

Gefügeeigenschaften der Resedimente im Obertithon des vocontischen Troges

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **63 (1970)**

Heft 2

PDF erstellt am: **24.07.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

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.

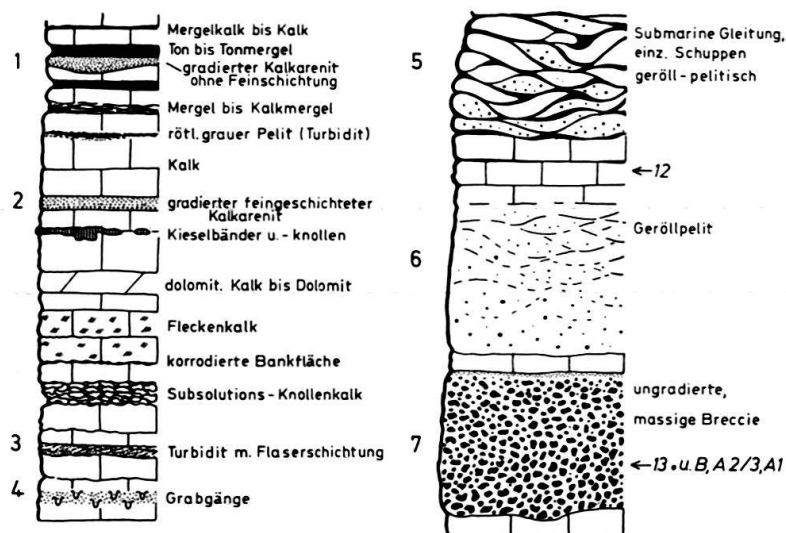


Fig. 3. Legende zu den Detailprofilen. Gerade Nummern links der Profilsäule beziehen sich auf die resedimentären Einschaltungen, die schrägen Zahlen rechts (mit Pfeil) geben die Lage der untersuchten Proben an. Angaben hinter dem Punkt hinter der Probennummer betreffen das Alter des umgelagerten Materials.

