

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 63 (1970)
Heft: 2

Artikel: Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs
Autor: Remane, Jürgen
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163866>

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: 16.04.2026

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

Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs

VON JÜRGEN REMANE

Universität de Neuchâtel, Institut de géologie, Rue Emile-Argand 11, CH-2000 Neuchâtel

ZUSAMMENFASSUNG

Die Datierung der Schichtfolgen und der Gerölle basiert auf den Calpionellenfaunen. – Das pelagische Tithon des Vocontischen Troges enthält zahlreiche resedimentäre Einschaltungen: Geröllpelite; massige, ungradierte, schlecht sortierte Breccien und typische gradierte Turbidite. Der Materialbestand ist jedoch in allen Fällen grundsätzlich derselbe. Der Anteil an neritischen Elementen ist gering, aber einzelne Funde von Nerineen, *Pfenderina*, *Pseudocyclammina*, Codiaceen und Dasycladaceen beweisen, dass Material aus riffnahen oder z.T. sogar back-reef -Fazies in das Becken verfrachtet wurde. – Die meisten Gerölle stammen aus tieferen Fazies und waren unvollständig verfestigt. Sie wurden erst unterwegs von den Suspensionsströmen aufgenommen, deren Erosionswirkung zudem durch Schichtlücken in der tiefen Fazies bewiesen wird. Die mächtigsten Resedimente finden sich vor allem in einer schmalen, NW-SE streichenden Zone mit starker Erosion, die als fossiles submarines Cañon gedeutet wird.

Die intensive Durchmischung von altersmässig und faziell verschiedenen Geröllen in Geröllpeliten und massigen, ungradierten Breccien lässt sich nur, im Gegensatz zu den bisher gängigen Annahmen, durch einen turbulenten Transport erklären. Dass bei einem einheitlichen Transportmechanismus so verschiedenartige Ablagerungen entstehen können, zeigt, dass zwischen Transport- und Ablagerungsmechanismus unterschieden werden muss. Letzterer wurde offensichtlich stark von der rechnerischen Zähigkeit der Suspensionen beeinflusst. Messungen an Schlammkreidesuspensionen verschiedener Dichten zeigten, dass die rechnerische Zähigkeit etwa ab $\rho = 1,5 \text{ g/cm}^3$ sehr stark zunimmt. Entsprechend muss man mit turbidity currents von sehr verschiedenem η_r rechnen. Bei hohen Zähigkeiten kam die Turbulenz im Endstadium so schnell zum Erliegen, dass sich keine Gradierung ausbilden konnte. Je nach der effektiven Dichte der Schlickgerölle und der Geröllkonzentration entstanden so massige, ungradierte Breccien oder Geröllpelite (pebbly mudstones). – Die kritische Reynolds'sche Zahl, $Re_{krit} = (\bar{u} \cdot r_h \cdot \rho) / \eta_r = (\bar{u} \cdot r_h) / \nu_r$ liefert ein brauchbares Näherungsmodell für die Abhängigkeit der Turbulenz bei Suspensionsströmen von mittlerer Strömungsgeschwindigkeit (\bar{u}), hydraulischem Radius (r_h) und rechnerischer Zähigkeit (η_r bzw. ν_r). – Trotz der speziellen Sedimentationsbedingungen (reine Kalke) im Tithon des Vocontischen Troges lässt sich das hier entwickelte Modell auch auf andere Gebiete übertragen.

ABSTRACT

Stratigraphic correlations are based on Calpionellids which also allowed to date pebbles of resedimentary breccias. – The pelagic series of the Tithonian of the Vocontian Trough (subalpine ranges, southeastern France) contains resediments displaying very different sedimentary structures: non-graded massive breccias, pebbly mudstones and graded beds, i.e. typical turbidites. Nevertheless there are no significant differences in the resedimentary contents. The proportion of neritic elements is always small, although the presence of Nerineans, *Pfenderina*, *Pseudocyclammina*, Codiaceans and Dasycladaceans shows that material from fore-reef or even back-reef facies has been transported far

out into the basin. Most of the pebbles are, however, Calpionellid limestones coming from deeper environments, obviously still unconsolidated at the time of their redeposition. Their formation can only be explained by strong erosion due to turbidity currents. Stratigraphic gaps within the pelagic realm support this view. A narrow, 60 km long, NW-SE zone of maximum erosion agrees well with the area of maximum resedimentation; it is interpreted as a fossil submarine canyon.

The studied resediments show – independently of their sedimentary structures – a complete mixture of pebbles of different ages and microfacies. Therefore even the material of pebbly mudstones and non-graded massive breccias must have been transported by turbulent suspension currents. Thus the different sedimentary structures are due to different deposition mechanisms which developed only in the final stage of turbulently flowing suspension currents. Experiments carried out with chalk suspensions have shown that beginning with densities of about 1.5 g/cm³ their apparent viscosity rapidly increases, therefore we must anticipate turbidity currents of highly different viscosities in nature.

The critical Reynolds number, $Re_{crit} = (\bar{u} \cdot r_h \cdot \rho) / \eta_r = (\bar{u} \cdot r_h) / \nu_r$, provides an approximate model for the influence of the factors: mean current velocity (\bar{u}), hydraulic radius (r_h), and apparent viscosity (η_r resp. ν_r) on turbulence. High internal friction results in a rapid breakdown of turbulence as soon as gravitational acceleration ceases, leading to sedimentary structures which have heretofore eluded classification as true turbidites. – Despite the special depositional conditions of the Vocontian Trough, the general idea can also be applied to other regions.

RÉSUMÉ

Le Malm supérieur et le Crétacé inférieur de la fosse vocontienne sont représentés par une série peu épaisse de sédiments pélagiques dans laquelle s'intercale un grand nombre d'horizons resédimentés. Le Tithonique, objet principal de ce travail, comprend aussi bien des brèches massives sans graded bedding, que des «pebbly mudstones» et des horizons à graded bedding bien développé. L'épaisseur des brèches massives atteint 30 m dans le Tithonique inférieur, celle des pebbly mudstones 15 m, tandis que celle des turbidites varie entre 0,05 et 2 m. – Les corrélations stratigraphiques sont basées sur l'étude des faunes à Calpionelles, laquelle nous a aussi permis de dater les galets dans les brèches. Malgré la grande diversité des structures tous les resédiments montrent sensiblement la même association d'éléments, les matériaux néritiques sont rares. Des galets de calcaires oolithiques, des Bryozoaires, débris d'Echinodermes, Foraminifères (*Pfenderina*, *Pseudocyclamina*), Nérinées, Dasycladacées et Codiacées témoignent d'une origine péricaribéenne en ce qui concerne les éléments néritiques. La plupart des galets sont cependant des calcaires à Calpionelles non consolidés lors de leur dépôt. Ils démontrent l'existence d'une érosion importante exercée par les courants de suspension qui ont amené les matériaux néritiques. Ceci est en outre confirmé par la présence de lacunes stratigraphiques dans les domaines plus profonds. Le mélange intime de galets d'âges et de microfaciès différents dans tous les resédiments, quelle que soit leur structure (dans la matrice des «pebbly mudstones» on trouve parfois des faunes de Calpionelles mixtes) et le fait que des galets de calcaires à Calpionelles ont été arrachés du substratum et transportés sur des dizaines de km prouve que tous ces dépôts sont dus à des courants de suspension turbulents. Il s'agit donc de vraies turbidites.

Des expériences faites avec des suspensions de craie ont montré que leur viscosité apparente augmente rapidement à partir de densités d'environ 1,5 g/cm³. Ceci nous amène à conclure à une grande variabilité de la viscosité des courants de turbidité. Le chiffre de Reynolds $Re_{crit} = (\bar{u} \cdot r_h) / \nu_r$ nous fournit un modèle d'approximation très utile pour juger de l'influence des facteurs: viscosité apparente (ν_r), vitesse moyenne (\bar{u}) et rayon hydraulique (r_h) du courant sur la turbulence. Des courants d'une viscosité très élevée peuvent devenir turbulents s'ils atteignent une vitesse et un rayon hydraulique suffisants. Mais, à cause de la grande friction interne, leur turbulence diminue rapidement dès que l'accélération par la gravité cesse. La turbulence est en outre réduite par la concentration des galets dans la partie inférieure du courant. Ces deux facteurs peuvent alors causer une brusque diminution de la turbulence ce qui a comme conséquence un dépôt quasi instantané des galets. Selon les idées généralement admises actuellement les resédiments sans graded bedding ne seraient pas de turbidites s. str. Il faut cependant distinguer entre les mécanismes de transport et de dépôt, et dans ce cas c'est surtout le dernier qui détermine les structures sédimentaires. Cette hypothèse nous permet ainsi de

ramener les resédiments si variés du Tithonique subalpin à une origine commune. Elle démontre en outre que des courants de turbidité s. str. peuvent laisser des dépôts dont la structure ne témoigne plus des caractéristiques d'un tel transport.

Quant à la répartition paléogéographique, les brèches massives et les pebbly mudstones du Tithonique supérieur se trouvent restreints à des zones étroites dont l'une, d'une largeur d'environ 15 km a été poursuivie sur 60 km de Pontaix (Drôme) jusque dans la région de Serres (Htes-Alpes). Il s'y agit très vraisemblablement d'un canyon sous-marin fossile, avec une direction de transport NW-SE. Les traces d'un autre canyon sous-marin ont été découvertes dans les Gorges de Méouge (Basses-Alpes). Seule la région à l'W de la Montagne de Céüze (Htes-Alpes) où le Tithonique est très réduit ou même absent pose encore des problèmes quant à son interprétation paléogéographique.

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|---|-----|
| Vorwort | 688 |
| I. Einleitung | 688 |
| II. Gefügeeigenschaften der Resedimente im Obertithon des Vocontischen Troges | |
| A. Frühdiagenetisch, also nach der Ablagerung angelegte Gefüge | 692 |
| B. Sedimentäre Gefüge: Die Haupttypen der Resedimente im Obertithon | 693 |
| 1. Geröllpelite | 693 |
| 2. Massige, unsortierte, ungradierte und dichtgepackte Breccien. | 694 |
| 3. Gradierte Schichten (Turbidite) | 700 |
| C. Vorkommen verschiedener Gefügetypen in einer Bank | 703 |
| III. Einschaltung der Resedimente in die Schichtfolgen des Beckens, paläogeographische Gesichtspunkte | |
| A. Laterale Reichweite einzelner Bänke | 706 |
| B. Grundzüge der paläogeographischen Verbreitung der verschiedenen Resedimenttypen | 711 |
| C. Schichtlücken, Überschneidung von Erosions- und Ablagerungsgebiet | 718 |
| IV. Materialbestand der Resedimente | |
| A. Fazielle Herkunft der klastischen Komponenten | 720 |
| B. Ergebnisse von Gerölldatierungen | 723 |
| C. Geologische Voraussetzungen für ein genetisches Modell der Resedimentationsvor- gänge im Obertithon des Vocontischen Troges | 724 |
| V. Genetische Deutung der Resedimente im Obertithon | |
| A. Bisherige Interpretation ähnlicher Resedimente in anderen Gebieten im Vergleich zu den Verhältnissen im Vocontischen Trog. | 725 |
| B. Besondere Gegebenheiten des Sediments, verfügbare physikalische Grundlagen | 727 |
| 1. Spezielle lithologische Eigenschaften des untersuchten Sediments | 727 |
| 2. Zähigkeitsverhalten von Kalksuspensionen bei niedrigen Schergeschwindigkeiten | 727 |
| C. Versuch einer physikalischen Deutung der Resedimentationsvorgänge | 728 |
| D. Mögliche Verallgemeinerung der Ergebnisse über den Rahmen des Untersuchungsge- bietes hinaus | 733 |
| Literaturverzeichnis | 736 |

Vorwort

Am Anfang dieser Arbeit ist besonders hervorzuheben, dass die umfangreichen Geländeaufnahmen in den französischen Westalpen nur durch die grosszügige finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft möglich waren. Der Druck des Manuskripts wurde durch einen Zuschuss seitens der Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel entscheidend gefördert. Ich möchte deshalb nicht versäumen, auch an dieser Stelle noch einmal meinen aufrichtigen Dank für die gewährte Hilfe auszusprechen. Was die Geländearbeit selbst anbetrifft, so verdanke ich Herrn Prof. Dr. Debelmas und Herrn Dr. M. Gidon vom Geologischen Institut Grenoble und ebenso Herrn Prof. Dr. Flandrin vom Geologischen Institut Lyon manche interessanten Hinweise, vor allem aber Herrn Dr. Le Hégarat, mit dem mich eine langjährige Zusammenarbeit verbindet.

Herrn Dr. Tillmann vom Max-Planck-Institut für Strömungsforschung in Göttingen bin ich besonders dankbar für seine wertvollen Ratschläge zu den physikalischen Problemen und für die kritische Durchsicht der einschlägigen Kapitel dieses Manuskripts.

Für interessante Anregungen in privaten Diskussionen bin ich vor allem folgenden Herren zu Dank verpflichtet: Herrn Prof. Dr. Wedepohl vom Geochemischen Institut der Universität Göttingen, den Herren Professoren Dr. Ackermann, Dr. Martin und Dr. Walliser und Herrn Privatdozent Dr. Meischner vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Göttingen.

I. EINLEITUNG

Zunächst bedarf der Begriff «resedimentäre Breccien» einer näheren Erläuterung, denn resedimentär heisst dem Wortsinn nach einfach umgelagert, und das gilt für sehr viele Sedimente. In der neueren Literatur hat es sich jedoch eingebürgert, diesen Ausdruck nur auf eine Umlagerung durch subaquatischen gravitativen Massentransport anzuwenden. So bildet er einen günstigen Sammelbegriff für alle Ablagerungen wie submarine Gleitmassen, «slide conglomerates», «pebbly mudstones», Turbidite usw., der zunächst nicht dazu verpflichtet, sich auf einen speziellen Ablagerungsmechanismus in diesem Rahmen festzulegen (SANDERS 1965).

Streng genommen können die im folgenden beschriebenen Resedimente auch nicht als Breccien bezeichnet werden, weil sie oft gut gerundete Gerölle enthalten, während kantige Fragmente praktisch fehlen. Die Zurundung der Gerölle geht aber dabei nicht auf einen rollenden Transport zurück, so dass die genetische Bedeutung der klassischen Unterscheidung Breccie – Konglomerat hier gegenstandslos wird. Da andererseits unregelmässig gestaltete Gerölle sehr häufig sind, erscheint es berechtigt, die grobklastischen Resedimente unter dem Sammelbegriff «Breccien» zusammenzufassen, wie es schon GWINNER (1961) getan hat.

Resedimentationserscheinungen – und zwar submarine Gleitungen in den Kalk-Mergel-Wechsellagen der Unterkreide – wurden im subalpinen Raum zuerst von GOGUEL (1938) beobachtet. Die meisten klastischen Bildungen liefen dagegen in der französischen Literatur lange unter dem Namen «pseudobrèche» oder «fausse-brèche». Ihre Genese wurde auf verschiedene Weise erklärt¹⁾, aber allen Deutungen

¹⁾ Eine ausführliche Darstellung findet sich in REMANE (1960).

ist gemeinsam, dass ein wesentlicher Transport wegen der unregelmässigen Gestalt der Komponenten abgelehnt wird. Nur die Entstehung von Geröllpeliten («pebbly mudstones» der angelsächsischen Literatur) wird von GOGUEL (1944) auf submarine Schlammströme zurückgeführt.

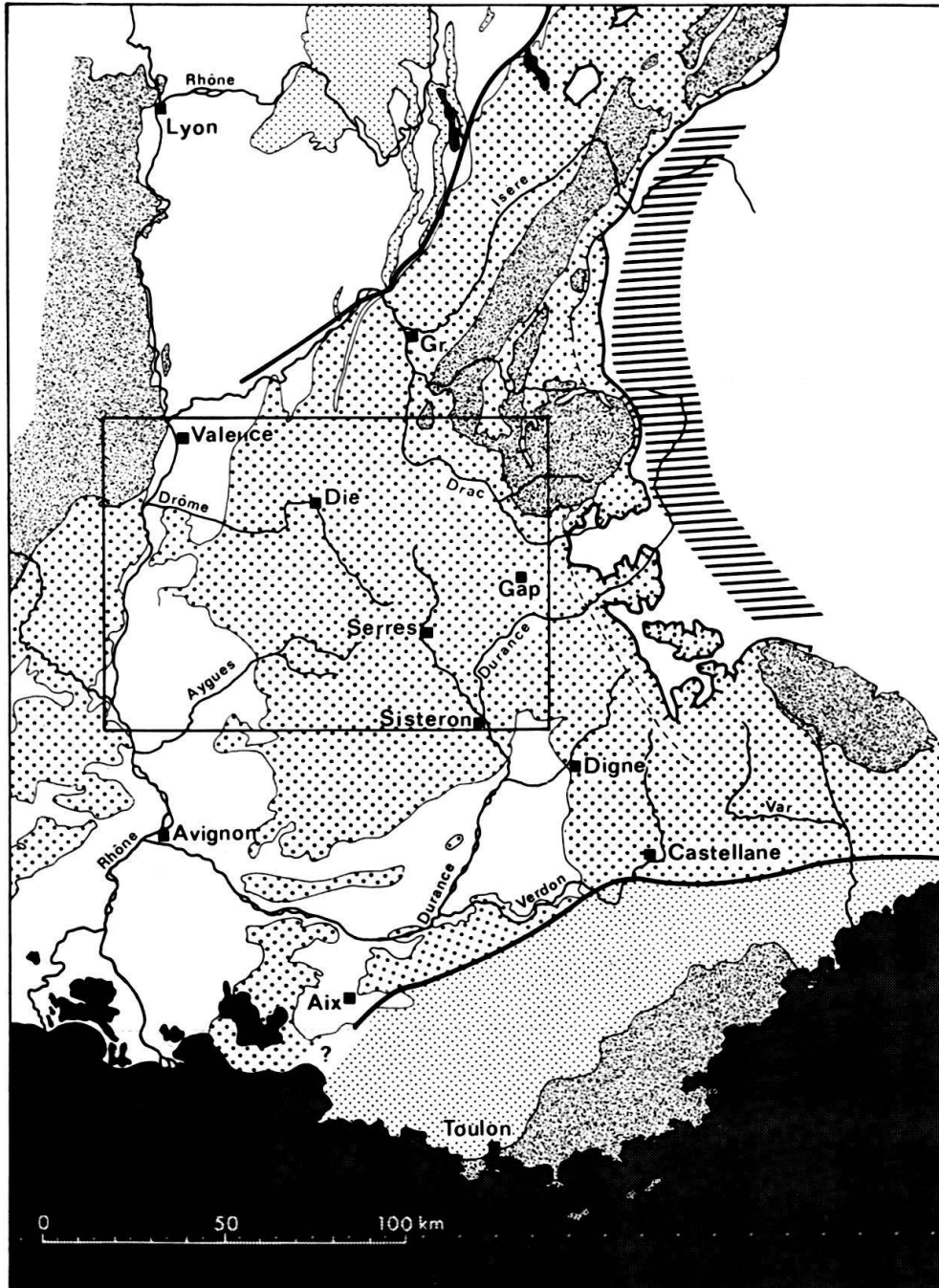
Für den Bereich der Morcles-Decke, hat schliesslich CAROZZI (1952a, 1952b, 1955, 1957) in verschiedenen Arbeiten, z. T. gemeinsam mit KUENEN (KUENEN und CAROZZI 1953) als erster turbidity currents für die Einschaltung klastischer Lagen in den pelagischen Kalken der tiefen Fazies verantwortlich gemacht.

Meine ersten eigenen Untersuchungen (REMANE 1960) gingen von einigen Profilen im Zentrum des Vocontischen Troges aus. Dort herrschen besonders dickbankige, meist ungradierte Breccien vor, daneben finden sich mächtige Geröllpelite. Diese Ablagerungen entsprechen nicht dem Bild typischer Turbidite, und deren Bedeutung in diesem Gebiet wurde infolgedessen unterschätzt. Inzwischen haben sich verschiedene neue Gesichtspunkte zu diesem Fragenkreis ergeben, so dass es lohnend erschien, das Thema wieder aufzugreifen. Einerseits zeigte sich an neuen Profilen, dass Art und Verteilung der Resedimente in den verschiedenen Schichtfolgen sehr viel stärker variieren als ursprünglich angenommen. Andererseits konnte inzwischen mit Hilfe der Calpionellen eine zuverlässige Feinstratigraphie für die Schichten vom Obertithon ab entwickelt werden (REMANE 1964, LE HÉGARAT und REMANE 1968). Dadurch lassen sich auch weit entfernte Profile stratigraphisch exakt parallelisieren, und vor allem erlaubt die grosse Häufigkeit und Kleinheit der Calpionellen auch die Datierung von Geröllen geringen Durchmesser. Insofern bietet das Arbeitsgebiet besonders günstige Voraussetzungen für die Analyse der Resedimentationsvorgänge. Allerdings macht es die durchgehend kalkige Sedimentation leider unmöglich, die Unterfläche der Bänke zu beobachten, so dass alle Sohlmarken, die Auskunft über die Strömungsrichtung geben könnten, unzugänglich bleiben.

Das Arbeitsgebiet liegt im Bereich der subalpinen Ketten Frankreichs; paläogeographisch gesehen gehört es zum sog. Vocontischen Trog. Dieses Becken entstand zu Anfang des Jura westlich vor der Briançonnais-Schwelle. Im Malm wird die Sedimentation vom Oxford an immer kalkreicher, und diese Entwicklung erreicht im Obertithon mit der Ablagerung reiner, weisser Kalpelite ihren Höhepunkt. Es handelt sich um eine geringmächtige, typisch pelagische Fazies ohne jeden terrigenen Einfluss. In der Mikrofauna fehlen benthonische Elemente fast völlig, während das Plankton in Form von Radiolarien und Calpionellen (Protozoa inc. sed.) reich vertreten ist. Elektronenmikroskopische Untersuchungen von E. FLÜGEL (1967) und E. FLÜGEL und FRANZ (1967) haben gezeigt, dass sogar die pelitische Grundmasse des Gesteins weitgehend planktonischen Ursprungs ist, wie die Häufigkeit von Coccolithen und Nannoconiden beweist.

Resedimentäre Einschaltungen finden sich vom Kimmeridge bis ins Hauterive in grosser Zahl. Im Bereich der Kalk-Mergel-Wechselagen (Kimmeridge, tieferes Unter-tithon, Unterkreide) handelt es sich vorwiegend um submarine Gleitungen, während im Obertithon Breccien dominieren.

Dieses offensichtlich tiefe Becken war durch Korallenriffe begrenzt, an die sich ausgedehnte lagunäre Bereiche anschliessen (MORET 1958). Die randlichen Schelffazies sind in der Provence und im Faltenjura noch erhalten (Fig. 1). Am Nordrand,









-  W-Grenze der Ultradauphinois-Fazies
-  inneralpine Deckenfront
-  externe Kristallinmassive und Zentralmassiv
-  Briançonnais-Schwelle
-  nerit. Fazies im Faltenjura und der Provence
-  tiefe Fazies der subalpinen Ketten und der Ardèche

Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze mit der Lage des Arbeitsgebietes (eingezeichnetes Rechteck, s. Fig. 2).

im Massiv der Chartreuse, ist der Übergang vom Riff zur pelagischen Fazies sehr rasch, was für eine steil abfallende Riffbarriere spricht (REMANE 1958).

Paläotektonisch gesehen liegt der Vocontische Trog eindeutig ausserhalb der alpinen Geosynklinale. Die tektonische Unruhe, die sich in den häufigen Resedimentationsvorgängen widerspiegelt, ist nicht an eine orogene Einengung des Beckens geknüpft, insofern unterscheidet sich diese Fazies grundsätzlich vom Flysch.

Der Schwerpunkt der gegenwärtigen Untersuchungen lag im Zentrum des Vocontischen Troges (s. Fig. 1, 2). Dabei wurde hauptsächlich das Obertithon²⁾ betrachtet, einerseits, weil im Untertithon keine exakten Datierungen möglich sind, andererseits, um den seitens LE HÉGARAT im Berriasien laufenden Untersuchungen nicht vorzugreifen.

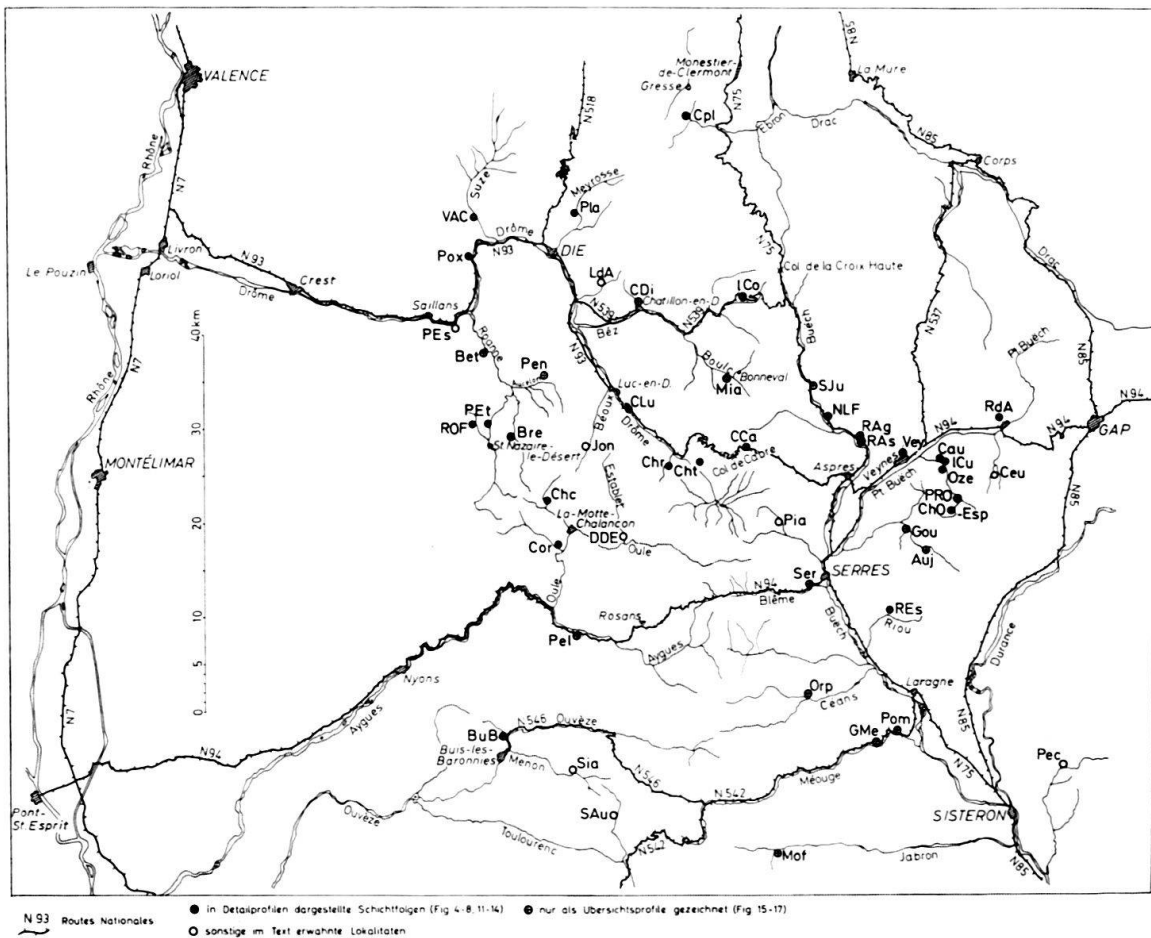


Fig. 2. Lage der untersuchten Profile. Maßstab 1 : 1 000 000.

Die Grundlage für die stratigraphische Einstufung der Schichten bilden die in REMANE (1964) für das Obertithon und untere Berriasien aufgestellten Calpionellenzonen und ihre Fortsetzung im Berriasien durch LE HÉGARAT und REMANE (1968): Die Zone A, unterteilbar in die Subzonen A1–A3, fällt ganz in das Obertithon, die folgende Zone B greift bereits ins Berriasien über, das ausser der Zone C auch noch

²⁾ Die Basis des Obertithons ist hier provisorisch mit dem Erscheinen der Gattung *Chitinoidea* gleichgesetzt.

grosse Teile der Zone D umfasst. Unterhalb der Zone A erwies sich das von DOBEN (1963) in den Bayrischen Alpen festgestellte *Chitinoidea*-Niveau als vollwertige stratigraphische Zone.

II. GEFÜGEEIGENSCHAFTEN DER RESEDIMENTE IM OBERTITHON DES VOCONTISCHEN TROGES

A. Frühdiagenetisch, also nach der Ablagerung angelegte Gefüge

Der sehr hohe Kalkgehalt der Sedimente im Obertithon bringt eine Fülle von Drucklösungserscheinungen mit sich. Auffällig ist dabei, dass sichtbare Drucklösung (in Form von praetektonischen stylolithischen Suturen) in den autochthonen pelagischen Kalken äusserst selten ist, sie kann sich also allenfalls im mikroskopischen Bereich an den Korngrenzen ausgewirkt haben und muss dementsprechend gering gewesen sein. Dagegen sind Drucklösungserscheinungen in den dichtgepackten reseedimentären Breccien geradezu die Regel. Sie treten sogar schon in Bänken auf, deren gegenwärtige Mächtigkeit unter 50 cm liegt (Niveau 2 in CCa, Fig. 4: extrem entwickelte stylolithische Geröllkontakte im unteren Teil der Bank). Diese sekundäre, frühdiagenetische Kompaktion hat hier die ursprüngliche Form der Gerölle völlig überprägt (Taf. I, Fig. 1) und von einer Matrix ist nichts mehr zu erkennen. Der Anschliff parallel zur Schichtfläche (Taf. I, Fig. 2) zeigt eindeutig, dass die Deformation durch einen vertikal gerichteten Setzungsdruck hervorgerufen wurde.

Ein anderes, sehr schönes Beispiel liefert eine gradierte Breccie (90 cm mächtig) aus dem höheren Obertithon von Orpierre (Zone B). Drei Proben aus verschiedenen Höhen der Bank zeigen, dass die Drucklösung erst etwas unterhalb der Oberkante beginnt (Taf. II, Fig. 1, 2) und dann nach unten stark zunimmt (Taf. II, Fig. 3). Demnach war hier ein rein «endogener» Druckgradient wirksam, d. h. die Drucklösung kam nicht erst durch die Auflast späterer Ablagerungen zustande. Die Stylolithenbildung ist hier allerdings schwächer, wir haben es eher mit Druckknäpfen zu tun, die oft völlig glatte Konturen zeigen (s. REMANE 1960, Fig. 2). Ich hatte sie deshalb ursprünglich als einen Beweis für plastische Deformation von Schlickgeröllen aufgefasst. Aber im Dünnschliff zeigt sich keine Veränderung der Textur in den eingedrückten Geröllen, auch nicht in direkter Nähe des Druckknappes; die Calpionellen sind trotz ihrer Dünnschaligkeit nicht verdrückt (Taf. III, Fig. 1, 2). Oft kann man sogar beobachten, wie sie vom Drucklösungskontakt angeschnitten werden, ohne dass auch nur eine Spur von mechanischer Deformation sichtbar wäre.

Obwohl damit einer der Beweise für plastische Deformation (REMANE 1960) hinfällig geworden ist, muss es sich in vielen Fällen doch um Schlickgerölle gehandelt haben, denn in einem bestimmten Stadium der Deformation bilden sich oft Platz- oder Zerrungsrisse in den Geröllen. Meist sind sie von spätem Kalzit erfüllt, aber manchmal konnte noch sedimentäres Material aus der Matrix von aussen her eindringen. Das beste Beispiel liefert eine ungradierte Breccie aus dem unteren Berriasien der Lokalität «Pierre écrite» (Pec) E Sisteron (Taf. III, Fig. 3). Die Kalk-Mergel-Wechsellagen liegen hier flach und sind in keiner Weise tektonisch beansprucht. Die Platzfugen können also nur frühdiagenetisch in unvollständig verfestigten Geröllen

entstanden sein; sie sind zudem eng mit Drucklösungen verknüpft. Die atektonische Anlage der Platzfugen geht ausserdem auch daraus hervor, dass sie niemals gleichmässig über die ganze Breccie verteilt sind, sondern sich auf einzelne eingeklemmte Gerölle konzentrieren.

