Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 56 (1963)
Heft: 1

Artikel: Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone)

Autor: Boller, Klaus

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163029

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: 05.10.2025

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

Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone)

Von **Klaus Boller** (Zürich)

Mit 12 Textfiguren und 2 Tafeln (I und II)

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 16

I. Einleitung 17
1. Der Begriff «Neocom» 17
2. Geographisch-tektonischer Überblick 17
3. Bisherige Untersuchungen in der Unterkreide der Klippendecke 17
4. Problemstellung 21
5. Bemerkungen zu den Detailprofilen 22

II. Lithologie 23
1. Kalke 23
A. Autochthone Kalke 23
a) Pelagische Kalke 23
b) Kalke mit structure grumeleuse 25
c) Autochthon-onkolithische Kalke 25
B. Detritische Kalke 26
a) Komponenten 27
b) Strukturen 28
c) Genese 30
2. Silexbildungen 31

III. Bemerkungen zu einigen pelagischen Organismen 33
1. Tintinniden 33
A. Systematische Beschreibung 34
a) Genus *Calpionella* Lorenz 1901 34
b) Genus *Calpionellites* Colom 1948 37
c) Genus *Tintinnopsella* Colom 1948 38
d) Genus *Amphorellina* Colom 1948 42
e) Genus *Salpingellina* Colom 1948 43
B. Abfolge der Tintinnidenfaunen in der Klippendecke 43
C. Stratigraphische Einordnung der Tintinnidenfaunen im Helvetikum und Ultrahelvetikum 44
D. Stratigraphische Verbreitung der Tintinniden in den Schweizer Alpen . . . 47
E. Bisherige Untersuchungen der stratigraphischen Verbreitung der Tintinniden und Vergleiche mit unseren Resultaten 48
2. *Saccocoma* Agassiz 50
3. *Globochaete alpina* Lombard 51
4. Globigerinen 51
5. *Nannoconus* Kamptner 53

IV. Detailstratigraphie 54
1. Das Neocom in den Médianes plastiques der Westschweiz 54
A. Tektonischer Überblick und Zoneneinteilung 54
B. Zone 1 55
C. Zone 2 59
D. Zone 3 65
E. Zone 4 66
F. Zone 5 71
G. Zone 6 73
H. Zone 7 76
2. Das Neocom der Zentralschweizerischen Klippen und der Versuch seiner Einordnung in die Facieszonen der Préalpes médianes 76
3. Vergleichsprofile im Chablais 80
4. Die Brachiopodenschichten der Tour d'Aï-Region 82
V. Zusammenfassung und paläogeographische Betrachtungen 85
1. Die Malm-Kreide-Grenze in den Médianes plastiques 85
2. Der Südrand des Neocom 86
3. Hauptmasse und Obergrenze des Neocom 92
VI. Vergleiche mit benachbarten Gebieten und regionale paläogeographische Zusammenhänge 92
Résumé 95
Literaturverzeichnis 96

VORWORT

Anlässlich einer als Diplomarbeit an der ETH ausgeführten Kartierung der Klewenklippe gelangten wir zur Überzeugung, dass verschiedene Probleme im Neocom der Klippendecke noch genauer abgeklärt werden könnten.

Die hier vorliegende Arbeit wurde dann unter Leitung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY im Jahre 1959 in Angriff genommen. Ich bin meinem verehrten Lehrer für zahlreiche Hinweise und Ratschläge, sei es im Felde oder am Institut, sowie für das rege Interesse, das er meinen Studien stets entgegenbrachte, zu grossem Dank verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. W. LEUPOLD und Herrn Dr. R. HERB verdanke ich wertvolle Auskünfte und Anregungen, besonders mikropaläontologischer Natur.

Die Feldaufnahmen erstreckten sich auf die Sommermonate 1959 und 1960; im Jahre 1961 wurden noch einige ergänzende Begehungen und eine kurze Reise ins Chablais durchgeführt. Die Auswertung der Feldaufnahmen erfolgte am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich, wo auch die Handstück- und Dünnschliffsammlungen deponiert sind.

Den Herren Prof. Dr. R. STAUB †, Prof. Dr. A. GANSSER, Prof. Dr. R. TRÜMPY und Prof. Dr. W. LEUPOLD sei an dieser Stelle mein Dank ausgesprochen für ihre ausgezeichneten Einführungen in die Geologie, Stratigraphie und Mikropaläontologie.

Mit Herrn PD Dr. R. HANTKE und meinem ehemaligen Terrainnachbarn S. KAPPELER verbinden mich gemeinsame Tage im Felde und viele erspriessliche Diskussionen; ihnen, wie auch allen andern Institutskameraden, gilt mein Dank.

Den Präparatoren unseres Institutes, den Herren G. RÜFENACHT und M. ZUBER, bin ich verpflichtet für die Anfertigung eines Grossteils der Dünnschliffe.

Ganz besonders herzlich aber danke ich meinen Eltern, die mir dieses schöne Studium ermöglicht haben.

I. Einleitung

1. DER BEGRIFF «NEOCOM»

In einer zusammenfassenden Studie legen R. Rutsch und R. Bertschy (1955) dar, dass der Begriff «Neocom» – eingeführt von J. Thurmann (1835) – in sehr verschiedener Weise aufgefasst worden ist und daher in der chronostratigraphischen Nomenklatur nur noch verwendet werden sollte, wenn durch eine Konvention eine einheitliche Definition geschaffen würde. Anderseits ist dieser Begriff seit langem in den Préalpes gebräuchlich, wo man als Neocom die Serie der dünnbankigen, zum Teil fleckigen, dichten Kalke mit Silexknollen bezeichnet, welche zwischen den dickbankigeren, körnigeren Malmkalken unten und den Couches rouges bzw. dem Complexe schisteux intermédiaire liegen. Neocom ist also in den Préalpes als lithostratigraphische Einheit, als «Formation» im angelsächsischen Sinn, aufzufassen; es besteht kein Grund, diesen in der Literatur fest verankerten Ausdruck fallen zu lassen. Altersmässig umfasst das Neocom der Préalpes meist die Stufen Berriasian bis und mit Barremian; namentlich die Untergrenze ist jedoch heterochron (s. S. 85).

2. GEOGRAPHISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Die noch erhaltenen Relikte der Klippendecke finden sich in vier Hauptgebieten: Savoyische Klippen, Chablais, Arc fribourgeois und Zentralschweizerische Klippen. Während erstere und letztere nur noch isolierte Erosionsreste mit schwer rekonstruierbaren tektonischen Zusammenhängen darstellen, sind die beiden Préalpenbogen des Chablais und der Westschweiz relativ einfach aufgebaut: der nördliche Bereich – Médianes plastiques – zeigt Faltenbau mit mehr oder weniger durchziehenden Antiklinalen und Synklinalen; im Südabschnitt – Médianes rigides – überwiegen von Brüchen durchsetzte starre Platten.

Die Neocomvorkommen beschränken sich auf die Médianes plastiques nördlich der Gastlosenzone[1]); für die Region der Tour d'Aï war die Frage des Auftretens von Unterkreide noch genauer abzuklären. Unsere Untersuchungen galten hauptsächlich dem Neocom in der Westschweiz, daneben haben wir auch an einigen Klippen Profile aufgenommen und eine kurze Begehung im Chablais durchgeführt. Sämtliche verwendete Lokalnamen beziehen sich, wenn nicht etwas anderes vermerkt ist, auf die Landeskarte der Schweiz 1:50 000.

3. BISHERIGE UNTERSUCHUNGEN IN DER UNTERKREIDE DER KLIPPENDECKE

Die erste umfassende Beschreibung der romanischen Voralpen stammt von B. Studer (1834). Unter dem Titel «Stockhornkalk» schreibt dieser Forscher (pp. 335–338): «... bildet die Hauptmasse dieser Gebirge, und alle oberen Kämme

[1]) Obwohl in den Gastlosen das Neocom fehlt und der Dogger in Mytilusfacies ausgebildet ist, dürften sie infolge ihrer Abscherung auf den Mergeln der Ober-Trias doch eher zu den Médianes plastiques zu stellen sein (entsprechend M. Lugeon & E. Gagnebin (1941), im Gegensatz zu J. Tercier (1952)).

und höheren Felsstöcke, so wie die mittäglichen Gehänge und Ketten bestehen, mit geringen Ausnahmen, nur aus diesem Gestein.» Im Detail charakterisiert STUDER den Stockhornkalk als deutlich und dünn geschichtetes, meist etwas toniges, im Bruch fleckiges Gestein mit viel Hornstein und fein gezähnten Tonblättern. Diese Handstück-Beschreibung passt genau auf das Neocom; die oben zitierten Angaben über die Verbreitung sprechen hingegen weit eher für Malm. Als Alter gibt STUDER Coral-rag (rezifales oberes Oxfordian) an.

Auf Grund von Fossilfunden in dieser Formation, u.a. am Gantrisch durch C. BRUNNER-VON WATTENWYL (1857), präzisiert B. STUDER (1853), dass ein grösserer Teil des Stockhornkalkes als Unterkreide betrachtet werden müsse. Es scheint, dass STUDER damals zuerst unter dem Begriff Stockhornkalk Malm und Neocom zusammenfasst, ohne jedoch die lithologische Ausbildung des Malm zu beschreiben. Dieser unpräzise, zu Verwechslungen Anlass bietende Namen wurde in der Folge fallengelassen.

1872 unterscheidet aber STUDER Malmkalk und Neocomkalk schon deutlicher: «Einen ganz anderen Gesteinscharakter (als im Helvetikum) zeigt das Neocomien in den Gebirgen des Stockhorns und der Freiburger Alpen. Er zeigt sich als ein reiner, dichter Kalkstein, mit muscheligem Bruch, grau mit dunkelgrauen Flecken, dünngeschichtet, lithographischem Kalk ähnlich. Die Formation bildet vorherrschend, mit steiler Schichtstellung, die inneren und höheren Teile des Gebirges, mulden- oder fächerförmig zwischen jurassische Kalksteine eingeschlossen.»

Zahlreiche Forscher, so u.a. V. GILLIÉRON (1870), E. FAVRE (1870), E. FAVRE & H. SCHARDT (1887), machen weitere Fossilfundstellen im Neocom ausfindig und stellen dessen regionale Verbreitung genauer fest; sie betonen gleichzeitig die Schwierigkeit, die Unterkreide weiter zu gliedern sowie sie vom Malm abzugrenzen; als sicheres Neocom können die dünnbankigen, dichten, gefleckten Kalke («Neocom-Fleckenkalke» oder «Fleckenkalke») angesprochen werden.

Eine vorzügliche Zusammenfassung der älteren Beschreibung gibt A. JEANNET (1918); es sei deshalb für einen vollständigen Überblick über die früheren Arbeiten auf dieses Werk verwiesen. Er unterscheidet zwei Ausbildungen des Neocom: die dichten Fleckenkalke der Aptychenfacies im Norden und die spätigen oder oolithischen Brachiopodenschichten der Tour d'Aï. Die Grenze zwischen diesen beiden Typen liegt am Malatraix, kann aber infolge lückenhafter Aufschlüsse nicht näher untersucht werden. In einem Profil vom SE-Abhang der Pointe d'Aveneyre erwähnt JEANNET, dass die Basis des Neocom der N-Facies oft feinbrecciös ausgebildet sein kann und dass nach der Hauptmasse der Fleckenkalke graue, mergelige, plattige Kalke mit Aptychen und Belemniten folgen. Die Brachiopodenschichten führen eine Makrofauna des Berriasian, allerdings mit Anklängen an Tithon. Ihre neritische Facies führt JEANNET dazu, das Fehlen des Neocom in den südlichen Préalpes durch Emersion während der Unterkreide und nicht durch Abtrag der Formation vor der Transgression der Couches rouges zu erklären.

Einen bestechenden Überblick über Tektonik und Faciesverhältnisse der gesamten Préalpes gibt A. JEANNET (1922) in seinem Artikel «Préalpes und Klippen» in A. HEIM: Geologie der Schweiz. Er erwähnt u.a., dass im obersten Neocom an vielen Stellen dunkle, kohlige Mergelschiefer vorherrschen.

In den folgenden Jahren erscheinen zahlreiche Publikationen aus dem Gebiet der Médianes plastiques: G. HENNY (1918), C. C. MAUVE (1921), T. V. CHASSÉ (1924), W. À WENGEN (1924), P. BIERI (1925), C. REVERTERA (1926), J. P. SCHUHMACHER (1926) sowie die Karten Montreux-Moléson (E. GAGNEBIN, 1925) und Thun-Stockhorn (P. BECK & E. GERBER, 1925). In allen diesen Studien werden hauptsächlich die Lokaltektonik und die Stratigraphie der Formationen mit hervortretenden Sedimentationsmerkmalen (Lias, Dogger) eingehender beschrieben. Für das Neocom ergeben sich folgende neue Tatsachen: BECK scheidet an der Basis der Couches rouges der nördlichen Heitizone einen Spatkalk aus. Die Übergangsschichten zur Kreide (vorw. Tithon) werden von BIERI als «Kummlischichten» bezeichnet; man vermisst allerdings eine genauere Definition dieses Namens.

Auch die Klippen der Zentralschweiz werden zu dieser Zeit eingehender untersucht: P. CHRIST (1920), Stanserhorn; G.L. SMIT SIBINGA (1921), Mythen und Rothenfluh; L. VONDERSCHMITT (1923), Giswiler Klippen; H. KNECHT (1925), Buochserhorn-Musenalp und R. MÄRKY (1926), Klewenalp. Unser Problem – das Vorkommen von Neocom wurde hier erstmals erkannt von A. TOBLER (1899) – wird auch in diesen Arbeiten nur am Rande gestreift, wobei immerhin festzuhalten ist, dass Neocom in Fleckenkalkfacies auf allen Klippen mit Ausnahme der Mythen und der eigentlichen Giswilerstöcke auftritt. Bei der Kartierung legen alle diese Autoren die Malm-Kreide-Grenze dort, wo die Kalke dünnbankig und fleckig und die Silexkonkretionen häufig werden.

B. TSCHACHTLI (1941) beobachtet an der Plagersfluh (Jaunpass) eine Transgression von cenomanen Couches rouges auf eine karrige Malmoberfläche.

Einer Studie von K. BERLIAT (1942) kann entnommen werden, dass mindestens ein Teil der Brachiopodenschichten der Tour d'Aï auf Grund der Globotruncanen-Fauna ins Cenomanian gestellt werden muss.

Dies wird auch von F. DELANY (1948) bestätigt. Die Autorin findet im Innern der meisten Brachiopoden eine Matrix mit cenomanen Globotruncanen. Auch in den meisten übrigen Gebieten der Préalpes médianes kann die Transgression der Couches rouges auf Grund von basalen *Globotruncana appenninica* ins Cenomanian gestellt werden. Ch. SCHWARTZ-CHENEVART (1945) stellt im Gebiet der Hochmatt an der Basis des Neocom Rekurrenzen der Malmfacies fest, indem mehrere Bänke spätigen Kalkes im hellen, dichten Kalk eingeschaltet sind. Calpionellen, *Coscinoconus alpinus* und *Clypeina jurassica* werden im Tithon und Infravalanginian beobachtet. Er erwähnt auch, dass der eigentliche Fleckenkalk erst im oberen Teil des Neocom, verbunden mit dunklen Mergeln, auftritt. Für die schwarzen Schiefer und Kalke, die zwischen dem typischen Fleckenkalk und den eigentlichen Couches rouges eingeschaltet sind, prägt dieser Autor den Namen «Complexe schisteux intermédiaire».

In seiner eingehenden Untersuchung des Klippenmalm behandelt H. WEISS (1949) auch das Problem der Malm-Kreide-Grenze. Seine Profile in der Aussenzone und im nördlichen Teil der Zwischenzone reichen meist bis ins Neocom hinauf, in den südlicheren Regionen wird stets der Couches rouges-Transgression Aufmerksamkeit geschenkt. WEISS konstatiert, dass die Calpionellen erst über der auf das Untertithon beschränkten *Clypeina jurassica* einsetzen; er führt die diesem Befund widersprechenden Beobachtungen von SCHWARTZ-CHENEVART darauf zurück, dass dieser

Autor Clypeinenbreccie und Übergangsbreccie stellenweise miteinander verwechselt haben dürfte. In der Aussenzone stellt WEISS die Übergangsbreccien, sofern sie vorhanden, an die Malm-Kreide-Grenze. Die wenig mächtigen, meist spätigen Ablagerungen, die sich in der nördlichen Heitizone zwischen sicherem Malm und Couches rouges einschalten, werden als mit der Basis der Couches rouges über den Komplex Malm-Neocombasis transgredierendes Schichtglied aufgefasst. Das Alter der basalen Transgressionsschicht der Couches rouges in der Innenzone wird als von Cenomanian bis Turonian variierend angegeben. Auf die Diskussionen der Faciesverteilung und der Ablagerungsverhältnisse werden wir an anderer Stelle eintreten.

Nach W. WEGMÜLLER (1953) erfolgt die Couches rouges-Transgression in den östlichen Médianes rigides an der Wende Cenomanian/Turonian; Basisbreccien sind selten.

Eine neue Reihe von regionalen Untersuchungen in den Médianes plastiques umfasst die Arbeiten von M. CHATTON (1947), G. FAVRE (1952), L. PUGIN (1952), J. SPOORENBERG (1952), R. UMIKER (1952), E. TWERENBOLD (1955), G. NICOL (1956), O. LIENERT (1958) sowie J. VON DER WEID (1961). Eingehender befassen sich die folgenden Autoren mit unserem Problem:

FAVRE führt eine Reihe von Fossilfundstellen in der Greyerzermulde an, welche Hauterivian- und Barremianfaunen lieferten.

Ein schlecht erhaltenes Exemplar eines *Acanthoceras* sp. (Albian-Turonian) veranlasst SPOORENBERG zur Vermutung, die mittlere Kreide könnte in der Region von Château d'Oex ebenfalls noch in Fleckenkalkfacies ausgebildet sein. Es sei vorweggenommen, dass ein Dünnschliff durch dieses Exemplar, das uns zu diesem Zweck freundlicherweise überlassen wurde, *Amphorellina subacuta* COLOM und *Salpingellina levantina* COLOM enthält, eine ins Hauterivian weisende Mikrofauna. Bei dem fraglichen Exemplar dürfte es sich um ein Bruchstück eines Crioceraten aus der Gruppe des *C. emerici* D'ORB. im weitesten Sinne handeln, was mit der Mikrofauna im Einklang stehen würde.

UMIKER berücksichtigt bei seinen Untersuchungen in der westlichen Stockhornkette speziell die Kreidestratigraphie. Wie WEISS lässt auch dieser Autor die Malm-Kreide-Grenze mit einer Echinodermenbreccie zusammenfallen. Die Hauptmasse des Neocom kann von UMIKER von unten nach oben in drei Serien gegliedert werden:

1. Dünnbankige, helle, im N meist dichte, im S öfters körnige Kalke mit Calpionellen sowie mit Silex und einzelnen Mergelzwischenlagen.
2. Ähnliche Kalke wie 1, jedoch ohne Calpionellen.
3. Dunklere, dichte Fleckenkalke mit Tonschieferzwischenlagen.

Von N nach S kann eine Zunahme des detritischen Materials festgestellt werden. Die Zwischenschichten im S-Schenkel der Flyschmulde werden von UMIKER als Neocom in veränderter Lithofacies betrachtet.

PUGIN erwähnt auffallend limonitreiche Partien im oberen Neocom der Greyerzermulde und stellt in Profilen der Obergrenze in den tiefsten Horizonten des Complexe schisteux intermédiaire kleine Globigerinen fest.

NICOL beschreibt Faunenbilder aus den Calpionellenkalken am Krinnli.

Die Mitteilung von LIENERT ist hauptsächlich der Festlegung der Couches rouges-Transgression an den Mythen gewidmet, wo auf kurze Distanz ein Variieren des

Einsetzens der Kreide vom unteren Cenomanian bis zum mittleren Turonian konstatiert werden kann.

Es bleibt VON DER WEID vorbehalten, die Lage der Malm-Kreide-Grenze erstmals mit Hilfe von verschiedenen Tintinnidenarten zu präzisieren, wobei er die Kreide mit dem Einsetzen von *Tintinnopsella carpathica* (MURG & FIL.) und dem Verschwinden von *Tintinnopsella* sp. nov. ALLEMANN beginnen lässt. In der Hauptmasse des Neocom des Moléson kann der Autor zwei Niveaux unterscheiden: dichte, helle Tintinnidenkalke werden überlagert von dunkleren, fleckigen Kalken mit mergeligen Zwischenlagen.

Der Fund von Peregrinellen – einer in den Préalpes bisher unbekannten Brachiopoden-Gattung – im Blockschutt der Musenalp, ist u.a. Gegenstand einer Studie R. TRÜMPYS (1957a). Die von uns in einem Schliff durch ein Stück aus der Belegsammlung TRÜMPYS bestimmte Tintinnidenfauna weist ins obere Berriasian, eventuell untere Valanginian (*C. darderi*, *T. carpathica*, *T. longa*, *T. oblonga*), sodass also *Peregrinella peregrina subsilvana* TRÜMPY älter ist als die spezialisiertere *P. peregrina peregrina* (VON BUCH) des Hauterivian.

Der Complexe schisteux intermédiaire der Greyerzermulde fand seine detailliertere Untersuchung durch J. KLAUS (1960). Er kommt zum Schluss, dass zwischen dem Neocom und dem Complexe schisteux intermédiaire keine Schichtlücke angenommen werden muss, dass hingegen das Aptian eventuell tektonisch ausgewalzt sein könnte. Mit Sicherheit wird Albian, Cenomanian und unteres Turonian festgestellt.

4. PROBLEMSTELLUNG

Aus dem historischen Überblick geht hervor, dass das Problem der Malm-Kreide-Grenze noch nicht vollständig abgeklärt ist. Sowohl der Übergang in die dünnbankigen und fleckigen Kalke, als auch die Grenzbreccien wurden ohne sicheren paläontologischen Beweis als Beginn des Neocom aufgefasst. Es galt zu untersuchen, ob mit verfeinerter Tintinniden-Stratigraphie diese Thesen gestützt werden können.

Die vertikale und horizontale Gliederung des scheinbar sehr eintönigen Neocom musste anhand der Tintinniden und der spärlichen übrigen Mikrofauna sowie den seltenen Ammoniten; ferner mit Hilfe der Verbreitung von verschiedenartigen Kalken, von Mergeln, Silices, detritischen Einschaltungen etc. versucht werden.

Auch das Studium der Sedimentationsverhältnisse eröffnete zahlreiche Probleme.

Die Obergrenze des Neocom – in der Greyerzermulde durch J. KLAUS (1960) bereits untersucht – war möglichst im ganzen Gebiet festzulegen.

Die Faciesveränderungen gegen Süden, sowie die Verhältnisse am Südrand der Neocomvorkommen (Brachiopodenschichten) bedurften noch genauerer Abklärung.

Die Zentralschweizerischen Klippen wurden mit in die Untersuchung einbezogen, um zu versuchen, sie anhand der Ausbildung des Neocom in die Faciesprovinzen der Klippendecke einzuordnen. Schliesslich sollten auf der Begehung im Chablais eventuelle Veränderungen gegen Westen wenigstens kursorisch festgehalten werden.

5. BEMERKUNGEN ZU DEN DETAILPROFILEN

Zur Lösung der oben umrissenen noch offenen Probleme musste danach getrachtet werden, möglichst viele durchgehende Detailprofile aufzunehmen. Dies wird bedeutend erschwert durch die Tatsache, dass das dünnbankige, im oberen Teil mit Mergelzwischenlagen versehene Neocom sehr zu Verfältelungen neigt, ganz im Gegensatz zum grobgebankten bis massigen Malm, dessen Tektonik sich hauptsächlich durch Brüche auszeichnet und weniger Umbiegungen zeigt. Es kann häufig beobachtet werden, dass Brüche, die den Malm versetzen, im Neocom in mit intensiver Kleinfältelung verbundene Flexuren aufgehen oder auch verfingern und sich verlieren. Andererseits können den Malm noch senkrecht durchschlagende Brüche im Neocom auch zu schichtparallelen Scherflächen werden. Solche Abscherungen halten sich hauptsächlich an drei Horizonte: an den Beginn der dünnbankigen Serien, an das erstmalige Auftreten von bedeutenderen Mergelzwischenlagen und an die Basis des Complexe schisteux intermédiaire oder der Couches rouges.

Eine weitere Erschwerung bei der Profilaufnahme sind die oft recht schlechten Aufschlussverhältnisse. Während der Malm den überwiegenden Teil der Felswände und damit das Gerüst des ganzen Gebirgszuges bildet, ist das Neocom häufig mit Weide oder Wald bedeckt. So kommt es, dass vielfach nur die basalen Schichten des Neocom noch zusammenhängend aufgeschlossen und relativ ungestört erhalten sind. In den höheren Partien, wo die Aufschlüsse lückenhaft werden, und wo daher der Einfluss der Verfältelungen oft nicht abzuschätzen ist, wird eine Profilaufnahme vielfach illusorisch.

Im Gebiet der Préalpes médianes der Westschweiz sowie in den Zentralschweizerischen Klippen haben wir rund 45 Detailprofile aufgenommen und bei zahlreichen Begehungen den Gesteinscharakter festgehalten. Die Handstückentnahme und damit die Anfertigung der Dünnschliffe richtete sich primär nach makroskopischen Verschiedenheiten; erst wo solche fehlten, wurde in regelmässigen Abständen eingesammelt. Dass dabei aus den lithologisch unterschiedlicheren Schichten an der Malm-Kreide-Grenze enger entnommen wurde, erwies sich als richtig, indem die höheren Partien auch mikropaläontologisch und mikrolithologisch viel weniger differenzierbar sind.

Die üblicherweise angewandte Art der Wiedergabe der Detailprofile – Aufzählung der einzelnen Schichtglieder – würde sich nur für die gut unterscheidbare Wechsellagerung von dichten und körnigen Kalken an der Malm-Kreide-Grenze eignen, während sie bei den allmählichen Übergängen in der Hauptmasse des Neocom zu grossen Willkürlichkeiten bezüglich der Abgrenzung der Schichten führen müsste. Da auch viele Gesteinscharakteristika und die überwiegende Mehrzahl der Leitfossilien nur mikroskopisch erkennbar sind, ist eine Aufzeichnung von – nach Facieszonen geordneten – Kolonnenprofilen zweckmässig, wobei sich der Leser anhand der in der jeweiligen Höhe der Probeentnahme angeschriebenen Handstück- und Schliffnummern selbst ein Bild von der Detailliertheit eines Profils machen kann. Die aufgeführten Fossilien beschränken sich grösstenteils auf Formen mit Leitwert; die Reihenfolge entspricht der Häufigkeit.

Die Detailprofile werden mit römischen, die Schichtnummern mit arabischen Zahlen versehen; stimmen mehrere Schliffe des gleichen Profils bezüglich Litholo-

gie und Fossilinhalt überein, werden keine neuen Schichtnummern, sondern Buchstaben verwendet.

II. Lithologie

1. KALKE

Das Neocom der Klippendecke besteht fast ausschliesslich aus Kalken. Die in den Detailprofilen stets wieder auftauchenden Gesteinstypen sollen vorerst charakterisiert werden. Bei der nachfolgenden Beschreibung der Kalke halten wir uns i.a. an die Klassifikation von F. J. PETTIJOHN (1957).

Für Schliffbeschreibungen werden Bezeichnungen verwendet, die nicht bereits für makroskopische Beschreibung reserviert sind, so dass also Adjektive wie dicht, körnig, spätig, etc. auf eine makroskopische, Wörter wie grumeleux, kristallinisch (Abk.: krist.), Onkoid, usw., automatisch auf eine mikroskopische Untersuchung hinweisen.

Für die Grundmasse der detritischen Kalke und für die autochthonen Kalke gelten die folgenden Korngrössenbezeichnungen:

mm	
	extrem grobkrist.
2,5	
	sehr grobkrist.
0,5	
	grobkrist.
0,1	
	feinkrist.
0,02	
	feinstkrist.

A. Autochthone Kalke

a) Pelagische Kalke

Die Hauptmasse des Neocom der Klippendecke wird gebildet von hellgrauen, dichten, stellenweise fleckigen, gut gebankten, oft von dünnen, dunklen Stylolithen durchzogenen Kalken, die im Schliff eine einheitliche, opake, feinstkrist. Calcit-Grundmasse zeigen. Der Fossilinhalt beschränkt sich auf pelagische Organismen wie Tintinniden, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Nannoconus*, Stomiosphaeren, Radiolarien sowie Belemniten, Aptychen und, in einzelnen Horizonten, Ammoniten. Als etwas spezielle Typen von pelagischen Kalken werden in unseren Profilen helle, crèmefarbige, ganz dichte Kalke (H. WEISS, 1949: «Biancone-ähnliche Kalke») sowie eigentliche Fleckenkalke unterschieden. Die Flecken lassen sich bei mikroskopischer Untersuchung als Anhäufung von sehr feinem Pigment toniger Natur erkennen.

Wie L.V. ILLING (1954) zeigte, wird Calciumkarbonat in übersättigten Oberflächengewässern unter Mithilfe von Algen in Form von kleinsten Aragonitnädel-

chen chemisch abgeschieden (algal dust). Anderseits ist in warmem, seichtem Wasser offenbar auch eine rein chemische Ausfällung, ohne Beteiligung von Organismen möglich (s. z.B. P.CLOUD, 1962). Die Aragonitkristallite sinken langsam in die Tiefe und wandeln sich im Sediment zu Calcit um. Man könnte sich im Fall des Klippen-Neocom denken, dass die Aragonitnadeln im seichten Wasser über der Briançonnais-Plattform ausgefällt worden wären, von wo sie durch Strömungen in die tieferen angrenzenden Meeresräume verschwemmt worden wären, ähnlich wie dies am Rande der Bahama-Plattform der Fall ist.

Diese Erklärungsweise befriedigt insofern nicht ganz, als das Ablagerungsmilieu teilweise aragonitfeindlich war (Ammoniten sind meist nicht erhalten, wohl aber Aptychen und Belemniten). Dies könnte darauf hinweisen, dass die Sedimentation in einer Tiefe vor sich ging, welche vom «Aragonit-Regen» nicht mehr erreicht werden konnte, wird doch dieser, nach C.O.DUNBAR & J.RODGERS (1957), je nach Salinität, Alkalinität, Temperatur, usw., ein bis mehrere 1000 m über der Tiefe, in welcher Calcit seinerseits verschwindet, aufgelöst. Unterhalb 6000 m ist kein $CaCO_3$ erhaltungsfähig (H.U. SVERDRUP et al., 1942). Es ist allerdings fraglich, ob man in diesem Fall die Verhältnisse in den gegenwärtigen Meeren ohne weiteres extrapolieren darf. So ist es denkbar, dass die submarinen Ophiolithergüsse während der Kreidezeit in der alpinen Geosynklinale den CO_2-Gehalt des Meerwassers erhöht hätten, wodurch die Aragonit- wie die Calcit-Schneegrenze schon in geringere Meerestiefen zu liegen gekommen wären. Anderseits aber war die Temperatur des Tiefenwassers zu diesen Zeiten, wo keine polaren Eiskalotten existierten, wahrscheinlich höher.

Im übrigen ist es schwer zu entscheiden, ob das Wasser über dem Sediment oder dasjenige im Sediment die Auflösung des Aragonits bewirkt habe. Im ersten Fall könnten nur Calcitpartikel oder calcitische Mikroorganismen (Globigerinen, *Nannoconus*) ins Bodensediment gelangt sein. Im zweiten Fall wäre die Aragonitlösung und Calcitfällung im Bodensediment erfolgt.

Es ist jedenfalls klar, dass innerhalb des pelagogenen Kalkschlamms sehr erhebliche Umkristallisationen und auch Stoffwanderungen – Ersetzung von $CaCO_3$ und SiO_2 im besonderen – stattgefunden haben. Als Beweise hierfür mögen die Calcitisierung der Radiolarien sowie der ursprünglich rein organischen Tintinniden-Lorica einerseits, die Zusammenballung der aus den Radiolarien frei werdenden Kieselsäure in Silexknauern und -bändern anderseits dienen. Das frische Sediment stellte offenbar ein kompliziertes elektrochemisches System dar, in welchem verschiedene Austauschreaktionen stattfanden. Die feine Grundmasse der pelagischen Kalke zeigt nach den elektronenmikroskopischen Aufnahmen von H.GRUNAU (1959) ein feinstkrist., «mikro-Marmor-artiges» Gefüge. Es scheint nicht ausgeschlossen, dass eine primäre, chemische Calcitfällung angenommen werden muss (vgl. ARN. HEIM, 1924), indem unter Bedingungen, wo Aragonit instabil ist, als primäres Karbonat Calcit ausgeschieden würde. Jedenfalls sind die calcitischen Mikroorganismen in den pelagischen Kalken sehr gut erhalten, im Gegensatz dazu fehlen aber die aus Aragonit aufgebauten Organismen (Ammoniten, Coccolithophoriden). Eine direkte Umwandlung von Aragonit in Calcit (wie in Seichtwasser) kann also ausgeschlossen werden. Aragonit muss in Lösung gegangen sein. Unter den gegenüber den Oberflächenwässern veränderten Bedingungen könnte sich das bei der Auflösung des

Aragonits frei werdende Karbonat primär als Calcit ausgeschieden haben. Allerdings ist über die Möglichkeit einer solchen Karbonatausscheidung in grosser Meerestiefe noch wenig bekannt.

Die gute Schichtung der Neocomkalke dürfte auf periodische Veränderungen des Sättigungsgrades zurückzuführen sein, was z.B. durch periodische Klimaschwankungen hervorgerufen werden könnte (vgl. die eingehenden Diskussionen von H. GRUNAU, 1959).

b) Kalk mit structure grumeleuse (L. CAYEUX, 1935)

Die Kalke mit structure grumeleuse zeigen verschwommene, wolkige Strukturen, wobei in unserem Material alle Übergänge von feinstkrist. Kalk mit polygonalen Aufhellungsstreifen über unscharf abgegrenzte Onkoide bis zu eigentlichen Onkoiden (= autochthon-onkolithischer Kalk, siehe unten) vorkommen (s. Taf. I, Fig. 2, 3). Die Fauna besteht zur Hauptsache aus den bei den pelagischen Kalken aufgeführten Organismen mit Ausnahme von *Nannoconus;* daneben treten *Saccocoma*, Textularien, Lenticulinen, Echinodermentrümmer und, in einzelnen Schliffen, Schwammnadeln, Fragmente von «*Halobia*» sowie «Globigerinen» auf. Die Radiolarien können vereinzelt noch teilweise kieselig erhalten sein. Während CAYEUX die Entstehung dieser Kalke als Umkristallisierung feinkrist. Kalke deutet, zeigen Untersuchungen von L.V. ILLING (1954), dass diese Struktur auch durch Verhärtung und Calcitisierung von in weichem Zustand eingelagerten Aragonit-Agglutinaten von verschiedenster Form und Grösse (lumps, grapestones, etc.) herbeigeführt werden kann. Wir schliessen uns dieser zweiten Auffassung an, da nur so die im gleichen Horizont nebeneinander auftretenden kleineren, onkoidartigen Korpuskeln und die grösseren, wolkig verschwommenen Formen erklärt werden können. Eine Umkristallisierung ursprünglich homogener, feinkrist. Kalke, wie CAYEUX sie annimmt, müsste demgegenüber einen bestimmten Horizont in gleichem Masse betroffen haben. Für eine primäre Genese spricht auch das Auftreten von benthonischen Organismen, welche in den pelagischen Kalken, die ja wohl als Ausgangsmaterial im Falle einer Umkristallisierung in Frage kommen müssten, fehlen. Die Entstehung aus Aragonitagglutinaten schliesst aber eine zu grosse Wassertiefe mit Aragonitauflösung aus; die Kalke mit structure grumeleuse dürften sich daher in geringerer Tiefe gebildet haben als die pelagischen Kalke.

c) Autochthon-onkolithische Kalke

Eine letzte, vom calcaire grumeleux nicht streng abtrennbare Gruppe von autochthonen Kalken findet sich oft im Südabschnitt der Neocomvorkommen. Wir sehen hier bis 10 m mächtige Lagen von Kalken, die aus einem Gemisch von calcaire grumeleux und onkolithischem Kalk bestehen. Partien mit Anhäufungen von Onkoiden verschiedener Grösse, mit Schalentrümmern, einschichtigen Ooiden und seltenen mehrschichtigen Ooiden[2]) gehen allseitig in unscharf begrenzte Nester und Lagen von calcaire grumeleux über. Die Fauna besteht aus einem Gemisch von benthonischen und pelagischen Organismen; Tintinniden finden sich oft in Onkoide eingeschlossen, stets sind aber auch gleichaltrige Formen frei in der Grundmasse vorhanden, so dass eine Aufarbeitung der in den Onkoiden enthaltenen ausge-

[2]) «Ooid» heisst immer mehrschichtiges Ooid; einschichtiges Ooid = oolithe superficielle.

schlossen werden kann. Die Radiolarien besitzen teilweise noch ihr kieseliges Skelett. Die Grundmasse ist meist feinst- bis feinkrist.- opak, im Zentrum der onkolithischen Nester manchmal auch gröber und klar. Mit der genauen Tintinniden-Stratigraphie kann nachgewiesen werden, dass diese Kalke das Sediment einer längeren Zeitspanne darstellen. Dies, wie auch die uneinheitliche, verschwommene Struktur, schliesst Ablagerungen aus Turbidity currents und Schlammströmen aus.

Sowohl in den autochthon-onkolithischen Kalken, als auch, allerdings zurücktretend, im calcaire grumeleux, treten neben den pelagischen auch benthonische Organismen auf (z. B. Milioliden, Textularien, Lenticulinen, Echinodermen). Untersuchungen im Golf von Mexico (T. F. GRIMSDALE & F.P.C.M. VAN MORKHOVEN, 1955) haben ergeben, dass benthonische Foraminiferen in einer Tiefe von mehr als 1000 m nur noch untergeordnet auftreten und tiefer als 2000 m praktisch fehlen. Wenn wir diese Resultate auf unser Gebiet extrapolieren wollen, könnten die autochthon-onkolithischen Kalke, je nach prozentualem Anteil der pelagischen Organismen, in einer Tiefe von 70–1000 m abgelagert worden sein. Sind Ooide vorhanden, muss sicher der weniger tiefe, noch bewegte Bereich in Betracht gezogen werden (s. S. 27). Für Kalke mit structure grumeleuse, mit ihrem untergeordneten Prozentsatz an benthonischen Organismen, dürfte etwa eine Bildungstiefe zwischen 500 und 2000 m in Frage kommen. Dies liegt oberhalb der Auflösungstiefe von Aragonit, welchen wir als Ursprungsmaterial des calcaire grumeleux angenommen haben. Die rein pelagischen Kalke, mit fehlendem Benthos, wären noch tiefer abgelagert worden, wofür ja auch die Aragonitauflösung spricht.

Wie bereits angedeutet, dürfen wir die aktualistisch erhaltenen bathymetrischen Kriterien nicht unbesehen auf die kretazischen Meere übertragen; immerhin weisen viele Erscheinungen darauf hin, dass sie wenigstens grössenordnungsmässig gültig sind.

B. Detritische Kalke

Eingeschaltet in die uniformen Ablagerungen von feinstkrist. Kalk finden sich dünne, selten mehr als 1 m mächtige Lagen von detritischem Kalk. In der Anwitterung oft nur schwer erkennbar, zeigen sie im Bruch stets ein dunkleres, körniges bis feinspätiges Aussehen. Sie werden gebildet von rein karbonatischem Detritus ohne jegliche Beifügung von Quarz, Feldspat usw. in ebenfalls rein karbonatischer Grundmasse. Je nach Korngrösse der Komponenten werden Calcarenite (0,1–2,5 mm) und Calcirudite (über 2,5 mm) unterschieden. Bei Korngrössen unter 0,1 mm (Calcilutite) wird das Erkennen von detritischem Material problematisch; das Auftreten von ausschliesslich zerbrochenen Tintinniden mag in unserm Fall ein Kriterium für solche feindetritische Ablagerungen sein. Werden weniger als 50% eines Kalkes durch Komponenten gebildet, wenn also eine lose Packung vorliegt, sprechen wir von «calcarenitischem» bzw. «calciruditischem» Kalk (analog zu «sandig»).

Die Grundmasse besteht aus klaren, grob- bis sehr grobkrist. Calcit oder aus opakem, fein- bis feinstkrist. Calcit ähnlich dem pelagischen Kalk. Letzteres steht im Widerspruch zur Auffassung von PETTIJOHN, der als Kriterium für detritische Kalke u.a. eine klare Calcit-Porenfüllung erwähnt. In unserem Material kann jedoch häufig beobachtet werden, dass ein eindeutig detritischer Kalk (Kennzeichen:

faciesfremde Fauna, graded bedding, gerundete Kalkfragmente) eine opak-feinstkrist. Grundmasse aufweist.

Man könnte die Calcarenite mit klarem Sekundärzement mit den «Orthoquarziten», diejenigen mit feinkrist. Kalkgrundmasse mit den «Grauwacken» vergleichen.

a) Komponenten

Als Komponenten der detritischen Kalke treten Organismen und Organismentrümmer, Exkremente, chemisch abgeschiedene Korpuskeln sowie Fragmente von aufgearbeitetem Kalk auf.

Zoogene Komponenten

Die grösseren Organismen sind meist zerbrochen, wodurch sie sich in die Korngrösse der detritischen Kalke einfügen. Ihre Trümmer, wie auch die Foraminiferen, sind oft abgerundet und vielfach von einer dünnen Kalkkruste umgeben; sie bilden so den Kern eines einschichtigen Ooides (oolithe superficielle, s. S. 28).

Die Fauna setzt sich hauptsächlich zusammen aus Brachiopoden, Echinodermen und Bryozoen sowie den Foraminiferen (Reihenfolge nach der Häufigkeit): Textularien, Lenticulinen, Trocholinen («*Coscinoconus*»), Nautiloculinen, Pseudocyclamminen, Milioliden, Epistominen und Conicospirillinen; vereinzelt treten Algenknollen auf. Da diese Organismen in den pelagischen Kalken des Neocom nicht auftreten, muss eine lokale Aufarbeitung ausgeschlossen werden. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, dass es sich um eine dem pelagischen Bereich vollständig fremde, in einem neritischen Bereich zu beheimatende Faunengesellschaft handelt (s. A. Carozzi, 1949, 1952b).

Kalke mit einer rein benthonischen Fauna weisen nach T. F. Grimsdale & F.P.C.M. van Morkhoven (1955) auf Bildungstiefen von weniger als 50 m hin. Allerdings ist in den meisten Calcareniten unseres Untersuchungsgebiets noch ein kleiner Prozentsatz pelagischer Organismen vorhanden, wie dies für Tiefen von ca. 50–200 m signalisiert wird.

Onkoide

Wir greifen diesen von Arn. Heim (1917) definierten und etwas in Vergessenheit geratenen Ausdruck wieder auf, weil er Bildungen zusammenfasst, deren genaue Entstehungsweise oft nicht mit Sicherheit angegeben werden kann. In den meisten von uns untersuchten detritischen Kalken sind weit mehr als die Hälfte der Komponenten als Onkoide zu bezeichnen. Es kann sich dabei erstens um aufgearbeitete, gerundete Kalktrümmer handeln, die infolge der Kleinheit ihre innere Struktur nicht mehr erkennen lassen.

Eine zweite Gruppe bilden die faecal pellets, runde oder ovale, dunkelbraune, strukturlose Körner, manchmal mit kleinen, helleren, undefinierbaren Einschlüssen. Die Untersuchungen von L.V. Illing (1954) ergaben aber, dass viele Korpuskeln, die in ihrer Grösse, Form und Strukturlosigkeit den faecal pellets entsprechen, anorganisch entstandene, verhärtete Aragonitagglutinate (lumps, etc.) sind. In situ sedimentiert führen sie zur structure grumeleuse (s. S. 25), sind sie jedoch umgelagert, lassen sie sich von den faecal pellets kaum unterscheiden.

