81. ordentliche Generalversammlung

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **58 (1965)**

Heft 2

PDF erstellt am: **28.04.2024**

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Revisorenbericht über das Rechnungsjahr 1964

Die unterzeichneten Revisoren haben die Jahresrechnung 1964 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft geprüft und in allen Teilen in Ordnung befunden. Sie überzeugten sich von der gewissenhaften Verbuchung der Einnahmen und Ausgaben und deren Übereinstimmung mit den Belegen.

Die auf 31. Dezember 1964 in der Bilanz aufgeführten Aktiven sind durch Postcheck- und Bankausweise belegt. Die Ausscheidung der Vermögenswerte auf die einzelnen Fonds ist richtig vorgenommen worden. Der zusammenfassende Rechnungsbericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1964 zu genehmigen, dem Kassier Décharge zu erteilen und ihm für die der Gesellschaft geleistete grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Schaffhausen, 16. Januar 1965

Die Revisoren: F. HOFMANN und U. GASSER

B. 81. Ordentliche Generalversammlung

Protokoll über die administrative Sitzung am Sonntag, den 26. September 1965, um 8 Uhr am Geologischen Institut der Universität Genf

Anwesend: F. ROESLI, Präsident, F. BURRI, Beisitzer, E. WITZIG, Archivar, 3 Mitglieder der SGG. Entschuldigt haben sich A. GANSSER, W. NABHOLZ, H. JÄCKLI und L. PUGIN vom Vorstand.

1. Jahresbericht des Präsidenten für 1964/65 wird verlesen, genehmigt und verdankt.

2. Jahresbericht des Redaktors wird verlesen, genehmigt und verdankt.

3. Rechnungsbericht 1964 wird verlesen, genehmigt und verdankt.

4. Revisorenbericht wird verlesen und genehmigt.

5. Décharge wird dem Vorstand einstimmig gewährt.

6. Budget 1965 wird genehmigt, mit der Bestimmung, dass das Defizit von Fr. 22 450.— aus dem Reservefonds gedeckt wird.

7. Mitgliederbeiträge werden auf der bisherigen Höhe belassen.

8. Wahl des neuen Vorstandsmitgliedes und Hauptredaktors für die Eclogae, RÉNE HERB, Bern, erfolgt einstimmig.

Die Demission von W. NABHOLZ wird zur Kenntnis genommen, seine grossen Leistungen wortreich und von Herzen verdankt, sowie sein weiteres Wirken als Korredaktor freudig begrüsst.

9. Wahl des neuen Rechnungsrevisors P. CORMINBOEUF, Fribourg, erfolgt einstimmig anstelle des zurücktretenden F. HOFMANN.

10. Anträge sind keine erfolgt.

11. Diverses findet nicht statt.

Schluss der Sitzung: 08.45 Uhr.

Der Protokollführer: E. WITZIG

Wissenschaftliche Sitzung, Samstag, den 25. September 1965

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der SNG und gemeinsam mit der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft.

---

1. – AUGUSTIN LOMBARD (Genève): **Introduction à l'excursion.** Voir *Compte-rendu de l'Excursion A de la Société Géologique Suisse dans le Jura méridional.* Dans ce fascicule, page 1019.

---

2. – MANFRED P. GWINNER (Stuttgart[1]): **Zur Faziesentwicklung im Oberen Jura von Schwaben.**

Der Obere Jura von Schwaben («Weisser Jura», Oxfordien und Kimeridgien) ist wegen der in ihm auftretenden Riffkomplexe bekannt, an deren Aufbau unter anderem Schwämme beteiligt sind. Am Geologischen Institut der Technischen Hochschule Stuttgart wurden seit etwa 10 Jahren ausgedehnte Kartierungsarbeiten und sedimentologische Untersuchungen im Oberen Jura von Baden-Württemberg durchgeführt. Über einige Ergebnisse zur faziellen Entwicklung des Weissen Jura wird hier zusammenfassend berichtet und auf Original- bzw. zusammenfassende Literatur verwiesen:

Im genannten Gebiet kann man drei Faziesentwicklungen unterscheiden:

1. «Normalfazies». Unter diesem zunächst wenig aussagenden Begriff wird eine Abfolge von dünn- bis dickbankigen Kalken, Mergelkalken und Kalkmergeln verstanden, welche auch die Grundlage der lithostratigraphischen Gliederung abgibt. Diese Normalfazies wird auch als Cephalopodenfazies bezeichnet, da neben meist kleinwüchsigen, dünnschaligen Muscheln und Brachiopoden sowie Foraminiferen Belemniten und vor allem Ammoniten auftreten, welche die Grundlage der biostratigraphischen Gliederung bilden, die z. T. eng mit der lithologischen in Einklang zu bringen ist (vgl. GEYER & GWINNER 1964, GWINNER 1963). Cephalopoden kommen aber, wie die anderen genannten Fossilien, auch in den übrigen Faziesbereichen vor.

Die Gesteine sind überwiegend pelitisch, im Weissen Jura δ und ε kommen gelegentlich Bänke und Bankfolgen vor, die zahlreich Schalengrus, Foraminiferen und Schwammreste enthalten («Linsenkalke» ROLL 1931, vgl. GWINNER 1962a). Vielerorts sind Kieselkonkretionen in den Bankkalken anzutreffen. Man nimmt an, dass die Kieselsäure möglicherweise nach Auflösung von Kieselschwamm-Skeletten in benachbarten Riffbereichen eingewandert ist.

---

[1]) Anschrift: Priv.-Doz. Dr. MANFRED P. GWINNER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Technischen Hochschule, D-7000 Stuttgart-S, Böblingerstrasse 72.

2. «Algen-Schwamm-Riff-Fazies» (HILLER 1964). Sedimentologische Untersuchungen von FRITZ (1958), HUMMEL (1960) und zuletzt von HILLER (1964) haben ergeben, dass die Gesteine der «Schwammriffe» aus folgenden Komponenten zusammengesetzt sind:

a) Kalkpelitische Grundmasse wie in den Bankkalken und Mergeln.

b) Kieselschwämme, überwiegend in kalkiger Erhaltung. Die Kieselsäure der Skeletteile muss bei der Diagenese, vermutlich bei schwach ammoniakalischer Reaktion der Porenlösung aufgelöst und abgeführt worden sein (vgl. oben).

c) sog. «Krusten». Viele Schwammreste sind von Kalkkrusten überzogen, die einige Zentimeter Dicke erreichen können. Diese Krusten bestehen aus Kalk, der höheren Grad von Kristallinität zeigt als die kalkpelitische oder mergelige Grundmasse und sich deshalb leicht zu erkennen gibt, vor allem im Anschliff. Krusten sind nicht nur auf Schwämmen, sondern auch anderen Organismen(resten) aufgewachsen und treten gelegentlich auch selbständig, d.h. frei in kalkpelitischer Grundmasse schwimmend auf. Sie zeigen ein ausgesprochen negativ geotrop gerichtetes Wachstum und weisen schon deshalb auf organische Entstehung hin. Gelegentlich konnten Strukturen beobachtet werden, die als Algenschläuche gedeutet werden können. Unter UV-Beleuchtung zeigen Krusten und Stromatolithen gelbe Fluoreszenz und heben sich von der Grundmasse ab. Chemische Analyse ergab Gehalt an Aminosäuren.

   Von gleicher Struktur und Substanz wie die Krusten sind meist kleine, im Durchschnitt 1–2 mm grosse unregelmässig eckig-lappige Körperchen, die in den Schwammkalken, aber auch unregelmässig, nicht sortiert in Bankkalken und Mergeln auftreten. Sie können als zerfallene und verdriftete Krusten angesehen werden.

d) Stromatolithen. Im Weissen Jura δ, ε und z.T. auch im ζ treten an Stelle der Krusten deutlich laminierte Stromatolithen in derselben texturellen Anordnung, deren organische Entstehung ebenfalls sicher sein dürfte und auch andernorts auf Algen zurückgeführt wird. Sichere Algenstrukturen haben sich allerdings bisher nicht nachweisen lassen.

Bei der Gegenüberstellung der mengenmässigen gesteinsbildenden Anteile am Aufbau der Riffgesteine ergab sich eine ganze Anzahl von Gesteinstypen, wobei aber in den allermeisten Fällen die Schwämme erheblich hinter den anderen Komponenten zurücktreten. Zwangsläufig ergab sich damit die Frage, ob überhaupt die Kieselschwämme und nicht etwa die Krusten- und stromatolithbildenden Organismen die eigentlichen Riffbauer seien. Auf Grund seiner Untersuchungen kam HILLER zu dem Ergebnis, dass die Riffe als «Algen-Schwamm-Riffe» zu bezeichnen seien.

Die seither als Schwammstotzen bekannten Riffe treten in mehr oder weniger grossen Komplexen im Verband der benachbarten Normalfazies auf. Erhöhte Kalkabscheidung durch die Krustenbildung und geringere Setzung bewirkten eine Mächtigkeitserhöhung gegenüber der zeitgleich abgelagerten Schlammgesteinen der Normalfazies. Die einzelnen Stotzen zeigen alle Übergänge von Bioherm zu Biostrom,

weshalb sich diese Begriffe nicht exakt anwenden lassen (einzelne Beispiele vgl. FRITZ 1958, GWINNER 1962a und HILLER 1964). Einzelne, unregelmässig umgrenzte Stotzen können sich auf grossen Flächen zusammenschliessen und mächtige Riffkomplexe bilden, die sich vertikal durch mehrere stratigraphische Stufen zu grosser Mächtigkeit erheben («Massenkalk»). Derartige Massenkalkkomplexe, die zwar in ihrer äusseren Umgrenzung den kleinen Riffkörpern entsprechen können, insbesondere weil sie oft fast doppelte Mächtigkeit als die stratigraphisch äquivalente Normalfazies erreichen, sind also im Innern aus unzähligen Einzelriffen mit vielen Einschlüssen geschichteter Kalke in kleinerer oder grösserer Ausdehnung aufgebaut. Leitfossilien und Leithorizonte ermöglichen vielerorts auch eine Gliederung der Massenkalkkomplexe (GWINNER 1962a).

Rezente Kieselschwämme leben in mehr als 200 m Wassertiefe. Vorausgesetzt, dass sie zur Jurazeit schon dieselben Lebensgewohnheiten hatten, wären die Algen-Schwammriffe also nicht in seichtem Wasser entstanden. Dafür sprechen auch andere Argumente (GWINNER 1962a), vor allem die Beziehungen zur Korallenfazies und das Fehlen von echtem Riffschutt. Freilich muss man in Betracht ziehen, dass Algen, wenn sie am Aufbau der Riffe so massgebend beteiligt gewesen waren, genügend Licht zur Photosynthese benötigten und das Wasser deshalb nicht allzutief sein konnte.

Für die Algen-Schwamm-Riffazies sind meist kleinwüchsige Muscheln, daneben Terebrateln kennzeichnend. Häufig sind auf der Unterseite der Schwämme Serpeln, Bryozoen und Foraminiferen angewachsen (vgl. HILLER 1964, S. 75).

Die Riffgesteine sind in grossen Arealen umkristallisiert (zuckerkörnige = grobkristalline Kalke) oder in Dolomit umgewandelt (LANG 1964, Karten bei GWINNER 1962a und HILLER 1964).

3. Korallenfazies. Im Weissen Jura ζ treten teils in Rasen auf der Oberfläche von «Schwammriffen», teils in Form von Riffen mit mächtigen Schuttausstrahlungen Korallen samt Begleitfauna auf (GEYER 1954). Das Korallenriff von Arnegg bei Ulm und benachbarte Vorkommen wurden von PAULSEN (1964) untersucht. Die Begleitfauna enthält im Gegensatz zur Algen-Schwammfazies dickschalige, grosse und grobskulptierte Muscheln, u.a. Diceras. Ferner kommen Nerineen und Kalkschwämme vor. Gleichzeitig treten oolithische Trümmerkalke in Erscheinung (Brenztaltrümmeroolith, REIFF 1958).