Dabei ist grundsätzlich wichtig, dass die Drucklösung auch unvollständig verfestigte Gerölle betroffen hat. Sie spricht damit keineswegs gegen das Vorhandensein von Schlickgeröllen (s. auch die Untersuchungen von PARK und SCHOTT 1968).

Die auffällig früh, schon bei geringer Hangendlast auftretende Drucklösung liesse sich auf einen Überfluss an CO₂ im Porenwasser infolge Zersetzung von organischer Substanz zurückführen.

Die Bedeutung dieser Drucklösungserscheinungen für die sedimentologische Untersuchung ist allerdings hauptsächlich eine negative: Es gilt vor allem, die sedimentär angelegten Gefüge von den sekundär aufgeprägten, frühdiagenetischen zu trennen.

B. Sedimentäre Gefüge: Die Haupttypen der Resedimente im Obertithon

Echte submarine Gleitungen sind im Obertithon sehr selten und treten auch erst im Übergang zum Berriasien auf, wenn sich die ersten dünnen Mergelzwischenlagen einstellen. Die klastischen Resedimente lassen sich in drei Haupttypen gliedern (s.a. REMANE 1960), die natürlich durch Übergänge miteinander verbunden sind:

1. Geröllpelite

(Taf. IV, Fig. 1; s.a. REMANE 1960, Taf. III, Fig. 1; Taf. IV, Fig. 1)

Sie entsprechen den «pebbly mudstones» der angelsächsischen Literatur, charakteristisch sind die extrem schlechte Korngrössensortierung und Gradierung. Der maximale Durchmesser der Gerölle nimmt nur selten wahrnehmbar nach unten zu. Ein gewisses «content grading», d.h. eine Zunahme der Geröllkonzentration nach unten, kommt dagegen vor (Fig. 5, Niveau 3 in CLu). Das entscheidende Kennzeichen ist aber, dass Partikel aller Grössen, von unter 1 mm bis zu mehreren cm oder womöglich dm frei in einer pelitischen Matrix schwimmen. Der Strom war also im letzten Stadium so zähflüssig, dass sich auch gröberes Material nicht mehr am Grund ablagern konnte. Wie weit man dafür eine geringe effektive Dichte der Komponenten (Schlickgerölle) verantwortlich machen muss, ist schwer zu sagen. Die von CROWELL (1957) beschriebenen pebbly mudstones enthalten jedenfalls auch völlig verfestigte Gerölle. Andererseits spricht hier die oft sehr gute Zurundung der Komponenten dafür, dass sie noch so weich waren, dass ein Abrieb während des Transports in der Suspension stattfand. Wie weiter unten noch zu zeigen sein wird, gibt es nirgends Hinweise darauf, dass durch einen früheren Aufarbeitungsprozess entstandene, verfestigte Gerölle aus Küstenkonglomeraten o.ä. durch Resedimentation in die tiefen Teile des Beckens verfrachtet wurden. Texturell ähneln die Geröllpelite auch sehr den von GÖRLER und REUTTER (1968) beschriebenen Olisthostromen. Im Vocontischen Trog sind aber die Dimensionen sehr viel kleiner, und vor allem ist der zeitliche Abstand zwischen den einzelnen Schüttungen so gross, dass sich noch Zwischenlagen von pelagischem Sediment bilden konnten. Von dem Schüttungsmechanismus der Geröllpelite des subalpinen Tithons wird später noch die Rede sein.

Im Untersuchungsgebiet sind die Geröllpelite meist mehrere Meter bis über 10 m mächtig (Fig. 5, 6). Mächtigkeiten zwischen 1,0 m und 1,5 m sind recht selten (Fig. 5, Niveau 2 in CLu; Fig. 6, Niveau 16 in Chr; Fig. 7, Niveau 4 in REs) und Horizonte unter 1 m konnten nur in einer Schichtfolge beobachtet werden, die bereits weitgehend in den Bereich der Turbidit-Fazies gehört (Fig. 6, Niveau 8 und 12 in Cht). Im frischen Anschnitt (Steinbrüche, Strassenprofile) wirken diese Lagen massig, aber dort, wo die Verwitterung länger wirksam war, wurden Gleitflächen herauspräpariert, die eine intensive linsige Zerschering widerspiegeln. Die in manchen Fällen sichtbare streifenförmige Anreicherung der Partikel (Taf.IV, Fig. 1) weist auf eine laminare Bewegung hin. Die Gleitbahnen lassen sich aber auch als Spuren einer «steckengebliebenen» Restturbulenz deuten. Im obersten Teil können solche Gleitlinsen völlig frei von Fremdkomponenten sein, es handelt sich dann um Schollen pelagischen Kalks, die ihr inneres Gefüge bewahrt haben, aber infolge völliger Verheilung der Gleitbahnen im Gelände nicht mehr auszumachen sind und sich nur noch durch die Wechselagerung verschieden alter Schichten verraten.

Drucklösungserscheinungen, wie sie oben beschrieben wurden, sind in den Geröllpeliten schon deshalb nicht festzustellen, weil sich die Elemente fast nie berühren. Bei leicht mergeliger Matrix sieht man aber oft Scharen von Tonflaserklüftchen unter den Geröllen. Im Dünnschliff lässt sich manchmal beobachten, dass die Calpionellen in der Matrix (und nur dort) in der Schichtebene verdrückt sind, und zwar unter den Geröllen am stärksten. Es hat also in vielen Fällen noch eine merkliche Setzung des Resediments nach der Ablagerung stattgefunden, die auch mit einer schwachen Drucklösung verbunden sein konnte.

2. Massige, unsortierte, ungradierte und dichtgepackte Breccien

Auch diese Horizonte sind meist mehrere Meter mächtig. Sie enthalten Gerölle bis zu dm-Grösse, sind extrem schlecht sortiert und nur andeutungsweise gradiert.

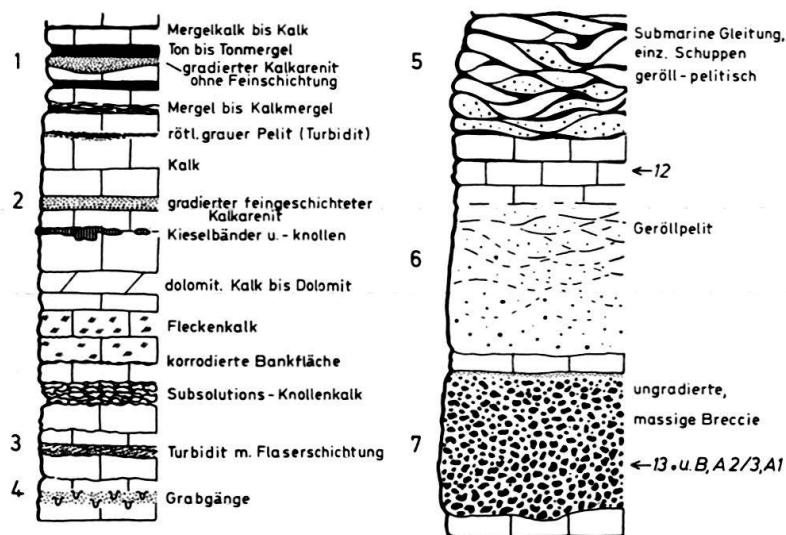


Fig. 3. Legende zu den Detailprofilen. Gerade Nummern links der Profilsäule beziehen sich auf die resedimentären Einschaltungen, die schrägen Zahlen rechts (mit Pfeil) geben die Lage der untersuchten Proben an. Angaben hinter dem Punkt hinter der Probennummer betreffen das Alter des umgelagerten Materials.

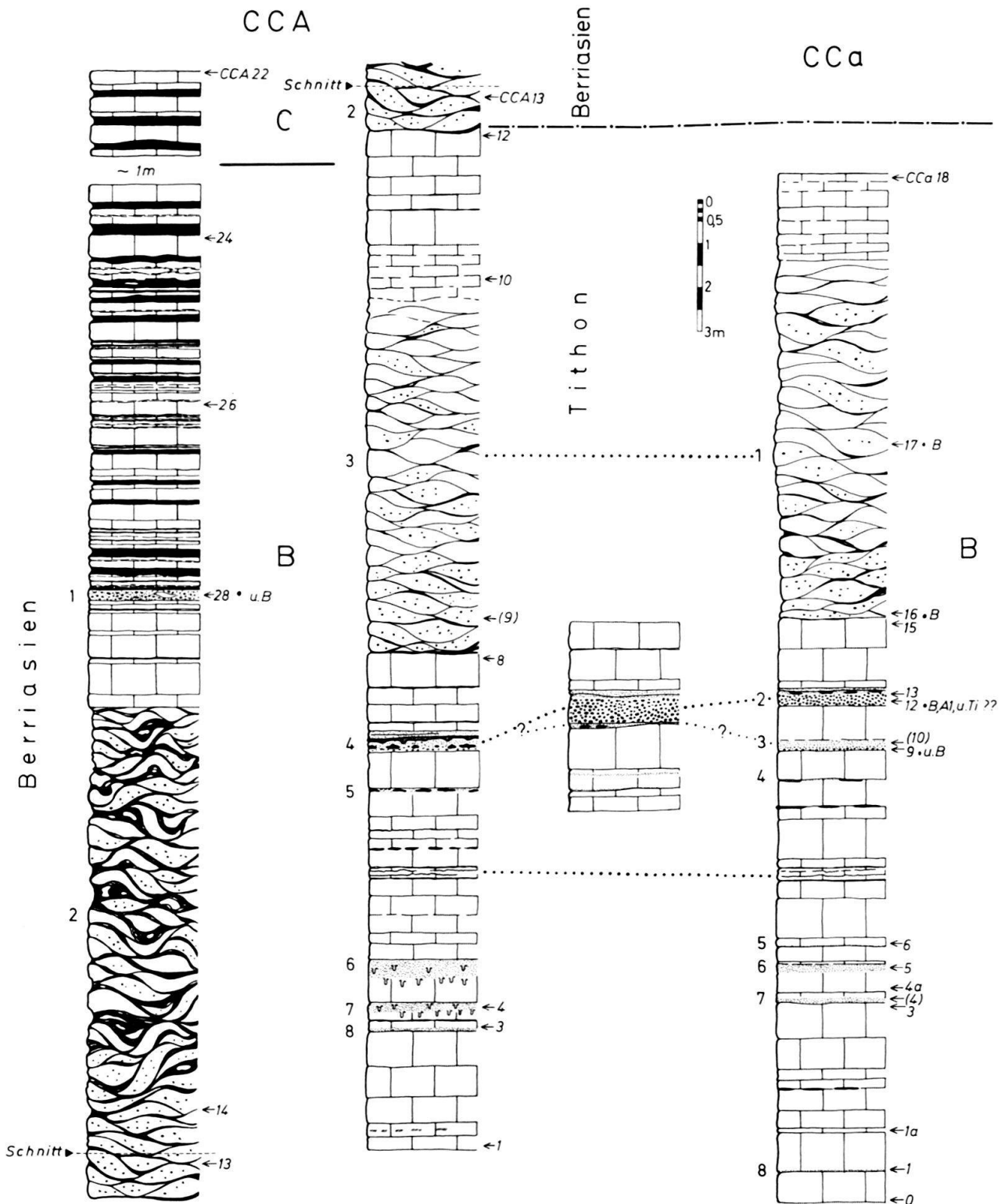


Fig. 4. Höheres Obertithon und unteres Berriasien NE vom Col de Cabre, Wiederholung der Schichtfolge durch tektonische Störungen. Trotz des geringen lateralen Abstands lassen sich die Turbidite im Obertithon nicht sicher korrelieren (vgl. bes. Niveau 5-8 in CCA und 4-8 in CCa). Lithologisch parallelisierbare Niveaus durch punktierte Linien verbunden.

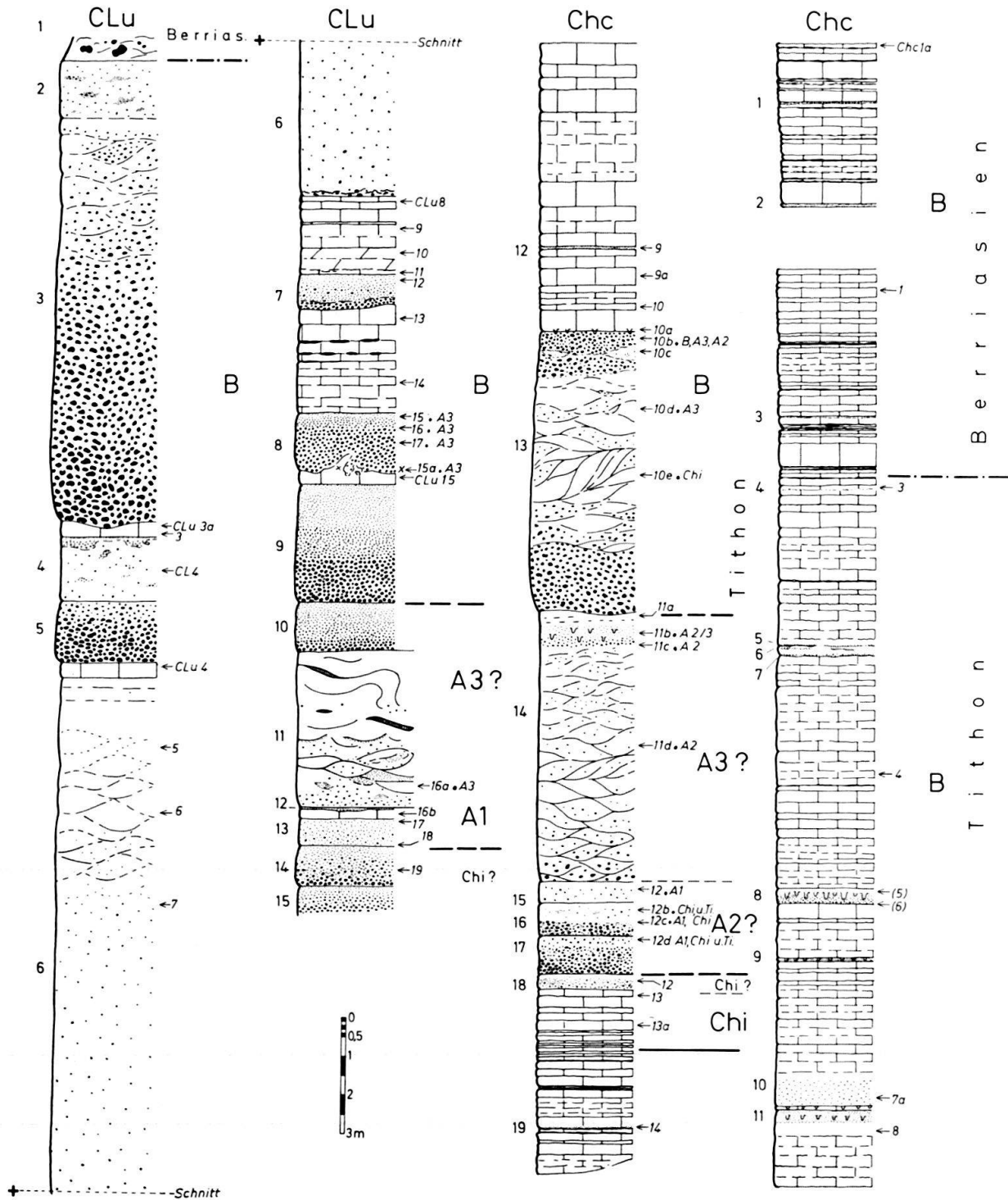


Fig. 5. Obertithon vom Claps de Luc (CLu) und Chalencon (Chc). – CLu: Niv. 4: s.a. Fig. 10. Die Niveaus 10–12 und 14, 15 lassen sich nicht sicher datieren, weil ein autochthones Hangendes fehlt (ebenso Niv. 14–18 in Chc).

Allerdings sind die obersten 10–15 cm oft rein kalkarenitisch ausgebildet. Trotz der regelmässig (vor allem im unteren Bankbereich) auftretenden Drucklösung haben wir es hier eindeutig mit einer schon primär dichten Packung zu tun. Die gering ent-

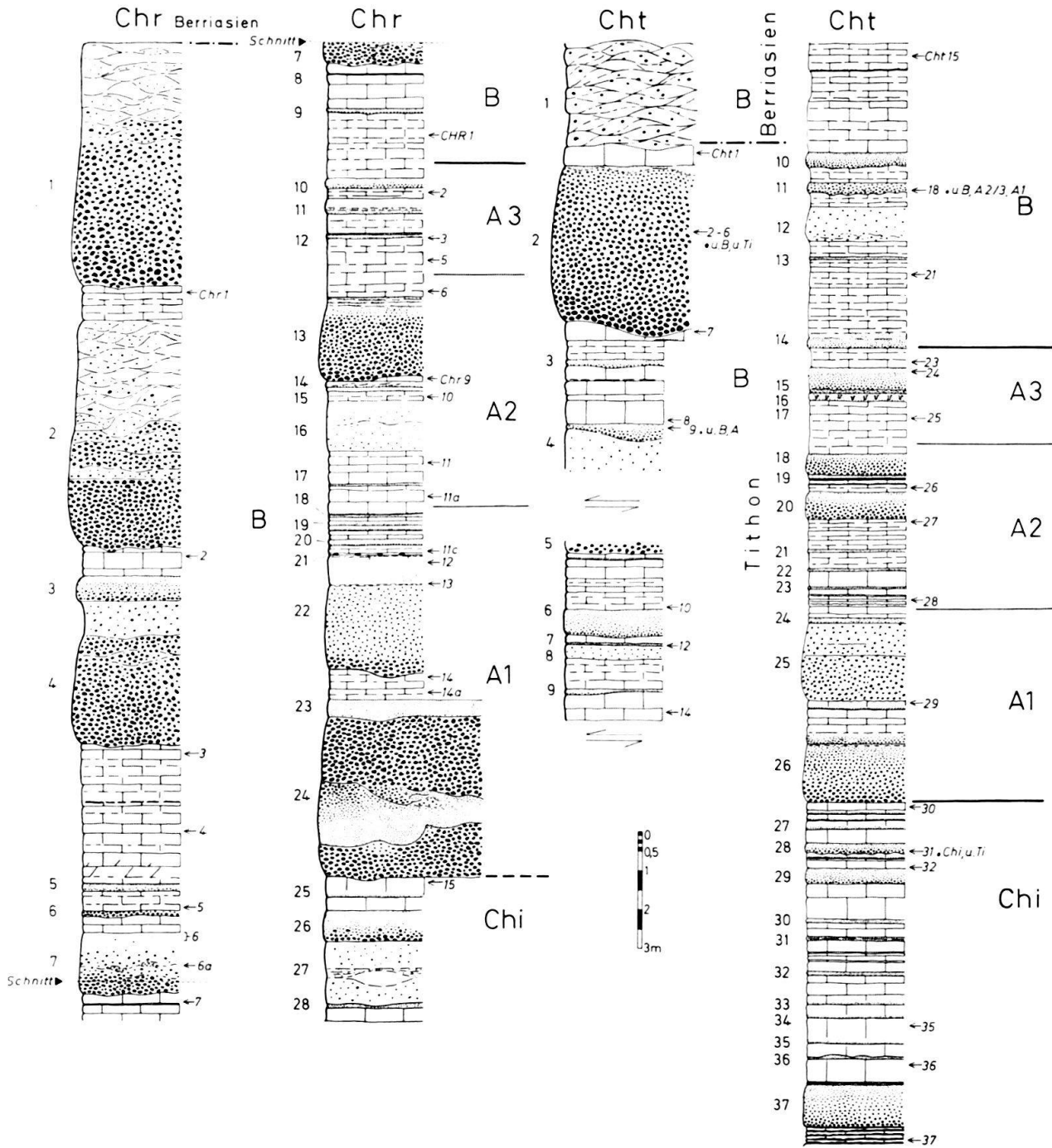
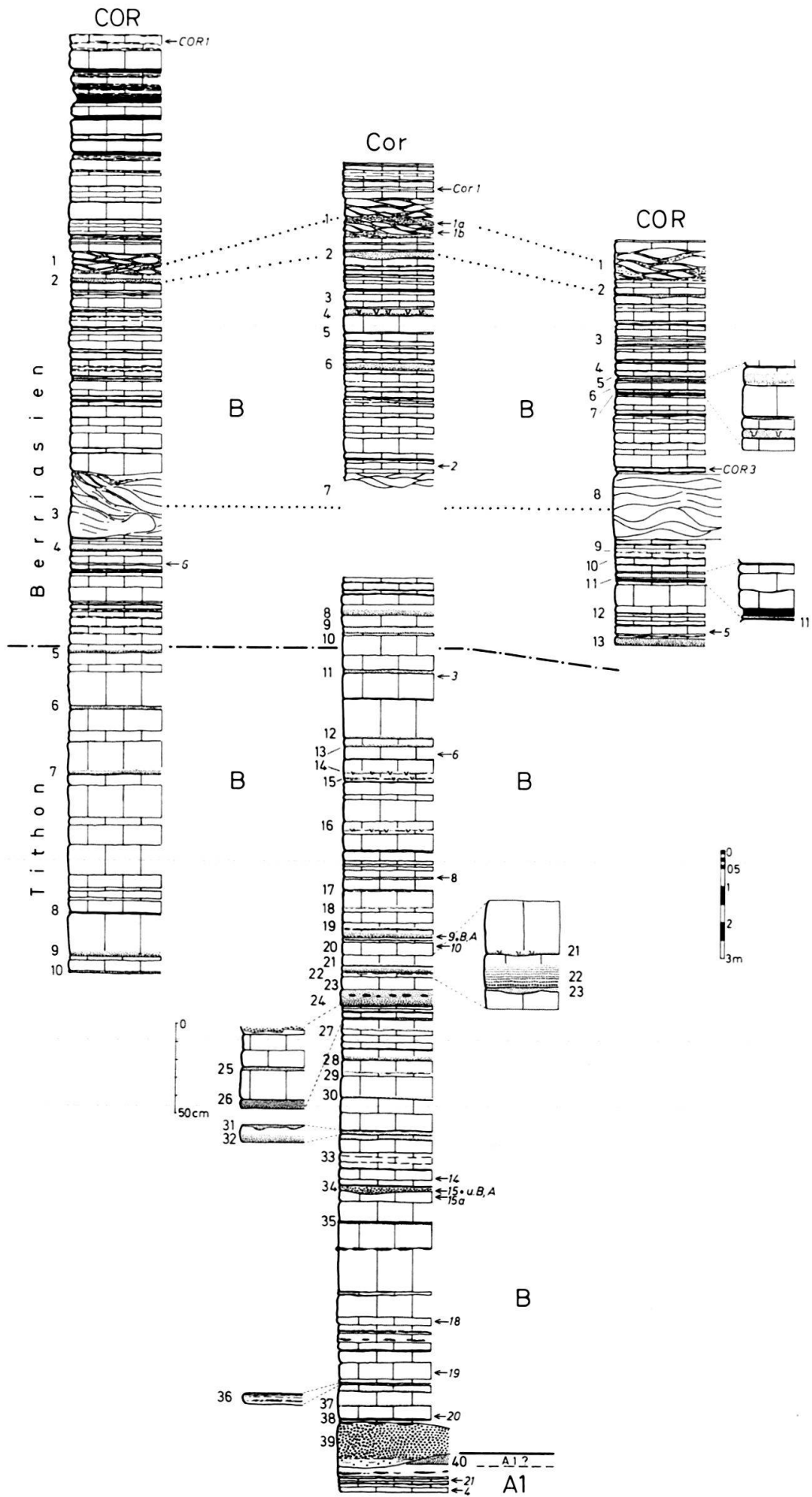


Fig. 6. Obertithon bei Charens (Chr) und Le Chouet (Cht). – Chr: Die Niveaus 23 und 24 stammen vermutlich aus verschiedenen Schüttungen. Auch 24 dürfte noch zu A1 gehören, da in Chr 15 noch das obere *Chitinoidea*-Niveau erhalten ist. – Cht: Im höheren Obertithon Aufschlusslücken durch Verwerfungen. Die Niveaus 4 und 5 sind vermutlich Top und Basis derselben Breccie.

wickelte Grundmasse ist meist kalkarenitisch, das Bindemittel zeigt alle Übergänge von rein spätiger bis zu pelitischer Ausbildung. In den Zwischenstadien ist dabei sehr schwer zu beurteilen, wie weit es sich um ein umkristallisiertes pelitisches Bindemittel handelt.



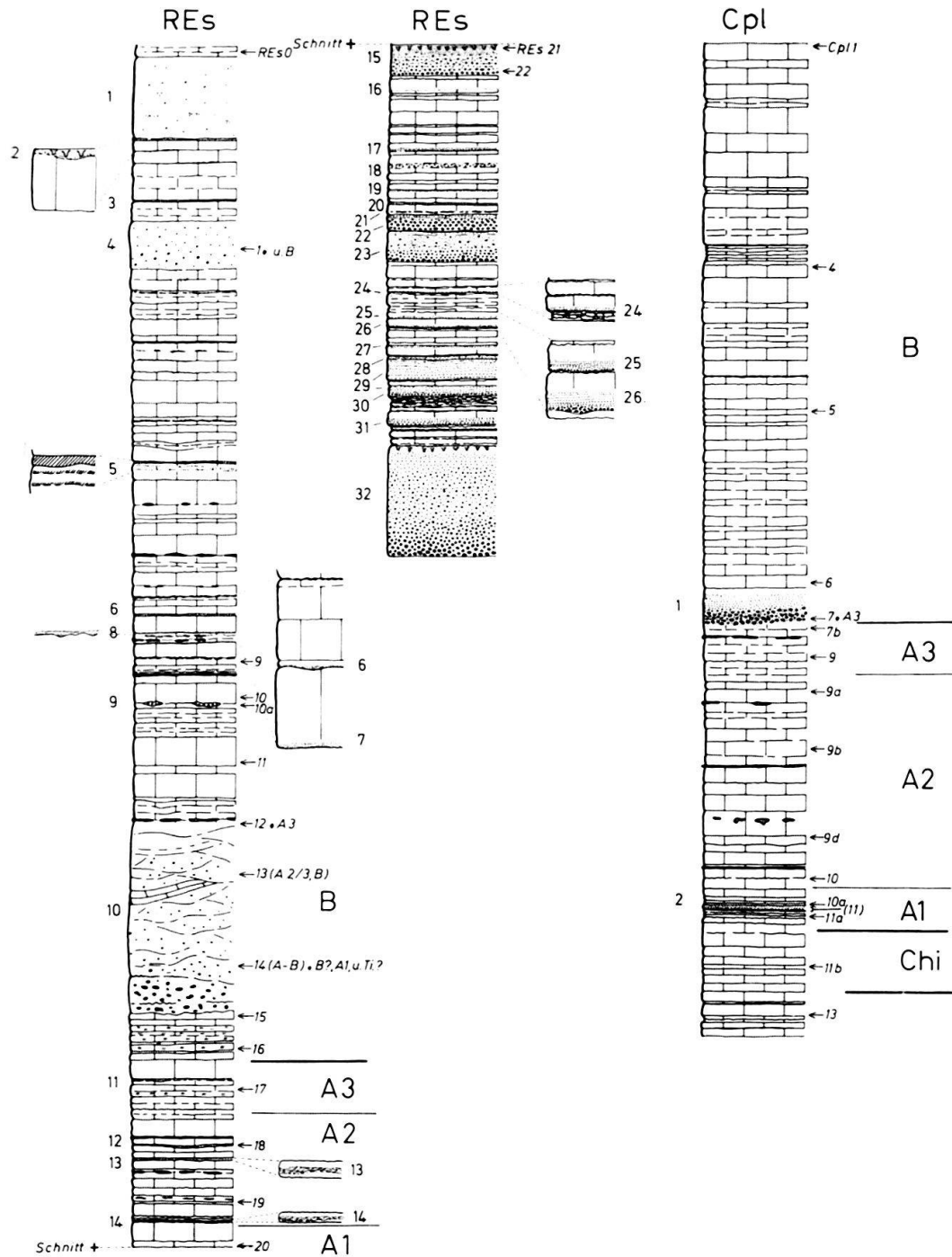


Fig. 7. Berriasien und Obertithon NW Cornillon (COR/Cor), vom Roc de l'Esculier (REs) und von Chauplane (Cpl). – Bei Cornillon (Profilaufnahme auf beiden Flügeln einer flachen Antiklinale und parallel dazu im Bachbett) zeigt sich wieder, dass die einzelnen Turbidite trotz geringer lateraler Entfernung nicht miteinander zu parallelisieren sind. Das Niveau 38 durchschneidet das liegende Resediment. – In Cor und REs sind einzelne Niveaus vergrößert herausgezeichnet (s. bes. Maßstab links).

Dichtgepackte Breccien mit rein pelitischer Matrix besitzen natürlich viele Gemeinsamkeiten mit Geröllpeliten, unter anderem in der guten Zurundung der Gerölle und auch darin, dass diese oft mit der pelitischen Matrix verheilt sind.

Bei Breccien mit kalkarenitischer Grundmasse ist der Porenraum manchmal nur unvollständig ausgefüllt. Wegen der rein kalkigen Zusammensetzung lässt sich das nicht durch eine sekundäre, d.h. spät- bis postdiagenetische Lösung erklären, weil die feinsten Korngrößen in den Geröllen von pelitischen Kalken liegen.

Ferner ist noch zu erwähnen, dass dieser Typ resedimentärer Breccien im Unterthithon am häufigsten ist; dort treten auch die grössten Mächtigkeiten – bis zu 30 m – auf.

3. Gradierte Schichten (Turbidite)

Ich möchte den Begriff hier im weiteren, d.h. im klassischen Sinne benutzen und darunter alle einigermaßen deutlich gradierten Bänke unabhängig von der Korngrösse verstehen. Damit wird die an sich wesentliche Unterscheidung zwischen «suspended load» und «bed load», mit der SANDERS (1965) die extreme Einengung des Begriffs «Turbidit» begründet, hier zunächst nicht berücksichtigt. Ich werde bei der Besprechung der Genese der resedimentären Breccien näher auf die interessanten Feststellungen von SANDERS (1965) eingehen.

Abgesehen von der schon oft beobachteten Tatsache, dass die grössten Komponenten erst etwas über der Basis der gradierten Bänke erscheinen³⁾, zeigen sich in diesen Ablagerungen oft auch echte Gradierungsanomalien. So ist der basale Abschnitt einer Bank oft kaum oder gar nicht gradiert. Der Übergang in den feineren gradierten Teil der Bank erfolgt dann sehr rasch, so dass es in manchen Fällen äusserst schwer zu entscheiden ist, ob man es mit einer einheitlichen Ablagerung zu tun hat. Dazu kommt, dass an solchen Grenzen, die ja auch eine mechanische Diskontinuität darstellen, oft tektonisch angelegte horizontale Fugen entstehen, die einer echten Schichtfuge sehr ähnlich werden können. Wichtig ist in diesem Zusammenhang vor allem, dass auf diese Weise alle Übergänge zwischen gradierten Bänken und massigen Breccien vom oben beschriebenen Typ hergestellt werden.

Manchmal ist die Grenze zwischen den beiden Teilen der Bank auch weniger scharf: Die Packungsdichte der Gerölle nimmt von einer bestimmten Höhe an allmählich ab, so dass sich noch verstreute, nach oben immer seltener werdende gröbere Komponenten im unteren Teil der gradierten kalkarenitischen Partie finden. In anderen Schichten treten im höheren Teil der gradierten Bank plötzlich wieder ± deutliche Lagen von verstreuten grösseren Geröllen auf (Fig. 8, LVe). Hier handelt es sich offensichtlich um Schlickgerölle besonders geringer Dichte, die sich aus diesem Grund nicht in die vertikale Korngrössensortierung einordnen.

