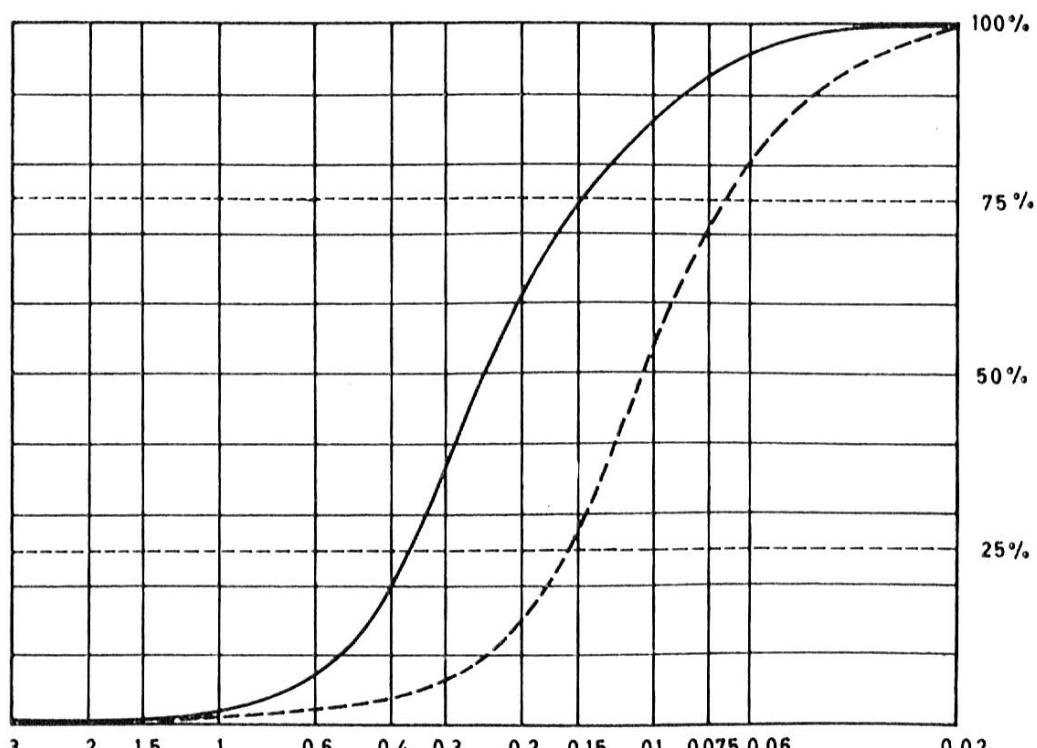
Etwa 500 m westlich dieser Tasche ist ein Trichter vorhanden, der auf eine darunterliegende Huppertasche weisen dürfte (590.235/228.085). Diese Stelle liegt sowohl topographisch als auch stratigraphisch auf demselben Niveau wie die vorher beschriebene Tasche, weist aber ein wesentlich kleineres Volumen auf.

Ein größeres Vorkommen befindet sich schließlich in den tiefstgelegenen Kalken der Twannbachformation ungefähr 2 km östlich des Unteren Bürenberges in der nach Osten ausstreichenden Synklinale von Péry (593.940/229.330). Die sehr schlechten Aufschlußverhältnisse der bereits von SCHÜRER (1928) in seiner Karte vermerkten Tasche lassen kümmerliche Relikte von Bolustonen, Huppererde und vereinzelte Bohnerzkörner erkennen. Ein stark verwachsener Waldweg unterhalb der Grube weist Spuren einer Deponie auf, die annehmen lassen, daß das Vorkommen früher ausgebautet wurde.

Nicht näher definierbar sind die siderolithischen Spuren am Hupperräbli (594.740/226.200) und ein ähnliches Vorkommen östlich von Allerheiligen ob Grenchen (595.450/227.290). An beiden Stellen sind wenige Quadratmeter eines Kalkkonglomerates aufgeschlossen, das eine kräftig rot bis rotbraune, mergelig-tonige Verkittung aufweist. Die nur ganz schwach kantengerundeten Komponenten, bestehend aus einem hellbraunen bis beigen Kalk, mit mikrokristalliner oder schwach rekristallisierter Grundmasse, scheinen altersmäßig der Twannbachformation anzugehören. Der durchschnittliche Durchmesser der Komponenten beträgt selten mehr als 10 cm, der Gesteinsverband ist ausgesprochen locker und eine Schichtung nicht zu erkennen. Beide Aufschlüsse haben zu geringe Ausmaße, als daß mit Sicherheit ausgesagt werden könnte, ob es sich um Relikte einer konglomeratischen siderolithischen Taschenfüllung handelt oder nur um stark aufgelockerte und mit siderolithischem Ton infiltrierte anstehende Gesteinspartien. Die Dünnschliffe lassen keinerlei ortsfremde Gesteine erkennen.

Zuletzt sei noch auf die Vermutung von E. BAUMBERGER (1915) hingewiesen, der wie auch L. ROLLIER (1892b) aus Analogiegründen zu den heute nicht mehr aufgeschlossenen Verhältnissen in Grenchen – wo größere Vorkommen von Bohnerz beobachtet werden konnten – annahm, daß sich

KORNGRÖSSENVERTEILUNGSKURVEN ZWEIER HUPPERSANDE
 AUS DER UMGEBUNG VON LENGNAU



--- Huppererde aus der Huppergrube Lengnau
 — Siderolithischer Sandstein, Steinbruch Lengnauwald
 Sortierungskoeffizienten 1.58 bzw. 1.51
 Sortierung: (mittel)mässig

Fig. 8

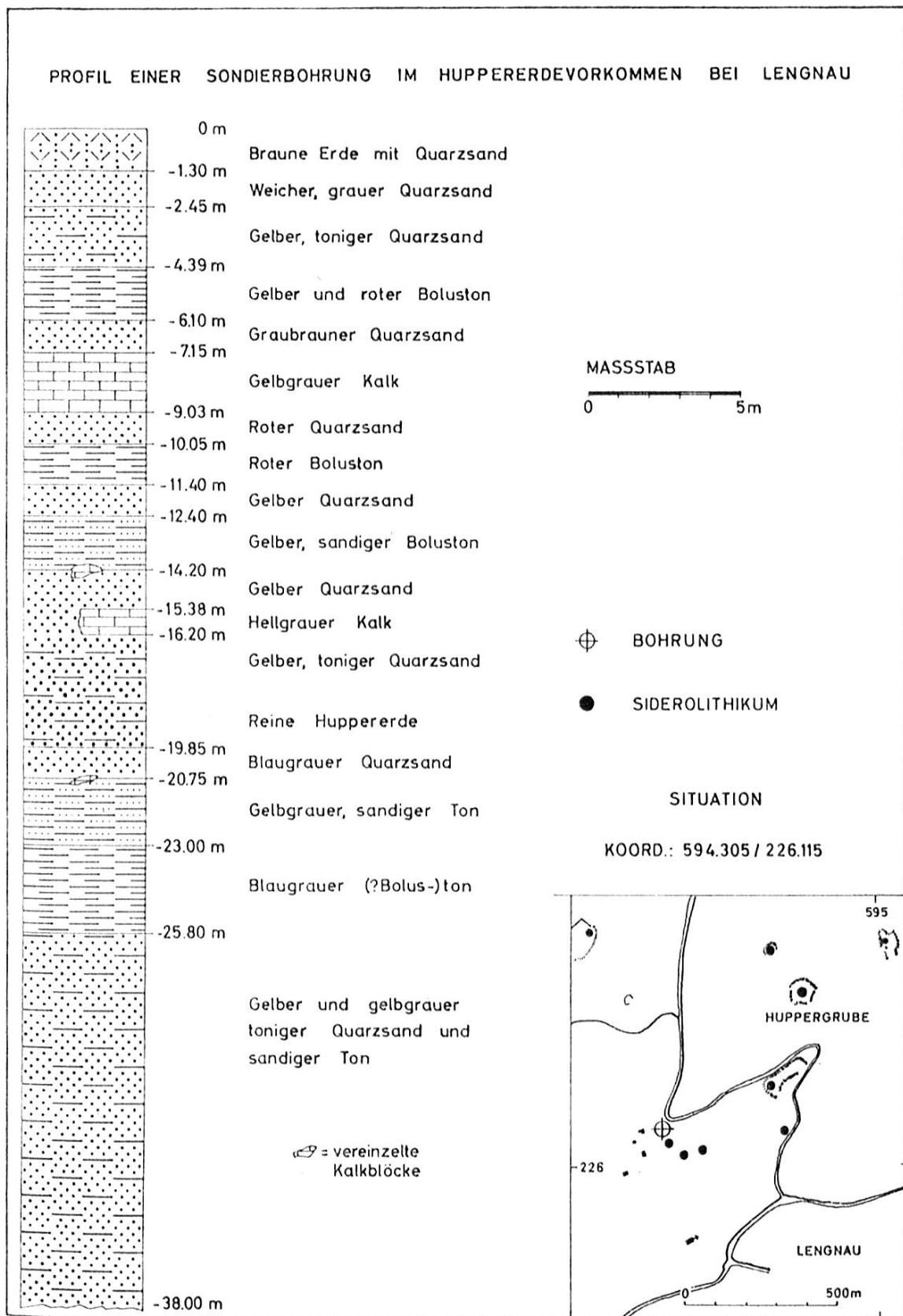


Fig. 9

unter dem Itenberg in der Synklinale von Vauffelin ausgedehntere siderolithische Ablagerungen befinden könnten. Weder zu Zeiten ROLLIERS noch BAUMBERGERS noch heute ließen sich diese Vermutungen durch Aufschlüsse bestätigen. Immerhin scheint die Malmsohle der Synklinale unter dem Itenberg in einiger Tiefe zu liegen, was aus den steil abfallenden Flanken der Montagne de Romont und des Bözingenberges in diesem Gebiet geschlossen werden kann, so daß ein Vorhandensein größerer siderolithischer Ablagerungen möglich wäre.

3.4.2 Die Molassevorkommen

Im untersuchten Gebiet konnte an drei Stellen Molasse beobachtet werden. Während das Vorkommen in der Gegend östlich des Unteren Bürenberges (592.500/229.000) bei einem Wegbau angeschnitten und so der Beobachtung zugänglich gemacht wurde, konnte die Molasse im Vauffeltal (591.400/226.800) nur auf Grund photogeologischer Untersuchungen lokalisiert und mittels einer Handbohrung in etwa 1,50 m Tiefe erschlossen werden.

In beiden Fällen handelte es sich um mergelig-tonige Sandsteine und Mergel mit rötlichen Verfärbungen. Das Gestein war mit vielen Glimmerschüppchen durchsetzt. In den Schlammproben aus dem Vorkommen beim Unteren Bürenberg fand sich eine Anzahl CHARAOOGONIEN.

W. SCHÜRER (1928), dem das Molassevorkommen an der Straße Romont-Vauffelin bekannt war, rechnete die Ablagerung dem Aquitanien zu. Weitere von SCHÜRER erwähnte und von ihm dem Aquitanien zugewiesene Vorkommen, vor allem am Westende des Tales von Vauffelin, konnten trotz mehreren Handbohrungen nicht mehr nachgewiesen werden. Ein oligocaenes Alter der Molassesedimente in dieser südlichsten Antiklinale des Berner Jura wird auch von E. BAUMBERGER (1934), H. M. SCHUPPLI (1950) und von R.F. SCHWAB (1960) angenommen. Eine genauere Einstufung, wie sie SCHÜRER vornahm, dürfte mangels palaeontologischer Kriterien nicht in Frage kommen.

Die weiteren, vor allem durch E. BAUMBERGER (1915) beschriebenen Molassevorkommen im Untersuchungsgebiet waren zur Zeit der Kartierung nicht mehr aufgeschlossen. Nur an einer einzigen Stelle, in einem temporären Aufschluß in Lengnau, wurden nördlich der Hauptstraße grünlich-graue, undeutlich geschichtete, mit 65° nach S einfallende, glimmer- und tongallenreiche Sandsteine angeschnitten (594.850/225.900). Fossilien wurden nicht gefunden.

Dieser Aufschluß dürfte die Annahme BAUMBERGERS bestätigen, daß der Chräjenberg östlich Lengnau einen mit Moräne überzogenen Molassehügel bildet.

3.5 Quartär

3.5.1 Pleistocaen

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden pleistocaenen Ablagerungen lassen sich altersmäßig den beiden letzten Eiszeiten zuordnen. Da sowohl während der Riß- als auch während der Würmvergletscherung das Gebiet ausschließlich vom Rhonegletscher bedeckt wurde und das transportierte Material – zu mehr als 90% aus Mont-Blanc-Graniten bestehend – in beiden Eiszeiten dasselbe war, kann eine Unterscheidung zwischen Riß und Würm einzig auf Grund topographischer Kriterien vorgenommen werden.

Rißeiszeit

Wie aus den Vergletscherungskarten von R. FREI (1912) und A. FAVRE (1884) hervorgeht, war während der Rißeiszeit das gesamte Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des Grenchenberges bis zu einer Höhe von mindestens 930 m vom Rhonegletscher bedeckt. Im Gegensatz zu A. FAVRE nimmt R. FREI an, daß die höchstgelegenen Regionen des Bözingenberges nur während der Riß-, nicht aber während der Würmeiszeit durch den Gletscher bedeckt waren. Diese Annahme wird gestützt durch die Karte der würmeiszeitlichen Vergletscherung der Schweiz von H. JÄCKLI (1962), so daß die Erratikergruppen aus Mont-Blanc-Granit westlich des Kurhauses auf dem Bözingenberg als Spuren des Rißgletschers betrachtet werden müssen (587.600/224.300).

Als weitere Spuren des rißeiszeitlichen Rhonegletschers müssen auf Grund der Karte von JÄCKLI die Blöcke in der Forêt de la Paroi ob Frinvillier in einer Höhe von 860 m ü. M. und im Tal von Péry, südlich des Gehöftes Les Brunes (586.190/224.760 und 587.455/227.430) gedeutet werden. Diese Erratiker, ebenfalls Mont-Blanc-Granitblöcke, stellen die einzigen Zeugen des Rißgletschers in diesem Gebiet dar. Es scheint, daß zur Zeit der größten Vergletscherung die Gletscheroberfläche im Einzugsgebiet so hoch gelegen war, daß sie nur sehr wenig Schutt aufnehmen konnte. Dies dürfte der Grund sein für den fast vollständigen Mangel an glazialen Ablagerungen in Gebieten wie der Montagne de Romont und der Synklinale von Péry, wo im Verbreitungsgebiet des Rißgletschers erratisches Material völlig fehlt. Die Vermutung, daß sich die erwähnten Gebiete unter einer schuttfreien Gletscherzone befanden, drängt sich um so mehr auf, als in der nördlich anschließenden Gegend des Montoz wieder an verschiedenen Stellen Rhoneerratikum vorhanden ist. Selbstverständlich könnten durch menschliches Dazutun viele Erratiker vernichtet worden sein, doch scheint dies wenig wahrscheinlich, weil in den häufig anzutreffenden Grenzmäuerchen nie erratisches Material vorhanden ist.

Würmeiszeit

Die würmeiszeitlichen Ablagerungen im untersuchten Gebiet wurden von DUPASQUIER (1892), B. AEBERHARDT (1907), vor allem von F. ANTENEN (1914, 1936) eingehend untersucht und beschrieben. Die glazialen Ablagerungen an der Südflanke des Bözingenberges werden von ihm in vier verschiedene Moränenzüge, von oben nach unten in Oberberg-, Vorb erg-, Büttiboden- und Hinterriedmoräne, gegliedert, die alle ein west östliches Gefälle von 10–12% aufweisen sollen. Gleichzeitig stellte ANTENEN auch fest, daß der Anteil an Komponenten aus dem Wallis mit zunehmender Höhenlage der einzelnen Moränenzüge von 30 % auf etwa 5 % zurückgeht, daß also die höchstgelegenen Moränen fast ausschließlich jurassisches Material aufweisen.

Diese Gliederung in vier verschiedene Moränenzüge läßt sich aber kaum aufrechterhalten. Einmal fehlen sämtliche morphologischen Kriterien, welche die Moränenzüge erkennen ließen, und anderseits zeigen fast alle Aufschlüsse mit erratischem Material mehr oder weniger starke Verschwemmungserscheinungen. Oft ist auch die Abgrenzung der Moräne gegen den Gehängeschutt sehr unsicher, da sich im Gehängeschutt stets erratische Komponenten finden lassen und die eindeutigen Moränenaufschlüsse eher selten sind.

Größere Ansammlungen erratischer Blöcke finden sich vor allem im Gebiet des Bözingenberges zwischen der Taubenlochschlucht und dem Schützenhaus ob Bözingen innerhalb eines Rechteckes von etwa 200 auf 750 m (587.350/223.200), sowie in der Umgebung von Lengnau (594.500/226.000), Allerheiligen und auf dem Chräjenberg zwischen Lengnau und Grenchen. Mit verschwindend wenigen Ausnahmen liefert der Mont-Blanc-Granit, früher auch Protogin genannt, die Hauptmasse aller Erratiker. Innerhalb des erwähnten Gebietes wurde höchstens ein halbes Dutzend schieferiger Gneise nicht näher definierbarer Herkunft beobachtet.

Eigentliche Grundmoränen mit gekritzten Geschieben und Wallmoränen, mit Ausnahme des Chräjenberges bei Lengnau, scheinen im Untersuchungsgebiet zu fehlen. Grundmoränen dürften aber überall dort vorhanden sein, wo sich drainierte oder auch undrainierte Sumpfgebiete befinden wie zum Beispiel in der Synklinale von Vauffelin oder am Bözingenberg beim Büttiboden. Leider fehlten zur Zeit der geologischen Aufnahme auch in diesen Gebieten jegliche Aufschlüsse.

Schotter

Schotter konnten im Untersuchungsgebiet nur an einer einzigen Stelle festgestellt werden. Wenige Meter hinter dem Restaurant Kappeli, Allerheiligen, sind in einer Grube ziemlich stark verfestigte Schotter anstehend (594.720/227.280). Sie setzen sich zu etwa 90 % aus jurassischem Material zusammen. Die restlichen 10 % werden durch dunkle, alpine Kalke, wenig

Serpentin, Mont-Blanc-Granite und vereinzelte Gneise geliefert. Das gesamte Material weist eine gute Rundung auf.

Der Aufschluß, den schon H. VOGEL (1934) beobachtete, wurde von ihm fälschlicherweise dem Delémontien zugeordnet. Ob es sich bei allen von VOGEL als Delémontien bezeichneten Aufschlüssen um Schotter handelt, bleibt ungewiß. Vermutlich dürften aber auch die Vorkommen beidseits des Alluvialtälchens ob dem Grenchener Nordbahnhof (etwa 595.700/227.080) eher als Schotter denn als Delémontien-Konglomerat zu betrachten sein. Die Aufschlüsse waren leider nur temporär und wurden bereits nach kurzer Zeit überbaut.

3.5.2 Holocaen

Bergstürze

In historischer Zeit scheint sich in unserem Untersuchungsgebiet nur ein einziger Bergsturz ereignet zu haben. Dieser Felssturz, der am 30. Dezember 1916 an der Westerfluh ob Pieterlen niederging, wurde von D. ANDRIST (1955) beschrieben. Er schätzte die Blockschuttmasse, welche das Gelände hinter dem heutigen Altersasyl auf einer Fläche von etwa 14 ha bedeckt, auf etwa 800 m³.

Die Abbruchstelle ist weitgehend durch die tektonischen Verhältnisse gegeben. Oberhalb der Nische sind die anstehenden Kalkschichten der Twannbachformation durch die kofferfaltenähnliche Aufwölbung stark geknickt und zerbrochen. Eindringendes Meteorwasser und Spaltenfrost dürften als auslösendes Moment gewirkt haben.

Die noch heute gut erkennbare Abrißnische weist eine Breite von etwa 12 m und eine Höhe von mehr als 3 m auf. Die größten Blöcke, die nach ANDRIST Größen bis zu 6 m³ erreichten, wurden bald nachher gesprengt und zu Bauzwecken verwertet.

Dieser historische Bergsturz an der Westerfluh dürfte nicht der einzige sein, der sich hier ereignete, lässt sich doch gesamthaft eine Abrißnische von mehr als 1100 m Länge erkennen. Die oft mit 80° bis 85° überkippt nach NW einfallenden Kalkbänke weisen eine starke tektonische Zerklüftung auf.

Ein weiterer, nicht näher datierter Felssturz ungefähr gleichen Ausmaßes ging auf der Nordseite der Montagne de Romont, im Gebiet der Creux des Mines nieder (587.400/227.200). Die Abrißstelle in den Kalken der Reuchennetteformation ist deutlich erkennbar; die Bergsturzmasse scheint den Terbez auf eine kurze Strecke etwas nach Norden abgelenkt zu haben.

Ein dritter Bergsturz ist auf der Südseite des Bözingenberges etwas westlich des Büttibodens feststellbar. Neben kleineren und grösseren Blöcken ist auch ein ganzer Schichtverband, aus Kalken der Twannbachformation bestehend, abgerutscht, welcher den kleinen Hügel mit Punkt 626 bildet (587.555/223.635).

Weitere kleinere Bergsturzgebiete sind oberhalb der Pâturage de Sagne und im Vorbergwald in den Kalken der Twannbachformation, in der Forêt du Droit, am Brünnlikopf sowie unterhalb des Fuchs bodens am Grenchenbergsüdschenkel innerhalb der Schichten der Reuchenetteformation nachweisbar. Diese Felsstürze haben alle nur ein kleines Ausmaß.

Gehängeschutt

Ausgedehntere Gebiete mit Gehängeschuttbedeckung sind an der Südflanke und im östlichen Teil der Nordflanke des Bözingenberges sowie vor allem an der Südflanke der Montagne de Romont und im Gebiet der Faltenablösung östlich des Unteren Bürenberges vorhanden. Unterhalb des Grenchener Stierenberges bildet sich eine Gehängeschuttzone, als Folge der tektonischen Zerrüttung der Reuchenetteformation.

Fast in allen Gebieten mit größerer Gehängeschuttüberdeckung wird das Material in Kiesgruben ausgebeutet und findet als Straßenschotter, der sich dank seinem Lehmgehalte rasch verfestigt, Verwendung. Die Komponenten sind stets kantengerundet und teilweise durch das zirkulierende Wasser und den dadurch in Lösung gegangenen Kalzit etwas verkittet.

Talalluvionen

Drainierte und undrainierte Moore befinden sich in der Talsohle der Synklinale von Vauffelin. Leider waren zur Zeit der Kartierung keine Aufschlüsse vorhanden. Die Vermutung, daß sich westlich von Vauffelin in der Gegend der Pâturage de Sagne ein ausgedehntes Torfgebiet erstreckt, wird durch die Beobachtung von W. SCHÜRER (1928) bestätigt.

Schottergebiete, welche als Grundwasserleiter in Frage kommen könnten, fehlen im Untersuchungsgebiet vollkommen.

Tuffbildungen

In der Taubenlochschlucht konnten sich an geeigneten Stellen dünne Tuffüberzüge ablagern.

Weitere größere Tuffbildungen lassen sich in Pieterlen und in Lengnau beobachten. Der Tuffhügel, auf dem die Kirche von Pieterlen steht (592.210/225.070), sowie ein weiteres ähnliches Vorkommen hinter der Kirche von Lengnau (594.380/225.780) wurden von W. SCHÜRER (1928) bzw. von H. VOGEL (1934) und E. BAUMBERGER (1915) beschrieben.

4. TEKTONIK

Die tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet gehen aus den Querprofilen (Fig. 11) und aus der Kartenskizze (Fig. 10) hervor.

Die tektonische Skizze (Fig. 1) gibt einen summarischen Überblick über die am Aufbau des Gebietes beteiligten tektonischen Einheiten. Von S nach N lassen sich dabei unterscheiden:

1. Antiklinale des Bözingenberges
2. Synklinale von Vauffelin
3. Antiklinale der Montagne de Romont
4. Synklinale von Pery
5. Antiklinale des Grenchenberges

4.1 Antiklinale des Bözingenberges

Der Bözingenberg mit seiner höchsten Erhebung von 974 m (589.000/225.000) ist der östlichste Ausläufer der Seekette. Der Mantel wird ausschließlich durch die Kalkschichten der Twannbachformation gebildet. Im Gegensatz zu der Auffassung von W. SCHÜRER (1928) treten die liegenden Schichten der Reuchenetteformation auch in der Kulmination der Antiklinalachse, die mit der orographischen Kulmination zusammenfällt, nirgends zutage.

Der Südschenkel der Antiklinale zeigt ein generelles Einfallen nach SSE. Die Schichten tauchen im untersten Teil des Schenkels steil unter die Quartärablagerungen ab. Im großen Steinbruch außerhalb Bözingen (587.800/223.250) weisen die Kalke der Twannbachformation ein Einfallen von 75° bis 80° auf. In östlicher Richtung zeigen die Schichten eine leichte Verflachung, sind aber dann an der Westerfluh ob Pieterlen stellenweise mit 5° bis 10° nach NNW überkippt. In der Gegend von Pieterlen zeigt sich eine typische Kofferfaltentektonik. Der in den Profilen angegebene Scheitelbruch konnte nicht eindeutig nachgewiesen werden, muß aber aus Analogiegründen zu den tektonischen Verhältnissen im Südschenkel des Grenchenberges angenommen werden.

Im Gebiet ob Bözingen beobachtete F. ANTENEN (1936) eine kleine, lokal begrenzte Vorfalte, die in östlicher Richtung schon vor Pieterlen zum Ausklingen kommt. Die kräftigen Schichtumbiegungen, die in der Taubenlochschlucht aufgeschlossen sind (586.860/222.770), dürften in direktem Zusammenhang mit dieser Vorfalte sein.

Östlich des Gebietes von Lengnau zeigt sich in den immer spärlicher werdenden Aufschlüssen ein vermehrtes Abdrehen der Fallrichtung nach E. Der sichere Nachweis eines durchaus möglichen perikinalen Fallens konnte nicht erbracht werden.

Die Schichten des Nordschenkels zeigen ein generelles Einfallen nach NNW bei einem Fallbetrag von im Mittel rund 50° , sind also wesentlich flacher als im Südschenkel.

Eine geringfügige tektonische Komplikation zeigt sich nördlich von Romont im Gebiet von Sur les Roches. SCHÜRER nimmt an, daß an dieser Stelle das sich in östlicher Richtung erstreckende Tal von Vauffelin nicht mit dem Verlauf der Synklinalachse übereinstimme, sondern ein Erosionsprodukt darstelle. Aus diesem Grunde rechnet er das Felspaket Sur les Roches entschieden zum Nordschenkel der Bözingenberg-Antiklinale (vgl. Fig. 11, Profil Nr. 8). Als Beweis für die Richtigkeit seiner Interpretation gibt er an, daß der Felsabsturz von Sur les Roches durch die Kalke des Kimmeridgien gebildet wird, die auf der gegenüberliegenden Talseite, also am Nordhang des Bözingenberges, wieder aufgeschlossen seien.

Gegen diese Überlegungen ist folgendes einzuwenden: Einerseits ist am höchsten Punkt bei Sur les Roches wirklich die Grenze Reuchenette-/Twannbachformation, die stark verkalkten Mergel mit *Exogyra praevirgula*, aufgeschlossen, und die Schichten fallen zudem klar in nördlicher Richtung in den Hang hinein. Die stratigraphische Stellung der Schichten im Aufschluß auf der gegenüberliegenden südlichen Talseite läßt sich anderseits nicht eindeutig festlegen; es spricht also nichts gegen die Annahme, daß an dieser Stelle die Schichten der Twannbachformation aufgeschlossen sind, so daß ein direkter Zusammenhang der Felsen von Sur les Roches mit dem Nordschenkel des Bözingenberges ausgeschlossen werden kann. Viel eher scheinen die Aufschlußverhältnisse von Sur les Roches auf eine kleine, ganz lokal begrenzte Vorfalte der Montagne-de-Romont-Antiklinale hinzuweisen. SCHÜRERS Erklärung einer nicht mit der Tektonik übereinstimmenden Morphologie ist also nicht die einzige Deutungsmöglichkeit.

Die Antiklinalachse des Bözingenberges muß, wie aus den Profilen hervorgeht, im Bereich der höchsten Erhebung des Bözingenberges ihren Kulminationspunkt erreichen. In westlicher Richtung gegen die Taubenlochschlucht hat sie ein Axialgefälle von etwa 8° , während sie in östlicher Richtung mit bloß 2° langsam unter die tertiären und quartären Ablagerungen in der Umgebung von Grenchen abtaucht. Die letzten, östlichsten Spuren der Seekette wurden beim Bau des Grenchenbergtunnels durch A. BUXTORF (1916) beobachtet.

4.2 Synklinale von Vauffelin

Die Synklinale von Vauffelin hat von Punkt 711 (589.240/226.060) aus sowohl in östlicher wie in westlicher Richtung ein sanftes Axialgefälle. Bedingt durch das relativ steile Einfallen der begrenzenden Antiklinal-schenkel – vor allem des Montagne-de-Romont-Südschenkels – ist die Mulde wenigstens in ihrem westlichen Teil ziemlich eng, während sie sich in der Gegend um Vauffelin etwas weitet. Der östlichste Teil der Synklinale ist durch die vermutlich quartären Ablagerungen des Itenberges vollkommen

verdeckt. Die obersten Schichten der Twannbachformation müssen aber in diesem Gebiet in ziemlicher Tiefe liegen, was aus dem steilen Einfallen des Romontberg-Südschenkels abgeleitet werden kann (vgl. Fig. 11, Profil 9).

Nicht restlos konnten die Verhältnisse am Westausgang des Vauffelintales geklärt werden. Von Punkt 710 (587.180/224.780) bis hinunter an den Lauf der Schüß bei Frinvillier weist das Tal ein Oberflächengefälle von rund 17% auf. Dies dürfte durch zwei Faktoren bedingt sein: Einerseits dürfte die Synklinalachse des Vauffelintales parallel mit der Antiklinalachse des Bözingenberges ein Axialgefälle in westlicher Richtung aufweisen; andererseits scheint hier eine kräftige longitudinale Rückwärtserosion des mit vorwiegend quartären Ablagerungen aufgefüllten Tales stattgefunden zu haben. Da in diesem Teil der Synklinale jegliche Aufschlüsse fehlen, kann weder für die eine noch die andere Möglichkeit ein sicherer Beweis erbracht werden.

4.3 Antiklinale der Montagne de Romont

Das Gewölbe des «Plängschtberges» oder der Montagne de Romont bildet die östliche Fortsetzung der Chasseralkette. Die Antiklinale zeichnet sich in ihrem westlichen Teil durch die ziemlich steil ansteigenden Schenkel und durch einen breiten, flachen Rücken aus. In östlicher Richtung spitzt sich der Scheitel rasch zu und geht im Gebiet des Grenchener Stierenberges in den überkippten Teil des Grenchenberg-Südschenkels über.

Der breite Antiklinalrücken wird im wesentlichen aus den Kalken der Reuchenetteformation gebildet. Die Ablagerungen der Twannbachformation flankieren nurmehr die untersten Partien der Nord- und Südschenkel. Der Nordschenkel zeigt zwischen den Koordinaten 589 und 591 – im Gebiet von Les Coperies – oft ein sehr steiles Einfallen von über 80° nach NNW. Eine eigentliche Kofferfalte scheint aber nicht vorhanden zu sein.

Die Antiklinalachse verläuft im allgemeinen sehr flach. Westlich von Plagne scheint in Richtung zu der Klus von Rondchâtel eine leichte Einsattelung vorhanden zu sein.

4.4 Synklinale von Péry

Das Synklinatal von Péry ist vor allem in seinem mittleren Teil, wo der Nordschenkel der Montagne de Romont steil abfällt, sehr schmal. Eine Verbreiterung zeigt sich erst wieder in der Umgebung des Unteren Bürenberges, wo die Schichten der Twannbachformation wieder wesentlich flacher mit nur etwa 25° unter die Quartärbedeckung abtauchen (vgl. Fig. 11, Profil 9).

Von Péry aus zeigt die Synklinalachse einen konstanten Anstieg von 3° in östlicher Richtung. Wie schon H. VOGEL (1934) feststellte, streicht die Synklinale von Péry im Gebiet der Ratfluh östlich des Unteren Grenchenberges in die Luft aus. Sie ist in diesem Gebiet bis auf die Effingermergel erodiert.

4.5 Antiklinale des Grenchenberges

Die im nordöstlichsten Teil des Untersuchungsgebietes gelegene Grenchenberg-Antiklinale erhebt sich in ziemlich steilem Anstieg aus dem Gebiet des Unteren Bürenberges. Die Antiklinalachse weist einen Anstieg von rund 17° in Richtung ENE auf. Im Gebiet des Untergrenchenberges ist das Gewölbe bis auf den Doggerkern hinab erodiert; als tiefstes stratigraphisches Element treten die Oolithe des Oberen Hauptronogensteins zutage. Die kleine Schlucht, welche sich von Punkt 1009 (593.680/229.400) halbwegs zum Unteren Grenchenberg hinaufzieht, ist ein gutes Beispiel eines Antiklinaltales.

Der Nordschenkel der Antiklinale liegt außerhalb des Untersuchungsgebietes; er wurde von H. VOGEL (1934) eingehend beschrieben.

Der Südschenkel des Grenchenberges vereinigt verschiedene tektonische Elemente in sich. Den obersten Teil bildet die normal gelegene Südflanke der genannten Antiklinale. In südlicher Richtung zeigt sich schon bald der Einfluß der ausstreichenden Synklinale von Péry – die Schichten der Reuchenette-Formation zeigen ein Einfallen in Richtung NNW. Im südlich anschließenden Gebiet des Grenchener Stierenberges befinden wir uns bereits im leicht überkippten, kofferfaltenähnlich gebauten Teil des Südschenkels der Montagne de Romont, dessen Kulmination durch einen Scheitelbruch geknickt ist (vgl. Fig. 11, Profile 14–15). Der im oberen Teil steile, am Fuße des Vorberges bereits stark verflachte Abfall des Grenchenberges wird durch den unteren Teil des Südschenkels der Montagne de Romont gebildet. Die Synklinale von Vauffelin und die im südlichsten Teil anschließende Antiklinale des Bözingenberges sind morphologisch kaum mehr angedeutet, konnten aber, wie bereits erwähnt, beim Bau des Grenchenbergtunnels noch nachgewiesen werden.

5. MORPHOLOGIE – HYDROLOGIE

5.1 Karstphänomene

Meist in der allgemeinen Fallrichtung verlaufende Karren finden sich auf den dichten Kalken, während sie auf den Schichtoberflächen der arenitischen oder oolithischen Kalke weniger ausgeprägt auftreten. Bei fortgeschrittener Verwitterung konnten sich bis mehrere Meter tiefe Karstklüfte bilden. Diese sind an einigen Stellen an der Südflanke des Bözingenberges sowie östlich des Kurhauses gut zu beobachten.