Die Korallenvorkommen, insbesondere die Riffe haben allerdings im Weissen Jura ζ im Vergleich zur Schwammfazies eine immer noch sehr geringe Ausdehnung. Sie sind gewissermassen als Vorboten eines Faziesumschwungs anzusehen, der nicht voll zur Auswirkung kam, weil die Regression des Jurameeres aus Schwaben die Entwicklung abschnitt.

Die Algen-Schwamm-Riffazies verläuft heterochron durch das Profil des Schwäbischen Juras und steigt dabei nach S und SE im Profil auf. Im α wird die Westalb, der Nordteil der Frankenalb sowie Teile des Schweizer Juras erreicht. Im β greift die Fazies weiter nach S und SE über, bis dann im oberen Weissen Jura δ der ganze heute über Tag erschlossene Bereich des Schwäbischen Juras fast lückenlos von den Riffkalken eingenommen wird. Bis zum δ ist in diesem Bereich die Riffazies

überdies aggressiv, d.h. die Riffe wachsen über die Normalfazies nach aussen übergreifend. Im ε und vor allem im ζ wird die Algen-Schwammriffazies dann regressiv. Jetzt lagern häufig Sedimente der Normalfazies an den Riffböschungen an und kommen dabei gelegentlich ins Gleiten. Gleitfaltung als Folge solcher Rutschungen und Gleitungen an der Riffböschung sind für Weissjura ζ besonders typisch. Bei solchen Bewegungen wurde auch weniger verfestigtes Sediment aufgewirbelt und resedimentiert in Form von teilweise gradierten Breccien (GWINNER 1962b).

Im Weissen Jura δ ragten die Algen-Schwammriffe bis zu mehr als 50 m über den Spiegel des umgebenden Normalsedimentes auf. Trotzdem wurde die Bankfolge der Normalfazies über weite Erstreckung einheitlich abgelagert (ZIEGLER 1955). Deren Sedimentation wurde also durch die Riffe in keiner Weise beeinflusst und man darf auch aus diesem Grunde annehmen, dass diese nicht bis in die Nähe des Meeresspiegels aufgewachsen sind. Im Weissen Jura ζ ist dagegen eine Bankkorrelierung dieser Art über grössere Entfernung nicht mehr möglich. Offenbar war das Wasser jetzt flach genug, dass zwischen den Riffen, je nach Zufuhr von Lösung und Suspension unterschiedliche Sedimentfolgen entstanden, die keinen regional einheitlichen Rhythmus mehr erkennen lassen.

Mit dem Seichterwerden des Jurameeres verschob sich also offenbar der Gürtel der Algen-Schwammfazies in Richtung der Regression, während in flacherem Wasser die Korallenfazies nachfolgte. Ähnliche Beziehungen bestehen im Schweizer Jura zwischen argovischer und rauracischer Fazies.

LITERATUR

FRITZ, G. (1958): *Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb.* Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart NF. *13.*

GEYER, O.F. (1954): *Die oberjurassische Korallenfauna von Württemberg.* Paläontographica *104A.*

GEYER, O.F., & GWINNER, M.P. (1964): *Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg.* Schweizerbart Stuttgart.

GWINNER, M.P. (1962a): *Geologie des Weissen Jura der Albhochfläche (Württemberg).* N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *115.*

– (1962b): *Subaquatische Gleitungen und resedimentäre Breccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg).* Z. dt. geol. Ges. *113.*

– (1963): *Die Schichtenfolge des Weissen Juras der Schwäbischen Alb.* Jh. Karst- u. Höhlenkunde, *4.*

HILLER, K. (1964): *Über die Bank- und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb.* Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart NF. *40.*

HUMMEL, P. (1960): *Petrographie, Gliederung und Diagenese der Kalke im Oberen Weissen Jura der Schwäbischen Alb.* Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart NF. *26.*

LANG, H.B. (1964): *Dolomit und zuckerkörniger Kalk im Weissen Jura der mittleren Schwäbischen Alb (Württemberg),* N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *120.*

PAULSEN, S. (1964): *Aufbau und Petrographie des Riffkomplexes von Arnegg im höheren Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg).* Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart NF. *42.*

REIFF, W. (1958): *Beiträge zur Geologie des Albuchs und der Heidenheimer Alb.* Arb. Geol. Paläont. Inst. TH Stuttgart NF. *17.*

ZIEGLER, B. (1955): *Die Sedimentation im Malmdelta in Württemberg.* Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. NF. *37.*

3. – HANS LINIGER (Basel): **Pliozän und Juratektonik westlich Basel**

Geologische Begehungen 1960–65 im Randgebiet Jura-Rheingraben, z.T. Bl. Bonfol, erlaubten, eine Pliozänstratigraphie aufzustellen und dadurch die zahlreichen tektonischen Bewegungen zu datieren. An ersterer war F. HOFMANN mit sediment-petrographischen Analysen massgeblich beteiligt.

Das Pliozän ist durchgehend in terrestrisch-fluviatiler Fazies vorhanden, liegt auf Oligozän und verschiedenen Malmstufen und zerfällt in:

Pontien (Unterpliozän) mit den *Hipparion*sanden (früher: Vogesensande) Typort Charmoille, die in einer 4–6 km breiten Flussrinne, quer zum Kettenjura laufend, lagern. An ihrer Basis wurde in den Becken von Delsberg und Laufen eine Lage von mürben Quarzsanden mit rotem Chert, lokal mit kleinen Quarziten, festgestellt und als Unterpont über Juranagelfluh bezeichnet.

Mittelpliozän mit fossilleeren Vogesenschottern (grobe Gerölle der Südvogesen), flächenhaft verbreitet und durch einen Hiatus vom Pont getrennt. Sie sind als Lokalfazies des Mittelpliozäns aufzufassen und gleichaltrig wie die Wanderblockformation im E-Jura und die groben Heubergschotter bei Kandern am Schwarzwald-S-Hang.

Noch jünger sind undeutliche Reste gebleichter Erden, Illite und weisse Quarzsande (falscher Hupper), abgeschwemmter Triasschutt der Vogesen, die jünger als Vogesenschotter und älter als Sundgauschotter sein müssen und ins späte Mittelpliozän bis ins frühe Oberpliozän zu stellen sind. Man findet sie im Sundgau meist als pleistozän verschwemmt, auch in Bonfol.

Analoga in der Bresse enthalten *Mastodon arvernensis* und *borsoni* (n. DELAFOND & DEPÉRET), im Hagenauerforst bei Sessenheim nördlich Strassburg ebenfalls *M. borsoni*, zwischen Braunkohlenflözchen liegend (F. Geissert); in der Bresse und im nördlichen Rheingraben mit pliozänen Bohnerzen (BARTZ).

Oberpliozän bis Unterpleistozän sind die alpinen, nichtglazialen Sundgauschotter, Ablagerungen der Ur-Aare, die zuerst zur Donau floss; ihre Gerölle stammen aus dem westlichen Mittelland und vom Alpenrand, nicht von der Rhone (nur unter 1%). Ein erstes Flussbett erstreckte sich von Ober-Hagenthal (W Basel) über die N-Ajoie nach Montbéliard; durch flexurartige Senkungen im Sundgau im frühen Altpleistozän wurde das Bett bis in die Gegend Altkirch-Dannemarie über 100 m abgesenkt; die Schotter bilden keinen Streukegel von E her.

Analoga bei Nevy-Parcey S Dôle in der Bresse enthalten *Mastodon arvernensis* (n. DELAFOND & DEPÉRET), und im Forêt de Chaux bei Dôle *Elephas meridionalis* (n. ROLLIER).

In den Bohrungen von Karlsruhe (BARTZ) wurde eine Geröllage in 52–56 m Tiefe als Aarekies erkannt und mit den untersten Lagen der Mosbachersande von Wiesbaden-Ost mit *Elephas meridionalis-trogontherii* parallelisiert; dadurch kennzeichnet sich die Ende der *Meridionalis*zeit bei Basel nach N abgelenkte Aare als Lieferant der Kiese der Jüngern Hauptterrasse mit alpinem Sandmaterial am Mittel- und Niederrhein, die bis jetzt meist der Günzzeit zugewiesen wurden. Günzschotter bei Schönenbuch W Basel wurden sediment-petrographisch als Sundgauschotter erkannt.

Die Tektonik des Jura-N-Randes zeigt ein kompliziertes, taphrogenetisches Interferenzsystem von Flexuren, Bruchbündeln und Faltungen. Das wichtigste Bauelement des Randes ist eine Randflexur von Aesch über Pfirt, Pfetterhouse bis Boncourt im W; die Landskronkette, Bürgerwald- und Réchésy-Antiklinalen sind an ihr aufgewölbt. Diese Flexur ist durch präexistierende (evtl. z. T. gleichaltrige) Brüche und Flexurbrüche winklig unterbrochen; ihr Besatz mit Untersannoisien (H. Fischer), Obersannoisien, Rupélien weist auf vielfache Bewegungen im Oligozän, indes die rheintalischen Brüche späteozän sind (Vonderschmitt). Weitere Flexuren zeigen sich nördlich davon im Sundgau und südlich an den Antiklinalen im Faltenjura bis zur Velleratkette bei Delsberg. Der Jura-N-Rand ist als grosse, passive Zerrzone (mit Dehnungsbrüchen) des Rheingrabens aufzufassen, die aktive Zone liegt am Vogesen-S-Fuss.

Zwei interessante SW-NE-Flexuren finden sich bei Réchésy und in Boncourt; sie verursachen winklige Einbrüche des Randes und wurden im Altpleistozän reaktiviert. Die Sprunghöhen einzelner Flexuren betragen gegen 200 m total, es kann darum Sockelbewegung angenommen werden.

Rheintalische Verwerfungen haben S-N-, SSW-NNE-, NW-SE-Richtung und setzen nördlich und südlich (teilweise nur scheinbar) an der Randflexur aus; grosse Brüche durchziehen dieselbe; ihre Präexistenz zeigt sich am Einfluss auf die z. T. jungen Faltungen (Segment- und Schollentektonik). Der Rücken von Altkirch-Illfurth ist – differenziert – am Jurarand noch bemerkbar, ebenso das Bruchbündel von Hirtzbach (Vonderschmitt), das in die Caquerelle nach S zieht. Am Jurarand ist der wichtigste Bruch der von Levoncourt (Luffendorf), der zu Beginn Sannoisien oder früher die Ajoie tiefer legte, sich postpontisch am W-Flügel erneut senkte und postmittelpliozän Transversalbewegung bei Levoncourt offenbart; 17 km nördlich davon versenkte er – oder ein Begleiter – den Rücken von Altkirch um ca. 40 m nach W. Verwurfhöhen von 20–200 m (Allschwilerbruch 370 m) zeigen teilweise Sockelbewegungen an, die bis in den Hochjura durchsetzen und sich im Sedimentmantel durchprojezierten.

Es ergaben sich zwei bedeutende Bewegungszeiten: alttertiär, von Früheozän bis Chatt, jungtertiär-pleistozän (postpontisch bis postriss); wichtig ist dabei die Reaktivierung an denselben Strukturen und im gleichen Sinn, d. h. Einheitlichkeit der Bewegungen seit dem Eozän.

Die Antiklinalen treten in zwei strukturell abweichenden Gruppen auf:

a) Flache Malmwellen, Brachyantiklinalen der Ajoie, vermutlich ohne Triasabscherung und ohne Steilschenkel (Ausn.: Morimont); sie scheinen an grabengebundene Schollenbewegung geknüpft, müssen jedoch tangentialen Kräften entspringen. Auch sie sind an früholigozäne Flexuren angelehnt und z. T. mit streichenden Brüchen des ? Früheozäns verquickt. Diese teilweise flexurartigen Falten zeigen nach Liniger zwei Faltungsphasen: eine schwache postpontische und eine starke postmittelpliozäne. Eine dritte, altpleistozäne (Réchésykette) kann auf antithetische Schollenbewegung zurückgeführt werden. Für das Vorhandensein dieser zwei Phasen im Hochjura fehlen stratigraphische Hinweise (Einphasentheorie Laubschers 1962).

b) Faltenjura. Mont-Terrikette und die Bürgerwald lassen im Profil deutliche Triasabscherungen und komplizierte Überschiebungen im N-Schenkel erkennen; ihre Entstehungszeit ist postmittelpliozän, erkennbar an grossen Verstellungen der Vogesenschotter (Levoncourt, Caquerelle).