Im übrigen findet sich in den Turbiditen fast das ganze klassische Inventar an Sedimentstrukturen im feinkörnigen Bereich (Fig. 8 RdA), wie parallele Feinschich-

³⁾ Dieses Phänomen wird von FISHER und MATTINSON (1968) durch das BERNOULLI'sche Prinzip erklärt, d.h. durch die Beziehung zwischen Druck und Geschwindigkeit in einer strömenden Flüssigkeit. Es würde sich hierbei also nicht um eine Gradierungsanomalie handeln.

tung (lamination) und Flaserschichtung («ripple drift with deposition from above»). Ich möchte hierauf nicht näher eingehen, weil darüber schon eine mehr als umfangreiche Literatur existiert. Im Mittelpunkt dieser Untersuchung stehen ohnehin die vom normalen Turbiditschema abweichenden Resedimente. Auffällig ist allerdings das Fehlen von «convolute lamination». Dafür dürften zwei Gründe massgebend sein: Zum einen die besonderen physikalischen Eigenschaften von reinen Kalkschlämmen, im Gegensatz zu Tonschlämmen, was die Thixotropie anbetrifft, und zum anderen das Fehlen einer Siltfraction aus festen Mineralkörnern und der damit verbundene Überlastungseffekt.

Im Gegensatz zu den vorher besprochenen Resedimenttypen sind die Turbidite ganz überwiegend geringmächtig. Gradierte Horizonte von mehreren Metern, wie im Untertithon vom Lac du Verdon (Fig. 8, LVe, Niveau 13), sind ausgesprochen selten. Auch Mächtigkeiten zwischen 1 und 2 m sind keineswegs häufig (Fig. 8, Pla). Meistens bewegen sich die Bänke im Bereich um 10 cm und oft sind sie sogar nur millimeterdünn. Dabei kann ihre Dicke über kurze Entfernungen stark schwanken, wobei dann die gröberen Komponenten auf die Depressionen beschränkt sind (s. Fig. 8, BuB). In einem derartigen Fall im Berriasien von Buis-les Baronnie (Fig. 8, Niveau 10 in BuB) durchschneidet eine gradierte Bank – ganz im Gegensatz zur klassischen Regel – noch den nächsttieferen Turbidit.

Manchmal reicht die Gradierung der Turbidite bis in pelitische Korngrößen hinein: Die feinste kalkarenitische Fraktion geht in einen rötlich-grauen Pelit über, der sich durch seine Färbung gut von den autochthonen, rein weissen pelagischen Kalken abhebt. Im Dünnschliff erweisen sich solche Lagen dann als völlig fossilifer oder sehr arm an Calpionellen, was zweifellos auf einem Sortierungseffekt beruht. Häufig fehlt solchen Lagen überhaupt die kalkarenitische Basis und nur die rötlich-graue Farbe verrät noch den resedimentären Ursprung der Schicht, falls nicht noch – wie in seltenen günstigen Beispielen (Taf. IV, Fig. 3) – eine feine Lamination hinzukommt. Mit den entsprechenden Modifikationen, wie sie sich aus dem rein kalkigen Ablagerungsmilieu ergeben, finden sich hier also die Überlegungen von MEISCHNER (1968) bestätigt.

Die kalkarenitischen Korngrößen nehmen naturgemäss in den Turbiditen einen hervorragenden Platz ein. Es ist nun interessant festzustellen, dass auch diese Partikel offensichtlich noch weitgehend unverfestigt waren. Das zeigt sich auf zweierlei Weise: Im Dünnschliff sind die Pseudooide nicht mehr oder kaum noch gegen die pelitische Matrix abzugrenzen, mit der sie \pm verheilt sind. Noch eindeutiger wird diese Tatsache aber durch die extreme Anreicherung der Calpionellen in bestimmten Niveaus gradierter Bänke dokumentiert (man ist versucht, hier von «Calpionelliten» zu sprechen). Diese Lagen (Taf. IV, Fig. 2) fügen sich perfekt in den vertikalen Korngrößenabfall ein, d.h., wir befinden uns in dem Bereich, wo die Korngrösse dem Gehäusedurchmesser der Calpionellen (0,05–0,1 mm) entspricht. Die Partikel sind sedimentgefüllte Calpionellengehäuse, die aber niemals durch Abrieb angeschnitten sind. Das ist nur möglich, wenn das umgebende Sediment noch nicht vollständig verfestigt war, so dass selbst die zartschaligen Calpionellengehäuse noch imstande waren, einen schützenden «Panzer» um die Pseudooide zu bilden. In den gröberen Fraktionen werden

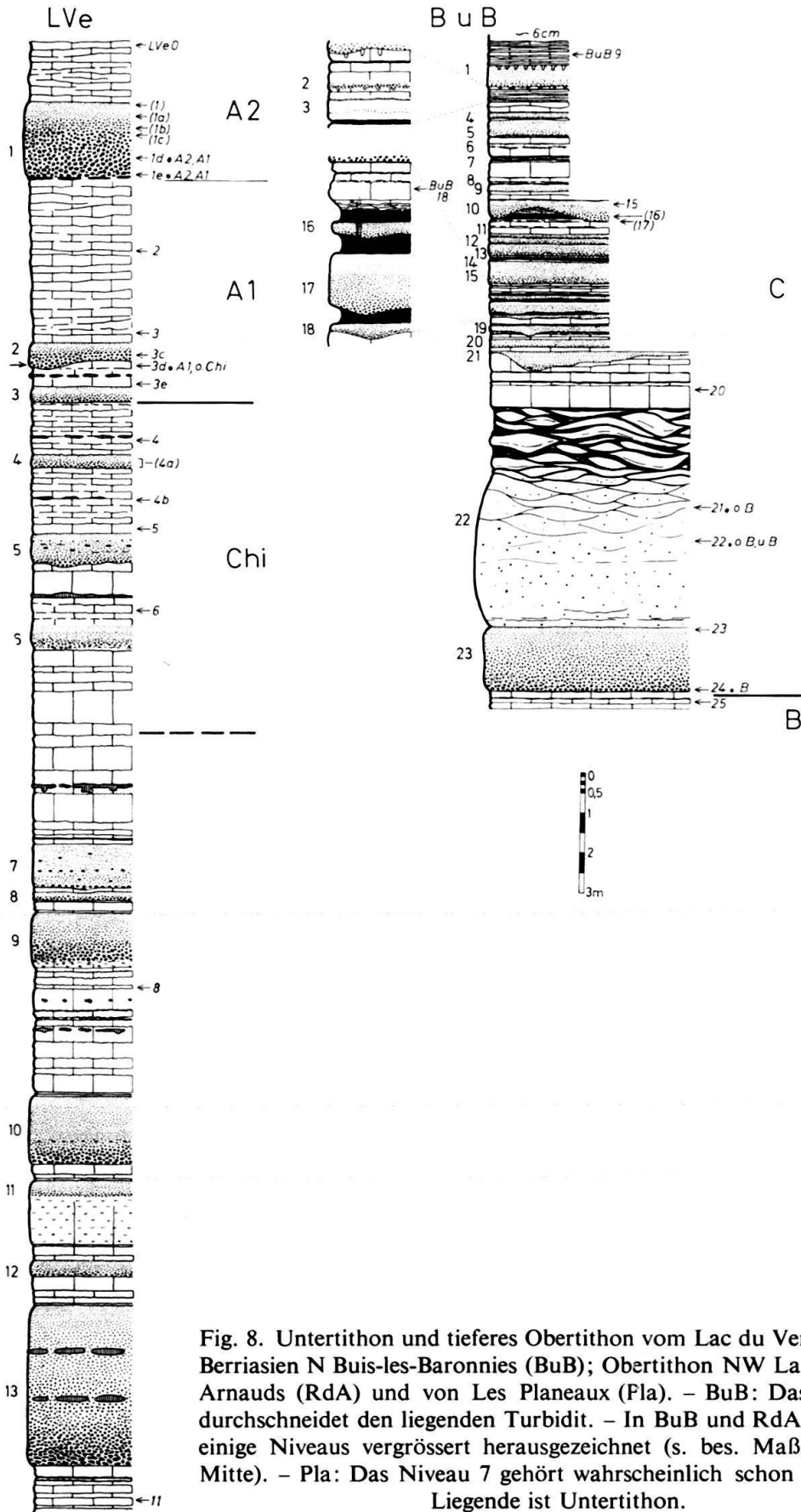
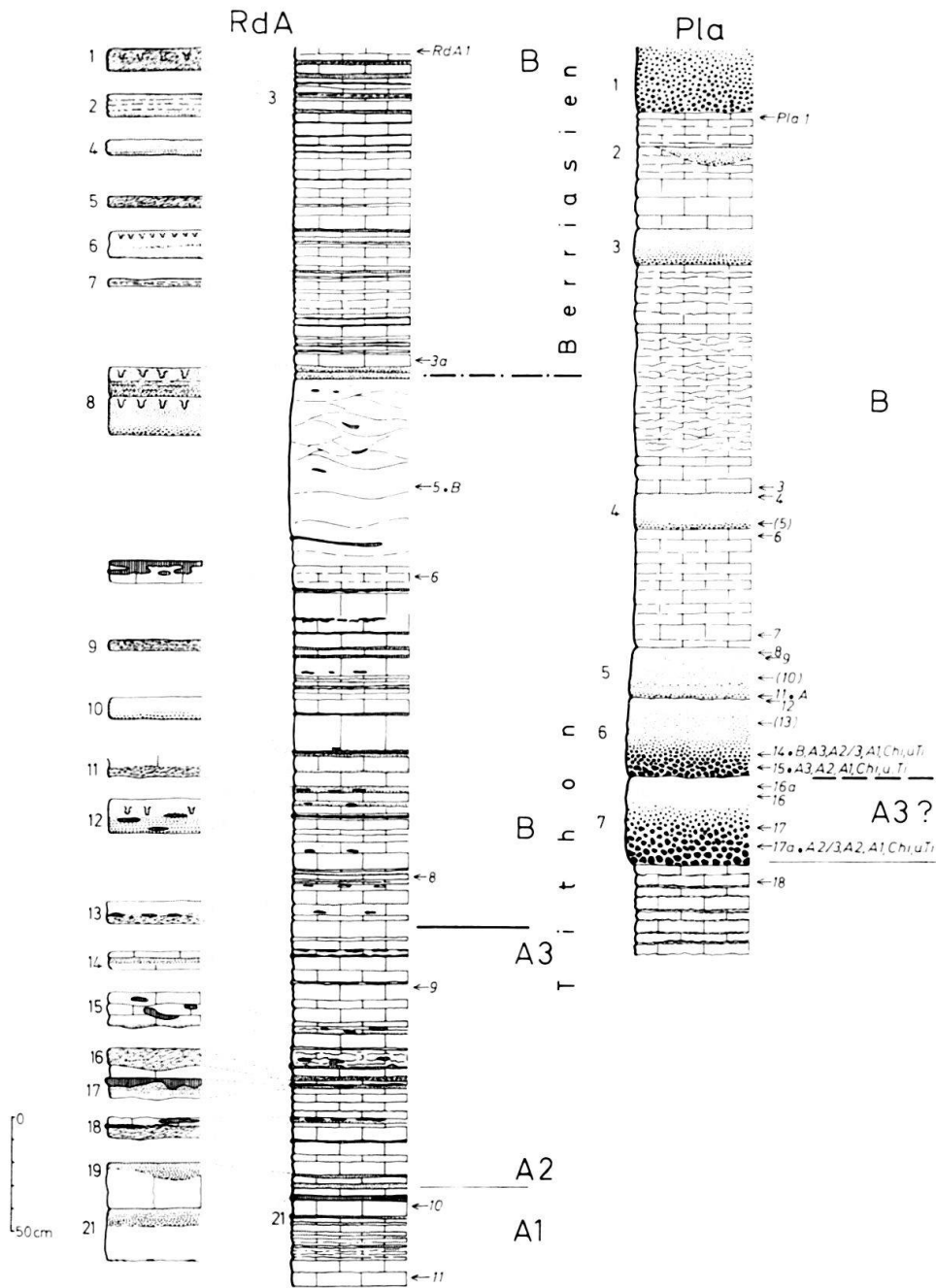


Fig. 8. Untertithon und tieferes Obertithon vom Lac du Verdon (LVe); Berriasien N Buis-les-Baronnies (BuB); Obertithon NW La Roche-des-Arnauds (RdA) und von Les Planeaux (Pla). – BuB: Das Niveau 10 durchschneidet den liegenden Turbidit. – In BuB und RdA sind wieder einige Niveaus vergrößert herausgezeichnet (s. bes. Maßstab in der Mitte). – Pla: Das Niveau 7 gehört wahrscheinlich schon zu A3, das Liegende ist Untertithon.



die Calpionellen dann plötzlich recht selten, entsprechend der statistisch zu erwartenden Häufigkeit, wie sie sich aus der Zerlegung eines Calpionellenkalkes in \pm mm-grosse Partikel ergibt.

C. Vorkommen verschiedener Gefügetypen in einer Bank

Übergänge zwischen den drei Grundtypen resedimentärer Ablagerungen wurden schon im vorigen Abschnitt erwähnt. Hier geht es darum, festzustellen, in welcher Verknüpfung die verschiedenen Gefügetypen innerhalb einer Schüttung auftreten, weil sich daraus wichtige Rückschlüsse auf die Genese der verschiedenen Resedimente ergeben. Derartige Untersuchungen werden allerdings dadurch erschwert, dass oft

unabhängig voneinander entstandene resedimentäre Horizonte direkt aufeinander lagern, z.B. weil die nächste Schüttung die dünne Deckschicht pelagischen Sediments auf dem vorhergehenden Resediment völlig erodierte. Den Beweis dafür liefern Aufschlüsse, in denen die autochthone Zwischenlage noch stellenweise erhalten ist (Fig. 6, Chr, Niveau 13 und 14). Fehlen solche Reste, und handelt es sich darüber hinaus um Resedimente ohne nennenswerte polare Kriterien, so ist es oft unmöglich zu entscheiden, ob eine Lage aus einer oder mehreren Schüttungen aufgebaut ist. WALKER (1966) hat sich mit diesem Problem auseinandergesetzt und den sehr treffenden Ausdruck «amalgamation» für die nahtlose Verschmelzung von zwei resedimentären Lagen geprägt. Trotzdem bleibt aber eine Reihe von Fällen, in denen man mit sehr grosser Sicherheit auf eine syngenetische Verknüpfung verschiedener Gefügetypen innerhalb einer Bank schliessen kann.

Für Übergänge von dichtgepackten, ungradierten Breccien in Geröllpelite liefert das Profil von Charens einige Beispiele (Fig. 6, vor allem die Niveaus 1, 2, 7 in Chr, Fig. 9). Das Verhältnis dichtgepackte Breccie/Geröllpelit variiert in den genannten Bänken, aber allen dreien ist gemeinsam, dass keine scharf definierte Grenze zwischen den beiden Gefügetypen besteht. In der Übergangszone sind Schuppen oder Streifen von Geröllpelit und dichtgepackter Breccie miteinander verknüpft. Im Niveau 1 macht sich zusätzlich in dem sehr mächtigen, dichtgepackten unteren Teil eine leichte Gradierung nach Geröllgrösse und Packungsdichte bemerkbar. Im Niveau 7 ist die Grenze etwas deutlicher, aber auch hier sind in die untersten Partien des Geröllpelits Schuppen dichtgepackter Breccie eingearbeitet. Etwas unsicher sind die Verhältnisse nur in einer vierten Bank, dem Niveau 4. Die Grenze zum Geröllpelit ist hier so scharf, dass es sich vielleicht auch um zwei unabhängige Schüttungen handeln könnte.

Es kommt natürlich vor, dass Schlammströme hoher Geschwindigkeit auf ihrem Weg Fetzen oder Schuppen aus dem Untergrund losreissen, die sich dann im basalen Teil der Ablagerung wiederfinden. In solchen Fällen besteht aber das Liegende aus gut gebankten Schichten mit vorgegebenen Abrissflächen, und für die massigen ungradierten Breccien trifft das nicht zu. Deshalb ist hier die Erklärung wahrscheinlicher, dass es sich um eine Durchmischung an der Grenze zweier verschieden schnell fließender Medien handelt, die sich im Endstadium des Stromes herausbildeten. In den zugehörigen Suspensionsströmen kamen offensichtlich Schlickgerölle unterschiedlicher Dichte vor, wie auch bei einigen Turbiditen (Fig. 8 LVe).

Der Übergang zwischen ungradierten, massigen Breccien und gradierten Schichten (Turbiditen) ist im Untersuchungsgebiet häufig und in allen Grössenordnungen zu beobachten (Fig. 5, CLu; Fig. 6, Chr, Cht; Fig. 8, LVe). Dabei scheint folgende Korrelation zu bestehen: Je grösser die Gesamtmächtigkeit der Bank, desto grösser sind auch die Gerölle, aber um so kleiner ist der relative Anteil der gradierten Partie. Man findet so alle Übergänge zwischen meterdicken groben Breccien, die nur eine dm-dünne kalkarenitische, oft sogar schlecht gradierte Deckschicht besitzen, bis zu fast typischen Turbiditen von einigen dm Mächtigkeit, die nur durch eine dünne basale Geröll-Lage vom Idealschema der Gradierung abweichen. Charakteristisch ist dabei die meist recht scharfe Grenze zwischen gradiertem und nicht gradiertem Teil der Bank, die durch einen plötzlichen Abfall der maximalen Korngrösse zustandekommt. Die «turbiditnahen» Extreme dieser Reihe wirken auf den ersten Blick wie einfache

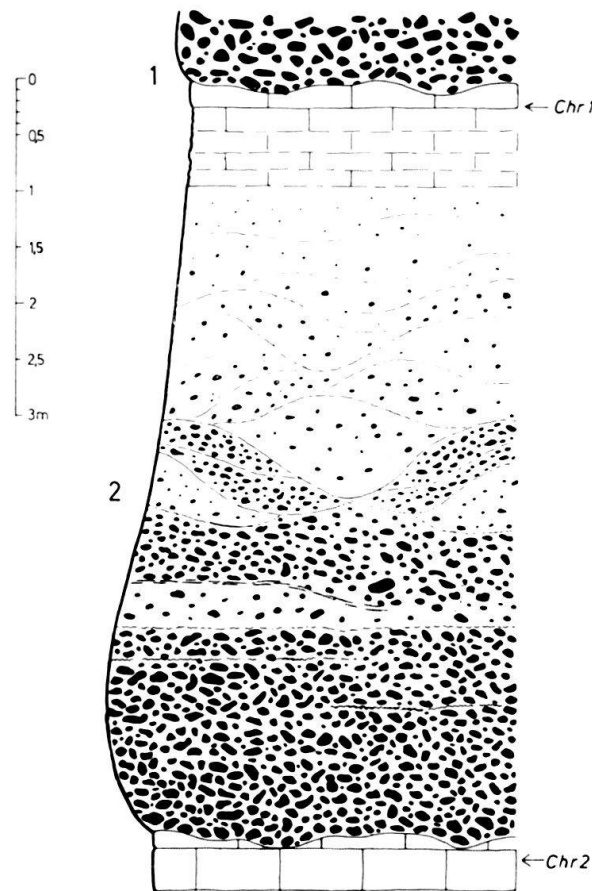


Fig. 9. Vergrösserte Darstellung (halbschematisch) des Niveaus 2 im Profil von Charens (Chr) (s. a. Fig. 5). Die Verschuppung der dichtgepackten, massiv ungradierten Breccie an der Basis mit dem überlagernden Geröllpelit lässt sich nur so erklären, dass beide aus demselben Suspensionsstrom abgelagert wurden.

Gradierungsanomalien, die auf einem unvollständigen Korngrössenangebot beruhen. Ich glaube aber, dass diese Erklärung in den wenigsten Fällen zutrifft, denn der rasche Übergang zwischen beiden Teilen der Bank lässt sich damit schlecht erklären. In dem Fall wäre eher eine kontinuierliche Abnahme in der Packungsdichte der Gerölle im Übergangsbereich zu erwarten.

Es zeigt sich also, dass dichtgepackte, ungradierte Breccien und typische Turbidite, die zweifellos verschiedene Ablagerungsmechanismen erfordern (vom Transportmechanismus wird später noch die Rede sein), oft auch syngenetisch in einer Bank gemeinsam vorkommen.

Man findet schliesslich oft gradierte Schichten von stark schwankender Mächtigkeit, die direkt auf Geröllpeliten lagern (Fig. 5, Niveau 4 in CLu). In den meisten Fällen dürfte es sich aber doch um spätere Schüttungen handeln. Die unregelmässige Unterkante solcher Bänke lässt sich auch durch load casts oder eine vorangegangene Erosion erklären. Nur selten finden sich im Grenzbereich Hinweise auf eine laterale Bewegung, u.a. derart, dass Fetzen aus dem unteren Teil der gradierten Lage herausgerissen und in den liegenden Geröllpelit eingearbeitet wurden (Fig. 5, 10).

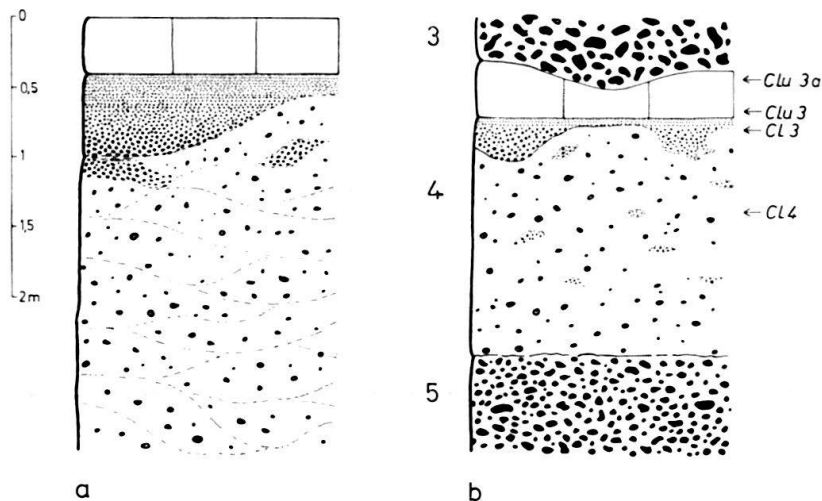


Fig. 10. Zwei Beispiele für Übergänge zwischen Geröllpeliten und gradierten Mikrobrecien, bei denen es sich sehr wahrscheinlich um eine syngenetische Verknüpfung zwischen beiden Lagen handelt. Gradierte Schicht und Geröllpelit würden also aus verschiedenen Phasen derselben Schüttung stammen, dafür sprechen jedenfalls die in das Liegende eingekneteten Schuppen der gradierten Dachbank. Halbschematisch. – a) Höheres Obertithon SE Pennes-le-Sec (Pen). – b) Höheres Obertithon vom Claps de Luc (s. a. Fig. 5).

Insgesamt gesehen ergibt sich also, dass die Geröllpelite eine etwas isolierte Stellung unter den Resedimenten einnehmen, denn sie finden sich selten in einer Bank, d.h. als Ablagerung aus einer Schüttung verknüpft mit ungradierten, dichtgepackten Breccien oder Turbiditen. Dagegen sind die massigen, ungradierten Breccien und die typischen Turbidite oft eng miteinander verbunden.

III. EINSCHALTUNG DER RESEDIMENTE IN DIE SCHICHTFOLGEN DES BECKENS; PALÄOGEOGRAPHISCHE GESICHTSPUNKTE

A. Laterale Reichweite einzelner Bänke

Es ergab sich schon bei den ersten Untersuchungen zu diesem Thema (REMANE 1960, Fig. 5, 6), dass auch relativ mächtige resedimentäre Breccien sehr rasch auskeilen können. Besonders interessant ist das Beispiel der Carrière Serpolet südlich Chambéry⁴⁾ (REMANE 1960, Fig. 6), weil hier zwar grobe, aber doch relativ gut gradierte Ablagerungen auftreten. Diese können demnach einerseits bei praktisch konstanter Basishöhe von oben her auskeilen, andererseits aber auch unzusammenhängende Linsen bilden, die offensichtlich Füllungen von Erosionskanälen darstellen. Das 1960 gegebene Schema bedarf in diesem Punkt einiger Detailkorrekturen, die aber die grundsätzliche Tatsache nicht berühren, dass hier eine Reihe von mehreren gradierten Linsen (oder Strängen?) vorkommt, deren Oberkanten gleich hoch liegen, und die verschieden tief in den Untergrund einschneiden. Sie stammen zweifellos alle aus derselben Schüttung. Die Anschnittbreite dieser Linsen beträgt nur einige Meter.

⁴⁾ Die autochthonen Calpionellenkalke sind hier schon neritisch beeinflusst. Der Steinbruch ist nur wenige Kilometer vom randlichen Riff entfernt.

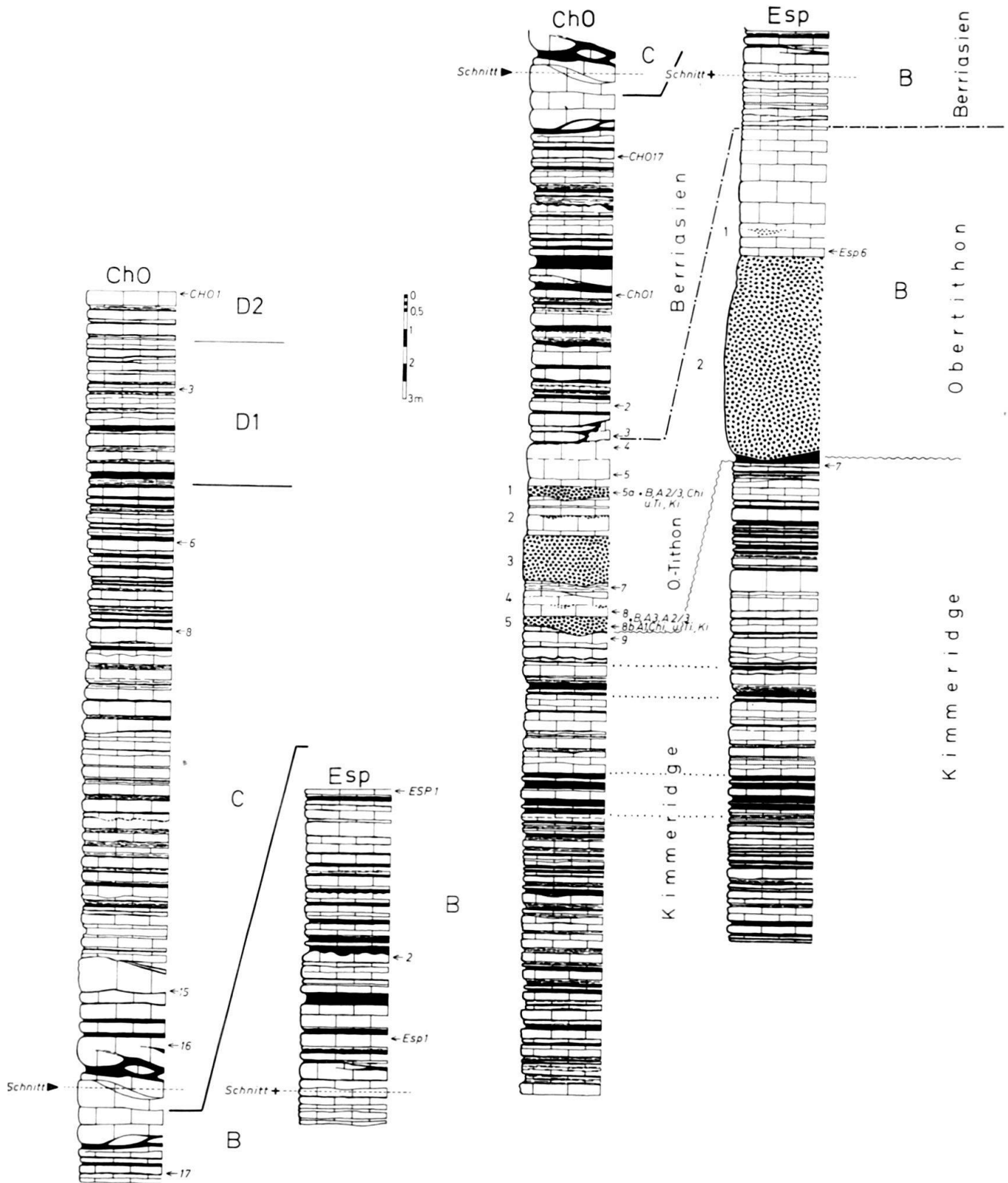


Fig. 11. Berriasien und Obertithon SE Châteauneuf-d'Oze. Durch eine Aufschubung ist die Schichtfolge entlang der Strasse nach Espréaux verdoppelt, der ursprüngliche laterale Abstand zwischen beiden Profilen beträgt wahrscheinlich nur einige 100 m. Die mächtige Breccie an der Basis des Obertithons in Esp liegt 5 m höher als die Basis des Obertithons in ChO, wie sich aus dem Vergleich der Bankungsspektren im Kimmeridge ergibt.