5.1.1 Dolinen

Im ganzen untersuchten Gebiet konnte nur an einer einzigen Stelle, westlich Plagne, eine Doline beobachtet werden (586.680/225.870). Sie hat eine Tiefe von etwa 50 m mit ziemlich senkrecht abfallenden Wänden und

einen Querschnitt von ungefähr 3 m auf 10 m. Da an den zugänglichen Stellen nirgends Spuren von Siderolithikum gefunden werden konnten, dürfte eine siderolithische Bildung ausgeschlossen werden. Weitere Dolinen dürften überall dort vorhanden sein, wo sich an der Oberfläche kleinere Einsenkungen des Terrains zeigen; doch scheint die Verwitterung an diesen Stellen noch nicht so weit fortgeschritten zu sein, daß die obersten Schichten einstürzen konnten.

5.1.2 Versickerungstrichter

Versickerungstrichter sind stets dort vorhanden, wo die Effingermergel an die Birmensdorferkalke oder an die Kalke des «Sequanien» stoßen. Dies gilt für das Gebiet des Unteren Grenchenberges, wo sich die Trichter in Reihen auf den erwähnten Trennungslinien befinden und die Kartierung in dem sonst fast aufschlußlosen Gelände wesentlich erleichtern. Der oberflächliche Durchmesser der meist mit Gebüsch umrandeten Einsenkungen beträgt selten mehr als 5 m, die Tiefe konnte in keinem Fall gemessen werden.

5.2 Entwässerung

Bedingt durch die starke Verkarstung im Gebiet der Antikinalen des Bözingenberges, der Montagne de Romont und des Grenchenberges findet keine oberflächliche Entwässerung statt. Diese beschränkt sich demnach nur auf das Gebiet des Synklinale von Péry und auf wenige Quadratkilometer in der weitern Umgebung von Grenchen.

Die Synklinale von Péry, die vermutlich durch Molassesedimente abgedichtet ist, weist ein ziemlich konstantes Westgefälle von 7,5 % auf. Die durch den Terbez abgeführte Wassermenge ist recht gering. Die hauptsächlichsten Quellen befinden sich in der Gegend des Unteren Bürenberges, während aus südlicher Richtung aus den Flanken der Montagne de Romont kein Zufluß vorhanden ist. Der Terbez ergießt sich zwischen Péry und der Zementfabrik Vigier in die Schüß; er bildet den einzigen Zufluß aus dem Untersuchungsgebiet.

Die Synklinale von Vauffelin, deren Wasserscheide bei Punkt 711 wenig westlich von Vauffelin liegt (589.230/226.060), weist weder in westlicher noch in östlicher Richtung eine oberflächliche Entwässerung auf.

Ein dünnes, zeitweilig versiegendes Rinnsal entwässert das Gebiet zwischen Dälen und Bann – der östlichen Fortsetzung des Itenberges – und verschwindet etwas oberhalb des Grenchener Nordbahnhofes in der Kanalisation. Von ebenso geringer Bedeutung ist der Bach, der nach ausgiebigen Regenfällen vom Überlauf einer Quellfassung gespiesen im nordöstlichen Teil des Lengnauwaldes entspringt, das Gebiet der Lengnauer Huppergrube durchfließt und ebenfalls von der Kanalisation aufgenommen wird.

Die gesamte restliche Entwässerung, vor allem der beiden Antikinalen des Bözingenberges und der Montagne de Romont, erfolgt offenbar durch

ein Netz unterirdischer Karstwässer, welches wenigstens zum Teil die vorwiegend am Jurasüdfuß gelegenen Quellen speisen dürfte.

5.3 Trockentäler

Daß eine Oberflächenentwässerung schon früher nur in ganz geringem Ausmaß stattgefunden haben kann, wird durch das seltene Auftreten von Trockentälern im Untersuchungsgebiet offensichtlich. Von vermutlich glazialen Trockentälchen ist der Itenberg südlich und nördlich flankiert. Diese vereinigen sich nordwestlich der Kapelle von Allerheiligen und münden in den früher erwähnten Bachlauf aus dem Gebiet zwischen Dälen und Bann.

Ein weiteres Trockentälchen begrenzt den Lengnauwald teilweise im Westen und mündet im Gebiet des Obermöslis westlich Lengnau. An einigen Stellen lassen sich hier verschwemmte diluviale Schotter beobachten, ähnlich denjenigen im Däderiz ob Grenchen.

Ein steiles Trockental mit einem Gefälle von mehr als 15% zieht sich endlich von der Wegkreuzung Plagne–Vauffelin nach Frinvillier zur Schüß hinunter.

5.4 Quellen

Ein wesentlicher Teil der Karstentwässerung muß, wie bereits erwähnt, unterirdisch erfolgen. Quellen sind nämlich relativ selten und liefern in den meisten Fällen nur unbedeutende Wassermengen. Sie sind mit wenigen Ausnahmen alle gefaßt und für die Trinkwasserversorgungen der einzelnen Gemeinden nutzbar gemacht worden. Obschon eine eindeutige Klassierung der verschiedenen Quellen nicht immer möglich ist, möchte ich diese in die folgenden drei Gruppen unterteilen.

5.4.1 Karst-(?Kluft-)Quellen

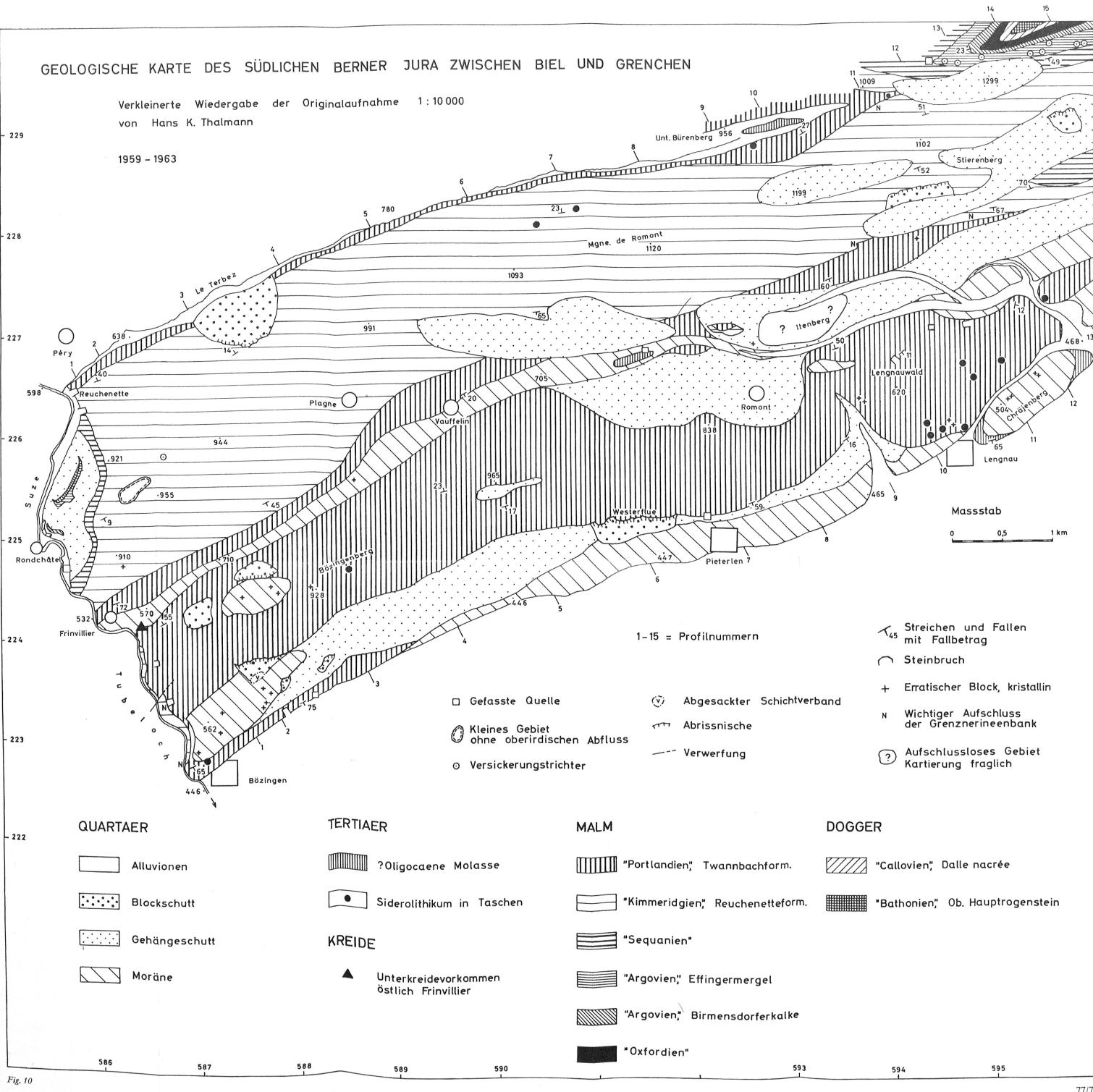
1958 und 1964 wurden östlich Bözingen zwei größere Quellen, die sogenannten Leugenenquellen (588.190/223.430 und 588.470/223.590), neu gefaßt und der Wasserversorgung der Stadt Biel zugeführt. Die Leugenquelle II ist in einem etwa 20 m langen Stollen gefaßt. Bei beiden Quellen tritt das Wasser aus einigen wenig breiten, ungefähr N-S verlaufenden Klüften der Twannbachformation aus. Als Stauhorizont dürften die den Kalken aufliegenden Molasseablagerungen in Frage kommen.

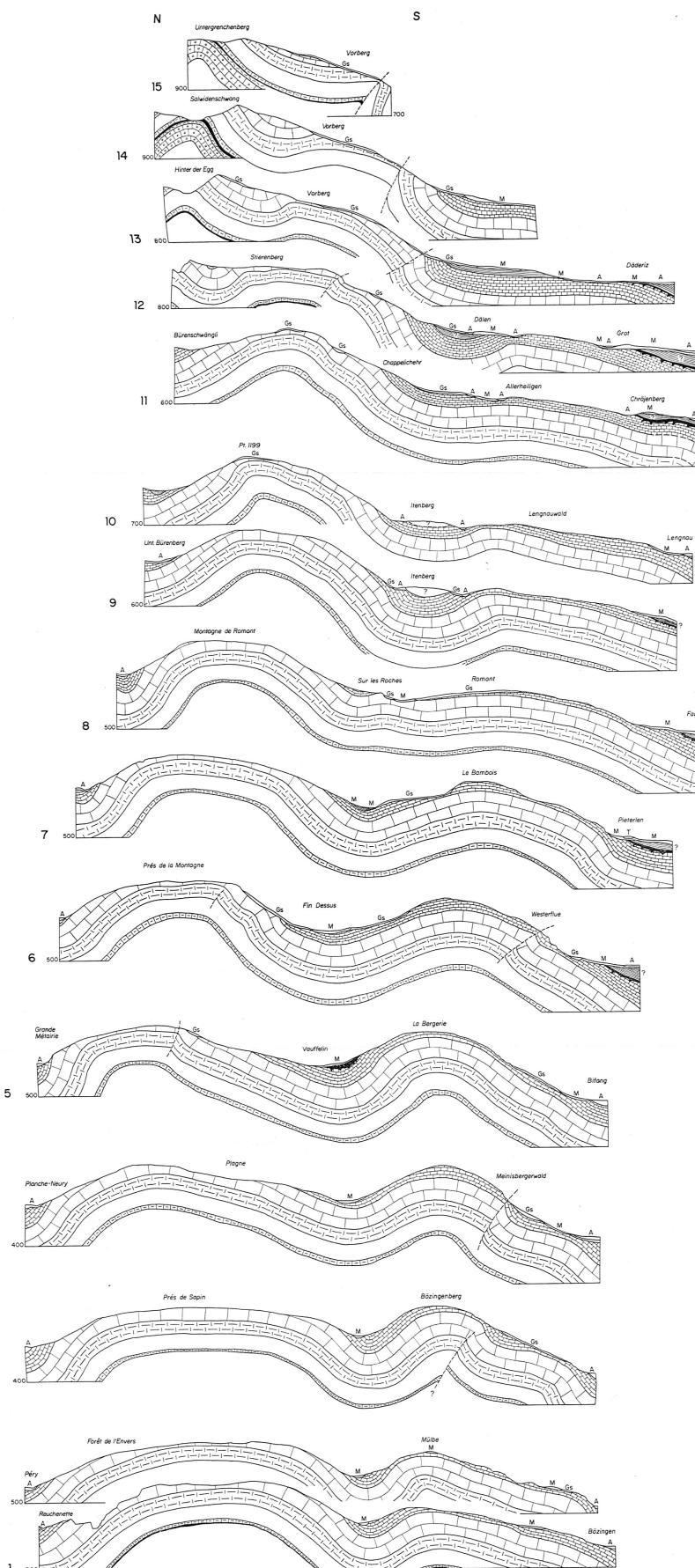
Bei der linksufrigen Châtelquelle (585.620/225.800), welche die Gemeinden Frinvillier und Evilard sowie die Sportschule Magglingen und die Holzstofffabrik Rondchâtel mit Wasser versorgt, spielen die Birmensdorferkalke die Rolle des Grundwasserleiters, die mergeligen Tone des «Oxfordien» diejenige der Grundwassersohle.

GEOLOGISCHE KARTE DES SÜDLICHEN BERNER JURA ZWISCHEN BIEL UND GRENCHEN

Verkleinerte Wiedergabe der Originalaufnahme 1 : 10 000
von Hans K. Thalmann

1959 - 1963





Querprofile durch den südlichen Berner- und Solothurner Jura zwischen Biel und Grenchen
nach Aufnahmen 1:10000 von H. K. Thalmann 1958-1963

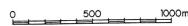
Legende

QUARTÄER
 □ Quartärbedeckung im allgemeinen
 Gs Gehängeschutt
 M Moräne
 T Kalktuff
 A Alluvionen

TERTIAER
 ? Oligoäne Molasse
 Siderolithikum

MALM
 Twannbachformation "Portlandien"
 Reuchenetteformation "Kimmeridgien"
 "Sequonien"
 "Argovien" Ettingermergel
 "Argovien" Birmensdorferkalke
 "Oxfordien"

DOGGER
 "Callovien" Dalle nacrée
 "Bathonien" Ob. Hauptgrenstein



5.4.2 Schuttquellen

Dieser Quellentyp ist vor allem in der Umgebung von Pieterlen anzutreffen. Die größte dieser Schuttquellen, welche von E. BAUMBERGER (1915a) erwähnt wird, ist nur etwa 100 m hinter der Kirche gefaßt und dürfte für die Bildung des Tuffhügels, auf dem die Kirche steht, verantwortlich sein. Das Wasser scheint von ausgezeichneter Qualität zu sein und ist noch heute Hauptlieferant der Trinkwasserversorgung von Pieterlen.

5.4.3 Stauquellen

Zu der Klasse der Stauquellen möchte ich alle übrigen im Gebiet auftretenden Quellen bei Lengnau, Grenchen, Vauffelin, Romont, Allerheiligen und beim Unteren Bürenberg zählen. Als aufstauendes Material dürften vor allem die Mergel und Tone der Molasse und des Siderolithikums in Frage kommen und nur in Ausnahmefällen eine Grundmoräne (Dälen nördlich Allerheiligen und Pieterlen). Auch diese Quellen werden seit langem den einzelnen Trinkwasserversorgungen zugeführt.

II. Der obere Malm im Gebiet der Solothurner Steinbrüche

1. EINLEITUNG

Ausgangspunkt für die Untersuchung der Solothurner Schildkrötenkalke war eine geologische Detailkartierung des Steinbruchgebietes nördlich Solothurn im Maßstab 1:10000 (siehe Lageskizze Fig. 12) sowie eine genaue Profilaufnahme des Schichtkomplexes in den einzelnen Steinbrüchen. Als Untersuchungsmaterial wurden die Proben aus denjenigen Steinbrüchen verwertet, in denen eine eindeutige Identifikation der Bänke mit den von F. LANG (in LANG und RÜTIMEYER, 1867) aufgestellten und in die Literatur eingegangenen Bezeichnungen möglich war. Es sind dies die Steinbrüche Bargetzi (607.150/230.000), Biberstein, mit der Typlokalität der Solothurner Schildkrötenkalke (607.865/230.115) und St. Niklaus (608.075/230.430). Die Untersuchungen sollten zudem eine Abklärung der stratigraphischen, petrogenetischen, palaeoökologischen und palaeogeographischen Verhältnisse im Zusammenhang mit der Neubearbeitung der Schildkrötenfunde durch Dr. H. BRÄM vermitteln.

Die Profilaufnahmen und die Kartierung wurden im Winter 1959 begonnen und im Sommer 1960 zu Ende geführt. Einige zusätzliche Begehungen fanden im Sommer 1963 statt.

Alle Koordinaten wurden anhand des Blattes 1107, Balsthal, der Landeskarte der Schweiz 1:25000 ermittelt. Da auf diesem Blatt im Steinbruchgebiet zahlreiche in der Literatur bekannte Namen fehlten, wurde die Namengebung nach den bei der Bevölkerung üblichen Ortsbezeichnungen ergänzt.

2. BISHERIGE UNTERSUCHUNGEN

Wie aus den Funden römischer Meilensteine und Grabdenkmäler hervorgeht, wurden die Kalke, in denen sich die Solothurner Steinbrüche befinden, schon in frühchristlichen Zeiten ausgebeutet. F. LANG (1885) vermutet, daß sich an gleicher Stelle wie heute schon damals ein Steinbruchbetrieb etabliert hatte, der dann während längerer Zeit in Vergessenheit geriet und erst im ausgehenden Mittelalter, als die St.-Ursen-Kirche, das Rathaus und die Schanzen gebaut wurden, eine neue Blütezeit erlebte. Noch vor rund 100 Jahren erwähnen F. LANG und L. RÜTIMEYER (1867) insgesamt 11 Steinbrüche, die zu Bauzwecken ausgebeutet wurden. Heute sind nur noch deren zwei in Betrieb.

Eine erste Notiz über die Solothurner Schildkrötenkalke findet sich bei G.S. GRUNER (1773), der aus den Steinbrüchen das Vorkommen von *Echinites mammillaris*, *E.ovarius*, *E.clypeatus*, *E.cancelatus* und *E.spatagoides* sowie von *Cidaris* erwähnt.

Etwas eingehender befaßt sich FR. HUGI mit den Schildkrötenfunden, wie aus den Publikationen von G.CUVIER (1824) hervorgeht. CUVIER beschreibt einige Fragmente von Krokodilen, welche ihm HUGI zugesandt hatte, und gibt nach dessen brieflichen Angaben ein erstes mehr oder weniger detailliertes Profil der Steinbrüche mit einer kurzen Beschreibung der neun oder zehn Bänke. Die beschriebenen Krokodil- und Schildkrötenfragmente stammen aus der drittobersten Bank, während sich die am besten erhaltenen Panzer neben *Strombus denticulatus* und anderen marinen Fossilien in der sechsten Bank befinden. Schon CUVIER ist erstaunt, Süßwasserschildkröten in rein marinen Ablagerungen zu finden, läßt sich aber nicht weiter über dieses Problem aus.

In verschiedenen, leider zum größten Teil nicht veröffentlichten Referaten wies FR. HUGI (1825a, b, c) auf die Geologie der Umgebung von Solothurn und auf die der Steinbrüche im besonderen hin. Er erkannte, daß einzelne Fossilarten in gewissen Bänken vorherrschen. So fand er *Turbo* und *Strombus* vor allem in der dritten Bank, *Terebratula* in der fünften, während andere Fossilien wie *Raja*, *Sparus*, *Anarhichas* und Krokodile in allen Schichten wahllos verteilt seien. Er bemerkte, daß die Schildkrötenpanzer nur in einer mergeligen Zwischenlage gut erhalten, in den darüber und darunterliegenden Bänken aber nur in abgerollten Exemplaren und vereinzelten Bruchstücken anzutreffen waren. HUGI stellte auch fest, daß sich die Schildkrötenfauna sowohl aus limnischen wie auch aus marinen Formen zusammensetzt.

Etwas später weisen HUGI und STRAUMEIER (1827) eine «petrifizierte Krebsschere» und ein Ammonitenfragment von 6 Zoll Durchmesser und sehr dicken Gewinden vor. Der Ammonit, welcher nicht näher beschrieben wird, dürfte mit dem von F.LANG (1867) erwähnten *Ammonites Achilles* identisch sein.

J.THURMANN (1832) beschäftigt sich als erster mit der Altersfrage der Schildkrötenkalke und gliedert sie dem «calcaire portlandien» ein.

Auf diese Einstufung stützt sich A.GRESSLY (1836) und gibt dazu eine weitere Beschreibung der Steinbrüche. Er nimmt Bezug auf eine nicht veröffentlichte Arbeit von FR. HUGI, der Funde von Säugerzähnen aus den Schildkrötenkalken beschreibt. Aus der obersten in den Brüchen vorhandenen Schicht erwähnt GRESSLY die Funde von *Asteracanthus ornatissimus*, Fragmente verschiedener Vogelarten und zwei Zähne von *Palaeotherium* «et tous cela dans la roche compacte». Diese Funde werden, was *Asteracanthus* betrifft, von L.AGASSIZ (1833–1843) neben *Strophodus subreticulatus*, *Ischiodon bucklandi*, *Lepidotus laevis*, *Pycnodus gigas*, *P.hugii*, *P.latidens* und *Gyrodus jurassicus*, dessen Originalexemplar sich im Museum von Solothurn

befindet, palaeontologisch beschrieben, mit anderen Funden verglichen und stratigraphisch dem «Portlandien de Soleure» zugewiesen. Daß es sich bei den Funden von *Palaeotherium* um einen Irrtum handeln muß, wird durch die Arbeit von H. STEHLIN (1903) klar. Dieser stellt fest, daß die Palaeotheriumzähne gleiches Alter aufweisen müssen wie diejenigen aus der Eocaentasche von Egerkingen. A. GRESSLY (1836) dürfte also offensichtlich einem Irrtum zum Opfer gefallen sein, als er annahm, daß sich diese Säugerzähne in den Kalken der Solothurner Steinbrüche befanden.

H. VON MEYER (1837) beschreibt aus den Steinbrüchen das Vorkommen etlicher Zähne eines Sauriers, den er zu Ehren Fr. J. HUGIS *Machimosaurus hugii*¹¹ benennt.

In Übereinstimmung mit THURMANN (1832) stellt A. GRESSLY (1838) den schildkrötenführenden Kalk, den er als «calcaire à tortues» bezeichnet, ins «terrain portlandien» seiner «groupe jurassique ou oolithique supérieur». Den Schildkrötenkalk verweist er in seine «facies subvaseux et vaseux à polypiers et à tortues». In der selben Publikation erscheint auch eine erste geologische Karte der Umgebung von Solothurn, ergänzt durch mehrere Profile und Panoramen. In seinem Versuch einer palaeogeographischen Karte des Solothurner Jura faßt A. GRESSLY die Gegend der Steinbrüche als eine Insel auf, einen «banc à mollusques», wie dies auch im begleitenden Text zum Ausdruck kommt.

L. AGASSIZ (1845) beschreibt aus den Solothurner Steinbrüchen *Pholidomya hugii* Ag., *Pb. scutata* Ag. und *Pb. canellata* Ag., deren Typen im Museum Solothurn aufbewahrt werden.

F. LANG (1865) stellt einen in den Steinbrüchen entdeckten Saurierknochen und damit die in den Steinbrüchen aufgeschlossenen Schichten, ohne dies näher zu begründen, ins Hypo-Ptérocérien, also direkt über das Sequanien oder das Epi-Astartien von THURMANN (1852b).

Wenig später gibt L. RÜTIMEYER (1858b) einen ersten palaeontologischen Bericht über die Schildkröten ohne nähere Fundortangabe. Der Begriff Portland-Schildkröten bezieht sich in diesem Fall auf den Namen der von THURMANN (1832) aufgestellten Gruppe. Ob die Schildkröten in marinem oder limnischem Milieu lebten, kann RÜTIMEYER nicht mit Sicherheit sagen.

F. J. PICTET und A. JACCARD (1860) beschreiben unter anderem auch *Pycnodus hugii* und «*P. aff. Nicolet*». Die beiden Originalexemplare sind im Museum Solothurn aufbewahrt.

Auf Grund der Funde von *Hemicidaris mitra* und *Nerinea depressa* stellt F. LANG (1862) die unteren Schichten der Steinbrüche ins Strombien von THURMANN (1852b), während die oberen Horizonte dem Virgulien zu-

¹¹ Unglücklicherweise hat sich in der erstmaligen Veröffentlichung über dieses Fossil ein Druckfehler eingeschlichen (*Madrimosaurus hugii*).

geordnet werden. Die Grenze zwischen oberen und unteren Schichten wird aber nicht festgelegt.

Da *Hemicidaris mitra* andernorts stets in Begleitung mit *Hemicidaris thurmanni* auftritt und dieser für die obersten Schichten des Astartien von THURMANN typisch ist, möchte E. DESOR anschliessend an einen Vortrag von C. MÖSCH (1862) die Solothurner Schildkrötenkalke ins Astartien stellen; ein Vorschlag, der jedoch keinen Widerhall findet.

So stellt auch F. LANG (1863) die Solothurner Schildkrötenkalke zum Teil auf Grund derselben Fossilien wieder in die Ptérocérenstufe oder die «groupe strombien» von J. THURMANN. Er nimmt an, daß die obersten in den Steinbrüchen aufgeschlossenen Schichten mit den Virgulaschichten des Weißensteins identisch seien. Anhand ihrer Vergesellschaftung mit Ganoidfischen, Seeigeln und Krokodilen glaubt LANG schließen zu können, daß sich die Schildkröten auf Tangwiesen auf dem Meere herumtreiben ließen. Die erste und grundlegende Arbeit über die Solothurner Schildkrötenkalke veröffentlichen F. LANG und L. RÜTIMEYER (1867). Die einzelnen Schichten werden eingehend beschrieben, wobei die von den Steinhauern verwendeten Namen zur Charakterisierung herangezogen werden. Die zehn Bänke werden gesamthaft als Schildkrötenkalk von Solothurn (pag. 12) bezeichnet, ein Begriff, der als lokalstratigraphischer Terminus in die Literatur eingegangen ist und auf dessen Gültigkeit und Bedeutung noch zurückzukommen sein wird. Als Typus wird die Rätschenbank bezeichnet, die in den Steinbrüchen bei der Kapelle St. Niklaus am charakteristischsten ausgebildet sei und die besten Schildkrötenpanzer geliefert hat. Die Mächtigkeit dieser Bank wird mit 3,5 Fuß (1 Fuß = etwa 30 cm) angegeben und beträgt nicht, wie ALB. HEIM (1919) angibt, 3,5 m, ein Irrtum, der sich leider auch in das Stratigraphische Lexikon der Schweiz (vol. 1, fasc. 7a: 254) eingeschlichen hat. Mit derselben Publikation erscheint auch eine geologische Karte im Maßstab 1:50000 von F. LANG, welche das Gebiet zwischen Solothurn und der Raimeuxkette umfasst. In einem der dazugehörigen Profile durch den «Steinbruch bei der Kreuzenkirche» (Steinbruch Bargetzi) kommt klar zum Ausdruck, daß alle abgebauten Schichten, die noch einmal namentlich angeführt werden, im unteren Teil des Strombien (Kimmeridgien) gelegen sind und direkt dem Epi-Astartien aufliegen.

Die schon von LANG und RÜTIMEYER (1867) geäußerte Vermutung, die Schildkröten seien Küstenbewohner gewesen, wird von L. RÜTIMEYER (1873) noch einmal bestätigt. Er betont zugleich, daß es sich bei den Solothurner Funden um Formen handle, welche das Litoral oder die Aestuarien größerer Flüsse bewohnten und die nie das offene Meer gewannen.

Die Annahme, daß einzelne Formen an Süßwasser gebunden waren, wird wenig später von L. RÜTIMEYER (1874) bestritten, da sich nicht entscheiden lasse, ob einzelne Formen rein marin oder rein limnisch waren, um so mehr als gewisse limnische Vertreter in ihrer Morphologie stark an die rezenten marinen Schildkröten erinnerten.

J. B. GREPPIN (1870), der die Solothurner Schildkrötenkalke ebenfalls wieder ins Kimmeridgien stellt, nimmt an, daß die Schildkröten auf einer Insel im Kimmeridge Meer lebten, ihre Eier am Meeresstrand ablegten, sonst aber das Süßwasser bewohnten.

Zu derselben Auffassung gelangt später auch LANG (1885) anhand nicht näher beschriebener Pflanzenfunde. Die fossile Flora vergleicht er mit derjenigen der heutigen Südsee, und auch die Inseln dürften nach seiner Meinung mit den atollartigen Korallenriffen jener Gegend vergleichbar sein.

L. ROLLIER (1898) erkennt, daß die Schildkrötenkalke nicht im unteren Teil des Kimmeridgien gelegen sind, sondern in dessen oberstem Teil, wenig unter den Mergeln mit «*Exogyra virgula*», welche die Basis des Portlandien bilden. Er betrachtet die Schildkrötenkalke als ein Äquivalent des «calcaire à corbis» von CONTEJEAN (1859), der altersmäßig die Basis des Virgulien bildet.

Diese stratigraphische Stellung wird auch anlässlich einer Neuaufnahme der Steinbrüche durch E. BAUMBERGER (1915) beibehalten, dessen Angaben über die einzelnen Schichten sich durchaus mit den Beobachtungen von F. LANG (1867) decken.

ALB. HEIM (1919) betrachtete die Schildkrötenkalke als eine einmalige Facies des Kimmeridgien. Da die Fundstellen, insbesondere die Rätschenbank, keine terrestrischen Merkmale aufweisen, muß die Möglichkeit einer Koralleninsel angenommen werden, welche den Schildkröten als Laichplatz diente.

Auch P. STÄHELIN (1924) stellt die Steinbrüche, wie aus den zur Karte gehörenden Profilen hervorgeht, ins Kimmeridgien. Tektonisch betrachtet er die von F. LANG (1863) mit «Steinbruch-Riedholz-Hügelzug» bezeichnete St.-Verena-Kette als eine schildförmige Erhebung, die im NW durch einen Bruch von der Weißensteinkette abgetrennt ist.

FR. VON HUENE (1925) weist die Solothurner Schildkröten und die von ihm behandelte Saurierfauna dem Titel der Arbeit nach zu schließen dem Portlandien zu, ohne sich darüber weiter auszulassen. Auf einen Brief von A. BUXTORF bezugnehmend, scheint aber VON HUENE doch auch Kimmeridgien anzunehmen. Seine Ansicht, daß die Fauna auf ein küstennahes marines Milieu hinweise, stimmt mit derjenigen von HEIM überein.

Schließlich untersuchte O. RENZ (1931) die im Jura unter dem Namen Bryozoenkalke bekannten Schichten auf ihren Fossilinhalt und verglich diesen mit seinem in Dalmatien, Griechenland und Syrien gesammelten Material. Er erkennt, daß es sich bei den sogen. Bryozoen um *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907 handelt, welche er ins obere Kimmeridgien verweist. Das Auftreten dieser Gattung bleibt auf ganz bestimmte Horizonte beschränkt, im Falle der Steinbrüche bei Solothurn auf die harten, graublauen Bänke, und ist zugleich an neritische Ablagerungsbedingungen gebunden.

Ausgehend von einem Fund eines *Asteracanthus*-Kieferstückes aus dem Lias der Breggiaschlucht beschreibt B. PEYER (1947) eine neue Art von

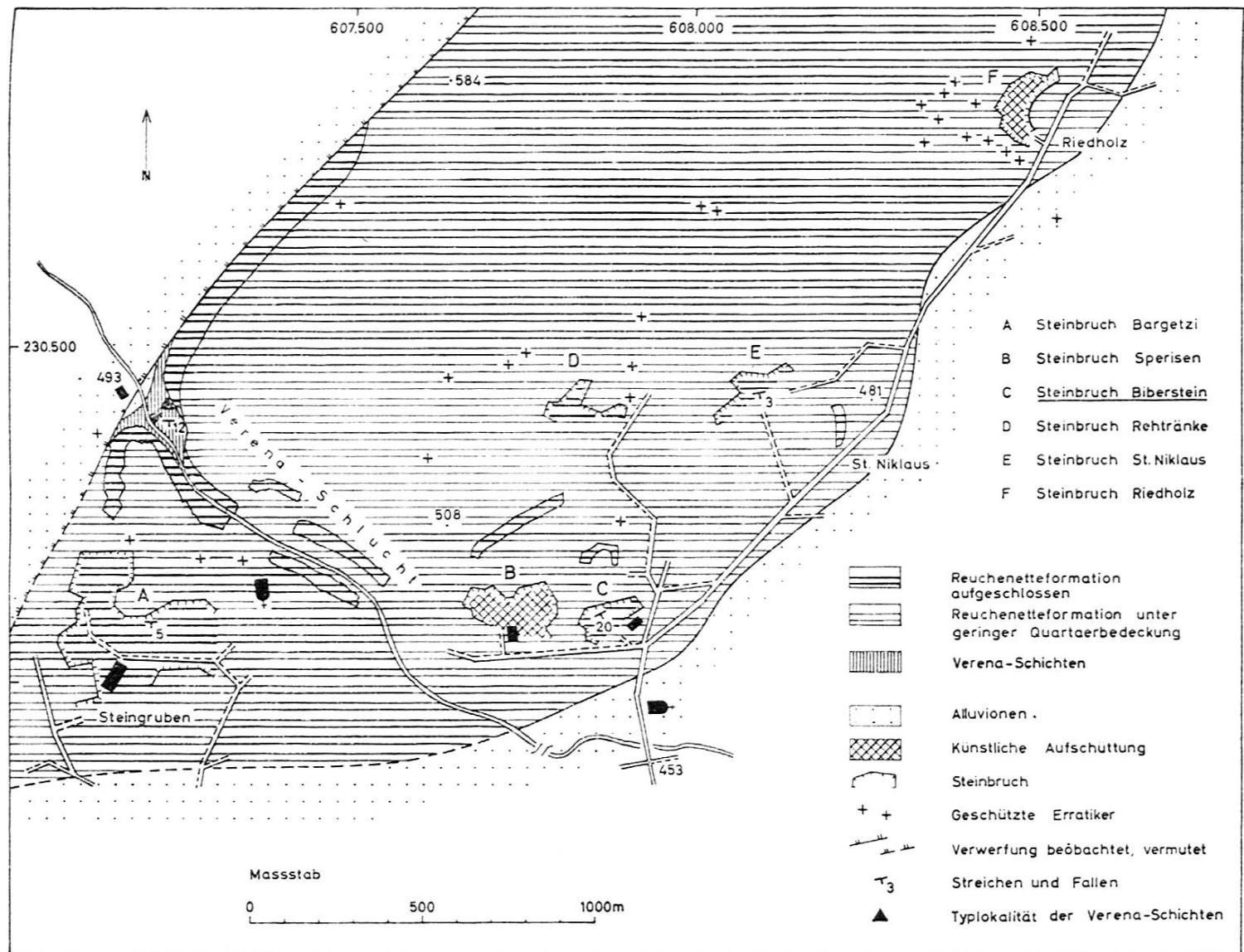


Fig. 12. Geologische Kartenskizze des Steinbruchgebietes der St.-Verena-Antiklinale nördlich Solothurn. Maßstab 1:10000

Asteracanthus. Als Vergleichsmaterial dienen ihm unter anderem auch die bereits von AGASSIZ (1833–1843) beschriebenen *Asteracanthus*-Funde aus Solothurn.