Für die Tektonik des Gesamtjuras ergaben sich im Rahmen der heute geltenden Fernschubhypothese Buxtorf–Laubscher zwei hypothetische Gesichtspunkte. Phase I der Ajoie ist ausgeprägt an der Überschiebung Lons le Saunier in der Bresse vorhanden (LEFAVRAIS). Da die dort im S anschliessenden, grossen Plateaus des französischen Juras nach den französischen Autoren «postparoxysmal» sind und nach GUILLAUME der Hochjura über den S-Rand des Plateaus von Nozeroy überschoben ist, ergibt sich für das helvetische Bündel eine jüngere Faltungszeit (Phase II) und für das Gebirge eine altersmässige Längsteilung in Helvetisches Bündel und nördliches Vorland. Diese Theorie ist mit der Fernschubhypothese aus S vereinbar, denn es ist nicht bewiesen, dass die alpine Grossabgleitung nicht in zwei Etappen hätte stattfinden können; als Hindernisse kämen Initialzündungen in den Alpen, tektonische Schwellen im Grund des Molassetroges, die nicht in Rechnung gestellte Trägheit der enormen Mittellandmolasse etc. in Betracht. Damit wird die vierte Dimension «Zeit» in die Fernschubhypothese und in die dreidimensionalen Modellvorstellungen (LAUBSCHER 1961) hineingetragen; wenn man die stratigraphisch erfassbaren «Phasen» nur als paroxysmale Spitzen der lange andauernden, pliozänen Bewegungen auffasst – und die Abgleitung des mesozoischen Mantels vom Alpen-N-Rand war wohl kein turbulenter Vorgang –, so hätte sich die erste nachweisbare Überschiebung am Bresse-N-Rand postpontisch vollzogen (Phase I der Ajoie) und die grossen Überschiebungen im S beim langsamen Weitergleiten erst nach Mittelpliozän, nach Deponierung der Vogesenschotter (Phase II Ajoie).

Übrigens sind postpontisch datierbare Bewegungen auch an andern Orten erkennbar: am SW-Innenrand des Jura[1]), in den W-Alpen (GOGUEL), am Aufstau von Vogesen und Schwarzwald, dann am östlichen Alpenrand (HOFMANN) und im N-Hegau. Man kann auf regionales Ausmass derselben schliessen.

Während die Zweiphasentheorie letztlich auf die etwas unsichere, stratigraphische Datierung der Vogesenschotter zurückgeht und daher nicht als völlig gesichert gelten darf, beruht der folgende, zweite «Gesichtspunkt» auf anderen Überlegungen.

Anlässlich des Studiums der Bürgerwald-Überschiebung (Schienentektonik) tauchte im Verein mit den Tangentialwirkungen am Jurarand die Möglichkeit auf, die Tektonik des oben genannten «Vorlandes» durch eine durchgehende, regionale Krustenbewegung aus N, alpenwärts zu deuten; Bürgerwald sowie Lons le Saunier könnten ebensogut als Sockelunterschiebung mit Abscherung in der Trias wie als Überschiebung aus S auf der Trias erklärt werden. Im N-Jura haben AUBERT u.a. eine sehr ähnliche Grundgebirgsstruktur beschrieben, gezeichnet und vorsichtig «contraction du socle» benannt. Die Fernschubhypothese S kann das Bestehen ungefalteter Plateauflächen inmitten des Gebirges nur schwer deuten und die grossen, verbogenen Überschiebungen im helvetischen Bündel (z.B. Grenchenberg, Risoux) zeigen nicht den Charakter der Randüberschiebungen.

Da nun auch in der Ajoie und bei Pfirt Faltungsphase II deutlich vertreten ist, könnte weiter gefolgert werden, dass der Sockelschub aus N nicht nur das «Nörd-

[1]) LINIGER, H. (1966): Das plio–pleistozäne Flussnetz der N-Schweiz. Im Druck.

liche Vorland» sondern auch das im S anschliessende Helvetische Faltenbündel erzeugt hätte, wobei die tektonischen Detailverhältnisse wohl sehr ähnlich wie bei Mantelschub aus S wären; die frühe Verzahnung der Kruste mit dem Sedimentmantel wäre dabei vermutlich von Bedeutung. Doch läge in diesem Fall die letzte Ursache der Abscherung und der Verfaltung über der Trias wohl in einem etwas hypothetischen Stau des S-gleitenden Sedimentmantels an der mächtigen Molassefüllung im Mittelland. Immerhin steht die These eines allgemeinen, sanft und flexurartig verlaufenden Krustengleitens alpenwärts (vorläufig eine Arbeitshypothese) im Einklang mit der heute von bedeutenden Alpengeologen angenommenen «Verschluckungstheorie des Sockels unter den Alpen» (n. AMPFERER) und kann u. a. durch die Einheitlichkeit der oben beschriebenen Sockelbewegung am Jurarand im Alttertiär und Jungtertiär + Pleistozän unterstützt werden.

So tritt, im extremsten Fall, diese Auffassung der Juraentstehung als Alternativlösung neben die Theorie der Grossgleitung aus S (Fernschubhypothese), die von H. P. LAUBSCHER 1961 als möglich erachtet wurde und sich ebenfalls auf neue Alpentheorien (Grossgleitungen der alpinen Decken nach N) stützen kann. Ein entscheidendes Kriterium zwischen den beiden Problemen, die beide eine einheitliche Deutung der Gebirgsbildung anstreben, besteht heute m.E. noch nicht; mehrere auffallende Tatsachen, z. B. die Beschränkung der grossen Jura-Querbrüche auf das Helvetische Bündel, könnten für beide Theorien plädieren, aber der altersmässige Ablauf des Vulkanismus in der Ostschweiz (HOFMANN) kann eher für Krustenschub aus N beansprucht werden.

Sockelschub aus N und Grossabgleitung des Sedimentmantels aus S als gleichzeitige Vorgänge brauchen sich nicht auszuschliessen; die auffallend innere Gleichartigkeit von Bau und Tektonik des Helvetischen Bündels lassen seine Deutung als Abgleitdecke sehr plausibel erscheinen. Die Fernschubhypothese müsste in diesem Fall die Störungszone an ihrem N-Rand durchgehend studieren und definieren. [2])

[2]) Die vollständige Darstellung dieser Untersuchungen, die auch die sedimentpetrographischen Analysen von F. HOFMANN enthält, wird später in Druck gehen.

4. – JEAN CHAROLLAIS et AUGUSTIN LOMBARD (Genève) : **Lithostratigraphie comparée Jura-Subalpin dans la région de Genève.** Avec 1 planche (I)

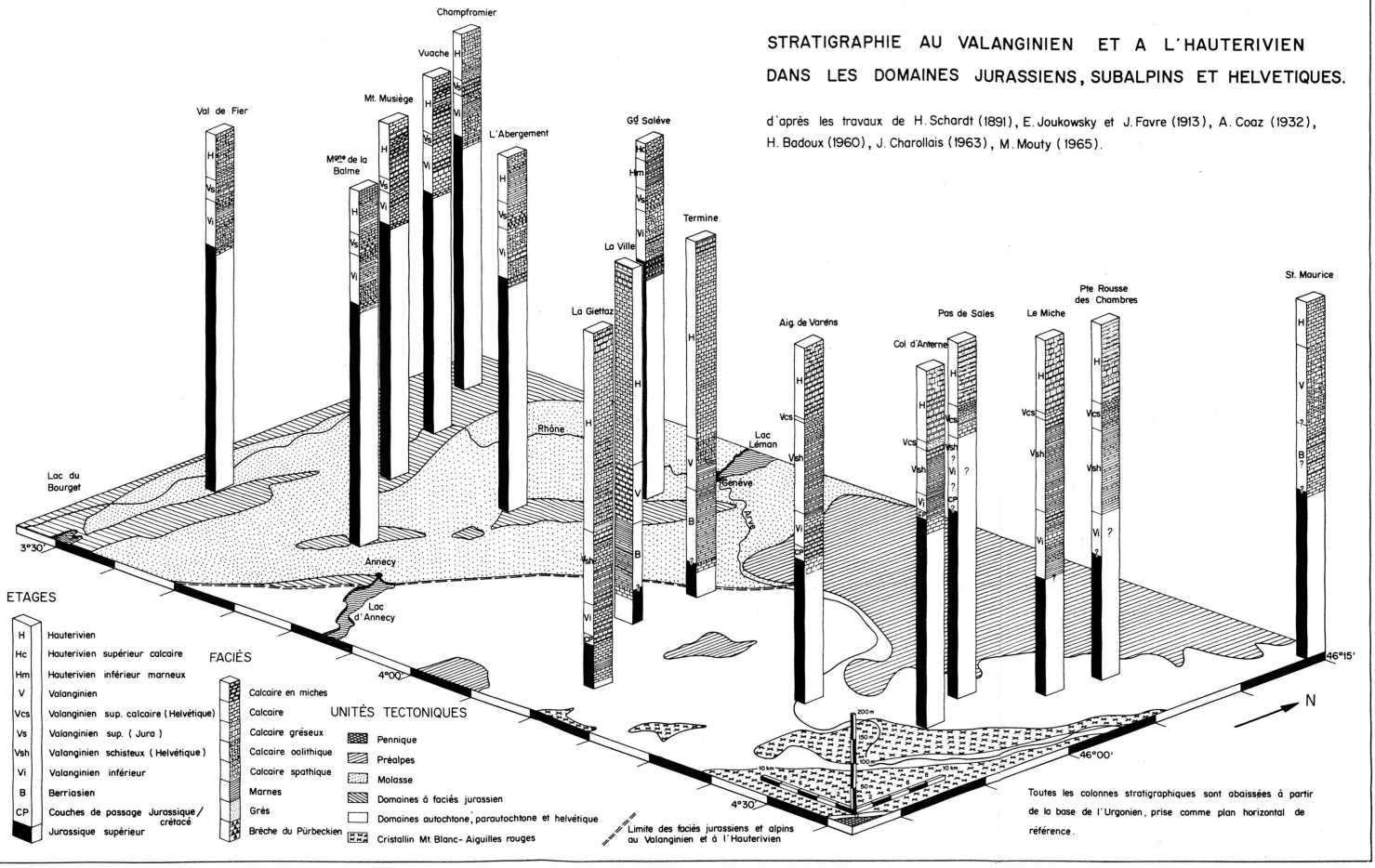
La série stratigraphique du Salève présente de nombreuses affinités avec celle du Jura méridional. Elle montre, par contre, des différences de lithofaciès, de stratonomie, de faunes et d'épaisseurs avec celle du domaine subalpin.

Les affleurements ne permettent des comparaisons qu'à partir du Kimmeridgien (Séquanien?); mais, jusqu'au Tertiaire, les observations sont nombreuses. Elles mettent en évidence deux milieux différents: l'un (Jura-Salève) se rattache à une sédimentation de plateforme et l'autre (subalpin) est profond, apparenté à la dépression dauphinoise.

Les conclusions qui se dégagent de cette étude stratigraphique comparée, sont essentiellement sédimentologiques et paléogéographiques. Un des caractères les plus frappants, déjà reconnu par de nombreux auteurs, est l'épaississement des séries néocomiennes, du Salève au domaine subalpin. Ce phénomène est figuré dans la planche ci-contre.

STRATIGRAPHIE AU VALANGINIEN ET A L'HAUTERIVIEN DANS LES DOMAINES JURASSIENS, SUBALPINS ET HELVETIQUES.

d'après les travaux de H. Schardt (1891), E. Joukowsky et J. Favre (1913), A. Coaz (1932), H. Badoux (1960), J. Charollais (1963), M. Mouty (1965).