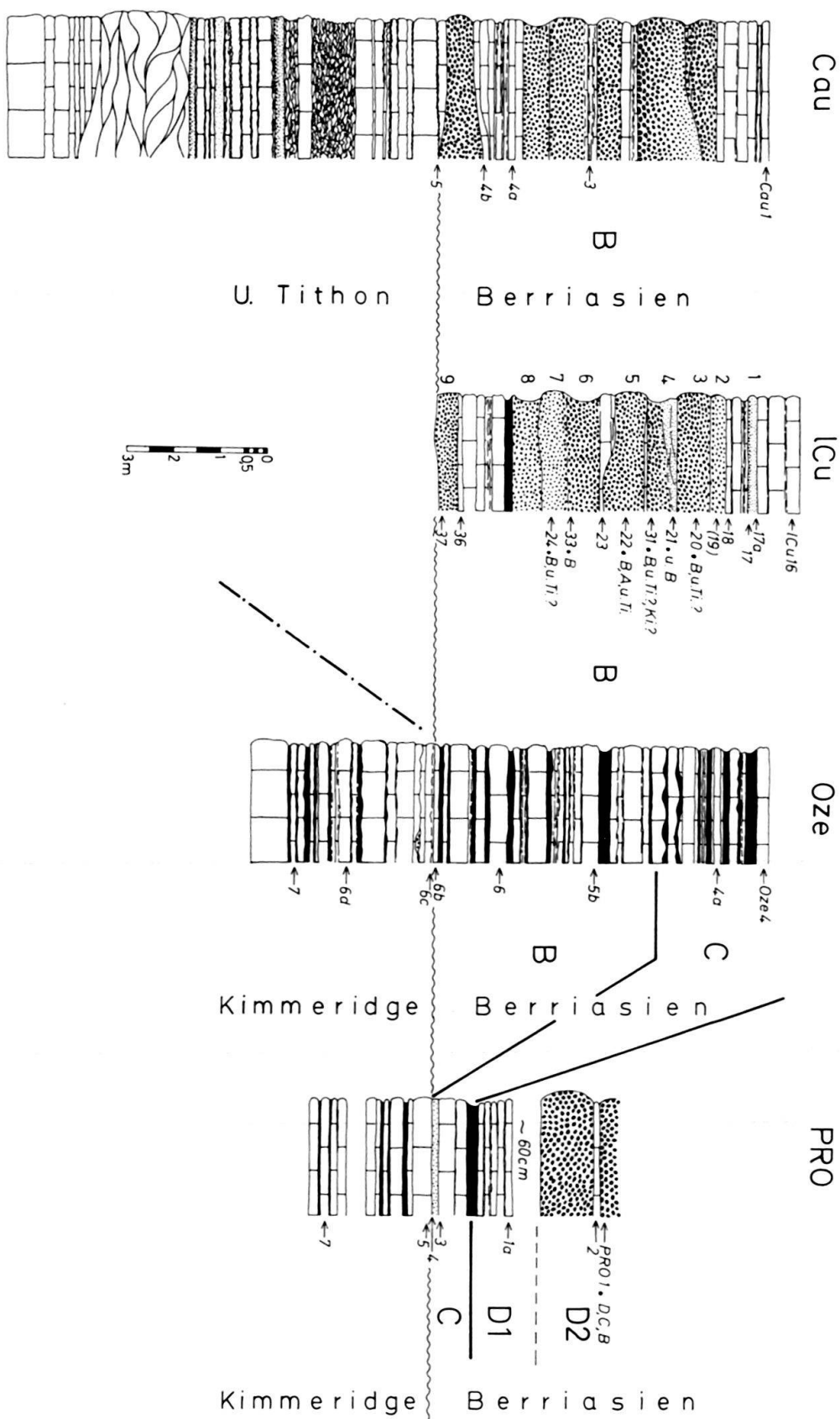


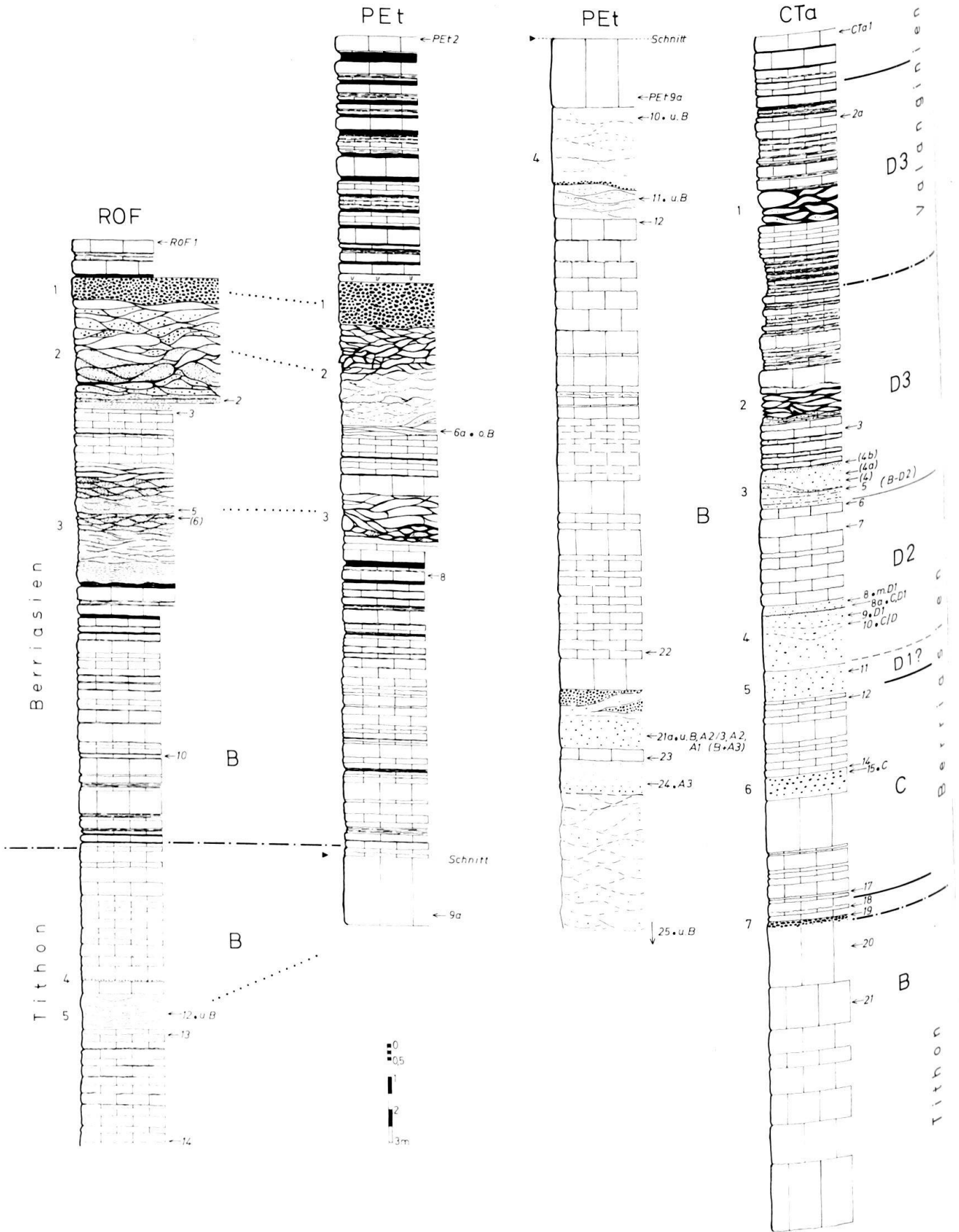
Fig. 12. Kontakt Jura/Kreide im Gebiet E Châteauf-d'Oze. - Cau, ICu: Tiefstes Berriasien lagert auf Unterthion, trotz guter Übereinstimmung der Schichtfolge im allgemeinen lassen sich die Breccien im einzelnen nicht exakt parallelisieren. - Oze: Unteres Berriasien lagert ohne Einschaltung von Resedimenten direkt auf Kimmeridge, die Grenze verläuft innerhalb einer Mergelkalkbank (Oze 6c, s. Taf. VI, Fig. 3). - Abstände zwischen den Profilen: Cau - ca. 400 m - ICu - ca. 600 m - Oze - 3,1 km - PRO, von PRO bis Esp (s. Fig. 11) 1,1 km.

Auch in der Turbiditfazies des *Beckenzentrums* gibt es Beispiele dafür, dass die Ablagerung aus den Suspensionsströmen stark vom Mikrorelief des Untergrundes beeinflusst wurde (Fig. 8, Niveau 10 und 21 in BuB, Niveau 5 in LVe), derart, dass schon Depressionen im dm-Bereich genügten, um grobes Material abzufangen, das an diesem Punkt sonst kaum oder überhaupt nicht abgelagert wurde (s.a. SANDERS 1965).

Besonders eindrucksvolle Beispiele für die Diskontinuität resedimentärer Breccien liefert das Gebiet E Châteauneuf-d'Oze (REMANE 1967). Auf einer Strecke von 5 km befinden sich sechs Profile, in denen der Übergang Jura-Kreide gut aufgeschlossen ist (Fig. 11, 12). Die beiden südlichsten (Fig. 11, ChO, Esp) enthalten ein stark reduziertes Obertithon (die Calpionellenzone A und der untere Teil von B fehlen), das direkt auf Kimmeridge lagert. Die Serie ist hier im Strassenprofil durch eine Aufschichtung verdoppelt. Die ursprüngliche laterale Entfernung zwischen beiden Profilen liegt auf jeden Fall unter 1 km, aber eine Korrelation der verschiedenen resedimentären Breccien, die sich im lithologischen Habitus alle völlig gleichen, ist unmöglich. Dank des charakteristischen Bankungsspektrums können jedoch die Kalk-Mergel-Wechsellagen des Kimmeridge genau parallelisiert werden, und das führt zu dem überraschenden Ergebnis, dass die Basis der mächtigen Breccie in Esp, in der man am ehesten eine Rinnenfüllung vermuten würde, 5 m höher liegt als die der geringmächtigen im Nachbarprofil.

Die beiden nördlichen Profile (Fig. 12, Cau und ICu), rund 400 m voneinander entfernt, zeigen grundsätzlich eine sehr gute Übereinstimmung der Schichtfolgen im untersten Berriasien, aber im einzelnen lassen sich die resedimentären Breccien nicht parallelisieren. In der äussersten Folge (Cau) existiert noch ein geringmächtiges Untertithon (bei ICu sind die entsprechenden Schichten nicht aufgeschlossen), aber 600 m weiter S (Fig. 12 Oze) lagert unteres Berriasien ohne jede Einschaltung von Resedimenten direkt auf Kimmeridge. Die Grenze verläuft dabei im Innern einer Mergelkalkbank, keine Spur einer Mangan- oder Pyritkrustenbildung ist zu beobachten. Kimmeridge- und Berriasien-Anteil der Bank sind diagenetisch vollständig miteinander verheilt (s. Dünnschliffbild Taf. VI, Fig. 3). Es handelt sich also um eine frische Erosionsgrenze, und die Mergelkalke des Kimmeridge waren zu diesem Zeitpunkt eindeutig noch nicht verfestigt. Dieser Befund ist wichtig für die Beurteilung der in den resedimentären Breccien auftretenden Gerölle. – Sonst fügt sich dieses Gebiet schlecht in den allgemeinen paläogeographischen Rahmen ein, die genaueren Beziehungen wären nur durch eine Detailkartierung zu klären.

Andere Profile im Zentrum des Vocontischen Troges zeigen, dass auch die Turbidite, normalerweise berühmt für das weite Durchhalten der Bänke, Diskontinuitäten aufweisen, die eine Bank-für-Bank-Parallelisierung selbst eng benachbarter Profile verhindern: 1,5 km NE vom Col de Cabre (Fig. 4, CCA/CCa) wird die Schichtfolge von zwei Störungen geschnitten, so dass ein kleiner Ausschnitt dreimal kurz hintereinander erscheint. Aber die Parallelisierungsmöglichkeiten sind begrenzt (Fig. 4), nur die beiden mächtigen Gleitmassen, im obersten Tithon und im unteren Berriasien, laufen durch. Ein analoges Bild ergibt sich in den Gorges d'Arnayon NW Cornillon (Fig. 7, COR/Cor), wo die Schichtfolgen an der Strasse auf den beiden Flügeln einer flachen Antiklinale und zusätzlich parallel weiter unten im Flussbett aufgenommen wurden.



Schliesslich lässt sich in diesem Zusammenhang das Gebiet um La Faurie anführen, das in der reinen Turbiditfazies liegt (Fig. 15, NLF-RAG-RAs). Der Abstand zwischen NLF und RAG beträgt 3 km, der zwischen RAG und RAs etwa 500 m. In der 4 km entfernten Abfolge N Veynes (Fig. 15, Vey) ist das Obertithon völlig frei von resedimentären Einschaltungen.

Weitere Beispiele für dieses Verhalten der Resedimente liefern die Übersichtsprofile (Fig. 15–17), ferner Fig. 13 (ROF und PEt) und Fig. 14 (Pox-VAC); in den beiden letzten Fällen sind die Aufschlüsse etwa 4–5 km voneinander entfernt.

Die oben geschilderten Umstände machen es leider unmöglich, einzelne Bänke über grössere Entfernungen zu verfolgen. Trotzdem glaube ich, dass man aus diesen vielfach zu beobachtenden Diskontinuitäten der Ablagerungen nicht ohne weiteres auf entsprechend eng begrenzte Suspensionsströme schliessen darf. Es ist wahrscheinlicher, dass die Ablagerung aus flächenhaften Strömen (mindestens im Bereich der Turbidite) stark von einem unruhigen Bodenrelief beeinflusst wurde, und offensichtlich haben sich dabei schon geringe Höhenunterschiede stark ausgewirkt. Anders wäre das Zustandekommen faziell charakteristischer Abfolgen, die sich gut zu einem paläogeographischen Gesamtbild ordnen, kaum zu erklären.

B. Grundzüge der paläogeographischen Verbreitung der verschiedenen Resedimenttypen

Da nicht alle Profile den ganzen Zeitabschnitt vom Untertithon bis ins Berriasien umfassen, bestehen an einzelnen Stellen noch Beobachtungslücken. Deshalb lassen sich in den paläogeographischen Karten (Fig. 18, 19) allenfalls ungefähre Grenzen einsetzen.

Zwei Punkte treten aber auch so schon sehr deutlich hervor: Das Fehlen autochthoner Sedimente der Calpionellenzone A in einem bestimmten Gebiet und die Tatsache, dass die maximalen Resedimentmächtigkeiten im unteren Teil der Zone B ganz überwiegend innerhalb einer schmalen, langgestreckten Zone liegen, die sich weitgehend mit dem obengenannten Bereich deckt (Fig. 18).

Dabei wurden vielfach Ablagerungen der Zone A durch jüngere Suspensionsströme von oben her erodiert. Wie weit auch eine entsprechende Erosion während der Zone A in das Untertithon hinein wirksam war, ist nicht festzustellen, weil hier keine genauen Datierungsmöglichkeiten bestehen. Jedenfalls fehlt stellenweise auch das *Chitinoidea*-Niveau (Fig. 8, 14, Pla, VAC). Andererseits kenne ich bisher nur zwei Profile (Bet, Pia, s. Fig. 2), in denen auch autochthone Ablagerungen des unteren

Fig. 13. Berriasien und Obertithon E Rochefourchat (ROF) und vom Pont-Etroit (PEt), beide N St-Nazaire-le-Désert, und von der Clue de Taulanne (CTa) NW Castellane. – ROF: Die Phacoide in den Gleitmassen des Berriasien (Niv. 2, 3) zeigen eine feine rostbraune Streifung parallel zu den Rändern, die hier durch Strichelung angedeutet wurde. – CTa: Das Berriasien liegt hier grossenteils in einer rein kalkigen Tithonfazies vor, dementsprechend zeigen auch die Resedimente einen tithonischen Habitus (Geröllpelite). Submarine Gleitungen erscheinen erst in den Kalk-Mergel-Wechsellagen der höheren Schichten.

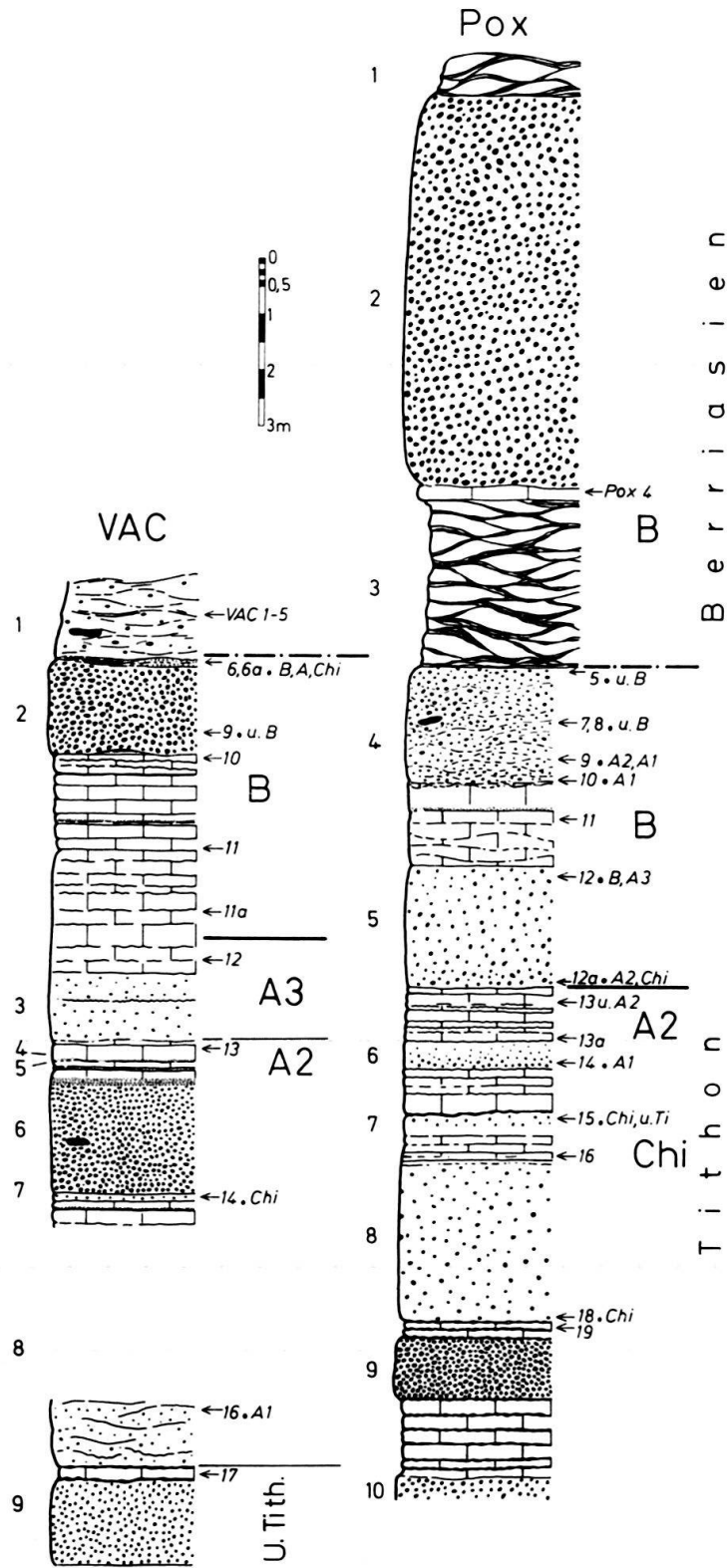


Fig. 14. Obertithon bei Vachères-en-Quint (VAC) und Pontaix (Pox). Stark reduzierte, lückenhafte Abfolgen mit einem relativ hohen Anteil an Resedimenten.

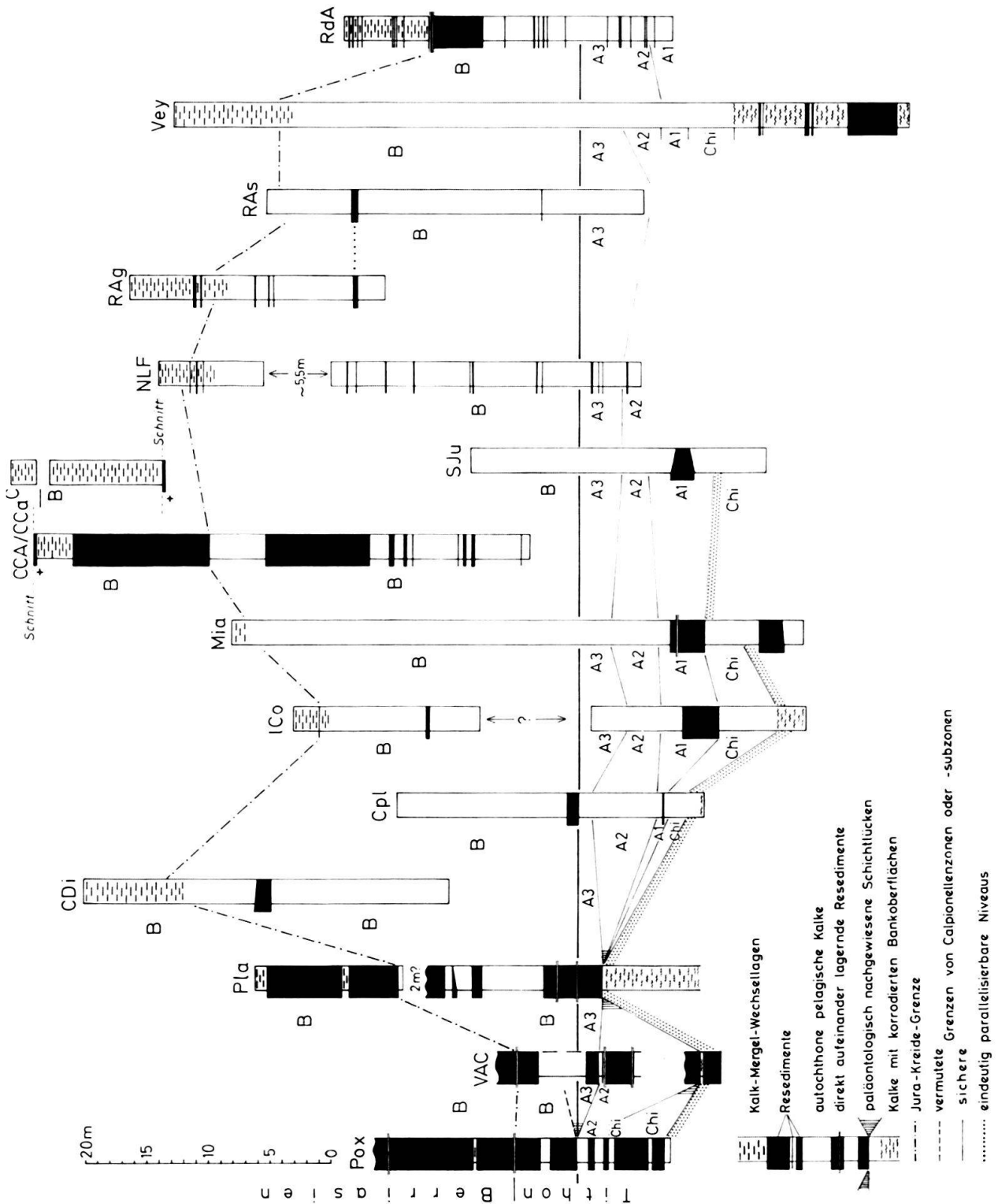


Fig. 15–17. Schematische Übersichtsprofile, die die Verteilung der Resedimente in den verschiedenen Schichtfolgen zeigen (Lage d. Profilpunkte s. Fig. 2, Paläogeographie s. Fig. 18, 19).

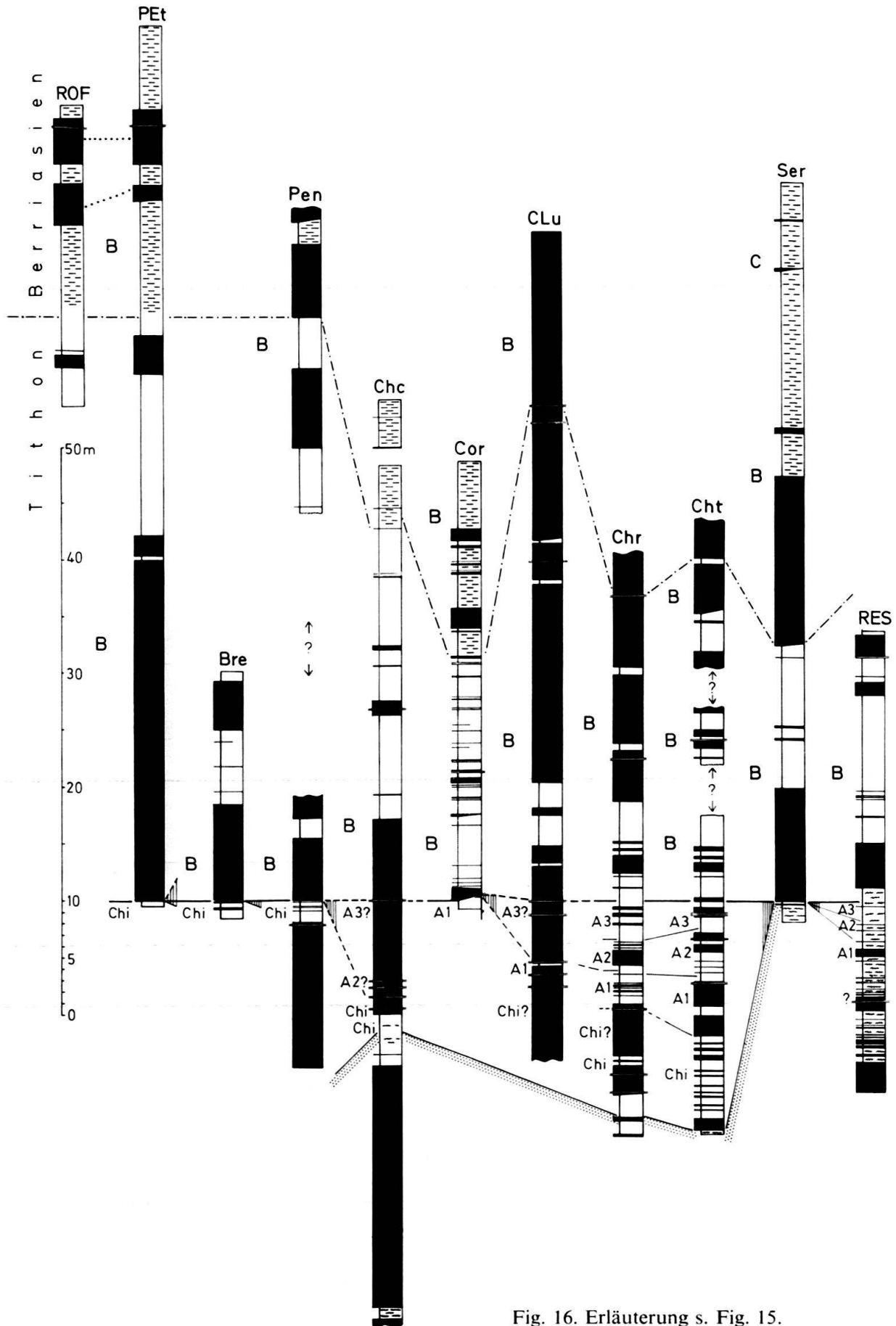


Fig. 16. Erläuterung s. Fig. 15.

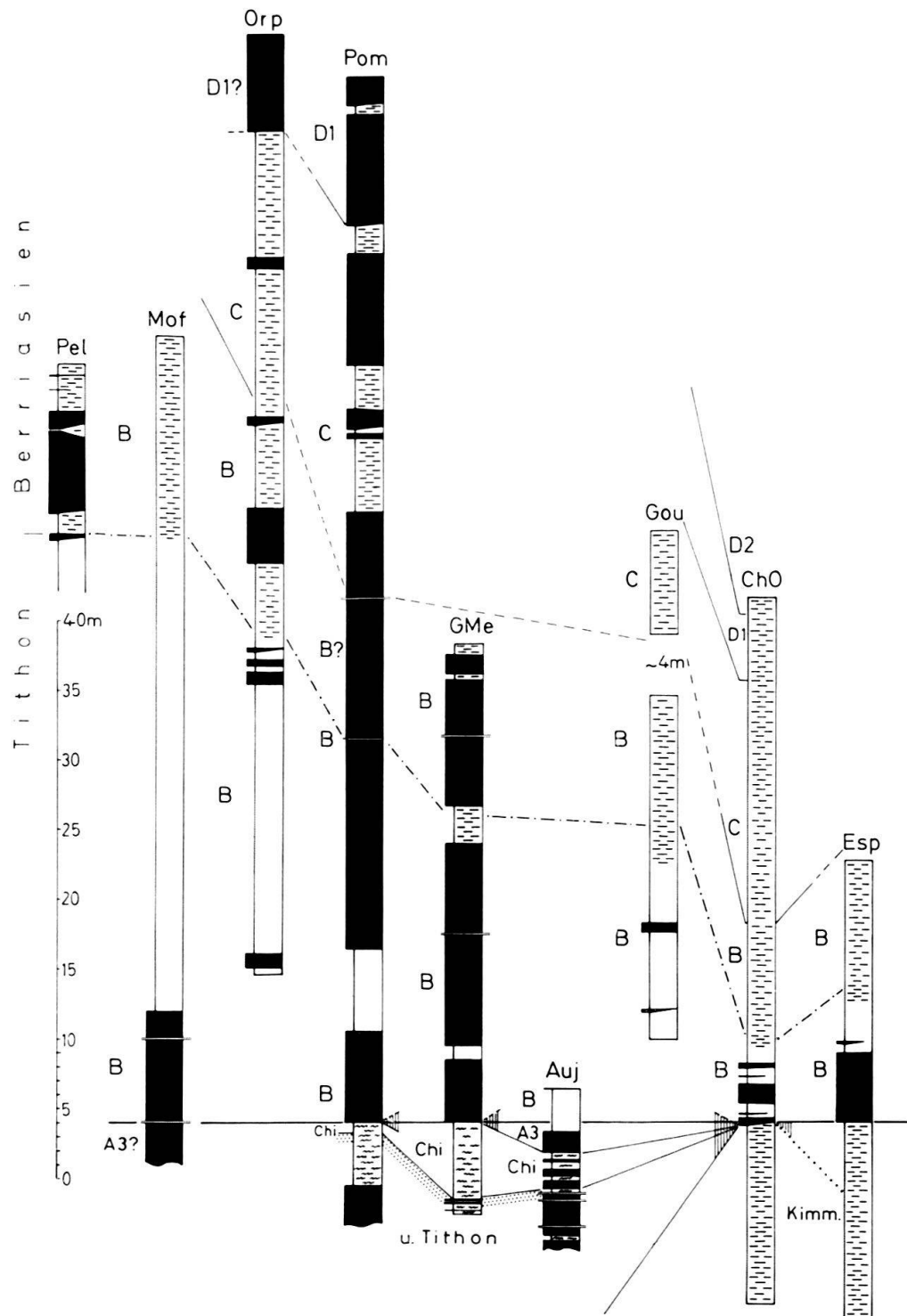


Fig. 17. Erläuterung s. Fig. 15.

B (d. h. des höheren Obertithons) ganz fehlen; aber hier liegen offensichtlich besondere Umstände vor.

Insofern hat es zunächst den Anschein, dass die Erosion durch Suspensionsströme im höheren Obertithon weniger wirksam war. Das trifft aber nur teilweise zu. Eine Erosion von oben her hat tatsächlich kaum stattgefunden, weil im Übergang zum Berriasien der Resedimentationsmechanismus durch einen Wechsel in der Sedimen-

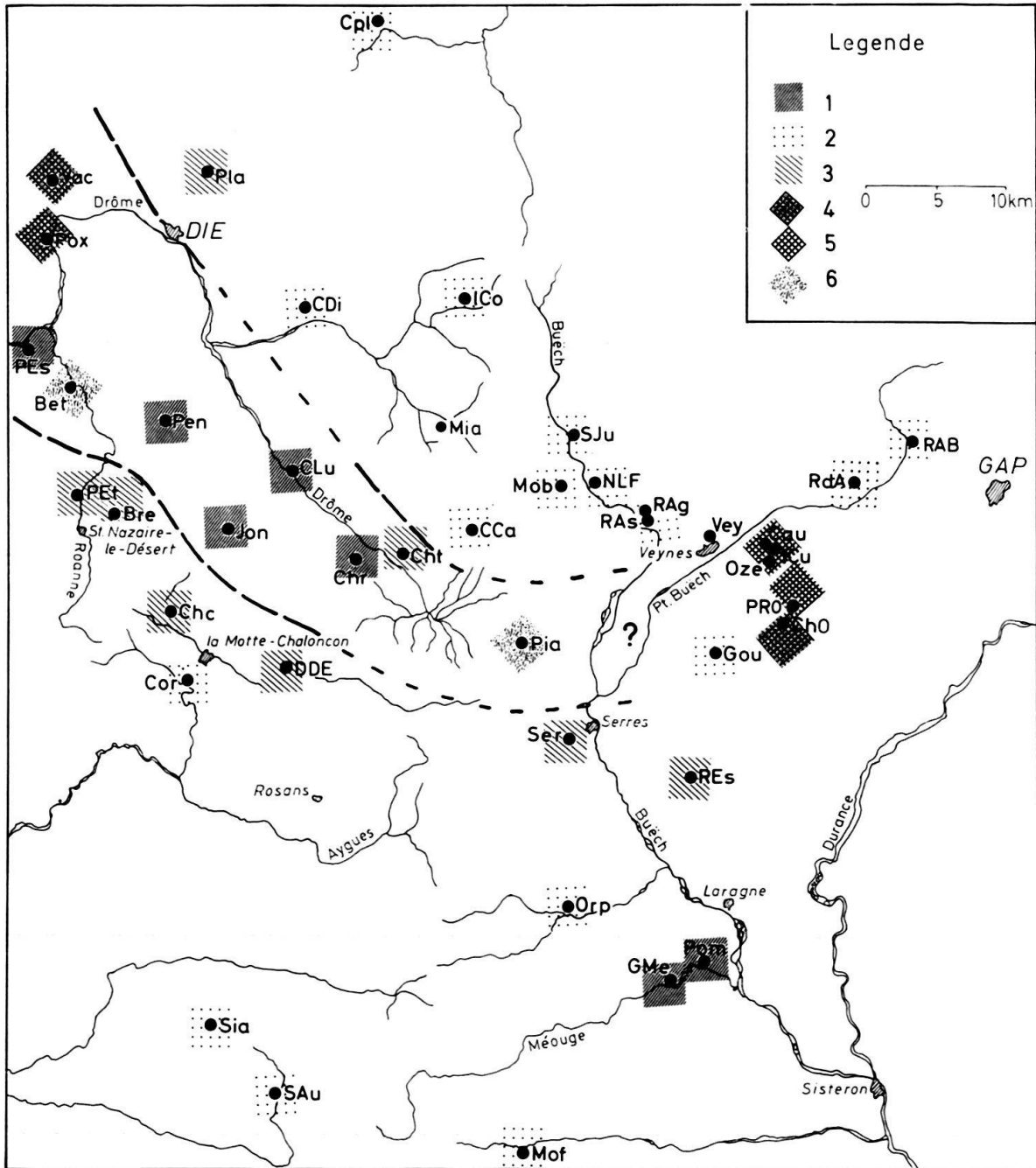


Fig. 18. Mächtigkeitsverteilung der Resedimente im höheren Obertithon (unterer Teil der Zone B). – Legende: Das höhere Obertithon besteht: 1: überwiegend – 2: zu einem geringen – 3: zu einem nennenswerten Anteil aus Resedimenten. – 4: Höheres Obertithon stark reduziert, relativer Anteil an Resedimenten hoch. – 5: Obertithon fehlt völlig. – 6: Keine autochthonen Ablagerungen im höheren Obertithon, mächtige Gleitmassen des Berriasien (mit viel Obertithonmaterial) lagern direkt auf Untertithon. Ausserdem sind die vermutlichen Grenzen des submarinen Canyons eingezeichnet, wie sie sich aus der Verteilung der Resedimente im höheren Obertithon ergeben. – Profilpunkte Mia, Vey: keine Resedimente im höheren Obertithon.

tation beeinflusst wurde: Mit der Ausbildung von Kalk-Mergel-Wechsellagen erhielt das Sediment vorgeprägte Schwächezonnen, an denen sich ganze Schichtpakete ablösen und als Gleitmassen in Bewegung setzen konnten, ohne dass eine vollständige

Mobilisierung des ganzen Komplexes nötig war. Zur Ausbildung eines Suspensionsstromes aus einem homogenen Kalkschlamm muss dagegen die ganze Masse – wahrscheinlich durch thixotrope Verflüssigung – mobilisiert werden. Sie muss zudem, wenn sie nicht alsbald wieder zum Stehen kommen soll, in eine turbulente Strömung übergehen, die naturgemäss viel stärker erodieren kann. Damit lässt sich aber nur ein Teil des Phänomens erklären.