3. PROBLEMSTELLUNG

Die historischen Ausführungen zeigen deutlich, daß die stratigraphische Position der Schildkrötenkalke nicht geklärt ist. Der Versuch, die in den Steinbrüchen aufgeschlossenen Schichten einem auf Ammoniten aufgebauten Zonsensystem anzugehören, ist zur Abklärung der Altersfrage unerlässlich.

Durch E. BAUMBERGER (1915) waren wohl in den beiden wichtigsten Steinbrüchen durchgehende stratigraphische Profile aufgenommen worden, doch genügten die Angaben darüber nur in steinbruchtechnischer, nicht aber in geologischer Hinsicht. Über die einzelnen Bänke waren nur unzulängliche Daten vorhanden, welche keine Abklärung petrogenetischer, oekologischer oder palaeogeographischer Fragen ermöglicht hätten. Es fehlten auch detaillierte sedimentpetrographische Untersuchungen.

Die vorliegende Arbeit versucht in erster Linie die Solothurner Schildkrötenkalke einer lithostratigraphischen Neubeschreibung zu unterziehen und die auch bei der palaeontologischen Neubearbeitung der Schildkrötenfunde auftauchenden Fragen facieller, oekologischer und stratigraphischer Natur abzuklären.

4. TEKTONIK

Die schildförmige Erhebung des Steinbruchgebietes – die Verenakette – stellt eine von den nördlich anschliessenden Juraketten isolierte tektonische Einheit dar. Die Trennung von der Weißensteinkette ist durch eine ziemlich genau SW–NE streichende Verwerfung gegeben, deren Sprunghöhe der quartären Bedeckung wegen nicht einwandfrei bestimmt werden kann. Sie dürfte aber in der Nähe der Einsiedelei mindestens 50 m betragen und sowohl in nördlicher wie auch in südwestlicher Richtung etwas an Höhe verlieren.

Den besten Einblick in den Bau der Verenakette gewährt die gleichnamige Schlucht, welche das Gewölbe quer zum Streichen durchschneidet. Die tiefsten aufgeschlossenen Horizonte bilden die Verenaschichten an ihrer Typokalität am nördlichen Eingang der Schlucht. Die darüber folgenden Kalkbänke der Reuchenetteformation weisen im Gebiet der Einsiedelei ein Fallen von 12° bis 15° nach SE auf, legen sich aber schon nach kurzer Distanz viel flacher, um erst in der Gegend des Steinbruchs Biberstein mit 22° bis 25° unter quartäre Ablagerungen abzutauchen.

Westlich der Verenaschlucht sind die Schichten wesentlich flacher gelagert – 3° bis 5° – und ihre Fallrichtung ist etwas nach Westen abgedreht. Auch im östlichen Teil der Kette ist die Fallrichtung nach Osten abgewinkelt. Es scheint, daß in diesem Falle die Verena-Antiklinale eine in der Gegend der

Klus kulminierende Achse aufweist, welche sowohl in nordöstlicher wie auch in südwestlicher Richtung ein geringes Axialgefälle zeigt.

Eine der großen Verwerfung parallel verlaufende Störung südlich des Steinbruchs St.Niklaus, welche P. STÄHELIN (1925) beschreibt, konnte nicht eindeutig nachgewiesen werden.

5. STRATIGRAPHIE DER SOLOTHURNER SCHILDKRÖTENKALKE

5.1 Lithostratigraphie (vgl. Fig. 13)

Die Solothurner Schildkrötenkalke bilden innerhalb der Reuchenette-formation einen in seiner vertikalen Ausdehnung genau abgrenzbaren *Schichtkomplex*. Dieser liegt im obersten Teil der Formation, deren Mächtigkeit in der Verenakette mangels genügender und zusammenhängender Aufschlüsse nur rechnerisch ermittelt werden kann. Sie beträgt $120+x$ m. Die Obergrenze der Reuchenetteformation – die Mergel mit *Exogyra praevirgula* – soll bei Fundationsarbeiten in der Nähe der Kapelle St. Niklaus festgestellt worden sein. Die Angabe der Mächtigkeit mit 130 m durch P. STÄHELIN dürfte demnach relativ gut stimmen.

Die im folgenden besprochenen Bänke der Solothurner Schildkrötenkalke wurden, wenn nicht anders vermerkt, anhand von Proben aus dem Steinbruch Biberstein (607.865/230.115) untersucht. Die Wahl dieses Steinbruches als Typlokalität der Solothurner Schildkrötenkalke wird weiter unten diskutiert. Die Namen der einzelnen Bänke wurden durch F. LANG (in LANG und RÜTIMEYER, 1867) in die geologische Literatur eingeführt und sind noch heute bei den Steinbrucharbeitern geläufig. Sie richten sich weniger nach der Beschaffenheit des Gesteins als nach der Mächtigkeit der Bänke oder ihrer Verwendungsart.

Obere Werkbank (Bank Nr.13, vgl. im folgenden Tafeln 15 und 16)

Makroskopische Beschreibung

1. zoogen-detritischer Kalk
2. gelblich bis hellgrau
3. scharfkantig, splitterig
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. zoogen-detritisch, stellenweise dicht
6. bankig, keine Feinschichtung
7. Ober- und Unterfläche leicht gewellt, stellenweise mit feiner, grünlicher oder brauner Tonhaut überzogen, kein Übergang zu den Mergelbänken im Hangenden oder Liegenden
8. konform
9. 0,90 m (nach LANG 2,5')

10. a) systemlos verlaufende Kalzitadern, vereinzelte mit grünlichem, tonigmergeligem Material erfüllte ?Fraß- oder ?Bohrgänge
- b) meist vollkommen rekristallisierte Nerineen und Trümmer von Nerineen nebst anderem Detritus vor allem von Zweischalern. Selten Exemplare von *Organismus «C»*

Dünnenschliffbeschreibung (vgl. Tafel 17)

Im allgemeinen kryptokristalline, kalzitische Grundmasse. In vereinzelten Nestern sparische Ausbildung durch Rekristallisation. Kalksandkomponenten meist gut gerundet, selten mit ausgeprägter Längsachse, ohne Einregelungsscheinungen. In Partien aus dem oberen Teil der Bank zeigen die Komponenten eher pelletartige Ausbildung. Der zoogene Detritus ist zu etwa 30 % am Aufbau des Gesteins beteiligt. Nicht näher bestimmbar Milioliden. Quarzgehalt unter 0,5 %.

Gesteinstyp III, im obersten Teil eher IIp/b bis Ip.

Dreischülige Bank (Bank Nr. 12)

Makroskopische Beschreibung

1. zoogen-detritischer bis kalkarenitischer Kalk
2. hellgrau bis weiß mit hellgelben Flecken. Im Steinbruch St. Niklaus olivgrau mit bräunlichen Flecken
3. scharfkantig, rauh
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. dicht, stellenweise körnig
6. bankig
7. Ober- und Unterfläche eben bis glatt, Oberfläche oft mit dünner Tonhaut von grünlicher Farbe überzogen
8. konform
9. 0,95 m, im Steinbruch Bargetzi 0,90 m. Die Mächtigkeit ergab den Banknamen (1 Schuh = etwa 30 cm)
10. a) vereinzelte Kalzitadern; im Steinbruch St. Niklaus regellos verlaufende Fugen mit grünlichen oder bräunlichen Tonhäuten überzogen. Pyritknauer zeigen sich häufig an der Verwitterungsoberfläche
- b) rekristallisierte Fragmente von Mollusken, vorwiegend von Nerineen. An der Basis der Bank einige Schalen von Brachiopoden

Dünnenschliffbeschreibung (vgl. Tafel 17, Fig. 3)

Im allgemeinen kryptokristalline, kalzitische Grundmasse mit zoogenem Detritus. In vereinzelten Nestern ist die kalkarenitische Ausbildung in einer eher grobkristallinen Grundmasse deutlich erkennbar. Der zoogene Detritus macht etwa 25–30 % des Gesteinsmaterials aus. Durch fein verteilten Pyrit ist die Grundmasse des Gesteins im Steinbruch St. Niklaus dunkel gefärbt und weist durch Limonitisierung oft bräunliche Flecken und Schlieren auf.

Gesteinstyp IIb/i, in vereinzelten Nestern Ib.

Harte Platte (Bank Nr. 11)

Diese wird oft als Bestandteil der dreischüfigen Bank angesehen, ist aber in allen Aufschlüssen stets deutlich vom Hangenden getrennt. Sie wird ab und zu auch «Fürplättli» genannt.

Makroskopische Beschreibung

1. Kalkarenit
2. hellgelb bis weiß
3. scharfkantig, splitterig
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. spätig bis körnig
6. dünnbankig
7. eben, ohne Tonhaut
8. konform
9. 0,30 m
10. a) vereinzelte richtungslose Kalzitadern
b) wenige Fragmente von umgewandelten Molluskenschalen

Dünnschliffbeschreibung (vgl. Tafel 18, 19, Fig. 1 und 2)

Nur an der Basis der Bank kryptokristalline, zur Hauptsache aber spartische, kalzitische Grundmasse mit gut gerundeten Kalksandkomponenten. Der zoogene Detritus tritt anteilmäßig sehr stark zurück und beträgt noch höchstens 10% des Gesteinsmaterials. Stellenweise treten etwas häufiger Pellets auf.

Gesteinstyp II.

Vierschüfige Bank (Bank Nr. 10)

Makroskopische Beschreibung

1. zoogen-detritischer bis kalkarenitischer Kalk
2. hellgrau bis bräunlich; St. Niklaus: dunkelgrau
3. unregelmäßig, muschelig
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. dicht, oft pseudo-oolithisch; St. Niklaus: brekziös
6. bankig
7. eben, ohne Tonhaut
8. konform
9. 1,20 m
10. a) größere Kalzitknauer im ganzen Gestein verteilt, ein organischer Ursprung kann allerdings nicht ausgeschlossen werden; St. Niklaus: Pyritausscheidungen vor allem an der Schichtoberfläche
b) stellenweise größere Anhäufungen von Nerineen, daneben einzelne *Cladocoropsis mirabilis*, Trümmer von Zweischalern und wenige Exemplare von *Organismus* «C». Alle Fossilien zeigen starke Rekristallisationserscheinungen

Dünnschliffbeschreibung

(vgl. Tafel 19, Fig. 3 und 4, Tafel 20, Fig. 1)

Die kryptokristalline kalzitische Grundmasse weist in der ganzen Bank mehr oder weniger starke Umwandlungen auf. Die Rekristallisation ist aber nur selten so ausgeprägt, daß es zur Bildung von Druckzwillingen kam. Die Textur ist vorwiegend kalkarenitisch, die Komponenten meist gut gerundet, oft etwas länglich, ohne Einregelung. Der zoogene Detritus setzt sich auch hier vor allem aus Fragmenten von Bivalven, Gastropoden und Echinodermen zusammen und beträgt anteilmäßig rund 20% des Gesteinsmaterials. An der Basis konnten Quarzkörner mit einem Durchmesser bis zu 0,1 mm beobachtet werden.

Dünnschliffe aus dem Gestein von St. Niklaus zeigten eher eine kalziruditische Textur. Neben den genannten Fossiltrümmern stellen sich hier verschiedentlich Kolonien von *Parastromatopora* ein (schriftl. Mitt. Frau Dr. A. Schnorf, 1962). Gesteinstyp II/b bis III/b.

Rätschenbank (Bank Nr. 9)

Diese Bank ist in ihrer lithologischen Ausbildung innerhalb kurzer Strecken größeren Schwankungen ausgesetzt. Während sie im westlichen Teil des Steinbruchgebietes durchaus als Haustein zu verwenden ist, zeigen sich bereits im Steinbruch Biberstein starke Veränderungen, die eine Verwertung des Kalkes im Steinbruchbetrieb ausschließen. Der Gesteinsverband scheint vor allem an der Basis aufgelockert zu sein, die Bank zerfällt in mehrere Platten, und diese werden zudem von regellos angeordneten Klüften durchzogen. Nach den Angaben von F. LANG wurden die meisten Schildkröten zusammen mit den Überresten von Krokodiliern in diesem Horizont gefunden.

Makroskopische Beschreibung

1. Kalk, Basis: schwach mergeliger Kalk
2. bräunlich mit hellgrauen Flecken
3. unregelmäßig, rauh
4. inhomogen, stellenweise leicht zerschlagbar bis zerdrückbar
5. dicht, oft körnig, Basis mergelig
6. dünnbankig bis plattig
7. Ober- und Unterfläche schwach gewellt, oft mit grünlicher oder brauner Tonhaut überzogen. An der Unterfläche undeutlicher Übergang in die liegende Mergellage
8. konform
9. leicht schwankend, 0,60–0,65 m
10. a) regellos verlaufende mehr oder weniger schichtparallele Fugen, die meist von einer intensiv gefärbten Tonhaut überzogen sind
b) nicht näher bestimmbar Fossilfragmente in größeren Nestern vor allem an der Basis der Bank. Im oberen Teil wenige gut erhaltene Fossilien mit kaum umgewandelter Schale

Dünnschliffbeschreibung (vgl. Tafel 20, Fig. 2–4, Tafel 21)

Kryptokristalline, stellenweise schwach rekristallisierte, kalzitische Grundmasse mit 25% und mehr zoogenem Detritus. Die kalkarenitische Textur ist vor allem in der näheren Umgebung der ungefähr schichtparallelen Klüfte deutlich ausgebildet, wo auch der Gesteinsverband ziemlich aufgelockert erscheint. In einigen Schliffen, vor allem aus dem Steinbruch Bargetzi, zeigten sich Partien, in welchen durch eine Einregelung der etwas länglichen Kalksandkomponenten eine gewisse Feinschichtung auftritt.

Gesteinstyp IIb, stellenweise Ii oder Ii/b.

Milde Bank (Bank Nr. 8)

Eine Abtrennung der Milden Bank von der hangenden Rätschenbank ist im Steinbruch Bargetzi schwer durchführbar, da zwischen den beiden Horizonten nur ganz geringfügige Farbunterschiede bestehen. Makroskopisch sind sie in ihrer Lithologie äußerst ähnlich und sind nur undeutlich durch schichtparallele Fugen voneinander getrennt. Etwas besser sind die Verhältnisse im Steinbruch Biberstein, wo zwischen Milder Bank und Rätschenbank ein etwa 20–30 cm mächtiges Mergelband eingeschaltet ist.

Makroskopische Beschreibung

1. Kalkarenit
2. hellgrau mit Stich ins Grünliche
3. unregelmäßig, rauh
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. pseudo-oolithisch, oft dicht oder feinspätig
6. bankig
7. Unterfläche gewellt mit bräunlicher Tonhaut, Oberfläche glatt, Tonhaut nur stellenweise vorhanden
8. konform
9. 0,65 m, im Steinbruch Bargetzi 0,60 m (LANG: 2,5')
10. a) regellos verlaufende mit Tonhaut ausgekleidete Fugen, vor allem im obersten Teil der Bank. Vereinzelte Nester mit Pyritausscheidungen
- b) fragliche Bohrlöcher im obersten Teil der Bank. Vereinzelte Brachiopoden mit nicht umgewandelten Schalen, im allgemeinen wenig Fossilfunde

Dünnschliffbeschreibung (vgl. Tafel 22, Fig. 1 und 2)

Im allgemeinen kryptokristalline, in Nestern aber oft sparitische, kalzitische Grundmasse. Die Kalksandkomponenten weisen oft eine ausgeprägte Längsachse auf, sind aber nie eingeregelt. Der zoogene Detritus beträgt anteilmäßig 10–15% des Gesteins und ist fast immer umkristallisiert. Im Steinbruch Bargetzi ist die Grundmasse der Bank fast durchgehend durch

Rekristallisation sparitisch ausgebildet. Im oberen Teil tritt zoogener Detritus in vermehrtem Masse auf.

Gesteinstyp III, im Steinbruch Bargetzi sowie in einzelnen Partien der Bank im Steinbruch Biberstein II/b oder Ib.

Schalenbank (Bank Nr. 7)

Diese Bank eignet sich ihrer Mächtigkeit wegen vor allem sehr gut zur Herstellung von Brunnenschalen (-trögen), was den Namen erklärt. Nach ihrer Ausbildung richtete sich noch im letzten Jahrhundert der Wert eines Steinbruches.

Makroskopische Beschreibung

1. zoogen-detritischer Kalk
2. hellgrau, oft mit Stich ins Bläuliche
3. scharfkantig, splitterig
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. dicht
6. bankig
7. Ober- und Unterfläche stark gewellt, stellenweise mit grünlicher Tonhaut überzogen
8. konform
9. Steinbruch Biberstein: 1,20 m; Steinbruch Bargetzi: etwas schwankend 1,20–1,30 m
10. a) regellos verteilte Kalzitknauer im oberen Teil der Bank, wo auch meist an Fossilien gebundene Pyritausscheidungen grösseren Ausmasses auftreten. Im Steinbruch Bargetzi sind die obersten 20 cm der Bank mit zahllosen, kleineren Fugen in schichtparalleler Anordnung durchsetzt
b) Gute erhaltene Exemplare von nicht näher bestimmten Brachiopoden, Gastropoden und Echinoiden, die sich meist leicht aus dem Gestein herauslösen lassen. Im Steinbruch Bargetzi vereinzelte Exemplare von *Cladocoropsis mirabilis*

Dünnenschliffbeschreibung (vgl. Tafel 22, Fig. 3 und 4)

Kryptokristalline Grundmasse, welche in den mittleren und oberen Partien der Bank durch Rekristallisation oft sparitisch ausgebildet ist. Der anorganische Anteil des Gesteins besteht zur Hauptsache aus Pellets neben kryptokristallinen Kalksandkomponenten, die oft einen Durchmesser von mehr als 2 mm aufweisen. Der zoogene Detritus ist stark vertreten und beträgt etwa 35–40 % des Gesteins. Vor allem an der Basis der Bank sind kleine Pyritwürfel (Kantenlänge 0,05 mm) häufig. In vermehrtem Masse treten Milioliden – Quinqueloculinen – auf.

Gesteinstyp Basis IIp/b, obere Partien eher IIb.

Halbwilde Bank (Bank Nr. 6)

Der Name kommt vermutlich daher, daß sich die Bank ihrer Sprödigkeit wegen nicht verarbeiten läßt. Worauf diese Sprödigkeit, die bereits LANG erwähnt, beruht, konnte nicht festgestellt werden.

Makroskopische Beschreibung

1. (zoogen-detritischer) Kalk
2. hellgraublau, in stark verwitterten Partien bräunlich
3. meist scharfkantig, glatt, oft unregelmäßig rauh
4. inhomogen, meist aber schwer zerschlagbar
5. dicht, oft etwas körnig
6. plattig
7. Ober- und Unterfläche eben, ohne Tonhaut
8. konform
9. 0,40 m
10. a) wenige in der ganzen Bank verteilte Kalzit- und Pyritknauer
b) fragliche Fraßgänge, an der Basis der Bank wenige Fragmente von Nerineen und Zweischalern, ganz vereinzelte *Cladocoropsis mirabilis*

Dünnschliffbeschreibung (vgl. Tafel 23, Fig. 1 und 2)

An der Basis der Bank kryptokristalline kalzitische Grundmasse mit wenigen, ungefähr schichtparallel verlaufenden Stylolithen und feinverteilten kleinen Pyritkristallen. Oberer Teil der Bank mit stellenweise spartischer Grundmasse und Pellets. Unbestimmbarer zoogener Detritus nur in geringen Mengen.

Gesteinstyp Basis IIIm, obere Partien Ip/b.

Untere Platte (Bank Nr. 5)

Makroskopische Beschreibung

1. (zoogen-detritischer) Kalk
2. hellgraublau mit bräunlichen Flecken
3. scharfkantig, splitterig
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. dicht
6. bankig
7. Ober- und Unterfläche schwach gewellt, ohne Tonhaut
8. konform
9. 0,70 m
10. a) stellenweise größere Pyritknauer, vorwiegend in den oberen Partien der Bank
b) wenige Fragmente von Zweischalern und Gastropoden, regellos in der ganzen Bank verteilt. Die Fragmente sind meist rekristallisiert

Dünnschliffbeschreibung (vgl. Tafel 23, Fig. 3)

Kryptokristalline, kalzitische Grundmasse mit vielen Kalziteinsprenglingen, die meist organischen Ursprungs sein dürften. Der zoogene Detritus, der etwa 20% des Gesteins ausmacht, ist meist vollständig rekristallisiert.

Gesteinstyp IIb (evtl. IIImX).

Untere Bank (Bank Nr. 4.)

Makroskopische Beschreibung

1. zoogen-detritischer Kalk
2. hellgraublau mit grauen Flecken
3. scharfkantig, splitterig
4. homogen, zerschlagbar
5. dicht
6. bankig
7. Oberfläche eben, Unterfläche leicht gewellt, von grünlicher oder dunkelbrauner Tonhaut überzogen
8. konform
9. 0,80 m
10. a) vereinzelte Kalzitknauer und Pyritausscheidungen
b) Kolonien von *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907, welche die Bank in ihrer ganzen Ausdehnung durchsetzen. Daneben zahlreiche Fossiltrümmer von Bivalven und Gastropoden sowie häufig Querschnitte von *Organismus «C»* (dem charakteristischen Auftreten von Cladocoropsis-Kolonien, welche früher als Bryozoen betrachtet wurden, verdankte das Gestein den Namen Bryozenkalk. Daß es sich nicht um Bryozoen handelt, sondern um *Cladocoropsis*, wurde von O. RENZ, 1931, bewiesen)

Dünnschliffbeschreibung (vgl. Tafel 23, Fig. 4, Tafel 24; 25, Fig. 1)

Kryptokristalline, kalzitische Grundmasse mit zahlreichen Fossiltrümmern und gut erhaltenen Exemplaren von *Cladocoropsis*. Der zoogene Detritus, der vor allem an der Basis der Bank oft mit etwa 40% am Aufbau des Gesteins teilnimmt, ist meist durch Rekristallisation umgewandelt. Als Mikrofossil tritt häufig *Quinqueloculina* auf.

Gesteinstyp IIb.

5.2 Die Begrenzung des Schichtkomplexes an der Typlokalität

5.2.1 Die Typlokalität

Die Solothurner Schildkrötenkalke wurden von F. LANG in etlichen Publikationen (1858, 1862, 1863, 1867, 1885) erwähnt und z.T. näher beschrieben. Seine Beobachtungen beziehen sich auf die insgesamt elf Steinbrüche, die zu seiner Zeit im Betrieb waren, und nicht auf eine einzelne

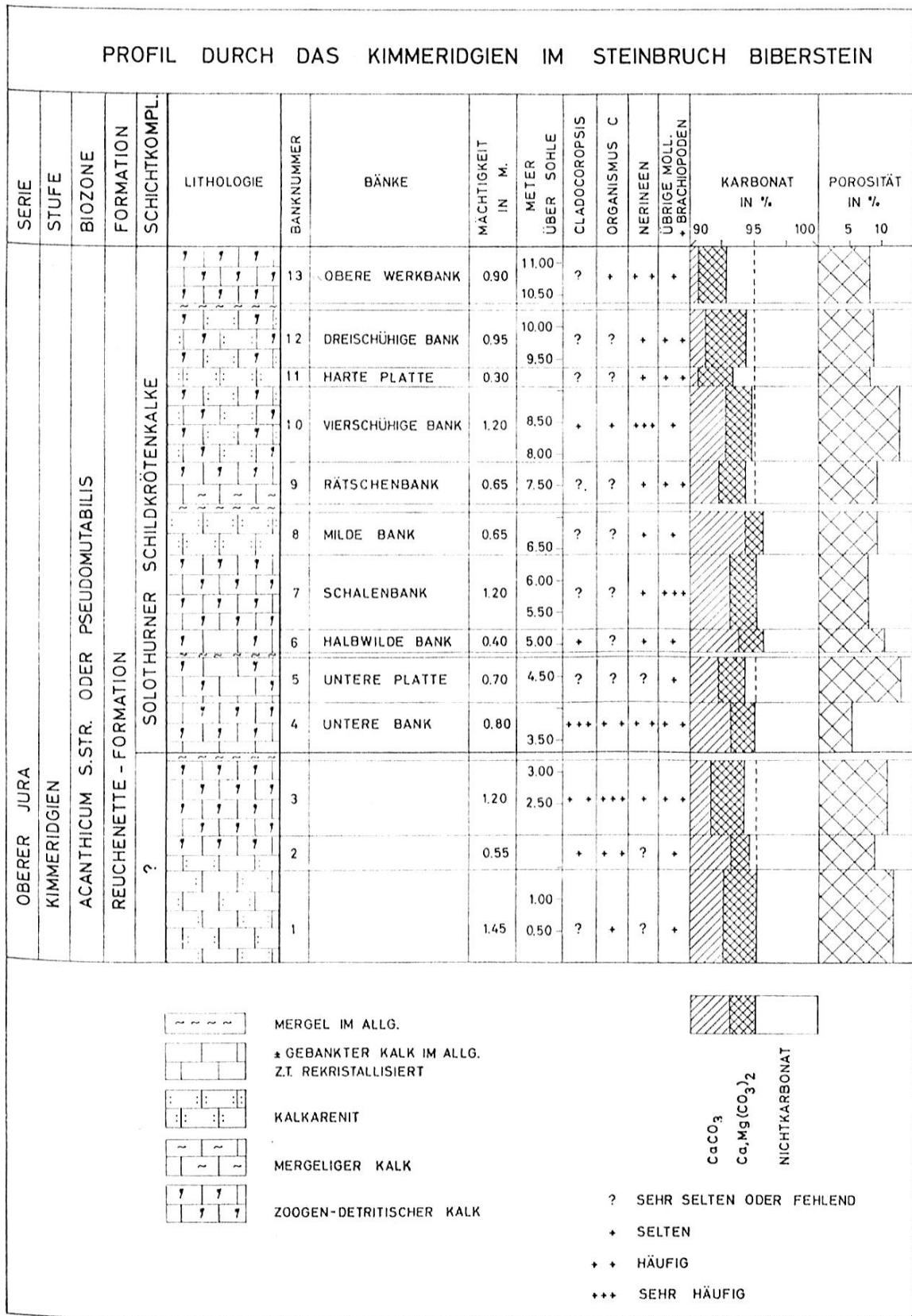


Fig. 13. Typprofil durch die Solothurner Schildkrötenkalke im Steinbruch Biberstein 607.865/230.115

bestimmte Stelle des Steinbruchgebietes. In einer einzigen Arbeit gibt LANG (1867) eine etwas schematische Übersicht über die Verhältnisse im Steinbruch bei der Kreuzenkirche (Steinbruch Bargetzi), was A. WAIBEL (internat. Strat. Lexikon, Bd. 1, Fasc. 7a: 254) veranlaßt haben muß, diesen Steinbruch als Typlokalität zu betrachten. Die Koordinatenangaben 607.250/230.000 sollten sich daher auf diese Örtlichkeit beziehen, erwiesen sich aber als unrichtig.

Da im *Steinbruch Biberstein* heute der Schichtkomplex der Solothurner Schildkrötenkalke am besten aufgeschlossen ist und sowohl die obere wie auch die untere Begrenzung dieser lithostratigraphischen Einheit der Beobachtung gut zugänglich sind, bezeichne ich diese Stelle als *Typlokalität der Solothurner Schildkrötenkalke*.

Die Koordinaten wurden anhand des Übersichtsplans 1:10 000 des Kant. Vermessungsamtes Solothurn ermittelt und lauten: 607.865/230.115. Die Lithologie des Stratotyps wurde unter Abschnitt 5.1 beschrieben (vgl. auch Fig. 13).

5.2.2 Die Obergrenze der Solothurner Schildkrötenkalke

Über der Oberen Werkbank liegen, durch ein 10 cm mächtiges Mergelband getrennt, Kalkhorizonte, die keine Schildkrötenreste enthalten, aber von LANG (in LANG und RÜTIMEYER, 1867) unter dem Namen «Kalkbänke» offenbar noch zu den Solothurner Schildkrötenkalken gerechnet wurden.

Makroskopische Beschreibung

1. Kalke
2. hellgelbbraun bis hellgrau
3. scharfkantig, splitterig
4. meist homogen, schwer zerschlagbar
5. dicht, vereinzelte Platten eher körnig
6. plattig, selten bankig
7. vorwiegend eben, Überzüge mit Tonhäuten sind selten, die Kalkhorizonte liegen fast immer ohne Zwischenlage aufeinander
8. stets konform
9. zwischen 0,10 und 1,0 m, im Durchschnitt etwa 20 cm
10. a) vereinzelte Kalzitknäuer, vor allem in den tiefer gelegenen Bänken.
Pyritausscheidungen scheinen zu fehlen
- b) die Kalkbänke weisen sehr wenig zoogenen Detritus auf. Vereinzelt sind Exemplare von Nerineen, Bivalven und *Cladovoropsis* zu beobachten. Organismus «C» tritt in Nestern vorwiegend in den obersten Horizonten im Steinbruch Bargetzi auf

Dünnenschliffbeschreibung (vgl. Tafel 25, Fig. 3)

In den meisten Bänken macht die vorwiegend kryptokristalline Grundmasse den Hauptanteil des Gesteins aus. Einzelne Bänke können einen schwach kalkarenitischen Charakter zeigen, während andere ausgesprochene Mikrite sind. Der meist unbestimmbare zoogene Detritus tritt gegenüber den Bänken der Solothurner Schildkrötenkalke stark zurück und beteiligt sich selten mit mehr als etwa 15 % am Aufbau des Gesteins. Sparitische Ausbildung der Grundmasse ist nur in einzelnen Nestern zu beobachten.

Das die Kalkbänke von den liegenden Schildkrötenkalken trennende Mergelband wurde auf seinen Gehalt an Mikrofossilien untersucht. Der Mergel erwies sich als steril.

Als Obergrenze des Schichtkomplexes der Solothurner Schildkrötenkalke bezeichne ich deshalb die *Schichtoberfläche* der *Oberen Werkbank*. Die von LANG als «Kalkbänke» bezeichneten Horizonte bilden den obersten Teil der Reuchenetteformation in diesem Gebiet, gehören aber nicht mehr zum Schichtkomplex der Solothurner Schildkrötenkalke.

5.2.3 Die Untergrenze des Schichtkomplexes

Die Untergrenze der Solothurner Schildkrötenkalke ist nur an der Typlokalität, im Steinbruch Biberstein, aufgeschlossen, da sie in den andern Steinbrüchen offensichtlich nie abgebaut worden ist. Das Liegende des Schichtkomplexes wird auch in der ältern Literatur nicht näher beschrieben. Im Steinbruch Biberstein folgt unter der Unteren Bank eine Schicht blaugrauer Mergel, deren Thanatocoenose Echinodermenreste, hauptsächlich Seeigelstacheln, einige Serpulareste und Gastropoden, alle in rekristallisiertem Zustand, auf ein ufernahes Ablagerungsmilieu schließen lassen (schriftl. Mitt. Dr. H. OERTLI, Pau).

Die im Liegenden dieses Mergelhorizontes folgenden Kalkschichten zeigen nachstehende Lithologie (vgl. Fig. 13).

Bank 3

1. Kalk
2. grau bis hellgrau-blau
3. scharfkantig, splitterig
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. dicht
6. bankig
7. eben, ohne Tonhaut
8. konform
9. 1,20 m
10. a) Pyritausscheidungen vor allem an der Verwitterungsoberfläche
b) zahllose Exemplare von *Organismus* «C» FAVRE 1927. Daneben Einzelexemplare von *Cladocoropsis*, Bivalven und Gastropoden, mit meist umkristallisierter Schale

Bank 2

1. Kalk
2. hellgrau
3. scharfkantig, splitterig
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. dicht, oft etwas körnig
6. bankig
7. eben, ohne Tonhaut
8. konform
9. 0,55 m
10. a) vereinzelte Kalzitknauer und Pyritausscheidungen
b) *Organismus «C»* in vereinzelten Nestern neben wenigen Fragmenten von Bivalven

Bank 1

1. Kalk
2. hellgrau
3. scharfkantig, splitterig
4. homogen, schwer zerschlagbar
5. dicht, stellenweise etwas körnig
6. bankig
7. Oberfläche eben, Unterfläche nicht deutlich aufgeschlossen
8. konform
9. 1,45 m
10. a) wenige Pyritausscheidungen vorwiegend in der oberen Partie der Bank
b) ganz wenige Exemplare von *Organismus «C»* neben vereinzelten Fragmenten von Bivalven

Als Untergrenze des Schichtkomplexes der Solothurner Schildkrötenkalke bezeichne ich die *Schichtunterfläche* der *Unteren Bank* (Bank 4). Aus den Bänken 1–3 sind nie Funde von Schildkröten bekannt geworden, weshalb kein Grund vorliegt, diese dem Schichtkomplex der Schildkrötenkalke zuzurechnen.

5.3 Resultate der sedimentpetrographischen Untersuchungen

5.3.1 Die chemische Zusammensetzung der Schildkrötenkalke

Die chemische Untersuchung bezieht sich ausschließlich auf die Ermittlung des Gesamtkarbonatgehaltes und des Ca/Mg-Verhältnisses. Der prozentual stets sehr geringe Anteil an Nichtkarbonaten wurde keiner näheren Untersuchung unterzogen; er dürfte sich aber hauptsächlich aus Tonmineralien, neben wenig Pyrit und Quarz zusammensetzen.

Die Verteilung Kalk-Dolomit-Nichtkarbonate wurde anhand etlicher Proben aus jeder Bank nach den in Kap.I A 2.1 beschriebenen Methoden bestimmt und ist aus Fig. 13 ersichtlich. Da die Bänke in vertikaler Richtung

mehrheitlich eine gleichbleibende Lithologie aufweisen, wurde auf detaillierte Angaben der Werte an der Basis oder nahe der Bankoberfläche verzichtet. Immerhin wurden bei der Rätschenbank, welche von der liegenden Milden Bank durch eine Mergelinterkalation getrennt ist, folgende Analysenresultate festgestellt:

oberste Partie:	93,5 % Gesamtkarbonat
obere Hälfte:	92,5 % Gesamtkarbonat
untere Hälfte:	91,0 % Gesamtkarbonat
Basis:	86,0 % Gesamtkarbonat

Der auffallende, anhand von Peels ermittelte mikroskopische Befund an der Basis der Rätschenbank (vgl. Tafel 21), der einen deutlich aufgelockerten Gesteinsverband des arenitischen Kalkes erkennen lässt, ist in diesem Fall durch den leicht erhöhten Gehalt an nichtkarbonatischem Material durchaus zu erklären.

Die Gesamtkarbonatgehalte der drei innerhalb des Schichtkomplexes gelegenen mergeligen Horizonte liegen alle unter 70 %, konnten daher auf der Darstellung in Fig. 13 nicht berücksichtigt werden.

Gesamthaft lässt sich sagen, daß die Solothurner Schildkrötenkalke eine hochkarbonatisierte Sedimentationsabfolge bilden, in welcher das Magnesiumkarbonat eine vollkommen untergeordnete Rolle spielt. Die hohen Gehalte an Kalziumkarbonat sind nicht zuletzt auch auf die zum Teil ansehnlichen Mengen zoogendetritischen Materials zurückzuführen.

5.3.2 Spezifisches Gewicht und Porosität

Die verschiedenen spezifischen Gewichte der einzelnen Bänke sind keinen wesentlichen Schwankungen unterworfen. Die ermittelten Werte stimmen mit den diesbezüglichen Angaben der EMPA (Beitr. Geol. Karte der Schweiz, geotechn. Ser. V. Liefg.: 224) sehr gut überein.