D'autre part, une étude minutieuse de la stratigraphie, conduit à bannir la confusion entre les notions de formation et d'étage. Il faut abandonner la terminologie d'étage pour désigner des faciès. En effet, il est absurde de parler de Valanginien inférieur, pour caractériser les assises à *Heterodiceras luci* et à *Natica leviathan* (terminologie E. JOUKOWSKY et J. FAVRE, 1913) et pour dénommer les alternances calcaires marneux-marnes de la région d'Entremont (vallée du Borne, chaînes subalpines). Dans un premier temps, il faut définir des formations lithologiquement et faunistiquement, avec leurs limites inférieure et supérieure; et dans un deuxième temps, il sera alors possible de paralléliser ces formations, en se référant à une échelle chronologique basée sur les faunizones.

(Un article plus détaillé ainsi que la bibliographie paraitra en 1966, aux *Archives des Sciences de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève*, sous le titre «*Stratigraphie comparée du Jura et des Chaînes subalpines, aux environs de Genève*»).

---

5. – HÉLI BADOUX (Lausanne): **Déformation du Lias inférieur de la nappe du Wildhorn à Drône (Valais).** Avec 1 figure dans le texte

INTRODUCTION

Le plateau liasique, situé au N de Sion et qui porte les villages de Savièze et d'Ayent, est partagé en son milieu par un groupe d'anticlinaux triasiques, appelés par M. LUGEON, qui les a magistralement décrits, les anticlinaux de Drône. La Sionne qui coule près de ce village en donne une coupe excellente.

Au N des derniers affleurements triasiques, commence le flanc renversé du synclinal du Prabé appartenant à la nappe du Wildhorn (H. BADOUX, 1946). Les couches redressées pendent au SW et présentent la succession suivante du S au N: Trias, Lias inférieur calcaire, Lias supérieur schisteux, Dogger etc. Le Lias calcaire contient des bélemnites étirées et retiendra seul notre attention.

LE LIAS INFÉRIEUR

Le Lias inférieur débute, en aval du pont sur la Sionne par des calcaires bleu-sombre, en petits bancs de 1 à 5 cm d'épaisseur, séparés par des délits de 0,1 à 1 cm de schistes terreux à patine jaunâtre.

A cet horizon, épais d'une dizaine de mètres, succède une alternance de calcaires argileux noirs en bancs de 20 à 40 cm et d'épais lits de schistes. Les calcaires contiennent des nodules pyriteux et sur leur cassure brillent de rares entroques.

Plus en amont apparaissent les schistes sombres micacés à nodules pyriteux du Lias supérieur – Aalénien.

* * *

Les couches du Lias inférieur plongent de 50° à 65° vers le SE (125° à 140°). La moyenne des mesures est de 56° vers 136°.

Quelques replis décimétriques horizontaux affectent les couches. Ils sont de type «flanc normal». Les bancs calcaires montrent d'autre part une schistosité de fracture soulignée parfois par des remplissages de calcite. Les surfaces de clivage sont

légèrement sigmoïdales et plongent vers le SE (130° à 150°) de 60° à 84°. La moyenne des mesures donne 70° vers 136° (voir fig. 1 a).

On voit donc que la schistosité de fracture a la même direction, mais un pendage plus fort que les couches. Cette disposition caractérise généralement les séries en position normale. Mais ici la série est renversée; ce cas s'observe ailleurs dans la zone des racines de l'Helvétique, en particulier au flanc renversé de la nappe de Morcles. Elle résulte probablement d'un serrage postérieur ou datant de la fin de la mise en place des nappes.

L'intersection de la schistosité et des couches détermine une linéation plus ou moins apparente, en moyenne horizontale et dirigée au NE. Cette direction est la même que celle des axes des petits plis. C'est donc une liniéation b.

LES BÉLEMNITES TRONÇONNÉES

Sur les dalles liasiques, en versant droit de la Sionne et en éboulis, on trouve de nombreuses bélemnites tronçonnées. Chaque bélemnite a été soigneusement mesurée ainsi que l'angle α compris entre le fossile et la linéation ou l'axe b. Les échantillons ramassés dans l'ébouli ne montrant pas de linéation nette, ont été écartés.

Pour chaque bélemnite, la longueur initiale et la longueur totale ont été mesurées après étirement. L'allongement a été calculé en % d'après la formule (voir H. Badoux 1963).

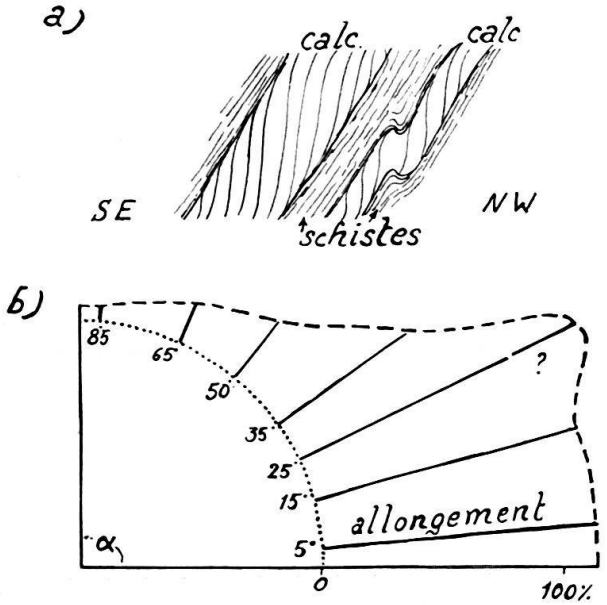


Fig. 1. Détails tectoniques du Lias et courbe d'allongement des bélemnites de Drône.

$$\frac{\textit{Longueur totale} - \textit{longueur initiale}}{\textit{longueur initiale}} \times 100 = \text{allongement}$$

Les chiffres obtenus ont été groupés pour les angles de 0 à 10°, de 10 à 20° etc. et la moyenne établie pour chaque catégorie. Ces moyennes ont servi à l'établissement du graphique ci-joint (fig. 1 b). Il y a à l'intérieur de chaque catégorie une variabilité assez grande surtout lorsque la direction de la bélemnite est voisine de la linéation. Cela tient à la nature de la roche. Si elle est très argileuse, la résistance de la

bélemnite est suffisante par rapport à celle de la pâte pour qu'elle échappe à la déformation. Cela joint au nombre insuffisant d'échantillons mesurés (45 au total) explique les irrégularités de la courbe. Cependant on constate de façon indiscutable un étirement maximum suivant l'axe b. Le tableau ci-dessous en est l'illustration.

Angle α de 0 à 29° allongement moyen 102%
Angle α de 30 à 59° allongement moyen 54%
Angle α de 60 à 90° allongement moyen 16%

Nous retrouvons ici les mêmes conclusions qu'à l'Ardève. Peut-être s'agit-il d'une règle valable pour tout ce secteur de l'Helvétique. Nous l'avons en effet également constatée au château de la Soie (près de Chandolin) dans le Bajocien du Haut de Cry, dans l'Oxfordien de la Frête de Saille et dans le Valanginien du Sex de Gru sur Ardon.

OUVRAGES CITÉS

BADOUX, H. (1946): *L'Ultrahelvétique au Nord du Rhône valaisan.* Mat. carte géol. suisse (N. sér.) *85.*
– (1963): *Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais)* Bull. Lab. Géol. Min. et Géoph. Univ. Lausanne *138.*
LUGEON, M. (1916–1918): *Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander.* Mat. Carte géol. suisse (N. sér.) *30.*

---

6. – HANS-RUDOLF WENK (Zürich): **Die Geologische Abbildung, erläutert am Beispiel der Zentralalpen.** Siehe: Eclogae geol. Helv. Vol. 59/2, 1966 und Actes Soc. helv. Sci. nat., Session 145, Genève, 1965.

---

7. – MICHEL GISIGER (Fribourg): **Essais de stratigraphie par la microfaune dans le Lias supérieur et le Dogger des Préalpes plastiques fribourgeoises, région du Lac Noir.** (Avec 1 figure dans le texte).

Un certain nombre de niveaux schisteux du Toarcien, Aalénien, Bajocien et Bathonien des Préalpes médianes plastiques ont fourni une microfaune d'Ostracodes et de Foraminifères qui sont, à ma connaissance, les premiers isolés dans ces niveaux des Préalpes plastiques. Les prélèvements ont été effectués dans le Staldengraben. Ce ruisseau coule du Staldenhubel vers le Lac Noir (canton de Fribourg), à 1 km au sud de la Gypsera. Il creuse son lit normalement aux structures frontales de la nappe des Médianes.

Le but de cette recherche était de contrôler si ces formations contenaient ou non de la microfaune et de tenter un premier essai de stratigraphie. Les Ostracodes ont été déterminés par H. OERTLI et les Foraminifères isolés par J. J. BIZON, à l'exception de ceux du Bathonien. La microfaune des lames minces a été examinée par W. MAYNC.

L'étude détaillée du sujet paraîtra dans ma thèse.

1. Description de la faune

1. 1. Foraminifères. Ce sont essentiellement des Lagénidés, accompagnés de quelques autres formes, dont la détermination n'a pas été poussée au-delà du genre sauf pour quelques espèces typiques pouvant fournir un point de repère. On y trouve: Lagenidea: *Lenticulina – Astacolus – Lingulina – Dentalina – Marginulina –*

Vaginulina – Rectoglandulina – Nodosaria – Falsopalmula – Ramulina – Boguttulina.
Lituolidea: *Reophax – Ammomarginulina – Verneuilinoides.*
Rotaliidea: *Epistomina – Reinholdella – Garantella – Spirillina.*

1. 2. Ostracodes. Les espèces typiques ont été déterminées. Mais H. OERTLI pense qu'un certain nombre des formes isolées doivent être nouvelles. On y trouve les genres *Cytherella – Cytherura – Macrocypris – Paracypris – Pontocyprella – Procytheridea – Pneumathocythere – Bairdia – Polycope – Krausella – Monoceratina.* La présence du genre *Hungarella* pose un problème. Ailleurs, ce genre n'est pas connu au-dessus du Domérien. Le mauvais état de conservation des formes trouvées incline à penser qu'ils peuvent être remaniés.

1. 3. Les lames minces des calcaires détritiques du Bathonien ont fourni une microfaune de Foraminifères dont les genres ne sont pas semblables à ceux isolés dans les schistes. Sont présents de nombreux Textulaires – Ophthalmidiidae – Valvulinidae – Miliolidae etc...., les genres *Gaudryina – Bigenerina – Protopeneroplis – Nautiloculina – Labyrinthina – Pfenderina – Pseudocyclamina – Trocholina* – un organisme problématique dont ED. GASCHE fait un membre de la famille des *Acervulinidae* – quelques algues.

2. Résultat stratigraphique. (voir fig. 1)

Il est bien évident que l'on ne peut tirer des conclusions précises de résultats fournis par une seule coupe. Cependant, la faune isolée permet de dégager localement certaines limites biostratigraphiques. A la base du Bajocien ainsi qu'à celle du Bathonien, des Ammonites permettent de contrôler plus ou moins ces limites.

2. 1. Dans le Toarcien et l'Aalénien, on constate une certaine abondance de la faune et une relative homogénéïté. La limite n'a pu être saisie entre ces deux étages où furent récoltés entre autres, *Lenticulina bochardi* TERQUEM et des Ostracodes dont *Procytheridea magnycourtensis* APOSTOLESCU et *Cytherella toarcensis* BIZON.

2. 2. Dès le Bajocien, *Lenticulina bochardi* TERQ. disparaît et c'est *Lenticulina plexus polonica* WISNIOWSKI qui lui succède. Cette dernière surgit en Allemagne dès le Dogger γ, ce qui confirmerait notre observation. Parmi les Ostracodes, les deux formes citées sous 2.1. ont disparu et il subsiste *Procytheridea sermoisensis* APOSTOLESCU dont l'apparition n'est pas définie.

2. 3. La base du Bathonien est plus délicate à interpréter car il y a changement de faciès. La base est encore sensiblement marneuse mais le faciès devient rapidement détritique avec prédominance de calcaires détritiques et disparition presque totale des schistes qui sont réduits au rôle de joints. La seule variation notable dans la microfaune est apportée par les Ostracodes. Dans les étages précédents, le genre *Bairdia* était déjà présent. Dès la base du Bathonien apparaît une forme mieux caractérisée, le *Bairdia* aff. *hilda* JONES = *Ostracode 6* LUTZE.