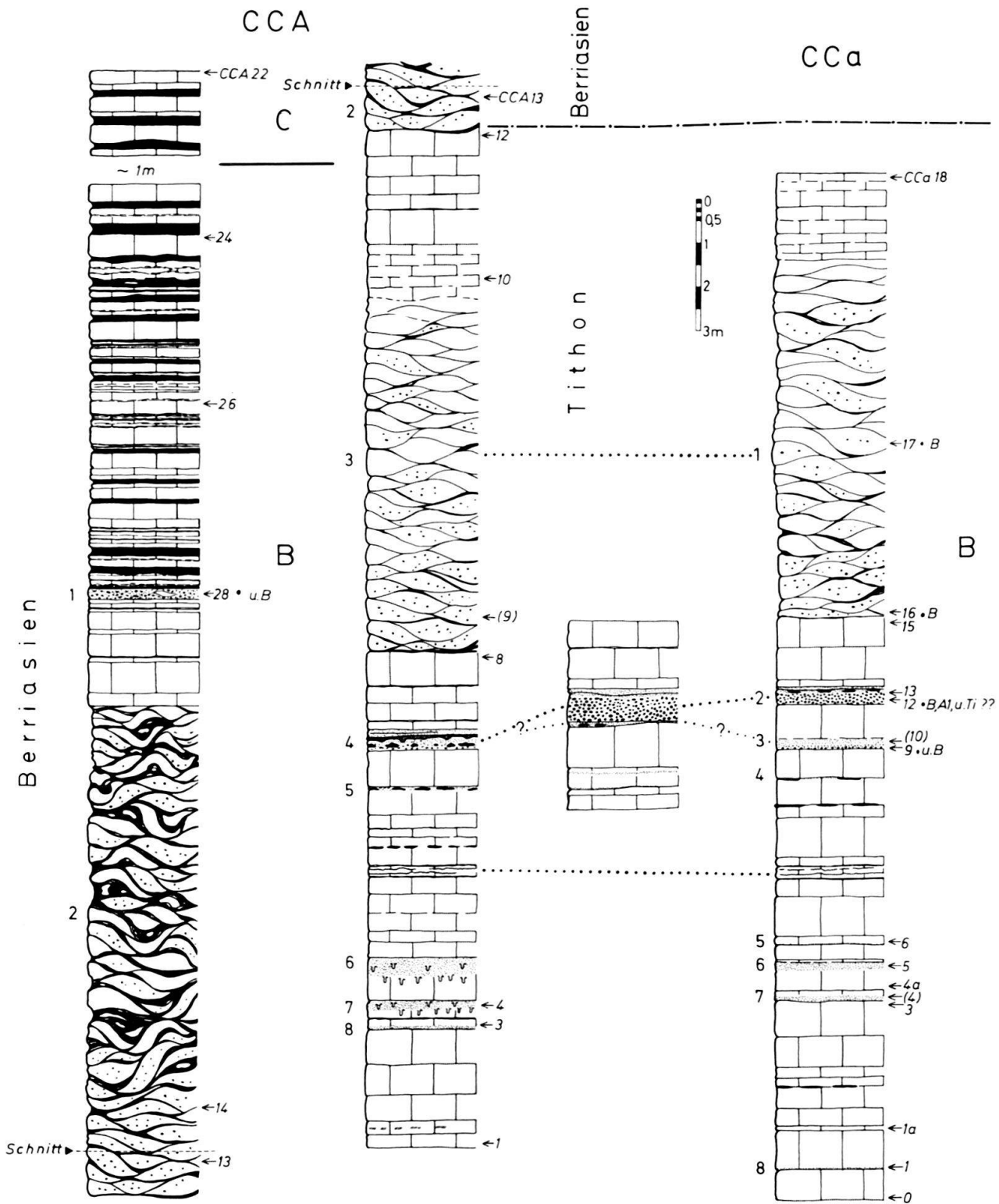


Fig. 4. Höheres Obertithon und unteres Berriasien NE vom Col de Cabre, Wiederholung der Schichtfolge durch tektonische Störungen. Trotz des geringen lateralen Abstands lassen sich die Turbidite im Obertithon nicht sicher korrelieren (vgl. bes. Niveau 5-8 in CCA und 4-8 in CCa). Lithologisch parallelisierbare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