Bei den Werten der Porosität handelt es sich um das absolute Porenvolumen des Gesteins. Ein Vergleich mit den Resultaten der EMPA (loc. cit.) zeigte, daß die von mir ermittelten Werte etwas zu hoch liegen, jedoch eine Fehlergrenze von 5 % in keinem Falle übersteigen.

Leider entsprachen die erhaltenen Resultate nicht ganz den gesetzten Erwartungen. Es scheint, daß in keinem Fall ein Zusammenhang zwischen spezifischem Gewicht und Porosität einerseits, noch zwischen Porosität und Karbonatgehalt anderseits besteht. Die Rätschenbank, welche, wie erwähnt, stellenweise einen etwas aufgelockerten Gesteinsverband aufweist, hat nicht das erwartete erhöhte Porenvolume. Die relativ hohe Porosität der Vierschüfigen Bank dürfte durch nicht restlos auskristallisierte Hohlräume im Zusammenhang mit den darin enthaltenen Fossilien und Fossiltrümmern bedingt sein.

Bank	spez. Gew.	Porosität
«Kalkbänke»	2,70	11,5 %
Obere Werkbank	2,71	8,0 %
Dreischühige Bank	2,72	8,5 %
Harte Platte	2,70	8,0 %
Vierschühige Bank	2,71	12,5 %
Rätschenbank	2,70	9,0 %
Milde Bank	2,71	9,0 %
Schalenbank	2,70	7,5 %
Halbwilde Bank	2,71	10,0 %
Untere Platte	2,69	12,5 %
Untere Bank	2,71	5,0 %
Bank 3	2,72	11,0 %
Bank 2	2,76	8,0 %
Bank 1	2,75	12,0 %

Die angegebenen Werte sind Durchschnittswerte aus den Steinbrüchen Biberstein, Bargetzi und St. Niklaus. Die Angaben über die «Kalkbänke» stammen von Proben aus dem Steinbruch Bargetzi.

5.3.3 Schwermineraluntersuchungen

In den Solothurner Schildkrötenkalken zeigte sich nur eine sehr monotone Vergesellschaftung folgender Schwermineralien:

Granat, Epidot.

Zirkon, Apatit, Rutil, Turmalin, Hornblende.

Granat und Epidot wurden als konstante Durchläufer in allen Horizonten festgestellt und lieferten den weitaus größten Anteil aller vorhandenen Schwermineralien. Die Vertreter der zweiten Gruppe sind ebenfalls wahllos in allen Bänken vertreten, gegenüber Granat und Epidot aber nur in ganz verschwindenden Mengen.

Durch den Mangel an weiteren Schwermineraluntersuchungen aus den Ablagerungen des obersten Malm in anderen Gebieten des Jura wird es unmöglich, irgendwelche Vergleiche mit andern Regionen anzustellen oder aus der vorhandenen Schwermineralvergesellschaftung weitere Schlüsse betreffend Herkunft, Transportweg oder Transportrichtung zu ziehen. Im weitern müßten, um brauchbare und vergleichbare Resultate zu erzielen, im allgemeinen wesentlich größere Mengen an Probenmaterial mittels Salzsäure aufgeschlossen werden und die Schwerminerale aus dem nichtlöslichen Rückstand abgetrennt werden.

5.4 Fossilinhalt

5.4.1 Makrofauna

Außer den Schildkröten, denen der Schichtkomplex seinen Namen verdankt und die in einer Monographie durch H. BRÄM bearbeitet wurden, sind aus den Steinbrüchen vor allem Vertreter folgender Wirbellosen gefunden worden:

<i>Rhynchonellidae</i>	<i>Cardiidae</i>
<i>Terebratulidae</i>	<i>Pholadomyidae</i>
<i>Pectinidae</i>	<i>Naticidae</i>
<i>Aviculidae</i>	<i>Nerineidae</i>
<i>Mytilidae</i>	<i>Strombidae</i>
<i>Trigoniidae</i>	

Die meisten Fundortangaben beziehen sich im besten Fall auf die Lokalität des Steinbruches, nicht aber auf die einzelnen Horizonte. Auffallend ist die Tatsache, daß aus den Steinbrüchen kein einziger Fund von Korallen bekannt geworden ist. Zwei wichtige Fossilfunde sollen im folgenden näher beschrieben werden.

Cephalopoden

Aus der Literatur ist ein einziger Ammonitenfund, *Ammonites Achilles*, durch F. LANG (1867) bekannt geworden. Dieses fragmentarisch erhaltene Exemplar – auch in der Sammlung des Museums Solothurn als *Ammonites Achilles* bezeichnet – erwies sich als unbestimmbares Bruchstück eines Perisphinctiden.

Es darf daher als Glücksfall betrachtet werden, daß sich in der Sammlung des Museums Solothurn noch ein weiteres, als Ammonites, Grube Bargetzi, bezeichnetes Ammonitenexemplar fand, welches Herr Dr. B. ZIEGLER, Zürich, in verdankenswerter Weise bestimmte. Es handelt sich um:

Genus: *Aulacostephanus* SUTNER und POMPECKI in THORNQUIST 1896

Genotypus: *Amm. mutabilis* D'ORBIGNY 1850

Subgenus: *Pararasenia* SPATH 1925

Subgenotypus: *Aulacostephanus zacatecanus* BURCKHARDT 1906

Aulacostephanus (Pararasenia) quenstedti DURAND

Die stratigraphische Verbreitung dieses Cephalopoden beschränkt sich leider nicht auf eine einzige Zone, sondern auf:

mutabilis-Zone (acanthicum-Zone s. str.)

+ unterer Teil der eudoxus-Zone (=pseudomutabilis-Zone).

Weitere Angaben in: B. ZIEGLER (1962a).

Das Exemplar dürfte, der lithologischen Ausbildung des anhaftenden Gesteinsmaterials nach zu schließen, in den Bänken zwischen Rätschenbank und Oberer Werkbank gefunden worden sein. Die näheren Fundumstände lassen sich leider nicht rekonstruieren.

Cladocoropsis mirabilis FELIX 1907

Die vor allem vom Berner und Neuenburger Jura durch DESOR und GRESSLY (1859) beschriebenen «Bryozoenkalke» (calcaires à Bryozoaires) werden, seitdem O. RENZ (1931) den Beweis erbracht hat, daß es sich dabei um die von J. FELIX (1907) beschriebene *Cladocoropsis mirabilis* handelt, als Cladocoropsiskalke bezeichnet (vgl. Fig. 13). In den Steinbrüchen der Verenakette zeigt sich *Cladocoropsis* kolonienmäßig in der Basisbank – der Unteren Bank – der Solothurner Schildkrötenkalke, wo sie dem Gestein sein makroskopisches Gepräge verleiht (vgl. Tafel 6, Fig. 4). Es scheint, daß die Kolonienbildung auf einen einzigen Horizont beschränkt bleibt, der sich in seiner westlichen Ausdehnung an folgenden Lokalitäten feststellen ließ:

Unterer Grenchenberg	(595.000/228.200)
Taubenlochschlucht	(586.400/223.900)
Taubenlochschlucht	(586.450/223.400)
Reuchenette-Péry	(585.750/226.450)
Tramelan (nach O. RENZ, 1931)	(?)
Grand Corent, Dép. Ain (schriftl. Mitt. Frau Dr.	(?)
A. SCHNORF-STEINER, 1964)	

Es scheint, daß die stratigraphische Lage des Cladocoropsiskalkes innerhalb der Reuchenetteformation wenigstens im Untersuchungsgebiet unverändert bleibt, da der Horizont, wie bereits erwähnt, stets etwa 25 m unterhalb der Mergel mit *Exogyra praevirgula* oder der Grenznerineenbank gefunden wurde.

Neben dem Auftreten in Kolonien finden sich Einzelexemplare von *Cladocoropsis* von oft nur geringer Größe fast in allen Bänken der Solothurner Steinbrüche, bleiben aber meistens Zufallsfunde (vgl. Fig. 13).

Sehr umstritten ist auch noch heute die systematische Stellung der Gattung *Cladocoropsis*. So rechneten die früheren Bearbeiter wie J. FELIX (1907), C. RENZ (1926), YABE und TOYOMA (1927), C. RENZ (1931) O. RENZ (1931), J. WELLS (1953) und R. RADIOCIC (1957) *Cladocoropsis mirabilis* zu den Korallen, während R. HUDSON (1954) sie zu den *Stromatoporoida* zählt. H. YABE (1946) stellt *Cladocoropsis* erstmals zu den *Hydrozoa*, eine Auffassung, der auch Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER (schriftl. Mitt. 1964) beistimmt, wobei die Stellung innerhalb der Klasse vorläufig noch nicht weiter abgeklärt werden konnte.

Bei der in der Unteren Bank der Solothurner Schildkrötenkalke auftretenden Form handelt es sich um:

Genus: *Cladocoropsis* FELIX 1907
 Genotypus: *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907
Cladocoropsis mirabilis FELIX 1907

Ob *Cladocoropsis mirabilis* mit dem erstmals von G. B. GIATTINI (1902) vom Lovcen in Montenegro beschriebenen

Genus: *Lovcenipora* GIATTINI 1902
 Genotypus: *Lovcenipora vinassai* GIATTINI 1902
Lovcenipora vinassai GIATTINI 1902

identisch ist, kann auch nach den neuesten Untersuchungen nicht mit Sicherheit bestätigt werden, scheint aber sehr wahrscheinlich zu sein (schriftl. Mitt. Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER, 1964).

5.4.2 Mikrofauna

An der Typlokalität der Solothurner Schildkrötenkalke, im Steinbruch Biberstein, wurden aus vier Mergelzwischenlagen – zwischen Bank 3 und 4, 5 und 6, 8 und 9 sowie zwischen 12 und 13 – Proben entnommen, nach den herkömmlichen Methoden aufbereitet und durch Herrn Dr. H. J. OERTLI, Pau, auf Ostrakoden untersucht. In Ergänzung zu den Proben von der Typlokalität wurden aus dem Steinbruch Bargetzi noch zwei weitere Horizonte – die an dieser Stelle mergelige oberste Partie der Rätschenbank und das Mergellager im Hangenden der Oberen Werkbank – ebenfalls auf ihren Gehalt an Ostrakoden untersucht.

Obschon die im obersten Malm auftretenden Mergellager im allgemeinen eine gute Ausbeute an bestimmbaren Mikrofossilien liefern, waren die in den Schildkrötenkalken gezeitigten Resultate entmutigend. In fünf der sieben untersuchten Proben fehlte eine Mikrofauna. Bestimmbare Ostrakoden zeigten sich nur in zwei Proben.

1. Probe aus dem Mergellager zwischen Milder Bank (8) und Rätschenbank (9) aus dem Steinbruch Biberstein. Befund: neben Seeigelstacheln und zahllosen Pseudocyclamminen ein Exemplar von *Macrodentina (Polydentina)* sp.
2. Probe aus der mergeligen obersten Partie der Rätschenbank (9) im Steinbruch Bargetzi. Befund: einige gut erhaltene Süßwasserostrakoden.

Neben diesen äußerst spärlichen Ostrakodenfunden in den Mergellagen zeigten sich in den meisten im Dünnschliff oder mit Peel untersuchten Kalkbänken vereinzelte Foraminiferen, meistens Quinqueloculinen, die ihres schlechten Erhaltungszustandes wegen nicht näher bestimmt werden

konnten. Ferner stellte Herr Dr.F. ALLEMANN in vereinzelten Schliffen *Haplophragmoides* sp. (*Nautiloculina*), *Cornubia jurassica* (*Valvulinella*), Textularien und Lithuoliden fest.

5.5 Chronostratigraphie

Die chronostratigraphische Zuordnung des Schichtkomplexes der Solothurner Schildkrötenkalke war, wie bereits aus dem historischen Überblick hervorgeht, während langer Zeit recht umstritten. Die bisherige Eingliederung in das obere Kimmeridgien, die nach den umfassenden Ausführungen von ALB. HEIM (1919) kaum mehr in Frage gestellt wurde, beruhte einzig auf lithologischen Kriterien. Die Problematik der Eingliederung in eine chronologische Einheit gilt demnach nicht nur für die Reuchenetteformation, sondern ebenso sehr auch für den Schichtkomplex der Schildkrötenkalke.

Eine Korrelation der Ablagerung mit dem Kimmeridgien der Typokalität in England auf Grund lithologischer Kriterien fällt a priori wegen der Zugehörigkeit zu verschiedenen Faciesbereichen außer Betracht. Als weiterer erschwerender Faktor ist das Typprofil des Kimmeridgien, wie gezeigt wurde (vgl. Kap. I, 3.2.4), an einer denkbar ungünstigen Stelle gewählt worden, da nach B. ZIEGLER (1962b) die in ihr vorkommende Ammonitenfauna verarmt und einseitig differenziert ist. Weiträumigen Korrelationen dieser Stufe auf Grund von Ammoniten ist deshalb mit großer Vorsicht zu begreifen, da es sich auch gezeigt hat, daß in einem bestimmten Gebiet nacheinander auftretende, scheinbar kurzlebige Formen andernorts durchaus nebeneinander in derselben Ablagerung vorkommen können.

Immerhin darf mit B. ZIEGLER (1962) angenommen werden, daß sich die Schildkrötenkalke von Solothurn auf Grund des Fundes von *Aulacostephanus (Pararasenia) quenstedti* DURAND entweder der acanthicum-Zone oder aber der pseudomutabilis-Zone und damit dem oberen Kimmeridgien (oberes Unterkimmeridgian im Sinne ARKELL, 1956) zuordnen lassen.

Diese Annahme wird im weitern auch gestützt durch den Fund von *Macrodentina (Polydentina)* sp., die ebenfalls im oberen Unterkimmeridgian auftritt (schriftl. Mitt. Dr. H. J. OERTLI, Pau).

5.6 Sedimentationsbedingungen

Im folgenden soll versucht werden, die zur Zeit der Ablagerung der Schildkrötenkalke herrschenden Sedimentationsbedingungen sowohl anhand lithologischer wie auch palaeo-ökologischer Kriterien zu rekonstruieren.

5.6.1 Lithologische Kriterien

Wie bereits aus der makroskopischen Gesteinsbeschreibung hervorgehen dürfte, fehlen in allen Bänken des Schichtkomplexes sedimentogene

Strukturen. Der Versuch, die Sedimentationsbedingungen abzuklären, kann demnach nur durch eine Interpretation der beobachteten Gesteinstypen erfolgen.

Die beiden durch alle Bänke hindurch dominierenden Gesteinstypen sind:

1. Kalkarenite vom Typ II oder III
2. Zoogen-detritische Kalke vom Typ Ib oder IIb.

Dazu sind Kombinationen der beiden Typen relativ häufig zu beobachten. Gänzlich fehlen oolithische Kalke vom Typ Io oder IIo, deren Kombinationen mit anderen Typen sowie Bänke, die ausschließlich aus einem dichten, kryptokristallinen Kalk vom Typ IIIm aufgebaut sind. Koprolithische Kalke vom Typ Ip oder IIp sind auch in Kombination mit Kalkareniten Ausnahmefälle, um so mehr als die Komponenten nie eindeutig als Pellets bestimmt werden können.

Kalkarenite und zoogen-detritische Kalke haben in sedimentogener Hinsicht manches gemeinsam:

1. Die Komponenten, die organischen wie vor allem auch die anorganischen, weisen stets eine gute bis sehr gute Rundung auf.
2. Die Bevorzugung einer bestimmten Achse ließ sich – soweit das durch die ausschließlich zweidimensionale Betrachtungsweise des Gesteins im Dünnschliff oder im Peel überhaupt möglich ist – in keinem Fall eindeutig nachweisen. Fast alle Komponenten sind demnach von mehr oder weniger kugeligem Habitus (vgl. ZINGG, 1935). Eine Ausnahme davon machen vereinzelte größere Fragmente von Bivalven, die naturgemäß, wenigstens im Dünnschliff, in einer Richtung eine erheblich größere Achse aufweisen können.
3. Obschon also gerade bei Fossilfragmenten scheinbar eine ausgeprägte Längsachse vorhanden sein kann, wurde nie eine Einregelung dieser Komponenten in eine bestimmte Richtung festgestellt, welche auf eine, während längerer Zeit konstant bleibende, gerichtete Strömung hätte schließen lassen.
4. Die Komponenten weisen nur in den wenigsten Fällen eine ganz lokal begrenzte Sortierung auf. Meistens ließen sich innerhalb eines Gesichtsfeldes im Mikroskop Korndurchmesser jeglicher Größe – innerhalb der Grenzen der Sandfraktion – feststellen.
5. Trotz der schlechten Sortierung scheint ein graded bedding auch im mikroskopischen Bereich zu fehlen. Die Komponenten sind offensichtlich ziemlich intensiv durchgemischt worden und gelangten ohne Beeinflussung durch ihr verschiedenes Gewicht oder ihre verschiedene Form zur Ablagerung. Die Einwirkung eventuell vorhandener «turbidity currents» muß demnach ausgeschlossen werden.
6. Terriger Detritus wie Quarz, Feldspäte oder andere anorganische Komponenten, die auf die mehr oder weniger unmittelbare Nähe eines in

Abtragung begriffenen Festlandes schließen lassen könnten, sind nie mit mehr als 0,5–1 % am Aufbau des Kalkes beteiligt. Der nichtkarbonatische Anteil in allen Bänken variiert in einem für diese Kalke durchaus normalen Rahmen und sagt nichts Näheres aus.

7. Das Bindemittel, chemisch oder biochemisch ausgefällt, dürfte primär stets kryptokristalliner, kalzitischer Art sein. Die mikrokristalline bis spartische, kalzitische Matrix scheint in allen Fällen erst sekundär durch Umwandlungen – Rekristallisation – entstanden zu sein. Der das Bindemittel liefernde Kalkschlamm wäre demnach nur sehr langsam verfestigt worden, so daß das noch vorhandene Wasser während der längere Zeit andauernden Verfestigung mehr oder weniger frei zirkulieren konnte und dadurch die Umkristallisation bewirkte. In einzelnen Fällen wurden durch die während der Diagenese fortschreitende Rekristallisation nicht nur die Matrix, sondern die organischen wie auch die anorganischen Komponenten ergriffen. Bei den Kalksandkörnern zeigen sich die Rekristallisationserscheinungen vorwiegend vom Zentrum des Korns ausgehend. Auch bei totaler Umwandlung kann der Rand der Komponente im ursprünglich kryptokristallinen Material erhalten bleiben.

Die in den spärlichen Mergelproben vorhandenen Trümmer von Makro- und Mikrofossilien zeigen deutlich die Spuren von Abrollung, was entweder auf einen gewissen Transportweg oder aber auch nur auf eine ziemlich intensive Bewegung an Ort und Stelle zurückgeführt werden kann. Ob die Abnutzung durch Transport oder aus Oszillation bedingt ist, läßt sich nicht entscheiden, doch scheint der im wesentlichen gute Erhaltungszustand der Makrofauna einen größeren Transportweg auszuschließen.

Mit PLUMLEY, RISLEY, GRAVES und KALEY (1962) kann auf Grund der unter 1.–7. erwähnten Beobachtungen – Rundung, Sortierung, fehlendes graded bedding, fehlende Ooide – angenommen werden, daß die Ablagerung der Schildkrötenkalke in einem *leicht bis mäßig bewegten Milieu* erfolgte, entsprechend den von den Autoren aufgestellten «Energy Indexes III und IV». Weitere Aussagen über andere Sedimentationsfaktoren auf Grund der erfassbaren lithologischen Kriterien sind nicht möglich.

5.6.2 Palaeo-Oekologie

Wassertemperatur

Nach Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER (schriftl. Mitt. 1964) bevorzugt *Cladocoropsis mirabilis* FELIX warmes Wasser. *Cladocoropsis* besitzt zudem einen ausgesprochen positiven Phototropismus, ist also auf ein Milieu angewiesen, welches vom Licht erreicht und ungehindert durchflutet werden kann.

Wassertiefe

Aulacostephanus quenstedti DURAND darf als Flachwasserindikator angesehen werden (vgl. B. ZIEGLER, 1962a). Ebenso dürfte *Cladocoropsis mirabilis* vor allem in neritischen Bedingungen die besten Entwicklungsmöglichkeiten gefunden haben (schriftl. Mitt. Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER, 1962).

Auf Grund des Vorhandenseins von Seeigelstacheln, anderen Echinodermenträmmern, einigen Serpularesten und Gastropoden im Schlämmerückstand aus der Mergellage im Liegenden der Unteren Bank des Steinbruchs Biberstein nimmt Dr. H. J. OERTLI an, daß die Thanatocoenose in einem ausgesprochen ufernahen Milieu entstanden sei (schriftl. Mitt. 1961).

Salzgehalt

Uneinheitlich ist das Verhalten der vorhandenen Makro- und Mikrofauna gegenüber Veränderungen im Salzgehalt des Lebensraumes. Während die Nerineen, Echiniden und *Cladocoropsis* an normal marine Bedingungen gebunden sind, zeigen Milioliden gegenüber einem schwankenden Salzgehalt nur eine geringe Empfindlichkeit. Bei rezenten Milioliden stellte GLÄSSNER (1944) fest, daß eine Herabsetzung der Salinität bis auf $\frac{1}{30}$ der Normalkonzentration durchaus im Toleranzbereich liegt.

Für gewisse Änderungen im Salzgehalt innerhalb des Ablagerungsraumes der Schildkrötenkalke spricht ebenfalls das Fehlen von Riffkorallen, die bekanntlich auf Salinitätsschwankungen äußerst empfindlich reagieren. Es liegt demnach nahe anzunehmen, daß das Sedimentationsmilieu der Schildkrötenkalke nicht streng stenohalin war, sondern daß, eventuell nur ganz lokal beschränkt, eine zeitweilige Aussüßung des Meerwassers stattfinden konnte. Darauf deuten auch die leider nicht näher beschriebenen Funde von Süßwasserostrakoden aus der obersten Partie der Rätschenbank im Steinbruch Bargetzi. Dieser Fund stammt aus einem kleinen, sehr begrenzten Gebiet. Die Rätschenbank zeigte nur an dieser einzigen Stelle eine etwas mergelige Ausbildung der obersten Partie. Leider sind die Aufschlüsse der Rätschenbank in dieser Gegend der Verenakette zu beschränkt, um die Ausdehnung des Süßwasserbereiches genauer abzugrenzen, doch treten limnische Fossilien in den obersten Partien des Kimmeridgien auch anderwärts auf (vgl. M. MATTAUER, 1958, H. J. OERTLI, 1964).

6. VERGLEICH MIT DEN BENACHBARTEN GEBIETEN

6.1 Das Liegende der Reuchenetteformation – die Verenaschichten

In unserem Untersuchungsgebiet zeigen die Verenaschichten stets in allen Aufschlüssen der Chasseralkette (Montagne de Romont) und des Grenchenberges dieselbe Lithofacies. Wie P. A. ZIEGLER (1956) feststellte, sind die Verenaschichten (sein Obersequanien) in dem von ihm untersuchten Gebiet zwischen La Chaux-de-Fonds–Solothurn–Delsberg und dem Doubslauf ebenfalls nur ganz unwesentlichen Änderungen in ihrer Ausbildung unterworfen. Erst in den nordöstlichen Freibergen konnte ein Ausklingen der «Oolith»-Facies zugunsten dichter Kalke beobachtet werden.

Im Gebiet des SA-Blattes St. Ursanne konnte H. LAUBSCHER (1948) die Grenzziehung «Sequanien/Kimmeridgien» ebenfalls anhand rein lithologischer Kriterien mittels der Verenaschichten vornehmen, während in den Gebieten der SA-Blätter Miécourt, Ocourt und Pruntrut die Abgrenzung des Kimmeridgien mangels charakteristischer Ausbildung des obersten Sequanien nicht mit Sicherheit vorgenommen werden konnte (vgl. R. TSCHOPP, 1960; P. DIEBOLD, 1960; A. SCHNEIDER, 1960).

TSCHOPP, DIEBOLD und SCHNEIDER verzichten aus diesen Gründen auf eine nähere Unterscheidung zwischen «Sequanien» und «Kimmeridgien» und fassen das «Obere Sequanien» und das «Untere Kimmeridgien» zusammen, allerdings ohne dabei eine genau definierte lithologische Einheit (im Sinne einer Formation) auszuscheiden.

6.2 Die Reuchenetteformation

Die Reuchenetteformation hat in unserem Untersuchungsgebiet eine Mächtigkeit von rund 160 m und entspricht – wie aus den vorangehenden Ausführungen hervorgeht – chronostratigraphisch vermutlich in ihrer gesamten vertikalen Erstreckung dem Kimmeridgien (Lower Kimmeridgian im Sinne ARKELL, 1956).

Da sowohl im Westen wie auch im Osten und Norden in allen in neuerer Zeit untersuchten Gebieten das Alter der hier als Reuchenetteformation bezeichneten Schichten palaeontologisch nie genau festgelegt wurde, müssen sich alle Korrelationen über größere Distanzen auf die wenigen litho- und biostratigraphischen Leithorizonte innerhalb der Reuchenetteformation stützen. Soweit diese Leithorizonte in den benachbarten Gebieten verfolgt werden können, müssen alle mit dem Stufennamen Kimmeridgien bezeichneten Einheiten mit der Reuchenetteformation korreliert werden.

Die lithologische Ausbildung ist in den von HÄFELI (1964), RYNIKER (1923), EPPEL (1947), FREI (1925), LÜTHI (1954), SCHLAICH (1934), VOGEL (1934), STÄHELIN (1924) und WIEDENMAYER (1923) untersuchten und beschriebenen Gebieten des südlichen Berner, Neuenburger und Solothurner Jura kaum Änderungen unterworfen. Im Waadtländer Jura und auch in den südlich anschließenden Gebieten, welche wie dasjenige der Créo-Vuache erst kürzlich beschrieben worden sind (Y. ARIKAN, 1964) ist ebenfalls eine äußerst monotone Abfolge von Kalkhorizonten vorhanden, welche sich oft nicht einmal vom Liegenden, dem obersten «Sequanien», unterscheiden lassen.

Wie schon aus den verschiedenen Arbeiten von J. THURMANN hervorgeht, ist im nördlichen Berner Jura – vor allem im Gebiet von Pruntrut – eine deutliche lithologische Zweiteilung vorhanden, welche eine Unterscheidung von «Oberem» und «Unterem Kimmeridgien» zuläßt. Während das «Untere Kimmeridgien» in einer normalkalkigen Facies vorhanden ist, beginnt das «Obere Kimmeridgien» mit einer 10 bis 15 m mächtigen Mergelserie – den Pteroceramergeln –, welchen im Hangenden eine Abfolge von Kalken oder wechseltagernden Kalken und Mergeln aufliegt. Die Pteroceramergel haben eine reiche Fauna geliefert, welche in der Lethea (ETALLON und THURMANN, 1861–1864) ausführlich beschrieben worden ist. Eine Korrelation mit einem entsprechenden Niveau innerhalb der Reuchenetteformation ist nicht möglich, weil in dieser Makrofossilien weitgehend fehlen und eine rein kalkige Lithofacies vorliegt.

6.2.1 Die Kalke mit *Cladocoropsis mirabilis*

Im Gebiet zwischen Solothurn und Biel bildet die Kalkbank mit *Cladocoropsis*-Kolonien einen guten Leithorizont. Wie O. RENZ (1931) nachweisen konnte, ist *Cladocoropsis mirabilis* von den früheren Autoren als Bryozoe beschrieben worden. DESOR und GRESSLY (1859) prägten den Begriff des «calcaire à bryozoaires», so daß angenommen werden darf, daß es sich bei allen Erwähnungen dieses Horizontes um die Zone mit *Cladocoropsis* handeln muß.

In derselben stratigraphischen Position, wie der *Cladocoropsis*-Kalk zwischen Biel und Solothurn auftritt (etwa 20 bis 25 m unterhalb der Mergel mit *Exogyra praevirgula* oder der Grenznerineenbank), beschreibt ihn A. JACCARD (1869) aus dem Neuenburger und Waadtländer Jura und L. ROLLIER (1888) aus dem gesamten Berner Jura. Frau Dr. A. SCHNORF-STEINER konnte denselben Horizont im Gebiet des Grand Corrent (Dép. Ain, Frankreich) beobachten (schriftl. Mitt. 1964).

Leider sind im nördlichen und nordöstlichen Jura keine entsprechenden Vorkommen bekannt geworden, was dadurch zu erklären sein dürfte, daß die oberen Partien der Reuchenetteformation in diesen Gebieten offenbar einer Faciesänderung unterworfen sind.

6.2.2 Die Grenznerineenbank

Das Dach der Reuchenetteformation, die von E. FREI (1925) als kartierbare Grenze zwischen Kimmeridgien und Portlandien beschriebene Grenznerineenbank, ist bereits in dem von uns untersuchten Gebiet zwischen Biel und Grenchen erheblichen Änderungen in ihrer Ausbildung unterworfen. In dieser Gegend besitzt sie ihre charakteristischste Ausbildung am Fuß des Grenchener Stierenberges (594.750/228.190), wo die obersten 40 bis 50 cm der Bank von zahllosen Cossmanneen durchsetzt sind und mit den Aufschlüssen in der N-Flanke der Chaumont-Antiklinale (vgl. E. FREI, 1925: 10) eine durchaus identische Ausbildung aufweisen.

Wie FREI erwähnt, dürfte diese Nerineenbank bereits L. VON BUCH bekannt gewesen sein, welcher ihr jedoch vermutlich keinen stratigraphischen Leitwert zumaß. Die Grenznerineenbank besitzt eine relativ große räumliche Verbreitung, konnte sie doch nicht nur im südlichen Berner und Neuenburger Jura (EPPLER, 1947 und FREI, 1925), sondern auch bei La Chaux-de-Fonds durch PH. BOURQUIN (1946) nachgewiesen werden. Über die gesamte räumliche Verbreitung dieses Leithorizontes im Juragebirge ist jedoch bis heute noch nichts genaueres bekannt.

6.2.3 Die Solothurner Schildkrötenkalke

Daß die Solothurner Schildkrötenkalke innerhalb des oberen Malm eine ganz einmalige Facies darstellen, erkannte bereits L. RÜTIMEYER (1873). Innerhalb des Kimmeridgien und auch innerhalb anderer Stufen fand sich bis heute nirgends ein Analogon. Wohl wurden auch aus dem Berner, Neuenburger und Waadtländer Jura vereinzelte Funde von Schildkröten oder Schildkrötenfragmenten bekannt, doch handelte es sich stets um Zufallsfunde (vgl. DESOR und GRESSLY, 1859, und SCHÜRER, 1927).

Weitere relativ wichtige Fundstellen aus dem Kimmeridgien erwähnt L. RÜTIMEYER aus der Gegend von Lyon, aus Solnhofen und Hannover, doch ließen sich alle diese Fundstellen nicht im entferntesten mit dem Steinbruchgebiet von Solothurn vergleichen.

In Solothurn selbst sind in den letzten 30 bis 40 Jahren kaum mehr Schildkrötenpanzer gefunden worden. Das mag einerseits daher röhren, daß von den elf LANG bekannten Steinbrüchen nur noch deren zwei in Betrieb sind; anderseits ist es aber doch auffallend, dass auch im Steinbruch Biberstein nur im südlichen Teil des Steinbruchareals Panzer gefunden worden sind. Es ist deshalb naheliegend, anzunehmen, daß sich diese Anhäufung von Schildkrötenpanzern auf eine räumlich äußerst beschränkte Fläche konzentrierte, deren Ausdehnung nach den gemachten Beobachtungen zu schließen weniger als 2 km² beträgt.

6.3 Die Twannbachformation

6.3.1 Die Mergel mit *Exogyra praevirgula*

Die Mergel mit *Exogyra praevirgula* (Mergel mit *Exogyra virgula*) werden aus dem gesamten schweizerischen Juragebirge immer wieder erwähnt und seit J. THURMANN (1861–1864) stets als Grenze zwischen den Stufen Kimmeridgien und Portlandien aufgefaßt. Die Mergel scheinen einzig in den südlichsten Ketten des Solothurner, Berner und Neuenburger Juras zu fehlen oder rudimentär ausgebildet zu sein, sind aber sonst stets deutlich als Mergelzone zu erkennen.

Ob es sich bei allen Vorkommen von Exogyren um die Art *praevirgula* handelt, ist unsicher. Nach den Ausführungen von E. JOURDY (1924) zu schließen, scheint *E. virgula* eher an Lebensbedingungen gebunden zu sein, wie sie in der näheren Umgebung von Korallenriffen vorherrschen, während *E. praevirgula* sehr häufig in ausgesprochen mergeligen, oft schwarzgefärbten Horizonten vorhanden ist.

Solange daher nicht abgeklärt ist, wo *E.praevirgula* und wo *E.virgula* auftreten, ist eine Korrelation mit den benachbarten Gebieten nicht möglich.

7. ZUSAMMENFASSUNG

Den Untersuchungen der vorliegenden Arbeit liegt eine geologische Detailkartierung im Maßstab 1:10000 zugrunde (vgl. Fig. 1).

Die ältesten im Untersuchungsgebiet auftretenden Schichten gehören dem Hauptrogenstein des «Bathonien» an. Alle stratigraphisch höheren Schichtelemente bis zu den Verenaschichten wurden nur soweit behandelt, als dies zum Verständnis der Kartierung notwendig ist.

Die Verenaschichten (Verena-Oolith) wurden neu beschrieben und die Vorkommen im Untersuchungsgebiet mit dem Typusprofil verglichen. Die Bezeichnung Oolith für dieses Gestein ist unrichtig, da sämtliche, meist mittels Peels untersuchten Gesteinsproben sich als zoogen-detritische Kalkarenite erwiesen. Aus diesem Grunde wird vorgeschlagen, für diesen Schichtkomplex nurmehr den bereits von F. LANG (1863) verwendeten neutralen Namen *Verenaschichten* zu gebrauchen.

Die beiden obersten Stufen des Malms, «Kimmeridgien» und «Portlandien», wurden eingehend untersucht. Anstelle der seit J. THURMANN (1832) und vor allem J. B. GREPPIN (1867, 1870) gebräuchlichen chronostratigraphischen Stufenbegriffe wurden die rein lithostratigraphischen Bezeichnungen *Reuchenetteformation* («Kimmeridgien») und *Twannbachformation* («Portlandien») eingeführt. Die Reuchenetteformation mit ihrer Typikalität in Reuchenette (585.840/226.240–585.730/226.470) wird im Detail beschrieben. Sie beginnt mit dem Hangenden der Verenaschichten und wird begrenzt durch das Dach der Grenznerineenbank (E. FREI, 1925).

Die Reuchenetteformation ist gekennzeichnet durch eine äußerst monotonen Abfolge von hochkarbonatisierten, meist dichten, selten kalkarenitischen oder zoogen-detritischen Kalken. Mit Ausnahme der Grenznerineenbank und des Horizontes mit *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907 treten Fossilien – meistens Nerineen – nur ganz vereinzelt auf. Die Nerineen der Grenznerineenbank gehören nach Dr. L. R. Cox (British Museum, London) zur Gattung *Cossmannea* und sind spezifisch nicht bestimmbar, da außer den für diese Gattung typischen Spindelfalten keine Merkmale erhalten sind.