3. Hétérogénéïté de la microfaune dans le Bathonien

Dans la série détritique bathonienne, nous trouvons deux populations différentes de micro-organismes, mettant en lumière un phénomène sédimentaire.

3. 1. Les faits

3. 1. 1. Dans le Staldengraben, la base de la série bathonienne est composée de niveaux marneux, oolithiques et détritiques. Rapidement, le faciès devient presque

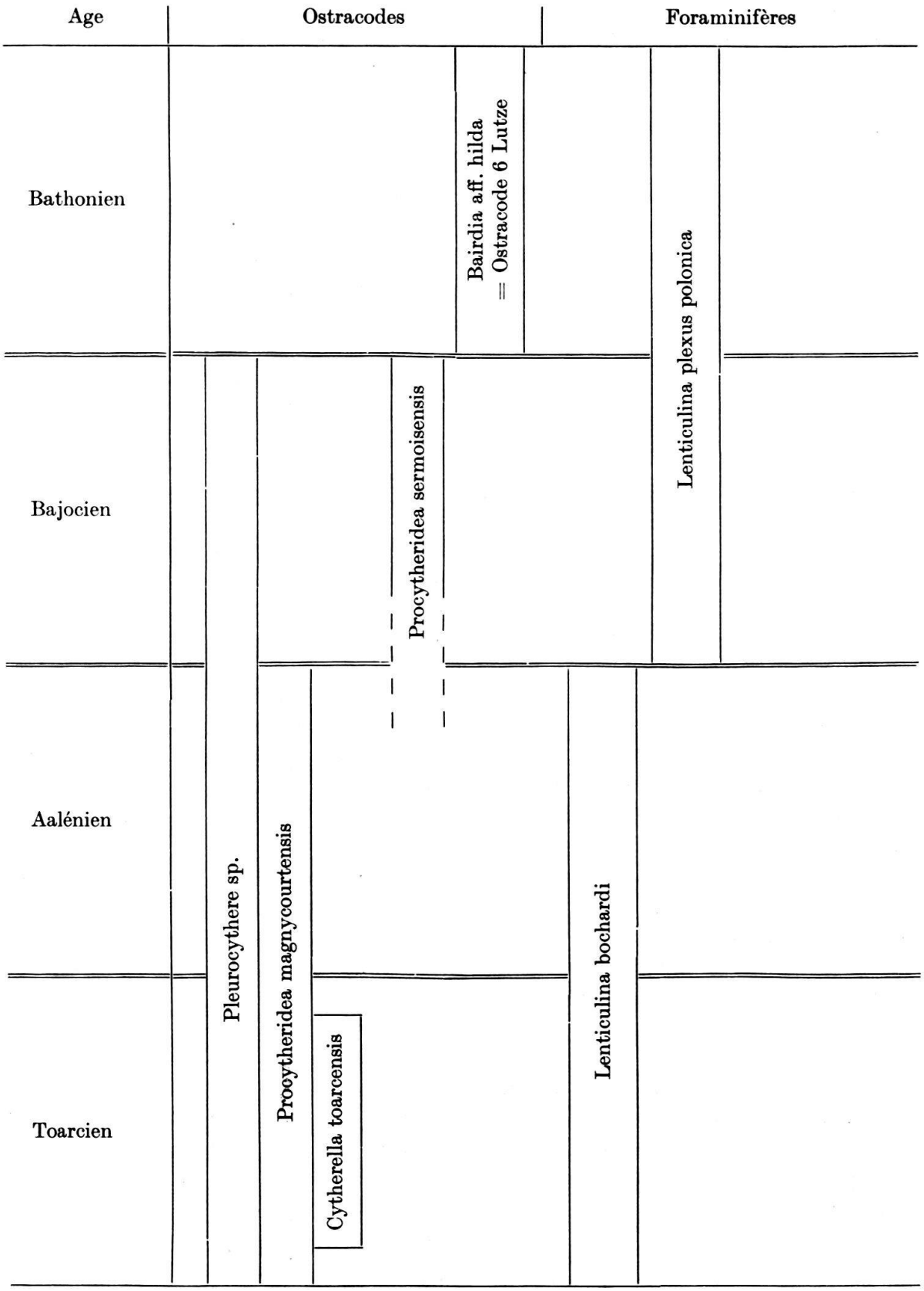


Fig. 1. Résultat stratigraphique schématisé au moyen de quelques espèces de Foraminifères et d'Ostracodes.

exclusivement détritique. Les niveaux de calcaire à débris clastiques variés s'épaississent et leur matériel est granoclassé. La base des bancs est massive à granoclassement progressif; le sommet est fin et de structure laminée en feuillets plan-parallèles ou ondulés. La partie massive et la partie laminée forment généralement une strate homogène. Entre les strates ainsi définies s'intercalent des joints marneux contenant une microfaune semblable à celle des niveaux marneux de la base de la série, mais différente de celle des niveaux granoclassés.

3. 1. 2. Cette série bathonienne a un aspect tout différent dans le secteur sud du terrain, soit le synclinal Château d'Œx – Rotekasten, qui affleure particulièrement bien dans les flancs du Kaiseregg. Ici, les calcaires détritiques ne comportent aucune trace de remaniements et aucun granoclassement. Ils ne sont pas séparés par des joints marneux mais par d'épaisses séries de calcschistes gréseux parfaitement stériles. Les éléments composant les calcaires détritiques sont les mêmes que dans le Staldengraben et contiennent la même population de microfaune.

3. 2. Interprétation

Nous avons donc (paragraphe 3. 1. 2.) une zone sud, de dépôt tranquille que j'appelle primaire. Au nord (paragraphe 3. 1. 1.), une zone de dépôt que j'appelle secondaire et où le matériel détritique s'est sédimenté de façon complexe, peut-être par apports massifs, en donnant des niveaux granoclassés. La source de ce matériel remanié est à placer dans la zone sud où il forme des strates sans structures sédimentaires. Sa faune est celle décrite dans le paragraphe 1. 3.

Dans la zone nord, les joints marneux séparant les strates granoclassées et les niveaux marneux de la base représentent le fonds autochtone de la sédimentation dans le lieu où arrivaient les vagues de sédiment détritique. Ce fond autochtone contient une microfaune différente de celle des niveaux détritiques par le simple fait qu'il correspond à une autre milieu de sédimentation.

Donc, dans la succession des strates de la série bathonienne du Staldengraben, nous avons mélange de sédiments dont le milieu et les conditions de formation diffèrent. Cette disparité est soulignée par des conditions biologiques qui ont donné naissance à deux populations différentes que l'on trouve réunies dans une succession de niveaux qui semblaient, au départ, relever de conditions de dépôt homogènes. La microfaune peut donc être utilisée efficacement comme paramètre dans les recherches en paléosédimentation.

Conclusion

Il semble désormais possible d'intensifier l'étude de la microfaune dans le Jurassique inférieur et moyen des Préalpes médianes plastiques. De nouvelles coupes appuyées sur les corrélations avec les Ammonites pourraient être levées et fourniraient des résultats satisfaisants. Il reste cependant que les variations de faciès, les possibilités de remaniements et la conservation souvent médiocre des faunes rendent une telle étude délicate à effectuer et plus délicate encore à interpréter.

---

8. – Ezio Dal Vesco (Zürich): **Die wissenschaftlichen Resultate der Tiefbohrung am Südabhang des Gotthardmassivs.** Kein Manuskript eingegangen.

9. — NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Réflexions sur la diagenèse des sédiments marins.**

1. *Introduction.* – Le problème de la diagenèse reste encore insuffisamment exploré. On le voit déjà en comparant les définitions données par divers auteurs:

La plus brève est celle de NICOLAS STRAKHOV (1958): «*Diagenèse:* transformation du dépôt sédimentaire en roche».

FOURMARIER (1944) donne une définition très générale: «D'après TWENHOFFEL (Treatise on sedimentation 2e éd. p. 108) la diagenèse comprend toutes les modifications subies par les sédiments entre le moment de leur dépôt et leur lapidification et tous les changements après leur consolidation sous les conditions normales, de t° et de p.»

Brève, mais pas assez explicite est la définition de VON BUBNOFF (1931): «Die Diagenese (Umwandlung) eines ursprünglich gebildeten lockeren Sedimentes verläuft ganz allgemein in der Richtung einer Verfestigung – unter Sedimentation – durch Einsickern der Lösungen» (p. 17).

W. MOORHOUSE (1964): «Diagenesis comprises the processes that have place in a sediment during and after deposition, short of metamorphism» (p. 353).

La séparation de la diagenèse du métamorphisme n'a pas d'importance. On peut accepter, sans autre, que dans les sédiments, une fois qu'ils sont immobilisés sur place, commence l'adaptation de leur matériel aux changements des conditions physico-chimiques, ce qui est aussi le sens du métamorphisme.

Il est évident que nos classifications sont artificielles. Pour les besoins des exposés scientifiques on est toutefois obligé de fixer un début.

2. *Place de la diagenèse dans l'évolution des roches sédimentaires.* A mon point de vue, la diagenèse commence à partir du moment où les particules, qui forment la masse sédimentée, se trouvent dans les conditions les mettant à l'abri de l'influence des forces qui provoquent leur déplacement dans le sens horizontal (ou subhorizontal). Cet abri tranquille est assuré en grande partie par des cuvettes, des dépressions, qui jouent le rôle de piège sur la pente générale que les particules terrigènes suivent naturellement en partant des continents vers les abîmes océaniques. Ceux-ci représentent le dernier piège (inférieur altimétriquement dans le bassin donné) où se déverse le restant du matériel terrigène après les pertes subies dans les pièges intermédiaires.

De même on n'établit qu'artificiellement la fin du processus diagénétique. On peut admettre avec divers auteurs (DÉVERIN 1924) que les changements produits par les facteurs physico-chimiques dans les sédiments, lors de leur lapidification, rentrent déjà dans la catégorie de ceux que l'on désigne par le terme de métamorphisme. Mais l'homme pour ses exposés a besoin de coupures. Ainsi on peut fixer, que le métamorphisme ne commence qu'après la lapidification des sédiments. Du reste, comme j'ai eu l'occasion de le mentionner (OULIANOFF 1958a), après leur lapidification (parfois même sommaire) les sédiments peuvent rester intacts, sans changement notable pendant de longues périodes géologiques (Cambrien sur les rivages orientaux de la Baltique), si les roches sédimentaires ne sont pas touchées par la pression orientée produite par l'orogenèse, qui remet en mouvement les eaux

fossiles (OULIANOFF 1960b). J'ai exprimé l'idée que pratiquement le changement métamorphique des roches ne commence qu'à partir de leur pétrissage tectonique. Ainsi le début du métamorphisme se place seulement après la transformation définitive des sédiments meubles en roche solide. Alors tous les changements dans les sédiments, physiques et chimiques, formeront le groupe des phénomènes que l'on désigne par le terme de diagenèse. Ce terme n'a rien d'explicite en lui-même. Les auteurs italiens employent plutôt celui de «litogenesi». Mais la majorité des auteurs français, anglais, allemands, américains, russes usent habituellement de celui de diagenèse.

3. *Compaction.* – Comme dans le cas du métamorphisme, les facteurs actifs dans la diagenèse sont de nature physique et chimique. Il y a cependant une différence: parmi les manifestations de métamorphisme se classent des cas où les effets sont produits uniquement par des facteurs physiques (le dynamométamorphisme s. str., formation des mylonites) ou uniquement par des facteurs chimiques (la métasomatose, dans le sens de LINDBERG 1920). Par contre, la diagenèse des sédiments marins exige la participation des facteurs actifs des deux catégories, physiques et chimiques.

F. J. PETTIJOHN (1956, p. 649) donne l'énumération suivante des principaux processus diagénétiques: «From the geological point of view the principal diagenetic processes are cementation, diagenetic reorganization (authigenesis), diagenetic differentiation and segregation, diagenetic metasomatism, interstratal solution, and compaction». Certainement, cet auteur n'avait pas l'intention d'introduire l'ordre d'importance dans la liste des processus indiqués. Cependant, j'aurais mis la compaction non pas à la fin, mais en tête de cette liste, car c'est elle qui commence la diagenèse et c'est elle qui détermine, ou du moins facilite, l'entrée en jeu des facteurs chimiques.