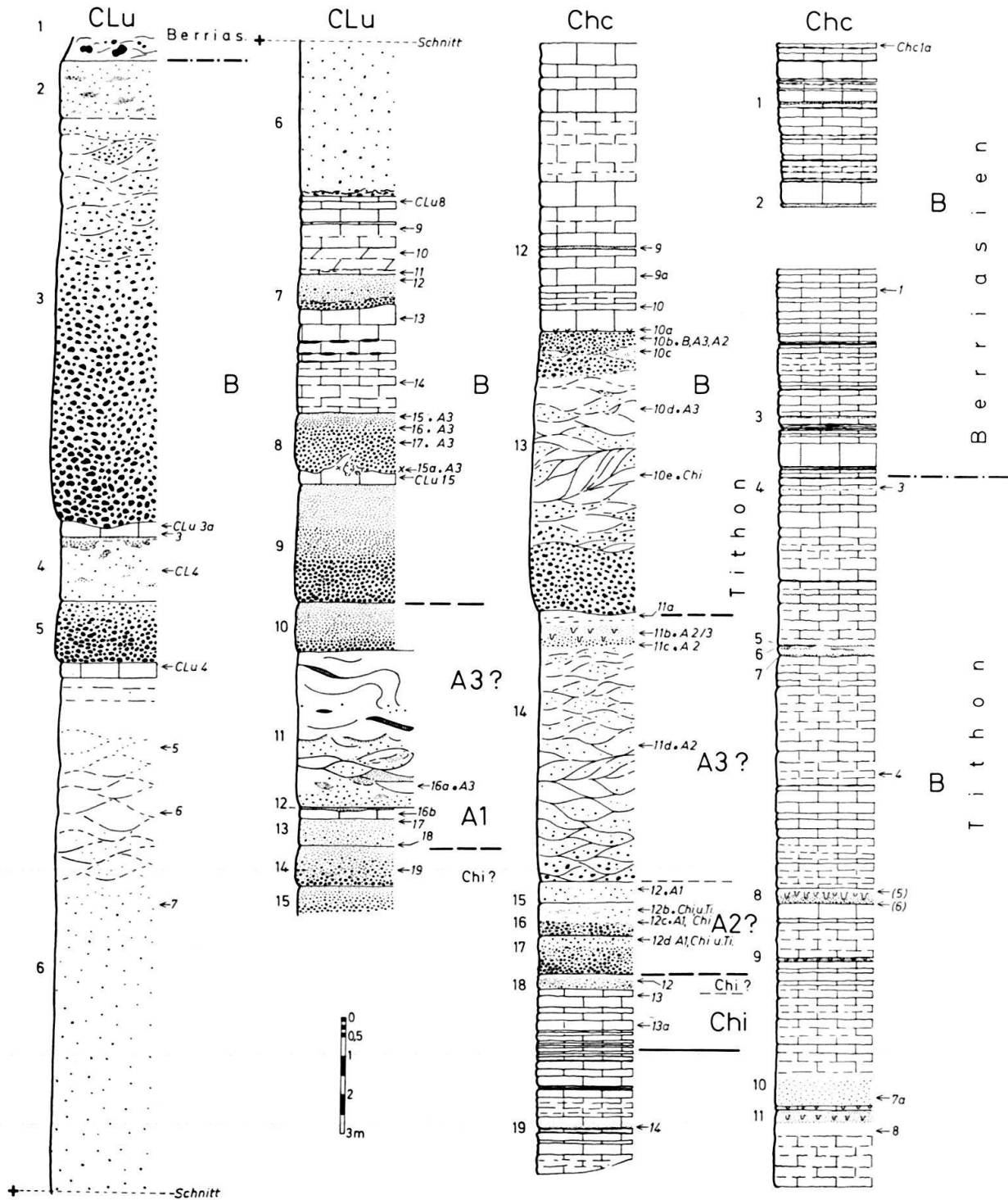


Fig. 5. Obertithon vom Claps de Luc (CLu) und Chalencon (Chc). – CLu: Niv. 4: s.a. Fig. 10. Die Niveaus 10–12 und 14, 15 lassen sich nicht sicher datieren, weil ein autochthones Hangendes fehlt (ebenso Niv. 14–18 in Chc).