Im oberen Teil der Reuchenetteformation tritt etwa 25 m unter der Grenznerineenbank eine Zone mit *Cladocoropsis*-Kolonien auf, die zwischen Solothurn und Biel einen gut verfolgbaren Leithorizont bilden.

Die Twannbachformation ist im Untersuchungsgebiet nur in ihrem untersten Drittel vorhanden. Sie beginnt mit den Mergeln mit *Exogyra praevirgula* (*Exogyra virgula*), welche direkt der Grenznerineenbank aufliegen. Die Kalke der Twannbachformation weisen im allgemeinen einen weniger hohen Gehalt an Ca-Karbonat auf als diejenigen der Reuchenetteformation. Dolomitische oder dolomitreiche Horizonte konnten nicht festgestellt werden. Auch die meist dichten Kalke der Twannbachformation sind durch ihre Fossilarmut gekennzeichnet. Einzig im Gebiet oberhalb Bözingen konnten vereinzelte Nerineenbänke mit geringer horizontaler Ausdehnung festgestellt werden. Die Spindelfalten der Nerineen aus der Twannbachformation sind durchwegs wesentlich komplizierter als diejenigen von *Cossmannea* aus der Grenznerineenbank. Eine genaue Bestimmung ließ sich auch bei diesen Nerineen nicht durchführen.

Oberhalb Bözingen (586.890/222.770) wurde ein Ammonit gefunden, welcher von Dr. B. ZIEGLER, Zürich, als *Gravesia* sp. bestimmt wurde. Auf Grund dieses Fundes darf die Twannbachformation dem *Portlandien* (Upper Kimmeridgian nach ARKELL, 1956) zugewiesen werden.

An der gleichen Stelle, die bereits in der vorwiegend auf den Aufnahmen von J.B. GREPPIN beruhenden Karte 1:100000 (Blatt VII) verzeichnet war, wurde 1964 beim Bau eines Weges ein stark gestört Kreidevorkommen aufgeschlossen (586.450/224.150). Unter einer Moränenbedeckung von etwa 3 m fanden sich gelbliche Mergel mit zahlreichen Ostrakoden der Subspecies *Fabanella polita polita* (MARTIN) sowie stark verwitterte, etwas oolithische Kalke, welche dem Marbre bâtarde zugeordnet werden konnten.

Das Siderolithikum aus der Huppergrube Lengnau wurde auf Schwerminerale untersucht und einer Siebanalyse unterzogen.

Fragliche chattische Molasse wurde östlich des Unteren Bürenberges, zwischen Vauffelin und Romont, sowie bei Lengnau festgestellt. Proben aus einer Handbohrung bei Vauffelin sowie die Mergel beim Bürenberg lieferten einige Charaoogonien, während sich die Sandsteine bei Lengnau als steril erwiesen.

Eindeutig rißzeitliche Spuren sind im Untersuchungsgebiet nur vereinzelt zu beobachten (Erratika in der Synklinale von Péry).

Moränen der Würmeiszeit sind im Gebiet der Synklinale von Vauffelin sowie am Fuß des Grenchen- und des Bözingenberges vorhanden. Alle Moränenaufschlüsse bestätigten die Beobachtungen von F. ANTENEN, daß der Anteil an ortsfremdem erratischem Material mit abnehmender Höhenlage zunimmt.

Eine spezielle Bearbeitung erfuhren die Solothurner Schildkrötenkalke. Der von F. LANG (1867) eingehend beschriebene Schichtkomplex wurde anhand von Dünnschliffen, Peels, Karbonatuntersuchungen, Porositäts- und spezifischen Gewichtsbestimmungen genauer untersucht.

Die Solothurner Schildkrötenkalke gehören dem obersten Teil der Reuchenetteformation an und bilden innerhalb dieser einen Schichtkomplex. Die Typikalität mit dem Typusprofil ist der Steinbruch Biberstein nördlich Solothurn (607.865/230.115).

Der vorherrschende Gesteinstyp in den hochkarbonatisierten Kalken sind Kalkarenite und zoogen-detritische Kalkarenite mit oft stark rekristallisierter Matrix.

An Fossilien wurden neben den von Dr. H. BRÄM in einer speziellen Arbeit beschriebenen Schildkröten vor allem Mollusken und Brachiopoden, vorwiegend in fragmentarischem Erhaltungszustand, beobachtet. In einzelnen Bänken treten nicht näher bestimmbarer Nerineen, der von J. FAVRE (1927) beschriebene Organismus «C» (nach CAROZZI, 1957, eine *Vaginella*) und die Hydrozoen *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907 in größeren Mengen auf. Letztere bilden mit ihren Kolonien einen wichtigen Leithorizont.

In den wenigen Mergelhorizonten fand sich nur eine spärliche und schlecht erhaltene Mikrofauna. *Macrodentina (Polydentina)* sp. lässt ebenfalls auf «Kimmeridgien» (Lower Kimmeridgian im Sinne ARKELL, 1956) schließen. Die in den Dünnschliffen feststellenden Milioliden, vor allem *Quinqueloculina* sp., haben keinen stratigraphischen Leitwert.

Chronostratigraphisch kann der Schichtkomplex dank *Aulacostephanus (Pararasenia) quenstedti* DURAND eindeutig dem Kimmeridgien (Lower Kimmeridgian im Sinne ARKELL) zugeordnet werden. *Aulacostephanus* ist leitend für die *mutabilis*- und den unteren Teil der *eudoxus-Zone*; er ist ein Flachwasserindikator.

Anhand verschiedener lithologischer und palaeontologischer Kriterien lassen sich die Sedimentationsbedingungen zur Zeit der Ablagerung der Solothurner Schildkrötenkalke wie folgt charakterisieren:

Vorwiegend auf Grund der festgestellten Kolonien von *Cladocoropsis* darf angenommen werden, daß die Wassertemperatur relativ hoch war; es herrschten Warmwasserbedingungen. Die zahlreichen Nerineen und die vorhandenen Gesteinstypen lassen auf flachmeerisches Milieu schließen. Auf Grund der beobachteten Süßwasserostrakoden sind kurzfristige, eventuell auch nur ganz lokal auftretende Aussüßungen des sonst marinen Milieus anzunehmen. Auch das Fehlen von Korallen deutet auf nicht stenohaline Bedingungen. Ebenfalls auf Grund der Süßwasserostrakoden muß ein Festland vorhanden gewesen sein, dessen Lage allerdings nicht bestimmbar ist.

Literaturverzeichnis

- Aeberhardt, B.* (1907): Les Gorges de la Suze. Beil. Jahresber. Gymn. Biel 1906/1907: 1
- Aeberhardt, B.* (1912): Rapport sur l'excursion aux Gorges de la Suze. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 11/6: 782
- Agassiz, L.* (1836): Recherches sur les poissons fossiles. Impr. Petitpierre, Neuchâtel
- Agassiz, L.* (1840–1845): Etudes critiques sur les mollusques fossiles. Impr. Petitpierre, Neuchâtel
- American commission on Stratigraphic nomenclature* (1961): Code of Stratigraphic Nomenclature. AAPG Bull., vol. 45, No. 5: 648
- Andrist, D.* (1955): Der Felssturz an der Westerfluh bei Pieterlen. Hornerblatt 14: 22
- Antenen, F.* (1905): Beitrag zur Kenntnis der Alluvialbildung am unteren Ende des Bielersees. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 8: 445
- Antenen, F.* (1914): Beiträge zur Quartärforschung des Seelandes. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 13: 184
- Antenen, F.* (1936): Geologie des Seelandes. Verlag Heimatkundekommission, Biel, Schüler AG
- Arikan, Y.* (1964): Etude géologique de la chaîne Grand Crêdo-Vuache. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 57/1: 1
- Arkell, W. J.* (1933): The Jurassic System in Great Britain. Oxford, Clarendon Press: 440
- Arkell, W. J.* (1946): Standard of the European Jurassic. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 57/1: 1
- Arkell, W. J.* (1956): Jurassic Geology of the World. Oliver & Boyd, Ltd., Edinburgh: 80
- Aubert, D.* (1943): Monographie géologique de la vallée de Joux (Jura vaud.). Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 78
- Aubert, D.* (1949): Nouvelles observations sur le niveau à *Exogyra virgula* dans le Jura. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. 95: 361
- Baumberger, E.* (1895): Über die geologischen Verhältnisse am linken Bielerseeufer. Mitt. natf. Ges. Bern 1894: 150
- Baumberger, E.* (1903): Über die Molasse im Seeland und im Bucheggberg. Verhandl. natf. Ges. Basel, Bd. 15/2: 317
- Baumberger, E.* (1907): Die Eisenerze im Schweizer Jura. Mitt. natf. Ges. Bern: 58
- Baumberger, E.* (1915 a): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen. Verhandl. natf. Ges. Basel, Bd. 26: 109
- Baumberger, E.* (1915 b): (in *Niggli, P., Grubenmann, U. und Jeannet, A.*) Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Ser. V: 14
- Baumberger, E.* (1934): Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und des Juragebietes. Geol. Führer der Schweiz, I: 57
- Baumberger, E. und Buxtorf, A.* (1908): Geologisches Gutachten über einige den Bau des Basistunnels Münster–Grenchen betreffende Fragen. Buchdruckerei Hediger, Büren a. d. A.
- Baumberger, E. und Studiengesellschaft* (1923): Bohnerzvorkommen im Juragebirge. Beitr. geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Ser. XIII: 3

- Beales, F.W.* (1960) Limestone peels. Journ. Alberta Soc. Petr. Geol., vol. 8 No. 4: 132
- Bloch, L.* (1902): Tropydemis langi. Denkschr. z. Eröffnung v. Mus. u. Saal der Stadt Sol.: 246
- Bolley, P.* (1841): Vorkommen von Huppererde im Jura und deren Zusammensetzung. Verhandl. Schweiz. natf. Ges. 1840: 163
- Bourquin, Ph.* (1946): Note explicative des feuilles 114 Biaufond, 115 Les Bois, 116 La Ferrière, 17 St-Imier. Comm. géol., soc. helv. sc. nat. Berne
- Brinkmann, R.* (1955): Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten. Geol. Rundschau, Bd. 43: 562
- Bronnimann, P.* (1955): Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. Micropaleontology, vol. 1, No. 1: 28
- Brückner, W.D.* (1953): Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past. Journ. Sed. Petr., vol. 23, No. 4: 235
- Bühler, E.J.* (1948): The use of peels in carbonate petrology. Journ. Sed. Petr., vol. 18: 71
- Buxtorf, A.* (1907): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 21: 1
- Buxtorf, A.* (1913): Die mutmasslichen Profile des neuen Hauenstein- und Grenchenbergtunnels im Schweizer Jura. Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 24: 228
- Buxtorf, A.* (1915): Geologische Profile des Grenchenbergtunnels. Tafel, Annalen Schweiz. Landeshydrographie, Bd. 5
- Buxtorf, A.* (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und beim Grenchenbergtunnel. Tätigkeitsber. natf. Ges. Baselland 1911–1916: 178
- Carozzi, A.* (1953): A propos de la limite Kimeridgien-Portlandien au Grand-Salève (Hte. Savoie). Cahiers géol. Thoiry, N° 18: 153
- Carozzi, A.* (1954): L'organisme «C» *J.Favre* est une *Vaginella* portlandienne. Arch. des sciences, vol. 7, fasc. 2: 107
- Congrès géol. internat., Commission de stratigraphie* (1960–1964): Léxique stratigraphique international, fasc. 3a, 4a, 7a, Centre national de la recherche scientifique, Paris VII^e
- Cossmann, M.* (1898): Contribution à la paléontologie française des terrains jurassiques. Gastropodes: Nérinées. Mém. soc. géol. France, vol. 8, N° 19
- Cox, L.R.* (1937): Notes on jurassic Lamellibranchia. Proc. Malacol. soc., London, vol. 22, part. 4: 190
- Cox, L.R.* (1949): On the Genotype of Nerinea; with a new subgeneric name Eunerinea. Proc. Malacol. soc., London, vol. 27, part 6: 249
- Cox, L.R.* (1952): The Jurassic Lamellibranch Fauna of Cutch. Mem. Geol. Survey India, ser. 9, vol. 3, part 4
- Cox, L.R.* (1954): Notes relating to the Taxonomy of the Gastropod Superfamily Nerineacea. Proc. Malacol. soc., London, vol. 31, part 1: 12
- Deford, R.K.* (1946): Grain size in carb rocks. AAPG Bull., vol. 30, Nr. 11: 1921
- Désor, E.* (1858): Le terrain du Jura supérieur. Verh. Schweiz. natf. Ges., Vers. in Bern 1857: 35
- Désor, E. und Greßly, A.* (1859): Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. Mém. soc. sc. nat. Neuchâtel, vol. 4: 1
- Diebold, P.* (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Ocourt. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 111

- Donze, P.* (1951): Présence de calcaires lacustres dans le Virgulien de la Montagne de l'Epine. C.r.soc. géol. France, 6^e sér. t. 1: 296
- Donze, P.* (1955): Sur la répartition des zones de faciès et sur l'age des dépôts purbeckiens dans le Jura français. C.r. hebd. séances Acad. Sc., Paris, t. 241/25: 1964
- Douville, H. und Jourdy, E.* (1874): Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le Berry. Bull. soc. géol. France, 3^e sér. t. 3: 97
- Dreyfuß, M.* (1951): Remarques sur l'Argovien du Jura. Ann. sciences nat. Univ. Besançon, t. 6: 3
- Dreyfuß, M.* (1954): Le Jura dans les mers du jurassique supérieur. Essai etc. Mém. soc. géol. France, nouv. sér. 69: 1
- Dunbar, C.O. und Rodgers, J.* (1957): Principles of Stratigraphy. John Wiley and Sons, New York.
- Epple, P.* (1947): Geologische Beschreibung der Umgebung von Sonceboz im Berner Jura. Mitt. natf. Ges. Bern, NF Bd.4: 29
- Erni, A.* (1934): Zur Stratigraphie und Palaeontologie des Callovien und des Oxfordien im Weißensteingebiet. Mitt. natf. Ges. Solothurn, Heft 10: 1
- Erni, A.* (1941): Zur Stratigraphie und Palaeontologie des oberen braunen Jura in der Gegend des Unteren Hauensteins. Eclogae geol. Helvetiae, Bd.34: 160
- Favre, J. und Bourquin, P.* (1932): Compte rendu de l'excursion de la société géologique Suisse dans le Jura neuchâtelois et le Jura bernois. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 25: 1
- Favre, J. und Richard, A.* (1927): Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la Cluse de Balme (Jura méridional). Abh. Schweiz. Pal. Ges., Bd.46, Abt.3: 1
- Felix, J.* (1907): Eine neue Korallengattung aus dem dalmatinischen Mesozoikum. Sitzungsber. natf. Ges. Leipzig: 17
- von Fellenberg, L.R.* (1839): Analyse der sogenannten Huppererde von Büderich (Péry) im Jura. Verh. Schweiz. natf. Ges. Jg. 1839: 141
- Fleury, E.* (1904): Le fer et le terrain sidérolithique dans le Jura bernois. Bull. soc. Frib. sc. nat., vol. 12: 29
- Fleury, E.* (1909): Le sidérolithique Suisse. Mém. soc. Frib. sc. nat., vol. 6
- Folk, R.L.* (1959): Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bull. vol. 43: 1
- Frei, E.* (1925): Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Juras. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 55, III. Abt.
- Füchtbauer, H.* (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. Erdöl und Kohle, 12. Jg., Nr.8: 605
- Giattini, G.B.* (1902): Fossili del Lovcen nel Montenegro. Riv. Ital. Pal., vol.8: 64
- Geyer, O.F.* (1957): Der stratigraphische Wert der oberjurassischen Korallen in Europa. Jahresber. und Mitt. Oberrhein. geol. Ver., Bd. 31, H.1/2: 40
- Geyer, O.F.* (1958): Zur Abgrenzung des Kimeridgium im süddeutschen Jura. Jahresber. und Mitt. oberrhein. geol. Ver., Bd. 31, H.1/2: 40
- Gillieron, V.* (1867): Sur la structure géologique des environs de Bienne. Actes soc. jurassienne d'émulation, 17^e sess.: 36
- Ginsburg, R.N.* (1956): Environmental relationships of grainsize and constituent particles in some South Florida carbonate sediments. AAPG Bull., vol. 40: 2384

- Goldfuß, A.* (1841–1844): Petrefacta Germaniae, 3. Teil: 41, Düsseldorf
- Greppin, E.* (1900): Über den Parallelismus der Malmsschichten im Juragebirge. Verh. natf. Ges. Basel, Bd.12, H.3: 402
- Greppin, J.B.* (1858): Observations sur le Jura bernois. Verh. Schweiz. natf. Ges., 43. Vers. 1859: 174
- Greppin, J.B.* (1867): Essai géologique sur le Jura Suisse. Impr. Helg & Boéchat, Delémont
- Greppin, J.B.* (1870): Le Jura bernois. Beitr. geol. Karte der Schweiz, 8. Liefg.
- Grefly, A.* (1836): Ossemens fossiles de mammifères trouvés dans le Portlandien de Soleure. L’Institut, 1^e section, t. 4: 165
- Grefly, A.* (1838): Sur l’origine et le gisement de fer pisolithique du Jura. Verh. Schweiz. natf. Ges., Basel 1838: 211
- Grefly, A.* (1838–1841): Observations sur le Jura Soleurois. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd.2, 4 und 5
- Grefly, A.* (1841): Sur les dépôts de Bohnerz ou le terrain sidérolithique du Jura. Verh. Schweiz. natf. Ges., Basel 1841: 253
- Grefly, A.* (1864): Rapport géologique sur les terrains parcourus par les lignes du réseau des chemins de fer jurassiens. Rap.concernant le rés. ch.d. f. du Jura bern., Berne: 81
- Gruner, G. S.* (1773): Beiträge zu der Naturgeschichte des Schweizerlandes. Drittes Stück: Anzeige der Schweizerischen Mineralien. Bern, Abraham Wagner: 8
- Gruner, Th.* (1767): Indice des minéraux du Canton de Berne. Mém. obs. recueillies soc. oec., Berne: 185
- Guyot, A.* (1843/44): Sur la distribution des espèces de roches dans le bassin erratique du Rhône. Bull. soc. sciences nat. Neuch., t. 9: 477
- Haefeli, Ch.* (1964): Zur Jura-Kreide-Grenze im Bielerseegebiet (Kt. Bern). Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., vol. 31: 33
- Haefeli, Ch.* (1965): Die Jura-Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). Diss. Univ. Bern 1964
- Ham, W.E.* (1962): Classification of carbonate rocks—a symposium. AAPG, Mem. 1: 1
- Haug, E.* (1898): Portlandien, Tithonique et Volgien. Bull. soc. géol. France, 3^e sér. t. 26: 197
- Heim, Alb.* (1919): Geologie der Schweiz, Bd.1, Molasseland und Juragebirge. Verlag Herm. Tauchnitz, Leipzig: 451
- Herrnbrodt, Ad.* (1954): Eine neue Lackfilmmethode: das Capaplexverfahren. Bonner Jahrbücher des Rhein. Landesmus., H. 154: 182
- Hölder, H.* (1962): Bericht über das Internationale Jura-Colloquium in Luxemburg und Nancy im August 1962. Jahresber. und Mitt. oberrhein. geol. Ver., NF 44: 165
- Hölder, H. und Ziegler, B.* (1959): Stratigraphische und faunistische Beziehungen im Weißen Jura (Kimmeridgien) zwischen Süddeutschland und Ardèche. N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 108, H.2: 150
- Hudson, R.G.S.* (1953): The systematic position of mesozoic stromatoporoid *Cladocoropsis mirabilis* Felix 1907. Ann. Mag. Nat. Hist., vol. 6: 615
- Hudson, R.G.S.* (1957): *Stromatoriza Bakalow*, Stromatoporoide du Jurassique sup. Bull. soc. géol. France, 6^e sér. t. 7, fasc. 1/3: 3

- von Huene, Fr.* (1922): Über einen Sauropoden im oberen Malm des Berner Jura. Eclogae geol. Helvetiae, vol. 17/1: 80
- von Huene, Fr.* (1925): Die Saurierfauna des Portlandkalkes von Solothurn. Eclogae geol. Helvetiae, vol. 19/3: 584
- Hugi, Fr. J.* (1825 a): Über die Bildungen der vordern Juraketten zwischen Hasenmatt und Bützenfluh bey Grenchen. 2. Jahresber. nat. hist. Kant.-Ges. Solothurn: 15
- Hugi, Fr. J.* (1825 b): Über die Vertheilung der Petrefakten in den Solothurner Steinbrüchen. 2. Jahresber. nat. hist. Kant.-Ges. Solothurn: 41
- Hugi, Fr. J.* (1825 c): Betrachtungen über das Verschwinden von Petrefakten im festen Jura-Kalk-Stein, etc. Verh. Schweiz. natf. Ges.: 99
- Hugi, Fr. J.* (1828): Über die Juraformationen. Leonhards Taschenbuch f. d. ges. Mineralogie, 22. Jg.: 533
- Hugi, Fr. J. und Straumeier* (1827): Petrefakten aus dem Schildkrötenkalke von Solothurn. 3. Jahresber. nat. hist. Kant.-Ges. Solothurn: 56
- International Subcommission on Stratigraphic Terminology* (1961): Stratigraphic classification and term. Internat. Geol. Congr., Report 21, Sess. Norden 1960, 25
- Jaccard, A.* (1869): Description géologique du Jura Vaudois et Neuchâtelois. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 6
- Jaeggli, H.* (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 55/2: 285
- Jeannet, A. und Heim, Alb.* (1919): Das Tertiär im Schweizerischen Juragebirge. Geologie der Schweiz: 542 (vgl. *Alb. Heim*, 1919)
- Jourdy, E.* (1924): Histoire naturelle des Exogyres. Ann. de Pal. t. 14: 9
- Köchlin, Ed.* (1943): Pseudocyclammina virguliana n. sp. aus den Virgulamergheln des Berner Jura. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 35: 195
- Krumbein, W.C. und Sloss, L. L.* (1951): Stratigraphy and Sedimentation. W. H. Freeman & Co., San Francisco
- Krynine, P. D.* (1948): The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. Journ. of Geol., vol. 56: 130
- Lamar, J.E.* (1950): Etching by acid in study of Limestones and Dolomites. Circ. 156, State Geol. Survey, Illinois, USA
- Lang, F.* (1856): Extremitätenknochen eines Sauriers von Solothurn. Verh. Schweiz. natf. Ges., Basel: 67
- Lang, F.* (1858): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Solothurn. Verh. Schweiz. natf. Ges., Bern: 55
- Lang, F.* (1862 a): Fossiles silicieuses du Néocomien à Lengnau. Arch. des sciences nouv. sér. 15: 144
- Lang, F.* (1862 b): Untersuchungen der oberen jurassischen Schichten westlich von Solothurn. Verh. Schweiz. natf. Ges., Luzern: 155
- Lang, F.* (1863): Geologische Skizze der Umgebung von Solothurn. Verlag der Scherer'schen Buchhandl., Solothurn
- Lang, F.* (1867): Geologische Karte der Umgebung von Solothurn. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. 22
- Lang, F.* (1885): Die Einsiedelei und die Steinbrüche bei Solothurn. Neujahrsblatt der Sol. Töpferves.
- Lang, F. und Rüttimeyer, L.* (1867): Die fossilen Schildkröten von Solothurn. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges. Bd. 22

- Lang, F., Rollier, L. und Greppin, E.* (1888): Profils géologiques dans la région de Soleure, de Bienne et de Moutier. Verh. Schweiz. natf. Ges., Solothurn: 168
- Laubscher, H.* (1948): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St-Ursanne. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 92
- Lees, A.* (1958): Etching technique for use of thin sections of limestones. Journ. Sed. Petr., vol. 28, Nr. 2: 200
- Leu, H. J.* (1750–1760): Allgemeines Helvetisches Lexikon. Denzler, Zürich
- Lombard, A.* (1937): Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 30/2: 320
- Mattauer, M.* (1958): Présence de brèches à cailloux noirs et de calcaires lacustres dans le Kimmeridgien du Jura central. C. r. soc. géol. France, 6^e sér. N° 3: 47
- Matter, A.* (1964): Sedimentologische Untersuchungen im Napfgebiet. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 57/2: 315
- Mösch, C.* (1862): Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der im Sommer 1862 ausgeführten Untersuchungen im Weißen Jura der Kantone Solothurn und Bern. Verh. Schweiz. natf. Ges., Luzern: 156
- Mösch, C.* (1863): Untersuchungen im Weißen Jura der Kantone Solothurn und Bern. Verh. Schweiz. natf. Ges., Luzern: 17
- Mösch, C.* (1864): Übersichtstabelle der oberjurassischen Schichten. Verh. natf. Ges. Zürich: 71
- Mösch, C.* (1867a): Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich geologisch untersucht und beschrieben. Beitr. geol. Karte der Schweiz, 4. Liefg.: 1
- Mösch, C.* (1867b): Geologische Beschreibung der Umgebung von Brugg. Neujahrsbl. natf. Ges. Zürich, Bd. 79: 56
- Mollet, H.* (1925): Bau und Gliederung des Solothurner Juras. Schweiz. Lehrerzeitung, 70. Jg. Nr. 26: 237, Nr. 28: 261
- von Moos, A.* (1936): Zur Petrographie der Quarzsande und der mageren Huppererde der Bohnerzformation im Schweizer Jura. SMPM, Bd. 16: 318
- Müller, G.* (1956): Die Schnellbestimmung des CaCO₃/MgCO₃-Anteils in karbonatischen, tonarmen Gesteinen usw. N. Jahrb. Geol. u. Pal., Mh. 1956: 330
- Müller, S. W. M.* (1941): Standard of the Jurassic System. Bull. Geol. soc. Am., vol. 52/1: 1427
- Niggli, P., Grubenmann, U. und Jeannet, A.* (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Ser. 5. Liefg.: 14
- Oertli, H. J.* (1957): Ostracodes du Jurassique supérieur du bassin de Paris. Rev. Inst. français du Pétrol, vol. 12/6: 647
- Oertli, H. J.* (1959): Malm-Ostrakoden aus dem schweizerischen Juragebirge. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. 83, Abh. 1: 1
- Oertli, H. J.* (1963): Faunes d'Ostracodes du Mésozoïque de France. E. J. Brill, Leiden
- d'Orbigny, A.* (1842–1849): Paléontologie française, tome 1: Céphalopodes. Libr. V. Masson, Paris
- d'Orbigny, A.* (1854): Paléontologie française, tome 2: Terrains Jurassiques. Libr. V. Masson, Paris
- Du Pasquier, L.* (1891): Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 1

- Pettijohn, F. J.* (1949): Sedimentary rocks. Harper & Brothers, New York
- Peyer, B.* (1940): Saurierwirbel aus dem Schweizer Malm. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 33: 285
- Peyer, B.* (1947): Die schweizerischen Funde von *Asteracanthus (Strophodus)*. Schweiz. Pal. Abh., Bd. 64, 4. Teil: 1
- Pictet, F. J.* (1852): Description d'une tortue fossile trouvée dans le canton de Soleure. Verh. Schweiz. natf. Ges. 1853: 95
- Pictet, F. J. und Jaccard, A.* (1860): Description de quelques débris de reptiles et poissons fossiles trouvés dans l'étage jurassique supérieur (Virgulien) du Jura neuchâtelois. Mém. Pal. Suisse, 3^e sér.: 1
- Piveteau, J.* (1952): Traité de Paléontologie. Masson et Cie., Paris
- Plumley, W. J., Risley, G. A., Graves, R. W. and Kaley, M. E.* (1962): Energy Index for Limestones interpretation and classification. AAPG Memoir 1: 85
- Quenstedt, F. A.* (1858): Der Jura. Verlag Laupp, Tübingen
- Quenstedt, F. A.* (1881–1884): Petrefaktenkunde Deutschlands, Bd. 7: Gasteropoden. Verlag Laupp, Tübingen
- Quiquerez, A.* (1852): Recueil d'observations sur le terrain sidérolitique dans le Jura bernois. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. 12
- Quiquerez, A.* (1853): Nouvelles remarques sur le terrain sidérolitique du Jura bernois. Verh. Schweiz. natf. Ges., 38. Sitzg.: 38
- Quiquerez, A.* (1855): Notes sur la formation des roches quartzeuses dans le terrain sidérolitique. Verh. Schweiz. natf. Ges., 40. Sitzg.: 43
- Quiquerez, A.* (1865): Rapport sur la question d'épuisement des mines de fer du Jura bernois. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. 21
- Radioicic, R.* (1957): Cladocoropsis beds in the region of Zetska Ravnica. Bull. serv. géol. Rép. pop. de Serbie, vol. 13: 151
- Renz, C.* (1926): Über die Korallengattungen *Cladocoropsis Felix* und *Lovcenipora Giattini*. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 20/1: 31
- Renz, C.* (1931): Korallenfunde im Libanon usw. Abh. Schweiz. Pal. Ges., Bd. 50: 1
- Renz, O.* (1931): Über das Vorkommen von Cladocoropsiskalken im Schweizer Jura. Abh. Schweiz. Pal. Ges., Bd. 51; 4. Abt.: 1
- Rodgers, J.* (1954): Terminology of limestones and related rocks; an interim report. Journ. Sed. Petr., vol. 24, Nr. 4: 225
- Rollier, L.* (1888a): Etude stratigraphique sur le Jura bernois. Les faciès du Malm jurassien. Arch. des sciences, t. 19: 5
- Rollier, L.* (1888b): Excursion de la société géologique au Weissenstein et dans le Jura bernois. Verh. Schweiz. natf. Ges., Bd. 1889: 143
- Rollier, L.* (1892a): Sur la composition et l'extension du Rauracien dans le Jura. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 3: 271
- Rollier, L.* (1892b): Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 3: 43
- Rollier, L.* (1893): Structure et histoire géologique de la partie centrale du Jura. Beitr. geol. Karte der Schweiz. NF 8: 51
- Rollier, L.* (1895): Über den Jura zwischen Neuenburg und dem Weissenstein. N. Jahrb. Min., Geol. u. Pal., Bd. 2: 203
- Rollier, L.* (1896a): Coup d'œil sur les formes et les relations orographiques qui déterminent la faciès du Malm dans le Jura. Bull. soc. Neuch. sciences nat., vol. 24: 67

- Rollier, L.* (1896b): Notice géologique sur les gorges de la Suze. Le Rameau de Sapin, 30^e ann.: 3
- Rollier, L.* (1897): Résumé des relations stratigraphiques et orographiques des faciès du Malm dans le Jura. Arch. des sciences, 4^e pér. t. 3: 1
- Rollier, L.* (1898): 2^e supplément à la description géologique de la partie jurassique de la feuille VII. Beitr. geol. Karte der Schweiz., NF 8: 12
- Rollier, L.* (1902): Stratigraphische Tabelle von Biel und Umgebung. Geologisches Gutachten usw. Verl. Schüler & Cie., Biel: 34
- Rollier, L.* (1905): Die Bohnerzformation oder das Bohnerz und seine Entstehungsweise. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, 50. Jg.: 151
- Rollier, L.* (1909): Notes paléontologiques sur les Nérinées du Crêt de l'anneau près Travers. Bull. soc. Neuch. sciences nat., vol. 36: 37
- Rollier, L.* (1911): Lettres d'Amand Gressly. Impr. du petit Jurassien, Moutier: 304
- Rollier, L.* (1914): Sur les cartes géologiques du Jura bernois. Actes soc. jurassienne d'émulation
- Rollier, L. und Juillerat, E.* (1902): Sur une nouvelle poche sidérolitique à fossiles albiens Arch. des sciences, vol. 14: 59
- Rüttimeyer, L.* (1858): Sur les tortues fossiles du calcaire de Soleure. Arch. des sciences, nouv. (2^e) pér., t. 3: 132
- Rüttimeyer, L.* (1858b): Übersicht der Resultate seiner bisherigen Studien über die Portlandschildkröten von Solothurn. Verh. Schweiz. natf. Ges., Bern: 57
- Rüttimeyer, L.* (1873): Die fossilen Schildkröten von Solothurn und der übrigen Juraformation. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. 25, 2. Abt.
- Rüttimeyer, L.* (1874): Über den Bau von Schale und Schädel bei lebenden und fossilen Schildkröten. Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 6: 3
- Rutsch, R.F.* (1934): Beiträge zur Kenntnis tropisch-amerikanischer Tertiärmollusken. II. Pteropoden und Heteropoden aus dem Miocaen von Trinidad. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 27/2: 299
- Rutsch, R.F.* (1941): Die Verbreitung der nutzbaren Quarzsande, Hupperden und feuerfesten Tone im zentral- und westschweiz. Juragebirge. Ber. Kriegs-Ind.- und -Arbeitsamt, Bergbaubüro, Bern
- Rutsch, R.F.* (1942a): Bericht über die Vorkommen von Hupperden in der Umgebung von Lengnau (Kt. Bern). Bericht Kriegs-Ind.- und -Arbeitsamt, Bergbaubüro, Bern
- Rutsch, R.F.* (1942b): Nachtrag zum Bericht über die Vorkommen von Hupperden usw. Ber. Kriegs-Ind.- und -Arbeitsamt, Bergbaubüro, Bern
- Ryniker, K.* (1923): Geologie der Seekette zwischen Biel und Ligerz. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 18/1: 1
- Salfeld, H.* (1913): Die Gliederung des Oberen Jura in NW-Europa von den Schichten mit Perisphinctes Martelli *Oppel* an aufwärts auf Grund von Ammoniten. N. Jahrb. Mineralogie, Beilagebd. 37: 125
- Say, T.* (1820): Observations on some species of Zoophytes, Shells usw. Am. Journ. of science, vol. 2: 43
- Scheuchzer, J.J.* (1746): Naturgeschichte Helv. David Gessner, Zürich: 336,410
- Schindewolf, O.H.* (1960): Stratigraphische Methodik und Terminologie. Geol. Rundschau, Bd. 49/1: 1
- Schlaich, E.* (1934): Geologische Beschreibung der Gegend von Court im Berner Jura. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF I. Abt. 26

- Schmassmann, H. J.* (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. Tätigkeitsber. natf. Ges. Baselland, Bd. 14: 13.
- Schneider, A.* (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 109
- Schrock, R. R.* (1948): A classific. of sedimentary rocks. Journ. of Geol., vol. 56: 118
- Schuppli, H. M.* (1950): Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. Beitr. geol. Karte der Schweiz, geotechn. Ser. 26. Liefg. 3. Teil
- Schürer, W.* (1928): Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Twann. Vogt-Schild AG, Solothurn
- Schwab, R. F.* (1960): Geologische Untersuchungen in der Molasse der Umgebung von Biel (Kt. Bern). Verlag P. G. Keller, Winterthur
- Seibold, E.* (1952a): Chemische Untersuchungen zur Kalk-Mergel-Sedimentation. Geol. Rundschau, Bd. 40/2: 284
- Seibold, E.* (1952b): Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. N. Jahrb. Geol. u. Pal., Abh. 95: 337
- Staehelin, P.* (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 55, I. Abt.
- Stäuble, A. J.* (1959): Zur Stratigraphie des Calloviens im zentralen Schweizer Jura. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 52/1: 57
- Stehlin, H.* (1903): Säugetiere des schweizerischen Eocaens. Schweiz. Pal. Abh., Bd. 30: 3
- Thurmann, J.* (1832): Essai sur les soulèvements jurassiques du Porrentruy. Impr. F. G. Levrault, Strasbourg
- Thurmann, J.* (1852a): Esquisses orographiques de la chaîne du Jura. Impr. V. Michel, Porrentruy
- Thurmann, J.* (1852b): Coup d'œil sur la stratigraphie du Groupe Portlandien aux environs de Porrentruy. Lettres écrites etc., Lettre IX Mitt. natf. Ges. Bern, Bd. 1852: 209
- Thurmann, J.* (1853): Premières analyses de roches du Jura bernois. Lettre XIII écrite du Jura etc. Mitt. natf. Ges. Bern, 1853: 207
- Thurmann, J., Etallon, A.* (1861–1864): Letheia bruntrutana. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. 18–20
- Tschopp, R.* (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 110
- Twenhofel, W. H. und Tyler, S. A.* (1941): Methods of study of sediments. McGraw Hill, London
- Verniory, R.* (1956): La création du genre *Lombardia* *Bronnimann* est-elle justifiée? Arch. des sciences, vol. 9, fasc. 1: 86
- Verniory, R.* (1960): Présence et variétés de «*Saccocoma tenella*» *Goldfuß* à Talloires (Hte. Savoie). Arch. des sciences, vol. 13, fasc. 2: 252
- Vogel, H.* (1934): Geologie des Graity und des Grenchenberges im Juragebirge. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 26. Liefg.: 43
- Wiedenmayer, C.* (1923): Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 48, 3. Abt.
- Wolf, K. H.* (1960): Simplified limestone classific. AAPG Bull., vol. 44, Nr. 8: 1414
- Yabe, H.* (1946): On some fossils from the Saling limestone of Goemai Mountains, Palembang, Sumatra. Proc. Japan. Acad., vol. 22/5–7: 200, 8–11: 259

- Yabe, H. und Toyoma, S.* (1927): Cladocoropsis mirabilis *Felix* from the Torinosu Limestone of Japan. Japan. Journ. of Geol. and Geogr., vol. 5/3: 107
- Ziegler, B.* (1961): Stratigraphische und zoogeographische Beobachtungen an *Aulacostephanus*. Pal. Zeitschr., Bd. 35/1–2: 79
- Ziegler, B.* (1962a): Die Ammonitengattung *Aulacostephanus* im Oberjura. Palaeontographica, Bd. 119, Abt. A: 1
- Ziegler, B.* (1962b): Das Untere Kimmeridgien in Europa. Colloque du Jurassique, Luxemburg 1962
- Ziegler, B.* (1963a): Ammoniten als Faciesfossilien. Pal. Zeitschr., Bd. 37/1–2: 96
- Ziegler, B.* (1963b): Leitfossilien und Faciesfossilien. Mitt. Pal. Inst. Univ. Zürich, Nr. 23: 217
- Ziegler, M.A.* (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. Buchdruckerei Winterthur AG
- Ziegler, P.A.* (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary und zur Stratigraphie des Sequans im Berner Jura. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF 102
- Zingg, Th.* (1935): Ein Beitrag zur Schotteranalyse. SMPM, Bd. 15: 39

Geologische Karten

- Aeberhardt, B.* (1907): Geol. Karte der Umgebung des Suzelaufes, 1:30000, Jahresber. Gymn. Biel, Jg. 1906/07
- Antenen, F.* (1936): Moränen und Schotter des Rhonegletschers zwischen Twann und Solothurn. Verl. Heimatkundekomm., Biel
- Antenen, F.* (1936): Die Molasse des Seelandes, etwa 1:185000. Verl. Heimat- kundekomm., Biel
- Greppin, J.B.* (1870): Geol. Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt VII, 1. Aufl.
- Jaeckli, H.* (1962): Vergletscherungskarte der Schweiz, 1:1000000. Eclogae geol. Helvetiae, Bd. 55/2: 285
- Lang, F.* (1867): Geol. Karte der Umgebung von Solothurn, 1:50000. N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., Bd. 22
- Rollier, L.* (1904): Geol. Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt VII, 2. Aufl.
- Schuppli, H.M.* (1950): Geol. Übersichtskarte des Schweiz. Mittellandes, 1:100000. Beitr. geol. Karte der Schweiz, geotechn. Ser. 26. Liefg.
- Schürer, W.* (1928): Geol. Karte 1:25000, Jura und Molasse zwischen Dotzigen und Twann. Vogt-Schild AG, Solothurn
- Thurmann, J.* (1852a): Geol. Karte zwischen Kaiserstuhl und Neuenburg, 1:200000 Impr. V. Michel, Pruntrut
- Vogel, H.* (1934): Geol. Karte des Graity und Grenchenberges, 1:25000. Unveröffentlichte Originalkarte, dep. Geol. Komm., Basel

Topographische Karten

- 1:25000 Landeskarte der Schweiz
 Blatt 1107 Balsthal
 Blatt 1126 Büren a. d. A.
 Luftphotos Grenchen–Taubenlochschlucht, Fluglinie 397 der Eidgen. Landestopographie.