Ooide und einschichtige Ooide

Neben den bereits erwähnten zoogenen Komponenten können auch Onkoide von einer dünnen Kalkkruste umgeben sein (= oolithe superficielle = einschichtiges Ooid). Dieses Phänomen zeigt sich in den gröberen Calcareniten beinahe durchgehend, in den feineren nur vereinzelt. Die Grenze zwischen Onkoid bzw. Schalentrümmer und Kalkkruste ist scharf, so dass es sich nicht um eine Entmischungserscheinung handeln dürfte, sondern um den Beginn der Bildung eines Ooids.

Nur selten, und nur in gröberen klastischen Horizonten, treten wahre Ooide auf. Sie sind stets einfach gebaut; um einen Kern aus einem kleinen Schalensplitterchen oder einem winzigen Kalkfragment legen sich selten mehr als 3–4 Schalen. Hin und wieder beobachtet man auch, dass zwei oder drei Onkoide von einer oder mehreren gemeinsamen Hüllen umgeben werden und so den Kern eines einschichtigen oder mehrschichtigen Ooids bilden. Die Bildung der Ooide und der analog entstandenen einschichtigen Ooide vollzieht sich nach A.J. Eardley (1938), L.V. Illing (1954) und A. Carozzi (1957b) in bewegtem, warmem Wasser; ein Beweis mehr, dass die Komponenten der Calcarenite, die im Neocom mit den pelagischen Kalken wechsellagern, aus einem neritischen Faciesbereich stammen.

Aufgearbeitete Kalkkomponenten

Hier ist zu unterscheiden zwischen Fragmenten von feinstkrist. pelagischen Kalken vom allgemeinen Typus des Neocoms und allochthonen Kalktrümmern. Erstere zeigen stets unregelmässige, zackige Formen, oft sind sie schlierig oder fetzenartig (s. Taf. I, Fig. 4); sie führen dieselbe Fauna wie sie im Liegenden der detritischen Horizonte auftritt und dürfen daher als lokal aufgearbeitete Bestandteile des noch nicht vollständig verhärteten autochthonen pelagischen Sediments angesehen werden. Diese Komponenten erreichen oft eine recht beträchtliche Grösse, doch spielen sie bei der Bezeichnung der detritischen Kalke nach der Korngrösse keine Rolle, da sie ja meist kaum stark umgelagert sind und deshalb nicht zum eigentlichen Detritus zählen. Genetisch können sie mit den Tonscherben vieler Flysch- und Molassesandsteine verglichen werden.

Im Gegensatz dazu sind die allochthonen Kalktrümmer i.a. gut gerundet und, entsprechend der Fraktion des detritischen Kalkes, von einheitlicherer Grösse (s. Taf. II, Fig. 1). Je nach ihrer Struktur und ihrem Fossilinhalt kann ihre Provenienz erkannt werden, was für die Ermittlung des Ursprungsgebietes der Calcarenite eine ausschlaggebende Rolle spielen kann.

b) Strukturen

Die Strukturen der klastischen Horizonte sind mannigfacher Art, doch können drei Haupttypen unterschieden werden:

1. Detritische Kalke mit graded bedding, 2. Solche ohne Vertikalsortierung und 3. Breccien mit ganz dichter Packung der Komponenten, also ohne Zement. Im folgenden seien einige Merkmale dieser Typen dargelegt; es muss jedoch bemerkt werden, dass, speziell zwischen den beiden ersten Arten, Übergänge auftreten.

Die Calcarenite und Calcirudite mit graded bedding haben stets eine scharfe Bankuntergrenze, allerdings mit Unregelmässigkeiten, da grobes Material in das bei der Ablagerung der detritischen Kalke noch nicht vollständig verhärtete Substrat eingedrungen sein kann. Gegen oben besteht ein allmählicher Übergang in die feinstkrist. Kalke des Hangenden, indem die Komponenten kleiner und seltener werden, die feinstkrist. Grundmasse dagegen die Überhand gewinnt. Dieses Verhältnis zeigt sich auch faunistisch, indem die benthonische Fauna plötzlich einsetzt, um gegen oben langsam an Bedeutung zu verlieren. Umgekehrt verhalten sich die pelagischen Organismen: an der Basis oft gänzlich fehlend, vergrössern sie gegen oben ihren Anteil, bis sie in den feinstkrist. Kalken wieder allein auftreten. Entsprechend der Korngrösse finden sich die grösseren zoogenen Trümmer – Brachiopoden, Bryozoen – nur in den gröberen Lagen und auch hier nur nahe der Basis (analog zu Nummuliten etc. im Flysch). Häufig sind im untersten Teil dieser Horizonte unregelmässige Fetzen von aufgearbeitetem pelagischem Kalk eingelagert, welche z.T. noch kaum vom Liegenden losgerissen sind (s. Taf. I, Fig. 4). Der Gehalt an solchen Komponenten ist direkt abhängig von der Korngrösse der detritischen Kalke, indem in gröberen mehr aufgearbeitetes Material vorhanden ist. Der grösste Durchmesser der pelagischen Komponenten liegt meist parallel der Schichtung, was auf die Setzung des Sediments zurückzuführen ist, sind doch diese weich einsedimentierten Komponenten darauf viel anfälliger, als die bereits verhärteten, faciesfremden Kalkfragmente, welch letztere denn auch diese Resultate einer Kompaktion nicht zeigen.

In einigen Fällen lässt sich beobachten, dass die Komponenten dachziegelartig aneinander gereiht sind (s. Taf. II, Fig. 1). Dies darf als Indiz für die Einströmungsrichtung des Detritus angesehen werden. Andere Merkmale, welche die Angabe der Strömungsrichtungen erlauben würden, z.B. Kreuzschichtung oder Fliessmarken, fehlen.

Die detritischen Kalkbänke ohne graded bedding sind unten und oben scharf begrenzt. Das Gefüge ist chaotisch und Einordnungen nach der Strömungsrichtung treten nicht auf. Der Anteil an benthonischen Mikroorganismen bleibt sich über die ganze Schichtmächtigkeit gleich, und auch die grösseren Fossilien können auf die ganze Höhe verstreut sein. Auch die Grundmasse zeigt eine durchgehend gleichartige Ausbildung, sie ist in gröberen Calcareniten und in Calciruditen meist klar, grobkrist., in feineren Calcareniten eher feinkrist. Es ist auffallend, dass diese unsortierten Niveaux meist gar keine aufgearbeiteten pelagischen Kalke enthalten; ihre Basis ist scharf und Eindringungen von detritischem Material in das Liegende fehlen.

Zwischen diesen beiden Typen von detritischen Kalken bestehen Übergänge in Form von Calcareniten mit undeutlichem oder unvollständigem graded bedding; diese weisen Eigenschaften von beiden Haupttypen auf.

Die klastischen Horizonte mit ganz dichter Packung der Komponenten sind in unserem Material selten. Sie bestehen aus sich allseitig berührenden und deformierenden pelagischen Kalkfragmenten ohne verbindenden Zement (s. Taf. II, Fig. 2). Neritische Einflüsse fehlen vollkommen. In diesen Horizonten ist meist ein unvollständiges graded bedding vorhanden, bei dem die feinste Fraktion im Dach nicht ausgebildet ist, so dass auch die Obergrenze scharf erscheint.

c) Genese

Über die Entstehung der detritischen Horizonte an der Malm-Kreide-Grenze der Klippendecke bemerkt H. Weiss (1949, p. 115), dass es sich um einen «ausgesprochenen Trümmerhorizont, eingeschwemmt aus einer neritischen Zone» zu handeln scheint. R. Umiker (1952) sieht in diesen Kalken neritische, riffähnliche Ablagerungen, die auf eine Verflachung des Meeres zurückzuführen wären.

Eingehendere Untersuchungen erfuhren sog. Pseudobreccien im Tithon der französischen Westalpen, Bildungen von oft ganz ähnlichem Habitus wie in unserem Fall. M. Goguel (1944) deutet sie als intraformationelle Breccien frei von transportierten Komponenten, entstanden anlässlich Erdbeben. Nach M. Gignoux & L. Moret (1952) handelt es sich meist um Konkretionen, ausgeschieden aus zirkulierenden Wässern im bereits abgelagerten Gestein, in selteneren Fällen um in seichtem und bewegtem Wasser lokal aufgearbeitetes Material. Gestützt auf die Erkenntnisse von Ph. H. Kuenen (1950, 1952, 1953) deutet A. Carozzi (1952a, b, c, 1955, 1957a) solche Kalke im Tithon der Morcles-Decke als Ablagerungen von Turbidity currents. Als Beweis dienen die der Hauptmasse fremde Mikrofauna sowie das in gewissen Horizonten auftretende graded bedding.

J. Remane (1960) befasst sich kritisch mit den bisherigen Auffassungen über die Entstehungsweise dieser Gesteine, wobei er feststellt, dass die von Carozzi beschriebenen Horizonte analog den Pseudobreccien der «facies dauphinois» sind. Die Theorie der konkretionären Genese kann verneint werden, da die Mikrofauna in den «Konkretionen» von derjenigen der Hauptmasse stark abweicht. Mit Sicherheit als Ablagerungen untermeerischer Schlammströme oder Turbidite können nach Remane nur zwei Extremfälle der Struktur angesehen werden: Breccien mit einem überwiegenden Anteil an Bindemittel, d. h. mit weit verstreuten Komponenten, sowie Breccien mit ganz dichter Packung, ohne Zement. In den übrigen Fällen ist für Remane der Beweis für Turbidite erbracht, wenn allochthone Komponenten vorhanden sind, die, wegen ihrer Grösse oder weil sie noch unverfestigt waren, nicht von gewöhnlichen Meeresströmungen verfrachtet worden sein können. Die pseudooolithischen Kalke werden von Remane eher als autochthone Ablagerungen, gebildet in weniger tiefem und bewegtem Wasser, angesehen.

In den meisten von uns untersuchten detritischen Kalken finden sich Komponenten, die in einem neritischen Bereich zu beheimaten sind und keinesfalls als aus dem pelagischen Kalk der jeweiligen Unterlage aufgearbeitetes Material angesprochen werden können, treten sie doch dort gar nicht auf. Es ist nicht anzunehmen, dass normale Meeresströmungen dieses Material verfrachtet haben, da solche Strömungen längere Zeit anzudauern pflegen und nicht, wie es hier der Fall sein müsste, plötzlich einsetzen und grosse Mengen von Material ablagern, um hierauf wieder ganz zu verschwinden. Die konstanten Strömungen dürften lediglich die in den pelagischen Kalken hin und wieder auftretenden Onkoide und benthonischen Fossilbruchstücke transportiert haben. Die weitaus plausibelste Möglichkeit für den Transport der grossen Mengen von Detritus sind Turbidity currents und Schlammströme.

Die Horizonte mit deutlichem graded bedding sind Ablagerungen von eigentlichen Turbidity currents, wobei der hohe Anteil an direkt aufgearbeiteten pela-

gischen Kalkfetzen auf deren relativ grosse Erosionskraft hinweist, welche direkt abhängig von der Korngrösse ist, sind doch in gröberen Calcareniten mehr aufgearbeitete Komponenten enthalten.

Die detritischen Horizonte ohne graded bedding sind das Resultat von Schlammströmen hoher Dichte («Fluxoturbidite»), bei deren schlagartiger Ausfällung keine Vertikalsortierung erfolgen konnte. Durch das Fehlen von innerer Turbulenz blieb ihre erosive Wirkung gering, es finden sich in diesen Lagen denn auch nur selten aufgearbeitete Kalkfragmente.

Naturgemäss bestehen zwischen den Produkten von Turbidity currents und Schlammströmen Übergänge; entsprechend der mehr oder weniger grossen inneren Turbulenz führt dies zu Ablagerungen mit undeutlichem graded bedding, wenig aufgearbeiteten Komponenten und unvollständiger Faunenmischung.

Die onkolithischen Kalke, von REMANE als autochthone Bildungen aufgefasst, können z.T. ebenfalls als Ablagerungen von Turbiditäts- und Schlammströmen angesehen werden; dies wenn sie im Beckeninnern, d.h. im nördlichen Abschnitt der Neocomvorkommen, als dünne, sich scharf abhebende Lagen auftreten und keine undeutlich begrenzte Nester von calcaire grumeleux enthalten, sondern eine klare Trennung der Grundmasse und der gut gerundeten Onkoide einheitlicher Grösse zeigen. In diesen Fällen handelt es sich um die feinste Fraktion, die an der Stirnpartie der Trübeströmungen zur Ablagerung kam. Die übrigen onkolithischen Kalke – in unserem Material die Mehrheit – sind autochthon bis parautochthon (s. S. 25).

In den bei uns auftretenden klastischen Horizonten mit ganz dichter Packung zeigt das angedeutete graded bedding, dass die ganze Masse des noch nicht vollständig verhärteten Sediments auf einen Schlag aufgearbeitet worden ist, wie dies für eine intraformationelle Breccie (Thixotropiebreccie, s. E. GENGE, 1958) charakteristisch ist.

2. SILEXBILDUNGEN

Den Silexbildungen kommt im Neocom der Klippendecke eine gewisse Bedeutung zu. Sie sind häufig in den feinstkrist., nicht fleckigen Kalken, also im Nordabschnitt im Ober-Tithon und Berriasian, in der Zone 4 im Berriasian und in der Zone 5 kurzfristig zwischen den autochthon-onkolithischen Kalken und den Flekkenkalken. Stark zurücktretend, und meist auch nur in den basalen Lagen, findet sich Silex im Fleckenkalk, sehr selten in den restlichen Gesteinen.

In den oben aufgeführten Horizonten mit viel Silexbildungen treten diese in Form von dunklen, scharf vom umgebenden Gestein abgegrenzten, ungeschichteten Knauern und Bändern deutlich in Erscheinung. Die stets schichtparallelen Bänder erreichen bis zu 20 cm Mächtigkeit; sie liegen sowohl innerhalb als auch zwischen den Bänken. Nicht selten finden wir sie im unmittelbar Liegenden oder Hangenden von detritischen Lagen. Wir konnten durchziehende Bänder über mehr als 30 m verfolgen, vielfach sind sie jedoch auch unterbrochen, um dann nach einer mehr oder weniger grossen Lücke in unveränderter Mächtigkeit ihre Fortsetzung zu finden.

In den Fleckenkalken fehlen die Silexlagen, es treten höchstens die auch in den hellen Kalken vorkommenden Knauer auf. Die seltenen Silexbildungen in Kalken

mit structure grumeleuse und mit autochthonen Onkoiden zeigen uneinheitliche, knorrig-bizarre Formen. Sie heben sich ebenfalls deutlich vom umgebenden Kalk ab, doch dringt dieser in Taschen und Spalten der Konkretionen hinein. In einzelnen detritischen Horizonten mit graded bedding liess sich wirr verteilter, nur undeutlich vom Kalk unterscheidbarer Silex erkennen, während in groben detritischen Kalken ohne Vertikalsortierung ganz selten kleine Konkretionen ähnlich denjenigen im Calcaire grumeleux auftreten.

Dünnschliffe zeigen, dass die Silexbildungen aus mikrokristallinem Quarz gebildet sind und wirr von feinsten Calcitadern durchzogen werden. Fasriges SiO_2 konnten wir nicht feststellen. An den Randpartien und längs den Adern beobachtet man Einschlüsse von bis 0,1 mm grossen, idiomorphen Calcitkristallen.

Mit dem Problem der Genese der Silices haben sich schon zahlreiche Autoren befasst, doch sind sowohl Herkunft der Kieselsäure, als auch der Zeitpunkt der Entstehung auch heute noch umstrittene Probleme. Es ist im übrigen klar, dass es unmöglich ist, eine einzige Erklärung für die Genese aller Silexbildungen zu geben.

Als Lieferant der Kieselsäure können in den pelagischen Kalken die durch Calcit ersetzten Radiolarien in Frage kommen, bei deren Umkristallisierung eine gewisse Menge Kieselsäure frei wurde. Dies dürfte möglicherweise jedoch nicht die alleinige Art der Entstehung sein, finden sich doch Radiolarien im ganzen Neocom, während die Silexbildungen im Ober-Tithon und Berriasian angereichert sind, wo diese Stufen in Form von pelagischem Kalk vorliegen. Für diese Massen muss vielleicht ein Teil der Kieselsäure auf andere Art geliefert worden sein. Besteht hier allenfalls ein Zusammenhang mit den von vielen Autoren – z.B. H. GRUNAU (1959) – als Malm bis Unterkreide datierten Ophiolithen im Hochpenninikum und Unterostalpin, indem die bei deren Extrusion ins Meerwasser abgewanderte Kieselsäure durch Strömungen in andere Regionen verfrachtet worden wäre? Anderseits bestünde auch die Möglichkeit, dass das Milieu in den tonigeren Fleckenkalken für die Bildung von Silexkonkretionen weniger geeignet war (geringere Porosität?), doch stellt sich dann die Frage, was mit dem bei der Calcitisierung der Radiolarien frei gewordenen SiO_2 geschah.

Für die Angabe des Zeitpunktes der Entstehung scheint uns die Beobachtung der wirren Silexbildungen in den Calcareniten mit graded bedding von grosser Bedeutung. Diese detritischen Horizonte enthalten ja u.a. in noch unverhärtetem Zustand aufgearbeitete Komponenten des Liegenden. Da die Silices ähnliche Formen wie diese pelagischen Kalkfragmente zeigen, darf angenommen werden, dass auch sie in noch weichem Zustand aufgewirbelt wurden. Die primäre Anhäufung von Kieselsäure muss also synsedimentär in Form einer Gallerte erfolgt sein (vgl. z.B. auch J. DEBELMAS, 1959), diese kann (nach BARTH et al., 1939)... «ihren Ort verändern, in Mulden abfliessen, Schalen ausfüllen und ähnliches mehr».

Auch die bizarren Formen der Silices in den autochthon-onkolithischen Kalken können so ihre Erklärung finden: die in seichterem, bewegtem Wasser abgeschiedene Gallerte wurde während der Kristallisierung und Verhärtung noch etwas umgelagert und teilweise zerrissen.

III. Bemerkungen zu einigen pelagischen Organismen

1. Tintinniden

Die grosse Bedeutung als Leitfossilien, die den Tintinniden in den pelagischen Kalken und im calcaire grumeleux des Tithon und Neocom unseres Untersuchungsgebietes zukommt, drängt eine etwas eingehendere Behandlung dieser Fauna auf. Es geht uns hier hauptsächlich darum, die stratigraphische Verbreitung und Häufigkeit der wichtigsten bekannten Arten festzustellen und die resultierenden Faunengesellschaften mit solchen in sicher datierten Makrofossilhorizonten zu korrelieren. Wir sind uns bewusst, dass diese Korrelationen nur einen Versuch der Angliederung der Tintinniden- an die Ammonitenstratigraphie darstellen und dass für endgültige Aussagen weit umfassendere Studien notwendig wären, die notgedrungenermassen über verschiedene Umwege geführt werden müssten, da sich die Typuslokalitäten der hier in Betracht kommenden Stufen – mit Ausnahme vielleicht des Berriasian – meist in einer Facies ohne Tintinniden befinden. Die in unserer Arbeit verwendeten Stufenbezeichnungen sind also von diesem Gesichtspunkt aus zu betrachten und ihre Abgrenzungen bedürfen wahrscheinlich einer späteren Präzisierung.

Daneben wird eine neue Spezies aufgestellt, eine fälschlicherweise zu einer Art gestellte Form als neue Spezies herausgenommen und eine weitere Art fallen gelassen, da sie lediglich als Deformation einer bekannten Art erkannt werden konnte. Auch verschiedene andere Arten sind sehr problematisch definiert, manchmal auf Grund von wahrscheinlich nur sekundären Merkmalen. Da wir ja für die Beobachtung der Tintinniden nur Schliffe zur Verfügung haben[3]), ist die Gefahr gross, dass schiefe oder tangentielle Schnitte – welche naturgemäss viel häufiger sind als axiale – als verschiedene Arten oder Varietäten aufgefasst werden.

Aus diesem Grunde darf auch den Grössenangaben – gemessen wurden die Exemplare stets ohne Mitberücksichtigung von Kragen und eventuellem Kaudalfortsatz – nur eine untergeordnete Bedeutung beigemessen werden. Verhältnisse von Breite zu Länge (B : L), die zu stark von denjenigen der wahrscheinlichsten Axialschnitte abweichen, deuten auf eine ungünstige Schnittlage hin. Daher sind Versuche, verschiedene Varietäten lediglich nach der Grösse oder dem Verhältnis von B : L zu unterscheiden, zum vornherein zum Scheitern verurteilt. Diese Probleme wurden von J. REMANE (1962) eingehend untersucht.

Weitere Unsicherheitsfaktoren bei der Bestimmung der Tintinniden bilden Deformationen und Beschädigungen der sicher sehr empfindlichen Loricae. Nach G. COLOM (1948) und A.S. CAMPBELL (1954) besteht diese ursprünglich aus organischem Material, das nach der Sedimentation rasch durch Calcit ersetzt wird. Es ist unwahrscheinlich, dass, wie bei den meisten rezenten Formen, auch agglutinierte Loricae vorhanden waren, müssten doch dann irgendwelche Überreste der Komponenten gefunden werden. Die Innenform der Loricae darf nicht als spezifisches Merkmal herangezogen werden, da durch die Calcitisierung eventuelle primäre

[3]) Aus kalkigen Mergeln versuchten wir Tintinniden zu isolieren; das Erkennen von geschlämmten Exemplaren wird aber sehr problematisch, da die spezifischen Merkmale (Kragen, Kaudalfortsatz) kaum herauspräpariert werden können und der Rest der Lorica mangels anderer charakteristischer Merkmale nur als undefinierbares Kalkkorn erscheint.

Unterschiede verwischt wurden; wir haben denn auch in unseren Abbildungen diesen Abschnitt schematisiert dargestellt.

Aus allen diesen Gründen sind die nur ganz vereinzelt auftretenden Formen für stratigraphische Untersuchungen wenig geeignet; brauchbare Resultate können nur die Assoziationen von häufigeren Arten ergeben.

A. Systematische Beschreibung

a) Genus *Calpionella* LORENZ 1901

Lorica kugelig oder elliptisch, aboral gerundet oder zugespitzt, meist ohne Kaudalfortsatz. Kragen parallel der Achse oder leicht nach aussen umgebogen, Wandung an der Kragenbasis verstärkt.

Calpionella alpina LORENZ 1901

Fig. 2: 1–5

1901 *Calpionella alpina* n. sp. – LORENZ, S. 27, Taf. 9, Fig. 1.
1906 *Calpionella alpina* LORENZ – HEIM, S. 12, Fig. 5.
1932 *Calpionella alpina* LORENZ – CADISCH, S. 248, Fig. 1, 2, 3: 1–9, 12–15, 22–24, 27.
1934 *Calpionella alpina* LORENZ – FICHTER, S. 7, Fig. 1: 1, 2.
1934 *Calpionella alpina* LORENZ – COLOM, S. 380, Fig. 2a, Taf. 30: Fig. 1–3.
1939 *Calpionella alpina* LORENZ – COLOM, S. 822.
1939 *Calpionella undelloides* n. sp. – COLOM, S. 820, Fig. 12.
1948 *Calpionella alpina* LORENZ – COLOM, S. 241, Fig. 11: 1, 22–33, 35–43, Taf. 33: Fig. 3, 13.
1948 *Calpionella undelloides* COLOM – COLOM, S. 242, Fig. 11: 3, 34, 47, 49, 55.
1954 *Calpionella alpina* LORENZ – BRÖNNIMANN, S. 264, Fig. 1–6.
1955 *Calpionella alpina* LORENZ – ZIA, S. 13, Fig. 2: 1–5, Fig. 3: 1–15, Fig. 5: 1–5.
1955 *Calpionella undelloides* COLOM – ZIA, Fig. 3: 20, Fig. 5: 11.
1956 *Calpionella alpina* LORENZ – BONET, S. 31, Taf. 14.
1956 *Calpionella alpina* LORENZ – NICOL, S. 211, Fig. 25: 22–26.
1957 *Calpionella alpina* LORENZ – DURAND DELGA, Fig. 1: A.
1957 *Calpionella alpina* LORENZ – ALLEMANN, S. 171, Fig. 15: 1–16, 37–40.
1957 *Calpionella alpina* LORENZ – FERASIN & RIGATO, S. 21, Taf. 1: Fig. 1, 2.
1957 *Calpionella undelloides* COLOM – FERASIN & RIGATO, Taf. 1: Fig. 4.
1958 *Calpionella alpina* LORENZ – GIANOTTI, Fig. 2: 30–35.
1958 *Calpionella alpina* LORENZ – DUFAURE, Taf. 5: 3–6.
1959 *Calpionella alpina* LORENZ – GRUNAU, Fig. 22: 1–17.
1959 *Calpionella alpina* LORENZ – LEISCHNER, S. 872, Taf. 6: 1.

Lorica annähernd kugelig, aboral meist rund, bei genauen Axialschnitten leicht zugespitzt, Kragen parallel der Achse aufgestellt.

Länge: 55–85μ, Breite: 50–80μ, B : L zwischen 0,9 und 1,0.

Bezüglich der Grösse von *C. alpina* geben J. CADISCH (1932), G. COLOM (1948) und P. BRÖNNIMANN (1954) je 2 Varietäten an, wobei jedoch der kleineren Varietät von COLOM ungefähr die grösseren von CADISCH sowie BRÖNNIMANN entsprechen.

Auch in unserem Material variiert die Grösse in beträchtlichem Umfang, doch zeigt eine Längen-Häufigkeitskurve von 50 ausgemessenen Exemplaren nur ein einziges Maximum bei ca. 70μ. Der Grössenunterschied ist daher lediglich die Folge schiefer oder tangentieller Schnitte. Diese Schnittlagen müssen ja auch viel häufiger auftreten als genaue Axialschnitte. Die wahre Länge der meisten Individuen dürfte über dem Durchschnittswert einer solchen Statistik, nahe bei derem Maximalwert liegen.

Es ist ferner zu beachten, dass eine gewisse Möglichkeit besteht, schiefe Schnitte von *C. elliptica* als «kleinere Exemplare oder Varietäten von *C. alpina*» zu interpretieren (Fig. 1), und es scheint uns, dass diese Verwechslungsmöglichkeit manchen Versuchen in der Literatur zu Grunde liegt, innerhalb von *C. alpina* noch Grössenvarietäten zu unterscheiden. Eine solche Erklärungsmöglichkeit besteht allerdings nur für die kleinsten Exemplare, welche man noch unter *C. alpina* hat subsummieren wollen, da *C. elliptica* an sich allgemein schon etwas kleiner ist als *C. alpina* und deshalb die schiefen Schnitte von *C. elliptica*, die formmässig *C. alpina* gleichen, gegenüber der Normalgrösse der letzteren noch umso kleiner sein müssen (unter 60μ). Ausserdem sollte bei solchen kleinsten Formen, wenn sie als schiefe Schnitte zustande kommen, ein leicht konvex gebogener Kragen zu beobachten sein; und tatsächlich lässt sich solches in unserem Material jeweilen auch beobachten.

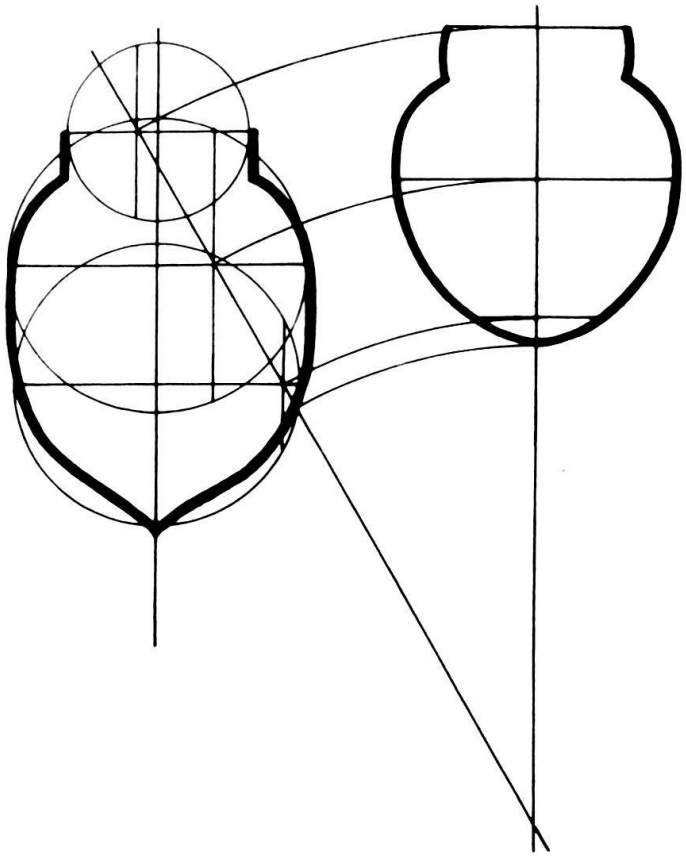


Fig. 1. Ein schiefer Schnitt von *Calpionella elliptica* zeigt das Bild einer *Calpionella alpina*.

Bei einzelnen Individuen fehlt der Kragen, die Lorica erscheint kugelig, mit oraler Wandverstärkung. Dies entspricht der Beschreibung und Abbildung von *Calpionella undelloides* Colom. In etwas dickeren Schliffen kann nun aber festgestellt werden, dass dieses Fehlen des Kragens oft zunächst nur scheinbar ist, indem jedenfalls viele solcher Formen schon beim Verstellen des Mikroskoptubus dennoch das Vorhandensein eines Kragens erkennen lassen. Eine Unterscheidungsmöglichkeit für eine spezielle Art *Calpionella undelloides* Colom scheint uns dem-

nach nicht zu bestehen, und wir betrachten solche Individuen als etwas defekte Exemplare von *C. alpina* mit zum Teil abgebrochenem Oralrand.[4])

Einzelne in unseren Schliffen vorkommende Exemplare könnte man auch zu *Stenosemellopsis hispanica* COLOM stellen. Doch auch hier wurde es nach eingehender Betrachtung mit Heben und Senken des Tubus jeweilen doch wahrscheinlicher, dass es sich nur um defekte Exemplare von *C. alpina* handelt (Fig. 2 : 65). Es scheint überhaupt die Möglichkeit zu bestehen, dass auch diese Art nur auf Grund von solchen defekten Exemplaren von *C. alpina* aufgestellt worden ist; da jedoch das untersuchte Material äusserst arm an solchen fraglichen Formen war, so bestand keine Möglichkeit, diese Frage prinzipiell zu beantworten; typische Exemplare von *Stenosemellopsis hispanica* im Sinne von COLOM treten jedenfalls nicht auf. Da aber von vielen Autoren *St. hispanica* auch noch nach dem Verschwinden von *C. alpina* aufgeführt wird, dürfte es sich doch eher um eine eigene Art handeln.

Stratigraphische Verbreitung: *Calpionella alpina* LORENZ ist sehr häufig im oberen Tithon, sie verschwindet im untersten Berriasian.

Calpionella elliptica CADISCH 1932

Fig. 2: 6–10

1932 *Calpionella elliptica* n. sp. – CADISCH, S. 249, Fig. 3: 10, 11, 17, 25, 26.
1934 *Calpionella* sp. – FICHTER, Fig. 1: 4.
1934 *Calpionella elliptica* CADISCH – COLOM, S. 380, Fig. 2: b, Taf. 30: Fig. 4–6.
1939 *Calpionella elliptica* CADISCH – COLOM, S. 822.
1948 *Calpionella elliptica* CADISCH – COLOM, S. 242, Fig. 11: 2, 51–81, Taf. 33: Fig. 1, 4, 15.
1953 *Calpionella elliptica* CADISCH – COLOM et al., Fig. 8: 1, Fig. 9: 5–7.
1954 *Calpionella elliptica* CADISCH – BRÖNNIMANN, S. 264, Fig. 23–26.
1955 *Calpionella elliptica* CADISCH – ZIA, Fig. 2: 6–12, Fig. 3: 16–19, Fig. 5: 6–10.
1956 *Calpionella elliptica* CADISCH – BONET, S. 32.
1956 *Calpionellites? neocomiensis* COLOM ? – NICOL, Fig. 25: 14–17.
1957 *Calpionella elliptica* CADISCH – DURAND DELGA, Fig. 1: B.
1957 *Calpionella elliptica* CADISCH – ALLEMANN, Fig. 15: 17–23, 28–30.
1957 *Calpionellites ? neocomiensis* COLOM – ALLEMANN, Fig. 15: 35.
1957 *Calpionella elliptica* CADISCH – FERASIN & RIGATO, Taf. 1: Fig. 3.
1958 *Calpionella elliptica* CADISCH – GIANOTTI, Fig. 2: 25–29.
1959 *Calpionella elliptica* CADISCH – GRUNAU, Fig. 22: 18–24.
1962 *Crassicollaria parvula* n. sp. – REMANE, S. 19, Fig. 36–45.

Lorica elliptisch mit parallelen Seitenwänden. Genaue Axialschnitte aboral zugespitzt, selten mit Kaudalfortsatz. Kragen parallel der Achse.

Das Auftreten einer aboralen Spitze und eines Kaudalfortsatzes steht allerdings im Widerspruch mit der Definition dieser Art, denn J. CADISCH (1932, S. 249) führt in der Originalbeschreibung aus: «Die Form der Schale ist... nie zugespitzt...».

Wir vermuten, dass CADISCH keine genauen Axialschnitte vorlagen, wodurch ihm das Vorhandensein der aboralen Zuspitzung entging, und wir stellen daher, in Übereinstimmung mit G. COLOM (1948), auch zugespitzte Individuen, deren allgemeine Form mit *Calpionella elliptica* übereinstimmt, zu dieser Art.

Länge: 45–80μ, Breite: 35–60μ, B : L bei 0,7.

---

[4]) 1953 erwähnen auch G. COLOM, G. GASTANY & M. DURAND DELGA, dass es sich bei *C. undelloides* um defekte *C. alpina* handeln könnte; R. ZIA (1955) schliesst sich dieser Auffassung an.

Stratigraphische Verbreitung: *Calpionella elliptica* CADISCH ist sehr häufig im oberen Tithon, seltener im unteren Berriasian.

Calpionella intermedia DURAND DELGA 1957

Fig. 2: 32–36

1948 *Calpionella elliptica* CADISCH – COLOM, Taf. 33: Fig. 4.
1956 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – NICOL, Fig. 25: 18, 19–21 ?
1957 *Calpionella intermedia* n. sp. – DURAND DELGA, S. 167–169, Fig. 1: C, Taf. 1: Fig. 1–5.
1957 *Tintinnopsella* cf. *carpathica* (MURG. & FIL.) – ALLEMANN, Fig. 15: 25–27.
Tintinnopsella n. sp. aff. *carpathica* (MURG. & FIL.) – ALLEMANN, Fig. 15: 31, 32, 36.
1958 *Calpionella elliptica* CADISCH – DUFAURE, Taf. 5: 1, non 2.
?1960 *Calpionella schneebergeri* n. sp. – BRUNNSCHWEILER, S. 12, 13, Fig. 7, 8.
1962 *Crassicollaria brevis* n. sp. – REMANE, S. 16, Fig. 19–26.
Crassicollaria intermedia (DURAND DELGA) – REMANE, S. 16, Fig. 27–34.

Lorica oval, aboral oft zugespitzt. Kragen etwas dünner als bei den übrigen Calpionellen, nach aussen umgebogen.

Diese Art wird von M. DURAND-DELGA (1957) aus dem Tithon und Berriasian verschiedener mediterraner Gebiete signalisiert. F. ALLEMANN (1957) erkennt sie gleichzeitig ebenfalls als neue Spezies, gibt jedoch weder eine Beschreibung noch einen Namen. Die von ALLEMANN abgebildeten Formen zeigen z.T. einen dünneren und etwas stärker nach aussen umgebogenen Kragen. Die Übereinstimmung in der allgemeinen Form und die analoge stratigraphische Verbreitung lassen jedoch diese beiden Typen als zur gleichen Art gehörig erscheinen. *C. intermedia* ist kleiner als *T. carpathica* und unterscheidet sich von dieser, neben der etwas stärkeren Wandung, vor allem durch den nach aussen konkav gebogenen Kragen. Dies schliesst auch die Möglichkeit aus, dass es sich um spezielle Schnitte durch die mit ihr zusammen vorkommenden *C. alpina* und *C. elliptica* handeln könnte.

Länge: 50–70μ, Breite: 30–50μ, B : L bei 0,7.

Stratigraphische Verbreitung: *Calpionella intermedia* DURAND-DELGA kommt im obersten Tithon und untersten Berriasian vor, ist aber nicht sehr häufig.

b) Genus *Calpionellites* COLOM 1948

Lorica annähernd kugelig oder mehr zylindrisch, aboral gerundet oder zugespitzt. Kragen parallel der Achse oder nach innen umgebogen; er scheint gespalten oder von der Lorica durch eine Lücke abgetrennt zu sein.

Calpionellites darderi (COLOM) 1934

Fig. 2: 25–27, 63

1934 *Calpionella darderi* n. sp. – COLOM, S. 381, Fig. 2e, Taf. 31: Fig. 3.
1939 *Calpionella darderi* COLOM – COLOM, S. 822, Fig. 7.
1948 *Calpionellites darderi* (COLOM) – COLOM, S. 244, Fig. 12: 1–15, Taf. 33: Fig. 6.
1954 *Calpionellites darderi* (COLOM) – BRÖNNIMANN, S. 266, Fig. 16, 18.
1955 *Calpionellites darderi* (COLOM) – ZIA, Fig. 2: 13, 14, Fig. 3: 21–23.
1956 *Calpionellites darderi* (COLOM) – BONET, S. 34, Taf. 16.
1957 *Calpionellites darderi* (COLOM) – FERASIN & RIGATO, S. 24, Taf. 1: Fig. 7, 8.
1958 *Calpionellites darderi* (COLOM) – GIANOTTI, Fig. 2: 12, 13.
1959 *Calpionellites darderi* (COLOM) – CITA & PASQUARÈ, Fig. 5: 1–7.
?1959 *Calpionellites uncinata* n. sp. – CITA & PASQUARÈ, S. 422–425, Fig. 5: 8–14, Taf. 28: Fig. 2.

Lorica glockenförmig, aboral meist rund. Öffnung weit. Oral ist der Kragen in 2 Blätter gespalten und erscheint dadurch im Längsschnitt als eine leicht gegen einwärts geknickte Gabel, deren innerer Ast öfters vom äusseren durch einen Unterbruch abgesetzt ist.

Es ist nicht leicht, die letztere Erscheinung zu deuten. G. NICOL (1956) schreibt sie einem kristalloptischen Lichtbrechungseffekt zu. Da wir aber für die hier in Frage kommenden Arten eine recht beschränkte stratigraphische Verbreitung feststellten, sind wir der Überzeugung, dass es sich um ein primäres, sehr spezifisches Merkmal handelt. Unwahrscheinlich ist ferner eine Verbindung durch verschwundene Weichteile; der separate Teil des Kragens hätte sich bei der Sedimentation zu leicht vom Rest der Lorica trennen können.

Die plausibelste Erklärung scheint uns folgende: Der innere Teil der doppelten Kragenwand trägt kurz oberhalb der Ansatzstelle einen Porenkranz. Wird nun bei einer bestimmten Schnittlage eine solche Pore getroffen, so erscheint ein Teil des Kragens isoliert. Als Beweis können Beobachtungen dienen, wonach ein abgesetzter Kragen beim Verstellen des Tubus eine Verbindung zum Hauptteil erhalten kann (Fig. 2 : 63).

Länge: 65–110μ, Breite: 60–90μ, B : L zwischen 0,8 und 1,0.

Stratigraphische Verbreitung: *Calpionellites darderi* (COLOM) tritt relativ häufig im oberen Berriasian, seltener im Valanginian auf.

Calpionellites neocomiensis COLOM 1948

Fig. 2: 20–24

1948 *Calpionellites neocomiensis* n. sp. – COLOM, S. 244, Fig. 12: 16–18, 22–24.
1956 *Calpionellites neocomiensis* COLOM – BONET, S. 36, Fig. 2.
1957 *Calpionellites neocomiensis* COLOM – FERASIN & RIGATO, Taf. 1: Fig. 9, 10.
1957 *Calpionellites* cf. *neocomiensis* COLOM – FERASIN & RIGATO, Taf. 1: Fig. 11, 12.
1958 *Calpionellites neocomiensis* COLOM – GIANOTTI, Fig. 2: 18, 20, ?19.
1958 *Calpionellites* aff. *neocomiensis* COLOM – DUFAURE, Taf. 5: 13, 14.

Lorica zylindrisch, aboral zugespitzt oder gerundet. Oral Wandung etwas verstärkt, Kragen in der Fortsetzung der Lorica, erscheint meist isoliert.

Wir nehmen an, dass auch hier, wie bei *Calpionellites darderi*, die Abtrennung des Kragens nur eine scheinbare, durch einen Porenkranz hervorgerufene Erscheinung ist. Da aber bei dieser Art nur sehr wenige Schnitte eine Verbindung des Kragens mit der Lorica zeigen (Fig. 2 : 23), und da auch durch Verstellen des Tubus nur selten eine Verschmelzung herbeigeführt werden kann (Fig. 2 : 24), dürften es hier weit grössere Poren sein als bei *Calpionellites darderi*. Es handelt sich also eher um eine «geländerähnliche» Konstruktion, bei der die Wahrscheinlichkeit von Schnittlagen im Zwischenraum viel grösser ist.[5])

Länge: 85–125μ, Breite: 40–65μ, B : L bei 0,5.

Stratigraphische Verbreitung: *Calpionellites neocomiensis* COLOM ist relativ häufig im mittleren Berriasian.

c) Genus *Tintinnopsella* COLOM 1948

Lorica glockenförmig oder zylindrisch, Wandung dünn, Aboralende rund oder

[5]) Das rezente Genus *Dictyocysta* zeigt entsprechende Kragenverhältnisse.

zugespitzt, selten mit Kaudalfortsatz. Kragen, wenn vorhanden, annähernd rechtwinklig abstehend.

Tintinnopsella oblonga (CADISCH 1932)

Fig. 2: 37–42

1932 *Calpionella oblonga* n. sp. – CADISCH, S. 252, Fig. 3: 20,21.
1934 *Calpionella oblonga* CADISCH – COLOM, Taf. 31: Fig. 1; non Fig. 2.
1939 *Calpionella oblonga* CADISCH – COLOM, S. 822.
?1939 *Calpionella simplex* n. sp. – COLOM, S. 820, Fig. 11, Taf. 1: 9.
1948 *Calpionella* sp. – COLOM, Fig. 12: 37, 41, 42.
1948 *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) – COLOM, Taf. 33: Fig. 5; non Fig. 11; non Fig. 11: 23; non Fig. 13: 57; non Fig. 14: 5.
?1948 *Calpionellopsis simplex* (COLOM) – COLOM, S. 243, Fig. 11: 10.
1953 *Tintinnopsella longa* (COLOM) – COLOM et al., Fig. 2: 7; non 5, 6.
1954 *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) – BRÖNNIMANN, S. 267, Fig. 19–21.
1955 *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) – ZIA, Fig. 6: 3, 4.
1956 *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) – BONET, S. 39, Taf. 18.
1957 *Tintinnopsella* cf. *oblonga* (CADISCH) – FERASIN & RIGATO, S. 25, Taf. 2: Fig. 20, 21.
1959 *Tintinnopsella* (?) *oblonga* (CADISCH) – CITA & PASQUARÈ, S. 419, Fig. 5: 22–24.

In der Originalbeschreibung führt J. CADISCH (1932, S. 252) aus: «... becherartige Schale, die sich fast unmerklich in den Kragen fortsetzt. Derselbe ist meist an der etwas ungleichen Lichtbrechung kenntlich.»

G. COLOM (1934, 1948) stellt in diese Art auch Formen mit keulenartiger Lorica, enger Öffnung und rechtwinklig abstehendem Kragen. Er nimmt an, dass CADISCH nur schlecht erhaltene Individuen zur Verfügung standen. Dies kann aber nicht der Fall gewesen sein, da der Kragen nicht etwa abgebrochen war, sondern, wenn auch nur durch verschiedene Lichtbrechung, doch als deutlich erkennbar angegeben wird.

Wir stellen daher zur Art *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) nur Formen, die der Originalbeschreibung nahe kommen: Lorica annähernd zylindrisch, gegen oben leichte konische Verengung. Aboral gerundet bis leicht zugespitzt. Kragen in der Fortsetzung der Wände, nur durch ungleiche Lichtbrechung als solcher sich abhebend.