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-

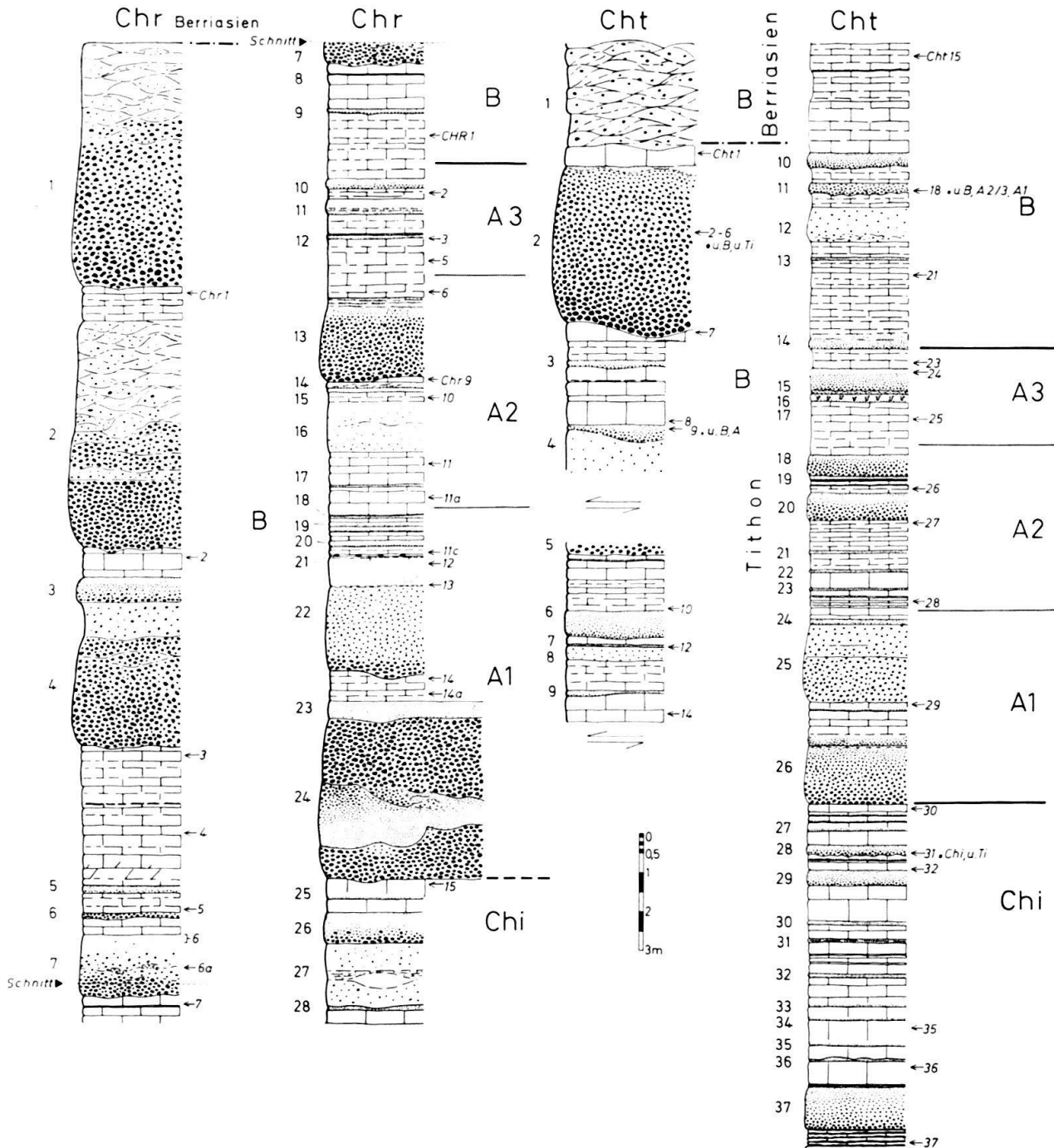
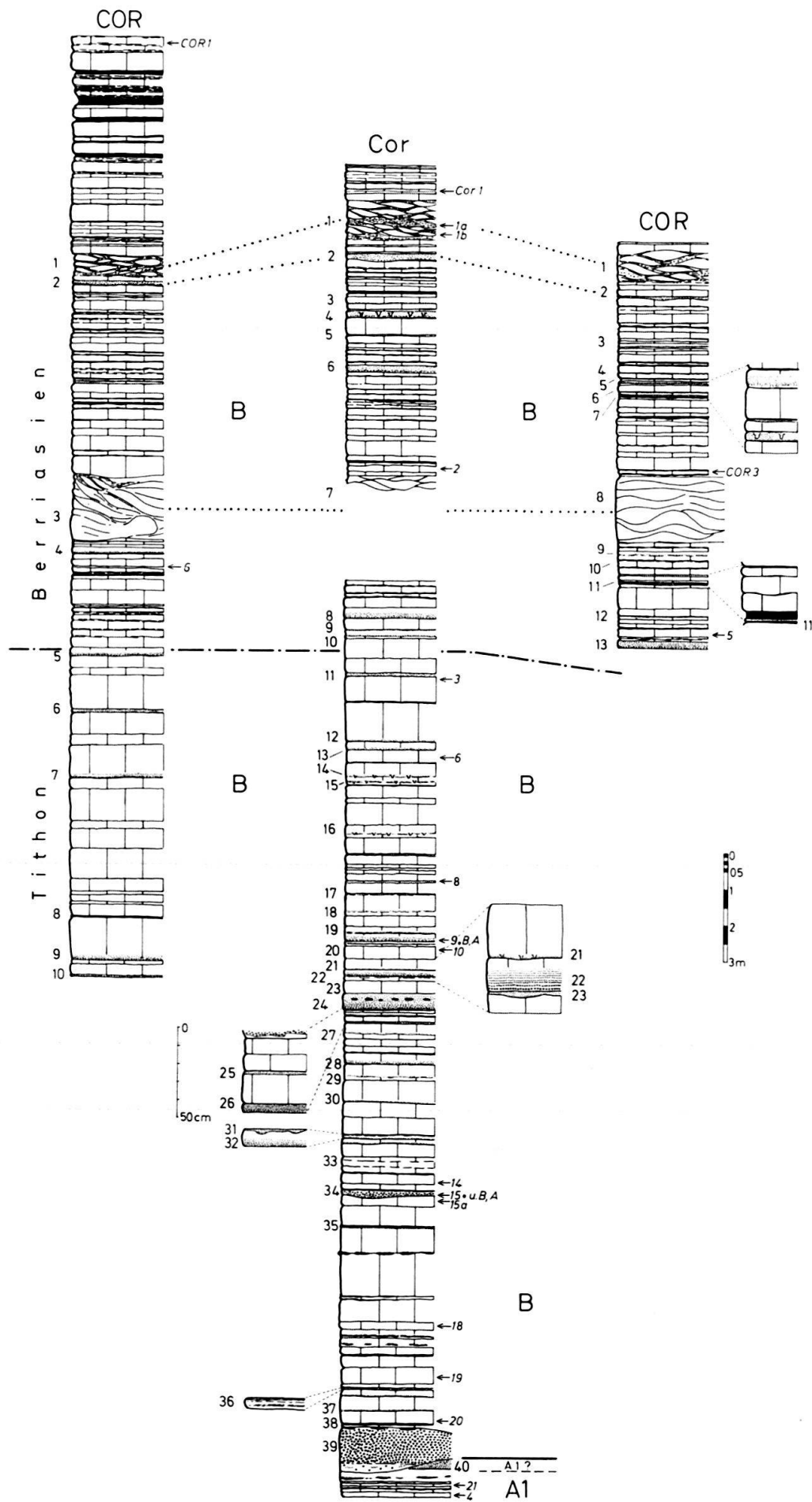