Examinons donc pour commencer comment les sédiments se tassent, deviennent compacts. – A quelle force naturelle les sédimentologistes attribuent-ils le rôle d'agent de la compaction?

Voici quelques citations:

P. D. TRASK (1950, p. 29–30): «Sédiments change after they have been deposited. The water is squeezed out of pore space owing to the effect of superimposed loads, thus causing a reduction in thickness». Et plus loin: «Essential factors in this compaction are load, grain size, permeability and time».

CARL O. DUNBAR AND JOHN RODGERS (1957, p. 24): «The weight of accumulating sediment presses the mineral particles together, reducing the pore space and squeezing out part of the contained water».

J. JUNG (1963, p. 59): «Il y a compaction lorsqu'un sédiment est écrasé sous le poids des strates qui se sont déposées au-dessus de lui... Son premier effet est de chasser l'eau interstitielle. Une fois l'eau disparue et les particules minérales et colloïdales serrées les unes contre les autres, la roches est devenue imperméable».

AUG. LOMBARD (1956, p. 107): «La compaction est le changement que subit un sédiment lorsque ses particules se tassent, se rapprochent, expulsent l'eau interstitielle et lorsqu'il augmente de densité et de dureté». Et plus loin (p. 366): «L'eau est

expulsée et le sédiment se tasse sous la pression des couches sus-jacentes et sous le poids de l'eau du bassin».

A. VATAN (1954 p. 182): «La compaction tend à réduire considérablement la porosité. En gros, il y a une relation directe entre la compaction et la charge de dépôts qui ont recouvert le sédiment. Il y a aussi une relation avec l'intensité des efforts tectoniques».

L'intervention éventuelle des efforts tectoniques mentionnée dans une seule citation (VATAN), ne me paraît pas être suffisamment argumentée, même au point de vue chronologique. Les forces tectoniques s'exercent sur les masses rocheuses qui se trouvent déjà à l'état solide, c'est-à-dire au moment où le rôle de la diagenèse est achevé, car ce rôle consiste à réaliser la lapidification des sédiments.

Nous lisons chez PETTIJOHN (1956, p. 650): «Compaction is the reduction of pore space and exclusion of interstitial fluids resulting from grain rearangements under load. Compaction is greatest and most important only in the finest – grained sediments».

On voit que tous les auteurs des citations, reproduites ici à titre d'exemple seulement, considèrent que la compaction dépend du poids des sédiments qui s'accumulent, avec le temps, au-dessus de la couche qui nous intéresse.

4. *Compaction par gravité.* – Analysons d'un peu plus près le mécanisme de la compaction. La pression des masses qui s'accumulent au-dessus d'une couche considérée, est une force quasiment statique. Pour certains auteurs, elle écrase les couches sous-jacentes. Notons que le poids de la colonne d'eau au-dessus des sédiments en question n'entre pas en ligne de compte car sa pression est de nature hydrostatique. Ce qui est à prendre en considération, c'est seulement le poids des nouveaux apports de sédiments. Cependant il ne s'agit plus de leur poids absolu, mais de celui dans l'eau.

Inutile de reproduire ici le calcul élémentaire dont il résulte que la couche de sédiments ne devient véritablement écrasante qu'ayant atteint une épaisseur de plusieurs kilomètres. Qu'on songe alors au temps nécessaire pour accumuler de telles épaisseurs!

A. LOMBARD (1956, p. 106) cite quelques exemples des vitesses de sédimentation calculées par divers auteurs. Recalculons les, pour voir en combien d'années s'accumulerait une couche d'une épaisseur arbitraire de 1000 m. Les couches d'une épaisseur inférieure sont de toute façon absolument incapables de produire un effet que l'on pourrait qualifier d'écrasant.

Voici donc les chiffres obtenus par ce calcul:

1) Atlantique Nord (BRAMLETTE et BRANDLEY, 1942) – 26,5 millions d'années.
2) Atlantique Nord (ZOHMANN, 1909) – 1000 millions d'années.
3) Atlantique sous l'équateur (in TRASK, 1939) 41,5 millions d'années.
4) Au large de la Californie (in TRASK 1939) – 3 à 5 millions d'années.
5) En Méditerranée (PETTERSON 1948) 10 millions d'années.

Si l'on tient compte de ces chiffres, l'hypothèse qui table sur le poids véritablement écrasant des couches de sédiments sus-jacentes paraît plutôt aléatoire.

Les épaisseurs faibles du sus-jacent produisent-elles aussi un certain effet de compaction? Il consiste en un glissement des petites particules entre les voisines plus

grosses. Mais la valeur de ce tassement est minime, et l'équilibre statique de la masse des particules est rapidement atteint. Théoriquement il s'agit du problème de l'arrangement compact cubique. Mais les particules des sédiments naturels ne sont pas des sphères idéales. En réalité leurs formes sont très variables: ellipsoïdales, aplaties, allongées ou angulaires. Par conséquent, les conditions naturelles sont beaucoup plus compliquées que celles de l'arrangement compact avec de petites sphères. Mais il ne faut pas croire que ces complications dans la nature sont toutes en faveur de l'action de la pesanteur. Au contraire, il y en a qui s'opposent au tassement par gravité.

Le «temps géologique», auquel on recourt comme à des béquilles pour soutenir certaines hypothèses, ne servira à rien dans le cas placé dans une ambiance statique.

Les expériences au laboratoire (réalisées – hélas! – dans le temps pris à l'échelle humaine) montrent que le tassement produit par le propre poids des sédiments n'est que minime.

Les considérations exposées ci-dessus nous amènent à la conclusion que le poids de la masse des sédiments superposés (superimposed loads) n'est pas capable de produire une véritable compaction poussée au maximum, comprenant l'arrangement compact des particules dans l'espace. Visiblement, il faut se tourner vers d'autres facteurs mécaniques qui sont actifs dans l'évolution de la croûte terrestre.

5. *Vibration de la croûte terrestre.* – Dans une série de mes publications (N. Oulianoff 1958b, 1960a, 1960b, 1960c, 1961a, 1961b, 1961c, 1962) j'ai déjà attiré l'attention des géologues sur l'un de ces facteurs qui est resté jusqu'à présent tout à fait en dehors de leurs intérêts. J'entends par là, la vibration perpétuelle, mais d'intensité variable, de la croûte terrestre.

Pour abréger le présent exposé, je me permets de faire quelques citations tirées de mes textes parus précédemment:

1) «Sur la Terre tout entière s'exercent des forces mécaniques de caractère général (tremblements de terre, volcanisme, marées, tempêtes, changements de la pression atmosphérique). L'action combinée de tous ces phénomènes se manifeste sous forme de vibrations... perpétuelles de toute la croûte terrestre... Les amplitudes de ces vibrations varient d'une place à l'autre et d'un moment à l'autre» (Oulianoff 1958a).

2) «La vibration perpétuelle de la croûte terrestre est peut-être le plus important des moteurs de la formation du grano-classement» (Oulianoff 1958b).

3) «La croûte terrestre est perpétuellement en état de frissons dont les origines sont fort diverses» (Oulianoff 1958c).

Dans sa récente publication le professeur Ph. Kuenen (1964, p. 23–24), critique certaines de mes considérations relatives aux problèmes de la sédimentologie (Oulianoff 1960a, 1960b). Il dit notamment: «Recently Oulianoff has called attention to the constant vibration of the sea floor by microseisme. He claims that this should cause sandy deposit to creep down-slope and spead out on the deep-sea floor, thus producing the deep-sea sands». Kuenen expose ensuite ses arguments qui ont pour but de montrer que les microséismes sont incapables de produire le «creep down-slope».

Il est regrettable que KUENEN laisse croire à ses lecteurs qu'OULIANOFF, en évoquant la vibration de la croûte terrestre, n'entend que les microséismes. Pourtant on lit dans ma note (OULIANOFF 1960a) mentionnée par KUENEN: «... vibration perpétuelle de la croûte terrestre due aux séismes et microséismes». Et plus loin, dans la même publication: «Divers moteurs, dans la nature, assurent le déplacement des matériaux sédimentaires sur les fonds océaniques. Cependant, le seul qui s'exerce dans le monde entier, le seul qui se trouve en activité perpétuelle, le seul dont la puissance dépasse de beaucoup toutes les autres est celui qui résulte de l'intégration, à chaque moment donné, des multiples vibrations qui agitent sans cesse la croûte terrestre, y compris, bien entendu, les fonds océaniques».

On lit dans ma seconde note mentionnée également par KUENEN (OULIANOFF 1960b): «Sur toute la croûte terrestre s'exercent des forces mécaniques qui affectent continuellement le globe terrestre. Ne citons ici que trois d'entre elles pour ne pas entrer dans trop de détails: 1) les séïsmes, 2) les tempêtes, 3) les marées.» Et plus loin, dans la même publication: «Pour chaque point donné sur la terre ou sur le fond océanique la vibration de la croûte terrestre exprime, par son vecteur, la résultante des diverses causes dont les effets sont superposés». Je compare à un orchestre symphonique la vibration complexe de la croûte terrestre, qui intervient activement et sous de multiples aspects dans l'évolution des sédiments terrigènes. Divers «instruments» en commençant par les «violons» et les «flûtes» et en finissant par les «grosses caisses» font partie de cet «orchestre». Chacun de ces instruments produit des vibrations qui lui sont propres et caractéristiques.

Mais KUENEN a séparé de tout cet «orchestre» un seul «instrument», notamment celui dont les vibrations sont les plus fines, et il s'exerce à démontrer l'impuissance de ce facteur (microséisme) à produire l'effet en question (le déplacement des sédiments terrigènes). Il croit avoir démontré ainsi l'erreur de mes arguments et invalidé toute ma conception. Vu ce qui est dit plus haut (par les citations de mes textes) je suis en droit de constater que la critique de KUENEN manque la cible et qu'elle n'altère nullement mes considérations relatives au déplacement des sédiments terrigènes vers les abîmes océaniques sous l'effet de la vibration perpétuelle et complexe de la croûte terrestre.

6. *Vibration et Tassement.* – Pour examiner l'effet des vibrations sur le tassement des sédiments, j'ai monté quelques expériences, au laboratoire. Le matériel employé était du gravier de diverses granulités, du sable grossier, fin et très fin. Comme récipients j'ai utilisé des cylindres en verre de grand diamètre. La vibration était réalisée par un petit vibrateur électrique branché sur le réseau de la ville (fréquence: 50/sec.).

Les mesures faites concernaient le tassement et le durcissement du matériel «sédimentaire». Le premier a été mesuré par le changement de la hauteur de la couche. Le second exigeait l'emploi d'une aiguille pénétrant dans la masse du «sédiment», pratique employée par les techniciens du béton. Comme témoin on a utilisé un récipient pareil rempli d'une charge identique granulométriquement, minéralogiquement et de la même épaisseur (15 cm). L'humectation du matériel et le remplissage définitif des récipients avec de l'eau s'effectuaient avec d'extrêmes

précautions. Le récipient de contrôle, celui qui ne subissait pas de vibration, restait plusieurs jours au repos pour permettre au matériel de se tasser sous l'effet de la gravité.

On a pu constater que les vibrations (transversales ou longitudinales) produisent un accroissement de la compacité des matériaux meubles, tels que le sable ou le gravier. L'épaisseur d'une couche de «sédiment» diminue considérablement (de 20% et davantage) à la suite d'une vibration de quelque 20 min. Le «sédiment» se durcit en devenant compact, ce qu'on constate au moyen d'une aiguille à tricoter (en acier) qui traverse facilement toute l'épaisseur du «sédiment» avant la vibration, tandis qu'après la vibration on n'arrive à la faire pénétrer que sur une très faible épaisseur. Par contre, l'aiguille pénètre facilement dans le «sédiment» de contrôle laissé plusieurs jours au repos. De même, le tassement qui se produit par gravité dans ce «sédiment» de contrôle se mesure seulement par quelques mm. L'épaisseur d'une couche de 15 cm diminue seulement de quelque 4–5 mm. Par conséquent, le tassement, après le repos pendant plusieurs jours, s'exprime par 3% environ.