CURRICULUM VITAE

Am 19. Dezember 1933 wurde ich, Hans Konrad Thalmann, als Sohn des Walter Thalmann, von Basel, Horben und Wiezikon (Kt. Thurgau), und der Helene geb. Antenen, in Frauenfeld geboren. Nach Übersiedlung der Familie nach Bern besuchte ich die hiesige Primarschule, das Städtische Progymnasium und das Freie Gymnasium, wo ich im Herbst 1953 die Maturitätsprüfung, Typ B mit Englisch, bestand.

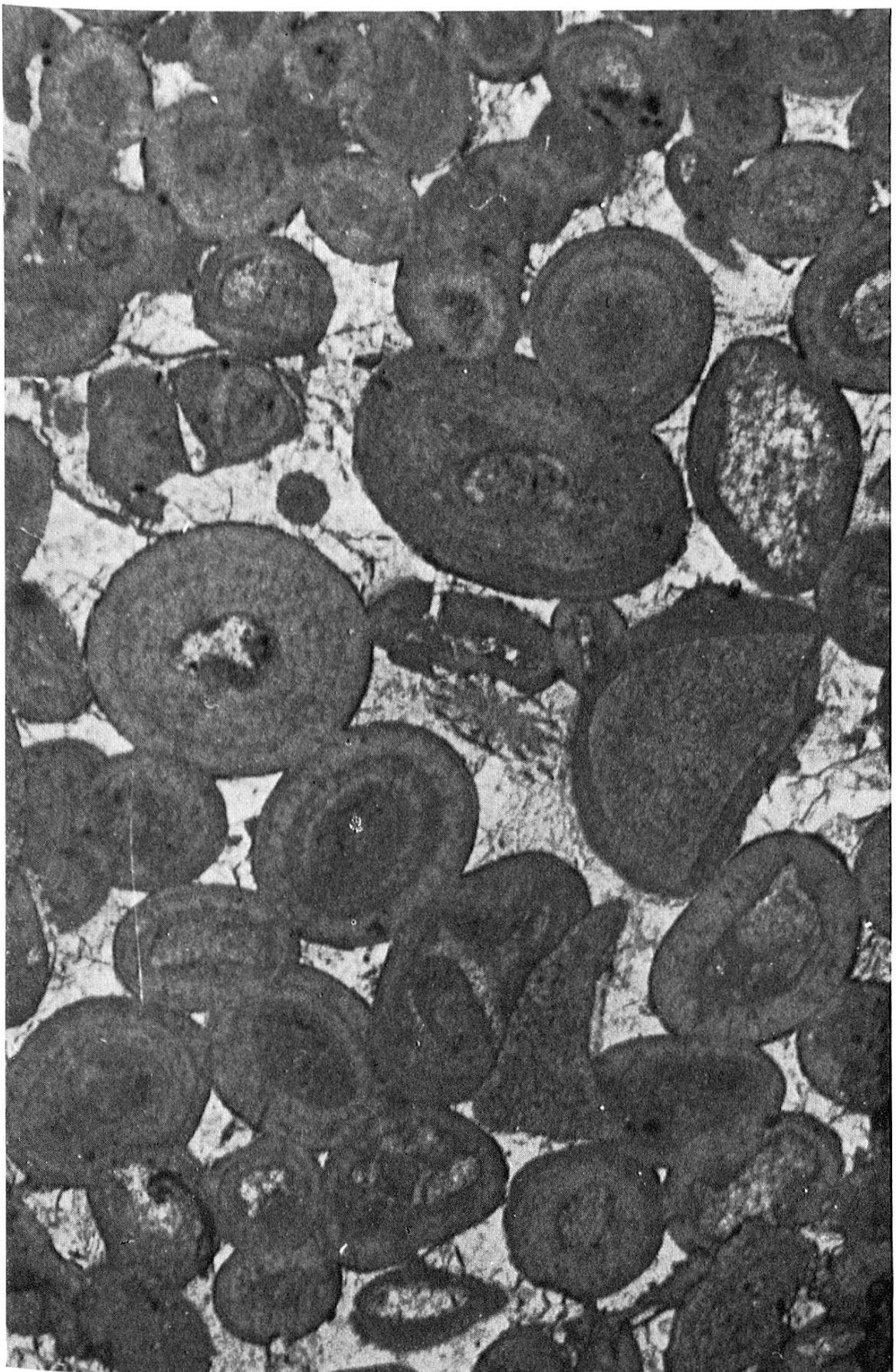
Anschließend immatrikulierte ich mich an der Medizinischen Fakultät der Universität Bern. Nach vier Semestern entschloß ich mich im Herbst 1955 für das Geologiestudium.

Unter der Leitung von Prof. Dr. R. F. RUTSCH begann ich im Sommer 1958 mit der vorliegenden Arbeit. 1957 bestand ich das Nebenfachexamen in Geographie und 1963 dasjenige in Mineralogie-Petrographie. Während meiner Studienzeit besuchte ich die Vorlesungen und Praktika folgender Herren Professoren und Dozenten:

F. BALTZER, J. CADISCH, W. FEITKNECHT, G. GROSJEAN, H. GRUNAU, F. GYGAX, F. G. HOUTERMANS, TH. HÜGI, F. LEHMANN, W. NABHOLZ, E. NIGGLI, W. NOWACKI, R. F. RUTSCH, W. H. SCHOPFER, R. SIGNER, A. STRECKEISEN, A. SÜSSTRUNK und M. WELTEN.

Tafel 1

Peel. Vergrößerung: 27×. Oberer Hauptrogenstein, «Bathonien». Unterer Grenchenberg, 595.650/230.040. Die im allgemeinen gut gerundeten Ooide liegen ziemlich dicht gepackt in einer rekristallisierten, sparitischen Grundmasse. Der Kern der Ooide ist meistens durch ein Echinodermenbruchstück gebildet. Größere zoogene Trümmer weisen oft nur eine geringe kalzitische Ummantelung auf. Gesteinstyp: Io.



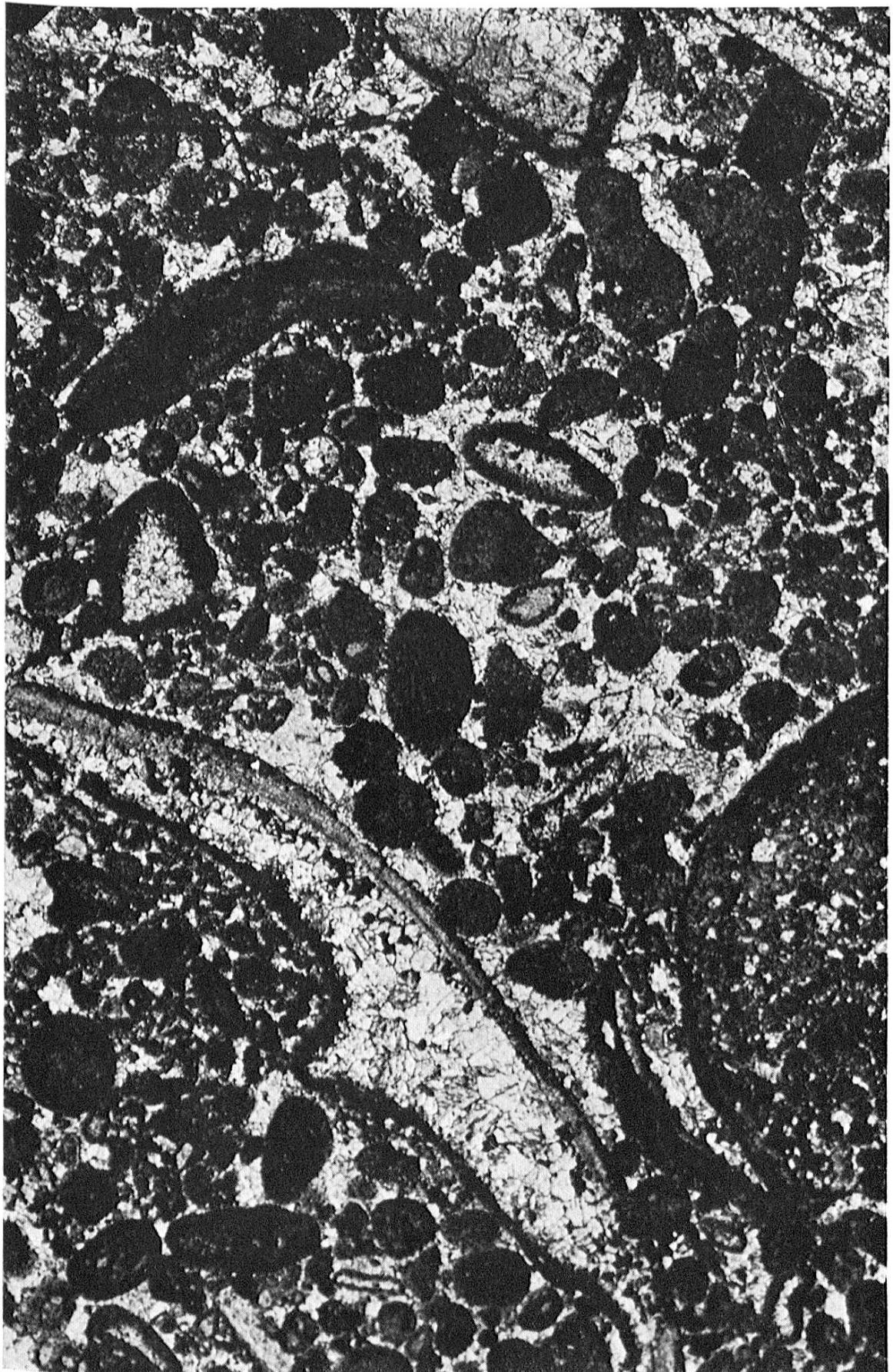
Tafel 2

Peel. Vergrößerung: 26×. Dalle nacrée, «Callovien». Alter Steinbruch bei Rondchâtel, 585.500/225.100. Das Gestein ist zu etwa 50 bis 60% aus Echinodermenfragmenten aufgebaut. Die Grundmasse weist stellenweise starke Rekristallisationserscheinungen auf. Gesteinstyp: Ib.



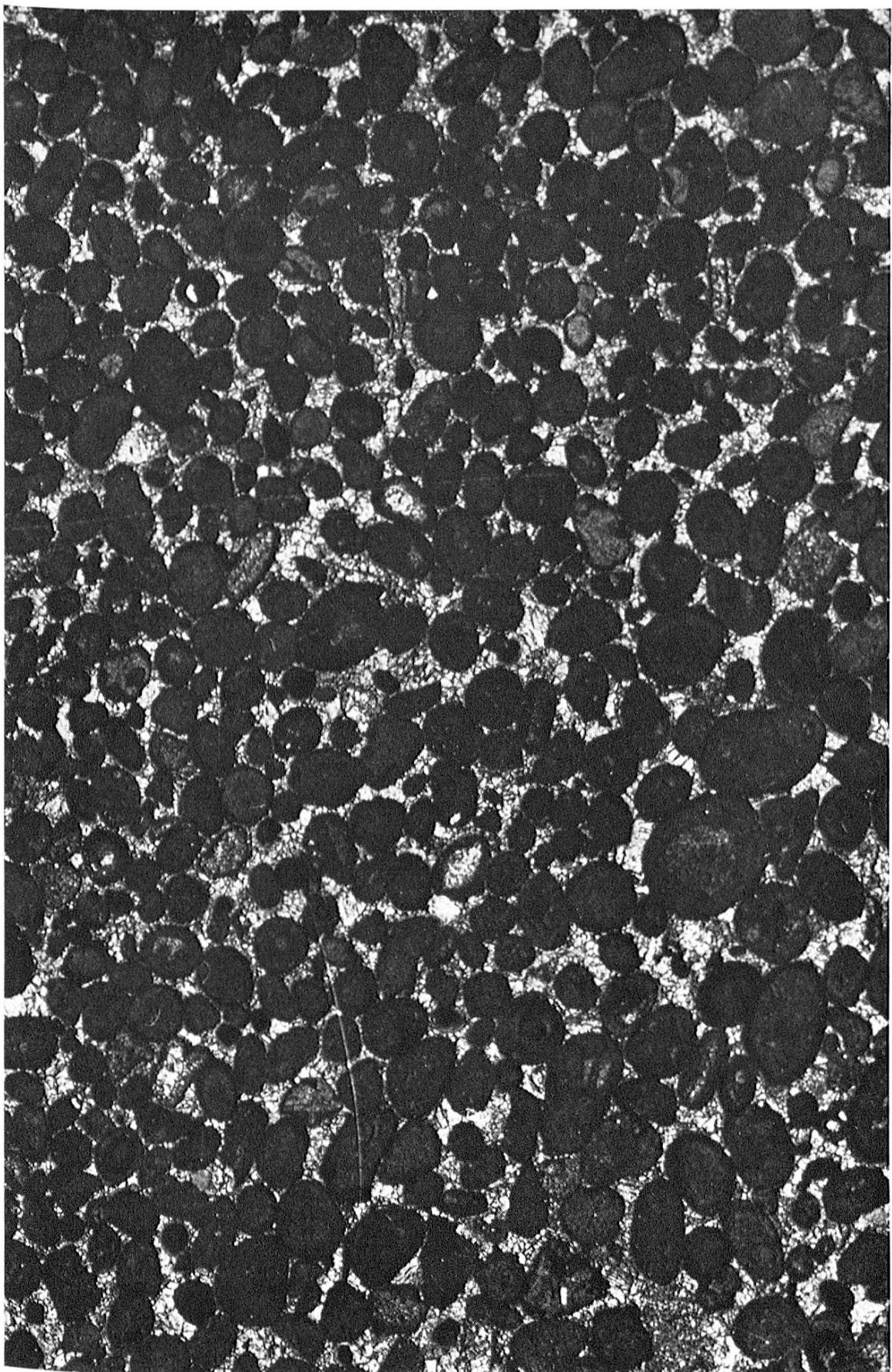
Tafel 3

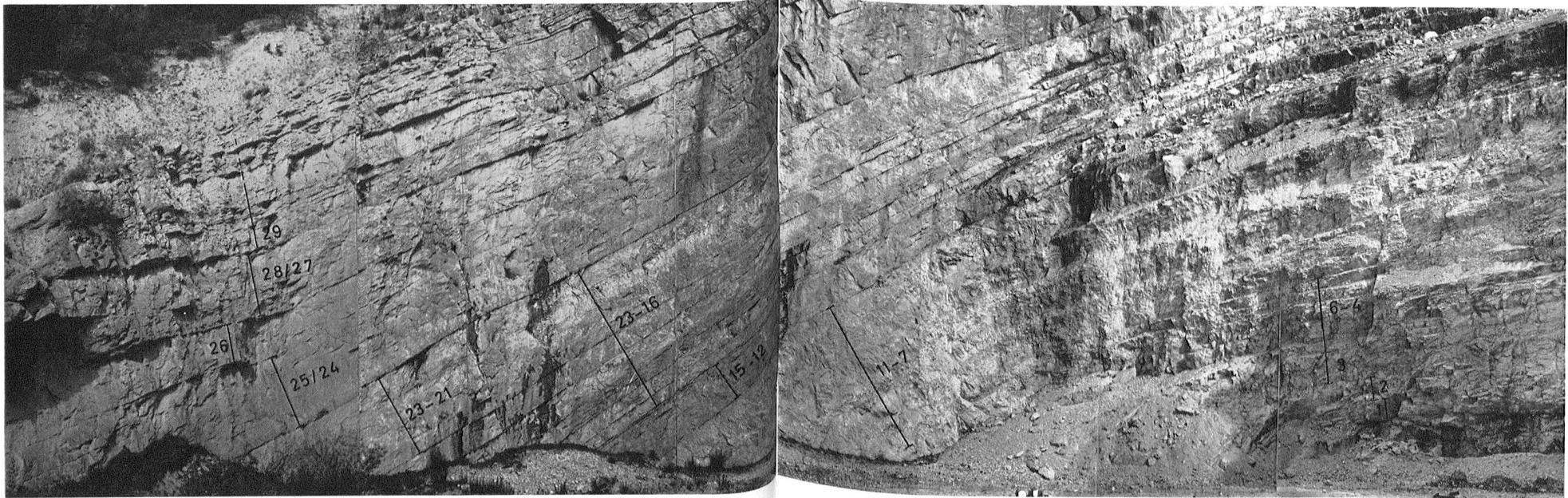
Peel. Vergrößerung: 14×. Verenaschichten, «Obersequanien». Typlokalität der Verenaschichten, Einsiedelei St.-Verena-Schlucht, 607.230/230.425 (vgl. Fig. 12) Kalkarenit mit kalzitischer, durch Rekristallisation meist sparitisch ausgebildeter Grundmasse. Auffallend ist das Fehlen von Ooiden. Der zoogene Detritus zeigt stellenweise eine schwache Ummantelung durch kryptokristallinen Kalzit. Er wird vorwiegend von unbestimmbaren Bivalven und Echinodermenfragmenten geliefert. Gesteinstyp: Ii/b.



Tafel 4

Peel. Vergrößerung: 14×. Verenaschichten, «Obersequanien». Alter Steinbruch der Zementwerke Vigier S.A., Péry/Reuchenette 585.810/226.140. Kalkarenit mit sehr gut gerundeten Komponenten in sparitischer Grundmasse. Fast alle Komponenten zeigen eine ganz schwache Ummantelung mit kryptokristallinem, kalzitischem Material, eigentliche Ooide sind selten. Zoogener Detritus ist nur in verschwindend kleinen Mengen vorhanden und setzt sich vorwiegend aus Echinodermenfragmenten zusammen. Gesteinstyp: II.





Tafel 5a

Alter Steinbruch der Zementwerke Vigier S.A., in Pery/Reuchenette 585.840/226.240–585.730/226.470. Die Banknummern beziehen sich auf Fig. 5. Aufnahmen vom August 1964. Typlokalität der Reuchenetteformation. (Photomontage Atelier Meyer-Henn, Boesch).

Tafel 5 b

Alter Steinbruch der Zementwerke Vigier S.A., in Péry/Reuchenette 585.730/226.470. Die Banknummern beziehen sich auf Fig. 5. Typlokalität der Reuchenette-formation, oberer Teil; Basis der Twannbachformation. Aufnahmen vom August 1964 (Photomontage Atelier Meyer-Henn, Boesch).



Tafel 6

Fig. 1

Peel. Vergrößerung: $3,5 \times$. Reuchenetteformation, «Kimmeridgien». Typlokalität der Reuchenetteformation, 585.840/226.240 (vgl. Fig. 5, Banknummer: 3). Kalkarenitisches «cailloux noir» mit gut gerundeten Komponenten in meist kryptokristalliner, stellenweise etwas rekristallisierter Grundmasse. Vereinzelte Komponenten zeigen eine schwache kalzitische Ummantelung. Gesteinstyp: III bis II.

Fig. 2

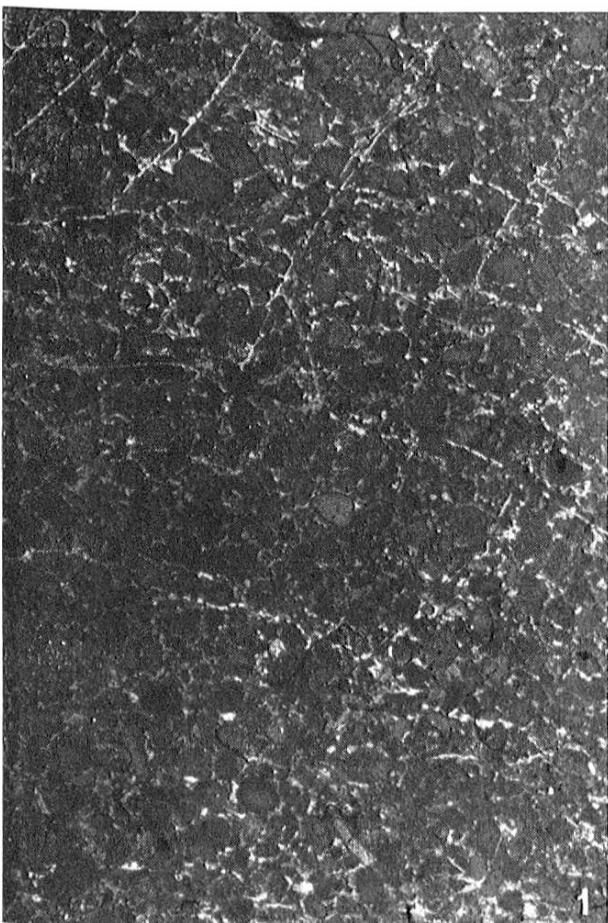
Peel. Vergrößerung: etwa $1,5 \times$. *Cossmannea* sp. indet. aus der Grenznerineenbank östlich des Unteren Bürenberges, 593.710/229.270 (Zentralschnitt).

Fig. 3

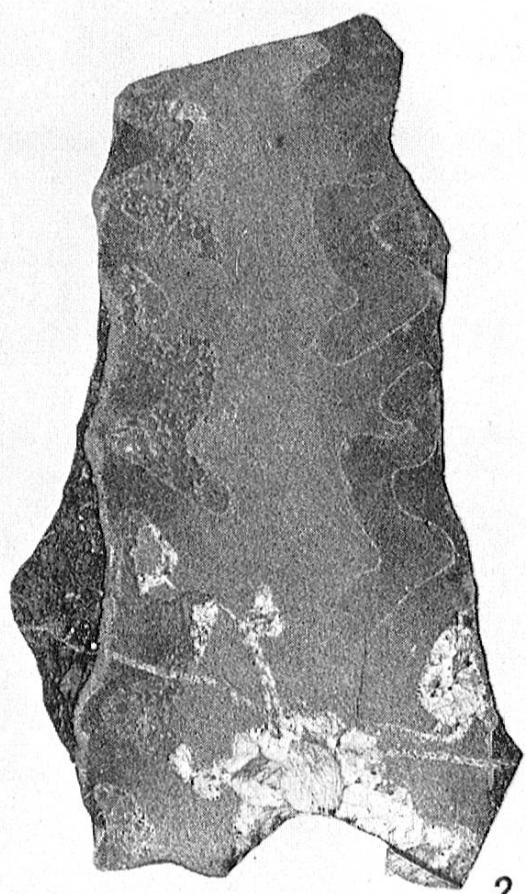
Aulacostephanus (Pararasenia) quenstedti DURAND aus dem Steinbruch Bargetzi, Solothurn, 607.150/230.000 (Photo A. Sommer, Geol. Inst. Bern).

Fig. 4

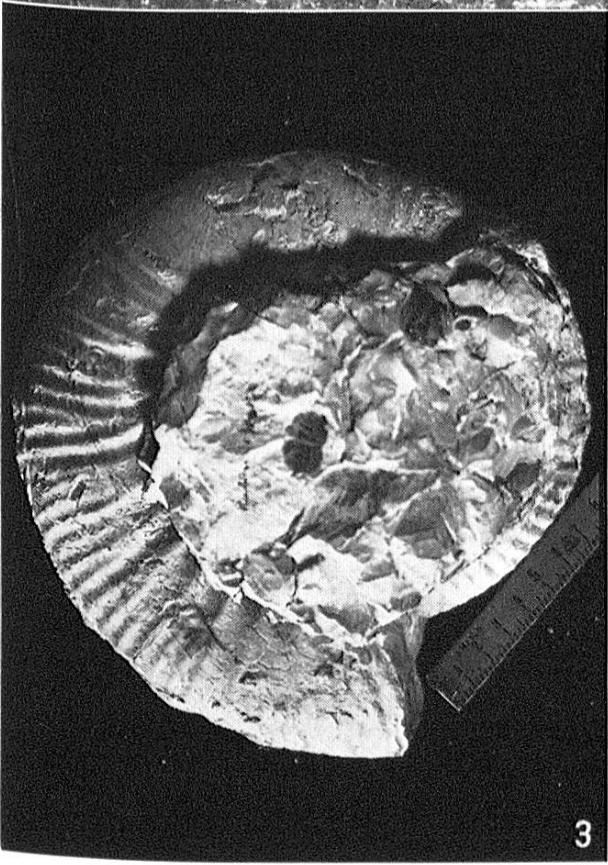
Untere Bank aus den Solothurner Schildkrötenkalken im Steinbruch Biberstein, 607.865/230.115, Fig. 13, Banknummer: 4. Kolonien von *Cladocoropsis mirabilis* FELIX.



1



2



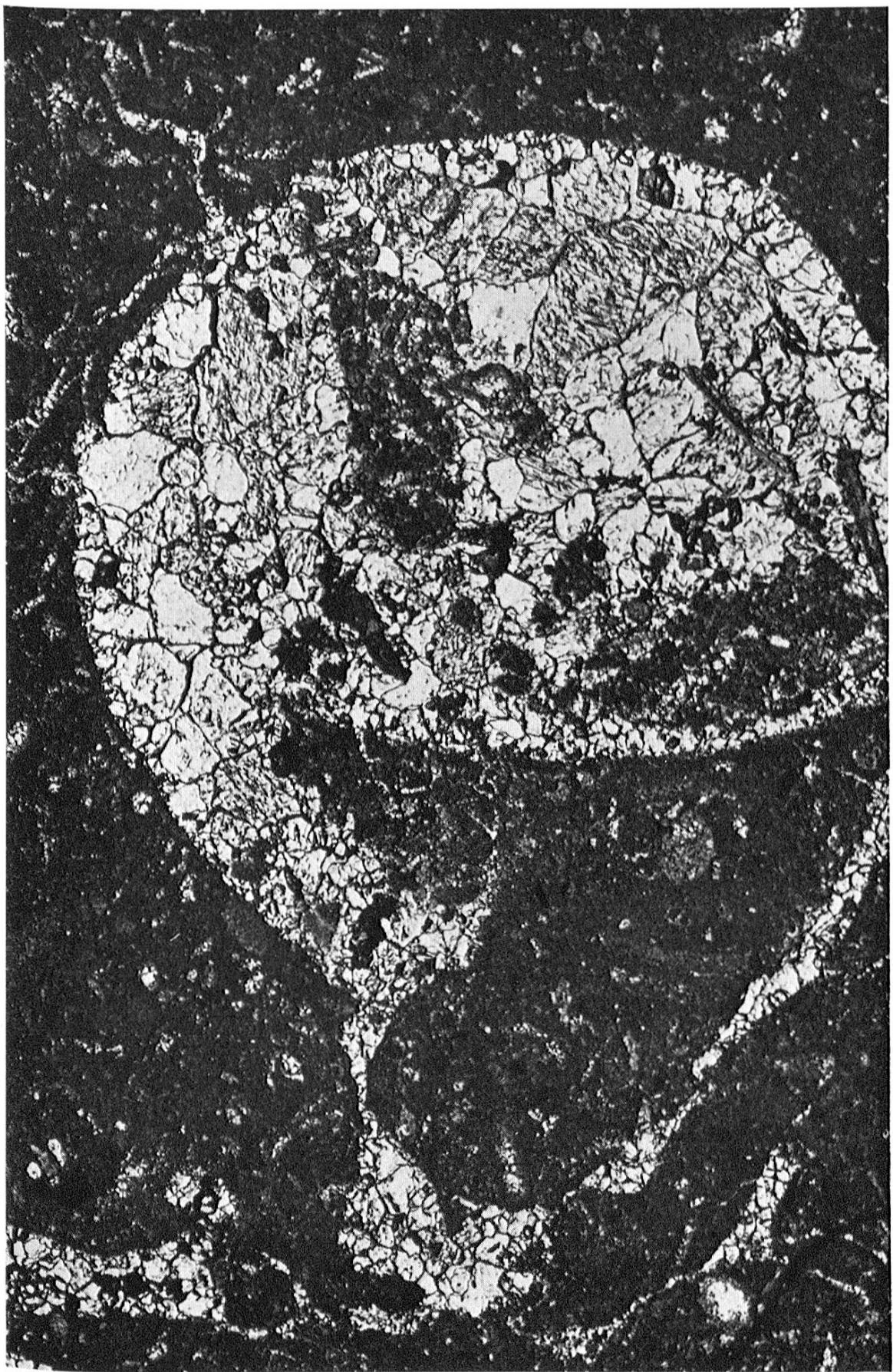
3



4

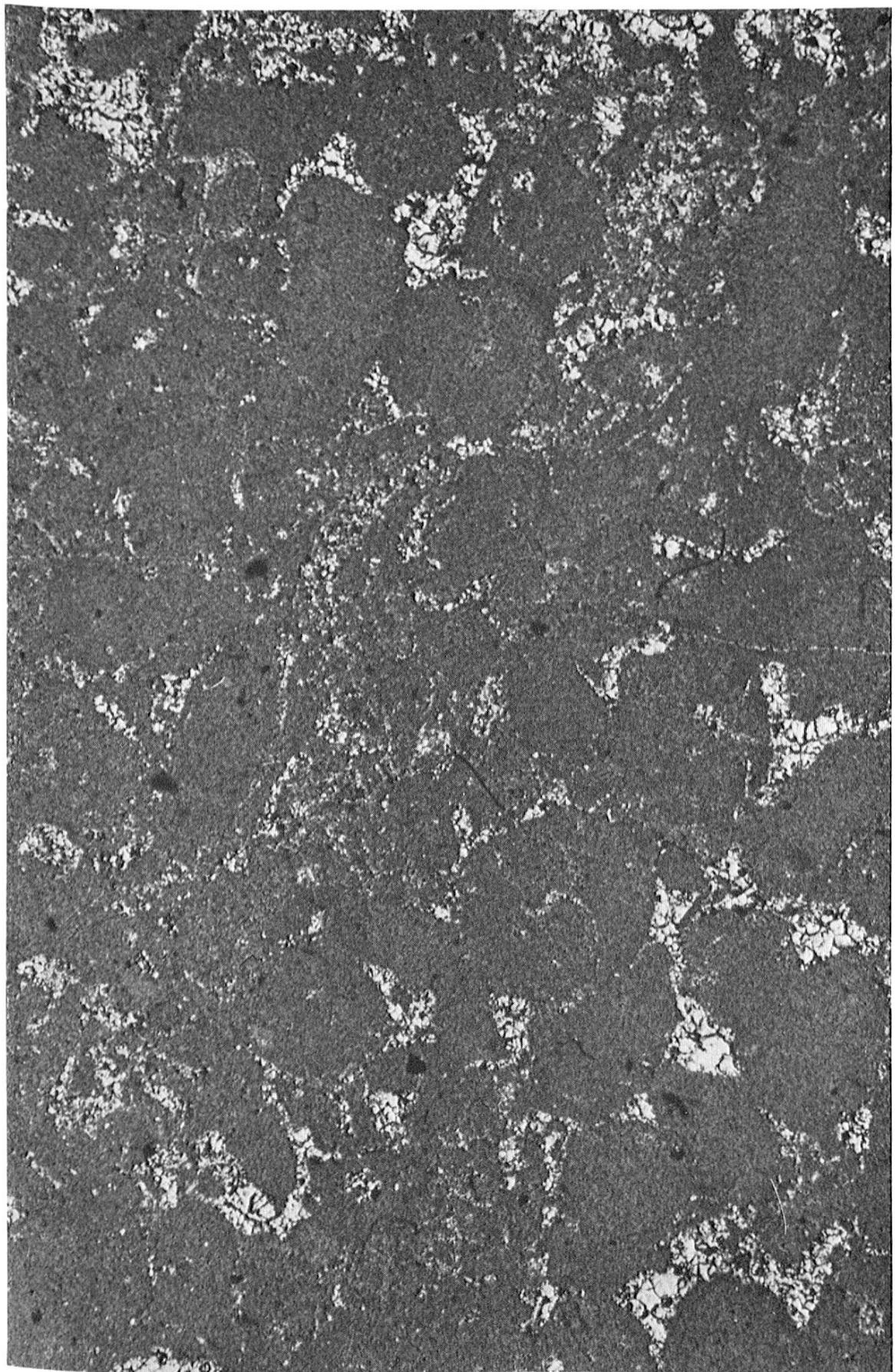
Tafel 7

Peel. Vergrößerung: 20×. Reuchenetteformation, «Kimmeridgien». Profil am Grenchenberg, 594.650/228.000, vgl. Fig. 7, Grenznerineenbank. Zoogen-detritischer, schwach kalkarenitischer Kalk. Die durch die vorhandenen Cossmanneen verursachten Hohlräume sind durch sparitischen Kalzit ausgefüllt (Druckzwillinge durch Rekristallisation!).