Fig. 6. Obertithon bei Charens (Chr) und Le Chouet (Cht). – Chr: Die Niveaus 23 und 24 stammen vermutlich aus verschiedenen Schüttungen. Auch 24 dürfte noch zu A1 gehören, da in Chr 15 noch das obere *Chitinoidella*-Niveau erhalten ist. – Cht: Im höheren Obertithon Aufschlusslücken durch Verwerfungen.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



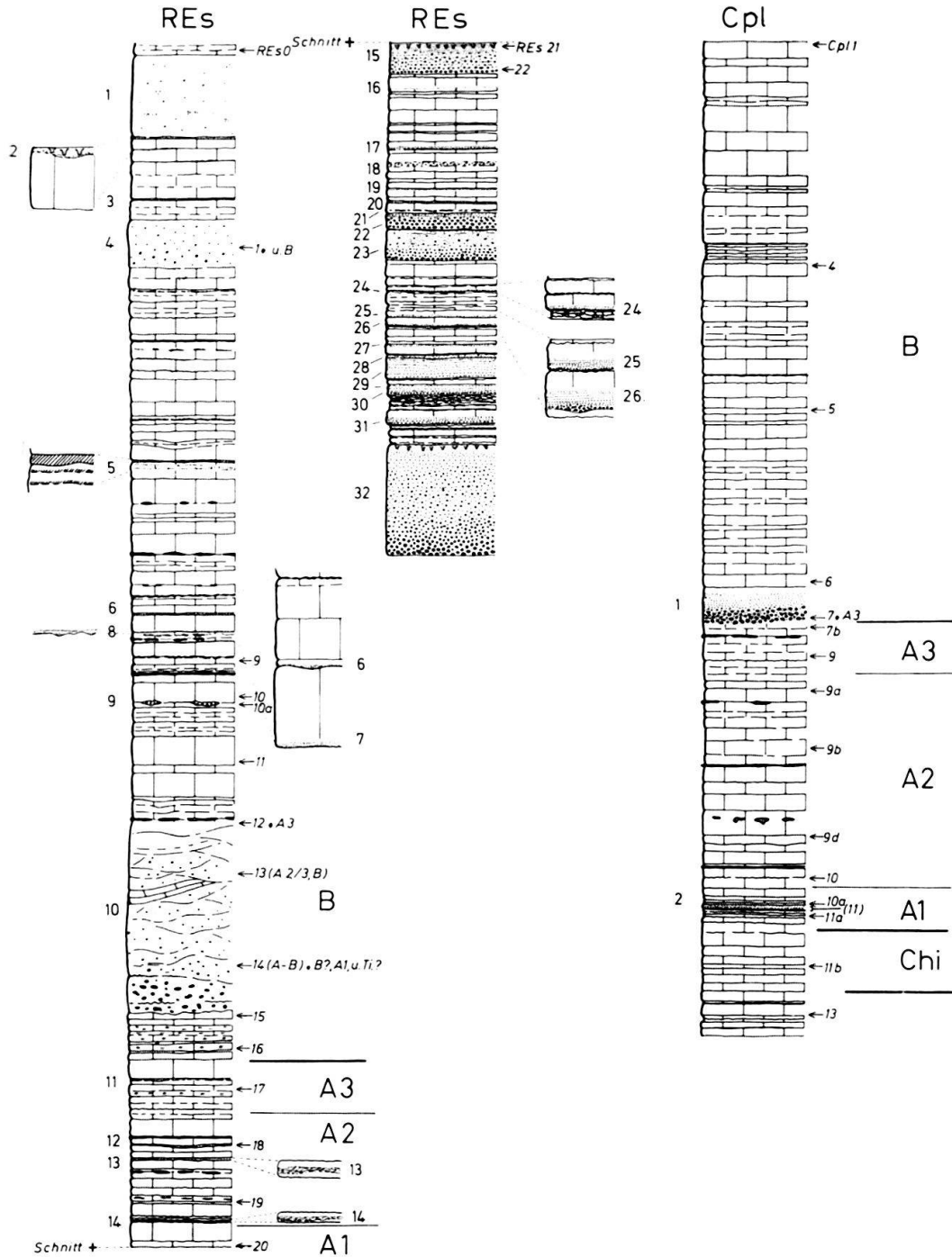


Fig. 7. Berriasien und Obertithon NW Cornillon (COR/Cor), vom Roc de l'Esculier (REs) und von Chauplane (Cpl). – Bei Cornillon (Profilaufnahme auf beiden Flügeln einer flachen Antiklinale und parallel dazu im Bachbett) zeigt sich wieder, dass die einzelnen Turbidite trotz geringer lateraler Entfernung 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