Es besteht nämlich ausserdem ein entschiedenes Missverhältnis zwischen den Calpionellenzonen A und B, was die Datierungsmöglichkeiten anbetrifft. Die Zone B lässt sich in einen unteren und einen oberen Abschnitt gliedern, die Grenze entspricht etwa dem Schnitt Tithon/Berriasien, ist aber für die Definition von Subzonen nicht scharf genug. Der untere Teil von B erreicht im Zentrum des Vocontischen Troges, in Schichtfolgen ohne nennenswerte resedimentäre Einschaltungen, Mächtigkeiten von 23–30 m autochthoner pelagischer Kalke. Demgegenüber beträgt die entsprechende Gesamtmächtigkeit der Zone A, die sich in 3 Subzonen gliedern lässt, nur 7–10 m. Hier führen also schon Schichtlücken zum vollständigen Ausfall stratigraphischer Einheiten, die im unteren B paläontologisch gar nicht mehr nachweisbar sind. Dass trotzdem auch in diesem Zeitabschnitt stark erodiert wurde, ergibt sich indirekt daraus, dass in manchen Profilen nur 5–6 m (Fig. 5, 6, 16, CLu, Chr) oder noch weniger (Fig. 14, Pox, VAC) an autochthonen Ablagerungen übriggeblieben sind.

Nur in zwei der über 40 in der Karte Fig. 18 dargestellten Schichtfolgen fehlen resedimentäre Einschaltungen im höheren Obertithon völlig, nämlich N Veynes (Vey) und bei les Miaux (Mia). Zwei weitere Profile sind praktisch frei von Resedimenten: RAs (s. Fig. 15), 4 km NW Veynes, und – etwas ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes – das Profil S Aulan (SAu), das nur einen 8 cm mächtigen Turbidit enthält. Bei St-Julien-en-Bochaine (SJu) sind die Verhältnisse etwas unsicher, weil die Aufschlüsse nicht bis zum Berriasien reichen; in den unteren 9 m des höheren Obertithons konnten jedenfalls keine Resedimente beobachtet werden. Resedimentäre Breccien (Turbidite einbegriffen) sind also im höheren Obertithon des zentralen Vocontischen Troges weit verbreitet und meist in grösserer Zahl in die autochthonen pelagischen Kalke eingeschaltet.

Um wenigstens ein qualitatives Bild von der mengenmässigen Verteilung der Resedimente zu erhalten, wurden für die Kartendarstellung (Fig. 18) drei Gruppen von Schichtfolgen unterschieden, je nachdem, ob die Ablagerungen der unteren Zone B überwiegend, zu einem nennenswerten oder nur zu einem geringen Teil aus Resedimenten bestehen. Diese Gliederung bezieht sich auf den relativen Anteil an der Gesamtmächtigkeit. Aus den Übersichtsprofilen (Fig. 15–17) geht hervor, wie weit dabei extrapoliert wurde. In diese drei Gruppen liessen sich die meisten Profile einordnen. Dabei zeigt sich, dass abgesehen von einem isolierten Vorkommen im SE (GMe, Pom), die Profile der beiden ersten Gruppen auf eine ziemlich schmale, etwa NW-SE-streichende Zone beschränkt sind, die ca. 15–20 km breit ist und sich über eine Länge von 60 km verfolgen lässt. Die Schichtfolgen mit dem höchsten Anteil an Resedimenten liegen im Zentrum dieses Streifens. Daran schliessen sich im NW noch zwei Profile an, bei Pontaix (Pox) und Vachères-en-Quint (VAC), die gleichfalls einen prozentual sehr hohen Anteil an Resedimenten aufweisen. Sie passen nur deshalb nicht ganz in das oben aufgestellte Schema, weil hier die Gesamtmächtigkeiten extrem reduziert sind.

Interessant ist nun, dass diese Zone des grössten Anteils resedimentärer Ablagerungen ziemlich gut mit dem Verbreitungsgebiet der Geröllpelite und ungradierten massigen Breccien übereinstimmt und damit auch der Zone der mächtigsten Resedimentlagen entspricht. Die Zahl der resedimentären Einschaltungen ist dagegen in den Gebieten des geringen Mächtigkeitsanteils manchmal höher; das Bild wird dann ganz von den typischen Turbiditen beherrscht.

Für die Paläogeographie ergibt sich daraus folgendes: Die Zone der maximalen Anhäufung von Resedimenten kann gut als ein fossiles submarines Canyon gedeutet werden. Die starke Reduktion des gesamten Obertithons im NW (Pox, VAC) würde für einen Transport vom NW nach SE sprechen. Ferner zeigt sich, dass die Geröllpelite und massigen, ungradierten Breccien nicht so weit reichen wie die typischen Turbidite. So gesehen, kann man sie als «proximale» Bildungen einstufen. Aber der Begriff hat dabei eine sehr relative Bedeutung, einmal, weil wir auch hier mit sehr grossen Transportweiten rechnen müssen, und zum anderen, weil selbst die proximalsten Profile des Arbeitsgebietes, in denen erst wenig abgelagert wurde (Pox, VAC), schon in den Bereich der rein pelagischen Tiefenfazies gehören.

Anschliessend sind noch einige Profile zu erwähnen, die sich schwer in das allgemeine Schema des Gebietes einordnen lassen. Bei La Pierre (Pia) und St-Benoit (Bet) lagern um 30 m mächtige, chaotische Gleitmassen des Berriasien direkt auf Untertithon. Diese beiden Vorkommen lassen sich schwer miteinander verbinden und passen auch vorläufig schlecht zum allgemeinen Bild der Umgebung. Vielleicht handelt es sich um lokale Abbrüche von der Seitenwand des Canyons. Ebenso sind die Beziehungen des Gebiets von Châteauneuf-d'Oze SE Veynes (Cau, lCu Oze, PRO, ChO, Esp) zur Umgebung noch ungeklärt.

Die Verhältnisse in der Chartreuse, die deshalb wichtig sind, weil hier der Anschluss an das Liefergebiet gegeben ist, wurden schon früher ausführlich behandelt (REMANE 1960). Es sei deshalb hier nur noch einmal kurz daran erinnert, dass dort die resedimentären Breccien gerade in den riff-ferneren, tieferen Fazies am häufigsten vertreten sind. Das Fehlen von Resedimenten im neritisch beeinflussten Faziesbereich zeigt sich ebenso im S des Vocontischen Troges im Profil der Clue de l'Asse 12 km SE Digne.

Das Profil der Clue de Taulanne (Fig. 13, CTa) 5 km NW Castellane ist aus anderen Gründen interessant: Hier ist ein grosser Teil des Berriasien in einer rein kalkigen Tithonfazies ausgebildet, und dementsprechend treten hier auch in dieser Stufe noch Geröllpelite von typisch tithonischem Habitus auf. Erst mit dem Übergang in Kalk-Mergel-Wechsellagen erscheinen verschuppte Gleitmassen. Das zeigt, dass der spezielle Ausbildungstypus der Resedimente sehr stark vom Ursprungsmaterial bestimmt ist. Der Wechsel von resedimentären Breccien zu submarinen Gleitungen muss also nicht unbedingt einer Veränderung der paläotektonischen Konfiguration und damit der Ursprungsgebiete der Resedimentation entsprechen.

C. Schichtlücken, Überschneidung von Erosions- und Ablagerungsgebiet

Dass auch im unteren Teil der Zone B wesentliche Schichtlücken existieren müssen, wurde schon weiter oben hervorgehoben. Nur lassen sie sich paläontologisch nicht nachweisen und sind deshalb auch paläogeographisch schlecht zu fassen.

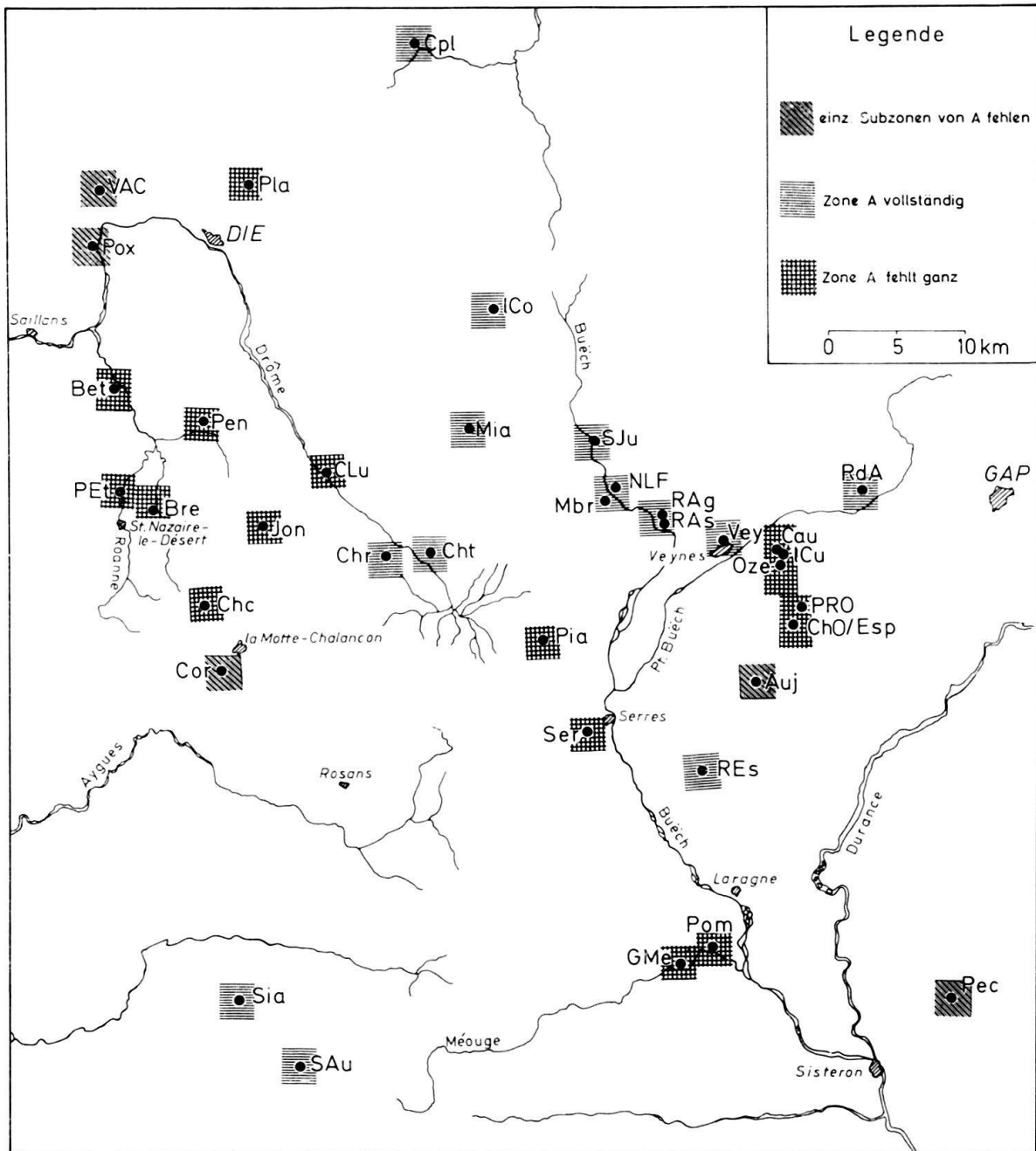


Fig. 19. Verbreitung autochthoner pelagischer Sedimente der Calpionellenzone A.

Anders verhält es sich mit dem Fehlen autochthoner Ablagerungen aus der Calpionellenzone A. Die Karte (Fig. 19) zeigt, dass die Profile, in denen einzelne Subzonen oder die Zone A ganz ausfallen, ein geschlossenes Gebiet bilden, das sich weitgehend mit der maximalen Anhäufung von Resedimenten in der unteren Zone B deckt. Das spricht ebenfalls für die Existenz eines submarinen Canyons.

Die Überschneidungen scheinen eine leichte Verlagerung des Resedimentationsmaximums nach NE während des höheren Obertithons anzudeuten. Im SW finden sich Schichtfolgen mit mächtigen Resedimenten im untersten B, die die Zone A

vollständig (PEt, Bre, Chc, Ser) oder weitgehend (Cor) erodiert haben. Darüber folgen dann nur noch relativ wenige und meist geringmächtige Resedimente, die pelagischen Kalke überwiegen bei weitem (besonders bei Chc, Ser; in geringerer Masse bei PEt, Bre). Demgegenüber sind im NE, bei Charens, trotz hoher Resedimentmächtigkeiten in B alle Subzonen von A vertreten und, den Mächtigkeiten nach zu schliessen, auch im einzelnen nicht wesentlich reduziert. Das gleiche gilt für das Profil von le Chouet (Cht). Auch hier nehmen die Resedimente im unteren B noch einen wesentlichen Platz ein, sie sind aber vor allem im obersten Teil dieses Abschnitts mit den mächtigsten Einlagerungen vertreten, ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen im SW.

Noch ein anderer Gesichtspunkt erscheint mir in diesem Zusammenhang wichtig. Nur in einem einzigen Profil (Oze) liegt eine paläontologisch nachweisbare Schichtlücke innerhalb pelagischer Sedimente. In allen anderen Fällen sind sie an die Basis resedimentärer Einschaltungen gebunden, ganz gleich, ob es sich um gradierte Breccien – also Turbidite im weiteren Sinne (Pla, Cpl) –, Geröllpelite (PEt, Bre, CLu, Ser, Pen, Pom) oder ungradierte Breccien (CTa, Cor, ChO, Esp, Mia, GMe) handelt. Unabhängig davon, ob man für diese texturell sehr verschiedenen Ablagerungen physikalisch grundsätzlich abweichende Bildungsmechanismen annehmen will oder nicht, bleibt doch ein wichtiger gemeinsamer Zug bestehen: In allen Fällen hat eine wesentliche Erosion, noch im tieferen Teil des Beckens, stattgefunden, die an den Resedimentationsvorgang selbst gebunden ist. Das reine Abtragungsgebiet muss allerdings noch weiter im NW liegen.

Aus dem oben Gesagten folgt bereits, dass bei diesen Vorgängen eine Überschneidung zwischen Erosions- und Ablagerungsgebiet auftritt. Im äussersten NW (Pox, VAC) überwiegt zweifellos die Erosion, wie aus der sehr geringen Gesamtmächtigkeit des Obertithons zu entnehmen ist. Folgt man dem Verlauf des submarinen Canyons weiter nach SE, so gelangt man in eine Zone etwas schwächerer Erosion, aber gleichzeitig starker Ablagerung (besonders CLu, Chr). Hier finden sich die «abnormen» Resedimente, die vom Bild des klassischen Turbidits stark abweichen und die gleichzeitig das Gebiet der stärksten Ablagerung aus den Suspensionsströmen (im weitesten Sinne) kennzeichnen. Erst weiter aussen, in der typischen Turbiditfazies, wird das «reine» Ablagerungsgebiet erreicht: Die Erosion fällt unter den direkt paläontologisch oder indirekt aus den Schichtmächtigkeiten noch nachweisbaren Betrag ab. Hier wird allerdings nur noch wenig Material angeliefert.

IV. MATERIALBESTAND DER RESEDIMENTE

A. Fazielle Herkunft der klastischen Komponenten

Neben Aptychen (oder Bruchstücken davon) und Belemniten, die als Nektonten in das pelagische Milieu gehören, findet sich in allen Resedimenten auch ein gewisser Anteil bioklastischer Elemente neritischen Ursprungs (REMANE 1960), wie sie in den autochthonen pelagischen Kalken völlig fehlen. Hierher gehören nicht näher bestimmbare Schalenrümmer, Echinodermendetritus, Bryozoenreste, Schwamm-Mumien und benthonische Foraminiferen (Milioliden, Textulariden u.a.). In einem Horizont, bei Les Planeaux (Pla, s. Fig. 2, 8) fand sich auch ein Nerineenrest, der nur aus einem

subrezifalen Milieu stammen kann (REMANE 1968). Am interessantesten, wenn auch sehr selten, sind aber Funde von Kalkalgen, einerseits wiederum bei Les Plateaux (Codiaceen, *Clypeina jurassica*, *Teutloporella socialis*, s. REMANE 1968), andererseits in Breccien des tiefsten Berriasiens bei La Chau (Fig. 12, 1Cu), wo *Clypeina jurassica* mehrfach auftritt, und im Untertithon am Lac du Verdon (LVe, 3d), wo *Thaumatoporella parvovesiculifera* gefunden wurde. Diese Algen können nur in sehr flachem Wasser gelebt haben, *Clypeina jurassica* gehört sogar eher in den back-reef-Bereich. Andere, faziell charakteristische Elemente (gleichfalls selten) sind *Coscinoconus*⁵⁾, der sich normalerweise vor allem in sehr riffnahen Milieus findet, und an sicheren Foraminiferen *Pfenderina* und *Pseudocyclamina* (bei La Chau), die wiederum in der back-reef-Fazies häufig sind.

An anorganischen Komponenten sind noch einzelne Ooide zu erwähnen. Entsprechend der geringen Korngrösse der meisten dieser neritischen Komponenten sind sie in den kalkarenitischen Turbiditen relativ am häufigsten. Sie bleiben aber in jedem Fall mengenmässig so untergeordnet, dass sich der Begriff «allodapische Kalke» (MEISCHNER 1962, 1964) auf die Resedimente des Vocontischen Trogs nicht anwenden lässt.

Schon im Anschliff fällt der hohe Prozentsatz pelitischer Komponenten auf (Taf. I, II; Taf. III, Fig. 3). In der Tat ist der Anteil neritischer Gerölle stets ausserordentlich gering und überschreitet nur ganz selten 10%. Unter «neritischen» Geröllen sind dabei Kalkarenite (pseudoolithische Kalke), meist mit Foraminiferen und feinen Schalenrümmer und echt oolithische Kalke zusammengefasst (Taf. V, Fig. 1, 2). Bei den pelitischen Geröllen zeigt die Dünnschliffuntersuchung, dass das Faziespektrum in Wirklichkeit etwas differenzierter ist: Neben typisch pelagischen Kalken, die den grössten Anteil ausmachen, finden sich auch ziemlich oft Calpionellenkalke mit einem mehr oder weniger deutlichen neritischen Einschlag (Taf. VI, Fig. 1, 2). Er äussert sich in einer Beimengung sehr feinen bioklastischen Materials und manchmal in einer \pm unruhigen Textur mit Tendenz zum Pseudoolithischen.

Bei dem Versuch, das Herkunftsmilieu der Gerölle zu bestimmen, liefern die Verhältnisse in der Chartreuse (REMANE 1958, 1960) gute Anhaltspunkte. Mehr oder weniger kalkarenitische Flachwasserablagerungen finden sich dort nur in einer wenige Kilometer breiten Randzone vor dem Riff. Oolithische Kalke sind nicht mehr abgeschlossen. Sie sind demnach auf einen sehr engen riffnahen Bereich beschränkt.

Es zeigt sich also auch bei den Geröllen wieder, dass durch die Resedimentationsvorgänge – wenn auch in relativ geringen Mengen – Material aus dem direkten Vorriffbereich bis in das Beckentiefste verfrachtet wurde. Dabei ist unter den Geröllen oft die ganze Faziesabfolge vom rein neritischen bis zum voll pelagischen Milieu in einer Bank vertreten.

Einige Einzelheiten sind in diesem Zusammenhang noch wichtig: Sowohl die Kalkarenite als auch die Oolithe (Taf. V, Fig. 1, 2) waren zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung oft noch nicht restlos verfestigt. Stellenweise hatte sich erst ein schmaler Saum von Kalzitkristallen um die Partikel gebildet, der nur zur Verschweissung an den

⁵⁾ Die systematische Stellung dieser Form ist umstritten; von vielen Autoren wird sie zu den Trocholinen, also zu den Foraminiferen gestellt, aber nach MASLOV (1958) handelt es sich um eine Alge (Dasycladacee), s. Treatise on Inv. Paleontology C 742.

Berührungspunkten ausreichte. Der Porenraum war infolgedessen noch weitgehend offen, so dass während des Transports feiner Kalkschlamm mit Calpionellen eindringen konnte (Taf. V, Fig. 1). Das beweist, dass diese Gerölle nur in Suspension unter äusserst schonenden Bedingungen transportiert worden sein können.

Einzelne pelitische Gerölle sind rötlich-grau und von Chondriten durchsetzt und ähneln damit sehr den feinsten Ausläufern der Turbidite. Es ist hier daran zu erinnern, dass z.B. im Berriasien von Buis-les-Baronnies (Fig. 8, BuB) ein Turbidit den nächsttieferen durchschneidet. Ebenso wird im Obertithon bei Cornillon (Fig. 7, Niveau 38 in Cor) eine resedimentäre Lage von der folgenden ungradierten Breccie abgeschnitten. Schliesslich folgt auch daraus, dass die resedimentären Breccien oft direkt aufeinander lagern, zwangsläufig, dass eine Erosion und damit eine sekundäre Umlagerung von bereits resedimentiertem Material stattgefunden haben muss. Der Transport des Materials durch Resedimentationsvorgänge muss also bis zu einem gewissen Grade mehrphasig gewesen sein. Dass die direkten Hinweise darauf so dürftig sind, hat zwei Gründe: einerseits wurden dabei die ursprünglichen Sedimentstrukturen zerstört; andererseits fand diese Erosion in Gebieten statt, in denen typische Turbidite, deren Texturen charakteristisch genug wären, um noch in kleineren Geröllen erkennbar zu sein, noch nicht abgelagert wurden. Das einzige Beispiel, das in diese Richtung zu weisen scheint, das Niveau 24 im Profil von Charens (Fig. 6, Chr), ist schwer zu deuten. Ganz offensichtlich steckt hier in einer massigen, ungradierten Breccie eine mehrere Meter grosse, plastisch deformierte Scholle, die sich durch ihre inverse Gradierung als überkippt erweist. Man kann sich aber nur schwer vorstellen, dass sie in dieser Form aus dem Untergrund gerissen, über eine nennenswerte Entfernung transportiert und dabei rotiert wurde. Der Versuch, sie als den im letzten Bewegungsstadium von oben her in die Breccie eingewickelten, oberen gradierten Teil der Ablagerung zu deuten, bleibt allerdings ebenso unbefriedigend.

Auf jeden Fall müssen wir bei den im Obertithon wirksamen Resedimentationsvorgängen im Endeffekt mit Transportweiten von mindestens 75–100 km allein bis zum Westrand des Arbeitsgebietes rechnen. In einem engeren Umkreis sind die entscheidenden neritischen Fazies nicht auffindbar, wenn man nicht, wie ALLIOT, FLANDRIN und MOULLADE (1964) zu der Hilfhypothese greifen will, dass sie im Vercors unter jüngerer Bedeckung und deshalb heute nicht mehr nachweisbar existiert hätten. Aber dafür fehlen jegliche sonstigen Hinweise. Will man diese Verfrachtungsweiten allein durch mehrphasigen, etappenweisen Transport erklären, so stösst man auf die Schwierigkeit, dass dazu eine sehr tiefgreifende Remobilisierung⁶⁾ der Resedimente erforderlich wäre. Das wiederum würde ein langes, relativ starkes Gefälle voraussetzen und damit zu unwahrscheinlichen Wassertiefen für das Becken selbst führen. Ausserdem fällt es schwer, sich eine Hangneigung vorzustellen, auf der einerseits abgelagert und andererseits die Ablagerungen kurz darauf wieder mobilisiert wurden. Derartiges wäre allenfalls in einer synorogenen Flyschphase möglich, bei fortlaufender Übersteilung der Hänge.

Es bleibt also nur der Schluss übrig, dass die mehrfache Resedimentation, obwohl sie sicher stattgefunden hat, insgesamt von geringer Bedeutung war und wir mit

⁶⁾ Wenn ältere Resedimente völlig erodiert werden, muss wenigstens der erodierende Strom Material vom Rand bis in das Innere des Beckens in einem Zug transportiert haben.

direkten Transportweiten in der obengenannten Grössenordnung rechnen müssen.

Schliesslich ist noch hervorzuheben, dass die oben beschriebenen Typen von Resedimenten trotz der grundlegenden Unterschiede in ihren Gefügen alle den gleichen Materialbestand zeigen, und im Verlauf der folgenden Untersuchungen werden sich noch weitere Gemeinsamkeiten ergeben. Nur bei den Geröllpeliten ist das Bild etwas komplizierter: Zwar ist der Materialbestand meist derselbe wie in Turbiditen und ungradierten Breccien. In der pelitischen Matrix finden sich oft direkt nebeneinander Elemente verschiedenster Herkunft (REMANE 1960). Daneben gibt es aber auch viele Geröllpelite, deren Matrix keinerlei Fremdelemente enthält und infolgedessen selbst im Dünnschliff nicht von einem normalen Calpionellenkalk zu unterscheiden ist. Nur die Abwesenheit der Radiolarien, die in den autochthonen Ablagerungen fast nie fehlen, gibt dann (abgesehen von den Geröllen) einen Hinweis auf den resedimentären Charakter der Ablagerung⁷⁾.

B. Ergebnisse von Gerölldatierungen

Dank der Kleinheit der Calpionellen konnten im Dünnschliff oft Gerölle von weniger als 1 cm Durchmesser datiert werden. Eine statistische Auswertung solcher Gerölldatierungen wäre allerdings äusserst problematisch, weil sich entscheidende systematische Fehler⁸⁾ nicht umgehen lassen.

Aber auch die rein qualitativen Ergebnisse sind schon sehr aufschlussreich (s. Angaben in den Detailprofilen, Fig. 4–8, 11–14). Die Breccien enthalten oft nachweislich ältere Gerölle, Gerölle aus dem *Chitinoidea*-Niveau oder dem Untertithon kommen auch im Berriasien noch vor. Sie sind in vielen Fällen auch älter als das Liegende des betreffenden Resediments (Fig. 4: CCA 28, CCa 9; Fig. 6: Cht 18; Fig. 7: Cor 9, 15, REs 14; Fig. 12: PRO 1). Weitere Beispiele finden sich in den Profilen vom Défilé du Gouravour (Gou), Orpierre (Orp) und, am eindrucksvollsten, im Berriasien von Serres, wo eine Breccie in der Zone C noch Gerölle aus der Zone A enthält (s. REMANE 1964, Beil. 1, Se 5). Das ist ein weiterer Beweis dafür, dass ein nennenswerter Transport stattgefunden hat.

Wichtig ist ausserdem, dass sehr verschieden alte Gerölle im selben Handstück nebeneinander vorkommen. Das betrifft ebensogut gradierte (Fig. 6: Cht 9; Fig. 8: Pla 14, 15; 17a, Profile Gou und Orp) wie ungradierte Breccien (Fig. 6: Cht 18; Fig. 11: ChO 5a; Fig. 12: PRO 1) als auch Geröllpelite (Fig. 13: PEt 21a; Fig. 14: Pox 12a; Obertithon von Pomet [Pom]). In allen Fällen hat also eine intensive Durchmischung des Materials während des Transports stattgefunden. Ganz besonders eindrucksvolle Beispiele liefern aber einige Geröllpelite, in denen sich stratigraphische

⁷⁾ Es hat sich nämlich gezeigt, dass die Radiolarien in der Matrix von Geröllpeliten stets fehlen. Das lässt sich dadurch erklären, dass sie in den autochthonen Sedimenten grundsätzlich in kalzitierter Form vorliegen. Bis dieser Materialersatz vollendet war, war offensichtlich das Sediment auch schon genügend verfestigt, um einer völligen Mobilisierung zu widerstehen.

⁸⁾ Die Geröllgrösse hängt von dem Verfestigungsgrad ab, der mit dem Alter korreliert ist. Die Häufigkeit der Calpionellen im Sediment schwankt für verschiedene stratigraphische Einheiten um verschiedene Mittelwerte; die Faunen sind nicht alle gleich charakteristisch.

Mischfaunen in der pelitischen Matrix nachweisen lassen⁹⁾. Die Durchmischung des Materials reichte hier also bis in den Millimeterbereich.

Weiter oben wurde auf das Vorkommen von Geröllen hingewiesen, die wesentlich älter als das Liegende der resedimentären Breccien sind. Daraus kann man allerdings nicht durchwegs auf eine entsprechende Erosionstiefe schliessen. Abgesehen von dem Problem des mehrphasigen Transports (s.o.), wodurch die Möglichkeit gegeben ist, dass auch ältere, schon einmal resedimentierte Gerölle wieder aufgenommen wurden, deutet sich in einzelnen Fällen eine stratigraphische Diskontinuität im Geröllspektrum an: Das Niveau 2 im Profil von Le Chouet (Fig. 6, Cht) enthält Gerölle aus dem unteren B, dem *Chitinoidea*-Niveau und dem Untertithon (d.h. Gerölle mit einer Anhäufung von *Saccocoma*, wie sie nur im Untertithon zu beobachten ist). Material aus der Zone A konnte dagegen nicht nachgewiesen werden. Die Proben lCu 24 und 31 (Fig. 12) zeigen ein analoges Bild: Vorhandensein von Geröllen aus B, dem Untertithon und sehr wahrscheinlich auch aus dem Kimmeridge, aber Material aus der Zone A bisher nicht nachweisbar. Demnach muss im Erosionsgebiet dieser Suspensionsströme die Zone A schon gefehlt haben oder doch wenigstens stark reduziert gewesen sein.

Eine ganz andere Möglichkeit, das Hereinkommen älterer Gerölle in Suspensionsströme zu erklären, ist durch Abbrüche von den Wänden eines submarinen Canyons gegeben, in denen verschieden alte Schichten zutage traten. Dieser Prozess hat bei den Vorgängen im Obertithon sicher auch eine Rolle gespielt, aber eine direkte Erosion ist jedenfalls durch das Vorhandensein von flächenhaften Schichtlücken eindeutig nachgewiesen.