Individuen, die den oben speziell ausgenommenen, von G. COLOM (1934, 1948) als *T. oblonga* beschriebenen Formen gleichen, werden bei *Tintinnopsella colomi* nom. nov. aufgeführt.[6])

Länge: 85–110μ, Breite: 40–50μ, B : L bei 0,4.

Stratigraphische Verbreitung: *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) ist nicht häufig im oberen Berriasian und unteren Valanginian.

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU 1933)

Fig. 2: 11–15

1933 *Calpionella carpathica* n. sp. – MURG. & FIL., Fig. 1: a–c.
1934 *Calpionella* sp. – FICHTER, Fig. 1: 3.
1934 *Calpionella carpathica* MURG. & FIL. – COLOM, S. 381, Fig. 2c, Taf. 30: Fig. 7–9.

[6]) Ohne sie zu benennen, bildet anderseits G. COLOM (1948, Fig. 12: 37, 41, 42) Formen ab, welche zu *Tintinnopsella oblonga* gehören. Auch *Calpionellopsis simplex* (COLOM), G. COLOM (1948, S. 243, Fig. 11: 10) dürfte hieher zu stellen sein, eventuell auch zu *Cs. neocomiensis*. Gerade wegen dieser Mehrdeutigkeit sollte die Art *Calpionellopsis simplex* eliminiert werden.

1937 *Calpionella carpathica* MURG. & FIL. – HAUS, S. 62, Fig. 10a–c.
1939 *Calpionella carpathica* MURG. & FIL. – COLOM, S. 822.
1939 *Favelloides majoricensis* n. sp. – COLOM, S. 819, Fig. 5–8, Taf. 1: 2, 10.
1948 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – COLOM, S. 245, Fig. 11: 8, Fig. 13: 1–56, Taf. 33: Fig. 2, 16.
1953 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – COLOM et al., Fig. 2: 1–3, Fig. 5: 1–6, Fig. 9: 10–22.
1953 *Tintinnopsella longa* (COLOM) – COLOM et al., Fig. 2: 5, 6; non 7.
1954 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – BRÖNNIMANN, S. 267, Fig. 13–15.
1956 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – BONET, S. 36, Taf. 17.
1956 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – NICOL, S. 208, Fig. 25: 4–13; ?19–21.
1956 *Tintinnopsella* cf. *longa* (COLOM) – NICOL, Fig. 25: 1–3.
1957 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – DURAND DELGA, Fig. 1: D.
1957 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – ALLEMANN, Fig. 15: 33, 34.
1958 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – GIANOTTI, Fig. 2: 22–24; ?21.
1958 *Tintinnopsella carpathica* MURG. & FIL. – DUFAURE, Taf. 5: 16–19, 21, 22.
1958 *Tintinnopsella oblonga* CADISCH – DUFAURE, Taf. 5: 23–25.
1959 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – CITA & PASQUARÈ, S. 417, Fig. 5: 18–20.
1959 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) – GRUNAU, Fig. 22: 28–35.
1959 *Tintinnopsella carpathica* MURG. & FIL. – LEISCHNER, S. 874, Taf. 6: 7.

Lorica glockenförmig, aboral gerundet, bei genauen Axialschnitten zugespitzt, selten mit Kaudalfortsatz. Öffnung weit, Kragen rechtwinklig nach aussen abstehend.

Länge: 70–115μ, Breite: 30–60μ, B : L zwischen 0,4 und 0,7.

Auch hier wurde schon versucht (G. NICOL, 1956), bezüglich der Grösse verschiedene Varietäten zu unterscheiden. Wie jedoch G. COLOM (1948, Fig. 2) sehr schön gezeigt hat, kann aus ein und demselben Exemplar durch einen schiefen Schnitt eine kurze, bauchige Form mit weiter Öffnung, durch einen tangentiellen Schnitt aber eine längliche, schlanke Form mit enger Öffnung erhalten werden. Solchen Unterschieden kommt also keine grosse Bedeutung zu.

Stratigraphische Verbreitung: *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.) tritt vereinzelt im obersten Tithon, sehr häufig im unteren Berriasian und seltener im oberen Berriasian sowie Valanginian auf.

Tintinnopsella longa (COLOM 1939)

Fig. 2: 43–45

1939 *Calpionella longa* n. sp. – COLOM, S. 819, Fig. 9, Taf. 1: 3.
1939 *Calpionella cylindrica* n. sp. – COLOM, S. 821, Fig. 15, 16, Taf. 1: 8.
1948 *Tintinnopsella longa* (COLOM) – COLOM, S. 246, Fig. 14: 2–4, 6–8.
1953 *Tintinnopsella longa* (COLOM) – COLOM et al., Fig. 9: 23.
1956 *Tintinnopsella longa* (COLOM) – BONET, S. 38.
1957 *Tintinnopsella longa* COLOM – FERASIN & RIGATO, Taf. 2: Fig. 22, 23.
1958 *Tintinnopsella longa* (COLOM) – GIANOTTI, Fig. 2: 2, 3.
1959 *Tintinnopsella longa* (COLOM) – CITA & PASQUARÈ, S. 418, Fig. 5: 21.

Lorica zylindrisch, aboral meist zugespitzt, oft mit Kaudalfortsatz. Öffnung ebenso breit wie die Lorica, Kragen nach aussen abstehend.

Länge: 80–130μ, Breite: 35–70μ, B : L zwischen 0,3 und 0,5.

Schiefe Schnitte dieser Art ergeben die Form von *Tintinnopsella carpathica*. Der Grössenunterschied (*Tintinnopsella longa* ist bis ca. 20μ grösser als *Tintinnopsella carpathica*) und das Vorhandensein der aboralen Zuspitzung – Kennzeichen

eines Axialschnittes – auch bei kleineren Individuen, sprechen aber doch für eine eigene, allerdings mit *Tintinnopsella carpathica* nah verwandte Art.

Anderseits könnte eine *Tintinnopsella longa* mit abgebrochenem Kragen für eine *Tintinnopsella oblonga* gehalten werden, doch zeigt sie dann nicht die für letztere charakteristische unterschiedliche Lichtbrechung des oralen Endes.

Stratigraphische Verbreitung: *Tintinnopsella longa* (COLOM) tritt selten im Berriasian und unteren Valanginian auf.

Tintinnopsella cadischiana COLOM 1948

Fig. 2: 16–19, 64

1932 *Calpionella* sp. – CADISCH, Fig. 3: 18, 19.
1948 *Tintinnopsella cadischiana* n. sp. – COLOM, S. 247, Fig. 12: 25, 26, 34, 35, 40; non 19–21.
1953 *Tintinnopsella cadischiana* COLOM – COLOM et al., Fig. 9: 1–4.
1957 *Tintinnopsella cadischiana* COLOM – FERASIN & RIGATO, S. 26, Taf. 2: Fig. 24, 25.
1957 *Tintinnopsella* cf. *cadischiana* COLOM – FERASIN & RIGATO, Taf. 2: Fig. 26.
1958 *Tintinnopsella cadischiana* COLOM – GIANOTTI, Fig. 2: 14–17.
1959 *Tintinnopsella cadischiana* COLOM – CITA & PASQUARÈ, Fig. 5: 15–17.
1959 *Tintinnopsella cadischiana* COLOM – GRUNAU, Fig. 22: 36–40.

Lorica becherartig, aboral meist gerundet. Öffnung weit, Kragen sowohl nach innen als auch nach aussen annähernd rechtwinklig abstehend, er erscheint meist von der Lorica isoliert.

Länge: 75–115μ, Breite: 55–90μ, B : L bei 0,8.

Auch hier dürfte die Isolierung des Kragens, wie bei *Calpionellites*, nur scheinbar sein, da sich an der Kragenansatzstelle wohl ein Porenkranz befindet.[7]) (Fig. 2 : 64)

Stratigraphische Verbreitung: *Tintinnopsella cadischiana* COLOM ist häufig im unteren Berriasian.

Tintinnopsella colomi nom. nov.[8])

Fig. 2: 28–31

Holotyp: 1934 *Calpionella oblonga* CADISCH – COLOM, S. 381, Fig. 2d, Taf. 31 : Fig. 2; non Fig. 1.

Neotyp: Profil XXIX (Klewenalp), Schicht No. 5, Schliff No. XXIX/5b, unteres Berriasian, Fig. 2 : 28.

1948 *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) – COLOM, S. 246, Fig. 11: 13, Fig. 13: 57, Fig. 14: 5, Taf. 33: Fig. 11; non Fig. 5.
1956 *Amphorellina subacuta* COLOM – BONET, Fig. 3a; non 3b–3d.
1957 *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) – FERASIN & RIGATO, S. 25, Taf. 2: Fig. 19.
1959 *Tintinnopsella* (?) cf. *oblonga* (CADISCH) – CITA & PASQUARÈ, Fig. 5: 25, 26, (?27).
1959 *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) – GRUNAU, Fig. 22: 26, (?25).

G. COLOM (1934) bildet auf Taf. 31 : Fig. 2 unter dem Namen *Calpionella oblonga* CADISCH eine Form ab, die eindeutig eine andere, neue Art darstellt:

---

[7]) Dies, wie auch die für *Tintinnopsella* etwas zu starke Wandung, lassen diese Art als *Calpionellites* erscheinen; allerdings spricht der rechtwinklig abstehende Kragen doch weit eher für eine *Tintinnopsella*, weshalb wir diese Art bei diesem Genus belassen.

[8]) Die von J. REMANE (1962) aufgestellte *Crassicolaria colomi* musste vom Autor – da wir ihn von der Existenz von *Calpionella intermedia* DURAND-DELGA unterrichteten – sofort wieder eingezogen werden.

Lorica keulenförmig, unterer Drittel bauchig, aboral gerundet, gegen oben konisch enger werdend. Öffnung eng, Kragen nach aussen abstehend.

Sowohl die Keulenform, als auch der weit abstehende Kragen, stimmen mit der Definition von *Calpionella oblonga* CADISCH (1932, S. 252) (s. S. 39) nicht überein. Die Auffassung G. COLOMS (1948, S. 246), wonach die Originalbeschreibung von CADISCH auf schlecht erhaltenen (oral abgebrochenen) Individuen beruhe, kann nicht unterstützt werden, da CADISCH das Vorhandensein eines Kragens erwähnt, wenn sich dieser meist auch nur durch die unterschiedliche Lichtbrechung von der Lorica abhebt. M.B. CITA & G. PASQUARÈ (1959) haben Formen, die nun *Tintinnopsella colomi* darstellen, nur mit Vorbehalt zu *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) gestellt.

Von den ihr verwandten *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FIL.), *Tintinnopsella longa* (COLOM) und *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH) unterscheidet sich *Tintinnopsella colomi* eindeutig durch ihre charakteristische Keulenform mit dem engen oralen Drittel der Lorica, was sogar die oral abgebrochenen Individuen zu identifizieren erlaubt. Die Schnittkonturen von *T. colomi* können sich auch nicht durch spezielle Schnittlagen bereits bekannter Arten ergeben. Die Aufstellung einer neuen Art ist deshalb gerechtfertigt.

Länge: 90–130μ, Breite: 35–55μ, B : L zwischen 0,4 und 0,5.

Stratigraphische Verbreitung: *Tintinnopsella colomi* nom. nov. ist relativ selten im Berriasian.

Tintinnopsella romanica n.sp.

Fig. 2: 60–62

Holotyp: Profil XXI (Weissenburgberg), Schicht No. 7,
Schliff No. XXI/7, Valanginian, Taf. I, Fig. 1.

Lorica oval, aboral gerundet. Öffnung eng, Kragen dünn, gerade, lang ausgezogen, schräg nach aussen abstehend.

Auch das Schnittbild dieser Form lässt sich nicht durch spezielle Schnittlagen aus bekannten Arten herleiten. Das Haupterkennungsmerkmal – neben der ovalen Form – bildet der gerade, mit der Achse einen Winkel von ca. 30° bildende, dünne Kragen, wodurch sie sich von den andern Arten deutlich unterscheidet. Von *Amphorellina subacuta*, welche manchmal ähnliche Kragenformen aufweisen kann und gemeinsam mit ihr vorkommt, hebt sich *Tintinnopsella romanica* n.sp. scharf durch ihre kleinere und rundlichere Form ab.

Länge: 65–75μ, Breite: 45–55μ, B : L zwischen 0,6 und 0,7.

Stratigraphische Verbreitung: *Tintinnopsella romanica* n.sp. ist selten im Valanginian.

d) Genus *Amphorellina* COLOM 1948

Amphorellina subacuta COLOM 1948

Fig. 2: 48–54

1948 *Amphorellina subacuta* n.sp. – COLOM, S. 250, Taf. 33: Fig. 8, 10, Fig. 12: 45, 48, 53, 58–60.
1954 *Amphorellina lanceolata* COLOM – BRÖNNIMANN, S. 268, Fig. 7–9.
1956 *Amphorellina subacuta* COLOM – BONET, S. 40, Fig. 3b–d; non a.
?1957 *Amphorellina subacuta* COLOM – FERASIN & RIGATO, Taf. 2: Fig. 29, 30.
1958 *Amphorellina subacuta* COLOM – GIANOTTI, Fig. 2:4.

Lorica länglich, in der Mitte leicht bauchig. Wandung dünn. Aboral zugespitzt, meist mit Kaudalfortsatz. Öffnung eng, Kragen nach aussen abstehend.

Tangentielle Schnitte etwas deformierter Exemplare dieser Art ergeben Formen, wie sie P. BRÖNNIMANN (1954, Fig. 7–9) als *A. lanceolata* abbildet. In unserem Material finden sich ähnliche Individuen, ihrer allgemeinen Form entsprechend müssen sie als *A. subacuta* aufgefasst werden.

Länge: 110–150μ, Breite: 35–50μ, B : L bei 0,3.

Stratigraphische Verbreitung: *Amphorellina subacuta* COLOM ist relativ häufig im Valanginian, seltener im unteren Hauterivian.

Amphorellina lanceolata COLOM 1948

1948 *Amphorellina lanceolata* COLOM, S. 250, Fig. 12: 43, 44, 46.

Formen wie sie COLOM abbildet, finden sich auch in unseren Schliffen. Die Möglichkeit, dass es sich um schiefe Schnitte von *T. carpathica*, *T. longa* oder *T. oblonga* handelt, ist gross, weshalb wir entsprechende Exemplare als *Tintinnopsella* sp. bezeichnen.

e) Genus *Salpingellina* COLOM 1948

Salpingellina levantina COLOM 1948

Fig. 2: 55–58

1948 *Salpingellina levantina* n. sp. – COLOM, S. 250, Taf. 33: Fig. 20, Fig. 13: 58, 60, 61.
1958 *Salpingellina levantina* COLOM – GIANOTTI, Fig. 2: 5.
1959 *Salpingellina levantina* COLOM – LEISCHNER, S. 874, Taf. 6: 8.

Lorica lang, schmal, aboral zugespitzt, meist mit Kaudalfortsatz. Öffnung sehr eng, Kragen, wenn vorhanden, nach aussen abstehend.

Länge: 140–170μ, Breite: 15–20μ, B : L zwischen 0,1 und 0,2.

Stratigraphische Verbreitung: *Salpingellina levantina* COLOM ist selten vom oberen Berriasian bis ins untere Hauterivian.

B. Abfolge der Tintinnidenfaunen in der Klippendecke

In den bisherigen, unten in Kapitel E im Detail zu besprechenden Untersuchungen der stratigraphischen Verbreitung der Tintinniden, kommen z.T. widersprüchliche Resultate zum Ausdruck. Es schien uns daher besser, in der Bearbeitung unseres tintinnidenreichen Materials zunächst unabhängig und rein induktiv vorzugehen, indem darauf tendiert wurde, festzustellen, welche Formen überhaupt oder am häufigsten zusammen vorkommen und wie diese Spezieskombinationen jeweilen geometrisch-stratigraphisch übereinander folgen.

Diese zunächst in sich selbst beruhende Untersuchung führte nach Bearbeitung von rund 500 Dünnschliffen aus über 30 – im anschliessenden stratigraphischen Teil im Detail beschriebenen – Profilen zu den in der nachstehenden Tabelle zusammengefassten Ergebnissen. Es sind darin mit A-K 10 verschiedene Faunengesellschaften (= Fg.) unterschieden worden; der Leser kann sich anhand der in den Kolonnenprofilen angeführten Tintinnidenfaunen selbst ein Bild machen, wie diese Tabelle im Detail zustande gekommen ist.

Tatsächlich hat sich diese Tintinnidenstratigraphie, wie sich unten noch ergeben wird, als die einzige Möglichkeit ergeben, innerhalb von Tithon und Neocom der

Klippendecke stratigraphische Korrelationen vorzunehmen, und wenn es auf dieser Grundlage dann gelungen ist, eine Heterochronie der lithologischen Horizonte der Malm-Kreide-Grenze nachzuweisen, so hat sich diese Beschäftigung mit den Tintinnidenfaunen als fruchtbar erwiesen.

Fg.	A	B	C	D	E	F	G	H	J	K
C. alpina	++	++	++	+						
C. elliptica	+	++	++	++	+					
C. intermedia		±	±	±	±					
T. carpathica			+	++	++	++	+	+	±	
T. cadischiana				+	+	±				
T. longa				±	±	±	±	±		
T. colomi				±	±	±	±			
Cs. neocomiensis					±	+	±			
T. oblonga					±	±	±	±		
S. levantina						±	±	±	±	±
Cs. darderi							+	±	±	
A. subacuta								+	±	±
T. romanica								±	±	

++ häufig auftretend
\+ stets auftretend
± selten auftretend

Aus der obigen Tabelle geht hervor, dass hauptsächlich *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella cadischiana*, *Calpionellites neocomiensis*, *Cs. darderi* und *Amphorellina subacuta*, alles Arten mit beträchtlicher Individuenzahl, infolge ihrer relativ kurzen Auftretensperioden für detaillierte stratigraphische Untersuchungen von Bedeutung sind. Zusätzlich bildet das Einsetzen von *T. carpathica* eine bemerkenswerte Marke. Von den vereinzelter vorkommenden Formen sind *C. intermedia* und *T. romanica* von einigem Interesse, während die restlichen Arten infolge ihrer Seltenheit und ihrer relativ langen Lebenszeit nur untergeordnete Bedeutung haben.

C. Stratigraphische Einordnung der Tintinnidenfaunen im Helvetikum und Ultrahelvetikum

Ein weiterer wichtiger Punkt ist nun natürlich der, festzustellen, wo und wie diese Faunengesellschaften (welche im folgenden immer mit ihren Lettern A–K bezeichnet werden), im alpinen Gebiet mit einer auf Makroleitfossilien beruhenden Stufenfolge in Korrelation gebracht werden können.

Klippendecke

Was zunächst das engere Arbeitsgebiet der Klippendecke betrifft, so sind hier die Gelegenheiten zu einer solchen Verknüpfung bei der bekannten allgemeinen Armut des Neocom an Makrofossilien naturgemäss beschränkt. Nur an einer ein-

zigen Stelle ist es uns gelungen, eine Tintinnidenfauna durch Zusammenvorkommen mit einem charakteristischen Makroleitfossil direkt zu datieren: Im Detailprofil I (Moléson, s. S. 55) enthielt ein Dünnschliff durch das Innere eines *Crioceratites duvali* (Lév.), also aus einem dadurch als Hauterivian datierten Horizont, *A. subacuta* und *S. levantina* ohne weitere Begleiter, was unserer Faunengesellschaft K entspricht. Der altbekannte Ammonitenhorizont der Nünenenfluh (Barremian, s. S. 59) enthielt leider keine Tintinniden und ebensowenig auch ein Schliff durch das Innere eines *Barremites* sp. von Allières (s. S. 63).

Dagegen ergaben sich einige Vergleichsstudien in Makrofossil-belegten Profilen an der Malm-Kreide-Grenze im Helvetikum und Ultrahelvetikum für die zeitliche Korrelation der Faunengesellschaften als fruchtbarer.

Helvetikum:

Zusammen mit R. Hantke nahmen wir im südhelvetischen Alviergebiet, auf der Alp Balfries, das folgende Profil vom oberen Quintnerkalk bis in den Kieselkalk auf:

1. Im oberen, gut gebankten Quintnerkalk, wenige Meter unter dem Gipfel des Tschuggen, einem Vorgipfel der südlichen Alviergruppe, finden sich *Calpionella alpina* und *Calpionella elliptica* (Fg. A).
2. Auf dem Tschuggengipfel steht der oberste Quintnerkalk an, darin *C. alpina*, *C. elliptica* und einzelne *C. intermedia* (Fg. B).
3. Etwas nördlich des Gipfels, im allerobersten, knolligen, rotgefleckten Quintnerkalk tritt neben den bisherigen Formen erstmals *Tintinnopsella carpathica* auf (Fg. C).

Dies ist unzweifelhaft das Niveau der Ammonitenbank, aus der R. Hantke (1960) in einem Schliff durch ein Exemplar eines *Neocomites suprajurensis* Mazenot (leitend für alleroberstes Tithon) eine Mikrofauna von *C. alpina*, *C. elliptica* und seltenen *T. carpathica* feststellte. Zusätzlich finden sich in diesem Schliff auch noch Formen, die zu *C. intermedia* zu stellen wären. Das erstmalige Auftreten von *T. carpathica* kann somit im allerobersten Tithon fixiert werden.

Dieser Kondensationshorizont, der die Malm-Kreide-Grenze markiert, wird überlagert von den Balfries-Schiefern, siltigen Mergeln und Mergelkalken.

4. Eine Quintnerkalk-ähnliche Kalkbank in derem untersten Teil (Gassenkalk, unterstes Berriasian) führt *C. elliptica*, *T. carpathica* und, seltener, *C. alpina* und *T. cadischiana* (Fg. D).
5. Auch die kalkreichsten Partien der Balfries-Schiefer sind ohne Tintinniden.
6. Im darüber folgenden Diphyoideskalk (Valanginian) lassen sich seltene *T. carpathica*, *T. romanica*, *A. subacuta*, *S. levantina* und, an der Basis, *Cs. darderi* feststellen (Fg. J und K).
7. Der Kieselkalk führt keine Tintinniden.

Ultrahelvetikum:

Eine gute Korrelationsmöglichkeit der Tintinniden-Faunengesellschaften bietet sich am Montsalvens, wo die eingehenden Untersuchungen von H. Guillaume (1957) als Grundlage dienen. Bei der Durchsicht seiner Dünnschliffsammlung, die uns am Geologischen Institut der Universität Fribourg in verdankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurde, konstatierten wir nachstehende Abfolge der Tintinnidenfaunen:

1. Im oberen Portlandian (Zonen *Dalmasiceras progenitor* und *Berriasella chaperi*) enthalten die Niveaux von calcaire graveleux und calcaire sublithographique keine Tintinniden.

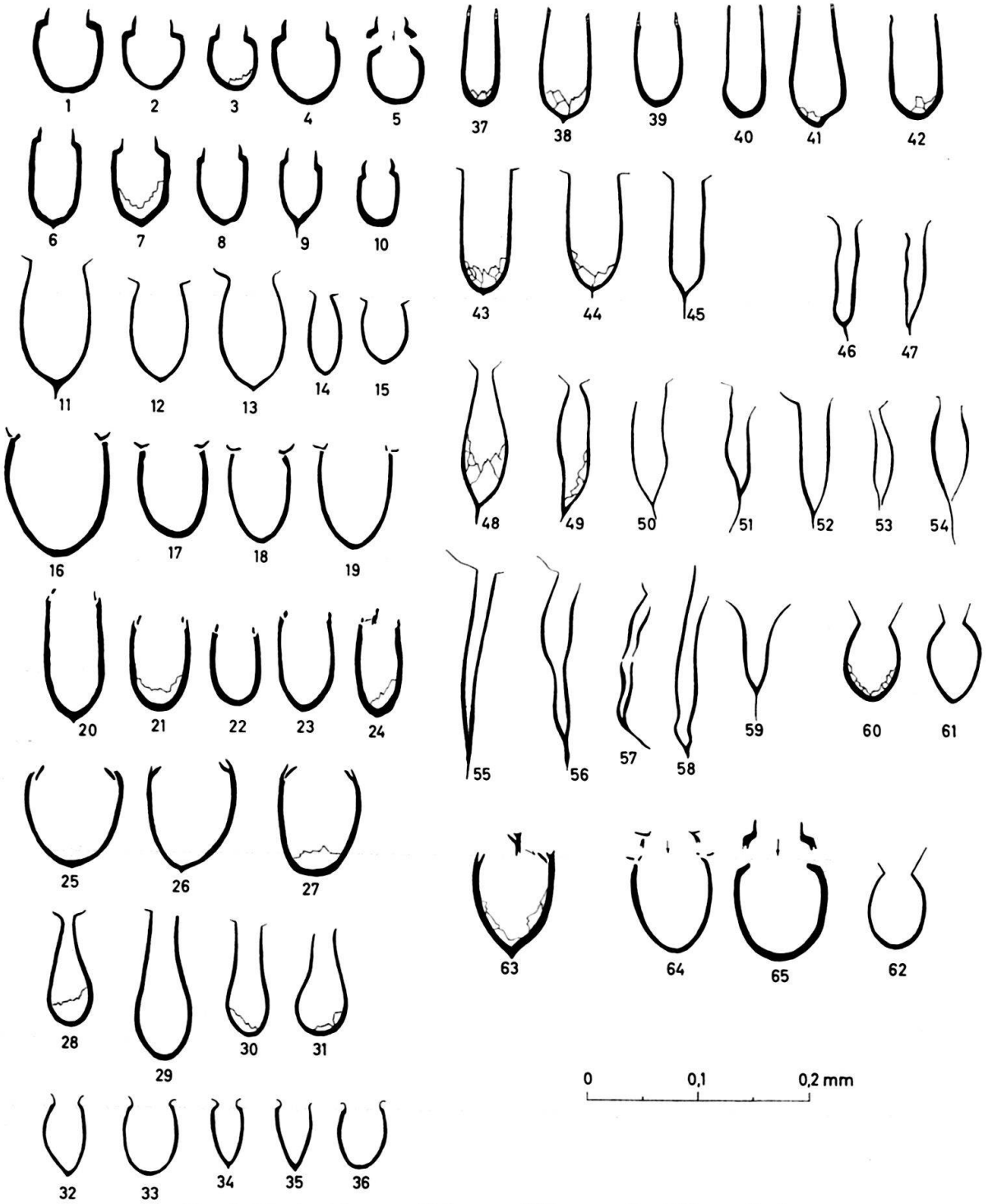


Fig. 2. Tintinniden aus Tithon und Neocom der Klippendecke:

1– 5: *Calpionella alpina* LORENZ
6–10: *Calpionella elliptica* CADISCH
11–15: *Tintinnopsella carpathica* (MURG. und FIL.)
16-19: *Tintinnopsella cadischiana* COLOM
20 24: *Calpionellites neocomiensis* COLOM
25 27: *Calpionellites darderi* (COLOM)
28–31: *Tintinnopsella colomi* nom. nov.
32–36: *Calpionella intermedia* DURAND-DELGA
37–42: *Tintinnopsella oblonga* (CADISCH)
43–45: *Tintinnopsella longa* (COLOM)
46, 47: *Tintinnopsella* sp.
48–54: *Amphorellina subacuta* COLOM
55–58: *Salpingellina levantina* COLOM
59:
60–62: *Tintinnopsella romanica* n. sp.
63: *Calpionellites darderi* (COLOM)
64: *Tintinnopsella cadischiana* COLOM
65: ? *Stenosemmellopsis hispanica* COLOM = *Calpionella alpina* LORENZ

2. Der calcaire bréchique, eine Intraformationsbreccie im obersten Portlandian, führt *C. alpina* und *C. elliptica* (Fg. A); im Dach dieser Schicht tritt zusätzlich noch *C. intermedia* auf (Fg. B). Nach GUILLAUME (S. 54) ist die Obergrenze des calcaire bréchique nicht der wahre Abschluss des Portlandian, «dont le dépôt total n'a pas pu se réaliser dans les dernières vicissitudes de la mer jurassique». Dies stimmt recht gut mit der Tintinnidenfauna überein, indem hier *T. carpathica* noch fehlt.
3. Im Niveau 18 des Berriasian-Typus-Profils vom Abrupt de Villarbeney (GUILLAUME, S. 65, 66), über der sicheren Neocomfauna der Niveaux 5 und 9, finden sich *C. elliptica*, *T. carpathica* und *T. cadischiana*, seltener *Cs. neocomiensis* und *T. colomi* (Fg. E).
4. Das Valanginian enthält *A. subacuta* und *S. levantina* (Fg. K).

D. Stratigraphische Verbreitung der Tintinniden in den Schweizer Alpen

Die aus den Untersuchungen im Tithon und der Unterkreide der Klippendecke, sowie die aus den Korrelationen im Helvetikum und Ultrahelvetikum gewonnenen Tatsachen bezüglich der stratigraphischen Verbreitung der Tintinniden sind in Fig. 3 zusammengestellt; sie seien im folgenden kurz umrissen:

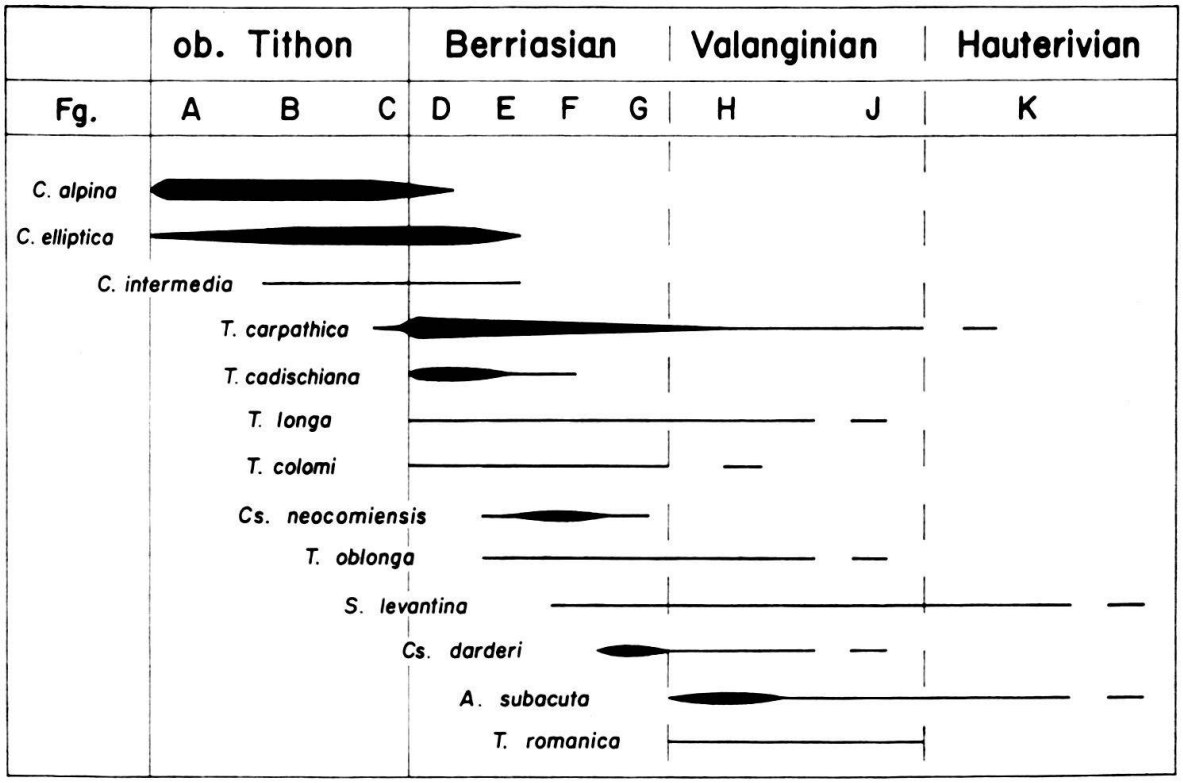


Fig. 3. Vertikale Verbreitung der Tintinniden in Tithon und Neocom der Klippendecke; stratigraphische Einordnung nach Korrelationen im Helvetikum und Ultrahelvetikum.

Im oberen Tithon finden sich anfangs ausschliesslich *C. alpina* und *C. elliptica* in grosser Häufigkeit (Fg. A), bis sich ihnen *C. intermedia* (Fg. B) und, kurz vor dem Ende des Tithon, *T. carpathica* zugesellen (Fg. C). An der Wende zum Berriasian kommt es zu einer starken Entfaltung von *T. carpathica;* zudem erscheinen mit dem Beginn der Kreide *T. cadischiana* sowie die selteneren *T. colomi* und *T. longa* (Fg. D). Bald verschwindet *C. alpina*, während *C. elliptica* und *C. intermedia* noch für kurze Zeit weiter vorkommen, zusammen mit ersten *Cs. neocomien-*

sis und *T. oblonga* (Fg. E). *Cs. neocomiensis* wird relativ häufig, gleichzeitig erscheint *S. levantina*, indessen *C. elliptica* und *C. intermedia* verschwinden (Fg. F). *T. cadischiana* bleibt auf das untere Berriasian beschränkt und bildet hiefür deshalb ein gutes Leitfossil. Für das mittlere Berriasian gibt uns *Cs. neocomiensis* eine gute Zeitmarke, während für das obere Berriasian (Fg. G) und untere Valanginian (Fg. H) *Cs. darderi* diese Dienste erfüllt. Die Grenze Berriasian/Valanginian kann mangels Korrelationsmöglichkeiten nicht genau fixiert werden; wir legen sie versuchshalber an den Beginn des Auftretens von *A. subacuta* und *T. romanica* (Fg. H). Im Laufe des Valanginian nehmen die Tintinniden an Häufigkeit stark ab (Fg. J) und nur *A. subacuta* und *S. levantina* kommen noch in einzelnen Exemplaren im Hauterivian vor (Fg. K), wobei ein auffallendes Dünnerwerden der Lorica zu bemerken ist.

E. Bisherige Untersuchungen der stratigraphischen Verbreitung der Tintinniden und Vergleiche mit unseren Resultaten

Nachdem Th. Lorenz (1901) *C. alpina* im Zement der oberjurassischen Falknisbreccie definiert hat, findet dieser Autor auch im oberen Malmkalk verschiedener Klippen Calpionellen und erkennt deren stratigraphische Bedeutung.

G. Steinmann (1913) führt 16 Vorkommen von *C. alpina* an, welche alle im obersten Malm und in der untersten Kreide liegen, weshalb er *C. alpina* Leitwert für diese Zeiten zukommen lässt.

In den folgenden Jahren mehren sich die Berichte von Calpionellenfunden. Von Spanien bis in die Karpathen werden Calpionellen-führende Schichten an der Malm-Kreide-Grenze angegeben. Als Gesteine, welche das Mikrofossil enthalten, treten auf: dichte und mergelige Kalke, untergeordnet auch kieselige Kalke und Breccien mit Kalkzement.

E. Kraus (1929) sieht in den Calpionellen lediglich geplatzte Orbulinarienschalen und bestreitet jeglichen stratigraphischen Wert.

Die von J. Cadisch (1932) im Biancone der Südalpen neu erkannte *C. elliptica* ist vergesellschaftet mit *C. alpina* (entsprechend unseren Faunengesellschaften A, evtl. B); *C. oblonga* wird ohne begleitende Tintinniden aufgeführt.

Nach vorangehenden Publikationen (1934, 1939) veröffentlicht G. Colom (1948) eine umfassende Arbeit über fossile Tintinniden, wobei zahlreiche neue Familien und Arten aufgestellt werden. Er gibt die bisher einzige vollständige Tabelle der stratigraphischen Verbreitung der verschiedenen Arten. Leider vermisst man dabei genauere Hinweise auf Korrelationen mit leitenden Makrofossilien. Nach einer neueren Studie (G. Colom, 1955) hat diese Tabelle noch stets ihre Gültigkeit, mindestens für spanische Gebiete. Bezüglich *C. alpina*, *C. elliptica* und *A. subacuta* herrscht zwischen der von uns festgestellten Verbreitung und der Tabelle Coloms praktisch Übereinstimmung. *T. carpathica* wird als mit der Kreide einsetzend angegeben.

Der gleiche Autor (G. Colom et al., 1953) signalisiert aber das Vorkommen von einzelnen *T. carpathica* im obersten Tithon von Nordafrika, so dass auch hier analoge Verhältnisse vorliegen, wenn wir davon absehen, dass *T. carpathica* auf den Balearen auch noch im Hauterivian auftritt, wo sie bei uns gänzlich fehlt. Andere

Arten, speziell die für uns wichtigen *Cs. darderi* und *T. cadischiana*, zeigen in unserem Material eine von der COLOMschen Tabelle abweichende Verbreitung. Während bei COLOM *Cs. darderi* schon an der Malm-Kreide-Grenze, noch vor *Cs. neocomiensis* beginnt, ist diese Art im Neocom der Klippendecke erst vom oberen Berriasian an zu beobachten. Umgekehrt beschränkt sich bei uns das Auftreten von *T. cadischiana* ausschliesslich auf das untere Berriasian, indessen sie bei COLOM im oberen Berriasian und Valanginian angeführt wird. Auffallend ist ferner, dass in Spanien zahlreiche Arten bis ins Hauterivian persistieren, während wir nur ganz vereinzelt *A. subacuta* und *S. levantina* bis so hoch verfolgen können. In der Detailbeschreibung der Profile (pp 251–259) führt COLOM aber oft deutlich mit den unsrigen übereinstimmende Faunengesellschaften an.

1953 bilden G. COLOM, G. CASTANY & M. DURAND DELGA Calpionellen aus dem Berriasian von Nordafrika ab (Fig. 9); sie lassen sich mit unserer Fg. E vergleichen. In Abweichung von der Tabelle COLOMS (1948) tritt hier *T. cadischiana* zusammen mit *C. elliptica* auf, ein Befund, der sich in unserem Material bestätigt.

Die von P. BRÖNNIMANN (1954) auf Kuba festgestellten 4 sich ablösenden Vergesellschaftungen können ohne Mühe in unser Verbreitungsschema eingegliedert werden. Speziell ist zu erwähnen, dass *Cs. darderi* hier nicht bereits schon zu Beginn der Kreide einsetzt wie bei COLOM (1948), sondern, entsprechend unseren Resultaten, erst in einer höheren Faunengesellschaft ohne begleitende *C. elliptica*.

In den Calpionellen-Kalken der Toscana scheinen nach den Ausführungen von R. ZIA (1955) ähnliche Verhältnisse wie in unserem Untersuchungsgebiet vorzuliegen.

G. NICOL (1956) bildet eine Faunengesellschaft vom Krinnli (nördlich Erlenbach i.S.) ab, die wir jedoch nicht ins unterste Berriasian, sondern ins oberste Tithon stellen möchten, da es sich bei «*Calpionellites neocomiensis* COLOM?» (Fig. 25 : 14–17) eindeutig um *C. elliptica* handelt und somit die Fg. C vorliegt.

Vom Falknis, dem Fundort des Holotyps von *C. alpina*, gibt F. ALLEMANN (1957, Fig. 15) zwei Faunenbilder. Das erste (1–27), aus dem Calpionellenkalk, entspricht genau unserer Fg. B (oberes Tithon), das zweite (28–40), aus der Grenzbreccie, der Fg. C (oberstes Tithon).

In 4 detailliert untersuchten Profilen in den Prealpi Venete stellen F. FERASIN & G. RIGATO (1957) Faunenabfolgen fest, die gut mit den unsrigen in Einklang stehen. Einzig das Auftreten von *A. subacuta* zusammen mit *C. alpina*, *C. elliptica* und *T. cadischiana* stimmt nicht überein, doch zeigen die Abbildungen von *A. subacuta* (Taf. 2: Fig. 29, 30), dass diese Autoren zu dieser Art Formen stellen, die sehr wohl auch als *T. longa* aufgefasst werden können, sind sie doch gegenüber wahren *A. subacuta* zu klein und mit zu starker Wandung. *Cs. darderi* setzt, wie in unserem Material, erst nach dem Verschwinden von *C. alpina* und *C. elliptica* ein und auch später als *Cs. neocomiensis*.

Die von A. GIANOTTI (1958) in Sizilien beobachtete Faunenabfolge zeigt bei *Cs. neocomiensis* und *T. cadischiana* eine bezüglich unserer Tabelle umgekehrte Reihenfolge des Auftretens; an der Grenze Tithon/Neocom wird *Cs. neocomiensis* angegeben und erst darüber folgt *T. cadischiana*. Die restlichen Arten scheinen in analoger Weise wie in unserem Material vorzukommen.

Die Untersuchung der Tintinnidenfauna der Biancone-Kalke der Südalpen durch H. GRUNAU (1959) zeitigte folgende Resultate: *C. alpina* ist sehr häufig und ist stets mit den anderen hier auftretenden Arten vergesellschaftet. *C. elliptica* und *T. carpathica* sind seltener, letztere erreicht erst in höheren Lagen eine etwas grössere Häufigkeit. *T. cadischiana* und *T. colomi*[9]) können nur vereinzelt beobachtet werden. Als Abweichung gegenüber COLOM (1948) ist das Auftreten von *T. cadischiana* zusammen mit *C. alpina* und *C. elliptica* hervorzuheben; mit der von uns festgestellten Verbreitung stimmt dies vortrefflich überein.

M.B. CITA et al. (1959) scheiden in den Südalpen und im Appennin zwei Tintinnidensubzonen aus, wobei die untere (oberes Tithon) unserer Fg. B entspricht und die höhere (unteres Neocom) mit der Fg. H verglichen werden kann.

Auch die zwei Subzonen (*Calpionella* – und *Tintinnopsella*-Subzone), in die F. KAFKA & R. KIRKBRIDE (1959) im Ragusa Ölfeld die Tintinnidenzone unterteilen, lassen sich zwangslos in unser Schema eingliedern.

Eine Übersicht über die diesbezüglichen Forschungen in den Karpathen (D. ANDRUSOV et al., 1960) zeigt analoge Faunenabfolgen, insbesondere wird auch hier *Cs. darderi* noch in höheren Lagen festgestellt.

Zusammenfassend darf gesagt werden, dass die Abfolge der Tintinnidenvergesellschaftungen in den Alpen und Karpathen, in Spanien und Nordafrika sowie auf Kuba weitgehend derjenigen der Klippendecke entspricht. Da die Arbeiten von G. COLOM et al. (1953), P. BRÖNNIMANN (1954), H. GRUNAU (1959) und D. ANDRUSOV et al. (1960) bezüglich des Auftretens von *Cs. darderi* und *T. cadischiana* Angaben enthalten, die sich in unsere Verbreitungstabelle eingliedern lassen, darf die Tabelle COLOMS (1948) wohl in diesen Punkten modifiziert werden.

Mit A. GIANOTTI (1958) bleibt diesbezüglich noch eine Differenz bestehen.

Grössere Abweichungen zeigen sich lediglich bei Vergleichen mit den Untersuchungen in Mexico (F. BONET, 1956), doch auch dort treten die wichtigsten Arten – *C. alpina, C. elliptica* und *T. carpathica* – in analoger Weise auf.

Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, dass eigentlich nur die Lage der Malm-Kreide-Grenze einigermassen gesichert ist, die übrigen Stufenabgrenzungen hingegen noch einer genaueren Korrelation mit der Ammonitenstratigraphie bedürfen.

Überdies sind geringere regionale faciesbedingte Verschiebungen der Tintinnidenstratigraphie denkbar, wie z.B. das Persistieren mehrerer Arten ins Hauterivian der Balearen oder gewisse Unterschiede in der Acme einer Art.

2. *Saccocoma* AGASSIZ

Die «section de thalles» von *Eothrix alpina* LOMBARD wurden von R. VERNIORY (1954) als Schnitte durch Skelettelemente von schwimmenden Crinoiden – *Saccocoma* AG. – erkannt. P. BRÖNNIMANN (1955) schuf hierfür das Genus «*Lombardia*» und stellte drei Arten auf, doch zeigte R. VERNIORY (1956a), dass es sich lediglich um verschieden orientierte Schnitte von *Saccocoma* handelt.