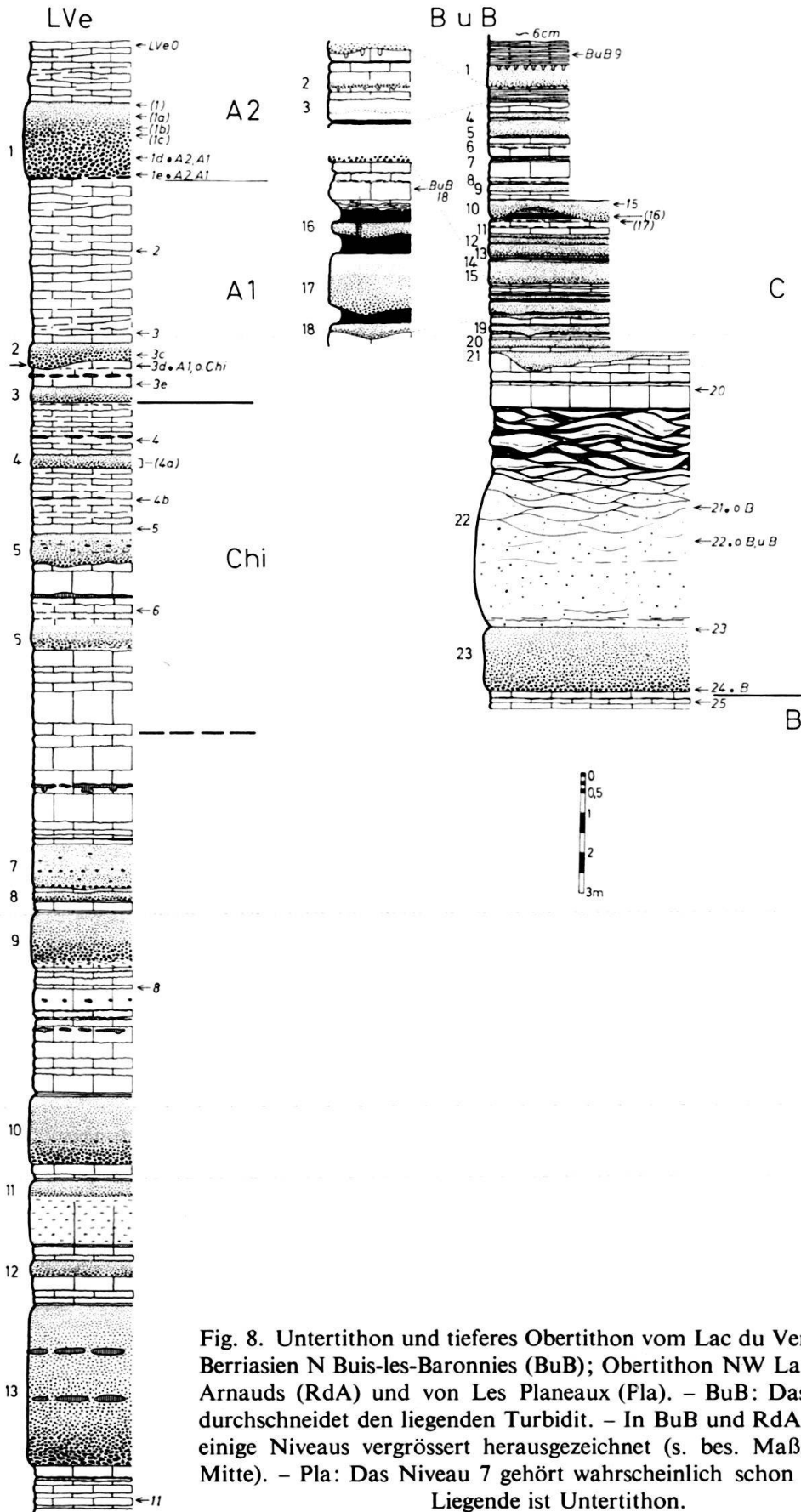