C. Geologische Voraussetzungen für ein genetisches Modell der Resedimentationsvorgänge im Obertithon des Vocontischen Troges

Hier muss zunächst die Frage des Verfestigungsgrades der Gerölle näher erörtert werden. Weiter oben hatte ich schon Beispiele dafür angeführt (Taf. III, Fig. 3), dass die resedimentären Breccien steifplastische Schlickgerölle enthielten, und dass auch die neritischen Gerölle oft noch unvollständig verfestigt waren (Taf. V, Fig. 1, 2). Am wichtigsten sind aber die Calpionellenkalke, weil sie den Hauptanteil der resedimentären Breccien ausmachen. Im ganzen Bereich der subalpinen Ketten ist mir bis jetzt nur ein einziges Beispiel einer geringmächtigen intraformationellen Breccie bekanntgeworden, die durch lokale Aufarbeitung in geringer Wassertiefe entstanden ist (bei Aizy-sur-Noyarey, s. REMANE 1960, Taf. VI, Fig. 2). Die Calpionellenkalke sind hier schon deutlich neritisch beeinflusst; eine entsprechende Aufarbeitung von Kalken aus der tiefen pelagischen Fazies konnte bisher nirgends beobachtet werden. Sie ist auch nach der ganzen paläotektonischen Situation nicht zu erwarten. Aber gerade derartige Gerölle sind in den resedimentären Breccien häufig. Sie müssen also im Zuge des Resedimentationsprozesses selbst entstanden sein, durch Erosion, wie es

⁹⁾ Die Probe CTa 5 (Fig. 13) enthält Faunenelemente, die von der Subzone D2 bis hinab zur Zone B reichen; Hangendes des Geröllpelits: unteres D3, Liegendes: unteres D2. – Die Probe REs 13 (Fig. 7) zeigt eine Mischfauna, die vom unteren B bis A3 oder A2 reicht, in REs 14 sogar vom unteren B bis zum *Chitinoidea*-Niveau; dieser Geröllpelit ist in das untere B eingeschaltet. – Das gleiche gilt für die beiden folgenden Fälle: PEt 21 a (Fig. 13) zeigt eine Mischfauna vom unteren B bis A3 und VAC 6 wiederum vom unteren B bis zum *Chitinoidea*-Niveau.

auch das Vorhandensein von Schichtlücken im tiefen Bereich beweist. Demnach kann es sich nur um Schlickgerölle gehandelt haben. Insofern stellen also die resedimentären Breccien des subalpinen Obertithons einen Sonderfall gegenüber anderen Resedimenten dar, die überwiegend aus «primär» klastischen, bereits verfestigten Komponenten bestehen, die durch den gravitativen Massentransport aus ihrem küstennahen Ablagerungsgebiet fortgeführt wurden. Dieser Unterschied betrifft auch die sonst sehr ähnlichen, von BERNOULLI (1964) aus dem Lias des Monte Generoso (Tessin) beschriebenen resedimentären Breccien.

In den Geröllpeliten kommt wahrscheinlich auch noch ein anderer Typ von Schlickgeröllen vor. Bei der Auslösung der Suspensionsströme hat offensichtlich die thixotrope Verflüssigung von wasserreichen Kalkschlämmen (z.B. durch Erdbebenserschütterungen) eine entscheidende Rolle gespielt. Wenn einzelne Partien des Sediments zu diesem Zeitpunkt bereits etwas stärker verfestigt waren, blieben sie bei dem Zusammenbruch des Gefüges als Restinseln erhalten, die dann als «Gerölle» in der mobilisierten Masse mitschwammen. Allerdings ist im Einzelfall oft schwer zu entscheiden, welcher Gerölltyp vorliegt.

Bei Berücksichtigung dieser Voraussetzungen ergeben sich aus den in den vorigen Kapiteln aufgeführten Tatsachen einige gemeinsame Grundzüge für alle drei der geschilderten Resedimenttypen, denen das – oder die – verschiedenen genetischen Modelle Rechnung tragen müssen.

- a) In allen Fällen hat eine intensive Durchmischung des Materials stattgefunden: Komponenten verschiedenen Alters und verschiedenster fazieller Herkunft kommen im Handstückbereich direkt nebeneinander vor. Mischfaunen in der pelitischen Matrix mancher Geröllpelite zeigen eine Durchmischung bis in den Millimeterbereich an.
- b) Die Suspensionsströme haben auch noch im tieferen Teil ihres Laufs kräftig erodiert, wie Schichtlücken an der Basis der resedimentären Breccien und Geröllpelite zeigen.
- c) Das erodierte Material wurde in Form von \pm steifplastischen Schlickgeröllen von der Strömung aufgenommen und in Suspension über Entfernungen in der Grössenordnung von Zehnerkilometern transportiert. Hier treten nur bei den Geröllpeliten aus den oben geschilderten Gründen Schwierigkeiten auf. Das Profil von Charens (Fig. 6, Chr) zeigt aber in verschiedenen Geröllpeliten im unteren Teil eine Anreicherung unregelmässig gestalteter Gerölle, die nur durch Erosion entstanden sein können.

All das lässt sich nur erklären, wenn man annimmt, dass turbulente Suspensionsströme für die Entstehung *aller* Resedimente verantwortlich waren.

V. GENETISCHE DEUTUNG DER RESEDIMENTE IM OBERTITHON DES VOCONTISCHEN TROGES

A. Bisherige Interpretation ähnlicher Resedimente in anderen Gebieten im Vergleich zu den Verhältnissen im Vocontischen Trog

Ablagerungen wie die hier beschriebenen wurden schon vielfach in allen Teilen der Welt beobachtet. CROWELL (1957) hat sich ausführlich mit der Genese der «pebbly

mudstones» befasst und nimmt für sie eine zweiphasige Entstehung an: Ablagerung von Geröllen aus turbidity currents auf einen metastabilen Schlamm bringt dessen Gefüge durch Überlastung zum Zusammenbruch und induziert einen Schlammstrom. Dazu ist allerdings die Annahme erforderlich, dass eine Hangneigung bestand, die einerseits schon die Ablagerung von Material aus turbidity currents und andererseits noch die Mobilisation von Schlammströmen erlaubte, und das erscheint mir schwierig. Wieweit solche Vorgänge in orogen aktiven Zonen durch fortlaufende Reliefübersteilung und eine zeitliche Trennung der beiden Phasen möglich sind, ist eine andere Frage, aber für den Vocontischen Trog ist diese Voraussetzung sicher nicht gegeben. Ausserdem sind hier die Gerölle durchwegs auf die eine oder andere Weise syngenetisch, so dass man keine turbidity currents als Gerölllieferanten benötigt.

Auch DOTT (1963) vertritt die Ansicht, dass die «pebbly mudstones» vorzeitig steckengebliebene Schlammströme sind, die sich nicht zu turbidity currents entwickeln konnten und nie ein voll turbulentes Transportstadium erreicht haben. Interessant ist die Beobachtung von groben gradierten Konglomeraten in der oberen Kreide von Chile, die nach oben in «pebbly mudstones» übergehen, wobei die Gradierung durch schnelleres Rollen der groben Blöcke am Grund erklärt wird. Sie entsprechen in ihrem äusseren Bild ganz einigen bei Charens (Fig. 6, Chr) beobachteten Resedimenten, bei denen aber auch die größeren Gerölle in Suspension transportiert wurden.

LINDSAY (1966, 1968) hat Geröllpelite («tilloids») im Perm von Australien sehr eingehend untersucht, vor allem im Hinblick auf die Einregelung der Gerölle. Er nimmt für die meisten dieser Bildungen einen turbulenten Transport an, allerdings in Form einer «slow boiling agitation» im Sinne von KUENEN (1956). Im letzten Stadium wird die Bewegung dann laminar. Ströme besonders hoher Viskosität wären aber demnach nie über das laminare Anfangsstadium hinausgekommen.

Im allgemeinen besteht also die Tendenz, genetisch scharf zwischen echten Turbiditen (entstanden aus turbulenten Suspensionsströmen) und Ablagerungen aus zähflüssigen, nicht oder wenigstens nicht voll turbulenten Schlammströmen zu unterscheiden, die ein steckengebliebenes Vorstadium in der Entwicklung zum turbidity current darstellen. Es ist in diesem Zusammenhang auch immer wieder von «eingefrorenen» Strukturen die Rede. Eine Ausnahme macht hier nur SAMES (1965), der für das mehrere Meter mächtige, gradierte Baganza-Konglomerat im nordapenninen Oberkreideflysch einen turbulenten Transport hoher Geschwindigkeit annimmt, und zwar wegen der intensiven Durchmischung von Geröllen verschiedenen Alters.

Nach den neu gewonnenen Ergebnissen lässt sich die oben dargestellte scharfe Trennung, wie ich sie seinerzeit selbst auch vertreten habe (REMANE 1960) aber nicht mehr aufrechterhalten, zumindestens nicht für die Resedimente im Obertithon des Vocontischen Troges. Trotz der so grundsätzlich verschiedenen Ablagerungsgefüge müssen die Suspensionsströme in allen Fällen ein voll turbulentes Stadium durchlaufen haben. Anders lassen sich die weitgehenden Übereinstimmungen in Durchmischungsgrad, Materialbestand und Erosionseigenschaften nicht erklären. Deshalb erscheint es mir wichtig, deutlich zwischen Transport- und Ablagerungsmechanismus zu unterscheiden. Die sedimentären Gefüge können direkt nur über den Ablagerungsmechanismus Auskunft geben. Die Rückschlüsse auf den Transportmechanismus ergeben sich da-

gegen in erster Linie aus dem Materialbestand, und dabei sind paläökologische und stratigraphische Kriterien entscheidend.

Man kommt durch diese Befunde zwangsläufig zu dem Schluss, dass grundsätzlich homologe Transportmechanismen, die sich nur graduell unterschieden haben, unter geeigneten Bedingungen in ganz verschiedene Ablagerungsmechanismen ausmündeten. Die interessanten Untersuchungen von SANDERS (1965) zeigen jedoch, dass im Stadium der Ablagerung Übergänge existieren, die bisher übersehen wurden, denn offensichtlich wurde auch bei den klassischen Turbiditen nur ein geringer Teil des Materials direkt aus turbulenten Suspensionen sedimentiert.

B. Besondere Gegebenheiten des Sediments, verfügbare physikalische Grundlagen

1) Spezielle lithologische Eigenschaften des untersuchten Sediments

Zunächst ist daran zu erinnern, dass wir es im Obertithon des Vocontischen Troges mit reinen Kalkpeliten zu tun haben, die sich durch ihr wesentlich geringeres Thixotropieverhalten (WINKLER 1938) von entsprechenden Tonsuspensionen unterscheiden.

Ein anderer wichtiger Punkt ist, dass die diagenetische Verfestigung von Kalkschlämmen naturgemäss ganz anders verläuft als die von tonigen Sedimenten. Untersuchungen über die Diagenese rezenter bis quartärer Kalke (FRIEDMAN 1964) beziehen sich schon aus rein technischen Gründen hauptsächlich auf Flachwasserablagerungen. Die bisher bekanntgewordenen Beispiele für Verfestigung von karbonatischen Sedimenten in grösseren Meerestiefen (FRIEDMAN 1964, MILLIMAN 1966, FISCHER und GARRISON 1967) lassen sich nicht auf das Untersuchungsgebiet anwenden. Ich glaube aber, dass man auf jeden Fall davon ausgehen kann, dass bei den Löslichkeitsunterschieden zwischen Aragonit, Magnesiokalzit und Kalzit, und bei dem Hinzukommen einer leichten Drucklösung an den Kornkontakten früher oder später lokale CaCO_3 -Übersättigungen im Porenwasser auftraten, die wahrscheinlich zur Ausfällung von Kalzit in der Nähe der Kornkontakte und damit zu einer Punktverschweissung der Körner führten. So liesse sich jedenfalls die Bildung stärker kohäsiver Schlicke erklären, die sich in der ausserordentlich grossen Häufigkeit von steifplastischen Schlickgeröllen in den Resedimenten des Vocontischen Troges äussert.

2) Zähigkeitsverhalten von Kalksuspensionen bei niedrigen Schergeschwindigkeiten

Was die rein pelitische¹⁰⁾ Suspension unter Vernachlässigung einer eventuellen grobklastischen Fracht anbetrifft, so lag es nahe, zunächst einmal ihr Zähigkeitsverhalten in Abhängigkeit von der Dichte, d.h. der Volumenkonzentration der suspendierten Partikel zu untersuchen. Als Modellsediment wurde dabei dänische Schlämm-

¹⁰⁾ Nach E. FLÜGEL (1967, Abb. 2) reicht die Korngrösse bei rein pelagischen Calpionellenkalken bis 5μ und zeigt ein ausgeprägtes Maximum bei 1μ . Da offensichtlich aufgrund der Präparationsmethode nur die scheinbaren Korndurchmesser erfasst wurden, muss man in Wirklichkeit mit etwas höheren Werten rechnen.

kreide verwendet, deren Korngrößen nach mikroskopischen Messungen zwischen 1μ und 15μ liegen, mit einem Dichtemittel unter 5μ . Die Messungen wurden mit Kapillar-Viskosimetern verschiedener Kapillarenweiten durchgeführt. Man darf dabei natürlich nicht vergessen, dass die Zähigkeitsbegriffe η , gemessen in Poise, und ν ($\nu = \eta/\rho$), gemessen in Stok, nur auf Newtonsche Flüssigkeiten anwendbar sind, aber nicht ohne weiteres auf Suspensionen, da sie ein nicht-Newtonisches Verhalten zeigen können. Es empfiehlt sich also, hier nicht einfach von Zähigkeit zu sprechen, sondern den in der Strömungsphysik eingebürgerten Ausdruck «rechnerische Zähigkeit» zu verwenden. In diesem Zusammenhang ist aber allein entscheidend, dass ganz offensichtlich eine gesetzmässige Beziehung zwischen der Dichte (d.h. Volumenkonzentration) einer Suspension und ihrem Zähigkeitsverhalten besteht (Fig. 20), die sich mit denselben Methoden wie die Zähigkeit Newtonscher Flüssigkeiten messen lässt. Die rechnerische Zähigkeit muss sich auch in analoger Weise auf das hydrodynamische Verhalten der Suspensionen auswirken.

Entsprechend der notgedrungen primitiven Versuchsanordnung darf man keine allzu exakten Messwerte erwarten, aber der Gang der Kurve ist eindeutig: Die rechnerische Zähigkeit der Suspension ist bei geringen Volumenkonzentrationen kaum höher als die Zähigkeit des Wassers, wie das nach der Einsteinschen Formel:

$$\eta_{\text{solu}} = \eta_{\text{solv}} (1 + 2,5 c_v)^{11})$$

auch zu erwarten ist. Erst etwa um $\rho = 1,5 \text{ g/cm}^3$, was ziemlich genau einem Wert von $\varepsilon = 70\%$ oder $c_v = 30\%$ entspricht, steigt die Kurve steil an.

Bereits KUENEN (1951) liess von der SHELL Zähigkeitsmessungen an Tonsuspensionen durchführen; seine Kurve wurde hier in Fig. 20 übernommen. Sie zeigt im Prinzip den gleichen Gang, es werden aber schneller höhere rechnerische Zähigkeiten als bei den Kalksuspensionen erreicht. Das lässt sich vielleicht durch die wesentlich stärkeren Thixotropie-Eigenschaften von Tonmineralen erklären.

Bisher wurde jedoch in der geologischen Literatur noch nie versucht, den Einfluss der Zähigkeit von Suspensionen auf die Strömungsform (laminar oder turbulent) abzuschätzen.

C. Versuch einer physikalischen Deutung der Resedimentationsvorgänge

Es sind schon zahlreiche Versuche unternommen worden, die Hydrodynamik von turbidity currents wenigstens näherungsweise rechnerisch zu erfassen (BAGNOLD 1962, HINZE 1960, M.A. JOHNSON 1962, 1966, KUENEN in zahlreichen Arbeiten, MENARD und LUDWICK 1951, MIDDLETON 1966, PLAPP und MITCHELL 1960). Obwohl viele wertvolle Ergebnisse gewonnen wurden, bleibt doch die Tatsache bestehen, dass eine exakte mathematische Beschreibung von turbidity currents noch auf lange Sicht unmöglich bleiben wird. Es kann sich hier also nur darum handeln, ein rein qualitatives Anschauungsmodell zu entwerfen, mit dem sich vielleicht die scheinbaren Widersprüche zwischen dem aus geologischen Gründen zu fordernden Transport-

¹¹⁾ Wobei c_v = Volumenkonzentration des suspendierten Materials.

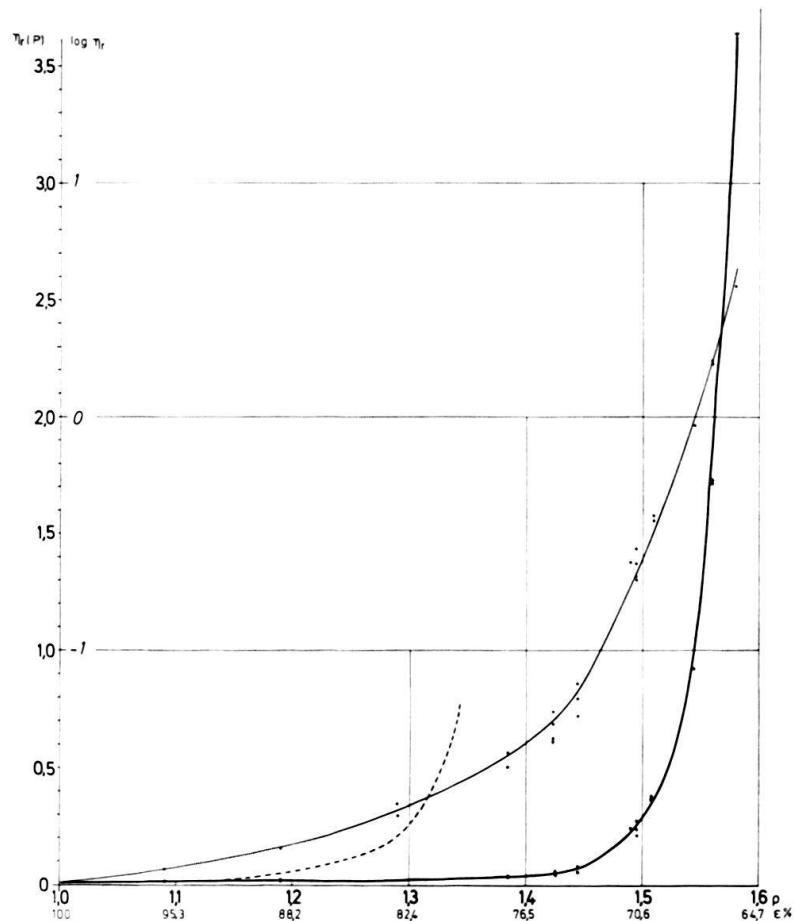


Fig. 20. Rechnerische Zähigkeit von pelitischen Kalksuspensionen (Schlammkreide) in Abhängigkeit von der Dichte, d.h. der Volumenkonzentration. Dünne Kurve oben: Zähigkeit im logarithmischen Maßstab. – Gestrichelte Kurve: Zähigkeit von Tonsuspensionen in Abhängigkeit von der Dichte nach KUENEN (1951), Maßstab linear.

mechanismus und den aus den Sedimentstrukturen resultierenden Ablagerungsmechanismen erklären lassen.

In erster Annäherung liefert die Betrachtung des Strömungsverhaltens Newtonscher Flüssigkeiten einen brauchbaren Ausgangspunkt. Es lässt sich durch eine dimensionslose Verhältniszahl (die Reynolds'sche Zahl) charakterisieren, die als das Verhältnis von Trägheitskraft zu Zähigkeitskraft definiert ist. Diese Zahl, abgekürzt Re , wurde zuerst für die Strömung in Rohren entwickelt und lautet mathematisch formuliert:

$$Re = \frac{\bar{u} \cdot r}{\nu} = \frac{\bar{u} \cdot r \cdot \rho}{\eta} \quad 12)$$

Re lässt sich aber auch auf andere Querschnitte als Rohre anwenden, anstelle von r tritt dann der hydraulische Radius ($r_h = F/U = \text{Querschnittsfläche durch den benetz-$

¹²⁾ \bar{u} = mittlere Stromgeschwindigkeit; r = Radius des Rohrs; ν = kinematische Viskosität; ρ = Dichte der Flüssigkeit; η = dynamische Viskosität. Ableitung aus der Definition:

$$Re = (\rho \cdot u^2) / l : (\eta \cdot u) / l^2 = (\rho \cdot u \cdot l) / \eta$$

ten Querschnittumfang). Am wichtigsten ist hierbei nun die sogenannte kritische Reynolds'sche Zahl (Re_{krit}), die den Bereich kennzeichnet, in dem eine laminare Strömung in eine turbulente übergeht. Der Zahlwert von Re_{krit} hängt von den jeweiligen äusseren Bedingungen ab (z.B. Rauigkeit der Grenzfläche), ist also nicht konstant.

Das durch Re gegebene Verhältnis gilt in seinem grundsätzlichen Inhalt auch für Suspensionen, denn auch ihr Turbulenzverhalten wird vom Quotienten Trägheitskraft zu Zähigkeitskraft bestimmt. Dabei muss natürlich die rechnerische Zähigkeit zugrunde gelegt werden, die – im Gegensatz zur Zähigkeit Newtonscher Flüssigkeiten – anscheinend noch von der mittleren Schergeschwindigkeit c beeinflusst wird: KUENEN (1951) referiert eine Mitteilung von KNAPP, nach der beim Pumpen von Zementsuspensionen durch Röhren die rechnerische Zähigkeit mit der mittleren Strömungsgeschwindigkeit (also mit c) abnimmt. Die «Zähigkeitskraft» von Suspensionen ist also von sehr komplexer Natur und lässt sich nicht mehr rechnerisch fassen.

Aus dem durch $Re = (\bar{u} \cdot r_h) / \nu$ gegebenen Verhältnis lässt sich aber auch für Suspensionen noch so viel entnehmen, dass bei einer hohen rechnerischen Zähigkeit entsprechend hohe Strömungsgeschwindigkeit und/oder hydraulische Radien nötig sind, um den Übergang vom laminaren zum turbulenten Fliessen zu ermöglichen. Und zweifellos besteht dabei auch ein gesetzmässiger Zusammenhang (nach Art der in Fig. 20 dargestellten Kurve) zwischen rechnerischer Zähigkeit und Volumenkonzentration einer Suspension.

Ein durch thixotrope Mobilisation entstandener Schlammstrom braucht bei einer hohen Ausgangskonzentration also höhere Strömungsgeschwindigkeiten, um turbulent fliessen zu können. Bei zu geringem Gefälle und infolgedessen zu niedriger Endgeschwindigkeit bleibt Re unterhalb des kritischen Bereichs. SAMES (1965) bringt ein Beispiel für einen solchen, in geringer Wassertiefe zum Stehen gekommenen konglomeratischen mudflow, der nie das turbulente Stadium erreicht hat. Für das Untersuchungsgebiet scheiden solche Fälle aber schon wegen der paläogeographischen Lage aus, ganz abgesehen von den zahlreichen Hinweisen auf einen turbulenten Transport (s.S. 725). Hier war wahrscheinlich auch der Kanalisierungseffekt beim Eintritt in ein submarines Canyon wichtig, weil dadurch r_h und damit Re erhöht wurden, so dass schon bei niedrigeren Strömungsgeschwindigkeiten Turbulenz auftrat. JOHNSON (1962) nimmt für turbidity currents Re -Zahlen von 10^7 – 10^{10} an, und damit wäre auch bei sehr hohen rechnerischen Zähigkeiten ein turbulentes Fliessen möglich.

Für die sedimentologische Fragestellung ist aber das Problem der Umkehrung dieses Prozesses viel interessanter. Ganz allgemein ergibt sich dabei folgender energetischer Aspekt: Die Turbulenz muss eine Arbeit gegen die innere Reibung der Flüssigkeit oder der Suspension leisten. Solange ein Gefälle vorhanden ist und durch die Schwerebeschleunigung Energie nachgeliefert wird, kann sich die Turbulenz erhalten. Hört das Gefälle auf, so muss die nötige Arbeitsleistung aus der kinetischen Energie des Stroms bei Verminderung der Strömungsgeschwindigkeit bezogen werden. Dabei kann nur ein geringer Teil der kinetischen Energie entnommen werden, die Turbulenz kommt also vor dem Stehenbleiben des Stroms zum Erliegen, und die Strömung geht schliesslich in laminares Fliessen über, wobei zunächst noch lokale Restturbulenzen

bestehen bleiben können. Natürlich findet dieser Übergang bei einem Wert von Re statt, der weit unter der kritischen Reynoldsschen Zahl für das Zustandekommen der Turbulenz liegt.

Betrachtet man zwei turbulente Ströme gleicher Geschwindigkeit und von gleichem hydraulischem Radius, aber verschiedener Zähigkeit, so wird bei höherer Zähigkeit die Turbulenz eher zum Erliegen kommen, weil eine grössere Reibungsarbeit geleistet werden muss. Rechnerisch drückt sich das darin aus, dass von den beiden Strömen derjenige mit der höheren Zähigkeit eine kleinere Re -Zahl hat. Das gilt entsprechend für Suspensionen, wenn man die rechnerische Zähigkeit einsetzt.

Bei turbulent fließenden Suspensionen kommt aber vielleicht noch eine weitere Komplikation hinzu: KUENEN (1951) untersuchte bei experimentellen turbidity currents den Zusammenhang zwischen Dichte (und damit der rechnerischen Zähigkeit) von turbulent fließenden Tonsuspensionen und der Strömungsgeschwindigkeit, die die Suspensionen auf einem vorgegebenen konstanten Gefälle erreichten. Dabei ergab sich eine lineare Beziehung zwischen der Strömungsgeschwindigkeit und der Quadratwurzel der effektiven Dichte¹³⁾ bis zu Suspensionsdichten von etwas über $1,5 \text{ g/cm}^3$. Demnach schiene die rechnerische Zähigkeit keinen Einfluss auf die Strömungsgeschwindigkeit zu haben. KUENEN erklärt dies durch die Annahme, dass sich Turbulenzwalzen mit dünnen Wasserfilmen dazwischen ausbildeten¹⁴⁾, die die innere Reibung stark herabsetzten. Fraglich bleibt dabei aber, ob dieser Prozess bei natürlichen turbidity currents mit Stromdicken, die um Zehnerpotenzen höher liegen, in demselben Masse wirksam wird. Dazu kommt, dass das Charakteristische an der Turbulenz gerade die völlige Regellosigkeit der Bewegung ist. Man kann sich also kaum vorstellen, dass sich über einen langen Strömungsweg hinweg stabile «Turbulenzwalzen» ausbilden.

Damit kommen wir für das Ausklingen der Turbulenz in Suspensionen zu einem qualitativ analogen Bild wie für Newtonsche Flüssigkeiten: Betrachtet man zwei Suspensionsströme von gleicher Geschwindigkeit und gleichem hydraulischen Radius, aber verschiedener Konzentration im Bereich der oben erwähnten kritischen Dichte (um $\varrho = 1,5 \text{ g/cm}^3$), so muss der Strom mit der höheren Konzentration trotz aller vielleicht einschränkenden Faktoren immer noch eine sehr viel höhere Zähigkeitskraft besitzen. Das bedeutet, dass die Turbulenz hier wesentlich früher zum Erliegen kommt.

In diesen Überlegungen wurde bisher ein wichtiger Punkt ausgeklammert: Bei Suspensionen muss die Turbulenz, im Gegensatz zu Newtonschen Flüssigkeiten, eine Hebearbeit an den suspendierten Teilchen leisten. Solange wir es mit rein pelitischen Suspensionen zu tun haben, kann dieser Faktor vernachlässigt werden, weil die Sinkgeschwindigkeiten der Partikel sehr klein sind. Bei echten turbidity currents, die ausserdem eine gröbere klastische Fracht mit sich führen, kommt hierdurch aber

¹³⁾ Ziel dieser Untersuchungen war, festzustellen, ob die Formel für die Strömungsgeschwindigkeit von Flüssen $u = C \cdot \sqrt{r_h \cdot s \cdot \varrho}$, (r_h = hydraulischer Radius, s = Gefälle) auch auf turbidity currents mit einer veränderten Konstante C anwendbar ist wenn ϱ durch die effektive Dichte der Suspension ersetzt wird.

¹⁴⁾ KUENEN, 1951, p. 27: 'The current is seen to split up into dense rolls of suspension divided by thin films of almost clear water drawn in between the vortices from above'.

ein zusätzlicher turbulenzhemmender Effekt herein (s. auch BAGNOLD 1956). Sinkt der Austauschkoeffizient unter einen gewissen Wert, so konzentrieren sich die größeren Fraktionen immer mehr im unteren Teil des Stroms, wodurch sich dort der turbulenzhemmende Effekt fortlaufend verstärkt. Besonders interessant ist in diesem Zusammenhang noch eine Bemerkung bei TILLMANN (1955): Von einer gewissen Konzentration an beeinflussen sich anscheinend die suspendierten Partikel gegenseitig derart, dass die Sinkgeschwindigkeit zunimmt. Damit deutet sich zumindest eine Möglichkeit an, das bisher so schwer verständliche «schlagartige» Ausfallen des Materials zu erklären, das bei vielen Turbiditen aus den Sedimentstrukturen zu entnehmen ist. Unter geeigneten Bedingungen können solche Ablagerungen auch gradiert sein, denn für einen gegebenen Austauschkoeffizienten ist die Konzentration der Partikel über der Strombasis stets von der Korngrösse abhängig.

In diesem Zusammenhang sind die sehr detaillierten Untersuchungen von SANDERS (1965) über die Sedimentstrukturen von Turbiditen ausserordentlich wichtig. SANDERS (1965) entnahm aus dem Fehlen aller Spuren eines rollenden Transports in den größeren gradierten Partien der Turbidite, dass hier keine Ablagerung aus einer turbulenten Suspension stattgefunden haben kann. Er schloss deshalb alle diese Bildungen aus den Turbiditen aus. Mit dem hier entwickelten Ablagerungsmodell lassen sich aber die Schwierigkeiten, die aus dieser extrem scharfen genetischen Trennung resultieren, umgehen. Haben wir es mit einem turbidity current hoher Konzentration und infolgedessen sehr hoher rechnerischer Zähigkeit zu tun, so nimmt auch die Turbulenz schneller ab (s.o.). Dazu kommt der starke Geschwindigkeitsabfall, wenn sich der Strom beim Austritt aus einem submarinen Canyon am Meeresgrund ausbreitet. Bei ausreichender Fracht an grobklastischem Material kommt ein solcher turbidity current offensichtlich zwangsläufig in einen kritischen Bereich. Wenn nämlich der Austauschkoeffizient schnell genug einen bestimmten Wert unterschreitet, entsteht eine starke Konzentration der Partikel in den unteren Schichten, die dort zu einer «Übersättigung» des Stroms und damit zum quasi schlagartigen Zusammenbruch der Turbulenz führt. Es ist gleichgültig, ob danach noch ein wesentlicher Transport in Form einer «moving-grain layer» (BAGNOLD 1956) stattfindet oder nicht, die Schüttung war auf jeden Fall so schnell, dass die am Grund abgelagerten Körner nicht mehr vom rollenden Transport erfasst werden konnten.

Für die Resedimente im Obertithon des Vocontischen Troges ergeben sich aus der Anwendung dieses Modells folgende Konsequenzen: Wir müssen auf jeden Fall das Auftreten von turbulenten Suspensionsströmen verschiedener Konzentration und damit in einem bestimmten Bereich sehr unterschiedlicher rechnerischer Zähigkeit annehmen¹⁵⁾. Bei genügender Beschleunigung konnten auch sehr dichte Suspensionen voll turbulent fließen und bis in das Becken gelangen, und gerade diese dichten Ströme führten das grösste Material mit sich. Wenn nun das Gefälle einen kritischen Wert unterschritt, so dass die Energiezufuhr nicht mehr zur Aufrechterhaltung der Turbulenz ausreichte, setzte ein Differenzierungsprozess nach dem oben geschilderten

¹⁵⁾ Wenn man die Auslösung der Suspensionsströme hauptsächlich durch thixotrope Verflüssigung von wasserreichen Schlämmen erklärt, was den paläogeographischen Gegebenheiten am besten Rechnung trägt, müssen je nach der Stärke des Anstosses verschieden dichte Schlämme mobilisiert worden sein.

Modell ein: Bei dichten Suspensionen mit einer sehr hohen rechnerischen Zähigkeit war die Reibungsarbeit entsprechend höher, und die Turbulenz kam eher zum Erliegen als in Strömen geringerer Dichte. Infolgedessen wurde die Geröllfracht so schnell abgelagert, dass Sedimentstrukturen entstanden, die nicht mehr zum Bild eines typischen Turbidits passen. Auf diese Weise lässt sich die Entstehung grober ungradierter Breccien erklären. Sie sind, wie der Geländebefund gezeigt hat, durch alle Übergänge mit typischen, d.h. \pm deutlich gradierten Turbiditen verbunden. Diese Übergänge kommen auf zwei Arten zustande: einerseits dadurch, dass wir es mit Ablagerungen aus Strömen verschiedener Dichte zu tun haben, zum anderen dadurch, dass im Suspensionsstrom selbst ein Dichtegradient besteht. Für den rein pelitischen Anteil der Suspension ist er sicher sehr gering und kommt nur durch Einmischung von Wasser von oben her zustande. Im einzelnen sind die Verhältnisse sehr kompliziert, wie aus den zahlreichen experimentellen Untersuchungen zu diesem Thema hervorgeht (KUENEN 1950, 1951, KUENEN und MENARD 1952, KUENEN und MIGLIORINI 1950, MIDDLETON 1967). In diesem Zusammenhang genügt die Feststellung, dass auch ein Strom sehr hoher Dichte einen stärker verdünnten Randanteil besitzt, der sich anders verhält als die Hauptmasse und zur Ablagerung einer normal gradierten Bank weiter aussen im Becken führt. Dadurch entsteht innerhalb einer Lage ein horizontaler Übergang von einer groben ungradierten Breccie zu einer feinen gradierten Schicht. Abschliessend sei noch einmal darauf hingewiesen, dass – wie die Untersuchungen von SANDERS (1965) zeigen – das oben beschriebene «plötzliche» Ausfallen des klastischen Materials auch im Bereich der typischen Turbidite im klassischen Sinn eine grössere Rolle spielt, als bisher angenommen wurde.