En principe la vibration produit un effet de compaction identique sur toutes les espèces de matériel terrigène, indépendamment des dimensions des grains. Mais la différence de l'effet de compaction dépend nettement du degré de l'inhomogénéité du mélange des particules de différentes dimensions (différents diamètres).

Sur un matériel composé d'un amas des particules soigneusement criblées jusqu'à l'homogénéité granulométrique, l'effet de compaction sera sensiblement moins grand que sur le matériel granulométriquement très mélangé.

7. *Evolution des roches sédimentaires et vibration.* – L'évolution complète des roches sédimentaires d'origine terrigène comprend cinq étapes. Une fois de plus, il ne faut pas oublier que nos classifications ne correspondent pas exactement aux conditions naturelles, ces dernières ne tolérant pas de divisions tranchées. Chacune des «étapes» indiquées ci-dessous est caractérisée par la prédominance saillante de l'activité de l'un ou de l'autre des facteurs en jeu. Voici donc les caractéristiques de ces étapes:

1) préparation du matériel sur les continents (érosion, transport du matériel par les cours d'eau continentaux jusqu'à l'épuisement de leur force vive après le déversement dans les bassins marins),

2) transport du matériel terrigène sur les fonds marins,

3) sédimentation proprement dite, c'est à dire immobilisation du matériel,

4) compaction sous l'effet des facteurs physiques,

5) lapidification par l'activité des facteurs chimiques et physico-chimiques.

On peut dire en gros, que le matériel terrigène rendu par le continent à la mer se trouve sur une pente généralement inclinée vers les abîmes océaniques, quoique formant des angles variables avec l'horizon. Le matériel terrigène déposé sur elle sera soumis à divers facteurs mécaniques, dont la vibration perpétuelle de la croûte terrestre est le principal, qui le poussent continuellement vers les

abîmes. Mais s'il existe sur cette pente des dépressions limitées, du côté des profondeurs océaniques, par des contre-pentes, ces dépressions serviront de pièges pour le matériel terrigène et arrêteront son déplacement. Une nouvelle étape de son évolution commencera alors. Le matériel passe au stade de dépôt de sédiments stabilisés. C'est à partir de ce moment seulement que commence, pour chaque nouvelle portion du matériel terrigène, le stade de compaction. On peut même dire que cette compaction commence immédiatement. En effet, la gravitation agit toujours. Son effet varie très peu dans le temps et dépend de l'augmentation lente de la couche des sédiments. De même, la vibration de la croûte terrestre intervient tout de suite et avec une efficacité beaucoup plus marquée. Son intensité au contraire, varie beaucoup avec le temps (du pianissimo jusqu'à fortissimo de l'«orchestre» composé de divers «instruments» produisant des vibrations d'amplitudes très différentes).

Pratiquement, pour notre cas, on peut admettre que l'intensité de la gravité est identique sur toute la Terre. Par contre la vibration moyenne de la croûte terrestre, pour une période donnée, varie d'une région à l'autre. Cela dépend de l'entrée dans l'«orchestre» des «instruments» les plus puissants, c'est-à-dire des facteurs séismiques, autrement dit de la distribution sur la Terre des régions à diverses séismicités. Nous pouvons ainsi nous rendre compte du fait que la gravité à elle seule contribue faiblement à la compaction des sédiments. Le bouclier scandinave formé de roches métamorphiques très anciennes et plissées supporte des sédiments non plissés tels que du Cambrien. Ces dernières roches se trouvent, dès leur formation, hors des zones séismiques. Et l'on voit que la gravité n'a réussi que médiocrement à compacter ces roches.

8. *Gravité et porosité.* – Certains sédimentologistes confondent la compaction et la lapidification, autrement dit les effets des facteurs physiques et des facteurs chimiques, ou encore – le réarrangement purement géométrique des particules et leur recollage et recristallisation par les facteurs chimiques. Ces auteurs considèrent facilement que la diminution de la porosité est proportionnelle à l'effet de la gravité.

D'après HEDBERG (1936) la compaction se mesure en pourcentage de la réduction du volume de la roche. Mais à la page 263 HEDBERG dit qu'il incline à croire, «that porosity is much better index of pressure than is bulk density».

De même nous lisons chez F. J. PETTIJOHN (1956) p. 679: «Observations show that shales undergo a marked compaction. The open spaces are eliminated or greatly reduced by closer packing crushing, and deformation of the grains, as well as by more or less recrystallization. The porosity therefore may be taken as a measure of the degree of compaction which the shale has undergone. In general in any given area, those rocks which are oldest and which have been covered by the greatest depth of overburden show the lowest porosities».

9. *Quartzites.* – Le cas spécial de la diagenèse des quartzites est particulièrement intéressant pour comprendre l'évolution de la compaction. Supposons qu'un matériel quartzeux a été fourni par de grandes plages ou les grains de quartz ont été lavés et criblés par les vagues et les marées. Admettons aussi que pendant le déplacement sur la pente du fond marin ce matériel uniminéral n'a pas été contaminé par des

argiles avant d'arriver au piège (dépression) où il restera immobilisé tout en étant exposé à l'activité des facteurs de la diagenèse. Comme il est dit plus haut, le tassement du sédiment, sa compaction, commence alors immédiatement. Les effets de la compaction sont tout différents pour un sédiment homogène granulométriquement et un sédiment hétérogène à ce point de vue. Dans le premier cas (sable homogène granulométriquement) le matériel atteint, presque dès la sédimentation, le degré de compaction possible. La vibration secoue les grains sans que ceux-ci occupent la position assurant la compaction la meilleure, autrement dit le pourcent du volume des vides dans le volume total du matériel reste constant.

Alors entre en ligne la cémentation.

Dans le second cas, (grains de quartz très inhomogènes granulométriquement) la vibration arrive à réaliser un arrangement compact plus parfait, les particules de petits diamètres trouvant le chemin vers les vides qui restent entre les particules plus grosses. De cette façon le matériel se tasse progressivement.

Il peut arriver plus tard que dans cette masse compactée de sable pénètrent des solutions suffisamment concentrées et capables de précipiter un minéral liant les interstices (en général, quartz ou silice, ou carbonate, calcite pour la plupart).

Si ce liant est quartzeux, le dépôt de sable déjà compact se transforme en quartzite, roche nettement monominérale dans laquelle il devient difficile de distinguer la structure initiale du dépôt.

Si l'eau circulante précipite des carbonates, la structure initiale devient mieux visible à cause de la différence minéralogique entre la masse fondamentale et le liant. On peut distinguer encore un troisième cas, où les eaux circulantes n'ont produit aucune précipitation. Les vides alors ne sont pas remplis et la roche reste poreuse ou spongieuse.

Comme J. Jones (1944) a bien remarqué, «the rate of compaction is most rapid at the time of or shortly after deposition; it decreases greatly with the passage of time».

10. *Elimination de l'eau.* – Nous sommes ici devant le problème relatif à l'élimination de l'eau de la masse du matériel en voie de compaction. Certains auteurs considèrent que le poids des masses superposées chasse l'eau des pores et des canaux et notamment latéralement. Le modèle de l'odomètre utilisé par Skempton (1943) est très caractéristique sous ce rapport. La description de l'instrument est accompagnée d'un dessin très clair. Voici la marche de l'experience. Le spécimen que l'on veut soumettre à une pression est placé entre deux plaques d'une roche poreuse. L'eau chassée des spécimens est recueillie latéralement sous la plaque poreuse supérieure. La partie supérieure du dispositif, y compris la plaque poreuse inférieure, est noyée dans l'eau afin de prévenir la perte d'eau du spécimen par évaporation. On admet donc que toute eau évaquée par pression fuit uniquement en descendant, à travers la plaque poreuse inférieure. L'expérience avec l'argile imbibée d'eau montre qu'avec l'augmentation de la pression l'eau s'en va et la compacité de l'argile augmente, autrement dit l'argile devient de plus en plus sèche. Mais il n'est pas prudent d'appliquer au cas des sédiments dans la nature les coefficients obtenus ainsi par l'expérimentation au

laboratoire. L'eau que la pression chasse doit s'en aller quelque part, doit trouver des voies de fuite. Lors de l'expérimentation l'eau s'échappe latéralement. Dans la nature l'échappement latéral est quasiment inexistant, vu la grande extension des couches sédimentaires. Tout autour d'une aire considérée du dépôt sédimentaire se trouve la continuation du même dépôt. Ainsi l'écoulement en suivant les couches horizontales, n'est pas libre. Le frottement du liquide dans les canaux (microscopiques!) ne pourrait être vaincu que si quelque part, à une certaine (courte) distance, existait une rupture de la continuité de pression qui créerait un puissant appel des fluides. Mais un pareil cas n'est que purement théorique. Par contre, il existe une direction tout à fait naturelle pour la fuite de l'eau chassée des sédiments. Evidemment cette direction n'est pas latérale, mais bel et bien verticale, tournée vers le haut. Ici on bute contre un obstacle. En effet, d'après les théories courantes, qui considèrent la pesanteur comme facteur essentiel de la compaction, les eaux sont chassées des sédiments par le poids des masses sédimentaires accumulées. Plus ces masses sont épaisses et plus leur poids est grand, ce qui augmenterait la compaction sous l'effet de la gravité. On voit alors que le passage vers le haut serait interdit pour les eaux éliminées par la pression des masses superposées. C'est pour cette raison que les auteurs imaginent l'écoulement latéral. Toutefois cette dernière hypothèse est proposée sans demander l'approbation de l'hydrodynamique.

L'image du mécanisme de l'élimination des eaux lors de la compaction, devient beaucoup plus simple si l'on n'oublie pas de tenir compte de la vibration perpétuelle de la croûte terrestre. Sous l'effet de ce facteur les particules s'arrangent à remplir l'espace disponible au maximum (arrangement compact) en chassant les fluides. Ces derniers, comme matériel plus léger par rapport au matériel terrigène, se déplacent vers le haut, vers le niveau supérieur. Si la cadence des nouveaux arrivages du matériel sédimentaire n'est pas rapide, la vibration pourra chasser une forte proportion des eaux retenues encore par les sédiments, chasser et les rendre à l'eau océaniques couvrant la couche sédimentaire. Alors le niveau supérieur d'une couche de sédiments sera compacté au maximum. Il ne restera dans le corps de la couche sédimentaire que l'eau sous forme de pellicules (films) fortement adsorbée par la surface des particules.

Mais si la cadence des nouveaux arrivages du matériel terrigène est rapide, tandis que, par contre, la puissance de la vibration est faible, l'importance du premier facteur prendra le dessus sur le second, l'élimination de l'eau vers le haut se trouvera de plus en plus gênée par l'accumulation des couches superposées, jusqu'à ce que s'établisse l'arrêt total de l'élimination vers le haut de l'eau de la couche inférieure. La couche considérée retiendra alors, dans sa masse sédimentaire, un certain volume d'eau qui n'a pas eu le temps d'être chassée complétement par la vibration. Cette eau restera à demeure, comme eau fossilisée, dans le corps de la roche qui se trouve en voie de lapidification, car son évacuation latérale est impossible (voir plus haut).

Une expérience donne l'image de ce processus. Le «sédiment» (une couche de 15 cm) est soumis à une vibration qui commence à le compacter. Mais on arrête la vibration avant que le durcissement soit avancé, ce sur quoi l'aiguille d'essai nous renseigne. La grosse couche de nouveaux sédiments est remplacée, dans l'expérience,

par une couche d'un cm d'argile (j'ai utilisé la bentonite), qui représente la barrière arrêtant le déplacement vers le haut de l'eau chassée. Pour retenir cette mince couche d'argile celle-ci est recouverte d'une couche de 5–10 cm de «sédiments», mélange de la même nature que la couche inférieure. Ensuite tout ce complexe est soumis de nouveau à une vibration. Au bout de quelque 10–15 min, on voit apparaître au sommet de la couche inférieure et en-dessous de la couche d'argile, un niveau très imbibé d'eau. Elle est chassée vers le haut par l'effet continu de la compaction produite par la vibration. Ensuite cette eau est arrêtée, avant de se mélanger avec l'ambiance de l'eau océanique, par la couche des «sédiments» plus ou moins imperméables.