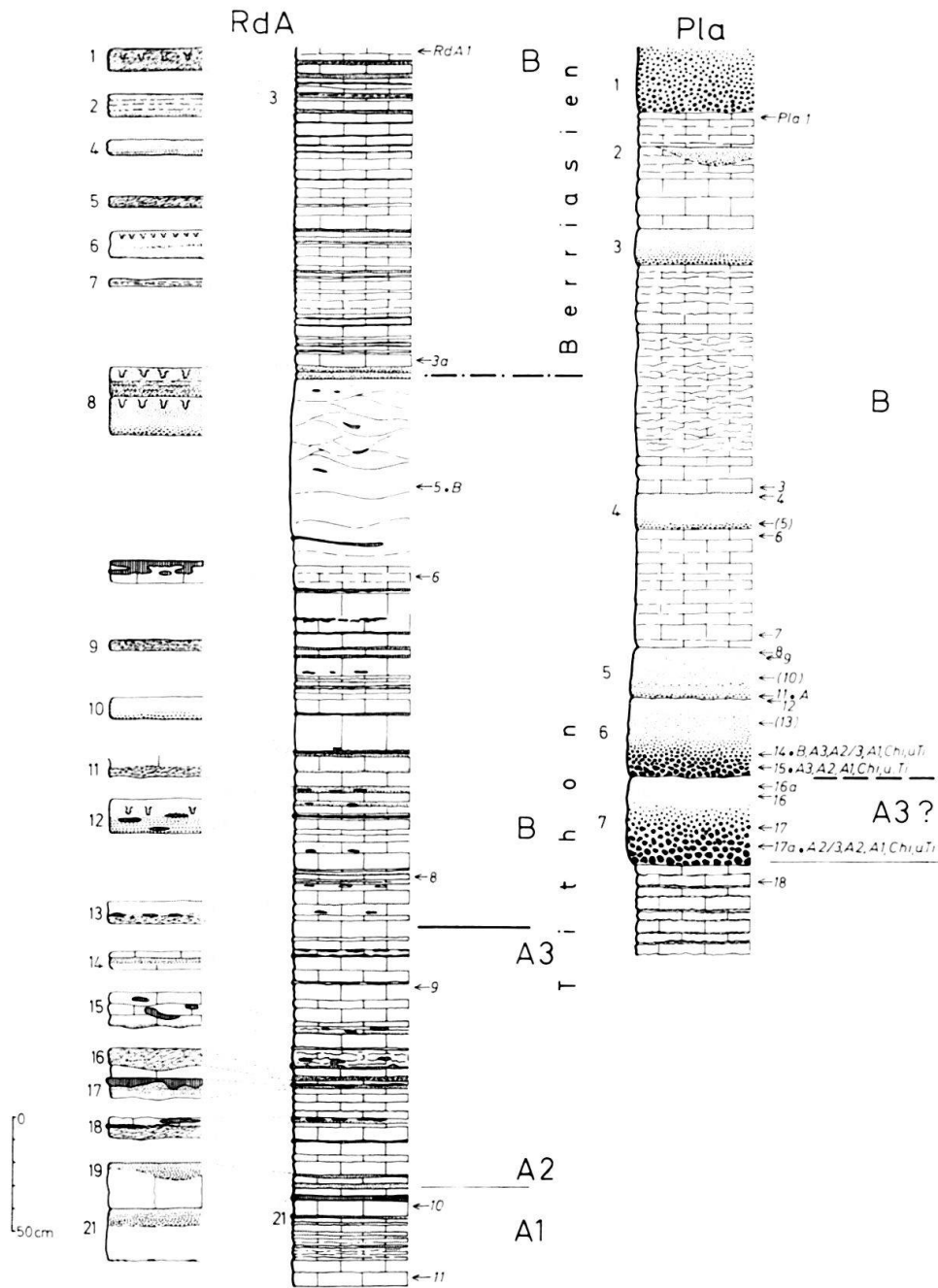