Die Geröllpelite, die gleichfalls auf Suspensionen sehr hoher Dichte zurückgehen, lassen sich als Spezialfall in dieses Schema einordnen. Enthielt der Strom nur einen geringen Anteil an grobklastischen Bestandteilen, so blieb nach dem Ausfallen der meisten Gerölle eine fast rein pelitische Suspension übrig, deren Turbulenz infolge der hohen Zähigkeit schnell zum Erliegen kam. Die Masse wurde im letzten Bewegungsstadium in Gleitlinsen zerschert.

D. Mögliche Verallgemeinerung der Ergebnisse über den Rahmen des Untersuchungsgebietes hinaus

Die oben beschriebenen Resedimentationsvorgänge sind natürlich in mancher Hinsicht von den speziellen Gegebenheiten des Vocontischen Troges geprägt, von denen man abstrahieren muss, wenn man die Ergebnisse über den Rahmen des Untersuchungsgebietes hinaus verallgemeinern will. Einige der wesentlichen Punkte wurden schon in den vorhergehenden Kapiteln herausgestellt:

- a) Der Vocontische Trog ist kein Flyschbecken. Soweit eine tektonische Aktivität bestand – und das ist zweifellos anzunehmen –, hat es sich um eine zerrungsbedingte Bruchtektonik gehandelt. Bis jetzt gibt es keine Hinweise auf nennenswerte Bruchstufen im tieferen Teil des Beckens, sie waren also vermutlich auf den Schelfrand beschränkt. Dieser wurde so vielleicht fortlaufend übersteilt, aber eine

Einengung des Beckens hat nicht stattgefunden, die Tektonik war stationär. Auf den Mechanismus der Resedimentationsvorgänge hat das aber keinen Einfluss. Dieser ist allein von den momentanen Gefällebedingungen abhängig.

- b) Das Becken war vom Land durch einen breiten lagunären Gürtel mit einer randlichen Riffzone abgeschnitten (MORET 1958, REMANE 1958, Fig. 2). Und wie aus den Verhältnissen in der Chartreuse hervorgeht, herrschte schon wenige Kilometer vor dem Riff eine geringmächtige, stark pelagisch beeinflusste Sedimentation. Ein Materialüberschuss an den Beckenrändern kann also nicht als entscheidende Ursache für das Zustandekommen der turbidity currents angesehen werden. Das zeigen auch die geringen Mengen von neritischem Material, die in das Becken verfrachtet wurden. Wir müssen also für die Entstehung der turbidity currents hauptsächlich mit tektonischen Ursachen (Erdbeben) rechnen.
- c) Ein Befund, der sich trotz allem schwer erklären lässt, ist der ausgesprochen niedrige Prozentsatz an neritischen Bestandteilen in den Resedimenten. Es gibt dafür zwei Deutungsmöglichkeiten: Entweder lag der Ausgangspunkt der turbidity currents in einem etwas tieferen Bereich, das neritische Material wäre dann sozusagen erst sekundär mitgerissen worden; oder es ist ein starker Lawineneffekt aufgetreten. Der letzte Faktor hat sicher eine wesentliche Rolle gespielt, wie die Schichtlücken im tiefen Bereich zeigen. Manchmal könnte auch ein besonders starker Anfall von Riffschutt nach schweren Stürmen Rutschungen am Riffhang ausgelöst haben, die dann ihrerseits den weiter hangab lagernden Kalkschlamm mobilisierten. Auch die Tatsache, dass schon im Obertithon (im Berriasien liegen die Verhältnisse in dieser Beziehung grundsätzlich anders) Material aus dem backreef-Bereich in das Becken gelangte, spricht dafür, dass Schuttanhäufungen vor Durchlässen im Riff als direktes oder indirektes Ursprungsgebiet des umgelagerten Materials eine Rolle gespielt haben.
- d) Die chemische Natur des Sediments hat sich auf doppelte Weise ausgewirkt. Einerseits haben Kalkpelite eine sehr viel schwächere Thixotropie als Tone; dadurch konnten auch Schlämme geringeren Wassergehalts noch eher mobilisiert werden. Turbidity currents besonders hoher Dichte waren also sicher häufiger als in Gebieten mit toniger Sedimentation; aber andererseits erreichen nach den Angaben von KUENEN (1951) Tonsuspensionen eher eine höhere rechnerische Zähigkeit, so dass sich dieser Faktor wahrscheinlich im Endeffekt nicht sehr ausgewirkt hat. Allerdings ist hierüber noch zu wenig bekannt, und vor allem hängt die ermittelte rechnerische Zähigkeit auch vom angewendeten Messverfahren ab. Der andere Aspekt betrifft die relativ stärkere Verfestigung von Kalkschlickern, die bei der Erosion deshalb häufiger als Schlickgerölle erhalten blieben. Ihre Dichte war geringer als die vollständig verfestigter Gesteine, die Korngrößen sind also nicht direkt vergleichbar. Für den Ablagerungsvorgang spielt das aber keine Rolle.
- e) Der geringe Prozentsatz an Hartbestandteilen (bioklastische Komponenten, einzelne Ooide) macht sich ebenfalls nur im Anfangsstadium der turbidity currents bemerkbar. Bei Suspensionen wirkt die Hebearbeit an den suspendierten gröberen Partikeln turbulenzhemmend, auch am Anfang der Entwicklung. Bei den turbidity

currents im Obertithon des Vocontischen Troges war dieser Effekt sicher geringer als bei Suspensionsströmen in einer Grauwackenfazies, die von vornherein einen hohen Anteil an primär verfestigten grobklastischen Komponenten besaßen. Für den Ablagerungsprozess spielt dieser Punkt nur insofern eine Rolle, als Überlastungseffekte in den terminalen laminierten Ablagerungen entfallen und als durch die Dichteunterschiede der Partikeln scheinbare Gradierungsanomalien zustandekommen. Das wurde schon von ALLEMANN (1957) am Beispiel von Foraminiferen beobachtet.

Man kommt insgesamt gesehen also zu dem Ergebnis, dass die Entstehungsbedingungen für die turbidity currents des Vocontischen Troges in wichtigen Punkten vom allgemeinen Schema abweichen; soweit kann man von einem spezifisch lokalen Typus sprechen. Die Ablagerungsbedingungen unterscheiden sich aber nirgends prinzipiell von denen anderer turbidity currents, deshalb bedarf es allenfalls geringfügiger Einschränkungen, wenn man das hier gewonnene Modell für die Zusammenhänge zwischen Transport- und Ablagerungsmechanismus auf andere Gebiete übertragen will. Der physikalische Unterschied zwischen tonigen und kalkig-pelitischen Suspensionen spielt in dieser Hinsicht vielleicht eine Rolle. Er äussert sich in dem sehr geringen Thixotropieverhalten der Kalkschlämme, das wahrscheinlich unter anderem für das Fehlen von «convolute lamination» verantwortlich ist, und in dem unterschiedlichen Zähigkeitsverhalten von Kalk- und Tonsuspensionen in Abhängigkeit von der Volumenkonzentration. Davon wird aber der grundsätzliche Ablauf der Sedimentation nicht beeinflusst, sondern nur die zahlenmässige Grösse der einzelnen Faktoren, die für eine schnelle Abnahme der Turbulenz erforderlich sind. Und den Beobachtungen anderer Autoren (vor allem SANDERS 1965) über die Sedimentstrukturen von Turbiditen kann man entnehmen, dass die oben geschilderte «Kettenreaktion», die zum quasi schlagartigen Zusammenbruch der Turbulenz in den unteren Schichten eines turbidity current und damit zum plötzlichen Ausfallen der klastischen Fracht geführt hat, unter den verschiedensten lokalen Bedingungen zustande gekommen ist.

Einige andere Gesichtspunkte sind in diesem Zusammenhang noch wichtig: In rein kalkigen Ablagerungen lassen sich die Transportrichtungen nicht direkt aus den Sohlmarken ablesen, dadurch wird die Deutung der Resedimentationsvorgänge erschwert. Auf der anderen Seite geben vollständig verfestigte Gerölle aus wesentlich älteren Gesteinen und vor allem Sandkörner, wie wir sie in Grauwacken und anderen Resedimenten finden, kaum Auskunft über ihren letzten Ablagerungsort. Es lässt sich aus ihnen also ziemlich wenig über den Ausgangspunkt und den Verlauf der turbidity currents entnehmen. Was den Vocontischen Trog anbetrifft, so beweist das Vorkommen von Geröllen aus noch unvollständig verfestigten Oolithen und Kalkareniten, dass diese Gesteine direkt von ihrem Entstehungsort in Riffnähe durch turbidity currents fortgeführt wurden. Ganz besonders wertvoll ist aber die Tatsache, dass durch die speziellen Eigenschaften der Kalkschlicke die Bildung syngenetischer Schlickgerölle begünstigt wurde. So ist der ganze Weg eines turbidity current in dem Faziespektrum seiner Gerölle exakt aufgezeichnet; gleichzeitig ergibt sich ein Bild von dem Ausmass der Erosion und von dem Grad der Durchmischung des Materials während des Transports. Es kommt noch hinzu, dass dank der geringen Mächtigkeiten in der

pelagischen Fazies vielfach die durch diese Erosion geschaffenen Schichtlücken paläontologisch direkt nachweisbar waren, so dass sich Anhaltspunkte für Reichweite, Intensität der Erosion und die Überschneidung zwischen Abtragungs- und Ablageungsgebiet ergaben. Zu diesen Fragen konnte die vorliegende Arbeit nur erste Ergebnisse liefern; es wäre zweifellos lohnend, das Problem mit Hilfe weiterer detaillierter Geländeaufnahmen zu verfolgen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ACKERMANN, E. (1948): *Quickerden und Fliessbewegungen bei Erdrutschen*. Z. Dt. Geol. Ges. 100, 427–466.
- (1951): *Geröllton!* Geol. Rdsch. 39, 237–239.
- ALLEMANN, F. (1957): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil). Unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems*. Diss. Bern.
- ALLIOT, C., FLANDRIN, J., und MOULLADE, M. (1964): *Les sédiments grossiers du Berriasien de la «fosse vocontienne». Etude particulière du Berriasien de Marignac, au NW de Die (Drôme)*. Trav. Lab. Géol. Lyon [n.s.] 11, 161–181.
- ARNAUD, H. (1966): *Contribution à l'étude du Diois nord-oriental*. Trav. Lab. Géol. Grenoble 42, 17–31.
- AUBOUIN, J. (1959): *Grano-classement vertical (graded bedding) et figures de courants (current marks) dans les calcaires purs: les brèches de flanc des sillons géosynclinaux*. Bull. Soc. Géol. Fr. [7] 1, 578–582.
- BAGNOLD, R. A. (1956): *The Flow of Cohesionless Grains in Fluids*. Phil. Trans. Roy. Soc. London 249, 235–297.
- (1962): *Autosuspension of Transported Sediment, Turbidity Currents*. Proc. Roy. Soc. London [A] 265, 315–319.
- BERNOULLI, D. (1964): *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 118.
- (1967): *Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin*. Verhand. Naturf. Ges. Basel 78, 35–54.
- BOLLER, K. (1963): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone)*. Eclogae geol. Helv. 56, 15–102.
- CAROZZI, A. (1952a): *Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine*. Arch. Sci. Genève 5, 35–39.
- (1952b): *Microfaune déplacée dans les niveaux «remaniés» du Malm supérieur de la Nappe de Morcles (Haute-Savoie)*. Arch. Sci. Genève 5, 39–42.
- (1955): *Nouvelles observations microscopiques sur les dépôts de courants de turbidité du Malm de la Nappe de Morcles*. Bull. Inst. Nat. Genève 57, 1–31.
- (1957): *Tracing Turbidity Current Deposits Down the Slope of an Alpine Basin*. J. Sedim. Petrology 27, 271–281.
- CROWELL, J. C. (1957): *Origin of Pebbly Mudstones*. Bull. Geol. Soc. Amer. 68, 993–1010.
- DAVIES, K. D. (1968): *Carbonate Turbidites, Gulf of Mexico*. J. Sedim. Petrology 38, 1100–1109.
- DEBELMAS, J. (1953): *Exemples de glissement sous-marin dans le Dogger et le Malm briançonnais*. Trav. Lab. Géol. Grenoble 30, 107–111.
- DOBEN, K. (1963): *Über Calpionelliden an der Jura/Kreide-Grenze*. Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 3, 35–50.
- DONZE, P. (1958): *Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la «fosse vocontienne» (Massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes-Maritimes)*. Trav. Lab. Géol. Lyon [n.s.] 3.
- DOTT Jr., R. H. (1963): *Dynamics of Subaqueous Gravity Depositional Processes*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 47, 104–129.
- DZULYNSKI, S., KSIĄZKIEWICZ, M., und KUENEN, P. H. (1959): *Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains*. Bull. Geol. Soc. Amer. 70, 1089–1118.

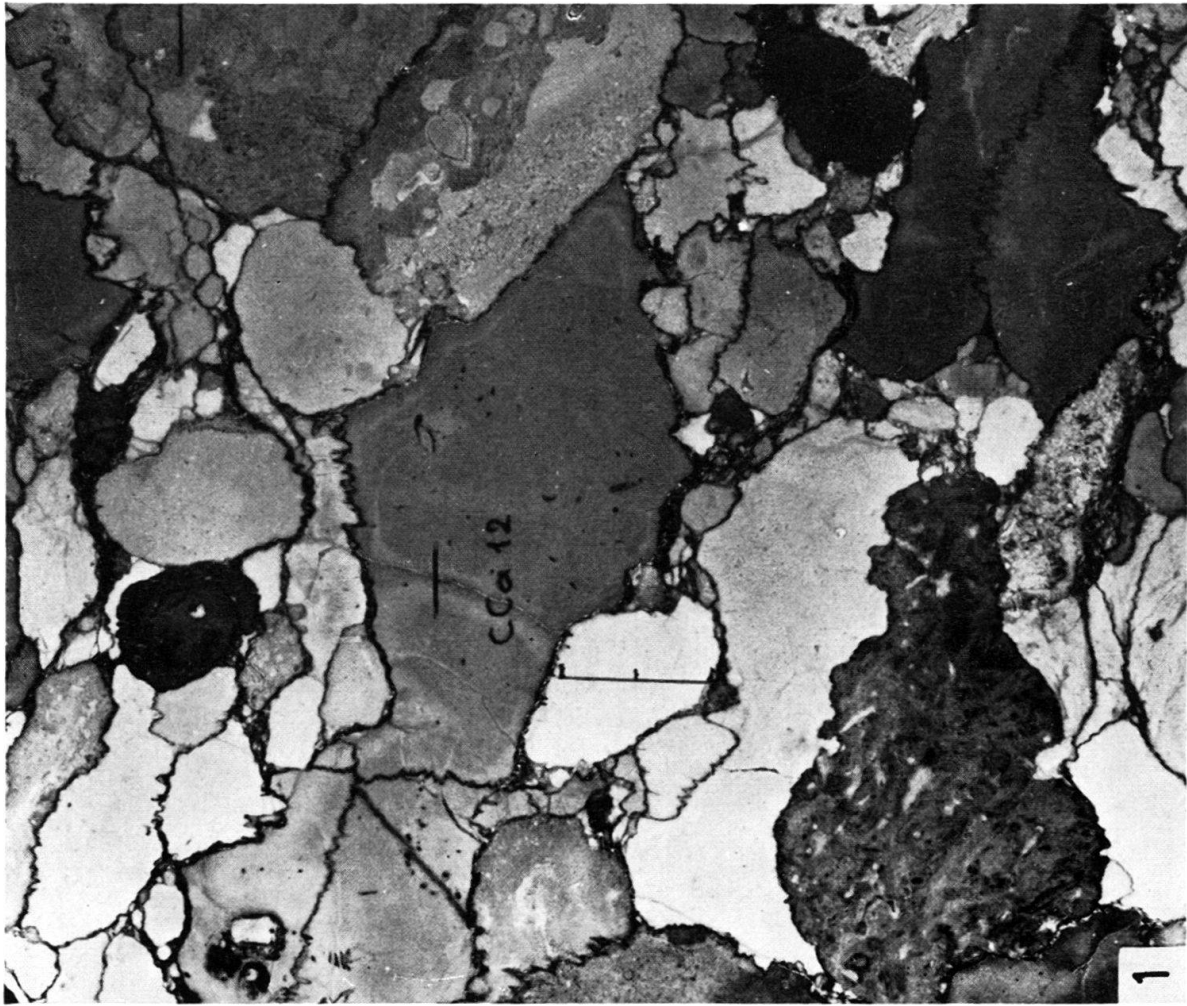
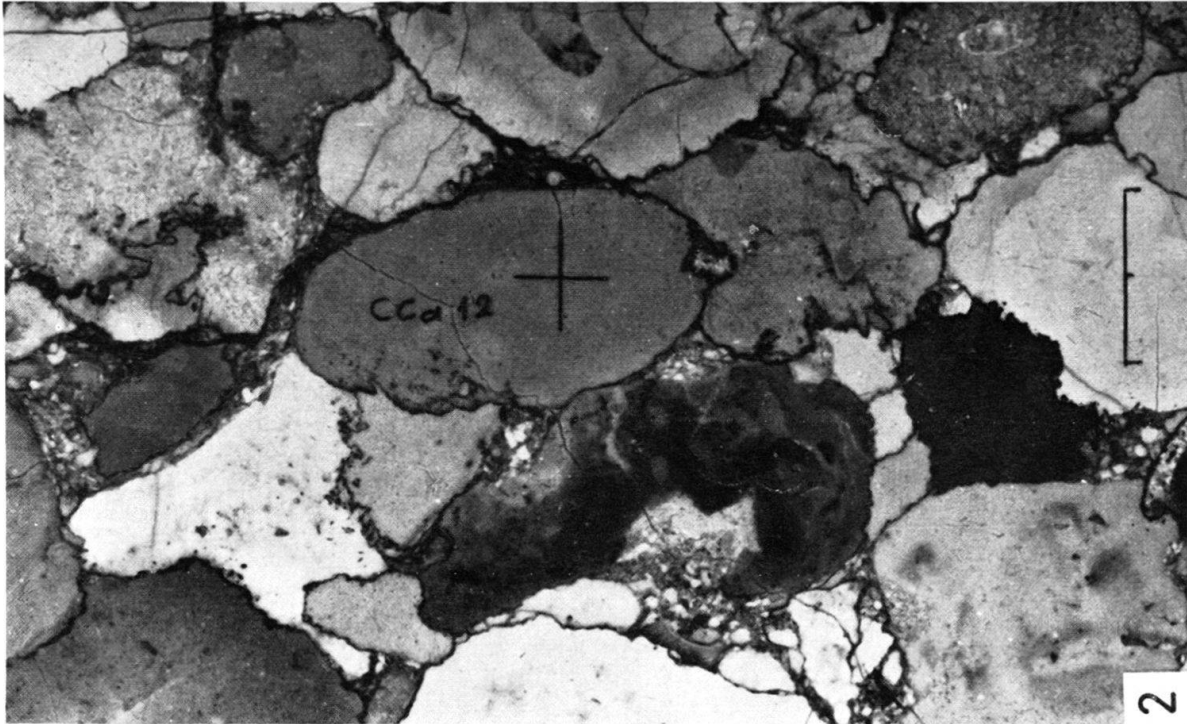
- DZULYNSKI, S., und SLACZKA, A. (1960): *An Example of Large-Scale Bottom Erosion in the Flysch Basin*. Ann. Soc. Geol. Pologne 29 (1959), 327–333.
- DZULYNSKI, S., und WALTON, E. K. (1965): *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*. Elsevier, Amsterdam, 274 S.
- ELLIOTT, R. E. (1965): *A Classification of Subaqueous Sedimentary Structures Based on Rheological and Kinematic Parameters*. Sedimentology 5, 193–211.
- FISCHER, A. G., und GARRISON, R. E. (1967): *Carbonate Lithification on the Sea Floor*. J. Geol. 75, 488–496.
- FISHER, R. V., und MATTINSON, J. M. (1968): *Wheeler Gorge Turbidite-Conglomerate Series, California: Inverse Grading*. J. Sedim. Petrology 38, 1013–1023.
- FLÜGEL, E. (1967): *Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken*. Geol. Rdsch. 56, 341–358.
- FLÜGEL, E., und FRANZ, H. E. (1967): *Elektronenmikroskopischer Nachweis von Coccolithen im Solnhofener Plattenkalk (Ober-Jura)*. N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 127, 245–263.
- FRIEDMAN, G. M. (1964): *Early Diagenesis and Lithification in Carbonate Sediments*. J. Sedim. Petrology 34, 777–813.
- GARRISON, R. E., und FISCHER, A. G. (1969): *Deep-Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic*, in: FRIEDMAN, G. M.: *Depositional Environments in Carbonate Rocks*, a Symposium. Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Publ. 14, 20–56.
- GIBERGY, P., und SARROT-REYNAULD, J. (1965): *Stratigraphie et variations de faciès du Crétacé inférieur aux environs de Saillans (Drôme)*. Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon 1963), Bur. Rech. Géol. Min. 34, 753–765.
- GÖRLER, K., und REUTTER, K. J. (1968): *Entstehung und Merkmale der Olisthostrome*. Geol. Rdsch. 57, 484–513.
- GOGUEL, J. (1938): *Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur*. Bull. Soc. Géol. Fr. [5] 8, 251–256.
- (1944): *Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France*. Bull. Serv. Carte Géol. France n° 215 44.
- GWINNER, M. P. (1961): *Subaquatische Gleitungen und resedimentäre Breccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg)*. Z. Dt. Geol. Ges. 113, 571–590.
- HAAF, E. TEN (1959): *Properties and Occurrence of Turbidites*. Geol. Mijnbouw [n.s.] 21, 217–222.
- HAHN, F. F. (1913): *Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (Nord-Amerika) und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern*. N. Jb. Mineral., Beil. 36, 1–41.
- HAMPTON, M. A., und COLBURN, I. P. (1967): *Directional Features of an Experimental Turbidite Fan – a Report of Progress*. J. Sedim. Petrology 37, 509–514.
- HAWLEY, D. (1957): *Ordovician Shales and Submarine Slide Breccias of Northern Champlain Valley in Vermont*. Bull. Geol. Soc. Amer. 68, 55–94.
- HEEZEN, B. C. (1959): *Dynamic Processes of Abyssal Sedimentation: Erosion, Transportation, and Redeposition on the Deep-Sea Floor*. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 2, 142–163.
- HEEZEN, B. C., und DRAKE, C. L. (1964): *Grand Banks Slump*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 48, 221–233.
- HEEZEN, B. C., ERICSON, D. B., und EWING, M. (1954): *Further Evidence for a Turbidity Current Following the 1929 Grand Banks Earthquake*. Deep-Sea Res. 1, 193–202.
- HEEZEN, B. C., und EWING, M. (1952): *Turbidity Currents and Submarine Slumps and the 1929 Grand Banks Earthquake*. Am. J. Sci. 250, 849–873.
- (1955): *Orleansville Earthquake and Turbidity Currents*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 39, 2505–2514.
- HÉGARAT, G. LE, und REMANE, J. (1968): *Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole*. Geobios, Fac. Sc. Lyon 1, 7–70.
- HEIM, ARN. (1908): *Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung*. N. Jb. Min. Geol. Pal. 2, 136–137.
- (1924): *Über submarine Denudation und chemische Sedimente*. Geol. Rdsch. 15, 2–47.
- HINZE, J. O. (1960): *On the Hydrodynamics of Turbidity Currents*. Geol. Mijnbouw 39, 18–25.
- HOORN, B. VAN (1969): *Submarine Canyon and Fan Deposits in the Upper Cretaceous of the South-Central Pyrenees, Spain*. Geol. Mijnbouw 48 (1), 67–72.

- JOHNSON, M. A. (1962): *Physical Oceanography: Turbidity Currents*. Sci. Progr. 50, 257–273.
- (1966): *Application of Theory to an Atlantic Turbidity Current Path*. Sedimentology 7, 117–129.
- KUENEN, PH. H. (1950): *Turbidity Currents of High Density*. 18th Int. Geol. Congr. London 1948, Sect. G, S. 44–52.
- (1951): *Properties of Turbidity Currents of High Density*. Soc. Econ. Pal. Min., Sp. Publ. 2, 14–33.
- (1952a): *Paleogeographic Significance of Graded Bedding and Associated Features*. Proc. Kon. Ned. Akad. Wet. [B] 55, 28–36.
- (1952b): *Estimated Size of the Grand Banks Turbidity Current*. Am. J. Sci. 250, 874–884.
- (1953): *Significant Features of Graded Bedding*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 37, 1044–1066.
- (1956): *The Difference Between Sliding and Turbidity Flow*. Deep-Sea Res. 3, 134–139.
- (1968): *Turbidity Currents and Organisms*. Ecl. Geol. Helv. 61, 525–544.
- KUENEN, PH. H., und CAROZZI, A. (1953): *Turbidity Currents and Sliding in Geosynclinal Basins of the Alps*. J. Geol. 61, 363–373.
- KUENEN, PH. H., und HAAF, E. TEN (1956): *Graded Bedding in Limestones*. Proc. Kon. Ned. Akad. Wet. [B] 59, 314–317.
- KUENEN, PH. H., und HUMBERT, F. L. (1964): *Bibliography of Turbidity Currents and Turbidites*, in: A. H. BOUMA und A. BROUWER: *Turbidites*. Developments in Sedimentology 3.
- KUENEN, PH. H., und MENARD, H. W. (1952): *Turbidity Currents, Graded and Non-Graded Deposits*. J. Sedim. Petrology 22, 83–96.
- KUENEN, PH. H., und MIGLIORINI, C. I. (1950): *Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding*. Journ. Geol. 58, 91–127.
- LINDSAY, J. F. (1966): *Carboniferous Subaqueous Mass-Movement in the Manning-Macleay-Basin, Kempsey, New South Wales*. J. Sedim. Petrology 36, 719–732.
- (1968): *The Development of Clast Fabric in Mud Flows*. J. Sedim. Petrology 38, 1242–1253.
- LOMBARD, A. (1963): *Laminites: A Structure of Flysch-Type Sediments*. J. Sedim. Petrology 33, 14–22.
- MEISCHNER, K.-D. (1962): *Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder)*. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 39.
- (1964): *Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken*, in: A. H. BOUMA und A. BROUWER: *Turbidites*. Developments in Sedimentology 3.
- (1968): *Paläökologische Untersuchungen an gebankten Kalken. Ein Diskussionsbeitrag*. Geol. För. Stockh. Förh. 89, 465–469.
- MENARD, H. W., und LUDWICK, J. C. (1951): *Application of Hydraulics to the Study of Marine Turbidity Currents*. Soc. Econ. Pal. Min. Sp. Publ. 2, 2–13.
- MIDDLETON, G. V. (1966): *Small-Scale Models of Turbidity Currents and the Criterion for Autosuspension*. J. Sedim. Petrology 36, 202–208.
- (1967): *Experiments on Density and Turbidity Currents. III. Deposition of Sediment*. Canadian J. Earth Sci. 4, 475–505.
- MIGLIORINI, C. I. (1949): *Sedimentazione delle brecciole calcaree e del macigno*. Mem. Soc. Toscana Sci. Nat. [A] 56, 3–23.
- MILLIMAN, J. D. (1966): *Submarine Lithification of Carbonate Sediments*. Science 153, 994–997.
- MOORE, D. G. (1961): *Submarine Slumps*. J. Sedim. Petrology 31, 343–357.
- MORET, L. (1958): *Existait-il une communication, vers la fin du Jurassique, entre les lagunes purbeckiennes du Jura et celles, récemment mises en évidence, dans les régions provençales*. C. r. Ac. Sc. 246, 1342–1346.
- NESTEROFF, W. D. (1962): *Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité*. Bull. Soc. Géol. Fr. [7] 4, 849–857.
- PARK, W. C., und SCHOTT, E. H. (1968): *Stylolites: Their Nature and Origin*. J. Sedim. Petrology 38, 157–292.
- PHILIPP, H. (1921): *Beitrag zur Kenntnis der Bewegungsvorgänge in hochviskosen geologischen Flüssigkeiten*. Cbl. Min. Geol. Pal. 1921, 679–687.
- PLAPP, J. E., und MITCHELL, J. P. (1960): *A Hydrodynamic Theory of Turbidity Currents*. J. Geophys. Res. 65, 883–992.
- RAAF, J. F. M. DE (1968): *Turbidites et associations sédimentaires apparentées, I, II*. Proc. Kon. Ned. Akad. Wet. [B] 71, 313–335.
- REMANE, J. (1958): *Quelques observations sur le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins à la limite Jurassique-Crétacé dans les environs de Grenoble*. Trav. Lab. Géol. Grenoble 34, 179–191.

- (1960): *Les formations bréchiques dans le Tithonique du Sud-Est de la France*. Trav. Lab. Géol. Grenoble 36, 75–114.
 - (1963): *Les Calpionelles dans les couches de passage jurassique-crétacé de la fosse vocontienne*. Trav. Lab. Géol. Grenoble 39, 25–82.
 - (1964): *Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschiefern des Vocontischen Troges*. Palaeontographica [A] 123, 1–57.
 - (1967): *Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines*. Bull. Soc. Géol. Fr. [7] 8, 446–453.
 - (1968): *Ein Fund von Teutloporrella socialis PRATURLON (Dasycladaceae) im Tithon der subalpinen Ketten Frankreichs*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1968/11, 684–690.
- REUTTER, K. J. (1965): *Submarine Gleitungs- und Resedimentationsvorgänge am Beispiel des Monte Modino (Nord-Appennin)*. Max-Richter-Festschr., S. 167–185, Clausthal-Zellerfeld.
- RICHTER, D. (1967): *Resedimentäre Breccien aus zerbrochenen, bereits verfestigten Sedimenten*. Geol. Mitt. 6 (Breddin-Festschr.), 309–316.
- RICHTER, G. (1939a): *Das Grenzgebiet Alpen–Pyrenäen*. – Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. (III) 19, 45–352.
- (1939b): *Alpen, Pyrenäen, Korsika in ihrer Stellung zueinander*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. (III) 19, 355–372.
- SAMES, C. W. (1965): *Zur Bildung konglomeratischer Mudflows und gradierter Konglomerate*. Max-Richter-Festschr., S. 185–203, Clausthal-Zellerfeld.
- SANDERS, J. E. (1963): *Concepts of Fluid Mechanics Provided by Primary Sedimentary Structures*. J. Sedim. Petrology 33, 173–179.
- (1965): *Primary Sedimentary Structures Formed by Turbidity Currents and Related Resedimentation Mechanisms*, in: Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 12, 192–219.
- SCHEIDEGGER, H. E., und POTTER, E. (1965): *Textural Studies of Graded Bedding. Observation and Theory*. Sedimentology 5, 289–305.
- SEILACHER, A. (1962): *Paleontological Studies on Turbidite Sedimentation and Erosion*. J. Geol. 70, 227–234.
- SHEPARD, F. P. (1954): *High Velocity Turbidity Currents, a Discussion*. Proc. Roy. Soc. London [A] 222, 323–326.
- SHEPARD, F. P., und EINSELE, G. (1962): *Sedimentation in San Diego Trough and Contributing Submarine Canyons*. Sedimentology 1, 81–133.
- STAUFFER, P. H. (1967): *Grain-Flow Deposits and their Implications, Santa Ynez Mountains, California*. J. Sedim. Petrology 37, 487–508.
- SZULCZEWSKI, M. (1968): *Slump Structures and Turbidites in Upper Devonian Limestones of the Holy Cross Mts*. Acta Geol. Pol. 18, 303–321.
- TILLMANN, W. (1955): *Zur Verteilung der Feststoffteilchen in der Reibungsschicht*. VDI-Berichte 6, 13–16.
- UNRUG, R. (1963): *Istebna Beds – a Fluxoturbidite Formation in the Carpathian Flysch*. Ann. Soc. Géol. Pologne 33, (1962), 49–92.
- VOIGT, E. (1962): *Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf., als Folge einer Grossgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems*. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg 31, 146–275.
- VOIGT, E., und HÄNTZSCHEL, W. (1964): *Gradierte Schichtung in der Oberkreide Westfalens*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 7, 495–548.
- WALKER, R. G. (1966): *Shale Grit and Grindslow Shales: Transition from Turbidite to Shallow Water Sediments in the Upper Carboniferous of England*. J. Sedim. Petrology 36, 90–114.
- (1967): *Turbidite Sedimentary Structures and their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments*. J. Sedim. Petrology 37, 25–43.
- WINKLER, H. G. F. (1938): *Thixotropie von Mineralpulvern mikroskopischer Grösse*. Kolloid-Hefte 48, 341–376.