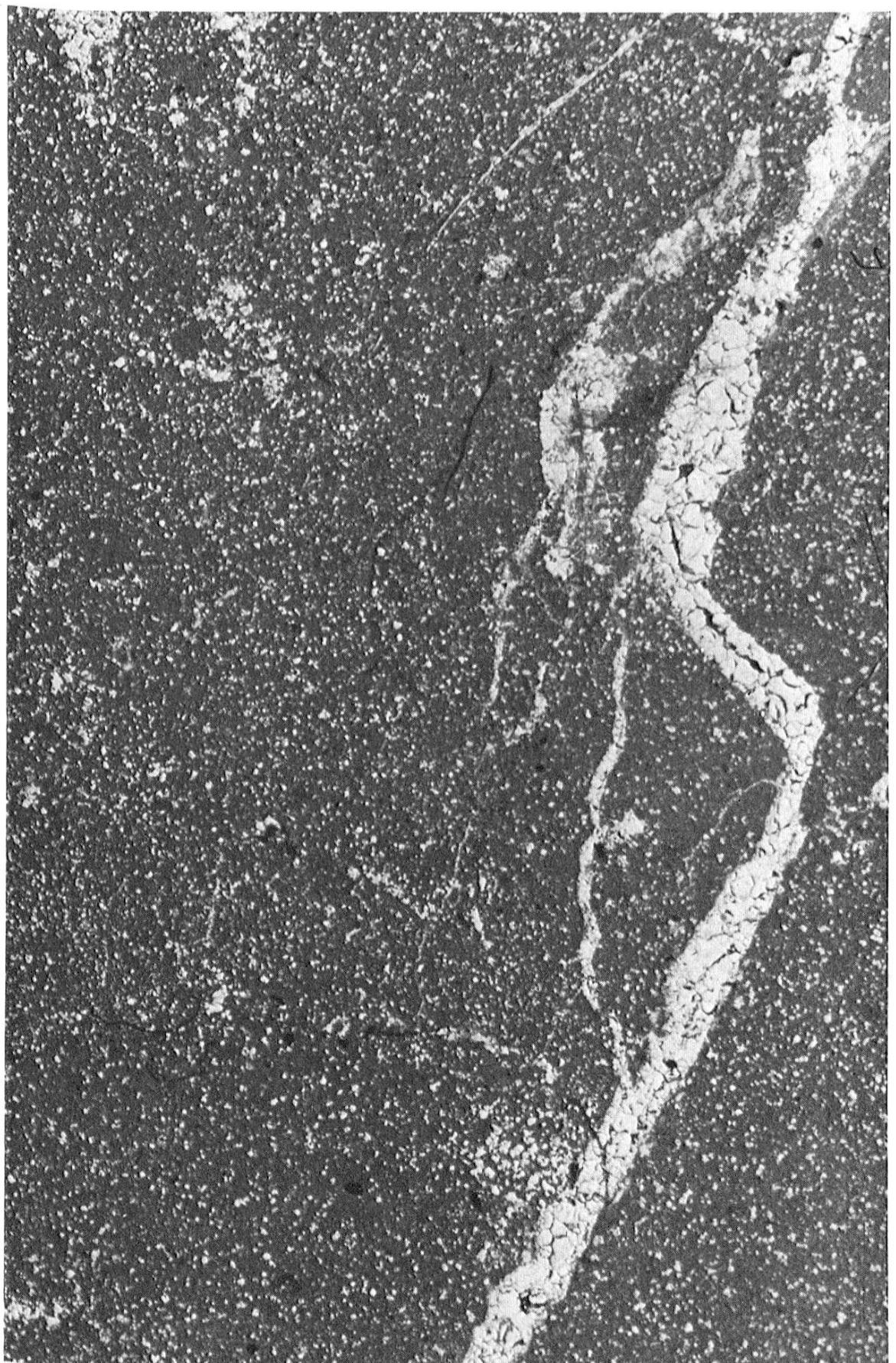
Tafel 8

Peel. Vergrößerung: 20 ×. Reuchenetteformation, «Kimmeridgien». Typlokalität der Reuchenetteformation, 585.840/226.240 (vgl. Fig. 5, Banknummer: 72). Kalkarenit mit Komponenten aus kryptokristallinem, kalzitischem Material gebildet; die Grundmasse ist nur schwach sparatisch, stellenweise eher mikritisch. Druckzwillinge sind nur undeutlich erkennbar. Gesteinstyp: II bis III.



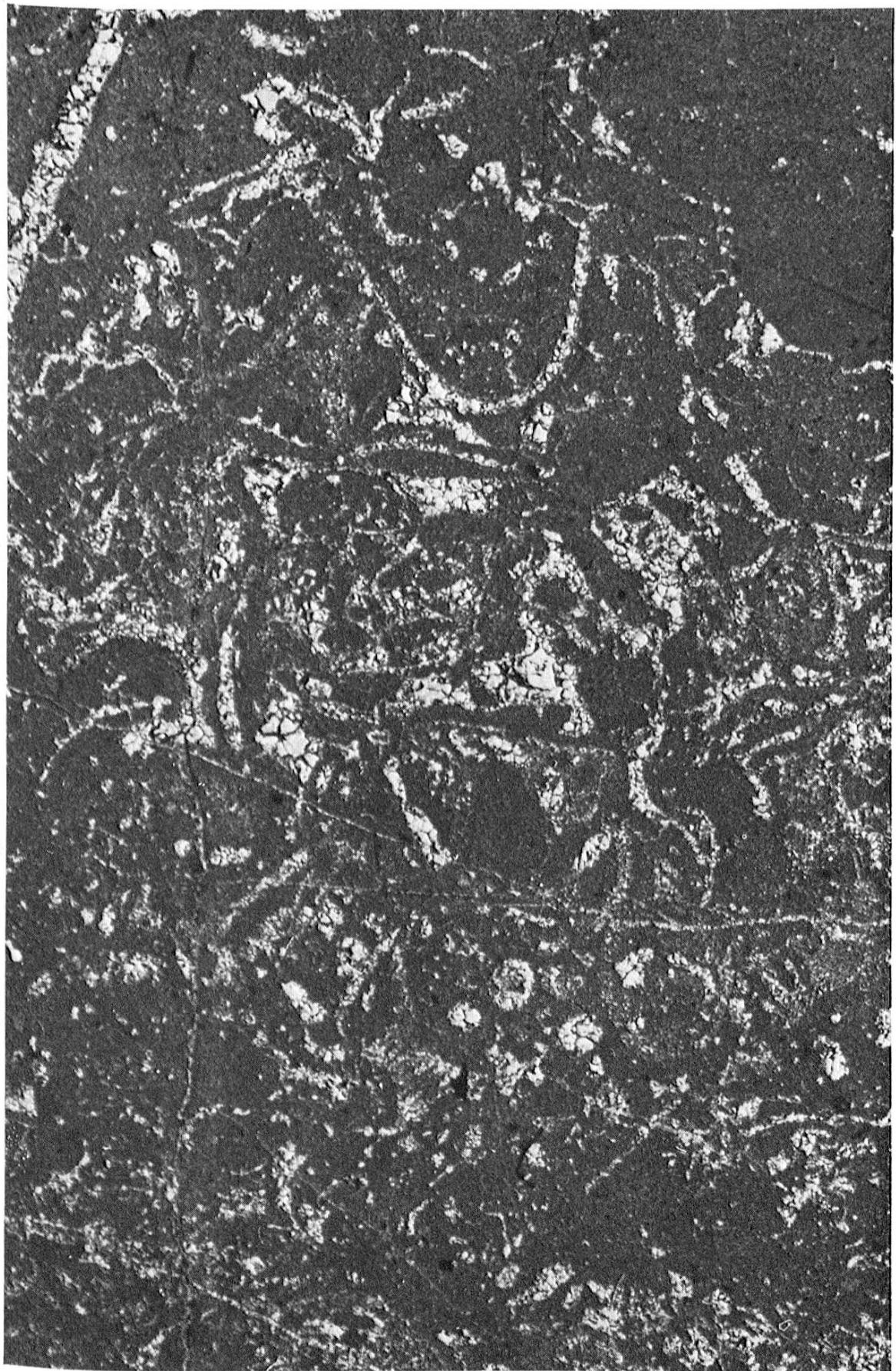
Tafel 9

Peel. Vergrößerung: 17,5×. Reuchenetteformation, «Kimmeridgien». Typlokalität der Reuchenetteformation, 585.840/226.240 (vgl. Fig. 5, Banknummer 73). Kryptokristalliner (mikritischer) Kalk. Die vorhandenen Fissuren wurden, vermutlich syndiagenetisch, durch rekristallisierten, sparitischen Kalzit ausgefüllt. Gesteinstyp: vermutlich IIImX.



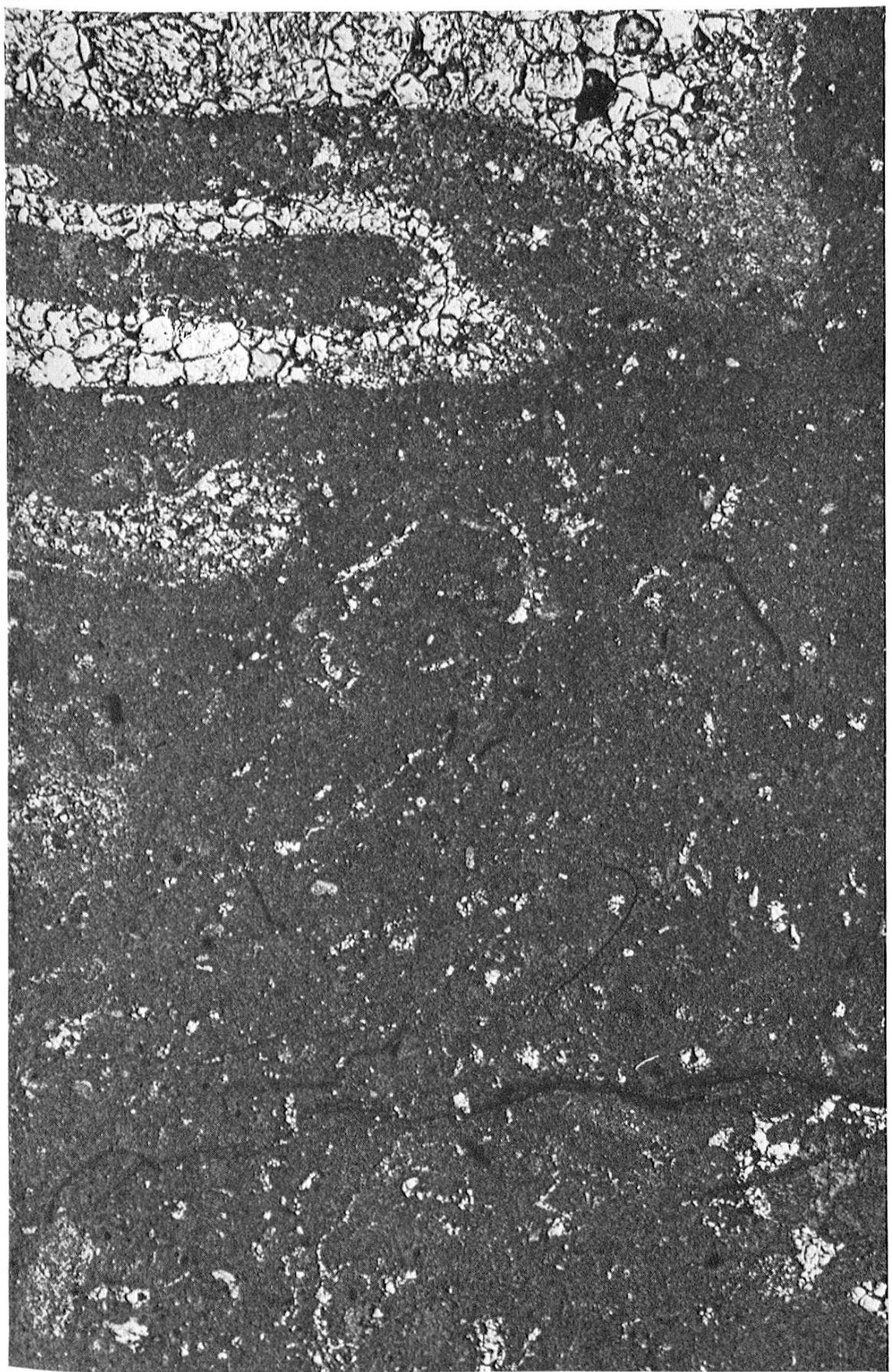
Tafel 10

Peel. Vergrößerung: 20 ×. Reuchenetteformation, «Kimmeridgien». Typlokalität der Reuchenetteformation, 585.840/226.240 (vgl. Fig. 5, Banknummer 77). Zoogen-detritischer, stellenweise etwas kalkarenitischer Kalk. Die Grundmasse ist mehrheitlich kryptokristallin. Der zoogene Detritus ist weitgehend rekristallisiert. Oben im Bild ein Schnitt durch einen Organismus «C» FAVRE, 1927.



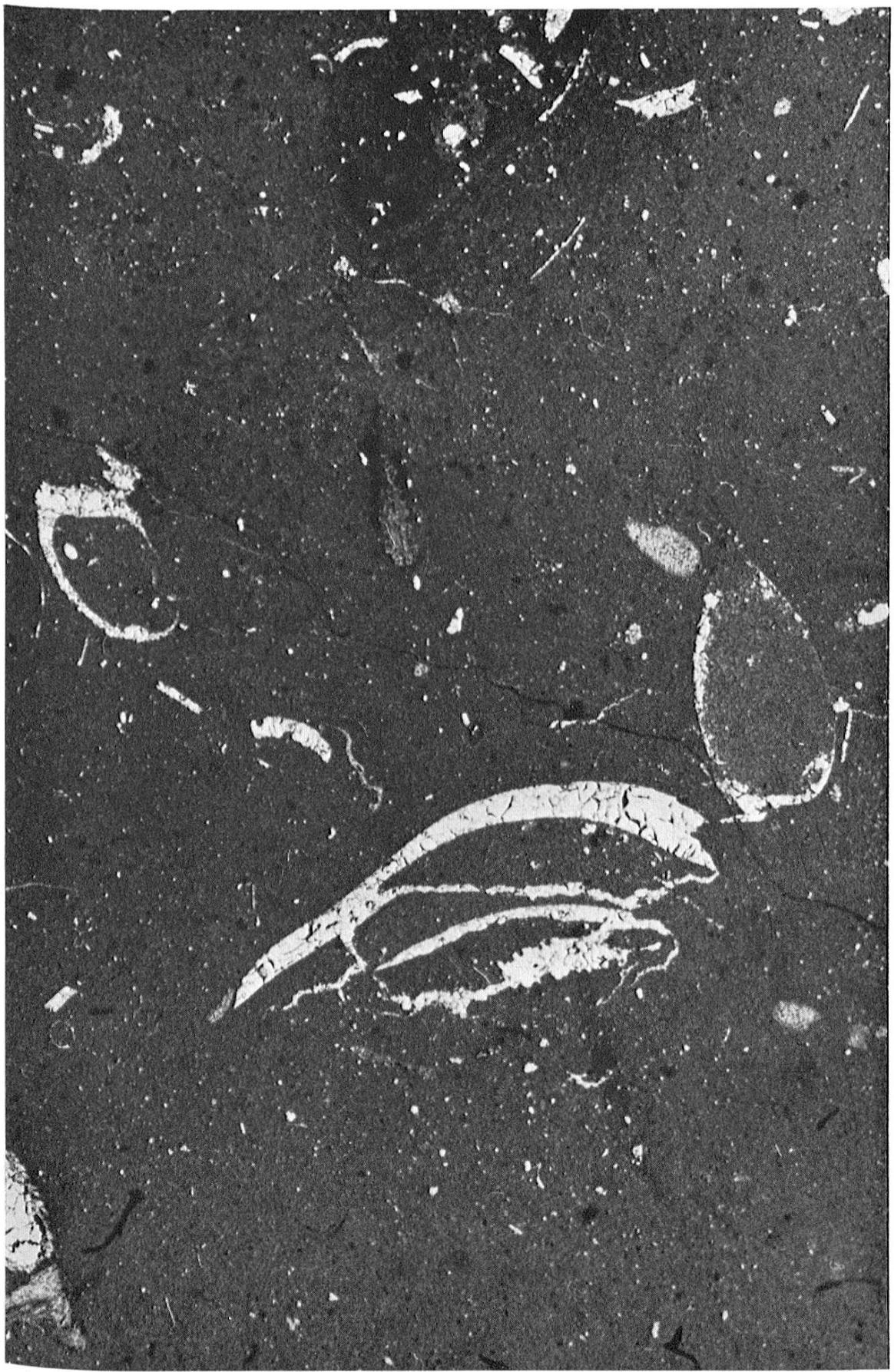
Tafel 11

Peel. Vergrößerung: 20 ×. Reuchenetteformation, «Kimmeridgien». Typlokalität der Reuchenetteformation, 585.840/226.240 (vgl. Fig. 5, Banknummer 79). Dichter, kryptokristalliner Kalk mit unbestimmbarem und rekristallisiertem, zoogenem Detritus (vermutlich von *Cossmannea*).



Tafel 12

Peel. Vergrößerung: 20×. Reuchenetteformation, «Kimmeridgien». Typlokalität der Reuchenetteformation, 585.840/226.240 (vgl. Fig. 5, Banknummer 81). Dichter, kryptokristalliner Kalk mit unbestimmbarem und rekristallisiertem zoogenem Detritus. Verbreitetster Gesteinstyp innerhalb der Reuchenetteformation. Gesteinstyp: III_mX bis IIb.



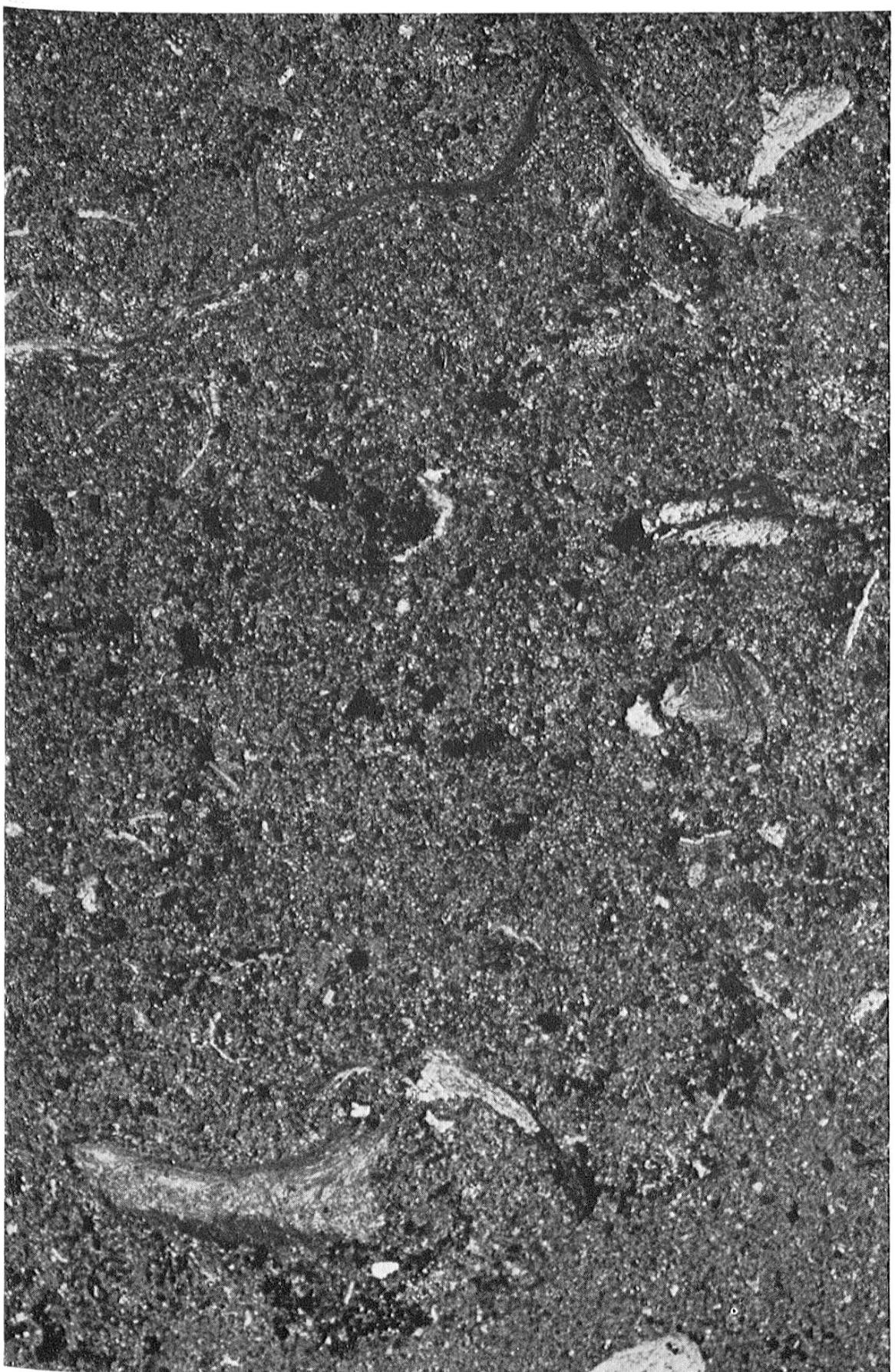
Tafel 13

Peel. Vergrößerung: etwa 12 ×. Reuchenetteformation, «Kimmeridgien». Typlokalität der Reuchenetteformation, 585.840/226.240 (vgl. Fig. 5, Banknummer 82). «Brèche monogénique». Der zoogen-detritische Kalk mit kryptokristalliner Grundmasse (dunkle Partien), dürfte in einem frühdiagenetischen Stadium, bereits nach beginnender Verfestigung, aufgearbeitet worden sein. Die hellen Partien wurden nachträglich mit sparitischem Kalzit auskristallisiert. (Druckzwillinge!) Der zoogene Detritus in den dunkeln Partien stammt zum größten Teil von Exogyren.



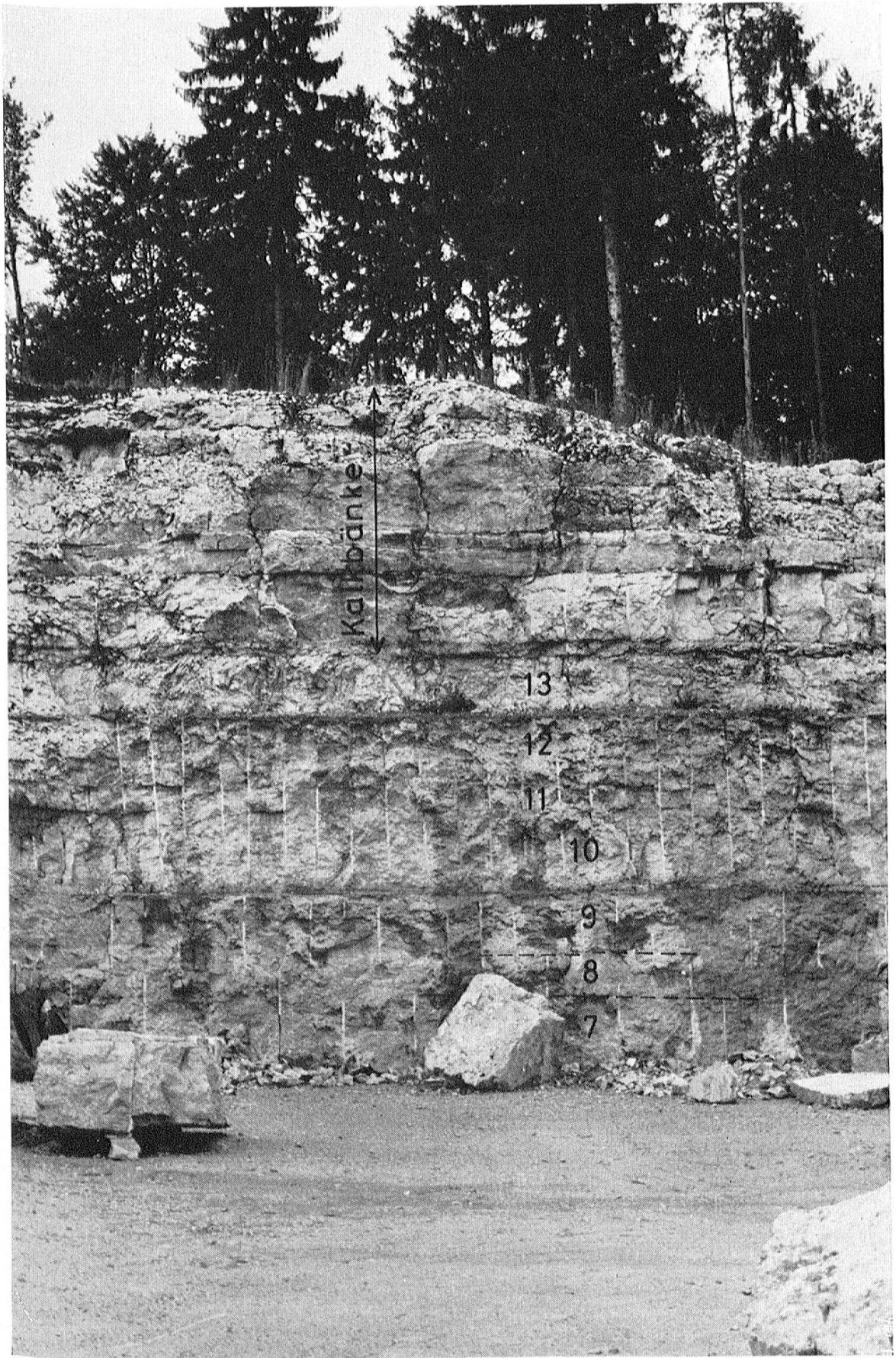
Tafel 14

Peel. Vergrößerung: 20×. Twannbachformation, «Portlandien». Steinbruch in Reuchenette, 585.730/226.470 (vgl. Fig.6, Banknummer 1). Dichter, kryptokristalliner Kalk mit Schalen und Schalentrümmern von *Exogyra praevirgula*. Gesteinstyp: IIb.



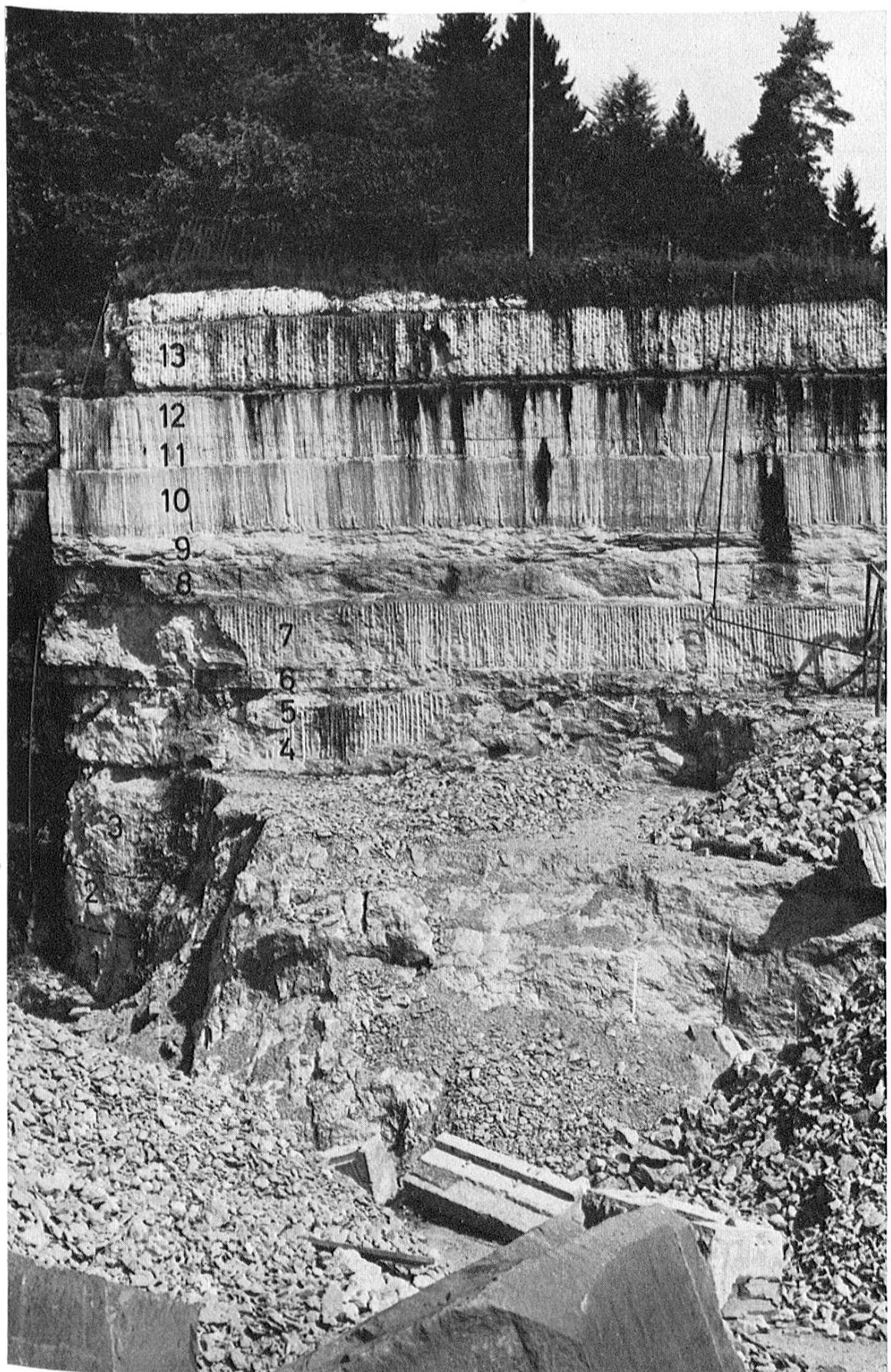
Tafel 15

Steinbruch Bargetzi (bei der Kreuzenkirche) 607.150/230.000. Oberer Teil des Schichtkomplexes der Solothurner Schildkrötenkalke. Ansicht des östlichen Teils des Steinbruchs, Zustand im Sommer 1961. Da die Bänke an dieser Stelle nicht einzeln abgebaut wurden, sind die Bankgrenzen oft nur undeutlich zu erkennen. Die Zahlen beziehen sich auf Fig. 13.



Tafel 16

Steinbruch Biberstein, 607.865/230.115. Typusprofil der Solothurner Schildkrötenkalke im Nordteil des Steinbruchareals. Zustand im Sommer 1961. Die Zahlen beziehen sich auf Fig. 13.



Tafel 17

Fig. 1

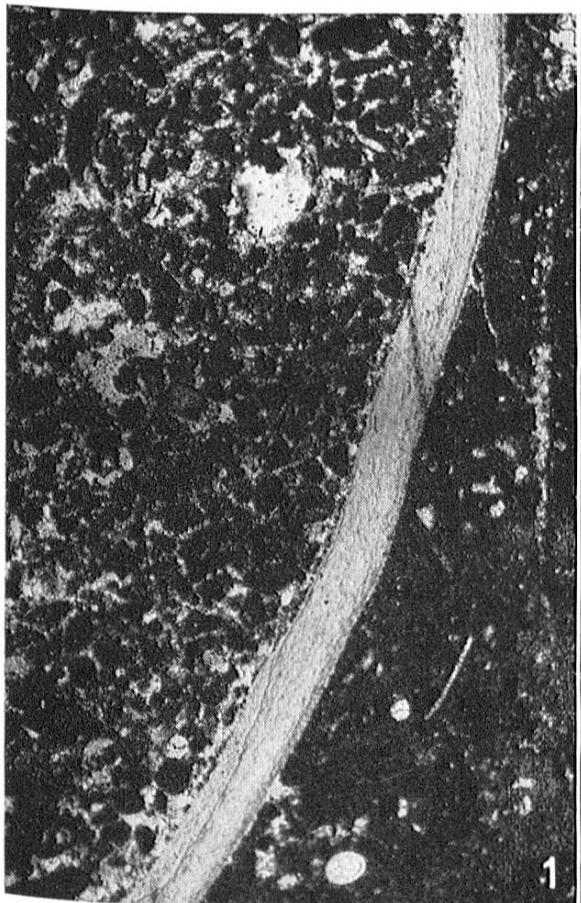
Dünnschliff. Vergrößerung: etwa $20 \times$. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115). Obere Werkbank, Fig.13, Banknummer 13. Stellenweise schwach rekristallisierte sparitische Grundmasse mit Pellets innerhalb eines durch eine Bivalve gebildeten Hohlraumes. Zoogener Detritus ist nur in relativ kleinen Mengen vorhanden. Gesteinstyp: IIp/(b) bis Ip.

