

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 geringerem 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) –, Geröllelite (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 Turbiditsfazies, 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 Nektonen 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 bestimmbarer Schalentrümmer, 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 Planeaux (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 *Pseudocyclammina* (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 Schalentrümmer und echt oolithische Kalke zusammengefasst (Taf. V, Fig. 1, 2). Bei den pelitischen Geröllen zeigt die Dünnschliffuntersuchung, dass das Faziesspektrum 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 aufgeschlossen. 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 Vorriiffbereich 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.

Berührungs punkten 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 Berriasisen 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 ungraduierten 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 dürfstig 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, ungraduierten 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 graduierten 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 Hilfshypothese 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 ungraduierten Breccien. In der pelitischen Matrix finden sich oft direkt nebeneinander Elemente verschiedenster Herkunft (REMANE 1960). Daneben gibt es aber auch viele Geröllelite, 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 *Chitinoidella*-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 ungraduierte Breccien (Fig. 6: Cht 18; Fig. 11: ChO 5a; Fig. 12: PRO 1) als auch Geröllelite (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 Geröllelite, 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 kalzitisierter 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 Gerölle 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 *Chitinoidella*-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 1Cu 24 und 31 (Fig. 12) zeigen ein analoges Bild: Vorhandensein von Gerölle 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 zutagetraten. 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 *Chitinoidella*-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 *Chitinoidella*-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 BERNOUILLI (1964) aus dem Lias des Monte Generoso (Tessin) beschriebenen resedimentären Breccien.

In den Geröllpeliten kommt wahrscheinlich auch noch ein anderer Typ von Schlickgerölle vor. Bei der Auslösung der Suspensionsströme hat offensichtlich die thixotrope Verflüssigung von wasserreichen Kalkschlämmen (z.B. durch Erdbebenerschütterungen) 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 facieller 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 Schlickgerölle von der Strömung aufgenommen und in Suspension über Entfernung 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