Tafel I

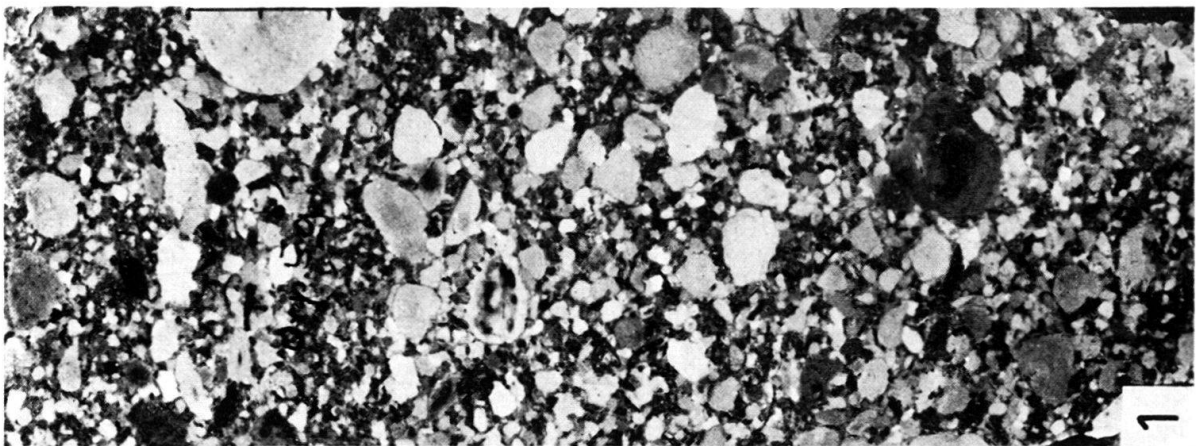
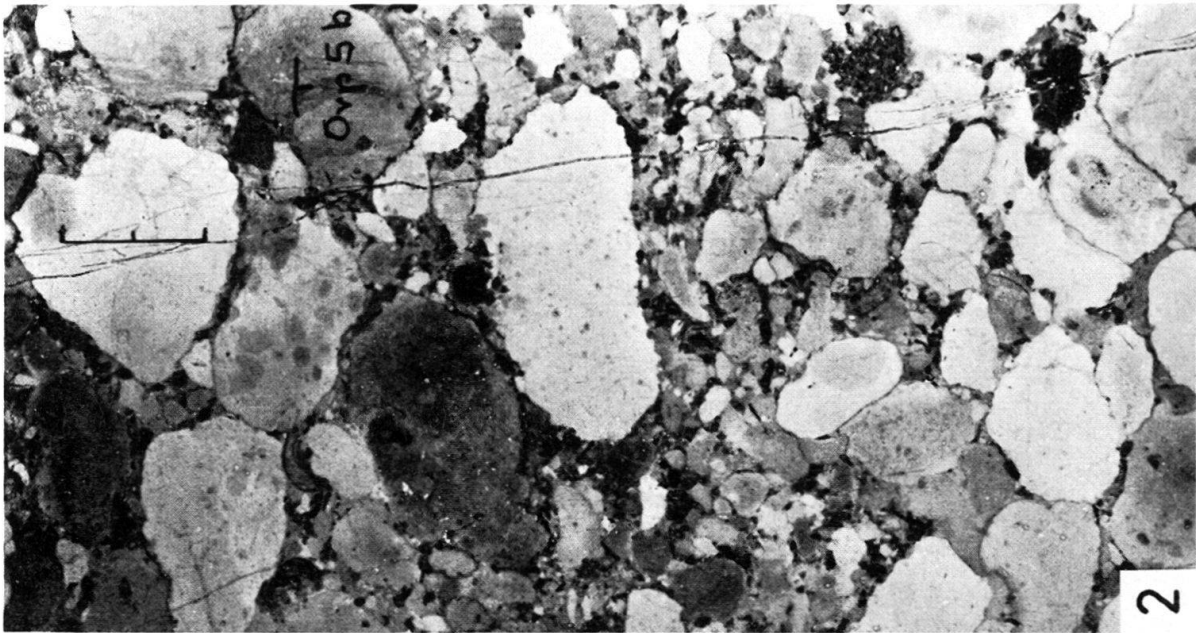
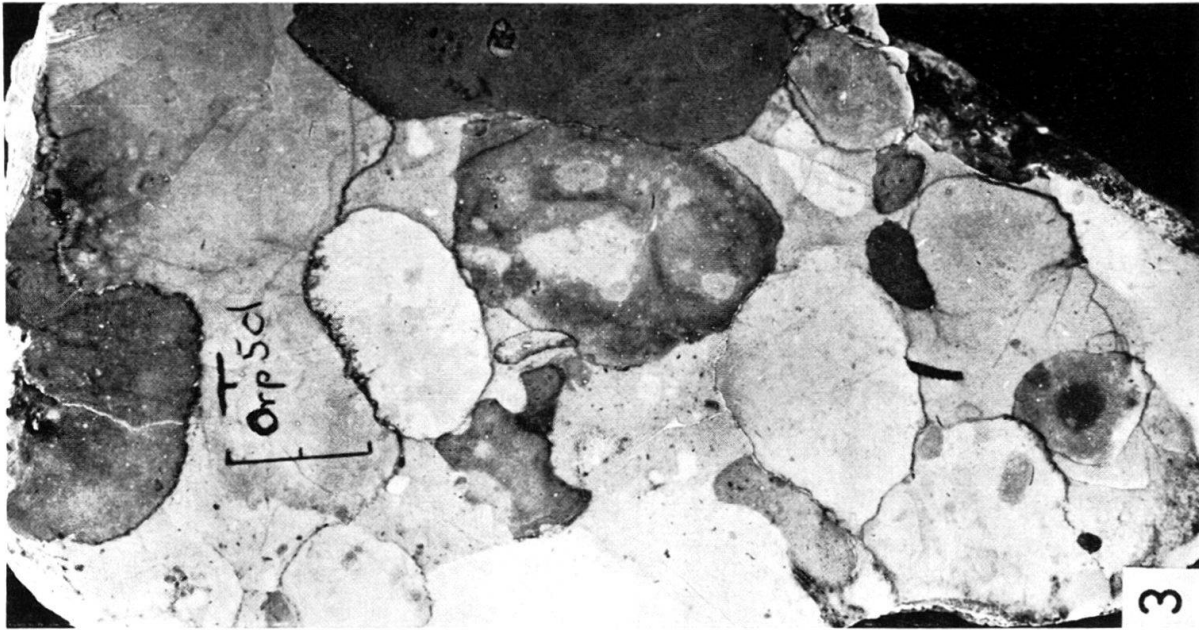
- Fig. 1** Probe CCa 12 (s. a. Fig. 4), Anschlag senkrecht zur Schichtfläche. Extreme frühdiagenetische Kompaktion einer dichtgepackten resedimentären Breccie durch Drucklösung. Die meisten Gerölle bestehen aus pelitischen Kalken, aber einzelne sind auch neritischen Ursprungs. – Eingezeichneter Maßstab = 1 cm, Beschriftung parallel zur Schichtebene.
- Fig. 2** Der Anschlag parallel zur Schichtfläche (selbes Handstück wie Fig. 1) zeigt, dass die Stylolithen senkrecht zur Schichtungsebene verlaufen. Eingezeichneter Maßstab = 1 cm.



Tafel II

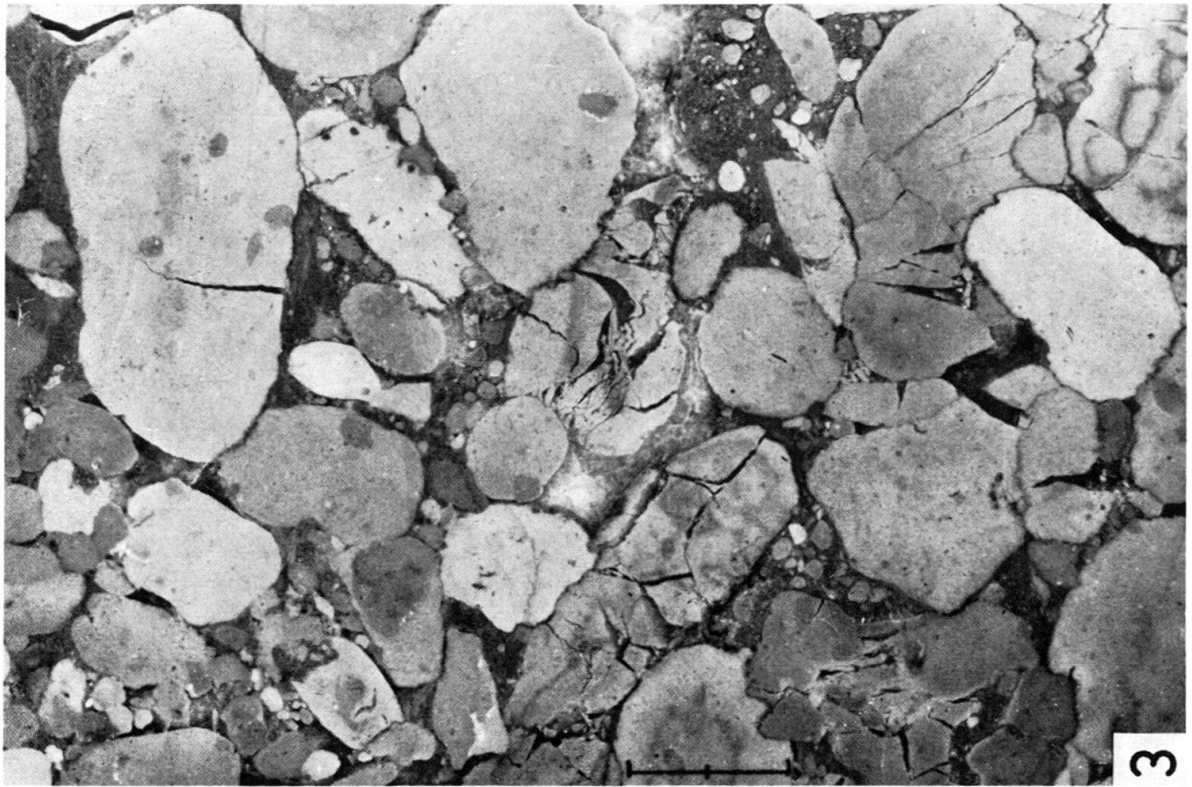
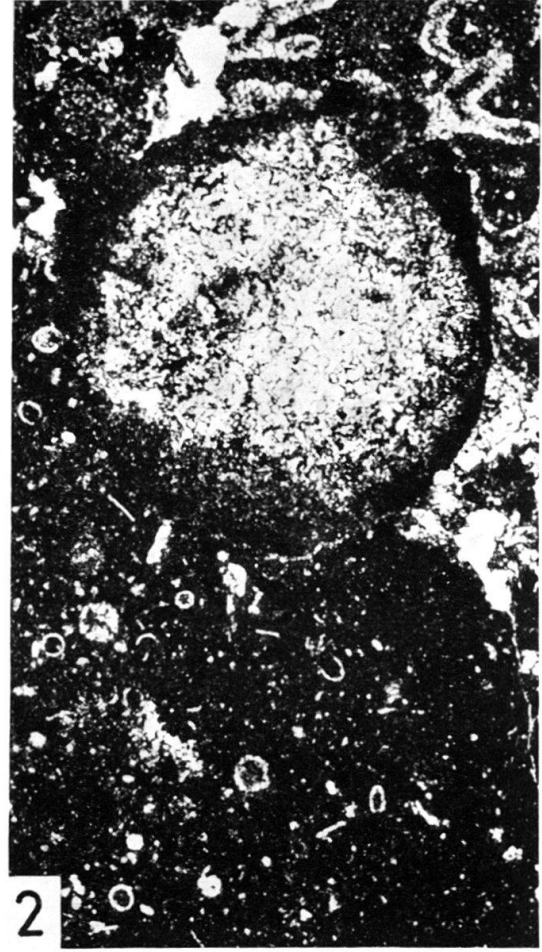
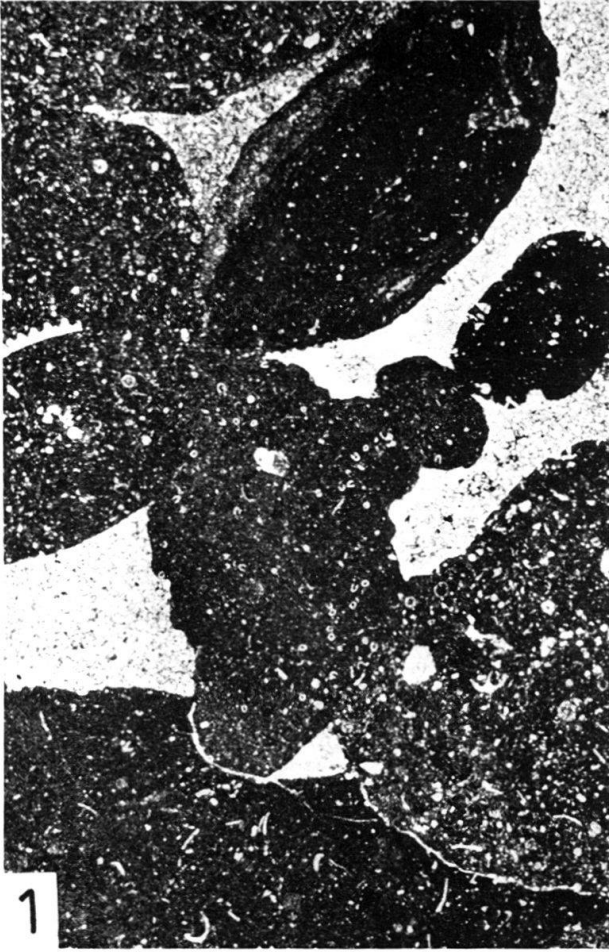
Drei Proben aus verschiedenen Höhen einer 90 cm mächtigen gradierten Breccie, höheres Obertithon von Orpierre. Eingezeichneter Maßstab = 1 cm, alle Figuren im gleichen Maßstab.

- Fig. 1 Orp 5a, Top der Bank, sehr dichte Packung, aber keine nennenswerte Drucklösung.
- Fig. 2 Orp 5b, etwa Mitte der Bank, beginnende Drucklösung, Lösungsbetrag im unteren Teil schon ziemlich hoch.
- Fig. 3 Orp 5d, Basis der Bank, starke Drucklösung, ursprüngliche Form der Gerölle z.T. schon erheblich überprägt.



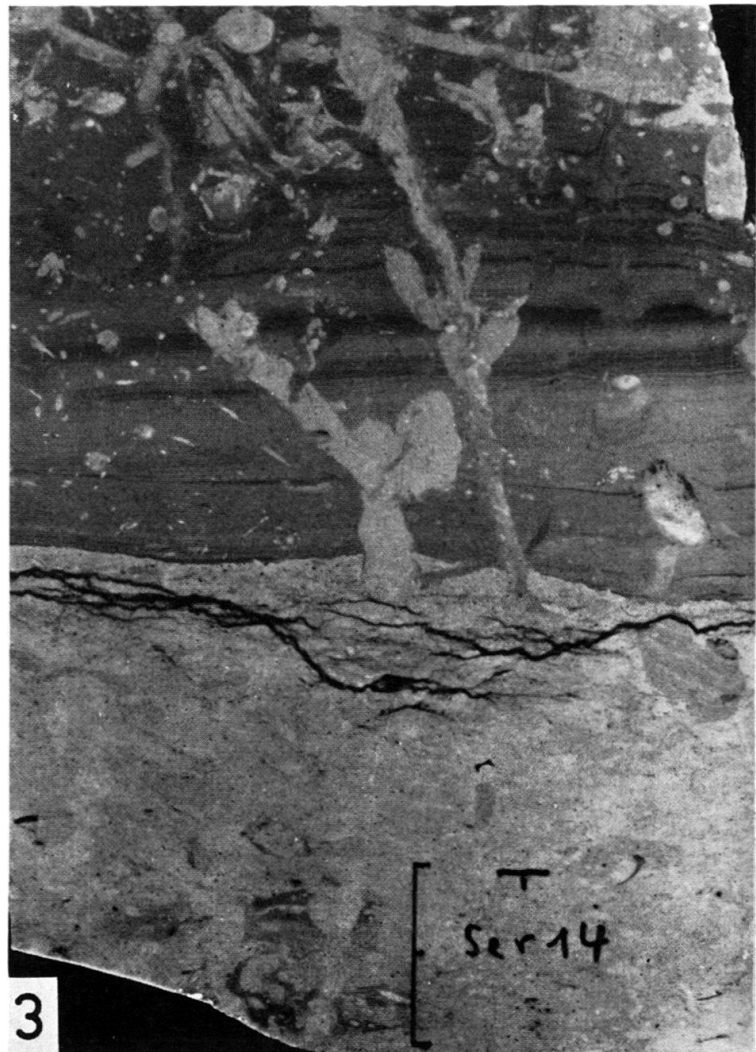
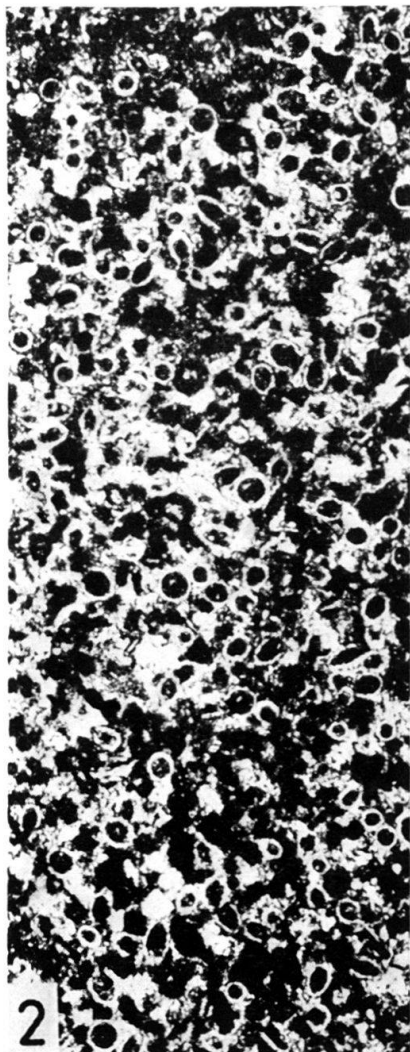
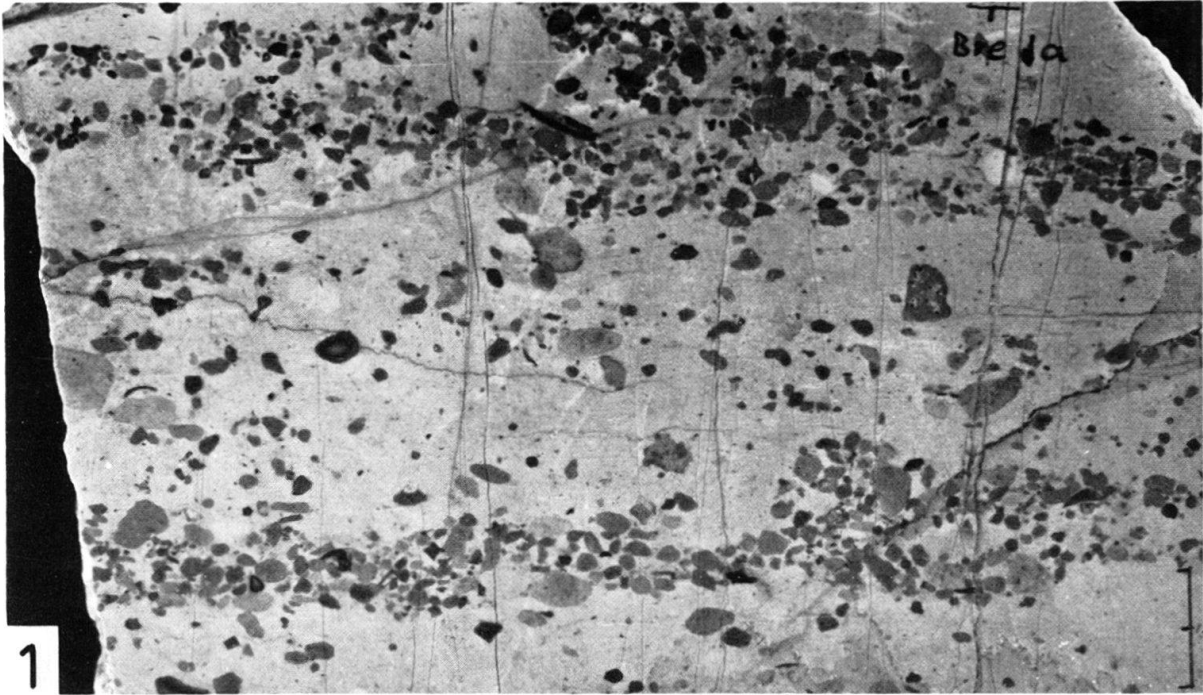
Tafel III

- Fig. 1 Dünnschliffbild ($\times 10$), Probe ChO 8b (s. a. Abb. 11). An den Geröllkontakten oft tiefe Drucklösungsnapfe, die Gerölle sind aber nicht ausgeflossen, das spricht für reine Drucklösung. Es handelt sich durchweg um Gerölle aus pelagischen Fazies.
- Fig. 2 Dünnschliffbild ($\times 50$), Probe lCu 22 (s. a. Fig. 12). Bioklastisches Element (stark umkristallisiert) in ein kleines Geröll von Calpionellenkalk hineingedrückt. Die Calpionellen sind auch in direkter Nähe des Kontakts nicht deformiert, was wiederum für reine Drucklösung spricht.
- Fig. 3 Probe Pec 16b, unteres Berriasien von der Lokalität «Pierre écrite» NE Sisteron. In einzelnen Geröllen zahlreiche Platzrisse, entstanden durch Verdrückung im steifplastischen Zustand. Eingezeichneter Maßstab = 1 cm. Anschliff senkrecht zur Schichtung.



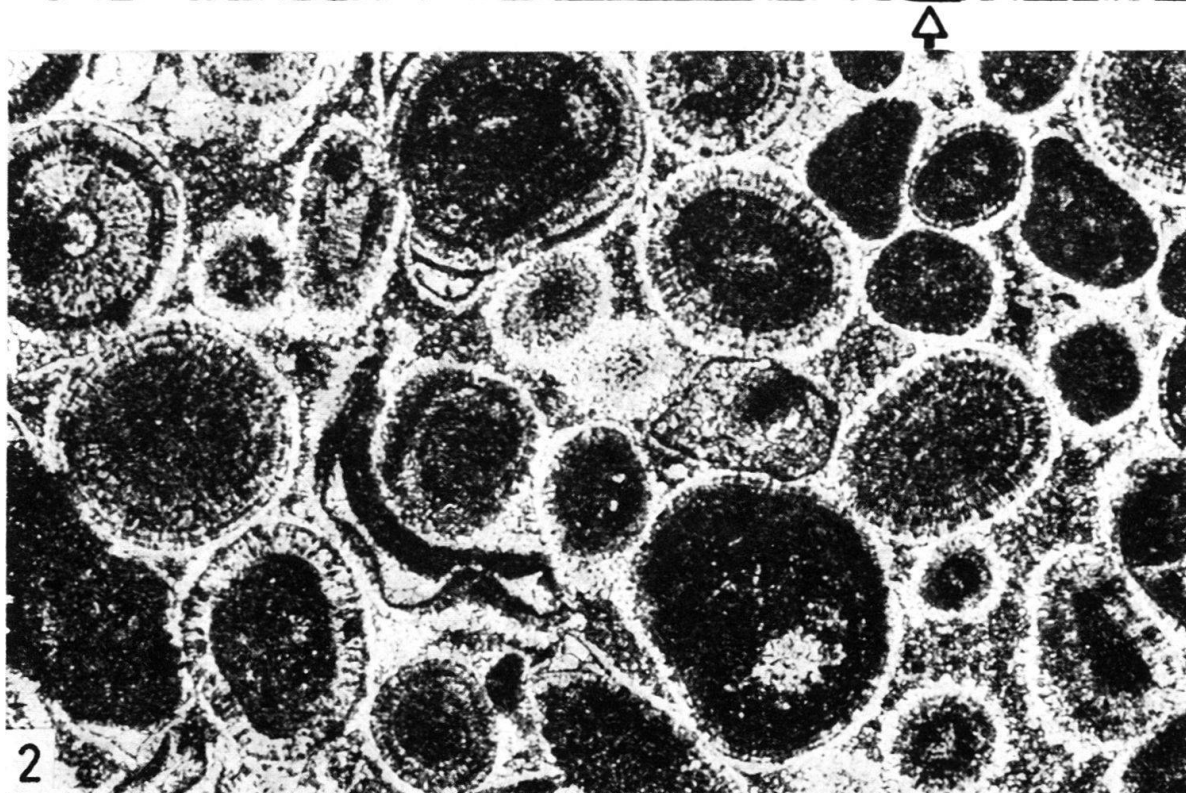
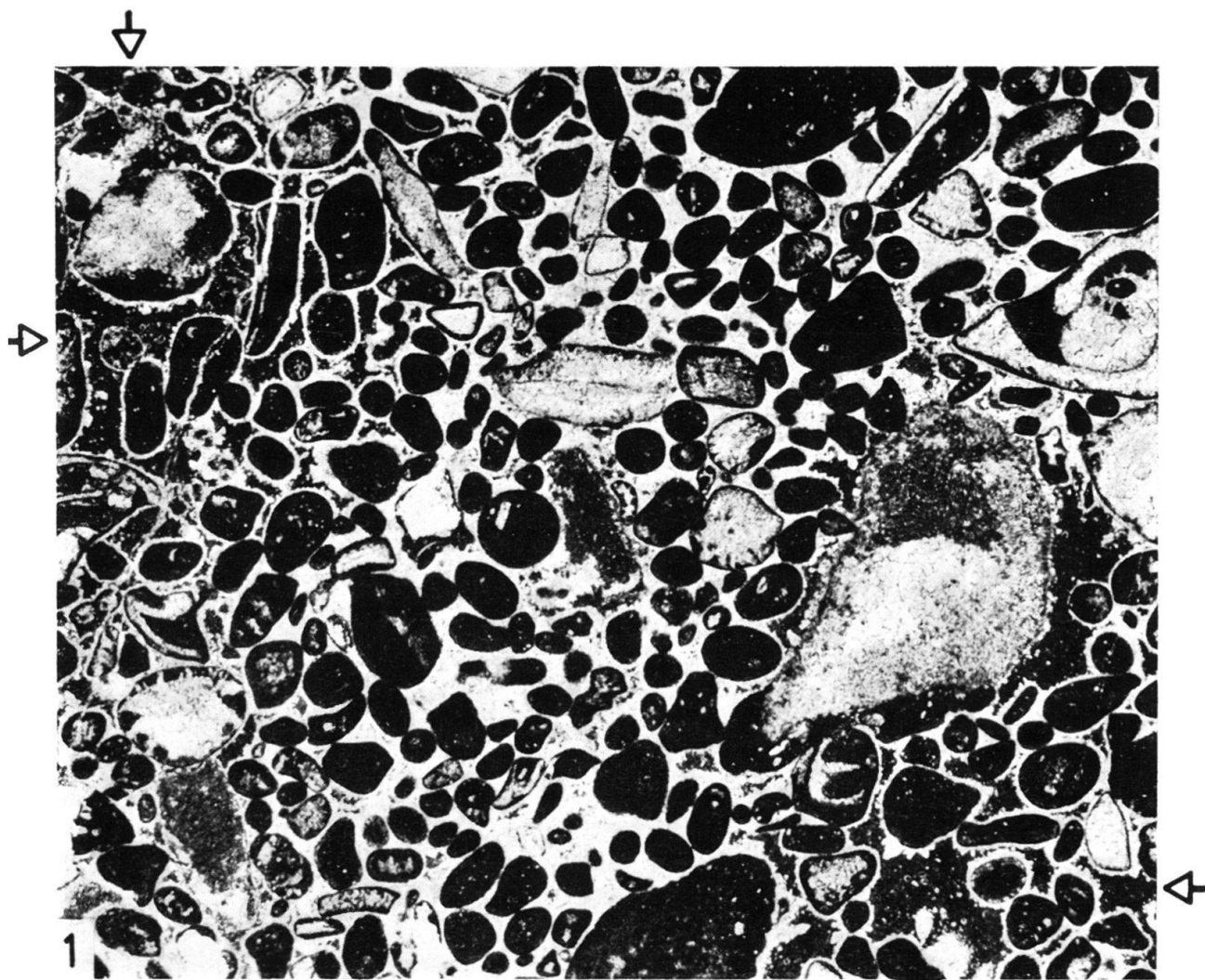
Tafel IV

- Fig. 1 Probe Bre 1a, Anschliff senkrecht zur Schichtfläche. Die streifenförmige Anreicherung der Partikel spricht für eine laminare Bewegung im letzten Stadium. Eingezeichneter Maßstab = 1 cm.
- Fig. 2 Dünnschliff ($\times 50$), Probe NLF 13: Anreicherung von Calpionellen in einer gradierten Schicht. Sie kommt dadurch zustande, dass die maximale Korngröße in dieser Höhe der Bank dem Gehäusedurchmesser der Calpionellen entspricht. Das Ausgangsgestein war bei der Zerlegung in Pseudooide noch nicht vollständig verfestigt, so dass selbst die zarten Calpionellengehäuse noch einen schützenden «Panzer» um die Partikel bilden konnten.
- Fig. 3 Probe Ser 14, Anschliff senkrecht zur Schichtfläche. Weitgehend pelitischer Turbidit, von Chondriten u. a. Grabgängen durchsetzt. – Eingezeichneter Maßstab = 1 cm.



Tafel V

- Fig. 1 Dünnschliff ($\times 15$): Neritisches Geröll (Kalkarenit) aus der Probe ICu 33 (s. a. Fig. 12), zum Zeitpunkt der Ablagerung noch nicht vollständig verfestigt. Stellenweise (Pfeile) erkennt man einzelne Calpionellen in der sekundären, pelitischen Füllung des Porenraums.
- Fig. 2 Dünnschliff ($\times 50$). Neritisches Geröll (Oolith) aus der Probe Pla 17a (s. a. Fig. 8). Das Geröll war zum Zeitpunkt der Ablagerung noch nicht vollständig verfestigt, es hatten sich erst schmale Säume von Kalzitkristallen um die Partikel gebildet und der Porenraum war noch nicht völlig ausgefüllt.



Tafel VI

- Fig. 1-2 Zwei Gerölle aus der Probe CTa 19 (s. a. Fig. 13), Calpionellenkalke mit verschieden starkem neritischem Einschlag (Dünnschliffe, $\times 50$).
- Fig. 3 Dünnschliff ($\times 50$): Kontakt Kimmeridge/Berriasien in der Probe Oze 6c (s. a. Fig. 12). Der Mergelkalk des Berriasien ist etwas dichter und führt Calpionellen, während im Kimmeridge nur «Filamente» vorkommen.