Die stratigraphische Verbreitung untersuchte R. VERNIORY (1955a, b, 1956b) in verschiedenen Regionen der West- und Südalpen. Er stellte Häufigkeitsmaxima im Sequanian und Untertithon fest; untergeordnet konnte *Saccocoma* auch im

[9]) Bei der von H. GRUNAU (1959, Fig. 22: 26) als *T. oblonga* abgebildeten Form handelt es sich um *T. colomi*.

oberen Tithon, zusammen mit Calpionellen, beobachtet werden. Aus Sizilien signalisiert A. GIANOTTI (1958) ihr Auftreten in der Kreide, vergesellschaftet mit *Calpionellites* und *Tintinnopsella*. In den Biancone-Kalken ist sie nach G. PASQUARÈ (1961) auf das untere Tithon beschränkt.

In unserem Material sind Saccocoma häufig in Untertithon-Kalken mit structure grumeleuse. Während sie in den meisten Profilen am Ende des Untertithons verschwinden, können sie an wenigen Stellen (z.B. Kaiseregg, Albeuve) ebenfalls noch, wenn auch nur vereinzelt, zusammen mit ersten *C. alpina* und *C. elliptica* festgestellt werden. Auch diese Vorkommen liegen in calcaire grumeleux; nie wurde *Saccocoma* in feinstkrist. Kalken beobachtet. Es besteht also der Verdacht, dass ihr Fehlen in höheren Lagen faciesbedingt wäre. Nun setzt *Saccocoma* aber auch in Profilen mit durchgehender grumeleux-Ausbildung des Obertithons mit der stärkeren Entwicklung der Tintinniden kurz nach dessen Beginn endgültig aus. Dies deutet doch weit eher auf ihr Verschwinden aus dem Sedimentationsraum der Klippendecke hin.

3. *Globochaete alpina* LOMBARD

Die von AUG. LOMBARD (1937) vorerst als «organisme D» beschriebene und vom gleichen Autor 1945 als *Globochaete alpina* bezeichnete ?Alge findet sich auch in unseren Schliffen, leicht erkennbar am schwarzen Kreuz bei gekreuzten Nicols. Es treten sowohl Einzelindividuen, als auch Gruppen von häufig zwei, seltener mehr Exemplaren auf.

Globochaete alpina wird hauptsächlich signalisiert aus dem Malm, speziell dem Tithon verschiedener Regionen: im Helvetikum, Ultrahelvetikum und in den Préalpes von AUG. LOMBARD (1937, 1945) und H. WEISS (1949), in Italien von M.B. CITA et al. (1959), in Spanien und Nordafrika von G. COLOM (1955) und in Cuba von P. BRÖNNIMANN (1955). M. DURAND-DELGA (1956), A. GIANOTTI (1958) und PH. DUFAURE (1958) erwähnen, dass *Gl. alpina* in der Kreide rasch seltener wird, wobei DUFAURE keine jüngeren Funde als aus dem Berriasian angibt, während DURAND-DELGA noch im Valanginian letzte Individuen beobachtet. In Mexiko stellt F. BONET (1956) hingegen ein durchgehendes Auftreten vom Tithon bis ins Maestrichtian fest.

In unserem Untersuchungsgebiet kommt *Gl. alpina* recht häufig im unteren und oberen Tithon, seltener im unteren Berriasian vor; noch vor dem Ende des Berriasian verschwindet sie gänzlich. Nie konnten wir sie in jüngeren Schichten beobachten. Dieses Aussetzen ist nicht faciesbedingt; sowohl in den Biancone-ähnlichen Kalken des Nordabschnittes, als auch in den grumeleux-artigen und autochthonen onkolithischen Kalken des Südabschnitts geschieht es absolut gleichzeitig.

Mit *Gl. alpina* vergesellschaftet sind pelagische Organismen wie *Saccocoma*, *Nannoconus*, Radiolarien und Tintinniden. In den detritischen Kalken ist sie meist im feinstkrist. Zement vorhanden.

4. Globigerinen

Kleine, bis 0,2 mm messende Globigerinen tauchen im ganzen Untersuchungsgebiet an der Grenze Neocom/Complexe schisteux intermédiaire auf. Es stellt sich nun die Frage nach dem Alter dieser tiefsten globigerinenführenden Schichten und damit nach der Fixierung der oberen Grenze des Neocoms.

J. SIGAL (1952) erwähnt in Algerien *Globigerina infracretacea* GLÄSSNER aus dem Hauterivian; zahlreich treten Globigerinen aber erst ab Aptian auf. P. BRÖNNIMANN (1955), G. COLOM (1957) und M.B. CITA et al. (1959) führen Globigerinen ab oberstem Barremian bis Aptian an.

In unserem Material enthalten Schliffe durch Ammoniten aus dem Barremian-Fossilhorizont noch keine Globigerinen, anderseits erscheinen diese in allen Profilen stets vor *Praeglobotruncana delrioensis* PLUMMER und *Rotalipora (Ticinella) roberti* (GANDOLFI)[10]), also, nach J. KLAUS (1960), vor dem (? oberen) Albian. Globigerinen setzen auch noch vor *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) ein, welche KLAUS bereits im (? Aptian bis) unteren Albian aufführt.

Das Auftauchen der Globigerinen muss demnach zwischen dem oberen Barremian und dem Ende des Aptian erfolgen; wir können nicht stark fehl gehen, wenn wir es, mit den oben erwähnten Autoren, an den Beginn des Aptian legen. Die eingangs aufgeworfene Frage nach den zeitlichen Grenzen der «formation» des Neocoms der Klippendecke kann also dahingehend beantwortet werden, dass es die Stufen Berriasian, Valanginian, Hauterivian und Barremian umfasst; was auch, wie der Tabelle von R. RUTSCH & R. BERTSCHY (1955) entnommen werden kann, ganz der am häufigsten verwendeten Definition des Neocoms entspricht. Gleichzeitig mit den Globigerinen treten meist auch Lenticulinen, Discorbiden und Textularien auf, während die Radiolarien selten werden. Der Kalk wird reicher an Ton und oft grumeleux-artig.

Neben diesen kretazischen Globigerinen werden Globigerinen-ähnliche Organismen aus Dogger und Malm signalisiert: ARN. HEIM (1910–17), G. COLOM (1955), C. ZANMATTI-SCARPA (1957), A. GIANOTTI (1958), PH. DUFAURE (1958), E. & I. SEIBOLD (1960). Aus der Unterkreide ist uns nur der von J. SIGAL (1952) erwähnte Fund bekannt; er stammt aus Hauterivian-Kalken mit Milioliden und Verneuilliniden als Begleitfauna.

Wir konnten nun zudem in den autochthon-onkolithischen Kalken des Berriasian (Zone mit *Cs. neocomiensis*) von Profil XXIII (Walop, s. S. 75) in einer grumeleux-artigen Partie einige Exemplare von «Globigerinen» beobachten. Auffallend sind ihre gegenüber den jüngeren Formen viel unschärferen, stärker rekristallisierten Schalen.

Es ist bemerkenswert, dass diese beiden Vorkommen in der Unterkreide sowie mehrere der aus Dogger und Malm zitierten Funde nicht in pelagischen Kalken liegen. Die Absenz von Globigerinen in rein pelagischen Kalken der unterkretazischen mediterranen Geosynklinalen ist für G. COLOM (1957) ein Hinweis darauf, dass diese Kalke in einer Tiefe abgelagert sein könnten, die von den calcitischen Schalen bereits nicht mehr erreicht werden konnte. Ungelöst bleibt aber auch für COLOM die Frage, warum die aus dem gleichen Material bestehenden Nannoconi nicht ebenfalls aufgelöst wurden. Im übrigen kann die von COLOM gegebene Deutung schon deshalb nicht befriedigen, weil wir aus der Unterkreide der Tethys neben pelagischen Kalken auch Seichtwasserbildungen und alle Übergänge zwischen den beiden Typen kennen, in denen die Globigerinen erhalten sein müssten,

[10]) Die *Globotruncanidae* wurden lediglich in Schliffen untersucht und konnten daher meist nur generisch bestimmt werden. Bezüglich der komplexen Nomenklaturfragen halten wir uns an J. KLAUS (1960).

falls sie zu dieser Zeit wirklich einen bedeutenderen Teil der pelagischen Mikrofauna gebildet hätten.

Da sowohl die von G. COLOM (1955) aus dem Dogger von Majorca abgebildeten, als auch die von uns im Berriasian beobachteten «Globigerinen» doch anders, schemenhafter sind, als die ab Aptian auftretenden, bestünde aber auch die Möglichkeit, dass es sich bei letzteren um eine Neuentwicklung handeln könnte, während die älteren Vorkommen eine andere, eher neritische Form darstellen würden.

5. *Nannoconus* KAMPTNER

P. BRÖNNIMANN (1955) gibt eine umfassende Zusammenstellung der älteren Literatur über Nannoconi und stellt gleichzeitig zahlreiche neue Arten auf. Er kann in der Unterkreide Kubas drei sich ablösende Faunengesellschaften beobachten. Die erste besitzt für Aptian bis Albian, die dritte für unteres Neocom Leitwert, während die zweite versuchsweise ins Barremian gestellt wird.

In den Biancone-Kalken der Breggia und der Bellavista findet H. GRUNAU (1959) etwas modifizierte Verhältnisse: eine erste Vergesellschaftung, die wir auf Grund der angeführten Tintinniden ins (untere) Berriasian stellen können, umfasst *N. steinmanni* KAMPTNER (häufig), *N. globulus* BRÖNNIMANN (selten) und *N. bermudezi* BRÖNNIMANN (sehr selten); die Vergesellschaftung 2 (? Barremian), ohne Tintinniden besteht an der Bellavista aus *N. steinmanni* (häufig), *N. globulus* und *N. kamptneri* BRÖNNIMANN, im Breggiaprofil zusätzlich noch mit seltenen *N. colomi* de LAPP und *N. bermudezi*. In den basalen Lagen des Biancone treten nach H. GRUNAU keine Nannoconi auf.

1961 signalisiert G. PASQUARÈ auch aus dem Tithon der Bellavista das Vorkommen von Nannoconi.

Unsere Untersuchungen über die stratigraphische Verbreitung der verschiedenen Nannoconus-Arten beschränkten sich auf einige ausgewählte Profile. In erster Linie wurden die mit Ammoniten datierten Horizonte studiert. Im Barremian am Leiternpass (Profil II) ist *N. steinmanni* häufig, seltener finden sich *N. colomi*, *N. kamptneri* und *N. globulus*. Diese Fauna stimmt gut mit der Vergesellschaftung 2 BRÖNNIMANNS und GRUNAUS überein. Die Vermutung dieser Autoren, diese Faunengesellschaft weise ins Barremian, kann somit auf Grund der Ammonitendatierung bestätigt werden.

In den älteren Schichten des Neocom nehmen die Nannoconi arten- und individuenmässig rasch ab. Im Valanginian tritt neben *N. steinmanni* noch ganz vereinzelt *N. colomi* auf; im Berriasian und im obersten Tithon nur noch *N. steinmanni* (selten). In keinem Profil konnten Nannoconi im tieferen Obertithon und im Untertithon festgestellt werden, obwohl in den nördlichen Zonen der Neocom-Vorkommen die faciellen Voraussetzungen erfüllt wären. Was die Vergesellschaftung 1 BRÖNNIMANNS anbetrifft, können wir ebenfalls beobachten, dass in den globigerinenführenden Schichten Formen auftreten, die zu *N. wassalli* BR. und *N. bucheri* BR. zu stellen sind; daneben bemerkt man jedoch auch noch *N. kamptneri* und *N. globulus*. Mit dem ersten Auftreten von Praeglobotruncanen verschwinden die Nannoconi.

Wichtiger noch als die stratigraphische Verbreitung der Nannoconi scheint uns ihre grosse Bedeutung als Faciesfossilien, auf welche G. COLOM (1955, 1957) auf-

merksam gemacht hat. Er sieht in den Nannoconuskalken Sedimente der grössten Tiefen der Alpinen Geosynklinalen.

Im Neocom der Klippendecke treten Nannoconi nur in den feinstkristallinischen Kalken auf. Sie erreichen jedoch nicht die Häufigkeit, wie sie von anderen Lokalitäten signalisiert wird. Einzig in den Fleckenkalken des Barremian kann stellenweise bis $^1/_4$ des Gesteins von ihnen aufgebaut werden. In Kalken mit structure grumeleuse und in onkolithischen Kalken fehlen sie vollständig. Das Auftreten von Nannoconi beschränkt sich demnach auf hochpelagische Kalke frei von jeglichem neritischen Einfluss. Vielleicht ist die relativ geringe Häufigkeit dieser Organismen in unserem Untersuchungsgebiet ein Hinweis darauf, dass das Sedimentationsbecken des Neocom der Klippendecke nicht das Ausmass und vor allem nicht die Tiefe hatte, wie es für die optimale Verbreitung der Nannoconi erforderlich wäre und wie es z.B. im Biancone verwirklicht ist.

IV. Detailstratigraphie

1. DAS NEOCOM IN DEN MÉDIANES PLASTIQUES DER WESTSCHWEIZ

A. Tektonischer Überblick und Zoneneinteilung (s. Fig. 4, 5)

Es zeigt sich, dass die Isopen des Neocom – wie auch die der anderen Formationen der Klippendecke – einigermassen den tektonischen Leitlinien parallel laufen, so dass die Facieszonen praktisch mit bestimmten tektonischen Elementen zusammenfallen. In Fig. 4 sind die für die Médianes plastiques der Westschweiz wichtigsten Faltenzüge schematisch dargestellt, wie sie sich aus den zahlreichen regionalen Arbeiten sowie den Zusammenfassungen von A. JEANNET (1922) und H. WEISS (1949) ergeben. Der Einfachheit halber werden Detailverbiegungen der tieferen Schichten weggelassen und lediglich die für unser Problem wichtigen Falten festgehalten. Die Vorkommen von Neocom beschränken sich meist auf lange und schmale Streifen längs den Achsen oder den Schenkeln von Synklinalen; zusammenhängende Aufschlüsse quer zum Streichen fehlen (s. Fig. 5).

Die Zone 1 umfasst den nördlichsten isolierten Erosionsrest auf dem Synklinalgipfel des Moléson; mit Unterbrechungen lässt sich diese Zone über die Dent de Broc in das nördliche «Massif des Bruns» weiterverfolgen.

Zur Zone 2 gehören die Neocomzüge, welche, westlich Allières beginnend, die beiden Schenkel der Greyerzermulde bilden. Nach der Wiedervereinigung in der Region der Vallée de Motélon zieht ein Neocomstreifen mit dünnen Couches rouges-Einspitzungen ins «Massif des Bruns» und wird an der Neuschels-Verwerfung abgeschnitten. Östlich hievon ist zunächst im Gebiet des Hohmattli ein Rest erhalten; nach einem Unterbruch findet diese Zone in der Kesselmulde östlich des Gantrisch ihre Fortsetzung.

Als Zone 3 bezeichnen wir die kurze Teilmulde Rochers de Naye–Dent de Corjon.

Die Zone 4 wird gebildet aus dem schmalen Neocomzug des S-Schenkels der Stockhorn–Vanil Noir–Antiklinale. Dieses Gewölbe ist nicht einfach gebaut; einzelne Antiklinalachsen lösen sich ab und schliessen Sekundärmulden ein. Südlich bzw. westlich einer der wichtigsten Nebensynklinalen, derjenigen des Vanil

Noir, zeigt die Unterkreide eine veränderte Ausbildung. Die Isopen des Neocom folgen hier also nicht der Hauptlinie, sondern laufen parallel der Nebensynklinale, weshalb es zweckmässig ist, die Zone 4 beim Gros Mont enden zu lassen.

Die Zone 5 umfasst die westlich an Zone 4 anschliessenden Aufschlüsse im S-Schenkel der Tinière-Antiklinale zwischen Verchamp und Ayerne.

In die Zone 6 stellen wir das Neocom beidseitig des komplexen Langel–Flühberg–Cheibenhorn-Gewölbes.

Als Zone 7 schliesslich werden noch die Unterkreide-Vorkommen im N-Schenkel der Heitiantiklinale ausgeschieden. Dieser ist in der Walperschuppenzone erhalten, überall sonst jedoch ausgequetscht, mit Ausnahme einiger tektonischer Schürflinge nördlich des Klushorn.

Die Vanil Noir–Stockhorn–Antiklinale bildet eine bedeutende tektonische und facielle Trennung der Neocomvorkommen. Die nördlich und nordwestlich[11]) hievon gelegenen Zonen 1–3 seien als «nördlicher Abschnitt», die innerhalb an das Hauptgewölbe anschliessenden Zonen 4–7 als «mittlerer Abschnitt» zusammengefasst.

Bezüglich der Ausbildung der tieferen Formationen ergeben sich nun folgende Zusammenhänge:

Der nördliche Abschnitt und die Zonen 4 und 5 liegen im Gebiet des Zoophycusdoggers; das Knollenargovian, lediglich in der Stockhornregion fehlend, ist typisch für die Basis des nicht koralligenen Malm der Aussenzone.

Die Zone 6 fällt ins Gebiet des Dogger intermédiaire; ein Knollenargovian fehlt hier, die Ausbildung des oberen Malm schliesst aber noch eng an diejenige der Aussenzone an.

In der Heitizone (7) schliesslich finden sich letzte Reste von Neocom bereits in Regionen mit Mytilusdogger.

B. Zone 1: Moléson (s. Fig. 6)

In den Randfalten nördlich der Greyerzermulde ist die Unterkreide nur in der Synklinale des Moléson erhalten. Der Malm fällt von allen Seiten flach gegen das Innere des Moléson–Teysachaux-Doppelgipfels ein; die dadurch gebildete Wanne wird von stark verfaltetem Neocom erfüllt. Bei Punkt 1915, zwischen den beiden Gipfeln, liegt seine grösste Anhäufung, doch auch hier ist die oberste Partie bereits aberodiert.

Profil I wurde auf dem Grat zwischen Teysachaux und Moléson aufgenommen. Beim Seelein südlich von Tremetta steht über grobbankigem Unter-Tithon mit structure grumeleuse eine markante, 30 cm starke, dunkelbraun anwitternde, im Bruch gelbe, grobkristallinische Dolomitbank an (2)[12]). J. VON DER WEID (1961) signalisiert ebenfalls eine dolomitisierte Bank im oberen Unter-Tithon des Teysachaux. Dieser Dolomit bildet in unserem Profil die Grenze zum Ober-Tithon, treten doch unmittelbar darüber erstmals *C. alpina* und *C. elliptica* auf. Das Ober-Tithon besteht aus noch grob gebanktem, crèmefarbigem calcaire grumeleux. Die Basis der Kreide liegt dort, wo die Kalke ganz hell, feinstkristallinisch und dünnbankiger und wo die Silexknauer häufiger werden. Das gesamte Berriasian liegt in Form der gut gebankten, ganz hellen, Biancone-ähnlichen Kalke vor. Mit dem Erscheinen von *A. subacuta*, also mit dem

[11]) Der Einfachheit halber sprechen wir in der Folge immer von «nördlich», auch wenn es korrekterweise im westlichen Teil des Arc fribourgeois «nordwestlich» oder gar «westnordwestlich» heissen müsste; «N» heisst also «gegen aussen», «S» «gegen innen».

[12]) Diese Zahlen sind Hinweise auf die Schichtnummern in den Kolonnenprofilen.

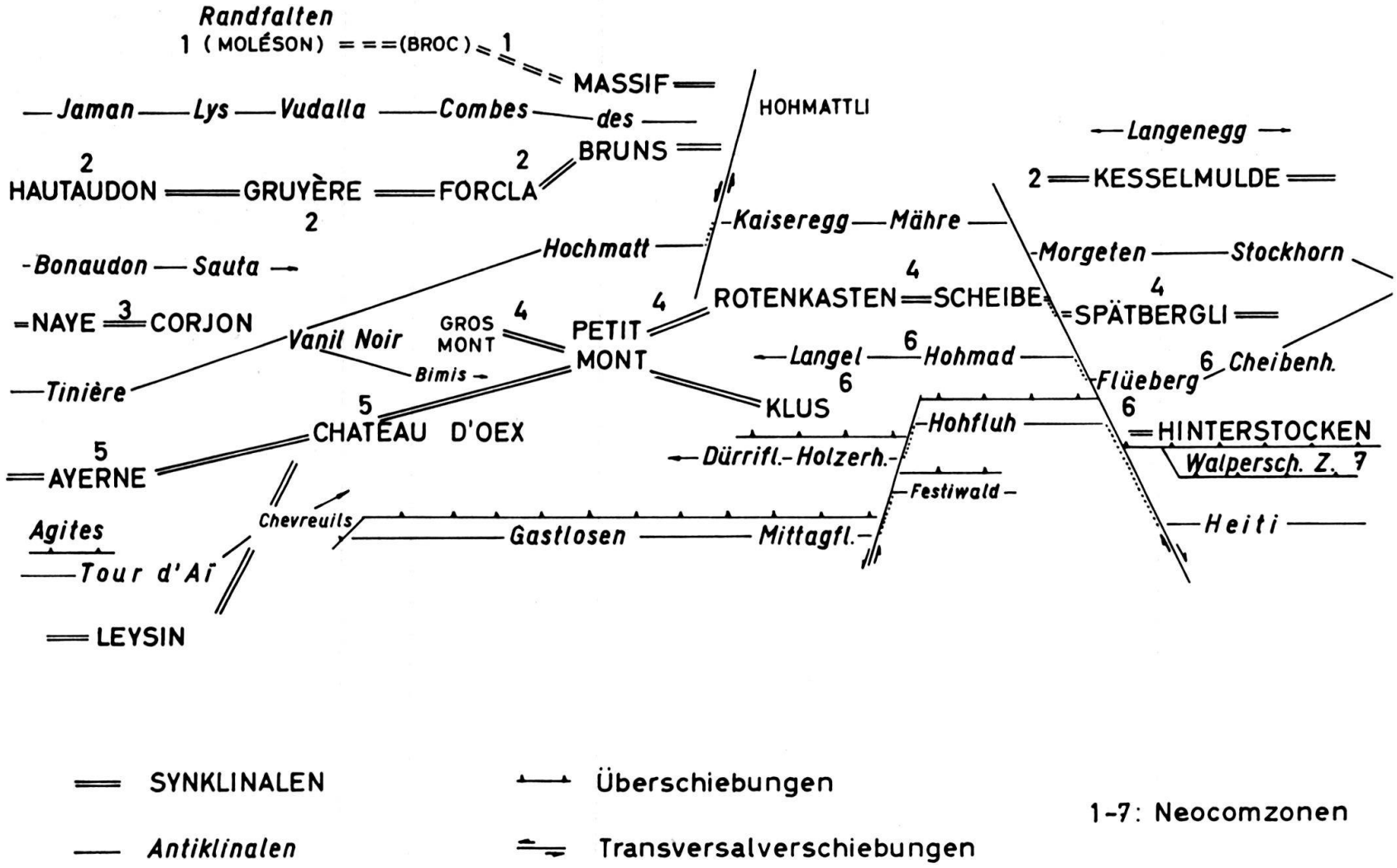


Fig. 4. Schematische Darstellung der wichtigsten Faltenzüge der Médianes plastiques der Westschweiz

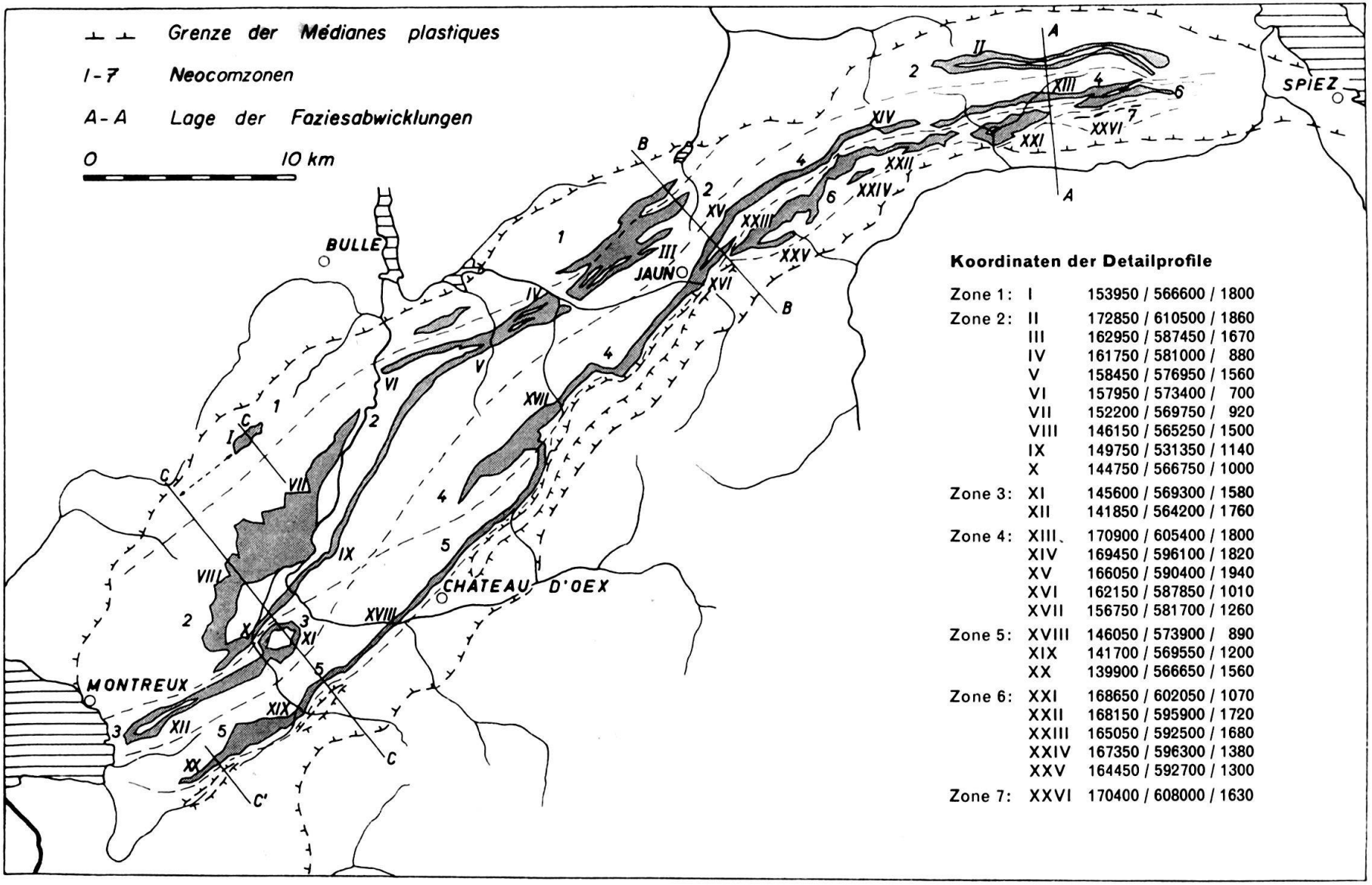


Fig. 5. Verbreitung des Neocom in den Médianes plastiques der Westschweiz; Lage der Detailprofile und der Faciesabwicklungen.

Beginn des Valanginian, zeigt der Kalk erste Flecken. Nahe Punkt 1915 ist er dunkler und deutlich fleckig, zwischen den Bänken liegen dünne Mergellagen. Auf den Schichtflächen finden sich zahlreiche Ammonitenabdrücke sowie einige Exemplare von *Crioceratites duvali* (LÉV.), leitend für Hauterivian, was erlaubt, die Mikrofauna von *A. subacuta* und *S. levantina* zu datieren (Faunengesellschaft K, s. S. 45).

Aus der Combe de la Bonne Fontaine (nordöstlich Pkt. 1915) signalisieren V. GILLIÉRON (1870), E. FAVRE (1870, 1887) und C. MAUVE (1921) eine reiche Fauna, Valanginian- und Hauterivian-Formen enthaltend. Die vollständige Fossilliste

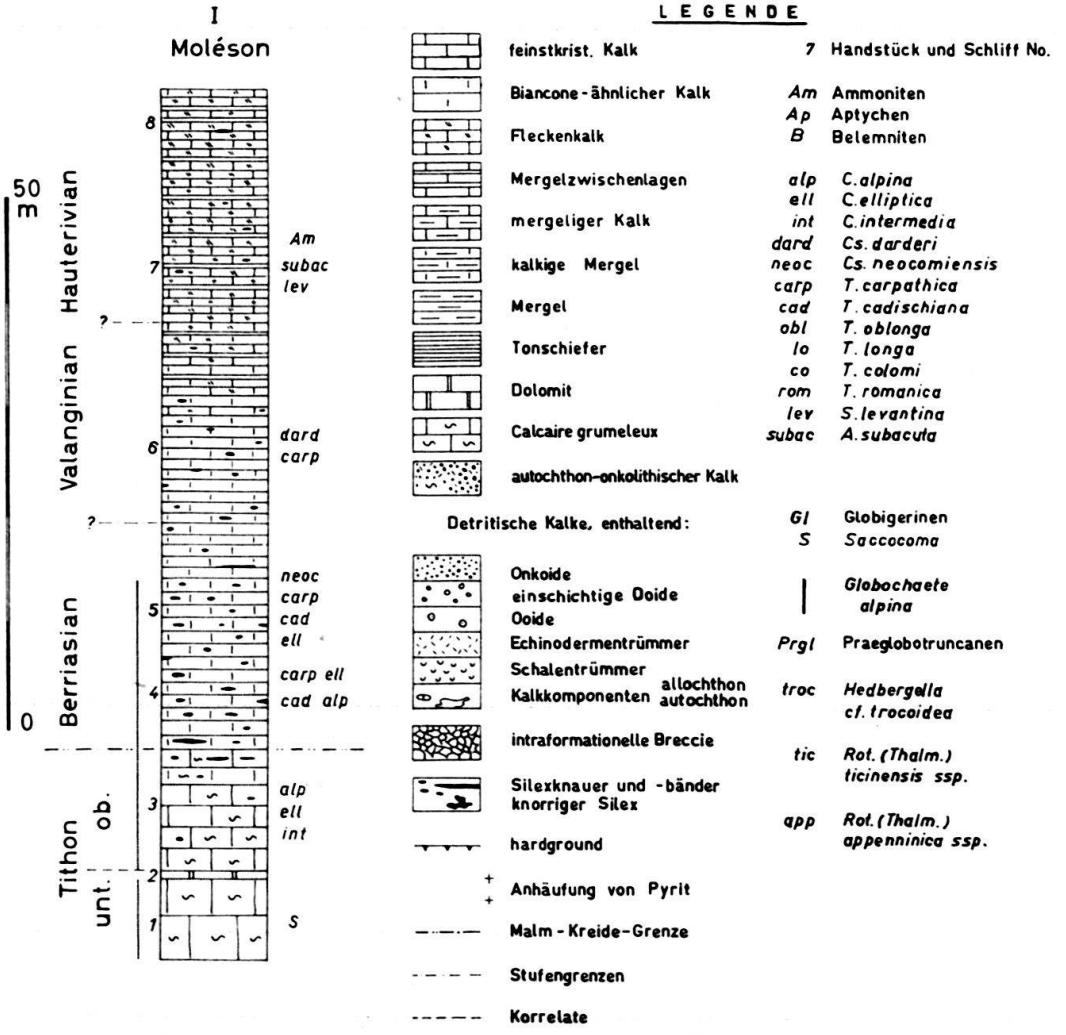


Fig. 6. Detailprofil Moléson und Legende zu den Figuren 6–11.

findet sich bei C. MAUVE (1921, p. 419), L. PUGIN (1952, p. 281) und J. VON DER WEID (1961, p. 604); ihre erneute Wiedergabe dürfte sich daher erübrigen. Wie wir uns an der angegebenen Lokalität überzeugen konnten, handelt es sich um Funde im Schutt aus den in Profil I mit No. 7 bezeichneten und dort ebenfalls ammonitenführenden Schichten.

Östlich der Saane findet sich in der Nordflanke der Dent de Broc erneut Neocom als Synklinalfüllung, doch lassen starke Bewachsung und intensive Stauchfältelung nur lückenhafte Beobachtungen zu. Der Gesteinscharakter ist aber derselbe wie am Moléson: An der Basis helle, ganz dichte Kalke gehen gegen oben über in dunklere, fleckige Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen.

C. Zone 2: Kesselmulde–Greyerzermulde (s. Fig. 7)

Der Südschenkel der Kesselmulde ist tektonisch gestört und daher für Profilaufnahmen ungeeignet. Bei Krümmelwegen, nördlich der Walalp, kann z.B. ein tektonisch stark reduziertes Neocom beobachtet werden. Der Kalk wurde dabei bis zur Unkenntlichkeit der Mikrofauna rekristallisiert. Der Nordschenkel ist weit weniger beansprucht. Er steht im E nahezu senkrecht, gegen W kippt die Synklinale leicht nach S über, so dass die Schichten zwischen Krummfadenfluh und Gantrisch N-Fallen aufweisen.

Profil II verläuft entlang dem Fuss der W-Wand der Nünenenfluh bis zum Leiterenpass. Die Bankung des oberen Malm ist hier auffallend gut; nach H. Weiss (1949) liegt bereits das Clypeinen-Niveau in diesem dünnbankigen Komplex. Im Ober-Tithon finden sich in den feinstkrist. Kalken einzelne dünne Bänke von detritisch-onkolithischem Kalk. Über einem 30 cm mächtigen, dunkelgrauen Calcarenit führt der dichte Kalk eine Fauna des untersten Berriasian; die Malm-Kreide-Grenze dürfte also durch diesen detritischen Horizont markiert werden. Dieser wurde schon von R. Umiker (1952) als Leithorizont bei der Kartierung verwendet. Im mittleren Berriasian schaltet sich eine grünliche und leicht mergelige Partie ein. Mit dem Beginn des Valanginian wird der Kalk dunkler und fleckig, bald zeigen sich zudem dünne Mergelzwischenlagen. Auch Umiker betont, dass die Fleckenkalke keineswegs schon an der Basis des Neocom einsetzen, wie dies früher oft postuliert wurde. Auf dem Leiterenpass steht ein graublau anwitternder, feinstkristallinischer Fleckenkalk an. Er ist dünnbankig, je zwischen zwei bis drei, 5–8 cm starken Bänken liegen bis zu 10 cm mächtige dunkelgrüne bis schwarze Mergelschiefer. Pyritknollen treten gehäuft auf; charakteristisch sind die – nach der Umwandlung in Limonit – beim Herauswittern zurückbleibenden Hohlräume. Auf den Schichtoberflächen finden sich zahlreiche, vielfach pyritisierte Ammoniten, Aptychen und Belemniten. Von dieser Lokalität signalisiert V. Gilliéron (1885) folgende Ammonitenfunde:

«*Lytoceras subfimbriatum* (d'Orb.)
Phylloceras Thetys (d'Orb.)
Haploceras Grasianum (d'Orb.)
Crioceras Tabarelli (Astier)
Crioceras Duvalii Lév.
Acanthoceras cf. *angulicostatum* (d'Orb.)»

A. Jeannet & E. Gerber (1919) bestimmten hier zusätzlich:

«*Crioceras Villersianum* Quenst.
Ptychoceras Meyrati Ooster»

sowie von einem gelblich anwitternden Horizont wenig darunter:

«*Crioceras Duvalii* Lév.»

Wir fanden noch:

Aspinoceras cf. *dilatatum* (d'Orb.)
Miodesmoceras sp.

Diese Fauna weist nach Ch. Sarasin & Ch. Schoendelmayer (1901/2) ins Barremian; der von uns nicht wiedergefundene Horizont mit *Crioceratites duvali* (Lév.) dürfte noch im Hauterivian liegen.

Im Gebiet des Ochsen fingert die Kesselmulde auf, und das Neocom streicht infolge axialem Anstieg gegen W in die Luft aus. Es erscheint wieder im Gebiet des Hohmattli in einer dünnen Synklinaleinspitzung. Infolge Rekristallisierung lässt sich hier jedoch kaum ein Unterschied zum Malm erkennen, da auch dieser durch die starke tektonische Beanspruchung sein normales Aussehen eingebüsst hat und ebenfalls nur noch aus Grus besteht.

Westlich der Neuschels-Verwerfung folgt die aus drei spitzen Teilmulden bestehende Synklinale des «Massif des Bruns», deren nördlichster Ast in die Synkli-

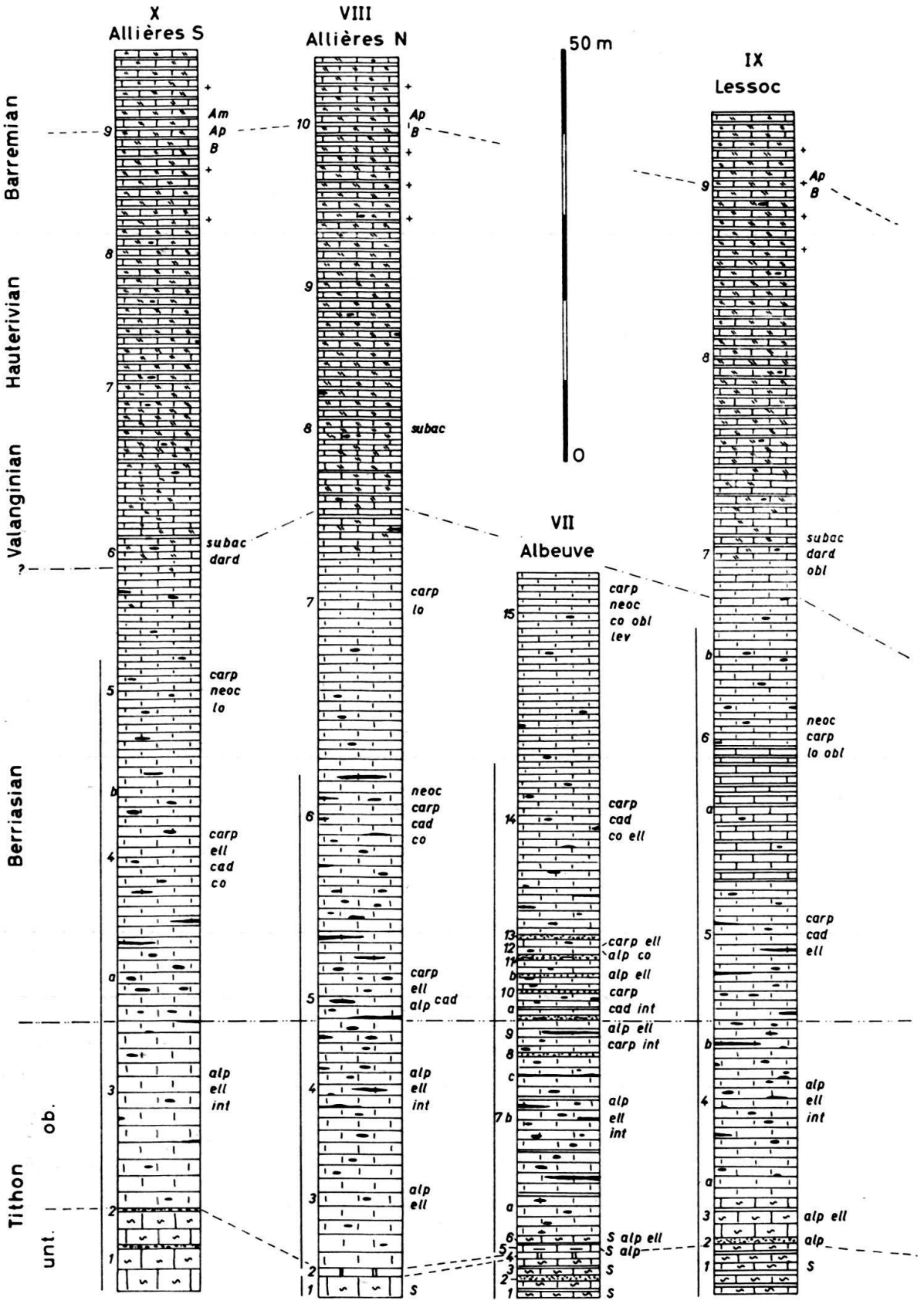
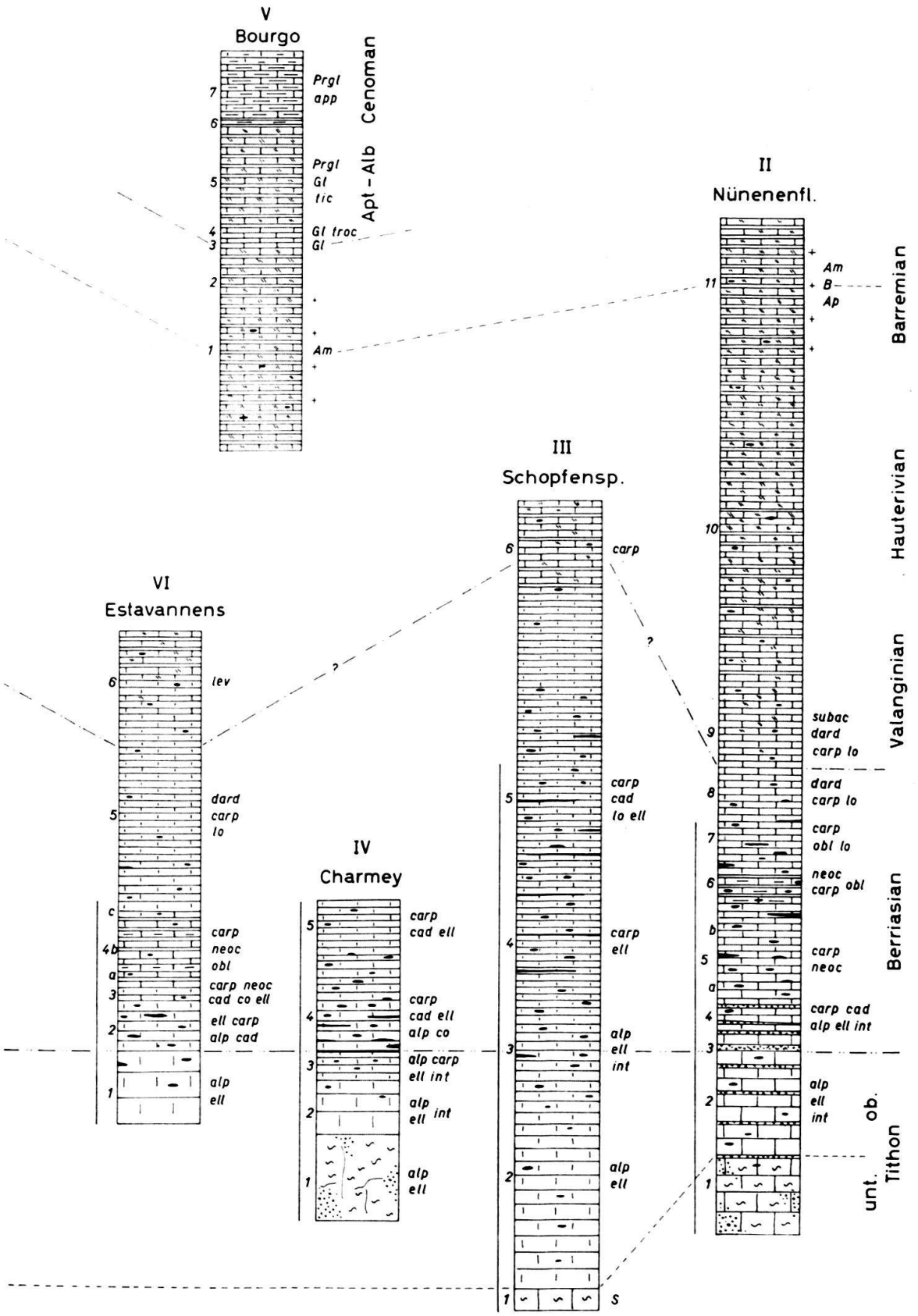


Fig. 7. Detailprofile Zone 2 (II–X). Legende s. Fig. 6.