Fig. 8. Untertithon und tieferes Obertithon vom Lac du Verdon (LVe); Berriasien N Buis-les-Baronnies (BuB); Obertithon NW La Roche-des-Arnauds (RdA) und von Les Planeaux (Pla). – BuB: Das Niveau 10 durchschneidet den liegenden Turbidit. – In BuB und RdA sind wieder einige Niveaus vergrößert herausgezeichnet (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

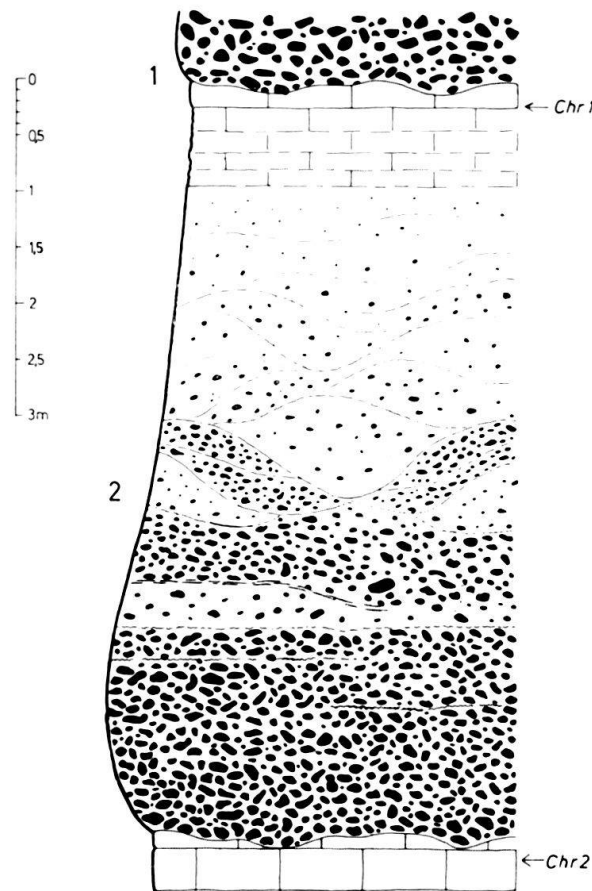


Fig. 9. Vergrösserte Darstellung (halbschematisch) des Niveaus 2 im Profil von Charens (Chr) (s. a. Fig. 5). Die Verschuppung der dichtgepackten, massiv ungradierten Breccie an der Basis mit dem überlagernden Geröllpelit lässt sich nur so erklären, dass beide aus demselben Suspensionsstrom abgelagert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

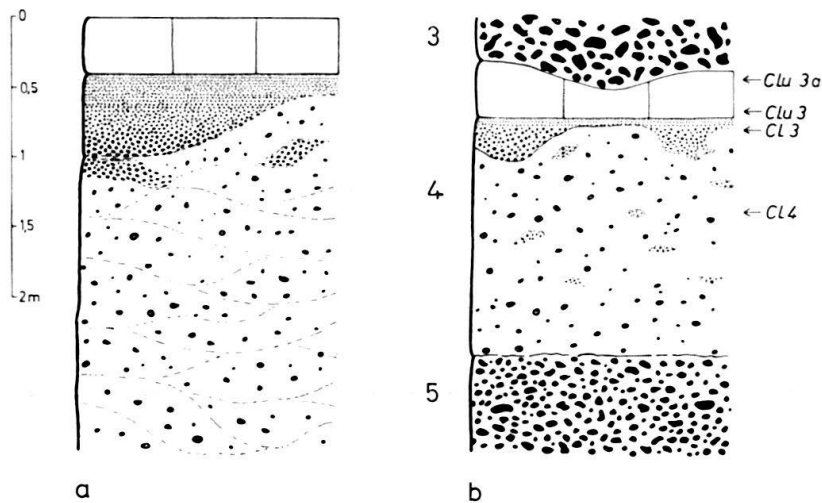


Fig. 10. Zwei Beispiele für Übergänge zwischen Geröllpeliten und gradierten Mikobreccien, bei denen es sich sehr wahrscheinlich um eine syngenetische Verknüpfung zwischen beiden Lagen handelt. Gradierte Schicht und Geröllpelit würden also aus verschiedenen Phasen derselben Schüttung stammen, dafür sprechen 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.