C'est une eau fossile. Elle n'est pas fixée aux particules. Porteuse de divers minéralisateurs elle est susceptible d'entrer plus tard dans le circuit de migration en suivant l'appel des changements des gradients thermique ou de pression. Les innombrables forages effectués dans la recherche du pétrole dans le monde entier nous ont renseignés sur les volumes gigantesques de cette eau fossile qui fait partie intégrante des roches sédimentaires dans les profondeurs (OULIANOFF 1958 c, 1959).

Revenons encore au premier cas: le sédiment est compacté et durci par la vibration jusqu'à la surface supérieure de la couche. Supposons que cette dernière reste encore longtemps sans être recouverte de nouveaux arrivages du matériel terrigène. Toutefois, cette surface reçoit un apport (très lent) du matériel colloïdal, précipité par coagulation de même que de la poussière cosmique et volcanique, des restes d'animaux migrateurs. Tout ce matériel couvre la surface de notre couche, déjà durcie, d'une pellicule unie de nature argileuse. Son épaisseur est faible, mais elle servira fort bien comme couverture séparant les sédiments du nouvel arrivage de ceux de la couche inférieure déjà durcie antérieurement. La vibration de la croûte terrestre s'attaque aux nouveaux sédiments éliminant une quantité considérable d'eau, les granoclassant, les compactant, les durcissant.

Ce phénomène peut se répéter un nombre indéfini de fois, c'est-à-dire autant de fois que sur les continents se produisent des cataclysmes (orages, tempêtes, etc.) qui poussent vers les océans des masses considérables de produits d'érosion accumulées pendant les années plus tranquilles.

11. *Compaction et granoclassement.* – Simultanément avec la compaction, la vibration de la croûte terrestre réalise aussi le granoclassement du matériel fraîchement sédimenté et stabilisé sur le fond des abîmes océaniques ou dans les bassins-pièges situés entre les continents et les abîmes.

On rencontre dans les roches sédimentaires trois cas principaux de granoclassement:

1) Le plus fréquent est la succession des zones où le matériel plus grossier se situe à la base de la couche, tandis que le sommet est occupé par le plus fin;

2) Parfois, on constate l'inversion du granoclassement: les grosses particules se situent au sommet de la série et le fin en bas. On sait que ces cas ont donné lieu à des confusions concernant la stratigraphie. Certains auteurs croyaient fermement qu'une pareille inversion témoigne indiscutiblement du renversement tectonique des couches.

3) Enfin, on rencontre des couches avec absence totale d'une structure ordonnée granulométriquement. En effet, la coupe verticale d'une telle couche montre que les particules, grandes et petites, ne sont soumises à aucune règle quant à leur situation dans la masse de la roche donnée.

Il est impossible d'attribuer aux courants de turbidité ces trois espèces de classement des sédiments. Or j'ai pu montrer, par l'expérience, que la vibration est capable de les réaliser. Tout dépend de l'orientation du vecteur de vibration. Si le vecteur en question se rapproche de l'horizontalité, le granoclassement sera: le fin en haut, le grossier en bas. Si le vecteur de la vibration est perpendiculaire à la couche du sédiment, le classement sera inverse. Enfin, dans le cas où le vecteur de vibration est incliné à 45° environ par rapport à l'horizon, le granoclassement ne se réalise pas du tout (certain dépôts de Flysch).

Il faut souligner que le premier cas est beaucoup plus fréquent que les deux autres. La raison en est claire. Admettons que pour une région donnée la profondeur moyenne des foyers séismiques se chiffre par 15 km environ. Les sédiments des lieux situés sur le cercle décrit par le vecteur faisant 45° avec l'horizon seront marqués par l'absence de granoclassement. Les sédiments des lieux qui se trouvent sur la surface circonscrite par le vecteur de vibration faisant plus de 67° avec l'horizon (région de l'épicentre) seront granoclassées avec les grosses particules renvoyées au sommet de la couche des sédiments. Pour les lieux qui sont les plus rapprochés de l'épicentre, cette tendance sera le plus nettement prononcé. Par contre, si nous nous éloignons de plus en plus du cercle décrit autour de l'épicentre par le rayon de 15 km nous rencontrons des lieux où le granoclassement confus tend à devenir de plus en plus ordonné, caractérisé par la position des particules à gros diamètre en bas et les plus petites au sommet. Les vecteurs inclinés de 22° et moins par rapport à l'horizon se rapprochent pratiquement de l'horizontalité. La vibration transmise par ces vecteurs produit dans les sédiments un granoclassement de plus en plus parfait comme succession des zones. Dans le cas pris comme exemple, le régime caractérisé par cette dernière espèce de granoclassement s'étend au-dela du cercle décrit autour de l'épicentre par le rayon de 37 km.

Il n'y a pas lieu de tracer un cercle qui indiquerait la distance extrême, à partir de l'épicentre, des points où un tremblement de terre donné se ferait encore sentir efficacement. Cette distance dépend uniquement de la puissance du séisme. La distribution concentrique, autour de l'épicentre des zones caractérisées chacune par le granoclassement spécial, explique le fait que la troisième catégorie de granoclassement est le plus largement répandue, tandis que la première est la plus rare. De plus, la plupart des vibrations de la croûte terrestre, autres que celles produites par les séismes, sont caractérisées par un vecteur à peu près horizontal.

Mais le granoclassement parfait est réalisé essentiellement par la première catégorie. En effet, le gros montant vers le sommet se débarasse successivement du fin qui reste en arrière. Les zones de diverses granularités présentent alors les séries de matériaux les mieux seléctionnés. L'effet de cette sélection est évident: dans chaque lit composé de matériel uniforme granulométriquement, l'état de compaction n'est pas à son maximum, car d'innombrables vides subsistent encore entre les grains, et ces vides ne sont pas remplis par le fin car ce dernier est absent. Probable-

ment nous tenons ici la solution du problème concernant la formation des grès et des quartzites à ciment amené du dehors et précipité par des solutions dans les vides où il se détache souvent très nettement. Les couches des sédiments hétérogènes granulométriquement et classés de sorte que le gros vient à la base, sont mieux compactées, car les vides entre les gros grains y sont remplis par des fractions de plus en plus fines. Le classement sélectionné ne se réalise donc pas d'une manière parfaite dans ce groupe; il est estompé, flou.

Toutefois, il reste des vides qui ne seraient pas bouchés si les sédiments ne comprenaient pas une proportion suffisante d'argile très fine. Les vides qui subsistent seront alors remplis d'eau de mer. Divers auteurs (par ex. HEDBERG (1936; JONES, 1943) ont montré par les observations d'échantillons (souvent des carottes de forages) provenant de diverses profondeurs des masses rocheuses que la «compaction» augmente avec la profondeur. Ces auteurs confondent dans un seul terme (compaction) deux notions totalement différentes: a) réarrangement compact des particules formant la masse sédimentaire, ce qui est un phénomène géométrique et, b) remplissage des pores, qui restent encore après l'arrangement compact, des fissures ou des vides qui apparaissent dans les roches sédimentaires déjà lapidifiées, remplissage dû à l'activité des eaux (principalement capillaires) qui amènent des matières de «pansement» (silice, carbonates, etc.)

Il est évident qu'avec le phénomène de remplissage des pores et des vides nous sommes dans le domaine de la chimie qui n'a rien de commun avec les forces mécaniques produisant l'arrangement compact proprement dit dans la masse composée initialement de particules meubles,

C'est cette compaction géométrique qui fait passer la masse incohérente à l'état de plus en plus solide et durci. Cette compaction mécanique réduit notamment le grand volume initial des sédiments au volume définitif de la roche sédimentaire. Et c'est déjà au début de la transformation des sédiments en roche sédimentaire que commence ce tassement.

L'accumulation des couches successives des roches, couches sus-jacentes, ne change rien (ou presque) dans la géométrie d'une couche considérée. A la suite de l'augmentation de l'épaisseur des couches accumulées il se produit un changement des gradients des autres facteurs physiques (pression statique, température) qui activent la circulation des solutions, ces dernières étant des agents de métasomatose. Mais c'est une autre page de l'histoire des roches dans la croûte terrestre. Les fissures, les vides de dissolution apparaissent dans la roche à la suite des mouvements tectoniques, même les plus faibles, et les solutions guérissantes sont canalisées vers les zones où se produit une baisse de pression, si faible soit-elle.

En résumant les réflexions exposées ci-dessus, nous pouvons dire, que parmi tous les stades que comprend la diagenèse, la compaction est chronologiquement le premier. Elle détermine essentiellement l'amorce et la marche de toutes les réactions chimiques et physicochimiques qui se dérouleront ensuite dans les sédiments en voie de leur transformation en roche sédimentaire. Le facteur principal de la compaction est la vibration perpétuelle et complexe de la croûte terrestre, à laquelle s'ajoute aussi dans une certaine mesure, la gravité. Grâce à leur vibration les particules moins gênées par leurs voisins peuvent plus librement

suivre l'appel de la gravité, soit se tasser. L'action des deux facteurs est par conséquent conjuguée. Par contre, la gravité seule ne réalise qu'une compaction extrêmement limité des particules.

PUBLICATIONS CITÉES

v. BUBNOFF, S. (1931): *Grundprobleme der Geologie.*

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

FOURMARIER, P. (1944): *Principes de géologie.* 2e éd.

HEDBERG, H. D. (1936): *Gravitational compaction of clays and shales.* Am. J. of Sc. (5) *31*, 241–287.

JONES, O. T. (1943): *The compaction of muddy sediments.* Quarterly Jour. Geol. Soc. London, *100*, 137–160.

JUNG, J. (1963): *Précis de pétrographie.* Paris (Masson).

KUENEN, Ph. H. (1964): *Deep-sea sands and ancient turbidites.* Developments in Sedimentology, *3*, 3-33, Amsterdam.

LINDBERG, W. (1930): *Mineral deposits*, New York (Mac Graw-Hill).

LOMBARD, AUGUSTIN (1956): *Géologie sédimentaire.* Paris (Masson).

MOORHOUSE, W. (1964): *The study of roks in thin section.*

OULIANOFF, N. (1958a): *Sédimentologie et géophysique.* C. R. Ac. Sci. *247*, 313.

- (1958b): *Effet des vibrations experimentales sur la sédimentation.* C. R. Ac. Sci. *247*, 2404.
- (1958c): *L'eau comme sédiment.* Ve congrès intern. de sédimentologie. Eclogae geol. Helv., *51*/3, 696.
- (1959): *Deux cycles des eaux souterraines* C. R. Ac. Sci. *249*, 2812.
- (1960a): *Transport des matériaux meubles sur les fonds océaniques.* C. R. Ac. Sci. *250*, 4410.
- (1960b): *Compaction, déplacement et granoclassement des sédiments.* Intern. Geol. Congres XXI session, Norden. Part X, 54–58, Copenhagen.
- (1960c): *Problème du Flysch et géophysique.* Eclogae geol. Helv., *53*/1, 155.
- (1961a): *Rides sur les fonds océaniques et courants sous-marins.* C. R. Ac. Sci. *253*, 507.
- (1961b): *Rides sous-marines.* Bull. Soc. vaudoise Sc. nat. Lausanne, *67* et Bull. Lab. Géol. Min., Geoph. et Musée géol. Université Lausanne. *130.*
- (1961c): *Problème de ripple marks croisées et leur fossilisation.* Eclogae geol. Helv. *54*/2, 499.
- (1962): *Ripple marks croiseés et le problème général de fossilisation des rides.* C. R. Ac. Sci. *254*, 148.

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

SKEMPTON, A. W. (1943): *Notes on the compressibility of clays.* Quaterly Jour. Geol. Soc. London, *100*, 119–135.

STRAKHOV, N. (1955): *Messager de l'Ac. Sci. de l'U.R.S.S.* Série geol. N° 1.

TRASK, P. D. (1950): *Applied sedimentation.* New York (Wiley).

TWENHOFFEL, W. H. (1932): *Treatise on sedimentation* 2nd ed. London.

VATAN, A. (1954): *Pétrographie sédimentaire.*