V
Bourgo
Cenoman
Apt - Alb
7 Prgl app
6
5 Prgl Gl tic
4 Gl troc
3 Gl
2
1 Am
II
Nünenenfl.
11 Am B Ap
10
9 subac dard carp lo
8 dard carp lo
7 carp obl lo
6 neoc carp obl
b
5 carp neoc
a
4 carp cad alp ell int
3
2 alp ell int
1
Barremian
Hauterivian
Valanginian
Berriasian
ob.
unt.
Tithon
III
Schopfensp.
6 carp
5 carp cad lo ell
4 carp ell
3 alp ell int
2 alp ell
1 S
VI
Estavannens
6 lev
5 dard carp lo
c
4b carp neoc obl
a
3 carp neoc cad co ell
2 ell carp alp cad
1 alp ell
IV
Charmey
5 carp cad ell
4 carp cad ell alp co
3 alp carp ell int
2 alp ell int
1 alp ell
?
?

nale der Dent de Broc, also in die Zone 1, weiterverfolgt werden kann. Die Kerne der beiden südlichen Synklinalen werden gebildet aus stark tektonisierten Couches rouges-Einspitzungen. Die südlichste Mulde ist etwas nach N überkippt, ihr Südschenkel zeigt im Gebiet des Schopfenspitz S-Fallen.

Profil III liegt in der W-Flanke des Schopfenspitz, am Rande des Kessels zwischen diesem und dem Vanil d'Arpille. Über der massigen Bank des Clypeinen-Niveau stellt sich eine höchst eintönige Folge anfangs grumeleux-artiger und gelblicher, dann feinstkrist., dünnbankiger, Biancone-ähnlicher Kalke ein. Der Beginn der Kreide manifestiert sich lediglich durch die Zunahme des Silexgehaltes. Die plastischeren Schichten des oberen Neocom und der Couches rouges-Einspitzung sind wild verfaltet.

Profil IV umfasst die Schichten der Malm-Neocom-Grenze bei der Kapelle zwischen La Villette und Charmey, im N-Schenkel der komplexen Synklinale. Im Ober-Tithon folgt über undeutlich gebanktem Kalk mit structure grumeleuse ohne scharfe Grenze erst gröber, dann feiner gebankter Biancone-ähnlicher Kalk. Das unterste Berriasian – es sind weiterhin ganz dichte Kalke – ist zunächst wieder etwas grobbankiger, bevor allmählich endgültig wieder gute Bankung eintritt. Silex ist an der Basis des Berriasian häufig; eine 7 cm mächtige Lage dürfte ungefähr mit der Malm-Kreide-Grenze zusammenfallen, treten doch unmittelbar darüber die ersten kretazischen Tintinniden auf.

Die Synklinale setzt sich, stets in zwei Teilmulden aufgespalten, über Petit Haut Crêt und Grande Forcla in die Greyerzermulde fort.

Profil V, in der N-Flanke der Dent de Bourgo, dient dazu, den Anschluss an die von J. KLAUS (1960) hier aufgenommenen Profile des Complexe schisteux intermédiaire herzustellen. Während das Profil, das KLAUS auf dem Grat südlich der Forcla aufgenommen hat, einige kurze, durch Vegetation bedingte Unterbrechungen aufweist, kann in der NE-Flanke ein durchgehendes, nicht zu stark gestörtes Profil eingesehen werden. Das obere Neocom besteht aus dünnbankigem, dunklem, dichtem Fleckenkalk mit dunkelgrauen, mergeligen Zwischenlagen sowie einzelnen Silexknauern. Ca. 12 m unter dem Dach fanden wir ein Exemplar eines *Barremites* sp. in einem Kalk von analoger Ausbildung wie die fündige Schicht an der Nünenenfluh.

Über dem Fleckenkalk liegen 1,6 m zuerst leicht rötliche, dann grüne, sehr gut gebankte bis schiefrige, mergelige, dichte Kalke, unten nur mit Globigerinen, Nodosarien und *Discorbis* sp., oben auch mit *Hedbergella* cf. *trocoidea* (GAND.). Es schliessen sich nochmals ca. 15 m dunkle, etwas mergelige Fleckenkalke mit bis zu 10 cm starken, dunkelgrünen bis schwarzen Mergellagen an (5); sie enthalten neben Globigerinen bereits Praeglobotruncanen, *Rotalipora* (*Thalmanninella*) *ticinensis* ssp. und *Rotalipora* (*Ticinella*) cf. *R. roberti* (GANDOLFI). Im Dach finden sich schwarze Mergelschiefer, darüber hellbräunlich anwitternde, im Bruch hellgraue, dünnbankige, dichte Kalke mit dunklen Mergellagen, zusätzlich noch *Rotalipora* (*Thalmanniella*) *appenninica* ssp. führend.

Westlich der Grande Forcla erweitert sich die Synklinale zur Greyerzermulde, deren N-Schenkel – an der Dent du Chamois noch steil aufgerichtet – flach, mit 40 bis 50°, gegen S einfällt. Das Neocom bildet die weiten, mit Weide und Wald bedeckten Hänge zwischen der Talsohle und den Malmkreten. Profilaufnahmen sind infolge der starken Bewachsung sowie Schutt- und Moränenbedeckung nur in grösseren Erosionseinschnitten möglich.

Profil VI liegt östlich der Strassenbrücke von Estavannens. Ober-Tithon und Berriasian liegen in Form von Biancone-ähnlichen Kalken vor, einzig im mittleren Berriasian schaltet sich ein hellgrünlicher, dichter Kalk mit grünlichen Mergelzwischenlagen ein. Die Malm-Kreide-Grenze zeigt sich lediglich durch die feiner werdende Bankung der Kalke an.

Profil VII, in der Gorge de l'Evi, oberhalb Albeuve, stellt die Fortsetzung von Profil 5 von H. WEISS (1949) dar. Die Schichten an der Malm-Kreide-Grenze sind hier ausgezeichnet aufgeschlossen, was eine sehr detaillierte Profilaufnahme gestattet. Die grünlichen, gebankten,

knolligen, mit grünen Mergeln wechsellagernden, grumeleux-artigen Kalke an der Basis des Profils wurden von WEISS als «Serie von Albeuve» ausgeschieden. Sie enthalten neben *Saccocoma* zahlreiche Bruchstücke von *?Halobia* (*?Posidonia*). Den Abschluss des Unter-Tithon, das 2 m unter dem Dach einen Calcarenithorizont enthält, bildet eine bräunlich anwitternde, 0,7 m mächtige Bank von gelblichem, stark dolomitischem Kalk. Die ersten Tintinniden – zusammen mit letzten *Saccocoma* – finden sich in z. T. etwas mergeligem calcaire grumeleux; dann folgen 25 m ganz helle, Biancone-ähnliche Kalke in Bänken von 10–40 cm mit vereinzelten dünnen Mergelzwischenlagen sowie Silex in Knauern und Bändern. 5 m unter dem Dach des Ober-Tithon liegt ein dünner, feiner Calcarenit (8), während die Malm-Kreide-Grenze durch einen nächsten, diesmal etwas vertikalsortierten detritischen Horizont markiert wird, welchen auch WEISS als «Übergangsbreccie» wertet. Im Berriasian finden sich weiterhin ganz helle, dichte Kalke. Die untersten 12 m enthalten dünne, 10 cm starke, bräunlich anwitternde feine Calcarenitlagen; die zweitoberste führt Brocken von aufgearbeitetem dichtem Kalk.

Profil VIII wurde südlich der Combe d'Allières aufgenommen. Das Unter-Tithon ist hier grob gebankt und weist keine Anklänge an die Serie von Albeuve auf; doch lässt sich an der Grenze zum Ober-Tithon auch hier eine 70 cm mächtige, braungrau anwitternde, dolomitische Bank beobachten. In den Biancone-ähnlichen Kalken (Ober-Tithon und Berriasian) fehlen irgendwelche calcarenitische Lagen. Das erste Auftreten von *A. subacuta* und damit der Beginn des Valanginian fällt mit dem Einsetzen von Fleckenkalken zusammen. Die Aufschlüsse enden im Wald südöstlich der Combe d'Allières, wo die typische blaugraue Anwitterung des Fleckenkalkes sowie die zahlreichen Limonit-Knöllchen zeigen, dass wir uns im Fossilhorizont des Barremian befinden. Ausser einigen Aptychen und Belemniten fanden sich leider nur schlechte Ammonitenabdrücke.

An der Strasse Albeuve–Montbovon, zwischen dem Bahnhof von Lessoc und der Brücke über dem Hongrin, gelang es G. FAVRE (1952), drei Fossilfundstellen ausfindig zu machen. Wir konnten uns davon überzeugen, dass dies der Fossilhorizont des Barremian ist, welcher hier verschiedentlich angeschnitten wird. Für Barremian sprechen (nach CH. SARASIN & CH. SCHOENDELMAYER, 1901/2) auch die von FAVRE bestimmten Ammoniten:

«*Desmoceras difficile* (D'ORB.)
Desmoceras tenuicinctum SARASIN & SCHOENDELMAYER
Desmoceras ligatum (D'ORB.)
Desmoceras psilolatum UHLIG
Desmoceras cassidoides UHLIG
Holcodiscus hugii (OOSTER)»

Im steiler aufgerichteten S-Schenkel der Greyerzersynklinale finden sich die besten Profile ebenfalls in Bacheinschnitten.

Profil IX ist die Fortsetzung des WEISS'schen Profils 8, am Weg im Tobel des Torrent südlich Lessoc. Kurz unterhalb des Tunnels liegen die grünlichen Kalke und Mergel der Serie von Albeuve. Den Beginn des Ober-Tithon bildet hier eine feincalcarenitische Kalkbank mit bräunlicher Anwitterung, welche überlagert wird von grauem calcaire grumeleux. Die nachfolgende Serie der Biancone-ähnlichen Kalke, die im mittleren Berriasian eine Einschaltung von grünlichen, mit grünen Mergelschiefern wechsellagernden Kalken zeigt, geht an der Grenze zum Valanginian in Fleckenkalke über. Das Profil schliesst mit der Fossilschicht des Barremian, welche auch hier nur unbestimmbare Bruchstücke lieferte.

Profil X, am Weg durch das Tal des Hongrin südlich Allières, zeigt analoge Verhältnisse, abgesehen davon, dass an der Stelle der Serie von Albeuve hier ein grauer calcaire grumeleux mit dünnen Calcarenitlagen auftritt. Aus der Fossilschicht liess sich *Barremites* sp. bestimmen.

Zusammenfassung Zone 2

Im oberen Unter-Tithon herrschen Kalke mit structure grumeleuse vor. Die Serie von Albeuve (H. Weiss, 1949) hat nur lokale Verbreitung. Im N-Schenkel der Greyerzermulde liegt an der Grenze zum Ober-Tithon eine Dolomitbank, die als Äquivalent des Dolomits am Moléson betrachtet werden kann. Im äussersten SW schalten sich im oberen Unter-Tithon Calcarenitlagen ein. Das 20–30 m mächtige Ober-Tithon zeigt an der Basis stellenweise noch etwas calcaire grumeleux, allgemein treten hier jedoch durchgehend gut gebankte Biancone-ähnliche Kalke mit Silex auf. Lediglich in der Kesselmulde ist der Kalk nicht so hell, er weist dort auch dünne Calcarenitlagen auf.

Die Malm-Kreide-Grenze lässt sich im westlichen und zentralen Teil, abgesehen von der dünnen Grenzbreccie bei Albeuve, lithologisch kaum feststellen. Sie liegt in der monotonen Serie der Biancone-ähnlichen Kalke, die mit dem Beginn der Kreide langsam dünnbankiger und, speziell im zentralen und östlichen Teil, noch reicher an Silexbildungen werden. In der Kesselmulde dient ein 30 cm starker Calcarenit als vorzüglicher Grenzhorizont.

Im Berriasian sind in der Greyerzermulde weiterhin die Biancone-ähnlichen Kalke vorherrschend, lokal (Albeuve) noch mit basalen feincalcarenitischen Lagen. Im E sehen wir den Kalk in einer etwas dunkleren Ausbildung, an der Basis liegen hier ebenfalls noch Calcarenite. Im mittleren Berriasian (Zone von *Cs. neocomiensis*) sind an verschiedenen Stellen Einschaltungen von grünlichgrauen Kalken mit Zwischenlagen von grünlichen Mergelschiefern zu beobachten. Diese sind arm an Silex, sonst jedoch führt das Berriasian, hauptsächlich im unteren Teil, reichlich Silex in Knauern und Bändern. Die Mächtigkeit beträgt in der Greyerzermulde und im «Massif des Bruns» 40–60 m, im Gebiet des Gantrisch ca. 35 m.

Mit dem Beginn des Valanginian (Einsetzen von *A. subacuta* und *T. romanica*) wird der Kalk in der ganzen Zone dunkler und fleckig; bald schalten sich auch dunkle Mergelzwischenlagen ein. Gleichzeitig nimmt der Silexgehalt rapid ab. Die nun folgenden Fleckenkalke mit Mergelzwischenlagen vertreten die Stufen Valanginian, Hauterivian und Barremian. Nahe ihrem Dach liefert ein durchwegs auftretender Fossilhorizont eine vorzügliche Zeitmarke für das Barremian. Die Mächtigkeit der Fleckenkalke bis zu dieser Schicht ist auffallend konstant, sie beträgt rund 50 m. Von der gesamten Mächtigkeit des Neocom fällt hier demnach rund die Hälfte auf das Berriasian; mit dem Einsetzen der Fleckenkalke ist also eine erhebliche Verminderung der Sedimentationsgeschwindigkeit verbunden.

Die Obergrenze des Neocom wurde in dieser Zone von L. Pugin (1952) und J. Klaus (1960) minutiös untersucht. Im Profil beim Elektrizitätswerk von Neirivue beobachtet Pugin die ersten Globigerinen in dünnbankigen, fleckigen, dunkelgrauen bis grünlichen Kalken mit untergeordneten schwarzen und dunkelgrünen Mergelzwischenlagen. Zusätzlich werden Lenticulinen und Rotaliden aufgeführt. An der Dent de Bourgo stellten wir das Einsetzen von Globigerinen in grünlichen bis leicht rötlichen, dichten Kalken fest. Der mittlere und obere Teil des Complexe schisteux intermédiaire (Cenomanian – mittleres Turonian) zeigt nach Klaus eine Wechsellagerung von unten grauen, fleckigen, oben grünlichen, mergeligen Kalken mit dunkelgrauen bis dunkelgrünen Mergelschiefern. Rote Kalke treten erst im Coniacian auf.

D. Zone 3: Dent de Corjon–Rochers de Naye (s. Fig. 8)

An der Dent de Corjon fällt der Malm allseitig flach gegen innen; die Füllung der dadurch entstehenden Mulde bilden Neocom, Couches rouges und Flysch. Westlich des Hongrin verengt sich die Synklinale und erst gegen ihr W-Ende, an den Rochers de Naye, sind nochmals Couches rouges eingespitzt.

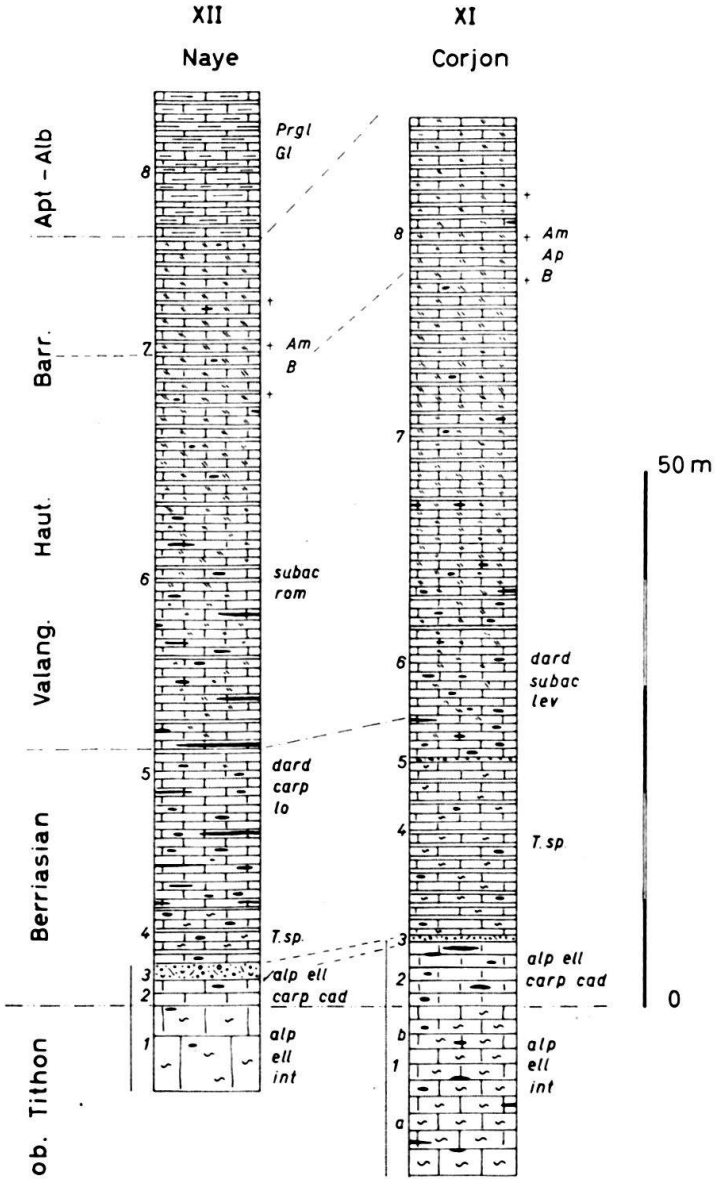


Fig. 8. Detailprofile Zone 3 (XI, XII). Legende s. Fig. 6.

Profil XI verläuft entlang dem Weg, der von Crau-dessous nach der Alp Corjon führt. Der oberste Malm besteht hier aus gut gebanktem, hellgrauem Kalk mit structure grumeleuse. Der Übergang zur Kreide zeigt sich makroskopisch kaum, im Schliff bemerkt man das Verschwinden der structure grumeleuse. Einem 0,2 m starken feinen Calcarenit (3), 5 m über der Basis des Berriasian, schliessen sich hellgraue, gut gebankte Kalke mit undeutlicher structure grumeleuse sowie dünnen grünlichen Mergelzwischenlagen an. Die darin enthaltenen Tintinniden sind meist zerbrochen, so dass Berriasian und Valanginian nicht genau abgegrenzt werden können. Das Berriasian dürfte aber höchstens 25 m mächtig sein, finden wir doch dann über einem nächsten, nur 5 cm starken, bräunlich anwitternden feinen Calcarenithorizont in bereits fleckigem Kalk eine Fauna des Valanginian. Wenig östlich Pkt. 1591 bemerkt man am Wegrand

kleine Aufschlüsse der Barremian-Fossilschicht mit schlechten Ammonitenabdrücken. Die Mächtigkeit der Fleckenkalke bis hieher beträgt rund 50 m.

Profil XII, südlich von Sautodo, an den Rochers de Naye, zeigt ganz ähnliche Verhältnisse wie das Profil am Corjon. Über dem untersten Berriasian liegt ebenfalls ein detritischer Horizont, hier aber mit einer Mächtigkeit von 1,5 m (3). Er wird auch hier überlagert von hellgrauen Kalken mit Anklängen an structure grumeleuse; die grünlichen Mergelzwischenlagen sowie die zerbrochenen Tintinniden sind weitere Analogien zum Profil Corjon. Das gesamte Berriasian ist hier nur knapp 20 m mächtig. Bis zum Barremian-Horizont, der Ammonitenabdrücke und Bruchstücke enthält, folgen 40 m Fleckenkalk mit Mergelzwischenlagen. Kurz danach erscheint eine Wechsellagerung von grünlich-grauen, dünnbankigen, mergeligen Kalken mit dunkelgrünen Mergelschiefern, Globigerinen und Praeglobotruncanen führend.

E. Zone 4: Südschenkel Stockhorn–Vanil Noir–Antiklinale (s. Fig. 9)

Zwischen Solhorn und Oberstockensee ist der S-Schenkel des Stockhorn-Gewölbes von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt, die sich im Malm als Brüche, im Neocom als Stauchfalten manifestieren. Erst westlich des Oberstockensees kommt es zu einer ruhigeren Lagerung, doch wird auch hier die Profilaufnahme noch durch mehrere Brüche erschwert.

Profil XIII wurde an der gleichen Stelle aufgenommen wie das Profil VI (Pfaffengrat) R. Umikers (1952). Es ist dies die einzige Lokalität in der Stockhornregion, welche eine durchgehende Profilaufnahme erlaubt. Das Profil verläuft N–S, über Punkt 1957,3, westlich Spätbergli. Über grobbankigem calcaire grumeleux des Ober-Tithon folgt ein 2,5 m starker grober Calcarenit mit undeutlichem graded bedding (2), welcher mit der Malm-Kreide-Grenze zusammenfällt, zeigt sich doch in der anschliessenden Wechsellagerung von hellgrauen, gut gebankten, feinstkristallinen Kalken mit dunkleren feinen Calcareniten bereits eine Berriasian-Fauna. Im oberen Berriasian bemerkt man eine auffallende, nicht vertikalsortierte, massige Bank eines dunkelgrauen groben Calcarenits (11) mit einzelnen knorrigen Silexknauern sowie einschichtigen Ooiden, zahlreichen zoogenen Komponenten (Pseudocyclamminen, Epistominen, Lenticulinen, Textularien, Echinodermen) und Onkoiden in klarer, grobkristalliner Grundmasse. Umiker signalisiert aus dieser Schicht Quarzkörner, was wir jedoch nicht bestätigen können. Wie auch im Nordabschnitt erscheint *A. subacuta* gleichzeitig mit dem Einsetzen der Fleckenkalke. Ca. 50 m höher findet sich ein Horizont mit blaugrauer Anwitterung, zahlreichen z. T. herausgewitterten Limonitkonkretionen und dunklen Mergelzwischenlagen. Diese Ausbildung ist ganz identisch den Schichten, welche im Nordabschnitt eine Fauna des Barremian geliefert haben. Es dürfte sich mit grösster Wahrscheinlichkeit um dasselbe Niveau handeln, doch konnte im ganzen Südabschnitt darin nie auch nur ein Bruchstück eines Ammoniten gefunden werden; Belemniten und Aptychen sind hingegen nicht selten. Kurz darüber folgen 1,3 m schwarze Tonschiefer, welchen sich nochmals graue Fleckenkalke anschliessen, hier bereits mit Globigerinen (17). Nach einer weiteren 1 m mächtigen Tonschieferlage erscheinen hellgrünliche, dünnbankige Kalke mit zahlreichen kleinen schwarzen Flecken (19). Nach ihrer Fauna von *Rotalipora (Thalmanninella) ticinensis* ssp, und Praeglobotruncanen gehören sie schon ins Albian. Die nachfolgenden grauen, mergeligen grumeleux-Kalke führen zusätzlich *Rotalipora* (*Thalmanninella*) *appenninica* ssp., *Discorbis* sp., Textularien und Lenticulinen.

Das Neocom des S-Schenkels der Stockhorn-Antiklinale zieht weiter gegen W über Bergtürli, Wankli und wird im Gebiet von Domern durch die Weissenburg-Verschiebung und mehrere ihr parallele Brüche nach N versetzt. Die Schichten sind stellenweise, z. B. unterhalb von Haggen, etwas überkippt, allgemein zeigen sie aber S-Fallen. Westlich der Verschiebungen lässt sich das Neocom über Scheibe, Steiniger Gantrisch, Stierengrat, Kaisereggalp nach Kappelboden südlich Jaun verfolgen.

Profil XIV liegt in der Mulde zwischen Widdersgrind und Scheibe; infolge intensiver Kleinfältelung des höheren Neocom umfasst es nur die Schichten der Malm-Kreide-Grenze. Diese zeigen eine sehr ähnliche Ausbildung wie im vorstehenden Profil, einzig der Calcarenit im Dach des Tithon ist bedeutend weniger mächtig.

Profil XV, auf der Kaisereggalp, wurde, mit Ausnahme einiger schuttbedeckter Meter im unteren Berriasian, durchgehend aufgenommen. Nun zeigen aber die Fleckenkalke des oberen Neocom eine gegenüber den anderen Profilen ungefähr doppelte Mächtigkeit, die möglicherweise auf den Ausläufer einer bei Jaun sich von der Hauptantiklinale abspaltenden Nebenantiklinale zurückzuführen ist. Da nur die Schichtköpfe aufgeschlossen sind, kann das Ausmass dieser tektonischen Anhäufung nicht abgeschätzt werden; im Profil seien deshalb nur die Basis und das Dach des Neocom aufgeführt. Am Weg, der vom Sattel südwestlich des Kaiseregg-Gipfels zur Alp hinunter führt, befinden wir uns – oberhalb der grossen Kehre – im gut gebankten Ober-Tithon, in dessen Dach zwei feine Calcarenitlagen (2, 4) zu bemerken sind. Das unterste Berriasian zeigt – wie in den vorhergehenden Profilen – hellgraue, feinstkrist. Kalke und dunklere feine Calcarenite in einer Wechsellagerung. Diese setzt sich nach der unterhalb der Wegkehre durch Vegetation und Schutt bedingten kurzen Unterbrechung zunächst noch fort. 200 m westlich der Alphütte fällt ein massiger grober Calcarenit auf (14), der in seiner Ausbildung, seinen Komponenten und seiner stratigraphischen Lage den Schichten XIII/11 und XIV/11 entspricht. Darüber liegt die grosse Anhäufung von dünnbankigen, hellgrauen, nach ca. 20 m allmählich fleckig werdenden Kalken.

Bei Punkt 1858.4, wenig nördlich des Baches, ist der blaugrau anwitternde, pyrithaltige Barremian-Horizont aufgeschlossen; Aptychen und Belemniten sind häufig. Er wird überlagert von grauen, fleckigen Globigerinen-führenden Kalken mit dunkelgrünen Mergelzwischenlagen, dann schliesst sich ein gut gebankter, mergeliger, grünlicher Kalk mit Praeglobotruncanen und Globigerinen an.

Profil XVI, bei Jaun, wurde schon von H. Weiss (1949) beschrieben (Profil 13, S. 74, Fig. 3). Die Aufschlussverhältnisse sind hier günstig für das Studium der Strukturen der detritischen Kalke. Im Ober-Tithon beobachtet man über undeutlich gebanktem calcaire grumeleux einen 1,7 m starken, gut vertikalsortierten Calcirudit (2). In grobkristalliner Grundmasse finden sich einzelne Ooide, einschichtige Ooide, zahlreiche Onkoide und organogene Trümmer (Muschelschalen, Bryozoen, Solenoporen, Echinodermen, Nautiloculinen, Trocholinen, Lenticulinen und Textularien). An der Basis sind viele, z. T. noch kaum vom Liegenden losgerissene, aufgearbeitete Komponenten von unregelmässig-schlieriger Form. In einem Horizont 10 cm über der Basis sind etwas besser gerundete Fragmente dieser Art angereichert; ihr grösster Durchmesser liegt in der Schichtebene. Hier befindet sich auch ein zerrissenes Bruchstück eines Silexknauers. Gegen oben werden sowohl die Komponenten als auch die Grundmasse feiner, es kommt zu einem allmählichen Übergang in feinstkrist. Kalk mit Tintinniden und Radiolarien. Kurz darauf stellt sich erneut ein ähnlich ausgebildeter Calcarenit ein, feiner und weniger mächtig als der erste (4). 7 m höher liegen im hellgrauen, dichten, stellenweise leicht grumeleux-artigen Kalk zwei dünne, unten und oben scharf begrenzte Lagen von detritisch-onkolithischem Kalk, darüber erkennt man nochmals einen groben Calcarenit (7), erneut mit Onkoiden, einschichtigen Ooiden und Ooiden. Dieser, die Malm-Kreide-Grenze markierende Horizont ist nur undeutlich vertikalsortiert; an seiner Basis liegen nur vereinzelte aufgearbeitete Komponenten. Das untere Berriasian besteht aus gut gebanktem, hellgrauem, dichtem Kalk mit einigen dünnen, feincalcarenitischen Einschaltungen.

Die stark verfalteten Fleckenkalke des oberen Neocom sind weiter östlich, nahe der Brücke über den Oberbach, angeschnitten; auch hier tritt der «höffige» Barremian-Horizont deutlich in Erscheinung.

Im Gebiet der Hochmatt fällt das Neocom durchwegs mit ca. 60–70° gegen S, bis auf dem Plateau des Gros Mont eine Nebenantiklinale auftaucht, die sich westlich des Vanil Noir mit dem Hauptgewölbe vereinigt. In der Teilsynklinale zwischen der Dent de Bimis und der Dent de Brenleire zieht wild verfaltetes Neocom bis zum Vanil de l'Ecri.

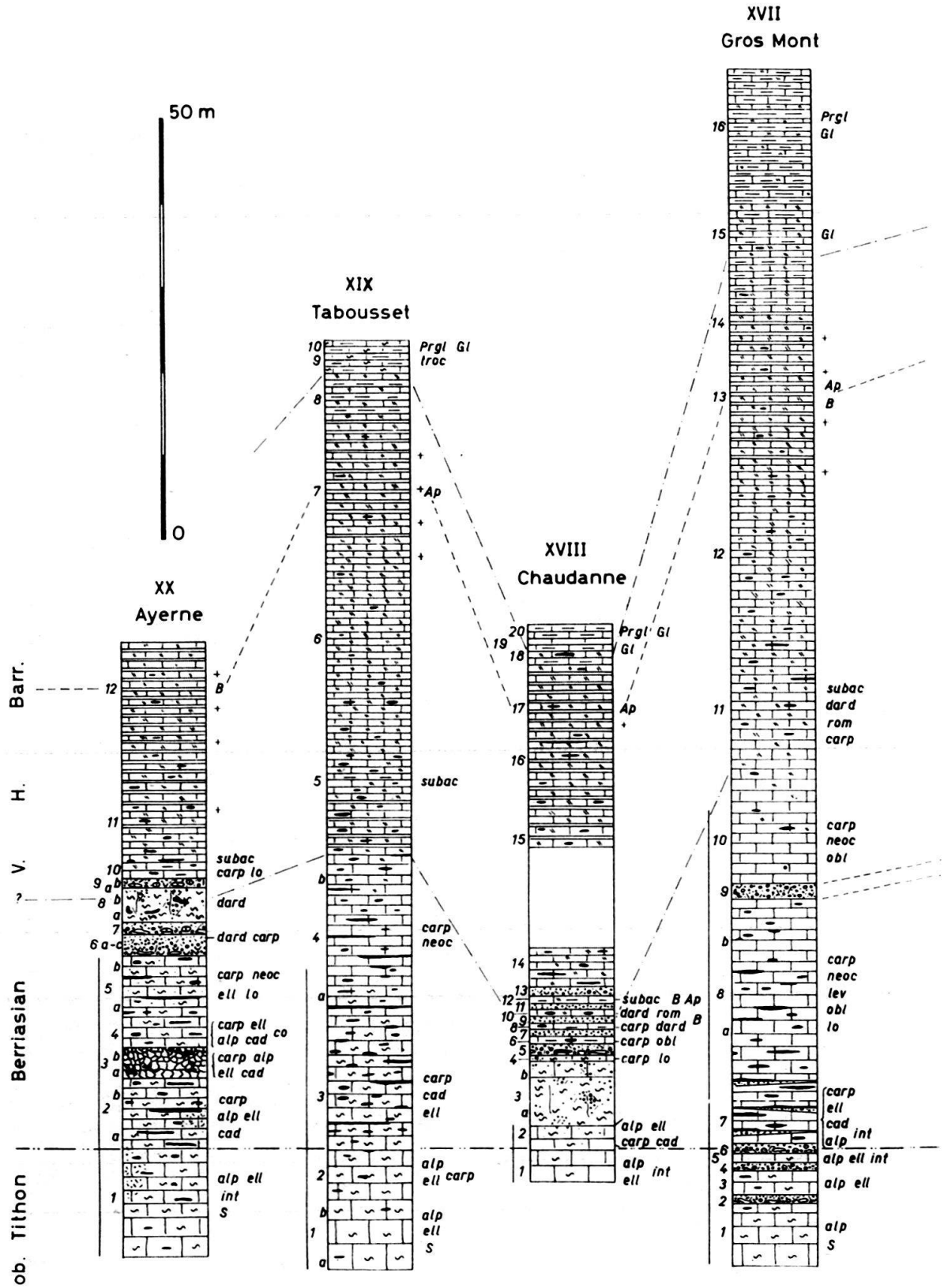
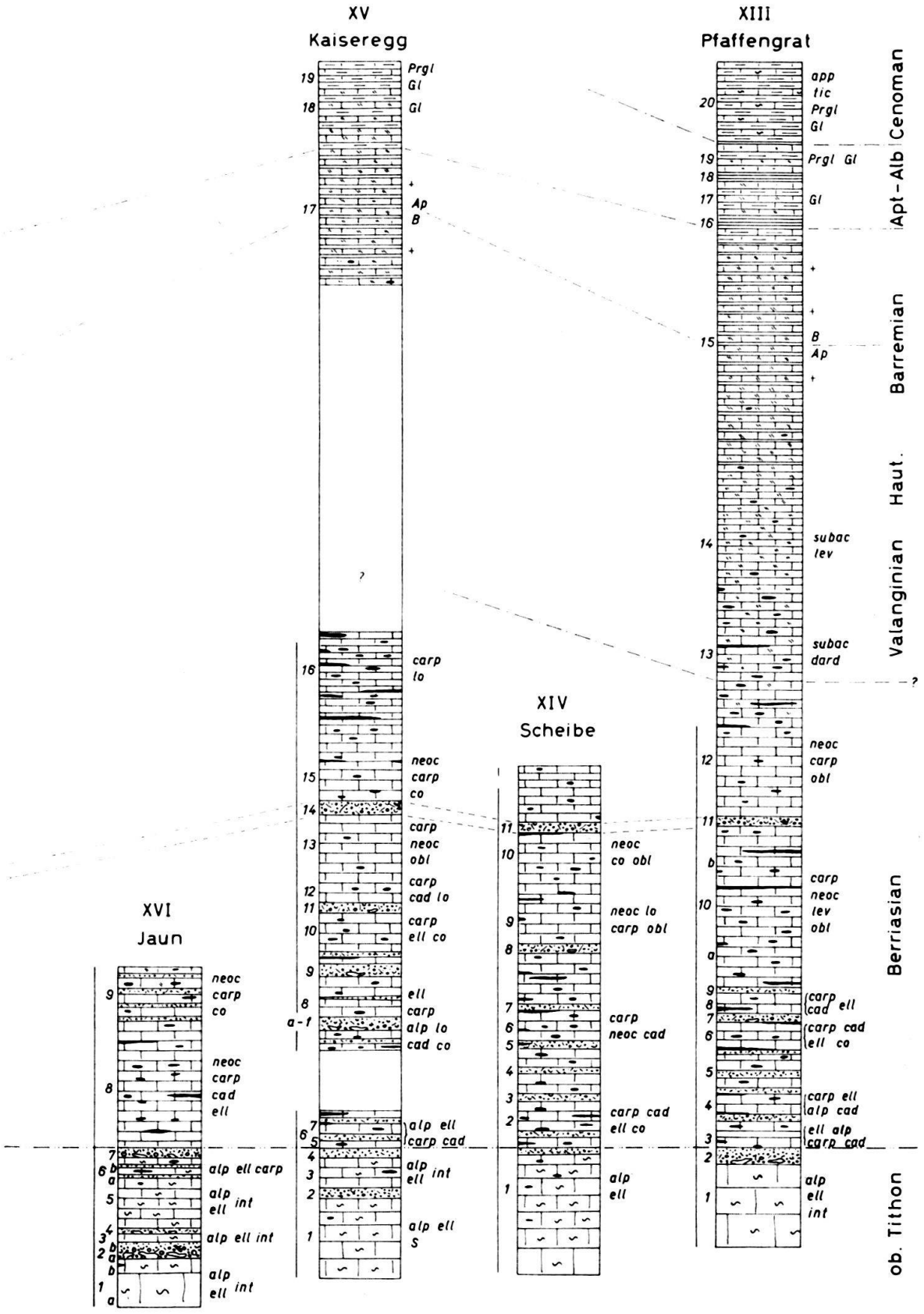


Fig. 9. Detailprofile Zonen 4 (XIII–XVII) und 5 (XVIII–XX). Legende s. Fig. 6.


XV
Kaiseregg
XIII
Pfaffengrat
XIV
Scheibe
XVI
Jaun
Cenoman
Apt-Alb
Barremian
Haut.
Valanginian
Berriasian
ob. Tithon
Prgl Gl
Gl
Ap B
carp lo
neoc carp co
carp neoc obl
carp cad lo
carp ell co
ell carp alp lo cad co
alp ell carp cad
alp ell int
alp ell S
app tic Prgl Gl
Prgl Gl
Gl
B Ap
subac lev
subac dard
neoc carp obl
carp neoc lev obl
carp cad ell
carp cad ell co
carp ell alp cad
ell alp carp cad
alp ell int
neoc co obl
neoc lo carp obl
carp neoc cad
carp cad ell co
alp ell
neoc carp co
neoc carp cad ell
alp ell carp
alp ell int
alp ell int
alp ell int

Profil XVII, wohl eines der schönsten Profile durch das Neocom der Klippendecke, konnte am Weg von Les Planeys nach Gros Mont eingemessen werden. 50 m oberhalb Pkt. 1187 befinden wir uns im gebankten Ober-Tithon. Wie bei Jaun findet sich darin auch hier ein Calcirudit mit analogen vertikalsortierten Komponenten (2), und die Malm-Kreide-Grenze wird ebenfalls durch einen groben Calcarenit mit undeutlichem graded bedding angezeigt (6). Auch die Verhältnisse im Berriasian entsprechen jenen der Profile Kaiseregg und Pfaffengrat: Wechsellagerung von dichten Kalken mit feinen Calcareniten an der Basis und im oberen Teil ein massiger, unsortierter grober Calcarenit (9) als auffallende Einschaltung in den dichten Kalken. Die Vermutung von CH. SCHWARTZ-CHEVENART (1945), dieser oberste spätige Horizont befinde sich bereits nahe dem Dach des Neocom, kann jedoch nicht bestätigt werden, beginnen doch 10 m darüber erst die Fleckenkalke des Valanginian. Im oberen Neocom, am W-Rand der Ebene von Gros Mont, treffen wir den limonithaltigen Horizont des Barremian. Ihm folgen graue, mit Mergeln wechsellagernde Fleckenkalke mit Globigerinen und hierauf mergelige, grünliche, stellenweise leicht rötliche Kalke und dunkelgrüne Mergel mit Praeglobotruncanen. Nach 10 m Schuttbedeckung führt ein roter, mergeliger Kalk Globotruncanen der Lapparenti-Gruppe.

Zusammenfassung Zone 4

Das Ober-Tithon liegt durchwegs in Form von calcaire grumeleux vor. Im westlichen Teil finden sich darin grobe Calcarenitlagen mit gutem graded bedding.

Die Malm-Kreide-Grenze fällt meist mit einem undeutlich vertikalsortierten detritischen Niveau zusammen.

Im untersten Berriasian findet sich eine Wechsellagerung von dünnbankigen, hellgrauen, dichten Kalken mit dünnen Calcarenitlagen. Nach einer längeren Folge von dichten Kalken schiebt sich im mittleren Berriasian (Zone von *Cs. neocomiensis*) überall ein auffallender grober Calcarenithorizont ohne graded bedding ein, welchem sich nochmals dichte Kalke anschliessen. Silex ist im ganzen Berriasian häufig. Die gesamte Mächtigkeit der Stufe beträgt im Gebiet der Kaiseregg über 60 m; sie nimmt gegen E und W auf rund 50 m ab.

Die mit dem Valanginian einsetzenden Fleckenkalke zeigen wenig unter ihrem Dach eine mergelige und limonithaltige Zone, welche durchaus der Barremian-Fossilschicht des Nordabschnitts gleicht; wir glauben annehmen zu dürfen, dass es sich um denselben Horizont handelt, der stets 10–20 m unter dem Niveau der ersten Globigerinen liegt. Die ziemlich häufigen Aptychen beweisen, dass das Fehlen der Ammoniten im mittleren Abschnitt nicht auf ungünstige Lebensbedingungen, sondern auf ungünstige Erhaltungsbedingungen zurückzuführen ist. Die Mächtigkeit der Fleckenkalke bis zu diesem Leitniveau beträgt rund 45 m, ist also nur wenig geringer als im Nordabschnitt. Von der gesamten Mächtigkeit des Neocom fällt auch hier rund die Hälfte auf das Berriasian.

Ca. 10 m darüber tauchen kleine Globigerinen auf; die Schichten werden hier stärker mergelig, zwischen den Fleckenkalkbänken liegen bis 20 cm starke, dunkle Mergellagen. Im E sind sogar über 1 m mächtige Partien von schwarzen Tonschiefern vorhanden.

Die ersten Praeglobotruncanen finden sich ca. 5 m höher, z.T. in Fleckenkalken, z.T. in grünlichen, mergeligen Kalken. Rote Kalke sind in dieser Zone in der Stockhornregion in den gesamten Couches rouges nicht vorhanden; im Gebiet der Kaiseregg bemerkten wir Globotruncanen der Lapparenti-Gruppe in grünlichgrauen Kalken, während auf dem Gros Mont die gleiche Fauna bereits in rotem Kalk auftritt.

F. Zone 5: Südschenkel Bimis–Tinière-Antiklinale (s. Fig. 9)

Vom Gros Mont zieht das immer steil nach S einfallende Neocom des S-Schenkels der Bimis–Tinière–Antiklinale bis zur Alp Ayerne, nördlich des Tour d'Aï. Durch die Saane und den Hongrin sind bei la Chaudanne bzw. le Tabousset vorzügliche Aufschlüsse in den sonst meist hangparallelen Schichten geschaffen worden. Im Gebiet nördlich Château d'Oex ist der Malm nach H. Weiss (1949) auf eine Gesamtmächtigkeit von etwa 60 m reduziert. Hiezu kommt an zahlreichen Stellen noch eine tektonische Reduktion; so konnten wir nordwestlich von Ciernes Picat über feinkieselig-mergeligen Kalken des «Callovo-Oxfordien» einen Malm von höchstens 40 m feststellen, von denen die obersten 30 m zudem ins Ober-Tithon gehören. Auch das Neocom ist stark gequält; bei Pâquier Gétaz sind bereits nach 50 m rekristallisierten, mit Calcareniten wechsellagernden Kalken, deren undeutlich erhaltene Tintinnidenfauna Ober-Tithon und Berriasian erkennen lässt, tektonisierte Couches rouges angeschoben.

Profil XVIII, bei la Chaudanne, liegt in seinem unteren Teil am Weg, welcher 20 m nördlich der Brücke von der Hauptstrasse nach E abzweigt, im oberen Teil am Bahndamm östlich des Tunnels. Das Neocom ist hier bedeutend geringmächtiger als in der Zone 4. An der Abzweigung des Weges sehen wir grob gebankte Kalke mit structure grumeleuse, welche gegen oben reicher an autochthonen Onkoiden werden und etwas Glaukonit führen. Auf den ersten Blick glaubt man, Malm vor sich zu haben; die Berriasian-Fauna im Liegenden beweist aber, dass diese autochthonen Kalke mittleres und oberes Berriasian repräsentieren. Darüber folgt eine enge Wechsellagerung von hellgrauen, manchmal etwas grünlichen und mergeligen, feinstkrist. Kalken mit dunkelgrauen Calcareniten.

Am Bahndamm östlich des Tunnels stehen die Fleckenkalke des oberen Neocom an. Anschliessend enthalten grünliche, mergelige Kalke mit structure grumeleuse Globigerinen, Textularien und Lenticulinen. Die ersten Praeglobotruncanen finden sich 1 m höher in roten Kalken.

Profil XIX, bei Le Tabousset, zeigt am und über dem Weg, der von Tabousset nach Allières führt, oberhalb der Einmündung des Petit Hongrin in den Hongrin, gut gebankte grumeleux-Kalke des Ober-Tithon und Berriasian. Trotz angestrengtem Suchen fanden wir hier gar keine detritischen Lagen; auffallend ist aber eine grosse Anhäufung von Silex in der untersten Kreide. Mit dem Valanginian setzen die Fleckenkalke ein; am W-Ende der Brücke von Tabousset sehen wir den charakteristischen Barremian-Horizont mit Aptychen und Belemniten. Am Weg gegen La Jointe wird die Fortsetzung des Profils durch einen Bruch gestört. Die Obergrenze des Neocom lässt sich im Bach südlich der Brücke ungestört beobachten, wo im Hangenden der Fleckenkalke grüne, z. T. leicht rötliche, mergelige und etwas sandige grumeleux-Kalke mit Globigerinen, *Hedbergella* cf. *trocoidea* (Gandolfi), Praeglobotruncanen und Lenticulinen folgen.