Fig. 2

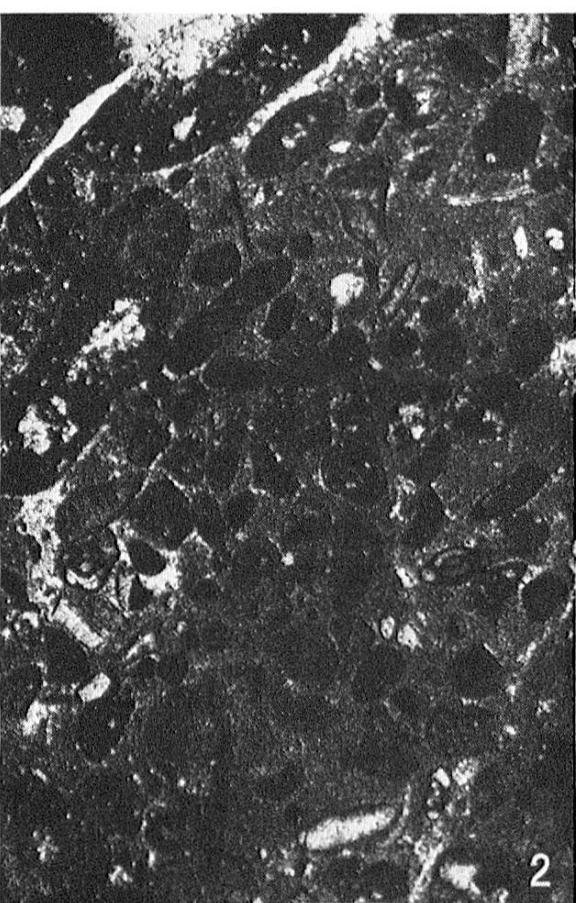
Dünnschliff. Vergrößerung: etwa $20 \times$. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115). Obere Werkbank, Fig.13, Banknummer 13. Kalkarenit mit kryptokristalliner Grundmasse. Komponenten meist mit guter Rundung, ohne Sortierung, vereinzelte Milioliden. Gesteinstyp: III.

Fig. 3

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa $20 \times$. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115). Dreischülige Bank, Fig.13, Banknummer 12. Im allgemeinen kryptokristalline Grundmasse mit schwachen Rekristallisationserscheinungen. Wenige Kalksandkomponenten. Die mit tonigem Material ausgefüllten Fissuren erscheinen im Schliff als Leerstellen. Wenig sehr feiner zoogener Detritus. Gesteinstyp: IIb/i.



1



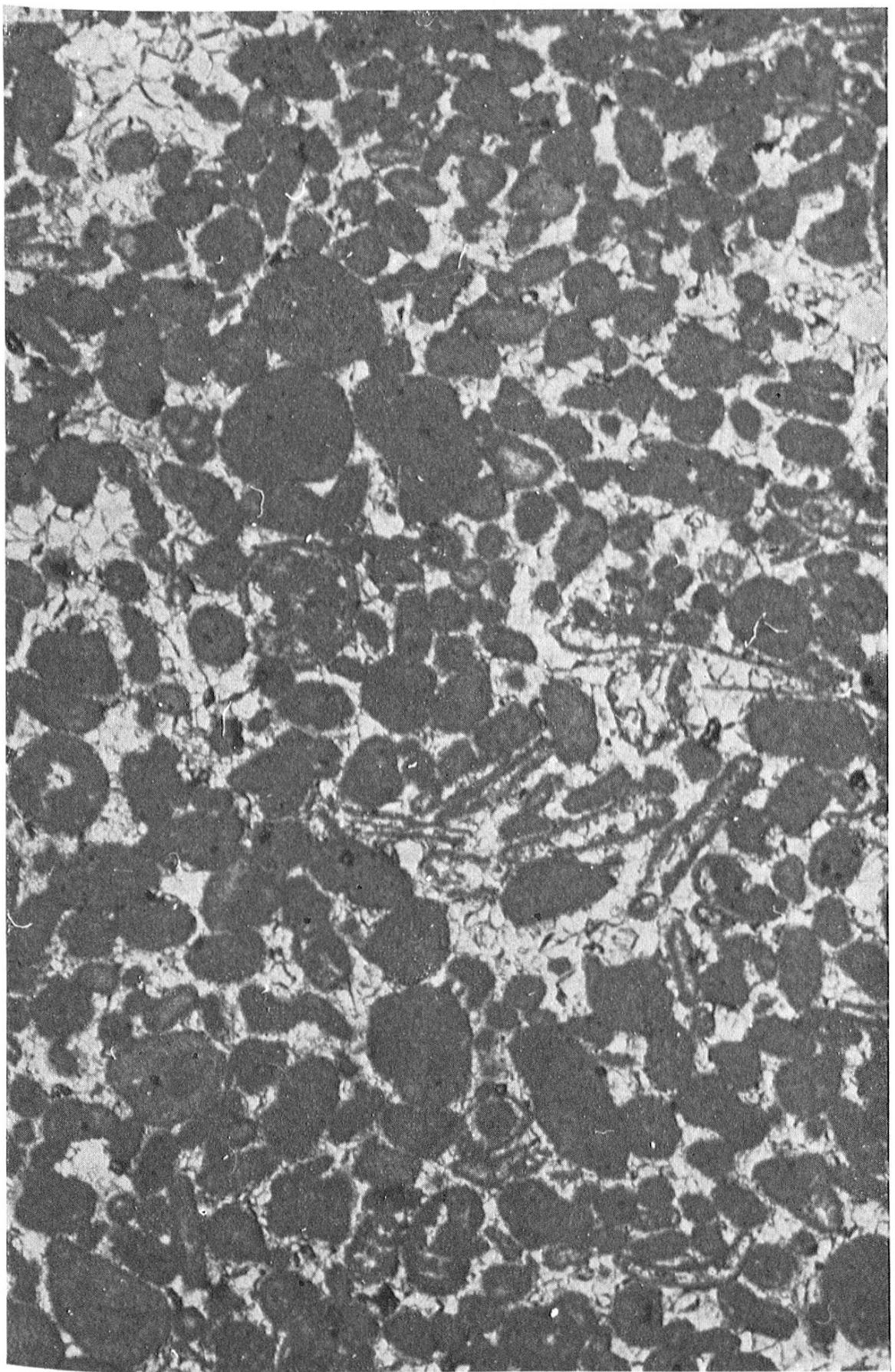
2



3

Tafel 18

Peel. Vergrößerung: 24×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115). Harte Platte, Fig.13, Banknummer 11. Kalkarenit mit vollkommen rekristallisierter, sparitischer Grundmasse. Die Komponenten weisen selten einen Durchmesser von mehr als 1 mm auf, sind gut gerundet, ohne Sortierung. Der ebenfalls rekristallisierte zoogene Detritus tritt anteilmäßig am Gesteinsaufbau zurück. Gesteinstyp: II.



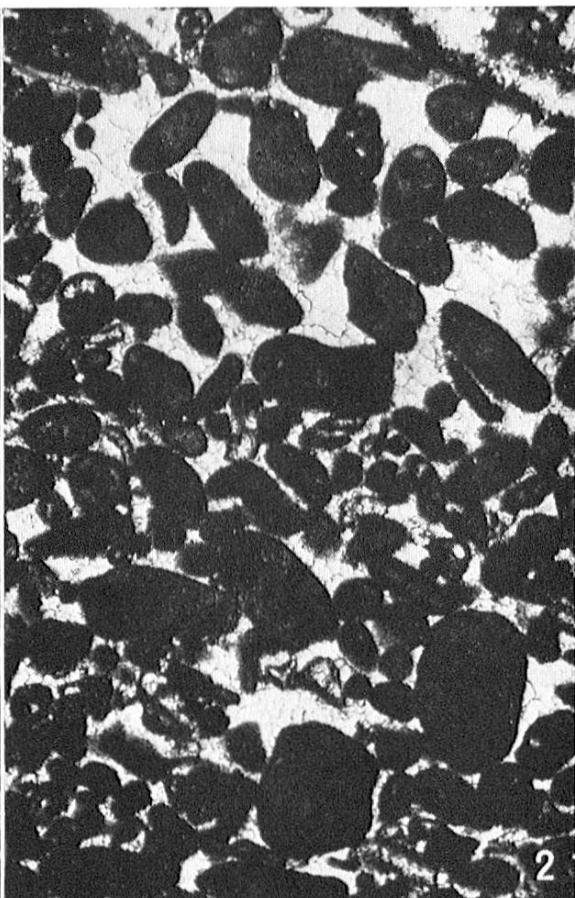
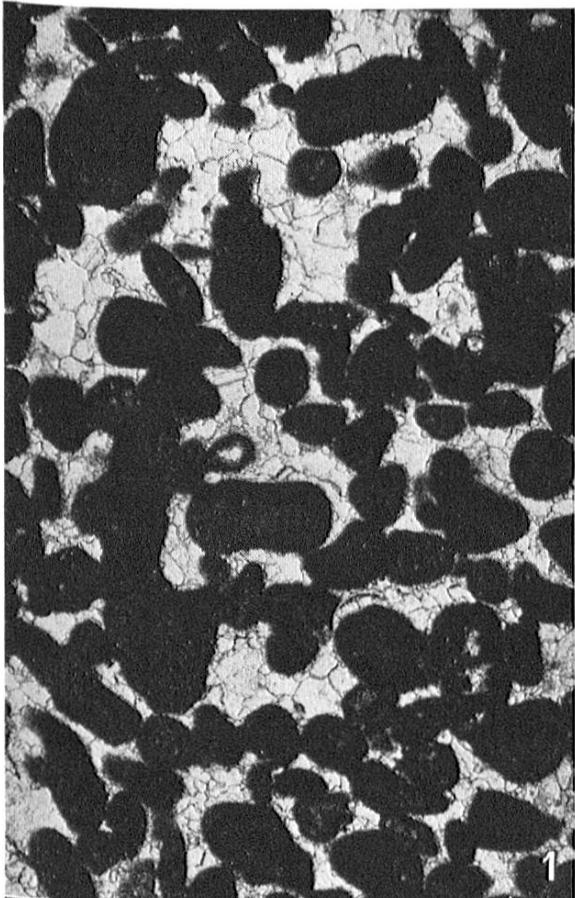
Tafel 19

Fig. 1 und 2

Dünnschliffe. Vergrößerung etwa $20 \times$. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115). Harte Platte, Fig. 13, Banknummer 11. Kalkarenit mit sparitischer Grundmasse und gut gerundeten Komponenten. In Fig. 2 zeigen sich ver einzelte fragliche Pellets. Die Komponenten sind nicht sortiert. Gesteinstyp: II/(p).

Fig. 3 und 4

Dünnschliffe. Vergrößerung etwa $20 \times$. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115). Vierschülige Bank, Fig. 13, Banknummer 10. Im allgemeinen kryptokristalline, stellenweise aber durch Rekristallisation vollkommen um gewandelte sparitische Grundmasse. Die meist gut gerundeten Komponenten zeigen weder Sortierung noch irgendwelche Einregelung und sind teilweise eben falls schwach rekristallisiert. Wenig zoogener Detritus. Gesteinstyp: III bis II/b.



Tafel 20

Fig. 1

Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115). Vierschülige Bank, Fig. 13, Banknummer 10. Frischer, senkrecht zur Bankung gesägter Block mit zahllosen Nerineen, zum Teil mit einer Länge von mehr als 20 cm. Die Streifung ist bedingt durch die Art des Sägens mittels Drahtseilen und Quarzsand (Richtung zur Basis der Bank: rechts).

Fig. 2

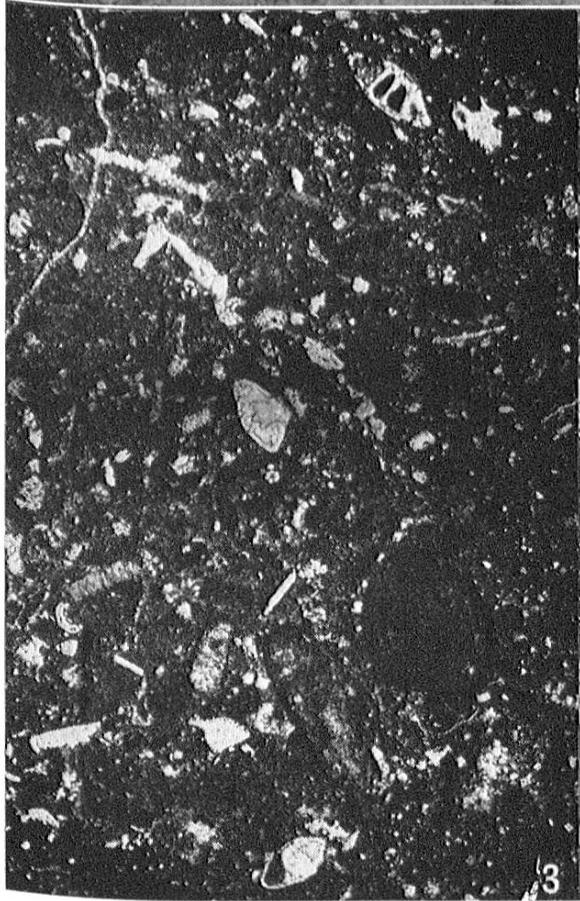
Dünnschliff. Vergrößerung: $20 \times$. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115) Rätschenbank, Fig. 13, Banknummer 9. Kalkarenit mit stellenweise etwas rekristallisierter Grundmasse. Durch die in einzelnen Partien vorhandene Einregelung der oft länglichen Komponenten wird eine gewisse Feinschichtung erkennbar (Richtung zur Basis der Bank: unten). Gesteinstyp: II.

Fig. 3

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa $20 \times$. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115). Rätschenbank, Fig. 13, Banknummer 9. Zoogen-detritischer Kalk mit kryptokristalliner Grundmasse. Die nicht näher bestimmmbaren Fossiltrümmer stammen von Bivalven, Echinodermen und Gastropoden und sind fast stets rekristallisiert. Gesteinstyp: IIb.

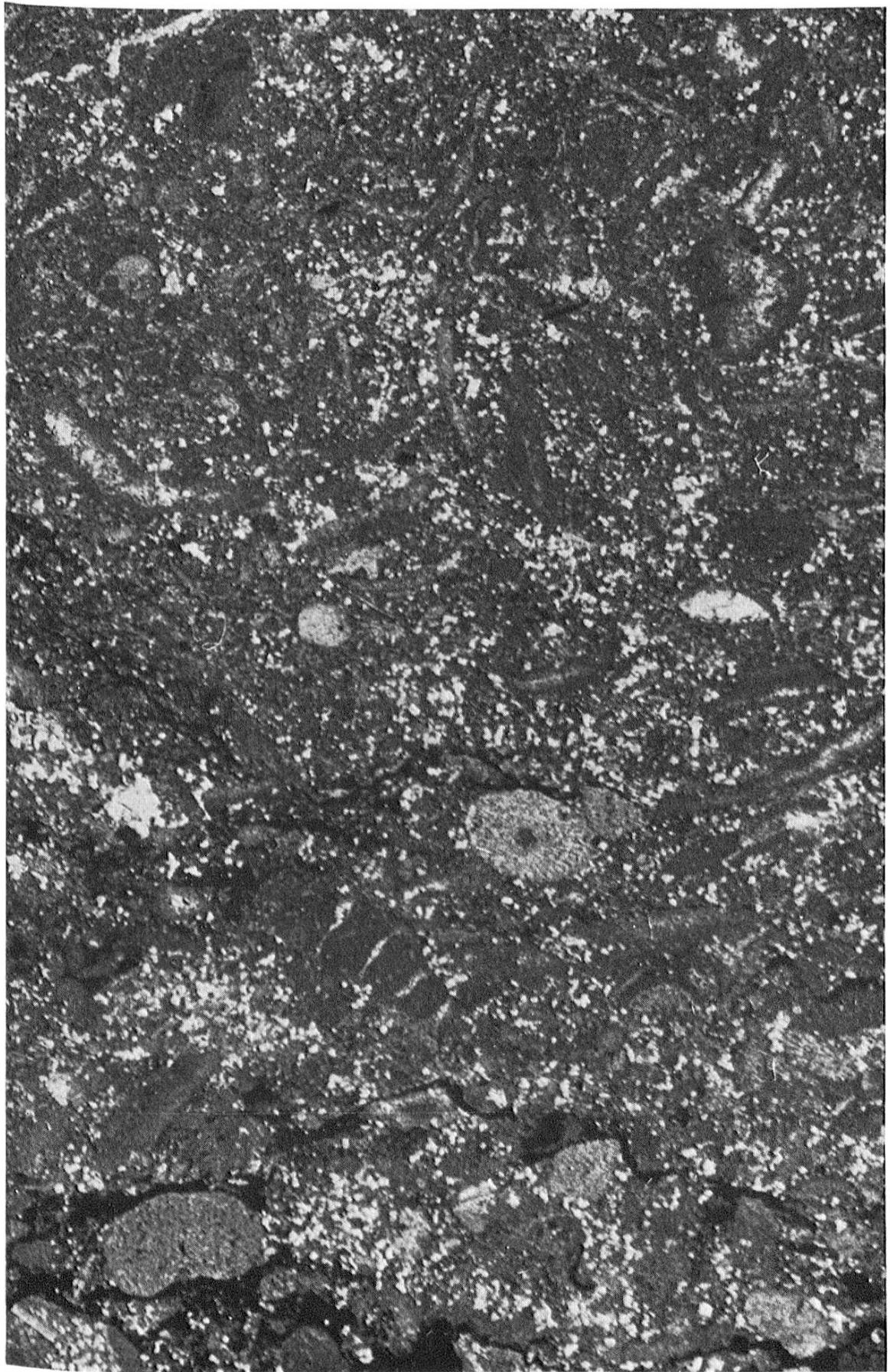
Fig. 4

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa $20 \times$. Schildkrötenkalke, Steinbruch St. Niklaus (608.075/230.430), Rätschenbank, Fig. 13, Banknummer 9. Undeutlich feingeschichteter zoogen-detritischer Kalk mit kryptokristalliner Grundmasse (Richtung zur Basis der Bank: links). Gesteinstyp: IIb.



Tafel 21

Peel. Vergrößerung: 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Rätschenbank, Fig. 13, Banknummer 9. Zoogen-detritischer, stellenweise schwach kalkarenitischer Kalk, mit schwach rekristallisierter Grundmasse. Der zoogene Detritus stammt fast ausschließlich von Echinodermen. Durch Einregelung der oft etwas länglichen Komponenten ist eine gewisse Feinschichtung erkennbar. Der Gesteinsverband (rechts im Bild) ist durch kleinere Fissuren, die mit merklichem Material angefüllt waren, ziemlich stark aufgelockert (Richtung zur Basis der Bank: unten). Gesteinstyp: IIb bis Ib.



Tafel 22

Fig. 1 und 2

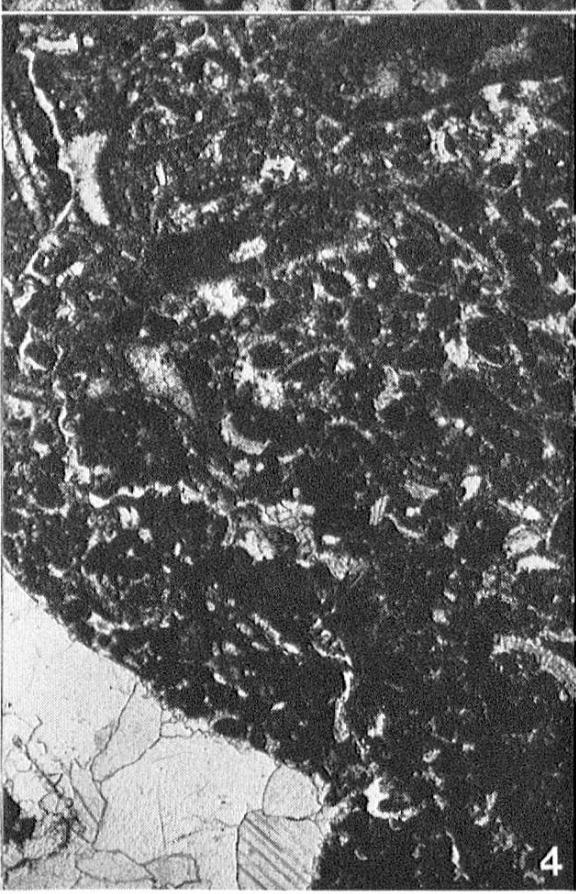
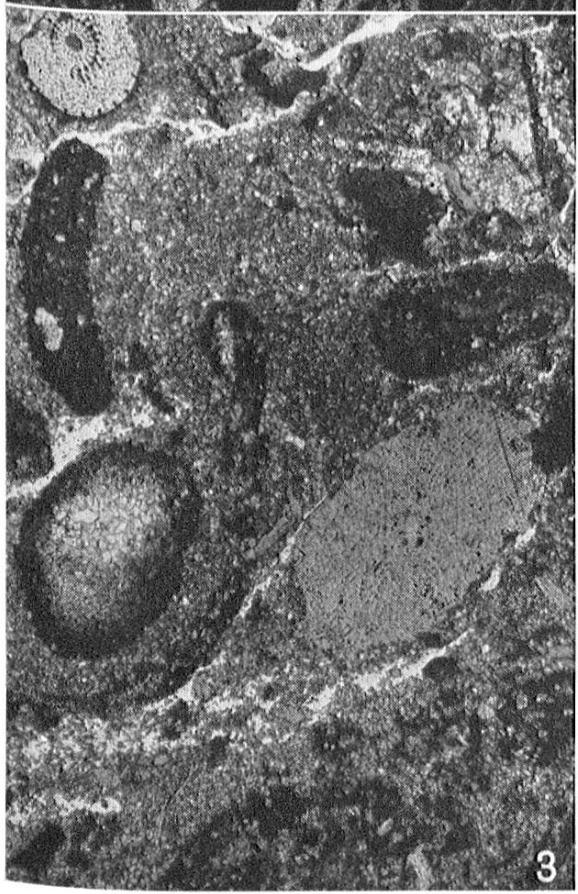
Dünnschliffe. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Milde Bank, Fig. 13, Banknummer 8. Sparitische, stark rekristallisierte Grundmasse mit deutlichen Druckzwillingen. Grober zoogener Detritus, vorwiegend von Echinodermen und Gastropoden. Durch die Rekristallisationsvorgänge wurde nicht nur die Grundmasse, sondern auch die Komponenten erfaßt. Gesteinstyp: Ib.

Fig. 3

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Schalenbank, Fig. 13, Banknummer 7. Oberste Partie der Bank mit vorwiegend kryptokristalliner Grundmasse und grobem zoogenem Detritus, vor allem von Echinodermen. Gesteinstyp: IIb.

Fig. 4

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Schalenbank, Fig. 13, Banknummer 7. In meist nur schwach rekristallisierter Grundmasse mit Pellets treten oft größere Kalziteinsprenglinge mit deutlichen Druckzwillingen auf. Der unbestimmbare zoogene Detritus tritt in dieser tiefer gelegenen Partie der Bank eher zurück. Gesteinstyp: IIp/b.



1

2

3

4

Tafel 23

Fig. 1

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Halbwilde Bank, Fig. 13, Banknummer 6. Oberste Partie der Bank mit sparitischer Grundmasse, Kalksandkomponenten, fraglichen Pellets und wenig zoogenem Detritus. Die Komponenten zeigen eine ausgesprochen schlechte Sortierung. Gesteinstyp: Ip/b eventuell Ii/b.

Fig. 2

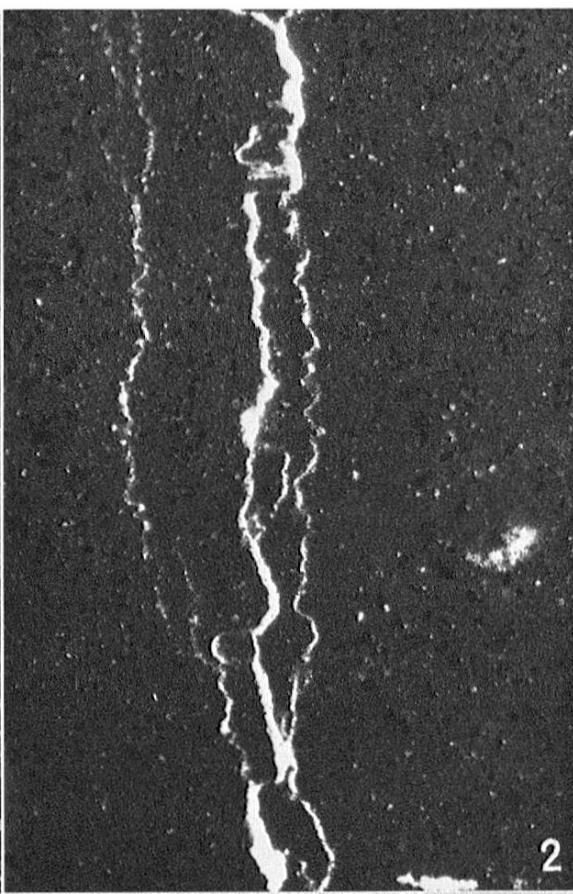
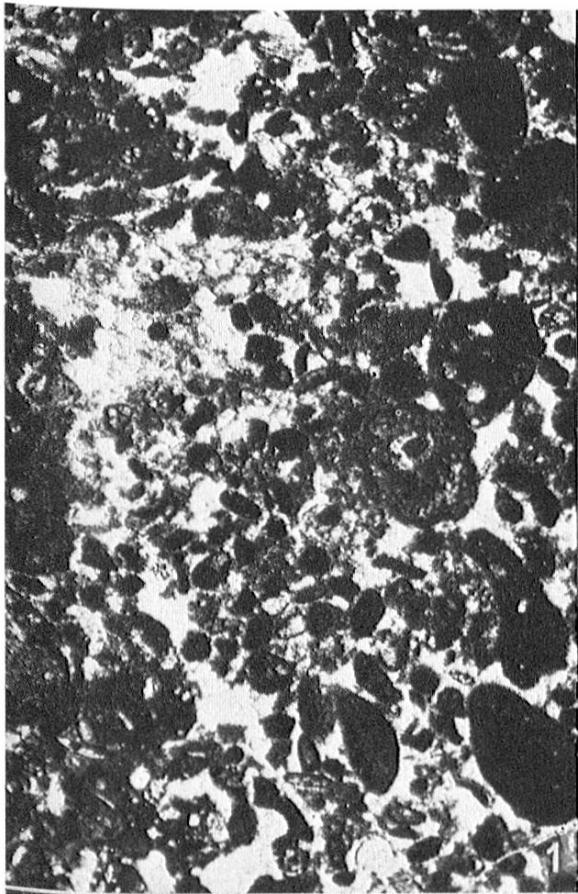
Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Halbwilde Bank, Fig. 13, Banknummer 6. Basis der Bank mit kryptokristalliner Grundmasse und fein verteilten, kleinen Pyritkristallen (Basis der Bank: rechts), Gesteinstyp: IIIm.

Fig. 3

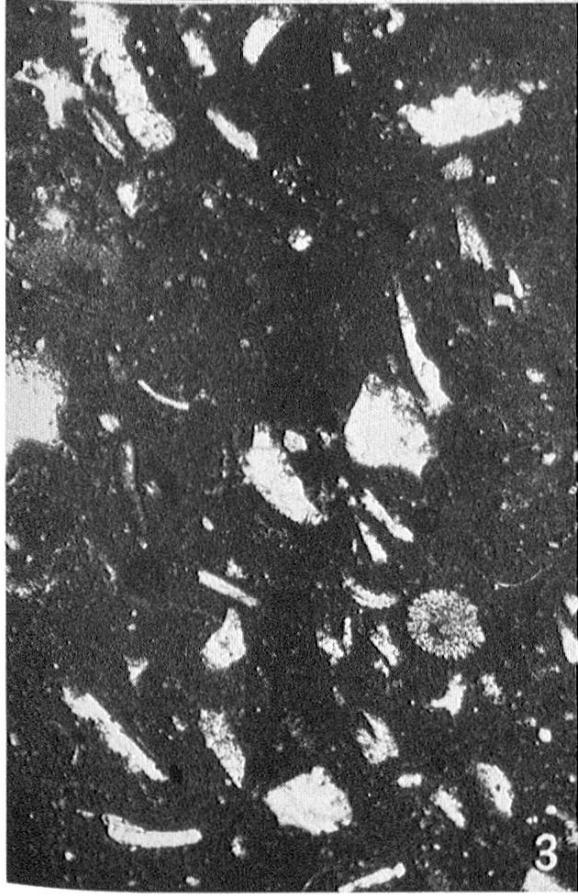
Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Untere Platte, Fig. 13, Banknummer 5. Kryptokristalliner Kalk mit zahlreichen Kalziteinsprenglingen, vermutlich zoogenen Ursprungs. Gesteinstyp: IIb oder IIImX.

Fig. 4

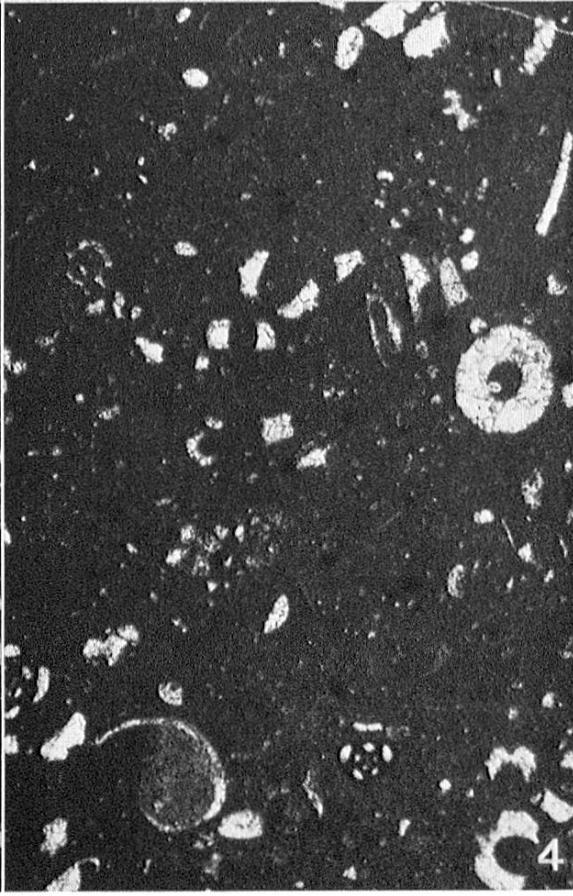
Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Untere Bank, Fig. 13, Banknummer 4. Zoogen-detritischer Kalk mit kryptokristalliner Grundmasse. Der zoogene, rekristallisierte Detritus dürfte zum Teil durch Fragmente des Organismus «C» gebildet sein. Daneben gut erhaltene Milioliden (*Quinqueloculina*). Gesteinstyp: IIb.



2



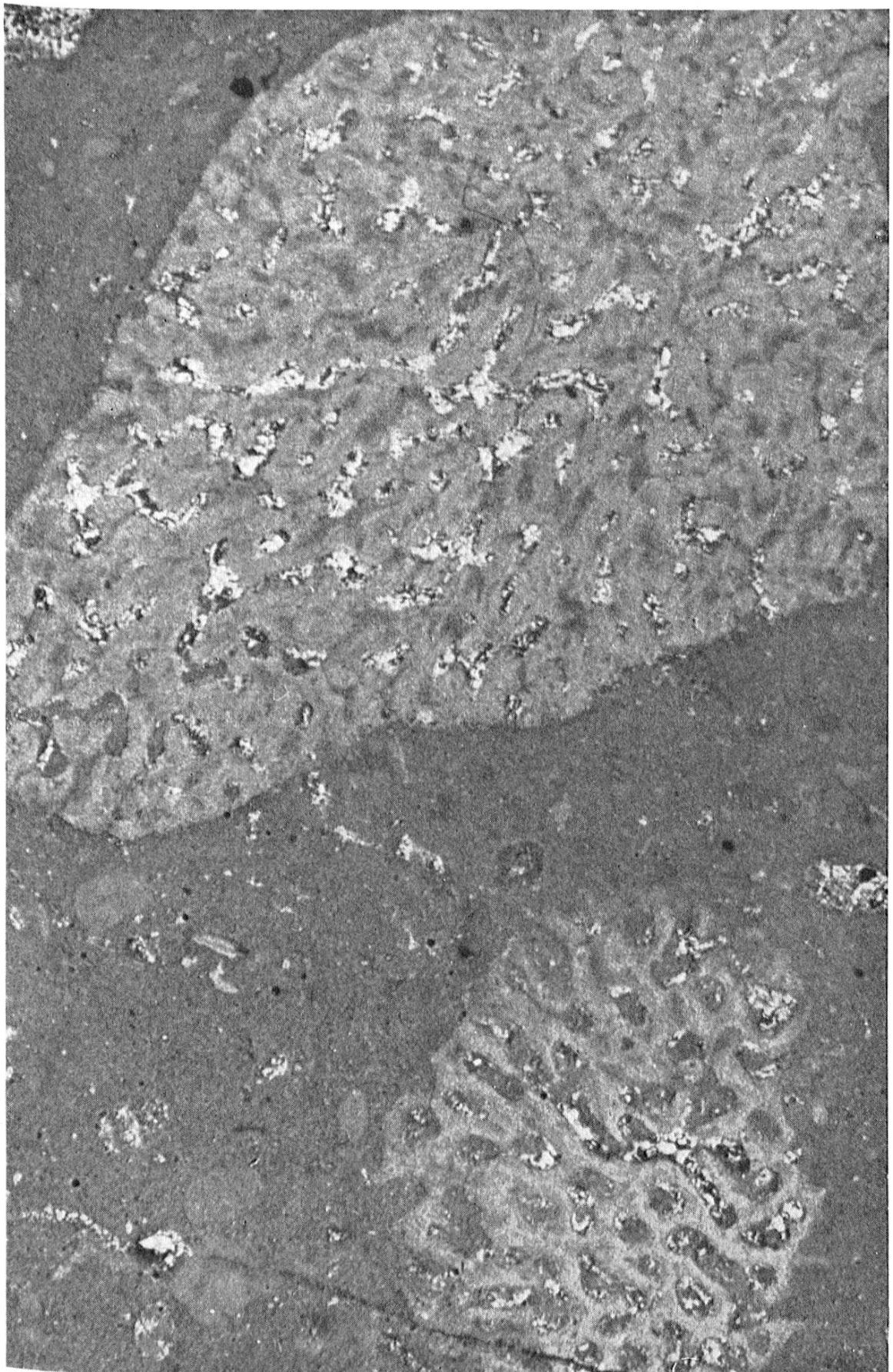
3



4

Tafel 24

Peel. Vergrößerung: etwa 20 × . Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865 / 230.115), Untere Bank, Fig. 13, Banknummer 4. *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907, in kryptokristalliner Grundmasse.



Tafel 25

Fig. 1

Dünnschliff, Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Untere Bank, Fig. 13, Banknummer 4. Einzelexemplar von *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907.

Fig. 2

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), «Kalkbänke», Hangendes der Oberen Werkbank, Fig. 13, Banknummer 13. Kalkarenit mit kryptokristalliner Grundmasse und wenig zoogenem Detritus. Gesteinstyp: III.

Fig. 3

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 20×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Bargetzi (607.150/230.000), «Kalkbänke», oberste Partie (vgl. Tafel 15). Kryptokristalliner Kalk mit vereinzelten Kalziteinsprenglingen und sehr wenig zoogenem Detritus. Gesteinstyp: IIIm bis IIImX.

Fig. 4

Dünnschliff. Vergrößerung: etwa 4×. Schildkrötenkalke, Steinbruch Biberstein (607.865/230.115), Liegendes der Unteren Bank, Fig. 13, Banknummer 3. Zoogen-detritischer Kalk mit Fragmenten von Organismus «C», FAVRE, 1927. In der oberen Hälfte rechts ein (?Längs-)Schnitt von Organismus «C». Gesteinstyp: IIb.