Profil XX wurde auf der Alp Aveneyre aufgenommen. 50 m oberhalb der Alphütte steht gebankter, hellgrauer, Ober-Tithon und unteres Berriasian umfassender Kalk mit structure grumeleuse an. Wie im Profil von Tabousset zeigt sich der Beginn der Kreide auch hier in einer starken Zunahme des Silexgehaltes. Im unteren Berriasian liegt eine 1,5 m mächtige, rötlich anwitternde intraformationelle Breccie (3, s. Taf. II, Fig. 2) mit ganz dichter Packung gegenseitig sich deformierender, bis 4 cm grosser Komponenten von hellgrauem, dunkelgrauem, hellrosarotem und dunkelrotem Kalk. Mikroskopisch lassen sich die Kalke jedoch kaum voneinander unterscheiden, sie sind alle feinstkrist. bis grumeleux-artig und führen eine uniforme Fauna des unteren Berriasian. Ferner findet sich hier wirr verteilter Silex. Gegen oben werden die Komponenten kleiner (ca. 1 cm), die feinste Fraktion fehlt jedoch, so dass eine scharfe Grenze zum dichten Kalk im Hangenden besteht. 10 m höher sehen wir einen 1 m starken Calcirudit mit graded bedding (6). In feinkrist. Grundmasse finden sich unten zahlreiche Lamellaptychen, daneben Echinodermentrümmer, Textularien, Nautiloculinen, Epistominen und *Conicospirillina* cf. ***basilensis*** Mohler, sowie Onkoide und schlecht gerundete Komponenten von aus dem Liegenden aufgearbeitetem Kalk. Gegen oben geht der Calcirudit in grauen, feincalcarenitischen Kalk

mit Onkoiden und Tintinniden über. Ohne dass die feinste Fraktion erreicht wird, folgt mit scharfer Basis erneut ein vertikal-sortierter Calcirudit (7). In unten grobkrist. Grundmasse sind neben zoogenen Trümmern und Onkoiden folgende Komponenten vorhanden:

a) bis 2 mm grosse, sehr gut gerundete, rötliche Körner von calcaire grumeleux mit *C. alpina*, *C. elliptica* und *T. carpathica*, also Komponenten, die altersmässig unter die intraformationelle Breccie (3) zu stellen sind.

b) etwas grössere (0,5–1 cm), gerundete Körner von hellgrauem, feinstkrist. Kalk mit *Cs. neocomiensis* und *T. carpathica*, demnach aus Horizonten stammend, die älter sind als der Calcirudit (6).

c) grosse (bis 4 cm), durch die benachbarten Komponenten deformierte Fetzen von grauem, feincalcarenitischem Kalk mit *Cs. darderi* und *T. carpathica*, welche direkt aus dem detritischen Horizont im Liegenden aufgearbeitet sind.

Infolge der dachziegelartigen Stappelung der Komponenten kann die Schüttungsrichtung von Süden festgestellt werden (s. Taf. II, Fig. 1). Die Korngrösse nimmt gegen oben rasch ab; nach 50 cm, über einer Schichtfläche, folgen mehr als 5 m autochthon-onkolithische Kalke mit Linsen und Nestern von calcaire grumeleux und mit knorrigem Silex (8). Direkt nördlich der Alphütte steht hierauf ein 70 cm mächtiger, unsortierter, dunkelgrauer grober Calcarenit an (9). In der meist klaren, grobkrist. Grundmasse sind Onkoide, organogene Trümmer sowie gut gerundete, kleine Körner von rotem calcaire grumeleux mit *C. elliptica*, *T. carpathica* und *T. cadischiana* vorhanden, daneben treten schlechter gerundete Fragmente von hellgrauem, feinstkrist. Kalk mit *Cs. darderi* und *T. carpathica* auf. Aus dem Liegenden aufgearbeitete Komponenten fehlen. Auch hier sind die roten Kalkkörner altersmässig unterstes Berriasian, während die hellgrauen Kalke unter dem Calcirudit (7) zu beheimaten sind.

Bei der Alphütte setzen hierauf die Fleckenkalke ein. Der Barremian-Horizont ist noch im Zusammenhang aufgeschlossen am Weg gegen Ayerne, dann verhindert Moränenbedeckung eine weitere Profilaufnahme.

Das Neocom kann in stets ähnlicher Ausbildung, soweit sich dies bei den schlechten Aufschlussverhältnissen beurteilen lässt, bis zum Pkt. 1927[13]) verfolgt werden, dort streicht es in die N-Flanke aus, wo es in einer Nebensynklinale wild verfaltet ist. Der dünne Neocomzug, den A. JEANNET (1912) bis nahe zum Pkt. 1771 einzeichnet, ist nicht vorhanden; während nördlich einer E-W verlaufenden Linie durch la Case (Karte JEANNET) das Neocom noch in beträchtlicher Mächtigkeit vorliegt, fehlt es südlich dieser Linie vollständig. Der hier auffallende geringmächtige Malm wird – allerdings zum Teil mit tektonischer Grenze – direkt von fleckigen Mergelkalken mit Globotruncanen überlagert. Weiter westlich, am Malatray (LK), konnten zwei ungestörte Profile der Malm-Kreide-Grenze eingemessen werden (s. S. 82).

Zusammenfassung Zone 5

Wie in der Zone 4 besteht das Ober-Tithon aus gebanktem calcaire grumeleux, welcher sich hier jedoch noch ins untere Berriasian fortsetzt, so dass die Malm-Kreide-Grenze nicht hervortritt.

Die Verhältnisse im Berriasian lassen sich nur schwer miteinander vergleichen, fest steht jedoch, dass die pelagischen Kalke zurücktreten und Gesteine an ihre Stelle treten, die in seichterem Wasser entstanden sein dürften. Die Calcarenite im Profil von Chaudanne können nicht mit den lithologisch ähnlichen Bildungen in der Zone 4 korreliert werden, da die Tintinnidenfauna ihrer dichten Zwischenlagen bereits auf Valanginian hinweist. Bei Aveneyre macht sich der nahe Rand des Neo-

[13]) Auf der Karte von JEANNET wird Pkt. 1927 mit Malatraix bezeichnet, auf der LK 1:50000 heisst der westlich hievon gelegene Pkt. 1769,9 Malatray.

combeckens deutlich bemerkbar durch mehrere Breccien mit älteren Komponenten. Dazwischen, bei Tabousset, fehlen detritische Einschaltungen, das Berriasian zeigt durchwegs structure grumeleuse. Diese Absenz von Calcareniten macht deutlich, dass diese Horizonte nicht über grössere Strecken durchziehen, sondern auf eher lokale Schüttungen zurückzuführen sind, die in geschütztere Lagen, wie z.B. Tabousset, nicht einzudringen vermochten.

Die Mächtigkeit der Fleckenkalke, die wie im N mit dem Valanginian einsetzen, und die im oberen Teil ebenfalls den charakteristischen Barremian-Horizont führen, reduziert sich im Westen bis auf 20 m.

Das Auftauchen der Globigerinen vollzieht sich hier nicht mehr in Fleckenkalken wie in der Zone 4, sondern in grünlichen, mergeligen Schichten mit structure grumeleuse und benthonischer Fauna. 1 m höher bemerkt man in bereits roten Kalken die ersten Praeglobotruncanen. Es lässt sich also im S-Schenkel der Stockhorn–Tinière–Antiklinale von Osten nach Westen ein Übergreifen der roten Kalke in immer ältere Horizonte feststellen.

G. Zone 6: Cheibenhorn–Flühberg–Langel (s. Fig. 10)

Vom Solhorn gegen W lässt sich das Cheibenhorn-Gewölbe als selbständige Antiklinale südlich der Spätbergli-Mulde erkennen. Das Neocom ist in diesem Bereich stark gestört, und die Malm-Kreide-Grenze ist fast durchwegs tektonisch. In der Gegend der Alp Vorderstocken, wo noch der Barremian-Horizont mit Belemniten und Aptychen zu bemerken ist, taucht das Neocom unter die Couches rouges, um 2 km weiter westlich, am Flühberg, wieder zu erscheinen.

Profil XXI, im S-Schenkel der doppelten Flühberg-Antiklinale, am Strässchen von Weissenburgberg nach Beret, entspricht dem WEISS'schen Profil 36. Wir sehen hier eine Wechsellagerung von dünnbankigen, hellgrauen, dichten Kalken mit braungrauen Calcareniten. Silex ist jeweils im Dach der dichten Kalke angereichert. Nach der Tintinnidenfauna muss der ganze Komplex ins Valanginian gestellt werden; dafür spricht auch das Fehlen von *Globochaete alpina* LOMBARD.

Verfolgen wir das Strässchen weiter gegen Beret, so bewegen wir uns in den Fleckenkalken. Kurz vor Pkt. 1139 bemerkt man den Barremian-Horizont, auch hier nur mit Aptychen und Belemniten. Das Profil der Grenzschichten zur mittleren Kreide wurde hier schon von R. UMIKER (1952, S. 31) aufgenommen. Nach seinen Ausführungen und einigen ergänzenden Beobachtungen lässt sich folgendes feststellen: Ca. 8 m über dem Barremian-Horizont liegen schwarze Tonschiefer, dann folgen nochmals 2 m Fleckenkalke mit Mergelzwischenlagen, hier bereits Globigerinen führend. Einer zweiten Tonschieferlage schliesst sich eine harte Bank eines grünlichen, dichten Kalkes mit Globigerinen an (18). Sie wird überlagert von grünlichen, mergeligen Kalken, in denen die ersten Praeglobotruncanen auftreten. Nach einer Wechsellagerung von grauen, mergeligen Kalken mit schwarzen Mergelschiefern enthalten hellgraue, mergelige Kalke u. a. *Rotalipora* (*Thalmanninella*) *appenninica* ssp.

Durch die Weissenburg-Verschiebung wird das Flühberg-Gewölbe abgeschnitten. Wir finden das Neocom des N-Schenkels wieder im Gebiet von Nessli, von wo es sich gegen WSW über Hohmad, Falkenfluh nach Egg, oberhalb Klus, verfolgen lässt. Das Neocom des S-Schenkels dieser Antiklinale ist in den Abhängen von Pletsch und Dürri etwas aufgeschlossen, gegen W ist es infolge Untervorschiebung des Malm meist abgeschert. Ungestört finden wir es nochmals südwestlich von Klus. Das ganze, am Langel noch so prächtige Gewölbe taucht westlich der Alp Reidingen unter.

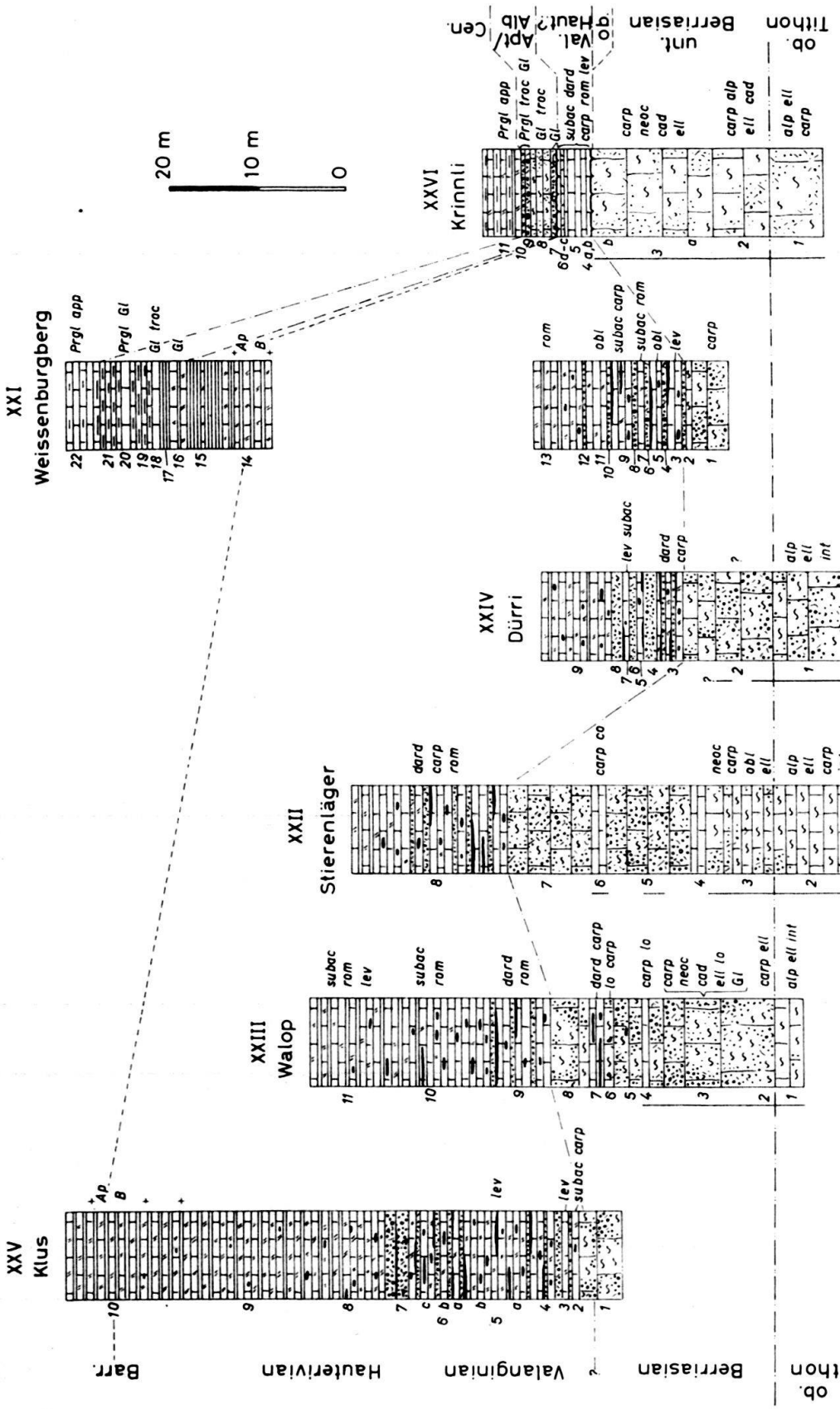


Fig. 10. Detailprofile Zonen 6 (XXI–XXV) und 7 (XXVI). Legende s. Fig. 6.

Am Langel ist die Antiklinale im Scheitel aufgebrochen. Weiter im E, im Gebiet von Nessli–Hohmad–Falkenfluh, ist dieser Bruch ebenfalls vorhanden, hier aber mit einer bedeutenden Verstellung, indem der N-Schenkel stark abgesunken ist. So ist in dieser Region nur der S-Schenkel des Malm aufgeschlossen und das Neocom legt sich flexurartig über den Längsbruch, was östlich von Alpligen sehr schön beobachtet werden kann. An einer einzigen Stelle, ca. 40 m nördlich der Alphütte von Stierenläger, tritt der oberste Malm des N-Schenkels in einem Fenster zum Vorschein.

Profil XXII wurde von diesem Malmfenster aus nach W aufgenommen. Der autochthon-onkolithische Kalk an der Basis geht gegen oben allmählich in calcaire grumeleux über und wird dann dicht. Doch folgen hierauf nochmals zwei grob gebankte, je 8 m starke Lagen von autochthon-onkolithischem Kalk (5, 7), getrennt durch 1 m hellgrauen, feinstkrist. Kalk (6), welcher u. a. *Globochaete alpina* LOMBARD führt, also noch ins Berriasian zu stellen ist. Darüber liegt die wahrscheinlich bereits ins Valanginian (u. a. *T. romanica*) gehörende, silexreiche Wechsellagerung von dichten, bald fleckig werdenden Kalken mit feinen Calcarenitlagen.

Profil XXIII, am Fuss der Felswand westlich von Egg (Walop), bietet einen guten Einblick in das Neocom dieser Zone. Das Berriasian besteht hier aus autochthon-onkolithischem Kalk mit Lenticulinen und Textularien, daneben finden sich Lagen und Nester von calcaire grumeleux mit Tintinniden, *Globochaete alpina* LOMBARD sowie «Globigerinen» (s. S. 52). Wo im oberen Berriasian der Kalk vorübergehend dicht wird (7), bemerkt man durchziehende Silexbänder, in den grumeleux-Kalken hingegen findet sich nur knorriger Silex. Mit dem Valanginian erscheinen dichte, zunächst hellgraue, dann fleckig werdende Kalke, an der Basis noch mit dünnen, feinen Calcarenitlagen.

Profil XXIV liegt in einer Runse im Abhang von Dürri, oberhalb der Bunfalallmend, westlich Waldried. Hier folgt über autochthon-onkolithischen Kalken des Berriasian ebenfalls eine Wechsellagerung von dichten, fleckigen Kalken mit dunkleren Calcareniten.

Profil XXV, westlich von Klus, umfasst nur die Schichten ab Valanginian, da das Berriasian am Aufbau der unzugänglichen «Malm»-Wand mitbeteiligt ist. Dieser massige, autochthon-onkolithische Kalk wird von einer rund 20 m mächtigen Wechsellagerung von Calcareniten mit dichten Fleckenkalken überlagert. Der oberste detritische Horizont weist in der Mitte eine ungestörte Silexlage auf, ein Anzeichen dafür, dass der darüberliegende Calcarenit die Ablagerung einer zweiten Schüttung darstellen dürfte. Am Weg von Klus nach der Alp Reidingen bemerkt man das Barremian-Niveau mit Aptychen und Belemniten.

Zusammenfassung Zone 6

Oberes Tithon und Berriasian liegen durchwegs in Form von autochthon-onkolithischem Kalk mit Nestern und Lagen von calcaire grumeleux vor. Die Malm-Kreide-Grenze liegt in diesem massigen bis grobbankigen Komplex und tritt lithologisch nicht hervor, da auch das Berriasian noch ganz den Habitus von Malm zeigt. Es ist im N-Schenkel des Flühberg-Langel-Gewölbes 25–30 m mächtig, im einzigen Profil des S-Schenkels hingegen nur 10 m.

Erst mit dem Valanginian kommt es zu einer Änderung der Facies; hier erscheinen dichte, bald fleckig werdende Kalke, basal noch in Wechsellagerung mit detritischen Lagen, welche oft von Silexbändern begleitet sind. Diese Calcarenite zeigen hier nur ausnahmsweise ein graded bedding, es dürfte sich also um Produkte von Schlammströmen hoher Dichte (Fluxoturbidite) handeln.

Die Fleckenkalke, im einzigen durchgehenden Profil 30 m mächtig, führen auch hier nahe der Obergrenze einen Horizont, der dem Barremian-Fossilniveau des Nordabschnitts entsprechen dürfte.

H. Zone 7: Nördliche Heiti-Zone (s. Fig. 10)

Dem Neocom der Walper-Schuppenzone widmen H. Weiss (1949), R. Umiker (1952) und G. Nicol (1956) eingehende Untersuchungen. Zu Vergleichszwecken nahmen wir das Profil südöstlich des Hinterstockensees auf (Lokalität wie Weiss, Profil Krinnli pp. 201–204, 213–215, Fig. 11):

Profil XXVI beginnt mit grob gebankten bis massigen Kalken mit structure grumeleuse und onkolithischen Schlieren. Die reiche Tintinniden-Fauna zeigt, dass hier Ober-Tithon und unteres Berriasian vorliegen, ohne dass die Malm-Kreide-Grenze irgendwie zum Ausdruck käme. Im Dach bemerkt man eine dünne, braune phosphoritische Haut. Darüber folgen:

4: 1,4 m hellgrünlicher, feinstkrist. Kalk, dünnbankig.

5: 0,6 m rötlichgrauer, feinstkrist. Kalk, bildet massige Bank.

6: a) 0,3 m rotgrauer, feinstkrist. Kalk, dünnbankig.
b) 0,2 m roter, feinstkrist. Kalk, dünnbankig.
c) 0,2 m hellgrauer, feinstkrist. Kalk, dünnbankig.

Die Fauna der Schichten 4–6 umfasst, neben vereinzelten Echinodermentrümmern, Tintinniden des Valanginian. Da im calcaire grumeleux unter der Phosphoritkruste das obere Berriasian nicht vertreten ist (*Globochaete alpina* Lomb. und *Cs. neocomiensis* treten noch im Dach auf), dürfte hier ein Sedimentationsunterbruch vorliegen, der ungefähr dem oberen Berriasian entspricht. Über den roten und grauen Kalken des Valanginian folgt eine markante, 0,3 m starke Bank einer grünlich-grauen Echinodermenbreccie (7) mit gerundeten Fragmenten von hellgrauem, feinstkrist. Kalk (ohne Tintinniden), daneben mit Phosphorit- und Glaukonitkörnern sowie Lenticulinen, Textularien und vereinzelten Globigerinen. An der Basis stellt man ein Eindringen in kleine schrattenartige Vertiefungen des Liegenden fest. Zwischen den *A. subacuta* enthaltenden dichten Kalken und dieser Echinodermenbreccie mit Globigerinen muss erneut eine Schichtlücke angenommen werden; es fehlt mindestens das Barremian, wahrscheinlich auch ein Teil des Hauterivian. Gegen oben geht die grobe Echinodermenbreccie in dünnbankige, grünliche, stellenweise leicht rötliche Kalke mit structure grumeleuse und onkolithischen Nestern über. Darin finden sich zahlreiche Globigerinen, *Hedbergella* cf. *trocoidea* (Gandolfi), Echinodermentrümmer sowie Glaukonit und Phosphorit. Im Hangenden folgt zuerst ein rotbrauner, feiner (9), dann ein grünlicher, grober Calcarenit (10). Der erste führt, neben viel Pyrit, Praeglobotruncanen, Echinodermenreste sowie Glaukonit, Phosphorit und Quarz und, auf der oberen Schichtfläche, Belemniten und Schalentrümmer, im zweiten bemerkt man lediglich Echinodermen und etwas Glaukonit. Diesen detritischen Horizonten schliessen sich dunkelgrüne Mergelschiefer und graue, fleckige, feinstkrist. Kalke mit *Rotalipora* (*Thalmanninella*) *appenninica* ssp., *Rotalipora* (*Thalmanninella*) cf. *R. reicheli* (Mornod) und *Praeglobotruncana* cf. *P. delrioensis* (Plummer) an.

Weiter westlich in dieser Zone, am Wildenstein, treffen wir ähnliche Verhältnisse an. Wir verzichten auf die Wiedergabe dieses von H. Weiss (1949, pp. 204/5, 216, Fig. 12) und R. Umiker (1952, pp. 45–48, Fig. 6) schon detailliert beschriebenen Profils. Als Abweichung gegenüber dem Krinnli sei auf das Auftreten von Silex in den Calpionellenkalken an der Basis sowie auf die grössere Mächtigkeit der Echinodermenbreccie hingewiesen.

2. DAS NEOCOM DER ZENTRALSCHWEIZERISCHEN KLIPPEN UND DER VERSUCH SEINER EINORDNUNG IN DIE FACIESZONEN DER PRÉALPES MÉDIANES (s. Fig. 11)

Stanserhorn

Der Synklinalkern im N-Hang des Stanserhorns wird erfüllt von intensiv verfaltetem Neocom.

Profil XXVII (198500/668950/1560 m) wurde in Fortsetzung der Malmprofile von P. CHRIST (1920) und H. WEISS (1949) entlang dem Tracé der Stanserhornbahn aufgenommen. Über autochthon-onkolithischen Kalken des Unter-Tithon folgt gut gebankter calcaire grumeleux mit einer calcarenitischen Einschaltung (3), dann werden die Kalke langsam feinstkrist. und

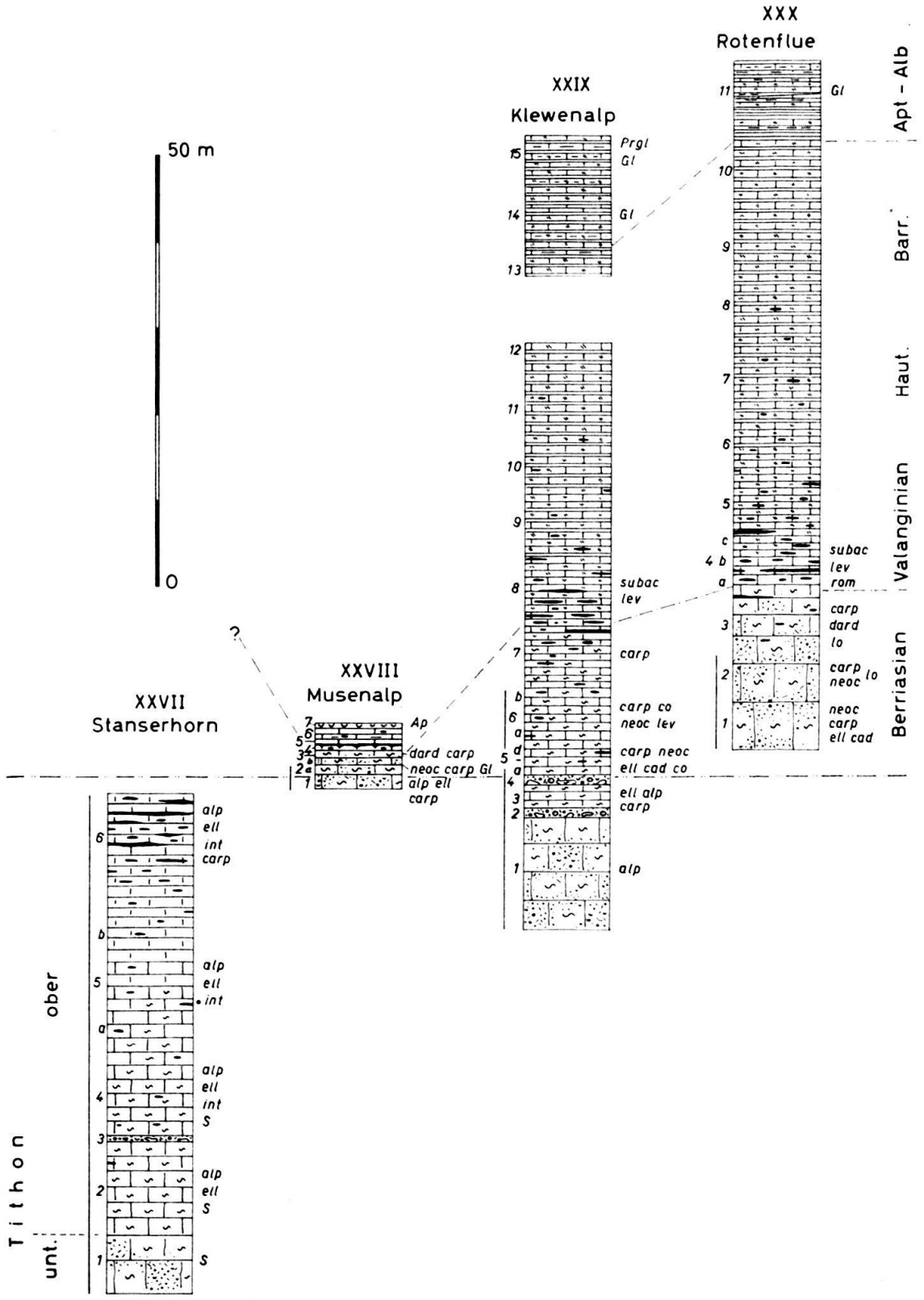


Fig. 11. Detailprofile Zentralschweizerische Klippen (XXVII–XXX). Legende s. Fig. 6.

reicher an Silex. In der Nähe der Ausweichstelle der Bahn zeigen die nun Biancone-ähnlichen Kalke immer stärkere Verfältelung, was eine Weiterführung der Profilaufnahme verunmöglicht. Die Tintinnidenfauna dieser von den früheren Autoren stets als Neocom angesprochenen Kalke zeigt aber, dass wir uns erst im obersten Tithon befinden (*T. carpathica* tritt auf, *T. cadischiana*, *T. longa* und *T. colomi* hingegen fehlen noch). Beim Abstieg gegen die Bluematt bewegen wir uns zunächst in hellgrauen, dichten Kalken, dann treten allmählich Flecken und Mergelzwischenlagen auf.

Die Biancone-ähnlichen Kalke, die am Stanserhorn bereits im Ober-Tithon auftreten, führen zu einer Korrelation mit der Zone 2 (Greyerzermulde). Dieser Zuordnung entsprechen auch das Knollenargovian, der Zoophycusdogger und ein mächtiger Unterlias. Lediglich das Steinbergkonglomerat – von CHRIST und WEISS mit dem «Niveau der Klus» verglichen – sowie die Studfluhschichten – nach WEISS ähnlich dem Oxfordian an der Pertuis d'Aveneyre – sind Bildungen, die sich im Westen erst in südlicheren Abschnitten finden.

Musenalp – Buochserhorn

Ca. 500 m südöstlich Pkt. 1775. 7 steht das südlichste auf der Musenalp vorkommende Neocom an, doch sind der Malm und das dünne darauf geklebte Neocom durch zwei sich überkreuzende Bruchsysteme stark zerbrochen; das nachstehende Profil ist eine Zusammenstellung von Beobachtungen an mehreren nahe beieinander gelegenen Lokalitäten.

Profil XXVIII (198250/676800/1670 m) untersuchten wir zusammen mit S. KAPPELER, welcher momentan mit der Neukartierung der Klippengruppe Musenalp–Buochserhorn beschäftigt ist. Ober-Tithon und Berriasian bestehen aus grauem, gebanktem calcaire grumeleux mit onkolithischen Nestern, wobei dem Berriasian eine Mächtigkeit von lediglich 2–3 m zukommt. Dann, im Valanginian, wird der Kalk allmählich dichter, bis nach 2 m eine rotbraune, von rötlichen Silexknauern begleitete Haut den Kalk durchdringt. Mit scharfer Auflagerungsfläche kommen darüber noch ca. 1,5 m grünliche, mergelige Kalke ohne Tintinniden und den Beschluss der Aufschlüsse bildet eine von rötlichen und grünlichen Schlieren durchsetzte Aptychenlumachelle (7).

Nach freundlicher Mitteilung von KAPPELER nimmt das Neocom gegen Norden rasch an Mächtigkeit zu und erreicht noch an der Musenalp bis zu 50 m. In der Bleikischuppe und im stark verfalteten Muldenkern des Buochserhorns ist die Unterkreide in normaler Ausbildung vorhanden. Ein Detailprofil des Neocom des Buochserhorns wird KAPPELER in seiner Dissertation anführen.

Mit dem Auskeilen des Neocom noch auf der Musenalp ist diese Klippe in den südlichsten Bereich der Neocomvorkommen zu stellen. Analog wie im Westen zeichnet sich das südlichste Profil durch eine sehr reduzierte Mächtigkeit aus, und eine Schichtlücke (zwischen 5 und 6) ist ebenfalls sehr wahrscheinlich. Interessant ist hier das Auftreten einer Aptychenlumachelle; eine Bildung, die wir in dieser Weise im Westen vergeblich suchen.[14])

Mit dieser südlichen Stellung in bezug auf das Neocom scheint das Auftreten von – wenn auch geringmächtigem – Zoophycusdogger nicht ganz übereinzustimmen.

[14]) Herr Prof. R. TRÜMPY teilt mir mit, dass am Mont Baron (s. S. 81) eine ganz analoge Aptychenlumachelle auftrete; bei einer kurzen Begehung konnten wir aber nur vereinzelte Aptychenbruchstücke finden.

Ein Analogon finden wir aber am Malatray und bei les Agites, wo Zoophycusdogger ebenfalls in Regionen mit rudimentärem oder überhaupt fehlendem Neocom vorkommt. Den Dolomit im Dach des Dogger (Klewendolomit, vergleichbar mit dem dolomitischen Dach der Mytilusschichten) sowie das Korallenriffniveau im Malm trifft man im Westen erst in südlicheren Abschnitten.

Klewenalp

Das Neocom nimmt den grössten Teil der anstehenden Oberfläche der Klewenklippe in Anspruch; so ist es hauptbeteiligt am Aufbau der Erhebungen östlich des Stollen sowie derjenigen westlich des Klewenstocks. Zudem finden wir Unterkreide-Schichten im Nordabhang der Klippe als Füllung der liegenden Synklinale.

Profil XXIX (198550/678200/1520 m) liegt nördlich der Alp Bachscheiti, am Fuss und entlang dem Ostrand der Felswand, die den Südabsturz der Erhebung 1594.9 (sog. Bachscheitidossen) bildet. Im grobbankigen Ober-Tithon mit structure grumeleuse bemerkt man zwei grobe Calcarenite (2,4) mit graded bedding und aus dem Liegenden aufgearbeiteten Komponenten. Über dem höheren detritischen Horizont führt der calcaire grumeleux eine Fauna des Berriasian; die Malm-Kreide-Grenze wird hier also durch diesen Calcarenit markiert. Im Berriasian kommt es gegen oben zu einem langsamen Übergang in hellgraue, feinstkrist. Kalke mit Silex in Knauern und Bändern. Mit dem Valanginian setzen allmählich die Fleckenkalke, bald danach auch die Mergelzwischenlagen ein. Bis zum Pkt. 1594.9 lässt sich, mit Ausnahme des Rückgangs des Silexgehaltes, keine nennenswerte Änderung der Schichtfolge mehr feststellen. Das oberste Neocom ist hier bereits aberodiert.

Den Übergang in den Complexe schisteux intermédiaire beobachteten wir südwestlich Wingarten, im Kern der Synklinale (199850/679850/1380 m). Die Fleckenkalke werden hier überlagert von einer 12 m mächtigen Wechsellagerung von dunkelgrünen Mergelschiefern mit dünnen, grünlichen Fleckenkalkbänken mit Globigerinen (14). Darüber finden sich in hellgrauen bis etwas grünlichen, z. T. mergeligen, fleckigen Kalken mit dünneren Mergelzwischenlagen erste Praeglobotruncanen.

Im Detail mit demjenigen der Klewenalp übereinstimmende Neocomprofile vermisst man in der Westschweiz. Die Calcarenitlagen an der Malm-Kreide-Grenze entsprechen zwar der Zone 4, indessen weist das Auftreten von calcaire grumeleux im Berriasian doch auf eine etwas südlichere Stellung hin. Es liegen allerdings noch nicht die Verhältnisse wie in den Zonen 5 oder 6 vor, folgen doch im oberen Berriasian keine weiteren detritischen Horizonte. Dieser Stellung des Neocom – zwischen den Zonen 4 und 5 resp. 6 – entspricht genau das Auftreten von letzten Resten von Zoophycusdogger. Der Klewendolomit ist, wie an der Musenalp, als eine Einstrahlung südlicherer Facies anzusprechen, wo hingegen das Fehlen von Korallenriffkalken im Malm wieder gut mit der Stellung des Neocom übereinstimmt.

Auffallend ist die Geringmächtigkeit der gesamten Schichtreihe der Klewenklippe: sie beträgt lediglich ca. 250 m.

Rotenflue

In der unteren Rotenflue-Scholle liegt das Neocom normal gelagert und annähernd horizontal in 1300–1400 m Höhe.

Profil XXX (695750/207800/1280 m) wurde in einer von Pkt. 1407.2 nach SW abfallenden Runse aufgenommen. Wir sehen hier an der Basis graue, grobbankige, autochthon-onkolithische

Kalke mit Lagen von calcaire grumeleux. Dieser Komplex hat Malm-Habitus, im Schliff zeigt sich jedoch eine Tintinniden-Fauna des Berriasian. Mit dem Beginn des Valanginian, wo Silex gehäuft auftritt, wird der Kalk allmählich dicht und bald auch fleckig. Im Hangenden der 50–60 m mächtigen Fleckenkalke liegen stark tektonisierte Schiefer mit dünnen, Globigerinen enthaltenden Fleckenkalk-Bänken und -Linsen. Nach einer Scherfläche führt ein roter bis grünlicher, mergeliger Kalk bereits Lapparenti-Formen.

Die autochthon-onkolithischen Kalke im Berriasian der Rotenflue können verglichen werden mit denjenigen der Zone 6 der Westschweiz; aber wie an der Klewenalp vollzieht sich auch an der Rotenflue der Übergang in die pelagischen Kalke ohne begleitende Calcarenite. Das Fehlen von detritischen Horizonten in diesem östlichen Teil des Neocombeckens mag ein Hinweis darauf sein, dass die Subsidenz hier weniger bedeutend war als in den übrigen Abschnitten.

Noch weiter östlich, am Roggenstock, bemerkt man nur ganz geringmächtiges Neocom; meist liegen die Couches rouges direkt auf Malm (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. R. TRÜMPY).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich für die Schichtreihen der Zentralschweizerischen Klippen keine vollständigen Analoga in den Préalpes médianes der Westschweiz finden lassen, wie dies schon E. PETERHANS (1926) klar nachgewiesen hat. Übereinstimmend ist das Neocom beiderorts auf die Zonen beschränkt, wo die Abscherung auf den Mergeln der Ober-Trias stattgefunden hat; es fehlt jedoch an den Mythen. Die auffallendsten Gegensätze bestehen zwischen der Stellung des Dogger, speziell seines Daches und derjenigen des Neocom, indem gegenüber den Profilen in der Westschweiz der obere Dogger in den Klippen stets eine zu südliche – oder umgekehrt das Neocom eine zu nördliche – Facies zeigt.

Versuche einer Zuordnung der Klippen zu den Facieszonen der Westschweiz müssen also für jede Formation gesondert durchgeführt werden, da sich gegen E die Isopen teilweise überkreuzen. Für die bezüglich ihrer Stellung eigenartigen Schichtfolgen der Mythen und der südlich hievon gelegenen Rotenflue nahmen G.L. SMIT SIBINGA (1921) und ALB. HEIM (1922) eine tektonische Umstellung an; dies konnte jedoch R. TRÜMPY (1957b) ausschliessen. Die lückenvolle Schichtfolge der Mythen lässt sich nur durch das Vorhandensein einer «Mythen-Geantiklinale», wie sie von R. STAUB erstmals 1917 und dann immer wieder – zuletzt 1958 – postuliert wurde, erklären. Der Nachweis für eine solche Schwellenzone nördlich der Externzone der Préalpes médianes kann auch am Moléson und im südwestlichsten Teil des Chablais-Bogens erbracht werden; im zusammenfassenden Kapitel kommen wir auf diese Probleme zurück (s. S. 92).

3. VERGLEICHSPROFILE IM CHABLAIS

Das Neocom findet sich auch in den Médianes plastiques des Chablais in schmalen Streifen längs den Synklinalen. Da hier die Flüsse – infolge viel stärkerer glazialer Ausräumung der Täler und wegen des geringeren Faltentiefganges – überall bereits in tiefere Schichten eingeschnitten sind, fehlen Neocomprofile in Erosionseinschnitten. Wir mussten daher die Entwicklung des Neocom auf den Kreten westlich der Drance de Morzine und nordöstlich der Drance d'Abondance verfolgen.

Querprofil Grande Pointe des Journées – Mont Billiat (westlich La Baume)

Im N-Schenkel der äussersten Synklinale (Montagne des Bœufs) beobachtet man einen allmählichen Übergang von grauem, feinkörnigem Kalk in ganz dichte Biancone-ähnliche Kalke, wie es in der Westschweiz für die Zone 2 zutrifft. Irgendwelche calcarenitische Einschaltungen fanden wir nicht. Gegen oben wird der Kalk langsam fleckig; kurz vor dem Wechsel in die dunklen Mergelschiefer der Couches intermédiaires findet sich ein an Limonitkonkretionen reicher Horizont.

Von der Montagne de Lullin (zwischen Lullin und Bellevaux) signalisieren H. BADOUX & R. TRÜMPY (1953) im oberen Neocom in «calcaire plaquetés à cassure bleu-encre, piquetés de limonite, un peu micacés» das Auftreten von *Potamides* (*Uchauxia*) cf. *phillipsi* (LEYMERIE). Sind dieser ins Barremian bis Aptian weisende Fund sowie das Vorkommen von Limonit Anzeichen dafür, dass wir es mit dem an der Nünenenfluh und in der Greyerzermulde fossilbelegten Barremian-Horizont zu tun haben?

An der Grande Pointe des Journées, im S-Schenkel der äussersten und im N-Schenkel der zweiten Synklinale, sind die Kalke ziemlich stark rekristallisiert; immerhin lassen sich in der Grenzzone Malm-Neocom mehrere Calcarenitlagen erkennen.

Im S-Schenkel der zweiten Synklinale, zwischen den Chalets de Pertuis und dem Mont Billiat, wird auf der Karte Thonon 1 : 80 000 ein Neocomstreifen eingezeichnet. Es zeigt sich jedoch, dass auf den Malm (structure grumeleuse mit aut. Onkoiden, enthaltend *C. alpina, C. elliptica, C. intermedia, Globochaete alpina* LOMBARD, Textularien und Lenticulinen) direkt ein grauer, mergeliger Kalk mit Globotruncanen der Lapparenti-Gruppe folgt. Wohl ist diese Grenze tektonisch, infolge der geringen Rekristallisierung des obersten Malm ist es jedoch unwahrscheinlich, dass das ganze Neocom ausgequetscht sein könnte. Wir dürfen daher annehmen, dass wir uns bereits in einer Zone mit primär fehlendem Neocom befinden.

Querprofil Les Trables – Mont Baron (nördlich Vacheresse)

In der Synklinale der Trables verunmöglichen die schlechten Aufschlussverhältnisse eine durchgehende Profilaufnahme. Es lässt sich lediglich die normale Abfolge von unten hellen, gegen oben fleckigen Kalken erkennen.

Im S-Schenkel der nächsten Synklinale, am Mont Baron, wurde das folgende kurze Profil eingemessen:

1. Malm: hellgrauer, stellenweise etwas rötlicher, im Dach mergeliger, feinstkrist. bis leicht grumeleux-artiger Kalk, ganz im Dach *C. alpina*. Obergrenze scharf, das Hangende dringt längs Adern und Klüften ein.
2. 0,5 m roter, autochthon-onkolithischer Kalk mit hellgrauen Schlieren, einzelnen Phosphoritkörnern, gerundeten Fragmenten von rotem calcaire grumeleux mit *T. carpathica;* Echinodermentrümmern, Aptychenbruchstücken, Lenticulinen, Textularien, *Cs. darderi* und *T. carpathica*.
3. 2,5 m roter, stellenweise grauer calcaire grumeleux mit einzelnen Echinodermentrümmern sowie *Cs. darderi, T. carpathica, T. longa* und Radiolarien.
4. Gut gebankter, hellgrauer, ganz dichter Kalk mit *A. subacuta* und Radiolarien.
   Nach 5 m folgt Schutt.

Herr Prof. R. TRÜMPY beobachtete hier eine Aptychenlumachelle, wie sie sich auch im Subbriançonnais und an der Musenalp (s. S. 78) im oberen Neocom findet.

4. DIE BRACHIOPODENSCHICHTEN DER TOUR D'AÏ-REGION

In der Region der Tour d'Aï entdeckte A. JEANNET (1918) spätige und oolithische Gesteine mit einer Brachiopodenfauna, die wahrscheinlich in die unterste Kreide gehört. K. BERLIAT (1942), F. DELANY (1948) und H. WEISS (1949) konnten nachweisen, dass mindestens ein Teil dieser Schichten auf Grund der Globotruncanen-Fauna ins Cenomanian gestellt werden muss.

Es stellt sich nun die Frage, ob nicht doch unter der höheren Kreide noch Reste von Neocom als Zeugen einer südlichen, neritischen Facies erhalten sein könnten. Zu diesem Zweck untersuchten wir verschiedene, meist schon von JEANNET beschriebene Profile auf ihre Mikrofauna.

Am Weg, der von Joux Verte zum Passübergang unmittelbar östlich des Malatray führt, wurden zwei Profile der Malm-Kreide-Grenze eingemessen.

Das erste liegt ca. 200 m südöstlich des Gipfels des Malatray (563550/137950/1680 m), an der Lokalität, die auf der Karte JEANNETS als Fossilfundstelle markiert ist.

4 Hellgrauer bis grünlicher, z. T. etwas rötlicher, dichter dünnbankiger Kalk, u. a. mit *Globotruncana lapparenti* ssp. ca. 5 m Schutt.

3 2,7 m grüne, stellenweise rötliche, unten grobe, gegen oben feiner werdende Echinodermenbreccie mit Onkoiden und Glaukonitkörnern in feinkrist. Grundmasse; ferner mit Textularien, Lenticulinen, Globigerinen, *Hedbergella* cf. *trocoidea* (GANDOLFI) und Praeglobotruncanen. Im Dach findet sich ein Horizont mit Anhäufungen von Schalentrümmern; dies dürfte die Schicht sein, aus welcher A. JEANNET (1918) *Rhynchonella* cf. *cherennensis* var. *moutoniformis* JACOB & FALLOT signalisiert.

2 0,7 m rote, grobe Echinodermenbreccie mit Onkoiden, kleinen Phosphorit- und Glaukonitkörnern sowie mit Milioliden, Textularien und Globigerinen. An der Basis bis nussgrosse Malmfragmente sowie Infiltrationen in bis 20 cm tiefe Taschen und Klüfte des Liegenden.

1 Malm: hellgrauer bis leicht rötlicher calcaire grumeleux mit autochthonen Onkoiden, Textularien, Lenticulinen, *C. alpina*, *C. elliptica*, *C. intermedia*, *Globochaete alpina*, *Saccocoma* und Fragmenten von ?*Halobia*.

Ein zweites Profil liegt ca. 750 m weiter im SW, wenige Meter westlich der obersten Serpentine des nämlichen Pfades.

5 Wechsellagerung von rotem, mergeligem Kalk mit hellgrauem, dichtem Kalk.

4 25 cm rötlicher, feinkrist. Kalk mit *Globotruncana lapparenti* spp. und *Globotruncana* cf. *sigali* REICHEL. An der Basis bis nussgrosse, glaukonithaltige Phosphoritknollen.

3 20 cm grünlicher, mergeliger, feinkrist. Kalk mit Phosphorit- und Glaukonitkörnern sowie mit *Globotruncana lapparenti* ssp. und *Praeglobotruncana* cf. *schneegansi* (SIGAL).

2 1 cm braune Phosphorithaut mit Glaukonit.

1 Malm mit ebener Oberfläche und ohne Eindringungen des Hangenden: grauer Kalk, teils feinstkrist., teils grumeleux-artig, mit *C. alpina*, *C. elliptica*, *Globochaete alpina* und Radiolarien.

Im Gebiet der Tour d'Aï-Antiklinale wurde an verschiedenen Stellen versucht, das Alter der Gesteine im Liegenden und Hangenden der Auflagerungsfläche der höheren Kreide festzulegen.

250 m westlich der Hütte von Les Forcelettes, nördlich der Tour de Famelon, besteht der oberste Malm aus einem Calcirudit; in seiner klaren, grobkrist. Grundmasse finden sich folgende Komponenten: sehr gut gerundete, stets von mindestens einer Kruste umgebene Kalkfragmente mit structure grumeleuse, darin *C. alpina*, *C. elliptica*, *C. intermedia* und *Globochaete alpina;* bis zu 1 mm grosse Ooide und einschichtige Ooide, deren Kerne aus Schalentrümmern, Echino-

dermenresten, Textularien, Milioliden, *Saccocoma*, *Globochaete alpina*, *C. alpina*, *C. elliptica*, *C. intermedia* oder einem oder mehreren Onkoiden bestehen. Diese Organismen können auch in strukturlosen, gut gerundeten Onkoiden eingeschlossen sein.

Mit scharfer Grenze folgt über der ebenen Oberfläche des Malm eine grünlichbraune Haut und hernach eine 15 cm starke, massige Bank eines grünlichgrauen feinstkrist. Kalkes mit *Globotruncana lapparenti* ssp., *Globotruncana* cf. *sigali* REICHEL und *Praeglobotruncana* cf. *concavata* (BROTZEN). Nach 25 cm mergeligem, grünlichgrauem Kalk mit identischer Fauna schliesst sich ein roter, mergeliger Kalk an.

Nur 500 m weiter südöstlich schalten sich nach A. JEANNET (1918) zwischen Malm und Oberkreide bereits Brachiopodenschichten ein. K. BERLIAT (1942) stellte in deren tiefstem Horizont *Gl. appenninica* fest und bestimmte dieselbe Art auch in einem Schliff JEANNETS aus den Couches à Brachiopodes dieser Lokalität. Bei Château Commun, 500 m westlich der Tour de Famelon, fand H. WEISS (1949) Brachiopoden in einem grauen Kalk mit *Globotruncana appenninica* und Phosphoritknollen.

Einige Schliffe wurden auch von Gesteinen des Profils im Steinbruch westlich Feydey-Leysin hergestellt (vergleiche A. JEANNET, 1918, p. 561/62).

Der oberste Malm liegt in Form eines Calcirudites von analoger Ausbildung wie bei Forcelettes vor, ebenfalls mit Onkoiden, umkrusteten Fragmenten von calcaire grumeleux sowie Ooiden und einschichtigen Ooiden mit Organismen im Kern. Im calcaire grumeleux und in den Ooiden finden sich *C. alpina*, *C. elliptica*, *C. intermedia*, *Globochaete alpina;* in den Ooiden zusätzlich Schalentrümmer, Echinodermenreste, Lenticulinen, Textularien, Milioliden und *Saccocoma*. In einem Block aus diesen Schichten fand JEANNET *Lissoceras tithonium* OPP. Im Dach des Malm liegt eine dünne, ca. 3 cm starke, braune bis gelbliche, phosphoritische Kruste, die lokal etwas in Klüfte des Liegenden infiltriert. Ihr schliessen sich die Brachiopodenschichten JEANNETS an, 15 cm bräunliche Kalke mit bis 0,1 mm grossen, z. T. schlecht gerundeten Quarzen, wirr verteiltem Pyrit, kleinen Glaukonitkörnchen und Phosphoritknollen, ferner mit Globigerinen, Praeglobotruncanen, *Rotalipora* (*Thalmanninella*) *ticinensis* ssp., *Rotalipora* (*Ticinella*) cf. *R. roberti* (GANDOLFI) und *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI). Aus diesem Horizont führt JEANNET eine reiche Makrofauna an, häufig sind *Rhynchonella* cf. *cherennensis* var. *moutoniformis* JACOB & FALLOT und *Terebratula moutoniana* D'ORB. F. DELANY (1948) bestimmte in der Matrix der Brachiopoden *Globotruncana appenninica;* ein Teil der Terebrateln kann eine anders geartete Grundmasse haben. Die bräunlichen Kalke gehen gegen oben in graue, stellenweise grünliche, etwas mergelige Kalke mit structure grumeleuse und einzelnen Phosphoritknollen über. Erst hier fanden wir neben der bisherigen Mikrofauna erste *Rotalipora* (*Thalmanninella*) *appenninica* ssp. Nach 50 cm stellen sich rote, stellenweise grünliche, mergelige Kalke ein.

An den bisher beschriebenen Lokalitäten finden sich die Brachiopoden also eindeutig in Gesteinen mittel- bis oberkretazischen Alters, während unter der Überlagerungsfläche immer nur Malm, nie auch noch Kreide vorhanden ist. Anders liegen die Verhältnisse aber an der letzten, ebenfalls von JEANNET aufgefundenen Stelle:

Südlich les Agites, nahe der alten Strasse auf die Ayerne, an der auf der Karte JEANNETS «Ruvines» bezeichneten und als Fossilfundstelle markierten Lokalität, beobachtete A. JEANNET (1918, p. 556) in leicht in situ zerfallenen Aufschlüssen recht verschiedenartige Gesteine: über dem massigen Malm führt ein heller, dichter, bankiger Kalk u.a. *Lissoceras* sp. indet. und ein Exemplar von *Rhynchonella cherennensis* var. *moutoniformis* JACOB & FALLOT. Hernach folgen dichte, graue, oben rötlich gefleckte Kalke mit ähnlicher Fauna und rote, spätige, manchmal brecciöse Kalke. Am Kontakt zu den darüber transgredierenden Couches rouges

signalisiert JEANNET Infiltrationen einer roten, feinen Breccie in das Liegende, wobei eckige Fragmente desselben aufgearbeitet sind und in der roten Breccie schwimmen.

Wir konnten feststellen, dass diese Transgression auf hellgrauen, hellrotgefleckten calcaire grumeleux mit autochthonen Onkoiden erfolgt. Sicher etwas darunter, allerdings nicht genau abmessbar wie tief, bemerkten wir in ähnlichen, weniger gefleckten Kalken Reste von schlecht erhaltenen Brachiopoden. Dies dürften die Couches à Brachiopodes JEANNETS sein. Die roten Flecken erweisen sich unter dem Mikroskop als gut gerundete, lithologisch und faunistisch mit der Hauptmasse identische und nur durch die am Rande angehäufte rötliche Pigmentierung von ihr sich abhebende Komponenten. Es treten auf: Milioliden, Lenticulinen, Fragmente von *?Halobia*, *Globochaete alpina*, Radiolarien, *C. alpina*, *C. elliptica*, *T. carpathica*, *T. cadischiana*, *T. longa*[15]). Das Auftreten der beiden zuletzt angeführten Arten zeigt, dass hier die höhere Kreide auf unteres Berriasian transgrediert. Nur an dieser Stelle liegt also effektiv ein unterkretazisches Erosionsrelikt von semipelagischen Berriaskalken vor.

In der überlagernden feinen, roten Breccie findet sich, neben eckigen Komponenten des Liegenden, Glaukonit, Phosphorit und Quarz sowie *Rotalipora* (*Thalmanninella*) *appenninica* ssp., Praeglobotruncanen, Globigerinen, *Planomalina* sp., *Verneuilina* sp., Lenticulinen und Echinodermentrümmer.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Malm-Kreide-Grenze in der Region Malatray – Tour d'Aï recht verschieden geartet sein kann:

1. Über Obertithon in brecciöser, grobonkolithischer-oolithischer Ausbildung folgt zuerst eine dünne, phosphoritische Haut und hernach dichter, meist grünlicher Kalk mit einer Fauna des Turonian bis Coniacian (Forcelettes NW, Malatray W).
2. Der oberste Malm ist ebenfalls oolithisch bis brecciös; er führt wenig unter dem Dach *Lissoceras tithonium* OPP. Im Hangenden des Malm liegt eine dünne, z.T. leicht in das Liegende infiltrierende, phosphoritische Kruste, welche überlagert wird von bräunlichen, etwas sandigen Kalken mit Phosphorit, Glaukonit und Pyrit sowie Brachiopoden. Diese Couches à Brachiopodes sind ins obere Albian bis untere Cenomanian zu stellen (Freydey, Forcelettes SE).
3. Auf oberen Malm mit structure grumeleuse transgrediert eine grobe, in das Liegende eindringende, phosphorit- und glaukonithaltige Echinodermenbreccie, welche im oberen Teil Brachiopodentrümmer führt. Die schlecht erhaltene Mikrofauna lässt für dieses Niveau auf Aptian bis Albian schliessen (Malatray E).
4. Eine Fossilschicht findet sich im Liegenden des Grenzhorizontes, wenig unter einem primär-brecciösen, grauen bis rötlichen calcaire grumeleux mit Tintinniden des untersten Berriasian. Erst darüber folgt eine cenomane Breccie, welche in das Berriasian eindringt und eckige Fragmente desselben enthält (Agites).

Schwer verständlich bleibt vorderhand das Auftreten der Brachiopoden einerseits in der mittleren bis oberen Kreide, anderseits im Berriasian, an so nahe beieinander gelegenen Lokalitäten. Falls die eine *Rhynchonella cherenensis* var. *moutoniformis*, die JEANNET von Agites signalisiert, wirklich aus einer Schicht unterhalb der Transgressionsfläche der Couches rouges stammt – was bei den mangelhaften Aufschlussverhältnissen nicht mit vollständiger Sicherheit der Fall sein

---

[15]) ARN. HEIM, der für JEANNET die Schliffuntersuchungen durchführte, weist auf eine Varietät von *C. alpina* mit weiter Öffnung hin. In der Abbildung (A. JEANNET, 1918, Tafel C, Fig. 2c) kann diese als *T. carpathica* erkannt werden; bei der Form links oben dürfte es sich um eine etwas undeutlich erhaltene *T. cadischiana* handeln.

muss – besteht immer noch die Möglichkeit, dass es sich nicht um jene Art handelt, die an den übrigen Lokalitäten in der höheren Kreide auftritt. Die von Ch. Jacob & P. Fallot (1913, Taf. 11, Fig. 70) abgebildete *Rhynchonella cherenensis* var. *moutoniformis* von Agites ist etwas kleiner, sonst äusserlich aber ähnlich wie diejenigen aus der höheren Kreide. Zur endgültigen Abklärung dieses Problems bedürfte es einer auf die Innenstrukturen ausgedehnten Revision dieser Faunen.

Immerhin besteht auch die Möglichkeit, dass sich sämtliche Brachiopoden zur gleichen Zeit ablagerten, mit Ausnahme von Agites aber überall der feine Kalkschlamm wegtransportiert wurde und die leeren (Globotruncanen z.T. im Innern!) Schalen erst in der höheren Kreide einsedimentiert wurden.[16])

V. Zusammenfassung und paläogeographische Betrachtungen

1. MALM-KREIDE-GRENZE IN DEN MÉDIANES PLASTIQUES

Von den früheren Autoren wurde die Malm-Kreide-Grenze allgemein an den Übergang vom körnig-spätigen zum dichten Kalk gelegt. Dank der genauen Untersuchung der Tintinniden-Fauna lässt sich nun aber feststellen, dass das Einsetzen der pelagischen Kalke nicht synchron erfolgt: In den nördlichsten Aufschlüssen (Moléson) vollzieht es sich am Ende des Malm, in der Greyerzermulde liegt bereits schon der überwiegende Teil des Obertithon in Form von Biancone-ähnlichen Kalken vor, in den Zonen 3 und 4 kommt es mit dem Beginn der Kreide zur Ausbildung nicht ganz so heller pelagischer Kalke und in den südlichsten Zonen mit lückenloser Ausbildung der Unterkreide, den Zonen 5 und 6, tauchen die dichten Kalke erst ungefähr mit dem Valanginian auf. Die autochthon-onkolithischen und grumeleux-artigen Kalke der «Malm»-Facies enden demnach am Moléson sowie in den Zonen 3 und 4 wirklich mit dem Malm, in der Zone 2 bereits an der Grenze zum Obertithon, in den Zonen 5 und 6 hingegen erst am Ende des Berriasian. Wie wir früher dargelegt haben, sind diese Kalke der «Malm»-Facies in nicht sehr tiefem, zum Teil in bewegtem Wasser abgelagert worden, während die pelagischen Kalke für eher tiefmeerische Bildungen sprechen (Fehlen von Benthos, Aragonitauflösung). Der Übergang zu den pelagischen Kalken muss also mit einer bedeutenden Absenkung verbunden sein, welche den nördlichen Abschnitt bereits im obersten Untertithon, den Mittelabschnitt hingegen erst gegen Ende des Berriasian erfasste. Noch weiter im Süden (Médianes rigides; Briançonnais-Schwelle) kam es im Gegensatz dazu zu einer Hebung (s. S. 91). Der ganze Bewegungsablauf kann in grossen Zügen als Kippung des oberen Malm um eine Achse, welche ungefähr mit der Grenze Plastiques/Rigides zusammenfällt, angesehen werden.

An den durch die uneinheitliche Subsidenz hervorgerufenen submarinen Abhängen kam es zur Bildung von Turbiditätsströmungen und Sedimentrutschungen. Deren Produkte finden sich stets verassoziiert mit dem Einsetzen der pelagischen Kalke; sie fehlen lediglich in einigen Profilen der Zone 2. In den Zonen 3 und 4 stellt man die detritischen Horizonte im obersten Tithon und unteren Berriasian

[16]) Diese Möglichkeit ist gar nicht so abwegig, wenn man bedenkt, dass Funde von miocänen Haifischzähnen auf dem Boden des pazifischen Ozeans signalisiert werden, oder dass Herr Prof. Leupold, wie er uns freundlicherweise mitteilte, ausgezeichnet erhaltene Globotruncanen aus der obersten Schicht eines «rezenten» Meeressedimentes besitzt.

fest, indessen sie in den Zonen 5 und 6 ins oberste Berr asian und Valanginian fallen. Während also z.B. in der Zone 4 die Subsidenz und damit bald die Sedimentation pelagischer Kalke im obersten Malm einsetzte, lagerten sich in seichterem Wasser südlich hievon (Zone 6) noch immer autochthon-onkolithische Kalke ab, von denen ein Teil durch Turbiditäts- und Schlammströme nach Norden verfrachtet wurde. Die detritischen Kalke bestehen ja prinzipiell aus dem gleichen Material wie die Seichtwasserbildungen im Süden. In der Zone 4 sprechen die zahlreichen dünnen autochthonen und feinen Calcarenitlagen, das stets Vorhandensein von zwischenlagernden pelagischen Kalken sowie das häufige und vollständige graded bedding nach PH. KUENEN (1952) für Ablagerungen an flachen Hängen oder im Becken selbst. Die einzelnen dünnen detritischen Horizonte sind oft nicht im Detail miteinander korrelierbar, da es sich z.T. um lokale, kleinere Einströmungen handeln kann, welche jedoch alle ungefähr gleichzeitig stattgefunden haben. Einzig im mittleren Berriasian lässt sich ein grober, unsortierter Calcarenithorizont über die ganze Zone 4 in durchwegs gleichartiger Ausbildung verfolgen; hier liegt die Ablagerung eines Schlammstromes beträchtlichen Ausmasses vor, welcher durch ein heftiges Ereignis (Erdbeben?) ausgelöst worden sein dürfte. In das Beckeninnere, den westlichen Teil der Zone 2, vermochten die Trübeströmungen nicht vorzustossen.

Die lokalen detritischen Einschaltungen bei Albeuve können nicht von Süden her stammen, müssten sie doch dann im S-Schenkel der Greyerzermulde ebenfalls angetroffen werden. Es ist anzunehmen, dass sie von Norden, aus dem Gebiet des Moléson, eingeströmt sind, wo das Meer während des Obertithons, wie dies der calcaire grumeleux anzeigt, etwas seichter war, was zur Ausbildung eines Südgefälles Anlass gegeben hat. Wir müssen also annehmen, dass nördlich des äusseren Erosionsrandes eine weitere Schwellenzone lag; diese kann als Verlängerung der «Mythen-Geantiklinale» (s. S. 92) angesehen werden.

In den südlichen Zonen 5 und 6 zeigen die detritischen Niveaux viel seltener eine Vertikalsortierung; stellenweise fehlen die pelagischen Kalke zwischen den Calcareniten, und zwei klastische Horizonte überlagern sich unmittelbar. Solche, vorwiegend auf Schlammströme zurückzuführende Phänomene, weisen nach PH. KUENEN (1952) auf Bildungen an steileren Hängen hin. (vgl. auch A. RADOMSKI, 1961). Das Fehlen von detritischen Lagen im Profil von Tabousset (XIX) mag daran liegen, dass hier lokal etwas ruhigere Verhältnisse mit geringeren Böschungen geherrscht haben.

2. SÜDRAND DES NEOCOM

Für das Studium des Südrandes des Neocom eignen sich die Profile am Krinnli (XXVI), bei Aveneyre (XX) und am Mt. Baron. Im Profil von Aveneyre lässt sich im oberen Berriasian und im unteren Valanginian je ein detritischer Horizont mit gerundeten älteren Kalkkomponenten beobachten, welche im tieferen Calcarenit eine Fauna des untersten und mittleren, im höheren eine solche des untersten und obersten Berriasian enthalten. Dies zeigt, dass das Auskeilen des Neocom gegen Süden nicht durch eine allmähliche Verdünnung sämtlicher Schichten erfolgt, sondern dass im Berriasian Flexuren auftreten, die verschiedene Niveaux des Berriasian freilegen.

Im Profil Krinnli liegen unteres und mittleres Berriasian, wie bei Aveneyre, in Form von autochthon-onkolithischem und grumeleux-Kalk vor. Das obere Berria-

sian und eventuell auch noch das unterste Valanginian fehlen; über einer dünnen phosphoritischen Haut folgen direkt dichte Kalke mit Valanginian-Fauna. Wir sind hier also in einer Zone, wo das mittlere Berriasian über eine längere Zeitspanne freilag, wobei es wahrscheinlich ist, dass das anfallende Material ständig wieder wegtransportiert wurde (s. S. 88).

Am Mt. Baron fehlen das oberste Tithon und fast das gesamte Berriasian, transgrediert doch auf Obertithon eine Echinodermenbreccie des obersten Berriasian bis Valanginian. Vorgängig erfolgte hier aber eine Erosion (Eindringen der Breccie in Karren des Malm). Die Breccien enthalten Trümmer eines Kalkes, der altersmässig zwischen dem Liegenden und dem Zement der Breccie einzuordnen ist. Dies zeigt, dass ein Teil der zwischen Obertithon und Oberberriasian fehlenden Schichten primär abgelagert wurde, bald aber wieder der, wohl submarinen, Erosion anheimfiel. Diese zwei Profile mit Schichtlücken im Berriasian dürften in eine Zone unmittelbar südlich derjenigen von Aveneyre zu stellen sein und bereits in das eigentliche Gebiet der Flexuren fallen. Das erodierte (Mt. Baron) oder ständig wegtransportierte (Krinnli) Material findet sich wenig nördlich hievon (Aveneyre) in Calcareniten eingelagert.

In der Region der Tour d'Aï können lokal (Agites) unter der Grenze zur höheren Kreide Reste von unterstem Berriasian festgestellt werden. Hier liegen die Brachiopoden, denen A. JEANNET (1918) Berriasian-Alter zuschreibt, in einem grob oolithisch-brecciösen Kalk, der eine autochthone Bildung in seichtem, bewegtem Wasser darstellen dürfte. Die übrigen Brachiopodenschichten (Malatray, S und E Abhang der Tour d'Aï) finden sich an der Basis der höheren Kreide; unter dem Auflagerungshorizont ist hier nur Obertithon, nie auch noch Berriasian vorhanden. Falls der Makrofauna dieser Brachiopodenschichten wirklich Unterkreide-Alter zukommt, müsste sie vollständig aufgearbeitet worden sein, und zwar ohne ihr Muttergestein.

Es stellt sich auch die Frage, ob in der südlichen Heitizone, in den Gastlosen oder in den Médianes rigides noch Unterkreide in «Malm»-Facies vorliegen könnte. H. WEISS (1949) diskutiert dieses Problem und kommt zum Schluss, dass dies nicht der Fall sei. Wir können uns seinen Ausführungen voll und ganz anschliessen; sowohl an der Simmenfluh (Heitizone) als auch an der Plagersfluh (Gastlosen; s. auch B. TSCHACHTLI, 1941) führt der Malm, wie wir uns in verschiedenen Schliffen überzeugen konnten, auch unmittelbar unter den Couches rouges noch keine Tintinniden;[17]) es fehlt demnach bereits das Obertithon. Einzig vom Bäderhorn signalisiert WEISS noch 2 m onkolithische Calpionellenkalke. In den von uns nicht besuchten Médianes rigides fehlen nach WEISS die Calpionellen vollständig, obwohl die Facies stellenweise ihr Auftreten zuliesse; hier dürfte das Obertithon gänzlich fehlen.

Spricht nun dieses Fehlen von Obertithon und Unterkreide in der Gastlosen- und südlichen Heitizone sowie von Neocom im grössten Teil der Region der Tour d'Aï für primären Nichtabsatz oder Erosion vor dem Einsetzen der Couches rouges?

[17]) Wohl ist der Kalk stellenweise grobonkolithisch, doch müssten in den Partien mit structure grumeleuse allfällige Tintinniden vorhanden sein.

Für A. JEANNET (1918, 1922) ist das Auftreten der neritischen Facies an der Tour d'Aï ein Anzeichen dafür, dass es sich um ein Aussetzen der Ablagerung infolge einer Zone der Emersion in den südlichen Préalpes handelt.

B. TSCHACHTLI (1941) erwähnt vom Plagersfluh-Profil eine karrenähnliche Oberfläche des Malm. Wie man sich aber an der Lokalität überzeugen kann, überlagern die Couches rouges konkordant eine glatte Malmoberfläche, in welcher Infiltrationen des Hangenden fehlen. Anders präsentieren sich die Verhältnisse auf der oberen Bunschleralp, wo schon F. RABOWSKI (1920) eine Couches rouges-Transgressionsbreccie auf eine ausgesprochen karrenartige Hangendfläche des Malm beobachtete. TSCHACHTLI konnte nachweisen, dass für diese Phänomene eine zweite, jüngere, ins Danian zu stellende Transgressionsphase verantwortlich gemacht werden muss, und dass von den älteren, cenomanen Couches rouges nur noch einzelne Komponenten in der Basisbreccie vorhanden sind. Inwieweit diese erste Phase an der Schrattenbildung beteiligt war, kann natürlich nicht mehr bestimmt werden, so dass für die Frage, ob Nichtabsatz oder Erosion der Unterkreide, dieses spezielle Profil ausgeklammert werden muss.

Für R. UMIKER (1952) sind die geringe Sedimentation, das viele detritische Material und die z. T. ganz lokalen Schichtlücken in der nördlichen Heitizone Anzeichen von aufeinanderfolgenden Emersionen und Immersionen.

W. WEGMÜLLER (1953) nimmt für das Gebiet der östlichen Préalpes rigides ebenfalls eine Festlandperiode an, die aber die Malmoberfläche nur wenig modifizierte, indem auf ihrer flachen Platte nur ganz lokal schrattenartige Partien auftreten und siderolithische Bildungen gänzlich fehlen.

E. GENGE (1958), der sich der Auffassung WEGMÜLLERS anschliesst, stellt zusätzlich noch einige Füllungen von Wannen, Taschen und Klüften im Malm durch basal teilweise hämatitische Couches rouges fest. Interessant sind Beobachtungen von Brüchen, die die Oberfläche des Malm schon vor dem Einsetzen der Couches rouges verstellt haben müssen, da sie sich durch tektonische Breccien äussern.

H. WEISS (1949) führt das Fehlen von Obertithon und Neocom in den Médianes rigides und im grössten Teil der Gastlosenzone auf mehr oder weniger tiefgreifende prae-oberkretazische Erosion zurück, wobei er annimmt, dass die Fleckenkalke im Süden ehemals vorhanden waren, da bis an den Innenrand der noch erhaltenen Unterkreide-Vorkommen nicht genügend Anzeichen für eine primäre Mächtigkeitsabnahme gegen Süden wahrzunehmen seien.

Dieser Auffassung von WEISS steht nun aber die schon von A. JEANNET (1918, 1922) und R. UMIKER (1952) postulierte und in unseren Untersuchungen erneut festgestellte neritische Facies am Südrand der Neocomvorkommen (Tour d'Aï, Zonen 6 und 7) gegenüber. Die Unwahrscheinlichkeit der WEIßschen These wird auch dadurch deutlich, als ja dann gegen S zuerst das Barremian, dann Hauterivian/Valanginian und zuletzt das Berriasian wegerodiert sein müssten, was aber, wie aus Fig. 12 ersichtlich wird, nicht der Fall ist, indem gegen S sämtliche Niveaux dünner werden. Eine solche bedeutende Erosion müsste auch auf der alten Oberfläche viel deutlichere Spuren hinterlassen haben als die meist nicht sehr ausgeprägten Schrattenbildungen, die zudem in den nördlichen Partien mit fehlender Unterkreide (Tour d'Aï, Gastlosen, Heiti S) mit wenigen Ausnahmen (Agites, Malatray) überhaupt nicht auftreten. Hier finden sich im Dach des Malm häufig

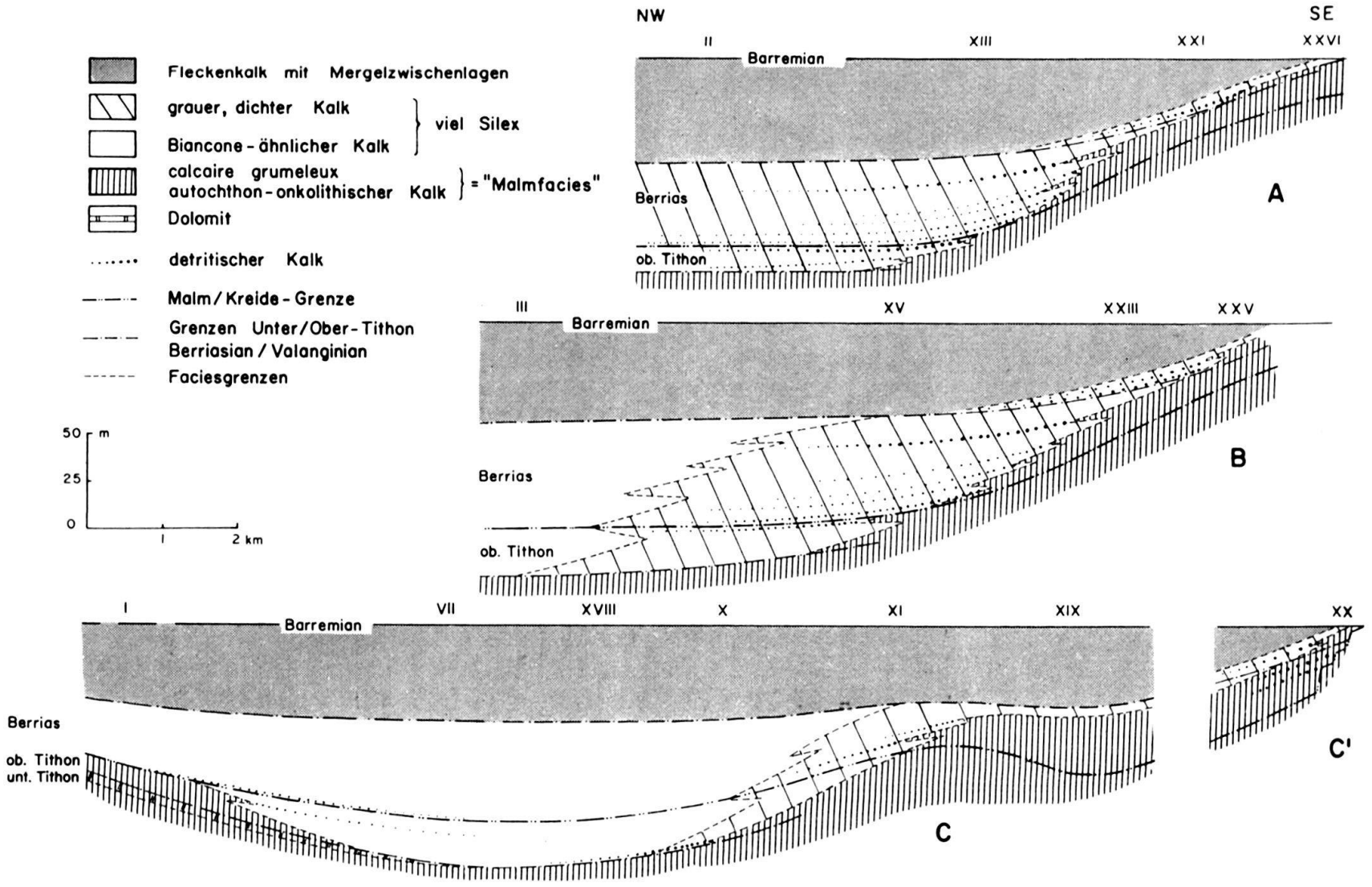


Fig. 12. Faciesabwicklung des Neocom der Médianes plastiques der Westschweiz.

wenige Zentimeter einer glaukonithaltigen phosphoritischen Kruste oder Phosphoritknollen oder, an der Simmenfluh, eine beinahe unmerkliche, lediglich durch einen Stylotithen angedeutete Grenze. Die Couches rouges setzen vielfach direkt mit dichtem bis grumeleux-artigem Kalk ein, stellenweise (Plagersfluh, Malatray, Agites) auch mit einer geringmächtigen Echinodermenbreccie, die z.T. etwas Quarz und lokal (Leysin, s.A. JEANNET, 1918) ein exotisches Kristallinfragment führt. Das Alter der basalen Schichten kann auf kurze Distanz stark ändern, so beläuft es sich z.B. 300 m südlich von Forcelettes auf Cenomanian, nur 500 m nordöstlich hievon dagegen auf oberes Turonian; im Profil Malatray E weist die Fauna des untersten Horizontes auf Aptian bis Albian, kein Kilometer weiter südöstlich jedoch auf Turonian. Ähnliche Verhältnisse signalisiert O. LIENERT (1958) von den Mythen.

Diese Art der Kontakte zwischen Tithon oder Berriasian und Mittel- bzw. Oberkreide schliessen hier eine allgemeine Emersion während der Unterkreide aus. Es fehlen auch, mit Ausnahme der Simmenfluh (s. S. 91), Anzeichen von Landnähe, wie etwa Landpflanzen oder Characeen. Nur die durch die lokalen Erosionserscheinungen klar hervortretenden Stellen könnten evtl. kleine Inseln gebildet haben. Im Briançonnais, wo sich die Verhältnisse ganz ähnlich präsentieren, führt M. LEMOINE (1953a) dies darauf zurück, dass während der ganzen Zeit weder Erosion noch Sedimentation stattgefunden hat und es einzig zur Bildung einer Phosphoritkruste kam, während der anfallende Kalk ständig von Strömungen weggewischt wurde. Er sieht seine These unterstützt durch Untersuchungen im Meer vor Kalifornien (SHEPARD), wo auf submarinen Hochzonen häufig nur Phosphorit- und Glaukonitlagen auftreten, indessen sich in nahen Becken vollständige Schichtfolgen ablagern. Wir können auch auf H.U. SVERDRUP et al. (1942) verweisen, welche erwähnen, dass vielfach am Rand des Kontinentalschelfs und auf submarinen Höhen Phosphorit das am häufigsten anzutreffende Gestein ist. Es darf angenommen werden, dass das Gebiet Tour d'Aï-Gastlosen-Heiti S während der Unterkreide eine solche submarine Plattform darstellte, so sich kein Sediment absetzen konnte und es zur Ausbildung einer phosphoritischen Kruste kam. Die Auflagerung der Couches rouges ist hier demnach meist nicht als Transgression anzusprechen, sondern lediglich als Wiedereinsetzen der Sedimentation[18]).

Bewusst vermieden wir daher in unseren Ausführungen in den nicht durch eine deutliche erosive Phase hervortretenden Profilen den Ausdruck Transgression.

Die ein Erosionsrelikt der südlichen, neritischen Neocomfacies darstellenden, ins unterste Berriasian gehörenden Brachiopodenschichten von Agites liegen in diesem Bereich; ihre ganz spezielle, primärbrecciöse Ausbildung weist auf eine Genese in seichtem Wasser hin. Ob die Brachiopoden der anderen Lokalitäten zur gleichen Zeit angehäuft worden sind, ist schwer zu entscheiden; es besteht aber die Möglichkeit, dass Strömungen den gesamten begleitenden Kalkschlamm entfernt haben könnten, so dass die Schalen ohne Reste des Muttergesteins in den Phosphorithorizont und damit an die Basis der Couches rouges zu liegen kamen (s. S. 84).

Die Peregrinellen der Musenalp (R. TRÜMPY 1957a) können ebenfalls als Relikt der Briançonnais-Neocomfacies, die sonst fast überall gleich wieder zerstört wurde,

[18]) ARN. HEIM (1908) prägt hiefür den Ausdruck «Resession».

angesehen werden. Für Seichtwasser sprechen die speziell brecciöse (eckige Komponenten, z.T. aber auch verschwommen begrenzte Schlieren von feinstkrist., grumeleux-artigem und autochthon-onkolithischem Kalk) Gesteinsausbildung sowie die stellenweise reiche benthonische Fauna (Bryozoen, Echinodermentrümmer, Lenticulinen).

Auch für die wenig nördlich der Region der Tour d'Aï zu stellende Zone 7 (Krinnli) kann eine eigentliche Emersionsphase ausgeschlossen werden. Hier vertritt eine Phosphoritkruste über mittlerem Berriasian einen ersten Sedimentationsunterbruch; vorübergehend vermögen sich dann im Valanginian wenige Dezimeter dichte, z.T. rote Kalke abzusetzen, dann fehlen erneut Hauterivian und Barremian. Die Phosphorit- und Glaukonitkörner an der Basis der aptianen Echinodermenbreccie zeugen von einer zweiten Kondensationskruste.

In den innersten Regionen der Klippendecke scheinen Phosphoritbildungen an der Malm-Kreide-Grenze zu fehlen; die Malmoberfläche ist hier häufiger von Karren durchsetzt, und die Basis der Couches rouges zeigt oft haematitische Lagen. Es darf demnach für diesen Bereich eventuell eine gewisse Festlandperiode angenommen werden, während welcher aber höchstens ein Teil des Tithon aberodiert wurde und keinesfalls etwa das ganze Neocom.

Die Kippbewegungen, die vom oberen Untertithon an gegen Norden das heterochrone Einsetzen der pelagischen Kalke zur Folge hat, wirkt sich im Süden also dahingehend aus, dass sie das Gebiet der Tour d'Aï gegen Ende des Tithon, die innerhalb daran anschliessende südliche Heitizone und die Gastlosenzone bereits anfangs Obertithon in Höhen mit fehlender Sedimentation, jedoch höchstens lokaler Emersion gehoben hat, während ein Grossteil der noch südlicheren Regionen wahrscheinlich über den Meeresspiegel auftauchte. An der Achse der Bewegung (Mt. Baron–Agites/Aveneyre–Krinnli) kam es zur Ausbildung der Flexuren. Die auf eine Süsswassereinstrahlung hinweisenden Charafrüchtchen, die W. Fisch (1924) im Tithon der Simmenfluh entdeckte, könnten in einer lokalen brackischen Partie nahe der Küste eingelagert worden sein.

Mit der grossräumigen Kippung wird eine Bewegungstendenz fortgesetzt, die schon seit der oberen Trias das Faciesbild der Klippendecke beherrscht; man vergleiche hiezu: A. Jeannet (1918, 1922), P. Christ (1920), R. Staub (1924, 1958), E. Peterhans (1926), H.H. Renz (1935), M. Lugeon & E. Gagnebin (1941), H. Weiss (1949), J. Tercier (1952), R. Trümpy (1955, 1957b, 1960).

In der oberen Trias hebt sich das Gebiet der Médianes rigides, und die Mergel und Gipse, auf welchen im Norden die Abscherung erfolgt, fehlen. Diese Festlandperiode des Südabschnittes dauert stellenweise (Diemtigtal) bis in den Malm, grösstenteils aber vermag sich im Dogger das seichte Mytilusmeer auszubilden, das im scharfen Gegensatz zur bathyalen Zoophycusdogger-Facies im Norden steht. Im Malm gleichen sich die Meerestiefen weitgehend aus, indem allgemein neritische Ablagerungen auftreten, doch deuten auch hier die Korallenriffkalke der Rigides auf ein gewisses Seichterwerden gegen Süden hin; bathymetrische Verhältnisse, die sich vom mittleren Tithon weg mit der oben geschilderten Kippbewegung wieder bedeutend akzentuieren.

Diese Flexurzone entspricht der Grenze Subbriançonnais–Briançonnais (vrgl. M. Lemoine, 1953b). Sie ist tektonisch viel weniger aktiv als die Bruchzone zwi-

schen Briançonnais und Piémontais (Acceglio-Zone) oder die Bruchzone am Innenrand der Walliser Geosynklinale (nördlich der Externzone der Préalpes médianes). Während dort polygene Breccien mit Trümmern von Trias, teilweise sogar Kristallin auftreten, befindet sich hier – zwischen Subbriançonnais und Briançonnais – nur eine relativ sanfte Flexur ohne tiefgreifende Erosion.

3. HAUPMASSE UND OBERGRENZE DES NEOCOM

Über die Gliederung des Neocom orientiert Fig. 12, wobei die Fossilschicht des Barremian als Bezugshorizont diente. Es fällt auf, dass, mit Ausnahme des südlichsten Bereiches, die Fleckenkalke stets mit dem Valanginian einsetzen und überall in beinahe gleichbleibender Mächtigkeit vorliegen; Anzeichen dafür, dass die Subsidenz und damit die weiträumige Kippbewegung mit dem Valanginian zum Stillstand kam. Die Flecken (toniges Pigment) sowie die Mergelzwischenlagen weisen auf eine erhöhte Tonzufuhr ab Valanginian hin. Darunter konnten sich nur in den beckeninnersten, von Turbiditätsströmen und Sedimentgleitungen nicht mehr erreichten Regionen die ganz hellen, Biancone-ähnlichen Kalke absetzen; näher dem Südrand sind die pelagischen Kalke in einer etwas dunkleren Modifikation ausgebildet.

Wenige Meter über dem Barremian-Horizont wird das Gestein allgemein noch stärker mergelig und enthält erste Globigerinen des Aptian. Das häufige Auftreten von calcaire grumeleux und benthonischen Organismen sowie das annähernde Verschwinden der Radiolarien deuten auf ein gewisses Seichterwerden hin. Es scheint, die Flexurbewegung, die ab Obertithon die grosse facielle Trennung zwischen den Médianes plastiques und rigides hervorgerufen hat, verlaufe im Aptian bis Albian mit umgekehrtem Bewegungssinn, setzt doch zu dieser Zeit die Sedimentation im Süden vielerorts mit ganz ähnlicher Facies wie im Norden wieder ein, worauf sich die Unterschiede rasch ausgleichen.

VI. Vergleiche mit benachbarten Gebieten und regionale palaeogeographische Zusammenhänge

Chablais

Was zunächst die westliche Fortsetzung der Préalpes médianes betrifft, lässt sich feststellen, dass hier das Neocom vorerst in ungefähr derselben Art und Weise auftritt wie in der Westschweiz (s. S. 81). Im südwestlichen Teil des Chablais-Bogens – Hirmente, Miribel (A. Chaix, 1928, 1942) – wird der Neocomraum aber enger und die Mächtigkeit im allgemeinen geringer. An den Brasses (A. Chaix, 1913) schliesslich finden sich nur noch 15–20 m Neocom, basal mit Malm/Kreide-Übergangsschichten (Calcarenite ?). Hervorzuheben ist, dass das Neocom hier auch gegen aussen verschwindet, indem Oberkreide auf Malm, ja sogar auf Dogger transgrediert. Dieser Raum liegt damit im Bereich der nördlich der Médianes plastiques anschliessenden Schwelle, deren Einfluss sich auch an den Mythen (s. S. 80) und am Moléson (s. S. 55) bemerkbar macht. Wir dürfen demnach annehmen, dass nordwestlich des äusseren Erosionsrandes der Préalpes médianes eine durchziehende Schwellenzone lag. Ob bereits eine externe Randschwelle des Subbriançonnais-

Raumes vorliegt oder ob es sich lediglich um eine interner gelegene Hochzone handelt – etwa der Séolanes-Kordilliere des Subbriançonnais entsprechend (vrgl. D. SCHNEEGANS, 1938) – ist schwer zu entscheiden. Es scheint aber, dass die Abwicklungsbreite der Médianes plastiques geringer ist als diejenige des Subbriançonnais-Raumes, so dass diese Mythen–Moléson–Brasses-Schwelle vielleicht doch nicht mit dem äusseren Rand des Subbriançonnais korreliert werden darf.

Das Neocom gelangte also in einem schüsselförmigen, zwischen der Briançonnais- und der Mythen–Moléson–Brasses-Schwelle gelegenen Sedimentationsbecken zur Ablagerung. Hauptsächlich an der Südflanke dieser Schüssel bildeten sich Mikrobreccien als Produkte von Sedimentgleitungen und Turbiditätsströmen (Microbrèches de flanc, vrgl. J. AUBOUIN, 1959). Von der Nordflanke sind nur lokal bei Albeuve geringe Einströmungen bekannt; sie dürfte sich also gegenüber dem Südrand durch geringere Böschungen auszeichnen.

Im Vergleich zu den vom Briançonnais gegen innen (Brecciendecke, s. S. 90) und den von der Mythen-Moléson-Brasses-Schwelle – oder eventuell einer noch externer gelegenen Hochzone – gegen aussen (Brèches de Tarentaise, s. S. 94) geschütteten Breccien, sind die in den Préalpes médianes auftretenden Flanken-Sedimentgleitungen nur unbedeutende Bildungen, fehlen in ihnen doch irgendwelche ältere Komponenten. Dies weist darauf hin, dass die Flexuren an der Grenze Briançonnais/Subbriançonnais nur ganz geringe Verstellungen zur Folge hatten und dass der Abfall ins Neocombecken relativ flach war; noch sanfter dürfte seine Böschung gegen aussen gewesen sein.

Diese Tatsachen müssen bei der Frage nach der absoluten Meerestiefe des Neocombeckens berücksichtigt werden. Man ist geneigt, die aktualistisch erhaltenen bathymetrischen Kriterien (s. S. 26) insoweit zu modifizieren, als die heute etwa für die Aragonit-Schneegrenze gültigen Werte in der Kreide – wahrscheinlich infolge höheren CO_2-Gehaltes des Wassers – doch nicht so tief gelegen haben dürften, müssten doch sonst die Böschungen bedeutend steiler gewesen sein.

Savoyer Klippen

In der Nappe moyenne der Savoyer Klippen (L. MORET, 1934) fehlt das eigentliche Neocom; es finden sich aber im oberen Malm dünnbankige, sublithographische Kalke mit *Calpionella alpina*, so dass hier vielleicht doch noch unterste Kreide erhalten ist. Daneben treten in diesen Schichten Mikrobreccien auf, die u.a. Komponenten von Trias und Dogger führen. Wir sind hier also im Bereich einer Schwellenzone; es liegt nahe, diese als Verlängerung der Mythen–Moléson–Brasses-Schwelle anzusprechen, sind doch die höheren Decken der Savoyer Klippen in dieser, sich der Externzone der Préalpes médianes gegen aussen anschliessenden Zone zu beheimaten (vrgl. R. TRÜMPY, 1955).

Subbriançonnais

In den Écailles externes des Pas du Roc (R. BARBIER, 1948) sind Mikrobreccien an der Basis des Neocom – welches aus dichtem Kalk mit Silex besteht – sehr verbreitet. Wahrscheinlich macht sich immer noch der Einfluss der Mythen–Moléson–Brasses-Schwelle bemerkbar; die Haupt-Neocomzone dürfte in den Blocs klippes der Zone des Gypses liegen.

Die Calcaires à zones siliceuses, oft wechsellagernd mit Mikrobreccien, treten überall in den südlicheren Regionen des Subbriançonnais auf (D. SCHNEEGANS, 1938; J. DEBELMAS, 1955). Diese Partien wurden vielfach zum Malm gerechnet, da diese Autoren die darin enthaltenen Calpionellen offenbar als Leitfossilien für Tithon aufgefasst haben. Im eigentlichen Neocom nimmt der Silexgehalt rasch ab, während die Kalke schiefriger werden. Häufig signalisieren die Autoren im oberen Neocom Aptychen-Lumachellen oder mindestens das vermehrte Auftreten von Belemniten und Aptychen. Gegen aussen kann die Präflysch-Facies der marbres en plaquettes auch auf die Unterkreide übergreifen. Dass die Verhältnisse im Briançonnais (vgl. M. LEMOINE, 1953a) weitgehend mit denjenigen in den Médianes rigides übereinstimmen, ist schon oben (s. S. 92) festgehalten worden.

Brèches de Tarentaise

In dem extern der Préalpes médianes gelegenen Sedimentationsraum der Brèches de Tarentaise vermisst man jegliche Analogie zum Neocom der Klippendecke; hier findet sich eine quarzreiche Präflyschfacies, z.T. mit groben polygenen Breccien. Für die Lieferung dieses Materials muss eine ausgeprägte Bruchzone nördlich des Externrandes der Klippendecke verantwortlich gemacht werden. Es wäre denkbar, dass diese tektonisch äusserst aktive Zone in der Nordflanke der Mythen-Moléson–Brasses–Schwelle liegt, vielleicht auch noch etwas externer.

Breccien-Decke (W. SCHROEDER, 1939; R. CHESSEX, 1959)

Das symmetrische Bild zur nördlichen Schwelle zeigt die Briançonnais-Plattform: Im N nur mit relativ unbedeutender Flexur gegen das Subbriançonnais-Becken abtauchend, weist sie im S eine sehr aktive Bruchzone auf, die sich ebenfalls durch die Bildung von groben Breccien manifestiert. Allerdings scheint hier die tektonische Aktivität gegen Ende des Jura abzuklingen, stellen sich doch im Neocom geringmächtige pelagische Kalke mit Silex ein.

Falknis–Sulzfluh (F. ALLEMANN, 1957)

Die Falknis-Decke zeigt bereits Anklänge an den Walliser-Faciesbereich; Neocom-Präflysch und Tristelbreccie sind dem Subbriançonnais fremd.

In der Sulzfluh-Decke fehlt das Neocom; auf den Malm transgredieren direkt die Couches rouges. Dies führt einerseits zu einer Parallelisation mit dem Briançonnais. Anderseits sind auch die Beziehungen zu den Mythen nicht von der Hand zu weisen. (Rämsibreccie mit Kristallinkomponenten an den Mythen, Malm auf Kristallin in der Sulzfluh-Decke). Man ist geneigt anzunehmen, dass sich hier die Briançonnais-Plattform mit der Mythen-Schwelle vereinigt hat (vgl. R. TRÜMPY, 1958, 1960). Schon an der Rotenflue und am Roggenstock (s. S. 80) wurde festgestellt, dass das Neocombecken gegen E an Bedeutung verliert, ein Punkt, der für ein vollständiges Auskeilen des Beckens in der östlichen Fortsetzung spricht. Mit diesem Verschwinden des Subbriançonnais-Raumes gegen E lässt sich auch die sehr verschiedenartige Schichtfolge in der so eng verknüpften Falknis-Sulzfluh-Decke recht gut erklären, indem die relativ breccienreichen Sedimente der Falknis-Decke am Nordabfall der vereinigten Briançonnais-Mythen-Plattform zur Ablagerung kamen.

Zusamenfassend kann festgehalten werden, dass sich der Sedimentationsraum der Préalpes médianes sehr gut in denjenigen des Briançonnais-Subbriançonnais verfolgen lässt. Gegen aussen und gegen innen schliessen sich an die tektonisch eher ruhige Zone der Préalpes médianes äusserst aktive Bruchränder an, von denen polygene Schüttungen einerseits in die Walliser Geosynklinale, anderseits in das Piémontais erfolgten. Gegen E scheint sich der gesamte Briançonnais–Raum zugunsten des Walliser Faciesbereichs zu verschmälern.

RÉSUMÉ

Ce travail traite d'une vue générale du Néocomien des Préalpes médianes de la Suisse occidentale et des klippes de la Suisse centrale. Ce terrain n'existe que dans la région septentrionale – Médianes plastiques – où il affleure en bandes étroites le long des synclinaux. Dans la partie méridionale – Médianes rigides – le Néocomien manque, les Couches rouges transgressent directement sur le Malm.

Nous avons étudié d'abord la lithologie des calcaires. Les calcaires pélagiques, qui forment la partie principale du Néocomien, se sont sédimentés dans un milieu hostile à l'aragonite, c'est-à-dire à une profondeur considérable. Ceci est prouvé aussi par l'absence d'une faune benthique; les seuls fossiles sont purement pélagiques. Les organismes benthiques indiquent pour le calcaire grumeleux et les calcaires pseudoolithiques autochthones un dépôt moins profond. Les calcaires détritiques, à la base du Néocomien, stratifiés en alternance avec les calcaires pélagiques, contiennent des composants, qui ne peuvent pas dériver du milieu sous-jacent, parce qu'ils y manquent. Ce sont des dépôts de turbidity currents et de mud flows qui proviennent des régions néritiques.

Nous nous sommes occupés d'une manière approfondie des Tintinnidés. Nous avons examiné spécialement la répartition stratigraphique des espèces les plus importantes (v. fig. 3). Les corrélations avec l'Helvétique et l'Ultrahelvétique ne sont qu'un essai; des résultats plus approfondis nécessiteraient des recherches beaucoup plus vastes. Une comparaison avec les travaux parus antérieurement sur ce sujet montre que ces résultats, parfois incomplets, se laissent intégrer sans contrainte dans notre tabelle. En outre nous avons défini une nouvelle espèce, *Tintinnopsella romanica; Tintinnopsella colomi* a été introduite comme nom. nov. pour les formes, que G. Colom (1934, 1948) a rangé dans *Tintinnopsella oblonga* (Cadisch).

Les résultats stratigraphiques principaux du Néocomien sont les suivants (v. fig. 12):

1. La limite supérieur du faciès néritique du «Malm» est hétérochrone: dans la partie septentrionale, elle finit avec le Tithonique inférieur et dans la partie méridionale, avec le début du Valanginien. Au Tithonique supérieur et au Berriasien, les calcaires pélagiques se sont sédimentés au N, tandis qu'au S se sont formés pendant ce temps encore des calcaires néritiques. Une partie de ces calcaires néritiques a été transportée vers le N par des turbidity currents et des mud flows. Au N, les calcaires détritiques datent du Tithonique supérieur, dans la partie centrale, du Berriasien et, au S, du Valanginien.

2. Les calcaires tachetés débutent à la base du Valanginien.

3. Dans la partie supérieur du Néocomien se trouve partout un horizon caractéristique, qui a fourni, au N, une faune barrémienne.

4. Au N de la zone externe des Préalpes médianes, il faut supposer un haut-fond, dont on trouve des traces aux Mythen, au Moléson et aux Brasses.

Les données paléogéographiques se présentent ainsi: vers l'Ouest, la province des Préalpes médianes se laisse bien poursuivre dans la zone briançonnaise/subbriançonnaise. A l'extérieur et à l'intérieur de cette zone, se succèdent des zones de failles fort actives, qui ont produit des brèches polygéniques. Vers l'Est, toute la zone briançonnaise semble se resserrer en faveur du domaine valaisan.

LITERATURVERZEICHNIS

ALLEMANN, F. (1957): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil).* Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein *56* (1956).

ANDRUSOV, D., MISIK, M., SCHEIBNER, E. & V. (1960): *Stratigraphie, micropaléontologie et microfaciès des formations jurassiques et crétacées des Carpathes de la Slovaquie.* XXI. Internat. Geol. Congr., Norden, VI.

AUBOUIN, J. (1959): *Granuloclassement vertical et figures de courants dans les calcaires purs: Les brèches de flanc des sillons géosynclinaux.* Bull. Soc. géol. France (7), *1.*

BADOUX, H., & TRÜMPY, R. (1953): *La géologie de la montagne de Lullin.* Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *65.*

BARBIER, R. (1948): *Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère.* Mém. Carte géol. France.

BARTENSTEIN, H. (1959): *Die Jura/Kreide-Grenze in Europa: Ein Überblick des derzeitigen Forschungsstandes.* Eclogae geol. Helv. *52*/1.

BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P. (1939): *Die Entstehung der Gesteine.* Berlin (Springer).

BEALES, F. W. (1958): *Ancient sediments of Bahaman type.* Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. *42*/8.

BERLIAT, K. (1942): *Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv. *35*/2.

BIERI, P. (1925): *Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental.* Unveröff. Manuskript Stadtbibl. Bern. Auszug: Jahrb. Phil. Fak. II Univ. Bern *5.*

– (1946): *Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes.* Eclogae geol. Helv. *39*/1.

BOLLI, H. (1945): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken.* Eclogae geol. Helv. *37*/2 (1944).

BONET, F. (1956): *Zonification microfaunistica de las calizas cretacicas del este de Mexico.* XX Internat. Geol. Congr.. Mexico.

BRÖNNIMANN, P. (1954): *On the occurence of Calpionellids in Cuba.* Eclogae geol. Helv. *46*/2 (1953).

– (1955): *Microfossils incertae sedis from the upper Jurassic and lower Cretaceous of Cuba.* Micropaleontology *1*/1.

BRUNNER v. WATTENWYL, C. (1857): *Geognostische Beschreibung der Gebirgsmasse des Stockhorns.* N. Denkschr. schweiz. Ges. ges. Natw. *15.*

BRUNNSCHWEILER, R. O. (1960): *Marine fossils from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Dampier peninsula (Australia).* Bull. Bur. Min. Resourc., geol., geophys., Australia *59.*

CADISCH, J. (1932): *Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem.* Geol. Rundschau *23*/5.

CAMPANA, B. (1943): *Géologie des nappes préalpines au NE de Château d'Oex.* Mat. Carte géol. Suisse (NS) *82.*

CAMPBELL, A. S. (1954): *Radiolaria, Tintinnina.* Treatise Invert. Paleontology, (D), Protista 3.

CAROZZI, A. (1949): *Rapports entre microfaune benthique et microfaune pélagique.* Arch. Sc., Genève, *2*/1.

– (1952a): *Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine.* Arch. Sc., Genève, *5*/1.

– (1952b): *Microfaune déplacée dans les niveaux «remaniés» du Malm de la nappe de Morcles.* Arch. Sc., Genève, *5*/1.

– (1952c): *Tectonique, courants de turbidité et sédimentation.* Rév. gén. Sc. Paris, *58*/7–8.
– (1955): *Nouvelles observations microscopiques sur les dépôts de courants de turbidité du Malm de la nappe de Morcles.* Bull. Inst. Nat. genevois *57*.
– (1957a): *Tracing turbidity current deposits down the slope of an alpine basin.* Jour. Sedimentary Petrology *27*/3.
– (1957b): *Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolithes.* Bull. Inst. Nat. genevois *58*.

CAYEUX, L. (1935): *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées.* Paris (Masson).

CHAIX, A. (1913): *Géologie des Brasses.* Eclogae geol. Helv. *12*/4.
– (1928): *Géologie de Miribel.* Eclogae geol. Helv. *21*/1.
– (1942): *La géologie du massif d'Hirmente.* Eclogae geol. Helv. *35*/2.

CHASSÉ, T. V. (1924): *Beitrag zur Geologie der Dent de Broc und ihrer Umgebung.* Diss. Univ. Zürich.

CHATTON, M. (1947): *Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey.* Mém. Soc. frib. Sc. nat. *13*.

CHESSEX, R. (1959): *La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie.* Eclogae geol. Helv. *52*/1.

CHRIST, P. (1920): *Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn-Arvigrat am Vierwaldstättersee.* Beitr. geol. Karte Schweiz (NF), *22*.

CITA, M. B., FORTI, A., RAFFI, G., & VILLA, F. (1959): *Jurassic and Cretaceous microfacies from the Prealps and central Appenines.* Proc. 5th World Petrol. Congr., New York, I/54.

CITA, M. B., & PASQUARÈ, G. (1959): *Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia. Nota IV: Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti.* Riv. Ital. Pal. Strat. *65*/4.

CLOUD, P. (1962): *Behaviour of calcium carbonate in sea water.* (Im Druck).

COAZ, A. (1932): *Sur le Néocomien de la nappe Morcles-Aravis.* Eclogae geol. Helv. *25*/2.

COLLET, W. (1936): *Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique-Crétacé.* Eclogae geol. Helv. *29*/1.

COLOM, G. (1934): *Estudios sobre las Calpionelas.* Bol. Soc. espan. Hist. nat. *34*/7.
– (1939): *Tintinnidos fossiles (infusorios oligotricos).* Las Ciencias *4*/4.
– (1948): *Fossil Tintinnids.* Jour. Paleontology *22*/2.
– (1955): *Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area.* Micropaleontology *1*/2.
– (1957): *Sur les caractères de la sédimentation des géosynclinaux mésozoiques.* Bull. Soc. géol. France (6) *1*.
– CASTANY, G., & DURAND DELGA, M. (1953): *Microfaunes pélagiques dans le NE de la Berbérie.* Bull. Soc. géol. France (6) *3*.

CUVILLIER, J. (1951): *Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale.* Leiden (Brill).

DEBELMAS, J. (1955): *Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes).* Mém. Carte géol. France.
– (1959): *Une curieuse contribution à l'étude de la genèse des silex.* Trav. lab. géol. Grenoble *35*.

DEFLANDRE, G. (1936): *Tintinnoides et Calpionelles.* Bull. Soc. France Microscop. *5*/3.

DELANY, F. (1948): *Observations sur les Couches rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv. *41*/1.

DONZE, P. (1958): *Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la «fosse vocontienne».* Trav. lab. géol. fac. Sc. Lyon [NS] *3*.

DUFAURE, PH. (1958): *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence.* Rév. Micropal. *1*/2.

DUNBAR, C. O., & RODGERS, J. (1957): *Principles of Stratigraphy.* New York (Wiley & Sons).

DURAND-DELGA, M. (1956): *Répartition stratigraphique de certaines microorganismes (Globochaete, Eothrix ..) définis dans le Malm mésogéen.* Publ. Serv. Carte géol. Algérie (NS) *8*.
– (1957): *Une nouvelle forme de Calpionelles.* Publ. Serv. Carte géol. Algérie (NS) *13*.

DŻUŁYŃSKI, S., KSIĄŻKIEWICZ, M., & KUENEN, PH. H. (1959): *Turbidites in flysch of the Polish Carpathian mountains.* Bull. geol. Soc. America *70*/8.

EARDLEY, A. J. (1938): *Sediments of Great Salt Lake, Utah.* Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. *22*/10.

ELLENBERGER, F. (1953): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides.* Eclogae geol. Helv. *45*/2 (1952).

FAVRE, E. (1870): *Le Massif du Moléson et les montagnes environnantes.* Bibl. univ. Arch. Sc., (Genève), *39.*

FAVRE, E., & SCHARDT, H. (1887): *Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Drance.* Mat. Carte géol. Suisse *22.*

FAVRE, G. (1952): *Les Préalpes médianes entre l'Hongrin inférieur et la Sarine.* Bull. Soc. frib. Sc. nat. *41.*

FERASIN, F., & RIGATO, G. (1957): *Studi sui Tintinnidi fossili delle Prealpi Venete.* Mem. Accad. Patavina, Cl. Sc. Mat. e Nat., (Padova), *69.*

FICHTER, H. J. (1934): *Geologie der Bauen-Brisenkette am Vierwaldstättersee.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 69.

FISCH, W. (1924): *Beiträge zur Geologie des Bihargebirges.* Jahrb. Phil. Fak. II Univ. Bern *4.*

GAGNEBIN, E. (1920): *Les Préalpes entre Montreux et le Moléson.* Eclogae geol. Helv. *16*/1.

– (1934): *Les Préalpes et les «Klippes».* Geol. Führer Schweiz *2.*

GENGE, E. (1958): *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn.* Eclogae geol. Helv. *51*/1.

GERBER, ED. (1926): *Die Brachiopodenfauna der Stockhornberge.* Eclogae geol. Helv. *19*/3.

GERBER, M. (1930): *Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreide-Grenze in der Zentralschweiz.* Eclogae geol. Helv. *23*/2.

GIANOTTI, A. (1958): *Deux faciès du Jurassique supérieur en Sicilie.* Rév. Micropal. *1*/1.

GIGNOUX, M., & MORET, L. (1937): *Description géologique du bassin supérieur de la Durance.* Trav. lab. géol. Grenoble *21.*

– (1952): *Géologie dauphinoise,* 2me éd. Paris (Masson).

GILLIÉRON, V. (1870): *Notice sur les terrains crétacés dans les chaînes exterieures des Alpes des deux côtés du Léman.* Bibl. Univ., Arch. Sc., (Genève), *38.*

– (1885): *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne.* Mat. Carte géol. Suisse *18.*

GOGUEL, M. (1944): *Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France.* Bull. Carte géol. France *44.*

GRIMSDALE, T. F., & VAN MORKHOVEN, F. P. C. M. (1955): *The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks.* Proc. 4th world Petrol. Congr., Rom, I/D4.

GRUNAU, H. R. (1959): *Mikrofacies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentral-Alpen.* Internat. Sed. Petr. Series *4* (Leiden).

GUILLAUME, H. (1957): *Géologie du Montsalvens.* Mat. Carte géol. Suisse [NS] *104.*

HANTKE, R. (1960): *Zur Jura/Kreide-Grenze im mittel- und südhelvetischen Faciesbereich der Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *52*/2 (1959).

HAUS, H. A. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental.* Beitr. Geol.Karte Schweiz [NF] *75.*

HEIM, ALB. (1906): *Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocaenfjord der Breggia-Schlucht.* Vjschr. natf. Ges. Zürich *51*/1.

– (1922): *Die Mythen.* Njbl. natf. Ges. Zürich *124.*

HEIM, ARN. (1908): *Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen.* Abh. schweiz. pal. Ges. *35.*

– (1910–17): *Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *20*/1–4.

– (1924): *Über submarine Denudation und chemische Sedimente.* Geol. Rundschau *15*/1.

HELLMERS, J. H. (1949): *Der Vorgang der Verkieselung.* Abh. geol. Landesanst. Berlin [NF] *218.*

HENNY, G. (1918): *La géologie des environs de Montreux.* Bull. lab. géol. Univ. Lausanne *23.*

ILLING, L. V. (1954): *Bahaman calcareous sands.* Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. *38*/1.

JACOB, CH., & FALLOT, P. (1913): *Etude sur les Rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et mésocrétacées du Sud-Est de la France.* Mém. Soc. pal. Suisse *39.*

JEANNET, A. (1918): *Monographie géologique des Tours d'Aï et des Régions avoisinantes.* Mat. carte géol. Suisse [NS] *34*/2.

– (1922): *Das romanische Deckengebirge. Préalpes und Klippen.* In ALB. HEIM: Geologie der Schweiz *2/2.*
– (1941): *Geologie der oberen Sihltaler Alpen (Kt. Schwyz).* Ber. schwyz. natf. Ges. *3* (1938–40).
JEANNET, A., & GERBER, ED. (1919): *Sur une lacune du Lias inférieur et moyen dans l'anticlinal du Stockhorn.* Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *52.*
KAFKA, F. T., & KIRKBRIDE, R. K. (1959): *The Ragusa oil field (Sicily).* Proc. 5th World Petrol. Congr., New York, I/12.
KAMPTNER, E. (1931): *Nannoconus steinmanni nov. gen. nov. spec., ein merkwürdiges gesteinsbildendes Mikrofossil aus dem jüngeren Mesozoikum der Alpen.* Paläont. Z. *13/4.*
– (1938): *Einige Bemerkungen über Nannoconus.* Paläont. Z. *20/2.*
KAUFMANN, F. J. (1875): *Fünf neue Jurassier.* Jb. SAC *11.*
KLAUS, J. (1960): *Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère.* Eclogae geol. Helv. *52/2* (1959).
KNECHT, H. (1925): *Die Klippengruppe Buochserhorn–Musenalp und ihre Unterlage.* Eclogae geol. Helv. *19/1.*
KRAUS, E. (1929): *Calpionella alpina* LORENZ *als «Leitfossil».* Veröff. Geol. Pal. Inst. Univ. Riga *28.*
KUENEN, PH. H. (1950): *Turbidity currents of high density.* Rep. 18th Int. Geol. Congr. London *8* (1948).
– (1952): *Paleogeographic significance of graded bedding and associated features.* Proc. Kon. Neders. Akad. Wet. Amsterdam, (B), *55/1.*
– (1953): *Significant features of graded bedding.* Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. *37/5.*
KUENEN, PH. H., & MIGLIORINI, C. I. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding.* Jour. Geology *58/2.*
KUENEN, PH. H., & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps.* Jour. Geology *61/4.*
KUENEN, PH. H., & TEN HAAF, E. (1956): *Graded bedding in limestones.* Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet. Amsterdam, (B), *59/4.*
KUENEN, PH. H., & MENARD, H. W. (1952): *Turbidity currents, graded and non graded deposits.* Jour. Sedimentary Petrology *22/2.*
LEMOINE, M. (1953a): *Le problème de la transgression des marbes en plaquettes dans la zone briançonnaise.* C. R. Ac. Sci., (Paris), *236.*
– M. (1953b): *Remarques sur les caractères et l'évolution de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire.* Bull. Soc. géol. France, (6), *3.*
LIENERT, O. (1958): *Neue geologische Untersuchungen am grossen Mythen.* Eclogae geol. Helv. *51/2.*
LOMBARD, AND. (1940): *Les Préalpes médianes entre le Risse et Somman.* Eclogae geol. Helv. *33/1.*
– (1952): *Nouvelles données sur une coupe de contact Jurassique-Crétacé des Préalpes médianes en Chablais.* Eclogae geol. Helv. *45/1.*
LOMBARD, AUG. (1937): *Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin.* Eclogae geol. Helv. *30/2.*
– (1945): *Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Chlorophycées.* Eclogae geol. Helv. *38/1.*
– (1956): *Géologie sédimentaire: les séries marines.* Paris (Masson).
LORENZ, TH. (1901): *Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II: Der südliche Rhätikon.* Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. *12.*
LUGEON, M., & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes.* Mém. Soc. vaud. Sc. nat. *7/1.*
MÄRKY, R. (1926): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Klewenklippe.* Diss. ETH Zürich.
MAUVE, C. C. (1921): *Geologische Untersuchungen im Molésongebiet.* Eclogae geol. Helv. *16.*
MAYNC, W. (1938): *Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette.* Eclogae geol. Helv. *31/1.*
MORET, L. (1934): *Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie).* Mém. Soc. géol. France [NS] *22.*
NICOL, G. (1956): *Geologie der östlichen Stockhorn-Kette.* Mitt. natf. Ges. Bern [NF] *13.*
PASQUARÈ, G. (1961): *Sulla presenza di Nannoconus e Saccocoma nei livelli superiori del «Rosso ad Aptici» di Bellavista.* Eclogae geol. Helv. *53/2* (1960).

PETERHANS, E. (1926): *Étude du Lias et des Géanticlinaux de la nappe des Préalpes médianes entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy.* Denkschr. schweiz. natf. Ges. *62/2.*

PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary Rocks.* 2nd ed. New York (Harper).

PUGIN, L. (1952): *Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères.* Eclogae geol. Helv. *44/2* (1951).

RABOWSKI, F. (1920): *Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal.* Mat. Carte géol. Suisse [NS] *35.*

RADOMSKI, A. (1961): *On some sedimentological problems of the Swiss Flysch series.* Eclogae geol. Helv. *54/2.*

REMANE, J. (1960): *Les formations bréchiques dans le Tithonique du SE de la France.* Trav. lab. géol. Grenoble *36.*

– (1962): *Zur Calpionellen-Systematik.* N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1962/*1.*

RENZ, H. H. (1935): *Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Mytilusschichten im östlichen Teil der Préalpes romandes.* Eclogae geol. Helv. *28/1.*

RENZ, O. (1936a): *Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchungen der Scaglia, im zentralen Apennin.* Eclogae geol. Helv. *29/1.*

– (1936b): *Über Globotruncanen im Cenomanien des Schweizerjura.* Eclogae geol. Helv. *29/2.*

REVERTERA, C. G. (1926): *Monographie der Kette des Mt. Cray.* Diss. Univ. Fribourg.

RUTSCH, R. F., & BERTSCHY, R. (1955): *Der Typus des Néocomien.* Eclogae geol. Helv. *48/2.*

RUTTEN, M. G. (1957): *Remarks on the genesis of flints.* Am. Jour. Sc. *255.*

SARASIN, CH., & SCHOENDELMAYER, CH. (1901/2): *Étude monographique des ammonites du Crétacique inférieur de Châtel-Saint-Denis.* Mém. Soc. pal. Suisse *28/29.*

SCHARDT, H. (1894): *Sur l'origine des préalpes romandes. Eclogae geol. Helv. 4/2.*

SCHNEEGANS, D. (1938): *La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Drance et l'Ubaye.* Mém. carte géol. France.

SCHROEDER, W. (1939): *La brèche du Chablais entre Giffre et Drance.* Arch. Sc. (Genève), (5), *21.*

SCHUMACHER, J. P. (1926): *Description géologique des environs de Rossinière.* Diss. Univ. Lausanne.

SCHWARTZ-CHENEVART, CH. (1945): *Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt.* Mém. Soc. frib. Sc. nat. *12.*

SEIBOLD, E. & I. (1960): *Über Funde von Globigerinen an der Dogger/Malm-Grenze Süddeutschlands.* XXI. Internat. Geol. Congr., Norden, *6.*

SIGAL, J. (1952): *Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé.* XIX Internat. Geol. Congr., Alger, Monograph. rég., (1), *26.*

SMIT SIBINGA, G. L. (1921): *Die Klippen der Mythen und der Rothenfluh.* Diss. Univ. Zürich.

SPOORENBERG, J. (1952): *Les Préalpes médianes au NW de Château d'Oex.* Diss. Univ. Fribourg.

STAUB, R. (1917): *Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *46/3.*

– (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *52.*

– (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau – Beziehungen und Probleme.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *103.*

STÄUBLE, A. (1959): *Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura.* Eclogae geol. Helv. *52/1.*

STEINMANN, G. (1913): *Über Tiefseeabsätze des Oberjura im Appennin.* Geol. Rundschau *4.*

STUDER, B. (1834): *Geologie der westlichen Schweizer Alpen.* Heidelberg und Leipzig.

– (1853): *Geologie der Schweiz. 2. Bd.: Nördliche Nebenzone der Alpen, Jura und Hügelland.* Bern und Zürich.

– (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebung.* Bern (Dalp).

SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W., & FLEMING, R. H. (1942): *The Oceans.* New York (Prentice-Hall).

TERCIER, J. (1945): *Le problème de l'origine des Préalpes.* Bull. Soc. frib. Sc. nat. *37.*

– (1952): *Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes.* Rev. quest. scientif. Louvain, 1952.

TOBLER, A. (1899): *Vorläufige Mitteilung über die Geologie der Klippen am Vierwaldstättersee.* Eclogae geol. Helv. *6/1.*

TRÜMPY, R. (1955): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines.* Bull. Soc. géol. France, (6), *5*.
- (1957a): *Notizen zur mesozoischen Fauna der innerschweizerischen Klippen.* Eclogae geol. Helv. *49*/2 (1956).
- (1957b): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine.* Bull. Soc. géol. France, (*6*), 7.
- (1958): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps.* Geologie en Mijnbouw [NS] *20*/10.
- (1960): *Paleotectonic evolution of central and western Alps.* Bull. geol. Soc. America *71*/6.

TSCHACHTLI, B. S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes.* Diss. Univ. Bern.

TWERENBOLD, E. (1955): *Les Préalpes entre la Sarine et les Tours d'Aï.* Diss. Univ. Fribourg.

UMIKER, R. (1952): *Geologie der westlichen Stockhornkette.* Diss. Univ. Bern.

VERNIORY, R. (1954): *Eothrix alpina* LOMBARD, *Algue ou Crinoide?* Arch. Sc., Genève, *7*/4.
- (1955a): *Répartition stratigraphique et géographique de Saccocoma* AGASSIZ *entre l'Oberland bernois et la Provence.* Arch. Sc., Genève, *8*/1.
- (1955b): *Extension géographique et stratigraphique du genre Saccocoma* AGASSIZ *dans le Dauphiné méridional et en Provence.* Arch. Sc., Genève, *8*/1.
- (1956a): *La création du genre Lombardia* BRÖNNIMANN est-elle justifiée? Arch. Sc., Genève, *9*/1.
- (1956b): *Observation sur le Jurassique et le Crétacé inférieur des Monts Euganéens.* Arch. Sc., Genève, *9*/1.

VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswilerklippen und ihre Unterlage.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *50*.

WANNER, J. (1940): *Gesteinsbildende Foraminiferen aus Malm und Unterkreide des östlichen Ostindischen Archipels.* Paläont. Z. *22*/2.

WEGMÜLLER, W. (1953): *Geologie des Niederhorn–Kummigalm-Gebietes.* Diss. Univ. Bern.

À WENGEN, W. (1924): *Geologische Untersuchungen im Gebiet des Vanil Noir.* Diss. ETH Zürich.

VON DER WEID, J. (1961): *Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson.* Eclogae geol. Helv. *53*/2 (1960).

WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm.* Diss. Univ. Zürich.

WEYNSCHENK, R. (1950): *Die Jura-Mikrofauna und -flora des Sonnwendgebirges.* Schlern Schr. *83*.

ZANMATTI-SCARPA, C. (1957): *Studio di alcune «microfacies» del Bresciano.* Boll. Serv. geol. Italia *78*/3–4.

ZIA, R. (1955): *Calcari a Calpionelle della Toscana.* Boll. Soc. geol. Ital. *74*/2.

Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz 1:50000:

Lachen 236, *Walenstadt* 237, *Stans* 245, *Bulle* 252, *Gantrisch* 253, *Lausanne* 261, *Rochers de Naye* 262, *Wildstrubel* 263, *Chablais* 271, *St. Maurice* 272.

Geologische Karten

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000:

Blatt 3: *Zürich-Glarus* (1950).
Blatt 5: *Genève-Lausanne* (1948).
Blatt 6: *Sion* (1942).

Spezialkarten der Schweiz. Geol. Kommission 1:50000:

BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P., & STAUB, W. (1916): *Geologische Vierwaldstätterseekarte*, 66a.

RABOWSKI, F. (1912): *Simmental et Diemtigtal*, 69.

Spezialkarten der Schweiz. Geol. Kommission 1:25000:

BECK, P., & GERBER, E. (1925): *Geologische Karte Thun-Stockhorn*, 96.

GAGNEBIN, A. (1925): *Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson et du Mont Pélerin*, 99.
JEANNET, A. (1912): *Carte géologique des Tours d'Aï et des Régions avoisinantes*, 68.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000:
BADOUX, H., CHESSEX, R., JEANNET, A., LUGEON, M., & RIVIER, F. (1960): *Monthey*, 37.
BIERI, P., & TERCIER, J. (1961): *Gurnigel*, 36.

Carte géologique détaillée de la France 1:80000:
RENEVIER, E., LUGEON, M., & GAGNEBIN, E. (1950): Feuille 150 *Thonon*, 2me éd.

Manuskript eingegangen am 30. August 1962

Tafel I

Fig. 1. *Tintinnopsella romanica* n. sp. Schliff Nr. XXI/7 (Weissenburgberg), Valanginian. × 500, gewöhnliches Licht

Fig. 2. Kalk mit structure grumeleuse und einzelnen autochthonen Onkoiden. × 12, gewöhnliches Licht

Fig. 3. Übergang von calcaire grumeleux zu autochthon-onkolithischem Kalk. × 12, gewöhnliches Licht

Fig. 4. Basis eines Calcarenits mit graded bedding; Fetzen von aufgearbeitetem Kalk. Profil Jaun, Schicht XVI/4

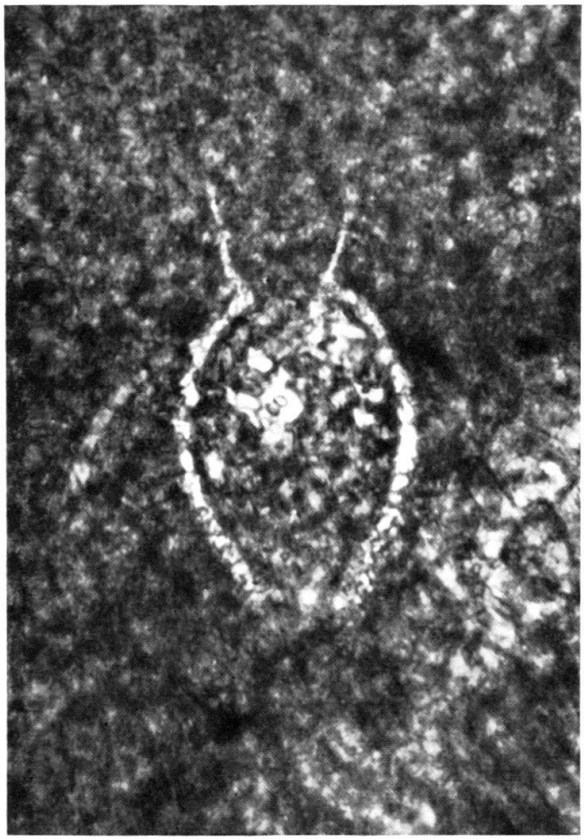


Fig. 1

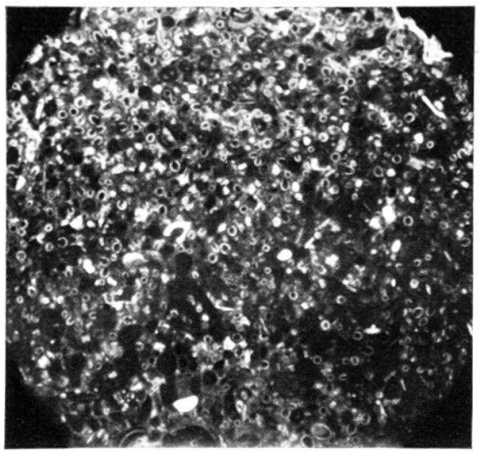


Fig. 2

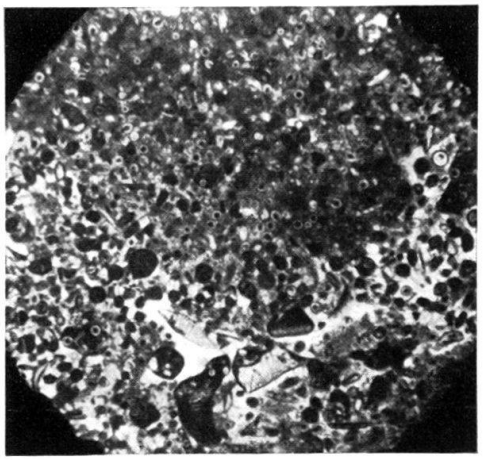


Fig. 3

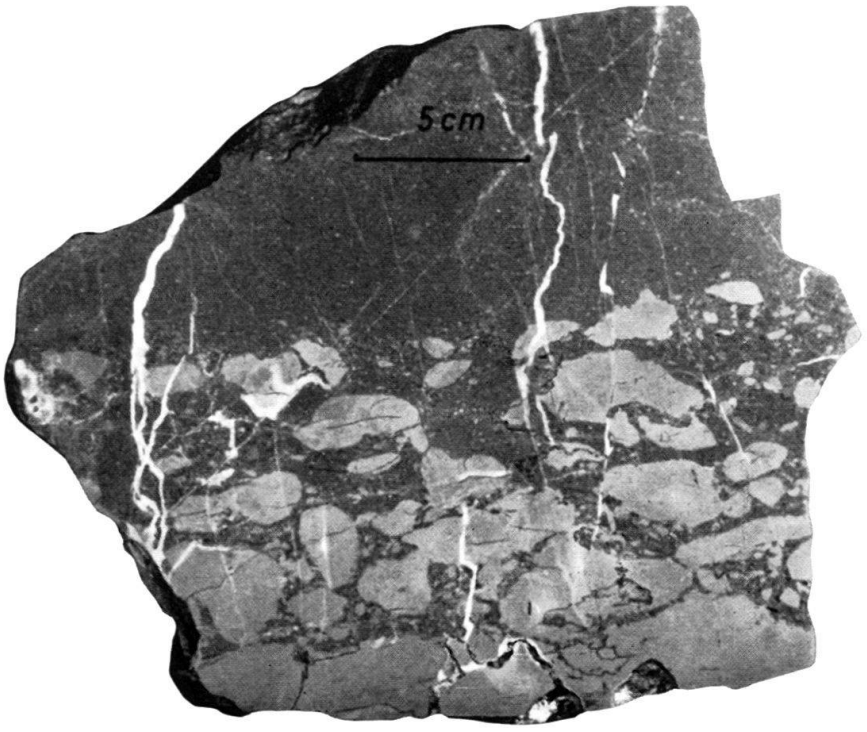


Fig. 4

Tafel II

Fig. 1. Calcirudit mit dachziegelartiger Stappelung der Komponenten; Schüttungsrichtung von rechts (S). Profil Aveneyre, Schicht XX/7

Fig. 2. Intraformationelle Breccie mit wirr verteiltem (weich aufgearbeitetem) Silex. Profil Aveneyre, Schicht XX/3

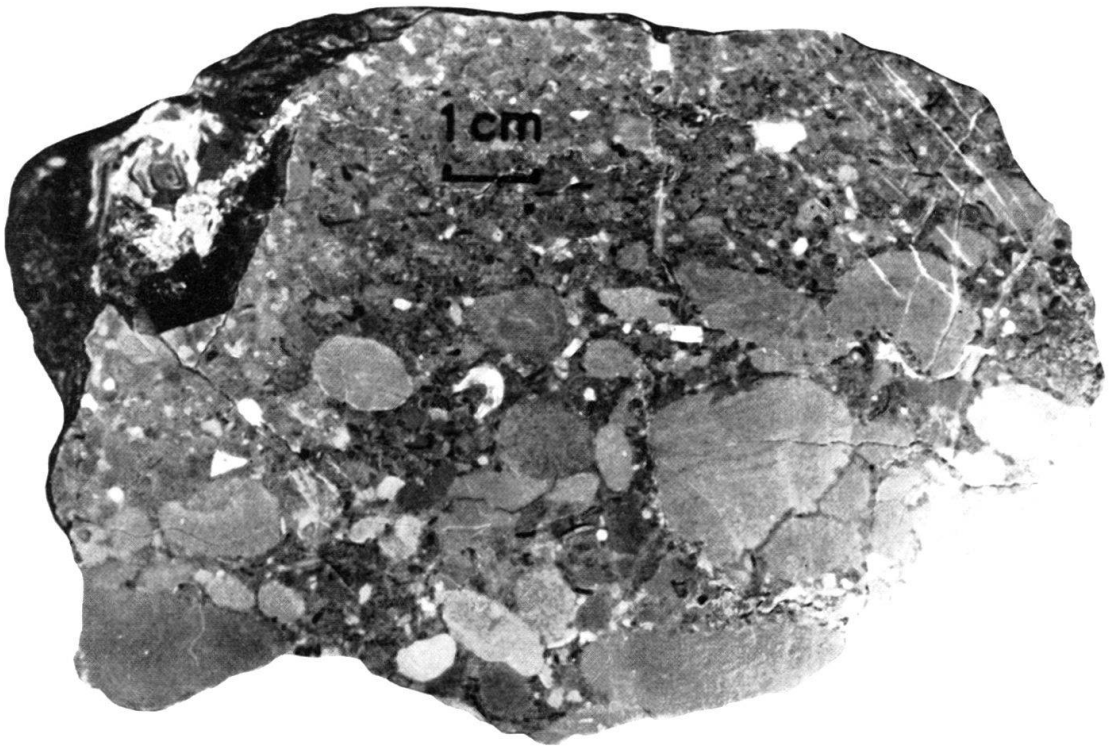


Fig. 1

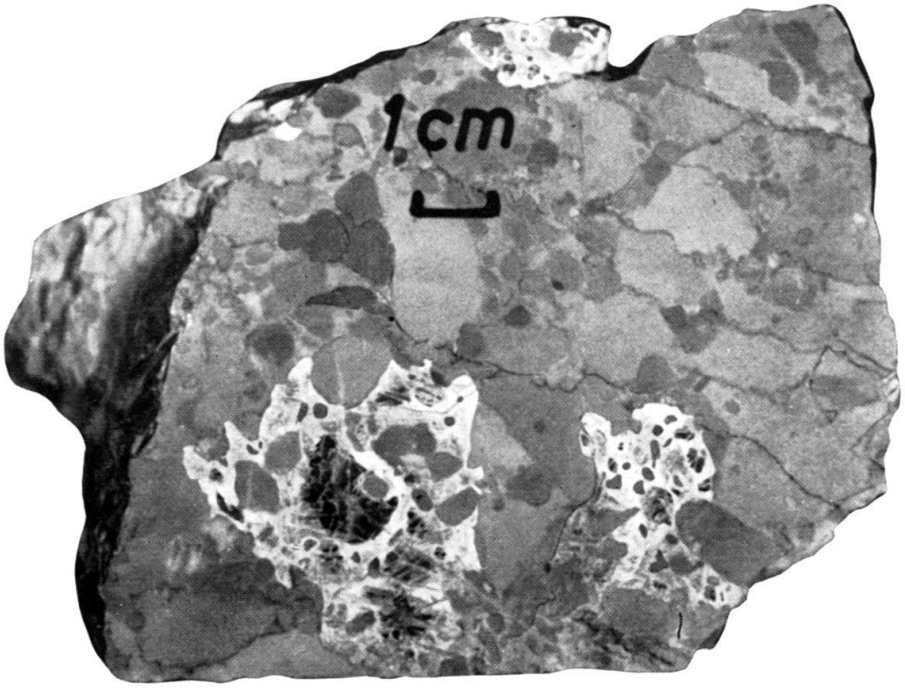


Fig. 2